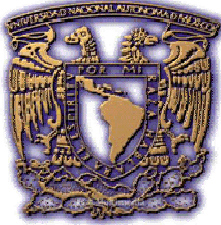


UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



**CENTRO DE GEOCIENCIAS
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**



**TECTÓNICA DE LA SIERRA CUESTA EL INFIERNO, CHIHUAHUA Y SU
RELACIÓN CON EL LEVANTAMIENTO DE PLOMOSAS**

TESIS

**Que para obtener el grado de
Maestro en Ciencias de la Tierra
(Geología Estructural y Tectónica)**

Presenta:

Edgar Gerardo Oviedo Padrón

Marzo de 2008



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

DEDICATORIA

A DIOS.

A mis padres: Florestela Padrón Valladares y Jaime Oviedo Arredondo

A mis hermanos Jaime y Xochitl

AGRADECIMIENTOS

Especialmente quiero agradecer a mi asesor y amigo **Dr. José Jorge Aranda Gómez**, investigador del Centro de Geociencias de la UNAM, por sus comentarios y por extenderme un poco de su conocimiento científico, el cual me ayudó a finalizar esta meta. Además, también quiero agradecerle por el apoyo económico (trabajo de campo y laboratorio) a través del proyecto CONACyT clave 47071: Evolución terciaria de cuencas continentales del norte de México: controles tectónicos heredados, pulsos de deformación, magmatismo y registro bioestratigráfico.

Quiero agradecer a los que forman parte del comité de este trabajo: **Dr. Roberto S. Molina Garza, Dr. Gabriel Chávez Cabello, Dra. Lucia Capra y Dr. Juventino Martínez Reyes**, por sus comentarios antes de finalizar este trabajo. También quiero agradecer al Dr. Gerardo Aguirre Díaz quien estuvo presente durante mis avances de tesis, quien me extendió valiosos comentarios.

A **Tere y Sol** de la biblioteca conjunta del Campus por su incondicional apoyo. A **Juan Tomás Vásquez Ramírez** por haberme ayudado en la realización de las secciones delgadas para el análisis petrográfico. A todo el personal académico del Centro de Geociencias, especialmente a aquellos que me impartieron clases durante mis estudios de maestría.

Quiero agradecer a aquellas personas que me ayudaron durante mi trabajo de campo: Dr. José Jorge Aranda Gómez, Dr. Roberto S. Molina, Dr. Gabriel Chávez, Paula Cecilia González y Jorge A. Cervantes. Además, extendiendo mi agradecimiento a los habitantes de la Colonia Piedras Negras (El Potrero), el Sr. Carlos Chavira y familia, y la Sra. Dolores y familia, por su hospitalidad durante las campañas de campo, así como al Sr. Erasmo Hernández y al Sr. José Carlos Falomir por haberme permitido realizar mi trabajo de investigación dentro de sus propiedades.

También quiero agradecer a mis amigos Nelda, Paula (Pau), Jorge (Shak), Jorge y Yaneth (Yenny) por estar siempre en las buenas y en las malas y a mis compañeros del CGEO con quienes compartí mi amistad durante mi estancia en el Centro de Geociencias. Por último quiero agradecer a todas aquellas personas que no haya mencionado y que de alguna u otra forma me apoyaran durante la realización de este logro personal, mil gracias.

ÍNDICE

<i>Tema</i>	<i>Página</i>
LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE TABLAS.....	viii
LISTA DE ABREVIATURAS Y NOMENCLATURAS.....	viii
RESUMEN.....	x
ABSTRACT.....	xi
CAPÍTULO I: GENERALIDADES	
1.1 Introducción.....	1
1.2 Antecedentes.....	2
1.3 Localización, Clima y Vegetación.....	4
1.4 Problemática.....	6
1.5 Objetivos.....	6
1.6 Metas.....	7
1.7 Metodología.....	8
CAPÍTULO II: GEOLOGÍA REGIONAL	
2.1 Introducción.....	9
2.2 Cuenca de Chihuahua (Chihuahua Trough).....	9
2.3 Orogenia Lamaride.....	11
2.3.1 Estilo de Deformación.....	13
2.3.2 Levantamiento y Cizalla de Plomosas.....	15
2.4 Provincia de Cuencas y Sierras (<i>Basin & Range Province</i>).....	18
2.4.1 El <i>Rift</i> de Rio Grande o <i>Río Grande Rift</i>	20
2.4.2 Chihuahua y El Altiplano Mexicano.....	22
2.5 Principales Fallas Regionales en el Norte de México.....	22
2.5.1 Falla Mojave-Sonora.....	23
2.5.2 Falla San Marcos.....	25
2.5.3 Falla La Babia y Otros Alineamientos.....	27
CAPÍTULO III: GEOLOGÍA LOCAL	
3.1 Introducción.....	29
3.2 Basamento Mesozoico y otras rocas pre-eocénicas.....	29
3.3 Estratigrafía de la Secuencia Volcánica Expuesta en la Sierra Cuesta El Infierno.....	31
CAPÍTULO IV: GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	
4.1 Geología Estructural de la Sierra Cuesta El Infierno.....	57
4.1.1 Zona Septentrional.....	58
4.1.2 Zona Occidental.....	62

4.1.3 Zona Meridional.....	64
4.1.4 Zona Centro-Oriental.....	66
CAPÍTULO V: DISCUSIÓN	
5.1 Evolución de las Zonas de la Sierra Cuesta El Infierno.....	71
5.1.1 Zona Septentrional y Zona Occidental.....	71
5.1.2 Zona Meridional.....	78
5.1.3 Zona Centro-Oriental.....	80
5.2 Evolución de la Sierra Cuesta El Infierno.....	81
CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES	88
BIBLIOGRAFÍA	91
ANEXO I: Localización geográfica (en coordenadas UTM) de las muestras colectadas durante las campañas de campo para su análisis petrográfico.	
ANEXO II: Mapa geológico-estructural de la Sierra Cuesta el Infierno. En él se muestra la distribución de las unidades litoestratigráficas, así como los principales sistemas de fallas que jugaron un papel importante en la deformación del Terciario medio-tardío.	
ANEXO III: Perfiles geológicos realizados en la Sierra Cuesta El Infierno.	

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura</i>	<i>Descripción</i>	<i>Pág.</i>
Figura 1.1	Localización de la SCI, respecto a algunas de las estructuras regionales en el norte de México. Nótese que la Falla San Marcos se encuentra inferida hasta Villa Aldama. Además, se observa que el Levantamiento de Plomosas se encuentra hacia el NE del área de estudio (circulo). En el recuadro, imagen de Google Earth, se ilustra la Falla de Plomosas propuesta por Hennings (1994), la cual es subparalela a las fallas regionales del norte de México (modificado de Aranda-Gómez <i>et al.</i> , 2005).	3
Figura 1.2	Imagen de Google Earth mostrando la localización de la SCI con respecto a la Ciudad de Chihuahua y las vías de acceso.	5
Figura 2.1	A) Imagen de satélite (Google Earth, 2007) que muestra el frente tectónico sudoccidental del Cinturón Plegado de Chihuahua y parte del Levantamiento de Plomosas. Nótese que las sierras El Morrión y de Gómez están limitadas por fallas. En el caso de la sierra de Gómez, se les considera como fallas normales del Terciario medio-tardío. También se puede observar que el extremo septentrional del sinclinal de la SCI se encuentra entre estas dos estructuras laramídicas (adaptado de Hennings, 1994). B) El perfil muestra una sección transversal y un modelo idealizado de las fallas principales que controlaron la deformación laramídica en el frente tectónico occidental de CPCH (adaptado de Hennings, 1994). Nótese que en esta sección estructural no se muestran las fallas normales que limitan a la Sierra de Gómez ni los pliegues en las rocas volcánicas de esta parte de Chihuahua.	16
Figura 2.2	Imagen de Google Earth (2007) mostrando la localización de la SCI con respecto al Levantamiento de Plomosas. Nótese que la Cizalla de Plomosas, que es parte del Levantamiento de Plomosas, se encuentra ubicada unos 40 km al norte de la SCI y la extrapolación de la Falla San Marcos, se encuentra ubicada justo en el borde occidental de la SCI y la Sierra de Gómez.	17
Figura 2.3	Sub-regiones en que se divide la provincia de Cuencas y Sierras (Stewart, 1998). Nótese que el <i>Rift</i> de Río Grande tiene un rumbo general N-S en los EUA. A partir de Ciudad Juárez sigue el rumbo aproximado del Lineamiento de Texas y/o de la Falla de la Babia. Al parecer la extensión <i>B&R</i> desaparece o es atenuada dentro de la Cuenca de Chihuahua.	21
Figura 2.4	Distribución de las rocas volcánicas cenozoicas y localización de las fallas regionales en el norte de México: Zona de Falla Torreón-Monterrey (De Cserna, 1970), Falla La Babia (Charleston, 1974,	23

1981), Megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Schmidt, 1983), Megacizalla Walper (Longoria, 1984), Falla San Marcos (FSM; McKee *et al.*, 1984, 1990; Padilla y Sánchez, 1986), Cizalla Plomosas (Hennings, 1994) y fallas Juárez (a), Almagre (b) y Caballo (c; Eguiluz de Antuñano, 1984). Adaptado de Aranda-Gómez *et al.* (2005) y Hennings (1994).

- Figura 3.1** A) Fotografía de una de las capas de arenisca con gasterópodos, que representan el basamento pre-volcánico en la parte noreste del área de estudio. B) Fotografía del conglomerado policmítico que posiblemente se ubica entre las rocas sedimentarias marinas y la secuencia volcánica de la SCI. Nótese que se encuentra compuesto por una variedad amplia de clastos redondeados a subredondeados, soportados por una matriz fina compuesta por limos y arcilla. En este sitio los clastos no presentan orientación preferencial y el depósito tiende a ser masivo. 30
- Figura 3.2** Localización de las columnas estratigráficas en el área de estudio. También se ilustra a grandes rasgos la geología, la cual se ha dividido en dos secuencias principales (inferior y superior). Por otra parte, están representadas las estructuras principales (*e.g.* sinclinal, antiformal y fallas). 33
- Figura 3.3** Figura 3.3: Diagrama de correlación entre las columnas estratigráficas descritas en distintos puntos de la SCI (véase localización en el ANEXO II). Nótese que algunas de las unidades cambian de espesor y textura de una localidad a otra; esto se atribuye a variaciones zonales dentro de los depósitos de los flujos piroclásticos y/o a cambios asociados a la dispersión de los mismos. Los colores empleados en esta figura corresponden a aquellos del mapa geológico en el ANEXO II. 34
- Figura 3.4** A) En esta fotografía panorámica de la nariz del sinclinal de la SCI se pueden observar las unidades volcánicas más antiguas; B) En esta fotografía se muestra la Unidad A, una ignimbrita masiva (sin estratificar) que está fracturada, producto de la deformación; en lámina delgada (C) se puede observar la matriz de esquirlas de vidrio parcialmente soldadas y un clasto de pómez parcialmente devitrificado; D) La Unidad B es un depósito deleznable expuesto al pie del escarpe en el frente de la SCI, en la lámina delgada (E) se observa la matriz que envuelve a fenocristales de sanidino principalmente; F) Ésta ignimbrita soldada (Unidad C) de color rojo, tanto en afloramiento como en lámina delgada; en el campo presenta juntas columnares asociadas a enfriamiento y fracturas causadas por el plegamiento; en la fotomicrografía (G) se observa la matriz soldada que contiene principalmente a fenocristales de sanidino, cuarzo y hornblenda. Campo visual 3.2 X 2.4 mm. 36
- Figura 3.5** A) Afloramiento de la unidad D intensamente alterada por devitrificación y/o perlitización con vetillas numerosas de calcita y 38

cuarzo; B) Fotomicrografía de la ignimbrita con un grado alto de devitrificación y reemplazamiento local de la matriz por cristales de calcita (color rosa) y algunos de cuarzo. Campo visual 3.2 x 2.4 mm.

Figura 3.6 A) Afloramiento de la Unidad E donde la roca está fracturada y en algunas ocasiones las fracturas están rellenas por material secundario, especialmente cuarzo y calcita; B) Fotomicrografía que ilustra la alineación de las partículas, producto de la foliación eutaxítica; además, se observan los clastos de pómez totalmente colapsados y devitrificados. Campo visual 3.2 X 2.4 mm. 39

Figura 3.7 A) Estructura de ojo en la ignimbrita de grado alto. Nótese que la foliación de flujo, representada por las líneas y fracturas en la roca, siguen esta estructura por su perímetro; B) En esta misma unidad también pueden observarse algunos pliegues internos. Estas estructuras son características de las ignimbritas de grado alto que han sufrido reomorfismo al momento de su emplazamiento. Es importante mencionar que a lo largo de los planos de foliación se observan rellenos de cavidad de cuarzo, clorita y algunos fragmentos de la misma ignimbrita, aunque estos fragmentos están más alterados que la roca original. Se cree que estos rasgos se formaron durante la etapa de cristalización de fase de vapor del flujo piroclástico; C) En algunos sitios además, se pueden observar algunos cuerpos tabulares rellenos por brechas monolitológicas compuestas por la misma ignimbrita y que se interpretan, tentativamente, como tubos de desgasificación; D) En lámina delgada se puede observar que los *fiammes* (fragmentos de pómez totalmente colapsados) localmente forman micro-pliegues, lo que apoya la idea de que esta ignimbrita experimentó deformación reomórfica durante su acumulación. Nótese el contenido bajo de fenocristales en la roca. Luz plana polarizada, campo visual 3.2 x 2.4 mm. 41

Figura 3.8 A) Fotomicrografía que muestra la matriz de la ignimbrita de la Unidad G, la cual está compuesta por esquirlas de vidrio ligeramente deformadas y alineadas, lo que forma una textura eutaxítica pobremente definida; B) Clasto lítico con forma angular derivado de una ignimbrita más antigua; la matriz de esquirlas de vidrio soporta a fenocristales de sanidino y cuarzo. Luz plana polarizada, campo visual 3.2 x 2.4 mm. 42

Figura 3.9 A) en la fotografía panorámica se observa la cuesta formada en el Rincón del Nieto, en esta estructura se observa la parte media de la secuencia volcánica; B) en la fotomicrografía se observa que la ignimbrita de la Unidad H tiene una textura vitroclástica y algunos cristales de hornblenda y sanidino; C) la Unidad K tiene una textura porfirítica con fenocristales de cuarzo y sanidino principalmente y se observan algunos clastos líticos pequeños compuestos por aglomerados de cuarzo (?) microcristalino; D) vista con nícoles 43

cruzados se observa la matriz de esquirlas de vidrio con una textura porfirítica que soporta a fenocristales de sanidino y cuarzo de la Unidad L. Las fotomicrografías B, C y D fueron tomadas con luz plana polarizada. Campo visual 3.2 x 2.4 mm.

- Figura 3.10** Depósito de arenisca en la cuesta del Rincón del Nieto. La roca está muy fracturada y se observan algunas de las capas que lo componen, las cuales tienen un arreglo paralelo entre sí. La escala es un marcador de 15 cm de largo. 44
- Figura 3.11** A) La fotografía panorámica muestra a la unidad J con una inclinación moderada hacia el occidente y se pueden observar las juntas pseudo-columnares desarrolladas; B) la matriz de esta ignimbrita está alineada al igual que las partículas acentuando la textura eutaxítica. Luz plana polarizada, campo visual 3.2 X 2.4 mm. 46
- Figura 3.12** A) Fotografía panorámica de la parte sur del área de estadio. En ella se observa la ignimbrita de color blanco con una distribución regional en toda el área de estudio y la ignimbrita que la sobreyace, aflorando como una cubierta de color más oscuro; B) Diques piroclásticos encajonados en la ignimbrita blanca de la Unidad K. En fotomicrografías (C y D) las muestras de los diques presentan clastos líticos abundantes en una matriz de esquirlas de vidrio. (C) Luz plana polarizada, (D) nicoles cruzados, campo visual 3.2 X 2.4 mm en ambas fotomicrografías. 48
- Figura 3.13** Depósito de grava y arena conglomerática de la Unidad 4. Los clastos son de caliza y están soportados por una matriz de arena: A) Afloramiento en el límite SE del área de estudio. Nótese que las capas están buzando hacia el SSE, de manera similar a las unidades volcánicas en el área lo cual sugiere que las gravas estuvieron involucradas en la deformación que afectó a esta región; B) ocasionalmente se observan bloques de conglomerado dentro de este paquete. 49
- Figura 3.14** A) Vista panorámica del extremo norte de la SLP. En ella se puede observar el contacto entre la cima de la secuencia de ignimbritas félsicas (Unidad K) y la secuencia de derrames de andesitas basálticas. Nótese que en la parte norte las rocas están buzando hacia el sur producto de la rotación generada por la falla normal (línea roja). Las figuras B, C y D son fotomicrografías con nicoles cruzados correspondientes a cada uno de los derrames de lava (Unidades M, N y O) que difieren principalmente en el tamaño y proporción relativa de los cristales. En todas las muestras la matriz es intersertal-hipocristalina. Fotomicrografías tomadas con luz plana polarizada, campo visual en las fotomicrografías 3.2 X 2.4 mm. 50
- Figura 3.15** En la fotografía se puede observar el fracturamiento presente en el derrame de lava (Unidad O) de la SLP. Se cree que estas fracturas 53

son un reflejo de la foliación de flujo. La fotografía fue tomada en la parte superior de la cuesta del Rincón del Nieto.

- Figura 3.16** A) Fotografía que muestra la parte superior de la cuesta formada por el Rincón del Nieto. En ella se nota el escarpe formado por la ignimbrita soldada (Unidad Q) y por los derrames andesíticos que la sobreyacen. Nótese que el contacto entre la ignimbrita y la andesita de la Unidad R, aunque es poco evidente en la fotografía, es concordante. B), C) y D) corresponden a fotomicrografías tomadas con luz plana polarizada, campo visual 3.2 X 2.4 mm. 55
- Figura 3.17** Las líneas punteadas representan las capas horizontales principales del depósito. Nótese que las capas tienen diastratificación. 56
- Figura 4.1** Imagen de satélite (Google Earth, 2007) mostrando los dominios estructurales en que se dividió a la SCI para su análisis: A) Zona septentrional; B) Zona Occidental; C) Zona meridional y; D) Zona Centro-Oriental. Además, se muestra la distribución de las fallas principales cartografiadas en la SCI y las fallas propuestas por Hennings (1994) para el frente tectónico del Levantamiento de Plomosas. Nótese que las fallas, en las zonas septentrional y occidental, que cortan a las rocas paleógenas, tienden a tener una dirección similar a aquellas que limitan a las estructuras laramídicas. También es evidente que en la zona meridional de la SCI, los sistemas de fallas cambian de rumbo y que, tanto el sinclinal como el Sistema de Fallas El Espanto (SFE), terminan abruptamente en su parte sur, ya que son cortados por las fallas de la zona de transferencia (fallas Ojo de León y Agujerado). SFCB = Sistema de Falla Cerro Blanco. 59
- Figura 4.2** A) En el extremo septentrional del área de estudio aflora la nariz de un sinclinal buzante (véase ubicación de la sección estructural en ANEXO II). B) Panorámica de la Sierra Cuesta El Infierno (SCI) vista desde el norte. Nótese que el flanco oriental de la estructura existe un escarpe notable en donde están expuestas varias unidades de la secuencia volcánica. En contraste, la diferencia de altura entre el flanco occidental y la región adyacente no está marcada por un escarpe topográfico tan notable. Esta diferencia de altura se va haciendo menor hacia el sur hasta desaparecer completamente. 60
- Figura 4.3** Sección estructural C-C' y vista panorámica de la cresta del flanco oriental de la Sierra Cuesta El Infierno (SCI). Nótese la presencia de una falla normal que desplaza algunas de las unidades volcánicas a lo largo del escarpe topográfico en el lado oriental de la SCI. Nótese también que las unidades volcánicas en la parte superior de la secuencia descansan discordantemente sobre las unidades inferiores (véase ANEXO II para localización del perfil). 61
- Figura 4.4** En el perfil se puede observar la distribución de las unidades y la zona de transición entre los dominios septentrional y occidental. La 63

ubicación de las fallas en la zona occidental fue inferida por la repetición de las unidades litoestratigráficas en esta parte del área y por su dirección de inclinación. En la fotografías panorámica (A) se muestra la posición aproximada de una de las fallas normales lístricas en la zona occidental. En (B) se aprecia el basculamiento de ~30° hacia el WSW en esta región (véase ANEXO II para localización del perfil).

- Figura 4.5** Sección estructural E-E' (véase localización en ANEXO II) y fotografías panorámicas que ilustran a las estructuras y geomorfología características del dominio meridional. En las fotografías panorámicas se puede observar el núcleo de la antiforma definido por el basculamiento de los bloques generado por fallas normales lístricas antitéticas. Los recuadros incluidos en las fotos son los datos de fallas obtenidos en las localidades CB-1: Cuesta Barragán; Anda-1 y Anda-2: Andasola sur y norte, respectivamente. Cabe señalarse que se encontró que éstos son consistentes con una extensión en dirección NE-SW y que la coherencia entre ellos es muy buena (Tabla 4.1). 64
- Figura 4.6** A) Panorámica mostrando el contacto continuo y concordante entre las ignimbritas de las unidades K y L, que son de grado bajo a medio. B) Interpretación de las fallas normales presentes en esta zona. Estas fallas están orientadas en la misma dirección que las fallas principales y la mayoría tienen un desplazamiento normal evidente. 66
- Figura 4.7** En el centro de la figura se puede observar un perfil geológico mostrando la distribución de las unidades litoestratigráficas y el arreglo de las fallas principales en esta zona del área de estudio. La fotografía "A" muestra una panorámica de la Falla Rincón del Nieto y la fotografía "B" una falla secundaria asociada a la anterior. Los datos de estrías tomados en estas fallas (RN) sugieren extensión en dirección NE-SW. La falla Ojo de León (C) presenta un escarpe de falla muy vertical en casi toda su longitud; los datos estructurales para esta localidad (OL-1 y OL-2) indican extensión en dirección NE-SW a ENE-WSW, incluso una compresión local cerca del Puerto Trancas en dirección NNW-SSE (Sol-1 y Sol-2). En la falla Cerro Agujerado (CA) se documentaron datos de fallas normales que indican una extensión casi Norte-Sur; por último, en la Falla Soledad, con una orientación sub-paralela a las anteriores, se tomaron datos en varios sitios (Sol-1, Sol-2, Sol-3, Sol-4, Sol-5 y Sol-6) reflejando una extensión en dirección NE-SW y casi Norte-Sur. La coherencia entre las fallas es muy buena (100%) al calcular el tensor de esfuerzos de Angelier (1990; Véanse ANEXO II para localización del perfil geológico y Tabla 4.1). 68
- Figura 4.8** En la fotografía se puede observar la cuesta formada en el Rincón del Nieto, las unidades que aquí se presentan están basculadas hacia el SSE y SSW, con una inclinación de hasta 30°, producto de la 69

actividad de la Falla Rincón del Nieto y Soledad. En la parte superior derecha se puede observar el escarpe formado por el flanco oriental del sinclinal.

Figura 5.1 Esquema simplificado mostrando parte del frente tectónico del Levantamiento de Plomosas y el desarrollo progresivo de las estructuras de la SCI y sus alrededores. Se cree que la deformación extensional sucedió de manera contemporánea o posterior al vulcanismo del Terciario medio; A) en este diagrama se asume que la deformación laramídica habría creado el relieve de las sierras laramídicas (El Morrión y de Gómez) antes del final del Eoceno (*e.g.* Chávez-Cabello, 2005). B) Las sierras de Gómez y El Morrión pudieron actuar como barreras topográficas que canalizaron y detuvieron a los flujos piroclásticos provenientes desde el sur y/o suroeste (?) del área de estudio. Nótese que la Sierra El Morrión está limitada por una cabalgadura con vergencia hacia el occidente y que ésta, de acuerdo al modelo de Hennings (1994), es la expresión superficial de la Falla Solís (FS), una estructura mayor que limita al Cinturón Plegado de Chihuahua. Durante el emplazamiento de las rocas volcánicas de la secuencia inferior habría actividad tectónica que posiblemente formó las fallas normales que limitan a la Sierra de Gómez y produjo la reactivación de la cabalgadura de la Sierra El Morrión con un movimiento normal. Así mismo, dio origen a la deposición de los sedimentos clásticos intercalados en las unidades de esta secuencia. C) El emplazamiento de la secuencia superior se llevo a cabo cuando la deformación ya había iniciado, lo que puso en contacto discordante a estas rocas con aquellas de la secuencia inferior en la parte sur de la SLP. D) La actividad extensional fue más intensa reactivando la Falla Solís con componente normal y propagándose hacia la superficie en la zona occidental de la SCI como el SFE; también, esta reactivación originaría la inflexión en el subsuelo que daría lugar a la formación del sinclinal de la zona septentrional y el anticlinal *roll-over* de la transición entre estas dos zonas. E) Modelo de evolución del sinclinal y el Sistema de Fallas el Espanto (SFE) de la zona occidental en una zona de acomodo entre fallas conjugadas antitéticas. 74

Figura 5.2 Modelo de evolución para la zona meridional de la SCI. Nótese que la estructura regional resultante fue influenciada por dos fallas normales antitéticas que desarrollaron fallas secundarias, dando lugar a varios bloques basculados que juntos forman una antifoma (B: Tomado de Faulds *et al.*, 2002). Véase pie de Figura 4.5 para explicación de fotos panorámicas A y C. 79

Figura 5.3 Modelo de elevación digital de Google Earth (2007) mostrando el frente tectónico occidental del Cinturón Plegado de Chihuahua así como del Levantamiento y Cizalla de Plomosas. Nótese la posición de la Sierra la Gloria, la cual sigue el mismo patrón circular del Levantamiento de Plomosas. SCI = Sierra Cuesta El Infierno. 85

LISTA DE TABLAS

<i>Tabla</i>	<i>Descripción</i>	<i>Pág.</i>
Tabla 4.1	Valores del tensor de esfuerzos principales determinados por la técnica de inversión de datos para estrías de falla utilizando el programa <i>INVD</i> de Angelier (1990). N: número de datos; σ_1 , σ_2 y σ_3 : ejes principales del tensor de esfuerzo (inmersión / azimuth en grados); Φ : relación $(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$; RUP: Valor promedio en % del estimador de coherencia del programa de Angelier. Cabe señalarse que los porcentajes del RUP son muy buenos (>90%), ya que la calidad de los datos es buena.	65

LISTA DE ABREVIATURAS Y NOMENGLATURAS

%	Por ciento
°C	Grados Centígrados
<i>B&R</i>	Provincia de Cuencas y Sierras (<i>Basin and Range province</i>)
CA	Cerro Agujerado
Cd.	Ciudad
Chi.	Chihuahua
cm	Centímetros
COREMI	Consejo de Recursos Minerales
CPCH	Cinturón Plegado de Chihuahua
<i>e.g.</i>	Por ejemplo
<i>et. al.</i>	Colaboradores
ENE	Este-noreste
ESE	Este-sureste
EUA	Estados Unidos de América
FLP	Falla Los Palmares
FS	Falla Solís
FSM	Falla San Marcos
<i>i.e.</i>	Por ejemplo
INEGI	Instituto Nacional de Estadística, Geográfica e Informática
Km	Kilómetro/Kilómetros
LCP	Levantamiento y Cizalla de Plomosas
LP	Levantamiento de Plomosas
N	Norte
NE	Noreste
NNE	Nor-noreste
NW	Noroeste
NNW	Nor-noroeste
m	Metros
mm	Milímetros
Ma	Millones de años
m.s.n.m	Metros sobre el nivel del mar
<i>op. cit.</i>	Obra citada

RN	Rincón del Nieto
S	Sur
SCI	Sierra Cuesta el Infierno
SFCB	Sistema de Falla Cerro Blanco
SFE	Sistema de Falla El Espanto
SGM	Servicio Geológico Mexicano
SLP	Sierra Los Palmares
SMOcc	Sierra Madre Occidental
SSE	Sur-sureste
SSW	Sur-suroeste
SW	Suroeste
Tx.	Texas
vol.	Volumen
W	Oeste
WNW	Oeste-noroeste
WSW	Oeste-suroeste

RESUMEN

La Sierra Cuesta El Infierno se ubica en el borde occidental del Cinturón Plegado de Chihuahua cerca del frente tectónico del Levantamiento de Plomosas. El paquete de rocas volcánicas terciarias expuesto en la Sierra Cuesta El Infierno y zonas adyacentes está formado por dos secuencias que nombré informalmente como secuencia inferior (dominantemente ignimbritas félsicas) y secuencia superior (derrames de lava andesítico-basálticos). En su conjunto, las dos secuencias están constituidas por al menos 19 unidades volcánicas y por cinco depósitos clásticos continentales y/o epiclástico-volcánicos que se hayan intercalados entre las unidades eruptivas. Las unidades volcánicas experimentaron deformación durante el Terciario medio a tardío asociada a la actividad de la provincia de Cuencas y Sierras del norte de México. Esta extensión produjo una reactivación de estructuras laramídicas pre-existentes en o cerca del área de estudio (*i.e.* Levantamiento de Plomosas y Falla Solís) y generó fallas normales nuevas en las sierras de Gómez y El Morrión. También se cree que hay una estructura importante de basamento que subyace al Sistema de Fallas Ojo de León (N70°W) y que influyó en el desarrollo y ubicación de las estructuras post-laramídicas y en la dispersión de algunos de los flujos piroclásticos que originaron ignimbritas de la secuencia inferior. En algunos sitios el contacto entre las dos secuencias es una discordancia angular. Con base en estas relaciones se interpreta que el volcanismo terciario en esta parte del Cinturón Plegado de Chihuahua es sintectónico con las etapas tempranas de la extensión. El Sistema de Fallas Ojo de León jugó un papel importante en la evolución de las estructuras en el área ya que funcionó como una zona de transferencia y perturbó las direcciones principales de los paleo-esfuerzos en las regiones localizadas al norte y sur del mismo, lo que originó el desarrollo de dominios estructurales diferentes. En el dominio estructural al norte del sistema de fallas se formó un sinclinal buzante al SSE, con una orientación N20°W, que se interpreta como un pliegue por doblez de falla (*fault-bend fold*) formado durante la extensión. En la zona al occidente del sinclinal existe un sistema de fallas lítricas con una orientación sub-paralela al eje del sinclinal. Se piensa que el desarrollo de estos dos dominios fue controlado principalmente por las estructuras pre-existentes (*i.e.* fallas de Gómez y Solís). Por último, en la región al sur del Sistema de Fallas Ojo de León hay una zona de acomodo entre dos fallas lítricas, conjugadas y antitéticas, que bascularon a sus bloques de techo en forma de medios *graben*s y originaron una antiforma con rumbo N45°W.

ABSTRACT

Sierra Cuesta El Infierno is located in the western border of the Chihuahua Fold Belt, near the tectonic front of the Plomosas Uplift. The Tertiary volcanic rocks (lower Eocene – middle Oligocene?) exposed at Sierra Cuesta El Infierno and its surroundings were informally divided into two sequences. The lower volcanic sequence is composed mainly by felsic ignimbrites, and the upper sequence is formed by several basaltic andesite lava flows and a felsic ignimbrite. Together, the upper and lower volcanic sequences, include at least 19 volcanic units and 5 continental clastic and/or epiclastic-volcanic deposits interlayered with the eruptive units. The volcanic package was deformed during the mid- and late-Tertiary Basin and Range extension which affected northern Mexico. The extension produced reactivation of some of the Laramide structures located at or near the study area (*i.e.* the western front of the Plomosas Uplift and the Solís thrust fault) and produced new faults at nearby Sierra de Gómez and Sierra El Morrión. It is believed that an important basement structure is concealed under the Ojo de León Fault System (N70°W) which is located south of the Sierra Cuesta El Infierno. This post-Laramide fault system controlled the dispersion of some of the ash flows that deposited the ignimbrites of the lower volcanic sequence. The stratigraphic contact between the upper and lower sequence is an angular unconformity in some places. Based on these structural and stratigraphic arguments, it is believed that Tertiary volcanism in this part of Chihuahua is in part contemporaneous with an early period of Basin and Range extension. The Ojo de León Fault System played an important role in the development of the extensional structures in the region as it locally modified the orientation of the stress systems in the areas located south and north, respectively, of the system. In the northern structural domain a N20°W-trending, SSE-plunging syncline was formed (*i.e.* Sierra Cuesta El Infierno). This structure is interpreted as a fault-bend fold formed during extension. West of the syncline there is another structural domain with a system of normal listric faults nearly parallel to the trend of the fold. It is believed that these two domains were controlled by two older structures (*i.e.* the Laramide age faults: Gómez and Solís). Finally, in the region located south of the Falla Ojo de León, known as Rincón del Nieto, is exposed a N45°W-trending antiform developed at the accommodation zone between two normal listric faults. These conjugated structures are antithetic and tilted their hanging walls forming small half-grabens.

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

1.1 Introducción

En el norte de México existen varias fallas de basamento grandes con rumbo NW a WNW (*e.g.* la hipotética megacizalla Mojave-Sonora, Falla San Marcos y Falla La Babia), propuestas para explicar las diferencias estratigráficas y los cambios en el estilo de deformación de la Sierra Madre Oriental (De Cerna, 1970; Silver y Anderson, 1974; McKee y Jones, 1979; Charleston, 1981; Anderson y Schmidt, 1983; McKee *et al.*, 1984; Longoria, 1984, 1985; Padilla y Sánchez, 1986; Pessagno *et al.*, 1993; Stewart, 2003). Las fallas San Marcos y La Babia han sido propuestas para ser los límites sur y norte de lo que fue la cuenca de Sabinas, en Coahuila. La orogenia Laramide afectó a esta cuenca formando el Cinturón Plegado de Coahuila y la Falla San Marcos jugó un papel importante en la evolución del mismo, ya que esta falla, por ser el límite de la cuenca, separó estilos de deformación distintos al norte y sur. Se sabe que la cuenca de Chihuahua también estaba limitada por fallas grandes que, al formarse el Cinturón Plegado de Chihuahua (CPCH), separaron estilos de deformación; sin embargo, hasta la fecha, estas fallas no han sido estudiadas a detalle. Por otra parte, dentro del CPCH existen estructuras que según Hennings (1994) influyeron en gran medida en su evolución. Me refiero al Levantamiento y Cizalla de Plomosas, una estructura de acortamiento ubicada en el extremo meridional del CPCH. En este extremo meridional también se ha propuesto el límite de lo que fue la cuenca de Chihuahua, el Lineamiento Alamitos (Haenggi, 2002) o recientemente retomado como Lineamiento Delicias-Mulato (Franco-Rubio, 2007). Sin embargo, hasta la fecha no se ha documentado claramente si en realidad es o no una falla de basamento.

La Sierra Cuesta El Infierno (SCI) se encuentra ubicada en el borde meridional del Cinturón Plegado de Chihuahua y en el frente occidental del Levantamiento de Plomosas. Este frente está formado por las sierras El Morrión y de Gómez, las cuales se encuentran al nororiente y noroccidente de la SCI, respectivamente (ANEXO II). Las sierras laramídicas tienen un rumbo general N20°W, patrón que es seguido por las estructuras de la SCI, especialmente la parte norte. Por otra parte, la Sierra El Morrión cambia gradualmente su orientación a N75°W a través de una saliente notable en su parte sur, convirtiéndose en la Sierra La Gloria. De manera similar, las estructuras neógenas en las rocas volcánicas ubicadas al sur de la Sierra El Morrión, siguen esta trama tectónica, incluyendo las rocas

que comprenden a la SCI. En este trabajo se pretende visualizar como las estructuras más antiguas influenciaron en la deformación de las rocas que componen a la SCI.

1.2 Antecedentes

La SCI se encuentra ubicada, fisiográficamente, en la provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Range Province: B&R*; Stewart, 1998). Tectónicamente, la SCI está en el borde sudoccidental del CPCH, que es parte de la Sierra Madre Oriental y la continuación, en México, del Cinturón Cordillerano de América del Norte. Este cinturón cubre el área centro y noreste del estado de Chihuahua y partes adyacentes de Nuevo México y Trans-Pecos, Texas. El CPCH está formado por una serie de serranías y valles que tienen una tendencia general NNW a NW y está limitado por las plataformas calcáreas El Diablo y Aldama en el NE y SW, respectivamente. El CPCH fue formado durante la Orogenia Laramide por la inversión de una cuenca sedimentaria (*Chihuahua Through*) documentada por DeFord (1964). Esta cuenca, de edad Mesozoica, ocupó la parte centro y NE de Chihuahua y partes adyacentes de Trans-Pecos, Tx., Nuevo México y el extremo NE de Sonora.

La distribución de los paquetes estratigráficos del norte de México y sur de Estados Unidos se ha podido explicar, en parte, gracias a varias mega-fallas de rumbo NW a WNW y corrimientos con una componente lateral izquierda. Estas megaestructuras fueron propuestas por varios autores y se cree que estuvieron activas durante el Jurásico (Caudillo-Sosa *et al.*, 1996; Anderson y Silver, 2005) y Cretácico temprano, relacionadas a la apertura del Golfo de México (Anderson y Schmidt, 1983).

Entre estas grandes estructuras se encuentra la *megacizalla* Torreón-Monterrey (Figura 1.1), una estructura mesozoica con 400 km de desplazamiento inferido, lateral izquierdo, en el Triásico temprano (De Cserna, 1970, 1989) y que tuvo una reactivación durante la orogenia Laramide (Walper, 1980). Por otra parte, Anderson y Silver (1978) y Anderson y Schmidt (1983) propusieron un desplazamiento de 800 km a lo largo de una de las estructuras más controversiales del norte de México (véanse artículos en Anderson *et al.*, 2005), la hipotética Megacizalla Mojave-Sonora. McKee y Jones (1979) reconocieron a la Falla San Marcos (FSM), una estructura que ha tenido varias reactivaciones desde el Jurásico (McKee *et al.*, 1984, 1990) hasta el Cuaternario (Aranda-Gómez *et al.*, 2005).

La FSM se extiende por al menos 300 km en del estado de Coahuila, en donde se le puede seguir fácilmente en imágenes de satélite y modelos digitales de elevación. Aranda-Gómez y colaboradores (2005), gracias a la identificación de varios pliegues post-oligocénicos y análisis de imágenes de satélite y modelos de elevación, propusieron que esta estructura puede extenderse otros 300 km hacia el NW, dentro del estado de Chihuahua (Figura 1.1). Sin embargo, en este tramo la traza de la falla está oscurecida por el paquete de rocas volcánicas emplazado en el Terciario que efectivamente sepultan a la traza de la falla.

Por otra parte, en el centro de Chihuahua se encuentra el Levantamiento de Plomosas (Figura 1.1) que abarca una región extensa al ENE de la SCI. Esta estructura fue interpretada en un principio por King y Adkins (1946) como un anticlinorio con varias cabalgaduras con vergencia hacia el este. Más tarde, Bridges (1964) reinterpretó la estructura como un anticlinal recumbente de edad laramídica. Más recientemente, Ward (1977) encontró evidencia de tres eventos de plegamiento en la región que involucraron localmente a rocas paleozoicas y mesozoicas o ambas.

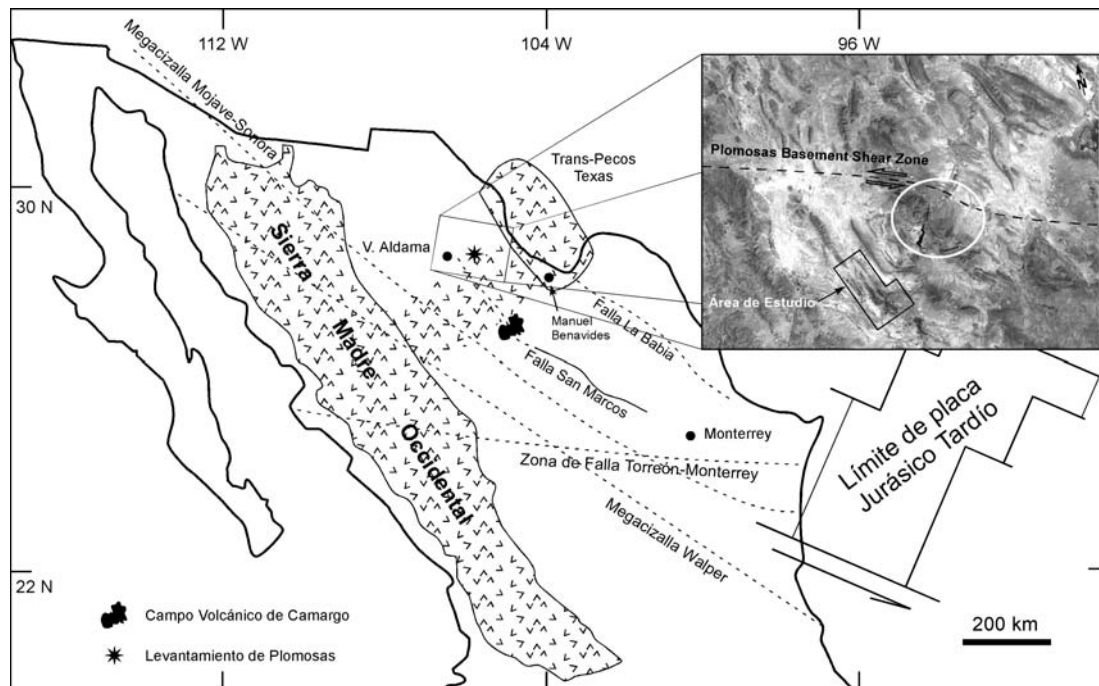


Figura 1.1: Localización de la SCI, respecto a algunas de las estructuras regionales en el norte de México. Nótese que la Falla San Marcos se encuentra inferida hasta Villa Aldama. Además, se observa que el Levantamiento de Plomosas se encuentra hacia el NE del área de estudio (círculo). En el recuadro, imagen de Google Earth, se ilustra la Falla de Plomosas propuesta por Hennings (1994), la cual es subparalela a las fallas regionales del norte de México (modificado de Aranda-Gómez *et al.*, 2005).

