



# **UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

Posgrado en Ciencias de la Tierra  
Centro de Geociencias

## Formación y evolución de un límite de provincias geológicas usando como caso de estudio, el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende

### **TESIS**

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
**DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

PRESENTA:

**GONZALO CID VILLEGAS**

TUTOR:

Dr. Shunshan Xu (Centro de Geociencias, UNAM)

Comité Evaluador:

Dr. Ángel Francisco Nieto Samaniego (Centro de Geociencias, UNAM)

Dr. José Oscar Campos Enríquez (Instituto de Geofísica, UNAM)

Dr. José Rafael Barboza Gudiño (Universidad Autónoma de San Luis Potosí)

Dr. Edgar Juárez Arriaga (Instituto de Geología, UNAM)

Juriquilla, Querétaro.

Octubre 2023



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## DECLARATORIA DE ETICA

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría.

Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.



---

Cid Villegas Gonzalo

## *Agradecimientos:*

Le debo tanto a tantas personas, sin ellos no estaría aquí, a pesar de lo complicado que es para mí enlistarlos haré el intento. Antes que nada, gracias a la vida, a Dios y a mi familia por su apoyo. Mis padres Valentín y Rosalina por ustedes soy lo que soy y gracias a todos sus esfuerzos y enseñanzas llegué hasta este punto (Aun sigo queriendo tomar leche, comer queso y matar a la vaca). Mis hermanos Manuel y Teresa a pesar de no siempre ser tan cercanos, me han apoyado incondicionalmente. A mis sobrinas Maia y Valentina gracias por alegrarme los días que estoy voy a mi tierra.

Gracias al Dr. Shunshan Xu, por todas sus enseñanzas en el aula y en campo, por guiarme en la realización de este proyecto, que a pesar de todos los altibajos nunca dejó de apoyarme. Dra. Susana Alaniz, a usted le debo mucho, fue usted aquella que creyó en mi cuando más lo necesitaba, usted me dio esperanza cuando lo veía todo perdido, estoy eternamente agradecido con usted. Dr. Alberto Vásquez Serrano, llevo ya toda una vida de conocerle que me creo con el derecho de tutearte, me has apoyado desde hace años y tú le diste orden a este proyecto caótico, mil gracias por todas las enseñanzas en campo y concejos de vida. Dr. Oscar Campos, a usted también le debo mucho, recuerdo cuando me acerqué por primera vez con usted y a pesar de no conocerme bien, me dio la oportunidad de trabajar con usted, gracias por todas esas tardes/noches que me quedaba trabajando al lado de su oficina para sacar los modelos, por orientarme y aconsejarme. A la Dra. Eliza Fitz, el Dr. Fernando Corbo, el Dr. Edgar Juárez, el Dr. Ángel Nieto, el Dr. Rafael Barboza, que me han apoyado durante diferentes etapas de este proyecto, sus contribuciones hicieron crecer de gran medida esta investigación. Asimismo, agradezco al Centro de Geociencias por brindarme sus instalaciones y laboratorios para poder realizar este proyecto, al CONAHCyT por brindarme una beca, así como el financiamiento proporcionado de los proyectos PAPIIT IN107219 y IN102919.

Este proceso ha sido tan largo y a veces tan pesado que sin el apoyo de mis amigos del posgrado no se pudo haber finalizado. Muchos de ellos me acompañaron a campo, me brindaron parte de su conocimiento, así como su valioso concejo, entre los que puedo mencionar están: Erick Medina, Alejandro Rodríguez, Andrea Billarent, Cecilia Mata, Alexis del Pilar, Lenin Valdez. También quiero agradecer a todos aquellos amigos del pasillo de estudiantes del Cgeo que de una u otra forma me han brindado su consejo y

apoyo: Diego, Myrna, Vania, Yazmín, Bayona, Steven, Daniela, Sambit, Paco, Diana, Juan Carlos, Rodrigo, Oscar, Eliseo, Fito, Lupillo, Mónica.

Fuera del Cgeo también encontré personas incondicionales que me apoyaron. Sheila (eres lo mejor que me dejó Los que Callamos los Becarios del CONACyT), tú fuiste testigo de todo el proceso, me viste en mis peores momentos siempre me brindaste tu apoyo y consejo, me abriste las puertas de tu casa y me hiciste sentir una segunda familia, mil gracias. Alejandra, quien diría que al perder una apuesta ganaría tanto ¿te acuerdas?, hemos pasado muchas cosas juntos, esas idas a conciertos, esas noches tan largas que nos pasamos hablando, muchas gracias por ser un apoyo moral muy importante para mi y por brindarme la confianza de contarme tanto (aunque a mi aun me cuesta un poco). Sin miedo a equivocarme hubo algo que me mantuvo cuerdo y a flote dentro de este largo proceso (a parte de la música y bailar) y eso fue el Ultimate, si bien en mis comienzos en CDMX con Pumas (hoy Condor) creo al equipo que le debo todo es Valhalla (así como a Ronin y Nova) que me permitió conocer personas increíbles, que me dejaron enseñanzas de vida entre los que puedo mencionar (una disculpa por no mencionar a todos) están Aaron, Hiram, Miri, Julius, Chino, quienes ya son veteranos en el deporte y de ellos aprendí a ser constantes y nunca rendirse; a los chicos de Nova que en lo personal me inyectaron de energía y con su juventud me contagian su alegría y las ganas de seguir en el juego. Así como a otras maravillosas personas que he conocido en el mundo Ultimatero como Piti, Edzan, Vania, Fego, Lau, Edith, Wero, entre muchos más. Y justo el Ultimate me trajo hasta ti, Natalia, gracias a ti, pude hacer el último esfuerzo y concluir este proyecto, apareciste en un momento en el que sentía que todo estaba gris y me sentía estancado, no podía avanzar. Me motivaste a continuar, tener una sonrisa de oreja a oreja todo el día, como hace mucho tiempo no lo hacía, a volver a mirar el cielo y emocionarme por los hermosos atardeceres ¡hiciste que volviera a recordar el amor que tengo por la música! y, por último, me hiciste cuestionarme ¿por qué no? Mil mil gracias.

**En memoria de:**

Teresa Contreras Ladino

Camilo Eleazar Villegas Contreras

Pingüina

## Resumen

El Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) tiene una longitud de más de 500 km y presenta una orientación casi N-S. La parte norte de este sistema de fallas corresponde al límite entre las provincias Mesa Central (MC) y Sierra Madre Oriental (SMOr). El área de estudio va desde la Ciudad de Querétaro hasta la Sierra de Catorce en San Luis Potosí. Dentro de este proyecto se estudia la formación y evolución del SFTSMA a través de métodos geológicos y geofísicos. Los datos estructurales fueron colectados en unidades mesozoicas de cuatro localidades: Juriquilla, Qro.; San Miguel de Allende, Gto.; Sierra de los Cuarzos, Gto.; y Mineral de Pozos, Gto. El análisis estructural se enfocó en determinar la dirección de transporte tectónico mediante la orientación de fallas inversas, vergencia de pliegues y los paleoesfuerzos obtenidos a partir de las estrías de falla. Se reportan nuevos datos estructurales y edades U-Pb en granos de circon detrítico de unidades sedimentarias mesozoicas. Se discute sobre la posibilidad de tener tres eventos de deformación contractiva (DC). El evento DC1 se infiere contemporáneo a la acreción del Terreno Guerrero y dentro del área de estudio sólo se observa en las rocas mesozoicas más antiguas de Sierra de los Cuarzos. Por su parte, las edades máximas de depósito obtenidas en unidades mesozoicas de San Miguel de Allende y Juriquilla,  $110.70 \pm 0.93$  Ma y  $110.66 \pm 1.59$  Ma (Albiano temprano), respectivamente, limitan la edad de la deformación DC2, siendo posterior a los ~110 Ma, por lo que esa deformación resulta contemporánea a la formación del Orógeno Mexicano. Las edades máximas de depósito obtenidas en unidades mesozoicas de Sierra de los Cuarzos y Mineral de Pozos ( $99.67 \pm 1.16$  Ma y  $98.46 \pm 1.08$  Ma, respectivamente) sugieren que la deformación DC2 ocurrió durante o después del Cretácico Tardío. El evento DC2 se observa en las cuatro localidades estudiadas. Mediante el análisis estructural se determinó que DC1 tiene una dirección de transporte al SE, el evento DC2 presenta una dirección de transporte general al WSW en Juriquilla, San Miguel de Allende

y Sierra de los Cuarzos y al E-NE en Mineral de Pozos. Las direcciones de transporte al WSW difieren de la dirección de acreción del Terreno Guerrero y de la dirección de la formación del Orógeno Mexicano. Esta diferencia en la dirección de transporte podría ser producto de retrocabalgaduras formadas en la parte trasera de la cuña orogénica, y/o heterogeneidades en el basamento. Para el evento DC3 se infiere una edad del Paleoceno (66 a 55 Ma) y una dirección de transporte tectónico al NW. Sin embargo, aún falta información más detallada de este evento y puede abordarse en futuras investigaciones. Por último, la deformación extensional de las rocas mesozoicas manifiesta cuatro eventos del Eoceno al Reciente, con orientaciones N-S, NE-SW, y NW-SE. Para la parte geofísica se realizaron estudios gravimétricos, obteniendo un mapa de anomalía de Bouguer regional y el análisis de cinco perfiles gravimétricos con longitudes de 100 km a 250 km y con orientaciones E-W y NE-SW. La anomalía de Bouguer muestra principalmente dos dominios gravimétricos: el alto gravimétrico A1 en la parte NE relacionada a la Sierra Madre Oriental y el bajo gravimétrico B1 en la parte NW relacionada a la Mesa Central. La información de los cinco perfiles junto con la información geológica permite proponer un modelo del basamento bajo el límite de ambas provincias. El modelo propone que la interacción entre los basamentos de la MC y la SMOr es transicional. Por diferencias de densidad el basamento de la MC (2.8 gr/cm<sup>3</sup>) cabalga al basamento de la SMOr (2.9 gr/cm<sup>3</sup>). Mientras que en la parte central del área de estudio la cabalgadura es de un bajo ángulo (30°-35°), la parte norte muestra un cambio abrupto entre ambos basamentos (mayor de 70°). Asimismo, los perfiles refuerzan la hipótesis de que los espesores de la corteza varían de 30 km en la MC a 33 km en la SMOr.

## Abstract

The Taxco-San Miguel de Allende Fault System (TSMAFS) has a length of more than 500 km and has a nearly N-S orientation. The northern part of this fault system corresponds to the boundary between the provinces of Mesa Central (MC) and Sierra Madre Oriental (SMOr). Within this project, the formation and evolution of the SFTSMA is studied through geological and geophysical methods. Structural data were collected in Mesozoic units from four localities: Juriquilla, Qro.; San Miguel de Allende, Gto.; Sierra de Los Cuarzos, Gto.; and Mineral de Pozos, Gto. The structural analysis focused on determining the direction of tectonic transport through the orientation of reverse faults, fold vergence, and the paleostresses obtained from the fault striae. New structural data and U-Pb ages in detrital zircon grains from Mesozoic sedimentary units are reported. The possibility of having three contractive deformation (CD) events is discussed. The event CD1 is inferred contemporary to the accretion of the Guerrero Terrane and within the study area it is only encountered in the oldest Mesozoic rocks of the Sierra de Los Cuarzos. On the other hand, the maximum ages of deposition obtained in Mesozoic units of the San Miguel de Allende and Juriquilla,  $110.70 \pm 0.93$  Ma and  $110.66 \pm 1.59$  My (early Albian), respectively, limit the age of the deformation CD2, being later than  $\sim 110$  Ma, so this deformation is contemporary to the formation of the Mexican Orogen. The maximum depositional ages obtained in Mesozoic units from the Sierra de Los Cuarzos and Mineral de Pozos ( $99.67 \pm 1.16$  Ma and  $98.46 \pm 1.08$  Ma, respectively) suggest that the deformation CD2 occurred during or after the Late Cretaceous. The event CD2 is observed in the four locations studied. Through the structural analysis it was determined that CD1 has a direction of transport to the SE, the event CD2 presents a general direction of transport to the WSW in Juriquilla, San Miguel de Allende and Sierra de Los Cuarzos and to the E-NE in Mineral de Pozos. The WSW transport directions differ from the Guerrero Terrane accretion direction and the Mexican



Orogen formation direction. This difference in the direction of transport could be the product of backthrusting formed in the rear part of the orogenic wedge, and/or heterogeneities in the basement. For the event CD3, a Paleocene age (66 to 55 Ma) and a NW tectonic transport direction are inferred. However, more detailed information on this event is still lacking and can be addressed in future research. Finally, the extensional deformation of the Mesozoic rocks shows four events from the Eocene to the Recent, with N-S, NE-SW, and NW-SE orientations. For the geophysical part, gravimetric studies were carried out, obtaining a regional Bouguer anomaly map and analysis of five gravimetric profiles with lengths from 100 km to 250 km and with E-W and NE-SW orientations. The Bouguer anomaly shows two main gravimetric domains: the high gravimetric A1 in the NE part related to the Sierra Madre Oriental and the low gravimetric B1 in the NW part related to the Mesa Central. The information of the five profiles together with the geological information allows to propose a model of the basement under the boundary of both provinces. This model shows that the interaction between the foundations of the MC and the SMOr is transitional. Due to differences in density, the basement of the MC (2.8 gr/cm<sup>3</sup>) rides the basement of the SMOr (2.9 gr/cm<sup>3</sup>). While in the central part of the study area the thrust is at a low angle (30°-35°), the northern part shows an abrupt change between both basements (greater than 70°). Likewise, the profiles reinforce the hypothesis that the thicknesses of the crust vary from 30 km in the MC to 33 km in the SMOr.

# Índice

1. Generalidades.....	12
1.1 Hipótesis.....	18
1.2 Objetivos .....	18
1.3 Antecedentes.....	19
2. Marco geológico .....	23
2.1 Estratigrafía.....	23
2.1.1 Sierra Madre Oriental.....	23
2.1.2 Mesa Central .....	28
2.1.3 Faja Volcánica Transmexicana .....	30
2.2 Marco Estructural.....	32
2.2.1 Sierra Madre Oriental.....	32
2.2.2 Mesa Central .....	34
2.2.3 Faja Volcánica Transmexicana .....	36
2.3 Evolución geológica durante el Mesozoico en el centro de México .....	38
2.3.1 Evolución geológica Triásico-Jurásico .....	38
2.3.2 Acreción del Terreno Guerrero.....	41
2.3.4 Formación del Orógeno Mexicano.....	44
3. Geología Local.....	47
3.1 Estratigrafía local .....	47
3.1.1 Segmento norte .....	48
3.1.2 Segmento sur.....	56
3.2 Estructuras Principales .....	61
3.2.1 Sierra de Catorce.....	61
3.2.2 Sierra de Coronado .....	62

3.2.3 Graben Villa de Arista .....	64
3.2.4 Graben Villa de Reyes.....	64
3.2.5 Sistema de Fallas San Miguel de Allende-Querétaro.....	65
4. Metodología.....	68
4.1 Metodología geológica.....	68
4.1.1 Trabajo de Gabinete .....	68
4.1.2 Trabajo de Campo.....	69
4.1.3 Trabajo de laboratorio.....	72
4.2 Metodología geofísica .....	75
4.2.1 Fundamentos teóricos de la prospección gravimétrica .....	75
4.2.2 Correcciones gravimétricas .....	78
4.2.3 Anomalías Regionales y locales .....	80
4.2.4 Adquisición y procesamiento de datos gravimétricos satelitales .....	81
5. Resultados.....	88
5.1 Petrografía y geocronología.....	88
5.1.1 Petrografía.....	88
5.1.2 Geocronología.....	90
5.2 Estructuras de acortamiento .....	95
5.2.1 Zona Juriquilla.....	95
5.2.2 Zona San Miguel de Allende.....	101
5.2.3 Zona Sierra de los Cuarzos .....	105
5.2.4 Zona Mineral de Pozos.....	109
5.3 Estructuras de extensión .....	113
5.3.1 Zona Juriquilla.....	113
5.3.2 Zona San Miguel de Allende.....	116
5.3.3 Zona Sierra de los Cuarzos .....	118

5.3.4 Zona Mineral de Pozos.....	120
5.4 Anomalías gravimétricas .....	121
5.4.1 Anomalía de Bouguer completa.....	121
5.4.2 Anomalía Regional/local.....	124
5.4.3 Perfiles gravimétricos.....	129
6. Discusión .....	141
6.1 Edad de las unidades Cretácicas.....	141
6.2 Dirección del transporte tectónico.....	145
6.2.1 Dirección del transporte tectónico dentro y fuera del SFTSMA .....	145
6.2.2 Cambios en la dirección de transporte tectónico.....	155
6.3 Cronología de los eventos contractivos .....	158
6.3.1 Eventos de deformación contractivos .....	159
6.3.2 Eventos de deformación extensionales .....	162
6.4. El Sistema de Fallas Taxco San Miguel de Allende (SFTSMA).....	163
6.4.1 Geometría del basamento debajo del SFTSMA.....	163
6.4.2 SFTSMA como antiguo elemento paleogeográfico del Mesozoico .....	168
6.4.3 Evolución del límite tectónico entre la MC y SMOr .....	169
7. Conclusiones .....	173
8. Referencias Bibliográficas .....	177
9. Anexos.....	207

## 1. Generalidades

A finales del Mesozoico en el centro de México la evolución tectónica involucró dos eventos geológicos importantes: 1) la acreción del Terreno Guerrero al núcleo continental durante el Cretácico Temprano, y 2) el inicio de la formación del Orógeno Mexicano durante el Cretácico Tardío (Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2012; Palacios-García y Martini, 2014; Martini *et al.*, 2016, Fitz-Díaz *et al.*, 2018). Ambos eventos muestran deformación contractiva con una clara dirección de transporte tectónica hacia el noreste (Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2014; 2018; Martini *et al.*, 2016; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018; 2019). No obstante, existen autores que han reportado variaciones en la dirección del transporte tectónico en la parte centro del país (Fitz-Díaz *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2013; Palacios-García y Martini, 2014; Cid-Villegas *et al.*, 2022). Los trabajos centrados en entender la geometría, temporalidad y propagación de la deformación de ambos eventos contractivos en el centro del país se han incrementado en años recientes (Fitz-Díaz *et al.*, 2018; Vásquez-Serrano *et al.*, 2019; Juárez-Arriaga *et al.* 2019; Cid Villegas *et al.*, 2022), permitiendo con ello diferenciar cada uno de los eventos. Sin embargo, debido a que la mayoría de las rocas mesozoicas del centro del país están sepultadas por rocas volcánicas del Cenozoico se ha complicado entender cada uno de estos eventos contractivos.

Estas variaciones en la dirección del transporte tectónico coinciden con la ubicación del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA). Pocos han sido los trabajos que han buscado alguna relación entre la variación de la deformación y la formación de SFTSMA (Cid-Villegas *et al.*, 2022), y más bien esta variación ha sido interpretada como eventos locales (Martini *et al.*, 2013). Es importante mencionar que este cambio en la

dirección del transporte tectónico ha sido reportado por varios autores a lo largo de la traza del SFTMSA (Cabral-Cano *et al.*, 2000; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2008; Palacios-García y Martini, 2014; Cid-Villegas *et al.*, 2022). Debido a ello, es de gran interés dentro de este proyecto determinar si existe relación alguna entre la formación del SFTMSA y la variación en la dirección del transporte tectónico de las unidades mesozoicas que son afectadas por el SFTSMA.

El área de estudio abarca el límite sureste de la Mesa Central (MC) y el límite oeste de la Sierra Madre Oriental (SMOr). Dicho límite corresponde a la parte norte del SFTSMA. El área de estudio comprende desde la ciudad de Querétaro, hasta Real de Catorce, San Luis Potosí (Figura 1.1). Se localiza entre las coordenadas 24° N a 20° N y -102° W a -99° W. Las principales ciudades localizadas dentro del área de estudio son: Querétaro, San Luis Potosí, Guanajuato, Celaya, San Miguel de Allende y Real de Catorce. De esta forma dentro del área de estudio se observan tres provincias fisiográficas (Figura 1.1): hacia la parte oriental se localiza la Sierra Madre Oriental (SMOr), expresión fisiográfica del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM; Fitz-Díaz *et al.*, 2012); hacia la parte occidental se localiza la Mesa Central (MC), una planicie elevada con cotas por encima de los 2,000 msnm (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005); y hacia la parte sur se localiza la Faja Volcánica Mexicana (FVTM), cuyos productos volcánicos sepultan ambas provincias hacia su parte sur (Ferrari *et al.*, 2012).

Una provincia fisiográfica es un área cartografiable cuyo origen y relieve son similares (Lugo-Hubp y Córdova, 1992). Raisz (1959) define de forma detallada provincias fisiográficas como la Sierra Madre Oriental, Mesa Central, Faja Volcánica Transmexicana, etc. Si bien dividir un territorio en diferentes provincias fisiográficas es una forma efectiva de clasificarlo, no es la única clasificación que se ha hecho en México. Para entender mejor la geología mexicana, varios autores han dividido el país en varios “elementos

geológicos” que presentan condiciones geológicas diferentes respecto a los elementos adyacentes. Por ejemplo, Campa-Uranga y Coney (1983) fueron los primeros en dividir al país en terrenos tectono-estratigráficos. Posteriormente, Sedlock *et al.* (1993) vuelven a redividir los terrenos tectono-estratigráficos. Por su parte, Ortega-Gutiérrez *et al.* (1992) crean una segunda clasificación y con ello definen las provincias geológicas, concepto utilizado para facilitar la interpretación y la clasificación de la información de la carta geológica de la República Mexicana escala 1: 2 000 000. Tanto las provincias geológicas como los terrenos tectono-estratigráficos comparten dentro de su clasificación los criterios de edad, origen y ambiente geotectónico. Sin embargo, mientras que en las provincias geológicas los rasgos superficiales son un criterio principal, los terrenos tectono-estratigráficos utilizan sus basamentos como criterio de peso. De esta forma, dentro del área de estudio, hacia la parte oriental donde se ubica la provincia Sierra Madre Oriental también se localiza el Terreno Sierra Madre (Campa-Uranga y Coney, 1983), así como las provincias geológicas Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992), también conocido como el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2012), y la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Carrillo-Bravo, 1971; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). Por otro lado, hacia la parte occidental del área de estudio donde se localiza la Mesa Central se tiene el Terreno Guerrero (Campa-Uranga y Coney, 1983) y las provincias geológicas Zacatecana y la Faja Ignimbrítica Mexicana (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). Debido a que los límites de las provincias fisiográficas en superficie están mejor marcados y delimitados por el SFTSMA, para fines prácticos dentro de esta tesis se ha optado por referirse a la parte oriental del área de estudio como Sierra Madre Oriental y la parte occidental como Mesa Central. A continuación, se realizará una breve descripción geológica de la parte oriental y occidental del área de estudio, así como del SFTSMA.

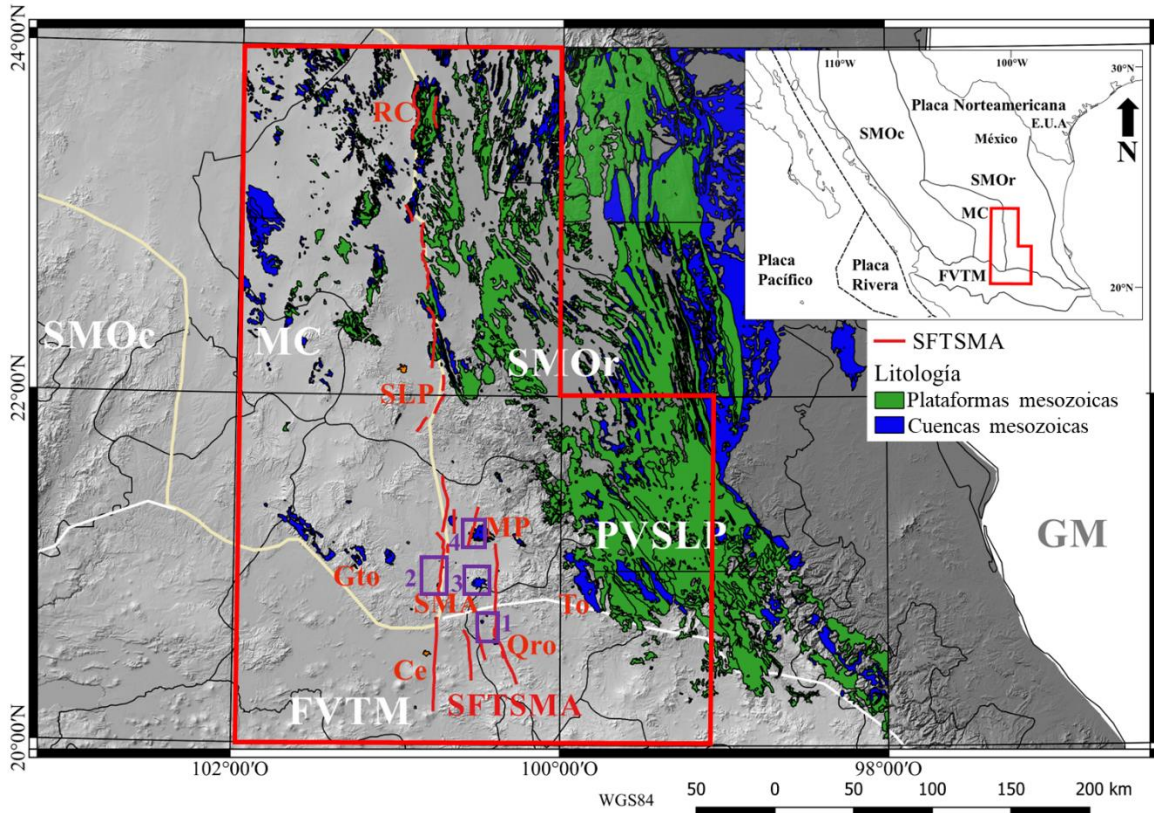


Figura 1.1. Área de estudio. El Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) está marcado con líneas rojas. El estudio gravimétrico está delimitado por polígono rojo. El estudio geológico estructural está delimitado por los recuadros violetas: 1) Zona Juriquilla, 2) Zona San Miguel de Allende, 3) Zona Sierra de los Cuarzos, 4) Zona Mineral de Pozos. Provincias fisiográficas (líneas blancas): SMOr, Sierra Madre Oriental; MC, Mesa Central; SMOc, Sierra Madre Occidental; FVTM, Faja Volcánica Transmexicana; GM, Golfo de México. Ciudades: SMA, San Miguel de Allende; Qro, Querétaro; SLP, San Luis Potosí; RC, Real de Catorce; Gto, Guanajuato; Ce, Celaya; To, Tolimán.

La Sierra Madre Oriental (SMOr) es un cinturón de pliegues y cabalgaduras que presenta un estilo de deformación de piel delgada cuya deformación se propaga hacia el noreste (Campa-Uranga y Coney, 1983; Eguiluz et al., 2000; Fitz-Díaz et al., 2012; Fitz-Díaz et al., 2018). A diferencia de otros cinturones la SMOr presenta dos grandes plataformas carbonatadas rodeadas por capas delgadas de rocas carbonatadas de cuenca (Fitz-Díaz et al., 2012; Fitz-Díaz et al., 2018). La deformación localizada en las rocas de plataforma se manifiesta principalmente por grandes cabalgaduras (deformación frágil), mientras que la deformación en las rocas de cuenca se manifiesta a través de pliegues mesoscópicos (deformación dúctil). Hacia la parte noroeste de la SMOr, se localiza la Sierra de Catorce,



un apilamiento antiformal formado por varios eventos contractivos, cuya litología va de rocas clásticas triásicas, sucesiones vulcanosedimentarias jurásicas, rocas carbonatadas marinas cretácicas, hasta rocas ígneas del Eoceno-Mioceno (Barboza-Gudiño et al., 2004; Gutiérrez-Navarro, 2017). Hacia la parte centro este del área de estudio se localizan principalmente rocas carbonatadas cretácicas con cambios de facies laterales asociados con los diferentes elementos paleogeográficos de la región (Eguiluz et al., 2000; Fitz-Díaz et al., 2012). Los elementos paleogeográficos de este a oeste son: la Cuenca Tampico Misantla, la Plataforma Valles-San Luis Potosí, la Cuenca de Zimapán y la Plataforma el Doctor.

Dentro de la Mesa Central (MC) se localiza la zona de sutura del Terreno Guerrero al núcleo continental ocurrido durante el Cretácico Temprano (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1998, Elías-Herrera *et al.*, 2000; Cabral-Cano *et al.*, 2000; Centeno-García *et al.*, 2008; 2011; Martini et al., 2011; 2012; 2014; 2016). Hacia la parte oriental de la zona de sutura se puede observar la estratigrafía del núcleo continental caracterizada a grandes rasgos por un basamento metamórfico proterozoico con una cobertura sedimentaria paleozoica/mesozoica siliciclástica y carbonatada del Terreno Sierra Madre (Campa-Uranga y Coney 1983; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010; Ortega-Flores, 2017). Hacia la parte oeste de la sutura se observan sucesiones volcánicas y vulcanoclásticas del Terreno Guerrero con edades relativamente más jóvenes a las del núcleo continental (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Elías-Herrera et al., 2000; Talavera-Mendoza et al., 2007; Centeno-García et al., 2008; 2011).

El SFTSMA va desde Taxco, Guerrero (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002b) hasta la Sierra de Catorce, San Luis Potosí (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999a). El SFTSMA es la única estructura reconocida que atraviesa todo el vulcanismo del centro del país (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). Este sistema de fallas tiene una orientación NNW-SSE con

más de 500 km de longitud. Separa en su sector norte las provincias fisiográficas Sierra Madre Oriental y Mesa Central (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; 2007). En su parte sur, el SFTSMA separa la Sierra Madre del Sur en el complejo metamórfico Tierra Caliente al oeste y la Plataforma Guerrero-Morelos al este (Cabral-Cano *et al.*, 2000; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). El SFTSMA en su porción sur delimita dos ambientes tectónicos diferentes. Hacia su parte occidental se localizan la litología de arcos volcánicos del Terreno Guerrero, mientras que en su sector oriental se encuentran plataformas carbonatadas (Cabral-Cano, *et al.*, 2000). En cambio, en la porción norte no se tiene bien establecido si existe una relación del SFTSMA con el límite entre el Terreno Guerrero y el Terreno Sierra Madre.

El primero en describir al SFTSMA fue Demant (1978), lo consideró un lineamiento mayor que tuvo desplazamiento lateral derecho durante el Mioceno. Desde entonces se ha estudiado su cinemática y evolución tectónica (*e.g.* Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002a; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). Sin embargo, pocos autores hablan de la geometría de este sistema de fallas a profundidad. Los trabajos de Kerdan (1992), y Urrutia-Fugugauchi y Flores-Ruiz (1996) presentan perfiles gravimétricos que atraviesan perpendicularmente el SFTSMA en su parte norte y la parte central respectivamente. Estos perfiles muestran que existe diferencias en el espesor de la corteza en ambos lados del SFTSMA.

Al SFTSMA se le han asociado al menos cuatro periodos de reactivación que van del Paleoceno al Mioceno-Reciente (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002a). Diferentes segmentos del sistema de falla se activaron en los distintos eventos de deformación (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002a). Debido a los diferentes periodos de reactivación Alaniz-Álvarez *et al.* (2002a) proponen que el SFTSMA corresponde a una zona de debilidad cortical. Dentro de este proyecto retomamos parte de este concepto para renombrar al SFTSMA como un "límite

cortical de larga vida”. Se le asigna “límite cortical” debido el SFTSMA funciona como límite entre la MC y la SMOr, y de acuerdo con Kerdan (1992) y Urrutia-Fugugauchi y Flores-Ruiz (1996) los espesores de la corteza varían de un lado y el otro del sistema de fallas. Asimismo, se le asigna el nombre de “larga vida” debido a los diferentes eventos de deformación que se han manifestado en los segmentos del sistema de fallas. Un ejemplo de un límite cortical de larga vida es la Falla Oaxaca, una gran estructura geológica que limita ambientes tectónicos diferentes y que ha presentado varios eventos de deformación (Dávalos-Álvarez, 2006; Dávalos-Álvarez *et al.*, 2007).

Si bien la deformación registrada en el SFTSMA es de edad cenozoica (Alaniz-Álvarez, *et al.*, 2002a; 2005), el hecho de que la deformación contractiva observada en las rocas mesozoicas sobre o cercanas al SFTSMA presenta patrones de deformación diferentes (Fitz-Díaz *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2013; Palacios-García y Martini, 2014; Cid-Villegas *et al.*, 2022), podría indicar que una estructura previa al SFTSMA modificó los patrones de deformación mesozoicos. Por ello, dentro de este proyecto se busca determinar si existe relación entre estos patrones diferentes de deformación mesozoica y el origen del SFTSMA.

## 1.1 Hipótesis

El Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende se formó sobre un antiguo elemento geológico heredado del Mesozoico. Este elemento correspondería a una diferencia en la paleobatimetría entre una plataforma y una cuenca marinas. Los eventos de deformación mesozoicos y cenozoicos han sido influidos por este elemento paleogeográfico mayor.

## 1.2 Objetivos

El objetivo general de este proyecto es:

Corroborar si el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende corresponde a un límite cortical de larga vida heredado del Mesozoico.

Para poder realizar este objetivo se habrán de alcanzar los siguientes objetivos específicos:

- En la zona del SFTSMA: a) acotar en tiempo y espacio los eventos de deformación por acortamiento del Mesozoico; b) acotar en tiempo y espacio los eventos de deformación por alargamiento del Cenozoico.
- Delimitar la geometría del basamento mesozoico debajo del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende, la Mesa Central y Sierra Madre Oriental mediante el estudio de anomalías gravimétricas.
- Realizar perfiles gravimétricos perpendiculares al Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende.

El presente trabajo será abordado por dos metodologías diferentes, un enfoque geofísico regional delimitado por el recuadro rojo de la Figura 1.1, y un análisis geológico estructural más local delimitado por los recuadros violetas de la Figura 1.1. El análisis estructural se llevó a cabo en cuatro localidades: Zona Juriquilla, Zona San Miguel de Allende, Zona Sierra de los Cuarzos y Zona Mineral de Pozos. Se ha optado por utilizar datos gravimétricos satelitales debido a la disponibilidad de estos, dentro de la metodología se explicará de mejor manera el procesamiento de los datos.

### 1.3 Antecedentes

El área de estudio es muy amplia y no existen estudios estructurales que estudien en su conjunto todo el SFTSMA. No obstante, existen varios trabajos que abordan algún segmento del SFTSMA y serán presentados a continuación. No todos los estudios tienen un enfoque geológico estructural, pero sí brindan un adecuado contexto geológico.

En la parte norte se localizan los segmentos Sierra de Catorce-Coronado y el graben Villa de Reyes. El segmento Sierra de Catorce-Coronado ha sido estudiado por varios autores. Barboza-Gudiño *et al.* (1999, 2004, 2010, 2012) realizaron trabajos detallados de la estratigrafía y tectónica mesozoica de la sierra. Asimismo, Venegas-Rodríguez *et al.* (2009) realizó fechamientos en granos de circón detrítico en rocas del Triásico y Jurásico. Tristán-González (1986, 2008) y Tristán-González *et al.* (2009), estudiaron la deformación contractiva a finales del Cretácico y principios del Paleógeno sobre la parte centro y sureste de la MC. Por su parte Gutiérrez-Navarro (2017) y Gutiérrez-Navarro *et al.* (2021) documentaron el estilo de deformación del Sierra de Catorce y obtuvieron edades de deformación de las unidades mesozoicas y cenozoicas, mediante fechamiento de illitas.

Hacia la parte centro, donde el sistema de fallas se ensancha y tiene una gran cantidad de fallas, se han realizado estudios de su geometría, cinemática y actividad tectónica. Las fallas más importantes son: San Miguel de Allende, Tlacote, Querétaro y San Bartolomé, que fueron estudiadas por Alaniz-Álvarez *et al.* (2002a), Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego (2005), Nieto-Samaniego *et al.* (2005). De igual forma están las fallas La Cuesta, Lagunillas-Huimilpan que fueron estudiadas por Dávalos-Álvarez (2004) y Dávalos-Álvarez *et al.*, (2005). Las fallas Epitafio Huerta y Perales fueron estudiadas por Suter *et al.* (1995; 2001).

Al SFTSMA se le asocian por lo menos cuatro eventos de deformación extensional en el Cenozoico. Estos eventos son acotados mediante la edad de las rocas que han sido o no afectadas por los eventos de deformación (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002a; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). El primer evento extensional está asociado a la formación del Orógeno Mexicano en el Paleoceno-Eoceno; El segundo evento extensional ocurrió en el Eoceno, entre los 49 y 40 Ma; El tercer evento extensional es oligocénico y está asociado con el vulcanismo de la Sierra Madre Occidental (SMOc) a los 30 Ma; El último evento

extensional está asociado a la FVTM, y su edad va de los 10 Ma al Reciente (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002a; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005).

La mayoría de los trabajos geofísicos realizados en el área de estudio son de carácter local, varios de ellos tienen objetivos hidrogeológicos (Ramos-Leal *et al.*, 2007; López-Loera y Tristán-González, 2013). Los trabajos geofísicos que abordan al área de estudio de forma regional son: a) Hales *et al.* (1970), y Rivera y Ponce (1986) que constan de perfiles geofísicos obtenidos a partir de datos sismológicos. b) Kerdan (1992) y Campos-Enríquez *et al.*, (1994) quienes realizaron un perfil gravimétrico sobre el trópico de cáncer, desde la Península de Baja California hasta el Golfo de México. Kerdan utilizó los datos de velocidades de ondas sísmicas de los autores antes mencionados para generar su perfil gravimétrico. c) Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi (1993) realizaron un mapa de anomalía de Bouguer sobre toda la FVTM. d) Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996) realizaron un perfil gravimétrico W-E al sur del área de estudio. e) Peredo. *et al.*, (2021) presentaron tres modelos diferentes de la interacción entre el manto y la corteza entre la MC y la SMOr en la parte norte del área de estudio. Estos modelos fueron realizados mediante datos gravimétricos y magnéticos.

De acuerdo con la mayoría de los trabajos geofísicos antes mencionados, se ha determinado que el espesor promedio de la corteza varía de un lado al otro del SFTSMA. En la MC el espesor promedio de corteza es 33 km y tiene una elevación promedio de 2 100 msnm (metros sobre el nivel de mar), mientras que para la SMOr se estima un espesor promedio de corteza de 37 km y una elevación de 1 400 msnm. Por el contrario, los resultados obtenidos por Peredo *et al.* (2021) propusieron que en la parte oriental de la MC la corteza tiene un mayor espesor (40-52 km) en comparación de la corteza debajo de la SMOr (34-40 km). A pesar de las diferencias entre los modelos, todos los autores coinciden que en el límite entre la MC y SMOr existen diferencias en los espesores de la

corteza, estos elementos apoyan la hipótesis de que el SFTSMA es un límite cortical (e.g. Alaniz-Álvarez et al., 2002a). Asimismo, es importante considerar que la traza de falla del SFTSMA coincide con el límite oriental de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Carillo-Bravo, 1971).

Esta tesis busca contribuir con elementos que esclarezcan la hipótesis de que el SFTSMA corresponde a un límite cortical de larga vida. Además, si el SFTSMA corresponde a un límite cortical de larga vida: ¿Desde qué momento está activo? ¿Cómo se comporta este límite cortical a profundidad? ¿Cómo se manifestaba este límite cortical previo a la formación del SFTSMA? ¿Este límite cortical influyó en la deformación del Mesozoico? La principal limitante que se tiene de este trabajo radica en la carencia de afloramientos mesozoicos dentro o cerca del SFTSMA en la parte central del sistema de fallas. Sin embargo, las localizades estudiadas son una gran oportunidad para resolver estas carencias, debido a que estos afloramientos se localizan en la parte sur del área de estudio (Figura 1.1), donde la mayoría de las rocas mesozoicas están cubiertas. Debido a la poca información de estos afloramientos se obtuvieron edades U-Pb en granos de circón detríticos para establecer la edad del depósito de las rocas mesozoicas.

## 2. Marco geológico

El área de estudio abarca parte de las provincias, la Mesa Central (MC) y la Sierra Madre Oriental (SMOr), cuyo límite entre estas provincias es el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA). Asimismo, al sur del área de estudio tanto la MC, SMOr y el SFTSMA se encuentran cubiertos por el vulcanismo cenozoico de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Toda esta cobertura volcánica complica estudiar la litología mesozoica y con ello entender los eventos tectónicos mesozoicos del centro del país. Sin embargo, el SFTSMA es la única estructura geológica que atraviesa todo el vulcanismo de la FVTM (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). En este apartado se presenta una descripción general de la estratigrafía, el marco estructural de la MC, SMOr y la FVTM, así como la evolución geológica mesozoica del área de estudio.

### 2.1 Estratigrafía

Debido a que el área de estudio no abarca toda la SMOr, FVTM ni la MC, en este apartado sólo se profundizará sobre la parte sur-occidental para la SMOr, la parte oriental para la MC y la parte centro-norte de la FVTM.

#### 2.1.1 Sierra Madre Oriental

La estratigrafía de la SMOr ha sido descrita por diversos autores (Imlay, 1944; Segerstrom, 1961; Carrillo-Bravo, 1971; Suter, 1980, 1984, 1990; Wilson y Ward, 1993; Carrillo-Martínez *et al.*, 2001; Dávila-Alcocer *et al.*, 2009; Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Su litología corresponde en su mayoría a rocas carbonatadas cretácicas con cambios de facies laterales. Existen cuatro principales elementos paleogeográficos que se identifican en la parte centro-este del país: Cuenca Tampico-Misantla, Plataforma Valles-San Luis, Cuenca de Zimapán y Plataforma El Doctor (Carrillo-Martínez, 1997; Suter, 1987; 1990,



Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Las cuencas y plataformas son cabalgadas entre sí, con una dirección de transporte general al noreste (Campa-Uranga y Coney, 1983; Padilla-Sánchez, 1986; Eguiluz *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2011; 2012).

La plataforma Valles-San Luis Potosí es el elemento paleogeográfico ubicado más al este y abarca gran parte del área de estudio, tiene aproximadamente 2,000 m de estratos masivos de caliza y dolomía de plataforma del Cretácico (Carrillo-Bravo, 1971; Suter, 1987; Eguiluz *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012). El basamento corresponde a los gneises (Figura 2.1, A1) de granulita del Neoproterozoico (Suter, 1987; Ochoa-Camarillo, 1996; Eguiluz *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012). La Formación Santiago (Figura 2.1, A2) se depositó sobre el basamento y corresponde a calcarenitas y lutitas carbonosas con gran influencia de materia orgánica continental (Ochoa-Camarillo, 1996; Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Sobre la Formación Santiago se depositan evaporitas correspondientes a la Formación Guaxcamá (Figura 2.1, A3) del Barresiano-Cenomaniano (Suter, 1987; Eguiluz *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Para el Cretácico se depositaron calizas y dolomías de plataforma (Figura 2.1, A4) correspondientes a las formaciones Abra y Tamabra (Suter, 1987). Las formaciones Abra y Tamabra son cubiertas por la Formación Soyatal (Figura 2.1, A5) que corresponde a turbiditas calcáreas del Cretácico Superior (Suter, 1987; Ochoa-Camarillo, 1996; Eguiluz *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Hacia la cima de la columna están rocas volcánicas del Oligoceno-Plioceno (Figura 2.1, A6) y depósitos aluviales cuaternarios (Figura 2.1, A7).

La Cuenca de Zimapán cabalga a la Plataforma Valles-San Luis Potosí a lo largo de su margen oeste (Suter, 1987; Eguiluz *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2011; 2012). Las rocas del basamento corresponden a los gneises (Figura 2.1, B1) de granulita del Neoproterozoico. Sobre este basamento se depositaron rocas vulcanoclásticas (Figura 2.1, B2) del Pérmico-Triásico, lechos rojos (Figura 2.1, B3) del Jurásico, y depósitos

vulcanosedimentarios (Figura 2.1, B4) de la Formación Santiago (Suter, 1987; Eguiluz *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2011; 2012). Depósitos vulcanosedimentarios (Figura 2.1, B5) del Titoniano-Berriasiano cubren a la Formación Santiago (Suter, 1987; Eguiluz *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2011; 2012). Para el Albiano-Cenomaniano se depositaron calizas de cuenca de estratos delgados con bandas de pedernal y calcarenitas de las formaciones Trancas (Figura 2.1, B6) y Tamaulipas (Figura 2.1, B7), y para el Cretácico Superior se depositaron turbiditas calcáreas (Figura 2.1, B8) de la Formación Soyatal (Suter, 1987; Eguiluz *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2011; 2012). En la cima de la columna se localizan rocas volcánicas del Oligoceno-Plioceno (Figura 2.1, B9) y depósitos aluviales cuaternarios (Figura 2.1, B10).

Al oeste de la Cuenca de Zimapán se localiza la Plataforma El Doctor, el contacto entre ambas estructuras corresponde a una cabalgadura. La columna estratigráfica de la Plataforma El Doctor en el área de estudio es similar tanto en su base como en la cima a la de la Plataforma Valles-San Luis y la Cuenca de Zimapán (Suter, 1987; Eguiluz *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2011; 2012). En la base se tienen al Gneis del Neoproterozoico (Figura 2.1, C1), depósitos vulcanosedimentarios (Figura 2.1, C2) y a la Formación Santiago (Figura 2.1, C3). Para el Cretácico se depositaron turbiditas calcáreas de la Formación Soyatal (Figura 2.1, C4); así como calizas masivas de la Formación El Doctor (Figura 2.1, C5); ambas formaciones cabalgan a la Cuenca de Zimapán (Suter, 1987; Eguiluz *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2011; 2012). La Formación Soyatal (Figura 2.1, C6) es cubierta por rocas del Cenozoico de la Formación El Morro (Figura 2.1, C7), rocas volcánicas (Figura 2.1, C8) y depósitos aluviales (Figura 2.1, C9).

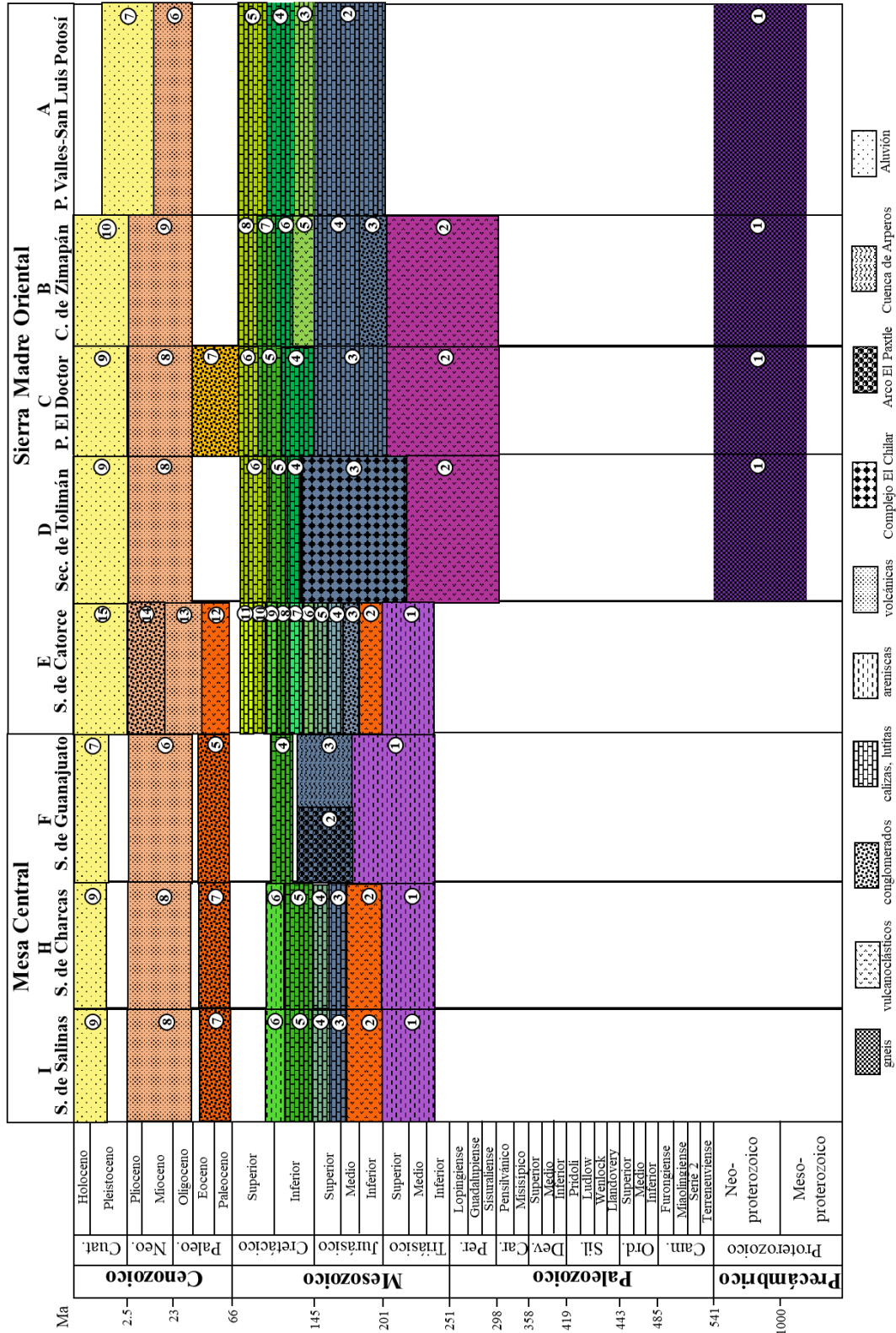


Figura 2.1 Columnas estratigráficas sintetizadas del área de estudio. S, Sierra; Sec, Secuencia; P, Plataforma; C, Cuenca; Cam, Cámbrico; Ord, Ordovícico; Sil, Silúrico; Dev, Devónico; Car, Carbonífero; Per, Pérmico (Tomado y modificado de A1-7, B1-10, C1-9, D1-9 Fitz-Díaz *et al.*, 2012; H1-9, I1-9 Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; 2010; E1-15 Gutiérrez-Navarro, 2017; F1-7 Martini *et al.*, 2013).

Hacia la parte más oeste de la SMO<sub>r</sub> se localiza la secuencia Tolimán (Dávila-Alcocer *et al.*, 2009, Fitz-Díaz *et al.*, 2012; Ortega-Flores *et al.*, 2014). El basamento corresponde a los gneises (Figura 2.1, D1) de granulita del Neoproterozoico, mientras que las rocas más antiguas que afloran corresponden al complejo El Chilar (Figura 2.1, D2) son esquistos y filitas con facies de esquisto verde (Dávila-Alcocer *et al.*, 2009, Fitz-Díaz *et al.*, 2012; Ortega-Flores *et al.*, 2014). Estas rocas son cubiertas por la Formación San Juan de la Rosa (Figura 2.1, D3) que consiste en una unidad vulcanoclástica del Jurásico Superior-Cretácico Inferior que es cubierta por la Formación Peña Azul (Dávila-Alcocer *et al.*, 2009, Fitz-Díaz *et al.*, 2012; Ortega-Flores *et al.*, 2014). La Formación Peña Azul (Figura 2.1, D4) corresponde a margas y lutitas de estratos delgados (Dávila-Alcocer *et al.*, 2009, Fitz-Díaz *et al.*, 2012; Ortega-Flores *et al.*, 2014). En la cima de la columna está la Formación Tamaulipas (Figura 2.1, D5) con estratos delgados de caliza, y la Formación Soyatal (Figura 2.1, D6). Para el Cenozoico se encuentran rocas volcánicas del Oligoceno-Plioceno (Figura 2.1, D7) y relleno Aluvial reciente (Figura 2.1, D8).

La Sierra de Catorce se localiza en la parte más septentrional del área de estudio. La base de la Sierra de Catorce está constituida la Formación Zacatecas (Figura 2.1, E1), una sucesión turbidítica de lutitas y areniscas del Triásico Superior (Silva-Romo *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010; Gutiérrez-Navarro, 2017). Sobreyaciendo a la Formación Zacatecas se encuentra la Formación Nazas (Figura 2.1, E2) que corresponde a rocas piroclásticas y lavas del Jurásico Inferior (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004, Gutiérrez-Navarro, 2017). La Formación Nazas es cubierta por las formaciones: La Joya (Figura 2.1, E3; arenisca-conglomerado), Zuluaga (Figura 2.1, E4; calizas micríticas) y La Caja (Figura 2.1, E5; caliza margosa intercalada con limolita y arenisca) del Jurásico Medio-Superior cuyo ambiente de depósito es considerado de aguas someras (Gutiérrez-Navarro, 2017, Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). Sobreyaciendo están rocas carbonatadas del Cretácico

Inferior que incluyen las formaciones: Taraises (Figura 2.1, E6; caliza arcillosa-lutita), Tamaulipas Inferior (Figura 2.1, E7; caliza tipo *mudstone*), Otates (Figura 2.1, E8; caliza arcillosa), Tamaulipas Superior (Figura 2.1, E9; caliza tipo *mudstone*), Cuesta del Cura (Figura 2.1, E10; caliza tipo *mudstone*). Así como la formación Indidura (Figura 2.1, E11; caliza arcillosa) del Cretácico Superior. Sobre la sucesión mesozoica se emplazan granitoides (Figura 2.1, E12) del Eoceno, así como Basaltos (Figura 2.1, E13) del Oligoceno-Mioceno, conglomerados (Figura 2.1, E14) del Mioceno-Plioceno y Relleno aluvial (Figura 2.1, E15) del Cuaternario (Gutiérrez-Navarro, 2017, Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

### 2.1.2 Mesa Central

Las rocas más antiguas de la Mesa Central (MC) son del Triásico, los principales afloramientos están en las sierras de Salinas y Charcas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; 2010). Estas rocas corresponden a sucesiones potentes de turbiditas (Formación Zacatecas; Figura 2.1 I1, H1; Silva-Romo *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010) que han sido interpretadas como depósitos de un margen continental (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Las rocas jurásicas más antiguas corresponden a conglomerados y areniscas intercaladas con rocas volcánicas (Formación Nazas; Figura 2.1, I2, H2) del Jurásico Temprano-Medio (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; 2010). El Jurásico Superior incluye caliza y caliza dolomítica de plataforma (Figura 2.1, I3, H3) de la Formación Zuluaga, que es cubierta por limonita calcárea (Figura 2.1, I4, H4) con bandas de pedernal de la Formación La Caja (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). La edad de estas rocas va del Oxfordiano al Titoniano (Imlay, 1938). La sucesión del Cretácico incluye caliza arcillosa y lutita calcárea no diferenciadas (Figura 2.1, I5, H5), cubiertas por rocas clásticas, areniscas con clastos volcánicos (Figura 2.1, I6, H6) correspondientes a la Formación Caracol (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). La sucesión cenozoica incluye conglomerados y

areniscas del Paleoceno-Eoceno (Figura 2.1, I7, H7) con algunas intercalaciones de rocas volcánicas máficas y piroclastos félsicos (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005, Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). Para el Oligoceno la sucesión está conformada de rocas volcánicas (Figura 2.1, I8; H8) de composición riolítica y rocas de composición máfica del Mioceno (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005, Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). Esta sucesión es cubierta por depósitos aluviales (Figura 2.1, I9, H9) del Cuaternario.

En la parte SW de la Mesa Central se localiza la Sierra de Guanajuato. En esta área Tardy *et al.* (1994) y Freydier *et al.* (1996) identifican la zona de sutura del Terreno Guerrero al núcleo continental durante el Cretácico (Tardy *et al.*, 1994; Freydier *et al.*, 1996; Martini *et al.*, 2012; 2013). La litología más antigua es del Triásico y corresponde a areniscas y lutitas de la Formación Zacatecas (Figura 2.1, F1). Para el Jurásico se observan dos bloques tectónicos con litologías diferentes (Tardy *et al.*, 1994; Freydier *et al.*, 1996; Martini *et al.*, 2012; 2013). En el bloque occidental se localizan arcos volcánicos asociados al Terreno Guerrero (Figura 2.1, F2). Martini *et al.* (2012; 2013) nombra este bloque como el Arco el Paxtle, agrupando al Intrusivo Tuna Manza y la Formación El Paxtle. El bloque oriental es nombrado Cuenca de Arperos (Figura 2.1, F3) y corresponde a sucesiones vulcano-sedimentarias del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Tardy *et al.*, 1994; Freydier *et al.*, 1996; Martini *et al.*, 2012; 2013). La Cuenca de Arperos agrupa las formaciones Cuestecita, Arperos, Esperanza y Valenciana (Martini *et al.*, 2012; 2013). Una vez ocurrida la acreción del Terreno Guerrero se depositan calizas de plataforma del Albiano (Figura 2.1, F4) de la Formación La Perlita (Chiodi *et al.*, 1988; Martini *et al.*, 2012; 2013). Para el Paleoceno-Eoceno se depositan conglomerados continentales (Figura 2.1, F5), durante el Oligoceno-Plioceno se depositan rocas volcánicas de composición máfica y riolítica (Figura 2.1, F6; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Barboza-

Gudiño *et al.*, 2010). Esta sucesión es cubierta por depósitos aluviales (Figura 2.1, F7) del Cuaternario.

### 2.1.3 Faja Volcánica Transmexicana

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco continental del Neógeno de más de 100 km de longitud que muestra una gran variación en su composición y su estilo volcánico (Ferrari *et al.*, 2012). La FVTM cruza todo el centro del país desde el océano Pacífico hasta el Golfo de México y abarca más de 160, 000 km<sup>2</sup> (Ferrari *et al.*, 2012). Se considera a la FVTM como provincia independiente a partir del Mioceno medio (Ferrari *et al.*, 2012). Además del cambio en la orientación del eje del vulcanismo de la FVTM con respecto a la Sierra Madre Occidental (SMOc), también existe un cambio en el estilo y composición del vulcanismo dominante. Se pasa de un vulcanismo silíceo y explosivo en la SMOc a uno intermedio y efusivo en la FVTM (Ferrari *et al.*, 2012). La FVTM ha presentado principalmente cuatro periodos de actividad volcánica (Ferrari *et al.*, 2012).

La edad de las rocas más antiguas del sector central de la FVTM varía de 22 Ma a 16.5 Ma, corresponden a vulcanismo efusivo de composición intermedia (Ferrari *et al.*, 2012). Este vulcanismo corresponde al primer evento de la FVTM y termina con un ensachamiento del arco hacia los 16.5 Ma, que se caracteriza por la presencia de estratovolcanes andesíticos a dacíticos; como ejemplo están los volcanes Palo Huerfano, La Joya y Cerro Grande (Ferrari *et al.*, 2012).

Para el Mioceno tardío ocurre un abrupto cambio en el estilo y composición del vulcanismo (Ferrari *et al.*, 2012). Este cambio se manifiesta a través de un gran volumen de lavas máficas que fueron emplazadas a lo largo del arco, el vulcanismo forma planicies de lava basáltica erupcionadas a través de fisuras (Ferrari *et al.*, 2012). Los fechamientos isotópicos indican que el vulcanismo máfico en el área de estudio tiene edades de 11.5 Ma a 7.5 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001, Ferrari *et al.*, 2012).

En la parte final del Mioceno y principios de Plioceno, el vulcanismo cambió hacia una composición más silícica. Este vulcanismo presenta domos complejos, flujos de lava e ignimbritas de composición dacítica a riolítica (Ferrari *et al.*, 2012). En la parte sureste del área de estudio se observan grandes calderas que producen grandes volúmenes de ignimbritas, ejemplo de estas calderas son las de Huichiapan y de Amealco, con edades de 5 a 4 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001). El vulcanismo más joven de la FVTM (Plioceno tardío-Holoceno) es más diverso, este vulcanismo se localiza fuera del área de estudio.

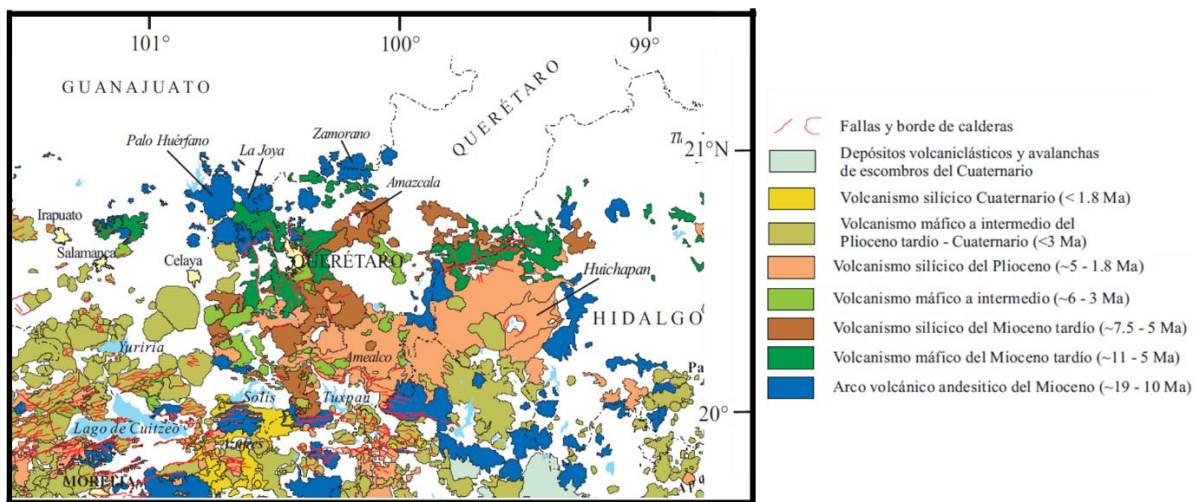


Figura 2.2 Mapa geológico simplificado de la parte centro-norte de la Faja Volcánica Transmexicana (Tomado de Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

Gómez-Tuena *et al.* (2005) estudiaron la petrogénesis de toda la FVTM, y dividieron el vulcanismo en ocho diferentes eventos. El evento más antiguo corresponde a un arco volcánico andesítico con una orientación E-W localizado entre Morelia y Querétaro. Los fechamientos indican que este vulcanismo pertenece al Mioceno medio (García-Palomo *et al.*, 2000; Ferrari *et al.* 2003). Este arco volcánico también incluye los estratovolcanes Palo Huérfano, La Joya, y Zamorano en el sector central de la FVTM. Para el Mioceno tardío se desarrolla un vulcanismo máfico desde Nayarit a Veracruz cuyas edades se vuelven más jóvenes hacia el este. Este evento se manifiesta por mesetas basálticas con edades de 11 a 7 Ma. Hacia finales del Mioceno y durante el Plioceno temprano se



emplazaron domos dacíticos y riolíticos, y grandes volúmenes de ignimbritas. Posterior al vulcanismo silíceo y bimodal se emplazó un arco volcánico de composición andesítico-basáltico, durante el Plioceno temprano y tardío (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). En la parte central de la FVTM se desarrolló el campo volcánico Michoacán-Guanajuato formado por más de 1000 conos monogenéticos y domos de composición intermedia a silíceo. La figura 2.2 muestra el mapa geológico simplificado de la parte centro-norte de la FVTM.

## 2.2 Marco Estructural

### 2.2.1 Sierra Madre Oriental

La SMOr es la expresión fisiográfica del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) y forma parte del Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2012, 2018; Figura 2.3). Es una cordillera deformada de rocas sedimentarias mesozoicas, que fueron exhumadas, comprimidas y transportadas hacia el noreste (Eguiluz, *et al.*, 2000, Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2018). De acuerdo con Lugo-Hubp (1990), la SMOr es un relieve morfoestructural curvado, que va desde la parte norte de la FVTM hasta la proximidad de Torreón Coahuila. No obstante, Eguiluz *et al.* (2000) proponen que su extensión llega hasta Parral Chihuahua. La SMOr forma parte de la cordillera norteamericana, sin embargo, su estilo de deformación dista de su contraparte en Norteamérica (Fitz-Díaz *et al.*, 2018). De igual forma la evolución sedimentaria y la distribución de facies tuvieron un papel importante en la deformación de la SMOr (Eguiluz, *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018).

