

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



TESIS

**ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN PROGRESIVA EN LA ZONA SUR
DEL SECTOR TRANSVERSAL DE PARRAS Y LA SALIENTE DE
MONTERREY, MÉXICO**

PRESENTA

CÉSAR FRANCISCO RAMÍREZ PEÑA

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS CON ORIENTACIÓN
EN GEOCIENCIAS**

NOVIEMBRE, 2017



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



La tesis

**ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN PROGRESIVA EN LA ZONA SUR DEL
SECTOR TRANSVERSAL DE PARRAS Y LA SALIENTE DE
MONTERREY, MÉXICO**

Que presenta

CÉSAR FRANCISCO RAMÍREZ PEÑA

ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado de

DOCTOR EN CIENCIAS CON ORIENTACIÓN EN GEOCIENCIAS

Vo. Bo.

DIRECTOR DE TITULACIÓN

Dr. Gabriel Chávez Cabello

Linares, Nuevo León, México

Noviembre, 2017



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



La tesis

**ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN PROGRESIVA EN LA ZONA
SUR DEL SECTOR TRANSVERSAL DE PARRAS Y LA SALIENTE
DE MONTERREY, MÉXICO**

Que presenta

CÉSAR FRANCISCO RAMÍREZ PEÑA

Ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado de

DOCTOR EN CIENCIAS CON ORIENTACIÓN EN GEOCIENCIAS

Vo. Bo.

DIRECTOR DE TITULACIÓN

Dra. Elisa Fitz Díaz

Linares, Nuevo León, México

Noviembre, 2017



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



La tesis

**ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN PROGRESIVA EN LA ZONA SUR DEL
SECTOR TRANSVERSAL DE PARRAS Y LA SALIENTE DE
MONTERREY, MÉXICO**

Que presenta

CÉSAR FRANCISCO RAMÍREZ PEÑA

Ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado de
DOCTOR EN CIENCIAS CON ORIENTACIÓN EN GEOCIENCIAS

Vo. Bo.

COMITÉ DE REVISIÓN DE TESIS

Dr. Gabriel Chávez Cabello

Dra. Elisa Fitz Díaz

Dr. Fernando Velasco Tapia

Dr. José Jorge Aranda Gómez

Dr. Francisco Medina Barrera

Linares, Nuevo León, México

Noviembre, 2017

ÍNDICE

	Pág.
LISTA DE FIGURAS	I
LISTA DE TABLAS	X
RESUMEN	XI
ABSTRACT	XII
 CAPÍTULO I: GENERALIDADES	
1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	2
1.3 TRABAJOS PREVIOS	3
1.4 JUSTIFICACIÓN	6
1.5 OBJETIVO	7
1.6 ETAPAS DE TRABAJO	7
 CAPÍTULO II: TECTÓNICA REGIONAL: CINTURONES SEVIER, LARAMIDE Y EL ORÓGENO MEXICANO	
2.1 INTRODUCCIÓN	10
2.2 CINTURÓN DE PLIGUES Y CABALGADURAS SEVIER (CPCS)	12
2.2.1 Estilo y edad de la deformación Sevier	12
2.2.2 Magmatismo Sevier	15
2.3 PROVINCIA LARAMIDE	15
2.3.1 Estilos y edad de la deformación	16
2.3.2 Magmatismo en la provincia Laramide	18
2.4 EL ORÓGENO MEXICANO	18
2.4.1 Súper-terreno Guerrero: transpaís del Orógeno Mexicano	19
2.4.2 El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM): antepaís del Orógeno Mexicano	20
2.4.3 Magmatismo en el Orógeno Mexicano	24
 CAPÍTULO III: METODOLOGÍAS ANALÍTICAS	
3.1 INTRODUCCIÓN	27
3.2 FECHAMIENTO ^{40}Ar - ^{39}Ar EN ILLITA	27

3.2.1	Generalidades sobre el método	27
3.2.1.1	<i>Generación de illita en zonas de falla frágil</i>	31
3.2.2	Procedimientos de laboratorio para separación de illita	33
3.2.3	Análisis de DRX en illita	38
3.2.4	Microscopio Electrónico de Barrido	39
3.2.5	Fechaamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar en illita	40
3.2	FECHAMIENTO U-Pb y (U-Th)/He EN ZIRCONES Y APATITOS	42
3.2.1	Geocronología U-Pb en zircones	42
3.2.2	Curva de concordia y edades <i>tuff-zirc</i>	43
3.2.3	Metodología de separación de minerales pesados	44
3.2.4	Análisis U-Pb en zircones de muestras estudiadas	47
3.2.5	Termocronología (U-Th)/He en zircones y apatitos	47

CAPÍTULO IV: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1	INTRODUCCIÓN	50
4.2	TERRENOS TECTONOESTRATIGRÁFICOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO	51
4.2.1	Terreno Sierra Madre	51
4.2.2	Terreno Central	53
4.2.3	El Arco Nazas: rocas volcánicas y volcanosedimentarias del Jurásico inferior-medio	55
4.2.4	Rocas sedimentarias marinas (Jurásico superior-Cretácico superior)	60
4.2.5	El Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro	65

CAPÍTULO V: RESULTADOS

5.1	ANÁLISIS ESTRUCTURAL	67
5.1.1	Región sur del Sector Transversal de Parras	68
5.1.1.1	<i>Bloque de San Julián</i>	68
5.1.1.2	<i>Bloque de Concepción del Oro</i>	89
5.1.1.3	<i>Bloque de Matehuapil</i>	96
5.1.1.4	<i>Bloque Guadalupe de Mitras</i>	99
5.1.2	Sector Saliente de Monterrey	99
5.1.2.1	<i>Bloque de Galeana</i>	99
5.1.2.2	<i>Región norte de la Saliente de Monterrey</i>	100
5.2	GEOCRONOLOGÍA U-Pb EN ZIRCONES Y $^{40}\text{AR}/^{39}\text{AR}$ EN ILLITA	101
5.2.1	Fechaamiento de pliegues	101
5.2.2	Fechaamiento de fallas	107

CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN

6.1 ESTILOS DE DEFORMACIÓN Y EDAD DE LA DEFORMACIÓN DE PIEL DELGADA EN EL ÁREA DE ESTUDIO	113
6.1.1 Región sur del Sector Transversal de Parras	113
<i>6.1.1.1 Sedimentación sinorogénica</i>	115
<i>6.1.1.2 Magmatismo sinorogénico</i>	116
<i>6.1.1.3 Geocronología ⁴⁰Ar-³⁹Ar de illita autigénica en zonas de cizalla</i>	118
6.1.2 Interpretación de la edad de deformación de piel delgada en la Saliente de Concepción del Oro	119
6.1.3 Deformación de piel delgada: Saliente de Monterrey	120
6.2 DEFORMACIÓN DE PIEL GRUESA	122
6.2.1 Edades (U-Th)/He en zircón y apatito	126
6.2.2 Edad de la deformación de piel gruesa	128
6.3 EL ÁREA DE ESTUDIO EN EL CONTEXTO DEL ORÓGENO MEXICANO Y LOS CINTURONES SEVIER - LARAMIDE DE EUA	129
6.4 MODELO DE EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL ÁREA DE ESTUDIO	132

CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES	137
-----------------------------------	-----

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	141
-----------------------------------	-----

LISTA DE FIGURAS

Descripción	Pág.
Figura 1.1 Localización geográfica y vías de acceso al área de estudio. Límites estatales en líneas punteadas verde, y carreteras principales en líneas claras. Imagen tomada de Google Earth.	3
Figura 2.1 Distribución regional de las estructuras que conforman la Cordillera Norteamericana en Estados Unidos y México (Adaptada de Coney y Evenchick, 1994; Yonkee y Weil, 2015; Fitz-Díaz <i>et al.</i> , 2017).	11
Figura 2.2 Sección geológica donde se ejemplifica el estilo de deformación de piel delgada del CPCSE para la región sur de la Saliente de Wyoming, Estados Unidos (tomado de Yonkee y Weil, 2009).	13
Figura 2.3 Sección geológica de la provincia Laramide, donde se ilustra el estilo clásico de deformación de piel gruesa que caracteriza a esta región de la Cordillera Norteamericana (Tomada de Brown, 1988).	17
Figura 3.1 Estructura cristalina de la illita donde se observa la disposición de sus capas (tomada de: pubs.usgs.gov/of/2001/of01-041/htmldocs/clays/illite.htm).	28
Figura 3.2 Imagen donde se muestran los patrones DRX y la estructura cristalina para los politipos $2M_1$ y $1M_d$ (Tomada de Haines y van der Pluijm, 2008).	30
Figura 3.3 Imagen en la que se muestra gráficamente la representación del índice de cristalinidad en un patrón de DRX (Kübler, 1968).	30
Figura 3.4 Mecanismos de generación de illita autigénica en zonas de falla. (a) Illitización de illita/esmectita proveniente de la roca encajonante y (b) crecimiento autigénico discreto de illita $1M_d$ (tomada de Haines y van der Pluijm, 2008).	33
Figura 3.5 Etapas del procedimiento utilizado para la separación de minerales arcillosos en muestras colectadas en el área de estudio: a) muestras separadas en bolsas herméticas; b) fragmentos limpios y secos, separados en vasos de precipitado; c) proceso de trituración de fragmentos en el mortero de ágata; d) baño de ultrasonido donde fueron colocadas las muestras para la separación de las fracciones arcillosas; e) máquina centrifugadora utilizada para separar los distintos tamaños de grano de cada una de las muestras; f) recipiente refractario utilizado para almacenar, y posteriormente deshidratar en el horno las fracciones separadas por centrifugado; g) desprendimiento de la fracción arcillosa decantada en el recipiente refractario después de su deshidratación; h) ejemplo de algunas de las fracciones envasadas en microtubos de centrifuga.	36