Por último, Hennings (1994) propuso que el Levantamiento de Plomosas puede modelarse como un pliegue por doblez de falla con acortamiento oblicuo en dirección WNW. Además, para construir sus secciones balanceadas, Hennings (1994), especifica que no fue necesario incluir fallas normales, por lo que asume que la extensión terciaria característica de esta parte de América del Norte fue suprimida o atenuada. En sus modelos, Hennings (*op. cit.*) interpretó a la Sierra El Morrión, ubicada a solo seis kilómetros en línea recta al este de la SCI, como una cabalgadura laramídica con vergencia hacia el este, mientras que la Sierra de Gómez (a tres kilómetros al oeste de la SCI), está formada por dos pliegues por propagación de falla con vergencias hacia el oeste, siendo este conjunto de estructuras el frente occidental del Levantamiento de Plomosas y el borde del CPCH en el área. Hennings (*op. cit.*) también propuso una megacizalla lateral izquierda, con rumbo WNW, ubicada aproximadamente a 50 km al norte del área de estudio, la cual se cree, fue reactivada durante la orogenia Laramide. Esta megacizalla es sub-paralela a las fallas grandes del norte de México y que sería el motor para formar varios pliegues por propagación de falla al norte y oriente del Levantamiento de Plomosas con rumbos N50°W.

1.3 Localización, Clima y Vegetación

La SCI se encuentra ubicada aproximadamente a 55 km al ENE de la ciudad de Chihuahua (Chi.). Se tiene acceso al área por la carretera Federal 16 (Chihuahua–Ojinaga) tomando hacia el sur la terracería en el km 30 hacia los ranchos El Indio y San Sebastián (El Espanto), ubicados en el borde oeste del área de estudio. Otro acceso, es la terracería que se encuentra en el km 55, por la misma carretera, que conduce al Rancho Trancas y a la comunidad Colonia Piedras Negras (El Potrero). Por último, otra vía de acceso es por la carretera Federal 45 (Delicias–Chihuahua) en el entronque hacia San Diego de Alcalá; de ahí se sigue hacia el norte por un camino de terracería hacia la Colonia Piedras Negras, llegando por la parte sur de la SCI (Figura 1.2). Además, justo en la parte NW de la SCI pasa el ferrocarril que comunica a la ciudad de Chihuahua con Ojinaga. La SCI tiene una elevación máxima de 1,460 m.s.n.m. en la parte central del sinclinal. La altura promedio de las planicies aluviales que rodean a la SCI es de 1,100 a 1,200 m.s.n.m.

Debido a la gran extensión territorial del estado de Chihuahua, éste tiene una variación importante en cuanto al clima y vegetación. El estado de Chihuahua se ha dividido en cuatro regiones climatológicas para facilitar su estudio, que son: el Desierto, la

Montaña, las Barrancas en la Sierra Tarahumara y los Valles Centrales. El área de estudio se encuentra localizada en el Desierto, el cual tiene un clima que varía de seco-semicálido a cálido, alcanzando temperaturas máximas mayores a 40°C a la sombra en el verano y en el invierno son comunes las temperaturas bajo cero. Esta zona de Chihuahua abarca la parte centro y nororiental del estado y está constituida por una amplia planicie interrumpida por serranías alargadas en dirección NNW que sobresalen del llano entre 300 y 1,000 m de altura.

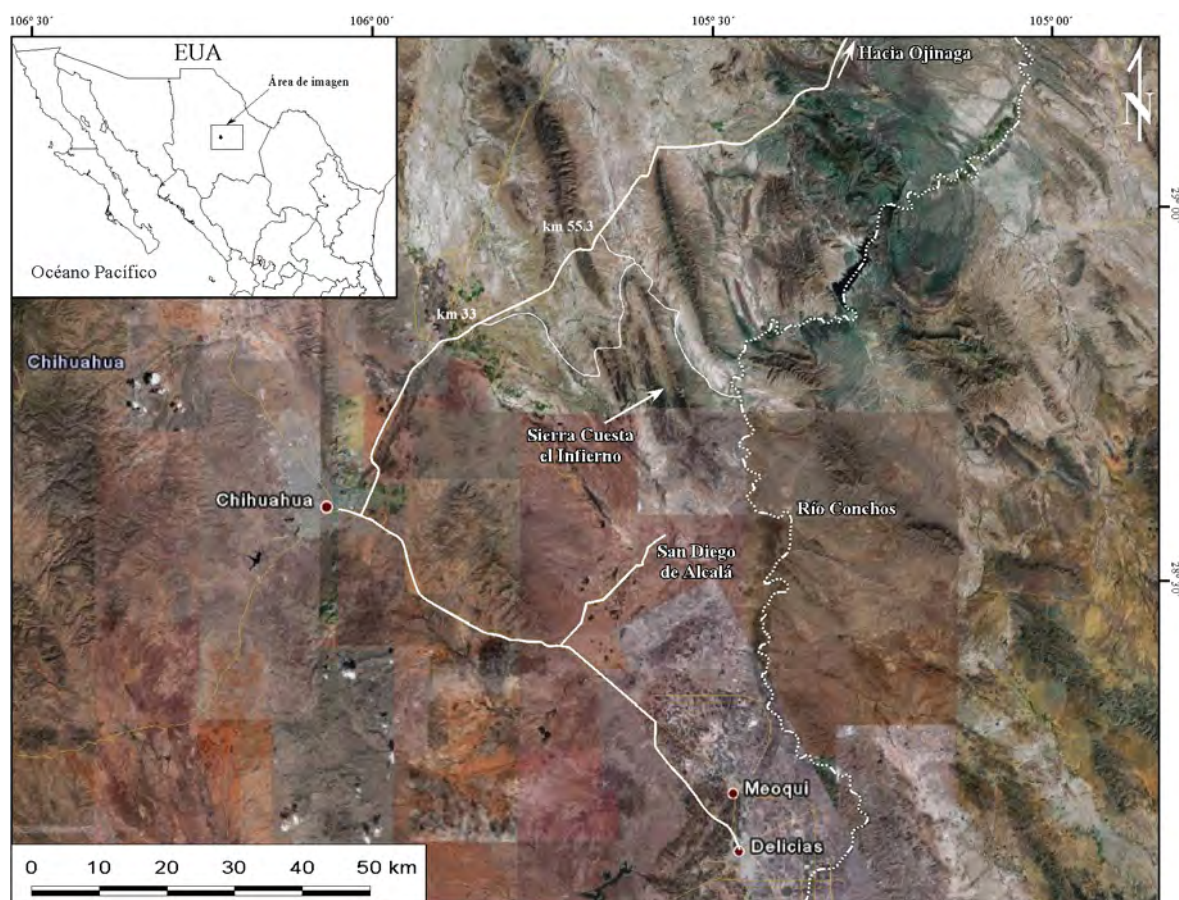


Figura 1.2: Imagen de Google Earth mostrando la localización de la SCI con respecto a la Ciudad de Chihuahua y las vías de acceso.

En el Desierto la vegetación es muy escasa, está formada principalmente por matorral bajo y está compuesta por arbustos espinosos y matojos de hierbas raquíticas. Entre estos, son comunes el gatuño (uña de gato), güamis (gobernadora), ocotillo, lechuguilla, sotol, mezquite, zacate matón y toboso, mariola, chamizo y otros que alcanzan a soportar el clima extremo como algunas cactáceas (nopal, maguey y biznagas; COREMI, 1994).

El escurrimiento superficial en Chihuahua se ha dividido en tres regiones principales, la más importante para esta investigación es la región de la Vertiente del Golfo de México, siendo el dren principal el Río Bravo. Uno de los tributarios más importantes del Río Bravo en la zona es el Río Conchos, el cual nace en la Sierra Tarahumara y pasa justo por el extremo sureste del área de estudio. En la SCI, la red de drenaje es de tipo paralela y los arroyos de su flanco oriental se unen al río Conchos. En la parte sur del área el cause del Conchos forma meandros.

1.4 Problemática

En la zona de estudio y sus alrededores existen sierras formadas por pliegues y cabalgaduras desarrolladas en secuencias sedimentarias, predominantemente marinas, del Cretácico y Jurásico. Estas estructuras de acortamiento son sub-paralelas a la SCI (i. e. sierras El Morrión y de Gómez) y, en general, son consideradas como productos de la orogenia Laramide. Las unidades volcánicas que forman a la SCI están claramente plegadas y afalladas y se piensa que son del Terciario, ya que rocas ubicadas al NW son de esta edad.

En general, se asume que la deformación post-laramídica en esta porción de Chihuahua es producto de la extensión asociada al desarrollo del *B&R* y/o a la formación del *Rift* del Río Grande (*e.g.* Seager y Morgan, 1979). Esta deformación produjo la morfología que hoy conocemos en el norte de México, la cual está gobernada por sierras y valles alternantes y sub-paralelos en dirección NNW. Recientemente, se ha sugerido que la reactivación de grandes fallas de basamento pudo haber influido localmente en la orientación de estas estructuras y causando la formación de pliegues en rocas volcánicas del Terciario Medio (*e.g.* Flotté, *et al.*, 2004; Aranda-Gómez *et al.*, 2005; Cervantes-Corona, 2005). Por tanto, con este trabajo se pretende averiguar si la reactivación de fallas de basamento durante la extensión del Terciario medio a tardío, pudieran estar relacionadas con la formación de la SCI.

1.5 Objetivos

El objetivo principal de esta investigación es alcanzar un mejor entendimiento de la deformación en rocas volcánicas del Cenozoico en la parte oriental de Chihuahua mediante un análisis geológico estructural del área de estudio, apoyado en trabajo de campo a detalle y con análisis de pares estereoscópicos de fotografías aéreas para determinar el origen de

las estructuras presentes en la SCI. Para lograr este objetivo se definieron varios objetivos particulares:

- Análisis de la tectónica regional con base en la interpretación cualitativa de las cartas geológicas H13-11 (2000) y H13C68 (2006) publicadas por el Servicio Geológico Mexicano y por INEGI H13C58 (2000) y H13C68 (2001), imágenes de satélite y modelos digitales de elevación preparados con los datos GEMA de INEGI (1994) y procesados en parte con el programa de García-Estrada (1997).
- Cartografía geológico-estructural a escala 1:50,000.
- Elaboración de cinco secciones geológico-estructurales perpendiculares a las estructurales principales.
- Colecta de muestras de todas las unidades litológicas mostradas en las columnas estratigráficas.
- Análisis petrográfico de las muestras colectadas para su clasificación y descripción.
- Realización de estaciones de fallas para su análisis e interpretación mediante el uso del programa *INVD* de Angelier (1990).

1.6 Metas

Para cumplir los objetivos de la investigación, fue necesario alcanzar varias metas:

1. Determinar la geometría y cinemática de las estructuras expuestas en el área de estudio.
2. Describir detalladamente una serie de secciones estratigráficas en diferentes puntos de la SCI para identificar a las unidades litoestratigráficas. A partir del análisis de esta información, se seleccionaron muestras para fechamiento isotópico (aún no disponibles al tiempo de concluir esta tesis). Con esta información se pretende establecer el alcance estratigráfico de la secuencia vulcanosedimentaria y las edades máxima y, de ser posible, mínima de la deformación documentada en la SCI.
3. Analizar la posible influencia de las estructuras de basamento en la formación y orientación del pliegue y las fallas expuestas en la SCI.
4. Proponer un modelo de evolución geológico-estructural para la SCI.

Cabe señalarse que, con base en la interpretación de pares estereoscópicos de fotografías aéreas verticales a escala 1:75,000 y ampliaciones a escala 1:37,500 y cartografía detallada en el campo, se construyó un mapa geológico-estructural escala 1:50,000 (ANEXO II). Este mapa fue capturado en un archivo digital y georeferenciado al Sistema de Información Geográfica. Para poder observar todo el contenido de este archivo, el usuario deberá de tener como mínimo ARCVIEW versión 3.2. Este mapa fue realizado con base en datos vectoriales de curvas de nivel obtenidos por INEGI para las cartas H13C68, H13C78 y H13C67 escala 1:50,000. Los datos inferidos de los pares estereoscópicos de fotografías aéreas fueron digitalizados directamente por medio de un *Digital Trasfer Scope*, el cual permite transferir directamente la información a la computadora desde las fotografías aéreas.

1.7 Metodología

Esta investigación consistió principalmente de una cartografía geológico-estructural de la SCI, previo a este trabajo de campo, se realizó un análisis fotogeológico del área de estudio. En las campañas de verificación sobre el terreno se llevó a cabo la descripción de las unidades litoestratigráficas presentes en el área de estudio y se colectaron muestras de cada una de las unidades en diferentes zonas, estas muestras fueron analizadas petrográficamente. También se prepararon 12 columnas estratigráficas compuestas. Con lo anterior se determinó la estratigrafía de la SCI.

Por otra parte, se obtuvieron datos estructurales de las unidades y se documentaron planos de fallas y estrías en los planos de fallas que se analizaron con el programa *INVD* de Angelier (1990). Se decidió utilizar este programa debido al manejo de los datos, ya que se puede hacer una clasificación temporal de las fallas medidas. Además, la manipulación de los estereogramas es muy buena en comparación con otros programas (*e.g. Rech*). A partir de esta interpretación se infirieron las direcciones de los paleo-esfuerzos principales que actuaron para la zona en el tiempo de deformación de las rocas de la SCI. Finalmente se elaboró un modelo geológico-estructural del área de estudio tomando en cuenta los datos obtenidos en el presente trabajo y los publicados en la literatura.

CAPÍTULO II

GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 Introducción

La SCI está compuesta por rocas volcánicas terciarias que, según Aranda-Gómez y colaboradores (2005), pertenecen a la provincia de la Sierra Madre Occidental (SMOcc). El área de estudio se ubica justo en el límite septentrional de una región en donde esta provincia se extiende de forma conspicua hacia el NE, cubriendo parcialmente al paquete sedimentario mesozoico plegado. Este paquete de rocas sedimentarias fue depositado en la Cuenca de Chihuahua, una cuenca con una orientación NW ubicada en el centro y NE de Chihuahua, México (DeFord, 1964).

Estructuralmente, la SCI yace en el borde occidental del CPCH. Esta sub-provincia es la continuación sur de las Montañas Rocosas del suroeste de Estados Unidos de América (EUA) y, en México, es considerada parte de la Sierra Madre Oriental. El CPCH fue formado por la inversión de la cuenca de Chihuahua durante la orogenia Laramide. Este evento tectónico produjo un gran número de pliegues, cabalgaduras y fallas inversas que modificaron el basamento pre-volcánico de la región de la SCI. Además, muy cerca del área de estudio se encuentra el Levantamiento de Plomosos, una estructura mayor también considerada laramídica que, según Hennings (1994), influyó ampliamente en la tectónica del CPCH.

Por otra parte, se cree que la actividad asociada a la provincia extensional del *B&R*, afectó también a esta región reactivando a algunas estructuras de basamento pre-existentes (*e.g.* Falla San Marcos; Aranda-Gómez *et al.*, 2005).

A continuación se hará referencia a las provincias relacionadas a esta investigación, haciéndose una descripción breve de cada una de ellas y de las estructuras regionales en el norte de México, que pudieron haber jugado un papel importante durante la deformación de las rocas que componen la SCI.

2.2 Cuenca de Chihuahua (*Chihuahua Trough*)

La parte norte de México ha estado tectónicamente activa desde el Proterozoico y sus rocas registran varios pulsos de deformación, tanto por acortamiento como producto de

extensión, hasta tiempos recientes. Estos periodos han sido registrados por la estratigrafía sedimentaria y volcánica tanto en la Cuenca de Chihuahua como en partes adyacentes en EUA, especialmente en Texas y Nuevo México.

La cuenca de Chihuahua, propuesta en un principio por DeFord (1964) y retomada después por Haenggi (2001), es una zona de depósito pre-albiana, con forma alargada que se extiende en dirección NW y cubre la parte oriente y norte del estado de Chihuahua y partes adyacentes de Texas, New México y el extremo NE de Sonora. Esta cuenca está limitada al norte y sur por las plataformas calcáreas El Diablo y Aldama, respectivamente. Varios autores (Busby-Spera y Kokelaar, 1991; Fackler-Adams *et al.*, 1997; Lawton *et al.*, 1997) propusieron que la cuenca de Chihuahua es una cuenca *pull-apart* desarrollada por la interacción del Lineamiento de Texas (una zona de cizalla en el basamento con dirección casi este-oeste y desplazamiento lateral-derecho; Muehlberger, 1980) con una serie de rasgos estructurales con direcciones N-S que actuaron como zonas de debilidad cortical. Esta interacción sucedió durante un periodo de extensión relacionado a la apertura del Golfo de México. Las cuencas de Marfa y Pedregosa (Greenwood *et al.*, 1977) son cuencas jurásicas que se formaron al inicio de la extensión y, actualmente, se interpreta a la cuenca de Pedregosa como el antecesor de la Cuenca de Chihuahua. Se cree que la cuenca de Chihuahua estuvo conectada con las cuencas de Sabinas en Coahuila (al sureste) y Bisbee en el sur de Arizona y NE de Sonora.

La secuencia estratigráfica (véanse artículos de Haenggi, 2001, 2002) en la cuenca de Chihuahua comienza con el conglomerado Glance (Brown y Dyer, 1987), que es un depósito usualmente de decenas de metros de espesor, formado por clastos derivados de unidades paleozoicas y rocas volcánicas. El conglomerado Glance se presenta principalmente en la parte NW de la cuenca, aunque se ha correlacionado con algunos afloramientos de esta litología en el área del Placer de Guadalupe – Carrizalillo (Haenggi, 2002). Esta unidad se cree que se formó por detritos derivados de escarpes de falla de ángulo alto. Estas fallas fueron producto de la subsidencia que estaba experimentando la cuenca. En términos generales, la subsidencia junto con los períodos de transgresión y regresión marina, permitieron la acumulación de secuencias sedimentarias con espesores considerables de varios miles de metros dentro de la cuenca de Chihuahua.

La subsidencia por extensión en la cuenca fue registrada hasta el Cretácico medio, ya que fallas asociadas no afectan a todas las formaciones. Por otra parte, la distribución de las unidades litoestratigráficas sobreyacentes al conglomerado Glance (La Casita, Navarrete, Las Vigas y Cuchillo) terminan abruptamente cerca de los bordes este y oeste de la cuenca de Chihuahua, lo que apoya la interpretación de que la cuenca estaba delimitada por fallas grandes que definían escarpes importantes. Por otra parte, durante la acumulación de la Fm. Cuchillo en la cuenca de Chihuahua, hubo actividad ígnea como lo indica la intrusión de una riolita porfirítica fechada en 110 Ma (Gradstein *et al.*, 1994).

Más tarde, en el Albiano medio a tardío – Cenomaniano temprano, se registró una transgresión hacia el cratón de Norteamérica y se depositaron rocas calcáreas de plataforma (Fm. Benigno y Lágrima), en las partes oeste y central de la cuenca. Al mismo tiempo, la Fm. Cox, se depositó en la parte este de la cuenca de Chihuahua, encontrándose afloramientos en la región de Trans-Pecos, Texas y en la plataforma del Diablo. Los afloramientos de esta formación sugieren que hubo un delta y la unidad es interpretada como un depósito de ciclos múltiples y los clastos fueron derivados de rocas sedimentarias (Miller, 1975).

Para el Albiano tardío y Cenomaniano temprano, la cuenca de Chihuahua se caracterizó por la depositación de sedimentos terrígenos de agua somera, pertenecientes a las formaciones Benavides y Del Río/*Eagle Mountain*. Este paquete sedimentario se encuentra en regiones vastas de Texas y no se consideran diagnósticos de actividad tectónica específica para la cuenca.

Durante el Cenomaniano medio – Senoniano se depositaron otros paquetes de rocas, entre estas rocas carbonatadas de agua somera que cambiaron gradualmente a depósitos terrígenos marinos. Actualmente existe discusión sobre la naturaleza del contacto entre estas formaciones, especialmente la Fm. Buda, donde algunos autores indican que existe un contacto discordante con otras rocas cretácicas (Adkins, 1933; Twiss, 1959; Maxwell y Dietrich, 1965). Sin embargo, hay quienes señalan que no existe evidencia física de que esta discordancia sea real (Ramírez y Acevedo, 1957; Underwood, 1962; Haenggi, 1966). Además, en la formación Ojinaga, se registra material clástico que se interpreta como relacionado a la orogenia Sevier. Por otra parte, se han reportado varias edades que, según Denisson *et al.* (1970), pertenecen a un metamorfismo de grado bajo

ocurrido en el lapso entre 78 – 84 Ma y actividad volcánica menor durante el Cretácico tardío y Paleoceno (55 Ma – 68 Ma; McDowell y Maugher, 1994).

2.3 Orogenia Laramide

La orogenia Laramide fue propuesta en un principio por Dana (1896) quien infirió un evento de formación de montañas contemporáneo a la acumulación de la Formación Laramide, en Wyoming, EUA. La orogenia Laramide produjo una cadena montañosa que se extiende desde la parte norte de EUA, en Alaska, hasta la frontera sur de México, donde es interrumpida por el sistema de fallas Polochic-Motagua. En el norte de México, ésta orogenia formó los cinturones plegados de Chihuahua y Coahuila que son parte de la Sierra Madre Oriental, siendo estos rasgos orográficos la continuación meridional de las Montañas Rocallosas del suroeste de los EUA. En la porción de la Sierra Madre Oriental entre Monterrey y Tamazunchale, la orogenia Laramide se caracteriza por una deformación de la cubierta sedimentaria (*thin-skinned tectonics*). En algunos sitios en el norte de México la deformación reactivó fallas de basamento antiguas como la Falla San Marcos (Padilla y Sánchez, 1986; McKee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello, 2005) y la cizalla de Plomosas (Hennings, 1994).

Se ha interpretado que el Cinturón Plegado de Coahuila es el resultado del cizallamiento entre el cratón de Coahuila-Texas y la isla de Coahuila a lo largo de fallas grandes de basamento con corrimientos laterales izquierdos (*i.e.* fallas La Babia y San Marcos; Charleston, 1981). Esta hipótesis podría ser utilizada y extrapolarse hacia el CPCH para explicar, al menos en parte, su formación y las características de sus estructuras. Por otra parte, en el límite NE de la Cuenca de Chihuahua se han documentado sistemas de fallas del Jurásico-Aptiano con acortamiento lateral izquierdo, que serían similares a las fallas grandes encontradas en el Cinturón Plegado de Coahuila, lo que hace suponer que en el norte de México la orogenia Laramide es producto de una transpresión (Haenggi, 2002). Sin embargo, en la parte oeste del CPCH, hasta ahora, no se han documentado estructuras que avalen esta hipótesis, aunque Brown y Dyer (1987) en su interpretación asumieron este acortamiento lateral izquierdo y Muehlberger (1980) sugirió que este desplazamiento fue provocado por la activación del Lineamiento de Texas en Trans-Pecos, Texas, e infirió que todo el CPCH estaba involucrado. Drewes (1981) supuso que este movimiento reactivó a zonas de fallas pre-existentes. Por otra parte, Seager (1983)

observó pliegues de arrastre como resultado del deslizamiento lateral derecho con edad laramídica.

La edad del inicio de la orogenia Laramide en el CPCH no está bien documentada. Sin embargo, varios estudios han demostrado que rocas paleozoicas de la Sierra Samalayuca estuvieron sujetas a presiones y temperaturas altas en el periodo entre 84 – 78 Ma (Denison *et al.*, 1970). Por otra parte, López-Ramos (1988) encontró rocas volcánicas de 83 Ma en la parte NW de la cuenca de Chihuahua y las interpretó como actividad ígnea temprana de la orogenia Laramide. La deformación Laramide en el CPCH terminó antes de 46 Ma, que es la edad de rocas volcánicas sin deformar por la orogenia en el CPCH (Haenggi, 2002).

2.3.1 Estilos de Deformación

Los estilos de deformación que se presentan en la región que afectó la orogenia Laramide varían de un lugar a otro. Uno de los factores a los que se debe esta variación, es el hecho de que en algunas partes (principalmente en las Montañas Rocallosas de EUA) la deformación involucró tanto al basamento cristalino como a la sobrecubierta sedimentaria (*thick-skinned tectonics*). En la mayor parte de México la deformación laramídica es más superficial e involucra principalmente a la cubierta sedimentaria. Esto se debe a la presencia de secuencias evaporíticas acumuladas dentro de las cuencas jurásicas, lo que causó un estilo de deformación de despegue característico en estas zonas. Sin embargo, en algunos sitios, sin duda, sucedió la reactivación de estructuras más antiguas (i. e. Falla San Marcos) en esa época y, localmente, el basamento fue involucrado y la trama estructural antigua jugó un papel importante en la orientación de las estructuras formadas en el evento Laramide (Chávez-Cabello, 2005).

El CPCH fue formado por la inversión estructural de la cuenca de Chihuahua durante la orogenia Laramide. Este fenómeno ha sido interpretado de varias maneras por diferentes autores y se han propuesto al menos tres hipótesis al respecto: 1) Haenggi y Gries (1970), Gries y Haenggi (1970) y Gries (1980), argumentaron que el paquete evaporítico controló la deformación, ya que se basan en la interpretación de rocas paleozoicas y cretácicas plegadas y afalladas. Estas fallas inversas fueron aprovechadas por las evaporitas para inyectarse diapíricamente y están concentradas en la parte oriental de la cuenca de Chihuahua. La localización de estos depósitos y la Plataforma el Diablo, que es

el límite oriental de la cuenca, permitieron que las estructuras desarrolladas estuvieran orientadas con una dirección NNW y con vergencia hacia el noreste; 2) Otra hipótesis es que el CPCH es la continuación sur del Cinturón Orogénico Cordillerano del oeste de EUA (Hennings, 1994). Drewes (1978) argumentó que el CPCH es un ejemplo de deformación con estilo del Jurásico, el cual es caracterizado por pliegues y levantamientos simétricos y asimétricos con la mayoría de los planos axiales inclinados hacia el oeste; y 3) la tercer hipótesis postula que este cinturón fue formado gracias a un evento de transpresión en el límite sur del Cratón de Norteamérica (Muehlberger, 1980, Padilla y Sánchez, 1986 y Charleston, 1981).

Recientemente, Haenggi (2002) propuso que el CPCH es producto de la interacción del paquete evaporítico acumulado en la cuenca y la reactivación de las estructuras de basamento antiguas que corresponden al límite sur del Cratón de Norteamérica. Este modelo se basa principalmente en la reactivación inversa del límite sur del Cratón con una posible componente lateral izquierda. En un principio, la deformación produjo pliegues suaves (Jurásico-Aptiano). Más tarde, en el Cretácico tardío, los pliegues se amplificaron por el flujo de las evaporitas y se empezaron a desarrollar las fallas inversas y cabalgaduras. El flujo de evaporitas continuó aprovechando a las fallas como conductos para su emplazamiento lo que, en algunos sitios, produjo fallamiento normal para compensar el flujo de las evaporitas y, por último, la continuación del plegamiento y probablemente la intrusión de evaporitas en rocas más jóvenes, permitió la generación y superposición de nuevos sistemas de fallamiento.

Sin embargo, este modelo de evolución de la deformación fue formulado y posiblemente solo es aplicable para la parte oriental del CPCH, ya que en el extremo occidental no existen paquetes evaporíticos importantes que hayan participado en la deformación. Por este motivo, Haenggi (2002) sugirió que en la parte occidental del CPCH, la deformación fue controlada por estructuras de basamento. A pesar de esto, varios autores (*e.g.* Corbitt, 1988; Drewes, 1991a) han identificado zonas de despegue en rocas paleozoicas. Además, la dirección preferencial del cabalgamiento es NE y se ha propuesto que los bloques de basamento han sido levantados y se encuentran separados por áreas sin deformar (Davis, 1979; Seager *et al.*, 1986; Mack y Clemons, 1988) en el estado de Nuevo México, EUA.

Los patrones de plegamiento y fallamiento en la parte oeste del cinturón demuestran que la cuenca estuvo sujeta a una etapa de acortamiento en dirección NE-SW. Además, en la margen oeste, sobre la plataforma de Aldama, existen una serie de cabalgaduras y pliegues con vergencia en la misma dirección (Drewes, 1991b; Brown y Dyer, 1987; Sociedad Geológica Mexicana, 1985).

La separación de estas dos zonas (oriental y occidental) del CPCH se ha basado principalmente en la orientación de los pliegues y fallas de cada una de ellas. La Sierra Juárez, ubicada en la parte centro norte del CPCH (adyacente a Ciudad Juárez), se ha tomado como referencia para separar a estas dos zonas, aunque en esta sierra se han interpretado zonas de despegue, aun no se ha encontrado evidencia física de que existan evaporitas en esta parte del la cuenca; sin embargo, 30 km al sur, en la Sierra Presidio aflora un pequeño paquete de yeso perteneciente a la Fm. Cuchillo, que corresponde a la unidad más antigua de la parte oeste del cinturón y que pudiera ser la responsable de las zonas de despegue. La Sierra Juárez ha sido modelada como una serie de pliegues suaves y cabalgaduras con desplazamiento modesto con la misma dirección de la parte oriental del cinturón. Justo por esta parte del CPCH, se ha propuesto que pasa un lineamiento en dirección casi norte-sur nombrado Falla de Juárez (Eguiluz de Antuñano, 1984), el cual se infiere tuvo desplazamiento lateral-derecho durante la orogenia Laramide (Haenggi, 2002).

2.3.2 Levantamiento y Cizalla de Plomasas

Como hemos visto, las estructuras pre-existentes en el basamento y los paquetes evaporíticos son factores importantes en los estilos de deformación que presenta el CPCH. El Levantamiento de Plomasas ha jugado un papel importante en la evolución tectónica del CPCH, especialmente en su parte SW. El Levantamiento de Plomasas fue identificado por King y Adkins (1946) quienes lo interpretaron como un anticlinorio con varias cabalgaduras con vergencia al oriente, lo cual coincide con el patrón de la zona este del CPCH. Más tarde, Bridges (1964) reinterpretó la zona argumentando que se había formado durante la orogenia Laramide y que las estructuras encontradas tienen una vergencia hacia el suroeste y que está compuesta por varios anticlinales recumbentes producto de fallas inversas.

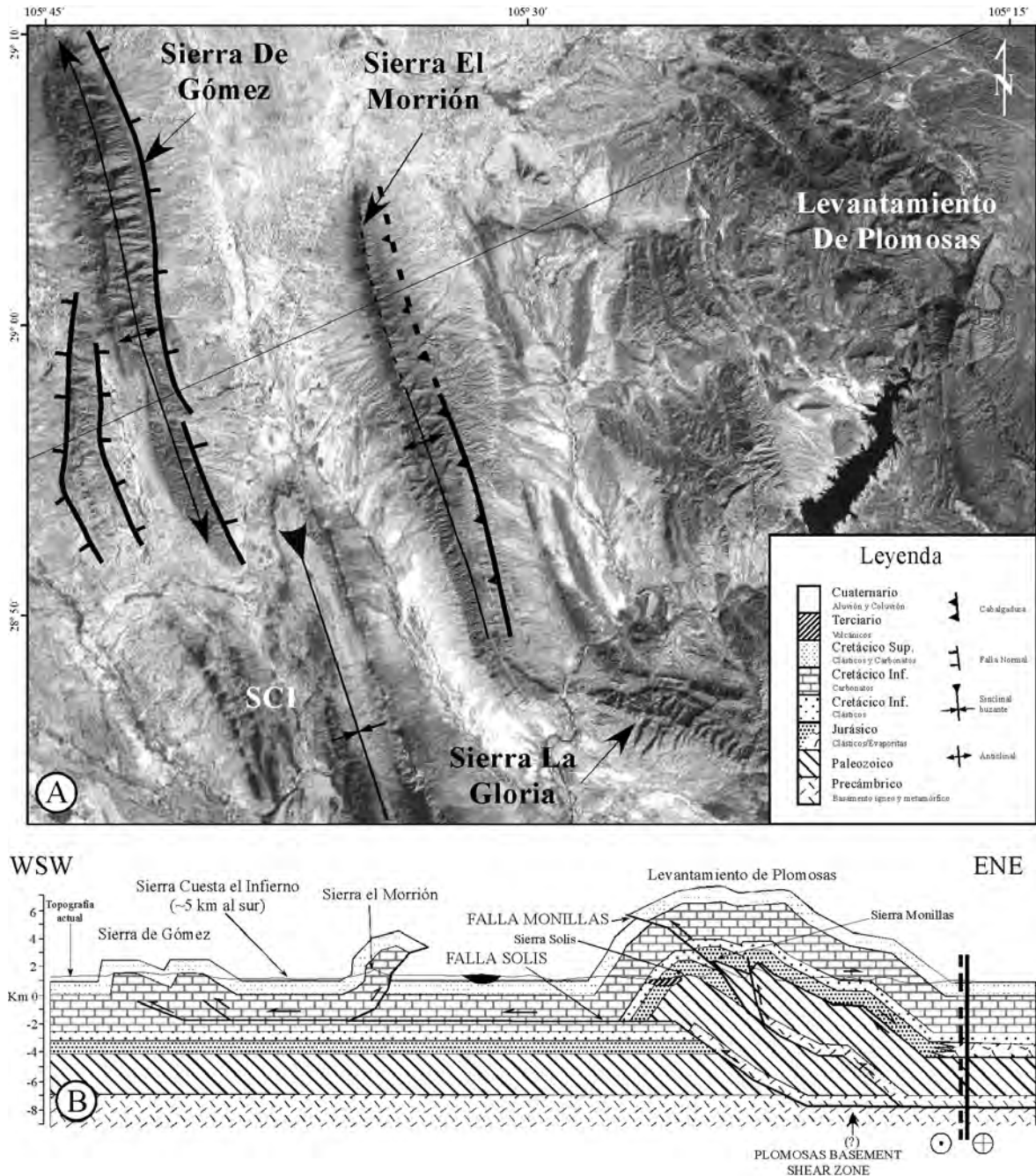


Figura 2.1: A) Imagen de satélite (Google Earth, 2007) que muestra el frente tectónico sudoccidental del Cinturón Plegado de Chihuahua y parte del Levantamiento de Plomosos. Nótese que las sierras El Morrión y de Gómez están limitadas por fallas. En el caso de la sierra de Gómez, se les considera como fallas normales del Terciario medio-tardío. También se puede observar que el extremo septentrional del sinclinal de la SCI se encuentra entre estas dos estructuras laramídicas (adaptado de Hennings, 1994). B) El perfil muestra una sección transversal y un modelo idealizado de las fallas principales que controlaron la deformación laramídica en el frente tectónico occidental de CPCH (adaptado de Hennings, 1994). Nótese que en esta sección estructural no se muestran las fallas normales que limitan a la Sierra de Gómez ni los pliegues en las rocas volcánicas de esta parte de Chihuahua.

Por otra parte, Ward (1977) encontró en las rocas del Levantamiento de Plomosas evidencia de tres eventos de plegamiento que, localmente, involucraron a rocas paleozoicas y mesozoicas. Además, también sugirió que una fase laramídica de acortamiento dirigido hacia el NE precedió al acortamiento hacia el ESE.

Por último, el Levantamiento de Plomosas fue modelado por Hennings (1994) como un pliegue por doblez de falla con trasporte tectónico hacia el SW. Para este autor la estructura es de origen laramídico. Este pliegue fue formado por acortamiento horizontal y un desplazamiento lateral izquierdo a través de la Zona de Cizalla del Basamento de Plomosas (Figura 2.2). Esta zona de cizalla, propuesta para explicar la existencia de varios pliegues con orientaciones diferentes a la tendencia típica de las estructuras en esta parte del CPCH (Hennings, 1994), tiene una orientación sub-paralela (WNW) a la de otras fallas grandes en el norte de México (Figura 2.4).

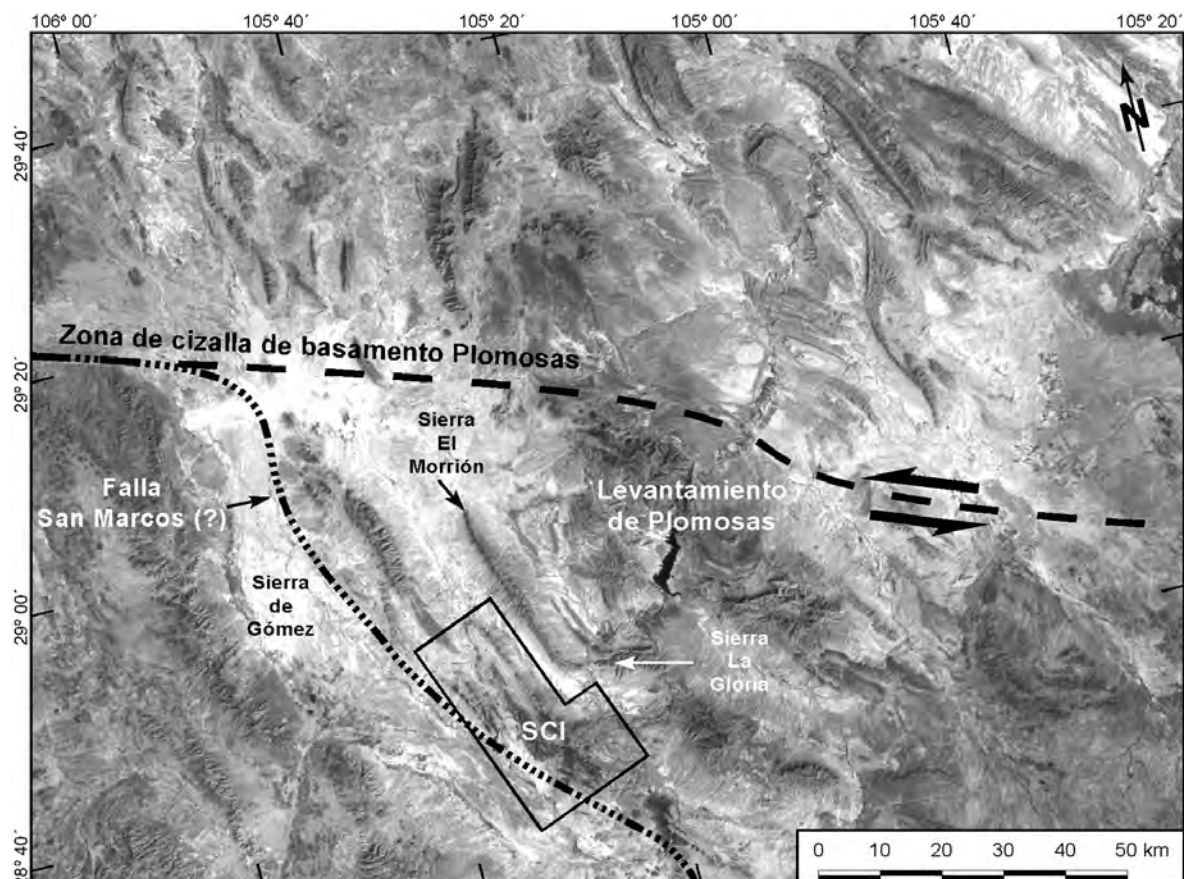


Figura 2.2: Imagen de Google Earth (2007) mostrando la localización de la SCI con respecto al Levantamiento de Plomosas. Nótese que la Cizalla de Plomosas, que es parte del Levantamiento de Plomosas, se encuentra ubicada unos 40 km al norte de la SCI y la extrapolación de la Falla San Marcos, se encuentra ubicada justo en el borde occidental de la SCI y la Sierra de Gómez.

El Levantamiento de Plomosas es una estructura que afectó a rocas paleozoicas que ahora están en contacto tectónico con rocas cretácicas. Los estudios estructurales en el Levantamiento de Plomosas han demostrado que esta estructura está constituida por varias fallas inversas y cabalgaduras, entre éstas las más sobresalientes son las fallas Monillas y Solís (Véase Figura 2.1). Esta última falla fue responsable del desarrollo del frente tectónico occidental del Levantamiento de Plomosas, el cual está representado por las sierras El Morrión y de Gómez. La Sierra El Morrión es un pliegue formado por una cabalgadura con vergencia hacia el NW, mientras que la Sierra de Gómez es un par de pliegues por propagación de fallas (Hennings, 1994). Estas dos fallas, se infiere, serían la terminación occidental de la falla Solís.

2.4 Sierra Madre Occidental

La Sierra Madre Occidental (SMOcc) es una provincia fisiográfica que se extiende desde la frontera México – EUA hasta la Faja Volcánica Transmexicana, está limitada al oeste por el Golfo de California y al oriente por el Altiplano Central Mexicano (Mesa Central). La actividad que originó el Golfo de California, también afectó a la SMOcc, formando cañadas profundas, mientras que la actividad del *B&R*, controló la deformación en su parte oriental, donde se originaron depresiones tectónicas amplias debido a la actividad extensional.

El inicio de la deformación en la SMOcc es aún incierta, ya que ha habido varios eventos de deformación, cuya actividad se traslapa en tiempo y espacio con la actividad magmática, aún así, la actividad tectónica ha sido propuesta para empezar en el Oligoceno (Megaw, 1990), aunque no se descarta la idea de que haya iniciado desde el Eoceno; sin embargo, hasta la fecha no se ha documentado la edad precisa. La extensión en Chihuahua se restringe a la formación de estructuras tipo *B&R* que afectan a la cubierta ignimbrítica, por lo que se deduce tenga una edad igual o menor de 29 Ma (Ferrari *et al.*, 2005; Aranda-Gómez *et al.*, 1997; Aguirre-Díaz y McDowell, 1993).

2.4 Provincia de Cuencas y Sierras (*Basin & Range Province*)

La provincia del *B&R* fue propuesta en un principio por Gilbert (1875) con el nombre de sistema *basin-range* para describir un conjunto de sierras separadas por valles. Este término fue modificándose con el paso del tiempo al ir encontrando otras

características presentes en el sistema. Por último, Fenneman (1928) propuso el nombre que hoy es común para esta provincia.