Estructuralmente la SMOr es una cadena de pliegues elongados, sus flancos presentan inclinaciones que van de suaves a verticales, y los pliegues presentan un transporte tectónico hacia el antepaís (Eguiluz, *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2018). En la parte centro y sur de la SMOr el rumbo de las estructuras es NNW-SSE, pero hacia la parte norte (a partir de la curvatura de Monterrey), la dirección de las estructuras rota primero

con una orientación E-W en Parras y posteriormente a una orientación NW-SE en Chihuahua. De igual forma los pliegues presentan variaciones en su longitud y amplitud de onda. Las estructuras presentes en la SMOr fueron generadas por deformación de cobertura o de piel delgada (Eguiluz, *et al.*,2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2018). Es decir, la deformación solo afecta las rocas más superficiales sin que el basamento se vea deformado. Sin embargo, en algunos puntos dentro de la SMOr se ha observado que el basamento se ve levemente deformado (Eguiluz, *et al.*,2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2018).

Para su estudio Eguiluz *et al.* (2000) dividió la SMOr en cinco sectores: 1) San Pedro Gallo: corresponde al sector más noroccidental de la SMOr, va desde el sur de Parral Chihuahua hasta las sierras de Jimulco y Vieja de Ramírez. Corresponde a estructuras angostas y alargadas con una orientación NW 40° SE. Presenta fallas inversas y pliegues de propagación de falla con vergencia al NE. 2) Transversal de Parras: el estilo estructural es dominado por pliegues, los pliegues presentan una orientación NW 70° SE. Los planos axiales de los pliegues son en su mayoría subverticales y con vergencia al NNE. 3) Saliente de Monterrey: el estilo estructural se caracteriza por anticlinales bifurcados, disarmónicos, angostos y alargados. Los pliegues forman un arco convexo al noreste que va desde Saltillo, Coah., hasta Aramberri N.L. 4) Valles: se localiza entre Ciudad Victoria Tamps. y Xilitla SLP. Se observan conjuntos montañosos con elevaciones escalonadas. Entre las principales estructuras están el anticlinorio Huizachal-Peregrina y el anticlinorio de Miquihuana. 5) Huayacocotla: corresponde al extremo SE de la SMOr. Las estructuras dentro de este sector pertenecen a un anticlininorio de grandes dimensiones con orientación NNW-SSE. La deformación está representada por fallamiento inverso de ángulo bajo y vergencia al ENE.

### 2.2.2 Mesa Central

La parte sur de la MC corresponde a una meseta topográficamente más elevada que sus regiones adyacentes, SMO<sub>r</sub> y SMO<sub>c</sub> (Sierra Madre Occidental). De acuerdo con Raisz (1959), corresponde a una cuenca rodeada por montañas más elevadas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; 2007). Para su estudio la MC se ha dividido en dos regiones, la región sur cuenta con cotas superiores a 2,000 msnm es una región montañosa cubierta por rocas volcánicas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; 2007). La región norte presenta un estado avanzado de erosión comparado con la región sur, está formada por cuencas continentales, y presenta cotas por debajo de los 2,000 msnm (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; 2007). Otro rasgo importante de la MC corresponde a su corteza adelgazada y elevada respecto a sus áreas adyacentes. De acuerdo con Nieto-Samaniego *et al.* (2005; 2007) debajo de la corteza de la MC aparecen cuerpos mantélicos atrapados que se encuentran parcialmente fundidos. Esta configuración podría corresponder a un proceso de adición de base cortical (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; 2007).

La MC se encuentra limitada por varias fallas mayores o sistemas de fallas (Figura 2.3). Hacia la parte sur el límite de la MC corresponde a la falla El Bajío, una falla normal que se divide en dos sectores. El sector más oriental va de Celaya a Irapuato y tiene una orientación E-W con el bloque hundido al S. El segundo segmento tiene una orientación NW-SE y forma el escape SW de la Sierra de Guanajuato. Este segmento va de Irapuato a León, con el bloque hundido al SW (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Hacia la parte occidental de la MC se localiza el Graben de Aguascalientes, que separa la MC de la Sierra Madre Occidental (SMO<sub>c</sub>) siendo la falla occidental del graben la que limita ambas provincias (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). El graben tiene una orientación N-S con una longitud de 150 km, va desde los altos de Jalisco hasta Zacatecas. El graben de Aguascalientes es interceptado al norte por el Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes,

va desde San Luis de la Paz, Guanajuato hasta Tepehuanes Durango (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Este sistema de fallas tiene una orientación NW-SE y se divide en dos sectores. El sector oriental es el que divide en las regiones norte y sur a la MC. Corresponde a fallas normales con buzamiento principalmente al SW. El sector occidental va desde Zacatecas cruza la intersección con el Graben de Aguascalientes y llega hasta Tepehuanes en Durango. Las fallas del sector occidental alojan vetas mineralizadas, además estas fallas son cortadas por fallas N-S. El límite norte de la MC corresponde al Sector Transversal de Parras que forma parte de la SMO<sub>r</sub>, son pliegues alargados y angostos con una dirección N 70°W con vergencia al NNE. Como ya se ha mencionado, el límite oriental de la MC corresponde al Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende.

Al interior de la MC se encuentran diversos sistemas de fallas, principalmente en la parte meridional de la MC (Figura 2.3). Estos sistemas de fallas limitan cuencas continentales y presentan orientaciones N-S, E-W, NE-SW y NW-SE. Esto indica una configuración estructural compleja (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Del Pilar-Martínez *et al.* (2020) documentan deformación triaxial en el sector sur de la MC durante el Oligoceno, lo que aumenta la complejidad estructural de esta zona.

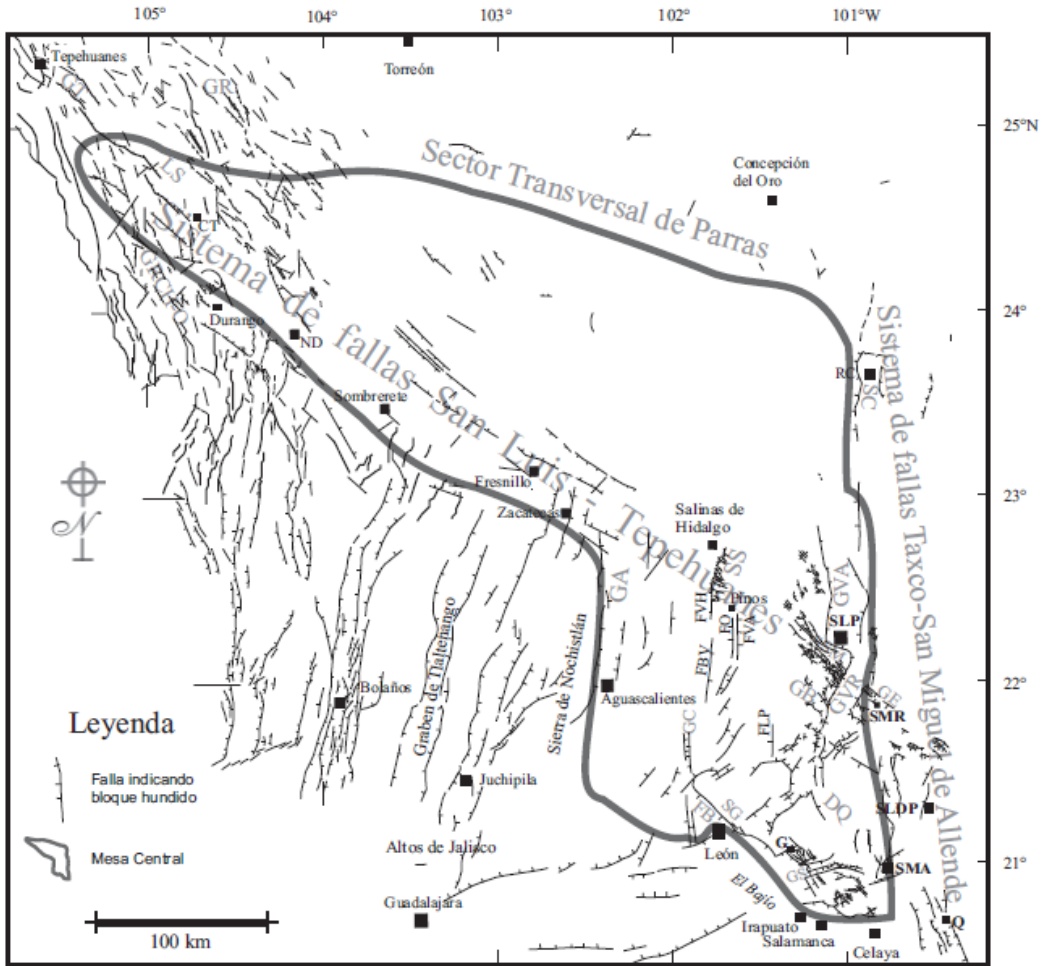


Figura 2.3 Esquema estructural de la Mesa Central. DQ: depresión de La Quemada, FB: falla del Bajío, FBV: falla Buena Vista, FLP: falla Los Pájaros, FO: falla El Obraje, FVA: falla Villa de Arriaga, FVH: falla Villa Hidalgo, GA: graben de Aguascalientes, GB: graben de Bledos, GC: graben El Cuarenta, GE: graben de Enramadas, GR: graben de Rodeo, GRCH-O: graben Río Chico-Otinapa, GS: graben de la Sauceda, GT: graben de Tepehuanes, GVA: graben de Villa de Arista, GVR: graben Villa de Reyes, LS: laguna de Santiaguillo, SC: Sierra de Catorce, SG: Sierra de Guanajuato, SS: sierra de Salinas, SSM: Sierra de San Miguelito. Ciudades: RC: Real de Catorce, G: Guanajuato, SLP: San Luis Potosí, SMR: Santa María del Río, SLDP: San Luis de la Paz, ND: Nombre de Dios, SMA: San Miguel de Allende, Q: Querétaro (Tomado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

### 2.2.3 Faja Volcánica Transmexicana

Para su mejor estudio la FVTM se ha dividido en 3 sectores: occidental, central y oriental, la zona de estudio se localiza en la parte central del FVTM (Figura 2.5). Un aspecto estructural importante que resalta de la FVTM son los pocos sistemas de fallas presentes en el sector oriental (Figura 2.4). Los principales sistemas de fallas extensionales se encuentran en el sector occidental y central (Ferrari, 2000; Ferrari *et al.*, 2012). En el

sector occidental se puede identificar al Bloque de Jalisco como la estructura más sobresaliente. El bloque de Jalisco está limitado por la conjunción de tres principales depresiones, el Rift Tepic-Zacoalco, el Rift de Colima y el Rift de Chapala (Figura 2.4; Ferrari, 2000; Ferrari *et al.*, 2012). El Rift Tepic-Zacoalco corresponde a una serie de grabenes y semi-grabenos con una orientación NW-SE que limitan la parte norte del Bloque de Jalisco. Entre las estructuras que han presentado evidencia de actividad neotectónica dentro del Rift Tepic-Zacoalco están: el graben de Puerto Vallarta, el semi-graben Amatlán de las Cañas, la falla de San Marcos y la zona de falla Zacoalco (Ferrari, 2000; Ferrari *et al.*, 2012). El Rift de Colima corresponde al límite oriental del Bloque de Jalisco, que es un graben con orientación N-S de edad Plio-Cuaternaria. La deformación a lo largo del Rift Tepic-Zacoalco y el rift de Colima durante el Plio-Cuaternario es predominantemente extensional, donde el bloque de Jalisco se desplaza al SW con respecto a la placa norteamericana (Rosas-Elguera *et al.*, 1996).

Hacia el oriente de Guadalajara se localizan algunos sistemas de fallas normales con orientaciones WSW-ENE que presentan adicionalmente una pequeña componente lateral izquierda. Hacia la parte sur de estos sistemas de fallas se localiza el Rift de Chapala que presenta una orientación E-W (Suter *et al.*, 2001; Ferrari *et al.*, 2012). Dentro del Rift de Chapala se localizan dos medios grabenes (Ferrari 2000; Ferrari *et al.*, 2012). La morfología de los escarpes sugiere que las fallas fueron inactivas durante el Pleistoceno-Holoceno, no obstante, hacia la parte sur el graben Citlala presenta evidencia geomorfológica de actividad neotectónica (Ferrari *et al.*, 2012). El campo volcánico Michoacán-Guanajuato cubre cualquier falla previa al Plioceno tardío. No obstante, varias fallas normales con orientaciones WNW-ESE y WSW-ENE cortan rocas del Plioceno inferior-Pleistoceno, estas fallas corresponden al Sistema Morelia-Acambay. La mayoría de los conos de ceniza se encuentran alineados a este sistema de fallas.

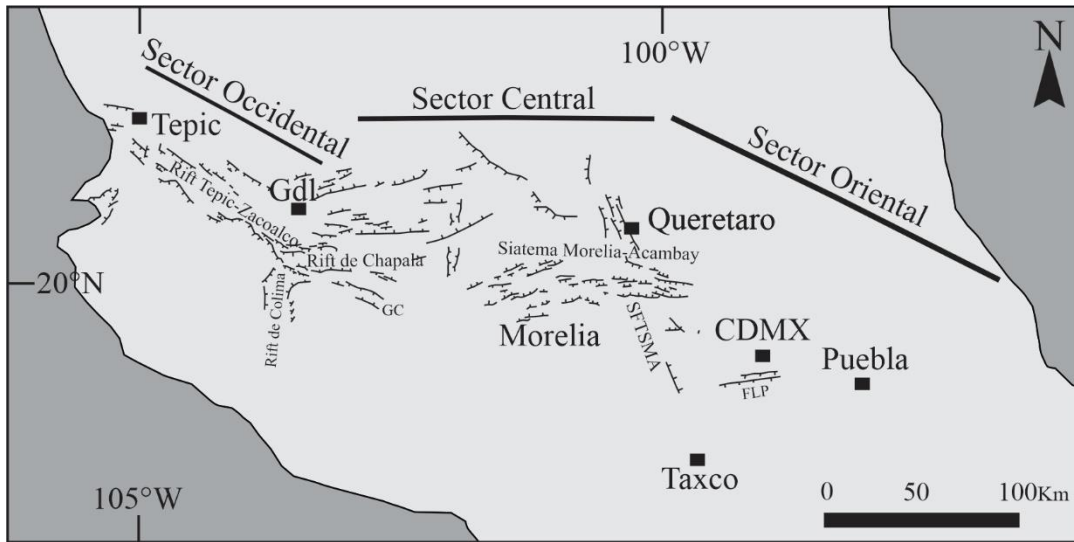


Figura 2.4 División de la Faja Volcánica Transmexicana en sus tres sectores; Occidental, Central y Oriental. GC-Graben de Citlala; FLP-Falla la Pera. (Tomado de Ferrari., 2000).

### 2.3 Evolución geológica durante el Mesozoico en el centro de México

Dos de los eventos geológicos más importantes del Mesozoico en México son la fragmentación de Pangea, y la acreción del Terreno Guerrero al núcleo continental. Estos eventos repercutieron directamente en la evolución geológica de México. En este apartado se mostrarán los diferentes modelos geológicos evolutivos en el centro de México durante el Mesozoico. Para ello, se toma en cuenta la fragmentación de Pangea, la subducción de la Placa Farallón y la acreción del Terreno Guerrero.

#### 2.3.1 Evolución geológica Triásico-Jurásico

De manera general, a finales del Triásico y principios del Jurásico en México se pueden diferenciar dos ambientes tectónicos relevantes: a) la apertura del océano Atlántico y con ello la apertura del Golfo de México; y b) la subducción de la placa Farallón debajo de la proto placa Norte América (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018). Ambos eventos son de gran importancia y presentan contextos tectónicos diferentes (Anderson y Schmidt, 1983; Ross y Scotese, 1988; Dickinson y Lawton, 2001; Keppie, 2004; Bird *et al.*, 2005; Weber *et al.*, 2006; Pindell y Kennan, 2009).

Martini y Ortega-Gutiérrez (2018) nombran estos ambientes tectónicos como: Sistema Atlántico Mesozoico de México localizado hacia la parte oriental del país. Este ambiente tectónico incluye los eventos de la apertura del Golfo de México y la rotación de los bloques de Yucatán y Chortis. El segundo ambiente tectónico nombrado Sistema Pacífico Mesozoico de México se localiza en la parte occidental del país y corresponde a un arco mesozoico desarrollado por la subducción de la placa Farallón.

El Sistema Pacífico está representado por la litología del Terreno Guerrero y la acreción de este terreno con el núcleo continental. El Terreno Guerrero consta principalmente de rocas de arcos volcánicos de edad relativamente más joven que las del núcleo continental (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018).

El Sistema Atlántico Mesozoico corresponde a todas las cuencas y plataformas que se formaron durante el rompimiento de la Pangea y la subsecuente deriva continental. Estas cuencas y plataformas son expuestas en superficie de la parte este del país (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018).

En el Jurásico Temprano tiene lugar el *rifting*, fragmentación del oeste de Pangea y adelgazamiento de la corteza. Se tiene un patrón estructural complejo definido por los altos de basamentos que delimitan los bajos topográficos, estos fueron rellenados progresivamente por sucesiones clásticas continentales y marginales marinas (Morán-Zenteno *et al.*, 1993; Padilla-Sánchez, 2007; Campos-Madrigal *et al.*, 2013). El control estructural y paleotopográfico, así como el adelgazamiento de la corteza debieron ser controlados por fallas principales, que durante el proceso de *rift* acomodaron la deformación. Los lineamientos propuestos que produjeron el mayor desplazamiento en la etapa del *rift* son: la falla Tamaulipas-Golden Line-Chiapas, cinturón milonítico Sierra de Juárez, zona de cizalla Rio Salado, y el sistema de fallas Texcapala-El Sabino (Pindell y



Kennan, 2009; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996, Martiny *et al.*, 2012; Campos-Madrigal *et al.*, 2013).

Hacia finales del Jurásico en México ya había ocurrido la mayoría de la extensión intracontinental, y el bloque de Yucatán también había rotado en sentido antihorario hasta su posición actual. Estos desplazamientos provocan el inicio de la expansión del piso oceánico en el golfo de México (Pindell, 1985; Pindell y Kennan, 2009). La rotación de Yucatán y la expansión del piso oceánico permitieron la circulación de agua marina en la región del Golfo, provocando el cese de depósitos continentales. Estos depósitos fueron migrando a ambientes marinos carbonatados. Datos paleontológicos indican que este proceso de migración empezó en el Oxfordiano (Padilla-Sánchez, 2007; Pindell y Kennan, 2009). El desplazamiento del bloque de Yucatán fue acomodado por el movimiento lateral derecho de la falla Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas. La rotación del bloque de Yucatán continuó hasta el Cretácico Temprano.

Contemporáneo a la apertura del Golfo de México, existió un desplazamiento transformante lateral izquierdo en el norte de México. Este desplazamiento ha sido propuesto para evitar el traslape de Norte América y Sudamérica en la reconstrucción de Pangea (Dickinson y Lawton, 2001; Pindell y Kennan, 2009). Para acomodar el desplazamiento se han considerado tres estructuras geológicas: la mega cizalla Mojave-Sonora, la falla de San Marcos y la falla La Bahía. Estas estructuras han sido tema de debate pues existe mucha controversia sobre su existencia, longitud, cinemática y edad (Anderson y Silver, 2005; Iriondo *et al.*, 2005; Molina-Garza e Iriondo, 2005; Gray *et al.*, 2008). La única estructura reconocida en campo de edad jurásica es la falla San Marcos. Datos estructurales indican que la falla tuvo desplazamientos normales para el Jurásico Tardío con dirección máxima de extensión NNE-SSW (Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

Durante el Cretácico Temprano el Bloque de Yucatán establece su posición actual, cesa la apertura del Golfo de México y la separación de Norte América y Sudamérica (Pindell y Kennan, 2001; 2009). El margen pasivo sufrió una desaceleración tectónica y enfriamiento de corteza, desarrollando extensas plataformas carbonatadas (Lehmann *et al.*, 1999; Padilla-Sánchez, 2007).

### 2.3.2 Acreción del Terreno Guerrero

El Terreno Guerrero es descrito por primera vez por Campa-Uranga y Coney (1983), posteriormente fue renombrado terreno Náhuatl por Sedlock *et al.* (1993). Incluye sucesiones volcánicas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior que tienen una afinidad de arco intra-oceánico. Además, cuenta con sucesiones vulcanosedimentarias asociadas a cuencas extensionales. El basamento de las sucesiones del arco corresponde a rocas del Jurásico que experimentaron deformación previa a los depósitos de los arcos volcánicos (Centeno-García *et al.*, 2008; Centeno-García, 2017). Este basamento también consta de una secuencia vulcanosedimentaria metamorfizada del Triásico, consiste en varias unidades litológicas, con cambios laterales de facies, muy deformadas y metamorfizadas (Ortega-Flores, 2017). De acuerdo con los trabajos de Dickinson y Lawton (2001), Centeno-García (2005) y Centeno-García *et al.* (2008) el Terreno Guerrero se considera un terreno compuesto. El Terreno Guerrero consta de varios subterrenos que son separados por la FVTM, al norte están los subterrenos, Tahue, Zihuatanejo y Guanajuato (Centeno-García, 2005; Centeno-García *et al.*, 2008; 2011). Hacia el sur están los subterrenos Zihuatanejo, Arcelia y Teloloapan (Campa-Uranga y Coney, 1983; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007).

Se estima que la acreción de Terreno Guerrero ocurrió en el Cretácico Temprano (Martini *et al.*, 2012; 2013) y existen principalmente dos corrientes que tratan de explicar la colisión del Terreno Guerrero con el núcleo continental. El primer escenario, corresponde

al modelo alóctono y habla sobre la acreción de arcos intra-oceánicos que se formaron lejos del continente, que se encuentran separados por una o varias cuencas (Lapierre *et al.*, 1992; Tardy *et al.*, 1992, 1994; Freydier *et al.*, 1996, 2000; Dickinson y Lawton, 2001; Ortiz-Hernández *et al.*, 1992, 2003). El segundo escenario, el modelo para-autóctono, habla sobre una sola zona de subducción, la cual evolucionó de un régimen continental a uno oceánico y después se acrecionó al continente (Martini *et al.*, 2012; 2013; Ortega-Flores, 2017).

En un escenario alóctono no existe relación alguna entre las rocas del arco volcánico y las continentales, entre los trabajos que apoyan este modelo se encuentran: Lapierre *et al.* (1992), Tardy *et al.* (1992, 1994), Freydier *et al.* (1996, 2000), Dickinson y Lawton (2001), Ortiz-Hernández *et al.* (1992, 2003). De manera general se considera un arco intraoceánico alóctono sin influencia continental de Norteamérica. La existencia de este arco se debe a la subducción hacia el oeste del margen occidental de una cuenca marginal llamada cuenca de Arperos (Tardy *et al.*, 1994; Freydeir *et al.* 1996). En un primer modelo, la cuenca de Arperos se localiza entre el arco y continente (Figura 2.5a) y tiene sedimentos de aguas profundas, así como detritos continentales. No obstante, la cuenca no influía en la estratigrafía del arco. Dickinson y Lawton (2001) proponen un segundo modelo donde existe una placa oceánica que separa al arco volcánico del margen continental llamada placa Mezcalera. Esta placa tiene doble subducción, la subducción al oeste bajo la placa Pacífico formaría el arco volcánico y la subducción bajo el continente originaría el magmatismo del margen continental. En el momento en que se consume la placa Mezcalera se acreciona el arco volcánico y el margen continental (Figura 2.5b). Un tercer modelo propone que en lugar de un solo arco volcánico se trata de todo un sistema de arcos intra-oceánicos, localizados en la periferia del margen continental (Figura 2.5c). Se trata de cuatro arcos con basamentos heterogéneos,

separados por 4 cuencas oceánicas: Zihuatanejo, Arcelia, Teoloapan y Taxco (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Centeno-García, 2005; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007).

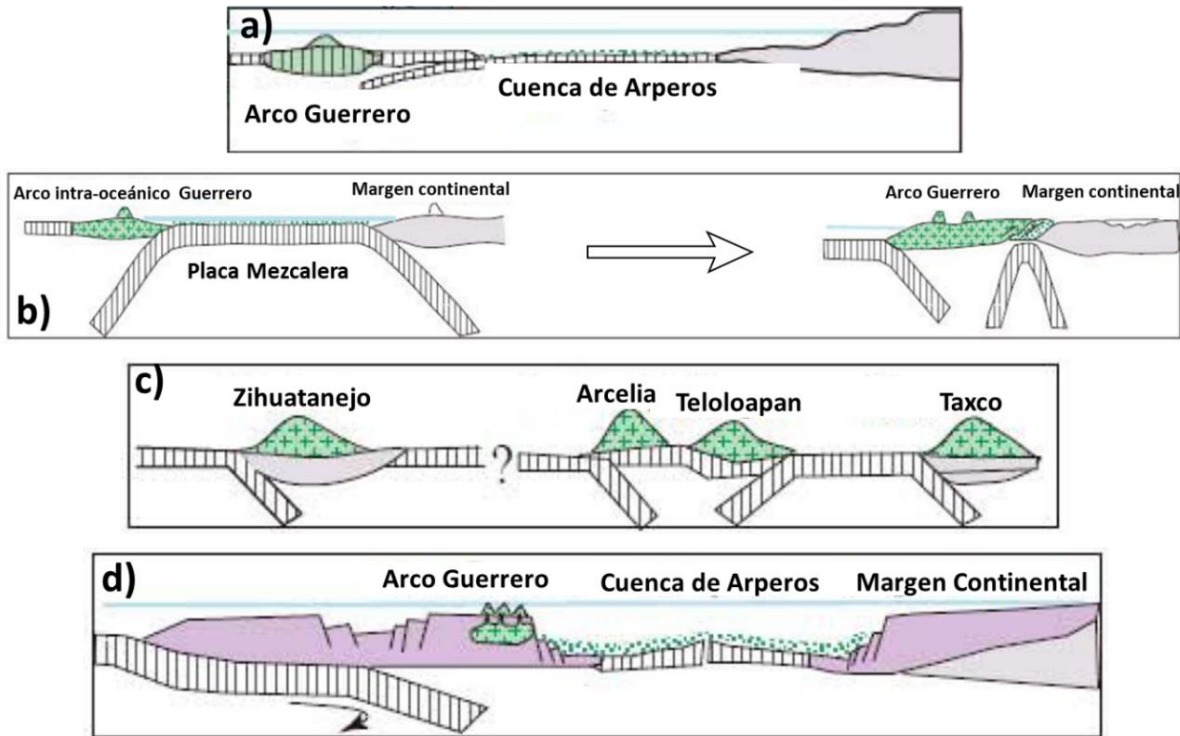


Figura 2.5 Modelos de la acreción del Terreno Guerrero, propuestos por diferentes autores (tomado de Ortega-Flores 2017). a) En un primer modelo el arco volcánico no tiene relación directa con el margen continental (Lapierre *et al.*, 1992; Tardy *et al.*, 1992). b) Un segundo modelo alóctono sugiere la presencia de una placa oceánica debajo de la cuenca de Arperos (Dickinson y Lawton, 2001). c) Un tercer modelo propone la formación de varios arcos volcánicos separados por diferentes cuencas (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007). d) Un cuarto modelo propone que la cuenca y el arco volcánico están ligados con el margen continental, siendo la cuenca Arperos una cuenca tras-arco (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1998; Elías-Herrera *et al.*, 2000; Cabral-Cano *et al.*, 2000; Centeno-García *et al.*, 2008; 2011; Martini *et al.*, 2011; 2012; 2014).

Para un escenario para-autóctono, se propone un cuarto modelo donde las sucesiones de arco intra-oceánicas se encuentran ligadas al margen continental (Figura 2.5d). El modelo indica que existe subducción de la placa Farallón bajo la placa Norte América hacia el este generando el arco volcánico sobre el continente. El retroceso de la placa Farallón pudo controlar la migración del arco hacia el oeste, así como el adelgazamiento y extensión de la placa continental tanto en el arco como en la cuenca de Arperos. La

expansión de la cuenca alejó el arco del margen continental, lo que hizo que el aporte de sedimentos sea de mayor afinidad oceánica. La cuenca de Arperos actuó de barrera entre el continente y el arco, mientras que en la parte noreste de la cuenca había aportaciones continentales de detritos, en la parte oeste de la cuenca había aportaciones de fuentes vulcanosedimentarias producto del arco. Un cambio en el ángulo de subducción pudo haber provocado el cese de la expansión de la cuenca y posteriormente el cierre de esta, hasta llegar el punto de la acreción del arco volcánico con el continente (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1998; Elías-Herrera *et al.*, 2000; Cabral-Cano *et al.*, 2000; Centeno-García *et al.*, 2008; 2011; Martini *et al.*, 2011; 2012; 2014).

#### 2.3.4 Formación del Orógeno Mexicano

Durante el Cretácico Tardío y hasta el Eoceno se desarrolló un cinturón de pliegues y cabalgaduras en la parte este de México; este cinturón de pliegues y cabalgaduras produce una inversión de las cuencas y plataformas preexistentes, las cuñas clásticas se depositaron hacia el área del antepaís (Cerca-Martínez *et al.*, 2007; Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2018). El frente de este cinturón de pliegues migra de oeste a este con una orientación NNW-SSE (Alzaga-Ruiz *et al.*, 2009; Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2018). De acuerdo con Fitz-Díaz *et al.* (2018) este cinturón de pliegues y cabalgaduras forma parte del Orógeno Mexicano.

El Orógeno Mexicano consta de tres elementos tectono-estructurales: al oeste, una cuenca de traspaís de rocas de basamento oceánico acrecionado y rocas magmáticas de arco conocido como el Terreno Guerrero; en la parte central, una cuña orogénica de antepaís compuesta de rocas carbonatadas imbricadas y plegadas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior conocido como el Cinturón de Pliegues y Cabalgadura Mexicano (CPCM); y un conjunto de cuencas de antepaís plegadas e invertidas del Cretácico Tardío-Eoceno al noreste y este del CPCM (Fitz-Díaz *et al.*, 2018).

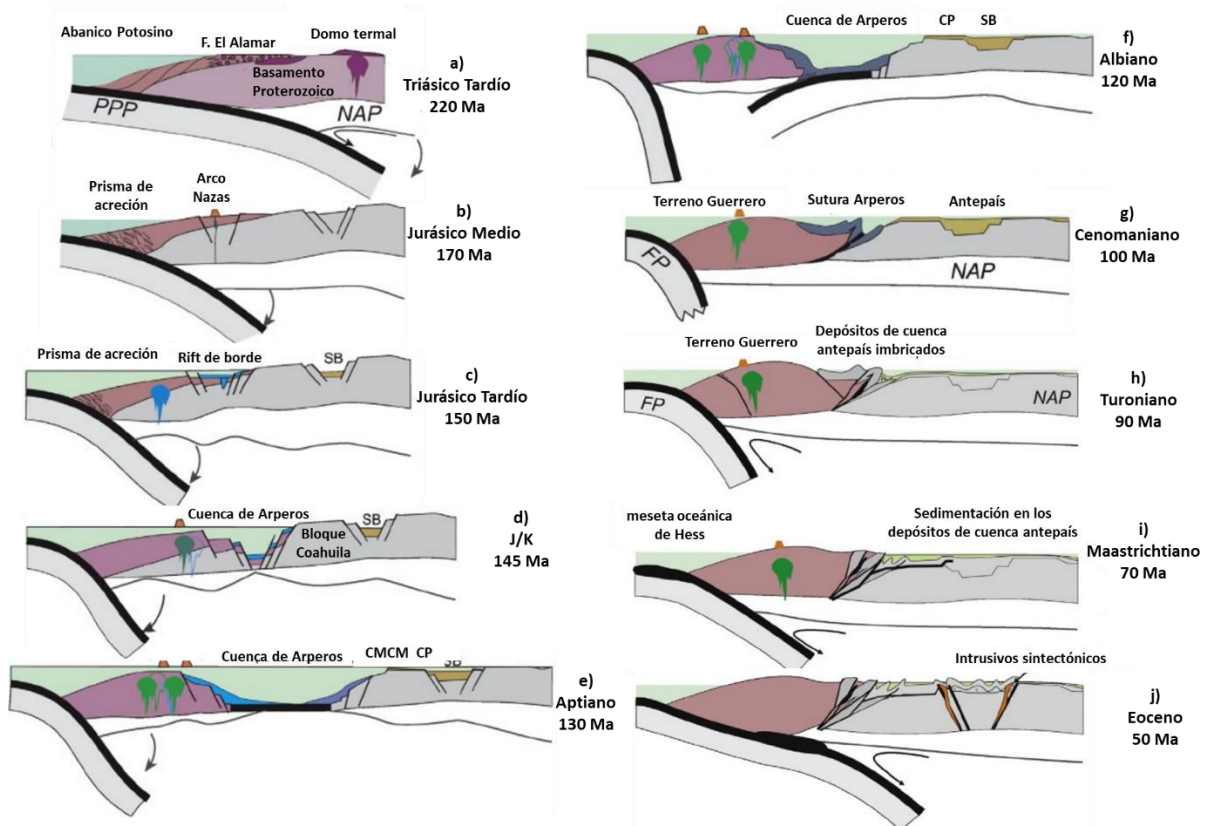


Figura 2.6. Evolución tectónica mesozoica de México a través de un transecto de NE-SW de Mazatlán al Sur de Texas (tomado de Fitz-Díaz *et al.*, 2018). a) Triásico Tardío; exhumación de granitoides y complejos proterozoicos y paleozoicos que posteriormente son erosionados y depositados en el sistema fluvial El Alamar y en el abanico Potosino (Torres *et al.*, 1999). b) Inicio del retroceso de la placa Paleo pacífica en subducción al oeste del núcleo continental, iniciación del *rifting* del Golfo de México (Pindell y Dewey, 1982). c) Instauración del drifting en el Golfo de México y la consolidación del arco Nazas durante el Jurásico Medio, formación de la cuenca de Sabinas. d) La extensión del retro arco funcionó como detonante para la formación de la Cuenca de Arperos durante el final del Jurásico y principios del Cretácico. e) La apertura de la cuenca de Arperos generó piso oceánico. f) Ocurre la mayor subsidencia en la cuenca del Golfo de México depósito de rocas argílicas y carbonatadas durante el Cretácico Temprano. g) Cierre de la cuenca de Arperos durante el Aptiano (Martini *et al.*, 2016). h) La colisión del terreno Guerrero con el continente genera depósitos de cuenca antepaís imbricados durante el Turoniano. i) Los depósitos imbricados son erosionados y depositados al este de la colisión durante el Maastrichtiano. j) Durante el Paleógeno se presenta deformación de piel gruesa en la parte norte de México, por el contrario, se observa deformación de piel delgada en la parte centro y este de México. NAP Placa Norte Americana; PPP Placa Paleo Pacífica; FP Placa Farallón; SB Cuenca de Sabinas; CP Plataforma de Coahuila; CMCM Cuenca Mesozoica del Centro de México (tomado de Fitz-Díaz *et al.*, 2018).

El trabajo de Fitz-Díaz *et al.* (2018) estudia la evolución del Orógeno Mexicano formado por la interacción del Sistema Pacífico Mesozoico de México y el Sistema Atlántico Mesozoico de México, poniendo mayor énfasis en la evolución tectónica este. Para ello estos autores realizaron una exhaustiva revisión de los modelos tectónicos que explican de

manera integral la propagación de la deformación dentro del orógeno, la relación de la evolución de la subducción con el magmatismo dentro del CPCM, la relación espacial/temporal de la deformación y sedimentación, y la arquitectura del CPCM. Adicionalmente elaboraron una sección esquemática que va desde Sinaloa hasta el sur de Texas (Figura 2.6). Si bien el Orógeno Mexicano se formó del Cretácico Tardío al Eoceno (Fitz-Díaz *et al.*, 2018), la deformación extensiva del Triásico al Cretácico Temprano también influyó en su formación, ya que estructuras preexistentes pudieron ser reactivadas durante la formación del orógeno. La Figura 2.6 muestra la evolución del Orógeno Mexicano de acuerdo con Fitz-Díaz *et al.* (2018).

Mediante el trabajo de Fitz-Díaz *et al.* (2018) se infiere que: a) el estilo de deformación del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano es dominado por inversión de la cuenca en la parte norte y acortamiento de piel delgada en la parte centro y sur. b) La historia de deformación consiste en al menos tres cinturones superpuestos que propagan la deformación al este. c) Patrones de sedimentación sinorogénica que ocurrieron del Cretácico Tardío al Eoceno. d) El escenario tectónico del Orógeno Mexicano incluyó una cuenca de retro-arco que posteriormente fue acrecionada (cuenca de Arperos), así como un super terreno volcánico al oeste.

### 3. Geología Local

Para presentar la geología local se retoma la división propuesta por Nieto-Samaniego *et al.* (1999a) quienes dividen este sistema de fallas en dos sectores. La parte norte corresponde al Sistema de fallas Catorce-San Miguel de Allende y el límite sur es renombrado como Sistema de fallas San Miguel de Allende-Querétaro (Figura 3.1). De esta forma la estratigrafía y las estructuras geológicas serán divididas en el segmento norte y segmento sur.

#### 3.1 Estratigrafía local

La estratigrafía que a continuación se describe se basa en datos geológicos publicados (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001; Aranda-Gómez *et al.*, 1993; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; 2008; 2010; 2012; Botero-Santa *et al.*, 2020; Carrillo-Chávez *et al.*, 2012; Centeno-García 2005; Cerca-Martínez *et al.*, 2000; Chiodi *et al.*, 1988; Gámez-Ordaz y Ávila-Ramos, 2017; Gutiérrez-Navarro, 2017; Eguiluz *et al.*, 2014; Lawton y Molina-Garza, 2014; Martínez-Reyes, 1992; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Mascuñado *et al.*, 2013; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999b; Palacios-García, 2013; Palacios-García y Martini, 2014; Pérez-Venzor *et al.*, 1996; Quintero-Legorreta, 1992; Tristán-González, 2008; Tristán-González *et al.*, 2009; Ortega-Flores *et al.*, 2014), así como del trabajo de campo. La estratigrafía descrita cubre las áreas circundantes al SFTSMA y tiene un mayor énfasis en las rocas mesozoicas.



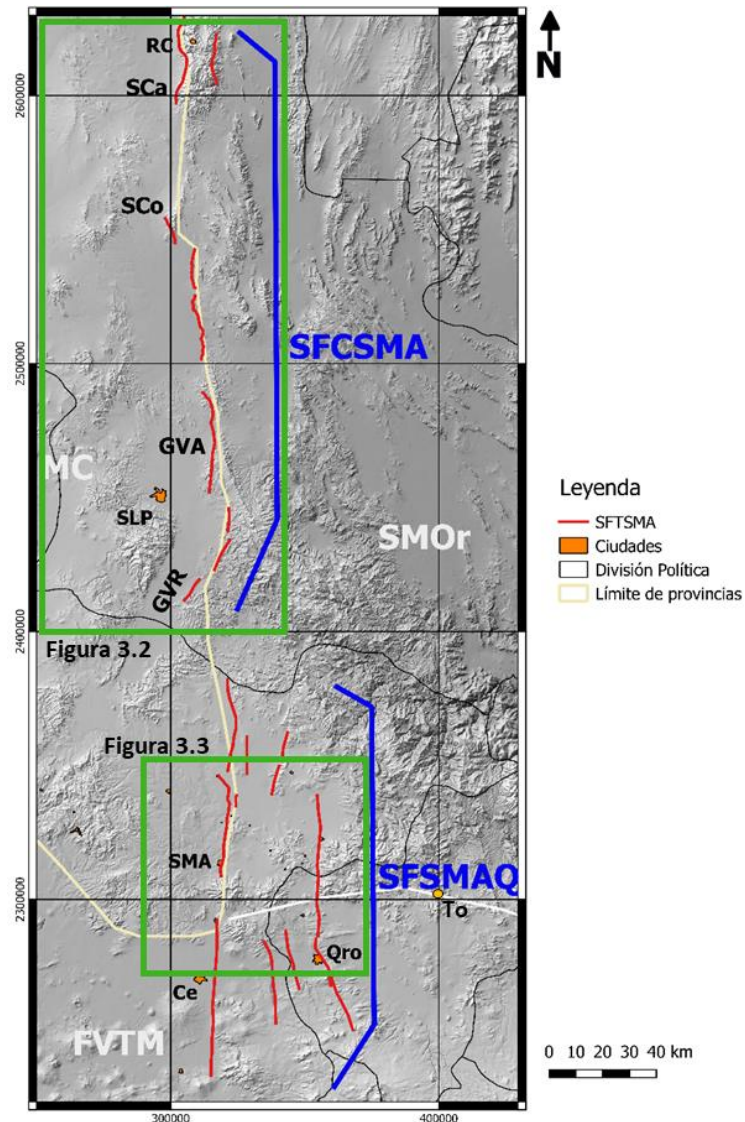


Figura 3.1 El límite entre Mesa Central y Sierra Madre Oriental se divide en dos sectores: el Sistema de Fallas Catorce-San Miguel de Allende (SFCSMA) y el Sistema de Fallas San Miguel de Allende-Querétaro (SFSMAQ). SMOr, Sierra Madre Oriental; MC, Mesa Central; FVTM, Faja Volcánica Transmexicana; SCa, Sierra de Catorce; SCo, Sierra de Coronado; GVA, graben Villa de Arista; GVR, graben Villa de Reyes. Ciudades: Ce, Celaya; Gto, Guanajuato; Qro, Querétaro; RC, Real de Catorce; SLP, San Luis Potosí; SMA, San Miguel de Allende; To, Toluca.

### 3.1.1 Segmento norte

El segmento norte abarca a las sierras de Catorce y Coronado, así como el graben Villa de Arista y el graben Villa de Reyes. Hacia la parte norte del área, dentro de las Sierras de Catorce y Coronado se localiza la litología más antigua, en su mayoría rocas sedimentarias mesozoicas. En la parte sur, en los grabenes Villa de Arista y Villa de Reyes además de la litología mesozoica también existen rocas volcánicas cenozoicas.

### 3.1.1.1 Mesozoico

La litología más antigua corresponde a la Formación Zacatecas, se trata de una sucesión de turbiditas compuestas de lutita y arenisca en paquetes de varios metros de espesor. Además, presenta laminación interna y alternancia de limonita y arenisca fina (Gutiérrez-Navarro, 2017). La edad de esta formación es del Triásico Tardío (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). De acuerdo con los análisis petrográfico y geoquímico la formación Zacatecas se depositó aledaña a un cratón u orógeno reciclado (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010), además su ambiente de depósito se interpreta como un abanico formado en la margen continental de Pangea, conocido como Abanico Potosino (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; 2010; Centeno-García 2005). Dentro del área de estudio esta unidad aflora en la parte central de la Sierra de Catorce, así como al occidente de la Sierra de Coronado y dentro de la Sierra de Charcas (Figura 3.2).

Sobre la Formación Zacatecas yace discordantemente la Formación Nazas, que corresponde a capas de rocas piroclásticas de composición intermedia a félsica y lavas de composición andesítica-basáltica (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Gutiérrez-Navarro, 2017). Si bien la Formación Nazas resulta del emplazamiento de rocas de un arco volcánico continental del Jurásico en el margen Pacífico de Pangea, su ambiente geodinámico y su naturaleza tectónica no están completamente claros y siguen siendo discutidos (Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; Eguiluz, *et al.*, 2014; Lawton y Molina-Garza, 2014; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Busby y Centeno-García, 2022). Así como la Formación Zacatecas, la Formación Nazas aflora en la parte central de la Sierra de Catorce y en la Sierra de Charcas (Figura 3.2). Sobre la Formación Nazas se depositó la Formación La Joya, que corresponde a limolita, lodolita, arenisca y conglomerado (Gutiérrez-Navarro, 2017). El ambiente de depósito corresponde a rellenos aluviales que varían de abanicos a planicies aluviales (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). La edad de esta formación mediante dataciones

de U-Pb en granos de circón detrítico es de 170 Ma (Barboza-Gudiño *et al.*, 2012) y se encuentra en contacto concordante y transicional con la Formación Zuluaga (Gutiérrez-Navarro, 2017). La Formación La Joya se encuentra en la parte central de la Sierra de Catorce y Coronado (Figura 3.2).

La Formación Zuluaga corresponde a calizas micríticas a microesparíticas. Barboza-Gudiño *et al.* (2004) reporta horizontes de yeso y cristales de calcita pseudomorfos, hacia la parte superior, la unidad presenta capas gruesas de 1 metro de espesor con nódulos de pedernal. El ambiente de depósito corresponde a aguas someras que cambian a aguas profundas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). La edad de la Formación Zuluaga se ha establecido del Oxfordiano debido a su contenido fósil. La Formación Zuluaga se localiza en la parte central de la Sierra de Catorce, así como al oriente de la Sierra de Coronado.

La Formación La Caja corresponde a calizas margosas alternadas con limolita y arenisca depositadas en un ambiente de plataforma externa (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Gutiérrez-Navarro, 2017). La edad de esta formación va del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano. Hacia su parte superior se encuentra en contacto transicional con la Formación Taraises. La Formación la Caja se localiza principalmente en los bordes la Sierra de Catorce (Figura 3.2).

La Formación Taraises corresponde a una sucesión de calizas arcillosas con bandas de pedernal negro. De acuerdo con su contenido fósil a esta unidad se asigna una edad del Cretácico Temprano y un ambiente de depósito de cuenca (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Gutiérrez-Navarro, 2017). La Formación Taraises se localiza en la parte central de las sierras de Coronado y Charcas.

La Formación Tamaulipas Inferior corresponde a calizas del tipo *mudstone* a *wackstone* con espesores de 1 a 1.5 m con nódulos de pedernal. Por su posición estratigráfica se le

asigna de una edad entre el Huateriviano-Barremiano, su ambiente de depósito es de cuenca de poca profundidad (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Gutiérrez-Navarro, 2017). La Formación Tamaulipas se localiza en la parte centro occidental de la Sierra de Catorce, mientras que en la Sierra de Coronado ha sido cartografiada como Formación Cupido y se localiza en la parte central de esta sierra (Figura 3.2).

La formación Otates corresponde a caliza arcillosa que en ocasiones se intercala con lutita y limolita, se asocia a un ambiente de depósito de cuenca de aguas tranquilas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Gutiérrez-Navarro, 2017). De acuerdo con su posición estratigráfica se le asigna una edad del Aptiano (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). La Formación Otates se localiza en la Sierra de Catorce, mientras que en la Sierra de Coronado ha sido cartografiada conjuntamente con capas equivalentes a la Formación Tamaulipas Superior y la Formación La Peña (Tristán-González *et al.*, 2009) y se localiza en la parte central de la Sierra de Coronado y en las capas más inferiores de la sucesión expuesta en el hombro oriental de graben Villa de Arista (Figura 3.2).

La Formación Tamaulipas Superior corresponde a una caliza micrítica tipo *mudstone* a *wackstone* intercalada con lutita. Su ambiente de depósito se interpreta como plataforma profunda, su edad corresponde al Aptiano tardío y Albiano temprano (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Gutiérrez-Navarro, 2017). La Formación Tamaulipas Superior se localiza en la parte occidental de la Sierra de Catorce (Figura 3.2).

La Formación Cuesta del Cura corresponde a caliza tipo *mudstone* a *wackstone* con bandas de pedernal y horizontes terrígenos. Su ambiente de depósito corresponde a un ambiente marino de cuenca, de acuerdo con su contenido fósil se considera de edad Albiano tardío-Cenomaniano (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Gutiérrez-Navarro, 2017). La Formación Cuesta del Cura se localiza en la parte occidental de la Sierra de Catorce, así

como en los bordes de la Sierra de Coronado y en el hombro oriental del graben Villa de Reyes (Figura 3.2).

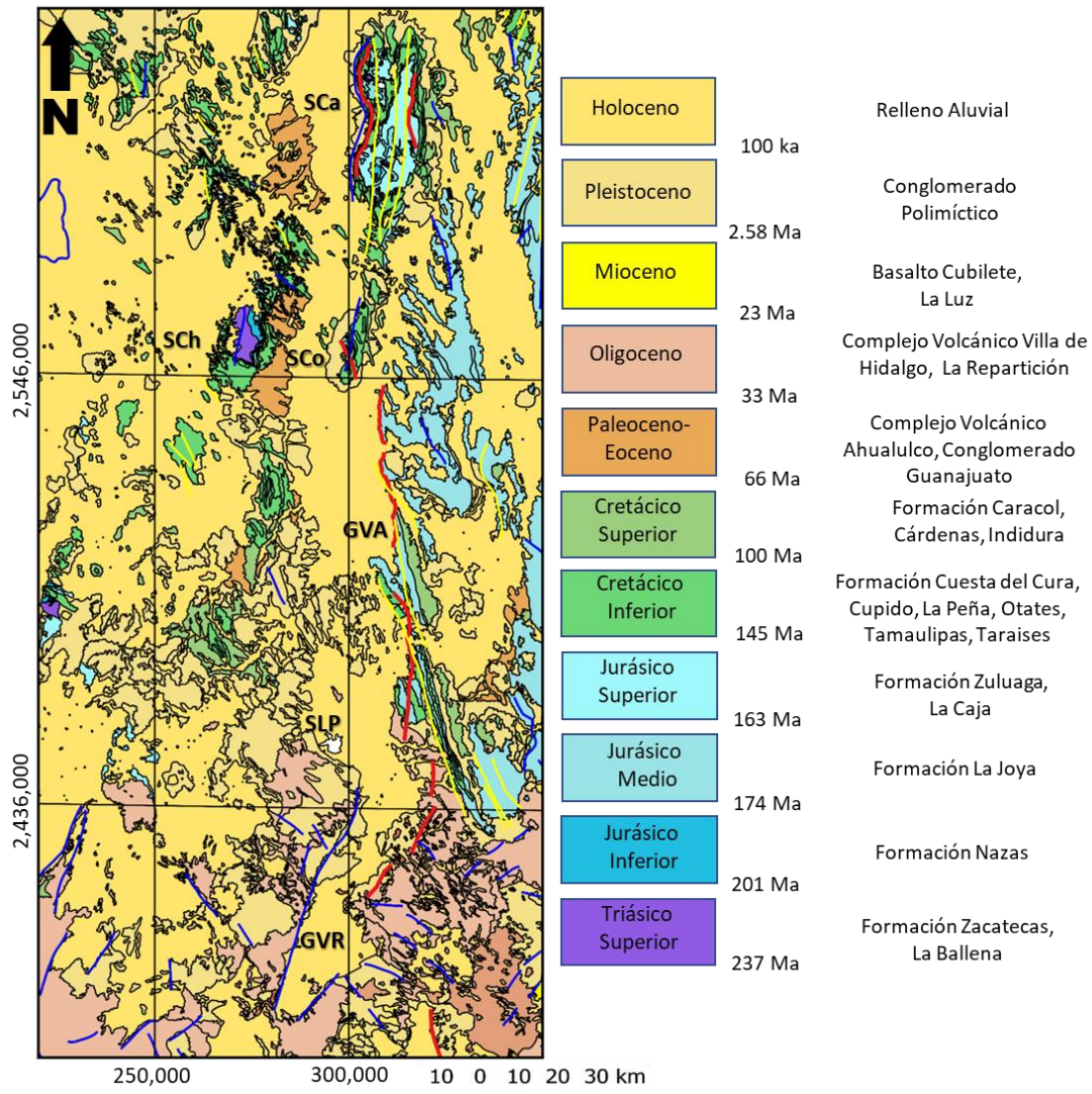


Figura 3.2 Mapa Cronoestratigráfico del sector norte del área de estudio basado en las cartas geológicas del Servicio Geológico Mexicano escala 1:250 000: Matehuala F14-1, San Luis Potosí F14-4 y Guanajuato F14-7 (Alvarado-Méndez *et al.*, 1997; Moreira-Rivera *et al.*, 1998;1996) Las líneas rojas representan la traza del Sistema de Fallas Taxco San Miguel de Allende, las líneas azules corresponden a fallas, las líneas amarillas a pliegues. SCh, Sierra de Charcas; GVA, Graben Villa de Arista; GVR, Graben Villa de Reyes; SLP, San Luis Potosí.

La Formación Tamabra corresponde a calizas compactas, principalmente *grainstone* y *packstone*, con fragmentos de bioclastos, la edad de esta formación es del Albiano-

Cenomaniano (Tristán-González, 2008). La Formación Tamabra se localiza principalmente en el borde oriental de la Sierra de Coronado (Figura 3.2).

La Formación Indidura corresponde a caliza arcillosa y lutita cuyo ambiente de depósito es batial a cuenca, de acuerdo con su contenido fósil se le asigna una edad del Turoniano al Cenomaniano tardío (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Gutiérrez-Navarro, 2017). La Formación Indidura se localiza en el borde de la Sierra de Catorce, en el borde oriental de la Sierra de Coronado y en el hombro occidental del graben Villa de Reyes (Figura 3.2).

La Formación Caracol corresponde a una sucesión intercalada de arenisca y lutita, su estratificación varía de delgada a mediana. La arenisca va de grano fino a medio con matriz calcárea, mientras que la lutita va de arenosa a arcillosa. Su edad corresponde al Cretácico Tardío. Se localiza principalmente en la parte occidental de la Sierra Madre Oriental, así como en el hombro occidental del graben Villa de Arista y el hombro oriental del graben Villa de Reyes. Centeno-García y Silva-Romo (1997) describen a la Formación Caracol como depósitos que muestran la secuencia Bouma, atribuyéndole su procedencia a la erosión de un arco magmático.

#### 3.1.1.2 Cenozoico

La litología del Cenozoico corresponde principalmente a complejos volcánicos, conglomerados y depósitos aluviales. Los complejos volcánicos localizados en el área de estudio corresponden al Complejo Volcánico Aqualulco, Complejo Volcánico Villa de Hidalgo, Complejo Volcánico La Repartición, Complejo Volcánico Sierra San Miguelito y el Complejo Volcánico Santa María (Tristán-González, 2008; Tristán-González *et al.*, 2009) localizados en los hombros del graben Villa de Arista y Villa de Reyes (Figura 3.2). Por su parte, en la Sierra de Catorce para el Eoceno se emplazan granitoides a los cuales se les asocia la mineralización argentífera de la zona minera de Real de Catorce. Las edades isotópicas de estos granitoides rondan entre los 45 a 38 Ma, su firma geoquímica

corresponde a un arco continental (Mascuñado *et al.*, 2013). La litología más reciente corresponde a derrames basálticos, cuyas edades comprenden de 13 a 10 Ma (Mascuñado *et al.*, 2013).

El hombro occidental del Graben Villa de Arista corresponde al Complejo Volcánico Aqualulco (Figura 3.2). La formación cenozoica más antigua del Complejo Volcánico Aqualulco es la Formación Cenicera corresponde a depósitos continentales de grava limo y arcilla del Paleoceno-Eoceno (Tristán-González *et al.*, 2009). Sobre estos depósitos continentales se encuentra la Andesita Casa Blanca del Eoceno medio. Para el Oligoceno temprano existió un evento volcánico que causó derrames de lava y flujos piroclásticos (Tristán-González *et al.*, 2009). Este evento volcánico dio origen a alineaciones de domos con orientación NW-SE de composición inicialmente dacítica (dacita Jacavaquero, latita Portezuelo y riódacita Zapatero) así como de la ignimbrita Membrillo (Tristán-González *et al.*, 2009). El siguiente evento eruptivo estuvo representado por lavas riolíticas asociados con rocas piroclásticas. Este evento formó domos exógenos y diques. Contemporáneo a este evento afloró un cuerpo intrusivo nombrado intrusivo El Negro (Tristán-González *et al.*, 2009). Hacia la parte sur y oriente del Complejo Volcánico Aqualulco se depositó la ignimbrita Panalillo cuyos conductos de salida fueron fallas normales (Tristán-González *et al.*, 2009). El último evento eruptivo corresponde a coladas de lavas basaníticas del Cuaternario (Tristán-González *et al.*, 2009).

En el hombro oriental del Graben Villa de Arista se localiza el Complejo Volcánico Villa de Hidalgo (Figura 3.2). Este complejo se conforma por domos y derrames de lava dacítica-andesítica, así como de piroclásticos riolíticos emplazados durante el Oligoceno (Tristán-González *et al.*, 2009). Las lavas dacíticas formaron domos (Dacita Jacavaquero) y encima de ellas hay depósitos piroclásticos (Ignimbrita Santa María) que se intercalan entre las Andesitas Villa de Hidalgo y San Lorenzo (Tristán-González *et al.*, 2009). Para el

Cuaternario aparecen los aparatos volcánicos de donde salen lavas basaníticas, ejemplo de ello es el maar Joya Honda, que contiene xenolitos del manto y de la base de la corteza (Aranda-Gómez *et al.*, 1993).

Hacia la parte noreste del Graben Villa de Arista se localiza en el Complejo Volcánico La Repartición (Figura 3.2). El Complejo Volcánico La Repartición está conformado por depósitos de flujos piroclásticos correspondientes a la ignimbrita Santa María, lavas dacíticas y flujos de andesita y basalto del Mioceno que fueron emplazados en fallas con orientación NW (Tristán-González *et al.*, 2009). Esta sucesión volcánica se emplazó en el Oligoceno-Mioceno y descansa sobre rocas cretácicas (Tristán-González *et al.*, 2009).

El Complejo Volcánico Sierra San Miguelito se localiza en el hombro occidental del Graben Villa de Reyes (Figura 3.2). En el Complejo Volcánico Sierra San Miguelito los productos volcánicos son del Oligoceno y Mioceno. La secuencia oligocénica se conforma de lavas e ignimbritas, de composición riolítica (Latita Portezuelo y Riolita San Miguelito) que formaron domos exógenos (Tristán-González *et al.*, 2009). Los domos de la Riolita San Miguelito son cubiertos por las ignimbritas La Cantera y San José (Tristán-González *et al.*, 2009). Encima de esas ignimbritas descansa la Riolita El Zapote. Durante el Oligoceno hubo actividad volcánica puntual que siguió la orientación de las fallas NW-SE de composición básica (Basalto La Placa). Asimismo, se depositaron ignimbritas de alto grado y flujos sin soldar de la Riolita Panalillo (Tristán-González *et al.*, 2009). La última actividad volcánica del complejo sucedió en el Mioceno con la emisión del Basalto Cabras, Traquita Los Castillo y Riolita Cerro Reyna entre los 21.5 a 20.3 Ma. (Tristán-González *et al.*, 2009).

El Complejo Volcánico Santa María se localiza en el hombro oriental del Graben Villa de Reyes (Figura 3.2) El Complejo Volcánico Santa María corresponde a una serie de cadenas de domos de la Traquita Ojo Caliente. A la Traquita Ojo Caliente se le ha



asignado una edad de 30 Ma (Botero-Santa *et al.*, 2020), consiste en coladas de lava andesítica, traquita y depósitos piroclásticos riolíticos, que posteriormente fueron cubiertos por lavas cuya composición varía de traquitas a riolitas (Tristán-González *et al.*, 2009). La Ignimbrita Santa María es la unidad basal que cubre casi todo el complejo, es del Oligoceno temprano y corresponde a un depósito de flujo de ceniza de composición riolítica. Sobre esta ignimbrita se emplazan tanto la Traquita Ojo Caliente como la Latita Portezuelo, entre ambas se emplaza de forma aislada la Andesita Estaco (Tristán-González *et al.*, 2009). El último evento volcánico corresponde a las coladas del Basalto Cabras que fueron emplazadas puntualmente a lo largo de fallas normales (Tristán-González *et al.*, 2009).

### 3.1.2 Segmento sur

El segmento sur es limitado por el Sistema de Fallas San Miguel de Allende-Querétaro, que es el segmento del SFTSMA donde más se ensancha el sistema de fallas, llegando a cerca de 35 km. Dentro de esta área se localizan afloramientos mesozoicos en los cuales se realizaron trabajos de campo que serán retomados más adelante. El mapa base geológico del Segmento sur se realizó acorde con los trabajos de Alaniz-Álvarez *et al.* (2001), Ortega-Flores *et al.*, (2014), y las cartas geológicas Dolores Hidalgo, Mineral de Pozos, San Miguel de Allende, Corral de Piedras escala 1:50000 del SGM (Figura 3.3).

#### 3.1.2.1 Mesozoico

En la parte centro del área de estudio la unidad litológica más antigua corresponde a la Secuencia Vulcanosedimentaria Sierra de Guanajuato descrita por Martínez-Reyes (1992). Aflora principalmente en el escarpe de la falla San Miguel de Allende, en la parte central de la Sierra de los Cuarzos y al norte de Celaya. Esta unidad consiste en una sucesión de arenisca, lutita y pedernal que se intercala con rocas volcánicas principalmente básicas (Figura 3.4a; Martínez-Reyes, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*,

1999b; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001; Gámez-Ordaz y Ávila-Ramos, 2017). En la Sierra de los Cuarzos Palacios-García y Martini (2014) separan a esta unidad en dos formaciones. La primera, Formación Sierra de los Cuarzos compuesta en su base por una alternancia de arenisca, limolita y lutitas, depositadas en corrientes turbidíticas; además, areniscas vulcanosedimentarias y hacia su cima turbiditas calcáreas intercaladas con areniscas y lutitas. La segunda, Formación Pelones está compuesta de arenisca vulcanoclástica, conglomerado y lutitas (Figura 3.4b).

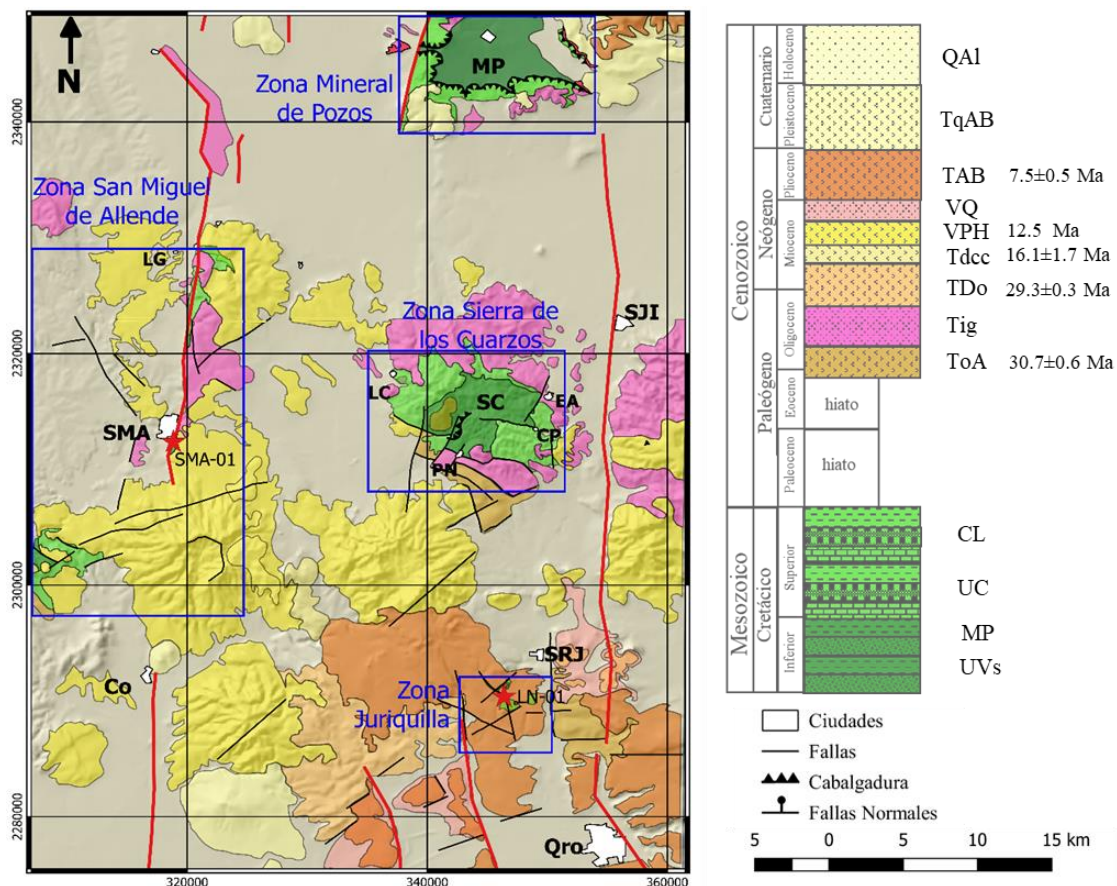


Figura 3.3 Mapa geológico-estructural del segmento sur basado en los trabajos de Alaniz-Álvarez *et al.* (2001) y Ortega-Flores *et al.* (2014). Los recuadros indican las zonas estructurales Juriquilla, San Miguel de Allende, Sierra de los Cuarzos y Mineral de Pozos. Puntos de muestreo para fechamiento de granos de circón detrítico, estrellas: LN-01 y SMA-01. Ciudades y poblados: SMA, San Miguel de Allende; Co, Comonfort; LG, Los Guías; SRJ, Santa Rosa Jauregui; SJI, San José Iturbide; MC, Mineral de Pozos; SC, Sierra de los Cuarzos; EA, El Arenal; CP, Charape de Pelones; PN, Puerto Nieto; LC, La Calera. Columna estratigráfica: UVs, Unidad vulcanosedimentaria; MP, Arenisca Mineral de Pozos; UC, Unidad calcárea; CL, Caliza La Luz; ToA, Andesita El Cedro; Tig, Ignimbrita Oligo-miocénica; TDo, Dacita Obrajuelos; Tdcc, Cerro Colorado; VPH, Vulcanoclástico Palo Huérfano; VQ, Vulcanoclástico Querétaro; TAB, Basalto Querétaro; TqAB, Andesita y Basalto del Plioceno; QAI, Lacustre-aluvión.