Figura 3.6	Procedimiento utilizado para generar muestras orientadas. a) Pesado de muestra en balanza analítica de alta precisión; b) disgregación y recolección, y c) presentación final de algunas de las muestras que fueron analizadas en el difractómetro.	38
Figura 3.7	a) Preparación y b, c) colocación de muestras en el difractómetro.	39
Figura 3.8	a, b) Preparación de muestras y c) equipo utilizado para observar la microestructura de muestras de illita y pseudotaquilita analizadas en el presente trabajo.	40
Figura 3.9	Instrumentos utilizados durante la separación de zircones y apatitos en los laboratorios de la Facultad de Ciencias de la Tierra y el Instituto de Geología: a) prensa de laboratorio y b) triturador de quijadas utilizados para la reducción y pulverización parcial de fragmentos de roca; c) tamizadora donde se realizó la separación por tamaño de grano de las fracciones previamente trituradas; d) mesa Wilfley utilizada para la separación de minerales pesados de las distintas fracciones de tamaño; e) separador magnético isodinámico de Frantz usado para eliminar la fracción magnética de los concentrados de minerales pesados, el recubrimiento de papel aluminio fue cambiado en cada muestra con la finalidad de evitar contaminación de las mismas; f) cristales de zircón separados a mano observados en un microscopio binocular, probetas utilizadas para empaquetar los cristales de zircón, y probetas pulidas donde se exhiben los cristales previamente montados en resina (dentro de los círculos negros).	46
Figura 4.1	Localización geográfica y marco geológico del área de estudio utilizando como referencia los sectores del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental propuestos por Eguiluz de Antuñano et al. (2000) (para código de colores del mapa geológico ver ANEXO II). Sectores: San Pedro el Gallo (1), Huayacocotla (2); Transversal de Parras (3), Saliente de Monterrey (4), Valles (5), Cuenca de Sabina (6), Región Zongolica (7), Bloque de Coahuila (8). To: Torreón, SLP: San Luis Potosí, Mty: Monterrey, PF: Parras de la Fuente, CA: Caopas, CO: Concepción del Oro, L: Linares.	50
Figura 4.2	Localización de los terrenos tectonoestratigráficos de México (según Campa y Coney, 1983), y del arco magmático del Jurásico (Nazas) inferida por Molina-Garza y Lawton (2014). La localización del Terreno Central (TC) fue adaptada de Centeno-García et al., (2008). FMS: Falla Mojave-Sonora, SFT: Sistema de fallas de Tehuantepec, TC: Terreno Central, TCoa: Terreno Coahuila, TCh: Terreno Chihuahua, TCa: terreno Caborca, STG: Super-terreno Guerrero, TSM: Terreno Sierra Madre, Xo, Mi, O, J: Terrenos Xolapa, Mixteco, Oaxaca y Juárez, BM: Bloque Maya, BC: Bloque de Coahuila, AT: Archipiélago de Tamaulipas, BCh: Bloque de Chiapas. Las líneas amarillas cerca del área de estudio representan	51

	los límites de los terrenos Central y Sierra Madre.	
Figura 4.3	Xenolitos corticales de granulitas, a) transportados y b) parcialmente asimilados por el magma que generó al intrusivo Rocamontes (Imagen tomada de González-Guzmán, 2011).	53
Figura 4.4	a) Lutita y brecha sedimentaria con bloques de arenisca deformados, b) brecha sedimentaria polimíctica, c) bloque de lava basáltica almohadillada y c) bloque de radiolarita bandeada, contenidos dentro de la Formación Taray.	55
Figura 4.5	a) Afloramiento de brecha y b) toba metamorfozada, que exhiben c) clastos con restos fósiles de fusilínidos (?) y d) desarrollo de foliación tectónica con recristalización de clorita sobre los planos. Fotomicrografías en nicoles cruzados (NX). Plg: plagioclasa, Cl: clorita	57
Figura 4.6	Afloramientos de la base(a), parte media (b) y techo (c) de la Formación La Boca. Nótese que en a) la brecha está constituida por fragmentos volcánicos de la Formación Nazas-Rodeo, y en la cima la matriz es de una coloración clara por la presencia de carbonato de calcio como componente principal.	59
Figura 4.7	Columnas estratigráficas de la región sur del Sector Transversal de Parras y la Saliente de Monterrey generadas a partir de datos reportados en la literatura y en este trabajo (<i>p. ej.</i> , Michalzik, 1988; Eguliz de Antuñano <i>et al.</i> , 2000; Ocampo-Díaz <i>et al.</i> , 2016; Fitz-Díaz <i>et al.</i> , 2017)	61
Figura 4.8	Afloramientos de rocas pertenecientes a la Formación Ahuichila, conformada por a) conglomerado polimíctico y arenisca, con b) esporádicos horizontes de tobas.	65
Figura 5.1	Localización de elementos tectónicos que se interpretan en este trabajo para el área de estudio (Imagen satelital tomada de Google Earth). Abreviaturas: BSJ : Bloque de San Julián, BCO : Bloque de Concepción del Oro, BMT : Bloque de Matehuapil, BGM : Bloque Guadalupe de Mitras, BGL : Bloque de Galeana.	67
Figura 5.2	Esquema estructural de la región sur del Sector Transversal de Parras, entre los bloques de San Julián y Concepción del Oro. Las estructuras en verde son fallas del Eoceno y las naranja son fallas con reactivación en el Mioceno (?) (Imagen tomada de Google Earth).	68
Figura 5.3	a, b) Patrones de foliación identificados en la Formación Taray.	69
Figura 5.4	Imagen de satélite donde se ilustra la forma elongada del CIPT, así como las rocas y estructuras que le rodean. La flecha roja en la figura insertada en la parte inferior izquierda muestra la localización	70

del CIPT en el mapa geológico del Anexo II.

- Figura 5.5** a) Enclaves máficos de composición diorítica dentro de una cuarzomonzonita en el Complejo intrusivo Pico de Teyra; b) fotomicrografía (NX) de la roca diorítica donde se muestra su composición mineralógica (Plg: plagioclasa; Hbl: hornblenda; Ap: Apatito; Cpx: clinopiroxeno). C) Afloramiento de cuarzomonzonita y d) variaciones a sienita pegmatítica con feldespatos alcalinos que corta a una probable hornblendita. E) Fotomicrografía (NX) donde se muestra la composición mineralógica de la cuarzomonzonita (Ttn: titanita, Qz: cuarzo). F) Afloramiento de diques aplíticos cortando a la cuarzomonzonita. 71
- Figura 5.6** Diagramas de Wetherill y *tuff-zirc* donde se muestra la edad del intrusivo Pico de Teyra. 72
- Figura 5.7** a, b) Evidencias en afloramiento y lámina delgada (NX) del desarrollo de estructuras *S-C* en rocas milonitizadas del intrusivo Pico de Teyra, la dirección de la cizalla es NNE. c, d) Imagen de afloramiento y fotomicrografía (NX) de zonas con desarrollo de planos de clivaje a lo largo de los cuales se exhibe recristalización de feldespatos potásicos, plagioclasa y anfíbol. C) Fotomicrografía (NX) donde se muestra la inversión de ortoclasa a microclina. D) Fotomicrografía (NX) mostrando el desarrollo de mirmequitas en el borde de un cristal de plagioclasa deformado. 73
- Figura 5.8** Estructuras de deformación frágil presentes en el CIPT: a, b) fallas inversas y laterales izquierdas con dirección de transporte tectónico hacia el NNE; c, d) fallas inversas de alto ángulo con transporte tectónico hacia el ENE. Las redes estereográficas muestran los datos estructurales colectados para las fallas inversas sub-horizontales (e) y siniestras, así como fallas inversas y normales de alto ángulo tardías. 74
- Figura 5.9** a) Afloramiento del intrusivo Caopas con desarrollo de foliación tectónica. B) Afloramiento del intrusivo Caopas sin evidencias de deformación penetrativa y, c) fotomicrografía (NX) donde se observa de manera general la textura porfirítica del intrusivo y algunos de sus componentes minerales con extinción ondulosa producto de deformación. 75
- Figura 5.10** Diagramas de Wetherill y edades *tuff-zirc* para las rocas colectadas en la Formación Nazas-Rodeo y el intrusivo Caopas. 76
- Figura 5.11** a) Afloramiento de la granodiorita del intrusivo Juan del Oro donde se muestran vetillas de cuarzo, que en la zona exhiben mineralización de cobre. B) Fotomicrografía (NX) donde se observan los constituyentes minerales del intrusivo y su textura porfirítica (Plg: plagioclasa, FA: feldespatos alcalinos, Qz: cuarzo). C) Diagramas Wetherill y *tuff-zirc* donde se muestran las edades 77

	obtenidas por el método U-Pb en zircones para el intrusivo Juan del Oro.	
Figura 5.12	Redes estereográficas donde se muestra la distribución de datos de a) foliación y b) lineación medidos en el sub-bloque Caopas. Nótese que en b) la lineación se separa en dos diagramas de densidad que permiten interpretar el eje del pliegue (eje β).	78
Figura 5.13	a) Roca volcániclaística milonitizada que exhibe desarrollo de foliación y lineación, cuyos valores están graficados en b). c) Fotomicrografía (NX) donde se observa la rotación de bloques como libros caídos indicando una cizalla hacia el ENE. d) Afloramiento de la zona milonítica, donde se observa la presencia de fallas inversas y normales tardías.	79
Figura 5.14	Afloramiento de la zona de contacto oriental entre los bloques Caopas y Rodeo, a lo largo del cual se desarrolló una pseudotaquilita. b) Acercamiento de la pseudotaquilita donde se observan las inyecciones de vidrio, así como planos de reactivación que la cortan abruptamente y a lo largo de los cuales se generó cataclasis. c) Fotomicrografía (NX) donde se observa a la pseudotaquilita y algunos fragmentos de la misma en una zona cataclástica. d) Patrones de desgasificación de ^{39}Ar donde se muestran las edades determinadas para el enfriamiento de la roca.	80
Figura 5.15	Imagen obtenida en MEB donde se observa la textura y mineralogía de la pseudotaquilita “El Rodeo”. En a) las flechas indican la geometría cuspada del cuarzo y, en b) la generación de vetillas de inyección de vidrio en un fragmento lítico del intrusivo Caopas, constituido por albita, cuarzo y feldespatos alcalinos.	81
Figura 5.16	a) Afloramiento de la Formación Nazas-Rodeo donde se observa el desarrollo de bandas <i>kink</i> y el brillo satinado que exhibe esta unidad en el sub-bloque El Rodeo. b) Red estereográfica donde se ilustra la actitud estructural de las bandas <i>kink</i> . c) Fotomicrografía (NII) donde se observa la microestructura de las rocas volcániclaísticas y la cizalla con dirección NNE. d) Fotomicrografía (NII) donde se ilustra el sentido de movimiento a lo largo de las bandas <i>kink</i> .	82
Figura 5.17	Red estereográfica donde se muestra la distribución de polos relacionados a planos de foliación tectónica en el sub-bloque el Rodeo, los cuales acusan plegamiento con la generación de un eje β de orientación $18^\circ/132^\circ$.	83
Figura 5.18	a) Imagen panorámica donde se observan los contactos litológicos y estructuras plegadas y fallas que afloran en la región norte del BSJ. b) Pliegues con vergencia al NNW que afectan a las Formaciones Zuloaga y La Boca. c) Imagen panorámica donde se muestra el paralelismo entre los planos axiales de los pliegues de b) y la foliación en la Formación Nazas-Rodeo. d) Lechos rojos de la	84