La provincia del *B&R* se extiende a lo largo de la margen occidental de América del Norte, desde Canadá, llegando hasta la parte central de México, aunque algunos autores (*i.e.* Henry y Aranda-Gómez, 1992; Stewart, 1998) proponen que esta provincia pudo haberse extendido hacia el sur de México antes de la formación de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. El *B&R* tiene un ancho entre 500-800 km y elevaciones promedio de 1,500 m.s.n.m., aunque existen elevaciones muy locales que sobrepasan los 3,600 m.s.n.m. La región que ha sido afectada por la actividad de la provincia ha experimentado extensión de aproximadamente 10 a 35%, aunque hay algunos lugares donde se ha registrado hasta el 100% de extensión (Stewart, 1998). Esta extensión se reflejó en movimientos casi verticales a través de fallas normales (comúnmente lítricas; Stewart, 1998) que bascularon a los bloques y formaron altos y bajos estructurales (*horsts* y *graben*s) que corresponden con las sierras y valles típicos para esta provincia. Según varios autores (McKee, 1971; Christiansen y Lipman, 1972; Noble, 1972), esta extensión empezó en el oriente de EUA durante el Cenozoico temprano y posiblemente reactivó las estructuras pre-existentes mesozoicas y terciarias.

De acuerdo al trabajo de revisión de Stewart (1978), el origen de la provincia *B&R* aún se encuentra en discusión y se han propuesto varias teorías, de las cuales cuatro son las más sobresalientes: 1) la primer teoría relaciona la extensión a una fragmentación tensional oblicua dentro de un cinturón amplio de movimiento lateral derecho, distribuyéndose así a lo largo del lado occidental de América del Norte. Se supone que este movimiento es producto de la actividad del sistema de falla de San Andrés provocando la fragmentación cortical por tensión y extensión, dando lugar a estructuras tipo fosa y alto (Carey; 1958; Wise, 1963; Shawe, 1965; Hamilton y Myers, 1966; Sales, 1966 y Slemmons, 1967); 2) La segunda teoría es más simple ya que solo relaciona la extensión con la actividad extensional en la región trans-arco (*back-arc*) en un margen de subducción activo (Karig, 1971, 1974; Mastuda y Uyeda, 1971); 3) otra teoría es que el *B&R* está relacionado a la separación lateral de los flancos de la dorsal del Pacífico oriental, el cual, de acuerdo a esta teoría, se extiende bajo el borde occidental de América del Norte (Menard, 1960; Cook, 1969; McKee, 1971; Gough, 1974); sin embargo, estudios recientes descartan ésta posibilidad. Además, la dorsal del Pacífico oriental es considerada como un participante

pasivo de la separación de las placas y no un mecanismo que impulsa a este proceso (Atwater, 1970) y, 4) por último, la cuarta teoría asume que la extensión se debe a la convección del manto en un sistema de plumas. Independientemente de la hipótesis que se acepte como cierta acerca del origen del *B&R*, lo que es seguro es que esta provincia es producto de extensión que afecta tanto a la cubierta sedimentaria como al basamento.

Las variaciones en intensidad y estilos de deformación que presentan ciertas regiones dentro de la provincia del *B&R*, ha permitido distinguir 11 regiones en ella (Figura 2.3). Cada una de estas regiones tiene diferencias fisiográficas y características estructurales diferentes, aunque sus límites son arbitrarios por ser transicionales (Stewart, 1998). A continuación, se hará mención de las regiones con posible relación a la presente investigación:

2.4.1 El Rift de Río Grande o Rio Grande Rift

El *rift* de Río Grande (Figura 2.3) es una de las regiones que se encuentran dentro de la provincia del *B&R*. Esta zona se extiende en una dirección casi N-S por más de 1,000 km desde Colorado, EUA, internándose en Nuevo México (Baldrige *et al.*, 1984; Chapin, 1979; Kelley, 1979; Seager y Morgan, 1979; Tweto, 1979) hasta la parte oeste de Texas y, posiblemente, al norte de Chihuahua, México (Chapin, 1971; Decker y Smithson, 1977; Ramberg *et al.*, 1978; Mc Cullar y Smithson, 1977; Cook *et al.*, 1978). Esta región se caracteriza por medios *graben*es profundos, una historia larga de extensión y volcanismo reciente relacionado a ésta actividad tectónica (Seager y Morgan, 1979), así como anomalías térmicas que producen un flujo de calor elevado en su parte sur (Decker y Smithson, 1977; Smith y Jones, 1979; Henry, 1977, 1978).

Muchas de las discusiones que se tienen acerca del extremo meridional del *Rift* del Río Grande se refiere a si éste se proyecta hacia el norte de Chihuahua, o termina antes de llegar a la frontera entre México y EUA, o si sigue el curso del Río Grande hasta llegar a la región del *Big Bend*. La mayoría de los autores consideran que el *Rift* termina en Ciudad Juárez, Chi. Esto con base a la falta de volcanismo reciente (<18 Ma.; Dasch *et al.*, 1969) y fallamiento normal activo que afecta a los sedimentos que rellenan a los *graben*es en el norte de Chihuahua (Muehlberger *et al.*, 1978; Seager, 1977; Webb, 1969). Sin embargo, otro grupo de investigadores, con base en la distribución de anomalías térmicas, proponen que la cuenca Los Muertos, la cual termina en Villa Ahumada, Chi., aún forma parte del

rift, solo que se encuentra en una etapa inmadura de desarrollo, en una forma similar como sucede en la cuenca de Presidio, Tx. (Chapin, 1971; Decker y Smithson, 1975; Ramberg et al., 1978; McCullar y Smithson, 1977). Por otra parte, Gries y Haenggi (1970) reportaron desplazamientos de más de 2,000 m en evaporitas en el centro de Chihuahua por fallas de ángulo alto que pudieran estar relacionadas a esta etapa inicial del *rift* en su parte más meridional.

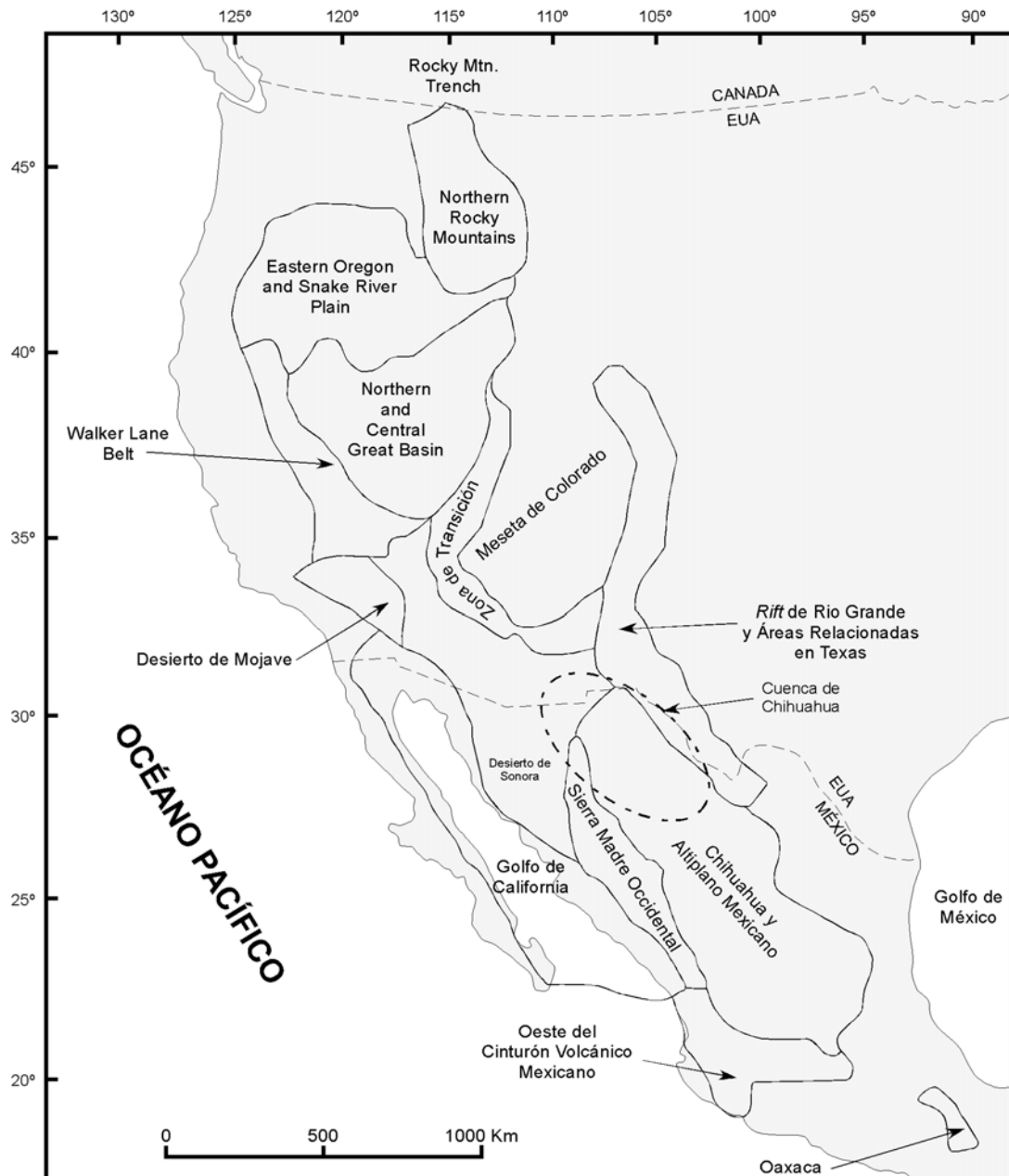


Figura 2.3: Sub-regiones en que se divide la provincia de Cuencas y Sierras (Stewart, 1998). Nótese que el *Rift* de Río Grande tiene un rumbo general N-S en los EUA. A partir de Ciudad Juárez sigue el rumbo aproximado del Lineamiento de Texas y/o de la Falla de la Babia. Al parecer la extensión *B&R* desaparece o es atenuada dentro de la Cuenca de Chihuahua.

2.4.2 Chihuahua y El Altiplano Mexicano

La región de Chihuahua y el Altiplano Mexicano (Mesa Central) cubren una zona amplia que se extiende desde la frontera de México con EUA y sigue hasta el estado de Guanajuato por más de 1,110 km de longitud (Figura 2.3). Esta sub-región se caracteriza por *graben*es y medios *graben*es, *horts* y bloques basculados (Duex, 1983; Henry *et al.*, 1983; Córdoba y Silva-Mora, 1989; Aranda-Gómez *et al.*, 1989; Aranda-Gómez, 1989; Bartolini, 1992; Henry y Aranda-Gómez, 1992).

La actividad extensional está registrada desde hace 32 Ma en el distrito minero Santa Bárbara cerca del límite entre Chihuahua y Durango (Henry y Aranda-Gómez, 1992). Según estudios realizados en el estado de Durango, se ha encontrado evidencia de fallamiento Cuaternario (Aranda-Gómez, 1994). Por otra parte, en Guanajuato y San Luis Potosí, se ha encontrado volcanismo basáltico de edad cuaternaria que sugiere extensión tardía para esta región.

2.5 Principales fallas Regionales en el Norte de México

En México hay mucha discusión acerca de las fallas regionales formadas durante la fragmentación de Pangea, durante la acreción de los terrenos tectonoestratigráficos y/o durante la apertura del Golfo de México, en el Jurásico. Estas fallas regionales ayudan a explicar los distintos estilos de deformación observados en rocas mesozoicas deformadas durante la orogenia Laramide, las distintas secuencias estratigráficas y la distribución de los fósiles en diferentes partes de México. A continuación, se dará una breve descripción de los principales lineamientos hasta ahora reconocidos en el norte de México (Figura 2.4).

2.5.1 Falla Mojave-Sonora

Mucho se ha discutido y especulado acerca del papel que jugó la Falla Mojave-Sonora (FMS, Figura 2.3) en la evolución geológica del norte de México. A pesar de esto, esta hipótesis fue rápidamente aceptada (*e.g.* Pindell y Dewey, 1982) para explicar el traslape entre América del Sur y gran parte de México en la reconstrucción de la Pangea para el Paleozoico tardío.

En un principio la megacizalla Mojave-Sonora fue propuesta por Silver y Anderson (1974) como una falla con orientación NW-SE que acomodó 700 a 800 kilómetros de corrimiento lateral izquierdo y que estuvo activa durante el Jurásico medio-tardío. La

estructura se extiende desde el Desierto de Mojave, en California, EUA y cruza el norte de México hasta unirse con la dorsal del Golfo de México (Anderson y Schmidt, 1983), pero fue hasta más tarde cuando Anderson y Silver (1977a; 1977b; 1978 y 1981) documentaron evidencias de que los bloques que separa esta falla (al norte y sur) en el estado de Sonora, tienen diferentes edades e historias geológicas.

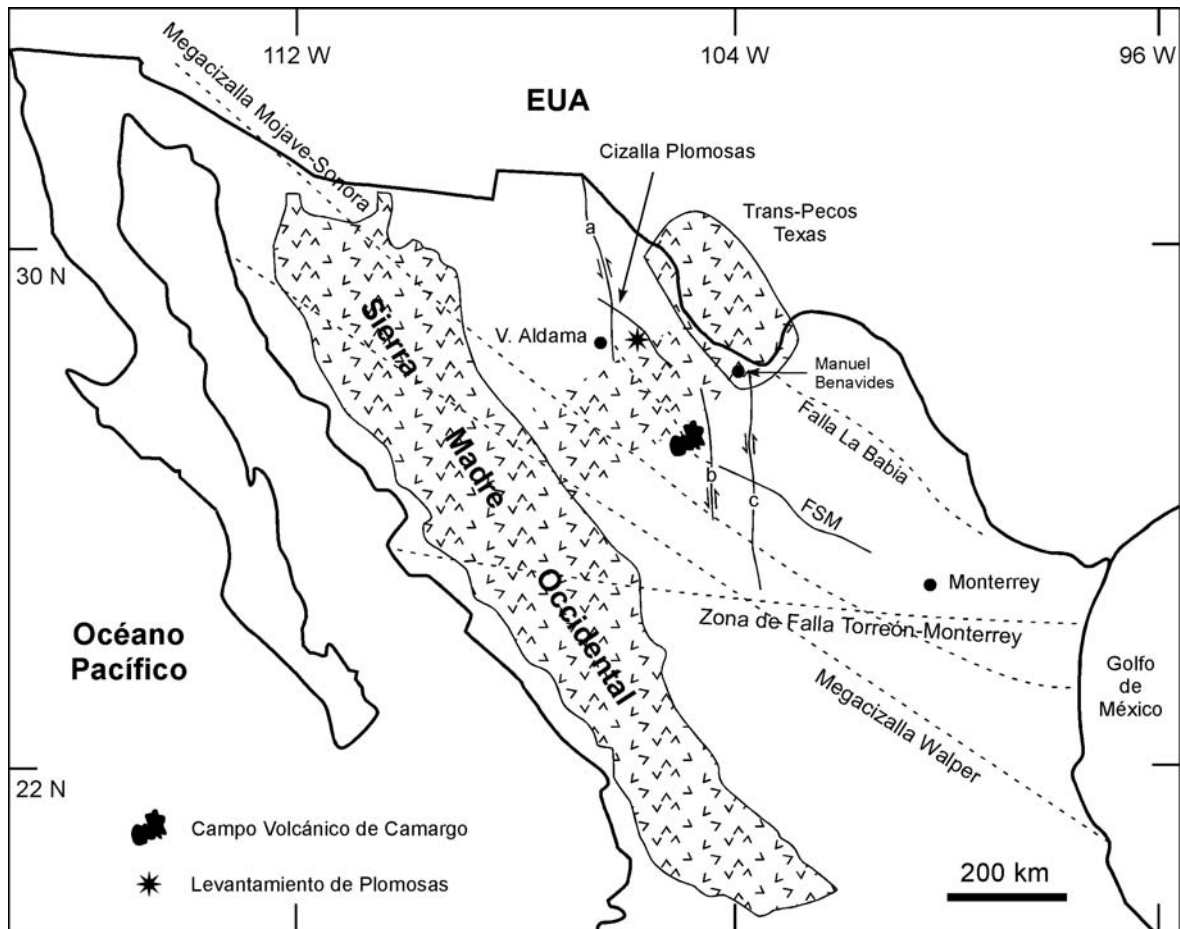


Figura 2.4: Distribución de las rocas volcánicas cenozoicas y localización de las fallas regionales en el norte de México: Zona de Falla Torreón-Monterrey (De Cserna, 1970), Falla La Babia (Charleston, 1974, 1981), Megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Schmidt, 1983), Megacizalla Walper (Longoria, 1984), Falla San Marcos (FSM; McKee *et al.*, 1984, 1990; Padilla y Sánchez, 1986), Cizalla Plomosas (Hennings, 1994) y fallas Juárez (a), Almagre (b) y Caballo (c; Eguiluz de Antuñano, 1984). Adaptado de Aranda-Gómez *et al.* (2005) y Hennings (1994).

Más tarde, otros autores (*i. e.* Anderson *et al.*, 1979, Anderson y Schmidt, 1983; Pindell, 1985; Wilson, 1990; Grajales-Nishimura *et al.*, 1992 y Jones *et al.*, 1995) utilizaron esta estructura para explicar la distribución de rocas proterozoicas, paleozoicas y mesozoicas en el norte de México y sur de EUA y, especialmente, en el desplazamiento

aparente del Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon desde Chihuahua hasta Cd. Victoria, Tamaulipas.

Por otro lado, también existen autores que señalan que la interpretación de los datos obtenidos en un principio para esta falla es dudosa. Por ejemplo, recientemente se publicaron datos cronológicos, estratigráficos y paleomagnéticos que no concuerdan con la premisa de la falla Mojave-Sonora. Los datos paleomagnéticos publicados por Molina-Garza y Geissman (1996, 1999) contradicen a aquellos publicados por Cohen *et al.*, (1986), ya que los datos más recientes tomados en la parte norte y sur de la traza son muy similares y no apoyan la hipótesis de un gran movimiento latitudinal para el terreno Caborca en Sonora. Por otra parte, Iriondo (2003) han demostrado, con datos geoquímicos e isotópicos de rocas plutónicas del Paleoproterozoico del bloque de Caborca, que indican que proporciones significantes de material cortical fue involucrado en la generación de esas rocas así como la presencia de pequeñas porciones de la corteza Mojave en Sonora.

Por otra parte, la estratigrafía reportada en ambos lados de la traza de la megacizalla en el Desierto Mojave, en California, corresponde a facies continuas (Cameron, 1981) del Neoproterozoico y Paleozoico (Stewart y Poole, 1975), lo que invalida aparentemente la supuesta ubicación de la traza de la falla en esta región.

A pesar de esto, Molina-Garza e Iriondo (2005) afirman que la relación aparente entre facies miogeosinclinales en el oriente y occidente del Desierto Mojave puede ser consistente con el modelo de la megacizalla Mojave-Sonora, siempre y cuando los afloramientos de las Montañas San Bernardino fueron transportados tectónicamente sobre la megacizalla en un tiempo anterior al Jurásico. Esto ha sido propuesto también por Walker (1988) y por Dickinson y Lawton (2001).

Por otra parte, si éste desplazamiento existiera, las secuencias del Paleozoico superior y el Triásico de las Montañas Soda, en Arizona EUA, deberían de estar presentes en Sonora; sin embargo, las rocas de esta edad en el terreno Caborca no guardan gran similitud con aquellas presentes en el Desierto Mojave (Walker y Wardlaw, 1989). Cabe señalar que aún faltan muchos estudios por realizar para descifrar la verdadera naturaleza y aún la existencia de esta megaestructura.

2.5.2 Falla San Marcos

La Falla San Marcos (FSM, Figura 2.3; McKee y Jones, 1979) es una estructura de basamento regional con un rumbo WNW que se inclina hacia el NNE (Chávez-Cabello *et al.*, 2005). Padilla y Sánchez (1982) se refiere a ésta misma estructura como el Lineamiento Sierra Mojada-China, Nuevo León, e infiere un movimiento lateral-izquierdo asociado a ella. De acuerdo a observaciones de fotografías aéreas e imágenes de satélite, McKee *et al.* (1984, 1990) propusieron que la FSM limita áreas con diferentes estilos de deformación: al norte, el Cinturón Plegado de Coahuila (Charleston, 1981) y al sur el bloque de Coahuila. La traza de la falla se puede seguir en la superficie a lo largo de 300 km en el centro de Coahuila en donde afecta a rocas sedimentarias marinas del Mesozoico. Se ha propuesto que la FSM se formó antes del Tithoniano y que ha tenido cuatro reactivaciones importantes hasta la fecha (Chávez-Cabello *et al.*, 2005 y Aranda-Gómez *et al.*, 2005).

La edad de instauración de la FSM fue inferida gracias al registro de la cuña clástica de sedimentos marinos de 2,000 m de espesor depositados al norte de la falla documentados en un principio por McKee *et al.* (1990). Esta cuña clástica fue dividida en tres unidades litoestratigráficas informales por estos mismos autores: capas Las Palomas, capas Sierra El Granizo y capas Tanque Cuatro Palmas. De acuerdo al análisis estructural realizado por Chávez-Cabello y colaboradores (2005) en el Valle San Marcos, Coahuila, se determinó que la falla inició su actividad durante el Jurásico tardío con una componente normal, aunque de acuerdo a familias de fallas encontradas en la secuencia clástica, ésta falla también acomodó corrimiento lateral derecho en esta primer fase de actividad. Estos movimientos relativos entre los bloques, fueron identificados gracias a pliegues en el Valle San Marcos, sugiriendo una zona contráctil ya que la FSM hace una curvatura en esta zona. Por otra parte, el fallamiento normal encontrado en horizontes del Jurásico tardío en Potrero Colorado, es evidencia de esta cinemática durante su instauración (Gonzalez-Naranjo *et al.*, 2008).

La primera reactivación de la FSM sucedió durante el Cretácico temprano. Esta reactivación fue documentada en un principio por McKee *et al.* (1990) quienes reportaron el depósito de la Formación San Marcos, un depósito que se identificó a lo largo de toda la traza de la FSM y que sugiere un movimiento normal principalmente. Por otra parte, Chávez-Cabello y colaboradores (2005), también documentaron ésta reactivación por medio de análisis estructural en fallas encontradas en la Formación San Marcos. Además,

encontraron que estas fallas no cortan el contacto superior de la Formación San Marcos, el cual restringe la reactivación de la FSM al Neocomiano y, apoya la hipótesis de un evento de extensión importante durante el Cretácico temprano y el crecimiento de la cuenca de Sabinas en ese lapso.

La segunda reactivación de la FSM sucedió durante la orogenia Laramide, que provocó que la FSM invirtiera su sentido de movimiento, ya que muestra una componente inversa. Así mismo, varias fallas secundarias a la FSM, también muestran este comportamiento estructural. Además, esta reactivación del Paleógeno es muy evidente, ya que la cuenca de Sabinas se invirtió para formar el Cinturón Plegado de Coahuila (Chávez-Cabello *et al.*, 2005).

Las siguientes reactivaciones post-laramídicas de la FSM, no son del todo claras en el Cinturón Plegado de Coahuila, ya que no modificaron ampliamente su relieve. Sin embargo, de acuerdo a Aranda-Gómez y colaboradores (2005), en la región del campo volcánico de Camargo, existen evidencias de, por lo menos, dos eventos de reactivación durante el Cenozoico tardío. Cabe señalar que, Aranda-Gómez y colaboradores (2005) también propusieron que la traza de la FSM puede extenderse otros 300 km hacia el NW hasta Villa Aldama, Chihuahua (justo en donde se encuentra la SCI). Sin embargo, el segmento ubicado entre Sierra Mojada y Villa Aldama, yace debajo de una cubierta gruesa de rocas volcánicas del Terciario medio asociadas a la Sierra Madre Occidental, que en ésta región es anómalamente ancha, en comparación con las zonas adyacentes (Aranda-Gómez *et al.*, 2003).

Aranda-Gómez *et al.* (2005) y Cervantes-Corona (2005) propusieron que la Sierra Aguachile, ubicada en el extremo noroeste del Campo Volcánico de Camargo, fue formada por reactivación de la prolongación al NW de la FSM en un periodo de extensión NW, la cual experimentó un desplazamiento oblicuo, que produjo compresión local formando pliegues en una zona de *restraining bend* en una sección sepultada de la FSM. Por otra parte, justo en la parte oeste de la sierra Aguachile, se encuentra el *sill* La Tortuga (Ar-Ar: 13.97 ± 0.08 Ma; Aranda-Gómez *et al.*, 2003, 2005). Esta estructura, adyacente a la Sierra Aguachile, al parecer también está plegada, por lo que se infiere que el plegamiento sucedió en el periodo comprendido entre su emplazamiento y la extravasación de los primeros derrames de lava del Campo Volcánico de Camargo, los cuales solo fueron

afectados por fallas normales. Por lo tanto, la edad de reactivación de la FSM, con movimiento dominante normal y una componente pequeña lateral-izquierda, es entre 13.97 y 4.77 Ma (Aranda-Gómez *et al.*, 2003, 2005; Cervantes-Corona, 2005). Aranda-Gómez y colaboradores (2005) sugieren que a partir del Plioceno tardío (<4.8 Ma) ocurrió un cambio en la orientación de los esfuerzos regionales que causaron extensión NE, por lo cual, el *restraining bend* en la falla pasó a comportarse como un *pull-apart*, lo que favoreció el fallamiento normal y el ascenso de magmas basálticos plio-cuaternarios a través de fracturas o fallas pre-existentes en el Campo Volcánico de Camargo.

Para complementar esta hipótesis, Aranda-Gómez *et al.* (2005) propusieron que la sierra la Herradura, que es un sinclinal NNW con inmersión hacia el SSE en el SE del Campo Volcánico de Camargo y desarrollado en rocas volcánicas de 30 Ma, fue producido de la misma manera que el sinclinal de la Sierra Aguachile.

Cabe señalarse que en Coahuila no se han documentado deformaciones del Neógeno importantes a lo largo de la traza de la FSM. Chávez-Cabello *et al.* (2005) reportan que el intrusivo Las Tetillas (35.13 ± 0.10 Ma), al NE de Nuevo Delicias, Coahuila, muestra evidencia de corrimiento lateral que sugiere que el fallamiento en esta parte pudo ser contemporáneo al evento de reactivación del Mioceno tardío-Plioceno temprano de la FSM, documentado por Aranda-Gómez *et al.* (2005) en el sureste de Chihuahua.

El fallamiento tardío plio-cuaternario que afectó a las lavas máficas del Campo Volcánico de Camargo en el sureste de Chihuahua, también generó fallas que modificaron ligeramente a los sinclinales de Aguachile y La Herradura. En el estado de Coahuila, no se ha reportado fallamiento de esta edad; lo que si se ha documentado es volcanismo máfico de tipo intraplaca que al parecer estuvo canalizado por discontinuidades pre-existentes (los campos volcánicos Las Esperanzas y Ocampo; Valdés-Moreno, 2001). Aunque existen algunas fallas normales menores que pudieran estar relacionadas con esta reactivación tardía de la FSM (Chávez-Cabello, 2005).

2.5.3 Falla La Babia y Otros Alineamientos

La Falla La Babia, propuesta inicialmente por Charleston (1974, 1981), tiene una orientación paralela a las fallas regionales antes mencionadas y es el límite norte de la

Cuenca de Sabinas (Figura 2.4). Al igual que la FSM, la Falla La Babia es una falla de basamento que en el Mesozoico controló el paleorelivo y la distribución de litofacies en la cuenca de Sabinas (Padilla y Sánchez, 1982, 1986; Salvador, 1987, 1991a, 1991b, 1991c, Goldhammer *et al.*, 1991; Wilson y Ward, 1993 y Goldhammer, 1999). La Falla La Babia sigue hasta la cuenca de Chihuahua y termina abruptamente al encontrarse con el Lineamiento de Alamitos (Haenggi, 2001), también conocido como el Lineamiento Delicias-Mulato (Franco-Rubio, 2007). La falla La Babia separa a zonas con estilos de deformación muy marcados y contrastantes: al norte el cratón de Coahuila-Texas y al sur el Cinturón Plegado de Coahuila (Padilla y Sánchez, 1982).

Otro lineamiento cercano al área de estudio es el Lineamiento de Texas, un rasgo estructural del Jurásico que controló la apertura de la Cuenca de Chihuahua (Haenggi, 2001). Por último, Eguiluz de Antuñano (1984) propuso la existencia de las fallas El Caballo, El Almagre y Juárez, que son estructuras que se infiere acomodaron desplazamiento lateral izquierdo y derecho, y tienen una dirección de rumbo casi norte sur. La localización de la Falla Juárez es justo por el borde este de la SCI. La actividad de ésta falla está comprendida desde el Jurásico y posiblemente durante el Oligoceno y Mioceno (Eguiluz de Antuñano, *op. cit.*).

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA LOCAL

3.1 Introducción

El área de estudio está ubicada en la parte meridional del CPCH, a solo 30 km al este del borde de lo que fue la cuenca jurásica que, posteriormente, se transformaría en la Cuenca de Chihuahua. El límite de la cuenca jurásica es interpretado como una falla normal con rumbo N20°W, relacionada con la apertura del Atlántico y la formación del Golfo de México (Haenggi, 2002). Al igual que otras estructuras de basamento en el norte de México, esta falla jurásica, a la que aquí me referiré como la Falla Villa Aldama, por su proximidad con este poblado, separa regiones distintas en términos de estratigrafía mesozoica, volcanismo terciario y estilos de deformación laramídica y del Cenozoico medio-tardío. Justo en el área donde se encuentra ubicada la SCI, se han documentado: 1) las cabalgaduras que marcan el frente occidental del CPCH, 2) los bordes occidental y meridional del levantamiento de Plomosas, 3) el límite de regiones cubiertas por una secuencia gruesa de rocas volcánicas relacionadas con la Sierra Madre Occidental y, 4) el borde de la región donde la presencia de fallas normales es conspicua, en el centro de Chihuahua.

La SCI, abarca un área de aproximadamente 340 km², y en ella aflora una secuencia de rocas volcánicas del Eoceno (?), principalmente félsicas y andesitas basálticas que, en algunos sitios, se encuentran intercaladas con sedimentos clásticos continentales y depósitos epiclástico-volcánicos. A continuación, se describe la estratigrafía del área de estudio, así como las rocas que componen el basamento de la SCI.

3.2 Basamento Mesozoico y otras rocas pre-eocénicas

Las rocas que forman el basamento pre-volcánico, sobre el cual descansa la secuencia eocénica de la SCI, son sedimentarias y están expuestas en las sierras El Morrión y de Gómez y dentro de los valles formados entre éstas sierras y la SCI. Estas rocas mesozoicas de origen marino están incluidas en las formaciones Navarrete, Cuchillo y una unidad litoestratigráfica sin nombre formada por carbonatos y sedimentos clásticos del Cretácico superior (Hennings 1994).

En el valle formado entre las sierras de Gómez y El Morrión se encuentra el sinclinal SCI (Figura 2.1). En la parte norte y este de la SCI se observaron una serie de afloramientos alargados en una dirección casi norte-sur. Estos afloramientos están compuestos por capas delgadas a medianas, de 5 a 20 cm de espesor, de arenisca de grano medio color café marrón. Algunas de estas capas presentan estructuras sedimentarias como diastratificación posiblemente asociada a: corrientes y estratificación gradada. Esta litología puede correlacionarse con la unidad litoestratigráfica sin nombre de las rocas mesozoicas descrita por Hennings (1994). En algunos estratos hay, ocasionalmente, contenido alto de fósiles (gasterópodos, amonites y bivalvos; Figura 3.1-A), incluso los lugareños han reportado fósiles hasta de 50 cm colectados cerca del área de estudio, los cuales son exhibidos en el museo de Delicias, Chi. También se encontraron algunos aglomerados de madera fósil en varios afloramientos; sin embargo, no son muy confiables ya que no se encontraban *in situ* y muy posiblemente no pertenezcan a estas secuencias cretácicas.

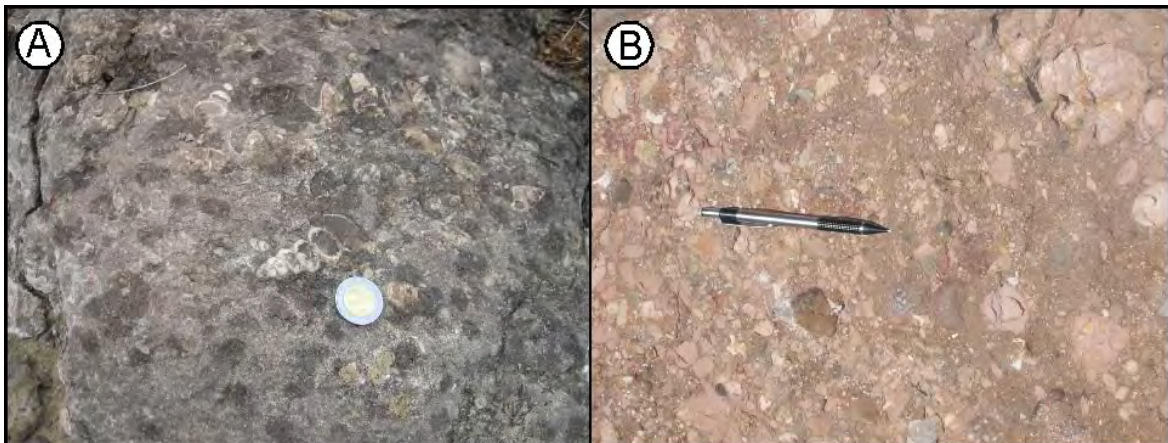


Figura 3.1: A) Fotografía de una de las capas de arenisca con gasterópodos, que representan el basamento pre-volcánico en la parte noreste del área de estudio. B) Fotografía del conglomerado policmítico que posiblemente se ubica entre las rocas sedimentarias marinas y la secuencia volcánica de la SCI. Nótese que se encuentra compuesto por una variedad amplia de clastos redondeados a subredondeados, soportados por una matriz fina compuesta por limos y arcilla. En este sitio los clastos no presentan orientación preferencial y el depósito tiende a ser masivo.

Los estratos de arenisca tienen un rumbo casi norte-sur, aunque su inclinación varía ampliamente, de esto se infiere que las rocas están deformadas al igual que las rocas que componen a las sierras de Gómez y El Morrión. En el campo no se observó el contacto entre esta unidad con las rocas sedimentarias expuestas en las sierras El Morrión y de

Gómez. Por otra parte, el contacto con las rocas volcánicas de la SCI solo se observó en la parte norte del área de estudio, donde las rocas sedimentarias con buzamientos de hasta 35°, están cubiertas por un paleo-suelo de aproximadamente seis metros de espesor y sobre de éste se encuentran las rocas volcánicas suavemente inclinadas en la “nariz” del pliegue, formando así una discordancia angular notable.

En un afloramiento observado en el sur del área de estudio está expuesto un conglomerado polimítico, color amarillo claro a rojizo (Figura 3.1-B), con un espesor mínimo de 30 m y burdamente estratificado en capas de 20 a 40 cm de espesor, algunas de éstas gradadas. El conglomerado está compuesto por clastos provenientes de rocas volcánicas y sedimentarias redondeados a sub-redondeados. Las litologías identificadas en el campo incluyen fragmentos de vitrófido de composición félsica, basalto (?), caliza y arenisca silicificada flotando en una matriz de grano fino de limo y arcilla muy compacta, cementada y silicificada. Topográficamente, este conglomerado aflora más arriba que las capas de arenisca; sin embargo, no se observó el contacto entre estos dos depósitos. Tampoco se observa el contacto de este conglomerado con las unidades volcánicas suprayacentes, ya que la cima del conglomerado se encuentra cubierto por una capa gruesa de coluvión compuesto por bloques de entre 10 cm y tres metros de diámetro, provenientes de las unidades volcánicas expuestas más arriba en la SCI. Aquí, se supone que esta unidad es más antigua que la secuencia volcánica de la SCI y equivale, en tiempo, a los depósitos de grava de aproximadamente 46 Ma de edad reportados por Aranda-Gómez y colaboradores (2001) en la región de Camargo, Chi., aunque cabe señalarse que en los depósitos de Camargo predominan los fragmentos de rocas carbonatadas marinas derivados de basamento mesozoico, siendo excepcionales en ese depósito los clastos de rocas de otras composiciones y orígenes. Además, se asume que este conglomerado es parte de los sedimentos clásticos continentales observados adyacentes al área de estudio (ANEXO II).

3.3 Estratigrafía de la Secuencia Volcánica Expuesta en la Sierra Cuesta El Infierno

Por la ubicación geográfica de la SCI y la composición de las rocas, se infiere que la edad de la secuencia volcánica es del Terciario medio (~20 – 40 Ma; McDowell and Clabaugh, 1979), ya que rocas expuestas al NNW del área de estudio, en Sierra Peña Blanca, han sido fechadas para este tiempo (Alba y Chávez, 1974). Por otra parte, al SSE

del área de estudio se fechó una riolita en 41.88 ± 0.03 Ma (muestra FDR-002; Iriondo *et al.*, 2004). Sin embargo, hasta hoy en día no se tienen edades isotópicas de la SCI.

La SCI tiene una longitud de 30 km en dirección norte-sur. Durante la cartografía se describieron 12 columnas estratigráficas en diferentes puntos del área de estudio (Figura 3.2) y se obtuvieron 58 muestras representativas para análisis petrográfico de rutina (ANEXO I). El análisis petrográfico sirvió para complementar las descripciones litológicas hechas en campo y la información petrográfica (textura y mineralogía), también se empleó como uno de los criterios de correlación entre afloramientos distantes (Figura 3.3).

De esta manera, se pudo determinar que la SCI está formada por al menos 24 unidades litoestratigráficas, 19 de éstas compuestas por rocas volcánicas, principalmente flujos piroclásticos félsicos (secuencia inferior), los cuales presentan entre sí cambios en su estructura general, grado de soldamiento, textura, mineralogía y contenido modal de fenocristales. En la secuencia volcánica superior se reconocieron varios derrames de lava. Las cinco unidades litoestratigráficas restantes son depósitos clásticos continentales y epiclástico-volcánicos intercalados entre las unidades eruptivas del Eoceno (?). A continuación, se describirá cada unidad desde la más antigua a la más joven, haciendo énfasis en sus características petrográficas más sobresalientes.

Las unidades volcánicas más antiguas afloran en la parte norte y oriente de la SCI (Figura 3.4-A). La unidad más antigua (Unidad A) es una ignimbrita félsica de grado medio, aflora como un cuerpo masivo con un espesor de 20 m. La base de esta unidad solo se observa en la parte norte del área de estudio: sin embargo, no se observa el contacto con el basamento pre-volcánico por la presencia de un paleosuelo entre ambas secuencias (Figura 3.3).

La Unidad A es una ignimbrita color blanco a crema y está compuesta principalmente por una matriz de esquirlas de vidrio y/o fragmentos de pómez generalmente de tamaño de ceniza. Esta matriz soporta a fenocristales y clastos de pómez colapsados, que en algunas ocasiones tienen hasta 30 cm de diámetro en su eje mayor. La roca está parcialmente devitrificada, al igual que los clastos de pómez, aunque aún es posible distinguir su textura original.

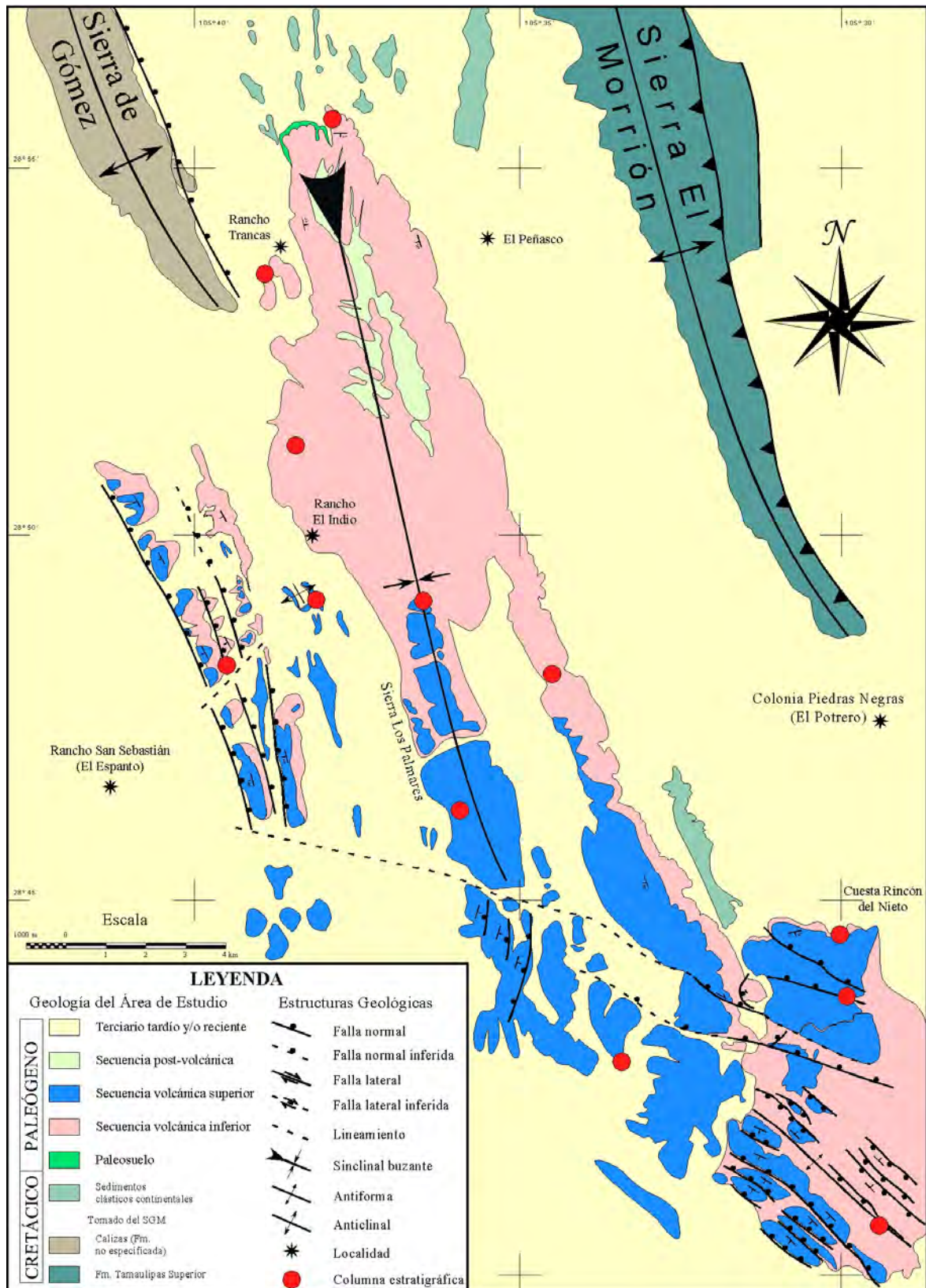


Figura 3.2: Localización de las columnas estratigráficas en el área de estudio. También se ilustra a grandes rasgos la geología, la cual se ha dividido en dos secuencias principales (inferior y superior). Por otra parte, están representadas las estructuras principales (e.g. sinclinal, antiforma y fallas).