Sobre la Secuencia Vulcanosedimentaria se depositó una intercalación de caliza, lutita y arenisca, nombrada en este trabajo Unidad Calcárea (Figura 3.4c; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Esta unidad aflora principalmente en el escarpe de la Falla San Miguel de Allende, en la parte oriental y occidental de la Sierra de Los Cuarzos y al norte de Celaya (Figura 3.3). Por otra parte, en la Sierra de los Cuarzos Palacios-García (2013) y Palacios-García y Martini (2014) nombran a esta unidad como la Formación Española, la describen como alternancia rítmica de caliza detrítica, marga, lutita y pedernal (Figura 3.4d). De acuerdo con Nieto-Samaniego *et al.* (1999b) y Palacios-García y Martini (2014) ambas unidades mesozoicas tienen un contacto cizallado.

Para el área de Mineral de Pozos existen dos unidades mesozoicas: Caliza la Luz y Arenisca Mineral de Pozos. La Caliza La luz consiste en caliza dolomítica masiva con bandas de pedernal e intervalos de caliza laminada (Figura 3.4e, Ortega-Flores, 2014). Esta unidad es considerada del Albiano (Carrillo-Chávez *et al.*, 2012). La Arenisca Mineral de Pozos consta de dos unidades, la unidad inferior consiste en arenisca y toba, intercaladas con estratos de lutita (Figura 3.4f). La unidad superior consiste en caliza de estratificación delgada intercalada con estratos de lutita y pedernal (Ortega-Flores *et al.*, 2014). Mediante el fechamiento U/Pb de circón detrítico Ortega-Flores *et al.* (2014) determinaron que la edad máxima de depósito es del Turoniano. Mientras que Juárez-Arriaga *et al.* (2019) obtuvieron edades del Cenomaniano tardío. La caliza La Luz se encuentra cabalgando sobre la arenisca Mineral de Pozos, ambas unidades se encuentran plegadas y foliadas.

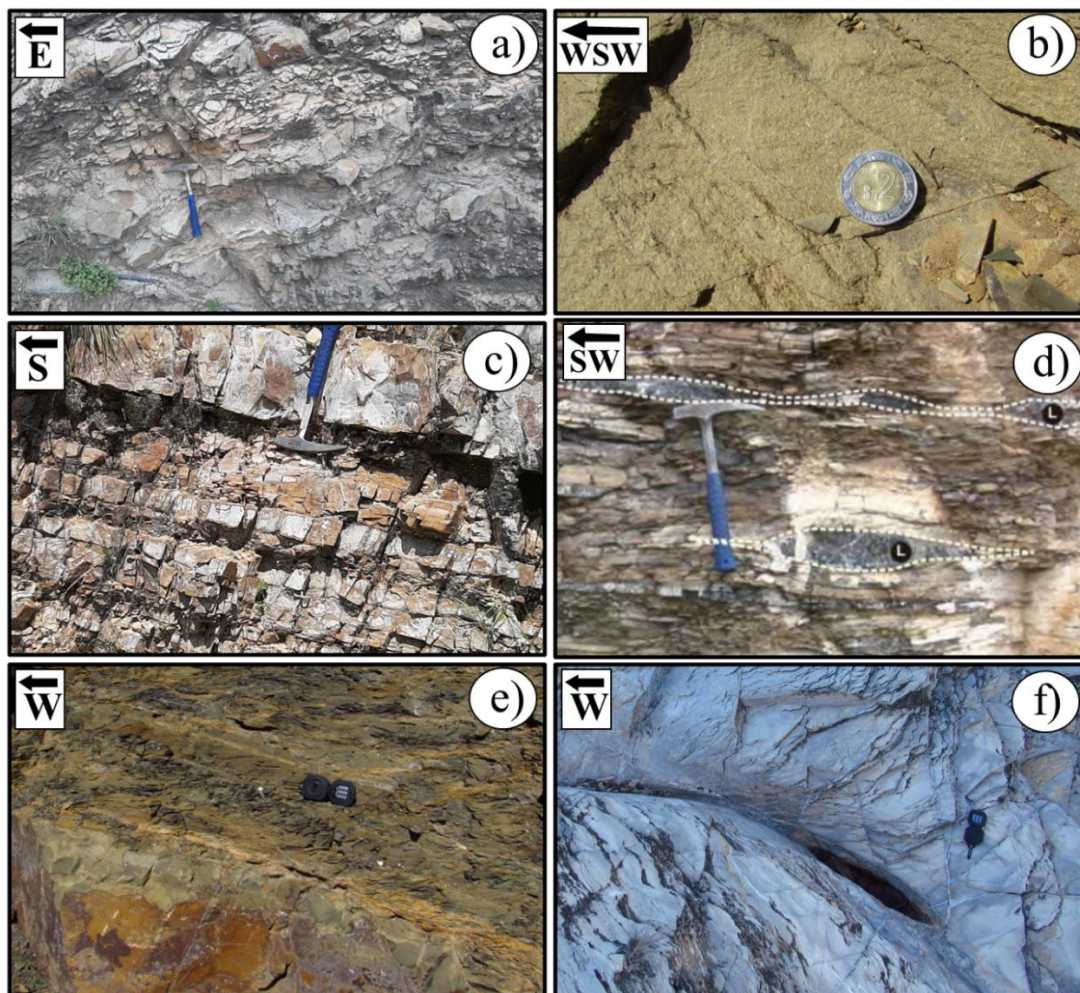


Figura 3.4 Litología mesozoica del segmento sur del área de estudio. a) Secuencia Vulcanosedimentaria Sierra de Guanajuato, corresponde a una sucesión de arenisca, lutita y pedernal intercala con rocas volcánicas principalmente básicas, escarpe de la Falla San Miguel de Allende. b) Formación Pelones, compuesta de arenisca vulcanoclástica, conglomerado y lutita, parte central de la Sierra de los Cuarzos. c) Unidad Calcárea, corresponde a una intercalación de caliza, lutita y arenisca, norte de San Miguel de Allende. d) *Boudinage* (L) en la Formación Española (Tomado de Palacios-García, 2013), la formación Española corresponde a alternancia rítmica de caliza detrítica, marga, lutita y pedernal, parte oriental de la Sierra de los Cuarzos. e) Caliza dolomítica masiva (parte inferior) y caliza laminar foliada (parte superior) de la Caliza Luz. f) Estratos de lutita de la Arenisca Mineral de Pozos.

### 3.1.2.2 Cenozoico

La litología del Cenozoico comprende rocas volcánicas, relleno aluvial y lacustre. Las rocas cenozoicas más antiguas corresponden a la Andesita El Cedro, aflora en la Sierra de Los Cuarzos, y en El Salitre al norte de la ciudad de Querétaro (ToA, Figura 3.3). Consiste en lavas y algunas tobas de composición basáltica andesítica (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Se han fechado al oeste del área de estudio en Guanajuato mediante K-Ar

obteniendo edades entre  $30.6 \pm 0.4$  Ma y  $30.7 \pm 0.6$  Ma (Cerca-Martínez *et al.*, 2000). Sobreyaciendo a esta unidad se encuentran ignimbritas del Oligoceno-Mioceno. Se localizan en la parte norte de área de estudio, en el bloque levantado de la falla San Miguel de Allende, dentro de la Sierra de los Cuarzos, y al sur del poblado de San José Iturbide (Tig, Figura 3.3). Corresponde a una ignimbrita poco soldada de composición ácida (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Existen varios fechamientos de estas ignimbritas principalmente al oeste del área de estudio cuyo rango de edad varía de 23 Ma a 29.3 Ma (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001), Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001) fecharon una de estas ignimbritas en la parte norte de la ciudad de Querétaro obteniendo una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $29.3 \pm 0.3$  Ma. La sucesión cenozoica continúa con la Dacita Obrajuelo, corresponde a una alineación de domos con rumbo NE-SW. Estos domos van desde la porción sureste del volcán San Pedro hasta el poblado de Santa Rosa Jauregui (TDo, Figura 3.3). Se le asigna una edad tentativa del Oligoceno-Mioceno medio (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Sobreyaciendo la Dacita Obrajuelo se encuentra la secuencia Cerro Colorado constituida por lahares y brechas de composición andesítica y dacítica. Se localiza en el flanco oriental del volcán Palo Huérfano (Tdcc, Figura 3.3). Se ha reportado en esta secuencia un fechamiento K-Ar en plagioclasas de  $16.1 \pm 1.7$  Ma (Pérez-Venzor *et al.*, 1996).

Del Mioceno al Plioceno, la sucesión volcánica está constituida por rocas de composición andesítica-basáltica pertenecientes a los estratovolcanes Palo Huérfano, La Joya y San Pedro (VPH, Figura 3.3), su edad se estima de 12.5 Ma (Pérez-Venzor *et al.*, 1996) obtenida del volcán Palo Huérfano. Sobre el material de los estratovolcanes se localiza el Vulcanoclástico Querétaro (VQ, Figura 3.3), esta sucesión está conformada por depósitos fluviales, aluviales, lacustres y piroclásticos no consolidados. Un evento efusivo con una extensión significativa en el área de estudio está representado por los basaltos Querétaro (TAB, Figura 3.3). Agrupan derrames fisúrales, aparatos centrales y conos cineríticos de

composición basáltica. Esta unidad ha sido fechada en  $7.5 \pm 0.5$  Ma al norte de Querétaro y  $5.6 \pm 0.4$  Ma en el volcán Cimatario (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001). Finalmente, en la cima de la sucesión cenozoica se encuentran andesitas y basaltos del Plioceno (TqAB, Figura 3.3), y rellenos aluviales (QAI, Figura 3.3).

## 3.2 Estructuras Principales

Las estructuras principales que se describen a continuación corresponden en su mayoría estructuras extensionales cenozoicas pertenecientes al SFTSMA. La mayoría de las rocas mesozoicas que son afectadas por deformación contractiva mesozoica se encuentra cubierta por rocas cenozoicas. No obstante, en el área de Sierra de Catorce se observan estructuras compresionales a gran escala.

### 3.2.1 Sierra de Catorce

La Sierra de Catorce corresponde a un pilar tectónico asimétrico. En la parte occidental de la sierra se observa una falla normal muy marcada con orientación N-S y longitud de 40 km (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). Esta falla corresponde al límite oeste de la sierra, Nieto-Samaniego *et al.* (1999a) la asocian al SFTSMA. En la parte oriental la sierra está limitada por fallas dispersas menores de orientación N-S (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). La falla normal más representativa del límite este de la sierra es la falla Dolores (Figura 3.5) de edad post oligocénica (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). De igual forma existen fallas normales al norte y sur de la sierra con orientaciones E-W que limitan la sierra (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

La falla normal N-S al occidente de la sierra tiene un salto vertical de 500 m y en sus extremos norte y sur es cortada por fallas E-W. Barboza-Gudiño *et al.*, (2004) asignan a las fallas E-W una edad del Eoceno temprano, por lo que se interpreta que la falla N-S es pre Eocénica. Se han documentado fallas normales menores con orientaciones N-S, así

como pliegues asimétricos con vergencia E-NE en la porción occidental, y simétricos con plano axial vertical en la parte oriental (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). Las estructuras compresionales principales son: anticlinal Los Catorce, sinclinal de Santa Ana, anticlinal de Tahoma, sinclinal de Limones, anticlinal del Fraile (Figura 3.5).

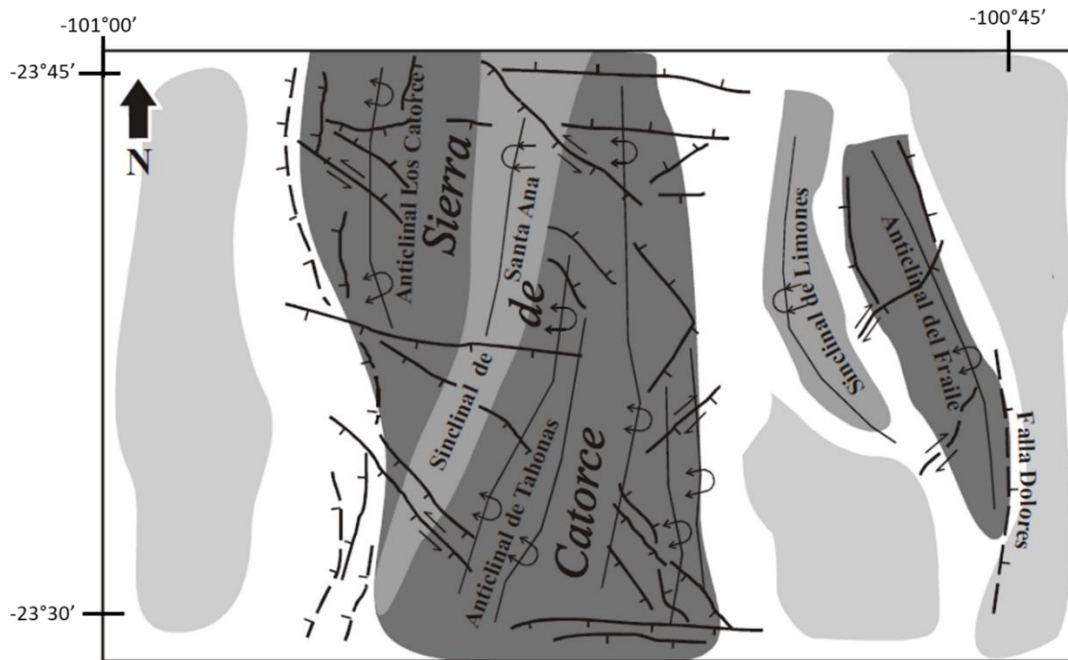


Figura 3.5 Mapa estructural simplificado de la Sierra de Catorce, el núcleo de las estructuras plegadas (colores oscuros) corresponde a formaciones jurásicas, mientras que en los flancos (colores claros) se localizan formaciones cretácicas (Tomado de Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Al interior de la Sierra se encuentran rocas sedimentarias mesozoicas muy deformadas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). El anticlinal Los Catorce pone en evidencia horizontes muy cizallados, Barboza-Gudiño *et al.*, (2004) lo consideran como evidencia de zonas de despegue. Ejemplo de esta zona de despegue se observa en las calizas transformadas en “harina de roca” o superficies de cizalla subparalelas a la estratificación (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

### 3.2.2 Sierra de Coronado

La Sierra de Coronado se localiza al sur de la Sierra de Catorce, corresponde a una sierra alargada de 28 km de longitud y una anchura máxima aproximada de 8 km, con una

orientación NNE-SSW (Figura 3.1). Las rocas que componen a esta sierra son principalmente rocas sedimentarias mesozoicas, siendo la formación Nazas (Jurásico Temprano) la más antigua y la formación Indidura (Cretácico Tardío) la más joven (Tristán-González, 2008). La Sierra Coronado es el contacto entre la Cuenca Mesozoica del Centro de México y la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Carrillo-Bravo, 1971). La sierra de Coronado corresponde a un horst basculado al ESE, presenta en su límite occidental una falla normal de nombre falla Coronado (Figura 3.6) donde afloran las rocas más antiguas (Tristán-González, 2008).

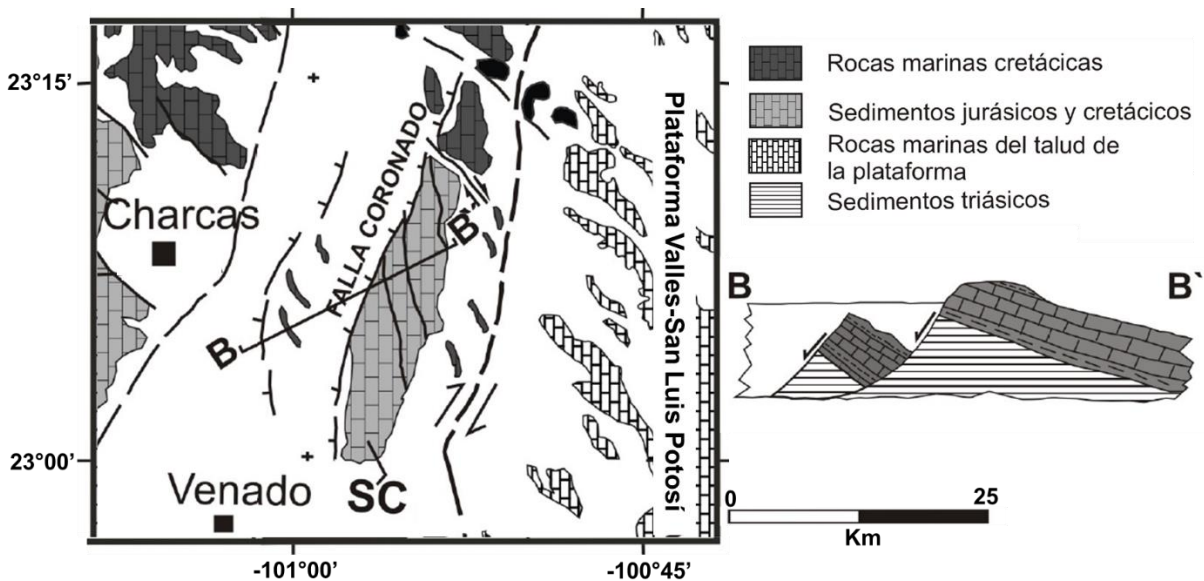


Figura 3.6 Mapa estructural simplificado de la Sierra de Coronado. SC, Sierra de Coronado. (Tomado y modificado de Tristán-González, 2008).

La sucesión sedimentaria de la Sierra de Coronado fue transportada durante la formación del Orógeno Mexicano hacia el oriente, sobrepone rocas de la Cuenca Mesozoica del Centro de México sobre rocas de facies de talud correspondientes a la plataforma calcárea de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Tristán-González, 2008). Toda esta secuencia plegada se encuentra imbricada y forma varios niveles de despegue. Asimismo, la sierra está cortada por fallas normales con orientación NW-SE, teniendo mayor desplazamiento en el extremo NW de la sierra (Tristán-González, 2008). La



disposición de las fallas NW-SE sugiere que al este de la sierra de Coronado existe desplazamiento lateral derecho (Tristán-González, 2008). Estas fallas seccionan la Sierra de Coronado en cinco bloques que son basculadas al NE por la falla de Coronado exhibiendo las rocas más antiguas. Estas fallas presentan un salto mayor en los extremos NW y casi nulo en sus extremos SE, por lo que son interpretadas como falla de tijera (Tristán-González, 2008). La edad del basculamiento ha sido estimada del Oligoceno, de acuerdo con las edades del Campo Volcánico de San Luis Potosí (Tristán-González, 2008).

### 3.2.3 Graben Villa de Arista

Hacia el norte de la ciudad de San Luis Potosí se localiza el Graben Villa de Arista (Figura 3.1) limitada por fallas normales (Tristán-González, 2008). El graben se caracteriza por componerse de varios bloques basculados, con inclinación aproximada de 40° al NE, y es en el límite oriental de la fosa donde existe el mayor basculamiento. El desplazamiento vertical del graben está estimado en ca. 500 m en la ciudad de San Luis Potosí (Tristán-González, 1986). Estas fallas se mantuvieron activas durante el Oligoceno (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997). Tristán-González (2008) nombra al límite oriental del graben como la Falla Matehuala-San Luis.

### 3.2.4 Graben Villa de Reyes

El límite sur del Sistema de Fallas Catorce-San Miguel de Allende corresponde al hombro nororiental del graben Villa de Reyes. Dentro del área de estudio esta parte del graben no existe un hombro occidental, en este punto, el graben Villa de Reyes se considera un semigraben (Tristán-González, 1986), sin embargo para mantener la consistencia se sigue nombrando como graben dentro de este trabajo. El graben Villa de Reyes es un extenso valle de aproximadamente 200 km de longitud y anchura entre 10 y 20 km (Figura 3.1). El graben tiene una orientación general NE-SW, sin embargo, su límite NE se formó

paralelo al límite entre la Cuenca Mesozoica de México y la Plataforma Valles San Luis Potosí (Tristán-González, 1986), y forma parte del SFCSMA.

### 3.2.5 Sistema de Fallas San Miguel de Allende-Querétaro

El Sistema de Fallas San Miguel de Allende-Querétaro (SFSMAQ) corresponde a la parte más ancha de todo el sistema de fallas (35 km aproximadamente) y coincide en el punto donde la PVSLP se hace más angosta. Alaniz-Álvarez *et al.* (2001) identifican al menos 3 grupos principales de fallas. Corresponden a la Falla San Miguel de Allende, el Sistema de Fallas Querétaro y el Sistema de Fallas NE-SW (Figura 3.7). Adicionalmente a estas estructuras regionales, hacia la parte sur del SFSMAQ se localizan fallas más pequeñas con orientaciones E-W asociadas a la Faja Volcánica Transmexicana.

La Falla San Miguel de Allende: es la falla más grande del sistema, corresponde a una falla normal con rumbo N-S y echado al oeste (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Atraviesa la ciudad de San Miguel de Allende y expone las rocas mesozoicas. Hacia el sur es sepultada por el vulcanismo del volcán Palo Huérfano y sedimentos continentales (Figura 3.7).

El Sistema de Fallas Querétaro se compone principalmente de cuatro fallas con una orientación N-S, que corresponden a las fallas: Querétaro, 5 de febrero, Tlacote y San Bartolomé (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001).

Falla Querétaro: es de tipo normal con echado hacia el W y una longitud de 61 km. Se evidencia la traza de la falla por el desnivel topográfico entre San José de Iturbide y Santa Rosa Jáuregui. Hacia el norte esta falla es sepultada bajo una planicie de relleno aluvial, presenta un desplazamiento máximo de 80 m (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001).

Falla 5 de Febrero: corresponde a una falla normal de 14 km de longitud, echado hacia el W y desplazamiento vertical de 100 m. Esta falla constituye una zona de relevo izquierda con el segmento sur de la falla Querétaro (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001).

Falla Tlacote: Es una falla normal con echado hacia el E, y una longitud de 20 km, presenta un desplazamiento vertical de 80 m. Hacia el norte no se tiene claro si la falla termina con el vulcanismo del dique El Patol o se encuentra sepultada de bajo de estos productos volcánicos (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001).

Falla San Bartolomé: es una falla normal con echado hacia el E y una longitud de 27 km. El desplazamiento máximo de la falla se estimó en 100 m en la parte norte y de 50 m en su sector sur (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Se localiza al este de la ciudad de Celaya y presenta manantiales de agua caliente y geiseres a lo largo de su traza (López-Hernández, 1996).

El **Sistema de Fallas NE-SW** corresponde a fallas y centros de emisión volcánica alineados que tienen una orientación NE-SW. Las fallas son de tipo normal de alto ángulo, con longitudes que van de los 5 a los 15 km y sus escarpes son de 30 a 100 m. Entre sus fallas más importante están, la falla Ixtla y La Joya (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001).

De acuerdo con Alaniz-Álvarez *et al.*, (2001; 2002a; 2005) las fallas del SFSMAQ se activaron al menos dos veces en eventos post-eocénicos. De igual forma la deformación migró de la parte noroeste del sistema de fallas hacia la parte sureste

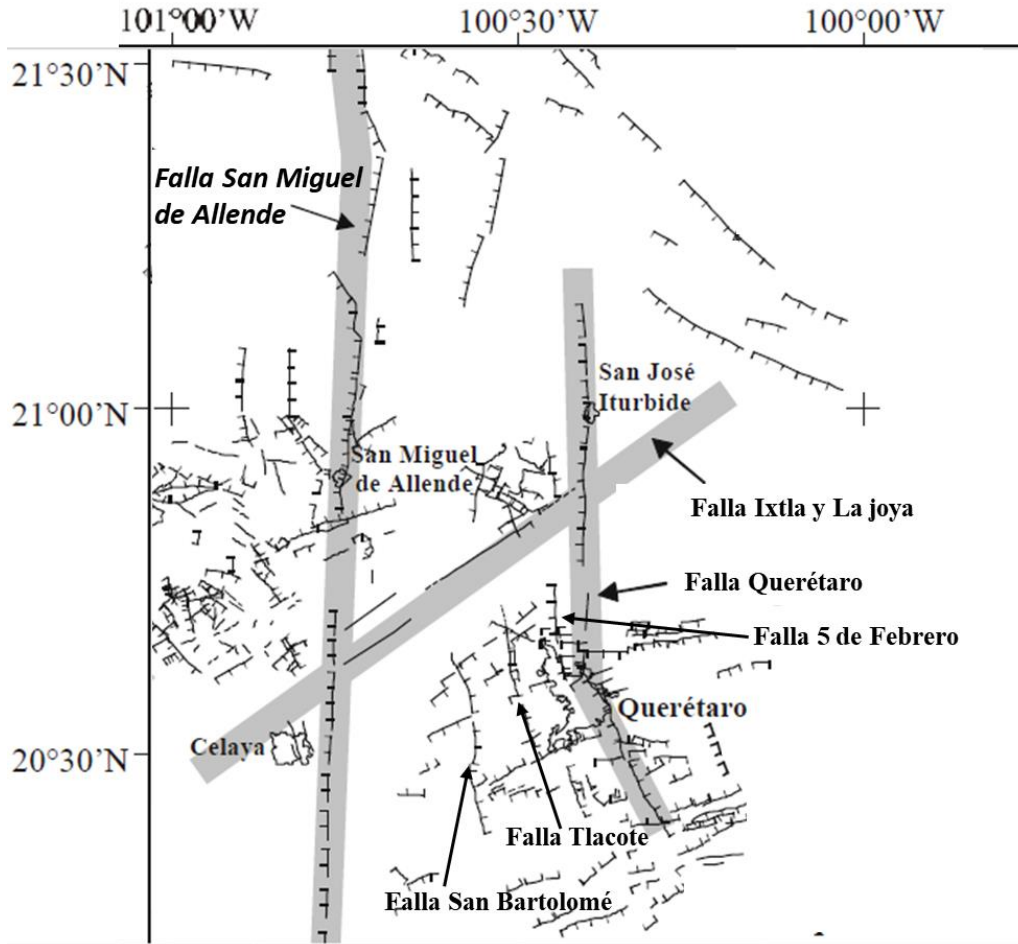


Figura 3.7 Mapa estructural de la parte Norte del Sistema de Fallas San Miguel de Allende-Querétaro (Tomado y Modificado de Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001)

## 4. Metodología

La metodología se divide en dos tipos: metodología geológica y metodología geofísica. Dentro de la metodología geológica se realizó trabajo de gabinete, campo y laboratorio. La metodología geológica se centra a una escala local, tiene como objetivo determinar variaciones en la deformación de las rocas mesozoicas dentro del SFTSMA. Una vez caracterizada la deformación de las rocas mesozoicas se compara con la deformación de rocas mesozoicas de sus áreas adyacentes. De igual forma se estableció la edad mínima de depósito de aquellas unidades de edad desconocida y que fueron afectadas por los eventos de deformación tratados en esta tesis.

La metodología geofísica se centra en el procesamiento e interpretación de los datos gravimétricos satelitales, que corresponden a datos a gran escala (1:500,000). Esto con el objetivo de reconocer cambios en el basamento de las provincias Mesa Central y Sierra Madre Oriental. También se proponen modelos 2D de la geometría de basamento en el límite entre ambas provincias.

### 4.1 Metodología geológica

#### 4.1.1 Trabajo de Gabinete

El trabajo de gabinete se dividió en dos partes. El trabajo inicial que corresponde a la recopilación de toda la información geológica y bibliográfica publicada del área de estudio. La información recabada permitió planear adecuadamente los puntos a visitar en las salidas a campo. La segunda etapa del trabajo de gabinete geológico consistió en el procesamiento de todos los datos estructurales obtenidos en campo. Se obtuvo la orientación de los paleoesfuerzos principales a través de los datos de estrías medidas en planos de falla, así como en desplazamiento entre capas. Para establecer el sentido del desplazamiento en las estrías se buscaron escalones en espejos de falla. El análisis de las estrías se realizó en el programa Win-Tensor (Delvaux y Sperner, 2003). Los datos

estructurales son presentados mediante el software Stereonet. Todos los datos estructurales son presentados en redes estereográficas que proyectan el hemisferio inferior.

#### 4.1.2 Trabajo de Campo

El trabajo de campo se realizó en la parte sur del área de estudio, principalmente dentro del SFSMAQ. Los afloramientos mesozoicos fueron agrupados en cuatro zonas estructurales: la zona Juriquilla, que incluyen los afloramientos dentro y los alrededores de Juriquilla, Querétaro. La zona de San Miguel de Allende, que incluye los afloramientos entre los poblados de Comonfort y Los Guías Guanajuato, dentro de la Falla San Miguel de Allende. La zona Sierra de los Cuarzos, contiene los afloramientos de la sierra del mismo nombre entre los poblados de El Arenal, Charape de los Pelones, Puerto Nieto y La Calera. Y por último la zona Mineral de Pozos, que contiene los afloramientos a los alrededores del poblado del mismo nombre (Figura 4.1).

En la zona de Juriquilla la infraestructura urbana ha cubierto gran parte de los afloramientos, salvo pequeñas exposiciones. No obstante, los afloramientos principales, así como afloramientos pequeños permitieron realizar la colecta de datos geológicos. Por su parte, en la zona Sierra de los Cuarzos los pocos accesos o lotes privados no permiten explorar la parte central de la sierra; por ello, los afloramientos explorados se limitan a los localizados en los extremos de la sierra.

Se eligió esta área por ser la zona donde el sistema de fallas tiene su máxima anchura (35 km), y es la parte más al sur del área de estudio donde se localizan rocas mesozoicas. Más hacia el sur las rocas mesozoicas se encuentran sepultadas por depósitos de la Faja Volcánica Mexicana.

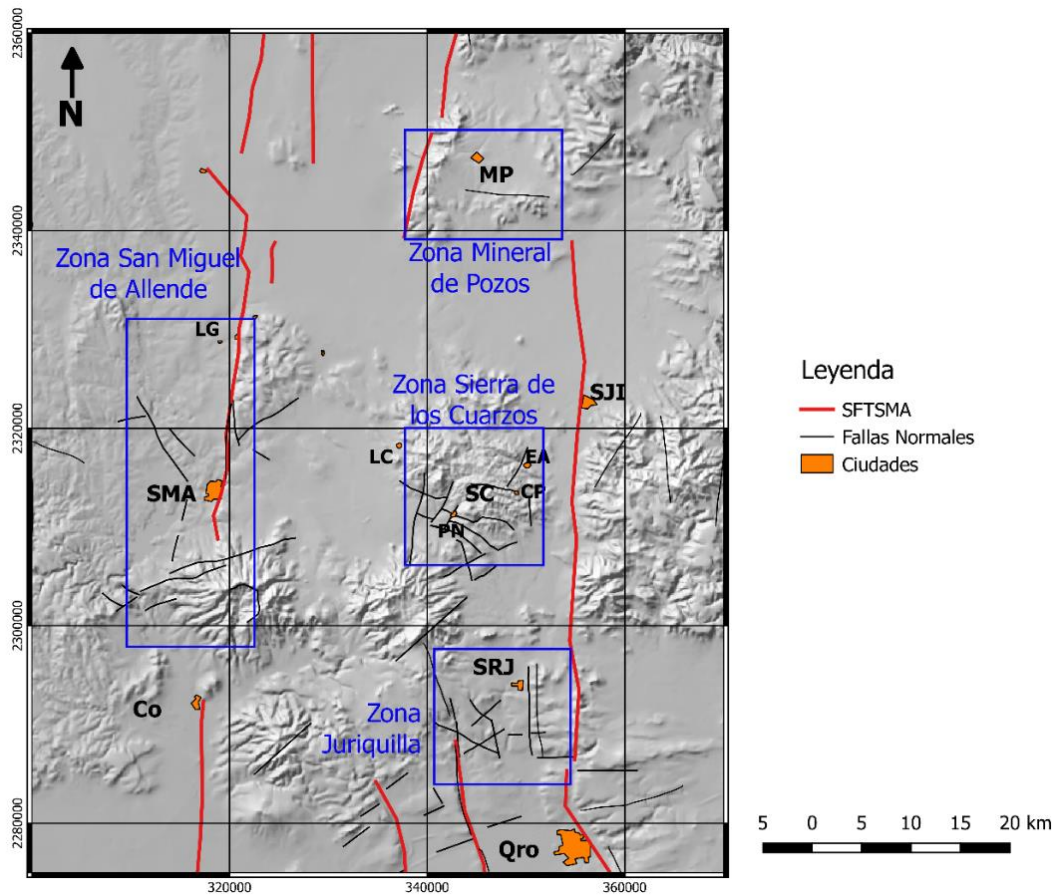


Figura 4.1. Mapa base del área de trabajo. Los recuadros indican las zonas estructurales: Juriquilla, San Miguel de Allende, Sierra de los Cuarzos y Mineral de Pozos. El Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) corresponde a la traza roja. Adicionalmente se representan varias fallas que se localizan dentro del área de trabajo basado en el trabajo de Alaniz-Álvarez *et al.* (2001). Ciudades y poblados: Co, Comonfort; CP, Charape de Pelones; EA, El Arenal; LC, La Calera; LG, Los Guías; MP, Mineral de Pozos; PN, Puerto Nieto; Qro, Querétaro; SC, Sierra de los Cuarzos; SJI, San José Iturbide; SMA, San Miguel de Allende; SRJ, Santa Rosa Jauregui.

El levantamiento geológico realizado en cada zona estructural tiene como propósito caracterizar la deformación contractiva y extensiva de las rocas mesozoicas poniendo mayor énfasis en determinar la dirección de transporte tectónico de las rocas mesozoicas. De igual forma establecer la relación que guardan las estructuras contractivas con la localización y orientación de las estructuras del SFTSMA. Para caracterizar la deformación contractiva y determinar la dirección de transporte tectónico se analizó la cinemática de las fallas inversas, indicadores cinemáticos, la vergencia de pliegues regionales, el clivaje axial y la vergencia de pliegues parásitos. Por otra parte, para

caracterizar la deformación extensiva en rocas mesozoicas se analizó la cinemática de fallas normales, fracturas, vetas y las relaciones de corte entre ellas.

El trabajo de campo fue dividido en tres campañas principales de campo. La primera campaña se realizó en verano del 2019, en los afloramientos de la zona estructural de San Miguel de Allende. La segunda campaña se realizó en otoño del 2020, se enfocó principalmente en los afloramientos de las zonas Sierra de los Cuarzos y Mineral de Pozos. La tercera salida se enfocó en obtener datos de estrías en las zonas estructurales antes mencionadas, además se realizaron salidas a campo a los afloramientos de la zona estructural de Juriquilla. Para complementar nuestros resultados también se hicieron salidas a campo fuera del SFTSMA, con el objetivo de comparar la deformación dentro y fuera del sistema de fallas.

Además del análisis estructural, también se calculó la edad máxima de depósito de algunas de las sucesiones mesozoicas que afloran en el área de estudio. Cuatro muestras de arenisca fueron analizadas en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM y su metodología se describirá en el siguiente apartado.

Para el trabajo de campo se retomó la cartografía realizada por Alaniz-Álvarez *et al.* (2001), así como las cartas geológicas escala 1:50,000 desarrolladas por el SGM (Servicio Geológico Mexicano). Las cartas consultadas fueron: San Miguel de Allende F14-C54 (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999b), Buenavista F14-C55 (Gámez-Ordaz V., Ávila-Ramos F.J., 2017), Dolores Hidalgo F14-C44 (Pérez-Vargas M.A. *et al.*, 1996) y Mineral de Pozos F14-C45 (Reyes-Reyes N.A., Luna-Castro H., 1998). Las unidades litológicas propuestas por Alaniz-Álvarez *et al.* (2001) se mantienen dentro de este trabajo. Asimismo, se retoman todas las estructuras geológicas cartografiadas por estos autores.



En cada estación estructural se levantaron datos de estratificación, clivaje, ejes axiales de pliegues, fallas y fracturas. Así como la elaboración de secciones geológicas esquemáticas. Se hizo la descripción litológica de cada afloramiento. Además, se colectaron muestras de mano para realizar su estudio petrográfico y muestras de 2-3 kg para el análisis geocronológico.

#### 4.1.3 Trabajo de laboratorio

Debido a que no existen edades reportadas en el área de Juriquilla y a que en el área de San Miguel de Allende sólo hay datos paleontológicos, durante la primera campaña de campo se recolectaron muestras de areniscas en San Miguel de Allende y Juriquilla. Para establecer cuál era el mejor horizonte para coleccionar muestras para su estudio geocronológico, se tomaron muestras de mano para realizar láminas delgadas y descripción petrográfica. Las muestras se colectaron en la Unidad Vulcanosedimentaria y fueron nombradas LN-01 (20°42'24.2" N, 100°28'37.5" W) y SMA-01 (20°53'58.2" N, 100°44'38.6" W) para las zonas Juriquilla y San Miguel de Allende respectivamente.

De igual forma se tomaron muestras para fechamiento geocronológico en Sierra de los Cuarzos (muestra SC-01, ubicación 20°56'37.91" N, 100°27'28.14" W) y Mineral de Pozos (muestra MP-01, ubicación 21°13'46.87" N, 100°31'29.02" W) con el objetivo de comparar las edades obtenidas con las ya publicadas. Por ello, en estas unidades no se realizaron láminas delgadas, pues de antemano se conocía la existencia de horizontes ricos en granos de circón detrítico. Todas las edades obtenidas se presentan en la parte de Anexos.

El trabajo de laboratorio se realizó en las instalaciones del Centro de Geociencias, en el Taller de Laminación, el Laboratorio de Molienda y Separación y, el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI). En el taller de laminación las láminas fueron pulidas hasta tener un espesor de 30 a 20 micrómetros. Las láminas con mayor contenido de granos de

circón detrítico fueron descritas a través de un microscopio petrográfico marca Nikon del Laboratorio de Microscopía óptica del Centro de Geociencias. Aquellas muestras cuya lámina delgada contenían la mayor cantidad de circones fueron seleccionadas para su análisis geocronológico.

En el Laboratorio de Molienda y Separación las muestras seleccionadas fueron trituradas y tamizadas por una malla No 60 (apertura 0.250 mm). El material obtenido fue bateado hasta obtener los minerales más pesados, finalmente fueron separados manualmente y al azar los granos de circón detrítico bajo un microscopio binocular y montados en una probeta. Para tener una buena representatividad de la muestra se analizaron 120 granos de circón detrítico por muestra (Solari *et al.*, 2018).

Una vez montados en la probeta, dentro del LEI los granos de circón detríticos fueron analizados por ablación laser mediante el equipo Resolution M-50/Lambda Physik LPX 220 Excimer (Figura 4.2a), cuya longitud de onda de trabajo es de 193 nm. El equipo de ablación está acoplado a un espectrómetro cuadrupolo ICP-MS Thermo Xseriesii (Figura 4.2b). Las relaciones isotópicas que se usaron fueron  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  para granos con una edad menor de 1 Ga y,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  para circones con edades mayores de 1 Ga (Paton *et al.*, 2010; Petrus y Kamber, 2012). Dentro del LEI las incertidumbres en las edades calculadas se realizaron mediante el software lolite 3.0 (Paton *et al.*, 2010), mientras que la reducción de datos se realizó a partir del esquema propuesto por Petrus y Kamber (2012).



Figura 4.2. Equipo del Laboratorio de estudios isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias que se empleó para el fechamiento U-Pb. a) Equipo de ablación laser Resolution M-50/Lambda Physik LPX 220 Excimer. b) Espectrómetro cuadrupolo ICP-MS Thermo Xseriesii.

Para descartar el uso de componentes de edad U-Pb sin significado geológico, los análisis con discordancia  $>20\%$  o discordancia inversa  $>5\%$  fueron eliminados y no se consideran en las interpretaciones. Los granos concordantes se graficaron como funciones de estimación de densidad de Kernel (KDE) utilizando el software IsoplotR (Vermeesch, 2012; 2018).

A partir de la edad U/Pb de los granos de circón más jóvenes se calculó la edad máxima de depósito. Al tratarse de rocas sedimentarias la edad máxima de depósito se puede interpretar como la edad más cercana al depósito de la roca. De acuerdo con Dickinson y Gehrels (2009) las edades U/Pb de los circones más jóvenes es compatible con edad del depósito en el 90% de los casos.

La edad máxima de depósito (MDA) de cada muestra se calculó a partir de la media ponderada del conjunto de granos con las edades más jóvenes y concordantes que se traslapan con un error analítico  $2\sigma$  (Dickinson y Gehrels 2009).

## 4.2 Metodología geofísica

Antes de describir la metodología geofísica se presentan conceptos teóricos básicos de la prospección gravimétrica. De igual forma se mencionan las correcciones que se le tienen que hacer a los datos gravimétricos antes de su procesamiento. Asimismo, se presentan los diferentes tipos de anomalías.

### 4.2.1 Fundamentos teóricos de la prospección gravimétrica

En la gravimetría se miden las variaciones de la fuerza de gravedad que se ejerce sobre una masa de prueba, para su estudio se utiliza un equipo llamado gravímetro. Las variaciones en las lecturas de la atracción de la gravedad se deben a diferentes causas, entre las que están: la latitud y altitud donde se toma la lectura, efectos externos a la Tierra (posición entre Sol, Tierra y Luna), y cambios en la densidad del subsuelo donde se toma la lectura. Los contrastes entre los valores de densidad sirven para delimitar cuerpos anómalos en el subsuelo (Figura 4.4a).

La prospección gravimétrica mide la variación de la atracción de la gravedad a lo largo de la superficie del terreno. De esta forma, la prospección gravimétrica permite inferir variaciones laterales de la densidad de las rocas del subsuelo. La diferencia de densidades debe ser muy grande para que sea detectada por el gravímetro. Esta diferencia resulta de comparar la densidad del cuerpo anómalo con la densidad del medio circundante. Una anomalía gravimétrica resulta de la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad teórica establecida mediante un modelo del planeta Tierra (Kearey *et al.*, 2002).

El principio básico de la gravimetría se rige por la ley de la gravitación universal de Newton. La ley indica que los cuerpos se atraen con una fuerza directamente proporcional

al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre ellos, la expresión matemática es:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (1)$$

donde  $G$  es la constante gravitacional universal,  $m_1 m_2$  son la masa1 y masa2 que se atraen,  $r$  la distancia entre los centros de la masa1 y masa2, el valor numérico de  $G$  es  $66.73 \times 10^{-12} \text{ m}^3/\text{kg s}^2$ .

La medición de la fuerza de gravedad se puede realizar de dos formas: medición absoluta y medición relativa. Para medir la gravedad absoluta se requiere de instrumentos difíciles de transportar, se necesitan de varias horas para poder realizar una medición precisa. El cálculo del valor absoluto de la gravedad se puede estimar mediante los principios del péndulo y la caída libre (Kearey *et al.*, 2002). La medición relativa de la fuerza de gravedad es más simple de medir, sus instrumentos son más sencillos de transportar, sólo se necesita obtener la diferencia de gravedad entre dos estaciones. El principio de medición de la gravedad relativa surge del equilibrio de fuerzas de una masa suspendida de un resorte, siendo  $k$  una constante del resorte (Figura 4.4b):

$$mg = k (L - L_0) \quad (2)$$

Donde  $L$  es la longitud final del resorte y  $L_0$  es la longitud inicial del resorte. Por lo tanto, cuando se tienen dos puntos con diferentes valores de la gravedad, el muelle tendrá longitudes distintas.

En un levantamiento gravimétrico se realizan mediciones de la gravedad en distintos puntos de una superficie, con la finalidad de obtener un perfil o un mapa que represente la distribución de los valores de la gravedad de la zona de estudio. La cantidad de datos

tomados, así como la separación de las estaciones, están en función del objetivo del estudio. Por ejemplo, si es un estudio regional a gran escala es conveniente tomar las lecturas lo suficientemente espaciadas. Por el contrario, si se busca localizar pequeñas oquedades karsticas, es conveniente tomar las lecturas a distancias pequeñas.

Dependiendo de la densidad del medio, al realizar un levantamiento gravimétrico se puede obtener un incremento o un decremento del valor de la gravedad en cada una de las estaciones medidas. Estos incrementos o decrementos son comparados respecto a una estación base o a un valor de referencia. En la estación base se cuenta con un valor absoluto de la gravedad, por lo que es sencillo obtener una comparación para las demás estaciones mediante la resta de ambos valores, el valor de referencia y el valor medido. Para obtener este valor de referencia existe una red mundial de estaciones gravimétricas, donde se puede obtener un valor absoluto de la gravedad.

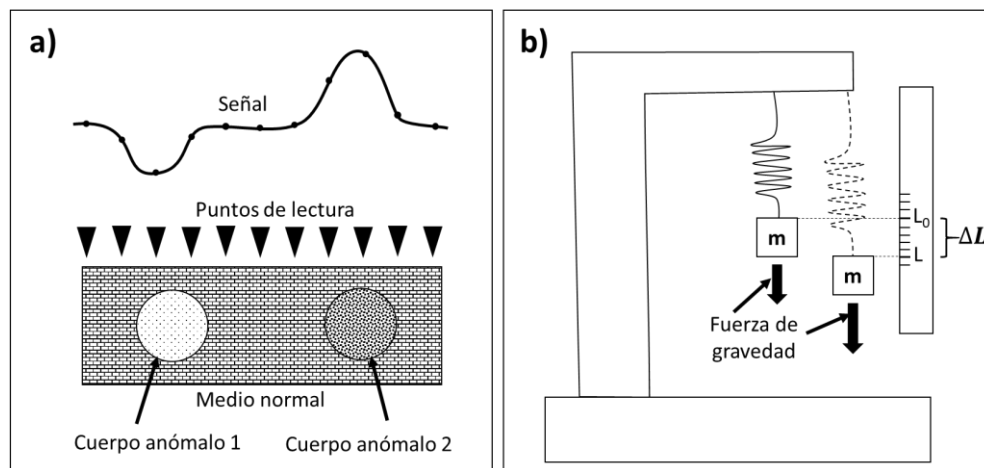


Figura 4.4 Medición del valor de la gravedad. a) Esquema generalizado de las anomalías laterales en el subsuelo. El cuerpo anómalo 1 forma una anomalía negativa respecto al medio normal, mientras que el cuerpo anómalo 2 forma una anomalía positiva respecto al medio normal. Las anomalías generadas se deben a las diferencias en el valor de la densidad de cada cuerpo. b) Esquema generalizado del principio del resorte en la medición del valor de la gravedad. El resorte se alargará o encogerá dependiendo de la fuerza de gravedad del punto de lectura y de la constante elástica del resorte  $k$ .  $m$  = masa,  $\Delta L$  = diferencial  $L-L_0$ .

#### 4.2.2 Correcciones gravimétricas

Debido a que los cálculos del valor de la gravedad se hacen con respecto al geoide (modelo teórico), es necesario realizar varias correcciones a este cálculo. Entre las correcciones más importantes a realizar están:

Corrección de Aire Libre: para esta corrección se hace la suposición de que la Tierra es esférica y no rotacional, por lo tanto  $g = GM/R^2$ . Las estimaciones teóricas establecen que R corresponde al nivel medio del mar, por lo que falta aumentar a nuestro cálculo el valor de altitud (h) al valor de R, lo que representa un cambio en el valor de la gravedad. Para un valor medio de g y de R se tiene que hay una variación  $dg = -0.3086 \text{ mGal/m}$  (miliGales/metro), la corrección tiene signo negativo debido a que al aumentar R disminuye el valor de g. Por lo tanto, por cada aumento de 3 m en la altitud, habrá una disminución de 1 mGal en el valor de g.

Corrección de Bouguer: Así como la corrección de aire libre elimina el efecto del valor de h, la corrección de Bouguer busca hacer lo mismo con el exceso de masa comprendido entre el geoide y la altura h donde se tomó la medición. Esta corrección no es exacta, considera la masa debajo del punto de lectura como una losa plana horizontal con un espesor igual a la altura h; Sin embargo, su precisión es suficiente para las lecturas que se toman. Si consideramos que la densidad es  $\delta = 2.67 \text{ Tn/m}^3$  se tiene un valor para la corrección de Bouguer de  $0.1119 h \text{ mGal/m}$ , donde h es la altura donde se toma la lectura, esta corrección es negativa ya que la masa bajo la estación aumenta el valor de la gravedad.

Corrección Topográfica: La corrección topográfica como su nombre lo indica toma en cuenta la masa de los valles o montañas, el aumento o disminución de masa varía el valor de la gravedad en ese punto. Hace algunas décadas se utilizaban métodos que

segmentaban la topografía en sectores radiales y se calculaba la corrección topográfica al integrar cada uno estos sectores (Hammer, 1947). No obstante, actualmente esta corrección se lleva a cabo a través de algoritmos computacionales que toman en cuenta modelos digitales de elevación al hacer el cálculo.

Corrección por Isostasia: La corrección isostática busca compensar el déficit de densidad que surge en las zonas continentales elevadas y el exceso de densidad bajo zonas oceánicas. Las teorías de isostasia tratan de explicar esta distribución irregular de densidades en la litósfera, con esto se infiere que la litosfera no tiene un comportamiento rígido. Existen diversos modelos para hacer esta corrección, los más importantes son los modelos de Pratt-Hayford, Airy-Heiskanen (Telford *et al.*, 1990) y Vening-Meinesz (1931).

Una anomalía gravimétrica se define como la diferencia entre el valor observado y el valor teórico, además, se le tienen que agregar las correcciones de Aire libre, Bouguer, topográfica, e isostasia, para obtener su valor. Matemáticamente se expresa como:

$$\Delta g = g_{obs} - g_n + Al_{corr} - B_{corr} + T_{corr} \pm I_{corr} \quad (3)$$

$g_{obs}$  = valor observado

$g_n$  = Valor teórico

$Al_{corr}$  = Corrección de Aire Libre

$B_{corr}$  = Corrección de Bouguer

$T_{corr}$  = Corrección Topográfica

$I_{corr}$  = Corrección Isostasica



La interpretación de anomalías gravimétricas resulta ambigua si no se cuenta con información geofísica y/o geológica que complemente el estudio. Una anomalía gravimétrica puede ser originada por un gran número de diferentes fuentes de ahí que su interpretación puede resultar ambigua. Las anomalías gravimétricas son producto de la contribución de varias fuentes o masas, con diferentes volúmenes o densidades, localizadas superficialmente o a profundidad. Todos estos factores pueden enmascarar la anomalía que se busca. Al tener una mayor cantidad de información geológica, y/o contar con datos de estudios geofísicos se reduce en gran medida la ambigüedad, lo que mejora la interpretación de las anomalías (Kearey *et al.*, 2002).

#### 4.2.3 Anomalías Regionales y locales

Una anomalía gravimétrica se puede separar en anomalías Regionales y Residuales. Las anomalías Regionales son producto de grandes estructuras que generan anomalías de Bouguer amplias y suaves que presentan una tendencia regional. Las anomalías Residuales o Locales son producto de estructuras más pequeñas y extensión limitada. Generalmente, la exploración gravimétrica se centra en el estudio de las anomalías residuales por lo que se deben quitar los efectos de las anomalías regionales. La correcta separación de la anomalía Regional y Residual es muy importante, si se utiliza de forma incorrecta un método puede desaparecer la anomalía Residual, llevando a la generación de anomalías residuales ficticias (Kearey *et al.*, 2002). Para separar las anomalías regionales y residuales existen varias técnicas entre las que están, el suavizado de curvas, superficies de tendencia, continuación ascendente y descendente, y segunda derivada.

El análisis de las anomalías gravimétricas se puede hacer mediante el análisis espectral, o el método de Talwani (Talwani *et al.*, 1959). Análisis espectral: la señal obtenida se puede separar en diferentes señales de acuerdo con su longitud de onda. Esta

información se obtiene transformando la información gravimétrica del dominio del espacio al dominio de frecuencia mediante la transformada de Fourier. Mediante la transformada de Fourier, las anomalías causadas por estructuras someras corresponden a señales con longitud de onda corta; mientras que las estructuras profundas corresponden a señales con longitud de onda más grande. Las contribuciones de estas fuentes pueden ser separadas con base al espectro de potencia de la anomalía. El espectro de potencia corresponde a una representación de la energía acorde al número de onda. Se ha demostrado que el espectro de potencia para un conjunto de prismas presenta un gradiente lineal que es función del promedio de la profundidad, espesor y tamaño de la fuente (Spector y Grant, 1970).

Método de Talwani: Todo cuerpo a estudiar en el interior de la Tierra puede ser representado por formas geométricas simples. De esta manera, cuando se trabaja en un perfil, el efecto gravimétrico de cualquier cuerpo de 2 dimensiones se puede calcular mediante un polígono. Expresiones analíticas se pueden obtener a partir de las componentes verticales y horizontales de la atracción de la gravedad producto del polígono en cualquier punto. Se pueden usar varias expresiones para el tamaño o posición del cuerpo. Sin embargo, es necesario especificar la densidad y la posición del cuerpo al momento de hacer el cálculo (Talwani *et al.*, 1959).

#### 4.2.4 Adquisición y procesamiento de datos gravimétricos satelitales

Uno de los objetivos de esta tesis es identificar las diferencias entre los basamentos de la MC y la SMO. Para ello se elaboraron mapas de Anomalía de Bouguer completa y perfiles gravimétricos perpendiculares a la traza de la SFTSMA.

Para poder realizar los perfiles y mapas de anomalía de Bouguer se obtuvieron datos satelitales de la anomalía gravimétrica de aire libre y de la topografía de toda el área de estudio. Estos datos proceden del Instituto de Oceanografía Scripps

(<https://scripps.ucsd.edu/>), y del Instituto de Geofísica y Física planetaria (<http://igpp.ucsd.edu/>) de la Universidad de San Diego. Los datos fueron descargados de la siguiente liga: [https://topex.ucsd.edu/marine\\_grav/mar\\_grav.html](https://topex.ucsd.edu/marine_grav/mar_grav.html).

Los datos descargados tienen una resolución de 1 minuto (1.85 km) por muestra. Los datos están en formato ASCII XYZ, donde X Y corresponden a las coordenadas geográficas, y Z puede corresponder al valor de la anomalía de aire libre, o a la altitud de esas coordenadas. Los datos satelitales se pueden descargar hasta una latitud de  $\pm 80.738^\circ$ . El área que cubre los datos descargados corresponde a un polígono cuyas coordenadas geográficas son:  $23.5^\circ$  N máx.,  $20^\circ$  N min.,  $-102^\circ$  W min.,  $-98^\circ$  W máx. El polígono cubre un área aproximada de  $160,000 \text{ km}^2$  (Figura 4.5).

Para poder realizar la corrección topográfica se ocuparon dos modelos digitales de elevación (DEM por sus siglas en inglés), uno regional y otro local. Las resoluciones de ambos DEM fueron ajustadas a 450 m y 90 m por píxel respectivamente. Estos modelos se descargaron de la página del Servicio Geológico Norteamericano a través de la siguiente liga: <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

Ya que los datos obtenidos de la Universidad de San Diego corresponden a la anomalía de aire libre ( $g_{FA}$ ), se aplicaron varias correcciones. La primera de ella la corrección de Bouguer simple y para calcularla se necesita conocer la altura del punto de medición (respecto al nivel medio del mar) y asignar un valor de la densidad. El valor de la altitud también fue obtenido de la universidad de San Diego, y el valor de la densidad usado fue  $2.67 \text{ gr/cm}^3$ . La corrección de Bouguer simple resulta de:

$$\Delta g_{Bs} = g_{FA} - 0.04192 * \rho * h \quad (1)$$

Mediante la corrección de Bouguer simple se obtuvo la anomalía de Bouguer simple (Figura 4.4). La siguiente corrección corresponde a la corrección de terreno. Para ello se utilizó el software Oasis Montaj 7.1 y los DEM's regional y local. Para realizar la corrección los datos de la altura son muestreados en una malla cuyo centro corresponde a la estación donde se realiza la corrección, esto se realiza a partir del DEM local. La corrección se calcula a partir de tres zonas que son: cercana, intermedia y lejana. En la zona cercana (zona 0) el algoritmo suma el efecto de la superficie entre la estación y la longitud diagonal entre cada esquina del cuadrado formado (Figura 4.6). En la zona intermedia (zona 1) la corrección se calcula considerando un prisma cuadrado de cubierta plana de 8 celdas de longitud. En la zona lejana (zona 2) la corrección se calcula mediante un segmento de anillo de aproximadamente 16 celdas desde el punto que se está corrigiendo.

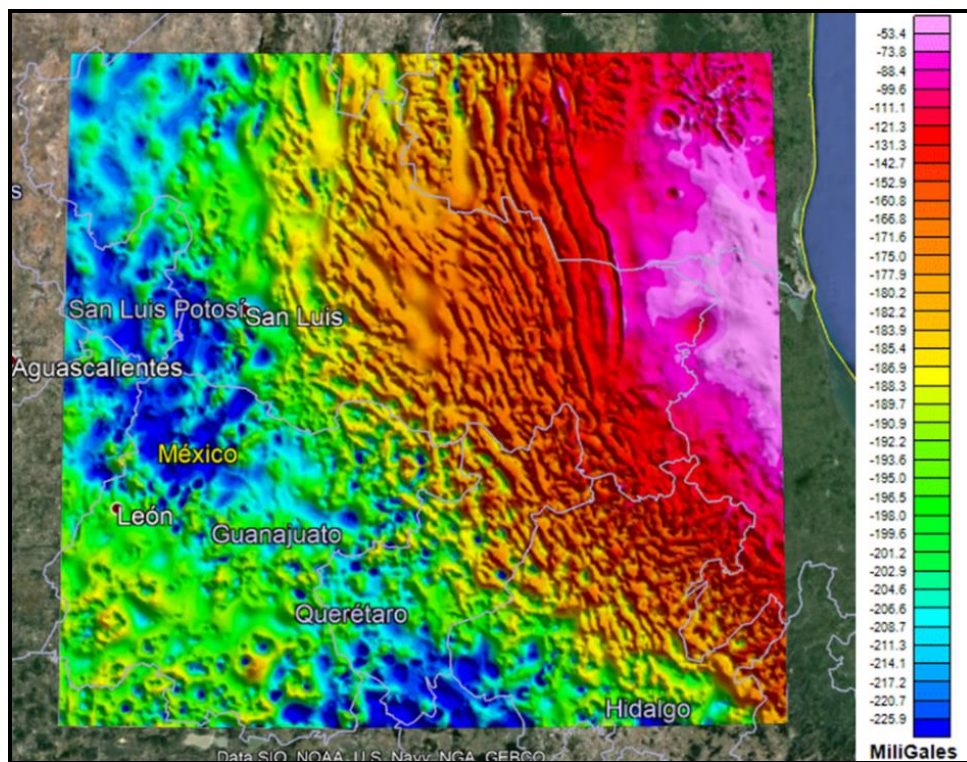


Figura 4.5 Anomalía de Bouguer simple de la zona de estudio. Datos satelitales con una separación de muestreo de 1.85 km. Los datos fueron obtenidos del Instituto de Oceanografía Scripps.

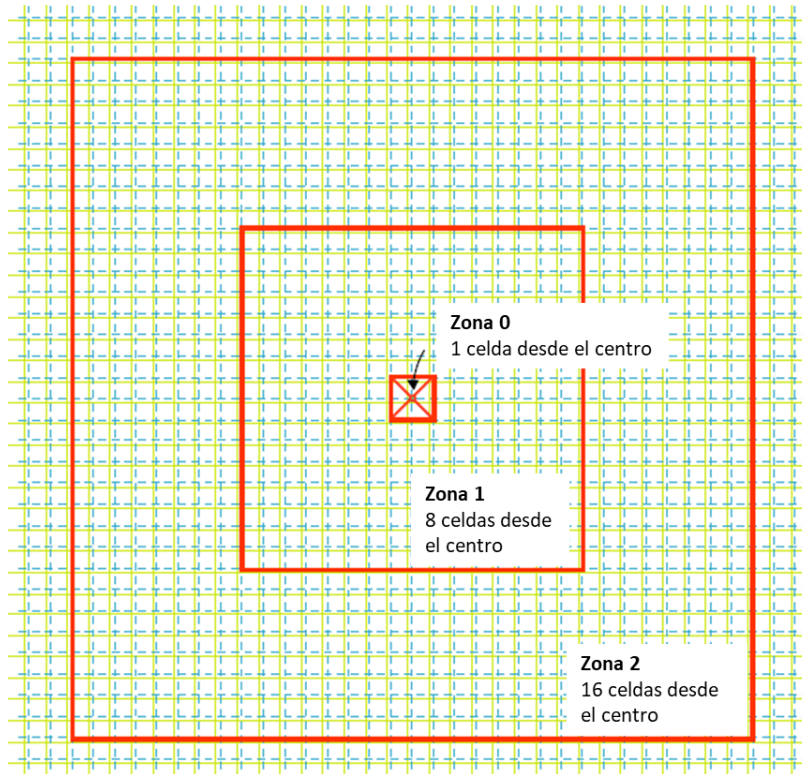


Figura 4.6 Esquema usado por el software Oasis Montaj para realizar el cálculo de la corrección de Terreno. La malla verde sólida representa al modelo digital de elevación (DEM) y la malla azul punteada representa la corrección de Terreno.

La anomalía de Bouguer completa se obtiene de sumar la anomalía de Bouguer simple y la corrección por terreno.

$$\Delta g_{BC} = \Delta g_{BS} + T_{corr} \quad (2)$$

Los mapas gravimétricos corresponden a la superposición de varias señales que pueden ser agrupadas en dos principales anomalías. Por un lado, se tienen estructuras profundas de carácter regional, que causan variaciones de gran amplitud de onda. Las variaciones del gradiente generan cambios suaves y graduales en la señal, estas estructuras profundas generan anomalías regionales. Por otro lado, existen rangos someros de carácter local producto de estructuras geológicas superficiales y pequeñas. Cualquier cambio en su gradiente se observa de manera abrupta, estas se conocen como anomalías residuales o locales. Para poder interpretar las anomalías gravimétricas

primero se deben separar estas dos anomalías, dependiendo del alcance del proyecto se selecciona con que anomalía trabajar.

Para separar las anomalías en el software Oasis Montaj se utilizan filtros de señales, el programa cuenta con el módulo MAGMAP donde se pueden aplicar diferentes tipos de filtros (Figura 4.7). Para estimar la profundidad de las fuentes profundas o someras se utiliza el espectro de potencia promediado radialmente (Figura 4.8), que también se obtiene a través del módulo MAGMAP del programa Oasis Montaj. El espectro de potencias muestra las diferentes pendientes de la señal de las fuentes. Cada fuente presenta una pendiente distinta, y es utilizado para calcular la profundidad de las fuentes (Spector y Grant, 1970). De acuerdo con la pendiente se pueden distinguir tres principales fuentes: fuentes regionales o profundas, fuentes locales o residuales y la señal de ruido (Spector y Grant, 1970).