	Formación La Boca con desarrollo de foliación de plano axial. e) Red estereográfica donde se muestra la actitud estructural de la foliación en las formaciones Nazas-Rodeo y La Boca para la región norte del Bloque de San Julián.	
Figura 5.19	a) Afloramiento de brecha tectónica en la falla inversa con componente siniestral que delimita el borde oriental del Bloque San Julián. b) Pliegues replegados en carbonatos de la Formación Zuloaga en el bloque de techo de la falla, y red estereográfica donde se muestran los planos axiales y ejes β de dichos pliegues.	85
Figura 5.20	a) Imagen satelital de Google Earth donde se muestra la posición estructural que exhiben las rocas clásticas de la Formación Ahuichila en el borde oriental del bloque San Julián en su extremo Norte, y el paralelismo entre el sinclinal constreñido por estas rocas y la falla Norias (línea verde). b) Diagrama de Wetherill y <i>tuff-zirc</i> donde se muestra la edad U-Pb en zircones calculada para la Formación Ahuichila en esta zona. La estrella amarilla muestra la zona donde fue colectada la muestra para fechar y los símbolos azules, la orientación de la estratificación.	86
Figura 5.21	a) Imagen satelital de la zona sur del Bloque de San Julián donde se ilustran los pliegues y fallas que ahí ocurren. b) Red estereográfica donde se muestran las orientaciones de las estructuras interpretadas en la zona. c) Afloramiento de campo donde se observa a la brecha de falla y a los carbonatos de la Formación Zuloaga en ambos bloques.	87
Figura 5.22	a) Afloramiento del intrusivo Santa Elena. B) Fotomicrografía donde se muestra la composición mineralógica general de intrusivo (Bt:biotita, Plg: plagioclasa, Hbl: hornblenda, Qz: cuarzo). C) Diagramas de Wetherill y <i>tuff zirc</i> donde se muestra la edad U-Pb calculada para el intrusivo.	88
Figura 5.23	Mapa geológico-estructural del Bloque de Concepción del Oro. CO: Concepción del Oro; 1: Complejo intrusivo Concepción del Oro-Providencia, 2: Intrusivo Noche Buena, 3: Dique-falla Puerto Blanco y 4: Domo Cerro Colorado.	90
Figura 5.24	a) Conglomerado con fragmentos de intrusivo, rocas mineralizadas y caliza que se encuentran basculados hacia el oriente en el borde oriental del BCO, en b) se muestran algunos de los componentes del conglomerado. c) Flujos de lava andesítica basculados hacia el NE en el borde oriental del BCO y d) fotomicrografía (NX) donde se muestra el arreglo mineral de dichas rocas (Plg: plagioclasa, Hbl: hornblenda, Bt: Biotita). e) Facies distales de conglomerado con intercalaciones limo-arenosas, afectados por una falla inversa de alto ángulo en el borde oriental del BCO.	94

Figura 5.25	Diagramas de Wetherill y <i>tuff-zirc</i> donde se muestra la edad U-Pb obtenida para los zircones de la muestra AN-1.	95
Figura 5.26	a) Vista panorámica de mesetas coronadas por flujos sub-horizontales de rocas basálticas sobre el borde occidental del BCO, y b) fotomicrografía (NX) donde se ilustra el arreglo mineralógico de dichas rocas. c) Afloramiento de basaltos en el borde occidental del Bloque de San Julián, en la región del Pico de Teyra, y d) fotomicrografía (NX) donde se muestra la mineralogía de estas rocas.	96
Figura 5.27	a) Fotografía panorámica del Complejo Intrusivo El Peñuelo donde se ilustra la dirección de elongación principal hacia el NNE-SSW. En b) y c), se muestran evidencias de deformación tectónica impuesta a las rocas que conforman el complejo. En d) y e) se muestran fotomicrografías (NX) con deformación a escala de grano.	98
Figura 5.28	Localización de las muestras de arcillas de zonas de cizalla colectadas en el presente estudio. Las estrellas en color rojo representan a las muestras que por distintas razones no fueron ideales para ser fechadas, mientras que las de color blanco, etiquetadas con su clave fueron fechadas por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar . Las muestras ALM, ALN y AC fueron tomadas de Fitz-Díaz <i>et al.</i> (2016). El área enmarcada en rojo corresponde al área de estudio (Imagen satelital tomada de Google Earth).	101
Figura 5.29	Afloramiento de lutita bentonítica en la cima de la Formación La Peña, donde fue colectada la muestra MSM-1.	102
Figura 5.30	Imagen de MEB donde se muestra la textura y composición química de illita en la muestra MSM-1. En a, b y c se muestra la disposición de cristales de illita 1M y su paralelismo respecto al clivaje; mientras que en d) se ilustra la composición química de los mismos.	103
Figura 5.31	Patrones de desgasificación y edades obtenidas para las tres sub-fracciones de illita de la muestra MSM-1. El color rojo es la fracción gruesa, el naranja para la media-gruesa y el amarillo para la fina-media.	104
Figura 5.32	Diagrama de análisis de edad de illita (IAA) para la muestra MSM-1	105
Figura 5.33	a) Afloramiento donde fue colectada la muestra MGM-1. b) Imagen MEB de cristales de illita de la sub-fracción fina-media. c) Patrones de desgasificación, edades y cantidad de <i>recoil</i> de la muestra MGM-1 (código de colores similar a figura 5.21).	106

Figura 5.34	Diagrama de análisis de edad de illita (IAA) para la muestra MSM-1.	107
Figura 5.35	Patrones de desgasificación, edad y <i>recoil</i> de las sub-fracciones de illita de la muestra colectada en la cabalgadura La Catana (el código de colores es similar a los de la figura 5.31).	109
Figura 5.36	Patrones de desgasificación, edad y <i>recoil</i> de las sub-fracciones de illita de la muestra colectada en la cabalgadura Rayones (el código de colores es similar a los de la figura 5.31).	110
Figura 5.37	Patrones de desgasificación, edades y <i>recoil</i> de las sub-fracciones de illita de la muestra colectada en la cabalgadura Santa Rosa (el código de colores es similar a los de la Figura 5.31).	111
Figura 5.38	Gráfico de análisis de edad de illita donde se muestran los gráficos de resultados para las fallas fechadas de la cabalgadura frontal de la Sierra Madre Oriental entre Saltillo, Coahuila y Linares, N.L.	112
Figura 6.1	Gráfico de análisis de illita (IAA) donde se presentan los datos de las muestras fechadas para la Saliente de Concepción del Oro, así como los datos de sedimentación sinorogénica de la literatura y las edades U-Pb en zirrones del magmatismo sinorogénico discutidos en este trabajo. Nótese que tomando en cuenta el error analítico de las edades de illita, estas demuestran que la edad de deformación de piel delgada estuvo activa entre 92.1 y 67.1 Ma., y que estos datos son directamente correlacionables con las edades de sedimentación y magmatismo sinorogénicos. 1.- Vega-Vera <i>et al.</i> (1989); 2.- Delgado-García y Morales-Acosta (2010); 3.- Sosa-Valdés (2011); 4.- Ocampo-Díaz <i>et al.</i> (2016); 5.- este trabajo.	120
Figura 6.2	Gráficos de determinación de edad de illita (IAA) para datos de la literatura y muestras colectadas en este trabajo. Nótese que la edad de la última actividad de las cabalgaduras es relativamente más joven que la generación de los pliegues.	121
Figura 6.3	Bloque de caliza de escala decamétrica dentro del intrusivo de Concepción del Oro.	125
Figura 6.4	Gráfico donde se muestran los resultados de edades U-Th/He de las muestras fechadas en este trabajo.	128
Figura 6.5	Gráfico de edad de la deformación de piel gruesa (~45-32 Ma), interpretada con base en los datos de U-Th/He para zirrones (Zr) y apatitos (Ap), $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para la pseudotaquilita “El Rodeo” y U-Pb en zirrones para la “Fm. Ahuichila”, en el bloque de San Julián, así como de edades U-Pb en zircón de intrusivos (Sosa-Valdés, 2011) y rocas volcánicas del bloque de Concepción del Oro.	129
Figura 6.6	Modelo esquemático de evolución tectónica de la región centro-	135

norte de México entre el Pérmico y Eoceno. Imagen realizada con información de la literatura (cuyas referencias se indican en el texto) y de datos obtenidos en este trabajo.

Figura 6.7

Modelo esquemático (sin escala) de evolución geológica del área de estudio, en donde se ilustra la evolución de las deformaciones de piel delgada y gruesa en el área de estudio. Esta sección representa en conjunto a las secciones geológicas del ANEXO IIIa y e.

137

LISTA DE TABLAS

	Descripción	Pág.
Tabla 3.1	Especificaciones para la separación de minerales arcillosos por centrifugación.	35
Tabla 5.1	Resultados de análisis de illitas para las muestras colectadas en pliegues. STP: Zona sur del Sector Transversal de Parras; SM: Saliente de Monterrey; TGA: Edad de gas total; RA: Edad de retención; IAA: Edad de illita autigénica.	107
Tabla 5.2	Resultados de análisis de muestras de illita colectadas en diferentes regiones de la cabalgadura frontal del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental entre Saltillo, Coahuila y Linares, N.L.	112
Tabla 6.1	Resultados del análisis U-Th/He en apatitos de rocas colectadas en el área de estudio. MJO: Intrusivo Juan del Oro, RDO: Formación Rodeo-Nazas, MC: Intrusivo Caopas, MTI-1: Intrusivo Pico de Teyra (2,770 msmn), MTI-2: Intrusivo Pico de Teyra (2300 msnm).	127
Tabla 6.2	Resultados del análisis U-Th/He en apatitos de rocas colectadas en el área de estudio. MJO: Intrusivo Juan del Oro, RDO: Formación Rodeo-Nazas, MC: Intrusivo Caopas.	127

RESUMEN

En el presente trabajo se reportan los resultados del análisis estructural y geocronológico, que permitió establecer por primera vez en el Noreste de México la evolución espacio-temporal de dos eventos de deformación contraccional distintos en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. El estilo más antiguo es de piel delgada, y está representado por pliegues y fallas generados sobre una zona de *décollement* regional con características litológicas distintas en occidente (rocas volcánicas y volcanosedimentarias) y oriente (evaporitas), lo cual influyó los estilos de plegamiento en ambas zonas. Edades ^{40}Ar - ^{39}Ar en illita autigénica generada en zonas de cizalla, de U-Pb en zircones de intrusivos sin- y postectónicos, y fechamientos paleontológicos reportados en la literatura para sedimentos sinorogénicos, permitieron definir que la deformación de piel delgada ocurrió de manera diacrónica de occidente a oriente, iniciando en el Turoniano (~90-92 Ma) en la zona sur del Sector Transversal de Parras y culminando en el Eoceno medio (~46 Ma) en el frente tectónico de la Saliente de Monterrey. La deformación de piel gruesa es más joven, y está representada por pliegues tipo “*drape-fold*” y bloques expulsados a lo largo de fallas inversas y normales de alto ángulo con dirección preferencial NNW-SSE, que en la región del Bloque de San Julián cortan perpendicularmente a las estructuras de piel delgada. Las edades U-Pb de rocas deformadas por la exhumación de bloques, y la geocronología U-Th-He en zircones y apatitos de rocas magmáticas en el Bloque de San Julián, permitieron interpretar que la deformación de piel gruesa ocurrió entre el Eoceno medio (~43 Ma) y Oligoceno temprano (~32 Ma), de manera simultánea con el magmatismo intrusivo y extrusivo que generó mineralización importante en la región de Concepción del Oro (43-32 Ma).