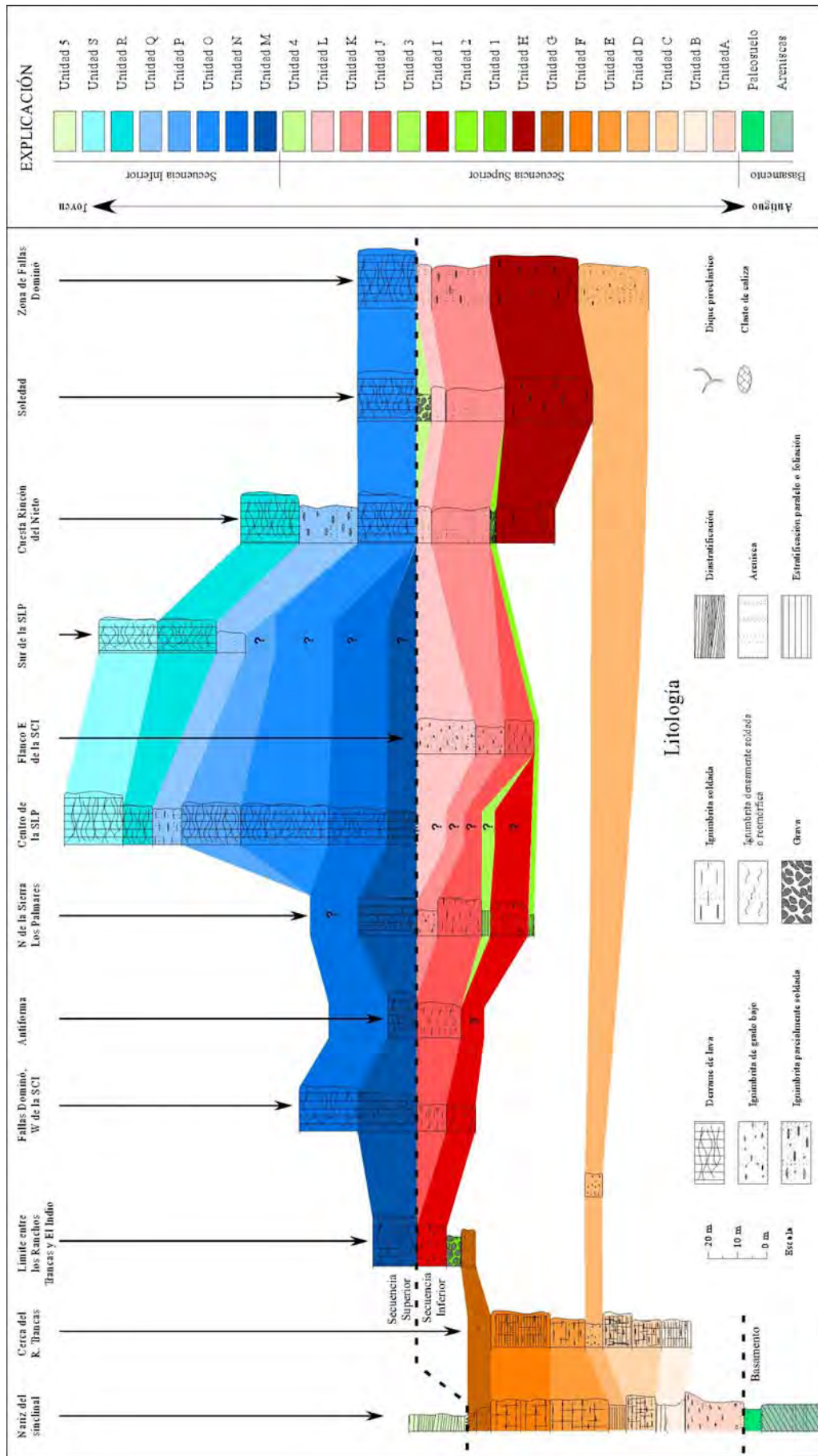


Figura 3.3: Diagrama de correlación entre las columnas estratigráficas descritas en distintos puntos de la SCI (véase localización en el ANEXO II). Nótese que algunas de las unidades cambian de espesor y textura de una localidad a otra; esto se atribuye a variaciones zonales dentro de los depósitos de los flujos piroclásticos y/o a cambios asociados a la dispersión de los mismos. Los colores empleados en esta figura corresponden a aquellos del mapa geológico en el ANEXO II.

La ignimbrita (muestra SCI-13.2; Figura 3.4-B) contiene 5 % de fenocristales de cuarzo + sanidino + hornblenda + biotita. Los cristales de sanidino algunas veces presentan clivaje y maclas de Carlsbad. Estos cristales, al igual que los de cuarzo, son menores de 1.5 mm de largo. Los cristales de hornblenda y biotita no exceden 0.5 mm de largo. También se observaron algunos clastos líticos irregulares, principalmente aglomerados de cuarzo policristalino.

La Unidad A yace sobre un paleo-suelo de aproximadamente seis metros de espesor con una estructura masiva, compuesto por arena y arcilla, color rojo a café y contiene algunos clastos redondeados de dos centímetros de diámetro, provenientes de rocas sedimentarias, aunque éstos son esporádicos. Sin embargo, este material sólo se presenta en la parte norte del área de estudio en donde se observó que entre las capas de arenisca mesozoica y el paleo-suelo hay una discordancia angular (y erosiva), mientras que el contacto entre el paleosuelo y la ignimbrita es concordante.

Sobre esta unidad existe otro flujo piroclástico (Unidad B; Figura 3.4-C), una ignimbrita que en el área de estudio varía de parcialmente soldada a soldada. La roca tiene una distribución continua a lo largo del escarpe oriental de la SCI, aunque también se presenta con afloramientos aislados en algunas serranías cerca del Rancho Trancas (véanse ANEXO II y Figura 3.3), donde se extraen de ella algunas litofisas que los habitantes de la región comercializan como geodas. La roca varía de color crema a morado claro o gris. Éste último color se presenta en las partes donde la roca se encuentra perlitzada y/o devitrificada.

En la zona norte, esta unidad consta de dos miembros, los cuales tienen un contacto transicional de 20 cm de espesor entre ellos. El miembro inferior, con un espesor que varía de seis a diez metros, se presenta con una estructura masiva en la parte norte y con un lajeamiento notable, asociada a la foliación eutaxítica, cerca del rancho Trancas. Comúnmente en las fracturas sub-horizontales y pseudo-columnares se encuentra algo de cuarzo secundario que rellenó parcialmente a estos huecos.

El miembro superior de esta unidad tiene un espesor aproximado de cuatro metros y está formado por una secuencia piroclástica de color crema, con una estructura en capas delgadas, finamente laminadas, con diastratificación. El contacto entre las unidades A y B

no se observó a escala de afloramiento; sin embargo, a la distancia se puede ver que las rocas se encuentran en una posición concordante.

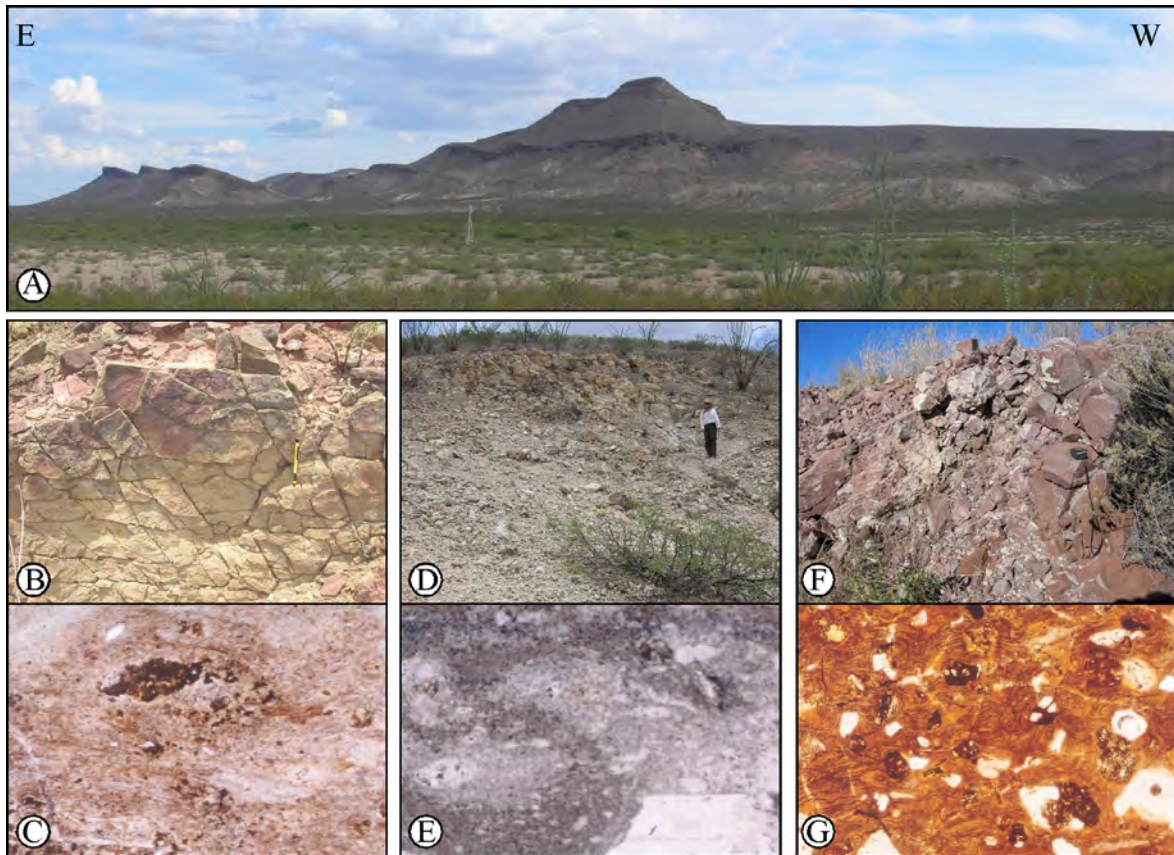


Figura 3.4: A) En esta fotografía panorámica de la nariz del sinclinal de la SCI se pueden observar las unidades volcánicas más antiguas; B) En esta fotografía se muestra la Unidad A, una ignimbrita masiva (sin estratificar) que está fracturada, producto de la deformación; en lámina delgada (C) se puede observar la matriz de esquirlas de vidrio parcialmente soldadas y un clasto de pómez parcialmente devitrificado; D) La Unidad B es una depósito deleznable expuesto al pie del escarpe en el frente de la SCI, en la lámina delgada (E) se observa la matriz que envuelve a fenocristales de sanidino principalmente; F) Ésta ignimbrita soldada (Unidad C) de color rojo, tanto en afloramiento como en lámina delgada; en el campo presenta juntas columnares asociadas a enfriamiento y fracturas causadas por el plegamiento; en la fotomicrografía (G) se observa la matriz soldada que contiene principalmente a fenocristales de sanidino, cuarzo y hornblenda. Campo visual 3.2 X 2.4 mm.

De esta roca se obtuvieron dos muestras que se colectaron en el miembro inferior (SCI-13.3 y SCI-1.1; Figura 3.4-C). Ambas muestras, al microscopio, presentan una textura eutaxítica con algunos clastos de pómez del orden de 0.5 – 1 cm de largo. Estos clastos están parcialmente colapsados y devitrificados y se encuentran orientados, de manera que definen una foliación eutaxítica fácilmente perceptible. La matriz es un

conjunto de esquirlas de vidrio parcialmente soldadas y devitrificadas. Esta matriz está soportando a un 5 – 10 % (volumen total de la roca) de fenocristales. Entre los cristales, los más abundantes son de sanidino que a veces muestran bordes corroídos y en otras ocasiones están rotos. Los cristales de sanidino llegan a ser hasta de dos milímetros de largo, aunque la mayoría son de un milímetro. Por otra parte, los cristales de cuarzo son de menor tamaño y alcanzan un diámetro de 0.5 mm. El tercer mineral más abundante es la hornblenda que llega a medir hasta 1.5 mm de largo, con algunas fracturas y su clivaje característico, paralelo en las formas tabulares y cruzado en las secciones basales.

Sobre esta unidad, cerca del Rancho Trancas y en el norte de la SCI, se observa un flujo de cenizas, relativamente rico en fenocristales (20% vol.) que no se encontró en ningún otro lugar del área de estudio. Esta roca, es una ignimbrita soldada (Unidad C), que en general tiene una estructura masiva, aunque en algunos sitios tiene lajeamiento posiblemente asociado a la foliación eutaxítica. Esta roca tiene un color gris claro a gris oscuro y cambia gradualmente a un color amarillo opaco y rojo claro. La roca está compuesta por una matriz de esquirlas de vidrio soldadas que contiene fenocristales y clastos accidentales de arenisca. Algunas fracturas presentes en los afloramientos se encuentran rellenas por arcillas deleznales de color amarillo crema. El contacto entre las Unidades B y C es concordante.

En el análisis petrográfico de las muestras obtenidas de esta unidad (SCI-13.4, SCI-1.2 y SCI-1.3; Figura 3.4-D), se revela que la roca tiene una textura eutaxítica con fragmentos de pómez colapsados y parcialmente devitrificados en una matriz de esquirlas de vidrio. El conjunto de fenocristales está formado principalmente por cuarzo y sanidino con un tamaño promedio de un milímetro y por cristales de hornblenda menores a un milímetro de largo. Los clastos líticos que se observaron están compuestos por xenocristales de cuarzo y calcita, principalmente. Ambos xenocristales tienen un tamaño promedio de 0.5 mm de diámetro.

La Unidad D tiene una distribución más extensa que la Unidad C, ya que aflora en toda el área de estudio (Figura 3.3). Esta roca se encuentra sobre la unidad anterior, con un contacto concordante, el cual se observó solo en la parte norte de la SCI. Esta ignimbrita, que ocasionalmente presenta clastos de pómez parcialmente colapsados y devitrificados hasta de 30 cm de largo, cambia su estructura lateralmente de masiva a una roca

burdamente estratificada con capas de 5 – 10 cm de espesor. Otra variación notable es el grado de soldamiento, estando más soldada en la parte sur y menos soldada en la parte norte del área de estudio; sin embargo, verticalmente, no se observa esta relación. Además, cambia en espesor de 6 – 24 m aproximadamente, siendo más delgada en la parte norte y más gruesa en la parte sur del área de estudio. Esta variación en espesor puede estar relacionada a la dirección de flujo y se puede inferir que la fuente se encontraría hacia el sur. Esta ignimbrita es color blanco, amarillo y varía también de café claro a gris lateralmente.

Los ejemplares colectados para petrografía (SCI-14.4, SCI-1.5, SCI-27.12 y SCI-23.1), muestran que la roca está compuesta por una matriz de ceniza de pómez y/o esquirlas de vidrio, aunque estas últimas en mucho menor cantidad y se encuentra además parcialmente soldada. En la muestra SCI-1.5, la matriz esta reemplazada por cristales de cuarzo y calcita (Figura 3.5). Los fenocristales, de menos de un milímetro de largo, forman el 5 % del volumen total de la roca. El conjunto de fenocristales es sanidino > cuarzo > plagioclasa >> hornblenda.



Figura 3.5: A) Afloramiento de la unidad D intensamente alterada por devitrificación y/o perlitización con vetillas numerosas de calcita y cuarzo; B) Fotomicrografía de la ignimbrita con un grado alto de devitrificación y reemplazamiento local de la matriz por cristales de calcita (color rosa) y algunos de cuarzo. Campo visual 3.2 x 2.4 mm.

Sobre la unidad anterior, con un contacto concordante, se encuentra emplazada una ignimbrita densamente soldada (Unidad E), que se extiende a lo largo de la cuesta oriental de la SCI formando un escarpe pronunciado característico que la hace fácilmente cartografiable. Además, también se encontraron algunos afloramientos de ella en la parte

central del área de estudio al sur del Rancho Trancas (véase ANEXO II). En el campo, esta ignimbrita es color rojo, presenta una estructura masiva, foliación eutaxítica y juntas pseudo-columnares (Figura 3.6-A) y tiene un espesor máximo de 20 m observado en la parte norte de la SCI.

Para esta unidad se tomaron las muestras SCI-14.2 y SCI-1.6, las cuales muestran que la roca está compuesta por clastos de pómez colapsados y parcialmente devitrificados hasta de un centímetro de largo. La matriz está formada por esquirlas de vidrio que en parte se encuentran devitrificadas (Figura 3.6-B). La ignimbrita contiene 10 % de fenocristales y se observa una burda orientación posiblemente causada por el soldamiento y compactación. Los cristales más abundantes son de cuarzo, le siguen en proporción, los cristales de sanidino, que usualmente son menores a un milímetro de largo. También, contiene, esporádicamente, fenocristales euhedrales a subhedrales de hornblenda y cristales de plagioclasa, que se distinguen por sus maclas polisintéticas características. Además, se observan algunos clastos de arenisca compuestos por cristales de cuarzo y calcita.

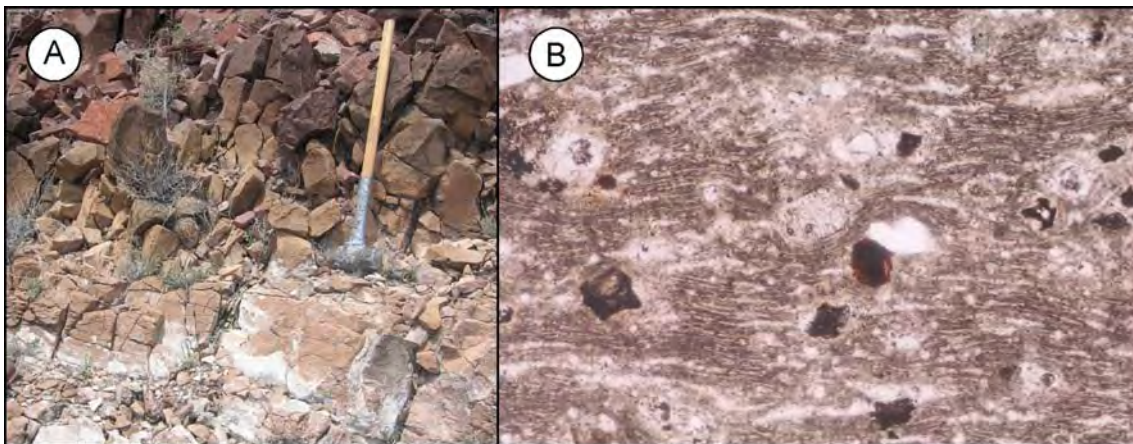


Figura 3.6: A) Afloramiento de la Unidad E donde la roca está fracturada y en algunas ocasiones las fracturas están rellenas por material secundario, especialmente cuarzo y calcita; B) Fotomicrografía que ilustra la alineación de las partículas, producto de la foliación eutaxítica; además, se observan los clastos de pómez totalmente colapsados y devitrificados. Campo visual 3.2 X 2.4 mm.

Sobre la Unidad E se encuentra emplazada una ignimbrita densamente soldada que tiene una estructura masiva y un espesor aproximado de 15 a 20 m, aquí definida como la Unidad F. Esta unidad descansa concordantemente con la Unidad D. En campo, otros rasgos notables de esta roca son que presenta una foliación de flujo marcada y juntas

columnares bien desarrolladas. Esta roca varía en color de café a gris oscuro y rojo, está compuesta por una matriz densamente soldada que envuelve a fenocristales y clastos de pómez totalmente colapsados. Estos últimos, forman *fiammes* orientados parcialmente a juntas subhorizontales que definen la foliación, también se pueden observar algunos clastos líticos de formas angulares invariablemente menores a dos centímetros de diámetro. En algunos sitios, la foliación presenta en su estructura interna pliegues y “estructuras de ojo” (*sheath folds*; Figura 3.7-A y -B). Ambas estructuras son características de ignimbritas, de grado medio a alto, que han sufrido reomorfismo. Otro dato importante es la presencia de diques o tubos rellenos por brechas monolitológicas, con la misma litología que la roca huésped, que son perpendiculares a la foliación de flujo. Estas estructuras son interpretadas tentativamente como producto de desgasificación de la ignimbrita (Figura 3.7-C).

En esta unidad se colectaron las muestras SCI-16.1, SCI-16.2, SCI-1.7 y SCI-6.4 en diferentes puntos del área de estudio. Las secciones delgadas muestran que las partículas que conforman a la roca se encuentran orientadas en dirección de la foliación eutaxítica y/o de flujo y llegan a formar micro-pliegues (Figura 3.7-D). La roca está compuesta por una matriz de esquirlas de vidrio densamente soldada y parcialmente devitrificada. Esta matriz está soportando a fenocristales que conforman menos de 5 % aproximadamente del volumen total de la roca. El conjunto de fenocristales está formado por cuarzo y sanidino, los cuales son las fases más abundantes en la roca. Los cristales de sanidino alcanzan hasta dos milímetros de largo. En tercer lugar de abundancia se encuentran los cristales de hornblenda < 0.5 mm, con formas alargadas y cortes basales característicos. Ocasionalmente se encuentran algunos cristales de biotita no mayores a 0.5 mm. Por otra parte, los clastos de pómez reconocidos en láminas delgadas se encuentran totalmente colapsados, devitrificados y son estos clastos los que permiten identificar a los micro-pliegues en la roca. Estos clastos llegan a medir hasta 1.5 cm de largo. También, se observaron algunos clastos líticos de arenisca compuestos por cristales de cuarzo, tienen formas sub-angulares y son de 0.5 mm de diámetro en promedio.

La Unidad G, distribuida casi uniformemente en la parte norte del área de estudio, presenta una estructura masiva, sin estratificar y un espesor de seis a ocho metros. Esta ignimbrita, aunque es deleznable, en algunos afloramientos se encuentra parcialmente soldada y es ligeramente más resistente a la erosión. Sus colores varían de rosa claro a blanco lechoso y gris claro y sobreyace concordantemente a la Unidad E.

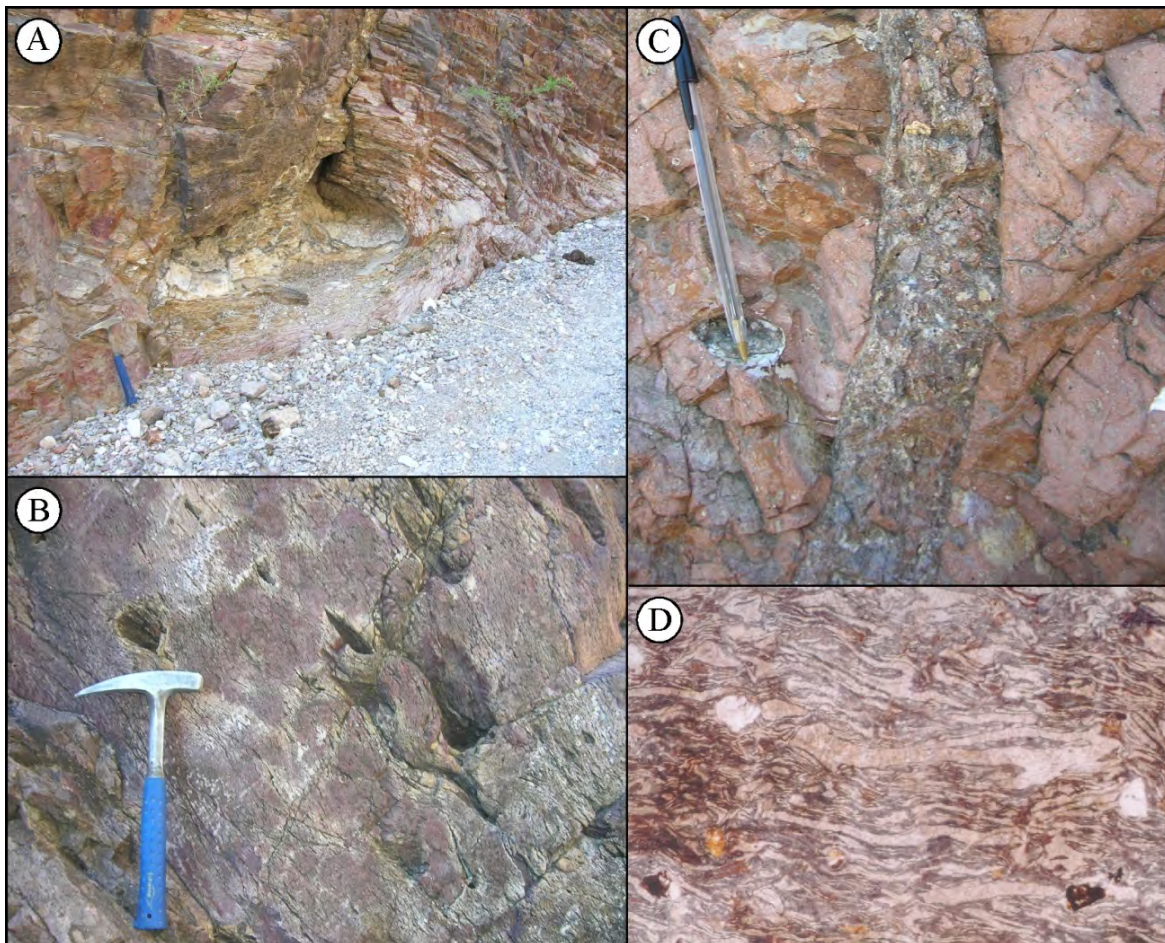


Figura 3.7: A) Estructura de ojo en la ignimbrita de grado alto. Nótese que la foliación de flujo, representada por las líneas y fracturas en la roca, siguen esta estructura por su perímetro; B) En esta misma unidad también pueden observarse algunos pliegues internos. Estas estructuras son características de las ignimbritas de grado alto que han sufrido reomorfismo al momento de su emplazamiento. Es importante mencionar que a lo largo de los planos de foliación se observan rellenos de cavidad de cuarzo, clorita y algunos fragmentos de la misma ignimbrita, aunque estos fragmentos están más alterados que la roca original. Se cree que estos rasgos se formaron durante la etapa de cristalización de fase de vapor del flujo piroclástico; C) En algunos sitios además, se pueden observar algunos cuerpos tabulares rellenos por brechas monolitológicas compuestos por la misma ignimbrita y que se interpretan, tentativamente, como tubos de desgasificación; D) En lámina delgada se puede observar que los *fiammes* (fragmentos de pómez totalmente colapsados) localmente forman micro-pliegues, lo que apoya la idea de que esta ignimbrita experimentó deformación reomórfica durante su acumulación. Nótese el contenido bajo de fenocristales en la roca. Luz plana polarizada, campo visual 3.2 x 2.4 mm.

Esta ignimbrita (muestras SCI-6.1, SCI-6.2, SCI-6.3 y SCI-1.8; Figura 3.8) está compuesta por una matriz de esquirlas de vidrio ligeramente deformadas y por ceniza volcánica. La matriz soporta a fenocristales y clastos de pómez y fragmentos líticos accidentales. En algunos sitios la unidad tiene textura eutaxítica, en otros sitios se presenta

más débilmente soldada. Los fenocristales tienden a ser pequeños (< 1 mm), forman un 5 % del total de la roca y el conjunto observado es: cuarzo $>$ sanidino \approx plagioclasa $>$ hornblenda $>$ biotita. En la muestra SCI-6.1, la hornblenda tiende a formar agregados glomeroporfídicos constituidos por cuatro a cinco cristales. Los clastos de pómez se encuentran parcialmente colapsados y están burdamente orientados.

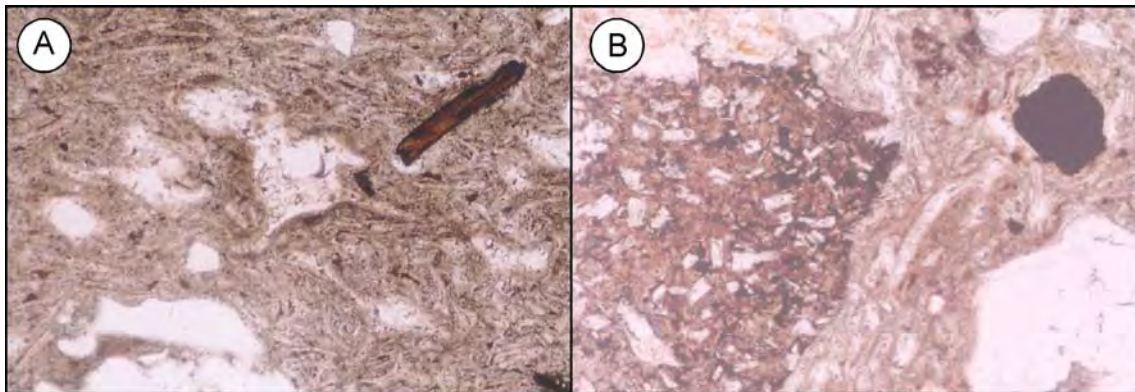


Figura 3.8: A) Fotomicrografía que muestra la matriz de la ignimbrita de la Unidad G, la cual está compuesta por esquirlas de vidrio ligeramente deformadas y alineadas, lo que forma una textura eutaxítica pobremente definida; B) Clasto lítico con forma angular derivado de una ignimbrita más antigua; la matriz de esquirlas de vidrio soporta a fenocristales de sanidino y cuarzo. Luz plana polarizada, campo visual 3.2 x 2.4 mm.

Sobreyaciendo la Unidad G se presenta un depósito de grava (Unidad 1) con una distribución muy local, ya que solo se observó en el límite de los ranchos Trancas y El Indio (Figura 3.3). Este depósito tiene un espesor mínimo aproximado de seis metros, ya que su base está cubierta por depósitos de coluvión y consiste de capas burdas ligeramente cementadas. Aunque no se observó el contacto con la unidad subyacente, la posición estructural sugiere que estos dos depósitos tienen un contacto concordante. Estas capas contienen clastos de caliza redondeados hasta de 40 cm de diámetro embebidos en una matriz de arena media a gruesa. En este depósito no se observaron componentes volcánicos.

La Unidad H tiene un espesor expuesto de aproximadamente de 20 – 30 m. Éste debe considerarse como su valor mínimo, ya que no se observó la base de esta unidad porque está cubierto por depósitos de talud de las unidades suprayacentes (Figura 3.9-A). El mejor afloramiento visitado de esta ignimbrita se ubica en la cuesta formada por el Rincón del Nieto y en la parte meridional del área de estudio (Figura 3.3 y ANEXO II),

aunque a la distancia se observa que la ignimbrita se extiende por la cuesta oriental del área de estudio. Esta ignimbrita tiene una estructura masiva modificada por la presencia de juntas burdamente columnares. A escala de afloramiento se observa una foliación eutaxítica débil y el color de la roca varía de morado claro a rojo. La roca es porfídica y contiene clastos de pómez colapsados de hasta cuatro centímetros de largo y clastos líticos de menor tamaño.

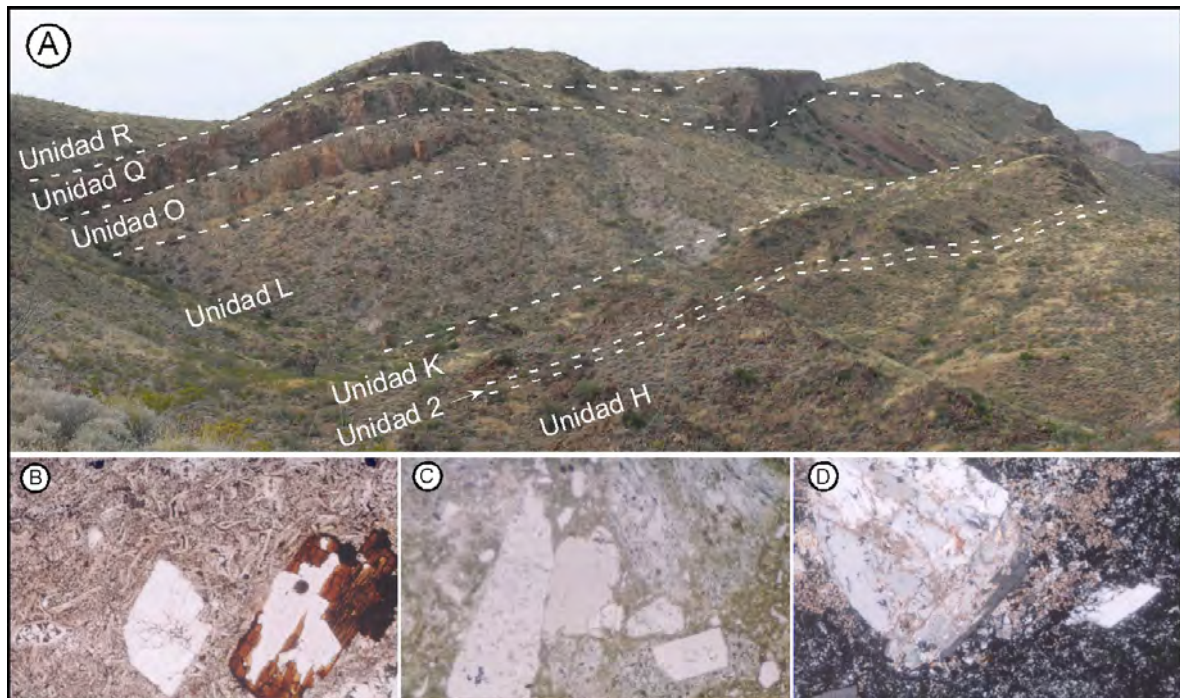


Figura 3.9: A) en la fotografía panorámica se observa la cuesta formada en el Rincón del Nieto, en esta estructura se observa la parte media de la secuencia volcánica; B) en la fotomicrografía se observa que la ignimbrita de la Unidad H tiene una textura vitroclástica y algunos cristales de hornblenda y sanidino; C) la Unidad K tiene una textura porfirítica con fenocristales de cuarzo y sanidino principalmente y se observan algunos clastos líticos pequeños compuestos por aglomerados de cuarzo (?) microcristalino; D) vista con nícoles cruzados se observa la matriz de esquirlas de vidrio con una textura porfirítica que soporta a fenocristales de sanidino y cuarzo de la Unidad L. Las fotomicrografías B, C y D fueron tomadas con luz plana polarizada. Campo visual 3.2 x 2.4 mm.

En lámina delgada, esta roca (muestra SCI-26.1, SCI-22.4 y SCI-23.6; Figura 3.9-B) contiene 10 – 20 % de fenocristales y la paragénesis mineral es sanidino > cuarzo >> hornblenda > plagioclasa. Los clastos de pómez se encuentran colapsados y devitrificados orientados en la dirección de la foliación eutaxítica. Los líticos accidentales son de arenisca que tienen formas sub-redondeadas, están compuestos principalmente por aglomerados de cristales de cuarzo y tienen un tamaño de hasta dos milímetros de diámetro.

En algunos sitios de la cuesta del Rincón del Nieto se observó que sobre la Unidad H, se encuentra un depósito de sedimentos continentales (Unidad 2; Figura 3.9-A). Esta unidad está estratificada, con capas delgadas con diastratificación interna, las capas están poco cementadas y son de 10 cm de espesor aproximadamente y están sobreyaciendo concordantemente a la unidad anterior. La roca está compuesta por clastos subredondeados de arena media a gruesa y algunos cristales de cuarzo. La unidad aflora en ventanas pequeñas que forman un listón que varía de 50 cm a dos metros de espesor (Figura 3.10). Por otra parte, en la base de la Sierra Los Palmares (SLP), en su parte norte, se documentó un depósito con características muy similares y que debido a sus características pueden ser correlacionadas.



Figura 3.10: Depósito de arenisca en la cuesta del Rincón del Nieto. La roca está muy fracturada y se observan algunas de las capas que lo componen, las cuales tienen un arreglo paralelo entre sí. La escala es un marcador de 15 cm de largo.

La Unidad I es una ignimbrita masiva parcialmente soldada, aunque en algunos lugares está más piroconsolidada. Sus afloramientos se extienden desde el límite de los ranchos Trancas y El Indio hasta la parte media de la SLP (ANEXO II). En la parte norte del área de estudio, ésta ignimbrita descansa directamente sobre el paquete de gravas de la Unidad 1, mientras que en la parte media de la SLP sobreyace al depósito clástico continental de la Unidad 2 y, posiblemente, se acuña hacia el sur, ya que de este punto hacia la parte meridional del área no se observó (Figura 3.3). La Unidad I descansa concordantemente con ambos depósitos. La Unidad I está también expuesta en la parte

occidental del área de estudio. El cuerpo principal de ésta unidad varía en espesor de 10 m en la parte norte a ocho metros en la SLP. La roca a la distancia tiene un aspecto masivo y es cruzada por juntas pseudo-columnares, pero en los afloramientos es evidente una foliación eutaxítica marcada, que a veces controla un juego de fracturas subhorizontales que le da un aspecto burdamente lajeado. Esta roca varía en color de blanco, rosa claro, gris y ocre en diferentes partes de la zona de investigación. En la parte norte de la SLP, se observó que está menos soldada y que el contacto entre las zonas con distintos grados de soldamiento es transicional.

Las muestras SCI-1.9, SCI-24.2 y SCI-27.1 son representativas de esta unidad. En las láminas delgadas se observa una textura vitroclástica en la matriz. Las esquirlas de vidrio se encuentran orientadas burdamente y están parcialmente devitrificadas, a un agregado micro- a criptocristalino de composición félsica. Esta matriz soporta a fenocristales (5 – 10 % del volumen total de la roca) y clastos de pómez. Los fenocristales más abundantes son de sanidino y cuarzo, en tercer lugar hay cristales de hornblenda. Los clastos de pómez se encuentran parcialmente devitrificados y colapsados y llegan a tener hasta dos centímetros de largo. Estos clastos definen la foliación eutaxítica.

En la parte media de la SLP, sobre la unidad anterior, aflora una secuencia de capas de arenisca (sedimentos clásticos continentales) de color café (Unidad 3; Figura 3.3). En el afloramiento observado, esta unidad tiene un espesor mínimo aproximado de tres metros, ya que debido a la gran cantidad de depósito de talud en el área, su base y su cima están cubiertos. Esta roca está estratificada, con capas delgadas de cinco a diez centímetros de espesor y está compuesta por granos de cuarzo, principalmente. Se desconoce si ésta arenisca es un depósito de carácter local o si se extiende a otras partes del área de estudio. Al parecer los contactos de este depósito con la unidad subyacente y la unidad suprayacente son concordantes.

La Unidad J tiene una distribución uniforme a partir del Rincón del Nieto y hacia el norte. Tiene un espesor estimado que varía de 10 a 15 m aproximadamente, una estructura masiva, con juntas pseudo-columnares (Figura 3.11-A), aunque en algunos puntos, debido a la foliación eutaxítica, llega a tener un aspecto burdamente estratificado. Las juntas columnares están mejor desarrolladas en aquellos sitios en donde la ignimbrita está más soldada, siendo en este caso una ignimbrita de grado bajo a medio. Esta roca varía en color

de morado claro, rojo, rosa y gris oscuro y está formada por una matriz que soporta fenocristales, clastos de pómez y fragmentos líticos. Los clastos de pómez se encuentran parcialmente colapsados y devitrificados y son de hasta 10 cm de largo. Estos fragmentos siguen la foliación de flujo y son los que resaltan los pliegues internos dentro de la roca.

Para el análisis petrográfico se tomaron las muestras SCI-24.3, SCI-28.1, SCI-27.4 y SCI-27.9 (Figura 3.11-B). En las láminas se observó una textura eutaxítica y está compuesta por una matriz de esquirilas de vidrio soldadas que están soportando a fenocristales (los cuales forman el 5 % del total de la roca), clastos de pómez y fragmentos líticos accidentales. Los fenocristales más abundantes son cristales de sanidino, siguiéndoles en abundancia los cristales de cuarzo. Estos cristales son menores a 1.5 mm de diámetro. Otro mineral presente es la hornblenda, en fenocristales que en promedio son de 0.5 mm de largo y se presentan en formas prismáticas con clivajes marcados paralelos a su eje C. Los clastos de pómez se encuentran colapsados y parcialmente devitrificados, aunque en las rocas menos intensamente soldadas aún se les observa su textura fibrosa original. Los fragmentos líticos están compuestos principalmente por cristales de calcita y llegan a medir hasta un milímetro de diámetro. Otros clastos líticos, o aglomerados, están compuestos por cristales de cuarzo principalmente.

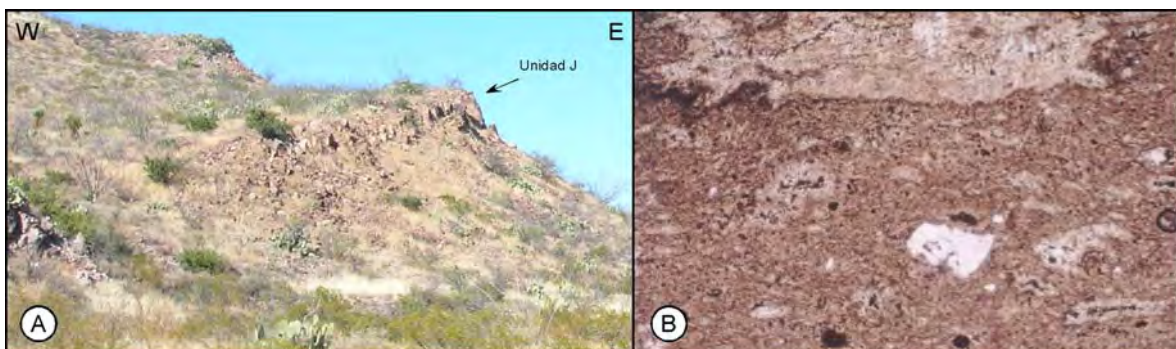


Figura 3.11: A) La fotografía panorámica muestra a la unidad J con una inclinación moderada hacia el occidente y se pueden observar las juntas pseudo-columnares desarrolladas; B) la matriz de esta ignimbrita está alineada al igual que las partículas acentuando la textura eutaxítica. Luz plana polarizada, campo visual 3.2 X 2.4 mm.