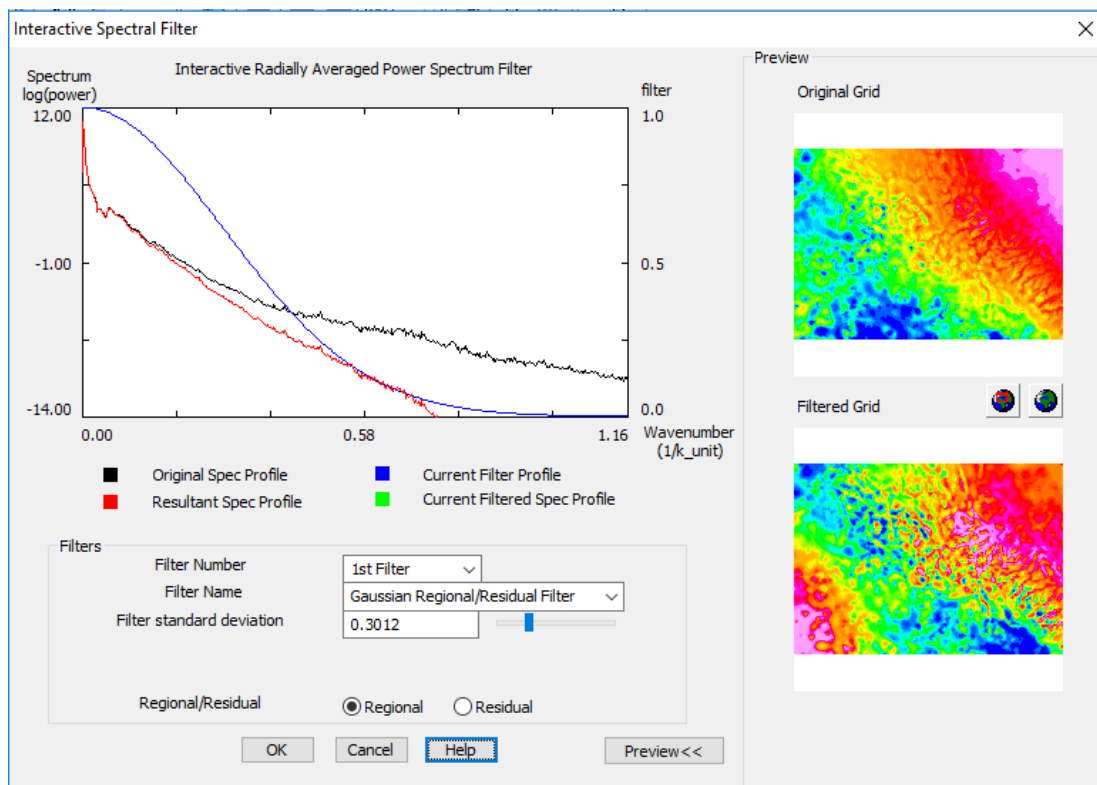


Figura 4.7 Filtros Interactivos de programa Oasis Montaj, módulo MAGMAP filtro Gaussiano Regional/Residual.

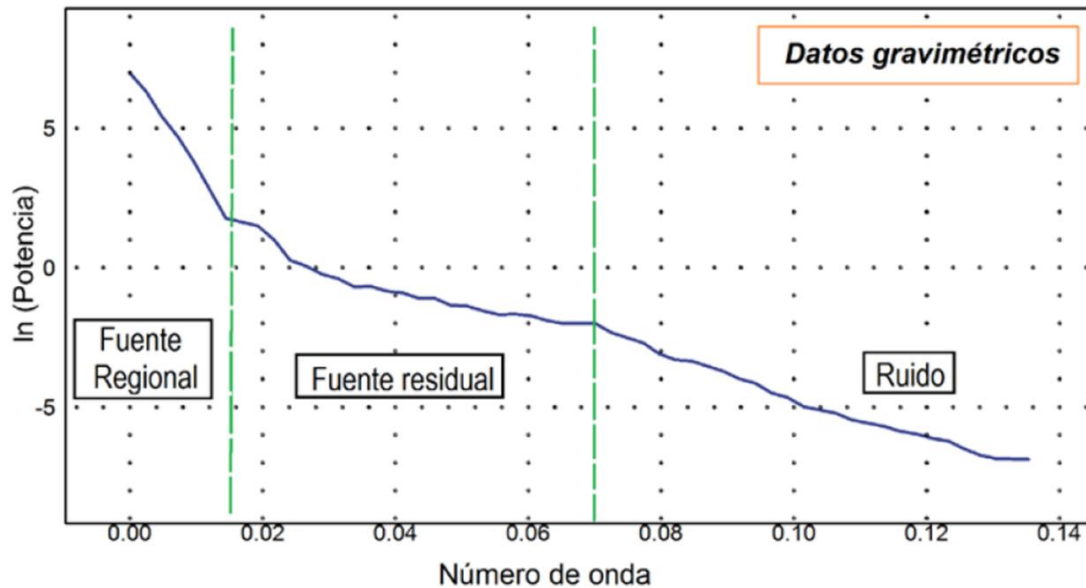


Figura 4.8 Espectro de Potencia promediado radialmente. El espectro de potencia nos permite diferenciar mediante el cambio de pendiente de la señal las fuentes regionales o profundas, fuentes someras o residuales, y el ruido (Tomado de Paolini *et al.*, 2014).

Obteniendo la longitud de onda donde cambia la pendiente entre las fuentes regionales y locales su puede aplicar un filtro que separe ambas fuentes, en este caso se aplicó un filtro gaussiano regional/residual. El objetivo de esta investigación es estudiar el basamento de la MC y SMO<sub>r</sub> por lo que la atención se centró en las fuentes profundas y se trabajó sobre la anomalía regional.

Adicionalmente, para una interpretación cualitativa de las fuentes profundas, se realizaron varios mapas de la continuación ascendente de la anomalía regional a las alturas de: 10 km, 15 km, 23 km y 35 km. Asimismo, se identificaron los valores máximos y mínimos gravimétricos del mapa de anomalía regional y mediante la integración de la cartografía geológica se correlacionaron estos máximos y mínimos gravimétricos a estructuras regionales. Adicionalmente, se marcaron los límites entre los máximos y mínimos, y se compararon con estructuras principales tales como las fallas mayores y anticlinales.

A partir del mapa de anomalía regional obtenido con la información del espectro de potencias y mediante el programa GM-SYS se obtuvieron 5 perfiles gravimétricos

perpendiculares a las anomalías gravimétricas y en algunos casos perpendiculares al SFTSMA. El programa GM-SYS emplea el método de Talwani para el modelado directo de los perfiles gravimétricos, por lo que se deben tener valores de la densidad y profundidad de los cuerpos anómalos, para ello se emplea la información bibliográfica recopilada de diversos trabajos geológicos y geofísicos del área de estudio. Debido a que el modelado directo está en función de la información disponible, con forme se vaya obteniendo más información el modelo puede ir cambiando, por lo que los modelos no son absolutos.



## 5. Resultados

Los resultados de esta investigación se presentan en tres principales segmentos. a) Petrografía y geocronología, muestra las edades máximas de depósito obtenidas de las unidades mesozoicas de las áreas Juriquilla, San Miguel de Allende, Sierra de los Cuarzos y Mineral de Pozos; así como la descripción de las láminas delgadas analizadas. b) Análisis estructural, dividido en estructuras de acortamiento y estructuras de extensión de las zonas Juriquilla, San Miguel de Allende, Sierra de los Cuarzos y Mineral de Pozos. c) Anomalías gravimétricas, dentro de este apartado se presentan los mapas de anomalías de Bouguer completo, anomalías regionales y locales, así como los cinco perfiles gravimétricos.

### 5.1 Petrografía y geocronología

#### 5.1.1 Petrografía

**Muestra LN-01:** arenisca mediana mal clasificada, soportada por grano, con contactos predominantemente cóncavos y largos. Los granos son angulosos a subangulosos y están dominados por fragmentos líticos de caliza, líticos volcánicos felsíticos y cuarzo monocristalino (Figura 5.1). En menor proporción contiene granos de plagioclasa con macla polisintética, líticos metamórficos (cuarcita y esquisto), líticos sedimentarios (limolita), cuarzo policristalino y líticos volcánicos de composición intermedia. Comúnmente los granos de plagioclasa y los líticos volcánicos están alterados y cubiertos parcialmente por calcita. Presenta fracturas rellenas por calcita y planos de foliación bien definidos.

**Muestra SMA-01:** arenisca mediana moderadamente clasificada, soportada por grano con contactos predominantemente largos (Figura 5.2). El grado de redondez de los granos varía de subangulosos a subredondeados; los granos están dominados por granos de caliza, líticos volcánicos felsíticos y cuarzo monocristalino. En menor proporción contiene

líticos sedimentarios (lutita y limolita), fragmentos de esquistos, plagioclasa y cuarzo monocristalino subredondeado; este último posiblemente redondeado por transporte. Los granos de feldespato comúnmente están alterados y parcialmente cubiertos por calcita.

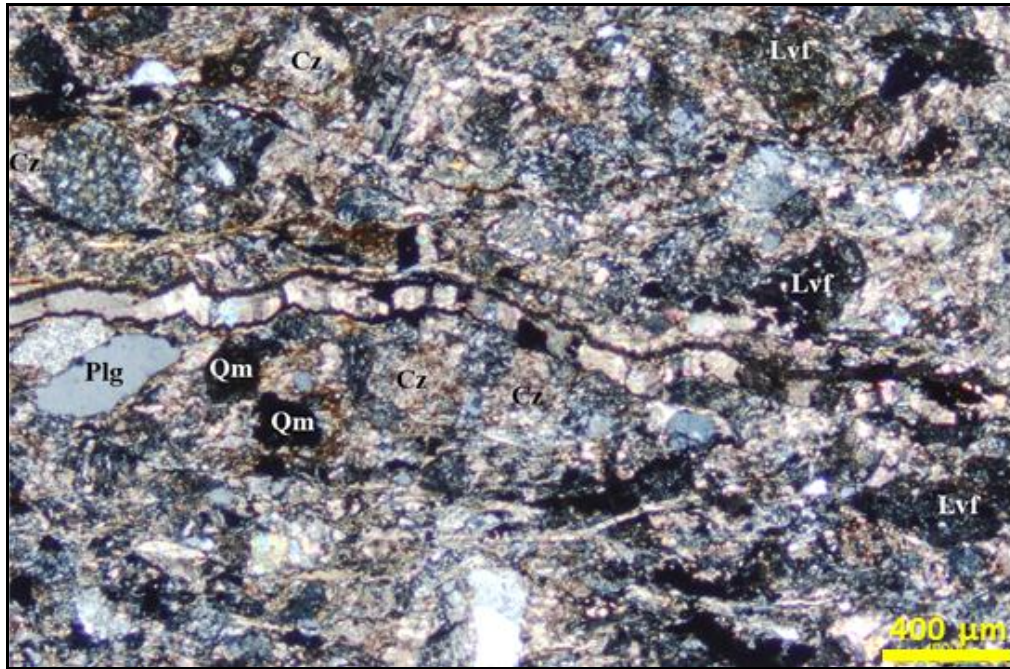


Figura 5.1. Lámina delgada LN-01. Líticos volcánicos félsicos (Lvf), líticos de caliza (Cz), cuarzo monocristalino (Qm), plagioclasa (Plg), fotografía tomada con nicóles cruzados.

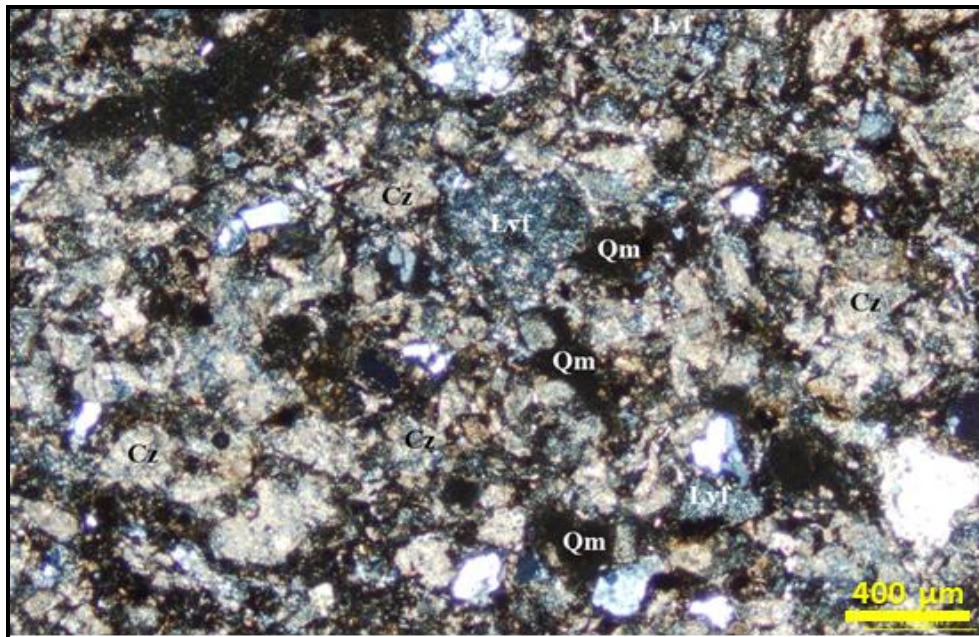


Figura 5.2. Lámina delgada SMA-01. Líticos volcánicos félsicos (Lvf), líticos de caliza (Cz), cuarzo monocristalino (Qm), fotografía tomada con nicóles cruzados.

### 5.1.2 Geocronología

De un total de 86 granos, la muestra LN-01 contiene 3 granos de circón con edades de entre 457.3 Ma, y 261.9 Ma, el resto de los granos de circón se encuentran en un intervalo comprendido entre 137.1 Ma y 107.8 Ma. Se pueden distinguir dos picos principales, uno a 125 Ma y el segundo a 112 Ma (Figura 5.3a). La edad máxima de depósito se establece en  $110.66 \pm 1.59$  Ma calculada mediante la media ponderada (MSWD por sus siglas en inglés *mean squared weighted deviation*) de los 17 granos más jóvenes. La edad fue corroborada mediante la edad del grano más joven y de la edad del pico más joven. Esta edad sugiere que la muestra LN-01 es del Albiano temprano.

De un total de 58 granos, la muestra SMA-01 contiene seis granos de circón en un intervalo de edad de 2 514 Ma a 207 Ma, el resto de los granos se encuentran en una edad comprendida entre 160.2 Ma y 102.4 Ma. Se puede distinguir un pico principal a los 115 Ma y uno menor a 141 Ma (Figura 5.3b). La edad máxima de depósito se establece en  $110.70 \pm 0.93$  Ma, calculada mediante la media ponderada (MSWD) de los 21 granos más jóvenes. La edad fue corroborada mediante la edad del grano más joven y del pico más joven. Esta edad sugiere que la muestra SMA-01 es del Albiano temprano.

De acuerdo con los líticos volcánicos encontrados en las láminas delgadas de las muestras LN-01 y SMA-01, ambas muestras se pueden clasificar dentro de la unidad mesozoica más antigua, la Unidad Vulcanosedimentaria. Si bien, no se tiene completa certeza si las muestras LN-01 y SMA-01 son colectadas de la cima o base de la unidad, sí se puede determinar, mediante relaciones estratigráficas y de acuerdo con lo reportado por varios autores (Martínez-Reyes, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999b; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001; Gámez-Ordaz y Ávila-Ramos, 2017), que la Unidad Calcárea es más joven y se le podría asignar una edad del Albiano tardío o incluso Cenomaniano. Esto será retomado en el siguiente capítulo.

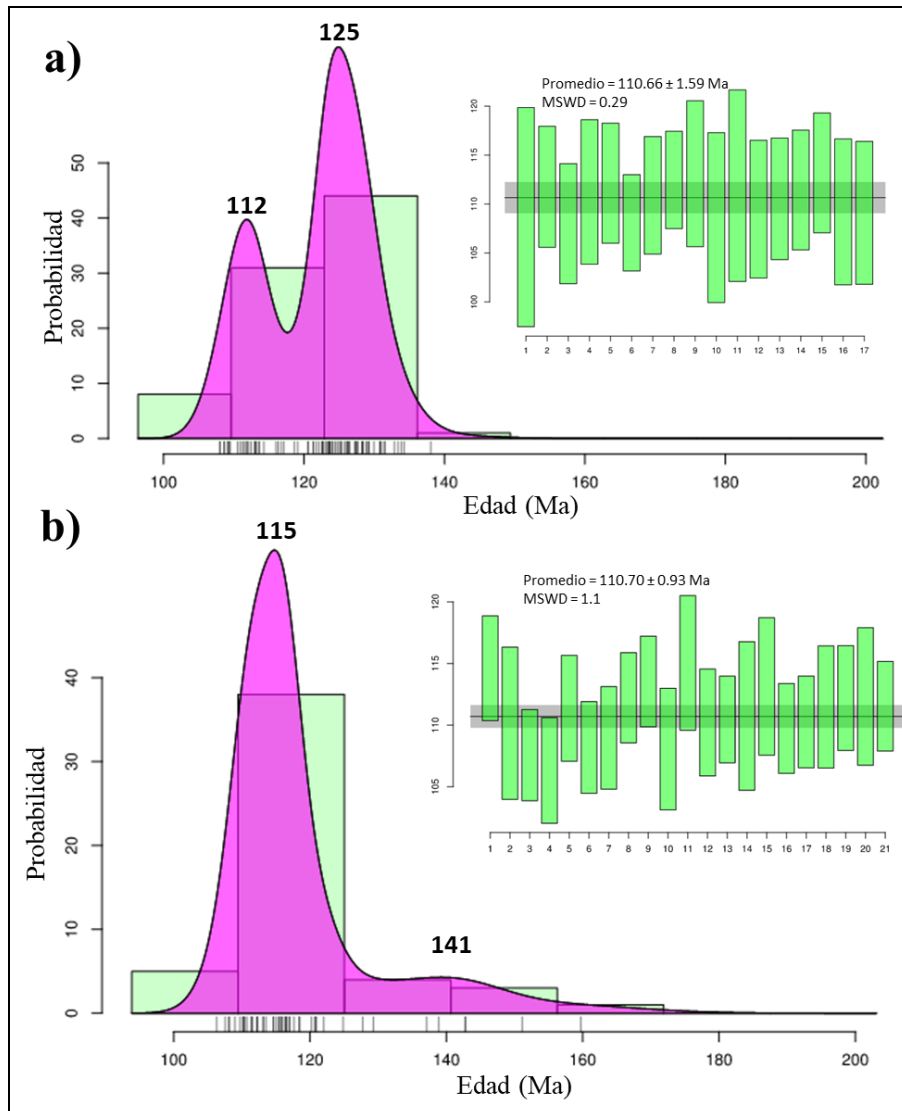


Figura 5.3. Gráfica de la probabilidad de la edad de las muestras. a) Muestra LN-01: corresponde a los granos con edad menor a 200 Ma ( $n = 83$ ). Edad máxima de depósito  $110.66 \pm 1.59$  Ma, estimada a partir de las medias ponderadas de los granos más jóvenes ( $MSWD=0.29$ ). b) Muestra SMA-01: muestra los granos de edad menor a 200 Ma ( $n = 51$ ). Edad máxima de depósito  $110.70 \pm 0.93$  Ma, estimada a partir de las medias ponderadas de los granos más jóvenes ( $MSWD=1.1$ ).

De un total de 98 circones, la muestra SC-01 cuenta con dos granos de circón con edades mayores a 2 000 Ma, veintitrés granos de circón con edades comprendidas entre 2 000 Ma y 1 000 Ma, veintitrés granos de circón con edades comprendidas entre 999 Ma y 201 Ma. Los demás granos de circón tienen edades que se encuentran comprendidos entre los 200 Ma y 97 Ma. La Figura 5.4a muestra el gráfico de la distribución de los granos de

circón con una edad menor a 200 Ma, en este rango de edad se distingue un pico principal a los 141 Ma y un pico menor a los 99.2 Ma. La edad máxima de depósito es  $99.67 \pm 1.16$  Ma, calculada mediante la media ponderada (MSWD) de los 4 granos más jóvenes. La edad fue corroborada mediante la edad del grano más joven y del pico más joven.

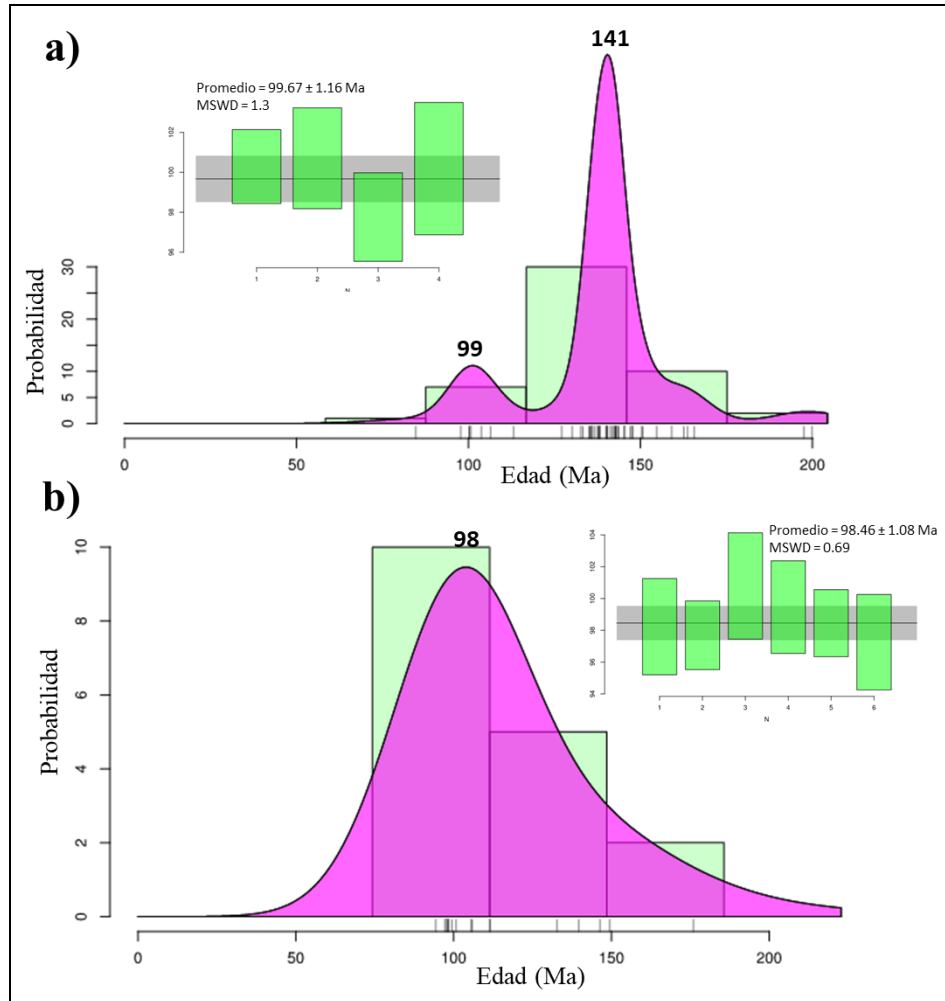


Figura 5.4 Gráfica de la densidad de probabilidad de la edad de las muestras: a) SC-01, corresponde a los circones más jóvenes con edades menores a los 200 Ma ( $n=50$ ), Edad máxima de depósito  $99.67 \pm 1.16$  Ma, estimada a partir de las medias ponderadas de los cuatro granos más jóvenes (MSWD=1.3). b) Muestra MP-01, corresponde a los circones más jóvenes con edades menores a los 200 Ma ( $n=17$ ), Edad máxima de depósito  $98.46 \pm 1.08$  Ma, estimada a partir de las medias ponderadas de los seis granos más jóvenes (MSWD=0.69).

De un total de 76 circones, la muestra MP-01 cuenta con dos granos de circón con edades mayores a 2 000 Ma, catorce granos de circón con edades comprendidas entre 2

000 Ma y 1 000 Ma, cuarenta y cuatro granos de circón con edades comprendidas entre 999 Ma y 201 Ma. Los demás granos de circón se encuentran comprendidos entre los 200 Ma y 94 Ma. La Figura 5.4b muestra el gráfico de la distribución de los granos de circón con una edad menor a 200 Ma, en este rango de edad se observa un pico principal a los 98 Ma. La edad máxima de depósito es  $98.46 \pm 1.08$  Ma, calculada mediante la media ponderada (MSWD) de los 6 granos más jóvenes. La edad fue corroborada mediante la edad del grano más joven y del pico más joven.

De acuerdo con las edades obtenidas las muestras SC-01 y MP-01 se encuentran en el límite del Albiano-Cenomaniano. Para el área de Sierra de los Cuarzos la edad obtenida es más joven que la reportada por Palacios-García (2013) y, Palacios-García y Martini (2014). Comparando la gráfica de distribución reportada por estos autores con la obtenida en este trabajo se observa una similitud con la muestra SQT5, salvo que esta muestra no presenta el pico de los 99.25 Ma (Figura 5.5). Mientras que en Mineral de Pozos las edades que obtuvimos concuerdan con lo reportado por Ortega-Flores *et al.* (2014) y Juárez-Arriaga *et al.* (2019). Comparando las gráficas de distribución de estos autores con la obtenida en este trabajo se observa una gran similitud con la muestra MP-6 (Figura 5.5). Una vez obtenidas las edades de las unidades mesozoicas y al compararlas con las edades publicadas previamente, se infiere que en el área de estudio las unidades mesozoicas se localizan entre el límite del Cretácico Temprano y Tardío (Figura 5.6).

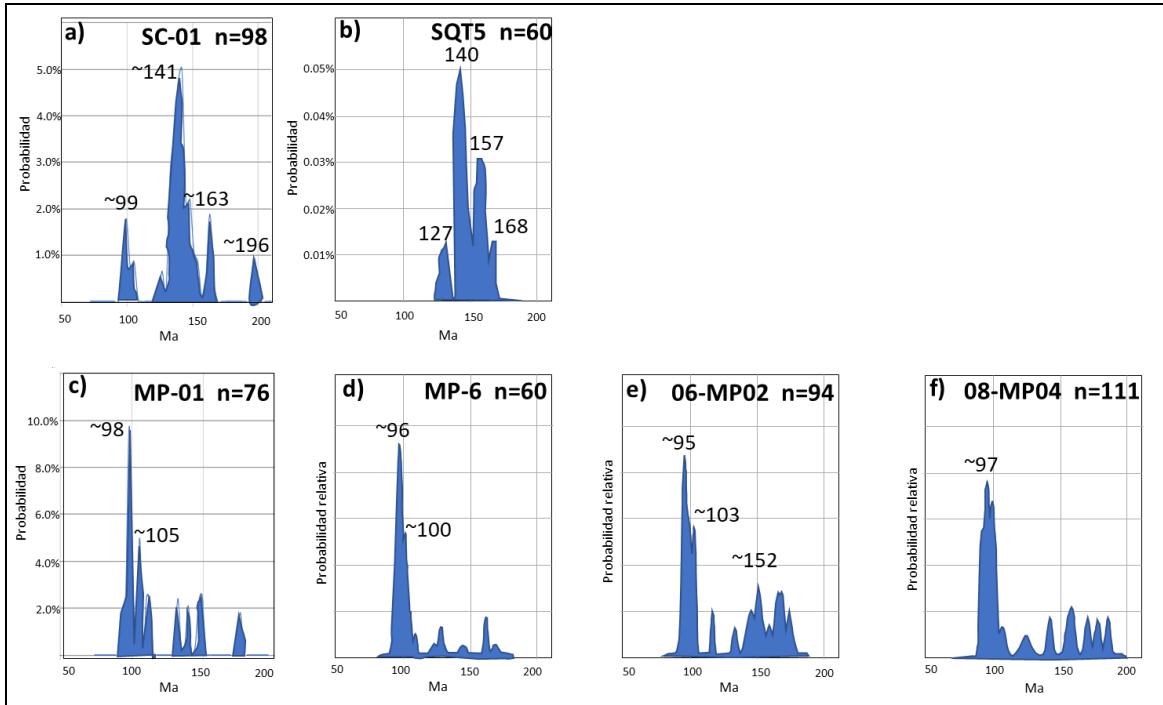


Figura 5.5 Comparación entre las edades de las muestras SC-01 (Fig. 5.5a) con SQT5 (Fig. 5.5b) de Palacios-García y Martini, (2014) del área Sierra de los Cuarzos, parte superior. Comparación entre las edades de las muestras MP-01 (Fig. 5.5c) con MP-6 (Fig. 5.5d) de Ortega-Flores *et al.* (2014), 06-MP02 (Fig. 5.5e) y 08-MP04 (Fig.5.5f) de Juárez-Arriaga *et al.* (2019) del área Mineral de Pozos, parte inferior.

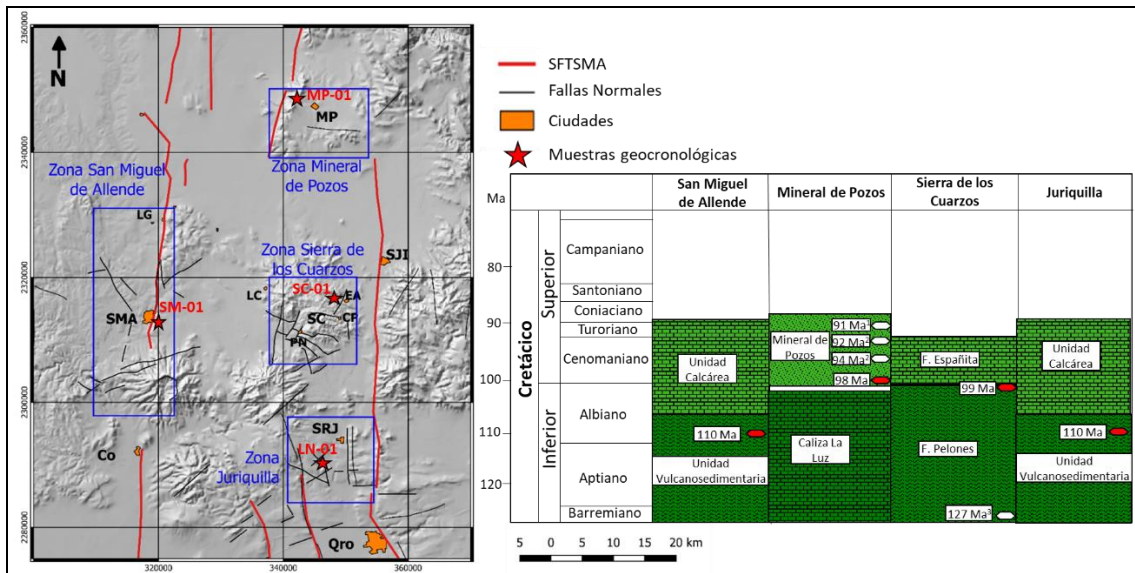


Figura 5.6 Lado izquierdo, ubicación de las muestras geocronológicas de las muestras SMA-01 (San Miguel de Allende ~110 Ma), MP-01 (Mineral de Pozos ~98 Ma), SC-01 (Sierra de los Cuarzos ~99 Ma), LN-01 (Juriquilla ~110 Ma). Lado derecho, Ubicación de las muestras geocronológicas dentro de la columna estratigráfica. Cirrones rojos, edades obtenidas en este trabajo, cirrones blancos, edades obtenidas en la literatura. 1 Ortega-Flores *et al.* (2014); 2 Juárez-Arriaga *et al.* (2019); 3 Palacios-García y Martini (2014).

## 5.2 Estructuras de acortamiento

En el área de estudio hay evidencia de deformación contractiva (fallas inversas, pliegues, clivaje axial) a escala de afloramiento (Figura 3.3, 4.1). Se observa principalmente en la zona de contacto cizallado entre las unidades mesozoicas al suroeste de San Miguel de Allende, en la parte oriental de Sierra de los Cuarzos, en la parte oriental de Juriquilla y en la parte oriental y sur de Mineral de Pozos. Esto también ha sido reportado por varios autores (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999b; Palacios-García, 2013; Palacios-García y Martini, 2014; Ortega-Flores *et al.*, 2014; Cid-Villegas *et al.*, 2022).

Si bien, todas estas estructuras se manifiestan de carácter local, sólo existen pocas estructuras a gran escala en el área de estudio. En la parte central de la Sierra de los Cuarzos aflora una cabalgadura de gran escala nombrada Encino Rizudo (Figura 3.3), descrita por Gámez-Ordaz y Ávila-Ramos, 2017. De igual forma, en el área Mineral de Pozos el contacto entre la Caliza la Luz y la Arenisca Mineral de Pozos corresponde a un contacto cizallado (Ortega-Flores *et al.*, 2014). A continuación, se presentarán las estructuras compresivas que se observan en cada una de las cuatro zonas de estudio.

### 5.2.1 Zona Juriquilla

La Figura 5.7 muestra el mapa geológico estructural del área Juriquilla, su elaboración está basada en los trabajos de Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001. De igual forma presenta una sección geológica. En la zona Juriquilla existen principalmente tres afloramientos mesozoicos: Deportiva Juriquilla, Libramiento Norponiente y El Nabo (Figura 5.7).



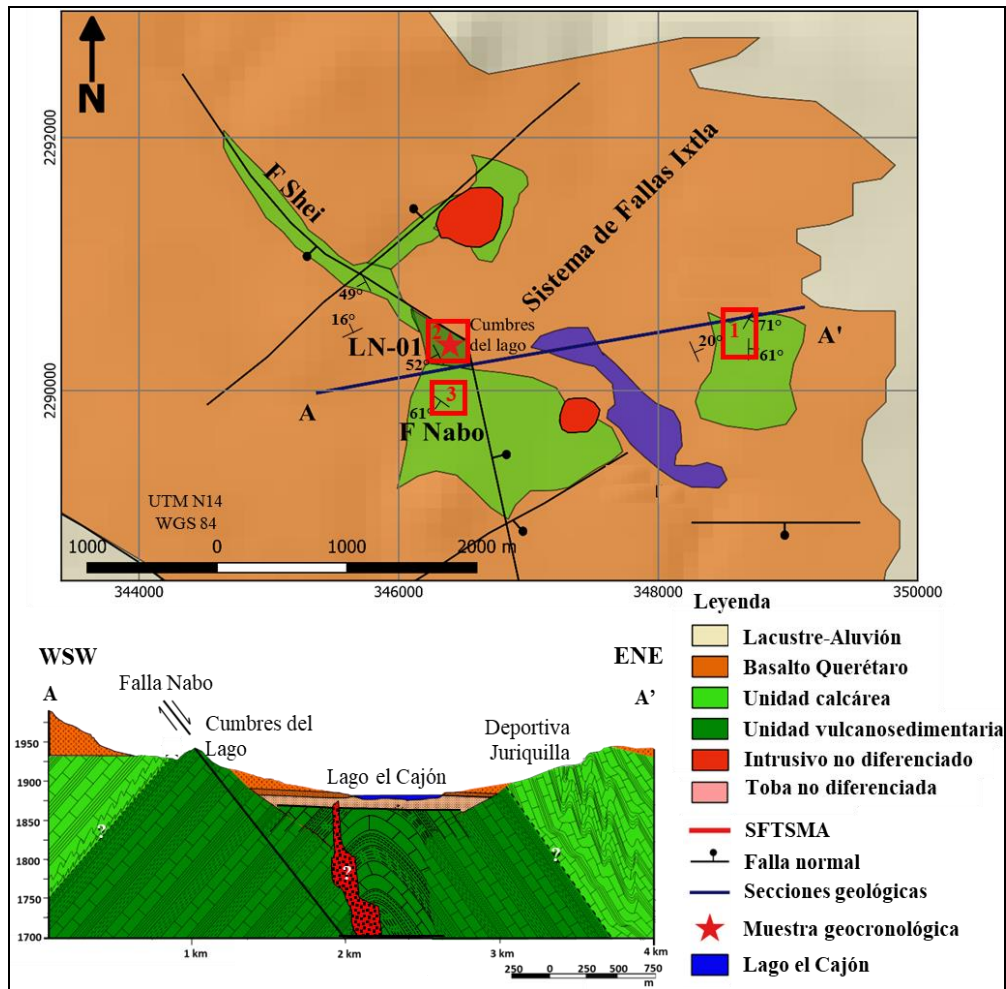


Figura 5.7 Mapa geológico-estructural del área Juriquilla (ver ubicación de la zona en la Figura 3.3). La estrella indica la ubicación de la muestra Libramiento-Norponiente 01 (LN-01). F, Falla. Los recuadros rojos muestran los afloramientos trabajados a detalle: 1, Deportiva Juriquilla; 2, Libramiento Norponiente; 3, El Nabo. En la parte inferior en la sección A-A' se puede inferir la presencia de un gran anticlinal regional. El flanco oriental de este anticlinal presenta una estratificación con una dirección de echado hacia el ENE, mientras que el flanco occidental presenta una dirección de echado al WSW.

Los datos estructurales se visualizan en dos grupos que presentan vergencias diferentes. En la Figura 5.8, los datos de estratificación muestran dos actitudes principales diferentes,  $009^{\circ}/53^{\circ}$  al E, y  $153^{\circ}/50^{\circ}$  al SW. El clivaje muestra dos actitudes principales diferentes:  $031^{\circ}/53^{\circ}$  al SE y  $189^{\circ}/64^{\circ}$  al WNW. Los planos axiales de los pliegues presentan una actitud principal de  $028^{\circ}/38^{\circ}$  al SE. Para fallas inversas se presentan dos actitudes principales diferentes:  $358^{\circ}/54^{\circ}$  al E y  $140^{\circ}/29^{\circ}$  al SW.

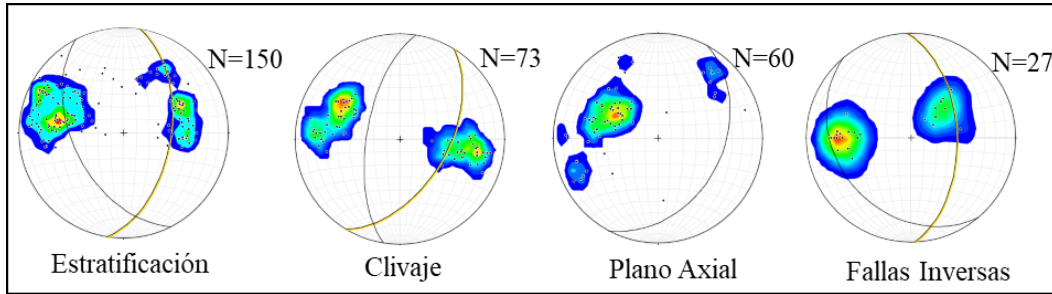


Figura 5.8 Polos de las estructuras de acortamiento de la zona Juruquilla. Todos los datos están representados en diagramas de densidad de polos; N= número de muestras. La estratificación presenta dos orientaciones principales:  $009^{\circ}/53^{\circ}$  al E y  $153^{\circ}/50^{\circ}$  al SW. El clivaje presenta dos orientaciones principales  $031^{\circ}/53^{\circ}$  al SE y  $189^{\circ}/64^{\circ}$  al W. El plano axial principal de los pliegues presenta una orientación preferente  $026^{\circ}/40^{\circ}$  al SE. Las fallas inversas presentan dos orientaciones principales  $358^{\circ}/54^{\circ}$  al E y  $140^{\circ}/29^{\circ}$  al SW.

Los pliegues se observan principalmente en la parte oriental de la zona Juruquilla, son isoclinales a abiertos del tipo chevron (Figura 5.9a, 5.9b). Debido a que el espesor de los estratos más competentes es constante en todo el pliegue, se clasifican como pliegues paralelos. Además, estos pliegues presentan deformación por buckling de deslizamiento flexural, que se evidencia por desplazamiento entre capas de los flancos y la geometría de las charnelas en los pliegues (Hudleston y Treagus, 2010). No obstante, estructuras tipo sigma también ponen en evidencia deformación por una zona de cizalla subhorizontal con dirección de transporte al WNW (Figura 5.9c). Contenidos entre capas competentes sin deformar se observan pliegues secundarios (Figura 5.9d). La mayoría de los pliegues secundarios tienen geometría del tipo S en la parte oriental. Para la parte occidental existen pocos pliegues, sin embargo, los que se observan en perfil tienen geometría del tipo Z.

La Figura 5.7 muestra la sección geológica A-A' que atraviesa las principales estructuras que forman parte de la zona Juruquilla. El perfil muestra que la dirección del echado de la estratificación en la Deportiva Juruquilla es opuesta a la observada en el Libramiento Norponiente y el Nabo. De igual forma se propone la existencia de un intrusivo debajo del lago El Cajón, esto se infiere por los intrusivos que se localizan tanto al norte como al sur de la sección.

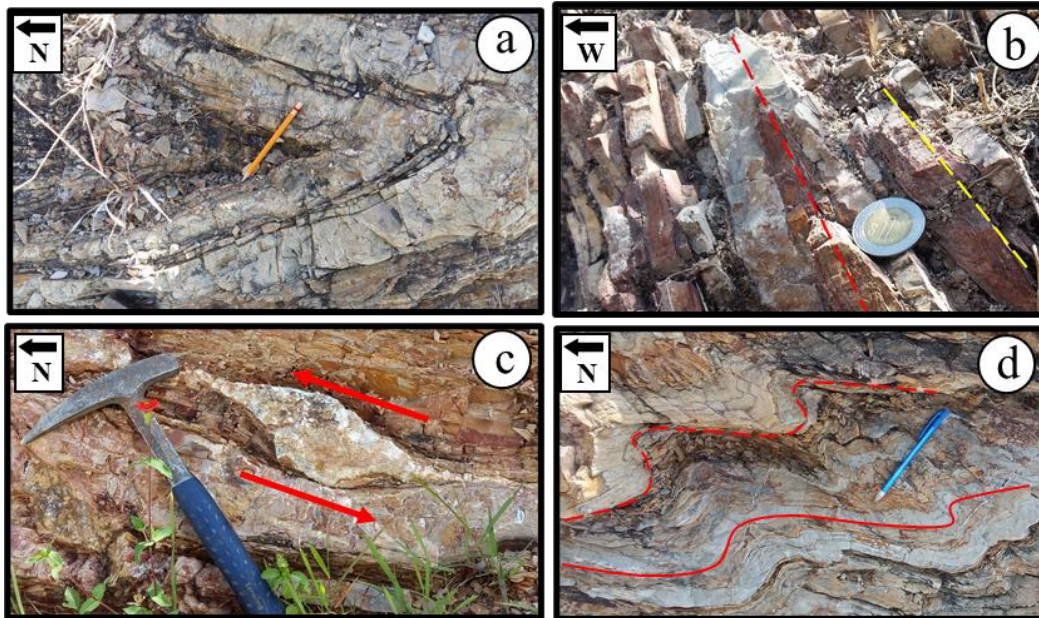


Figura 5.9 Estructuras compresional en la zona Juriquilla a) Pliegue chevron en la parte oriental de Juriquilla (foto tomada en planta). b) Pliegue isoclinal en la parte oriental de Juriquilla, su plano axial (línea roja) es casi paralelo a la estratificación (línea amarilla), con vergencia al oeste (foto tomada en perfil). c) Estructura sigma que denota desplazamiento entre capas en la parte oriental de Juriquilla (foto tomada en perfil). d) Pliegues parásitos del tipo S en la parte oriental de Juriquilla (foto tomada en planta).

En la zona de Juriquilla la mayoría de las estrías se observan paralelas a la estratificación, lo que denota desplazamiento entre capas (Figura 5.10). A pesar de que, si se localizaron estrías sobre fallas inversas, la cantidad de datos recabados no fueron los suficientes para calcular un paleotensor.

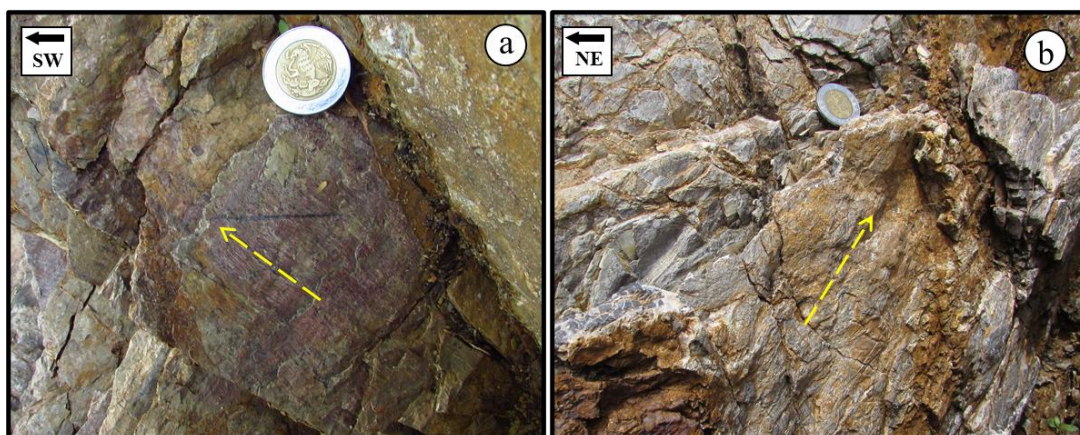


Figura 5.10 Planos que presentan estrías en la zona Juriquilla a) Deportiva Juriquilla, b) El Nabo. Las estrías (línea amarilla) se encuentran contenidas en los estratos, por lo que corresponde a desplazamiento entre capas.

Otros elementos que se utilizaron para obtener la dirección de transporte tectónico de la deformación compresiva fueron: relaciones angulares entre el clivaje y la estratificación, la orientación de las fallas inversas y la vergencia de los pliegues. Los datos estructurales medidos en Juriquilla igualmente sugieren la presencia de un gran pliegue, los datos de clivaje y estratificación pueden ser interpretados como dos flancos de un pliegue regional (Figura 5.8). De esta forma, el flanco oriental es representado por el afloramiento Deportiva Juriquilla, mientras que el flanco occidental es representado por los afloramientos Libramiento Norponiente y El Nabo. A partir de este pliegue regional se puede obtener la vergencia y con ello la dirección de transporte tectónico para la Zona Juriquilla.

Debido a que la cinemática de la deformación compresiva mesozoica está influenciada por la deformación cenozoica es necesario considerar esta deformación. Una forma de quitar la deformación cenozoica es mediante la rotación de los datos estructurales y con ello restaurar la cinemática de la deformación mesozoica. Al realizar esta rotación, los estratos depositados inmediatamente sobre las rocas mesozoicas vuelven a la horizontal. Para realizar la rotación de los datos en la zona Juriquilla, se utilizaron dos rotaciones en sentido opuesto a las magnitudes de los echados de las capas. Para el flanco occidental se usa una pseudo-estratificación ( $245^{\circ}/16^{\circ}$  al SE) del Basalto Querétaro y para el flanco oriental se consideró el contacto entre un basalto y una toba ( $336^{\circ}/20^{\circ}$  al SW). Una vez realizada la rotación, el flanco oriental del pliegue regional tiene una actitud principal de  $013^{\circ}/37.5^{\circ}$  al E; mientras que el flanco occidental tiene una actitud principal de  $136.5^{\circ}/53^{\circ}$  al SW (Figura 5.11). El pliegue tiene un ángulo de inmersión de  $26^{\circ}$ . El plano axial del pliegue regional se calcula a partir del ángulo bisector medido entre ambos flancos (Figura 5.11). El plano axial tiene una actitud de  $341^{\circ}/80^{\circ}$  al ENE (Figura 5.11, plano azul). De acuerdo con el plano axial del pliegue regional se establece una dirección de transporte

tectónico al WSW. Debido a que el echado del plano axial es de alto ángulo se podría considerar que la dirección del transporte tectónico podría variar, por lo que se necesitan más elementos para considerar que la dirección de transporte es WSW.

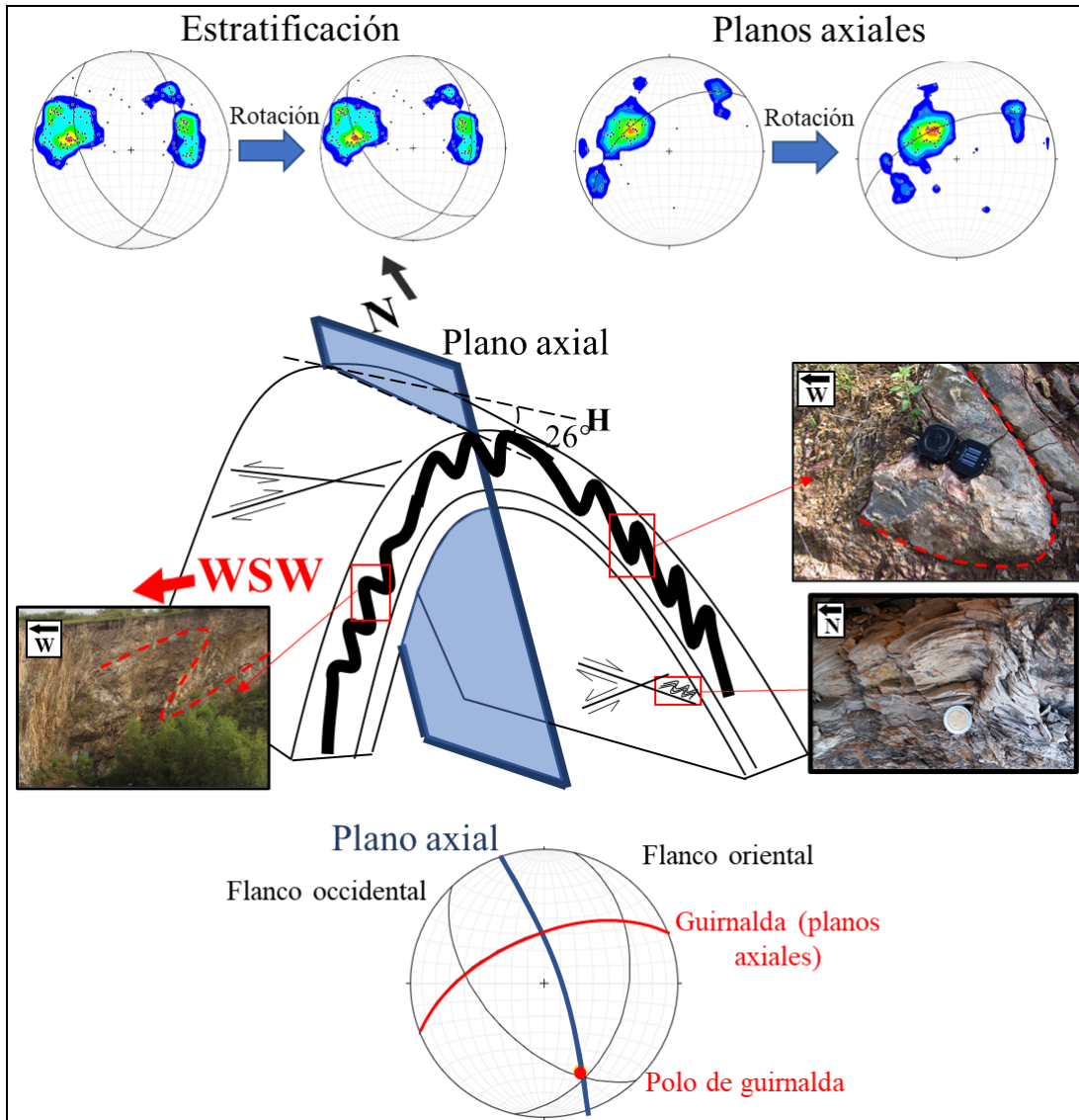


Figura 5.11 Representación esquemática del pliegue regional de la zona Juriquilla. El pliegue fue rotado usando como eje de rotación la litología subyacente depositada sobre las capas cretácicas de cada flanco. En la parte superior se observan los estereogramas de la estratificación y planos axiales sin rotar y rotados. El plano axial resultante de la rotación ( $341^\circ/80^\circ$  al NE) indica una dirección de transporte tectónico hacia el WSW y presenta un ángulo de inmersión de  $26^\circ$  (H=eje horizontal). En su flanco oriental se observan pliegues secundarios con forma S que apoyan la geometría del pliegue, en las capas menos competentes se desarrolla clivaje de crenulación. En el flanco occidental se observan algunos pliegues con forma Z. Al graficar todos los polos de los planos axiales se forma una guirnalda, por lo que se considera que todos los pliegues forman parte una estructura regional mayor (anticlinorio). El estereograma inferior (ya rotado) muestra que el plano axial (color azul) es ortogonal a la guirnalda (plano rojo) formada de los polos de planos axiales.

De igual forma, los polos de los planos axiales de los pliegues secundarios forman una guirnalda cuyo plano tiene un rumbo  $235^{\circ}/52^{\circ}$  (plano rojo, parte inferior Figura 5.11). Este plano es casi ortogonal al plano axial del pliegue regional formado a partir de los datos de estratificación, por lo que se podría considerar que todos pliegues medidos en la zona Juriquilla forman parte de una antiforma mayor (Figura 5.9). La antiforma tendría una orientación NE-SW y de acuerdo con su plano axial, tendría una vergencia al WSW.

Tanto la vergencia de la antiforma, como el echado de las fallas inversas presentan una dirección de transporte tectónico al WSW, que es prácticamente ortogonal al eje de máxima compresión obtenido a partir de las estrías medidas en Deportiva Juriquilla y El Nabo. Esta diferencia en la dirección del transporte tectónico será retomada en el siguiente capítulo.

### 5.2.2 Zona San Miguel de Allende

La Figura 5.12 muestra el mapa geológico estructural del área San Miguel de Allende, su elaboración está basada en las cartas geológicas San Miguel de Allende y Dolores Hidalgo, escala 1:50 000 del SGM. De igual forma presenta las secciones geológicas y paleotensores de la zona San Miguel de Allende.

La zona San Miguel de Allende es la más extensa, abarca gran parte de la falla San Miguel de Allende. Los afloramientos mesozoicos son agrupados en tres sectores: 1) Norte San Miguel de Allende: comprende a los afloramientos de la parte norte de la falla San Miguel de Allende al sureste del poblado Los Guías (ubicación 1 en Figura 5.12). 2) Centro San Miguel de Allende: corresponde al afloramiento expuesto por la traza de la falla San Miguel de Allende dentro de la ciudad (ubicación 2 en Figura 5.12). 3) Sur San Miguel de Allende: corresponde a los afloramientos localizados al sur de la Presa Ignacio Allende en el cauce del río Laja. Además, las vías del tren cortan afloramientos mesozoicos en esta área (ubicación 3 en Figura 5.12).

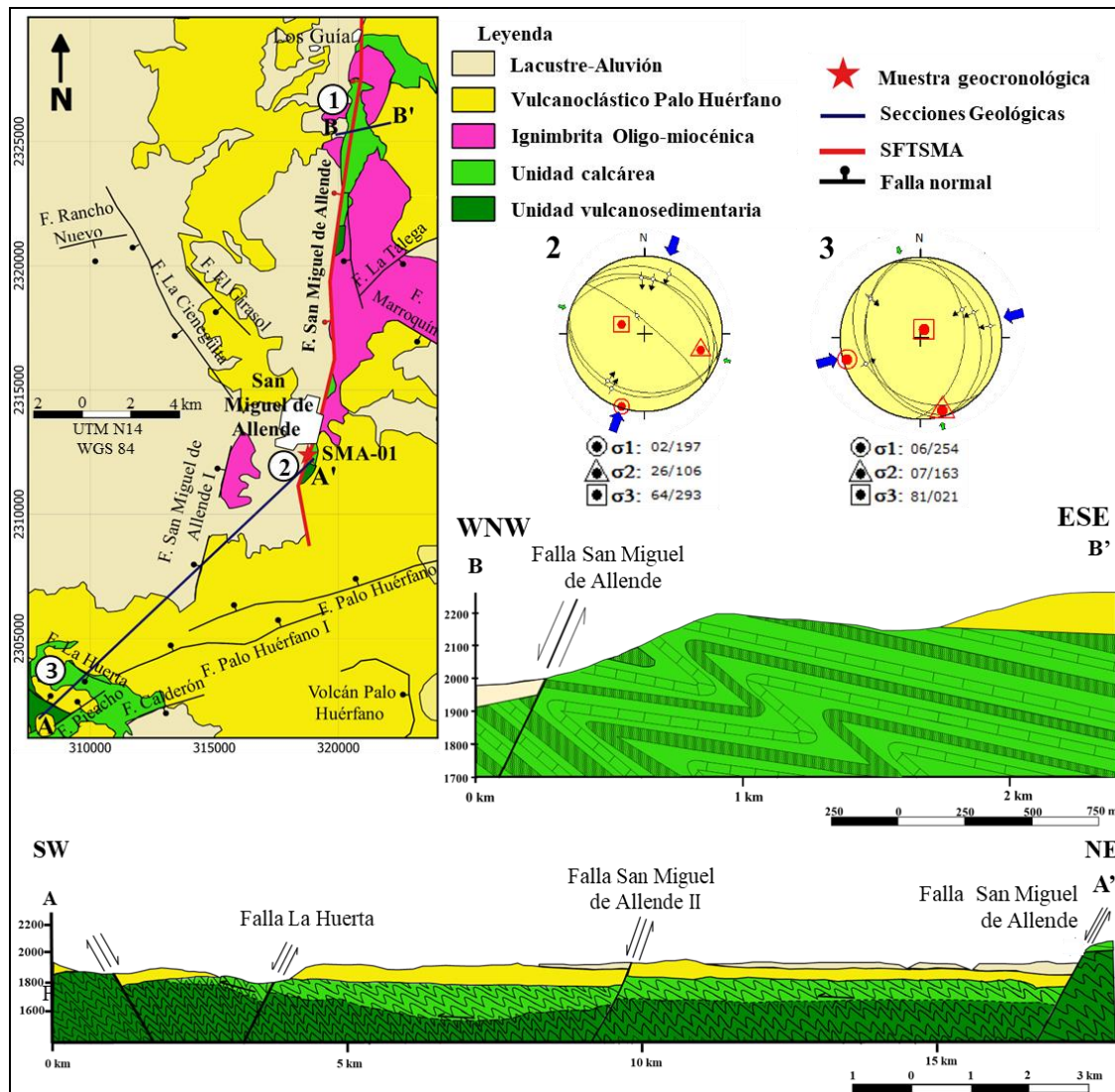


Figura 5.12 Mapa geol3gico-estructural y secciones de la zona San Miguel de Allende (ver ubicaci3n de la Zona San Miguel de Allende en la Figura 3.3) basado en las cartas geol3gicas 1:50 000 San Miguel de Allende y Dolores Hidalgo del SGM. La estrella indica la ubicaci3n de la muestra San Miguel de Allende-01 (SMA-01). Los c3rculos blancos indican los afloramientos: 1, Norte San Miguel de Allende; 2, San Miguel de Allende; 3, Sur San Miguel de Allende. Los estereogramas representan los paleotensores de los afloramientos San Miguel de Allende (2) y Sur San Miguel de Allende (3) los esfuerzos principales son indicados a trav3s de su echado/direcci3n de echado. La secci3n A-A' propone que el contacto entre ambas unidades es una zona de cizalla con vergencia hacia el suroeste. Por su parte, la secci3n B-B' muestra plegamiento con vergencia al oeste.

Con base en nuestras observaciones en campo y los datos publicados, pudimos construir dos secciones geol3gico-estructurales en la zona San Miguel de Allende. La secci3n A-A' est3 basada en el trabajo de Nieto-Samaniego *et al.* (1999b), donde propone que el contacto entre las unidades mesozoicas es un contacto cizallado. Por su parte, la secci3n B-B' muestra la deformaci3n de las unidades mesozoicas en la parte norte de San Miguel

de Allende. Esta sección se construyó a partir de la medición de echados de los estratos de las unidades mesozoicas, dichas mediciones se realizaron a lo largo de un arroyo que atravesaba perpendicularmente la Falla San Miguel de Allende. Se utilizó un estrato de caliza masiva que como horizonte base para la construcción del pliegue que se observa en la sección B-B', dicho pliegue presenta una vergencia al WSW (Figura 5.12).

En general, la deformación de las rocas sedimentarias mesozoicas se caracteriza por fallas inversas y algunos pliegues. Presentan una estratificación con una actitud principal de  $302^{\circ}/19^{\circ}$  al NE. El clivaje de plano axial tiene una actitud principal de  $308^{\circ}/08^{\circ}$  al NE. Los planos axiales de pliegues tienen una actitud principal de  $352^{\circ}/16^{\circ}$  al E. Por otro lado, las fallas inversas presentan una actitud principal de  $325^{\circ}/29^{\circ}$  al NE con dirección de transporte tectónico hacia el suroeste (Figura 5.13).

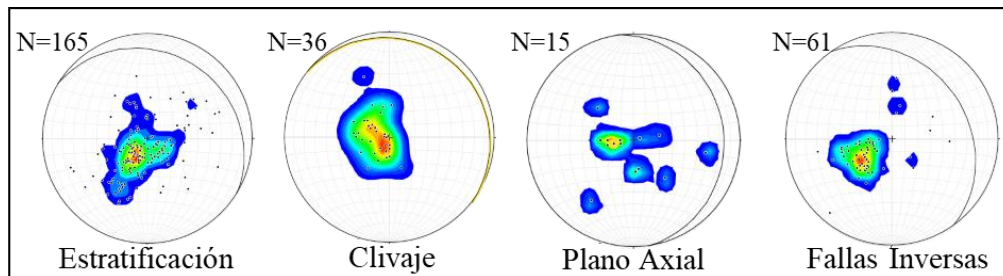


Figura 5.13 Polos de las estructuras de acortamiento de la zona San Miguel de Allende. Todos los datos están representados en diagramas de densidad de polos; N= número de muestras. La estratificación presenta una orientación preferente de  $302^{\circ}/19^{\circ}$  al NE. El clivaje presenta una orientación preferente de  $308^{\circ}/08^{\circ}$  al NE. El plano axial de los pliegues principal es de  $352^{\circ}/16^{\circ}$  al NE. Las fallas inversas presentan una orientación preferente de  $325^{\circ}/29^{\circ}$  al NE.

La deformación contractiva de las rocas cretácicas de la parte central de la zona San Miguel de Allende se observa principalmente en el escarpe de la falla del mismo nombre. Para las capas competentes, el espesor de las capas plegadas se mantiene constante, por lo que se clasifican como pliegues paralelos, en las capas incompetentes se observan pliegues parásitos. Se observa deformación en las vetas contenidas en los estratos plegados (Figura 5.14a). La Figura 5.14b muestra parte de la sucesión sedimentaria en la sección B-B'. Hacia la parte sur de la zona San Miguel de Allende también se observan



pliegues paralelos (Figura 5.14c), así como pliegues con una morfología similar a los pliegues secundarios tipo S (Figura 5.14d).

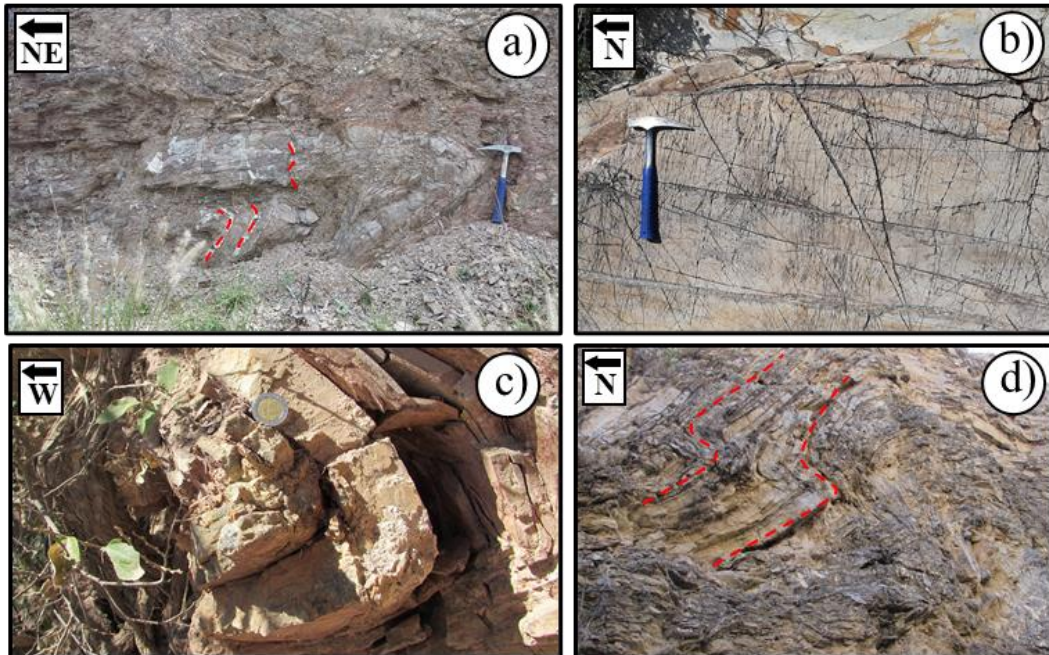


Figura 5.14 Deformación contractiva en el área San Miguel de Allende. a) Pliegue paralelo en el escarpe de la falla San Miguel de Allende en la parte central de San Miguel de Allende, las líneas rojas indican la deformación de las vetas cuya geometría es indicativa del desplazamiento entre capas (foto tomada de perfil). b) Estrato competente de caliza de espesor de 1 a 1.5 m en la parte norte de San Miguel de Allende usado para construir la sección B-B' (foto tomada en planta). c) Pliegue paralelo en la parte sur de San Miguel de Allende (foto tomada de perfil). d) Plegamiento tipo S en la parte sur de San Miguel de Allende (foto tomada de perfil).