Los estilos estructurales y edades determinadas en este trabajo para las deformaciones de piel delgada y gruesa, son similares a las reportadas en la literatura para los cinturones Sevier y Laramide de EUA, por lo tanto se recomienda utilizar los términos “Sevier” y “Laramide” para estos eventos de deformación contraccional regional presentes en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano en el NE de México.

ABSTRACT

This work represents the first spatial-temporal analysis of two different contractional deformation events that occur in the Mexican Fold Thrust Belt in northeastern Mexico. The oldest deformation style is thin-skinned, and is represented by fault propagation, fault bend and detachment folds generated above a regional décollement zone, which has different lithological characteristics in the west (volcaniclastics and intrusives) and in the east (evaporites), that directly influenced the folding styles in both areas. ^{40}Ar - ^{39}Ar dates on authigenic illite generated in shear zones, U-Pb ages in zircons from syn- and posttectonic intrusives, and paleontological ages reported in the literature for sinorogenic sedimentary rocks, indicates that the thin-skinned deformation was diachronic from west to the east, beginning in the Turonian (~ 90-92 Ma) in the southern area of the Parras Transversal Sector and ending in the middle Eocene (~ 46 Ma) on the tectonic front of the Monterrey Salient. The thick-skinned deformation is younger, and is represented by drape-folds and uplifted blocks along high-angle reverse and normal regional faults trending NNW-SSE that in the San Julián Block region cut perpendicularly to the oldest thin-skinned structures. The U-Pb ages of tilted rocks along the uplifted blocks, and U-Th-He ages in zircons and apatites from magmatic rocks of the San Julián Block, allow to interpret that thick-skinned deformation begins during middle Eocene (~43 Ma) and ends during early Oligocene (~ 32 Ma), simultaneously to magmatism that generated economically important mineralization in the Concepción del Oro mineral district (43-32 Ma).

The structural styles and ages reported in this study for thin- and thick-skinned deformations are similar to those reported in the literature for the Sevier and Laramide belts of the Rocky Mountains in the USA, therefore it is recommended to use the terms "Sevier" and "Laramide" for these regional compressive deformation events present in the Mexican Folds and Thrust Belt in northeastern Mexico.

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

Entre los rasgos más imponentes en la superficie terrestre están incluidos los cinturones orogénicos (p. ej., Dewey y Horsfield, 1970; Burg y Ford, 1997; Cawood *et al.*, 2009), los cuales se forman por acortamiento de las rocas alrededor de límites convergentes entre placas tectónicas, desde el inicio de la subducción hasta que se consume la placa oceánica. Además de deformación, estos preservan evidencia de magmatismo y metamorfismo asociados a uno o más eventos tectonotermales y de acreción-colisión, los cuales son generalmente de corta duración en relación con la edad total del orógeno (Dickinson, 1971; Cawood *et al.*, 2009).

Los cinturones orogénicos son rasgos de escala continental, que generalmente están constituidos por dos regiones: **la zona interna o transpaís** (que es la más cercana a la trinchera), es donde ocurren con mayor intensidad los procesos de deformación y metamorfismo; y la **zona externa o antepaís**, que se caracteriza por el desarrollo de Cinturones de Pliegues y Cabalgaduras (CPC's), los cuales resultan de la deformación de cuñas sedimentarias previamente depositadas a lo largo de márgenes continentales estables (Dickinson, 1971).

La gran mayoría de los procesos geológicos que ocurren en los cinturones orogénicos dan lugar a fenómenos geológicos que son de gran importancia científica y económica, destacando: (a) la preservación de rasgos que permiten esclarecer la dinámica de convergencia entre placas tectónicas antiguas (p. ej., Coney, 1983; Campa y Coney, 1983; Coney y Evenchick, 2004); (b) generación de fluidos hidrotermales y alojamiento de depósitos minerales de importancia económica (p. ej., Goldfarb *et al.*, 2001; Joly *et al.*, 2012; Izaguirre *et al.*, 2012; Chen y Santosh, 2014); (c) control de la distribución de la humedad y por lo tanto del clima a escala regional (p.ej., Whipple, 2009; Bekaddour *et al.*, 2014); y (d) distribución de yacimientos de hidrocarburos de gran volumen e importancia económica (p. ej., Picha, 1996; Jia *et al.*, 2006; Cooper, 2007).

El presente trabajo de tesis consistió en el mapeo regional, interpretación de secciones geológicas y datación radiométrica de minerales pre- y sinorogénicos en la región centro-norte del Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno. El fechamiento de minerales preorogénicos permitió establecer edades de rocas ígneas que conforman el basamento de la cuenca donde se depositó la secuencia sedimentaria marina que aflora en la región; mientras que el fechamiento de minerales sinorogénicos fue determinante para establecer la edad de deformación en las estructuras tectónicas que afloran en el área de estudio. La aplicación de estas técnicas permitió constreñir la temporalidad de dos eventos de deformación compresiva con estilo y edad distintos: el más antiguo de piel delgada desarrollado entre el Turoniano y Maastrichtiano, que generó pliegues y cabalgaduras tanto en la región sur de Sector Transversal de Parras como en la Saliente de Monterrey; y otro más joven de piel gruesa, que exhumó y plegó la superficie de *décollement* de la deformación de piel delgada entre el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano.

1.2 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio está localizada en la región sur del Sector Transversal de Parras y la Saliente de Monterrey, que forman parte del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Campa-Uranga, 1985), el cual a su vez conforma al antepaís del recientemente denominado Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno (Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Geográficamente, el área de estudio se encuentra en el extremo norte del estado de Zacatecas, abarcando también algunas zonas del centro y sur de Nuevo León, y el sur del estado de Coahuila, en un polígono enmarcado por las coordenadas: 26° 0.0' a 24° 30.0' Norte y -102° 0.0' a -100° 0.0' Oeste (Figura 1.1). Las principales vías de acceso a la zona de estudio son las carreteras federales No.57 y 54, de las cuales se desprenden varias carreteras secundarias y caminos de terracería, los cuales fueron utilizados para arribar a distintas localidades de interés para el presente estudio (Figura 1.1).

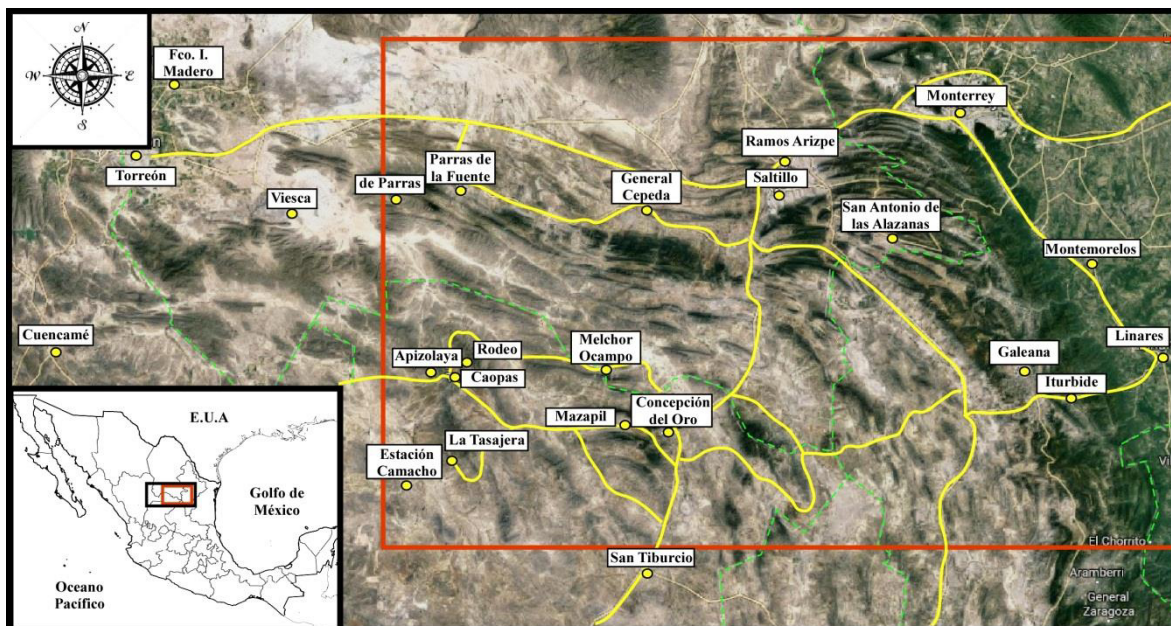


Figura 1.1.- Localización geográfica y vías de acceso al área de estudio. Límites estatales en líneas punteadas verde, y carreteras principales en líneas claras. Imagen tomada de Google Earth.

1.3 TRABAJOS PREVIOS

Existen en la literatura un gran número de estudios sobre la evolución cinemática de Cinturones Plegados y Cabalgados en distintas partes del mundo (p. ej., McClay y Price, 1981; Suter, 1987; McClay, 1992; Mitra y Fisher, 1992; Poblet y Lisle, 2011; Fitz-Díaz *et al.*, 2011, 2014 y 2017), los cuales se enfocan en aspectos geométrico-espaciales de la deformación así como la temporalidad y procesos tectónicos involucrados. En México, estos estudios han estado principalmente enfocados a descifrar la evolución tectónica de uno de los más prominentes rasgos orográficos del país: el Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental, el cual, en conjunto con los Cinturones Plegados de Chihuahua y Coahuila, y la Sierra Madre del Sur, conforman al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM), el cual, como se mencionó anteriormente, constituye al antepaís del Orógeno Mexicano del Cretácico Paleógeno (Fitz-Díaz *et al.*, 2017). En este trabajo se analizan estructuras en una porción importante del CPCM en el noreste de México.