La Unidad K, es una ignimbrita parcialmente soldada que en algunos afloramientos es deleznable, posiblemente por un grado menor de soldamiento. Esta unidad tiene una distribución continua desde la parte media de la SLP hasta la zona sur del área de estudio,

siendo ahí donde está mejor expuesta (Figura 3.12-A) y tiene un contacto concordante con la Unidad J. Su espesor estimado varía de 7 – 20 m, tiene un estructura masiva y varía en color de blanco, gris claro a crema. En la parte sur del área de estudio, la ignimbrita tiene mayor concentración de clastos de pómez en la parte inferior y mayor cantidad de líticos accidentales en la parte superior. Este rasgo deposicional parece ser característico de la unidad. Los clastos de pómez llegan a medir hasta 30 cm de largo en su eje mayor y a veces se encuentran parcialmente colapsados. Los fragmentos líticos que se encontraron son fragmentos derivados de ignimbritas anteriormente descritas; sin embargo, se encuentran alterados y devitrificados. Otro tipo de fragmento proviene de una lava casi afírica de color gris oscuro a negro.

Petrográficamente, esta roca (muestra SCI-27.6, SCI-27.8, SCI-26.8 y SCI-7.4; Figura 3.9-C) tiene una textura en la matriz que varía de vitroclástica a eutaxítica no muy marcada. La ignimbrita está compuesta por una matriz de esquirlas de vidrio y/o ceniza de pómez parcialmente soldada que está soportando a fenocristales, los cuales forman el 10 % del volumen total de la roca. Los fenocristales más abundantes son cristales de cuarzo, siguiéndole los cristales de sanidino y hornblenda. Además, se observaron algunas plagioclasas, aunque muy esporádicas. Los clastos de pómez, hasta de dos centímetros de largo en las muestras colectadas para petrografía, se encuentran parcialmente colapsados y tienen una orientación burda, especialmente en aquellas partes donde la roca esta parcialmente soldada. La roca muestra algunas esferulitas y agregados policristalinos de cuarzo que se interpretan como producto de devitrificación y cristalización de fase de vapor, respectivamente. Los fenocristales más notables en los líticos accidentales de ignimbrita son cuarzo y hornblenda.

Otra característica de esta unidad en el campo es la presencia de diques piroclásticos trenzados (Figura 3.12-B). Estos diques se encuentran ubicados en la parte sur del área de estudio y llegan a medir más de 200 m de longitud y de 20 a 30 cm de ancho. Se tomaron las muestras SCI-15.3-A y SCI-15.3-B que en el análisis petrográfico muestran que estas rocas presentan texturas vitroclásticas con líticos abundantes, redondeados a subredondeados de menos de un milímetro de diámetro. En la matriz de estas rocas hay ceniza. Los cristales presentes son cuarzo, plagioclasa, hornblenda y, esporádicamente, sanidino. Las proporciones relativas de los componentes varían considerablemente de una muestra a otra (Figura 3.12-C y -D). En algunos líticos accidentales se observaron lavas

con microfenocristales de cuarzo embebidos en una matriz con microlitos de feldespato, mientras que otros presentan fenocristales de cuarzo y plagioclasa embebidos en una matriz compuesta por microfenocristales de cuarzo y ceniza de pómez.



Figura 3.12: A) Fotografía panorámica de la parte sur del área de estadio. En ella se observa la ignimbrita de color blanco con una distribución regional en toda el área de estudio y la ignimbrita que la sobreyace, aflorando como una cubierta de color más oscuro; B) Diques piroclásticos encajonados en la ignimbrita blanca de la Unidad K. En fotomicrografías (C y D) las muestras de los diques presentan clastos líticos abundantes en una matriz de esquirlas de vidrio. (C) Luz plana polarizada, (D) nicoles cruzados, campo visual 3.2 X 2.4 mm en ambas fotomicrografías.

Sobre la unidad anterior se encuentra emplazada la Unidad L, una ignimbrita, cuyo contacto con la Unidad K es concordante, marcado y fácil de seguir a la distancia (Figuras 3.9-A y 3.12-A). Esta unidad tiene una distribución desde la parte media de la SLP hasta la parte sur del área de estudio. Esta ignimbrita es masiva y varía en espesor de 6 – 20 m, mostrando su menor espesor en la parte sur del área de estudio. El color de la roca va desde morado claro, rosa a rojo claro.

Al hacer el análisis petrográfico de las muestras SCI-27.7 y SCI- 26.4, se puede observar que ésta unidad tiene una fábrica eutaxítica muy débil (Figura 3.9-D) y es ligeramente porfídica. La roca está compuesta por una matriz de esquirlas de vidrio y/o ceniza de pómez que soporta clastos de pómez y fenocristales, que corresponden al 10 % de la roca total. Los fenocristales más abundantes son de sanidino, siguiéndoles en abundancia los de cuarzo. Además, también se observan algunos cristales de hornblenda y, muy esporádicamente, cristales de plagioclasa. Los fragmentos de pómez tienen hasta dos centímetros de largo, algunos de estos se encuentran parcialmente colapsados, devitrificados y con una orientación burda. Además, se puede observar la presencia de cristales de calcita, probablemente de origen secundario.

En la zona sur del área de estudio se observó un paquete clástico con aproximadamente cinco metros de espesor, nombrado aquí como Unidad 4, este valor se considera como mínimo ya que no se observó su base. Este paquete se compone de capas que están basculadas hacia el SE hasta 30° (Figura 3.13). Además, al sur del Rincón del Nieto, se observó que este paquete conglomerático se encuentra intercalado entre las rocas eruptivas de la secuencia volcánica eocénica (?) de la SCI y que parece tener un contacto concordante con la Unidad I.

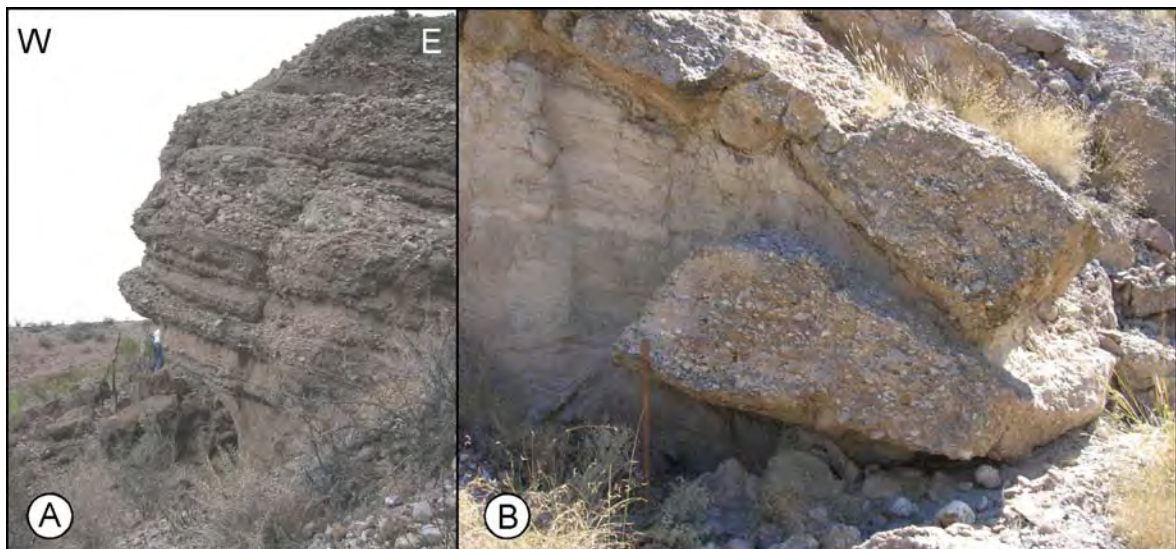


Figura 3.13: Depósito de grava y arena conglomerática de la Unidad 4. Los clastos son de caliza y están soportados por una matriz de arena: A) Afloramiento en el límite SE del área de estudio. Nótese que las capas están buzando hacia el SSE, de manera similar a las unidades volcánicas en el área lo cual sugiere que las gravas estuvieron involucradas en la deformación que afectó a esta región; B) ocasionalmente se observan bloques de conglomerado dentro de este paquete.

Por otra parte, en el valle formado entre la SCI y la Sierra El Morrión, entre las localidades El Peñasco y El Potrero (véase ANEXO II), se encuentra una serie de lomeríos, que en algunos sitios son disectados por arroyos que descubren capas de grava con las mismas características. Sin embargo, en campo no se observó la relación de estos depósitos con la Unidad 4, aunque pudieran correlacionarse por sus características similares.

En la cima de la SCI existe una secuencia de derrames andesítico basálticos que sobreyacen a la secuencia piroclástica de composición félsica descrita arriba. En las partes media y sur del área de estudio, el contacto entre las dos secuencias es continuo y sin ninguna interrupción entre ellas (Figura 3.14-A) y parece ser concordante en la parte norte de la Sierra Los Palmares (SLP) aunque, al sur de esta misma estructura, el contacto llega a ser discordante, este rasgo será explicado en el Capítulo V.

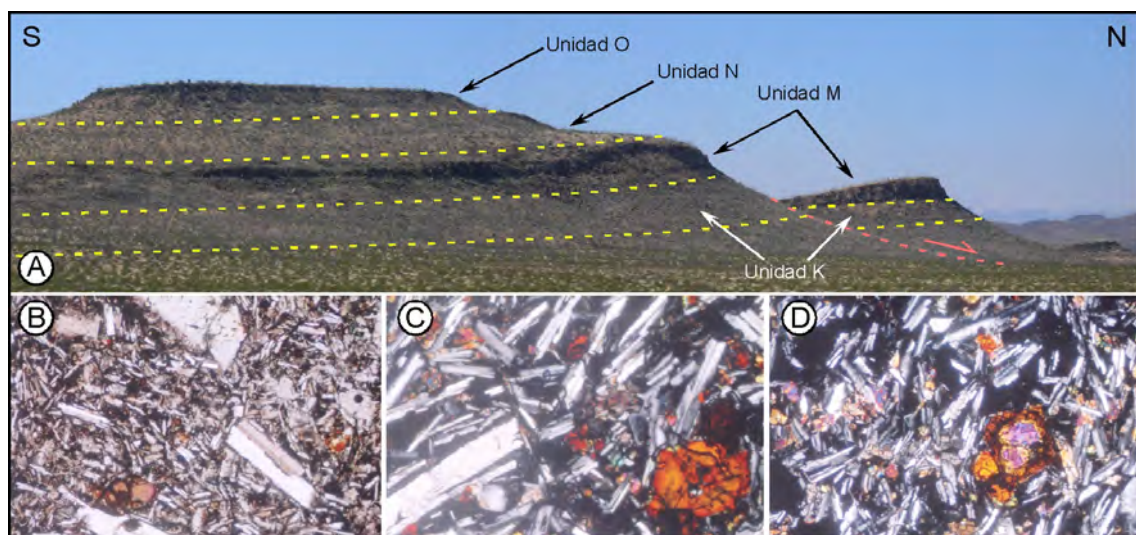


Figura 3.14: A) Vista panorámica del extremo norte de la SLP. En ella se puede observar el contacto entre la cima de la secuencia de ignimbritas félsicas (Unidad K) y la secuencia de derrames de andesitas basálticas. Nótese que en la parte norte las rocas están buzando hacia el sur producto de la rotación generada por la falla normal (línea roja). Las figuras B, C y D son fotomicrografías con nicols cruzados correspondientes a cada uno de los derrames de lava (Unidades M, N y O) que difieren principalmente en el tamaño y proporción relativa de los cristales. En todas las muestras la matriz es intersertal-hipocristalina. Fotomicrografías tomadas con luz plana polarizada, campo visual en las fotomicrografías 3.2 X 2.4 mm.

Esta secuencia de lavas forma la mayor parte de la SLP, un rasgo topográfico alargado en dirección NNW que se encuentra en la parte central del área de estudio. La SLP tiene una altura promedio de 120 m sobre las áreas circundantes y en ella se

reconocieron al menos seis derrames andesíticos y una ignimbrita intercalada entre ellos. Estos derrames, pueden ser correlacionados con unidades encontradas en las partes occidental y meridional del área de estudio, cerca del Rancho San Sebastian (El Espanto) y en el Rincón del Nieto, respectivamente (Figura 3.3 y ANEXO II). Cabe señalarse que la sección más completa de esta secuencia está expuesta en la SLP, mientras que en otras regiones solo afloran algunos de los derrames de lava.

Al realizar el trabajo de campo no siempre se logró identificar autobrechas entre los derrames; sin embargo, lo que si es evidente son escarpes que corresponden a cada uno de los cuerpos de lava. Se cree que las autobrechas en las bases de los derrames están cubiertas por depósitos de talud provenientes del escarpe inmediatamente arriba de ellas. Este arreglo le da, a la SLP, un aspecto “estratificado” (Figura 3.14) que es evidente en las fotografías aéreas e imágenes de satélite.

En general, los derrames de lava andesítico basálticos varían en espesor de 10 a 25 m, aproximadamente, y tienen una estructura que varia de masiva y densa a fracturada (*e. g.* Unidad P), aunque en algunos sitios, los derrames presentan zonas con algunas vesículas un poco alargadas (en la dirección de flujo) entre 1 – 2 cm de largo (*e. g.* Unidad M y Unidad O) y que a veces estaban parcialmente rellenas de material secundario (calcita y cuarzo). El color de la roca de estos derrames varía de morado claro, gris oscuro a negro y en algunos afloramientos se observa de color rojo debido a la oxidación. El contacto entre los derrames es concordante y continuo y en algunas partes puede seguirse fácilmente.

El primer derrame observado (Unidad M) se extiende a lo largo de toda la SLP y en la parte occidental del área de estudio. En la parte norte de la SLP, en la base de este derrame, se observó una autobrecha de aproximadamente dos metros de espesor.

Para el análisis petrográfico de esta unidad se colectaron las muestras SCI-1.10, SCI-27-13, SCI-24.4, SCI-28.2, SCI-27.5 y SCI-30.1 (Figura 3.14-B). Esta roca tiene una textura ligeramente porfídica con una matriz intersertal-hipocristalina. Las muestras están compuestas por más de 70 % de cristales. La fase más abundante es plagioclasa con formas tabulares y maclados característicos. En general, no se observa ninguna orientación preferente en ellos. Otro mineral presente como fenocristales es el olivino (?), los cuales se presentan parcialmente reabsorbidos y tienen un tamaño promedio <0.5 mm. El olivino

está parcial a totalmente reemplazado por iddingsita. En la matriz se identificaron cristales pequeños de piroxeno y minerales opacos.

La Unidad N, corresponde a un derrame que solo se observa en la parte occidental del área y en la porción norte de la SLP (Figura 3.14-A) y que yace con un contacto concordante sobre la Unidad M. Se colectaron tres muestras: SCI-24.1, SCI-28.4 y SCI-30.2. Las láminas muestran que la roca tiene una textura intersertal-hipocristalina (Figura 3.14-C). Esta roca está compuesta principalmente por cristales (> 50 % de la roca total) orientados al azar que forman una redícula. Los espacios intercristalinos están rellenos por vidrio. Los cristales más abundantes son de plagioclasa de uno a dos milímetros de largo, con formas tabulares y presentando maclas de Carlsbad y/o polisintéticas. También, se observaron fenocristales de olivino con formas que varían de tabular a sub-redondeada (posiblemente por reabsorción) y tienen un tamaño promedio de 1.5 – 3 mm. La mayoría de estos cristales se encuentran iddingsitizados debido a la alteración. También, se observaron algunos fenocristales más pequeños (< 0.5 mm de diámetro) de piroxeno. Además, se observaron algunos cristales de calcita, los cuales están formando amígdalas.

La unidad O, que descansa concordantemente con la Unidad N, de la zona centro de la SLP (Figura 3.14-A), puede correlacionarse con el derrame de andesita expuesto en la parte sur del área de estudio y en el Rincón del Nieto (véase ANEXO II). No se observaron autobrechas asociadas a este derrame, ya que su base está cubierta por depósitos de talud. Por otra parte, en la zona del Rincón del Nieto, esta unidad se muestra con una foliación bien marcada y con un “lajeamiento”, el cual se ilustra en la Figura 3.15. Se obtuvieron los especímenes SCI-30.3, SCI.26.5, SCI-22.5 y SCI-25.2 que muestran una textura porfirítica con una matriz intersertal hipocristalina (Figura 3.14-D), formada por vidrio y microlitos de plagioclasa. Los fenocristales forman de 30 – 40 % del total de la roca. Los fenocristales más abundantes son de plagioclasa y llegan a medir hasta 1.5 mm de largo; su forma es tabular y muestra maclas de Carlsbad y polisintéticas. Los fenocristales de olivino tienen un tamaño promedio de un milímetro y pueden ser hasta de dos milímetros. El olivino generalmente está iddingsitizado. Otras fases menos abundantes son piroxenos y óxidos de fierro.



Figura 3.15: En la fotografía se puede observar el fracturamiento presente en el derrame de lava (Unidad O) de la SLP. Se cree que estas fracturas son un reflejo de la foliación de flujo. La fotografía fue tomada en la parte superior de la cuesta del Rincón del Nieto.

Sobre esta unidad se encuentra emplazada otro derrame andesítico basáltico (unidad P), el cual solo se visitó en la SLP y sobreyace concordantemente a la Unidad O. Se obtuvo una sola muestra (SCI-30.4) que, bajo el microscopio, presentó una textura intersertal-hipocristalina, formada por más del 50 % de cristales, soportada cristal-cristal y con algo de vidrio intersertal. Los principales cristales presentes son plagioclasas que están en el orden de un milímetro de largo, tienen formas prismáticas y tabulares, aunque se pueden observar algunos feldespatos con secciones cuadradas, los cuales pertenecen a las ortoclasas. Algunas de estas presentan estructuras de arce moteado y otras maclas polisintéticas. Por otra parte, también se observaron, aunque menos abundantes que las plagioclasas, cristales de olivino, con un diámetro promedio de 0.4 mm, aunque pueden observarse también algunos de hasta un milímetro de diámetro. Estos cristales presentan formas pseudo-hexagonales y la mayoría están alterados a iddingsita. Algunos cristales presentan zonación concéntrica, donde el núcleo no está alterado y los bordes están iddingsitizados. Además, la roca presenta algunas vesículas que se encuentran rellenas por material secundario (principalmente cuarzo, aunque se puede observar que también hay cristales de calcita).

Sobre el tercer derrame de andesita basáltica descansa concordantemente una ignimbrita parcialmente soldada, nombrada aquí como Unidad Q. Esta ignimbrita se

extiende desde la parte centro-norte de la SLP hasta la parte sur del área de estudio incluyendo la propia cuesta del Rincón del Nieto (Figuras 3.9-A y 3.16-A). En esta última parte, el contacto entre la ignimbrita y la unidad P es concordante y fácilmente identificable. Esta unidad varía de 10 – 20 m de espesor, tiene una estructura masiva con una foliación eutaxítica débil y juntas pseudo-columnares mal desarrolladas. La roca es color gris claro a amarillo ocre. Se realizó la petrografía de las muestras SCI-30.5 y SCI-26.6 mostrando que ésta roca tiene una textura vitroclástica formada por una matriz de esquirlas de vidrio soldadas entre sí, las cuales soportan a fenocristales y líticos accidentales (Figura 3.16-B). Los fenocristales forman el 10 % del volumen total de la roca y los más abundantes son de cuarzo y sanidino. Estos últimos presentan fracturas y formas euhedrales a subhedrales. También hay cristales de hornblenda, los cuales tiene formas subhedrales y alcanzan apenas un milímetro de largo. Por último, la plagioclasa forma una pequeña proporción de los fenocristales. Los clastos de pómez están colapsados y, al igual que la matriz, parcialmente devitrificados. En las muestras estudiadas estos clastos alcanzan hasta dos centímetros de largo y están orientados por compactación. También se observaron algunos clastos líticos alterados, con formas sub-redondeadas, de < 0.5 mm de diámetro compuestos por cristales de cuarzo, esquirlas de vidrio y con cristales de calcita secundaria, derivados de otras ignimbritas.

Sobre ésta ignimbrita soldada se encuentra emplazada la Unidad R, con un contacto concordante, la cual corresponde a un derrame andesítico. Esta unidad se extiende desde la parte central de la SLP hasta la parte sur de la región de la cuesta del Rincón del Nieto (Figura 3.16-A). La roca se encuentra cruzada por varios sistemas de fracturas produciendo bloques de hasta cinco metros de largo.

Las muestras SCI-30.6, SCI-29.1 y SCI-26.7 (Figura 3.16-C) se analizaron petrográficamente determinándose que la roca tiene una matriz con textura intersertal-hipocristalina. Entre el 30 – 50 % de esta roca está formado por cristales. La fase más abundante es la plagioclasa con un tamaño promedio de dos milímetros, aunque se pueden observar algunos fenocristales hasta de seis milímetros de largo. Algunos de los cristales tienen zonación concéntrica y maclas polisintéticas. El segundo mineral más abundante es olivino que tienen un tamaño promedio de 0.5 mm; la mayoría de los cristales están parcial o totalmente alterados a iddingsita. También se observaron algunos piroxenos, aunque muy esporádicos y algunos cristales de calcita, los cuales se encuentran formando amígdalas.

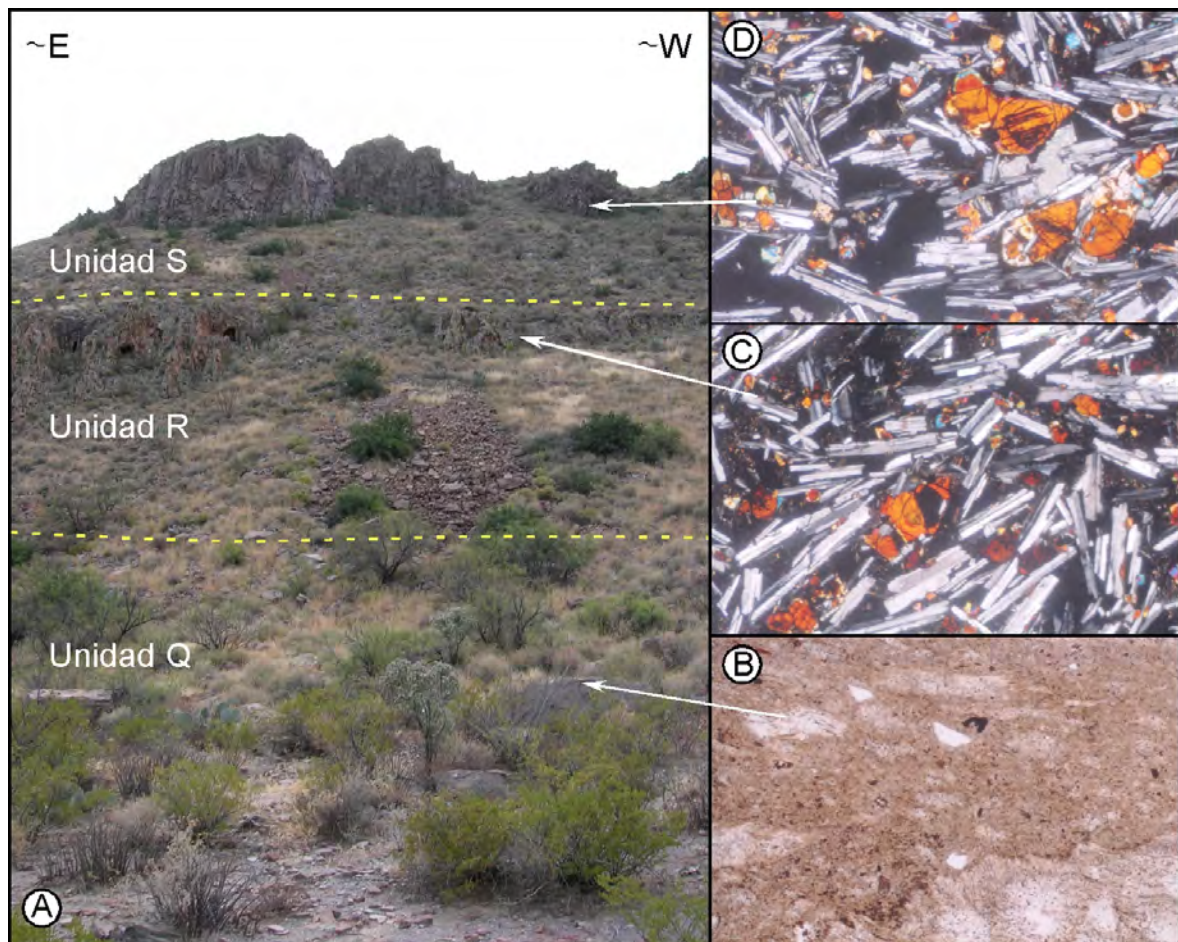


Figura 3.16: A) Fotografía que muestra la parte superior de la cuesta formada por el Rincón del Nieto. En ella se nota el escarpe formado por la ignimbrita soldada (Unidad Q) y por los derrames andesíticos que la sobreyacen. Nótese que el contacto entre la ignimbrita y la andesita de la Unidad R, aunque es poco evidente en la fotografía, es concordante. B), C) y D) corresponden a fotomicrografías tomadas con luz plana polarizada, campo visual 3.2 X 2.4 mm.

La unidad volcánica más joven encontrada es un derrame de andesita basáltica definida aquí como la Unidad S, la cual se extiende desde la parte central de la SLP hasta la parte sur de la misma (Figura 3.16-A) y tiene un contacto concordante con la Unidad R. De esta unidad se obtuvieron las muestras SCI-30.7 y SCI-29.2 (Figura 3.16-D), que reflejan la textura intersertal-hipocrystalina de esta roca. La andesita basáltica está compuesta por 60 % de cristales y el espacio entre ellos es ocupado por vidrio. Los cristales más abundantes son plagioclasa que varía en tamaño de 1-1.5 mm de largo, con formas tabulares y una orientación burda debido al flujo. Otro mineral presente es olivino, que en la mayoría de los casos está alterado a iddingsita. Algunos de estos cristales llegan a

alcanzar hasta tres milímetros de diámetro, aunque en promedio son del orden de un milímetro.

Para concluir con la estratigrafía de la SCI, de la SLP hacia el norte se documentó un depósito epiclástico-volcánico definido aquí como Unidad 5. Este depósito tiene un espesor aproximado de 20 m y está descansando directamente sobre la Unidad G, el contacto entre estos dos cuerpos no se observó en campo; sin embargo, por la posición estructural, se determinó que debe de ser un contacto en discordancia angular. Esta discordancia no es erosiva y será explicado más adelante. El depósito está compuesto por capas de 20 – 50 cm de espesor, cada una de estas capas está finamente laminada con diastratificación, están compuestas por cristales de cuarzo con formas redondeadas a sub-redondeadas y clastos accidentales esporádicos de arenisca con formas sub-redondeadas y muy poca matriz intergranular. El depósito esta parcialmente cementado (Figura 3.17).



Figura 3.17: Las líneas punteadas representan las capas horizontales principales del depósito. Nótese que las capas tienen diastratificación.

A continuación, se ilustra y discute el informe estructural documentado en 12 estaciones de fallas colectadas durante el trabajo de campo. Se pretende, con esta documentación, establecer la historia de deformación extensional de la SCI y de ser posible, áreas adyacentes.

CAPÍTULO IV

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

4.1 Geología Estructural de la Sierra Cuesta El Infierno

En este capítulo se analizará la evolución tectónica del área de estudio durante el Terciario medio a tardío con base en la presencia del sinclinal buzante de la Sierra Cuesta El Infierno (SCI), así como la distribución, orientación, tipo y arreglo geométrico de fallas cartografiadas e inferidas a través de la interpretación de fotografías aéreas. También se discutirán los datos de estrías medidos y la interpretación de indicadores cinemáticos sobre los planos de fallas obtenidos en la cartografía. El análisis de estrías se realizó con el uso del programa *INVD* de Angelier (1990), el cual permite inferir las direcciones de los paleo-esfuerzos que actuaron al momento de generarse la deformación de las rocas.

La SCI está ubicada en el borde meridional del CPCH que se caracteriza por tener una morfología similar a la de la provincia del *B&R*: en general, se presentan sierras alargadas en dirección NNW bordeadas por valles con la misma dirección con rellenos aluviales. Sin embargo, a diferencia del *B&R* en México, en el CPCH la alternancia de valles y sierras parece estar controlada principalmente por la orientación de pliegues laramídicos y no por fallamiento normal importante (Haenggi, 2001; 2002).

Localmente, la SCI está limitada al NW por la Sierra de Gómez y al oriente por la Sierra El Morrión. Ambas sierras están orientadas en la dirección característica (N20°W) de los pliegues del Terciario temprano en esta región (Haenggi, 2001 y 2002). Cabe hacer notar que la Sierra El Morrión tiene una saliente (curvatura) notable en su parte meridional (Figura 4.1), la cual hace que sus cuestas cambien a un rumbo promedio N75°W (Sierra La Gloria). El pliegue de la SCI está orientado en la misma dirección (N20°W) que la parte septentrional de la Sierra El Morrión y las cuestas volcánicas documentadas en la parte centro-oriental del área de estudio tienen rumbo parecido (N80°W) a la porción meridional de la Sierra El Morrión. Dicho en otras palabras, el patrón estructural de primer orden en las rocas volcánicas del Terciario medio se “amolda” a las estructuras laramídicas en los sedimentos del Mesozoico.

Claramente, las rocas terciarias de la SCI están deformadas y afalladas con un estilo que difiere de aquellos observados en áreas cercanas como las sierras Pastorias, Calera y

Del Nido (Mauger, 1981; Megaw, 1981) en donde afloran secuencias volcánicas de edades similares que están basculadas ligeramente.

Con la interpretación de pares estereoscópicos de fotografías aéreas escala 1:75,000 y ampliaciones 1:37,500, verificación de campo y observaciones de mapas topográficos y espacio-mapas se lograron identificar en la zona cuatro dominios contiguos con diferentes estilos de deformación. Los cuatro dominios o zonas fueron identificados principalmente por la posición estructural de las unidades litoestratigráficas, así como por la orientación de las estructuras principales (fallas y pliegues) en cada una de las zonas. A continuación, se describirá cada uno de estos dominios, haciendo énfasis en la localización de las fallas que se encontraron y la posición estructural de las unidades litoestratigráficas.

4.1.1 Zona Septentrional

En la zona septentrional de la SCI se observa un sinclinal con una dirección N20°W (Figura 4.1-A). Las unidades litoestratigráficas de la parte inferior de la secuencia volcánica desaparecen poco a poco hacia el sur y/o son oscurecidas por depósitos recientes (coluvión). Así mismo, la actitud estructural de las unidades en la “nariz” del pliegue indica que éste tiene una inmersión hacia el SSE. El flanco oriental del sinclinal es continuo por cerca de 23 km y termina abruptamente en la parte central del área de estudio. Algo muy notable en esta estructura es que, en la parte norte, es un pliegue típico mostrando ambos flancos y la “nariz” del pliegue por poco más de cinco kilómetros, terminando cerca del rancho Trancas (ANEXO II; Figuras 4.1-A y 4.2-A). Sin embargo, a partir de este punto y hacia el sur, el flanco occidental del sinclinal no altera a las unidades superiores de la secuencia volcánica y éstas están en posición sub-horizontal en la SLP (Figura 4.3), localizada en la zona central.

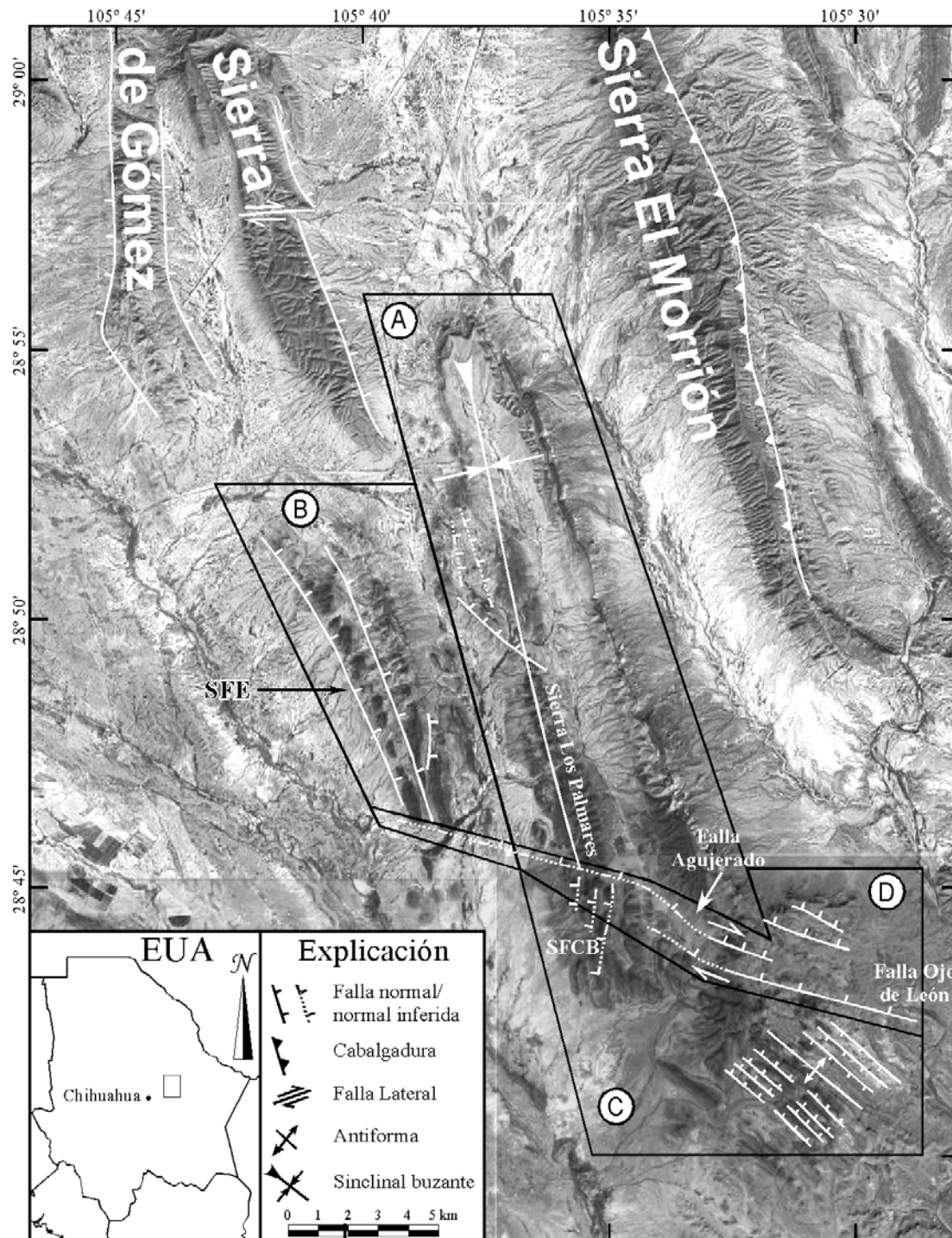


Figura 4.1: Imagen de satélite (Google Earth, 2007) mostrando los dominios estructurales en que se dividió a la SCI para su análisis: A) Zona septentrional; B) Zona Occidental; C) Zona meridional y; D) Zona Centro-Oriental. Además, se muestra la distribución de las fallas principales cartografiadas en la SCI y las fallas propuestas por Hennings (1994) para el frente tectónico del Levantamiento de Plomosas. Nótese que las fallas, en las zonas septentrional y occidental, que cortan a las rocas paleógenas, tienden a tener una dirección similar a aquellas que limitan a las estructuras laramídicas. También es evidente que en la zona meridional de la SCI, los sistemas de fallas cambian de rumbo y que, tanto el sinclinal como el Sistema de Fallas El Espanto (SFE), terminan abruptamente en su parte sur, ya que son cortados por las fallas de la zona de transferencia (fallas Ojo de León y Agujerado). SFCB = Sistema de Falla Cerro Blanco.

Las cuestras formadas en el flanco oriental del pliegue llegan a tener una altura sobre el nivel del valle adyacente de 340 m y las unidades tabulares tienen buzamientos que varían entre 11° y 14° hacia el SW en la parte norte y hasta 23° en la parte sur de esta zona. El rumbo promedio de las capas en los flancos oriental y occidental del pliegue es de $N20^\circ W$. Los arroyos que drenan a la parte oriental de la SCI forman varios abanicos aluviales que rellenan parcialmente al valle formado entre la SCI y la Sierra El Morrión.

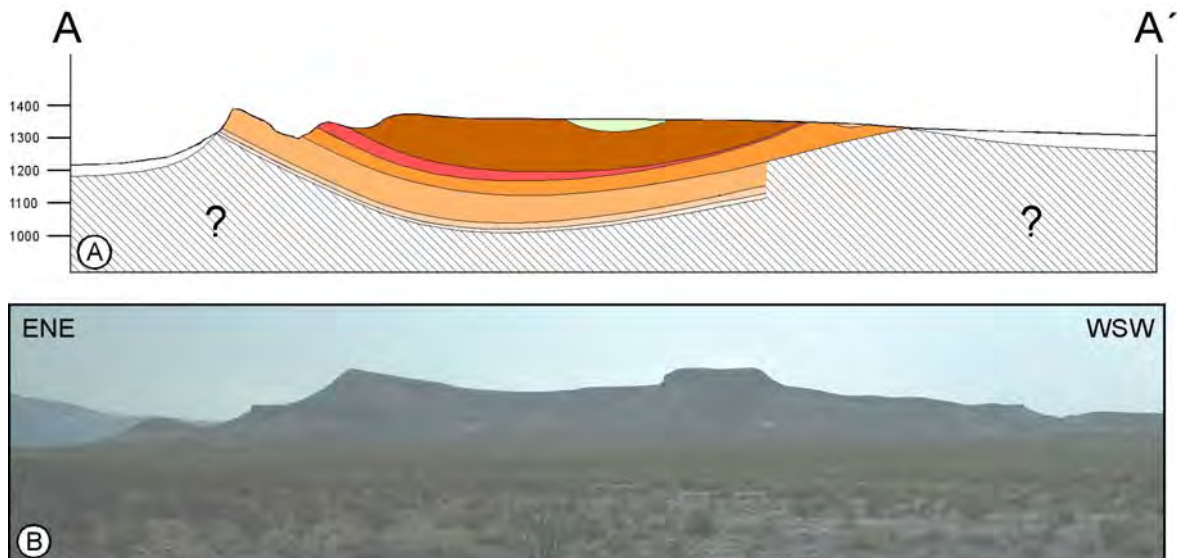


Figura 4.2: A) En el extremo septentrional del área de estudio aflora la nariz de un sinclinal buzante (véase ubicación de la sección estructural en ANEXO II). B) Panorámica de la Sierra Cuesta El Infierno (SCI) vista desde el norte. Nótese que el flanco oriental de la estructura existe un escarpe notable en donde están expuestas varias unidades de la secuencia volcánica. En contraste, la diferencia de altura entre el flanco occidental y la región adyacente no está marcada por un escarpe topográfico tan notable. Esta diferencia de altura se va haciendo menor hacia el sur hasta desaparecer completamente.

En la parte media del flanco oriental del pliegue se observa una falla normal lítrica con un rumbo NNW-SSE con el bloque hundido hacia el ENE, que desplaza al menos a tres unidades volcánicas (véase ANEXO II y Figura 4.3-B). Para esta falla no se pudieron obtener datos estructurales *in situ* que pudieran ser utilizados para obtener los paleo-esfuerzos principales.

La secuencia volcánica más joven de la SCI está expuesta en el núcleo del sinclinal. Los derrames de lava de las unidades M a la S, junto con la Unidad R, correspondiente a la ignimbrita intercalada en los derrames, componen a la SLP, una estructura alargada en la

misma dirección del eje del sinclinal (N20° W) que empieza en la parte media del sinclinal y se prolonga hacia el sur (Figura 4.1). La SLP forma un escarpe con una altura máxima de 240 m en su parte sur y con solo 100 m en su parte norte, a partir del núcleo del sinclinal de la SCI. Las unidades que ahí afloran tienen una posición estructural sub-horizontal, aunque en una vista a rumbo se puede observar que están ligeramente basculadas (~5°) hacia el sur. Estos derrames de lava terminan abruptamente en ambos lados de la SLP (oriental y occidental); sin embargo, no se pudieron identificar fallas que los estén modificando y/o limitado.