La Figura 5.12 muestra los paleotensores obtenidos mediante el método de diedros rectos (Angelier, 1979; 1984) para los diferentes afloramientos de la zona San Miguel de Allende. En la zona de San Miguel de Allende las estrías se observan tanto en fallas inversas (Figura 5.15a) como contenidas en los estratos (Figura 5.15b), lo que denota desplazamiento entre capas. Si bien se identificaron estrías en fallas inversas en los tres afloramientos, sólo en los afloramientos de San Miguel de Allende y Sur San Miguel de Allende se pudo calcular el paleotensor. Para la parte central de San Miguel de Allende el esfuerzo máximo de compresión tiene un azimut de  $02^{\circ}/197^{\circ}$  (echado/ dirección de echado; estereograma 2, Figura 5.12), en la parte Sur de San Miguel de Allende el

esfuerzo máximo de compresión tiene un azimut de  $06^{\circ}/254^{\circ}$  (echado/ dirección de echado; estereograma 3, Figura 5.12).

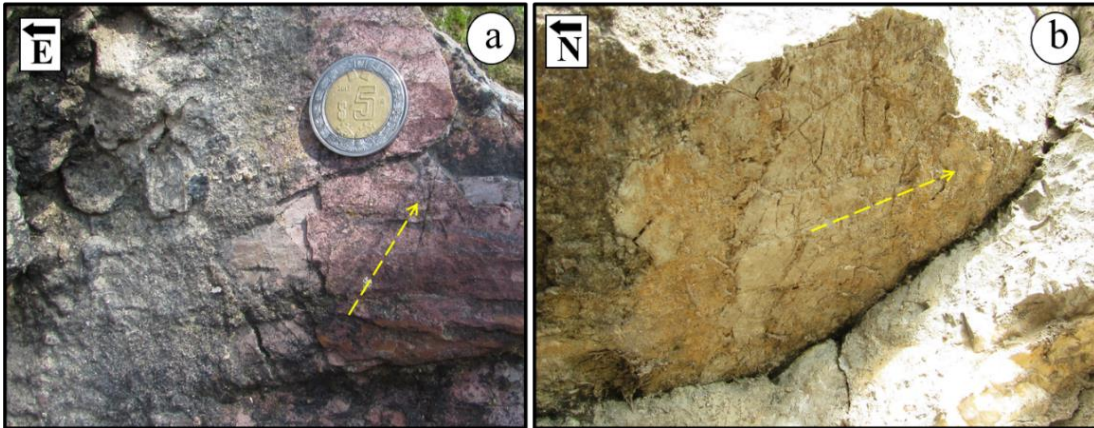


Figura 5.15 Fallas inversas que presentan estrías (línea amarilla) en la zona sur de San Miguel de Allende a) en fallas inversas (foto tomada en perfil), b) contenidas en los estratos por lo que corresponde a desplazamiento entre capas (foto tomada de perfil).

En la zona San Miguel de Allende los datos estructurales (estratificación, plano axial) presentan gran dispersión, por lo que en esta zona no se puede observar si existe un pliegue regional, como se observa en Juriquilla. No obstante, existen otros elementos que permiten establecer la dirección de transporte tectónico. De acuerdo con la dirección de echado de las fallas inversas medidas en los diferentes afloramientos, la dirección de transporte tectónico es hacia el SW (Figura 5.11). En la parte norte de San Miguel de Allende la sección B-B' presentan pliegues con una vergencia al WSW, por lo que la dirección de transporte tiene esta orientación. La diferencia entre la dirección de transporte tectónico obtenida por pliegues y fallas inversas y la orientación de los paleotensores será discutido en el próximo capítulo.

### 5.2.3 Zona Sierra de los Cuarzos

En la zona Sierra de los Cuarzos se presentan los afloramientos mesozoicos más extensos, abarcan toda la sierra del mismo nombre. Se tomaron como base los trabajos de Palacios-García (2013), Palacios-García y Martini (2014), y Gámez-Ordaz y Ávila-Ramos (2017) para realizar los trabajos geológicos. La Figura 5.16 muestra el mapa

geológico de la zona Sierra de los Cuarzos, la sección geológica A-A', basada en el trabajo de Palacios-García (2013), así como los paleotensores calculados a partir de las estrías de falla.

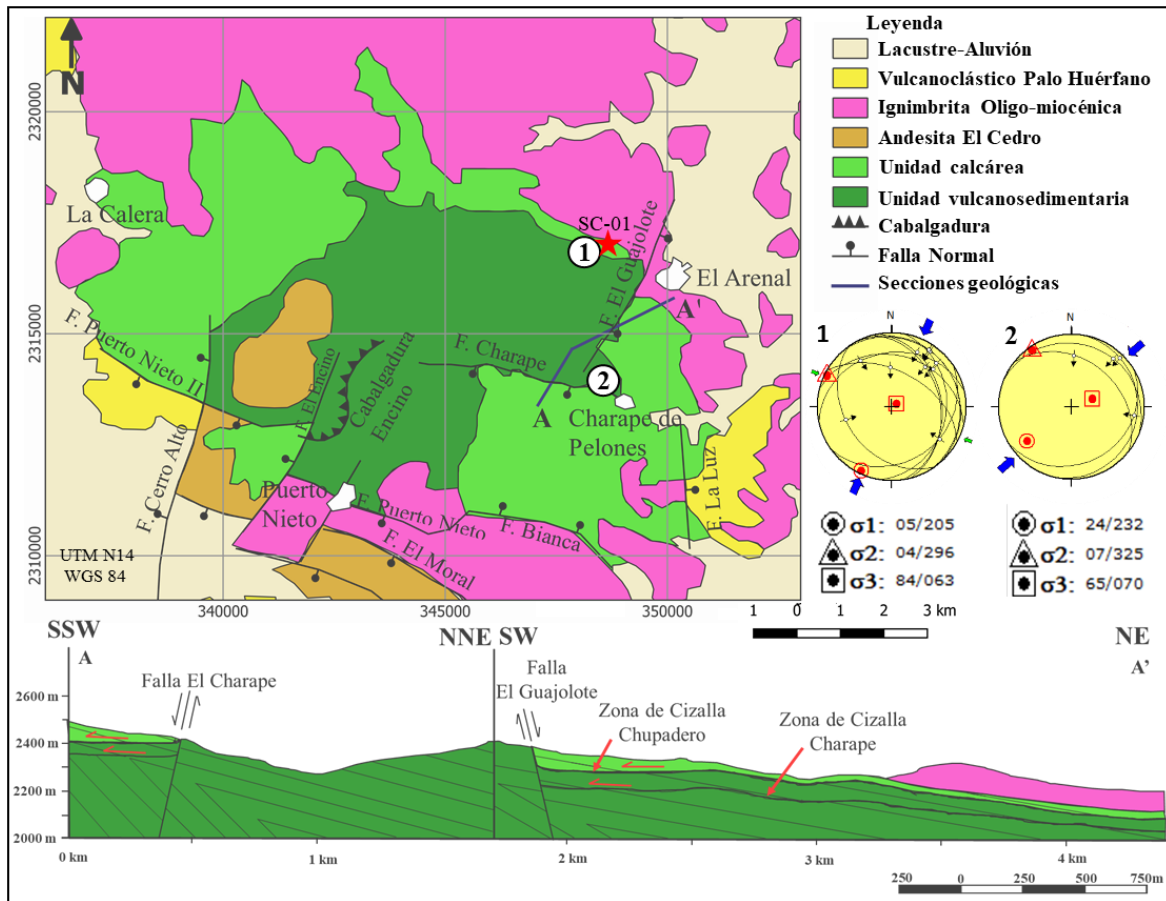


Figura 5.16 Mapa y sección geológica de la zona Sierra de los Cuarzos (modificado de García-Palacios, 2013, ubicación de la zona en la Figura 3.3). La estrella indica la ubicación de la muestra Sierra de los Cuarzos-01 (SC-01). Los estereogramas representan los paleosfuerzos de: El Arenal (1), Charape de Pelones (2), los esfuerzos principales son indicados a través de su echado/dirección de echado.

En la zona de Sierra de los Cuarzos las rocas sedimentarias mesozoicas están afectadas por fallas inversas y algunos pliegues. Las rocas sedimentarias presentan estratificación con una actitud principal de 044°/12° al SE (Figura 5.17). El clivaje axial tiene una actitud principal de 000°/27° al E. Mientras que las fallas inversas presentan una actitud principal de 300°/35° al NE y una dirección de transporte tectónico al SW. La estratificación y el clivaje de la zona Sierra de los Cuarzos muestran una mayor dispersión. Esto puede ser

producto de la deformación extensional cenozoica que pudo rotar la estratificación y clivaje, así como la interacción de más de un evento de deformación contractivo o deformación sin-sedimentaria. Debido esta dispersión no se pudo hacer un análisis similar al que se hizo en Juriquilla y no permite observar alguna estructura regional mayor. La dispersión de los datos estructurales se retomará en el siguiente capítulo.

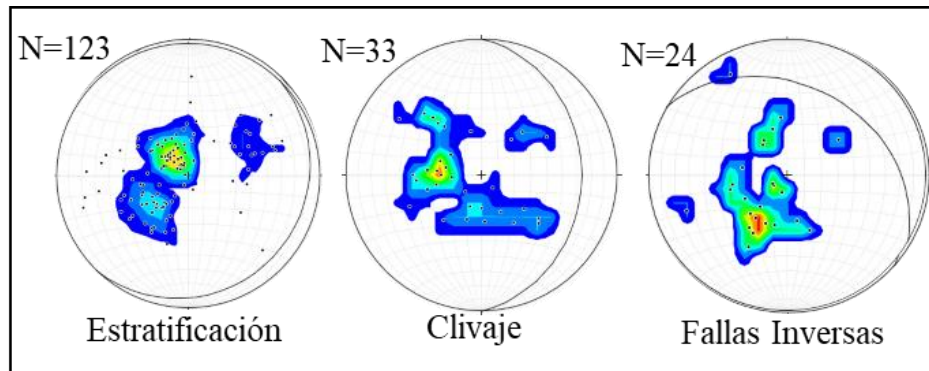


Figura 5.17 Polos de las estructuras de acortamiento de la zona Sierra de los Cuarzos. Todos los datos están representados en diagramas de densidad de polos; N= número de muestras. La estratificación presenta una orientación preferente  $044^{\circ}/12^{\circ}$  al SE. El clivaje presenta una orientación preferente  $000^{\circ}/27^{\circ}$  al E. Las fallas inversas presentan una orientación preferente  $311^{\circ}/34^{\circ}$  al NE.

En la parte central de la Sierra de los Cuarzos se localiza la cabalgadura Encino Rizudo (Figura 5.18a). Esta cabalgadura es la estructura contractiva más grande documentada en el área de estudio, presenta un rumbo general NW-SE con una vergencia al SE (Gómez-Ordaz y Ávila-Ramos, 2017). A pesar de que en campo no se observa un plano de falla bien definido, si se observa una gran zona de falla (aproximadamente 20 de espesor) con brechas de falla (Figura 5.18b) y rumbo NW-SE. Hacia la parte oriental de la Sierra de los Cuarzos se pueden observar fallas inversas en la Unidad Vulcanosedimentaria (Figura 5.18c). Además, se observan estructuras boudinage en las rocas cretácicas de la unidad calcárea (Figura 5.18d). Estas estructuras tienen una actitud de  $173^{\circ}/34^{\circ}$  al W.

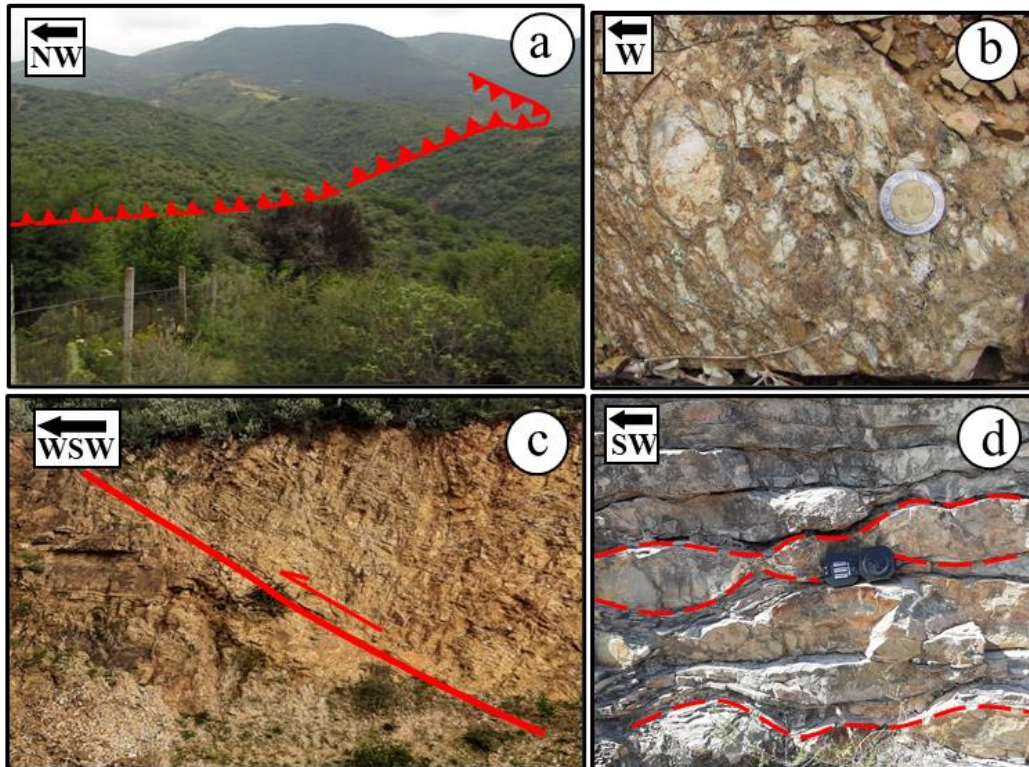


Figura 5.18. a) Cabalgadura Encino Rizudo, fotografía tomada desde el bloque cabalgado. b) Brechas de falla en la zona de falla de la cabalgadura Encino Rizudo (foto tomada en planta). c) Fallas inversas NNW-SSE en rocas mesozoicas de la unidad inferior en la parte central de Sierra de los Cuarzos indican una vergencia al WNW (foto tomada en perfil). f) Estructuras boudinage en calizas mesozoicas de la unidad calcárea en la parte noreste de Sierra de los Cuarzos Los estratos que envuelven estas estructuras tienen una actitud de  $173^{\circ}/34^{\circ}$  al W (foto tomada de perfil).

La Figura 5.16 muestra los paleotensores calculados mediante el método de diedros rectos (Angelier, 1979; 1984) en los diferentes afloramientos de la zona Sierra de los Cuarzos. En la zona Sierra de los Cuarzos las estrías se observan asociadas tanto a las fallas inversas (Figura 5.19a) en el área El Arenal, como a contenidas entre los estratos (Figura 5.19b). No obstante, para el cálculo de los paleotensores solo se toman en cuenta a las estrías contenidas en planos de falla. Para el afloramiento El Arenal el esfuerzo de máxima compresión tiene un azimut de  $05^{\circ}/205^{\circ}$  (echado/ dirección de echado; estereograma 1, Figura 5.16). Para el afloramiento Charape de Pelones el esfuerzo de máxima compresión tiene un azimut de  $24^{\circ}/232^{\circ}$  (echado/ dirección de echado; estereograma 2, Figura 5.16).

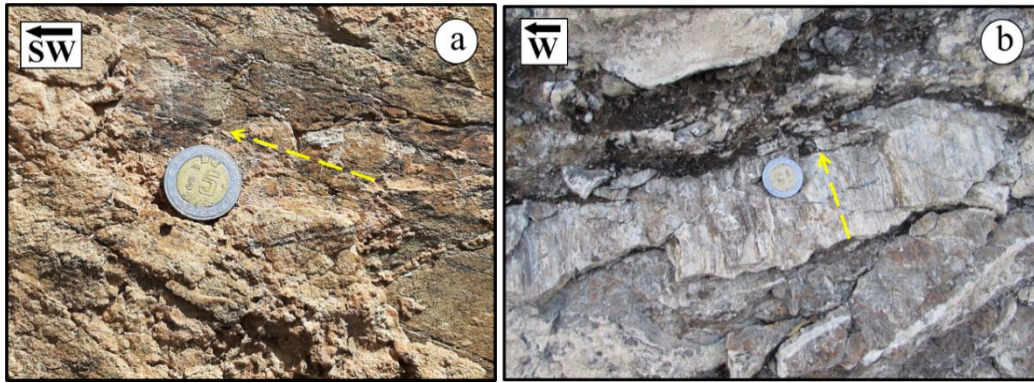


Figura 5.19 Estrías (línea amarilla) en la zona Sierra de los Cuarzos a) En el Arenal las estrías se encuentran contenidas en los planos de fallas inversas (foto tomada de perfil), b) En Charape de Pelones además se observan estrías contenidas en los estratos, por lo que corresponde a desplazamiento entre capas (foto tomada en planta).

De acuerdo con la dirección de echado de las fallas inversas medidas en los diferentes afloramientos de la Sierra de los Cuarzos la dirección de transporte tectónico es hacia el SW (Figura 5.15). Además, los trabajos de Palacios-García (2013) y Palacios-García y Martini (2014) muestran que el contacto entre las unidades mesozoicas es una zona de cizalla con una dirección de transporte tectónico al SW. De esta forma, la dirección de transporte tectónica es interpretada hacia el SW, y esta hipótesis está sustentada por los datos medidos en las fallas inversas, los contactos cizallados entre las unidades mesozoicas y los paleotensores calculados a partir de estrías de falla. No obstante, de acuerdo con Gámez-Ordaz y Ávila-Ramos (2017), la cabalgadura Encino Rizudo presenta una dirección de transporte al SE (Figura 5.16a). Esta dirección de transporte casi ortogonal a todas las demás evidencias será retomada en el próximo capítulo.

#### 5.2.4 Zona Mineral de Pozos

La zona Mineral de Pozos se encuentra en la parte más oriental del área de estudio, donde el SFSMA-Q es el límite occidental de la zona Mineral de Pozos (Figura 5.20). El trabajo de Ortega-Flores *et al.* (2014) se utilizó de base para el mapa geológico de la zona. La Figura 5.20 muestra la sección geológica realizada, así como el estereograma del paleotensor obtenido de las estrías y la ubicación de la muestra geocronológica.

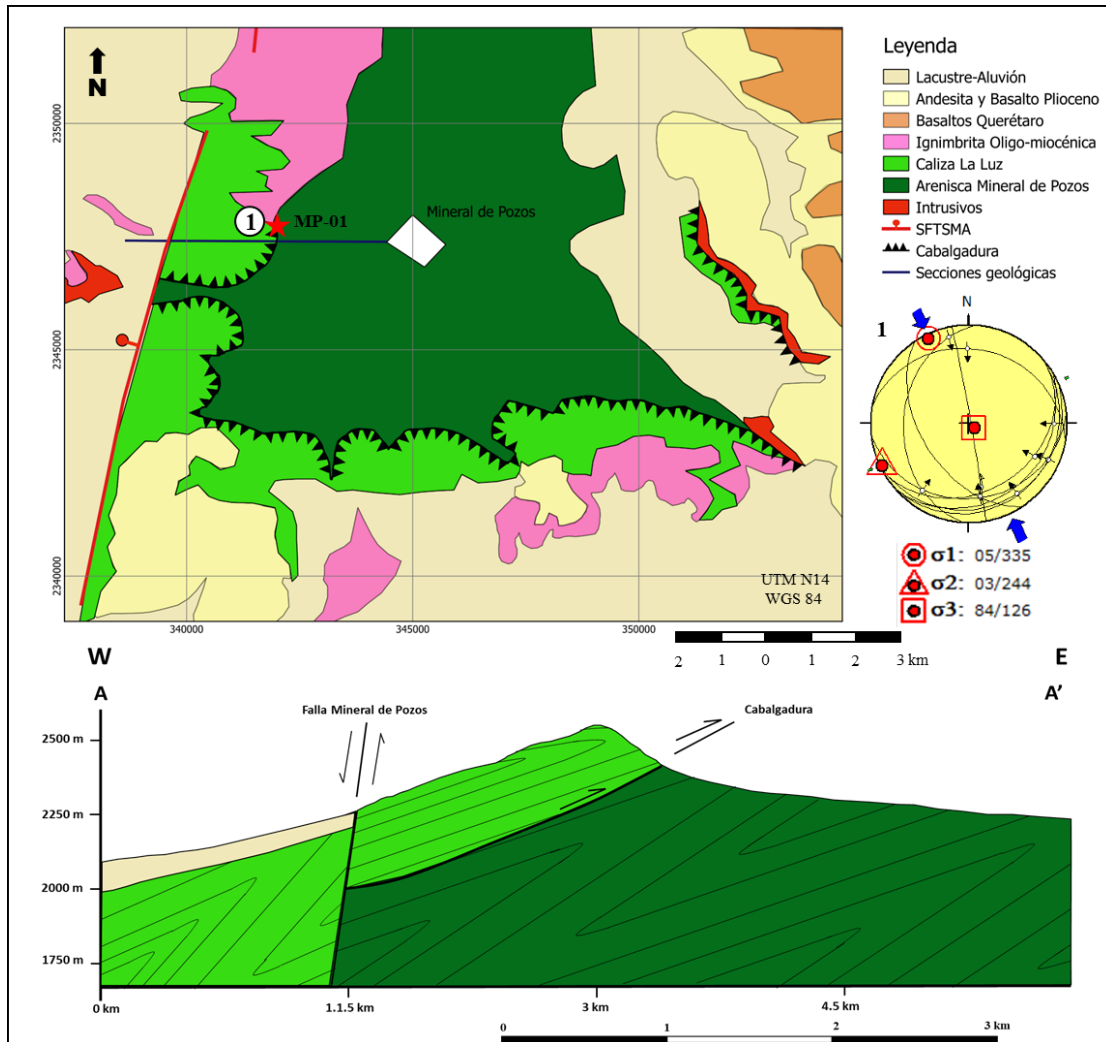


Figura 5.20 Mapa y secci3n geol3gica de la zona Mineral de Pozos (modificado de Ortega-Flores *et al.*, 2014, ver ubicaci3n de la zona en la Figura 3.3). La estrella indica la ubicaci3n de la muestra Mineral de Pozos-01 (MP-01). El estereograma representa el paleotensor obtenido de las estr3as, los esfuerzos principales son indicados a trav3s de su echado/direcci3n de echado.

En el 3rea Mineral de Pozos las rocas sedimentarias est3n afectadas por fallas inversas y se pueden observar algunos pliegues. Las rocas sedimentarias presentan una estratificaci3n con una actitud principal de  $180^{\circ}/38^{\circ}$  al W (Figura 5.21). Por su parte el clivaje presenta una actitud principal de  $215^{\circ}/30^{\circ}$  al NW. Los planos axiales de los pliegues presentan una actitud principal de  $186^{\circ}/17^{\circ}$  al W. Las fallas inversas presentan un rumbo principal de  $193^{\circ}/35^{\circ}$  al W.

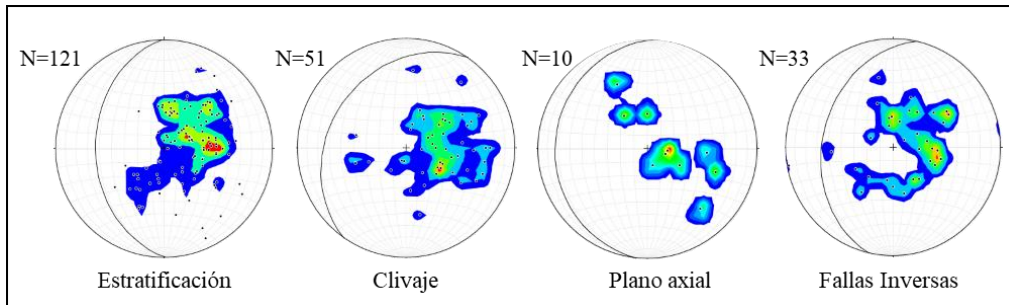


Figura 5.21 Polos de las estructuras de acortamiento de la zona Mineral de Pozos. N= número de muestras. La estratificación presenta un plano principal de 180°/38° al W. El clivaje presenta una orientación preferente 215°/30° al NW. El plano axial de pliegues presenta una orientación preferente 186°/17° al W. Las fallas inversas presentan una orientación preferente 193°/35° al W.

Las fallas inversas y pliegues se observan principalmente en la parte más occidental de Mineral de Pozos. Esta deformación se manifiesta tanto en la caliza La Luz como en la arenisca Mineral de Pozos. La mayoría de las fallas inversas en la zona occidental presentan una dirección de transporte tectónico al E (Figura 5.22a). No obstante, también se observan algunas fallas con una dirección de transporte tectónica al W (Figura 5.22b). En las capas de lutita se nota clivaje en lápiz (Figura 5.22c), producto de la intersección de la estratificación con el clivaje. Los planos axiales de los pliegues indican una dirección de transporte tectónico al E (Figura 5.22d).

La figura 5.20 muestra el perfil A-A' del área Mineral de Pozos. El perfil muestra tanto el contacto cizallado entre la Caliza La luz y la Arenisca Mineral de Pozos, así como una falla asociada al Sistema de Fallas San Miguel de Allende-Querétaro, dentro de este trabajo es nombrada Falla Mineral de Pozos. El contacto cizallado exhibe una dirección de transporte tectónico hacia el E (Figura 5.20).

De igual forma la Figura 5.20 muestra el paleotensor calculado mediante el método de diedros rectos (Angelier, 1979; 1984) en la zona Mineral de Pozos. En la zona Mineral de Pozos las estrías se observan principalmente contenidas en las fallas inversas (Figura 5.23a). El esfuerzo de máxima compresión tiene un azimut de 05°/335° (echado/dirección de echado; estereograma 1, Figura 5.20).



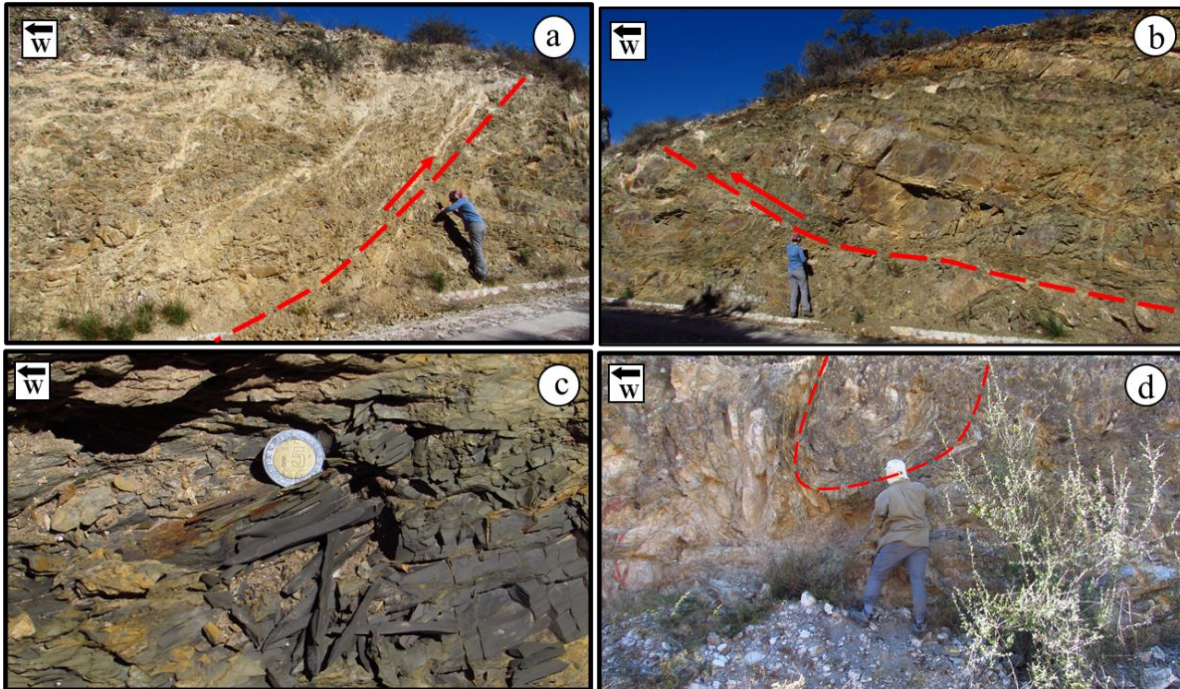


Figura 5.22 Deformación contractiva en el área Mineral de Pozos. a) Falla inversa cabalgando hacia el oeste en la parte occidental del poblado Mineral de Pozos (foto tomada de perfil). b) Falla inversa cabalgando hacia el este en la parte occidental del poblado Mineral de Pozos (foto tomada de perfil). c) Clivaje tipo lápiz formado entre la estratificación y el clivaje de las capas de lutita de la caliza La Luz (foto tomada de perfil). d) Pliegues formados sobre la caliza La Luz en la parte occidental de Mineral de Pozos (foto tomada de perfil).

Además del paleoesfuerzo calculado a partir de las estrías existen otros elementos que permiten establecer la dirección de transporte tectónico. De acuerdo con las fallas inversas medidas en los diferentes afloramientos de Mineral de Pozos la dirección de transporte tectónico es hacia el E (Figura 5.21). Aunque es de importancia hacer notar que en la zona Mineral de Pozos existe una gran dispersión de los datos estructurales de las fallas inversas, en campo se logra apreciar sobre un mismo afloramiento fallas inversas con vergencia opuesta (Figura 5.23b). No obstante, el contacto cizallado entre las unidades mesozoicas reportadas por Ortega-Flores *et al.* (2014) muestra también una vergencia hacia el E y con ello un transporte tectónico al E. La dispersión de los datos estructurales de las fallas inversas se discute en el siguiente capítulo.

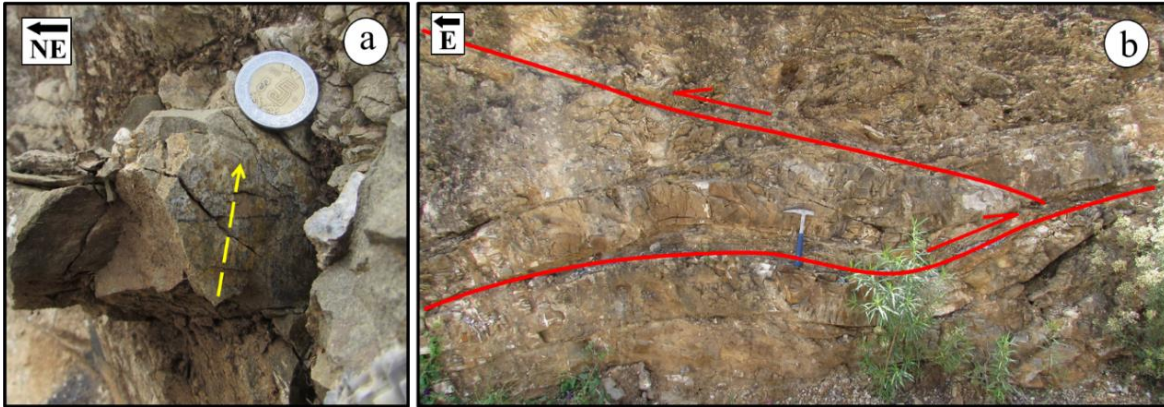


Figura 5.23 a) Estrías (línea amarilla) contenidas en un plano de falla inversa de la parte occidental de la zona Mineral de Pozos (foto tomada de perfil). b) Fallas inversas con vergencias opuestas en la parte occidental de la zona Mineral de Pozos (foto tomada de perfil).

### 5.3 Estructuras de extensión

Como se explicó en el apartado 3.2.5 existen tres diferentes sistemas de fallas normales que afectan la zona de estudio. El primero, con una orientación N-S asociado al Sistema de Fallas San Miguel de Allende-Querétaro; el segundo, asociado al sistema de fallas NE-SW; y el tercero más evidente en la parte sur, con una orientación E-W asociado al vulcanismo de la FVTM (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001; 2005). A continuación, se presenta la interacción de estos sistemas de fallas con la litología mesozoica.

#### 5.3.1 Zona Juriquilla

Para la zona Juriquilla la deformación extensional se manifiesta a través de fallas normales, fracturas y vetas rellenas, en su gran mayoría corresponden a estructuras de alto ángulo (Figura 5.24). Las fallas normales presentan dos actitudes principales: el primero con una actitud de  $298^{\circ}/84^{\circ}$  al NE, y el segundo con una actitud de  $241^{\circ}/58^{\circ}$  al NW (Figura 5.24). Las vetas presentan tres actitudes principales, el primero con una actitud de  $090^{\circ}/70^{\circ}$  al S, el segundo con una actitud de  $270^{\circ}/87^{\circ}$  al N, y el tercero con una actitud de  $298^{\circ}/71^{\circ}$  al NE (Figura 5.24). Las fracturas presentan tres actitudes principales, el primero con una actitud de  $094^{\circ}/84^{\circ}$  al S, el segundo con una actitud de  $181^{\circ}/86^{\circ}$  al W, el tercero con una actitud de  $056^{\circ}/82^{\circ}$  al SE (Figura 5.24).

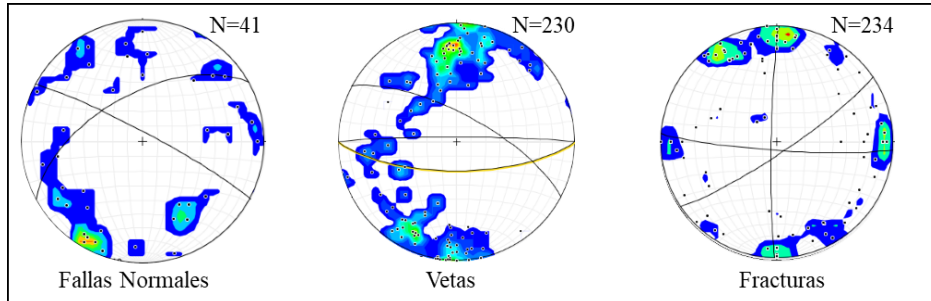


Figura 5.24 Polos de las estructuras de extensión de la zona Juriquilla. N=número de muestras. Las fallas normales presentan dos orientaciones preferentes:  $298^{\circ}/84^{\circ}$  al NE y  $241^{\circ}/58^{\circ}$  al NW. Las vetas presentan tres orientaciones preferentes:  $090^{\circ}/70^{\circ}$  al S,  $298^{\circ}/71^{\circ}$  al NE, y  $270^{\circ}/87^{\circ}$  al N. Las fracturas presentan tres orientaciones preferentes:  $094^{\circ}/84^{\circ}$  al S,  $181^{\circ}/86^{\circ}$  al W, y  $56^{\circ}/82^{\circ}$  al SE.

Se pueden observar dos orientaciones preferenciales (Figura 5.24) en las fallas normales: la primera con una orientación NW-SE que está asociada a la Falla Shei, una falla normal de alto ángulo (Figura 2.25a); la segunda con una orientación NE-SW que está asociada a la falla Ixtla. La mayoría de las vetas presenta una orientación casi E-W (Figura 5.25b). La orientación de estas vetas podría estar asociada al vulcanismo de la FVTM, así como algunas vetas tienen la misma orientación que la Falla Shei.

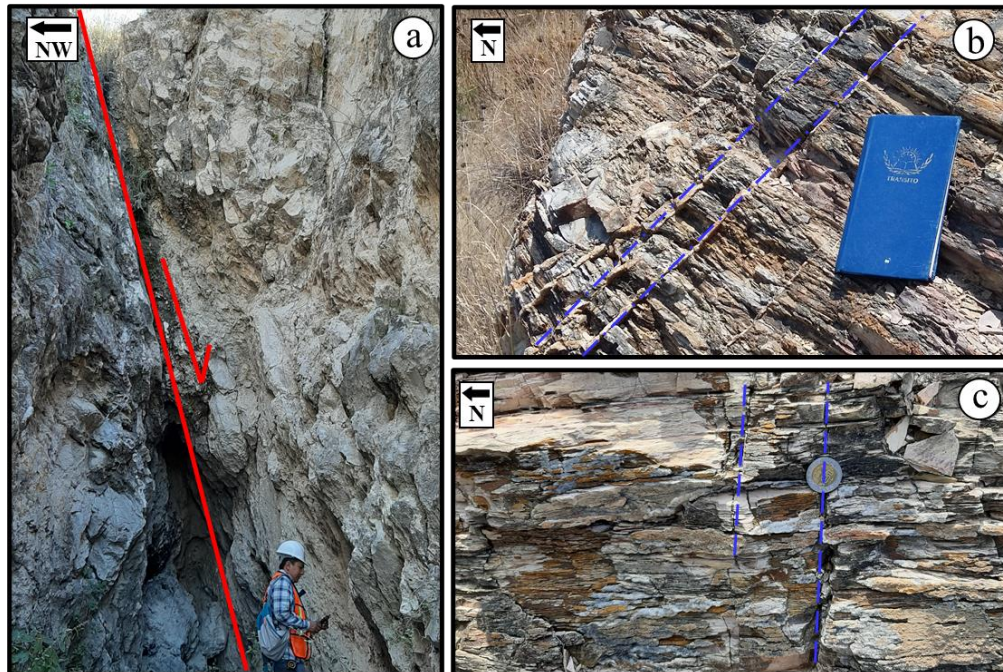


Figura 5.25 Deformación extensional en el área de Juriquilla. a) Falla Shei (línea roja), falla de alto ángulo con orientación NW-SE del afloramiento Libramiento Norponiente (foto tomada de perfil). b) Vetas (líneas azules) con orientación E-W del afloramiento Deportiva Juriquilla (foto tomada de perfil). c) Fracturas casi verticales (líneas azules) con orientación E-W del afloramiento Deportiva Juriquilla (foto tomada de perfil).

La Figura 5.26a muestra el paleotensor calculado para las fallas normales en la zona Juriquilla. El paleotensor principal compresivo mínimo para fallas normales tiene un azimut de  $16^\circ/126^\circ$  (echado/dirección de echado). La figura 5.26b muestra un ejemplo de las estrías medidas en campo. Adicional a las fallas normales, también se documentaron las fallas laterales, la Figura 5.26c muestra el paleotensor calculado para las fallas laterales en la zona Juriquilla. El paleotensor principal compresivo máximo tiene un azimut de  $18^\circ/130^\circ$  (echado/dirección de echado) mientras que el paleotensor principal compresivo mínimo tiene un azimut de  $28^\circ/230^\circ$  (echado/dirección de echado). Las fallas laterales presentan un desplazamiento derecho (Figura 5.26d). Los paleotensores obtenidos a partir de las estrías de fallas, tanto normales como laterales, presentan orientaciones casi ortogonales. El cambio en la orientación del máximo y mínimo esfuerzo compresivo será retomado en el siguiente capítulo.

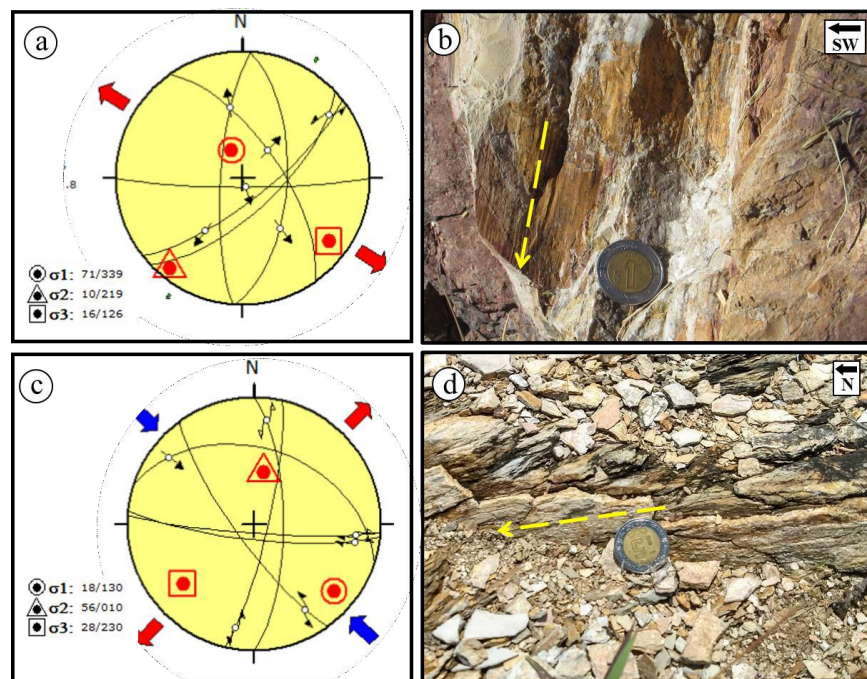


Figura 5.26 Deformación cenozoica en la zona Juriquilla. a) Paleotensor correspondiente a fallas normales. El paleotensor compresivo mínimo tiene un echado/dirección de echado de  $14^\circ/126^\circ$ . b) Estría de falla normal (líneas amarillas) del afloramiento El Nabo (foto tomada de perfil). c) Paleotensor correspondiente a las fallas laterales. El paleotensor compresivo mínimo tiene un echado/dirección de echado de  $28^\circ/230^\circ$ , paleotensor compresivo máximo tiene un echado/dirección de echado de  $18^\circ/130^\circ$ . d) Estría de falla lateral (línea amarilla) del afloramiento Deportiva Juriquilla (foto tomada de perfil).

### 5.3.2 Zona San Miguel de Allende

Para la zona San Miguel de Allende la deformación extensional se manifiesta a través de fallas normales, fracturas y vetas rellenas, en su gran mayoría corresponden a estructuras de alto ángulo (Figura 5.27). Las fallas normales presentan tres actitudes principales:  $159^{\circ}/77^{\circ}$  al SW,  $231^{\circ}/58^{\circ}$  al NW, y  $094^{\circ}/70^{\circ}$  al S (Figura 5.27). Las vetas presentan tres actitudes principales:  $042^{\circ}/75^{\circ}$  al SE,  $116^{\circ}/73^{\circ}$  al SW, y  $221^{\circ}/84^{\circ}$  al NW (Figura 5.27). Las fracturas presentan tres actitudes principales:  $233^{\circ}/88^{\circ}$  al NW,  $131^{\circ}/85^{\circ}$  al SW, y  $182^{\circ}/80^{\circ}$  al W (Figura 5.27).

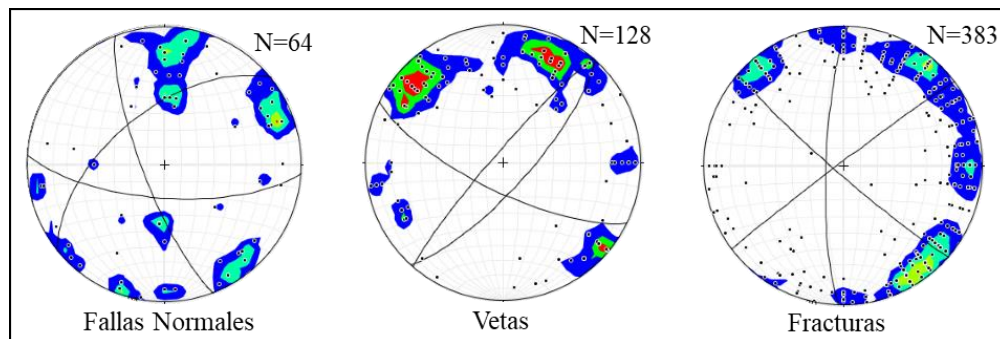


Figura 5.27 Polos de las estructuras de extensión de la zona San Miguel de Allende. N=número de muestras. Las fallas normales presentan tres orientaciones preferentes:  $159^{\circ}/77^{\circ}$  al SW,  $231^{\circ}/58^{\circ}$  al NW y  $094^{\circ}/70^{\circ}$  al S. Las vetas presentan tres orientaciones preferentes:  $042^{\circ}/75^{\circ}$  al SE,  $116^{\circ}/73^{\circ}$  al SW, y  $221^{\circ}/84^{\circ}$  al NW. Las fracturas presentan tres orientaciones preferentes:  $233^{\circ}/88^{\circ}$  al NW,  $131^{\circ}/85^{\circ}$  al SW, y  $182^{\circ}/80^{\circ}$  al W.

Las tres principales actitudes de fallas normales se podrían asociar a las fallas: San Miguel de Allende (N-S), La Huerta (NW-SE) y Picacho (NE-SW), estructuras de gran tamaño que cortan la litología mesozoica en los tres afloramientos. De igual forma, aunque las actitudes de las fracturas luzcan muy dispersas, las actitudes principales de estas fracturas pueden estar asociadas a las fallas San Miguel de Allende, la Huerta y Picacho. En la parte norte de San Miguel de Allende se observan fracturas rellenas por minerales producto del depósito de diferentes fluidos. La Figura 5.28a muestra una veta con tres diferentes minerales siendo el más antiguo el mineral más claro (1), posteriormente se observa un mineral oscuro (2), y finalmente el mineral más joven presenta oxidación (3).

Para la parte central de San Miguel de Allende se observan fracturas rellenas de yeso con espesores que varían entre 2 a 4 cm (Figura 5.28b). Asimismo, se observan fracturas con un arreglo ortogonal (Figura 5.28c). En la parte sur de San Miguel de Allende las fracturas tienen una orientación NE-SW y son de alto ángulo (Figura 5.28d).

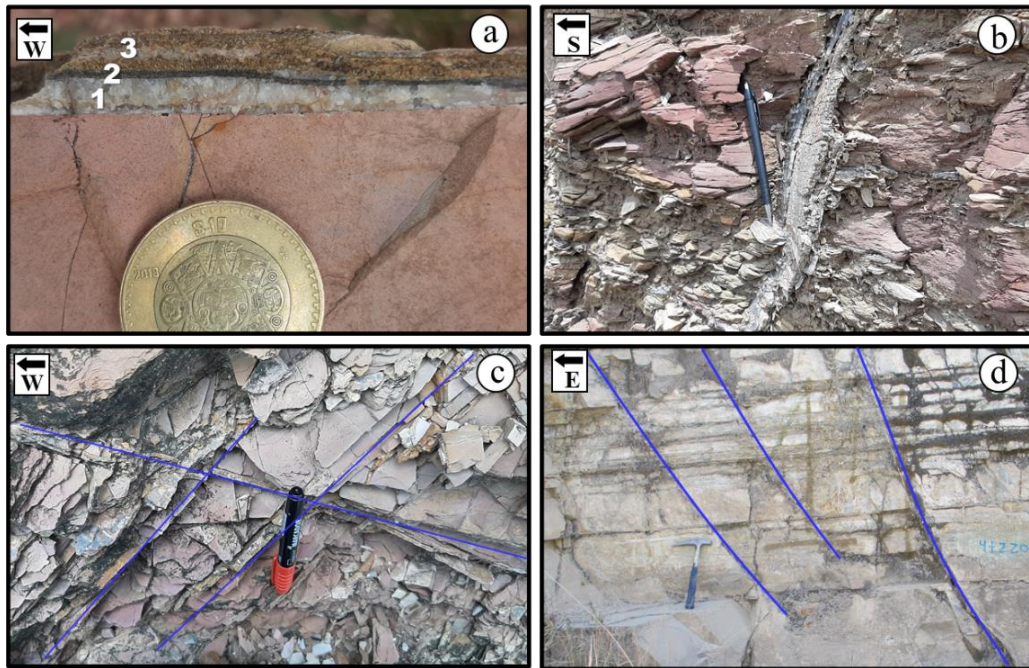


Figura 5.28 Deformación extensional en el área de San Miguel de Allende. a) Varias generaciones de vetas en las fracturas de las unidades mesozoicas en la parte Norte de San Miguel de Allende. La más antigua corresponde al mineral claro (1), y la más joven la que presenta mayor oxidación (3) (foto tomada en planta). b) Vetas rellenas de yeso en la parte central de San Miguel de Allende (foto tomada de perfil). c) Fracturas ortogonales en la parte central de San Miguel de Allende (foto tomada en planta). d) Fracturas en las unidades mesozoicas en la parte Sur de San Miguel de Allende (foto tomada de perfil).

A pesar de que si se documentaron estrías sobre fallas normales (Figura 5.29a), la cantidad de datos no fue suficiente para calcular su paleotensor. No obstante, se identificaron estrías con desplazamiento lateral, la figura 5.29b muestra el paleotensor calculado para las fallas laterales en la zona San Miguel de Allende. El paleotensor principal compresivo máximo tiene un azimut de  $15^{\circ}/150^{\circ}$  (echado/dirección de echado), mientras que el paleotensor principal compresivo mínimo tiene un azimut de  $67^{\circ}/279^{\circ}$  (echado/dirección de echado).

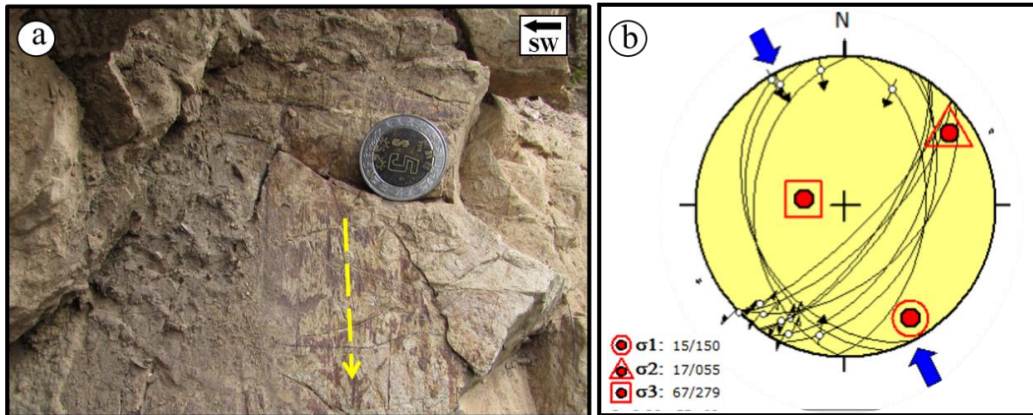


Figura 5.29 Deformación cenozoica en la zona San Miguel de Allende. a) Estría de falla normal (línea amarilla) en la zona Sur de San Miguel de Allende (foto tomada de perfil). b) Paleotensor correspondiente a las fallas laterales. El paleotensor compresivo máximo tiene un echado/dirección de echado de  $15^{\circ}/150^{\circ}$ , el paleotensor compresivo mínimo tiene un echado/dirección de echado de  $67^{\circ}/279^{\circ}$ .

### 5.3.3 Zona Sierra de los Cuarzos

Para la zona Sierra de los Cuarzos la deformación extensional se manifiesta a través de fallas normales y fracturas, en su gran mayoría corresponden a estructuras de alto ángulo (Figura 5.30a). Las fallas normales presentan tres actitudes principales:  $110^{\circ}/66^{\circ}$  al SW,  $019^{\circ}/87^{\circ}$  al ESE, y  $352^{\circ}/67^{\circ}$  al ENE (Figura 5.30a). Las fracturas presentan tres actitudes principales:  $309^{\circ}/82^{\circ}$  al NE,  $087^{\circ}/87^{\circ}$  al S, y  $186^{\circ}/83^{\circ}$  al W (Figura 5.30a). La Figura 5.30b muestra una de las fallas normales del afloramiento El Arenal.

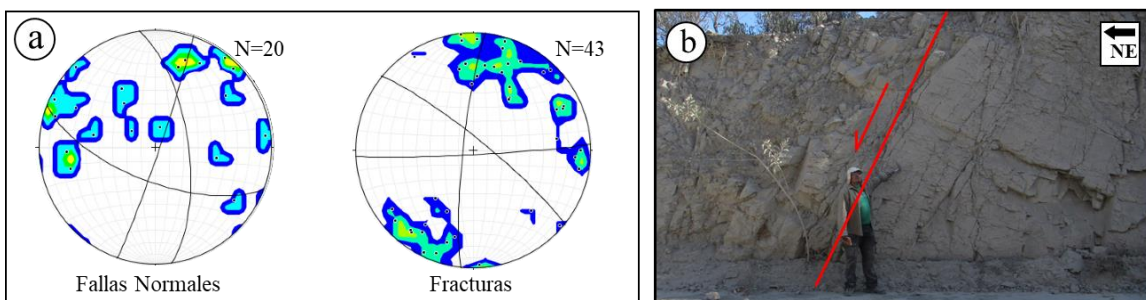


Figura 5.30 Deformación extensional en el área de Sierra de los Cuarzos. a) Polos de las estructuras de extensión de la zona Sierra de los Cuarzos. N=número de muestras. Las fallas normales presentan tres orientaciones preferentes:  $110^{\circ}/66^{\circ}$  al SW,  $019^{\circ}/87^{\circ}$  al ESE, y  $352^{\circ}/67^{\circ}$  al E. Las fracturas presentan tres orientaciones preferentes:  $309^{\circ}/82^{\circ}$  al NE,  $087^{\circ}/87^{\circ}$  al S, y  $186^{\circ}/83^{\circ}$  al W b) Falla normal en el afloramiento El Arenal de la zona Sierra de los Cuarzos (foto tomada de perfil).

La Figura 5.31a muestra el paleotensor calculado para las fallas normales en la zona Sierra de los Cuarzos. El paleotensor compresivo mínimo para fallas normales tiene un

azimut de  $15^{\circ}/225^{\circ}$  (echado/dirección de echado). La figura 5.31b muestra un ejemplo de las estrías medidas en el afloramiento Puerto Nieto. Adicionalmente a las fallas normales, también se documentaron las fallas laterales, la Figura 5.31c muestra el paleotensor calculado para las fallas laterales en la zona Sierra de los Cuarzos. El paleotensor compresivo máximo tiene un azimut de  $21^{\circ}/205^{\circ}$  (echado/dirección de echado), mientras que el paleotensor compresivo mínimo tiene un azimut de  $11^{\circ}/299^{\circ}$  (echado/dirección de echado). La Figura 5.31d muestra un ejemplo de las estrías medidas en el afloramiento El Arenal. Las direcciones de compresión mínima obtenidas a partir de las estrías de fallas normales y de fallas laterales presentan orientaciones casi ortogonales. Ese cambio en la orientación del esfuerzo compresivo mínimo será retomado en el siguiente capítulo.

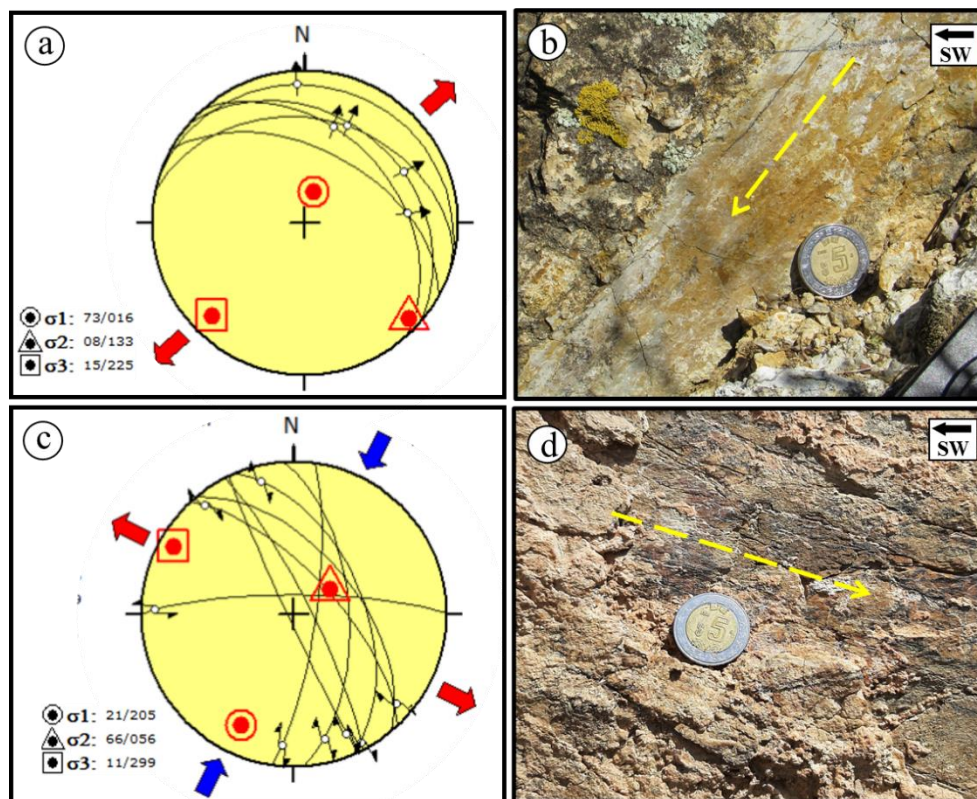


Figura 5.31 Deformación cenozoica en la zona Sierra de los Cuarzos. a) Paleotensor correspondiente a fallas normales. El paleotensor compresivo mínimo tiene un echado/dirección de echado de  $15^{\circ}/225^{\circ}$ . b) Estría de falla normal (línea amarilla) del afloramiento Puerto Nieto (foto tomada de perfil). c) Paleotensor correspondiente a las fallas laterales. El paleotensor compresivo mínimo tiene un echado/dirección de echado de  $11^{\circ}/299^{\circ}$ , el paleotensor compresivo máximo tiene un echado/dirección de echado de  $21^{\circ}/205^{\circ}$ . d) Estría de falla lateral derecha (línea amarilla) del afloramiento El Arenal (foto tomada de perfil).



### 5.3.4 Zona Mineral de Pozos

Para la zona Minera de Pozos la deformación extensiva se manifiesta a través de fallas normales y fracturas (Figura 5.32a). Debido a la dispersión de los datos no es fiable considerar las actitudes obtenidas en las redes estereográficas de las fallas y fracturas como válidas. Las fracturas tienen espesores de 2 a 4 cm, la mayoría de las fracturas tienen un echado de alto ángulo.

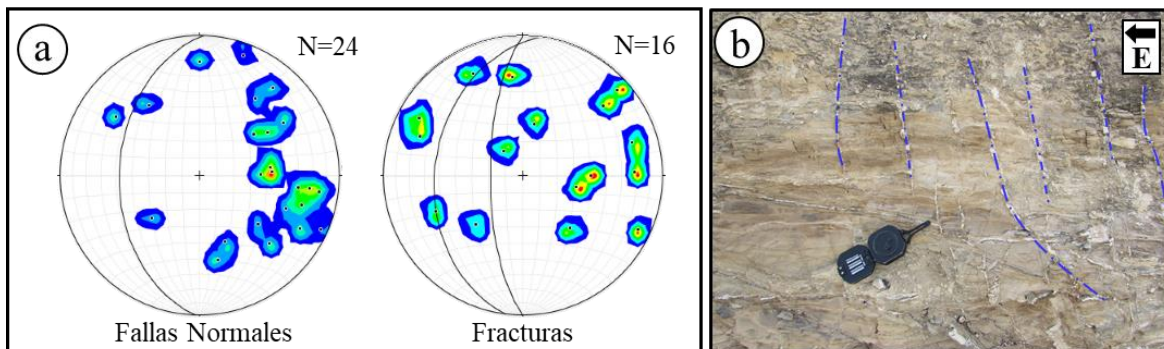


Figura 5.32 Evidencias de deformación extensiva en el área de Mineral de Pozos. a) Polos de las estructuras de extensión de la zona Mineral de Pozos. N=número de muestras. La dispersión de los datos no permite establecer como válidas las actitudes principales de las fallas normales ( $180^{\circ}/43^{\circ}$  al W) y fracturas ( $187^{\circ}/37^{\circ}$  al W, y  $180^{\circ}/71^{\circ}$  al W). b) Fracturas rellenas de calcita con espesores de 1 a 2 cm, en la parte occidental del área Mineral de Pozos (foto tomada de perfil).

La Figura 5.33a muestra el paleotensor calculado para las fallas normales en la zona Mineral de Pozos. Para establecer el sentido del desplazamiento en las estrías se buscaron escalones de estría. El paleotensor compresivo mínimo para fallas normales tiene un azimuth  $03^{\circ}/143^{\circ}$  (echado/dirección de echado). La figura 5.33b muestra un ejemplo de las estrías medidas en campo.

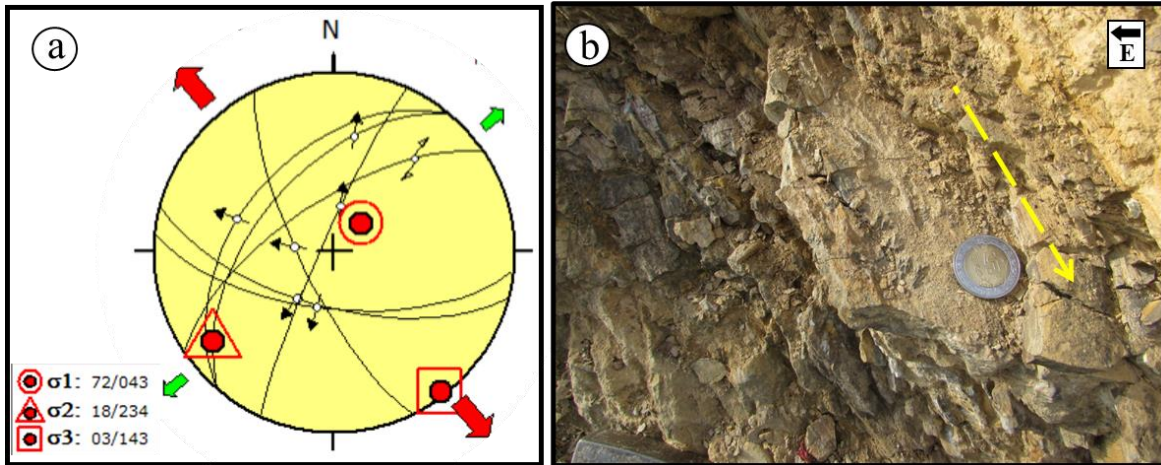


Figura 5.33 Deformación cenozoica en la zona Mineral de Pozos. a) Paleotensor correspondiente a fallas normales. El paleotensor compresivo mínimo tiene un echado/dirección de 03°/143°. b) Estría de falla normal (línea amarilla) en la parte occidental de la zona Mineral de Pozos (foto tomada de perfil).

## 5.4 Anomalías gravimétricas

### 5.4.1 Anomalía de Bouguer completa

De acuerdo con el mapa mundial gravimétrico (Bonvalot *et al.*, 2012) México tiene valores gravimétricos que oscilan entre los 160 miliGales y -200 miliGales (Figura 5.34). Los valores máximos se localizan hacia la costa, mientras que los valores mínimos se localizan hacia la parte centro norte del país. La figura 5.34 muestra que el área de estudio se localiza en la zona de transición de valores gravimétricos bajos a medios.

Como se explicó en el apartado de metodología, a partir de los datos satelitales se obtiene el mapa de la anomalía de Bouguer completo de toda el área de estudio a través del programa Oasis Montaj. A partir de este mapa se realiza un análisis cualitativo de los datos donde se identifican principalmente dos dominios (Figura 5.35). El primer dominio comprende los valores más altos que oscilan entre los -53.4 miliGales a -166.8 miliGales, y es nombrado A1. El segundo dominio comprende los valores más bajos que oscilan entre los -188 miliGales a los -225 miliGales, y es nombrado B1. Una zona intermedia entre ambos dominios se puede apreciar en la parte suroccidental del área de estudio

(Figura 5.35) y es nombrada B2. La zona B2 comprende valores de -166 miliGales a -188 miliGales.