En el noreste de México, el CPCM ha sido objeto de numerosos estudios estratigráficos (Böse, 1923; Jones, 1938; Humprey y Díaz, 1956; Weidie y Wolleben, 1969; Tardy, 1972; McBride *et al.*, 1974; Salvador, 1987; Vega-Vera *et al.*, 1989; Goldhammer y Johnson,

1991; Michalzik y Schumann, 1994; Lawton *et al.*, 2001; Ocampo-Díaz *et al.*, 2016; entre otros), paleontológicos (Murray *et al.*, 1960; Loewen *et al.*, 2010; Porras-Muzquiz y Lhemann, 2011; Moreno-Bedmar *et al.*, 2013; Rivera-Sylva *et al.*, 2016), estructurales (de Cserna 1956; Tardy, 1972; Padilla y Sánchez, 1982, 1985; Marrett y Aranda-García, 1999; Chávez-Cabello *et al.*, 2004; Chávez-Cabello, 2005; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Wilkerson *et al.*, 2007; Chávez-Cabello *et al.*, 2010; Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017) y de yacimientos minerales epitermales (Pinet y Tremblay, 2009; Camprubí y Albinson, 2006; Camprubí *et al.*, 2016) que han llevado a establecer las actuales teorías de evolución tectónica y sedimentaria de esta región. Sin embargo, un tema poco desarrollado es la determinación de edades absolutas de estructuras deformadas (*e.g.*, Fitz-Díaz *et al.*, 2014; 2016), que es el tema que atañe a la presente investigación.

Las edades de deformación del CPCM han sido principalmente constreñidas de manera relativa. Por ejemplo, en la región norte de México, dentro del Cinturón Plegado de Chihuahua, han sido reportadas edades K-Ar para rocas volcánicas pre- y sin-tectónicas que indican un evento de deformación compresiva ocurrido entre 68 y 46 Ma (McDowell y Mauger, 1994; Haenggi, 2001; 2002).

Más al sur, en la zona del Sector Transversal de Parras, el análisis de sedimentos sin-orogénicos de origen marino (Pinzón-Sotelo, 2012, Ocampo-Díaz *et al.*, 2016) e intrusivos sin y post-tectónicos (Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017) ha permitido identificar que, las estructuras que constituyen al CPCM en esta zona fueron generadas durante dos eventos de deformación compresiva, uno de piel delgada (Turoniano-Campaniano tardío) y otro más joven de piel gruesa (Eoceno tardío-Oligoceno temprano). También, en esta región ha sido reportada la presencia de sedimentos tipo molasa de edad Eoceno-Oligoceno, representados por los sedimentos clásticos de la Formación Ahuichila (Martínez-Reyes, 1989).

Por otro lado, en la zona de la Saliente de Monterrey, los estilos de deformación y la estructura han sido bien estudiados (p. ej., de Cserna 1956; Padilla y Sánchez, 1982, 1985; Marret y Aranda García, 1999; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Gray *et al.*, 2001;

Chávez-Cabello *et al.*, 2004); mientras que la edad de la deformación ha sido constreñida entre el Campaniano-Eoceno, con base en la edad de sedimentos sin-orogénicos depositados en las cuencas de antepaís adyacentes (La Popa y Parras; Lawton *et al.*, 2009; Gray y Lawton, 2011; Sabinas y Burgos, Eguiluz de Antuñano, 2001; 2011), y el reciente fechamiento isotópico de Ar-Ar en illita autigénica desarrollada en zonas de cizalla asociadas al plegamiento en la región más frontal de la curvatura de Monterrey (Fitz-Díaz *et al.*, 2016). Hacia el sur de la Saliente de Monterrey, en la Sierra de Catorce, también ha sido bien constreñida la edad de deformación fechando illita autigénica en zonas de cizalla, donde Gutiérrez-Navarro (2017) reporta tres pulsos de deformación compresiva: el primero entre 96-90 Ma que es asociado a los primeros arribos de deformación en la región; un segundo pulso entre 80-69 Ma, identificado por el autor como el “más importante en el área” ya que quedó evidenciado en el despegue y la deformación de la cobertura sedimentaria; y un tercero, ocurrido entre 62-52 Ma, el cual plegó la zona de despegue y causó un re-plegamiento de los pliegues de la cobertura.

Más al sur, en la región central de México, la edad de la deformación ha sido enmarcada entre el Cretácico tardío-Eoceno temprano. Lo anterior ha sido interpretado utilizando distintas técnicas en diferentes zonas, por ejemplo: Suter (1984) reportó que algunas cabalgaduras que afloran en el borde oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí son cortadas por intrusivos tan antiguos como 62.2 ± 1.5 Ma; mientras que en el borde occidental, una de las cabalgaduras (El Volantín) fue fechada en 62 Ma por el método K-Ar en illita (Gray *et al.*, 2001). En esta misma zona del CPCM, Fitz-Díaz y van der Pluijm (2013) aplicaron por primera vez el fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar en illita generada por cizalla capa a capa en pliegues, una variación del método original aplicado a fallas propuesto por van der Pluijm *et al.* (2001) y refinado por Haines y van der Pluijm (2008), con el cual posteriormente fueron identificados por lo menos tres pulsos de deformación compresiva ocurridos entre ~85 Ma y 43 Ma (Fitz-Díaz y van der Pluijm, 2013; Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2014; Garduño-Martínez *et al.*, 2015).

El análisis estructural y geocronológico de cuerpos intrusivos ígneos emplazados en estructuras de deformación (núcleos de pliegues, zonas de cabalgadura, superficies de

despegue, etc.), es una metodología que también ha sido aplicada para determinar edades relativas de deformación en la región noreste del CPCM (Chávez-Cabello, 2005; Molina-Garza *et al.*, 2008; Ramírez-Peña, 2011; Ramírez y Chávez, 2017), como es el caso de la región SW de Cinturón Plegado de Coahuila, donde se ha determinado que la última etapa de deformación compresiva no es más joven que 41 Ma, según las edades de intrusivos sin- y post-tectónicos que afloran en esa región (Chávez-Cabello, 2005).

1.4 JUSTIFICACIÓN

Como se mencionó en la parte introductoria de este capítulo, investigar los patrones de deformación y la evolución temporal de Cinturones Plegados y Cabalgados (CPC) es de gran importancia para entender la interacción de placas tectónicas en márgenes convergentes en el pasado geológico (Coney, 1983; Campa-Uranga 1985; Coney y Evenchick, 2004). Además, entender los procesos que ocurrieron durante la formación de estos elementos tectónicos es sumamente importante para identificar sitios potenciales para la ocurrencia de grandes yacimientos petroleros (Picha, 1996; McQuarrie, 2004; Jia *et al.*, 2006; Cooper, 2007; Roeder, 2010; Goffey *et al.* 2010; Morley *et al.*, 2011) o minerales (Dewaele *et al.*, 2006; Scherremberg *et al.*, 2016). Por otro lado, entender la geometría y patrones de fracturamiento de las estructuras que conforman a estos cinturones de deformación, es también importante para comprender la distribución de grandes mantos acuíferos de escala regional (Travé *et al.*, 2007).

En años recientes, en México se ha despertado un gran interés en realizar trabajos de geología estructural y geocronología detallada, que lleven a comprender la evolución tectónica espacio-temporal del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. Su finalidad es la de esclarecer el/los mecanismos que generaron a este elemento tectónico, la influencia directa de la estratigrafía en los mecanismos de deformación, así como la edad y condiciones termodinámicas en las que se formaron las estructuras geológicas que lo constituyen (*e.g.* Chávez-Cabello, 2005; Fitz-Díaz *et al.*, 2011, 2012, 2014, 2017; Chávez-Cabello *et al.*, 2011; Fitz-Díaz y Van der Pluijm, 2013; Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017).

Con la finalidad de consolidar esta línea de generación de y aplicación de conocimiento, se realizó la presente investigación doctoral en la zona sur del Sector Transversal de Parras y la Saliente de Monterrey, con el objetivo de establecer la edad y estilos de deformación presentes en la región y responder a las incógnitas: ¿La deformación fue generada durante un solo evento tectónico?, ¿Existe relación entre la deformación presente en la zona con los clásicos estilos Sevier y Laramide del SW de USA?, ¿Cómo progresó la deformación de piel delgada en estas regiones del CPCM? y ¿Cómo influyó la estratigrafía en los estilos de deformación presentes en la zona?

1.5 OBJETIVO

El objetivo general del trabajo de tesis fue determinar la edad y estilos de deformación que presenta el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano en el área de estudio, así como su probable relación con los estilos Sevier y Laramide del SW de Estados Unidos, además de proponer en el marco de la tectónica de placas, un modelo que explique el magmatismo, sedimentación sinorogénica y relaciones de corte entre estructuras, basado en datos reportados en la literatura y los generados en la presente investigación.

1.7 ETAPAS DE TRABAJO

El presente estudio se llevó a cabo en cuatro etapas generales, las cuales se describen a continuación:

1.- Documentación bibliográfica: Se realizó una recopilación bibliográfica con la finalidad de visualizar un panorama general de la geología regional y local del área de estudio, así como de los principales rasgos tectónicos que constriñen al Cinturón Cordillerano de Norteamérica. Se obtuvo información cartográfica, imágenes de satélite, artículos científicos, reportes inéditos y tesis profesionales, los cuales sirvieron como base para la localización de zonas de interés, que fueron posteriormente visitadas durante el trabajo de campo.

2.- Trabajo de campo: Después de la localización de zonas de interés, se llevó a cabo el trabajo de campo, que consistió en realizar reconocimiento geológico, cartografía,

recolección de datos estructurales y generación de secciones geológicas que sirvieron como base para determinar relaciones de corte entre distintas estructuras; además de muestreo de cuerpos intrusivos, rocas volcánicas, arcillas en zonas de cizalla, rocas de falla y sedimentos clásticos, para su posterior análisis geocronológico (U-Pb en zircones, ^{40}Ar - ^{39}Ar en illita y pseudotaquilita, y U-Th-He en apatitos y zircones) que permitió obtener edades de cristalización de magmas, recristalización sin-cinemática en zonas de cizalla y la exhumación de rocas de basamento. Además del análisis geocronológico, las muestras sirvieron para realizar láminas delgadas de roca, que fueron analizadas al microscopio petrográfico para identificar sus rasgos estructurales a escala de grano.