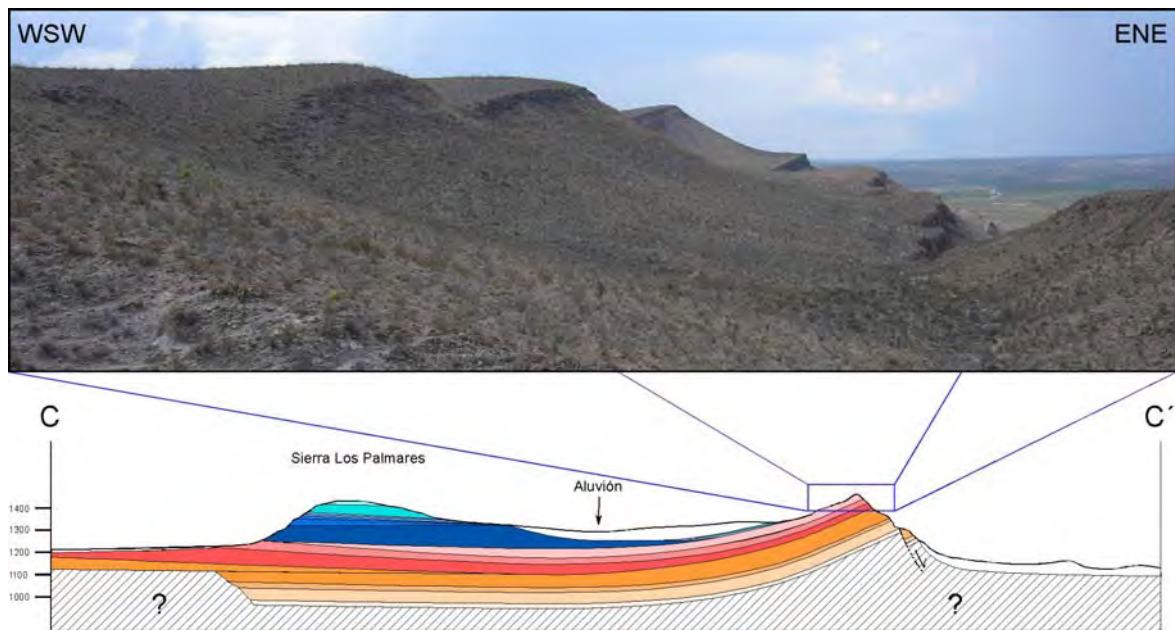


Figura 4.3: Sección estructural C-C' y vista panorámica de la cresta del flanco oriental de la Sierra Cuesta El Infierno (SCI). Nótese la presencia de una falla normal que desplaza algunas de las unidades volcánicas a lo largo del escarpe topográfico en el lado oriental de la SCI. Nótese también que las unidades volcánicas en la parte superior de la secuencia descansan discordantemente sobre las unidades inferiores (véase ANEXO II para localización del perfil).

Por otra parte, entre el rancho Trancas y la SLP se identificaron al menos tres fallas de menor tamaño con una dirección de rumbo NW y NNW (ANEXO II). Estas son fallas normales lítricas con el bloque hundido hacia el NE y ENE que basculan a las unidades litoestratigráficas que aquí afloran hacia el SW y WSW. Sin embargo, estas fallas solo fueron identificadas con la interpretación fotogeológica.

Desafortunadamente, en esta zona del área de estudio, no se encontraron expuestos planos de fallas, ni indicadores cinemáticos que se pudieran utilizar para obtener la dirección de los paleo-esfuerzos principales.

4.1.2 Zona Occidental

La zona occidental se caracteriza por un sistema de fallas con arreglo en dominó y rumbo paralelo a sub-paralelo al eje del sinclinal (N20°W; Figura 4.1-B), aunque se observa que este rumbo cambia gradualmente hacia el norte a N25°W (ANEXO II). Debido a que este sistema de fallas no se había documentado anteriormente, en este trabajo se le llama Sistema de Fallas El Espanto (SFE), por la cercanía a la localidad con este nombre (ANEXO II). Este sistema consta al menos de tres fallas normales lítricas con el bloque hundido hacia el ENE que basculan a las unidades hacia el WSW con una inclinación máxima de 30° (Figura 4.4). Esta inclinación solo se pudo observar a la distancia, ya que en los afloramientos, las unidades estaban muy fracturadas y no se presentan planos de foliación/estratificación claros. Sin embargo, solo dos de éstas fallas (aquellas en la parte más occidental) tienen una longitud considerable (~10 km). El extremo sur del SFE es interrumpido por una falla normal con rumbo WNW con el bloque hundido al NNE y/o es sepultado por abanicos aluviales asociados al drenaje occidental de la SLP (ANEXO II).

La morfología de esta zona está gobernada por bloques basculados por fallas sub-paralelas entre sí. Los bloques fueron disectados por varios arroyos perpendiculares a éstos. En las partes más bajas de esta zona, incluso inmediatamente a los lados de estos bloques basculados, el paleo-relieve se encuentra cubierto por depósitos de coluvión y aluvión. Desafortunadamente, las fallas inferidas, principalmente por fotogeología y por la posición estructural de las unidades observadas en la cartografía del área, no pudieron documentarse en campo y, por consecuencia, no se pudieron obtener datos estructurales.

Como se observa en el perfil geológico de la Figura 4.4, la zona de transición entre las zonas septentrional y occidental del área de estudio, se caracteriza por una serie de afloramientos aislados en forma de lomeríos de altura baja compuestos por las unidades de la parte inferior de la SLP (Unidades J y M). Sin embargo, el fracturamiento e intemperismo de las rocas hizo imposible documentar su actitud estructural *in situ*. A pesar de esto, al realizar la fotogeología, se pudo observar que los afloramientos más grandes

muestran varias direcciones de rumbo y buzamiento. Esta actitud estructural hace que las unidades litoestratigráficas formen un pequeño anticlinal tipo *roll-over*, que aquí es relacionado al acortamiento relativo generado por la actividad del SFE con respecto a la SLP (véanse ANEXO II y Figura 4.4).

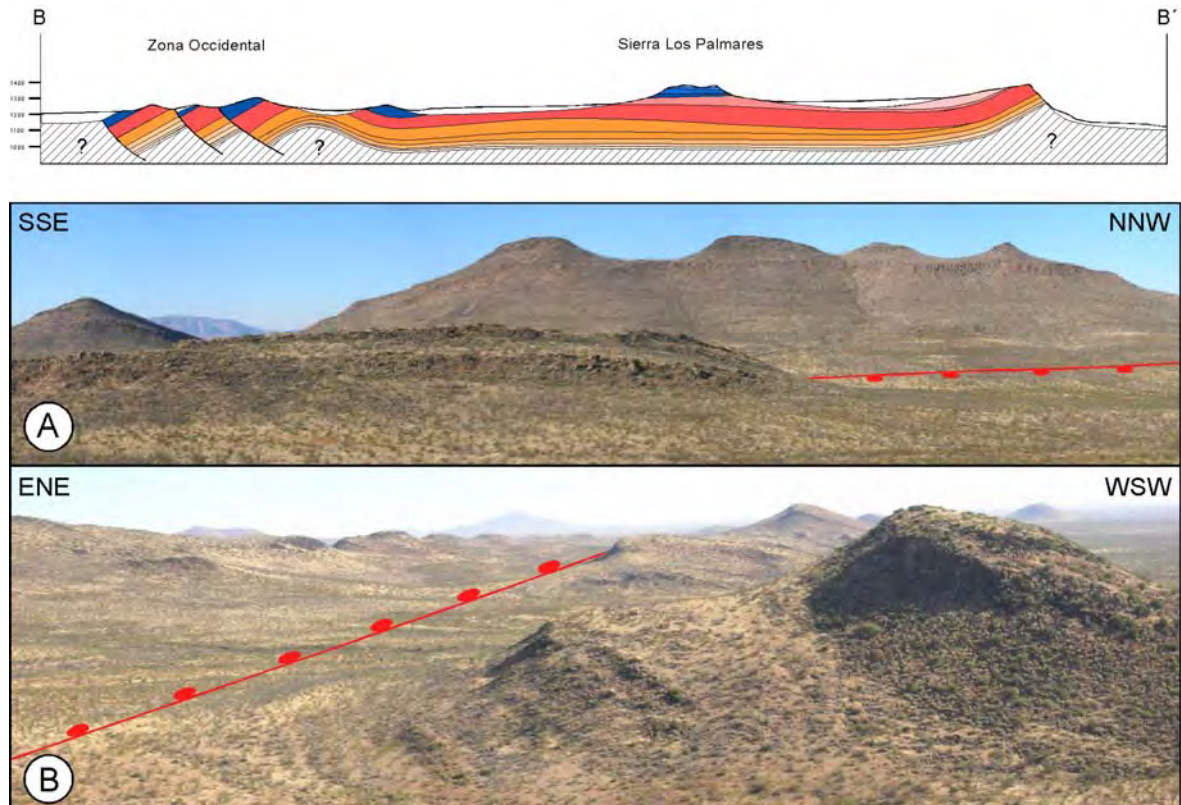


Figura 4.4: En el perfil se puede observar la distribución de las unidades y la zona de transición entre los dominios septentrional y occidental. La ubicación de las fallas en la zona occidental fue inferida por la repetición de las unidades litoestratigráficas en esta parte del área y por su dirección de inclinación. En la fotografías panorámica (A) se muestra la posición aproximada de una de las fallas normales lítricas en la zona occidental. En (B) se aprecia el basculamiento de $\sim 30^\circ$ hacia el WSW en esta región (véase ANEXO II para localización del perfil).

También se identificaron algunos afloramientos de capas de grava en la parte norte de la SLP. La inclinación de estas capas sugiere que experimentaron basculamientos pequeños, lo que indica que estos paquetes de rocas sedimentarias aluviales estuvieron involucrados en la deformación.

4.1.3 Zona Meridional

El tercer dominio estructural se encuentra ubicado en la parte sur del área de estudio, justo en donde termina el escarpe asociado al flanco oriental del sinclinal de la SCI (Figura 4.1-C). En esta zona afloran unidades volcánicas correspondientes a la parte media de la estratigrafía de la SCI y una ignimbrita parcialmente soldada (Unidad H) que solo se observa en esta parte del área de estudio (Figura 3.3).

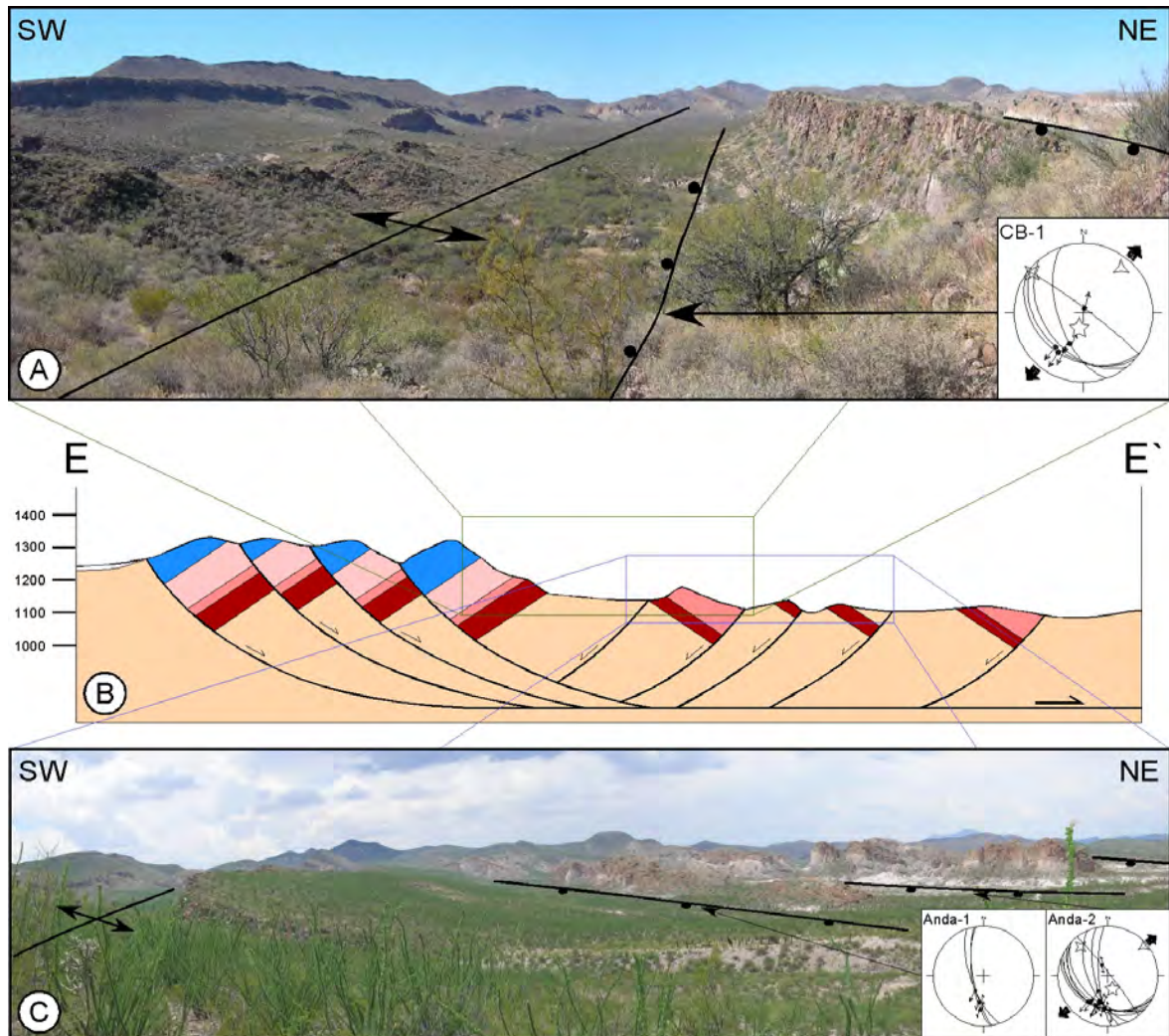


Figura 4.5: Sección estructural E-E' (véase localización en ANEXO II) y fotografías panorámicas que ilustran a las estructuras y geomorfología características del dominio meridional. En las fotografías panorámicas se puede observar el núcleo de la antiforma definido por el basculamiento de los bloques generado por fallas normales lítricas antitéticas. Los recuadros incluidos en las fotos son los datos de fallas obtenidos en las localidades CB-1: Cuesta Barragán; Anda-1 y Anda-2: Andasola sur y norte, respectivamente. Cabe señalarse que se encontró que éstos son consistentes con una extensión en dirección NE-SW y que la coherencia entre ellos es muy buena (Tabla 4.1).

La estructura en el dominio meridional está controlada por dos sistemas de fallas con arreglos en dominó. Estos dos sistemas son antitéticos entre sí, tienen un rumbo promedio N45°W y basculan a los bloques hacia el SW y NE con una inclinación máxima de 34°. Este arreglo estructural de los bloques da origen a una antiforma (Figuras 4.1 y 4.5) con un rumbo del eje similar al de las fallas documentadas en esta parte del área de estudio (N45°W).

La mayoría de las fallas principales de esta zona del área de estudio presentan indicadores cinemáticos que fueron utilizados para obtener la posición de los paleo-esfuerzos principales que dieron lugar a la deformación. Al realizar la inversión de datos con el programa *INVD* de Angelier (1990), se determinó que estas fallas (Figura 4.5) fueron producidas por extensión en una dirección NE-SW. En las zonas de fallas, además de indicadores cinemáticos, también se documentaron zonas de brecha y salbanda producidas por la trituración de la roca al momento de la deformación. Algunas de estas zonas de brecha llegan a ser hasta de 10 m de ancho, aunque la mayoría no supera los cinco metros. Por otra parte, en las zonas de falla donde la salbanda estaba presente, llegaban a tener espesores de 15 hasta 20 m de ancho.

Tabla 4.1: Valores del tensor de esfuerzos principales determinados por la técnica de inversión de datos para estrías de falla utilizando el programa *INVD* de Angelier (1990). N: número de datos; σ_1 , σ_2 y σ_3 : ejes principales del tensor de esfuerzo (inmersión / azimuth en grados); Φ : relación $(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$; RUP: Valor promedio en % del estimador de coherencia del programa de Angelier. Cabe señalarse que los porcentajes del RUP son muy buenos (>90%), ya que la calidad de los datos es buena.

Localidad	Sitio	Tipo de Falla	N	σ_1	σ_2	σ_3	Φ	RUP	
Rincón del Nieto	RN	Normal; Derecha	25	75/170	13/318	08/050	0,606	36	34
Soledad	Sol-1	Derecha	19	04/177	66/077	23/269	341	4	4
Soledad	Sol-2	Derecha	10	08/354	37/089	52/254	0,294	9	9
Soledad	Sol-3	Izquierda	8	61/127	22/351	18/253	0,649	31	31
Soledad	Sol-4	Derecha	4	14/292	39/190	48/038	0,761	20	20
Soledad	Sol-5	Normal	16	69/066	12/303	17/209	0,287	21	21
Soledad	Sol-6	Normal	10	76/057	06/301	12/210	0,148	8	8
Cerro Agujerado	CA	Normal	24	69/075	20/265	03/174	0,187	17	17
Ojo de León	OL-2	Derecha	14	39/002	43/143	21/254	0,94	26	26
Ojo de León	OL-1	Derecha; Normal	13	62/308	28/122	03/213	0,664	34	34
Andasola Sur*	Anda-1	Normal	3	-	-	-	-	-	-
Andasola Norte	Anda-2	Normal	11	67/160	21/317	08/050	0,303	29	29
Cuesta Barragan	CB-1	Normal	6	72/197	07/309	17/041	0,219	18	18

* Debido a que este sitio solo cuenta con tres datos, no se pudo obtener el tensor de esfuerzos dado por el programa de Angelier (1990).

Por otra parte, en las ignimbritas de grado bajo se observaron algunas fallas menores. Estas fallas son sintéticas respecto al fallamiento principal y no tienen un gran desplazamiento (aproximadamente dos metros de salto vertical; Figura 4.6). Así mismo, asociadas a las fallas principales, hay fallas antitéticas; sin embargo, los afloramientos de éstas son escasos, aunque se pudieron tomar algunos datos estructurales que son consistentes con la interpretación de que en esta parte del área de estudio, la deformación estuvo gobernada por una extensión en dirección NE-SW.

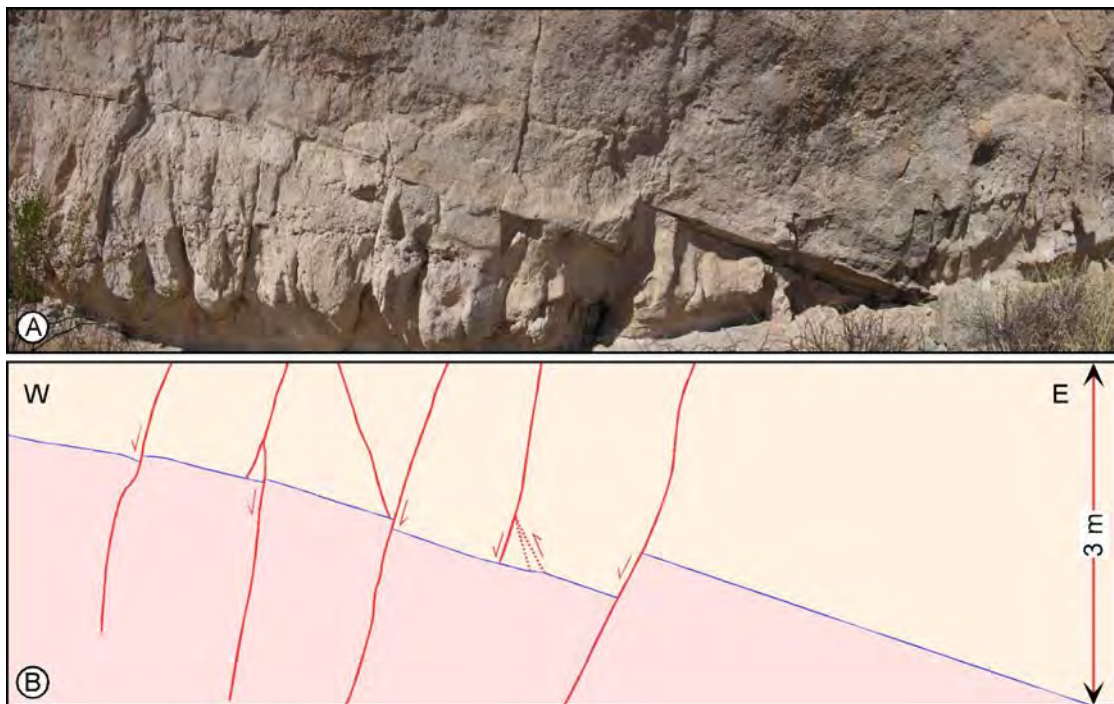


Figura 4.6: A) Panorámica mostrando el contacto continuo y concordante entre las ignimbritas de las unidades K y L, que son de grado bajo a medio. B) Interpretación de las fallas normales presentes en esta zona. Estas fallas están orientadas en la misma dirección que las fallas principales y la mayoría tienen un desplazamiento normal evidente.

4.1.4 Zona Centro-Oriental

Esta zona está caracterizada por un sistema de fallas regionales (WNW-ESE) con desplazamientos oblicuos y el bloque hundido hacia el ENE (Figura 4.1-D). Asociadas a estas fallas principales, se documentó que existen fallas de menor tamaño orientadas de una manera antitética y en direcciones variadas ubicadas al sur del Rincón del Nieto (ANEXO II). Este sistema de fallas, al igual que los sistemas anteriores, no había sido previamente reconocido. En este trabajo nos referimos a estas estructuras como el Sistema

de Fallas Ojo de León, el cual comprende al menos cuatro fallas principales que de norte a sur son: Falla Rincón del Nieto, Falla Soledad, Falla Agujerado y Falla Ojo de León.

La falla más importante en esta zona es la Falla Ojo de León, estructura cuya traza aflora por más de seis kilómetros en el SW del área de estudio y que puede inferirse otros cuatro kilómetros hacia el WNW como un lineamiento importante, debido a que está sepultada debajo de depósitos aluviales (ANEXO II). Además, es aquí en donde termina el flanco sudoriental del sinclinal de la zona septentrional. Esta falla acomodó movimiento normal en una primera etapa de deformación, con el bloque hundido hacia el NNE con aproximadamente 100 m de desplazamiento vertical. Este acomodo es inferido de las fotografías aéreas e imágenes de satélite, donde se observa que el bloque de techo es desplazado y rotado, colocando a las unidades con una inclinación de hasta 30°.

En planos asociados a esta falla se midieron datos estructurales que, en su mayoría, al ser invertidos, sugieren que acomodó una componente pequeña con desplazamiento lateral derecho (Figura 4.7-OL-1 y -OL-2), el cual aquí se interpreta como el desplazamiento más joven de la zona y es el más evidente en las estrías observadas en el escarpe de falla (Figura 4.7-C). Si se observan los datos “OL-1” y “OL-2” puede inferirse que estos dos sistemas de fallas pudieran ser planos conjugados que acomodaron dicho movimiento. Asociada a esta falla mayor, hay otras fallas más pequeñas con rumbos NE, casi ortogonales a la primera, que se interpretan como “*riedels*” y que también presentan movimiento predominantemente normal. Éstas son muy locales y solo modifican a bloques chicos basculándolos entre 20° y 30°.

Por otra parte, aproximadamente a un kilómetro al norte de la traza de la falla Ojo de León, se encuentra la falla Agujerado (Figura 4.1 y 4.7), con orientación sub-paralela a la falla Ojo de León (WNW-ESE). En su parte expuesta, esta falla, puede extenderse hacia la zona occidental del área de estudio y se cree que forma el límite tectónico sur de los dominios septentrional y occidental (Figura 4.1). Ya que es en esa estructura aquí donde acaba el sistema de fallas con arreglo en dominó de la parte occidental del área de estudio al ser cortado por esta falla. La falla Agujerado tiene un desplazamiento modesto, estimado en menos de 100 m, que movió a las unidades con una componente normal no muy notable (Figura 4.7-CA) y con desplazamiento lateral derecho para el que se encontraron indicadores cinemáticos y, de acuerdo a lo observado en campo, desplaza más de 50 m a

las unidades que forman el escarpe sudoriental del sinclinal, lo cual puede apreciarse en fotografías aéreas e imágenes de satélite.

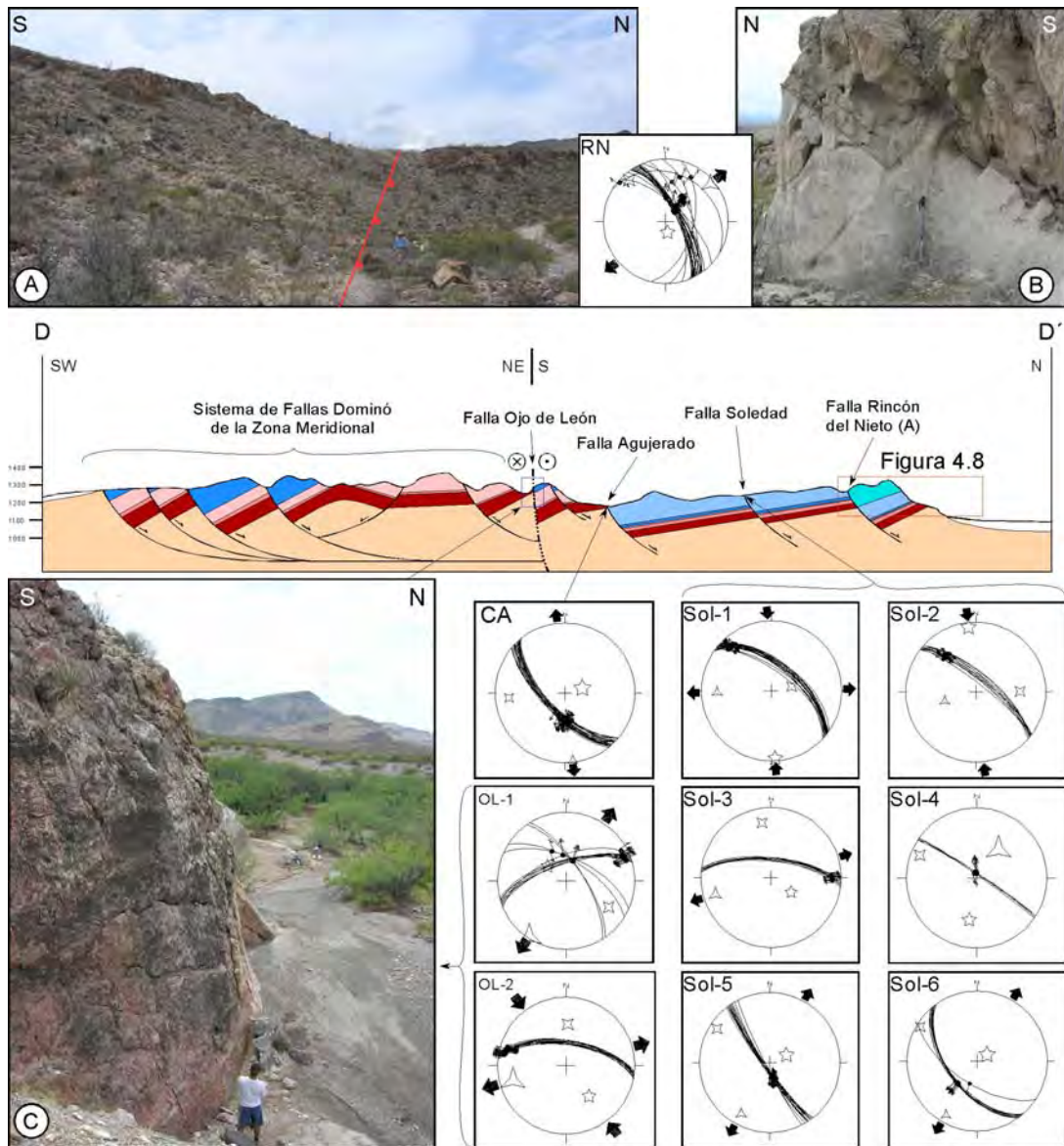


Figura 4.7: En el centro de la figura se puede observar un perfil geológico mostrando la distribución de las unidades litoestratigráficas y el arreglo de las fallas principales en esta zona del área de estudio. La fotografía "A" muestra una panorámica de la Falla Rincón del Nieto y la fotografía "B" una falla secundaria asociada a la anterior. Los datos de estrías tomados en estas fallas (RN) sugieren extensión en dirección NE-SW. La falla Ojo de León (C) presenta un escarpe de falla muy vertical en casi toda su longitud; los datos estructurales para esta localidad (OL-1 y OL-2) indican extensión en dirección NE-SW a ENE-WSW, incluso una compresión local cerca del Puerto Trancas en dirección NNW-SSE (Sol-1 y Sol-2). En la falla Cerro Agujerado (CA) se documentaron datos de fallas normales que indican una extensión casi Norte-Sur; por último, en la Falla Soledad, con una orientación sub-paralela a las anteriores, se tomaron datos en varios sitios (Sol-1, Sol-2, Sol-3, Sol-4, Sol-5 y Sol-6) reflejando una extensión en dirección NE-SW y casi Norte-Sur. La coherencia entre las fallas es muy buena (100%) al calcular el tensor de esfuerzos de Angelier (1990; Véanse ANEXO II para localización del perfil geológico y Tabla 4.1).

Además, en la parte sur de la SLP, justo al ser cortada por la falla Agujerado, hay una serie de fallas normales lístricas menores, que aquí se les llama Sistema de Fallas Cerro Blanco y que, de acuerdo a la posición de las unidades litoestratigráficas, se infiere, son fallas lístricas con el plano inclinado hacia el WSW, que basculan $\sim 20^\circ$ a las unidades hacia el ENE (Figura 4.1). Algo muy notable es que esta dirección de la pendiente del plano de falla, difiere de aquellas fallas inferidas en la parte occidental del área de estudio (SFE).

Las fallas Soledad y Rincón del Nieto (Figura 4.7-A y -C) son fallas lístricas que se encuentran ubicadas un poco más hacia el norte de la falla Agujerado (ANEXO II). Estas fallas también tienen una orientación similar a las fallas Ojo de León y Agujerado (WNW-ESE) que acomodaron movimiento normal, principalmente, con el bloque hundido hacia el NNE y que basculan a las unidades hacia el SSW con una inclinación máxima de 30° (Figura 4.8). De acuerdo con el análisis de los datos de estrías obtenidos para los planos de fallas de la falla Rincón del Nieto, éstos reflejan una componente extensional en dirección NE-SW (Figura 4.7-A).



Figura 4.8: En la fotografía se puede observar la cuesta formada en el Rincón del Nieto, las unidades que aquí se presentan están basculadas hacia el SSE y SSW, con una inclinación de hasta 30° , producto de la actividad de la Falla Rincón del Nieto y Soledad. En la parte superior derecha se puede observar el escarpe formado por el flanco oriental del sinclinal.

El desplazamiento normal de este sistema de falla es muy notable con la interpretación de pares estereoscópicos de fotografías aéreas y en imágenes de satélite, determinado por la posición de las unidades litoestratigráficas. Sin embargo, para la falla Soledad solo algunos datos son representativos de este acomodo (Figura 4.7-Sol-5 y -Sol-6). Por otra parte, de acuerdo a la inversión de los datos restantes, los cuales indican

movimientos laterales derecho e izquierdo, dan como resultado que la dirección de la extensión es casi Este-Oeste (Figura 4.7-Sol-1 y –So-3). Esta información es interpretada como producto de una reactivación de la falla. Sin embargo, de acuerdo a los datos mostrados en la Figura 4.7-Sol-2 representa a planos de fallas con orientación NW-SE que sugieren un movimiento lateral derecho con una componente extensional en dirección casi Norte-Sur. Así mismo, la Figura 4.7-Sol-4 representa estrías de falla lateral izquierda con una orientación similar a la anterior (NW-SE), formada por una extensión WNW-ESE. Estos dos últimos casos, son interpretados como fallas secundarias tipo “*riedels*” desarrolladas a partir de la falla Soledad.

Además, en la parte sur del Rincón del Nieto, que es parte de la zona Centro-Oriental, se encontraron capas de grava intercaladas entre las unidades volcánicas lo que sugiere que el fallamiento, acumulación de gravas, basculamiento y volcanismo pudieron ser, al menos en parte, contemporáneos. Por otra parte, algo que cabe señalarse es que los espesores de las unidades litoestratigráficas cambian bruscamente al norte y al sur de este lineamiento regional, lo que será explicado en el siguiente capítulo.

CAPÍTULO V

DISCUSIÓN

Como vimos en el capítulo anterior, las rocas de la SCI se encuentran intensamente deformadas de una manera frágil, lo que está representado por fallas normales y de corrimiento oblicuo en las zonas occidental, centro-oriental y meridional (Figura 4.1). Así mismo, también existe deformación dúctil principalmente en la parte septentrional del área de estudio, donde la secuencia volcánica está plegada. De acuerdo a los datos obtenidos y a la interpretación de los mismos se infirió que la deformación del Terciario medio a tardío que experimentó el área de estudio sucedió en un ambiente puramente extensional.

A continuación, se describirá el modelo de evolución geológico-estructural para cada una de las zonas en las que se dividió el área de estudio y se analizará la evolución de la SCI y las implicaciones tectónicas de esta parte del norte de México.

5.1 Evolución de las zonas de la Sierra Cuesta el Infierno

5.1.1 Zona Septentrional y Zona Occidental

La cartografía de la SCI permitió definir que en la zona septentrional del área hay un sinclinal verdadero y no una sinforma causada por el basculamiento diferencial de bloques de falla (*e.g.* Stewart y Roldán-Quintana, 1994; Stewart *et al.*, 1998), ya que la secuencia volcánica inferior se presenta en ambos flancos del pliegue y aflora de manera continua en la “nariz” del mismo. El sinclinal tiene una orientación N20°W con una ligera inmersión hacia el SSE; el flanco oriental del pliegue puede trazarse por poco más de 23 km hacia el SSE y la amplitud promedio del sinclinal es de cinco a seis kilómetros en su parte media. En la base del escarpe que forma el flanco oriental del pliegue están presentes depósitos posteriores a la deformación, principalmente coluvión y abanicos aluviales, que representan la erosión e intemperismo que han modificado parcialmente la morfología del sinclinal. Además, de acuerdo al análisis fotogeológico, se interpretó una falla normal en la parte media del flanco oriental del sinclinal, sub-paralela a éste y que desplaza por lo menos a tres unidades (véanse Figura 4.3 y ANEXO II). Esta falla es interpretada como una falla secundaria que debió haberse formado después de la formación del sinclinal.

Por otra parte, en la zona occidental del área de estudio está expuesto el Sistema de Fallas El Espanto (SFE). Este sistema está formado por al menos tres fallas normales lítricas grandes con el bloque hundido hacia el ENE. Dichas fallas hicieron rotar a los

bloques de techo, basculándolos casi 30° hacia el WSW. En su extremo meridional, el SFE tiene casi la misma orientación que el eje del sinclinal (N20°W), aunque este rumbo cambia gradualmente a N25°W en la parte norte del mismo (ANEXO II). Cabe señalarse que el sinclinal y el SFE terminan abruptamente en la parte centro-oriental del área de estudio. Esta interrupción está claramente expuesta en el campo y ocurre en donde aparece el Sistema de Fallas Ojo de León (ANEXO II). Este rasgo será explicado más adelante.

De acuerdo a la relación documentada entre la orientación del eje del sinclinal y las fallas normales en las cercanías de la estructura y sobretodo por la ausencia total de fallas inversas contemporáneas a la deformación del Terciario medio a tardío y haciendo una comparación con los modelos de evolución de pliegues asociados a extensión propuestos por Schlische (1995) y Janecke *et al.* (1998), se concluye que el sinclinal de la SCI cae en la categoría de pliegues paralelos o longitudinales a fallas maestras o principales dentro de un sistema extensional. Sin embargo, ni en campo, ni en la interpretación de pares estereoscópicos de fotografías aéreas e imágenes de satélite, se pudieron identificar las fallas maestras que han sido reconocidas en zonas extensionales clásicas, como las de la provincia del *B&R* de EUA (Janecke *et al.*, 1998; Faulds *et al.*, 2002; Varga *et al.*, 2004; White y Crider, 2006) o de otras partes alrededor del mundo (Schlische, 1995; Sharp *et al.*, 2000; Willsey *et al.*, 2002; Fodor *et al.*, 2005; Jackson *et al.*, 2006) y/o en los modelos analógicos reproducidos para plegamiento relacionado a fallas en ambientes extensionales (Hardy and McClay, 1999; Withjack y Schlische, 2006).

Esto puede deberse a dos razones: (a) las fallas principales existen pero están cubiertas por depósitos de talud recientes; o (b) las fallas maestras existen pero nunca emergieron hasta la superficie en los flancos del sinclinal. El problema con la primera opción, es que la topografía actual sugiere que el bloque hundido de la falla maestra debe de estar al este del escarpe oriental de la SCI. En este sitio actualmente existe un valle aluvial amplio en donde hay “ventanas” generadas por erosión que exponen a rocas sedimentarias del Cretácico Superior (Figuras 4.1 y ANEXO II). Si se supone que la falla maestra llegó a la superficie y el bloque hundido es al oeste del escarpe oriental de la SCI, es necesario encontrar o documentar un mecanismo que controle la inversión de la topografía. Si se aceptara que alguna de las dos opciones anteriores es cierta y que los depósitos de talud en el flanco oriental del sinclinal solo cubren parcialmente a la estructura, existe el inconveniente de que en el trabajo de campo no se observaron

evidencias de fallamiento importante al cual se pudiera relacionar la generación del sinclinal. Lo anterior, nos restringe a un modelo de plegamiento por doblez de falla (*fault bend fold*), donde la(s) falla(s) maestra(s) no se encuentra(n) expuesta(s) en superficie. En este trabajo se interpreta que la deformación que configura la SCI es de tipo extensional. Al observar la orientación del sinclinal y del SFE se puede deducir que la deformación fue producto de una extensión con dirección ENE-WSW, al menos en estas dos zonas del área de estudio.

Por otra parte, la ausencia casi total de rocas volcánicas sobre el Levantamiento de Plomosas y, en general, sobre el Cinturón Plegado de Chihuahua (CPCH), en contraste con el número de unidades volcánicas en la SCI, sugiere que el arreglo geográfico que guardan las estructuras laramídicas del Terciario temprano (sierras de Gómez y El Morrión) pudieron funcionar como una barrera topográfica al momento del emplazamiento de las rocas volcánicas, impidiendo que las corrientes de densidad que produjeron a los flujos piroclásticos de la secuencia inferior se dispersaran más hacia el norte y oriente del área de estudio (Figura 5.1-A). De acuerdo a las características de las ignimbritas en los afloramientos visitados en las campañas de campo, se puede deducir que estas rocas corresponden a depósitos intermedios y/o distales, ya que los depósitos se componen de material fino principalmente y en algunas zonas había clastos de pómez y líticos de hasta 30 cm de diámetro. Estos dos argumentos pueden sugerir que la(s) fuente(s) de las rocas volcánicas, ya sea caldera(s) o fisura(s), debieron estar ubicadas hacia el sur o suroeste de la SCI.

Cabe destacarse que en la secuencia volcánica inferior de la SCI existen depósitos clásticos continentales (Unidades 1-4; Figura 3.2) intercalados con las unidades volcánicas, lo que sugiere que, al momento del emplazamiento de la secuencia volcánica inferior, debió haber erosión y depósito de clastos provenientes de rocas más antiguas expuestas cerca del área de estudio. De particular importancia son las Unidades 1 y 4, compuestas por un gran volumen de clastos que proceden de las rocas sedimentarias del Mesozoico que circundan el área de estudio. Lo anterior, sugiere que los materiales no son de derivación local (*i.e.* de las rocas volcánicas inmediatamente adyacentes al área) y se puede inferir que a escala regional hubo actividad tectónica importante, muy probablemente, representada por fallamiento normal que generó, por consecuencia, elevación y/o subsidencia relativa de bloques corticales (Figura 5.1-B).

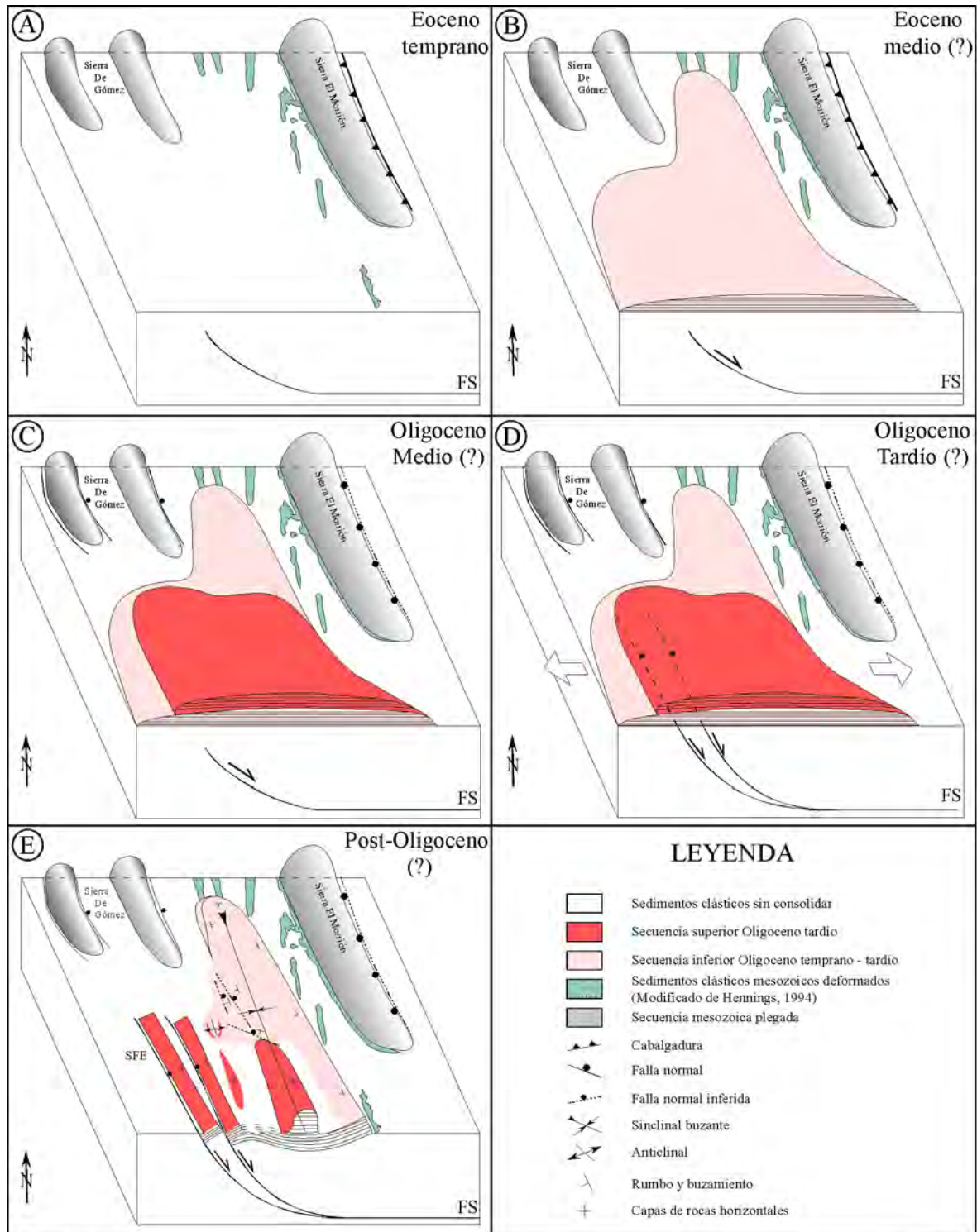


Figura 5.1:

Por otra parte, la secuencia superior de la SCI, compuesta principalmente por derrames de lava, por las características de estos derrames, debió haber estado cerca o incluso dentro del área de estudio; sin embargo, en la cartografía de la SCI no se logró identificar ningún centro de emisión al que se le relacionaran estas rocas. Cabe destacarse

que la distribución de estos derrames está restringida a la parte central del área de estudio y parece que los afloramientos siguen una orientación WNW-ESE (ANEXO II). Además, es en la parte central de la SCI, en la Sierra Los Palmares (SLP), en donde se presenta la sección completa de esta secuencia. Lo anterior sugiere que los derrames de lava pudieran estar asociados a fisuras y/o fracturas. Esta hipótesis apoya la idea de que el volcanismo de la SCI es sin-tectónico.