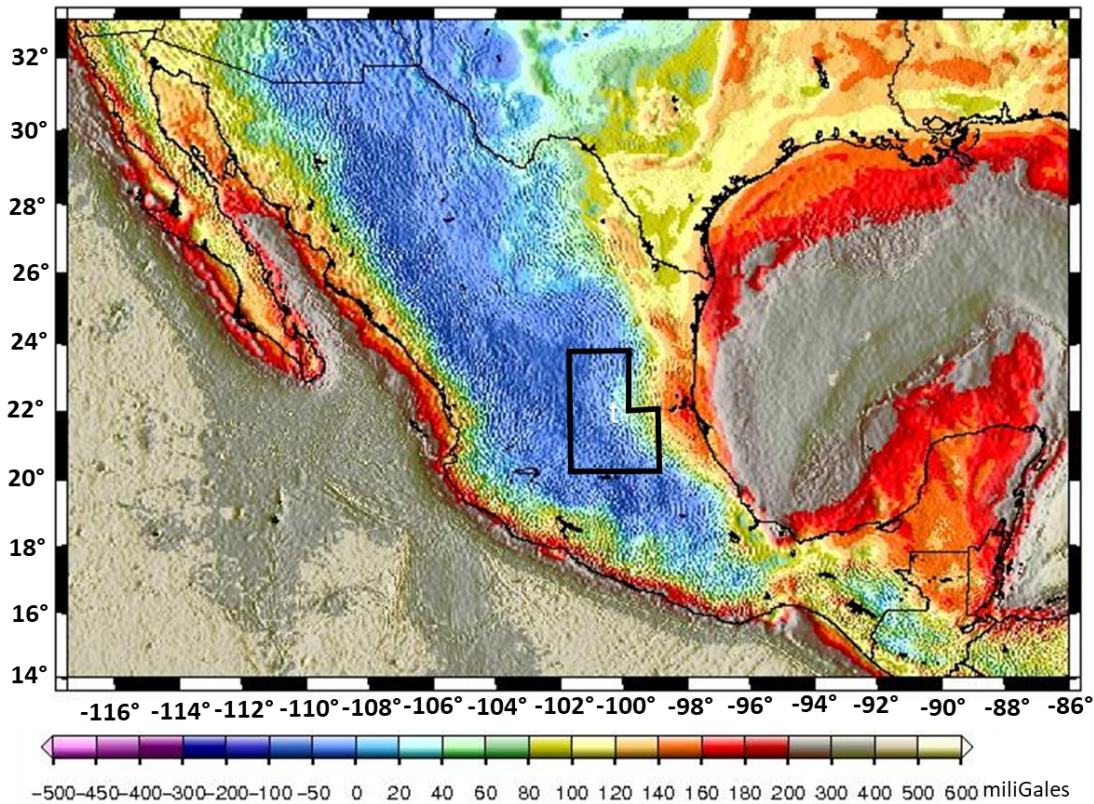


Figura 5.34 Mapa mundial gravimétrico para el área de México (Bonvalot et al., 2012). Los datos corresponden a la anomalía de Bouguer completa con una separación de 1° entre datos. La ubicación de la zona de estudio corresponde al polígono negro.

El SFTSMA cruza ambos dominios en la parte norte del área de estudio, desde Real de Catorce hasta San Luis Potosí. Por su parte, en el área sur, el dominio A1 cambia su orientación, de N-S a NE-SW. Esta inflexión coincide con el ensanchamiento del SFTSMA. De igual forma, la parte oeste del SFTSMA coincide con el límite entre el dominio B1 y B2. Otro elemento importante que se nota en el mapa de anomalía de Bouguer completa es que la localización del dominio A1 es muy similar al de la Plataforma Valles-San Luis, este punto será retomado más adelante.

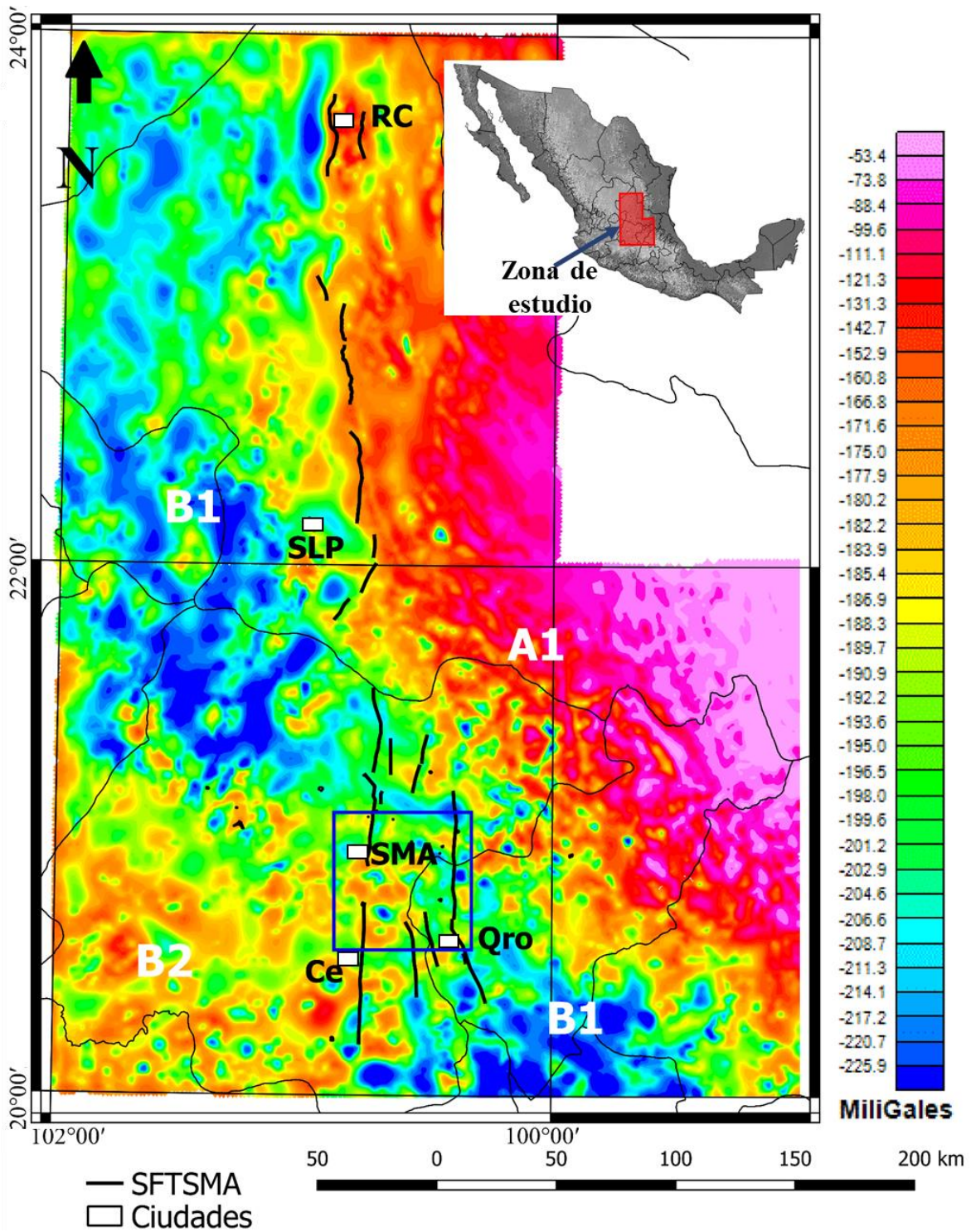


Figura 5.35 Mapa de Anomalía Bouguer completa. Se identifican al menos dos grandes dominios: A1 y B1, y una zona intermedia B2. El Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) limita ambos dominios en la parte norte del área de estudio. El recuadro azul indica la ubicación del mapa geológico-estructural del segmento sur (Figura 3.3). RCa, Real de Catorce; SLP, San Luis Potosí; SMA, San Miguel de Allende; Qro, Querétaro; Ce, Celaya.

#### 5.4.2 Anomalía Regional/local

La anomalía de Bouguer completa se puede separar en anomalía regional y residual, para ello se utiliza el espectro de potencia. El espectro de potencia se obtiene al cambiar del dominio de tiempo al de frecuencia, con ello se facilita identificar fuentes regionales y residuales. Con base al espectro se obtuvo que las fuentes regionales se encuentran a 23.3 km de profundidad y las fuentes residuales a 2.07 km (Figura 5.36).

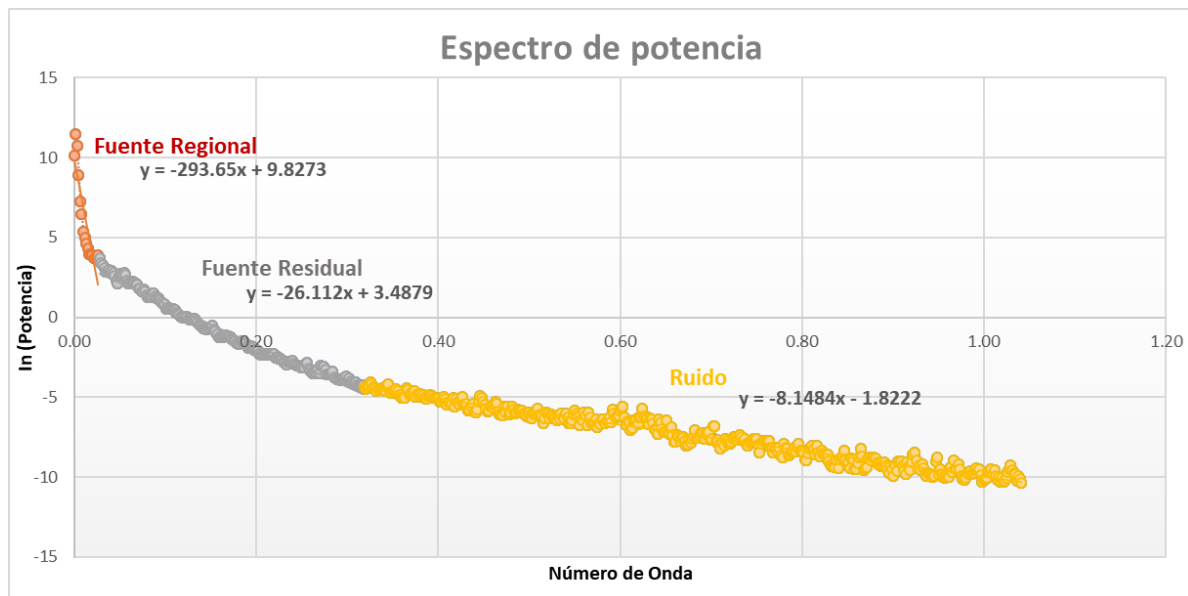


Figura 5.36 Espectro de potencia del área de estudio. La profundidad de las fuentes se determina a través de la pendiente de la recta de cada fuente. La fuente profunda se localiza a 23.3 km, la fuente residual está a 2.07 km y el ruido a 0.6 km.

Los filtros del programa Oasis Montaj eliminan las señales que no nos interesan. Debido a que este trabajo es de carácter regional, se utiliza únicamente fuentes regionales. Estas fuentes se localizan a más de 23 km de profundidad, a esta profundidad se observa el Abanico Potosino y la parte inferior del Terreno Guerrero en la Mesa Central (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014), así como el Complejo Oaxaqueño el de la Sierra Madre Oriental (Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2018).

De igual forma, se pueden ver contribuciones más someras si modificamos el nivel de observación del filtrado modificando el corte del número de onda en filtro regional/residual.

De esta forma se utiliza un número de onda de 0.02 para 35 km, un número de onda de 0.03 para 23 km, un número de onda de 0.04 para 15 km y un número de onda de 0.05 para 10 km (Figura 5.37). Al suavizar todas las contribuciones superficiales es más claro el contraste entre el dominio A1 y B1. Debido a que el contraste que existe entre A1 y B1 se mantiene a gran profundidad, se infiere que la diferencia entre ambos dominios corresponde a fuentes en sus basamentos.

Al conjuntar la anomalía de Bouguer regional con los mapas geológicos del Servicio Geológico Mexicano escala 1:250,000 (Figura 5.38) se puede observar lo siguiente:

- a) El dominio A1 va de -50 a -160.4 Miligales, el dominio B2 va de -164.3 a -203.8 Miligales, el dominio B1 va de -205 a -218.6 Miligales.
- b) Se pueden observar 3 orientaciones principales de lineamientos gravimétricos: hacia la parte norte del área de estudio dominan lineamientos con orientación N-S. Hacia el sur del graben Villa de Reyes se observan lineamientos NW-SE principalmente hacia la parte este entre los dominios A1-B2. La tercera orientación es aproximadamente E-W y se observa entre las ciudades de San Miguel de Allende, Querétaro y Celaya.
- c) Sobreponiendo las fallas geológicas, se puede notar la correlación que existe entre los lineamientos gravimétricos y algunos sistemas de fallas. Hacia la parte norte el SFTSMA coincide con el lineamiento que separa A1 de B1. El límite este del graben Villa de Reyes coincide con un límite gravimétrico. De igual forma el graben Villa de Reyes es perpendicular a los lineamientos gravimétricos NW-SE, que a su vez coinciden con

una familia de fallas con el mismo rumbo. De acuerdo con Nieto Samaniego *et al.* (2005) esta familia de fallas corresponde a la continuación al SE del Sistema de fallas San Luis-Tepehuanes. Los lineamientos gravimétricos con orientación aproximada E-W se podrían correlacionar con el sistema de fallas Chapala-Tula.

- d) La ubicación del dominio gravimétrico A1 se correlaciona con la posición de las rocas mesozoicas sedimentarias plegadas del Orógeno Mexicano. Sin embargo, también se localizan rocas volcánicas del terciario dentro de este dominio. Los valores más altos del dominio B2 se localizan al SW del área de estudio, donde afloran rocas volcánicas del Cuaternario como basaltos y areniscas, y del Mioceno como andesitas y basaltos. Además, en esta área se encuentra una gran cantidad de maares. En los valores medios del dominio B2 (color verde) se localizan afloramientos aislados del mesozoico, principalmente rocas sedimentarias. Hacia la parte norte el dominio B1 se localiza principalmente rellenos aluviales. En la parte sur en el dominio B1 afloran rocas volcánicas, principalmente riolitas y basaltos del Plioceno-Pleistoceno.

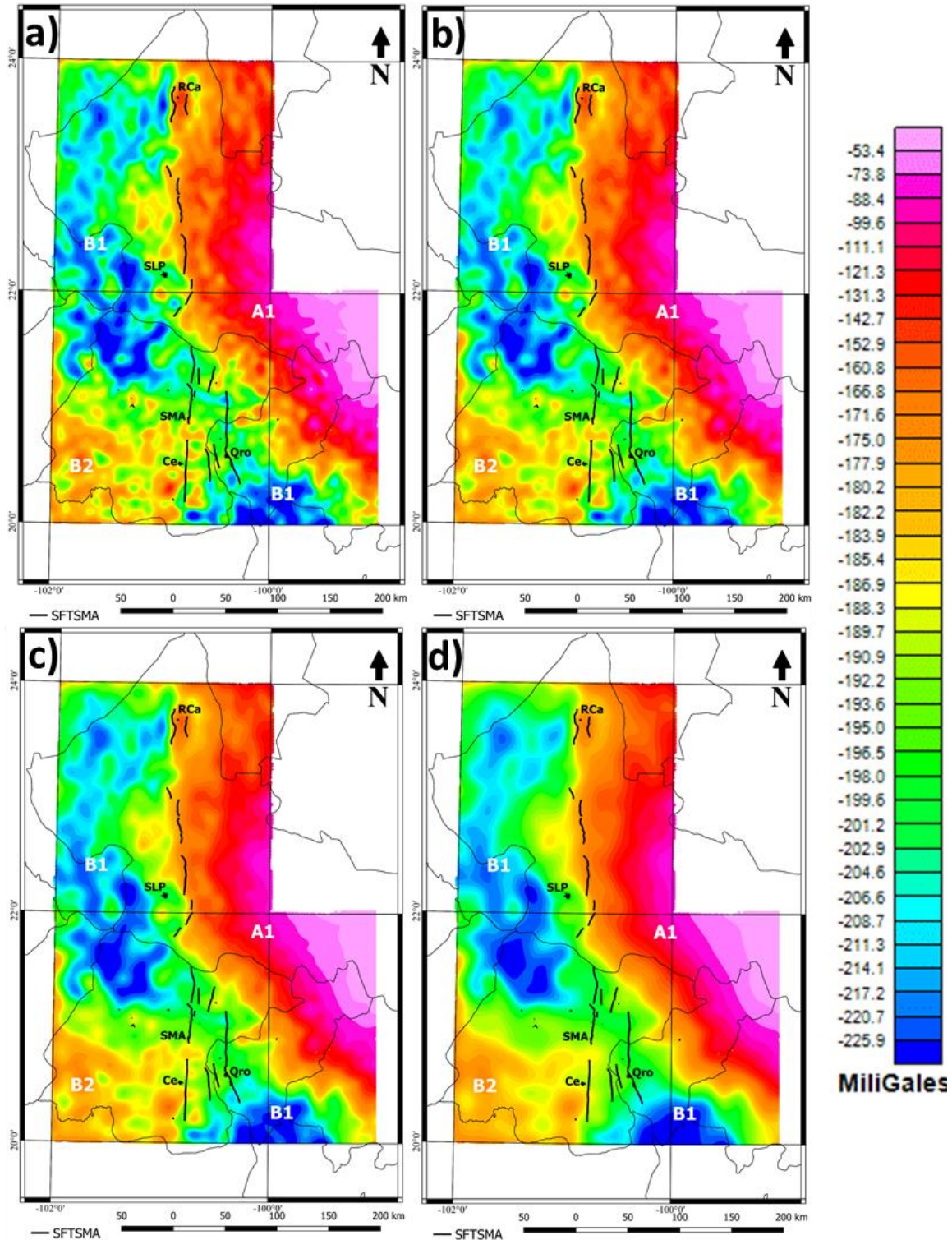


Figura 5.37 Mapas de anomalía regional modificando en corte del número de onda en el filtro regional/residual. a) número de onda 0.05 (10 km). b) número de onda 0.04 (15 km). c) número de onda 0.3 (23 km). d) número de onda 0.2 (35 km). Se pueden identificar al menos dos grandes dominios: A1 y B1, y una zona intermedia B2. El Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) limita ambos dominios en la parte norte del área de estudio. RCa, Real de Catorce; SLP, San Luis Potosí; SMA, San Miguel de Allende; Qro, Querétaro; Ce, Celaya.



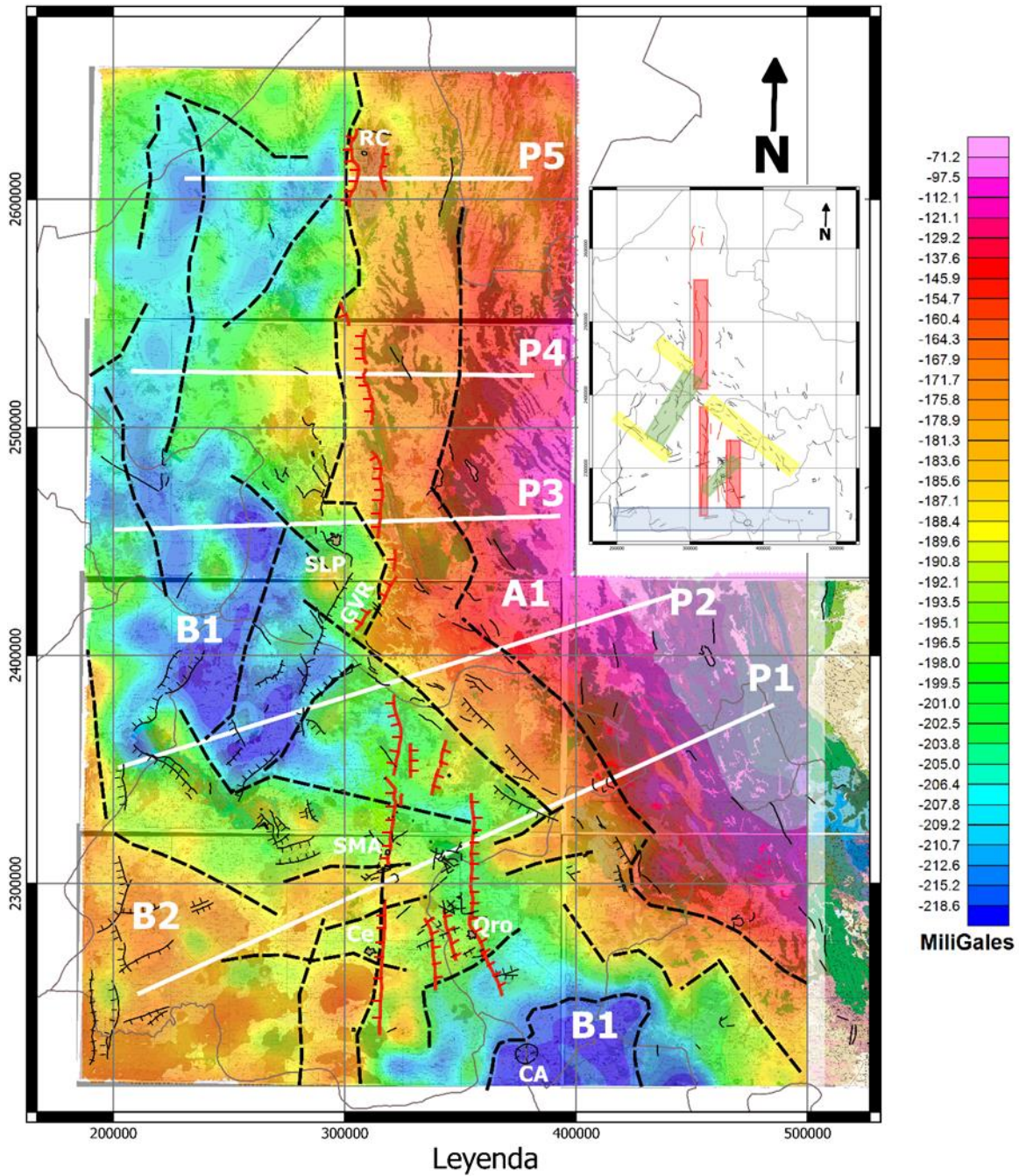


Figura 5.38 Mapa de anomalía de Bouguer regional-mapa geológico regional. Los dominios gravimétricos A1 y B1 muestran los valores gravimétricos máximos y mininos respectivamente del área de estudio, existe un valor gravimétrico intermedio B1. Los límites entre los dominios geofísicos coinciden con los sistemas de fallas: Taxco- San Miguel de Allende, San Luis-Tepehuanes, y Chapala-Tula. La ubicación de los perfiles gravimétricos está marcada de blanco. SFTSMA, Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende; RC, Real de Catorce; SLP, San Luis Potosí; SMA, San Miguel de Allende; Ce, Celaya; Qro, Querétaro; GVR, Graben Villa de Reyes; CA, Caldera de Amealco; P, perfil. En la figura superior derecha se observan marcados los sistemas de fallas: Taxco-San Miguel de Allende (rojo), San Luis-Tepehuanes (amarillo), Chapala-Tula (azul), así como el Graben Villa de Reyes (verde).

Los mapas de anomalía de Bouguer nos brindan información valiosa sobre la distribución espacial de los altos y bajos gravimétricos. Sin embargo, es necesario realizar perfiles gravimétricos para poder estudiar la geometría de las anomalías a profundidad.

#### 5.4.3 Perfiles gravimétricos

Los perfiles gravimétricos se realizaron a través del módulo GM-SYS del programa Oasis Montaj, este módulo está basado en el método de Talwani (Talwani *et al.*, 1959). El método de Talwani usa la información geológica recabada tanto de la bibliografía como de campo para delimitar la forma y profundidad de las anomalías modeladas.

Se elaboraron cinco perfiles gravimétricos que cortan de manera perpendicular a los dominios A1 y B1 (Figura 5.38). Los perfiles P5, P4 y P3 se localizan en la parte norte y cortan al SFTSMA de manera perpendicular (orientación W-E). Por su parte, los perfiles P2 y P1 cortan de manera oblicua al sistema de fallas (orientación SW-NE).

El perfil 1 (P1) tiene una longitud de 300 km (Figura 5.39). El poblado más cercano al SW del perfil es Pénjamo, Guanajuato, mientras que en el extremo NE el poblado más cercano es Villa Verde, Querétaro. Durante los primeros 70 km el perfil presenta una cota constante de poco más 1700 m, a partir del km 73 existen variaciones en la topografía con cotas máximas de 2700 m y mínimas de 640 m.

El perfil 2 (P2) tiene una longitud de 250 km (Figura 5.40). La parte más SW del perfil termina en la parte norte de León, Guanajuato. La parte más NW del perfil termina al oeste del poblado Canoas, San Luis Potosí. Con respecto a la topografía, las cotas máximas superan los 2600 m, mientras que las cotas mínimas son del orden de 900 m.

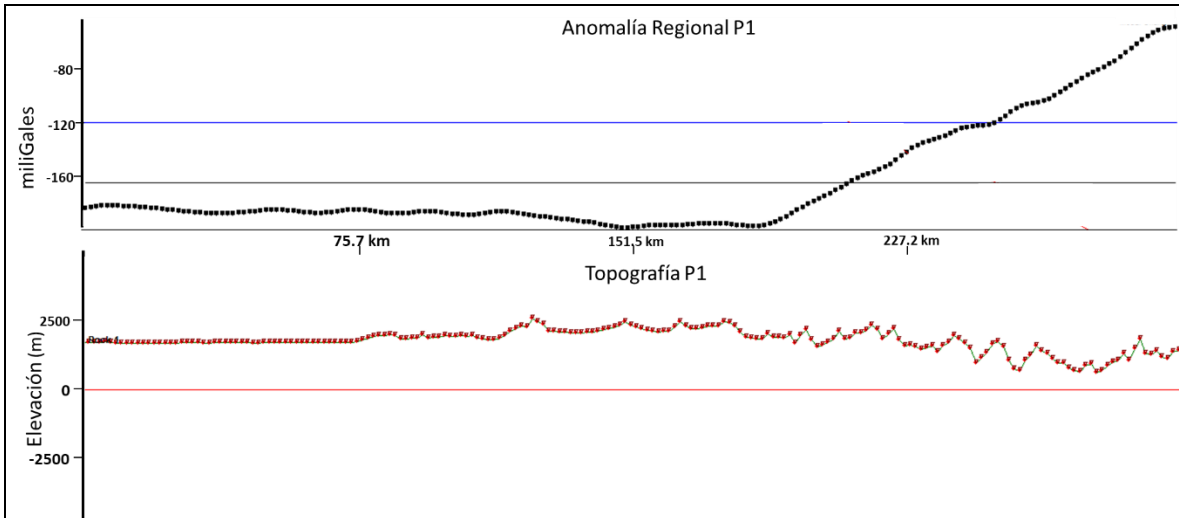


Figura 5.39 Perfiles de la anomalía regional P1 (arriba) y la topografía P1 (abajo). En el perfil de la anomalía regional (arriba) la línea punteada negra corresponde al valor calculado del modelo. En el perfil de la topografía (abajo) la línea punteada roja corresponde a la topografía del perfil y la línea roja continua corresponde al nivel medio del mar.

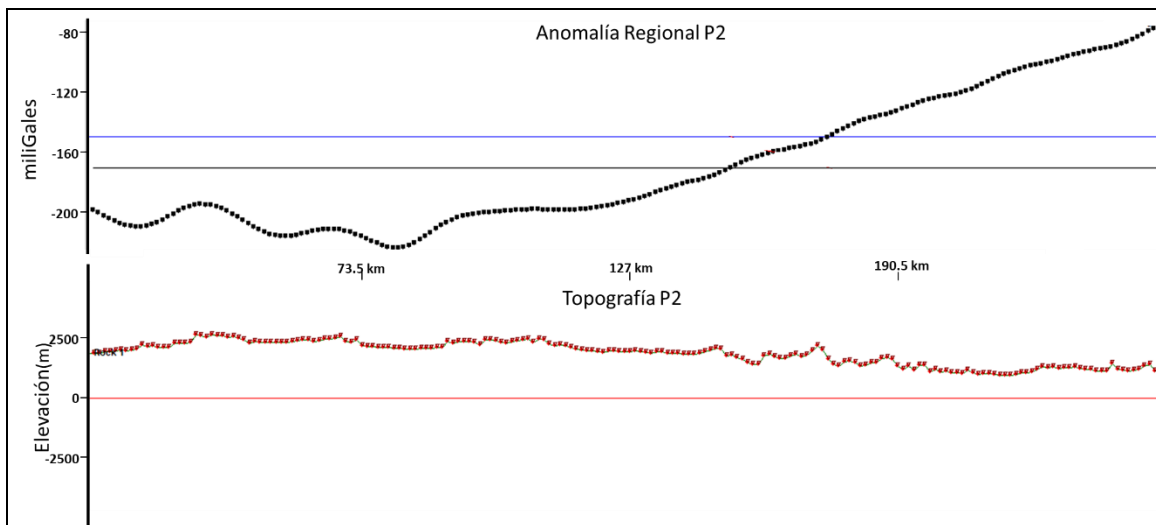


Figura 5.40 Perfiles de la anomalía regional P2 (arriba) y la topografía del perfil P1 (abajo). En el perfil de la anomalía regional (arriba) la línea punteada negra corresponde al valor calculado del modelo. En el perfil de la topografía (abajo) la línea punteada roja corresponde a la topografía del perfil y la línea roja continua corresponde al nivel medio del mar.

El perfil 3 (P3) tiene una longitud de 200 km (Figura 5.41). El poblado más cercano en la parte W del perfil corresponde a Villa García, Zacatecas. Mientras que en el extremo E del perfil el poblado más cercano es San Bartolo, San Luis Potosí. Con respecto a la topografía, las cotas máximas superan los 2400 m y descienden hasta los 1000 m en la parte este del perfil.

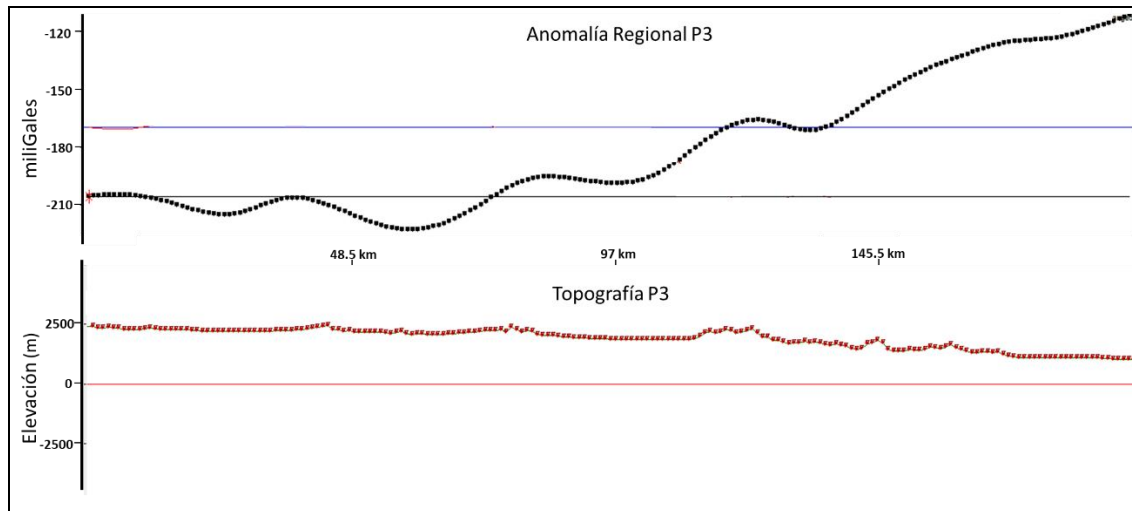


Figura 5.41 Perfiles de la anomalía regional P3 (arriba) y la topografía del perfil P3 (abajo). En el perfil de la anomalía regional (arriba) la línea punteada negra corresponde al valor calculado del modelo. En el perfil de la topografía (abajo) la línea punteada roja corresponde a la topografía del perfil y la línea roja continua corresponde al nivel medio del mar.

El perfil 4 (P4) tiene una longitud de 170 km (Figura 5.42). El poblado más cercano en la parte W del perfil corresponde al poblado de Pozo Blanco, San Luis Potosí. Mientras que en el extremo E el poblado más cercano del perfil corresponde a Negritas, San Luis Potosí. Las cotas máximas del perfil superan los 2300 m, mientras que las cotas mínimas son de alrededor de 1100 m.

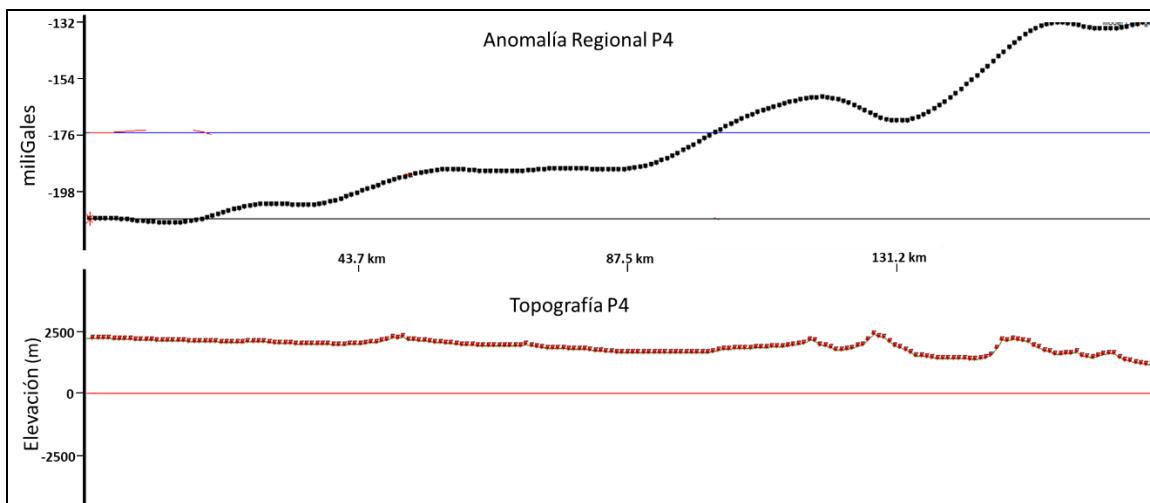


Figura 5.42 Perfiles de la anomalía regional P4 (arriba) y la topografía del perfil P4 (abajo). En el perfil de la anomalía regional (arriba) la línea punteada negra corresponde al valor calculado del modelo. En el perfil de la topografía (abajo) la línea punteada roja corresponde a la topografía del perfil y la línea roja continua corresponde al nivel medio del mar.

El perfil 5 (P5) tiene una longitud de 150 km (Figura 5.43). El poblado más cercano en el extremo W del perfil corresponde a Benito Juárez, Zacatecas. Mientras que al extremo E la población más cercana es Agua Dulce, Nuevo León. Las cotas máximas del perfil rondan los 2800 m y las mínimas 1800 m.

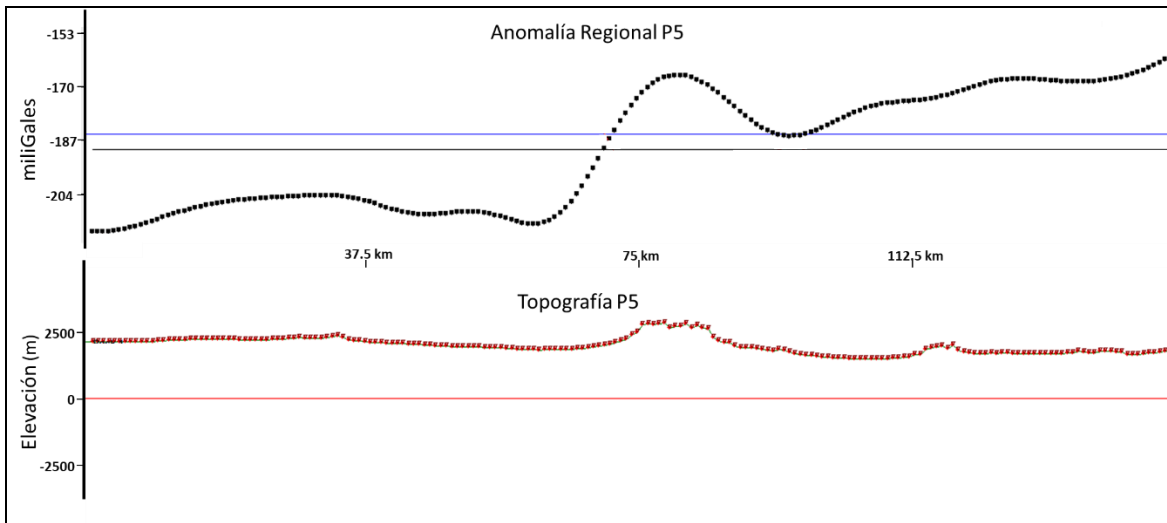


Figura 5.43 Perfiles de la anomalía regional P5 (arriba) y la topografía del perfil P5 (abajo). En el perfil de la anomalía regional (arriba) la línea punteada negra corresponde al valor calculado del modelo. En el perfil de la topografía (abajo) la línea punteada roja corresponde a la topografía del perfil y la línea roja continua corresponde al nivel medio del mar.

Para poder simplificar los modelos gravimétricos de los perfiles, varias formaciones geológicas fueron agrupadas en bloques gravimétricos que comparten densidades similares. Además, estos bloques presentan condiciones geológicas similares. Por ejemplo, todo el vulcanismo asociado a la formación de la FVTM se agrupa en un solo bloque gravimétrico. De igual forma todas las rocas sedimentarias mesozoicas fueron agrupadas en los bloques gravimétricos, de cuenca y plataforma. La Figura 5.44 muestra los diferentes bloques gravimétricos, los valores de densidad usados. Asimismo, se usaron los trabajos de Kerdan (1992), Nieto-Samaniego *et al.* (1999a; 2005), Fitz-Díaz *et al.* (2012), y Ortega-Gutiérrez *et al.* (2008; 2014) para delimitar la geometría de los modelos.















	Manto <sup>1</sup> 3.3 gr/cm <sup>3</sup>		U. Vulcanosedimentarias <sup>3</sup> 2.5 gr/cm <sup>3</sup>
	Corteza pre Mesozoica <sup>1</sup> 3 gr/cm <sup>3</sup>		Cuenca Mesozoica <sup>3</sup> 2.6 gr/cm <sup>3</sup>
	Abanico Potosino <sup>1</sup> 2.9 gr/cm <sup>3</sup>		Plataforma Mesozoica <sup>3</sup> 2.8 gr/cm <sup>3</sup>
	Guerrero Inferior <sup>1</sup> 2.85 gr/cm <sup>3</sup>		Sierra Madre Occidental <sup>1</sup> 2.65 gr/cm <sup>3</sup>
	Guerrero Medio <sup>1</sup> 2.75 gr/cm <sup>3</sup>		Faja Volcánica Transmexicana <sup>1</sup> 2.7 gr/cm <sup>3</sup>
	Guerrero Superior <sup>1</sup> 2.7 gr/cm <sup>3</sup>		Complejo El Chilar 2.7 <sup>3</sup> gr/cm <sup>3</sup>
	Gneiss Grenvilliano <sup>2</sup> 2.9 gr/cm <sup>3</sup>		Aluvión 2 <sup>2</sup> gr/cm <sup>3</sup>

Figura 5.44 Valores de densidad usados en los modelos gravimétricos. 1, Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014; 2, Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2008; 3, Ramón-Márquez, 2014.

**Perfil 1:** Este perfil atraviesa de SW a NE aparatos volcánicos de la FVTM, rocas volcánicas de la MC y rocas sedimentarias plegadas de la SMO<sub>r</sub> (Figura 5.45). El perfil P1 se localiza dentro de los dominios A1 y B2, muestra poca variación en los primeros 220 km del perfil. La variación oscila entre los -180 a -200 mGales en estos primeros km. Salvo en la Sierra de los Cuarzos y algunos afloramientos cerca de Juventino Rosas, Guanajuato, en toda esta parte del perfil afloran aparatos volcánicos de la FVTM. A partir del km 221 se incrementa el valor de la anomalía hasta alcanzar valores de -50 mGales. El incremento en los valores gravimétricos coincide en superficie con la litología de la SMO<sub>r</sub>.

Ortega-Gutiérrez *et al.* (2014) obtienen valores de densidad a partir de xenolitos del manto de los maeres de Valle de Santiago (20 km al sur de Salamanca, Figura 5.45). Estos datos se usaron como base en la parte SW del perfil gravimétrico. A los 33 km debajo del nivel medio del mar se localiza la cuña del manto metasomatizado (3.3 gr/cm<sup>3</sup>); de los 35 a los 30 km se localiza la corteza pre mesozoica, la corteza continental máfica más antigua (3.0 gr/cm<sup>3</sup>); de los 30 a los 23 km están los metasedimentos del Abanico Potosino en una corteza oceánica (2.9 gr/cm<sup>3</sup>); de los 23 a los 15 km se localiza la base

del Terreno Guerrero ( $2.85 \text{ gr/cm}^3$ ); de los 15 a los 7 km se ubica la parte media del Terreno Guerrero ( $2.75 \text{ gr/cm}^3$ ); de los 7 a los 3 km está la cima del Terreno Guerrero ( $2.7 \text{ gr/cm}^3$ ); de los 3 km al nivel medio del mar se localiza todo el vulcanismo de la Sierra Madre Occidental ( $2.65 \text{ gr/cm}^3$ ); en la parte más superficial se localiza el vulcanismo de la Faja Volcánica Transmexicana ( $2.7 \text{ gr/cm}^3$ ).

La geometría de la parte NE del perfil está basada en el trabajo de Fitz *et al.* (2012), estos autores realizan un perfil geológico paralelo a P1 sobre toda la SMO a 42 km al SE de P1. Sobre el manto se localiza el gneiss grenvilliano asociado al microcontinente Oaxaquia ( $2.9 \text{ gr/cm}^3$ ). A los 7 km de profundidad se localizan las Unidades Vulcanosedimentarias ( $2.5 \text{ gr/cm}^3$ ). En la parte más occidental de la Sierra Madre Oriental (SMOr) se localiza el Complejo el Chilar que corresponde a un *mélange* tectónico muy deformado ( $2.7 \text{ gr/cm}^3$ ) que casi aflora dentro del perfil. Al oriente del Complejo el Chilar se tiene la alternancia entre cuencas ( $2.6 \text{ gr/cm}^3$ ) y plataformas ( $2.8 \text{ gr/cm}^3$ ) mesozoicas.

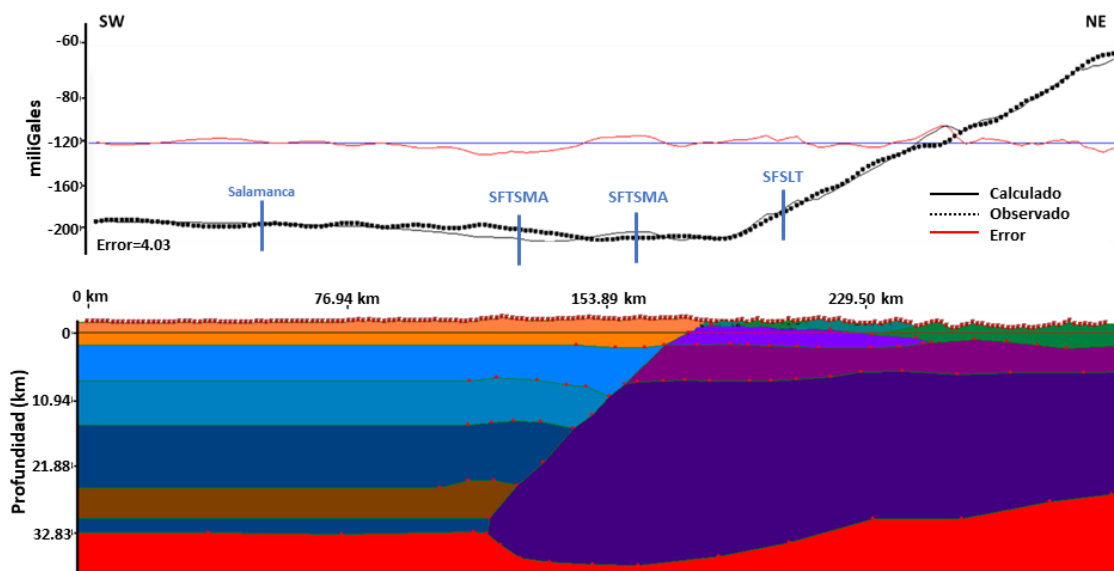


Figura 5.45 Perfil gravimétrico 1. La localización del perfil se muestra en la Figura 5.38. Los valores de densidad se encuentran en la Figura 5.44. La geometría del perfil está basada en los trabajos de Ortega-Gutiérrez *et al.* (2014) y Fitz-Díaz *et al.* (2012). De azul se marcan las principales ciudades y estructuras geológicas que pasan por el perfil. SFTSMA, Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende; SFSLT, Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes.

Tanto el trabajo de Kerdan (1992), como los de Nieto-Samaniego *et al.* (1999; 2005) coinciden que el espesor de la corteza varía de 30-33 km en la Mesa Central (MC) a 37 km en la SMOr. En P1 se observa el cambio de los espesores entre la MC y SMOr asociado al incremento del valor de la anomalía gravimétrica. La inflexión que marca el aumento de la anomalía gravimétrica está a los 220 km, este punto de inflexión coincide con el límite este del SFTSMA. Asimismo, las variaciones en la geometría y los espesores de las diferentes unidades es producto de la acreción de las unidades oceánicas (Terreno Guerrero) con las continentales (gneiss grenvilliano).

**Perfil 2:** Este perfil atraviesa de SW a NE los dominios B1 y A1, en los primeros 110 km la variación de la anomalía oscila de -225 a -195 mGales (Figura 5.46). A partir de los 110 km se incrementa el valor de la anomalía hasta llegar a -80 mGales. El incremento en los valores de la anomalía gravimétrica coincide en superficie con la litología de la SMOr. El espesor de la corteza varía entre la MC y la SMOr, esta variación se localiza en el punto de inflexión del perfil gravimétrico y coincide con la ubicación en superficie de la parte este del SFTSMA.

En la parte occidental del perfil se observa un incremento del valor de la gravedad, por ello, en el modelo se expone en superficie la cima del Terreno Guerrero. Dicha anomalía coincide con los afloramientos de rocas jurásicas en el área de Guanajuato. A diferencia del Perfil 1, en la parte occidental del Perfil 2 ya no se contempla la litología cenozoica de la FVTM, solo se contempla a la litología de la SMOc así como relleno aluvial. El relleno aluvial fue modelado para modelar los bajos gravimétricos.

Para la parte oriental de perfil ya no se contempla la litología del Complejo el Chilar ni las cuencas mesozoicas. En su lugar sólo se considera a las plataformas mesozoicas, que corresponde principalmente a la Plataforma Valles-San Luis Potosí.



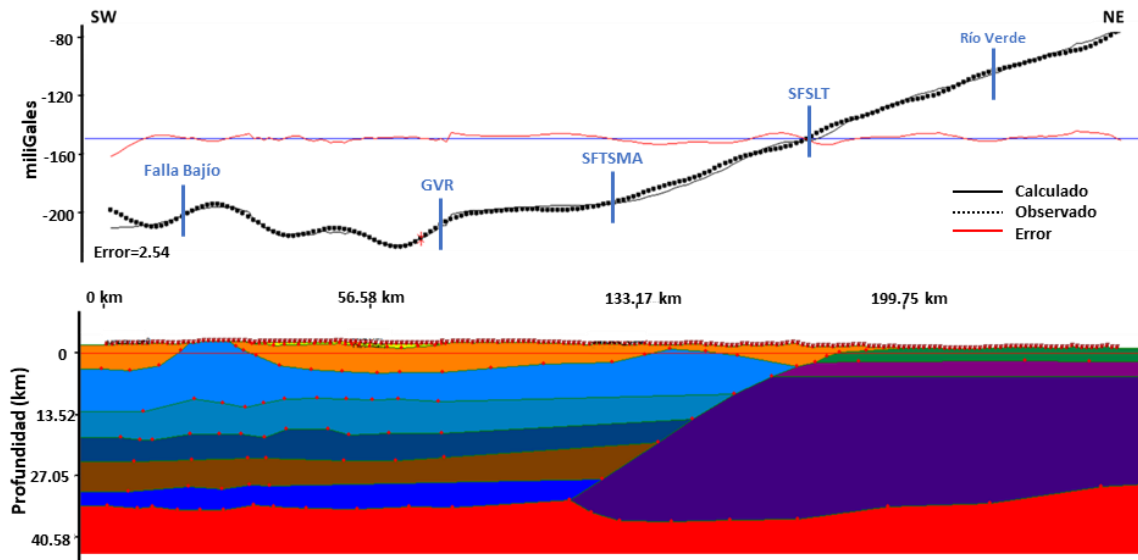


Figura 5.46 Perfil gravimétrico 2. La localización del perfil se muestra en la Figura 5.38. Los valores de densidad se encuentran en la Figura 5.44. La geometría del perfil está basada en los trabajos de Ortega-Gutiérrez *et al.* (2014) y Fitz-Díaz *et al.* (2012). De azul se marcan las principales ciudades y estructuras geológicas que pasan por el perfil. GVR, Graben Villa de Reyes; SFTSMA, Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende; SFSLT, Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes.

**Perfil 3:** Este perfil atraviesa de W a E los dominios B1 y A1, en los primeros 100 km la variación de la anomalía oscila entre los -190 y -220 mGales (Figura 5.47). A partir de los 110 km el valor de la anomalía se incrementa hasta los -80 mGales. El espesor de la corteza varía en la transición entre la MC y la SMOr. La variación se localiza en el punto de inflexión del perfil gravimétrico y coincide con la ubicación en superficie de la parte este del SFTSMA. Sin embargo, la colisión del Terreno Guerrero con el núcleo continental se localiza más hacia el occidente del perfil.

Las principales diferencias del Perfil 3 con respecto a los dos primeros perfiles se observan en superficie. Sólo en la parte más oriental se observa la litología de la SMOr, mientras que en la parte central afloran rocas de cuenca mesozoicas. Esta litología podría corresponder a la descrita por Carrillo-Bravo (1971) como la Cuenca Mesozoica del Centro de México. De igual forma como en el Perfil 2, los bajos gravimétricos están asociados a rellenos aluviales. Asimismo, las variaciones en la geometría y los espesores

de las diferentes unidades son producto de la acreción de las unidades oceánicas (Terreno Guerrero) con las unidades continentales (gneiss grenvilliano). Para la parte oriental del perfil sobre la SMOr afloran plataformas mesozoicas, asociadas a la Plataforma Valles-San Luis Potosí, que se refleja en altos gravimétricos dentro del perfil.

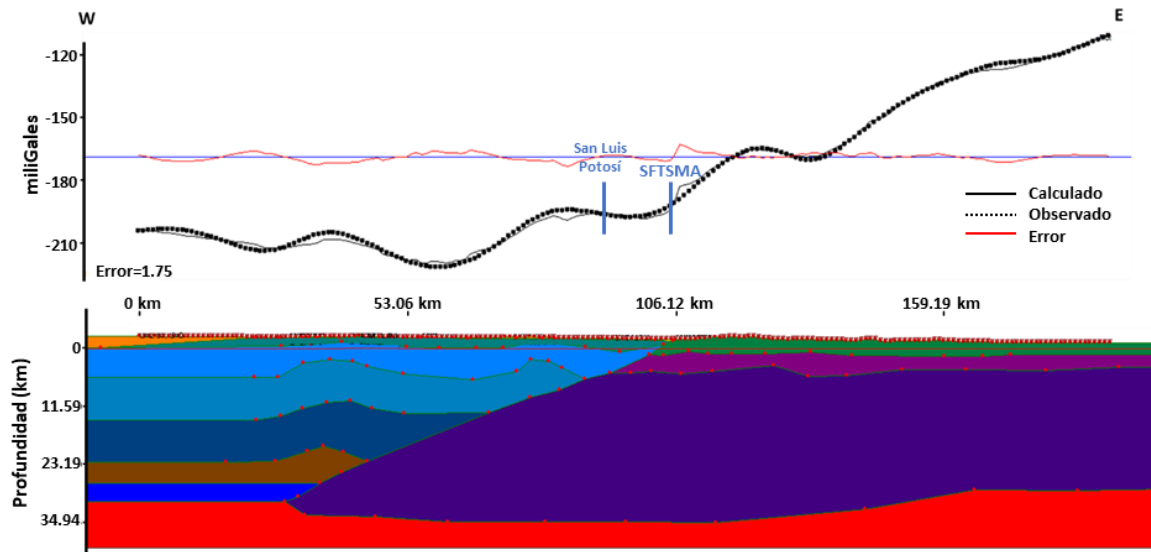


Figura 5.47 Perfil gravimétrico 3. La localización del perfil se muestra en la Figura 5.38. Los valores de densidad se encuentran en la Figura 5.44. La geometría del perfil está basada en los trabajos de Ortega-Gutiérrez *et al.* (2014), Fitz-Díaz *et al.* (2012) y Kerdan (1992). De azul se marcan las principales ciudades y estructuras geológicas que pasan por el perfil. SFTSMA, Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende

**Perfil 4:** Este perfil atraviesa de W a E los dominios B1 y A1, presenta un incremento gradual de W a E pasando de -210 mGales en la parte occidental del perfil, hasta los -132 mGales en la parte oriental del perfil (Figura 5.48). Si bien de W a E el incremento en el valor de la gravedad es aproximadamente constante, a partir del km 90 hay más variaciones y el incremento se hace mayor. Estas variaciones coinciden con el cambio entre las cuencas y plataformas mesozoicas. El espesor de la corteza varía en la MC y la SMOr, sin embargo, a diferencia de los demás perfiles, el Perfil 4 muestra este cambio más hacia el occidente.

Sobre la superficie, en la parte más oriental del perfil aflora la litología de la SMOr. Hacia la parte central de perfil se observan litología de cuencas mesozoicas, posiblemente

asociadas a la Cuenca Mesozoica del Centro de México. En la parte occidental del perfil se encuentra litología de plataformas mesozoicas posiblemente asociadas a la Cuenca Mesozoica del Centro de México.

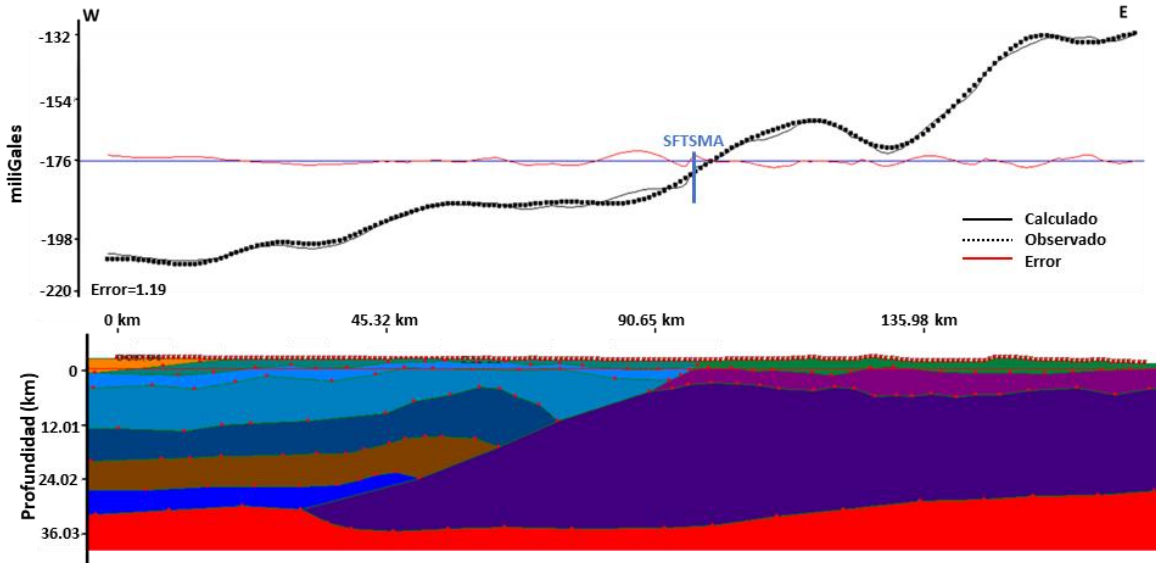


Figura 5.48 Perfil gravimétrico 4. La localización del perfil se muestra en la Figura 5.38. Los valores de densidad se encuentran en la Figura 5.44. La geometría del perfil está basada en los trabajos de Ortega-Gutiérrez *et al.* (2014), Fitz-Díaz *et al.* (2012) y Kerdan (1992). De azul se marcan las estructuras geológicas que pasan por el perfil. SFTSMA, Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende.

A profundidad, cerca de la zona de acreción entre las unidades oceánicas y continentales se puede observar que el Abanico Potosino y el Terreno Guerrero se pliegan. Este plegamiento permite que la cima del Terreno Guerrero se levante lo que facilita que en algunas zonas puntuales pueda aflorar. Dentro de la Sierra de Charcas aflora litología triásica, pero no aflora el Terreno Guerrero (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). No obstante, si aflora hacia Santo Domingo, San Luis Potosí (70 km al NW de la Sierra de Charcas).

**Perfil 5:** Este perfil atraviesa de W a E los dominios B1 y A1, este perfil presenta un cambio muy abrupto en el valor de la gravedad aproximadamente en el km 60. Cambia de valores que oscilan entre -215 mGales y -205 mGales en la parte occidental, a valores -170 mGales y -160 mGales en la parte oriental de perfil (Figura 5.49). Se utilizaron los

valores de densidad y espesores propuestos por Ortega-Gutiérrez *et al.* (2014), Nieto-Samaniego *et al.*, (1999a), Fitz *et al.* (2012) y Kerdan (1992).

En superficie en la parte occidental de perfil ya no se observa litología de la SMOc y sólo afloran litologías de cuencas mesozoicas, posiblemente asociadas a la Cuenca Mesozoica del Centro de México. Para la parte oriental del perfil sólo aflora litología de plataformas mesozoicas, posiblemente asociada a la Plataforma Valles-San Luis.

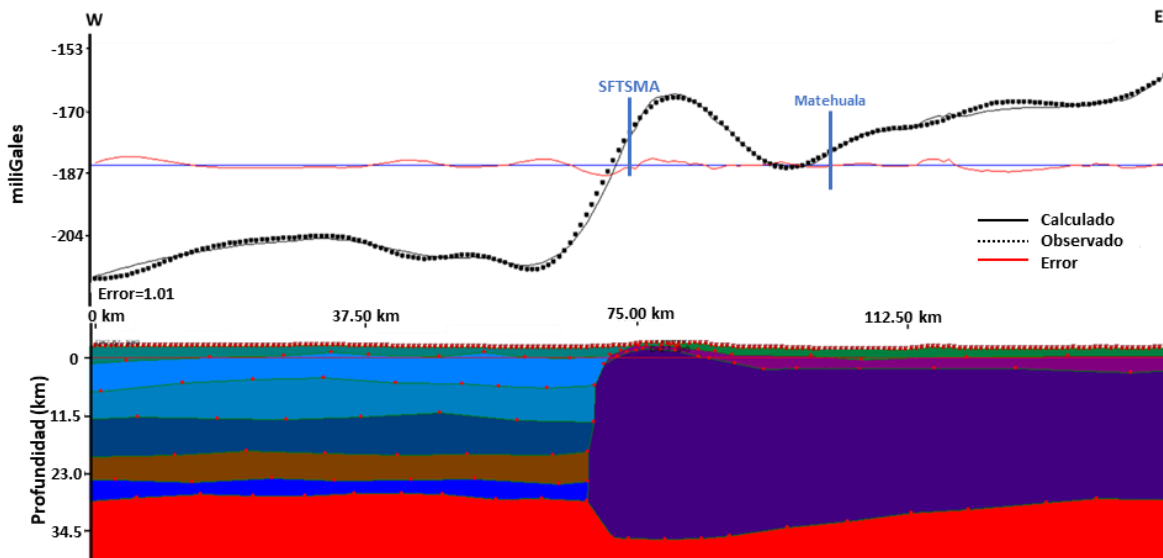


Figura 5.49 Perfil gravimétrico 5. La localización del perfil se muestra en la Figura 5.38. Los valores de densidad se encuentran en la Figura 5.44. La geometría del perfil está basada en los trabajos de Ortega-Gutiérrez *et al.* (2014), Fitz-Díaz *et al.* (2012) y Kerdan (1992). De azul se marcan las principales ciudades y estructuras geológicas que pasan por el perfil. SFTSMA, Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende.

La parte central del perfil se observa el incremento abrupto del valor de la gravedad. Este incremento coincide con el límite del anticlinal de Los Catorce (Figura 3.5) y el límite norte del Sistema de Fallas Catorce-San Miguel de Allende (Figura 3.1) en la Sierra de Catorce. De acuerdo con la geometría de la Sierra de Catorce en algunos puntos se exhume (sin llegar a aflorar) el basamento grenvilliano (Barboza-Gudiño *et al.*, 2012; 2004) y por ello dentro del modelo esta unidad está casi a nivel de superficie. No obstante, dentro del modelo a pesar de que se exhume el basamento, su geometría no logra cubrir el cambio abrupto de la anomalía. Es por ello, que la geometría de la colisión entre el Terreno

Guerrero y en el núcleo continental debe cambiar para que el valor calculado y observado tengan el menor error posible. De esta forma, a diferencia de que en los demás perfiles la colisión tenía una pendiente de leve a moderada en el perfil 5 cambia a prácticamente vertical. Este punto será retomado en la discusión en el siguiente capítulo.

## 6. Discusión

### 6.1 Edad de las unidades Cretácicas

De las cuatro zonas de estudio sólo en Mineral de Pozos y Sierra de los Cuarzos existen fechamientos geocronológicos reportados (Palacios-García, 2013, Palacios-García y Martini, 2014; Ortega-Flores *et al.*, 2014; Ortega-Flores, 2017; Juárez-Arriaga *et al.*, 2019). En el área de Mineral de Pozos, Ortega-Flores *et al.* (2014) obtienen una edad máxima de depósito de  $91.6 \pm 0.5$  Ma a partir de granos de circón detrítico derivados de una muestra colectada en la cima de una arenisca de la formación arenisca Mineral de Pozos. Por su parte, Juárez-Arriaga *et al.* (2019) obtuvieron edades máximas de depósito de  $96 \pm 1$  Ma y  $94 \pm 1$  Ma en dos muestras de esta misma unidad. Por lo que su edad de depósito se constriñe entre el Cenomaniano y Turoniano. En el área Sierra de los Cuarzos Palacios-García (2013) y, Palacios-García y Martini (2014) obtuvieron edades máximas de depósito de  $226.3 \pm 3.8$  Ma y  $155.9 \pm 1.4$  Ma en la formación Sierra de los Cuarzos. Además, obtuvieron edades máximas de depósito de  $133.6 \pm 1.1$  Ma y  $127. \pm 0.8$  Ma en la formación Pelones. Asimismo, Martini *et al.* (2016) obtuvieron edades paleontológicas en la Formación Española, lo que permitió constreñir la edad de esta unidad al Cenomaniano tardío-Turoniano temprano. En el área de San Miguel de Allende no hay reportes de fechamiento geocronológico, sin embargo, fuera del área de estudio al norte de León Guanajuato Chiodi *et al.* (1988) identifican dentro de la Caliza La Perlita, fósiles de amonitas del género *Moutonithyris*. Estos fósiles permitieron obtener una edad paleontológica del Albiano tardío (Chiodi *et al.*, 1988; Ortiz-Hernández *et al.*, 1992).