4.- Separación de minerales en el laboratorio: La separación de minerales pesados (apatito y zircón) fue realizada en los laboratorios de trituración y molienda del Instituto de Geología de la UNAM y de la Facultad de Ciencias de la Tierra/UANL. La separación de arcillas fue realizada en el laboratorio de análisis de arcillas del Instituto de Geología de la UNAM. El análisis isotópico para determinar las edades U-Pb en zircones se realizó en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM, en un sistema LA-ICPMS (*Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). Por otro lado, los concentrados de illita fueron analizados por Difracción de Rayos X en el Laboratorio de Fluidos Corticales, en el mismo Centro de Geociencias; donde se obtuvo la composición mineralógica e índice de cristalinidad de illita en las muestras. Una vez caracterizadas, fueron seleccionadas las mejores muestras y posteriormente enviadas al *Earth and Environmental Sciences Department* de la Universidad de Michigan, Estados Unidos, donde fueron empaquetadas y fechadas por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar . Por otro lado, los concentrados de apatitos y zircones utilizados para la termocronología de baja temperatura (U-Th-He) fueron colocados en pequeños *viales* y enviados al *(U-Th)/He and U-Pb Thermochronometry Lab* de la Universidad de Texas en Austin, EUA, donde fueron analizados y fechados. En capítulos posteriores, se presentará de forma detallada cada técnica analítica aplicada en este estudio.

4.- Procesado y presentación de datos: Se integraron en gabinete todos los datos obtenidos del trabajo de campo, geocronología, petrografía y difracción de rayos X, con lo que se

logró interpretar un modelo de evolución geológica del área de estudio, lo cual fue plasmado en una publicación que es requisito parcial para obtener el grado de Doctor en Geociencias (Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017), y posteriormente documentado más ampliamente en esta tesis, y que será desglosado en los capítulos posteriores.

CAPÍTULO II

TECTÓNICA REGIONAL: CINTURONES SEVIER, LARAMIDE Y EL ORÓGENO MEXICANO

2.1 INTRODUCCIÓN

A escala global, la Cordillera Norteamericana es uno de los rasgos orográficos más majestuosos de los bordes continentales. Este elemento tectónico ha sido generado por el intenso magmatismo, deformación y acreción-amalgamación de terrenos tectónicos (p. ej., arcos de islas, mesetas oceánicas), asociados a la prolongada subducción de corteza oceánica en la margen occidental del cratón de Norteamérica entre el Jurásico y el Paleógeno (p. ej., Armstrong, 1974; Coney *et al.*, 1980; Burchfield *et al.* 1992; Coney y Evenchick, 1994; Dickinson, 2004; DeCelles, 2004), y ampliamente extendido por procesos tafrogénicos desde el Eoceno medio (Wernicke *et al.*, 1987). Este gran elemento compuesto se extiende por ~6,000 km desde Alaska hasta el sur de México y fue desarrollado sobre rocas del basamento (Arqueano-Paleoproterozoico), la cubierta sedimentaria de Norteamérica y la amplia gama de terrenos peri-cratónicos que existen en el SW de EUA y México (p. ej., DeCelles, 2004; Yonkee y Weil, 2015).

De manera general, el sistema orogénico de la Cordillera Norteamericana está constituido por un complejo de ante-arco, la región del arco y la zona de trasarco, que constriñen su transpaís. Mientras que el antepaís está representado por el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de las Montañas Rocallosas (p. ej., Yonkee y Weil, 2015; Figura 2.1). En Canadá, las Rocallosas se presentan como un cinturón de deformación estrecho (entre 100-200 km) que exhibe una deformación de piel delgada clásica, mientras que en el suroeste de Estados Unidos, el cinturón se ensancha hasta más de 1000 km, y está conformado por dos elementos tectónicos mayores: el Cinturón Sevier y la provincia Laramide (Dana, 1896; Armstrong, 1968; Yonkee, 1992; DeCelles, 2004; Yonkee y Weil, 2015; Figura 2.1). Más al sur, la deformación del antepaís continúa en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano.

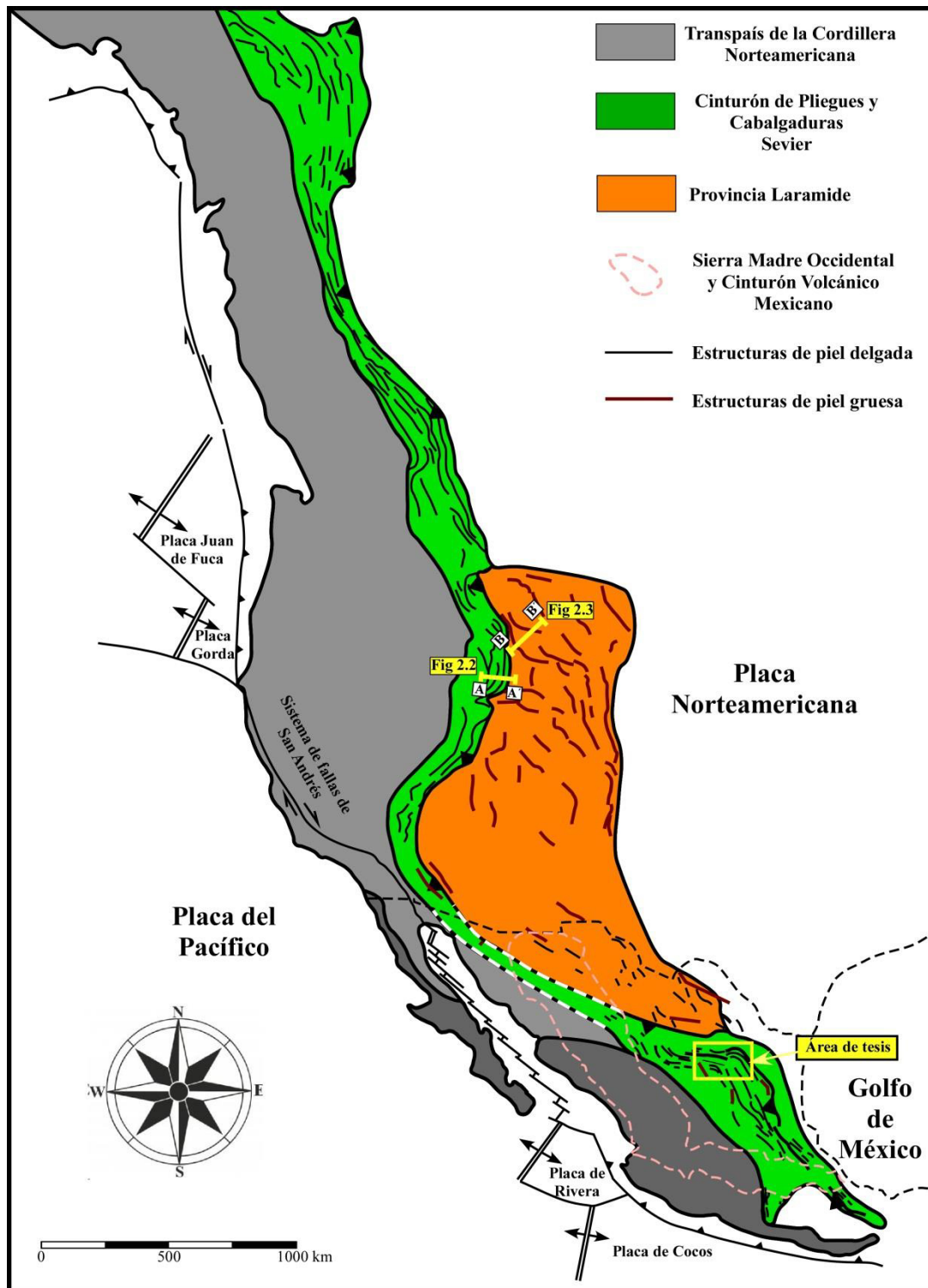


Figura 2.1.- Distribución regional de las estructuras que conforman la Cordillera Norteamericana en Estados Unidos y México (Adaptada de Coney y Evenchick, 1994; Yonkee y Weil, 2015; Fitz-Díaz *et al.*, 2017).

2.2 CINTURÓN DE PLIEGUES Y CABALGADURAS SEVIER (CPCS)

El CPCS es una de los cinturones plegados y cabalgados más importantes en el mundo, debido a su gran longitud y porque ha sido fuente de generación de muchos de los principios básicos de cinturones plegados y cabalgados (p. ej., Armstrong, 1968; Dahlstrom, 1970; Royse *et al.*, 1975).

Este cinturón deformado fue definido por Armstrong (1968) en la región central de Utah, EUA, donde ocurre como una estructura constituida por cabalgaduras de piel delgada y pliegues asociados, que acomodaron deformación en las rocas de cobertura hacia el oriente, por encima de un *décollement* regional, es decir, una deformación de tipo piel delgada clásica. Este elemento tectónico presenta un rumbo general N-NNW, y ocurre de manera sub-paralela a la paleo-trinchera por >3000 km desde las *Front and Main Ranges* en Canadá, hasta la porción suroeste de California (Dahlstrom, 1970; Burchfiel *et al.*, 1992; Yonkee y Weil, 2015). La continuación hacia el sur de este cinturón de deformación, dentro del orógeno mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2017), es una tema aun controversial.

2.2.1 Estilo y edad de la deformación Sevier

Como se mencionó anteriormente, el CPCS presenta un rumbo general N-NNW. Sin embargo internamente exhibe cambios de rumbo semi-regionales que constriñen salientes y recesos tectónicos (p. ej., Saliente Helena, Saliente Idaho-Wyoming-Utah, receso de Montana, etc.; DeCelles, 2004; Yonkee y Weil, 2015).

Aunque la deformación de piel delgada es típica para el CPCS, existen zonas donde las rocas del basamento fueron localmente involucradas en la deformación, como es el caso del anticlinorio “Wasatch”, el cual presenta fragmentos imbricados de rocas del basamento a lo largo del sistema de cabalgaduras Ogden (Schirmer, 1988; Yonkee, 1992; DeCelles, 1994; Figura 2.2). Por otro lado, al oeste de las Montañas Clark, en California, se encuentra el cinturón de cabalgaduras de la Sierra del este, donde las cabalgaduras mesozoicas presentan vergencia al oriente y cortan a rocas paleozoicas y mesozoicas, incluyendo a las rocas batolíticas de la Sierra Nevada (Dunne y Walker, 1993; Walker *et al.*, 1995). Lo anterior, hace que dicha zona sea especialmente importante dentro del CPCS, ya que existe una

relación estrecha entre el fallamiento y la actividad ígnea de la porción sur del arco magmático de la cordillera, lo cual ha permitido establecer la actividad de las fallas por medio del fechamiento de las rocas plutónicas sin-tectónicas que afloran en esa región (p. ej., Fleck y Carr, 1990; Fleck *et al.*, 1994; Walker *et al.*, 1995; Wrucke *et al.*, 1995; Kalakay, 2001; Lageson *et al.*, 2001).