Además, el contacto entre la secuencia inferior (dominantemente ignimbritas de composición félsica) y la secuencia superior (principalmente derrames andesítico-basálticos) de la SCI es discordante en la parte sur de la SLP (Figura 5.1-D) justo donde se encuentra la zona de transferencia representada por el Sistema de Fallas Ojo de León. Este argumento sugiere que el frente tectónico del Levantamiento de Plomosas y el borde meridional del CPCH debieron estar tectónicamente activos durante la etapa temprana de extensión y el emplazamiento de la secuencia volcánica inferior de la SCI y que el Sistema de Fallas Ojo de León, es un sistema multi-reactivado, al menos en el Terciario medio-tardío.

Figura 5.1: Esquema simplificado mostrando parte del frente tectónico del Levantamiento de Plomosas y el desarrollo progresivo de las estructuras de la SCI y sus alrededores. Se cree que la deformación extensional sucedió de manera contemporánea o posterior al vulcanismo del Terciario medio; A) en este diagrama se asume que la deformación laramídica habría creado el relieve de las sierras laramídicas (El Morrión y de Gómez) antes del final del Eoceno (*e.g.* Chávez-Cabello, 2005). B) Las sierras de Gómez y El Morrión pudieron actuar como barreras topográficas que canalizaron y detuvieron a los flujos piroclásticos provenientes desde el sur y/o suroeste (?) del área de estudio. Nótese que la Sierra El Morrión está limitada por una cabalgadura con vergencia hacia el occidente y que ésta, de acuerdo al modelo de Hennings (1994), es la expresión superficial de la Falla Solís (FS), una estructura mayor que limita al Cinturón Plegado de Chihuahua. Durante el emplazamiento de las rocas volcánicas de la secuencia inferior habría actividad tectónica que posiblemente formó las fallas normales que limitan a la Sierra de Gómez y produjo la reactivación de la cabalgadura de la Sierra El Morrión con un movimiento normal. Así mismo, dio origen a la deposición de los sedimentos clásticos intercalados en las unidades de esta secuencia. C) El emplazamiento de la secuencia superior se llevo a cabo cuando la deformación ya había iniciado, lo que puso en contacto discordante a estas rocas con aquellas de la secuencia inferior en la parte sur de la SLP. D) La actividad extensional fue más intensa reactivando la Falla Solís con componente normal y propagándose hacia la superficie en la zona occidental de la SCI como el SFE; también, esta reactivación originaría la inflexión en el subsuelo que daría lugar a la formación del sinclinal de la zona septentrional y el anticlinal *roll-over* de la transición entre estas dos zonas. E) Modelo de evolución del sinclinal y el Sistema de Fallas el Espanto (SFE) de la zona occidental en una zona de acomodo entre fallas conjugadas antitéticas.

Si recordamos, el frente tectónico del Levantamiento de Plomosas está fuertemente influenciado por la Falla Solís. Esta falla era una cabalgadura que dio origen a las sierras de Gómez y El Morrión como pliegues por propagación de falla y por cabalgamiento de la secuencia mesozoica, respectivamente. La existencia de fallas normales en esta zona (Hennings, 1994; Figura 5.1-A) puede ser debido a la etapa inicial de extensión del Terciario medio, formadas por la reactivación de las estructuras laramídicas, pero con una componente normal y emergieron a la superficie en los flancos de la Sierra de Gómez. La posición estructural de las fallas en los flancos de la sierras de Gómez y El Morrión corresponde con una zona de acomodo antitética (Morley *et al.*, 1990; Figura 5.1-B) e interpreto que esta configuración es la que controló la geometría y orientación del sinclinal de la zona septentrional y la orientación de las fallas del SFE de la zona occidental. Además, la reactivación de la Falla Solís generada por la actividad extensional temprana, provocó la deformación parcial de la secuencia volcánica inferior, lo que ocasionó la discordancia angular entre ambas secuencias (inferior y superior) en la parte sur de SLP.

Es decir, la Falla Solís, visualizada como una cabalgadura laramídica, tenía un plano de falla lístrico que, al momento de la extensión, se reactivó con una componente normal favoreciendo a la instauración de estas fallas de orden secundario (*e.g.* SFE) en superficie. Además, esta misma reactivación de la Falla Solís sería el motor para la generación del sinclinal de la SCI por el modelo de plegamiento por doblez de falla, siendo éste un proceso muy importante durante los estados tempranos de crecimiento de fallas en ambientes extensionales (*e.g.* Jackson *et al.*, 2006; Jin and Groshong Jr., 2006).

Cabe hacerse notar que el sinclinal como tal, solo existe en la región ubicada entre las sierras de Gómez y El Morrión. Más al sur de este traslape estructural y topográfico entre estos dos pliegues laramídicos (al sur del Rancho Trancas; véase ANEXO II), el sinclinal se transforma en un monoclinal simple en donde las rocas se inclinan de forma monótona hacia el WSW (flanco oriental de la SCI; Figura 5.1-E) ya que el flanco occidental del sinclinal tiende a desaparecer y/o no formó un escarpe pronunciado.

Después del emplazamiento de las dos secuencias volcánicas de la SCI, la actividad tectónica debió concentrarse en la Falla Solís. La reactivación de esta falla junto con la de las fallas en la Sierra de Gómez, generaron el SFE, el cual se propagó hacia el sur desde la Sierra de Gómez. El SFE evolucionó gracias a la propagación de la Falla Solís hacia la

superficie, provocando el basculamiento de los bloques en la zona occidental del área de estudio. Por otra parte, al seguir la deformación de las rocas volcánicas de la SCI, se formaron el anticlinal *roll-over* y el sinclinal de la zona septentrional.

Por otra parte, las fallas ubicadas en la parte sur del Rancho Trancas fueron formadas por la interacción con la Sierra de Gómez, ya que ésta se encuentra muy cercana (dos kilómetros) a la SCI. Además, creo que esta interacción y la formación de las fallas del Rancho Trancas, fue el responsable de que el flanco occidental del sinclinal no se propagara hacia el sur.

Resumiendo, creo que la formación del sinclinal estuvo íntimamente ligada a la reactivación de la Falla Solís y a la formación de estructuras secundarias asociadas a esta falla. Considero que la orientación de las estructuras extensionales hasta ahora discutidas fue influenciada por la posición de los pliegues laramídicos y las fallas inversas asociadas que, a su vez, son consecuencia de la actividad de la Falla Solís (Hennings, 1994). Así mismo, las fallas del Rancho Trancas, fueron las responsables de que el flanco occidental del sinclinal no se propagara hacia el sur y que éste no formara un escarpe pronunciado por la cercanía a las fallas en esta zona, mientras que el flanco oriental del sinclinal se formó libremente, siguiendo la orientación preferencial de la Sierra El Morrión.

Por otra parte, considero que la instauración del SFE no fue muy distinta a las estructuras en la zona septentrional de la SCI, ya que, como se puede observar en el ANEXO II, estas fallas tienen la misma orientación que el sinclinal, incluso se puede observar que la posición del rumbo coincide perfectamente con el rumbo de la falla ubicada en la parte occidental de la Sierra de Gómez (Figuras 4.1, 5.1-E y ANEXO II). Estas fallas fueron formadas después del emplazamiento de las dos secuencias volcánicas de la SCI, ya que cortan a las andesitas de las Unidades M y N y en éste trabajo se asume que son una prolongación hacia el sur de la falla de la Sierra de Gómez que fueron formadas por la propagación de otros “ramales” de la Falla Solís durante la extensión. Además, la actividad del SFE generó la deformación parcial de las rocas ubicadas en la transición entre las zonas septentrional y occidental de la SCI y formó un anticlinal tipo *roll-over* (Figura 5.1-E). Este tipo de plegamiento es común en zonas extensionales (*e.g.* Janecke *et al.*, 1998). Sin embargo, este anticlinal solo fue observado cerca del rancho El Indio y debido a la cubierta de material clástico del Terciario tardío y/o del Cuaternario (?).

en la zona es imposible establecer su continuidad y tamaño relativo en comparación con el sinclinal de la SCI (ANEXO II).

Por otra parte, los lomeríos en esta transición están compuestos de rocas muy fracturadas y alteradas, por lo que en los afloramientos no se pudo medir su actitud estructural. Por esto, la existencia del anticlinal solo se infirió de la fotointerpretación. El resto de esta transición está sepultado debajo de depósitos clásticos continentales sin consolidar que, al parecer, no están deformados y se interpretan como coluvión y sedimentos aluviales posteriores a la deformación.

5.1.2 Zona Meridional

Esta zona se caracteriza por dos sistemas de fallas normales con un rumbo N45°W paralelos y antitéticos entre sí. Cada uno de los sistemas generó fallas secundarias sintéticas a las fallas principales. Este arreglo produjo basculamientos en los bloques en forma de medios *graben*s con inclinaciones en direcciones opuestas (NE y SW; Figura 5.2). Esta configuración entre ambos sistemas produjo la formación de una antiforma (véase ANEXO II y perfiles geológicos en las Figuras 4.5 y 4.7) con un eje paralelo las fallas principales y ubicado justo en la parte media de estos dos sistemas de fallas.

La deformación temprana que afectó a las rocas volcánicas de la secuencia inferior en la zona septentrional parece que no actuó de manera significativa en la zona meridional del área de estudio, ya que, el contacto entre las secuencias inferior y superior, parece ser concordante en esta zona. Lo anterior, puede deberse a la ubicación del Sistema de Fallas Ojo de León que, como acomodaron movimiento normal principalmente, no afectaron estas rocas en la deformación temprana. Lo anterior, supone que la deformación solo afectó a las rocas al sur del Sistema de Fallas Ojo de León cuando ésta se intensificó y formó los diferentes dominios estructurales.

Al parecer, la extensión que experimentó la superficie terrestre en esta zona no fue muy grande. Sin embargo, el ángulo de inclinación de los bloques basculados hace pensar que fue mucho mayor, ya que la inclinación llega aproximadamente a 30°. Las características litológicas de algunas de las unidades litoestratigráficas que afloran en la zona meridional del área, pudo ser responsable de esta rotación desproporcionada con respecto a la magnitud del desplazamiento inferido en las fallas. Es decir, las rocas

piroclásticas con un grado de soldamiento muy bajo, en presencia de algo de humedad, pudieron comportarse de una manera dúctil y haber funcionado como zonas de despegue, lo que pudo haber ocasionado que las fallas, que en superficie son de ángulo alto, tengan inclinaciones sub-horizontales, provocando una rotación de bloques muy notable aún y cuando la extensión total en la región no fue muy grande.

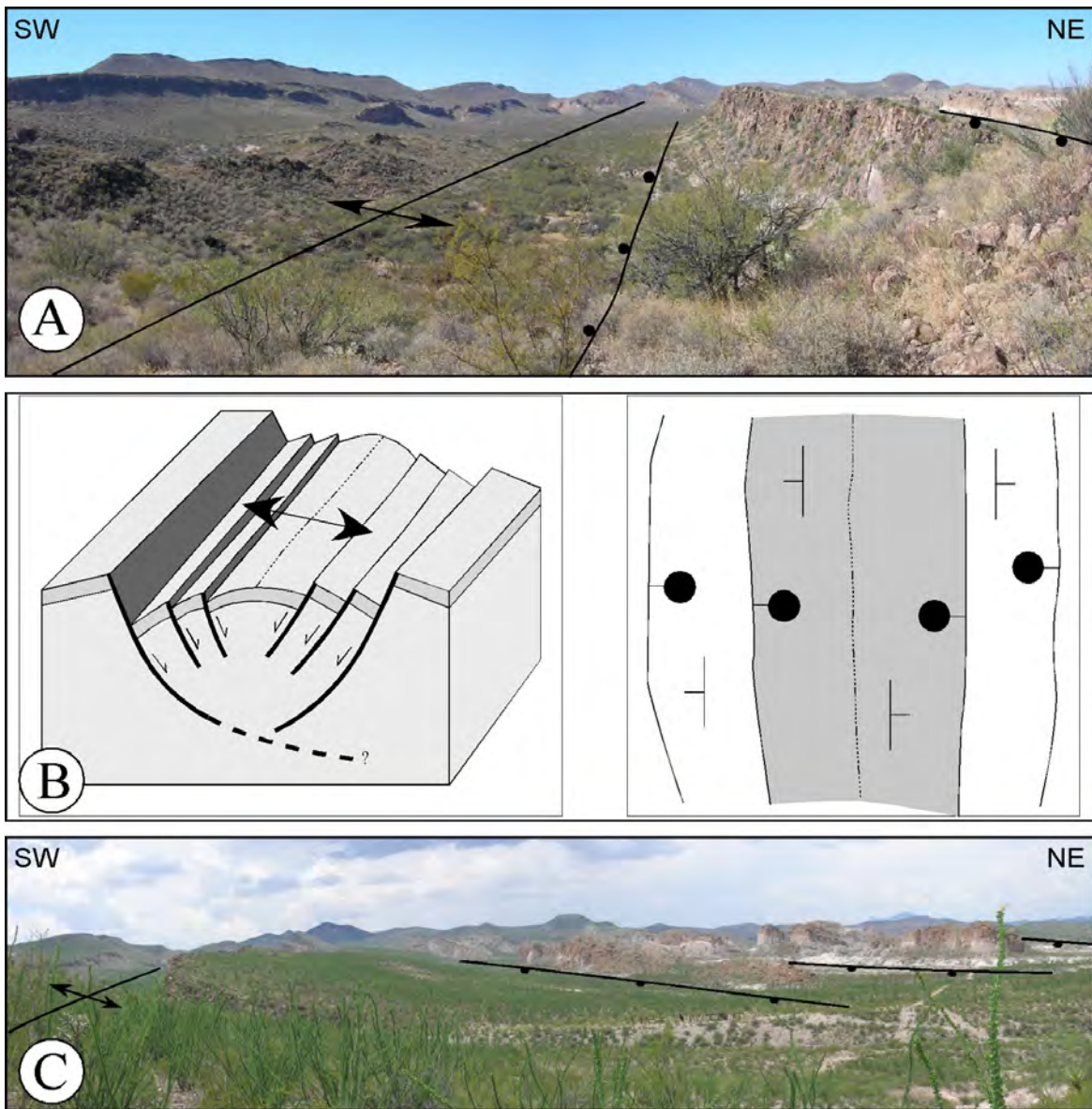


Figura 5.2: Modelo de evolución para la zona meridional de la SCI. Nótese que la estructura regional resultante fue influenciada por dos fallas normales antitéticas que desarrollaron fallas secundarias, dando lugar a varios bloques basculados que juntos forman una antiforma (B: Tomado de Faults *et al.*, 2002). Véase pie de Figura 4.5 para explicación de fotos panorámicas A y C.

De acuerdo a los modelos de evolución para pseudo-plegamiento en terrenos que han experimentado extensión, la antiforma es un caso típico en zonas de acomodo o de transferencia. Es decir, una zona de acomodo es aquella área entre dos fallas paralelas que se traslapan y que pueden transferir desplazamiento y/o deformación de un medio graben a otro (*e.g.* Reynolds y Rosendahl, 1984). De acuerdo a la clasificación de Faults y Varga (1998), la antiforma de la zona meridional de la SCI es similar al modelo donde el pseudo-plegamiento formado es paralelo a la zona de acomodo (Figura 5.2).

Para esta zona del área de estudio se pudieron obtener suficientes datos estructurales (planos de falla e indicadores cinemáticos) y se determinaron las direcciones de los paleo-esfuerzos principales (que estuvieron actuando al momento de la deformación) con el programa *INVD* de Angelier (1990). Los datos colectados sugieren que, a diferencia de la parte norte, aquí la deformación estuvo influenciada principalmente por extensión NE-SW. Cabe señalarse que esta dirección difiere aproximadamente 25° de la dirección de las estructuras en la zona septentrional de la SCI, de aquellas presentes en el CPCH (Hennings, 1994) y de las observadas en la provincia del *B&R* que es principalmente NNW (Stewart, 1998). Esta variación en la dirección de los paleo-esfuerzos será explicada más adelante.

5.1.3 Zona Centro-Oriental

Como se describió anteriormente, la orientación del rumbo de las fallas principales en las zonas septentrional y occidental (N20°W), difieren de aquellas observadas en el dominio meridional, donde las estructuras tienen un rumbo N45°W. Esta característica sugiere la existencia de una zona de transferencia (Faults y Varga, 1998) entre el norte y sur del área de estudio y se ubica en la zona centro-oriental del área de estudio con una orientación N70°W. Esta zona de transferencia está compuesta por el Sistema de Fallas Ojo de León y la prolongación hacia el WNW de la falla Agujerado (Figura 4.1), que cortan la prolongación hacia el SSE del flanco oriental del conjunto estructural sinclinal/monoclinal y a las fallas con arreglo en dominó de la zona occidental de la SCI (SFE), definiendo una relación altamente oblicua, sin llegar a ser ortogonal.

El Sistema de Fallas Ojo de León, visualizado aquí como zona de transferencia, según la orientación e inclinación de las fallas y unidades litoestratigráficas, acomodó movimiento predominantemente normal. Por otra parte, se encontró evidencia de que estas

fallas también acomodan desplazamientos laterales derechos e izquierdos dependiendo de la orientación exacta de los planos de falla en cuestión (Figura 4.7-OL-1), esto último fue visto en la falla Soledad (Figura 4.7-Sol-3), mientras que el desplazamiento lateral derecho, es evidente en la terminación sur del sinclinal, donde el flanco oriental del pliegue fue desplazado por cerca de 50 m de forma dextral (véase ANEXO II).

Por otra parte, el Sistema de Fallas Cerro Blanco (ANEXO II), ubicado en el extremo sur de la SLP, es cortado por la falla Agujerado (ANEXO II), que es parte de esta zona de transferencia.

5.2 Evolución de la Sierra Cuesta El Infierno

De acuerdo a la cartografía geológico-estructural realizada en el área de estudio y las observaciones de campo, principalmente referente a la posición estructural de las unidades litoestratigráficas y el análisis de los datos de estrías tomados en las fallas principales, se infirió que la deformación en la SCI está ligada a un ambiente puramente extensional que, a nivel regional, aquí se asocia a la actividad del *B&R* del norte de México, que reactivó principalmente fallas laramídicas y, posiblemente, más antiguas. Esta premisa es apoyada por el hecho de que no se encontraron estructuras (fallas inversas) relacionadas a compresión dentro del área de estudio para la deformación del Terciario medio a tardío, excepto el sinclinal mismo y el anticlinal tipo *roll-over*, que pueden ser explicados utilizando fallas extensionales y porque la orientación de las estructuras principales son muy parecidas a las pre-existentes. El sinclinal se interpreta como un pliegue longitudinal asociado a fallamiento normal y el anticlinal como producto de la actividad extensional que experimentó el SFE en la zona occidental del área de estudio.

Con base en las columnas estratigráficas descritas (Figura 3.3), se puede afirmar que la mayoría de las unidades tiene una distribución casi uniforme a lo largo y ancho del área de estudio. Sin embargo, también se documentó que algunas de las unidades presentan cambios significativos en su espesor, especialmente los flujos piroclásticos que se encuentran aflorando en la parte septentrional y meridional de la SCI (Figura 3.3). Un ejemplo de ello es la ignimbrita correspondiente a la Unidad D, que muestra un espesor mínimo de seis metros en la parte septentrional del área de estudio, justo en la “nariz” del sinclinal, mientras que en la zona meridional, esta misma unidad tiene un espesor de casi 25 m. Otro aspecto que salta a la vista en la Figura 3.3, es que la parte inferior de la

secuencia volcánica de la SCI (Unidades A, B, C, E, F, G, I y J; véase Figura 3.3) solo se encuentra en la parte septentrional del área de estudio y algunas unidades se acuñan hacia el sur, especialmente aquellas que se presentan en el flanco oriental del sinclinal (ANEXO II). También es notable que la Unidad H solo se encuentre aflorando en la zona meridional, con un espesor máximo de 30 m.

Estos cambios de espesor son más notables en la vecindad del Sistema de Fallas Ojo de León. Lo anterior, sugiere que el emplazamiento de las rocas volcánicas fue contemporáneo, al menos en parte, con la actividad de este sistema de fallas y, cabe la posibilidad de que, estas fallas, al menos las fallas Ojo de León y Agujerado, estuvieron activas antes, durante y después del emplazamiento de las rocas volcánicas, controlando, en cierta forma, su distribución a lo largo del área de estudio. Además, la actividad del Sistema de Fallas Ojo de León, que principalmente acomodó movimiento normal en su etapa temprana, pudo controlar la erosión de las rocas volcánicas de la secuencia inferior en la zona meridional, provocando que solo se preservaran en la parte septentrional, por haber estado topográficamente más abajo.

Lo anterior sugiere que, durante el Terciario medio a tardío, el Sistema de Fallas Ojo de León debió estar activo, controlando el emplazamiento, deposición, erosión y deformación de las rocas presentes en la secuencia inferior de la SCI. Esta actividad está representada principalmente por acomodos normales, principalmente; sin embargo, la inversión de los indicadores cinemáticos obtenidos para este conjunto de fallas, indica que también hubo desplazamientos laterales, aunque no son tan evidentes en su actividad temprana como lo son al final de su actividad (Figura 4.7-OL-1 y -OL-2).

Por otra parte, la paleo-topografía debió haber sido afectada por esta misma activada tectónica, lo que pudo haber influido en la distribución de los flujos piroclásticos, parcialmente, ya que, como se describió en la geología local, éstos presentan variación en cuanto al espesor.

En cuanto a la deformación de la SCI, el Sistema de Fallas Ojo de León también debió de haber jugado un papel importante, ya que como se mencionó anteriormente, la SCI presenta dominios en donde las estructuras tienen diferente orientación en la parte norte y sur. Es decir, el Sistema de Fallas Ojo de León transfirió la deformación entre la

parte norte y sur del área de estudio, perturbando así, la dirección principal de los esfuerzos principales y provocando una partición de la deformación, lo que causó la formación de distintos dominios estructurales en el área. Lo anterior, también estuvo influenciado, al menos en el dominio meridional, por el tipo de material (ignimbritas de grado bajo) que al parecer funcionaron como zonas de despegue que provocaron una inclinación mayor de las fallas normales a profundidad. Es decir, en la parte norte del área de estudio, las ignimbritas de grado bajo tienen un espesor menor, mientras que en la zona sur, el espesor de este tipo de ignimbritas es mayor y son dominantes, presentando espesores de casi 30 m, teniendo un comportamiento más dúctil y controlando que los bloques de rocas más rígidas, como los derrames de lava andesítica de la secuencia superior, “flotaran” como balsas y se bascularan más que en otras partes del área de estudio.

Regionalmente, la SCI está ubicada muy cerca del borde occidental de lo que fue la cuenca de Chihuahua (30 km al sur y al oriente). Según varios autores (*e.g.* Haenggi, 2002), esta cuenca estaba limitada por fallas normales sub-verticales que controlaron la estratigrafía de la cuenca en el Jurásico; sin embargo, el límite sur de la cuenca aún no ha sido bien documentado en detalle en superficie así como tampoco en el subsuelo. Haenggi (2001 y 2002) propuso que el lineamiento Alamitos es el límite meridional de la cuenca. Cabe señalarse que el lineamiento Alamitos, ubicado supuestamente a 30 km al sur de la SCI, es una estructura con rumbo NE que, presumiblemente, separa a las cuencas de Chihuahua y Coahuila y yace sepultada debajo de rocas volcánicas del Terciario en la región entre Delicias y el *Big Bend* del Río Grande.

Recientemente, Franco-Rubio (2007) renombró este lineamiento con el nombre de Delicias-Mulato y, propuso que éste tiene un rumbo N65°E. Uno de los argumentos más puntuales en los que basa sus conclusiones es la morfología que existe al norte y al sur del lineamiento, ya que al norte de éste el relieve es más abrupto que al sur del mismo y añade que, por este rasgo morfológico no existen afloramientos grandes de rocas volcánicas sobre las rocas mesozoicas del CPCH, al norte del lineamiento; debido a una erosión mayor. Por otra parte, presenta datos paleomagnéticos tomados en sitios al norte y al sur del lineamiento; sin embargo, el error en sus datos no permite definir con precisión si el área ha experimentado rotaciones respecto a un eje vertical. Cabe señalarse que si los argumentos de la erosión y de la distribución de las rocas volcánicas fuesen válidos, se esperaría que al norte de dicho lineamiento estuviesen expuestos cuerpos subvolcánicos de

edad equivalente a la cubierta volcánica al sur del lineamiento. Un examen visual de los mapas existentes, muestra que en la región del CPCH estos cuerpos no son comunes.

Por otra parte, el mismo autor propuso que a lo largo de este alineamiento sucedieron desplazamientos laterales (derechos e izquierdos), e interpretó que la curvatura que presenta la Sierra El Morrión en su parte meridional (Sierra La Gloria), se debe a movimiento lateral derecho a lo largo del lineamiento Delicias-Mulato. Sin embargo, este autor no presentó datos estructurales que apoyen esta hipótesis. Además, este rasgo parece estar más bien asociado a la formación del Levantamiento de Plomosas ya que, en imágenes de satélite y espaciomapas, se observa que esta curvatura (Figura 5.3) sigue el mismo patrón casi circular de esta estructura que, de acuerdo a Haenggi (2001, 2002), es laramídica y, de acuerdo a datos documentados en este trabajo, pudo ser reactivada con magnitud no cuantificable durante el Terciario medio y/o tardío a causa de la extensión *B&R*.

Según Franco-Rubio (2007) el lineamiento Delicias-Mulato está justo en las inmediaciones de la SCI, cerca de donde se encuentra la zona de transferencia de la zona centro-oriental en el área de estudio; sin embargo, como se puede ver, estas dos estructuras difieren en dirección con aproximadamente 35°. Cabe señalarse que la zona de transferencia está documentada en el área de estudio para la deformación del Terciario medio a tardío, mientras que para el lineamiento Delicias-Mulato, los datos son cualitativos, principalmente. Además, regionalmente, se observa que al oriente de la zona de transferencia, de la zona centro-oriental del área de estudio, hay rocas volcánicas que siguen el mismo patrón estructural del Sistema de Fallas Ojo de León. Lo anterior, sugiere que tal vez el lineamiento Ojo de León se extiende más hacia el ESE y puede reflejar en superficie a una estructura importante del basamento en el norte de México.

En el norte de México existen varias estructuras regionales de basamento con rumbos WNW a NW, que es la dirección preferencial de la zona de transferencia del área de estudio. Apoyado en lo anterior y de acuerdo a lo observado, se puede argumentar que el Sistema de Fallas Ojo de León puede ser la expresión superficial de una estructura de basamento que jugó un papel importante durante el emplazamiento de las rocas volcánicas de la SCI, así como en la deformación que experimentaron las rocas.

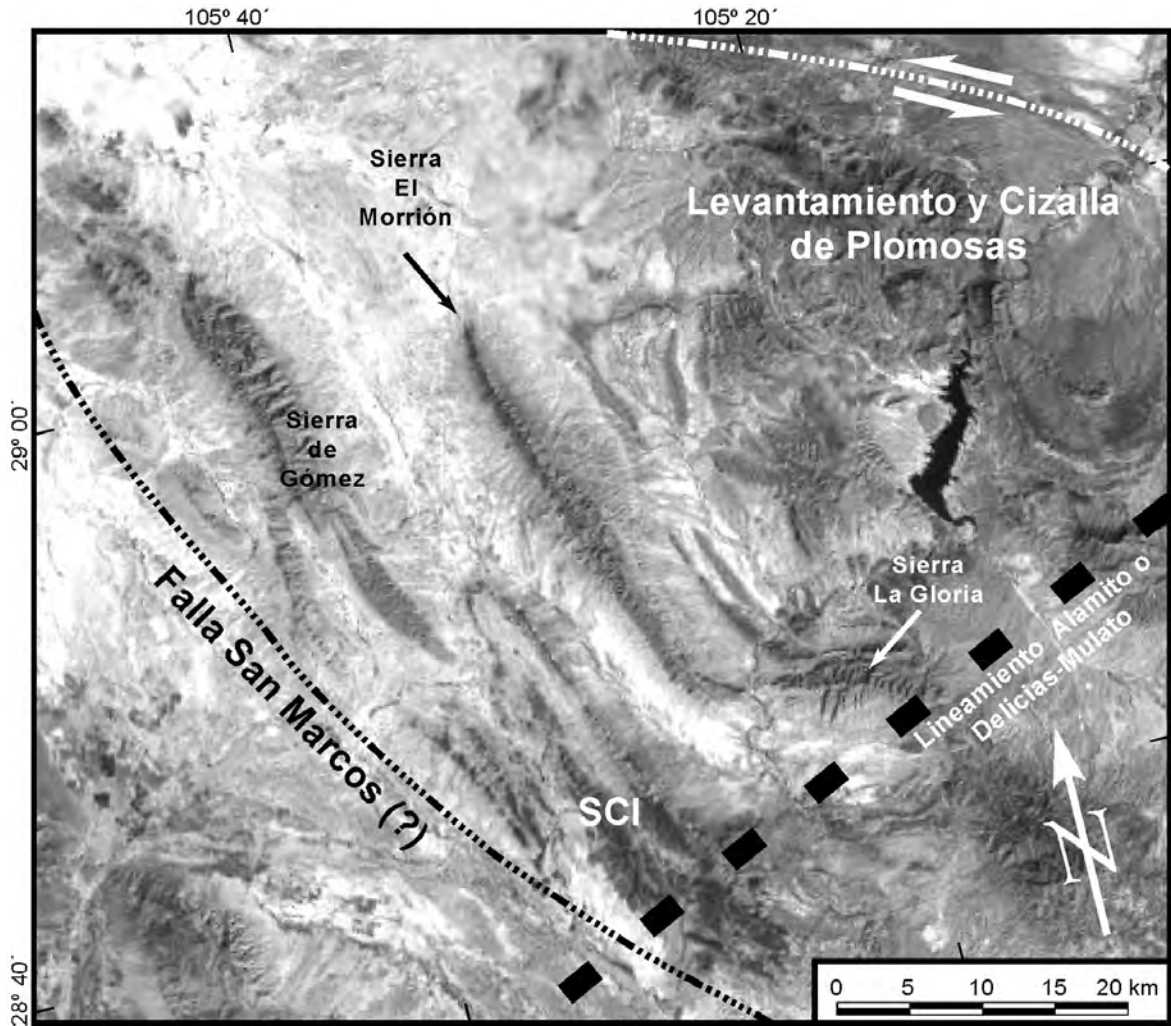


Figura 5.3: Modelo de elevación digital de Google Earth (2007) mostrando el frente tectónico occidental del Cinturón Plegado de Chihuahua así como del Levantamiento y Cizalla de Plomosas. Nótese la posición de la Sierra la Gloria, la cual sigue el mismo patrón circular del Levantamiento de Plomosas. SCI = Sierra Cuesta El Infierno.

Aranda-Gómez y colaboradores (2005) propusieron que la formación del sinclinal de la SCI se debió a la reactivación de la continuación occidental de la Falla San Marcos, que de acuerdo a estos autores se prolonga por lo menos hasta las cercanías de Villa Aldama, Chi. Sin embargo, la anomalía aeromagnética de la FSM (G13-2 y G13-3) parece atenuarse en esta sección sepultada de la falla en Chihuahua. En el presente trabajo, se sugiere que el Sistema de Fallas Ojo de León puede ser una estructura de basamento, similar en orientación a porciones de la traza de la Falla San Marcos, aunque no existen suficientes datos para poder asociar a estas dos estructuras.

La cercanía y las semejanzas en la orientación de las estructuras del Terciario medio y/o tardío en la SCI con el Levantamiento de Plomosas, indican que éste pudo ser reactivado durante la extensión y/o que las estructuras laramídicas en el frente occidental de este rasgo tectónico, influyeron en la ubicación y orientación de las estructuras extensionales post-laramídicas.

La estructura regional de basamento más cercana al área de estudio es la Cizalla de Plomosas que, según Hennings (1994), es parte del Levantamiento de Plomosas. Se considera que si la extensión del Terciario medio a tardío reactivó a la zona de cizalla de Plomosas, es muy probable que esta reactivación no afectara a las rocas de la SCI, ya que el área de estudio se encuentra a aproximadamente 40 km al sur de esta estructura.

Por último, Eguiluz de Antuñano (1984) propuso que la traza de la Falla Juárez pasa entre las sierras de Gómez y El Morrión (Figura 4.1) y tiene una orientación norte-sur. Dicha falla supuestamente acomodó desplazamiento lateral significativo y canalizó volcanismo en el Oligoceno tardío - Mioceno. Sin embargo, en el área de estudio no se encontró evidencia de tal falla. Una posibilidad es que esta estructura se encuentre sepultada bajo los sedimentos clásticos que rellenan parcialmente el valle entre la SCI y la Sierra El Morrión y/o las rocas volcánicas del Terciario (suponiendo que la falla es más antigua que parte de la secuencia volcánica). Sin embargo, considero que de existir la Falla Juárez, las estructuras terciarias en el área de estudio deberían, de alguna manera, reflejar su presencia. Al no encontrarse evidencias claras de fallas aproximadamente N-S con desplazamientos laterales significativos, se concluye que al menos en esta parte del CPCH no existen estructuras relacionadas a la Falla Juárez.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES

Con base en el estudio geológico-estructural de la SCI se confirmó que ésta está formada por un conjunto de rocas volcánicas el cual se dividió en dos secuencias: secuencia inferior, compuesta por flujos piroclásticos félsicos, y secuencia superior, compuesta por derrames andesítico-basálticos. Por su posición estratigráfica – arriba de rocas sedimentarias marinas de Cretácico tardío – y por su semejanza con rocas expuestas en la región, se infiere que son del Terciario. Las dos secuencias eruptivas están compuestas por al menos 19 unidades litoestratigráficas y, en algunos sitios, contienen depósitos clásticos continentales y epiclásticos-volcánicos intercalados. En el área estudiada no se encontraron evidencias claras de la ubicación de la fuente por la cual llegaron a la superficie, pero por sus características texturales se interpreta que la secuencia inferior corresponde a facies intermedias o distales de flujos piroclásticos provenientes de una o más calderas ubicadas al sur o al oeste de la SCI, ya que en esas direcciones están expuestos paquetes gruesos de este tipo de rocas. Los derrames sub-horizontales de lavas andesíticas de la secuencia superior se especula que fueron expulsadas por fisuras y fallas, siendo un candidato muy probable el Sistema de Fallas Ojo de León. El paquete volcánico de la SCI descansa discordantemente sobre rocas sedimentarias cretácicas, que fueron deformadas por acortamiento durante la orogenia Laramide del Terciario temprano. Por comparación con otras regiones del Norte de México, se cree que la deformación laramídica había cesado en el área cuando se acumuló el paquete volcánico.

También se determinó que las rocas volcánicas del Cenozoico están claramente plegadas y afalladas. Cabe señalarse que en la parte sur de la Sierra Los Palmares se encuentra una discordancia angular en el contacto entre las secuencias volcánicas inferior y superior. Esta característica y la presencia de depósitos clásticos continentales intercalados con la secuencia volcánica inferior – derivados de rocas mesozoicas que se interpretan como evidencias de levantamientos tectónicos en regiones cercanas – sugieren que el volcanismo es, al menos en parte, sintectónico con el(los) pulso(s) de deformación extensional en la región. Los hechos de que: 1) dos de los depósitos clásticos continentales en la SCI están compuestos principalmente por clastos de caliza; y 2) la ocurrencia de paralelismo entre las sierras El Morrión y La Gloria, y el conjunto estructural formado por las sierras Cuesta el Infierno, Los Palmares y Rincón del Nieto, permite sugerir que: a) debió haber erosión de las partes altas aledañas a la SCI, es decir que el borde occidental

del Cinturón Plegado de Chihuahua y 2) que el frente tectónico occidental del Levantamiento de Plomosas fue reactivado durante la extensión post-laramídica. Los datos recabados no permiten estimar la magnitud de los levantamientos, pero se considera que, al menos en parte, el relieve y trama estructural creada en las rocas volcánicas de la SCI, fue durante el Terciario medio-tardío por la actividad tectónica extensiva.

Este mismo evento de extensión, que en este trabajo se atribuye a la actividad de la provincia de Cuencas y Sierras, fue también el responsable del plegamiento y fallamiento normal que se observa en las rocas volcánicas de la SCI. En la zona Centro-Oriental del área de estudio se documentó el Sistema de Fallas Ojo de León, que aquí se considera como una estructura regional importante que controló la deformación terciaria e influyó en la distribución de las rocas volcánicas de la SCI. Se cree que este sistema de fallas perturbó los esfuerzos principales provocando una orientación diferente en las regiones ubicadas al norte y sur del sistema de fallas. Además, también se considera que, el Sistema de Fallas Ojo de León, funcionó como una zona de transferencia de la deformación entre la parte norte y la parte sur del área de estudio.

Esta combinación de factores estructurales causó variabilidad en la dirección de los esfuerzos locales y provocó que en el norte del área de estudio se formara un sinclinal buzante de dimensiones considerables con dirección N20°W y un sistema de fallas lítricas en la zona occidental, sub-paralelas al sinclinal. El sinclinal de la SCI es uno de los primeros pliegues asociados a extensión documentados en el norte de México y se interpretó como un pliegue por doblez de falla (*fault bend fold*). En la parte sur, se formó una zona de acomodo entre dos fallas subparalelas en dirección N45°W y antitéticas entre sí. Cada una de las fallas, a su vez generó fallas sintéticas secundarias y cada una acomodó parte de la deformación a través de medios *graben*s. Esta geometría de las fallas de segundo orden dio lugar a una antiforma paralela a las fallas principales. Cabe hacer resaltar que el sinclinal se debe a la reactivación, durante la extensión, del plano lítrico de la Falla Solís. Visto de esta manera, se considera que la zona de despegue laramídica del borde occidental del Cinturón Plegado de Chihuahua, volvió a funcionar en el Terciario medio-tardío, pero el sentido del movimiento se invirtió respecto al movimiento del Terciario temprano.

Además, se considera que la zona de transferencia Ojo de León es una estructura de basamento importante dentro del área de estudio, que guarda una orientación muy similar a las fallas regionales del norte de México (WNW a NW) como son las fallas San Marcos, La Babia, el lineamiento de Plomosas y la Megacizalla Mojave-Sonora. También, se determinó que, al igual que la Falla San Marcos, el Sistema de Fallas Ojo de León es un lineamiento multi-reactivado. Debido a que el área de estudio se encuentra ubicada en el borde meridional del Cinturón Plegado de Chihuahua y en el límite sudoccidental de la Cuenca de Chihuahua, esta estructura regional de basamento puede ser de edad jurásica y tener un origen similar al de otras megaestructuras del norte de México.