De acuerdo con las edades U-Pb obtenidas en granos de circón detrítico, las areniscas de la Unidad Vulcanosedimentaria del área de San Miguel de Allende (SMA-01) y Juriquilla (LN-01) son del Albiano ( $110.70 \pm 0.93$  Ma y  $110.66 \pm 1.59$  Ma respectivamente). A pesar de que no se tiene bien establecido si las muestras fueron tomadas de la cima o de la

base de la secuencia, por principio de superposición la unidad calcárea que sobreyace a la unidad vulcanosedimentaria es más joven (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999b; Ortiz-Hernández *et al.*, 2002). De esta forma, mientras que la Unidad Vulcanosedimentaria se le asigna una edad del Albiano, a la Unidad Calcárea se le podría asignar una edad menor del Albiano, incluso posiblemente del Albiano-Cenomaniano (Figura 5.6), ya que tanto a la Formación Española y la Caliza La Perlita sus edades son constreñidas a finales del Albiano y principios del Cenomaniano, formaciones con características similares a la Unidad Calcárea.

Las edades U-Pb obtenidas en San Miguel de Allende (SMA-01) y Juriquilla (LN-01) concuerdan con las edades paleontológicas reportadas por varios autores (Chiodi *et al.*, 1988, Quintero-Legorreta, 1992; Ortiz-Hernández *et al.*, 2003). Estos fechamientos limitan la edad del evento de deformación que afectó a dichas rocas. Ya que la edad máxima de depósito es ca. 110 Ma, el evento de deformación tiene que ser más joven. El trabajo de Martini *et al* (2013) respalda esta idea, estos autores documentan la deformación en unidades más antiguas (Intrusivo Tuna Manza, Formación El Paxtle, Formación Cuestecita, Formación Arperos, Formación Esperanza, Formación Valenciana) a la Caliza La Perlita en el área de Guanajuato, identifican que la deformación previa al depósito de la Caliza La Perlita (previa a los 113 Ma) corresponde a la acreción del Terreno Guerrero. Posterior al depósito de la Caliza La Perlita ocurrió un evento contractivo diferente del Cretácico Tardío-Paleoceno (Martini *et al.*, 2013). Debido a que la edad máxima de depósito de las unidades mesozoicas en San Miguel de Allende y Juriquilla es más joven, no existe una relación con la acreción del terreno Guerrero. Ya que la acreción del Terreno Guerrero es previa al depósito de la Unidad Vulcanosedimentaria y la Unidad Calcárea.

Al comparar las gráficas de la distribución de las edades de Sierra de los Cuarzos (muestra SC-01, obtenida en este trabajo y; muestra SQT-05, obtenida por Palacios-García, 2013) los picos de edades de los últimos 200 millones de años son muy similares (Figura 5.5). El pico máximo de edad se presenta a los 140 Ma en ambas muestras, sin embargo, el pico más joven corresponde a 99 Ma para la muestra SC-01 y 128 Ma para la muestra SQT-05. La diferencia de edades podría deberse a la parte de la columna donde se tomó la muestra (Figura 5.6). Ya que ambas muestras se tomaron en la misma unidad, se podría suponer que la muestra SQT-05 fue colectada de un horizonte más basal al de la muestra SC-01. De acuerdo con lo reportado por Palacios-García (2013) la arenisca donde se colectó la muestra se formó por inestabilidad del talud. Esto implica que los granos de circón pudieron provenir de diferentes fuentes y la edad de estas fuentes pueda variar, por lo que la muestra SC-01 pudo contener una fuente adicional más joven que las presentes en la muestra SQT-05.

Por su parte, las edades máximas de depósito reportadas en Mineral por Pozos son  $91.6 \pm 0.5$  Ma, (Ortega-Flores *et al.*, 2014),  $96 \pm 1$  Ma y  $94 \pm 1$  Ma (Juárez-Arriaga *et al.*, 2019). Mientras que la edad obtenida de la muestra MP-01 es de  $98.46 \pm 1.08$  Ma. La diferencia en las edades podría corresponder al sitio de muestreo y con ello al nivel estratigráfico de la muestra, ya que la muestra MP-6 colectada por Ortega-Flores *et al.* (2014) se localiza aproximadamente 5 km al SE del poblado de Mineral de Pozos (Figura 2b en Ortega-Flores *et al.*, 2014), mientras que la muestra MP-01 colectada en este trabajo se localiza a 4 km al W del mismo poblado. Las muestras colectadas por Juárez-Arriaga *et al.* (2019) también se colectaron al W del poblado, a menos de 1 km de distancia de la muestra MP-01, por lo que las edades son muy similares entre sí.

Para las áreas de San Miguel de Allende y Juriquilla no existen fechamientos de deformación en rocas mesozoicas. Sin embargo, en el área de Sierra de los Cuarzos sí



existen fechamientos de deformación (Martini *et al.*, 2016). Así mismo, para el área de Mineral de Pozos existen edades de enfriamiento (Juárez-Arriaga *et al.*, 2019). Estas edades nos pueden ayudar a delimitar el evento de deformación que afectó a las unidades mesozoicas del área de estudio. Martini *et al.* (2016) realizan el fechamiento de deformación por K-Ar realizadas en micas blancas en rocas del Cretácico Inferior dentro de la Sierra de los Cuarzos. El fechamiento se realizó en el contacto cizallado entre la formación Pelones y Española. Sus resultados sugieren que la edad de la deformación varía entre 82 y 79 Ma (Martini *et al.*, 2016). Adicionalmente en el área de Mineral de Pozos se han reportado edades de enfriamiento ZHe en un intervalo de 66 Ma a 55 Ma (Juárez-Arriaga *et al.*, 2019). Adicionalmente, en áreas adyacentes a la zona de estudio también existen edades de deformación. Hacia la parte occidental del área de estudio en el área de Guanajuato, Martini *et al.* (2013) limitan la edad de la acreción del Terreno Guerrero al Aptiano tardío. Hacia la parte oriental del área de estudio en el área de Tolimán, Fitz-Díaz *et al.* (2014) logran fechar la deformación en 84 Ma mediante el fechamiento Ar/Ar en illitas. Por su parte, Garduño-Martínez *et al.* (2015) documenta mediante el fechamiento K-Ar en illitas la deformación en la cabalgadura El Doctor. Estos autores identifican que la activación de la cabalgadura ocurrió entre los 80 a 75 Ma, además pudieron identificar al menos una reactivación de la zona de falla entre 50-40 Ma. Un trabajo más reciente de Guerrero-Paz *et al.* (2020) muestra edades de enfriamiento mediante trazas de fisión en el área de Tolimán. Los resultados de estos autores muestran un rango de edad de 84 Ma a 52 Ma.

Aunque no existen datos de edades de deformación en las zonas de Juriquilla o San Miguel de Allende, las edades máximas de depósito permiten establecer un límite en la edad de deformación, esta no puede ser superior a 110 Ma. Por lo que este evento no es producto de la acreción de Terreno Guerrero, probablemente este evento de deformación

ocurrió durante el Cretácico Tardío. Esto es coherente con lo reportado por Martini *et al.* (2016), estos autores identifican dos eventos contractivos en el centro de México durante el Cretácico (Figura 3 en Martini *et al.*, 2016), siendo el segundo evento el que podría estar asociado a la deformación observada en San Miguel de Allende y Juriquilla. Un punto adicional que puede apoyar esta hipótesis recae en la dirección de transporte tectónico en la Sierra de los Cuarzos que es similar a la de San Miguel de Allende y Juriquilla reportada en este trabajo. La dirección de transporte podría ser un elemento que correlacione los eventos de deformación en estas tres zonas. Es recomendable obtener la edad de deformación de las unidades cretácicas de San Miguel de Allende y Juriquilla, para diferenciar si la deformación pertenece al evento reportado de hace ~80 Ma, al evento del Paleoceno o a ambos.

## 6.2 Dirección del transporte tectónico

### 6.2.1 Dirección del transporte tectónico dentro y fuera del SFTSMA

La dirección de transporte tectónico que se observa dentro del área de estudio presenta diferencias con lo reportado dentro del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (e.g. Fitz-Díaz *et al.*, 2012; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018; 2019). Debido a ello, dentro de este apartado se discutirán las diferencias de la dirección del transporte tectónico dentro del área de estudio, específicamente en la parte donde tiene su máxima anchura el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA, Alaníz-Álvarez *et al.*, 2001; 2005), con respecto a la parte oriental y occidental de este sistema de fallas. Para ello se retoma la Figura 3.1 donde se muestra el límite entre la MC y SMO<sub>r</sub>, el SFTSMA. A su vez, este sistema de fallas es dividido en dos sectores, al sur el Sistema de Fallas San Miguel de Allende-Querétaro (SFSMAQ) y al norte el Sistema de Fallas Catorce-San Miguel de Allende (SFCSMA). El estudio de la dirección del transporte técnico se centró en el SFSMAQ donde existen varios afloramientos mesozoicos.

Los afloramientos más al sur del SFSMAQ corresponden a los de la zona Juriquilla. En estos afloramientos se observa que el echado de las fallas inversas sugiere una dirección de transporte tectónico al W. Mientras que la inclinación del plano axial de la antiforma documentada presentan una dirección del transporte tectónico al WSW. Con ello existe una variación de la dirección de transporte tectónico para los afloramientos de Juriquilla de W al WSW.

Para la zona San Miguel de Allende las fallas inversas y la estratificación muestran una dirección de transporte tectónico al SW. Además, el pliegue construido en la sección B-B' (Figura 5.12) presenta una vergencia hacia el SW indicando un transporte tectónico al SW. Por su parte, los paleotensores calculados a partir de las estrías medidas presentan orientaciones un poco diferentes (Figura 5.12). Los paleotensores presentan orientaciones NNE-SSW en la parte central de San Miguel de Allende (Paleotensor 2, Figura 5.12; esfuerzo máximo compresivo con echado/dirección de echado de  $02^{\circ}/197^{\circ}$ ), y ENE-WSW en la parte sur de San Miguel de Allende (Paleotensor 3, Figura 5.12; esfuerzo máximo compresivo con echado/dirección de echado de  $06^{\circ}/254^{\circ}$ ). De esta forma para el área San Miguel de Allende la dirección de transporte tectónico es hacia el SW, mientras que la orientación de los paleotensores varían de NNE-SSW a ENE-WSW.

Para la zona Sierra de los Cuarzos, las fallas inversas presentan una dirección de transporte al SW, mientras que los paleotensores presentan orientaciones NNE-SSW (Paleotensor 1, Figura 5.16; esfuerzo máximo compresivo con echado/dirección de echado de  $05^{\circ}/205^{\circ}$ ), y NE-SW (Paleotensor 2, Figura 5.16; esfuerzo máximo compresivo con echado/dirección de echado de  $24^{\circ}/232^{\circ}$ ). Sin embargo, de acuerdo con Gámez-Ordaz y Ávila-Ramos (2017) la cabalgadura Encino Rizudo presenta una dirección de transporte hacia el SE. La cabalgadura Encino Rizudo es una de las estructuras contractivas más grandes del área de estudio, debido a que esta cabalgadura sólo afecta

a las rocas más antiguas de la Unidad Vulcanosedimentaria se podría suponer que corresponde a un evento tectónico más antiguo al que se observa en Juriquilla y San Miguel de Allende. El hecho de que en la Unidad Calcárea no se observan evidencias de deformación contractiva con una dirección de transporte al SE también sugiere que este evento es más antiguo, ya que sólo se observan en las rocas mesozoicas más antiguas.

En la zona Mineral de Pozos se observa que el contacto entre las unidades mesozoicas corresponde a una zona de cabalgadura. De acuerdo con la inclinación de las fallas inversas la dirección de transporte dominante es hacia el E (Figura 5.20). Por su parte el paleotensor calculado en Mineral de Pozos presenta una orientación NNW-SSE (Figura 5.20; esfuerzo máximo compresivo con echado/dirección de echado de  $5^{\circ}/335^{\circ}$ ) Si bien, los datos estructurales de las fallas inversas presentan una dirección de echado principal al E, también se han observado fallas con dirección de echado al W (Figura 5.23). De esta forma, la gran mayoría de las fallas inversas presentan una dirección de transporte al E, mientras que algunas presentan una dirección de transporte al W.

Salvo en el área de Mineral de Pozos, en los afloramientos de Juriquilla, San Miguel de Allende y Sierra de los Cuarzos se observa una dirección de transporte tectónico general al SW (variando de WSW a SSW). Asimismo, la orientación de los paleotensores varían de ENE-WSW a NNE-SSW. En cambio, en el área Mineral de Pozos la dirección de transporte tectónico general es al E.

Para las zonas Juriquilla, San Miguel de Allende y Mineral de Pozos no existen trabajos previos que documenten la dirección de transporte tectónico de la deformación mesozoica, por lo que no es posible comparar nuestros resultados con alguna otra investigación. Por el contrario, en Sierra de los Cuarzos si existen investigaciones centradas en la deformación mesozoica. Palacios-García (2013) y Palacios-García y Martini (2014) documentan que el contacto entre las unidades mesozoicas corresponde a

un contacto cizallado con dirección de transporte tectónico hacia el SW. Además, estos autores sugieren que también se presenta deformación sinsedimentaria y proponen que el depósito de las unidades mesozoicas sucedió en una zona de talud. Esta es la principal hipótesis que estos autores dan para la gran dispersión que tienen los datos estructurales en esta zona.

No obstante, aún existe la incertidumbre si hubo más de un evento tectónico contractivo. El trabajo de Martini *et al.* (2016) documentó varios eventos contractivos para la parte centro de México. Sin embargo, estos autores sólo mencionan un evento contractivo afectando a la zona Sierra de los Cuarzos. Debido a la falta de información sobre los eventos de deformación, es importante comparar nuestros datos con aquellos trabajos adyacentes a nuestra zona de estudio. A continuación, se abordan trabajos que han documentado deformación contractiva en la parte centro del país.

Dentro de la Mesa Central Martini *et al.* (2013) documentan la deformación contractiva en el área de Guanajuato (60 km al W de San Miguel de Allende). Estos autores identifican varios eventos tectónicos en el área de Guanajuato. Para el Aptiano tardío, en las Formaciones Arperos, Esperanza y Valenciana se identifica un evento de deformación con una dirección de transporte tectónico hacia el SW; posterior al depósito de la Formación Cuestecita se identifica un evento de deformación con una dirección de transporte tectónico hacia el NE; posterior al depósito de la Formación El Paxtle y el intrusivo Tuna Manza se identifica un evento de deformación con una dirección de transporte tectónico hacia al SE. Estos eventos son asociados al cierre de la Cuenca de Arperos y la acreción del Terreno Guerrero (Martini *et al.*, 2013). Para el Albiano se deposita la caliza La Perlita y posteriormente se observa otro evento de deformación con dirección de transporte tectónico hacia el SW (Martini *et al.*, 2013). De esta forma, tanto para la acreción del Terreno Guerrero como para la formación del Orógeno Mexicano

estos autores documentan direcciones de transporte tectónico diferentes a la dirección general NE del Orógeno Mexicano reportado por varios autores dentro de la SMO<sub>r</sub> (Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2018; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018; 2019). El último evento reportado previo al depósito de la Caliza La Perlita presenta una dirección de transporte al SE, misma dirección que se observa en la cabalgadura Encino Rizudo. De acuerdo con Martini *et al.* (2013) este cambio en la dirección de transporte se debe al emplazamiento del arco volcánico El Paxtle. Debido a que la cabalgadura Encino Rizudo afecta a las rocas mesozoicas más antiguas de la Sierra de los Cuarzos, se podría sugerir que la dirección de transporte de esta cabalgadura también podría ser producto del emplazamiento del arco El Paxtle. Por otra parte, el evento que se observa posterior al depósito de la caliza La Perlita presenta una dirección de transporte tectónico al SW, misma dirección de transporte que se reporta dentro de nuestra área de estudio. Por lo tanto, el trabajo de Martini *et al.* (2013) respalda la existencia de dos eventos tectónicos con dirección de transporte al SE (el más antiguo en nuestra zona de estudio) y al SW.

En la parte oriental de la zona de estudio Fitz-Díaz *et al.* (2012) realizaron una sección geológica desde Tolimán, Querétaro (57 km al NE de Santiago de Querétaro) hasta Tamazunchale, San Luis Potosí (181 km al E de Santiago de Querétaro). Estos autores estudian la deformación presente en las rocas de cuenca y plataforma dentro del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. Identifican dos eventos de deformación contractiva manifestada a través de pliegues y fallas inversas, estos eventos presentan una dirección de transporte tectónico al NE. Los datos estructurales presentados por estos autores no muestran variación en la dirección de transporte tectónico (Figura 5 en Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Comparando esta homogeneidad en los datos estructurales con los observado al W del área de estudio se observa una marcada diferencia.

Nuestra hipótesis sugiere que un antiguo desnivel paleogeográfico jugó un papel importante en la deformación contractiva al oriente y occidente del antiguo desnivel. De acuerdo con la dirección de transporte tectónica obtenida en este trabajo, así como lo reportado por otros autores en el centro del país (Fitz-Díaz *et al.*, 2012; Martini *et al.*, 2013) **sí** existe diferencia entre la deformación contractiva, al menos en el límite sur entre la Mesa Central y Sierra Madre Oriental. Para complementar este proyecto se comparó la deformación contractiva de unidades mesozoicas más al norte del área de estudio, al oeste y este del SFTSMA. Dicha comparación permitió documentar diferencias en la dirección de transporte tectónico de las unidades mesozoicas más alejados del SFTSMA, tanto en su bloque oriental como occidental. Las localidades seleccionadas fueron Salinas Hidalgo, San Luis Potosí (200 km al NNW de San Miguel de Allende, Figura 6.1) y Agua Blanca, San Luis Potosí (125 km al NNE de San Miguel de Allende, Figura 6.1). Las zonas Salinas Hidalgo y Agua Blanca fueron seleccionadas ya que ambas muestran unidades cretácicas y deformación contractiva dentro de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental respectivamente. Además, estas localidades están colindantes al SFTSMA.

El trabajo en Salinas Hidalgo se realizó sobre la tercera sección de la carretera federal No 49 Zacatecas-San Luis Potosí, 7 km al SE de Salinas Hidalgo. De acuerdo con las cartas geológicas del SGM Espíritu Santo F14A62 y Salinas Hidalgo F14A61 escala 1:50,000 el segmento carretero donde se levantaron los datos estructurales cruza las formaciones Indidura y Caracol. La Formación Indidura presenta calizas arcillosas de estratificación delgada a mediana con intercalación de limolitas y lutitas, la edad de la formación hacia su cima es considerada del Turoniano (Hernández-Loredo, 2007; Romo-Ramírez, 2007). Por su parte, la Formación Caracol corresponde a una sucesión de lutitas y areniscas con intercalaciones de caliza cuya edad se considera del Mastrichiano hacia su cima (Hernández-Loredo, 2007; Romo-Ramírez, 2007).

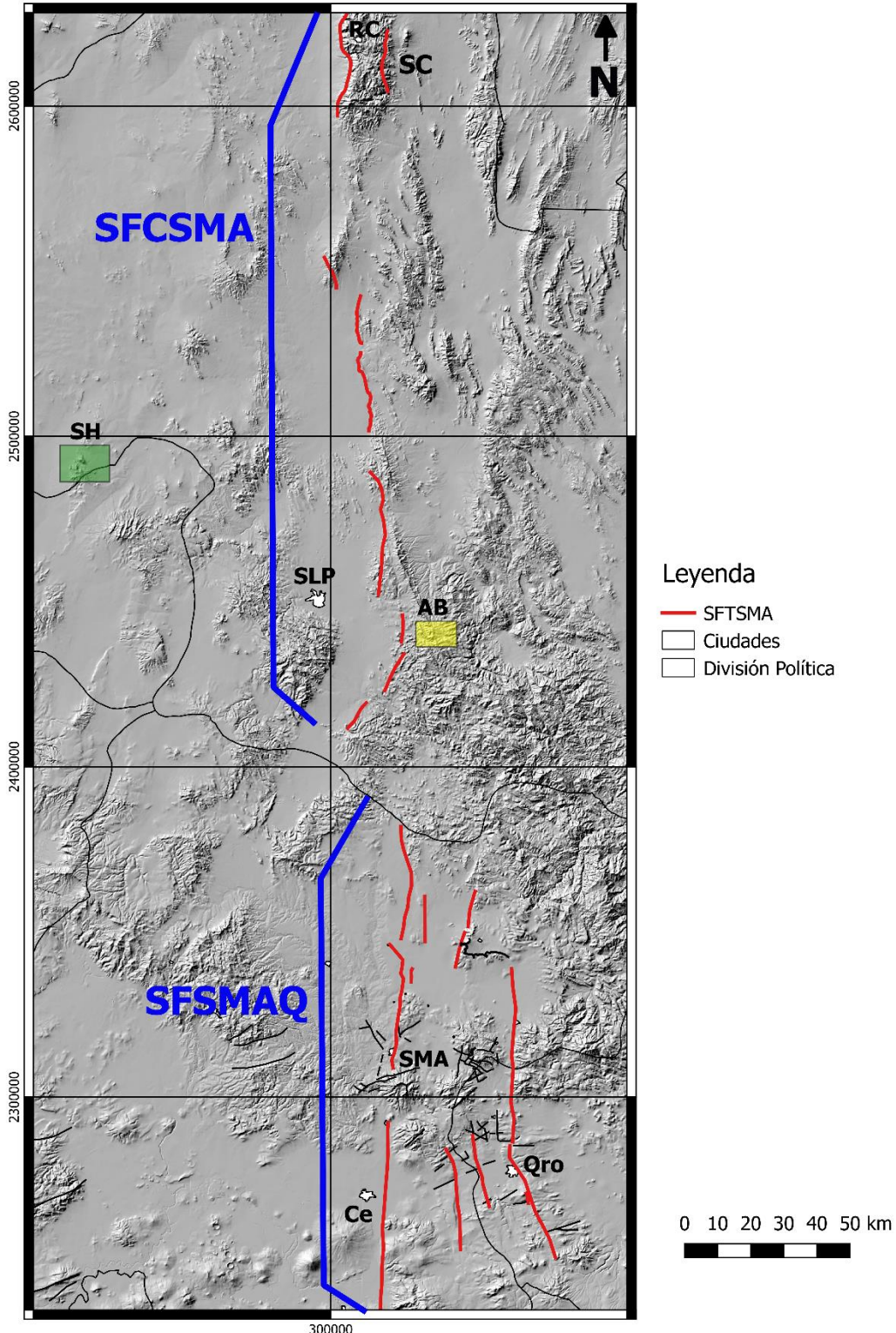


Figura 6.1 Zonas de estudios fuera del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende: SH, Salinas Hidalgo; AB, Agua Blanca. SFSMAQ, Sistema de Fallas San Miguel de Allende-Querétaro; SFCSMA, Sistema de Fallas Catorce-San Miguel de Allende; SC, Sierra de Catorce. Ciudades y poblaciones: Ce, Celaya; MP, Mineral de Pozos; Qro, Querétaro; RC, Real de Catorce; SLP, San Luis Potosí; SMA, San Miguel de Allende.



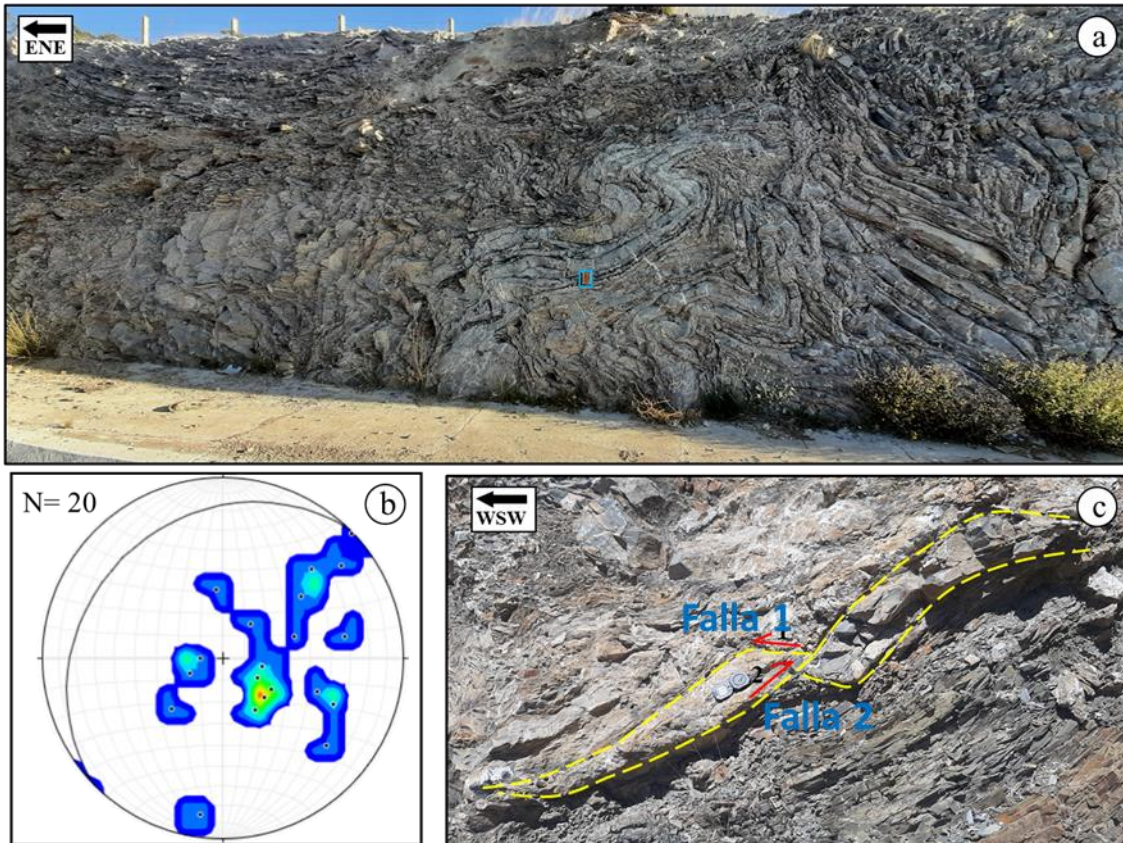


Figura 6.2 Deformación contractiva en la zona Salinas Hidalgo a) Pliegues sobre la Formación Indidura, el recuadro azul muestra una libreta, 16 cm de alto b) Densidad de los polos de las fallas inversas en la zona Salinas Hidalgo. N= número de muestras. Orientación principal 225°/23° al NW. c) Fallas inversas ortogonales que se cortan, la Falla 1 (130°/20° al SW) es cortada por la falla 2 (224°/26° al NW).

Al igual que en la zona de estudio, los datos estructurales de Salinas Hidalgo presentan dispersión, la deformación contractiva se manifiesta a través de pliegues (Figura 6.2a) y fallas inversas. Las fallas inversas presentan una actitud principal de 225°/23° al NW (Figura 6.2b). Esta actitud se debe principalmente a la cabalgadura Lagunita que presenta una dirección de transporte tectónico al SW. Esta cabalgadura pone en contacto la Formación Indidura y Caracol (Romo-Ramírez, 2007). No obstante, también se observan fallas inversas con dirección de transporte tectónico diferentes. La figura 6.2c muestra dos fallas inversas ortogonales, la falla 1 tiene una actitud de 130°/20° al SW, esta falla es cortada por la falla 2 con una actitud de 224°/26° al NW. De esta forma, en el área de Salinas Hidalgo se observan dos direcciones de transporte tectónico al NE y al SE, en el

área de Mineral de Pozos también se observan fallas inversas con vergencias ortogonales (Figura 5.21b).

El trabajo en Agua Blanca se realizó sobre la tercera sección de la carretera federal No 70 San Luis Potosí-Tampico, 28 km al E de San Luis Potosí, entre los poblados de Xoconoxtle y Agua Blanca. De acuerdo con las cartas geológicas del SGM San Luis Potosí F14A84 y Santa Catarina F14A85 escala 1:50,000 el segmento carretero donde se levantaron los datos estructurales cruza las formaciones La Peña, Cuesta del Cura y Soyatal. La Formación La Peña corresponde a una intercalación de caliza micrítica y capas delgadas de lutita y limonita, la edad de la formación se considera del Aptiano-Albiano (Tristán-González *et al.*, 2003). La Formación Cuesta del Cura corresponde a la transición de plataforma a talud de la Formación El Abra, presenta horizontes de brechas conformado por fragmentos de corales y rudistas, la edad de formación se considera del Albiano-Cenomaniano (Tristán-González *et al.*, 2003). La Formación Soyatal se divide en dos miembros, el primero corresponde a una intercalación de calizas y limolitas con algunos estratos de lutita, el segundo miembro corresponde a una intercalación de lutita y caliza, la edad de esta formación se considera del Turioniano-Santoniano (Torres-Hernández *et al.*, 2010).

A diferencia de lo observado en la zona de estudio y a la zona Salinas Hidalgo, los datos estructurales son muy uniformes en la zona Agua Blanca. A escala de afloramiento solo la inclinación de la estratificación indica deformación contractiva, la estratificación presenta una dirección de echado uniforme al SW (Figura 6.3a). No obstante, al avanzar sobre la carretera se observa que la estratificación va variando su echado hasta invertir la dirección del echado. La Figura 6.3b muestra que la estratificación forma parte de un anticlinal cuyos flancos corresponden a las actitudes principales:  $154^{\circ}/38^{\circ}$  al SW y  $325^{\circ}/33^{\circ}$  al NE. Este anticlinal que se forma a partir de los datos de estratificación

concuenda con el anticlinal Sierra de Álvarez (Tristán-González *et al.*, 2003), inclusive en algunos afloramientos se llegan a ver pequeños anticlinales (Figura 6.3c).

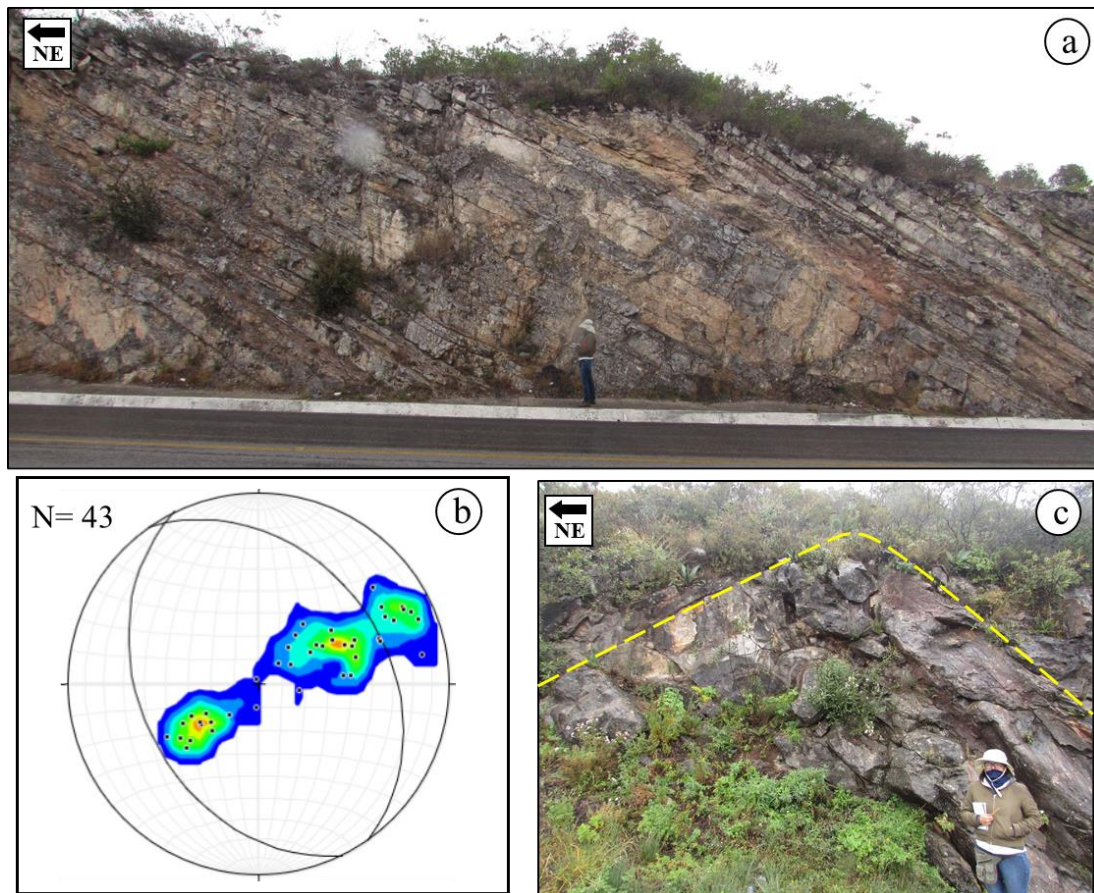


Figura 6.3 Afloramientos mesozoicos de la zona Agua Blanca a) Estratificación de las unidades mesozoicas con dirección del echado al SW b) Densidad de los polos de la estratificación en la zona Agua Blanca. N= número de muestras. Orientaciones principales  $325^{\circ}/33^{\circ}$  al NE y  $154^{\circ}/38^{\circ}$  al SW. c) Anticlinal asociado al anticlinal regional Sierra de Álvarez.

De acuerdo con lo reportado por varios autores (e.g. Hernández-Loredo, 2007; Romo-Ramírez, 2007; Tristán-González *et al.*, 2003; Torres-Hernández *et al.*, 2010) y las mediciones realizadas en la parte norte del área de estudio se observa que al W del SFTSMA existe deformación más heterogénea, con una dirección de transporte tectónico diferente a la reportada para la acreción del Terreno Guerrero, así como para la formación del Orógeno Mexicano. Por el contrario, al E del SFTSMA la deformación es más homogénea y presenta una dirección de transporte al NE.

Si bien nuestros datos indican una dirección contraria a la dirección de transporte tectónico Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras del Orógeno Mexicano, varios autores que han documentado resultados similares en la parte trasera de la cuña del orógeno. En la parte sur del SFTSMA también se ha observado una dirección de transporte tectónico al suroeste (Cabral-Cano *et al.*, 2000; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2008). Dentro del siguiente apartado se sugieren algunos mecanismos que pudieron ser responsables en el cambio en la dirección del transporte tectónico en la deformación contractiva de las unidades cretácicas.

### 6.2.2 Cambios en la dirección de transporte tectónico

La dirección de transporte observada en la mayoría de los afloramientos en este trabajo coincide con datos de otros autores (Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Cabral-Cano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2008; Palacios-García, 2013; Palacios-García y Martini, 2014). A una escala regional, el cambio en la dirección de transporte tectónico ocurre en la margen occidental del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM), donde el SFTSMA actúa como límite. La explicación del cambio en la dirección de transporte no es trivial, necesita un trabajo más extenso de análisis cinemático y estimación de la deformación, así como modelado numérico y/o analógico. Sin embargo, si se toman en cuenta algunas consideraciones se podrían presentar algunas hipótesis (Cid-Villegas *et al.*, 2022). Para el Albiano-Cenomaniano, previo a la formación del Orógeno Mexicano el área de estudio se encuentra en una zona de talud, hacia el oriente se localiza la Plataforma Valles-San Luis Potosí y hacia el occidente se observan las etapas finales de la acreción del Terreno Guerrero (Figura 6.4a). Para el Santoniano-Campaniano se registra la deformación producto del Orógeno Mexicano, a continuación se presentan dos hipótesis para el cambio en la dirección del transporte tectónico.

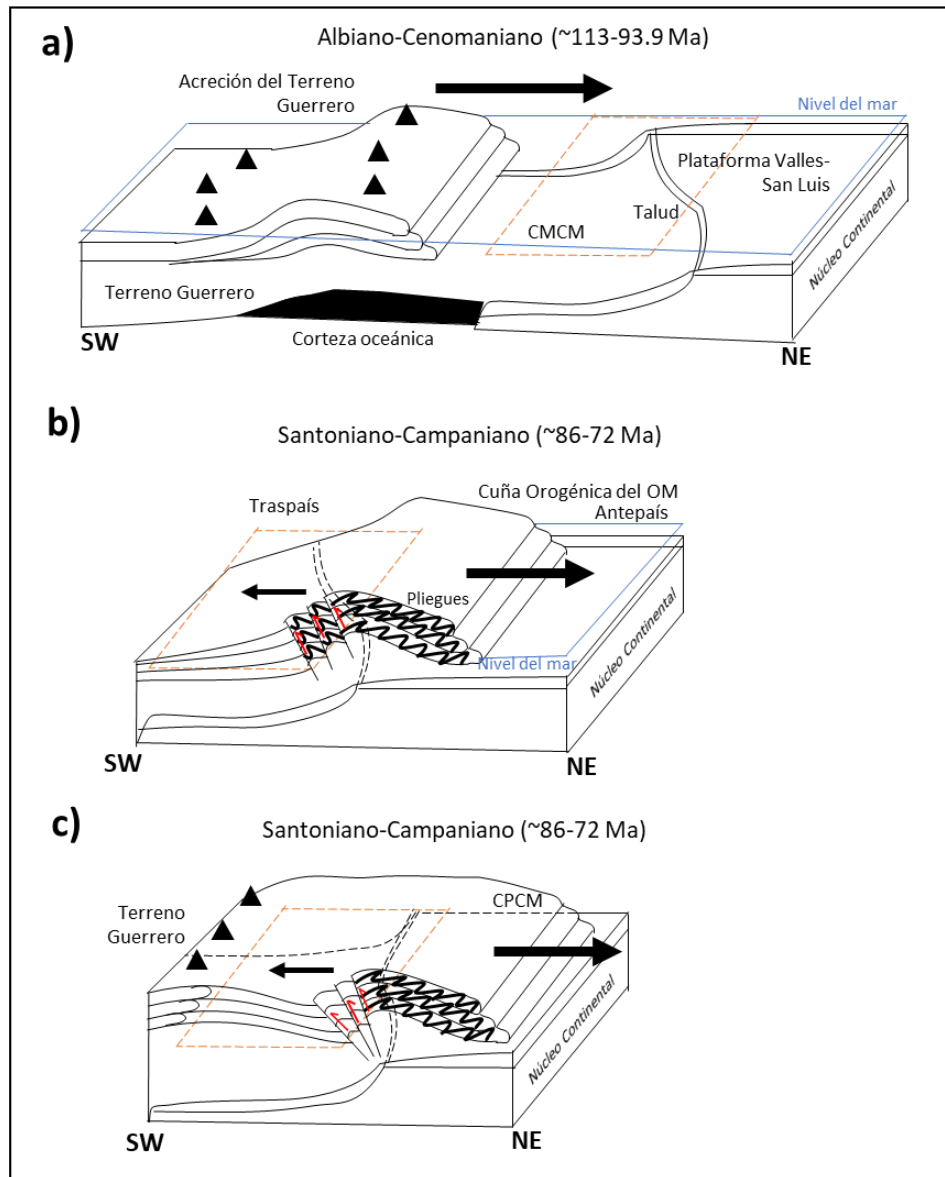


Figura 6.4 Modelos esquemáticos para explicar el cambio en la dirección del transporte tectónico. Los modelos presentan una orientación paralela (NE-SW) a la dirección de transporte tectónico general del Orógeno Mexicano en centro de México (Eguiluz *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2018). Los recuadros rojos punteados indican la localización regional del área de estudio, las flechas grandes corresponden a la dirección de transporte tectónico general, mientras que las flechas chicas corresponden a la dirección de transporte tectónico local. La zona de despegue entre el núcleo continental y el Orógeno Mexicano (OM), corresponde a horizontes evaporíticos del Oxfordiano y del Cretácico (Eguiluz *et al.*, 2000). a) Zona de estudio previo a la formación del Orógeno Mexicano. Hacia la parte SW se observa la acreción del Terreno Guerrero, mientras que al NE se observa la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) y la Plataforma Valles-San Luis Potosí. b) Modelo de la cuña orogénica en el Traspais, hacia la parte más alejada de la cuña se tiene la formación de fallas inversas (flechas rojas) con vergencia opuesta a la dirección de transporte de la cuña orogénica. c) Modelo que propone la existencia de un desnivel paleogeográfico dentro del área de estudio que pudo generar patrones estructurales con vergencias opuestas (flechas rojas) en la parte oriental y occidental del desnivel. Este desnivel pudo ser producto de un límite cortical formado previo a la formación del Orógeno Mexicano. CPCM Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicanas.

Si se toman en cuenta las condiciones mecánicas del modelo de la cuña crítica, es posible que el cambio en la dirección de transporte se deba a efectos de retrocabalgaduras. El modelo de la cuña orogénica ha sido usado para explicar las variaciones en la deformación de las rocas sedimentaras en la parte central del CPCM (e.g., Cid-Villegas *et al.*, 2022). Esta hipótesis se basa en la posición de las rocas del área de estudio dentro del cuña crítica propuesta por Fitz-Díaz *et al.* (2012). En la zona del traspaís suele existir un acomodo de la deformación mediante retrocabalgaduras durante el desarrollo de una cuña orogénica (Davis *et al.*, 1983; Dahlen *et al.*, 1984; Dahlen y Barr, 1989; Dahlen, 1990). De esta forma las estructuras que se forman más alejadas de la cuña orogénica son estructuras de alto ángulo y presentan una vergencia opuesta a la dirección de la cuña (Figura 5.4b). No obstante, en el área de estudio sólo en la parte oriental del área Juriquilla y en algunas fallas del sur de San Miguel de Allende se observan fallas inversas de alto ángulo.

Una segunda hipótesis está relacionada con heterogeneidades en el basamento de donde se despegó el paquete sedimentario deformado (Cid-Villegas *et al.*, 2022; Figura 6.4c). A escala regional, el área de estudio se localiza entre la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) y la Plataforma Valles-San Luís Potosí (PVSLP). La zona de estudio también está localizada en la margen oriental de la zona de sutura del terreno Guerrero y el núcleo continental, y actualmente en el mismo sitio donde se encuentra la zona de falla Taxco-San Miguel de Allende. Esto sugiere que es una frontera cortical reactivada en varios lapsos de la historia geológica del centro de México (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2005). El SFTSMA podría ser una heterogeneidad cortical, las heterogeneidades corticales ayudan a la localización de la deformación durante un evento orogénico y pueden distorsionar el patrón preferencial del transporte tectónico (Dixon, 2004). Esta heterogeneidad fue un antiguo desnivel topográfico durante el inicio de la deformación. Este desnivel topográfico

se evidencia por los depósitos de aguas profundas del Jurásico Superior al occidente con respecto a los sedimentos de plataforma la oriente (Carrillo-Bravo, 1971). En este ambiente marino profundo se infiere se depositó la Unidad Vulcanosedimentaria. Con forme aumenta la deformación y como se exhuman y pliegan de las unidades mesozoicas el cambio en la dirección de transporte tectónico se ve influenciada por las variaciones mecánicas entre la litología de sedimentos de aguas profundas y sedimentos de plataforma (Dixon, 2004; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018). Ya que el desnivel se formó previo al Orógeno Mexicano, la deformación de la cobertura se concentraría en la parte superior del desnivel. Debido a ello, el Orógeno Mexicano se mantendría como un orógeno de piel delgada. Las evaporitas del Oxfordiano en la Cuenca Mesozoica del Centro de México y las evaporitas de Cretácico en la Plataforma Valles-San Luis Potosí funcionaron como horizontes de despegue (Eguiluz *et al.*, 2000). Adicionalmente, las rocas cretácicas que presentan una dirección de transporte tectónico opuesta a la del CPCM se localizan sobre o muy cerca del SFTSMA (Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Cabral-Cano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2008; Palacios-García, 2013; Palacios-García y Martini, 2014), lo que podría sugerir que el cambio en la dirección de transporte no se trata de un evento local.

### 6.3 Cronología de los eventos contractivos

En el centro de México existen eventos tectónicos contractivos y extensionales. En nuestra zona de estudio de manera muy general se podría asociar que la deformación contractiva se manifiesta principalmente durante el Cretácico, mientras que la deformación extensional se manifiesta principalmente durante el Paleógeno-Neógeno (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005; Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2014; 2018; Martini *et al.*, 2013; 2016; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018). A

continuación, se presentan los eventos tectónicos observados en el área de estudio registrados en este trabajo, así como los registrados por otros autores.

### 6.3.1 Eventos de deformación contractivos

De manera regional existen dos eventos contractivos importantes en el centro de México durante el Cretácico, la acreción del Terreno Guerrero con el núcleo continental durante Cretácico Temprano (Martini *et al.*, 2013; 2016); y la formación del Orógeno Mexicano durante el Cretácico Tardío-Paleoceno (Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2012; Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2014; 2018; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018).

Para el área de Sierra de los Cuarzos, existen edades U-Pb de granos de circón detrítico reportadas por Palacios-García y Martini (2014) en las unidades vulcanosedimentarias con edades de  $226.3 \pm 3.8$  Ma (Formación Sierra de los Cuarzos),  $155.9 \pm 1.4$  Ma (Formación Sierra de los Cuarzos),  $133.6 \pm 1.1$  Ma (Formación Pelones), y  $127.8 \pm 0.8$  Ma (Formación Pelones). De acuerdo con las edades obtenidas en este trabajo y las edades reportadas por otros autores (Palacios-García y Martini, 2013; Ortega-Flores *et al.*, 2014; Juárez-Arriaga *et al.*, 2019, Cid-Villegas *et al.*, 2022), no hay afloramientos con edades mayores a los 110 Ma en el área de estudio (Figura 5.6), excepto en Sierra de los Cuarzos. Ya que la acreción del Terreno Guerrero se reporta que ocurrió durante el Aptiano tardío (Martini *et al.*, 2013; 2016), sólo las unidades vulcanosedimentarias de la Sierra de los Cuarzos pudieron ser afectadas por esta acreción. En la parte central de la Sierra de los Cuarzos la cabalgadura Encino Rizudo es la estructura cartografiada más grande que afecta las unidades vulcanosedimentarias (Gámez-Ordaz y Ávila-Ramos, 2017). Por lo tanto, el evento contractivo que generó esta cabalgadura debe tener una edad máxima de 120 Ma. Martini *et al.* (2013) reportan un evento contractivo con una dirección de transporte tectónico al sureste en las etapas finales de la acreción del Terreno Guerrero en el área de Guanajuato. Este evento de deformación se podría correlacionar



con el evento generó la cabalgadura Encino Rizudo y afectó a las rocas más antiguas de la Sierra de los Cuarzos. No obstante, se requiere estudios más a detalle y fechar la deformación dentro de la cabalgadura para corroborar esto.

De acuerdo con las edades de granos de circón detríticos obtenidas en nuestro trabajo, la unidad vulcanosedimentaria del área de San Miguel de Allende y Juriquilla es del Albiano, y de acuerdo con las relaciones estratigráficas la unidad calcárea se le puede asignar una edad del Albiano-Cenomaniano. En el área de San Miguel de Allende esta edad concuerda con lo reportado por varios autores (Chiodi *et al.*, 1988; Ortiz-Hernández *et al.*, 2002; 2003). Para Sierra de los Cuarzos la edad obtenida en este trabajo corresponde al Cenomaniano. Debido a que la muestra SC-01 se obtuvo cerca de la muestra SQT5 de Palacios-García y Martini (2014), y que las láminas delgadas presentan características similares, se infiere que la muestra SC-01 fue colectada hacia la cima de la Unidad Vulcanosedimentaria y su deformación se asocia a la formación del Orógeno Mexicano. Por lo que en el área de Sierra de los Cuarzos existen dos eventos tectónicos contractivos. De acuerdo con el trabajo de Palacios-García y Martini (2014), la Unidad Calcárea en Sierra de los Cuarzos (Formación Española) es del Cenomaniano. No obstante, de acuerdo con las edades obtenidas en este trabajo la Unidad Calcárea debe ser más joven, ya que la Unidad Vulcanosedimentaria, que es cubierta por la unidad calcárea, fue fechada con 99 Ma (Cenomaniano) en el área de Sierra de los Cuarzos. De igual forma, se podría considerar que en Sierra de los Cuarzos la unidad vulcanosedimentaria (Formación Pelones) es contemporánea a la unidad calcárea (Formación Española) y solo se deba a un cambio de facie lateral lo que diferencie una unidad de la otra. Para poder aclarar esto sería necesario obtener una edad isotópica de la Formación Española. Por su parte, en el área Mineral de Pozos las edades obtenidas

limitan la edad de la deformación a menos de 90 Ma por lo que sólo se vería afectado por un evento tectónico.

De acuerdo con lo expuesto los eventos contractivos documentados en este trabajo tendrían la siguiente cronología (Figura 5.4): Evento D1, evento con orientación de acortamiento NW-SE, edad superior a 120 Ma, y con dirección de transporte tectónico al sureste. Este evento está asociado a la acreción del Terreno Guerrero al núcleo continental. Evento D2, evento con orientación de acortamiento ENE-WSW y dirección de transporte tectónico al WSW, con una edad posterior a 110 Ma posiblemente asociado a la formación del Orógeno Mexicano. Tentativamente se podría sugerir un tercer evento tectónico DC3, con una orientación de acortamiento NE-SW, transporte tectónico al NE, cuya edad se podría correlacionar con la edad de exhumación del Paleoceno reportada en Mineral de Pozos (Juárez-Arriaga *et al.*, 2019). En la Figura 6.5 este evento se indica con un signo de interrogación (?) ya que faltan más evidencias para poder documentar este posible evento.

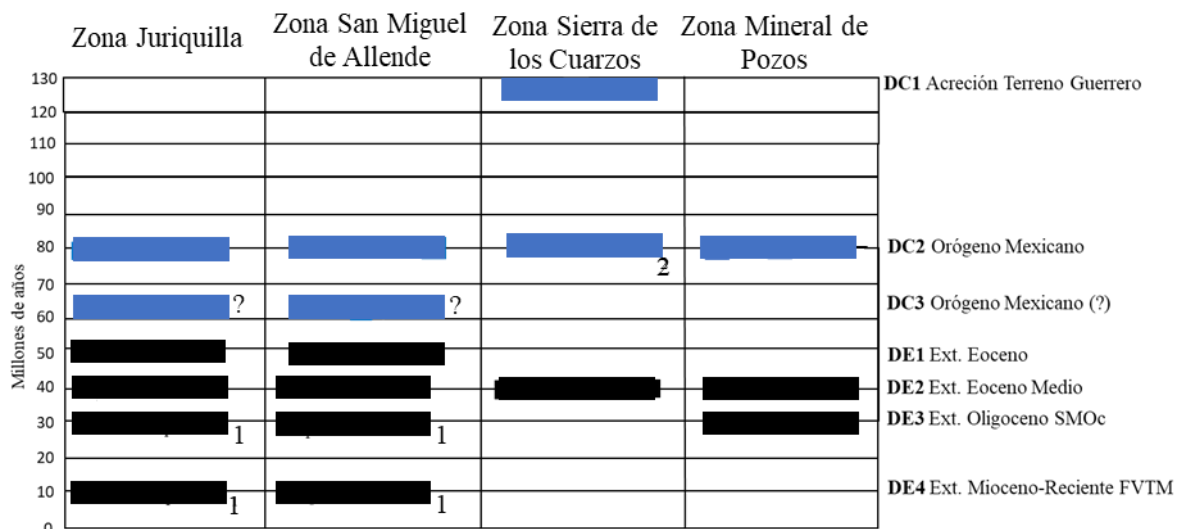


Figura 6.5 Esquema de la cronología de los eventos de deformación. Los recuadros azules representan eventos contractivos (DC), y los recuadros negros representan eventos extensionales (DE). Fuentes de donde se obtuvo la información: 1) Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001; 2) Martini *et al.*, 2016. Los eventos extensionales más recientes son correlacionables con el trabajo de Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001. F, Falla; SMOc, Sierra Madre Occidental; FVTM, Faja Volcánica Transmexicana.

### 6.3.2 Eventos de deformación extensionales

Una limitante importante para establecer la cronología de la deformación cenozoica radica en la carencia de litología del Paleoceno y Eoceno en el área local de estudio. La litología más antigua corresponde a la Andesita Cedros del Oligoceno (Cerca-Martínez *et al.*, 2000). No obstante, hacia la parte oeste y norte del área de estudio se tiene identificada litología pre-Oligocena. Esta litología manifiesta deformación extensional previa al *Basin and Range* (Aranda-Gómez y Mcdowell, 1998; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Tristán-González *et al.*, 2009; Del Pilar-Martínez *et al.*, 2020, Xu *et al.*, 2011; 2021).

En la parte norte del área de estudio, Tristán-González *et al.* (2009) identifican dos eventos vulcano-tectónicos extensionales previos al pico extensional del *Basin and Range*. El primer evento del Paleoceno tardío al Eoceno medio que se caracterizó por el levantamiento de bloques de la corteza que exhuma secuencias del Triásico-Jurásico. Este levantamiento ocurre mediante fallas dextrales con orientaciones NNE-SSW y NNW-SSE, así como fallas en dominó con orientaciones NW-SE. El segundo evento, del Oligoceno temprano al Mioceno temprano se caracterizó por la formación de fallas normales con dirección de inclinación al NE formando estructuras del tipo graben y semi graben. Este segundo evento fue sincrónico con la extensión del *Basin and Range*. Además, se reporta la reactivación de fallas NNE-SSW y NNW-SSE.

Del Pilar-Martínez *et al.* (2020) identifican deformación biaxial y triaxial al noroeste del área de estudio. La deformación biaxial, se reconoce mediante fallamiento dómimo con orientación NW-SE. La deformación triaxial se desarrolla en el Oligoceno tardío y Mioceno, y es producto de fallamiento polimodal con actividad simultánea (Figura 6.5),

Aranda-Gómez y Macdowell (1998) identificaron en Guanajuato fallas normales con orientación NW-SE con una edad aproximada de 49 Ma. Además, identificaron la

inclinación de las capas de un conglomerado de edad Eoceno (Conglomerado Guanajuato) que ayudó a determinar la activación de un segundo evento de fallamiento normal con orientación NE-SW posterior a los 37 Ma.

De acuerdo con nuestras observaciones de campo y la información de la literatura, los eventos extensionales quedan de la siguiente manera (Figura 6.5); el fallamiento normal más antiguo DE1 corresponde al de orientación NW-SE, y se le podría asignar una edad tentativa del Eoceno. El siguiente evento de deformación DE2 corresponde a fallas dextrales que tiene una orientación aproximada N-S y se le podría asignar una edad tentativa del Eoceno medio. El siguiente evento DE3 de fallas NE-SW tiene una edad del Oligoceno o más reciente. El último evento DE4 de edad Mioceno al Reciente está asociado principalmente a la formación de la Faja Volcánica Transmexicana.

#### 6.4. El Sistema de Fallas Taxco San Miguel de Allende (SFTSMA)

SFTSMA es un sistema de fallas normales considerado un límite cortical cuya deformación se ha documentado a partir de Eoceno (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002a; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). La actual posición de este límite cortical coincide con el antiguo límite entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Carrillo-Bravo, 1971) y dentro de este apartado discutiremos sobre la relación entre ambas estructuras.

##### 6.4.1 Geometría del basamento debajo del SFTSMA

Se ha propuesto que existen diferencias en el espesor de la corteza entre la MC y la SMO<sub>r</sub> (Hales *et al.*, 1970; Rivera y Ponce, 1986; Kerdan, 1992; Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996). El límite entre ambas provincias corresponde al SFTSMA, este sistema de fallas ha tenido varios periodos de

reactivación por lo que también ha sido considerado un límite cortical (Alaniz-Álvarez, *et al.*, 2002a).

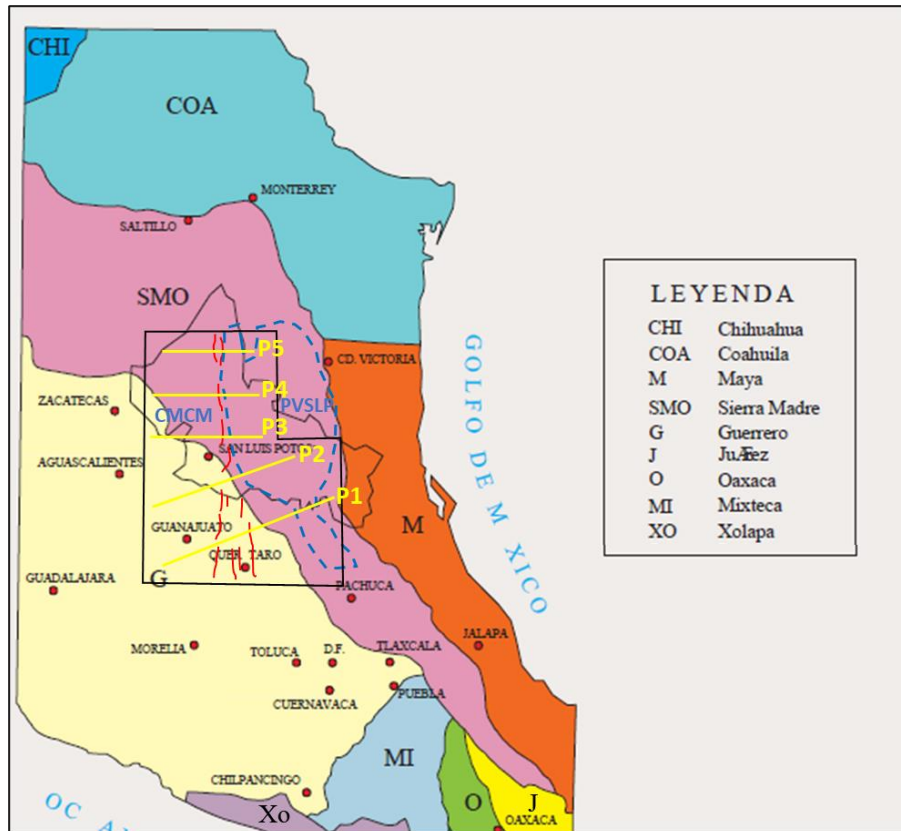


Figura 6.6 Distribución de los perfiles gravimétricos (líneas amarillas) dentro de los terrenos tectonoestratigráficos (Campa-Uranga y Coney, 1983). El polígono negro representa el área de estudio regional. El polígono discontinuo presenta la ubicación de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP), al occidente de la plataforma se localiza la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM). Las trazas rojas representan al Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (Modificado de Maldonado-Lee *et al.*, 2008).

Los perfiles geofísicos muestran dos principales dominios: los altos gravimétricos (A1), localizados en la parte NE del área de estudio; y los bajos gravimétricos (B1) localizados en la SW del área de estudios (Figura 5.36). Grosso modo esto podría correlacionarse con la acreción de Terreno Guerrero con el núcleo continental, inclusive en los bloques gravimétricos de los cinco perfiles se mantiene la misma nomenclatura en los valores de densidad. Sin embargo, esto no es del todo correcto, los perfiles P1, P2 y P3 atraviesan el límite entre los Terrenos Tectonoestratigráficos Guerrero y Sierra Madre, mientras que los perfiles P4 y P5 no atraviesan el límite de ambos terrenos (Figura 6.6). En la parte norte

del área de estudio la diferencia entre los dominios A1 y B1 concuerda con el límite entre la Plataforma Valles-San Luis (PVSLP) y la Cuenca Mesozoica de Centro de México (CMCM; Figura 6.6).

Para poder reducir la ambigüedad de los perfiles gravimétricos se complementan con información de secciones geológicas y demás información geológica disponible (Carrillo-Bravo, 1971; Moreira-Rivera, *et al.*, 1996; 1997; 1998; Alvarado-Méndez, *et al.*, 1997; López-Reyes, *et al.*, 1997; Pérez-Flores, *et al.*, 1999; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999a; 2005;2007; López-Doncel, 2003; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; 2010; 2012; Tristán-González *et al.*, 2009; Rodríguez-Hernández *et al.*, 2009; Martini *et al.*, 2011; 2013; Fitz-Díaz *et al.*, 2012; Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 2014; Juárez-Arriaga, *et al.*, 2019;). Conjuntado toda esta información se genera el siguiente modelo del basamento localizado entre la MC y SMO poniendo mayor énfasis debajo del SFTSMA (Figura 6.7).

La Figura 5.36 corresponde a la anomalía de Bouguer regional que, de acuerdo con el espectro de potencia, las anomalías que ahí se observan se localizan a una profundidad de 23 km. Esto corrobora que la interacción entre los Terrenos Sierra Madre y Guerrero se mantiene a profundidad (perfiles P1, P2 y P3), pero también sugieren que la interacción de la PVSLP y la CMCM continua a profundidad (perfiles P4 y P5).

La Figura 6.7 está dividida en dos partes principalmente, en la parte izquierda se observa el modelo del basamento mostrando el corte del perfil P1, mientras que el lado derecho se observa el mismo modelo rotado 90° mostrando el corte del perfil 5. La parte superior e inferior de la figura muestran las superficies de la Mesa Central y Sierra Madre Oriental respectivamente. Ambas superficies son separadas de acuerdo con la geometría de la zona de contacto (cabalgadura) entre la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental.

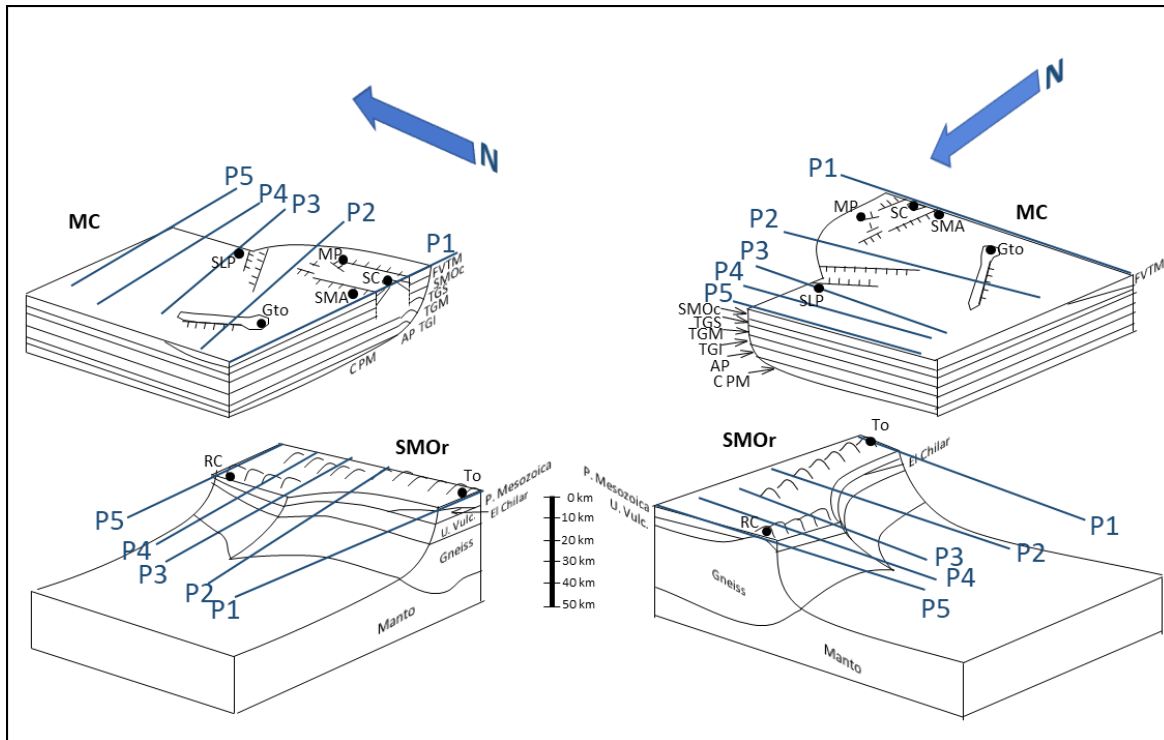


Figura 6.7 Modelo del basamento del límite entre la Sierra Madre Oriental (SMOr) y la Mesa Central (MC). Del lado izquierdo se observa el corte del perfil P1, del lado derecho se observa el corte del perfil P5. La parte superior de la imagen muestra la superficie de la MC, la parte inferior de la figura muestra la superficie de la SMOr. Las líneas azules muestran la ubicación de los perfiles gravimétricos en la zona de estudio. Para la parte de la MC la profundidad del manto está a 30 km, mientras que para la SMOr el manto se localiza a 33 km. SMA, San Miguel de Allende; SC, Sierra de los Cuarcos; MP, Mineral de Pozos; Gto, Guanajuato; SLP, San Luis Potosí; To, Toluca; RC, Real de Catorce. U. Vulc, Unidad vulcanosedimentaria; P. Mesozoica, plataforma mesozoica; CPM, Corteza pre-Mesozoica; AP, Abanico Potosino; TGI, Terreno Guerrero Inferior; TGM, Terreno Guerrero Medio; TGS, Terreno Guerrero Superior; SMOc, Sierra Madre Occidental; FVTM, Faja Volcánica Transmexicana

En la parte inferior de la Figura 6.7 se muestra que tanto para el perfil P1 y P5 existe una corteza más engrosada del lado de la SMOr. El manto se encuentra a una profundidad promedio de 30 km debajo de la MC, mientras que para la SMOr el manto superior se localiza a una profundidad promedio de 33 km, su espesor va disminuyendo conforme se avanza hacia el Golfo de México. Debido a las diferencias de densidades el basamento de la MC ( $2.8 \text{ gr/cm}^3$  promedio) cabalga sobre el basamento de la SMOr ( $2.9 \text{ gr/cm}^3$ ). No obstante, la geometría de esta cabalgadura varía a lo largo de toda el área de estudio (Figura 6.6). El perfil P1 y P2 proponen que la cabalgadura tiene un echado entre  $40^\circ$ - $45^\circ$ ,

por su parte los perfiles P3 y P4 proponen un echado entre 30°-35°. El perfil P5 muestra el echado más grande (mayor de 75°).