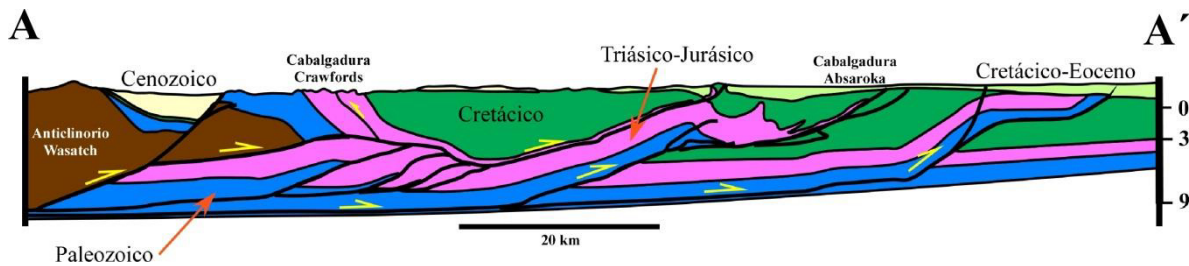


Figura 2.2.- Sección geológica donde se ejemplifica el estilo de deformación de piel delgada del CPCS para la región sur de la Saliente de Wyoming, Estados Unidos (tomado de Yonkee y Weil, 2015).

El análisis de sedimentos sin-orogénicos en el antepaís ha sido una de las principales herramientas para determinar la edad del cinturón Sevier (Lawton, 1985; Heller y Paola, 1989; Cross, 1986; DeCelles y Currie, 1996; DeCelles, 2004; Fuentes *et al.*, 2011; Lawton *et al.*, 2010). Lo anterior, debido a que de acuerdo con Yonkee y Weil (2015), durante la generación del CPCS se desarrolló una gran cuenca en la parte oriental, generada por la carga flexural debido al apilamiento de hojas cabalgantes (*thrust sheets*), aunado a la redistribución de cargas debido a la erosión y depósito de sedimentos, la subsidencia mecánica debido a la subducción y los cambios eustáticos globales. Dicha cuenca fue inundada por aguas marinas que dieron lugar al mar interior de Norteamérica, que conectó el Ártico con el Golfo de México durante gran parte del Cretácico (Yonkee y Weil, 2015).

Según los reportes de Heller *et al.* (1986), las primeras manifestaciones de sedimentación sin-orogénica en esta cuenca ocurrieron en el Jurásico superior, con el depósito de sedimentos fluviales de la Formación Morrison y el desarrollo de una discordancia regional en la zona de Utah (DeCelles y Burden, 1992), lo cual fue contemporáneo con la acreción de terrenos en el occidente (Dickinson, 2004), e interpretado por Fuentes *et al.* (2009) como el inicio del acortamiento en el CPCS. Posteriormente, la sedimentación sin-orogénica

continuó de manera diacrónica hacia el oriente, con el depósito de gruesas secuencias de conglomerado durante el Aptiano en la zona de la saliente de Wyoming (DeCelles, 2004), hasta el Maastrichtiano con el depósito capas delgadas de conglomerado en la parte central de Utah (Heller *et al.*, 2013). Ya en el Paleoceno y Eoceno temprano, las cuencas fueron deformadas e influenciadas por la exhumación de bloques debido a la deformación Laramide (Dickinson *et al.*, 1988), enmascarando el tiempo de terminación de la deformación de piel delgada asociada al orógeno Sevier, el cual seguía activo (Bradley y Bruhn, 1988; Yonkee y Weil, 2010).

Para el caso de la deformación de piel delgada en la Montañas Rocosas Canadienses, Pana y van der Pluijm (2015) reportaron edades de illita en fallas, que en conjunto indican un diacronismo de occidente a oriente para la generación de varias cabalgaduras que iniciaron su actividad en el Jurásico Tardío (163-146 Ma), y culminaron entre el Paleoceno tardío–Eoceno temprano (57-51 Ma). La actividad de estas fallas es correlacionable con el depósito de cuñas clásticas y la generación de las discordancias regionales mencionadas en el párrafo anterior.

Datos de termocronología de baja temperatura en apatito y zircón, fechamiento de illita y moscovita en fallas, en conjunto con determinaciones de edad y procedencia de depósitos sinorogénicos reportados para la saliente de Wyoming, revelan la progresión diacrónica de occidente a oriente dentro de CPCS (Yonkee y Weil, 2015). Estos datos indican que en la porción occidental de la saliente las cabalgaduras estuvieron activas entre 125-90 Ma, mientras que en la porción central la actividad ocurrió entre 90-80 Ma, culminando al oriente entre los 70-50 Ma. (Dorr *et al.*, 1977; Wiltschko y Dorr, 1983; Burtner y Nigrini, 1994; DeCelles, 1994, 2004; Solum y van der Pluijm, 2007). Después de finalizada la deformación compresiva, la zona entre Montana y Utah experimentó un colapso post-orogénico entre 50-45 Ma, el cual estuvo activo durante el Oligoceno, donde algunas de las cabalgaduras principales fueron re-activadas como fallas normales lítricas con vulcanismo asociado (Constenius, 1996).

2.2.2 Magmatismo Sevier

En la región sureste de Montana, la actividad del arco magmático Cordillerano y la deformación Sevier se traslapan, lo cual queda evidenciado por la ocurrencia de cuerpos intrusivos tabulares (correspondientes al batolito de Idaho), emplazados de manera contemporánea con el desarrollo de cabalgaduras o rampas generadas en la zona limítrofe del transpaís y el antepaís del CPCS (Burton *et al.*, 1998; Lageson *et al.*, 2001; Kalakay *et al.*, 2001).

La ocurrencia de intrusivos pre-, sin- y postectónicos (p. ej., Robinson *et al.*, 1968; Hyndman, 1983), respecto a un conjunto de estructuras generadas por la deformación Sevier en la porción norte de las montañas Rocallosas de USA, dentro de la Saliente Helena, demuestran el mencionado traslape espacio-temporal entre la denominada actividad magmática Cordillerana y la deformación compresiva Sevier (Lageson *et al.*, 2001; Kalakay *et al.*, 2001). En esta zona, se ha interpretado un *décollement* basal asociado a deformación compresiva ocurrida antes del emplazamiento de un cuerpo batolítico del Campaniano tardío (74-72 Ma; Lageson *et al.*, 2001). Esta edad ha sido refinada fechando intrusivos sin-tectónicos como el batolito Boulder (Schmidt *et al.*, 1990; Lageson *et al.*, 2001; Kalakay *et al.*, 2001) que fue emplazado entre 76-70 Ma (Tilling *et al.*, 1968; Robinson *et al.*, 1968; Burton *et al.*, 1998). Además, en esta zona del CPCS se propone que el fin de la deformación de piel delgada ocurrió en el Paleoceno medio-tardío, lo cual fue interpretado con base en datos paleomagnéticos y fechamiento K-Ar de intrusivos alcalinos pos-tectónicos del Paleoceno (52-48 Ma; Harlan *et al.*, 1988).

2.3 PROVINCIA LARAMIDE

La provincia Laramide está caracterizada por una deformación de piel gruesa (*thick-skinned*) generada por fallas inversas propagadas desde la corteza inferior-media (20-30 km de profundidad; Smithson *et al.*, 1979), las cuales delimitan y exhuman a bloques de rocas cristalinas que conforman el basamento al oriente de la plataforma del Colorado (Dana, 1896; Tweto, 1980), los cuales a su vez están separados por grandes cuencas tectónicas. Este cinturón de deformación está localizado a más 1000 km de la paleo-trinchera (después de la extensión de la provincia *Basin and Range*), y en Estados Unidos ocupa una región

que abarca desde el sur de Montana hasta Nuevo México (Berg, 1962; Erslev, 1993 en Yonkee y Weil, 2015).

El límite norte del cinturón Laramide se encuentra en la región de Yellowstone, donde convergen las fronteras entre tres provincias tectónicas: el cinturón Sevier al oeste, las Grandes Planicies de América del Norte al este, y el cinturón Laramide al sur. Si se incluye en el cinturón Laramide a la contraparte mexicana, éste abarca la mitad meridional de la Cordillera, por lo cual alcanza cerca de 4,000 km de largo, y termina en la frontera con la placa del Caribe en el sur de México (Campa y Coney, 1983; Campa-Uranga, 1985; Coney y Evenchick, 1994).

2.3.1 Estilos y edad de la deformación

A escala regional, el cinturón Laramide presenta una dirección NW-SE. Sin embargo, localmente las estructuras exhiben un amplio rango de direcciones. Lo anterior, ha sido atribuido a la anisotropía estructural del basamento, el cual fue previamente afectado por metamorfismo y fallamiento durante el Proterozoico (Mitra y Frost, 1981; Stone, 1995) y Paleozoico (Tweto, 1980), siendo estas estructuras posteriormente reactivadas durante el evento Laramide.

A pesar de su mayor cercanía a la paleo-trinchera, la plataforma del Colorado experimentó poca deformación durante el evento Laramide, generándose una menor cantidad de pliegues y fallas con rumbos variables, razón por la cual dicha zona ha sido interpretada como un bloque rígido con una corteza inferior máfica resistente, la cual experimentó deformación únicamente en zonas localmente débiles (*p. ej.*, Shen *et al.*, 2013; Yonkee y Weil, 2015).

La provincia Laramide está localizada en una región donde la cubierta sedimentaria es delgada, razón por la cual no existe un estilo estructural único, más bien la geometría de cada estructura está íntimamente relacionada con la orientación e inclinación de la falla reactivada (Brown, 1988; Figura 2.3).

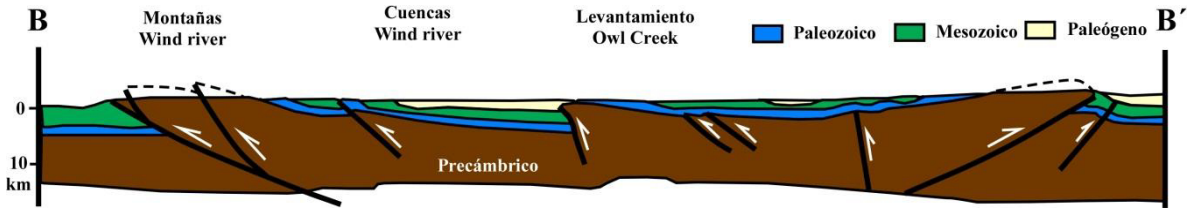


Figura 2.3.- Sección geológica de la provincia Laramide, donde se ilustra el estilo clásico de deformación de piel gruesa que caracteriza a esta región de la Cordillera Norteamericana (Tomada de Brown, 1988).