BIBLIOGRAFÍA

- Adkins, W. S. , 1933.** The Mesozoic systems of Texas, *in* The Geology of Texas; v. I, Stratigraphy: Texas Bureau of Economic Geology, Bulletin 3232, p. 239-518.
- Aguirre-Díaz, G., y McDowell, F. W., 1993.** Nature and timing of faulting synextensional magmatism in the southern Basin and Range, centra-eastern Durando, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 105, p. 1435-1444.
- Alba, C. M., and Chavez, R., 1974.** K-Ar ages of volcanic rocks from central Sierra Peña Blanca, Chihuahua, Mexico: Isochron West, n. 10, p. 2.
- Anderson, T. H., and Schmidt, V. A., 1983.** The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. Geological Society of America Bulletin, 94, 941-966.
- Anderson T. H., and Silver, L. T., 2005.** The Mojave-Sonora megashear—Field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, *in* Anderson, T. H., Nourse, J. A., McKee, J. W., and Steiner, M. B., eds.: The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis, 712 pp.
- Anderson. T. H., and Silver, L. T., 1981.** An overview of Precambrian rocks in Sonora. Revista del Instituto de Geología, UNAM, v. 5, p. 131-139.
- Anderson, T. H., and Silver, L. T., 1978.** The nature and extent of Precambrian rocks in Sonora, Mexico (bas.), *in* Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero en el Estado de Sonora, edited by Roldán-Quintana, J., y Salas, G. A. Resúmenes, Hermosillo, Instituto de Geología, UNAM, p. 9-10.
- Anderson, T. H., and Silver, L.T., 1977b.** Geochronometric and stratigraphic outlines of the Precambrian rocks of northwestern México: Geological Society of America Abstracts with programs, v. 9, p. 880.
- Anderson, T. H., and Silver, L.T., 1977a.** U-P isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora. Economic Geology, v. 72, p. 827-836.
- Anderson, T. H., Eells, J., and Silver, L. T., 1979.** Geology of Precambrian and Paleozoic rocks, Caborca-Bamori region, *en* T. H., Anderson y J. Roldán-Quintana (eds.), Geology of northern Sonora: Geological Society of America Field Trip 27 Guidebook, University at Pittsburgh, Pennsylvania, 1-22.
- Anderson, T. H., Rodríguez-Castañeda, J. L., and Silver, L. T., 2005.** Jurassic rocks in Sonora, Mexico: Relation to the Mojave-Sonora megashear and its inferred northwestward extension; Geological Society of America Bulletin Special Paper 393, p. 51-95.
- Angelier, J., 1990.** Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III. A new rapid direct inversion method by analytical means: Geophysical Journal International, 103, 363-376.
- Aranda-Gómez, J. J., 1994.** Evidencias de fallamiento cuaternario en la porción meridional de la provincia Tectónica de Cuencas y Sierras, México central: GEOS, v. 14, n. 5, p. 88.
- Aranda-Gómez, J. J., 1989.** Geología preliminar del graben de Aguascalientes: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Revista, v. 8, p. 22-32.
- Aranda-Gómez, J. J., Housh, T. B., Luhr, J. F., Henry, C. D., Becker, T., and Chávez-Cabello, G., 2005a.** Reactivation of the San Marcos fault during mid- to late- Tertiary extension, Chihuahua, México, *In*: Anderson, T., The Jurassic Mojave-Sonora Megashear, Southwest North America: Evidence, Assessment, and alternatives. Geological Society of America Special Paper.
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Connor, C. B., Becker, T., y Henry, C. D., 2003.** Synextensional Plio-Pleistocen eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México, Geological Society of American Bulletin, v. 115, n. 3, p. 298-313.
- Aranda-Gómez, J. J., Housh, T. B., Luhr, J. F., Becker, T., Solorio-Munguía, J.G., and Martínez, E., 2001.** Timing of multiepisodic deformation basen on the study of continental clastic deposits and volcanic rocks, east-central Chihuahua, México, GEOS, v. 21, n. 3, p. 204.

- Aranda-Gómez, J. J., Henry, C. D., Luhr, J. F., y McDowell, F. W., 1997.** Cenozoic volcanism and tectonics in NW Mexico a transect across the Sierra Madre Occidental volcanic field and observations on extension related magmatism in the southern Basin and Range and Gulf of California tectonic provinces, *in* Aguirre-Díaz, G. J., Aranda-Gómez, J. J., Carrasco-Nuñez, G. y Ferrari, L., eds., *Magmatism and tectonics in the central and northwestern Mexico a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, p. 41-84.
- Aranda-Gómez, J. J., Aranda-Gómez, J. M., Nieto-Samaniego, A. R., 1989.** Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la porción meridional de la Meseta Central, México, *Instituto de Geología Revista*, v. 8, p. 33-46.
- Atwater, T. M., 1970.** Implication of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3513-3533.
- Baldrige, W. S., Olsen, K. H., and Callender, J. F., 1984.** Rio Grande rift: Problems and perspectives, *Field Conference Guidebook N. M. Geol. Soc.*, 35, 1-12.
- Bartolini, J. R., 1992.** Modified Basin and Range topography in the Bolson de Mapimi, Durango and Chihuahua, Mexico: *Texas Journal of Science*, v. 44, p. 295-300.
- Bridges, I.W., 1964a.** Stratigraphy of Mina Plomosas-Placer de Guadalupe area, *in* *Geology of Mina Plomosas-Placer de Guadalupe area, Chihuahua, Mexico: West Texas Geological Society, Publication 64-50*, 50-59.
- Brown, M. L., and Dyer, R., 1987.** Mesozoic geology of northwestern Chihuahua, Mexico, *in* *Mesozoic Rocks of Southern Arizona and Adjacent Areas: Arizona Geological Society Digest*, 18, 381-394.
- Busby-Spera, C.J., and Kokelaar, B.P., 1991.** Controls of the Sawmill Canyon fault zone on Jurassic magmatism and extension/transension in southern Arizona: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 23, A-250.
- Caudillo-Sosa, G., Oviedo-Lucero, L. F., and Rodríguez-Castañeda, J. L., 1996.** Falla Quitovac—Resultado de un evento de transpersión del “Mojave-Sonora Megashear”, noroeste de Sonora, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, no. 2, p. 140-151.
- Cameron, C. S., 1981.** Geology of the Sugarland and Delamar mountain areas, San Bernardino Mountains, California, Unpublished Ph. D. Dissertation; Massachusetts Institute of Technology, Cambridge Massachusetts, 399 p.
- Carey, S. W., 1958.** The tectonic approach to continental drift, *in* Carey, S. W., ed., *Continental drift, a symposium: Hobart, Tasmania, Tasmania Univ. Geology Dept.*, p. 177-355.
- Cervantes-Corona, J. A., 2005.** Cartografía y análisis estructural de la Sierra Aguachile y su relación con reactivaciones cenozoicas de la Falla San Marcos, Chihuahua, México. Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis, 110 pp.
- Chapin, C. E., 1979.** Evolution of the Rio Grande rift—a summary, *in* Riecker, R. E., ed., *The Rio Grande rift—Tectonics and magmatism: Washington, D. C., American Geophysical Union*, p. 1-5.
- Chapin, C. E., 1971.** The Rio Grande rift, part I: Modifications and Additions: *New Mexico Geological Society Guidebook, 22nd Field Conference San Luis Basin, Colorado*, p. 191-202.
- Charleston, S., 1981.** A summary of the structural geology and tectonics of the state of Coahuila, Mexico, *in* *Lower Cretaceous Stratigraphy and Structure, northern Mexico: West Texas Geological Society, Publication 81-74*, 28.36.
- Charleston, S., 1974.** Stratigraphy, tectonics and hydrocarbon potential of the Lower Cretaceous, Coahuila Series, Coahuila, Mexico (Ph.D. thesis): Ann Arbor, University of Michigan, 268 p.
- Chávez-Cabello, G., 2005.** Deformación y magmatismo Cenozoico en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: Juriquilla, Querétaro, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Tesis doctoral, 226 p.

- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R. S., Cossio-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I., y González-Naranjo, G. A., 2005.** La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multireactivada del noreste de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, n. 1, p. 27-52.
- Christiansen, R. L., and Lipman, P. W., 1972.** Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution on the Western United States; Part II, late Cenozoic: *Royal Society of London Philosophical Transactions*, ser. A, v. 271, p. 249-284.
- Cohen, K. K., Anderson, T. H., Schmidt, V. A., 1986.** A paleomagnetic test of the proposed Mojave-Sonora megashear in northwest Sonora, Mexico: *Tectonophysics*, v. 131, p. 23-51.
- Cook, K. L., 1969.** Active rift system in the Basin and Range province, *in The world rift system—Internat. Upper Mantle Comm., Upper Mantel Project sci. rept. 19: Tectonophysics*, v. 8, p. 469-511.
- Cook, F. A., Decker E. R., and Smithson, S. B., 1978.** Preliminary heat flow model of the Rio Grande rift in southern New Mexico, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 40, n. 3, p. 316-326.
- Corbitt, L. L., 1988.** Tectonics of thrust and fold belt of northwestern Chihuahua: *New Mexico Geological Society, Southwestern New Mexico, 39th Field Conference Guidebook*, 67-70.
- CONSEJO DE RECURSOS MINERALES, 1994.** Monografía geológico-minera del Estado de Chihuahua. Secretaría de Energía, Minas y Paraestatal, Subsecretaría de Minas e Industria Básica, c. 1984.
- Córdoba, D. A., and Silva-Mora, L., 1989.** Marco geológico del área de Revolución-Puerta de Cabrera, Estado de Durango: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Revista*, v. 8, p. 111-122.
- Dana, J. D., 1896.** *Manual of geology*, 4th ed. New York, American Book Company, 1987 p.
- Dasch, E. J., Armstrong, R. L., and Clabaugh S. E., 1969.** Age of Rim Rock dike swarm, Trans-Pecos Texas; *Geological Society of America Bulletin*, v. 80, p. 1819-1823.
- Davis, G.H., 1979.** Laramide folding and faulting in southeastern Arizona: *American Journal of Science*, 279, 543-569.
- Decker, E. R., and Smithson, S. B., 1977.** Review of the significance of geothermal and gravity studies in the Southern Rio Grande Rift (abstract), *Geological Society of America Abstracts with Programs*, vol. 9, p. 15.
- Decker, E R., and Smithson, S, B., 1975.** Heat flow and gravity interpretation across the Rio Grande rift in southern New Mexico and West Texas; *Journal of Geophysical Research*, v. 80, n. 17, p. 254-2552.
- De Cserna, Z., 1989.** An outline of the geology of Mexico, *in Bally, A. W., and Palmer, A. R., eds., The Geology of North America –An overview: Boulder, Colorado, The Geological Society of America*, p. 233-264.
- De Cserna, Z., 1970.** Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation of northern Mexico, *in: Seewald, K., and Sundeen, D., Eds., The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt, a symposium in honor of Prof, Ronald, K. De Ford: Midland, West Texas Geological Society*, p. 99-117.
- DeFord, R.K., 1964.** History of geologic exploration in Chihuahua, *in Geology of the Mina Plomosas-Placer de Guadalupe area, Chihuahua, Mexico; West Texas Geological Society Publication 64-50*, p. 116-129.
- Denison, R.E., Burke, W.H., Jr., Hetherington, E.A., Otto, J.B., 1970.** Basement rocks framework of parts of Texas, southern New Mexico and northern Mexico, *in The Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt; Symposium in honor of Profesor Ronald K. DeFord: West Texas Geological Society and The University of Texas at Austin*, 3-14.
- Dickinson, W. R., and Lawton, T. F., 2001.** Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1142-1160.
- Drewes, H., 1991b.** Geologic map of the Big Hatchet Mountains, Hidalgo County, New Mexico: *United States Geological Survey, Miscellaneous Investigation, Map I-2287*.
- Drewes, H., 1991a.** Description and development of the Cordilleran orogenic belt in the southwestern United States and northern Mexico: *United States Geological Survey, professional Paper, 1512*, 92 p.

- Drewes, H., 1981.** Tectonics of southeastern Arizona: United States Geological Survey, Professional Paper 1144, 96 p.
- Drewes, H., 1978.** The Cordilleran orogenic belt between Nevada and Chihuahua: Geological Society of America, Bulletin, 89, 641-657.
- Duex, T. H., 1983.** Geology and geochronology of volcanic rocks between Cuauhtémoc and La Junta, central Chihuahua, Mexico (Ph. D. dissert.): Austin, Texas, The University of Texas at Austin, 215 p.
- Eguiluz de Antuñano, S., 1984.** Tectónica Cenozoica del norte de México: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín, XXXVI, 43, 62.
- Faulds, J. E., and Varga, R. J., 1998.** The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes. In: Faulds, J. E., Stewart, J. H., (Eds.), Accommodation Zones and Transfer Zones: The Regional Segmentation of the Basin and Range Province. Geological Society of America Special Paper 323, 1-46.
- Faulds, J. E., Olson, E. L., Harlan S. S., and McIntosh, W. C., 2002.** Miocene extension and fault-related folding in the Highland Range, Southern Nevada: a three-dimensional perspective; Journal of Structural Geology, v. 24, p. 861-886.
- Fackler-Adams, B.N., Busby, C.J., and Mattinson, J.M., 1997.** Jurassic magmatism and sedimentation in the Palen Mountains, southeastern California: Implication for regional tectonic controls on the Mesozoic continental arc: Geological Society of America, Bulletin, 109, 1464-1484.
- Fenneman, N. M., 1928.** Physiographic divisions of the United States: Association of American Geographers Annals, v. 18, p. 261-353.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Brian, S., 2005.** Magmatismo y Tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVII, no. 3, p. 343-378.
- Flotté, N., Martínez-Reyes, J., Claude, R., Marc, T., Laurent, H. y Le Pichon, X., 2004.** The Rio Grande fault, a major mid-Tertiary left-lateral shear zone; GEOS, v. 24, n. 2, p. 280.
- Fodor, L., Turki, S. M., Dalub, H., and Al Gerbi, A., 2005.** Fault-related folds and along-dip segmentation of breaching faults: syn-diagenetic deformation in the south-western Sirt basin, Libya; Terra Nova, vol. 17, no. 2, p. 121-128.
- Franco-Rubio, M., 2007.** Geología y paleomagnetismo de porción centro oriental del estado de Chihuahua, México, definición del lineamiento Delicias-Mulato, Tesis de Doctorado, posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, 278 p.
- García-Estrada, G. H., 1997.** Programa en FORTRAN para el manejo de modelos digitales de elevación del terreno del Instituto Nacional de Estadística Geográfica e Informática (INEGI): Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía, v. 12, no. 3, p. 141-162.
- Gilbert, G. K., 1875.** The geology of portions of Nevada, Utah, California, and Arizona, *in* Wheeler, G. M., Report upon geographic and geological exploration and surveys west of the one hundredth meridian, Volume 3, Geology, Part 1: Washington, D. C., U.S. Government Printing Office, p. 21- 192.
- Goldhammer, R. K., 1999.** Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico, *in* Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico. Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper 340, p. 1-58.
- Goldhammer, R. K., Lehman, P. J., Todd, R. G., Wilson, J. L., Ward, W. C., and Johnson, C. R., 1991.** Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guide-book. Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, 85 p.
- Gonzalez-Naranjo, G. A., Molina-Garza, R. S., and Chávez-Cabello, G., 2008.** Paleomagnetic study of Jurassic and Cretaceous rocks north of San Marcos fault, central Coahuila, México: Geofísica Internacional, v. 47, p. 41-55.
- Gough, D. I., 1974.** Electrical conductivity under western North America in relation to heat flow, seismology, and structure: Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, v. 26, p. 105-123.

- Gradstein, F. M., Agterberg, F. P., Ogg, J. C., Hardenbol, J., van Veen, P., Thierry, J., Huang, Z., 1994. A Mesozoic time scale: *Journal of Geophysical Research*, 99, 24. 051-24,074.
- Greenwood, E., E. F., Kottowski, and S. Thompson, III, 1977. Petroleum potential and stratigraphy of Pedregosa basin: Comparison with Permian and Orogrande basins, *AAPG Bulletin*, 61, 1449-1469.
- Grajales-Nishimura, J. M., Terrell, D. J., Damon, P. E., 1992. Evidencias de la prolongación del arco magmático Cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, XLII, 1-18.
- Gries, J.F., 1980. Laramide evaporate tectonics along the Texas-northern Chihuahua border, *in* Trans-Pecos Region, New Mexico Geological Society, 31st First Field Conference Guidebook, p. 93-100.
- Gries, J.F., and Haenggi, W.T., 1970. Structural evolution of the eastern Chihuahua Tectonic Belt, *in* The Geologic Framework of the Chihuahua Tectonic Belt: Symposium in honor Professor Ronald K. DeFord, West Texas Geological society and The University of Texas at Austin, p. 119-137.
- Hardy, S., and McClay, K., 1999. Kinematic modeling of extensional fault-propagation folding: *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 695-702.
- Haenggi, W. T., 2002. Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic; *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LV, n. 1, p. 38-94.
- Haenggi, W. T., 2001. Tectonic history of the Chihuahua Trough, Mexico and adjacent USA; Part I, the pre-Mesozoic setting; *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LIV, p. 28-66.
- Haenggi, W.T., 1966. Geology of El Cuervo area, northeastern Chihuahua, Mexico: University of Texas at Austin, Ph.D. dissertation, 403 p.
- Haenggi, W.T., and Gries, J.F., 1970. Structural evolution of the northeastern Chihuahua Tectonic Belt, *in* Geology of the Southern Quitman Mountains Area, Trans-Pecos Texas; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Permian Basin Section, Publication 70-12, p. 55-69.
- Hamilton, W., and Myers, W. B., 1966. Cenozoic tectonics of the western United States: *Reviews of Geophysics*, v. 4, p. 509-549.
- Hennings, P.H., 1994. Structural transect of the southern Chihuahua Fold Belt between Ojinaga and Aldama, Chihuahua, Mexico: *Tectonics*, 13, 1445-1460.
- Henry, C. D., 1978. Crustal structure deduced from geothermal studies, Trans-Pecos Texas, *in* Cenozoic geology of the Trans-Pecos volcanic field of Texas, A. W. Walton, compiler, Lawrence, Kansas, 23-31.
- Henry, C. D., 1977. Geologic setting of hot springs, Trans-Pecos Texas with adjacent Mexico (abstract), *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 9, 25.
- Henry, C. D., and Aranda-Gómez, J. J., 1992. The real southern Basin and Range: mid- to late Cenozoic extension in Mexico, *Geology*, v. 20, p. 701-704.
- Henry, C. D., Price, J. R., and McDowell, F. W., 1983. Presence of the Rio Grande rift in west Texas and Chihuahua, *in* Geology and mineral resources of north-central Chihuahua: El Paso Geological Society, Field conference, Guidebook, p. 108-118.
- INEGI, 1994. Geomodelos de altimetría del Territorio Nacional: Aguascalientes, Ags., Instituto Nacional de Estadística, Geográfica e Informática.
- INEGI H13C68, 2001. Carta topográfica escala 1:50,000 San Diego de Alcalá, Chihuahua, Instituto Nacional de Estadística, Geográfica e Informática.
- INEGI H13C58, 2000 . Carta topográfica escala 1:50,000 Trancas, Chihuahua, Instituto Nacional de Estadística, Geográfica e Informática.
- Iriondo, A., Kunk, M. J., Winick J. A., and CRM, 2004. 40Ar/30Ar Dating Studies of Minerals and Rocks in various areas in Mexico: USGS7CRM Scientific Collaboration (Part II), U. S. Geological Survey, Open-File Report 04-1444, *on-line edition*, 46 pp.
- Iriondo, A., 2003. The Caborca Block: an inhomogeneous piece of paleoproterozoic crust in Sonora, U. S. Geological Survey.

- Jackson, C. A. L., Gawthorpe, R. I., and Sharp I. R., 2006.** Style and sequence of deformation during extensional fault-propagation folding: examples from the Hammam Faraun and El-Qaa fault blocks, Suez Rift, Egypt: *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 519-535.
- Janecke, S. U., Vandenburg, C. J., and Blankemau, J. J., 1998.** Geometry, Mechanisms and significance of extensional folds from examples in the Rocky Mountain Basin and Range province, U.S.A.: *Journal of Structural Geology*, v. 20, no. 7, p. 841-856, doi: 10.1016/S0191-8411(98)00016-9.
- Jin, G., and Groshong Jr. R. H., 2006.** Trishear kinematic modeling of extensional fault-propagation folding: *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 170-183.
- Jones, N. W., Lopez, R., and Cameron, K. L., 1995.** Linda Vista pluton and latest Permian-Late Triassic orogeny, Las Delicias area, Coahuila, México. *Geological Society of America Abstract With Programs*, v. 27, n. 6, p. 388.
- Karig, D. E., 1971.** Origin and development of marginal basins in the western Pacific: *Journal of Geophysical Research*, v. 76, p. 2542-2561.
- Karig, D. E., 1974.** Evolution of arc systems in the western Pacific: *Earth and Planetary Science Ann. Rev.*, v. 2, p. 51-75.
- Kelley, V. C., 1979.** Tectonics, middle Rio Grande rift, New Mexico, *in* Riecker, R. E., ed., *The Rio Grande rift—Tectonics and magmatism*: Washington, D. C., American Geophysical Union, p. 57-70
- King, R.E., and Adkins, W.S., 1946.** Geology of the part of the lower Conchos valley, Chihuahua, Mexico: *Geological Society of America, Bulletin*, 57, 275-294.
- Lawton, T. F., Garrison, J.M., McMillan, N.J., 1997.** Late Jurassic transtensional borderland on the southwestern margin of North America: *Geological Society of America: Abstracts with Programs*, 29, p. A-200-A-2001
- Longoria, J. F., 1985.** Tectonic traspression in the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico: An alternative model; *Geology*, v. 13, p. 453-456, doi: 10.1130/0091-7613(1985)13<453:TTITSM>2.0CO;2
- Longoria, J. F., 1984.** Stratigraphic studies in the Jurassic of northeastern Mexico: Evidence of the origin of the Sabinas basin, *in*: Ventres, W. P. S., Bebout, D. G., Perkins, B.F., y Moore, C. H., eds., *The Jurassic of the Gulf Rim*. Austin Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Foundation, Gulf Coast Section, Proceedings of the Third Annual Research Conference, p. 171-193.
- López-Ramos, E., 1988.** Geología y aprovechamiento integral de las perforaciones en el altiplano Mexicano: *Geomimet*, 151, 84-100.
- Mack, G.H., and Clemons, R.E., 1988.** Structural and stratigraphy evidence for the Laramide (Early Tertiary) Burro uplift in southwestern New Mexico, *in* *Southwestern New Mexico: New Mexico Geological Society, 39th Field Conference Guidebook*, p. 59-66.
- Mastuda, T., and Uyeda, S., 1971.** On the Pacific-type orogeny and its model-extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas: *Tectonophysics*, v. 11, p. 5-27,
- Mauger, R., 1981.** Geology of the middle part of the Calera del Nido Block, Chihuahua, Mexico, *in* P. C. Goodell and A. AAPG Studies in Geology No. 13.
- Maxwell, R.A., and Dietrich, J.W., 1965.** Geologic summary of the Big Bend region, *in* *Geology of the Big Bend area, Texas: West Texas Geological Society Field Trip Guidebook* 65-51, 11-33.
- McCullar, D. B., and Smithson, S. B., 1977.** Unreversed seismic crustal refraction profile across the southern Rio Grande rift; *EOS Trans. Amer. Geophys. Un.*, v. 58, p. 1184-1977,
- McDowell, F. W., and Clabaugh, S. E., 1979.** Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: *Geological Society of America Special Paper* 180, p. 113-124.
- McDowell, F.W., and Maugher, R.L., 1994.** K-Ar and U-Pb zircon chronology of Late Cretaceous and Tertiary magmatism in central Chihuahua State, Mexico: *Geological Society of America, Bulletin*, 106, 118-132.
- McKee, E. H., 1971.** Tertiary igneous chronology of the Grand Basin of Western United States – Implication for tectonic models: *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 3497-3502.

- McKee, J. W., and Jones, N. W., 1979.** A large Mesozoic Fault in Coahuila, Mexico. Geological Society of America, Abstracts With Programs, v. 11, p. 476.
- McKee, J.W., Jones, N.W., and Anderson, T.H., 1990.** Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico: Geological Society of America, Bulletin, 102, 593-614.
- McKee, J. W., Jones, N. W., and Long, L. E., 1984.** History of recurrent activity along a major fault in northeastern Mexico. *Geology*, V. 12, p. 103-107.
- Megaw, P. K. M., 1990.** Geology and geological history of the Santa Eulalia Mining District, Chihuahua, Mexico, in Clark, K. F., *et al.* (eds.), Field excursion guidebook: Society of Economic Geology, p. 213-232.
- Megaw, P. K. M., 1981.** Volcanic Rocks of the Sierra Pastorias Caldera Area, Chihuahua, Mexico, in Goodell, P. C., and Waters, A. C., eds., Uranium in volcanic and volcanoclastic rocks: Tulsa, OK, The American Association of Petroleum Geologists, p. 189-203.
- Menard, H. W., 1960.** The East Pacific Rise: *Science*, v. 132, p. 1737-1746.
- Miller, W. C., 1975.** Geology of the Cox Formation, Trans-Pecos Texas, in *Geology of the Eagle Mountains and Vicinity, Trans-Pecos Texas*; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Permian Basin Section, Publication 75-15, 103-112.
- Molina-Garza, R. S., and Geissman, J. W., 1999.** Paleomagnetic data from the Caborca terrane, Mexico: Implication for Cordillera Tectonics and the Mojave-Sonora megashear. *Tectonics*, v. 18, p. 293-325.
- Molina-Garza, R. S., and Geissman, J. W., 1996.** Timing of deformation and accretion of the Antimonio terrane, Sonora, from paleomagnetic data. *Geology*, v. 24, p. 1131-1134.
- Molina-Garza R. S., e Iriondo, A., 2005.** La Megacizalla Mojave-Sonora: la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, n. 1, p. 1-26.
- Morley, C. K., Nelson, R. A., Patton, T. L., Munn, S. G., 1990.** Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 74, 1234-1253.
- Muehlberger, W. R., 1980.** Texas lineament revisited, in *Trans-Pecos Region: New Mexico Geological Society, 31st Field Conference Guidebook*, 113-121.
- Muehlberger, W. R., Belcher, R. C., and Goetz, L. K., 1978.** Quaternary faulting in Trans-Pecos Texas, *Geology*, v. 6, n. 6, p. 337-340.
- Noble, D. C., 1972.** Some observation on the Cenozoic volcano-tectonic evolution of the Great Basin, Western United States: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 17, p. 142-150.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1986.** Post Paleozoic tectonics of northeast México and its role in the evolution of the Gulf of México. *Geofísica Internacional*, v. 25, p. 157-206.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1982.** Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, México, Austin, Texas, University of Texas (Ph D. Thesis), 217 p.
- Pessagno, E. A., Jr., Longoria, J. F., Hull, D. M., and Kelldorf, M. E., 1993.** Tectonostratigraphic significance of the San Pedro del Gallo area, Durango, Mexico, in Dunne, G. C., and McDougall, K. A., eds., *Mesozoic paleogeography of the Western United States—II*, p. 141-156.
- Pindell, J. L., 1985.** Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics*, v. 4, p. 1-39.
- Pindell, J., and Dewey, J. F., 1982.** Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: *Tectonics*, 1(2), 179-211.
- Ramberg, I. B., Cook, F. A., and Smithson, S. B., 1978.** Structure of the Rio Grande rift in southern New Mexico and west Texas based on gravity interpretation; *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, p. 107-123.
- Ramirez-M, J.C., and Acevedo-C, F., 1957.** Notas sobre la geología de Chihuahua: *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín*, IX, 583-772.
- Reynols, D. J., and Rosendahl, B. R., 1984.** Tectonic expressions of continental rifting. *Transactions of the American Geophysical Union*, 65, 1116.

- Sales, J. K., 1966.** Structural analysis of the Basin and Range province in terms of wrench faulting (Ph. D. thesis): Reno, Nevada University, 178 pp.
- Salvador, A., 1991c.** Origin and development of the Gulf of Mexico basin: *in* Salvador, A., ed., The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, v. J, p. 389-444.
- Salvador, A., 1991b.** Triassic-Jurassic: *in* Salvador, A., ed., The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, v. J, p. 131-180.
- Salvador, A., 1991a.** The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, v. J, 568 p.
- Salvador, A., 1987.** Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of the Gulf of Mexico basin. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 71, p. 419-451.
- Schlische, R. W., 1995.** Geometry and origin of fault-related folds in extensional settings; American Association of Petroleum Geologists Bulletin 79, 1661-1678.
- Seager, W.R., 1983.** Laramide wrench faults, basement-cored uplifts, and complementary basins in southern New Mexico: New Mexico Geology, 5, 69-76.
- Seager, W. R., 1977.** Rio Grande rift in southern New Mexico (abstract), Geological Society of America Abstracts with Programs, 9, 72.
- Seager, W.R., and Morgan, P., 1979.** Rio Grande rift in southern New Mexico, west Texas, and northern Chihuahua, *in* Riecker, R.E., Geophysical Union, 87-106.
- Seager, W.R., Mack, G.H., Raimonde, M.S., Ryan, R.G., 1986.** Laramide basement-cored uplift and basins in south-central New Mexico: New Mexico Geological Society, 37th Field Conference Guidebook 37, 123-130.
- Servicio Geológico Mexicano, 2008.** Carta aeromagnética Ciudad Camargo G13-2 Chihuahua escala 1:250,000.
- Servicio Geológico Mexicano, 2008.** Carta aeromagnética Ocampo G13-3 Coahuila escala 1:250,000.
- Servicio Geológico Mexicano, 2006.** Carta geológico-minera San Diego de Alcalá H13C68 Chihuahua escala 1:50, 000.
- Servicio Geológico Mexicano, 2000.** Carta geológico-minera ciudad Delicias H13-11 Chihuahua escala 1:250,000.
- Sharp, I. R., Gawthorpe, R. L., Underhill, J. R., and Gupta, S., 2000.** Fault-propagation folding in extensional settings: Examples of structural style and synrift sedimentary response from the Suez rift, Siani, Egypt: Geological Society of America Bulletin, v. 112, no. 12, p. 1877-1899.
- Shawe, D. R., 1965.** Strike-slip control of basin-range structure indicated by historical faults in western Nevada: Geological Society of America Bulletin, v. 76, p. 1361-1378.
- Silver, L.T., and Anderson, T.H., 1974.** Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 6, 955-956.
- Slemmons, D. B., 1967.** Pliocene and Quaternary crustal movements of the Basin and Range province, USA, *in* Sea level changes and crustal movements of the Pacific—Pacific Science Cong., 11th, Tokyo, 1966, Symposium 19: Osaka City Univ. Jour. Geosciences, v. 10, p. 91-103.
- Smith, D. L., and Jones, R. L., 1979.** Thermal evidence for extension of the Rio Grande rift into northern Mexico, *in* Riecker, R. E., ed., The Rio Grande rift—Tectonics and magmatism: Washington, D. C., American Geophysical Union.
- Sociedad Geológica Mexicana, 1985.** Plano Geológico Minero, Chihuahua, México, 1:500,000.
- Stewart, J. H., 2003.** Mojave-Sonora megashear: Evidence from Neoproterozoic to lower Jurassic strata: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 35, no. 4, p. 13.
- Stewart, J.H., 1998.** Regional characteristics, tilt domains, and extension history of the late Cenozoic Basin and Range province, western North America, *in*: Faults, J. E., and Stewart, J. H., eds., Accommodation zones and transfer zones: The regional segmentation of the Basin and Range Province. Geological Society of America Special Paper 323, p. 47-74.

- Stewart, J.H., 1978.** Basin-range structure in western North America, a review, *in* Smith, R.B., Eaton, G.P. (eds.), *Cenozoic Tectonics and Regional Geophysics of the Western Cordillera*: Geological Society of America, Memoir, 152, 1-43.
- Stewart, J. H., and Poole, F. G., 1975.** Extension of the Cordilleran miogeocline belt to the San Andreas fault, southern California: *Geological Society of America Bulletin*, 86, 205-212.
- Stewart, J. H., and Roldán-Quintana, J., 1994.** Map showing late Cenozoic extensional tilt patterns and associated structures in Sonora and adjacent, Mexico: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-2238, scale 1:1,000,000.
- Tweto, O., 1979.** The Rio Grande rift system in Colorado, *In*: Riecker, R. E., (Ed.), *Rio Grande rift – Tectonic and Magmatism*. American Geophysical Union, Washington, D. C., p. 33- 56.
- Twiss, P.C., 1959.** Geology of Van Horn Mountains, Texas; *Geol. Quad. Univ. Tex. Austin Bur. Econ. Geol.*, p. 23.
- Underwood, J. R., Jr., 1962.** Geology of Eagle Mountains and vicinity Trans-Pecos Texas: University at Austin, Ph. D. Dissertation 559 p.
- Valdés-Moreno, G., 2001.** Geoquímica y petrología de los campos volcánicos Las Esperanzas y Ocampo, Coahuila, México: México, Universidad Nacional autónoma de México, Instituto de Geología, Tesis Maestría, 104 p.
- Varga, R. J., Faulds, J. E., Snee, L. W., Harlan, S. S., and Bettison-Varga, L., 2004.** Miocene extension and extensional folding in an anticlinal segment of the Black Mountains accommodation zone, Colorado River extensional corridor, southwestern United States; *Tectonics*, v. 23, p. 1-19.
- Walker, J. D., and Wardlaw, B. R., 1989.** Implications of Paleozoic and Mesozoic rocks in the Soda Mountains, northeastern Mojave Desert, California, for late Paleozoic and Mesozoic Cordilleran orogenesis: *Geological Society of America Bulletin*, 101, 1574-1583.
- Walker, J. D., 1988.** Permian and Triassic rocks of the Mojave Desert and their implications for timing and mechanisms of continental truncation: *Tectonics*, v. 7, p. 685-709.
- Ward, C. A., 1977.** Structural geology and tectonic history of Paleozoic rocks in the Sierra de las Monillas east-central Chihuahua, Mexico, M.S. Thesis, 54 pp., Texas Christian University Fort Worth, Texas.
- Webb, D. S., 1969.** Facets of the geology of the Sierra del Presidio area, north-central Chihuahua, *in* *The Border Region: New Mexico Geological Society, 29th Field Conference Guidebook*, 182-185.
- White, I. R., and Crider, J. G., 2006.** Extensional fault-propagation folds: mechanical models and observations from the Modoc Plateau, northeastern California; *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 1352-1370.
- Willsey, S. P., Umhoefer, P., and Hilley, G. E., 2002.** Early evolution of an extensional monocline by a propagating normal fault: 3D analysis from combined field study and numerical modeling; *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 651-669.
- Wilson, J. L., 1990.** Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Northeastern México.- a review: *in*: *Contribuciones al Cretácico de México y América Central*. Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra / Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, Nuevo León, México, v. 4, p. 5-45.
- Wilson, J. R., and Ward, W. C., 1993.** Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico, *in* Simo, J. A. T., Scott, R. W., and Masse, J. P., eds., *Cretaceous carbonate platforms*. American Association of Petroleum Geologists Memoirs 56, p. 35-50.
- Wise, D. U., 1963.** An outrageous hypothesis for the tectonic pattern of the North American Cordillera: *Geological Society of America Bulletin*, v. 74, p. 357-362.
- Withjack, M. O., and Schlische, R. W., 2006.** Geometry and experimental models of extensional fault-bend folds: *Geological Society of London Special Publication No. 253*, p. 285-305.

ANEXO I

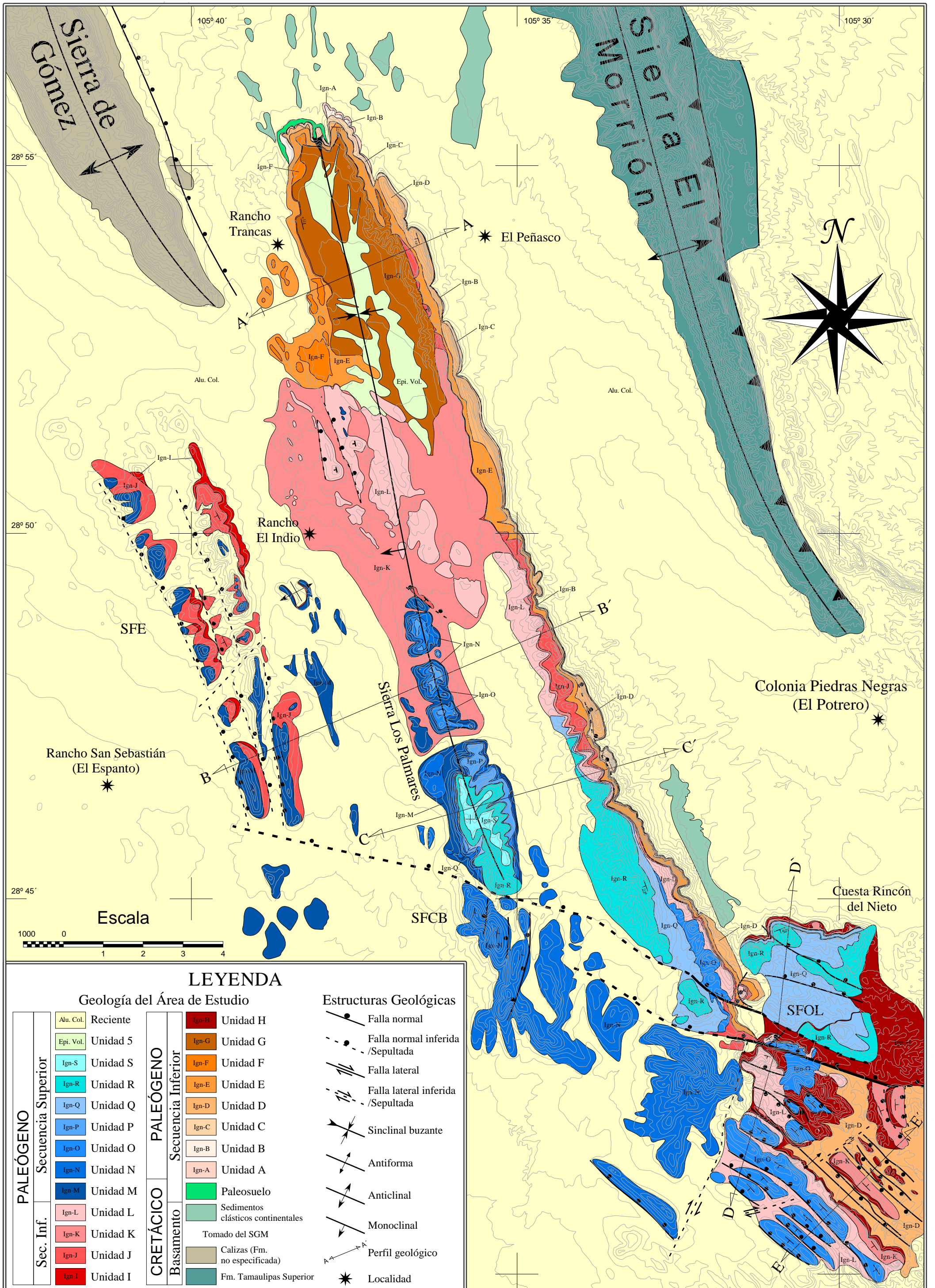
Localización geográfica (en coordenadas UTM) de las muestras colectadas durante las campañas de campo para su análisis petrográfico

<i>Muestra</i>	<i>Coordenadas (UTM)</i>		<i>Muestra</i>	<i>Coordenadas (UTM)</i>	
SCI-1.1	13 R 0436416	3196195	SCI-1.2	13 R 0436407	3196439
SCI-1.3	13 R 0436486	3196413	SCI-1.5	13 R 0436672	3191216
SCI-1.6	13 R 0436998	3196293	SCI-1.7	13 R 0437029	3196289
SCI-1.8	13 R 0437321	3191879	SCI-1.9	13 R 0437483	3191894
SCI-1.10	13 R 0437492	3191874	SCI-28.1	13 R 0437636	3188566
SCI-27.12	13 R 0437750	3189234	SCI-27.4	13 R 0440633	3188044
SCI-23.1	13 R 0452509	3175621	SCI-27.9	13 R 0444130	3186170
SCI-26.1	13 R 0451499	3179896	SCI-27.6	13 R 0440659	3187899
SCI-22.4	13 R 0451268	3177981	SCI-27.8	13 R 0443822	3186255
SCI-23.6	13 R 0452043	3172316	SCI-26.8	13 R 0451463	3179679
SCI-24.2	13 R 0435629	3186416	SCI-27.7	13 R 0443655	3186150
SCI-27.1	13 R 0440633	3188140	SCI- 26.4	13 R 0451446	3179676
SCI-24.3	13 R 0435526	3186472	SCI-27-13	13 R 0437535	3190159
SCI-24.4	13 R 0435440	3186499	SCI-30.3	13 R 0441506	3182749
SCI-28.2	13 R 0437716	3188326	SCI.26.5	13 R 0451534	3179550
SCI-27.5	13 R 0440699	3187858	SCI-22.5	13 R 0451112	3178130
SCI-30.1	13 R 0441237	3182641	SCI-25.2	13 R 0435099	3191008
SCI-24.1	13 R 0435436	3186147	SCI-30.4	13 R 0441670	3182754
SCI-28.4	13 R 0437019	3178954	SCI-30.5	13 R 0441698	3182740
SCI-30.2	13 R 0441263	3182699	SCI-26.6	13 R 0451549	3179523
SCI-30.6	13 R 0441712	3182744	SCI-13.2	13 R 0438330	3100410
SCI-29.1	13 R 0445607	3176431	SCI-13.3	13 R 0440334	3197067
SCI-26.7	13 R 0451549	3179523	SCI-13.4	13 R 0440539	3197307
SCI-30.7	13 R 0441738	3182466	SCI-6.2	13 R 0439614	3197634
SCI-29.2	13 R 0445719	3176707	SCI-14.2	13 R 0438565	3199980
SCI-16.2	13 R 0437620	3197850	SCI-16.1	13 R 0437586	3197825
SCI-6.4	13 R 0439813	3197848	SCI-6.3	13 R 0439813	3197848
SCI-6.1	13 R 0439668	3197679	SCI-7.4	13 R 0451835	3177899
SCI-15.3-A	13 R 0452385	3174099	SCI-15.3-B	13 R 0452385	3174099

ANEXO II

Mapa Geológico-Estructural de la Sierra Cuesta El Infierno. En él se muestra la distribución de las unidades litoestratigráficas, así como los principales sistemas de fallas que jugaron un papel importante en la deformación del Terciario medio-tardío.

ANEXO II



LEYENDA

Geología del Área de Estudio

PALEÓGENO		PALEÓGENO	
Sec. Inf.	Secuencia Superior	Basamento	Secuencia Inferior
	Alu. Col.	Ign-H	Unidad H
	Epi. Vol.	Ign-G	Unidad G
	Ign-S	Ign-F	Unidad F
	Ign-R	Ign-E	Unidad E
	Ign-Q	Ign-D	Unidad D
	Ign-P	Ign-C	Unidad C
	Ign-O	Ign-B	Unidad B
	Ign-N	Ign-A	Unidad A
	Ign-M	Paleosuelo	
	Ign-L	Sedimentos clásticos continentales	
	Ign-K	Tomado del SGM	
	Ign-J	Calizas (Fm. no especificada)	
	Ign-I	Fm. Tamulipas Superior	

Estructuras Geológicas

- Falla normal
- Falla normal inferida / Sepultada
- Falla lateral
- Falla lateral inferida / Sepultada
- Sinclinal buzante
- Antiforma
- Anticlinal
- Monoclinial
- Perfil geológico
- Localidad

ANEXO III

(Perfiles geológicos realizados en la Sierra Cuesta El Infierno)

ANEXO III