La geometría del contacto entre ambas provincias es coherente en cuatro de los cinco perfiles, no obstante, en el perfil P5 la geometría cambia abruptamente. Este cambio en la geometría del basamento podría deberse a la deformación que generó al anticlinal de Catorce. Gutiérrez-Navarro (2017) propone que el anticlinal de Catorce dentro de la Sierra de Catorce es producto de la sobreposición de tres eventos contractivos con una dirección de transporte al E ocurridos durante el Cretácico Tardío-Paleoceno (Figura 7.2 en Gutiérrez-Navarro, 2017). La sobreposición de los eventos de deformación hace rotar los estratos hasta alcanzar altos echados. El segundo cambio marcado en el echado de la cabalgadura se observa entre los perfiles P2 y P3 pasando de 45° a 30°, este cambio de echado coincide con la ubicación del Graben Villa de Reyes, otra estructura regional extensiva importante con una orientación NE-SW.

Si bien, el modelo propuesto dentro de esta tesis muestra que la interacción entre los basamentos de la SMO y MC es una cabalgadura hacia el E con variaciones en el ángulo de echado, es necesario realizar estudios geofísicos más detallados para afinar este modelo. Existen dos principales limitantes dentro del modelo propuesto en este trabajo, los valores de densidad muy similares entre algunas unidades gravimétricas y la cantidad de datos gravimétricos colectados. Debido a que algunas unidades geológicas pueden tener valores de densidad muy similares, la falta de contraste entre las unidades geológicas pudiera provocar que el modelo gravimétrico llegase a ser ambiguo. De igual forma, la naturaleza de los datos gravimétricos (datos satelitales) no permite afinar el modelo gravimétrico, por lo cual es necesario la adquisición de más datos de campo para mejorar el modelo gravimétrico. Trabajos geofísicos como perfiles sísmicos o registros magnetotéluricos pueden complementar en gran medida el modelo propuesto.



#### 6.4.2 SFTSMA como antiguo elemento paleogeográfico del Mesozoico

Los dos principales eventos contractivos del Mesozoico del centro del país corresponden a la acreción del terreno Guerrero y el inicio de la formación del Orógeno Mexicano. El primero de ellos es evidenciado por la sutura del Terreno Guerrero que cruza gran parte del país y limita a los Terrenos Guerrero y Sierra Madre (Campa-Uranga y Coney, 1983). Por su parte, la expresión fisiográfica del Orógeno Mexicano es la Sierra Madre Oriental (Fitz-Díaz *et al.*, 2018). Además de la sutura del Terreno Guerrero otros elementos paleogeográficos importantes son las plataformas y cuencas desarrolladas durante el Cretácico. Dentro del área de estudio las de mayor superficie corresponden a la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Figura 6.7) y justo en este límite se encuentra el segmento norte del SFTSMA, nombrado en este trabajo como Sistema de Fallas Catorce-San Miguel de Allende (SFCSMA).

Debido a que el SFTSMA es considerado un límite cortical de larga vida (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002a; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005) y que el contraste entre los valores gravimétricos ocurre sobre el SFTSMA, se puede proponer que el origen del SFTSMA está relacionado con el desnivel paleogeográfico entre la PVSLP y la CMCM. Si bien en la parte norte del área de estudio el margen de la plataforma occidental de la PVSLP coincide con la traza SFCSMA, hacia la parte sur el Sistema de Fallas San Miguel de Allende- Querétaro (SFSMAQ) no coincide con la margen occidental de la PVSLP. No obstante, el SFSMAQ se ensancha e incluso se observan fallas de menor escala al oriente del sistema de fallas con la misma orientación que el SFSMAQ. Como ya se mencionó anteriormente, el SFTSMA podría corresponder a una heterogeneidad cortical, la cual puede concentrar la deformación en el mismo sistema de fallas (Dixon, 2004). Para la deformación contractiva se observan patrones de deformación diferentes en la parte occidental y oriental al SFTSMA; y para la deformación extensional, podría ser el origen

del sistema de fallas. Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego (2005) proponen que este desnivel paleogeográfico controló la localización de fallas N-S y NNW-SSE.

#### 6.4.3 Evolución del límite tectónico entre la MC y SMOr

Si bien en la actualidad el límite entre la MC y SMOr corresponde al SFTSMA es importante establecer cuál fue la evolución de dicho límite. De acuerdo con los datos obtenidos dentro de este trabajo y demás investigaciones se puede proponer lo siguiente.

Durante el Aptiano en la parte occidental de área de estudio ocurría la deformación final producto de la acreción del Terreno Guerrero. En la parte central se encontraban los sedimentos de la Cuenca Mesozoica del Centro de México y en la parte más oriental se localizaba la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Entre la cuenca y plataforma, en el talud, es donde se localizan los afloramientos mesozoicos visitados durante este proyecto (Figura 6.8a).

Para finales del Albiano y principios del Cenomaniano, una vez cesada la acreción del Terreno Guerrero, ocurre el depósito de una caliza nombrada Caliza La Perlita documentada principalmente en Guanajuato (Chiodri *et al.*, 1998; Quintero-Legorreta 1992). Esta caliza es usada para diferenciar la deformación producto de la acreción del Terreno Guerrero del inicio de la formación del Orógeno Mexicano (Martini *et al.* 2013; Figura 6.8b).

Desde finales del Cenomaniano hasta principios del Campaniano inicia la formación del Orógeno Mexicano (Martini *et al.*, 2013). La Caliza la Perlita sufre deformación producto de este orógeno (Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Asimismo, emergen del agua varias unidades (Figura 6.8c). Para el Maastrichtiano termina de emerger a la superficie toda la litología del área de estudio. Asimismo, los depósitos metamórficos y vulcanosedimentarios del basamento de la Plataforma Valles-San Luis Potosí comienzan a ascender (Figura 6.8d).

Durante el Maastrichtiano tardío, al oriente del área de estudio la formación del Orógeno Mexicano genera cabalgaduras sobre las unidades de plataforma y pliegues sobre las unidades de cuenca (Fitz-Díaz *et al.*, 2012). En la parte central de la zona de estudio, en el talud de la Plataforma Valles-San Luis Potosí se generan fallas inversas con dirección de transporte tectónica opuesta (SW). De esta forma el talud de la plataforma actúa como una heterogeneidad cortical (Dixon, 2004) que ayuda a la localización de la deformación durante la formación del Orógeno Mexicano y distorsiona el patrón preferencial del transporte tectónico (Figura 6.8e).

Durante el Paleoceno mientras que en el área de estudio se siguen observando fallas inversas con dirección de transporte tectónico principalmente al SW, al oriente dentro del Orógeno Mexicano, en las unidades de cuenca se generan pliegues replegados, y en las unidades de plataforma las cabalgaduras se superponen unas con otras (Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2018; Vásquez-Serrano *et al.*, 2019; Figura 6.8f). Para el Eoceno se generan las primeras fallas del SFTSMA (Figura 6.8g). El movimiento de estas fallas se infiere dextral debido al desplazamiento relativo de la FVTM al oriente y occidente del SFTSMA (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). Como evidencia de este desplazamiento dentro del área de estudio se observan también fallas laterales en rocas mesozoicas. Durante el Oligoceno-Mioceno se genera el fallamiento normal del SFTSMA con varios periodos de reactivación (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005). El basculamiento de las unidades mesozoicas producto del fallamiento normal pudo rotar las fallas inversas con dirección de transporte opuesta (SW) generadas a partir de la formación del Orógeno Mexicano (Figura 6.8h). De esta forma las fallas inversas pasan de alto ángulo a fallas con echados menores.

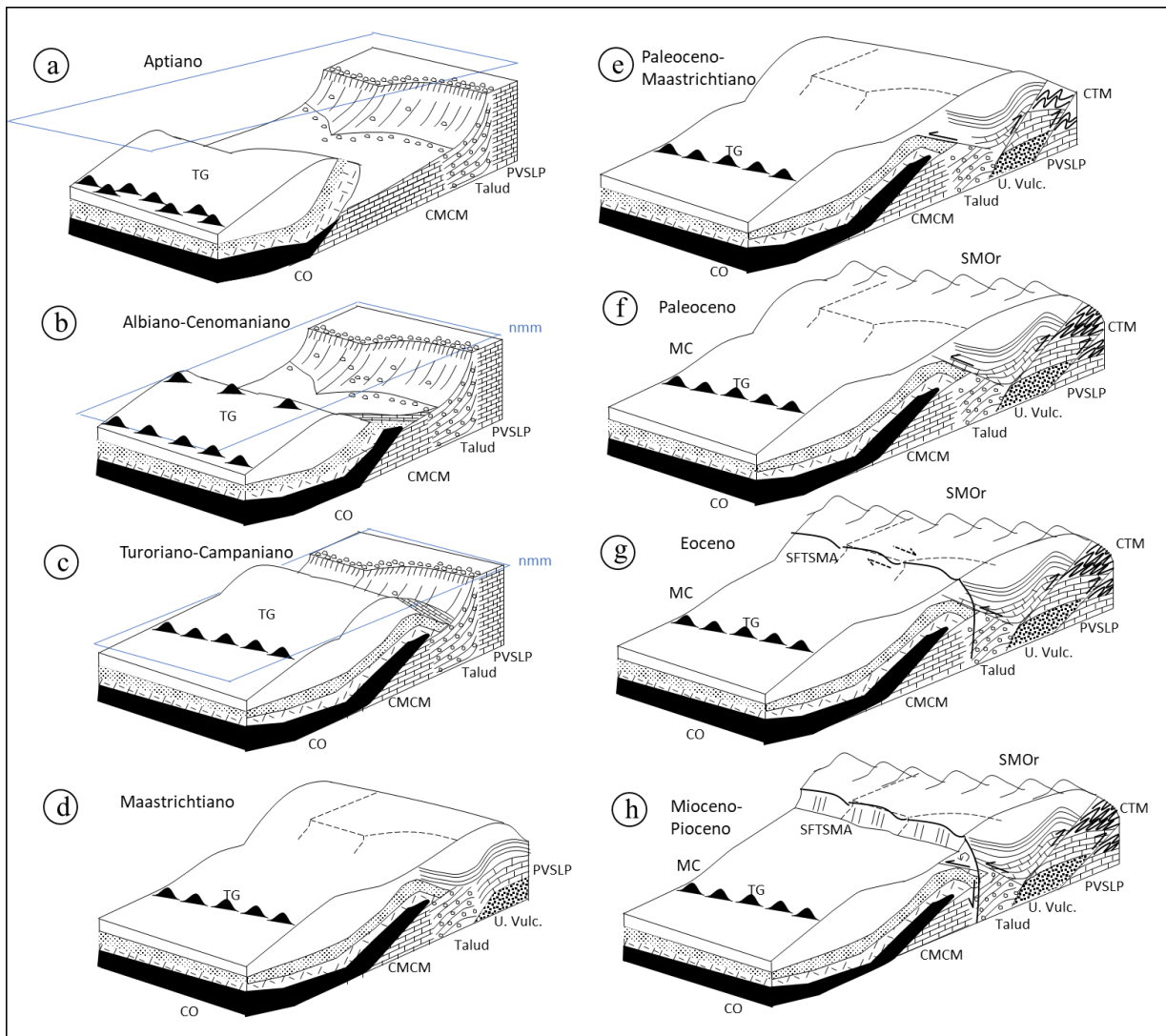


Figura 6.8 Modelo de la evolución geológica del límite entre la MC y la SMOr. a) En la parte occidental del área de estudio durante el Aptiano se registran la parte final de la acreción del Terreno Guerrero (TG), hacia la parte oriental se localizan la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP). Los afloramientos mesozoicos estudiados en este trabajo se localizaron en la parte del talud de dicha plataforma. CMCM, Cuenca Mesozoica del Centro de México. b) Para el Albiano-Cenomaniano ya cesó la acreción del TG y comienza el depósito de la Caliza La Perlita. c) Para el Turoriano-Campaniano da inicio la formación del Orógeno Mexicano. d) Para el Maastrichtiano producto del Orógeno Mexicano empieza a emerger el basamento de la PVSLP, unidades vulcanosedimentarias y metamórficas (U. Vulc.). e) A finales del Maastrichtiano y principios del Paleoceno dentro de la zona de estudio surgen fallas inversas con una dirección de transporte tectónica opuesta (SW) a la presentada por el Orógeno Mexicano. Al oriente de la zona de estudio sobre las plataformas se forman fallas inversas y sobre las cuencas pliegues. CTM, Cuenca de Tampico-Misantla. f) La deformación continua durante el Paleoceno generando más cabalgaduras y pliegues replegados. g) Para el Eoceno surgen el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA). Estas fallas posiblemente presentan un desplazamiento dextral. h) Para el Mioceno-Plioceno se desarrolla el fallamiento normal del SFTSMA. La deformación extensional pudo rotar las fallas inversas con dirección de transporte al SW, pasando de fallas de alto ángulo a fallas con echados más pequeños. La estructura punteada de los incisos del d al h corresponde a la ubicación de la PVSLP.

Es complicado determinar la cantidad de rotación o basculamiento de las estructuras contractivas y sale de los alcances de este trabajo. No obstante, existen reportes sobre basculamientos máximos ocurridos durante el Eoceno en el centro del país (Aranda-Gómez y Mcdowell, 1998), por lo que dentro del modelo se considera el basculamiento del Eoceno en las rocas mesozoicas. El modelo de la evolución del límite entre la MC y SMOOr permite explicar la relación entre el límite de la PVSLP y la CMCM, con el SFTSMA, Para afinar este modelo se necesita más información geológica y geofísica del área de estudio. Trabajos como secciones sísmicas y sondeos magnetotelúricos podrían aportar información muy valiosa del el espesor y geometría del basamento.

## 7. Conclusiones

El presente trabajo se abordó a través estudios geológicos estructurales a una escala local y mediante exploración gravimétrica a una escala regional. De manera local, en este proyecto se estudiaron las unidades mesozoicas ubicadas dentro del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA), en las localidades Juriquilla, San Miguel de Allende, Sierra de los Cuarzos y Mineral de Pozos. Se reconocieron dos unidades mesozoicas en las áreas Juriquilla y San Miguel de Allende. La primera, la unidad inferior denominada informalmente como Unidad Vulcanosedimentaria. La unidad superior denominada informalmente como Unidad Calcárea. Se realizaron fechamientos de U/Pb en granos de circón detrítico para determinar la edad de la Unidad Vulcanosedimentaria. La Unidad Vulcanosedimentaria de San Miguel de Allende y Juriquilla tiene edades del Albiano ( $110.70 \pm 0.93$  Ma y  $110.66 \pm 1.59$  Ma respectivamente), y por relaciones estratigráficas a la Unidad Calcárea se le asigna una edad más joven al Albiano, posiblemente del Albiano-Cenomaniano. Para Sierra de los Cuarzos la edad obtenida en la Unidad Vulcanosedimentaria corresponde al Cenomaniano ( $99.67 \pm 1.16$  Ma), una edad más joven comparada con la obtenida por otros autores. Para Mineral de Pozos la edad obtenida en la unidad arenisca Mineral de Pozos corresponde al Cenomaniano ( $98.46 \pm 1.08$  Ma) y es concordante con lo reportado por otros autores.

De igual forma se estudió la deformación presente en las unidades mesozoicas. De esta manera se identificaron tanto eventos contractivos como extensivos dentro del área de estudio. El primer evento contractivo DC1 se observa en las rocas mesozoicas más antiguas de la parte central de la Sierra de los Cuarzos. El evento DC1 presenta una dirección de transporte tectónico al SE. Este evento se correlaciona con la acreción del Terreno Guerrero. El evento DC2 se observa en las rocas mesozoicas de las cuatro áreas y de manera general presenta una dirección de transporte al WSW. Este evento se podría

correlacionar con la formación del Orógeno Mexicano. Tentativamente se podría sugerir un tercer evento tectónico DC3, con una dirección de transporte tectónico al NW. Sin embargo, sólo es sustentado por algunas mediciones de estrías, por lo que es necesario más información para reconocer este posible evento DC3. Por otro lado, dentro del área de estudio se documentaron cuatro eventos extensionales. El evento extensivo más antiguo DE1 cuyas fallas presentan una orientación NW-SE y una edad tentativa del Eoceno. El evento extensivo DE2 cuyas fallas presentan una orientación N-S con edad tentativa del Eoceno medio. El evento extensivo DE3 cuyas fallas presentan una orientación NE-SW con una edad tentativa del Oligoceno o más reciente. El evento extensivo DE4 cuyas fallas presentan orientaciones N-S, NE-SW y NW-SE con una edad del Mioceno al Reciente.

A una escala más regional se realizaron estudios gravimétricos, obteniendo un mapa de anomalía de Bouguer regional y cinco perfiles gravimétricos. Los estudios gravimétricos se realizaron sobre la traza del SFTSMA desde Real de Catorce hasta Querétaro. El mapa de anomalía de Bouguer regional muestra principalmente dos dominios gravimétricos: el alto gravimétrico A1 (valores oscilantes entre 53.4 miliGales a -166.8 miliGales), localizado en la parte NE del área de estudio y está asociado a la Sierra Madre Oriental; y el bajo gravimétrico B1 (valores oscilantes entre -188 miliGales a -225 miliGales), localizado en la parte SW del área de estudio y está asociado a la Mesa Central. La traza del SFTSMA coincide con el límite de ambos dominios en la parte norte del área de estudio. Los perfiles gravimétricos se realizaron perpendiculares a ambos dominios, los cuales permiten estudiar a profundidad la interacción del límite entre la Sierra Madre Oriental y la Mesa Central. A partir de los perfiles se determina que el manto se encuentra a una profundidad promedio de 30 km debajo de la Mesa Central, mientras que para la Sierra Madre Oriental el manto superior se localiza a una profundidad

promedio de 33 km, su espesor va disminuyendo conforme se avanza hacia el Golfo de México. Debido a las diferencias de densidades el basamento de la Mesa Central cabalga sobre el basamento de la Sierra Madre Oriental. Sin embargo, la geometría de esta cabalgadura varía a lo largo de toda el área de estudio. Los perfiles P1 y P2 indican que la cabalgadura tiene un echado entre 40°-45°, por su parte los perfiles P3 y P4 proponen un echado entre 30°-35°. El perfil P5 muestra el echado mayor de 75°.

La hipótesis de este proyecto propone que el SFTSMA es una estructura heredada del mesozoico que se formó justo en el desnivel entre una cuenca y una plataforma. De manera regional dicho desnivel podría corresponder a la zona de talud entre la Cuenca Mesozoica del Centro de México y la Plataforma Valles-San Luis Potosí. La deformación contractiva reportada en la zona de talud (actualmente donde se localiza en SFTSMA) muestra una dirección de transporte diferente a la reportada tanto para la acreción del Terreno Guerrero como para la formación del Orógeno Mexicano. La deformación localizada sobre la zona de talud es persistente aún fuera del área de estudio y ha sido documentada por otros autores. Esto sugiere que este desnivel topográfico actuó como una barrera que modificó la cinemática de la deformación al momento en que el Orógeno Mexicano se desarrollaba sobre el desnivel. Una vez cesada la deformación contractiva en la zona de estudio, el frente orogénico migró hacia el NE. Para el Eoceno la deformación empieza a ser extensional y en la antigua zona de talud empiezan a formarse las fallas del SFTSMA. El talud entre esta cuenca y plataforma es de gran relevancia, a finales del Mesozoico modificó la dirección de transporte tectónico dentro de la zona de estudio y durante el Cenozoico concentra la deformación extensional en las fallas pertenecientes al SFTSMA.



Para finalizar se recomienda realizar estudios geofísicos como líneas sísmicas o perfiles magnetoteléuricos, los cuales permitirían conocer más a detalle el basamento. De igual forma se recomienda realizar modelos numéricos y/o analógicos que permitirían comprender mejor la deformación contractiva presente en el área de estudio.

## 8. Referencias Bibliográficas

Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 2001. The Amazcala caldera, Queretaro, Mexico. *Geology and geochronology: Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111, 203-218. [http://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00227-X](http://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00227-X)

Alaniz-Álvarez, S.A., van der Heyden, P., Nieto-Samaniego, A.F., Ortega-Gutiérrez, F., 1996, Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico, *Geology*, 24, 443-446.

Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco- Esquivel, M.T., Ojeda-García, A.C., and Vasallo-Morales, L.F., 2001, Estratigrafía y deformación de la región San Miguel de Allende-Querétaro: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18, 129-148.

Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Orozco-Esquivel, M.T., Vasallo-Morales, L. F., Xu, S.S., 2002a, El Sistema de Fallas Taxco- San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación post- Eocénica del centro de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 55, 12-29. <http://dx.doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a4>

Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L., 2002b, Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, Southern México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 1-14, doi: 10.1016/S0377-0273(02)00247-0

Alaniz-Álvarez, S.A., y Nieto-Samaniego, 2005, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 65-82, <http://dx.doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a4>

Alvarado-Méndez, A., Sánchez-Garrido E., Pérez-Vargas M.A., Caballero-Martínez J.A., 1997, Carta geológica-minera Guanajuato F14-7, 1: 250 000, Pachuca, Hgo., Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto

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

Anderson, T.H., y Schmidt, V.A., 1983, A model of the evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time, *Geological Society of American Bulletin*, Vol. 94, pp. 941–966.

Anderson, T.H. y Silver, L.T., 2005, The Mojave-Sonora megashear-Field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, *Geological Society of American Special Paper*, 393, 1-50.

Angelier, J., 1979, Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population, *Tectonophysics*, 56, T17-T26.

Angelier, J., 1984, Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89, 5835-5848.

Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F.W., 1998, Paleogene extension in the southern Basin and Range Province of Mexico; syndepositional tilting of Eocene Red Beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato Mining District. *International Geology Review*, 40, 2, 116–134. <http://dx.doi.org/10.1080/00206819809465201>

Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Pier, J.G., 1993, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis

Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín del Instituto de Geología, 106, pp. 1-22.

Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., 2000, Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53, 59-71.

Barboza-Gudiño, J.R., Tristan-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1999, Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and north-eastern Mexico: A Review, in Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., editors, Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North Central Mexico, Geological Society of America Special Paper, 340, 197-210. doi:10.1130/0-8137-2340-X.197

Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., Martínez-Macías, P.R., 2004, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21, 299-319.

Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A., 2008, The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico: Journal of South American Earth Sciences, 25, pp. 49–63 doi:10.1016/j.jsames.2007.08.003.

Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., and Barajas-Nigoche, L.D., 2010, Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance: Geosphere, 6, 5, 621–640, doi:10.1130/GES00545.1.

Barboza-Gudiño, J.R., Molina-Garza, R.S., Lawton, T.F., 2012, Sierra de Catorce: Remnants of the ancient western equatorial margin of Pangea in central Mexico, en Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., Molina-Garza, R.S., eds., *The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Guide 25*, 1–18, doi:10.1130/2012.0025(01).

Bird, D.E., Burke, K., Hall, S.A., Casey, J.F., 2005, Gulf of Mexico tectonic history: hot spot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 89, 311-328.

Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., Kuhn, M., Peyrefitte, A., Vales, Biancale, R., Gabalda, G., Moreaux, G., Reinquin, F., Sarrailh, M, 2012, *World Gravity Map, 1:50 000 000*, Paris, Francia, Bureau Gravimetrique International, Commission for the Geological Map of the World, Centre National D'etudes Spatiales, Institut de Recherche pour le Developpement, 3 mapas.

Botero-Santa, P.A., Xu, S., Nieto-Samaniego, A.F., Alanis-Álvarez, S.A., 2020, Efecto de las fracturas de enfriamiento en la formación de fallas normales: El ejemplo de Santa María del Río, San Luis Potosí, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72, 1-23, doi.org/10.18268/bsgm2020v72n1a011019

Busby, C.J., y Centeno-García, E., 2022, The “Nazas Arc” is a continental rift province: Implications for Mesozoic tectonic reconstructions of the southwest Cordillera, U.S. and Mexico: *Geosphere*, 18, 647-669, doi.org/10.1130/GES02443.1.

Cabral-Cano, E., Draper, G., Lang, H.R., Harrison, C.G.A., 2000, Constraining the late Mesozoic and early Tertiary tectonic evolution of southern Mexico: structure and deformation history of the Tierra Caliente region, southern Mexico: *Journal of Geology*, 108, 427-446, doi: 10.1086/314414.

Campa-Uranga, M. F., y Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1040-1051

Campos-Enríquez, J.O., Kerdan, T., Morán-Zenteno, D.J., Urrutia- Fucugauchi, J., Sánchez-Castellanos, E., Alday-Cruz, R., 1994, Estructura de la litósfera superior a lo largo del Trópico de Cáncer(resumen): Geos, Boletín Informativo, Unión Geofísica Mexicana, 12, 75-76.

Campos-Madrigal, E., Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C.C., Silva-Romo, G., 2013, Sedimentología, reconstrucción paleoambiental y significado tectónico de las sucesiones clásticas del Jurásico Medio en el área de Texcalapa, Puebla-Huajuapán de León, Oaxaca: Revisión de las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 30, 34-50.

Carrillo-Bravo, J., 1971, La plataforma de Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 23, 1-110.

Carrillo-Chávez, A., Levresse, G., y Martínez-Reyes, J. 2012. Field guide for the historical mining site of Mineral de Pozos, Guanajuato, east-central Mexico, en Aranda-Gomez, J.J., Tolson, G., and Molina-Garza, R.S. eds. The southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America, Field guide 25, 39-44.

Carrillo-Martínez, M., 1997, Hoja Zimapán 14Q-E (7), Resumen de la Geología de la Hoja Zimapán, Estados de Hidalgo y Querétaro: Carta Geológica de México, Serie 24, escala 1:100,000, 1-32

Carrillo-Martínez, M., Valencia, J.J., y Vázquez, M.E., 2001, Geology of the southwestern Sierra Madre Oriental fold-and-thrust belt, east-central Mexico, a review, en Bartolini, C.,

Buffler, R.R., Cantú-Chapa, A., eds., The Western Gulf of Mexico Basin: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 75, 145–158.

Centeno-García, E., 2005, Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy environments of central and west Mexico: constraints on terrane analysis and paleogeography en Anderson, T. H., Nourse, J. A., Mc Kee, J. W., and Steiner, M. B., eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives, Geological Society of America Special Papers, 393, 233-258.

Centeno-García, E., 2017, Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: an overview, Ore Geology Review, 81, 1035-1052.

Centeno-García, E., y Silva-Romo, G., 1997, Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14, 244-260

Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., y Talavera-Mendoza, O. 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone, en Draut, A., Clift, P.D., and Scholl, D.W., eds., Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones. Geological Society of America Special Paper, 436, 279-308.

Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., y Gehrels, G. 2011, Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc, Geological Society of America Bulletin, 123, 1776-1797.

Cerca-Martínez, L.M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., Iriondo, A., 2007, Late Cretaceous shortening and early tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur,

northern Mexico: insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction. *Tectonics* 26, TC3007, 34 p.

Cerca-Martínez, L.M. Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 2000, The geological evolution of the southern Sierra de Guanajuato; a documented example of the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, 42, 131-151.

Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.A., Molina-Garza, R.S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I.R., González-Naranjo, G.A., 2005, La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento miltirreactivada del noreste de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 27-52.

Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspar, D., Sanchez, A., Yta, M., 1988, Une discordance ante Albienne datée par une faune d'ámmonites et de braquiopodes de type Téthysien au Mexique Central: *Geobios*, 21, 125-135.

Cid-Villegas, G., Alaniz-Álvarez, S. A., Xu, S., Vásquez-Serrano, A., Juárez-Arriaga, E., 2022, Deformación del Cretácico tardío en el límite de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental, centro de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 74 (2), A230222. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2022v74n2a230222>

Cuéllar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, A.F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012, Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29, 1, 179-203.



Dahlen, F.A., 1990, Critical taper model of fold and thrust belts and accretionary wedges: Annual Reviews Earth Planetary Sciences, 18, 55–99. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.18.050190.000415>

Dahlen, F.A., Barr, T.D., 1989, Brittle frictional mountain building 1: deformation and mechanical energy Budget: Journal of Geophysical Research, 94, 3923–3947. <https://doi.org/10.1029/JB094iB04p03906>

Dahlen, A., Suppe, J., Davis, D., 1984, Mechanics of foldand- thrust belts and accretionary wedges: Cohesive coulomb theory: Journal of Geophysical Research, 89, B12, 10087–10101. <https://doi.org/10.1029/JB089iB12p10087>

Dávalos-Álvarez, O., 2004, Evolución de las fallas mayores del Neógeno-Cuaternario en la región de Huimilpan, Querétaro, San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de licenciatura, 93 p.

Dávalos-Álvarez, O., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Gómez-González, J.M., 2005, Las fases de deformación cenozoica en la región de Huimilpan, Querétaro, y su relación con la sismicidad local, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22, 129-147.

Dávalos-Álvarez O. G., 2006, Evolución tectónica Cenozoica en la porción norte de la Falla Oaxaca, Querétaro, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Tesis de Maestría, 133 p.

Dávalos-Álvarez, O.G., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga E., 2007, Estratigrafía cenozoica de la región de Tehuacán y su relación con el sector norte de la Falla Oaxaca, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24, 197-215.

Dávila-Alcocer, V. M., Centeno-García, E., Valencia, V., Fitz-Díaz, E., 2009, Una nueva interpretación de la estratigrafía de la Región de Tolimán, Estado de Querétaro: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63, 491–497.

Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F.A., 1983, Mechanics of foldand- thrust belts and accretionary wedges: Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 1153–1172. doi: 10.1029/JB088iB02p01153

Del Pilar-Martínez, A., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, 2020, Development of a brittle triaxial deformation zone in the upper crust: the case of the southern Mesa Central of Mexico, Tectónics, 39, e2020TC006166, <https://doi.org/10.1029/2020TC006166>

Delvaux, D., Sperner, B., 2003, Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: New Insights into Structural Interpretation and Modelling, D. Nieuwland Ed.. Geological Society, London, Special Publications 212, 75-100.

Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 2, 172-187.

Dickinson, W. R., y Gehrels, G. E., 2009, Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database. Earth and Planetary Science Letters, 288, 115-125. Doi: 10.1016/j.epsl.2009.09.013

Dickinson, W.R., y Lawton, T., 2001, Carbonaceous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. Geological Society of American Bullentin, 113, 1142-1160.

Dixon, J.M., 2004. Physical (centrifuge) modeling of fold-and-thrust shortening across carbonate bank margins: Timing, vergence, and style of deformation, en McClay, K.R., ed., Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 82, 223–238.

Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53, 1-26.

Eguiluz de Antuñano S., Aranda-García M., Buitrón-Sánchez B.E., 2014 Las Formaciones Gran Tesoro y Nazas: Evolución de las secuencias Triásico Superior-Jurásico Inferior en México y su significado tectonogenético, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 66, pp. 507-539

Elías-Herrera, M., y Ortega-Gutiérrez, F. 1998, The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center-Comment, Tectonophysics, 292, 321-326.

Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C. 2000, Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation, Journal of South American Earth Sciences, 13, 355-375.

Ferrari, L., 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53, 84-92.

Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., Hernández-Bernal, M. S., 2003, Volcanic record and age of formation of the Mexico city basin, en Reunión Annual 2003, Resúmenes: GEOS, 23, 120.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, B., Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-589 Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics*, 522-523, 122-149. 590 <https://doi:10.1016/j.tecto.2011.09.018>

Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Camprubí, A., Rubio-Ramos, M.A., Prol-Ledesma, R.M., 2008, Deformación, vetas, inclusiones fluidas y la evolución tectónica de las rocas cretácicas de Valle de Bravo, Estado de México, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 1, 59-81.

Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., and Tolson, G., 2011, Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain fold-thrust belt: *Geological Society Special Publication*, 349, 149-167 <https://doi.org/10.1144/SP349.8>

Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B., Vázquez-Serrano, A., 2012, The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt: *Geosphere*, 8, 931-949. <https://doi.org/10.1130/GES00759.1>

Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., van der Pluijm, B., 2014, Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold-Thrust Belt (central Mexico): Evidence from isotopic dating of folds and faults: *International Geology Review*, 56, 734–755. [doi:10.1080/00206814.2014.896228](https://doi.org/10.1080/00206814.2014.896228).

Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2018, The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics: *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>

Freydier, C., Martínez, R., Lapierre, H., Tardy, M., y Coulon, C. 1996, The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico): geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center, *Tectonophysics*, 259, 343-67.

Freydier, C., Lapierre, H., Ruiz, J., Terry, M., Martínez, R.J., y Coulon, C. 2000, The Early Cretaceous Arperos basin: an oceanic domain dividing the Guerrero arc from nuclear Mexico evidenced by geochemistry of the lavas and sediments, *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 325-336.

Gómez-Ordaz, V., Ávila-Ramos, F.J., 2017, Carta geológico-minera Buenavista, F14-C55, 1: 50,000: Pachuca, Hgo., Subsecretaría de Minería, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto.

García-Palomo, A., Macías, J., Tolson, G., Valdez, R., Mora-Chaparro, J., 2002, Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Transmexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, 41, 133-150.

Garduño-Martínez, D.E., Pi Puig, T., Solé, J., Martini, M., and Alcala-Martínez, J.R., 2015, K-Ar illite-mica age constraints on the formation and reactivation of the El Doctor fault zone, central Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32, 306–322.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen conmemorativo del centenario Temas selectos de la geología mexicana*, LVII, 227-283.

Guerrero-Paz, D.N., Abdullin, F., Ortega-Flores, B., Solari, L., Ortega-Obregón, C., Juárez-Arriaga, E., 2020, Late Cretaceous to Eocene denudation history of the Tolimán area, southern Sierra Madre Oriental, central Mexico, en Martens, U., and Molina Garza, R.S., eds., *Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and*

Provenance of Mesozoic–Cenozoic Basins: Geological Society of America Special Paper 546, 1-13, [https://doi.org/10.1130/2019.2546\(18\)](https://doi.org/10.1130/2019.2546(18)).

Gutiérrez-Navarro, R., 2017, Historia de deformación por acortamiento de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México, Ciudad de México, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría, 81 p.

Gutiérrez-Navarro, R., Fitz-Díaz E., Barboza-Gudiño J.R., Stockli, D.F., 2021, Shortening and exhumation of Sierra de Catorce in northeastern Mexico, in light of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  illite dating and (U-Th)/He zircon thermochronology, *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103334, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103334>.

Gray, G.G., Lawton, T.F., Murphy, J.J., 2008, Looking for the Mojave-Sonora megashear in northeastern Mexico. *Geological Society of America Special Paper Field Guide*, 14, 1-25.

Hales, A. L., Helsley, C. E., y Nation, J. B., 1970, P travel time for an oceanic path: *Journal Geophysical Research.*, 75, 7362-7381.

Hammer S., 1947, A New Calculation Technique for Quantitative interpretation in Gravity Prospecting, *Geophysics*, 12, 498

Henry, C.D., y Aranda-Gómez, J.J., 2000, Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: *Tectonophysics*, 318, 1–26. [https://doi10.1016/S0040-1951\(99\)00304-2](https://doi10.1016/S0040-1951(99)00304-2)

Hernández-Loredo, A., 2007, Carta geológico-minera Salinas Hidalgo, F14-A61, 1: 50,000: Pachuca, Hgo., Subsecretaría de Minería, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto.

Hudleston, P.J., Treagus, S.H., 2010, Information from folds: A review, *Journal of Structural Geology*, 32, 2042-2071, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.08.011>

Imlay, R. W., 1938, Studies of the Mexican geosyncline: *Bulletin of the Geological Society of America*, 49, 1651-1694.

Imlay, R.W., 1944, Cretaceous Formations of Central America: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 28, 1107–1195.

Iriondo, A., Martínez-Torres, L.M., Kunk, M.J., Atkinson Jr., W.W., Premo, W.R., McIntosh, W.C., 2005, Northward Laramide thrusting in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: implications for the juxtaposition of Paleoproterozoic basement blocks and the Mojave-Sonora megashear hypothesis, *Geological Society of American Special Paper*, 393, 631-669.

Juárez-Arriaga, E., Lawton, T.F., Stockli, D.F., Solari, L., Martens, U., 2019, Late Cretaceous-Paleocene stratigraphic and structural evolution of the central Mexican fold and thrust belt, from detrital zircon (U-Th)/(He-Pb) ages, *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 1-17, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102264>

Kearey, P., Brooks, M. y Hill, I. 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science Ltd. Tercera Edición. London. 135 pp.

Keppie, J.D., 2004. Terranes of Mexico revisited: a 1.3 billion year odyssey. *International Geology Review*, 46, 765-794.

Kerdan, T.P., 1992, Estructura de la corteza y manto superior en el norte de México (a lo largo del Trópico de Cáncer desde Baja California hasta el Golfo de México): Ciudad de México, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y

Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, tesis de maestría, 347 p.

Lapierre, H., Ortiz, H. E., Abouchami, N. V., Monod, O., Coulon, C., y Zimmermann, J. L. 1992, A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic  $\pm$  Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence (central Mexico), *Earth and Planetary Sciences Letters*, 108, 61-77.

Lawton T.F., Molina-Garza R.S., 2014, U-Pb geochronology of the type Nazas Formation and superjacent strata, northeastern Durango, Mexico: Implications of a Jurassic age for continental-arc magmatism in north-central Mexico: *Bulletin Geological of Society of America*, 126, pp. 1181-1199.

Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, D.A., Sliter, I.P., Arnaud-Vanneau, A., Banner, J., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, early Cretaceous, northeastern Mexico. *Geological Society of American Bulletin*, 111, 1010-1029

López-Doncel, R., 2003, La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles, San Luis Potosí, centro-noreste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 1-19.

López-Hernández, A., 1996, Modelo geológico de un sistema hidrotermal no volcánico; San Bartolomé de los Baños, Gto., México: *Geotermia*, 12, 19-32

López-Loera, H., Tristán-González, M., 2013, Geología y magnetometría aérea del Graben de Villa de Reyes, San Luis Potosí, Mesa Central de México: implicaciones tectónicas y geohidrológicas, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65, 137-156.



López-Reyes, J., De los Santos-Montaña J.J., Cacho-Casillas S., Sánchez-Bermeo G., 1997, Carta geológica-minera Pachuca F14-11, 1:250 000, Pachuca, Hgo., Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto

Lugo-Hubp, J., 1990, El Relieve de la República Mexicana: México, D.f., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 9, 82-111.

Lugo-Hubp, J., Córdova, C., 1992, Regionalización geomorfológica de la república mexicana, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Investigaciones Geográficas, 25, 25-63.

Maldonado-Lee, J.M: Reyes-Reyes N.A. De La Calleja-Moctezuma, A., Barajas-Nigoche, L.D., Montiel-Escobar, J.E., 2008, Carta geológico-minera Estado San Luis Potosí, 1: 500,000: Pachuca, Hgo., Subsecretaría de Minería, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto.

Martínez-Reyes, J., 1992, Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato con resumen de la geología de la Sierra de Guanajuato: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Serie Cartas Geológicas y Mineras, 8, 1 mapa con texto.

Martini, M., Mori, L., Solari, L., y Centeno-García, E., 2011, Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic–Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane, *Journal of Geology*, 119, 597-617.

Martini, M., Fitz, E., Solari, L., Camprubí, A., Hudleston, P.J., Lawton, T.F., Tolson, G., and Centeno-García, E., 2012, The Late Cretaceous fold-thrust belt in the Peña de Bernal–Tamazunchale area and its possible relationship to the accretion of the Guerrero Terrane,

en Aranda-Gómez, J.J., et al., eds., *The Southern Cordillera and beyond: Geological Society of America Field Guide* 25, 19–38, doi: 10.1130/2012.0025(02).

Martini, M., Solari, L., Camprubí, A., 2013, Kinematics of the Guerrero terrane accretion in the Sierra de Guanajuato, central Mexico: New insights for the structural evolution of arc-continent collisional zones: *International Geology Review*, 55, 574-589. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2012.729361>

Martini, M., Solari, L., y López-Martínez, M. 2014, Correlating the Arperos Basin from Guanajuato, central Mexico, to Santo Tomás, southern Mexico: Implications for the paleogeography and origin of the Guerrero terrane, *Geosphere*, 10, 1385-1401.

Martini, M., Solé, J., Garduño-Martínez, D.E., Pi Puig, T., Omaña, L., 2016, Evidence for two Cretaceous superposed orogenic belts in central Mexico based on paleontologic and K-Ar geochronologic data from the Sierra de los Cuarzos: *Geosphere*, 12, 1–14. doi:10.1130/GES01275.1.

Martini, M., y Ortega-Gutiérrez, F., 2018, Tectonostratigraphic Evolution of Eastern Mexico During the Break-Up of Pangea: A Review, *Earth-Science Reviews*, 183, 38-55. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.013>

Martiny, B.M., Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Silva-Romo, G., López-Martínez, M., 2012, The Salado River fault: reactivation of an Early Jurassic fault in a transfer zone during Laramide deformation in southern Mexico, *International Geology Review*, 54, 144-164.

Mascuñado, E., Levresse G., Cardellanch E., Tritlla J., Corona-Esquivel R., Meyzen C., 2013, Post-Laramide, Eocene magmatic activity in Sierra de Catorce, San Luis Potosi, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30, pp. 299-311.

Molina-Garza, R., y Urrutia-Fucugauchi, J., 1993, Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data: *Journal Geodynamics*, 17, 181-201.

Molina-Garza, R.S., Iriundo, A., 2005, La Megacizalla Mojave-Sonora: la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario Grandes Fronteras Tectónicas de México, 57, 1-26.

Molina-Garza, R.S., Van der Voo, R., Urrutia-Fucugauchi, J., 1992, Paleomagnetism of the Chiapas Massif, southern Mexico; evidence for rotation of the Maya Block and implications for the opening of the Gulf of Mexico, *Geological Society of American Bulletin*, 104, 1156-1168.

Moreira-Rivera, F., Flores-Aguillón G., Martínez-Rodríguez L., Palacios-García R., Chiapa-García R., Olvera-Campos A., Pérez-Benavídez A., González-Mosivais P., 1998, Carta geológica-minera San Luis Potosí F14-4, 1:250 000, Pachuca, Hgo., Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto

Moreira-Rivera, F., Flores-Aguillón G., Reyes-Reyes N.A., Maldonado-Lee J.M. Martínez-Rodríguez L., Carrizales-Aguilar A., Arrieta-Saldaña R., López-Alba Luciano, 1997, Carta geológica-minera Ciudad Valles F14-8, 1:250 000, Pachuca, Hgo., Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto

Moreira-Rivera, F., Martínez-Rodríguez L., Palacios-García R., Maldonado Lee J.M., Olvera-Campos A., Mata-Pérez F., Pérez-Benavídez A., González-Mosivais P., 1996, Carta geológica-minera Matehuala F14-1, 1:250 000, Pachuca, Hgo., Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto

Morán-Zenteno, D., Caballero-Miranda, C., Silva-Romo, G., Ortega-Guerrero, González-Torres, E., 1993, Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the northern Mixteca terrane, southern Mexico, *Geofísica Internacional*, 23, 453-473.

Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999a, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 111, 347-363. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<0347:VOCEAV>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<0347:VOCEAV>2.3.CO;2)

Nieto-Samaniego A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Cerca-Martínez M., 1999b, Carta geológica-minera San Miguel de Allende F14-C54, 1:50 000, Pachuca, Hgo., Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto

Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubi i Cano, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen Conmemorativo del Centenario Temas Selectos de la Geología Mexicana*, 57, 285-318. <http://dx.doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a3>

Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., and Camprubí, A., 2007, Mesa Central of México: Stratigraphy, structure, and Cenozoic tectonic evolution, en Alaniz-Álvarez, S.A., y Nieto-Samaniego, Á.F., eds., *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper*, 422, 41–70. [https://doi.org/10.1130/2007.2422\(02\)](https://doi.org/10.1130/2007.2422(02))

Ochoa-Camarillo, H., 1996, *Geología del Anticlinorio de Huayacocotla en la Región de Molango, Estado de Hidalgo*, tesis de Maestría, Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México, 91 p.

Ortega-Flores, B., 2017, Caracterización del límite este del terreno guerrero mediante isotopía de Hf y geocronología U-Pb en zircones detríticos, Juriquilla, Querétaro, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, tesis de doctorado, 254 p.

Ortega-Flores, B., Solari, L., Lawton, T. F., y Ortega-Obregón, C., 2014, Detrital-zircon record of major Middle Triassic–Early Cretaceous provenance shift, central Mexico: demise of Gondwanan continental fluvial systems and onset of back-arc volcanism and sedimentation, *International Geology Review*, 56, 237-261.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alaníz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana: Instituto de Geología-UNAM-Consejo de Recursos Minerales, 1 Mapa, texto explicativo.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., and Dávalos-Elizondo, M.G., 2008, On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican volcanic belt and its fore-arc region, southern and central Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 346-364.

Ortega-Gutiérrez, F., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Solari, L., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., 2014, Petrology and geochemistry of the Valle de Santiago lower-crust xenoliths: Young tectonothermal processes beneath the central Trans-Mexican volcanic belt, *Lithosphere*, 6, 335-360. doi: 10.1130/L317.1

Ortiz-Hernández, L.E., Chiodi, M., Lapierre, H., Monod, O., y Calvet, P. 1992, El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato-características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas

asociadas, implicaciones geodinámicas, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 9, 126-145.

Ortiz-Hernández, L.E., Flores-Castro, K., Acevedo-Sandoval, O.A., 2002, Petrographic and geochemical characteristics of upper Aptian calc-alkaline volcanism in San Miguel de Allende, Guanajuato state, Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19, 2, 81-90.

Ortiz-Hernández, L.E., Acevedo-Sandoval, O.A., Flores-Castro, K., 2003, Early Cretaceous intraplate seamounts from Guanajuato, central Mexico: geochemical and mineralogical data, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 1, 27-40.

Padilla-Sánchez, R.J., 1986, Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, 25, 157-206.

Padilla-Sánchez, R.J., 2007, Evolución geológica del surestemexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 54, 19-42.

Palacios-García, N.B., 2013, Análisis petro-tectónico de la sucesión mesozoica de la Sierra de los Cuarzos, centro de México: Reconocimiento de un depósito sintectónico relacionado con la acreción del terreno Guerrero, Ciudad de México, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, tesis de maestría, 154 p.

Palacios-García, N.B., Martini, M., 2014, From back-arc rifting to arc accretion: the Late Jurassic–Early Cretaceous evolution of the Guerrero terrane recorded by a major provenance change in sandstones from the Sierra de los Cuarzos area, central Mexico, *International Geology Review*, 56, 1377-1394, <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2014.938367>

Paolini, M., Schmitz, M., Orihuela, N., 2014, Interpretación geofísica integrada de la plataforma centro norte costera de Venezuela, en: Schmitz, M., Audemard, F., Urbani, F., (Edit) El límite noreste de la placa suramericana- Estructuras litosféricas de la superficie del manto, 249-271, <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3079.1520>

Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R., 2010, Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11, 1-36. <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>

Peredo, C.R., Yutsis, V., Martin, A.J., Aranda-Gómez J.J., 2021, Crustal structure and Curie point depth in central Mexico inferred from the spectral analysis and forward modeling of potential field data, *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103565, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103565>

Pérez-Flores, E., Mauvois-Guitteaud R., Menguelle-López J., Moreno-Vázquez J.L., Soto-Araiza R.G., López-Ojeda J.A., 1999, Carta geológica-minera Querétaro F14-10, 1:250 000, Pachuca, Hgo., Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto

Pérez-Vargas M.A., López-Ojeda J.A., Alvarado-Méndez H., Saldaña-Saucedo G., 1996, Carta geológica-minera Dolores-Hidalgo F14-C44, 1: 50 000, Pachuca Hgo., Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto.

Pérez-Venzor, J.A., Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F., Solorio- Munguía, J.G., 1996, Geología del volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13, 174-183.

Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2012, VizualAge: a novel approach to laser ablation ICP–MS U–Pb geochronology data reduction: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 36, 247–270. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1751-908X.2012.00158.x>

Pindell, J.L., 1985, Alleghanian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean, *Tectonics*, 4, 1-39.

Pindell, J.L., Dewey, J.F., 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean región, *Tectonics*, 1, 179-211.

Pindell, J.L., y Kennan, L., 2001, Processes and events in the terrane assembly of Trinidad and eastern Venezuela. In: Fillon, R.H., Rosen, N.C., Weimer, P., Lowrie, A., Pettingill, H., Phair, R.H., Roberts, H.H., Van Hoorn, B. (Eds.), *Transactions of the 21st GCSSEPM Annual Bob F. Perkins Research Conference: Petroleum Systems of Deep-Water Basins*, 159–192.

Pindell, J.L., y Kennan, L., 2009, Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean, and northern South America in the mantle reference frame: an update *Geological Society of London, Special Publication*, 328, 1-55.

Quintero-Legorreta, O. 1992. Geología de la región de Comanja, Estados de Guanajuato y Jalisco. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 10, 6–25.

Raisz, E., 1959, *Landforms of Mexico*, scale ca. 1:3 000 000: Cambridge, Massachusetts, U. S. Office of Naval Research, Geography Branch, 1 mapa.

Ramón-Márquez, V.M., 2014, Estructura cortical somera de la faja volcánica transmexicana (sector centro-oriental). Relaciones con el terreno guerrero y la sierra madre oriental (dominio continental) a partir de datos gravimétricos, Ciudad de México,



México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, tesis de maestría, 110 p.

Ramos-Leal, J.A., López-Lorea, H., Martínez-Ruíz, V.J., Aranda-Gómez, J.J., 2007, Sucesión de eventos y geometría de la parte central del acuífero del graben de Villa de Reyes (San Luis Potosí, México) inferida a partir de datos geoelectrónicos, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24, 31-46.

Reyes-Reyes, N.A., Luna-Castro-H., 1998, Carta geológico-minera Mineral de Pozos F14-C45, 1:50 000: Pachuca, Hgo., Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto

Rivera, J., Ponce, L., 1986, Estructura de la corteza al oriente de la Sierra Madre Occidental, México, basada en la velocidad del grupo de las ondas Rayleigh: *Geofísica Internacional*, 25, 383-402.

Rodríguez-Hernández, E., López-Doncel, R., Barboza-Gudiño J.R., Cruz-Márquez J., 2009, Análisis sedimentológico-facial de clastos formadores de brechas calcáreas cretácicas de una zona transicional plataforma–cuenca en el centro de México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 3, 687-708.

Romo-Ramírez, J.R., 2007, Carta geológico-minera Espíritu Santo, F14-A62, 1: 50,000: Pachuca, Hgo., Subsecretaría de Minería, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto.

Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V.H., Urrutia-Fucugauchi, J., 1996, Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics western Mexico, *Geology*, 20, 10, 921-924.

Ross, M.I., y Scotese, C.R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean región, *Tectonophysics*, 135, 139-168.

Salinas-Prieto, J.C., Monod, O., Faure, M., 2000, Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, Special Issue, Geologic evolution of the Guerrero Terrane, western Mexico, 13, 389-402.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R. C. 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico, *Geological Society of America Special Paper*, 278, 1-153.

Segerstrom, K., 1961, *Geology of the Bernal-Jalpan Area, Estado de Queretaro, Mexico*: U.S. Geological Survey Bulletin, 1104-B, 19–86.

Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., Nieto-Obregón, J., 2000, A submarine fan in the Mesa Central Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 429-442.

Solari, L.A., González-León, C.M., Ortega-Obregón, C., Valencia-Moreno, M., Rascón-Heimpel, M.A., 2018, The Proterozoic of NW Mexico revisited: U–Pb geochronology and Hf isotopes of Sonoran rocks and their tectonic implications, *International Journal of Earth Sciences*, 107, 845-861, doi:10.1007/s00531-017-1517-2

Spector, A. y Grant, S., 1970, *Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data*, *Geophysics*, 35, 293-302.

Suter, M., 1980, Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental foreland thrust and fold belt between Xilitla and the Moctezuma River (Hidalgo and San Luís Potosí

States): Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, 4, 19–31.

Suter, M., 1984, Cordilleran deformation along the Eastern edge of the Valles–San Luís Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental thrust and fold belt, east-central Mexico: Geological Society of America Bulletin, 95, 1387–1397, doi:10.1130/0016-7606(1984)95<1387:CDATEE>2.0.CO;2.

Suter, M., 1987, Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-and-thrust belt in east-central Mexico: Geological Society of America Bulletin, 98, 249–264, doi:10.1130/0016-7606(1987)98<249:STATSM>2.0.CO;2.

Suter, M., 1990, Hoja Tamazunchale 14Q-(5), con Geología de la Hoja Tamazunchale, Estados de Hidalgo, Querétaro y San Luís Potosí: Mexico City, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, escala 1:100,000, 56 p.

Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Farrar, E., 1995, The Acambay graben: Active intraarc extensión in the trans-Mexican volcanic belt, Mexico, Tectonics, 14, 1245-1262

Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001 Quaternary Structure of an extensional Intra-Arc-Riftthe Central Trans-Mexican Volcanic Belt: Geological Society of America Bulletin, 113, 693-703.

Talavera-Mendoza, O., y Guerrero-Suastegui. M. 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): Implications for the tectonomagmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. Journal of South American Earth Sciences, 13, 297-324.

Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G. E., y Valencia, V. A. 2007, Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic, *Geological Society of America Bulletin*, 119, 1052-1065.

Talwani M., Worzel J.L. Landisman, M., 1959, Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with applications to the Mendocino submarine fracture zones, *Journal Geophysics Research*, 64, 49-59.

Tardy, M., Lapierre, H., Bourdier, J. L., Coulon, C., Ortíz-Hernández, L. E., y Yta, M. 1992, Intraoceanic setting of the western Mexico Guerrero terrane-Implications for the Pacific-Tethys geodynamic relationships during the Cretaceous, *Revista del Instituto de Geología*, 10, 118-128.

Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J., Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martínez, J., Talavera Mendoza, O., Ortiz, E., Stein, G., y Yta, M. 1994, The Guerrero suspect terrane (western México) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the western Cordillera of Colombia): A late Mesozoic intra-oceanic arc accreted during Late Cretaceous, *Tectonophysics*, 230, 49-73.

Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. 1990. *Applied Geophysics*. Second Edition. Cambridge University Press. 744 p.

Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., Grajales, J.M., 1999, A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: tectonic implications for reconstructions of southern North America, en: Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (Eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*, *Geological Society of America Special Paper*, 340, 191-196.

Torres-Hernández, J.R., Rodríguez-Ríos, R., Barboza-Gudiño R., Saucedo-Girón R., Tristán-Capetillo, L.C., García-Pérez K., 2010, Carta geológico-minera Santa Catarina, F14-A85, 1: 50,000: Pachuca, Hgo., Subsecretaría de Minería, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto.

Tristán-González, M., 1986, Estratigrafía y tectónica del Graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico no. 107, 91 p.

Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., López-Ojeda, J.A., Martínez-Rodríguez L., 2003, Carta geológico-minera San Luis Potosí, F14-A84, 1: 50,000: Pachuca, Hgo., Subsecretaría de Minería, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con texto.

Tristán-González, M., 2008, Evolución tectono-volcánica durante el paleógeno en la porción sur-oriental de la Mesa Central, Juriquilla, Querétaro, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, tesis de doctorado, 207 p.

Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J.R., Herve, B., López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, R., Labarthe-Hernández, G., 2009, Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 61, 287-303.

Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J. H., 1996, Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico: *International Geology Review*, 38, 176-194  
<https://doi.org/10.1080/00206819709465330>

Vásquez-Serrano, A., Tolson, G., Fitz Diaz, E., Chávez Cabello, G., 2018, Influence of pre-tectonic carbonate facies architecture on deformation patterns of syntectonic

turbidites, an example from the central Mexican fold-thrust belt: *Journal of Structural Geology*, 109, 127-139. <https://doi:10.1016/j.jsg.2018.02.004>.

Vásquez-Serrano, A., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Rangel-Granados, E., 2019, Shortening and kinematics of the Late Triassic rocks in the Tolimán area, central Mexico, *Journal of South American Earth Sciences*, 95, [doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102303](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102303)

Venegas-Rodríguez, G., Barboza-Gudiño, J.R., and López-Doncel, R.A., 2009, Geocronología de circones detríticos en capas del Jurásico Inferior de las áreas de la Sierra de Catorce y El Alamito en el estado de San Luis Potosí: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 466–481.

Vening-Meinesz, F.A., 1931, Une nouvelle methode pour la reduction isostatique regionale de l'intensite de la pesanteur. *Bulletin Geodésique*, 29, 31-51.

Vermeesch, P., 2012, On the visualisation of detrital age distributions, *Chemical Geology*, 312, 190-194.

Vermeesch, P., 2018, IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology, *Geoscience Frontiers*, 9, 1479-1493.

Wilson, J.R., y Ward, W.C., 1993, Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico, en Simon, J.A.T., Scott, R.W., and Masse, J.P., eds., *Cretaceous Carbonate Platforms: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 56, 35–50.

Weber, B., Schaaf, P., Valencia, V.A., Iriondo, A., Ortega-Gutiérrez, F., 2006, Provenance ages of late Paleozoic sandstone (Santa Rosa formation) from the Maya block, SE Mexico. Implications on the tectonic evolution of western Pangea, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23, 262-276.

Xu, S., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Cerca-Martínez L.M., 2011, Structural analysis of a relay ramp in the Querétaro graben, central Mexico: Implications for relay ramp development, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28, 275-289.

Xu, S., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2021, Inherited structures controlling the development of the Arista-Ahualulco graben in the Mesa Central, México, *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103586>









Tabla 3. Edades de circón detrítico de la muestra SC-01 (Continuación)

	U (ppm) <sup>1</sup>	Th (ppm) <sup>1</sup>	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	Proporciones Corregidas <sup>2</sup>								Rho	Edades Corregidas (Ma)						Best age (Ma)	±2χ	Disc %
					±2χ abs	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2χ abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2χ abs	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	±2χ abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		±2χ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2χ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2χ				
SC01_Zrn-51	261.4	205.1	0.78	0.05750	0.00201	0.57972	0.01867	0.07362	0.00098	0.02167	0.00073	0.081	457.9	5.89	466.1	13.01	486.9	76.91	457.9	5.89	1.8	
SC01_Zrn-52	189.1	183.7	0.97	0.08415	0.00164	2.52495	0.05312	0.21734	0.00254	0.06365	0.00194	0.237	1267.6	13.40	1278.1	15.30	1289.2	37.96	1267.6	13.40	0.8	
SC01_Zrn-53	553.7	179.5	0.32	0.08747	0.00217	2.11110	0.04862	0.17424	0.00254	0.06389	0.00193	0.065	1035.4	13.95	1151.9	15.83	1366.2	47.33	1035.4	13.95	10.1	
SC01_Zrn-54	457.3	354.6	0.78	0.05691	0.00227	0.61389	0.02426	0.07788	0.00115	0.02263	0.00086	0.106	483.4	6.90	485.4	15.35	473.5	88.87	483.4	6.90	0.4	
SC01_Zrn-55	591.6	330.4	0.56	0.09714	0.00197	3.72859	0.11942	0.27944	0.00923	0.06920	0.00209	0.801	1588.2	46.10	1577.0	25.23	1568.2	38.25	1568.2	38.25	-0.7	
SC01_Zrn-56	175.4	169.2	0.96	0.05126	0.00680	0.10534	0.01206	0.01565	0.00054	0.00488	0.00029	-0.142	100.1	3.40	101.0	10.92	-137.3	350.99	100.1	3.40	0.8	
SC01_Zrn-57	109.9	153.3	1.39	0.09320	0.00265	3.13878	0.10701	0.24604	0.00450	0.06920	0.00230	0.136	1417.7	23.26	1447.8	21.78	1484.5	54.03	1484.5	54.03	2.1	
SC01_Zrn-58	390.9	243.3	0.62	0.05854	0.01018	0.32134	0.05272	0.04003	0.00092	0.01073	0.00129	-0.506	253.0	5.72	281.9	41.14	480.9	442.91	253.0	5.72	10.2	
SC01_Zrn-59	223.9	100.9	0.45	0.04941	0.00415	0.11220	0.01009	0.01619	0.00051	0.00541	0.00038	0.209	103.5	3.26	107.5	9.18	30.6	233.54	103.5	3.26	3.7	
SC01_Zrn-60	289.2	271.6	0.94	0.05232	0.00306	0.28298	0.01542	0.03931	0.00054	0.01220	0.00047	-0.223	248.5	3.33	252.1	12.19	260.8	125.62	248.5	3.33	1.4	
SC01_Zrn-61	165.5	80.3	0.49	0.10254	0.00235	4.04487	0.08225	0.28679	0.00466	0.08371	0.00386	0.068	1625.2	23.37	1642.6	16.72	1679.9	34.30	1679.9	34.30	1.1	
SC01_Zrn-62	298.9	217.4	0.73	0.05161	0.00226	0.27937	0.01339	0.03927	0.00074	0.01213	0.00062	0.327	248.3	4.57	249.7	10.61	242.3	104.07	248.3	4.57	0.6	
SC01_Zrn-63	361.4	74.6	0.21	0.05931	0.00332	0.66316	0.03709	0.08125	0.00118	0.02648	0.00157	0.029	503.6	7.01	515.6	22.89	557.1	131.11	503.6	7.01	2.3	
SC01_Zrn-64	258.9	278.4	1.08	0.05633	0.00217	0.52817	0.01848	0.06816	0.00113	0.02097	0.00073	-0.062	425.0	6.83	430.0	12.24	444.7	85.43	425.0	6.83	1.2	
SC01_Zrn-65	44.6	47.6	1.07	0.08920	0.00347	3.05650	0.12078	0.24852	0.00349	0.07087	0.00242	0.120	1430.5	18.02	1416.6	30.09	1384.4	75.26	1384.4	75.26	-1.0	
SC01_Zrn-66	194.2	277.2	1.43	0.04948	0.00407	0.16937	0.01293	0.02499	0.00067	0.00766	0.00040	-0.004	159.1	4.24	158.3	11.19	63.8	203.05	159.1	4.24	-0.5	
SC01_Zrn-67	402.9	280.5	0.70	0.10857	0.00134	4.69284	0.08760	0.31481	0.00324	0.08712	0.00264	0.675	1764.2	15.90	1765.2	15.72	1773.3	22.52	1773.3	22.52	0.1	
SC01_Zrn-68	769.6	677.8	0.88	0.05954	0.00151	0.69228	0.01804	0.08526	0.00149	0.02471	0.00067	-0.195	527.4	8.81	537.3	13.04	575.6	54.71	527.4	8.81	1.8	
SC01_Zrn-69	835.3	442.3	0.53	0.09098	0.00110	2.66678	0.03868	0.21286	0.00220	0.06096	0.00166	0.360	1244.0	11.67	1319.1	10.78	1444.3	23.13	1244.0	11.67	5.7	
SC01_Zrn-70	226.5	170.7	0.75	0.10127	0.00303	4.02361	0.09866	0.28705	0.00277	0.07593	0.00262	-0.638	1626.7	13.86	1638.5	19.90	1643.9	55.46	1643.9	55.46	0.7	