La interpretación de datos sísmicos (p. ej., Brewer *et al.*, 1980), gravimétricos (p. ej., Smithson *et al.*, 1979) y la perforación de pozos durante exploraciones petroleras (Berg, 1962), ha permitido interpretar que las fallas que delimitan los bloques laramídicos son zonas cataclásticas de alto ángulo, con desplazamientos de 10 a 30 km, las cuales emergen a lo largo de los flancos de pliegues amplios en la cubierta sedimentaria (*drape-folds*).

Como se mencionó anteriormente, la exhumación de los bloques laramídicos trajo como consecuencia directa la generación de cuencas tectónicas, las cuales exhiben un excelente registro de sedimentación sinorogénica que ha llevado a establecer los tiempos de operación del evento Laramide en USA (Shuster y Steidtnann, 1987). Dickinson *et al.* (1988) reportaron un trabajo completo de análisis de sedimentos sin y post-tectónicos en cuencas laramídicas, con el que definieron que el inicio de la deformación fue aproximadamente sincrónico en toda la región durante el Maastrichtiano (~70-75 Ma), mientras que la finalización fue diacrónica de norte a sur desde el Eoceno temprano (50-55 Ma) hasta el Eoceno tardío (35-40 Ma); mientras que Copeland *et al.* (2011; 2017), reportan que dicha actividad pudo alcanzar edades tan jóvenes como Oligoceno temprano (~30Ma), específicamente en las zonas que se encuentran al sur de la provincia, como.

Otra forma mediante la cual se han obtenido edades de exhumación de bloques durante la deformación Laramide en USA, es la termocronología de baja temperatura, reportándose edades de trazas de fisión en apatitos que indican exhumación de bloques desde el Maastrichtiano hasta el Eoceno tardío (75-49 Ma; Cervený y Steidtmann, 1993; Omar *et al.*, 1994; Crowley *et al.*, 2002; Peyton *et al.*, 2012).

2.3.2 Magmatismo en la provincia Laramide

Durante la deformación Laramide, la actividad magmática cordillerana en el SW de EUA experimentó una migración de >1000 km hacia dentro del continente, dando lugar al denominado Cinturón Mineral del Colorado (*Colorado Mineral Belt*; Chapin, 2012). Dicha migración de la actividad magmática está asociada con la disminución del ángulo de subducción, lo cual a su vez generó un *gap* magmático en las zonas de la Sierra Nevada y Mojave (p. ej., Coney y Reynolds, 1977; Dickinson y Snyder, 1978) y la exhumación de las rocas del antearco de la Cordillera Noretamericana en esa región (Saleeby, 2003).

La actividad magmática laramídica restringida al delgado Cinturón Mineral del Colorado ocurrió entre el Campaniano y Eoceno (~75-43 Ma; Mutschler *et al.*, 1987; Chapin *et al.*, 2004; Eaton, 2008), de manera contemporánea con la exhumación de bloques tectónicos laramídicos y el inicio del aumento de velocidad de convergencia entre las placas Farallón y Norteamericana (Engebretson *et al.*, 1985). En general, los intrusivos están dispuestos en un cinturón estrecho (25-50 km) con dirección NE, que abarca desde Boulder, Colorado hasta la zona conocida como el área de las cuatro esquinas (zona limítrofe entre Colorado, Arizona, Utah y Nuevo México), mientras que los componentes volcánicos (principalmente volcanoclásticos) están distribuidos en las cuencas laramídicas aledañas (Tweto, 1975). Este magmatismo fue seguido por otros dos pulsos con características geoquímicas e isotópicas distintas, denominados por Chapin (2012) como: pulso del Cenozoico medio (43-18 Ma) y pulso del Cenozoico tardío (18-0 Ma).

En la región de Nuevo México, McMillan (2004) y Amato *et al.* (2017) reportan fechamientos de rocas magmáticas en las cuencas laramídicas de esa región, interpretando que existen tres pulsos ocurridos entre 80-64, 64-48 y 48-37 Ma., siendo este último, post-tectónico a la exhumación de bloques en la zona.

2.4 EL ORÓGENO MEXICANO

El orógeno Mexicano es la estructura más extensa en la porción sur de la Cordillera Norteamericana, se exhibe majestuosamente en México por más de 2,000 km desde el

Istmo de Tehuantepec hasta el NW de Sonora (Fitz-Díaz *et al.*, 2017). En general, presenta una dirección NW-SE y su transpaís, ubicado en la zona occidental de México, está representado por rocas magmáticas y de cuenca oceánica asociadas al super-terreno Guerrero; mientras que el antepaís, localizado al oriente, está representado por el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, y sus cuencas de antepaís asociadas (Fitz-Díaz *et al.*, 2017).

2.4.1 Super-terreno Guerrero (STG): *hinterland* del Orógeno Mexicano

El transpaís del Orógeno Mexicano está representado en su mayoría por el denominado Super-terreno Guerrero (STG; Fitz-Díaz *et al.*, 2017), que se localiza en la margen occidental de México, donde se extiende por más de 1,500 km en dirección NW-SE (Coney, 1980; Campa y Coney, 1983). Esta estructura tectónica está constituida por un ensamble de arco submarino y sucesiones de trasarco depositadas sobre un basamento de rocas metamórficas denominadas Complejo Arteaga (Martini *et al.*, 2014).

En la porción oriental del STG se generó una cuenca trasarco denominada Cuenca de Arperos, cuya sedimentación fue asimétrica, ya que en la región occidental captó sedimentos del STG, mientras en la región oriental se depositaron sedimentos reciclados del continente (Martini *et al.*, 2016). Estos sedimentos se depositaron entre el Jurásico Medio-Cenomaniano inferior (Freydier *et al.*, 1996; Martini *et al.*, 2011; 2013), de manera contemporánea con el emplazamiento de diques riódacíticos del Titoniano, flujos de lava con depósitos VMS y metabasaltos (OIB y MORB) del Cretácico inferior (Ortíz-Hernández *et al.*, 1992; Freydier *et al.*, 1996; Mortensen *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011), los cuales fueron posteriormente acrecionados a la placa Norteamericana al final del Cretácico temprano (Martini *et al.*, 2013).

Los datos geocronológicos y paleontológicos publicados indican que dicha acreción ocurrió en el Aptiano tardío (ca. 115 Ma., Martini *et al.*, 2016), generando un cinturón estrecho de deformación en la zona de colisión (Martini *et al.*, 2013) y depósitos sin-tectónicos asociados (Palacios-García y Martini, 2014). Después de su acreción al continente, el STG

experimentó deformación contraccional durante el Cenomaniano tardío, lo cual provocó el levantamiento y erosión de las sucesiones marinas de arco, así como de secuencias carbonatadas de agua somera depositadas entre el Aptiano y Cenomaniano temprano (Martini *et al.*, 2016). Esta deformación se propagó progresivamente hacia el interior continental de México, generando las estructuras que conforman al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano.

2.4.2 El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM): antepaís del Orógeno Mexicano

El CPCM es el rasgo tectónico más prominente del oriente de México, donde ocurre como un cinturón de pliegues y fallas inversas que afectó a la secuencia sedimentaria mesozoica y paleogena, así como a su basamento heterogéneo (p. ej., Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Este elemento tectónico se extiende por más de 2,000 km desde Sonora hasta Oaxaca, y representa la continuación de la Montañas Rocallosas estadounidenses hacia México (Campa y Coney, 1983; Padilla y Sánchez, 1982; 1985; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Como se mencionó en el primer capítulo de esta tesis, dentro del CPCM se incluye al Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental, los cinturones plegados de Chihuahua y Coahuila (o cuencas de Chihuahua y Sabinas), así como el Cinturón Plegado de Chiapas y la Sierra de Juárez (Suter, 1984; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

En el CPCM coexisten dos estilos de deformación compresiva distintos: de piel delgada y de piel gruesa, los cuales han sido identificados en varias regiones del cinturón (Guzmán y de Cserna, 1963; Hennings, 1994; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Gray *et al.*, 2001; Chávez-Cabello, 2005; Zhou *et al.*, 2006; Fitz-Díaz *et al.*, 2011; Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017; Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Aunque las relaciones de corte han sido bien definidas, en pocos lugares se ha logrado determinar de manera precisa la edad de las estructuras representativas de cada estilo de deformación.

En la región norte de México, la intensa actividad volcánica y distensiva del Paleógeno-Neógeno ha cubierto gran parte de las estructuras relacionadas con el CPCM. Sin embargo, en la zona de Sonora, han sido reportadas distintas estructuras relacionadas con actividad tectónica compresiva, y que han sido asociadas a los cinturones de deformación Sevier y Laramide (p. ej., González-León *et al.*, 1992). En algunas regiones como Sahuaripa, Sonora, existen zonas de cizalla inversa sub-horizontales, con plegamiento asociado, las cuales yuxtaponen rocas Paleozoicas sobre sucesiones tan jóvenes como Cretácico inferior (Pubellier *et al.*, 1995), y que han sido interpretadas como pre-laramídicas, ya que según los mismos autores, su deformación debió ocurrir entre el Albiano tardío (edad de rocas pre-orogénicas) y el Campaniano (edad máxima de rocas post-orogénicas). En la región de Caborca, también han sido documentadas estructuras de este tipo, las cuales han sido localmente relacionadas con la deformación Laramide (Merriam y Eells, 1979). Por otro lado, en la región NE de Sonora la deformación de piel gruesa tiene su mejor expresión en la cuenca de Cabullona, donde además se preservó el depósito de sedimentos sin-tectónicos, los cuales tienen una edad del Santoniano temprano al Maastrichtiano tardío para la generación de dicha cuenca (González-León y Lawton, 1995; González-León *et al.*, 2017). En general, se ha reportado en la región de Sonora que la actividad compresiva de piel gruesa es ligeramente más joven que la de piel delgada, y que su edad oscila entre los 60-70 Ma (González-León *et al.*, 1992, Iriondo *et al.*, 2004 en Fitz-Díaz *et al.*, 2017).

En la región del Cinturón Plegado de Chihuahua, se han obtenido edades metamórficas en micas que varían entre 84 y 78 Ma (Denison *et al.*, 1970), cuya génesis ha sido atribuida a metamorfismo asociado al inicio de un evento de deformación contraccional en esta región (Haenggi, 2002). En cuanto al tiempo de culminación de dicho fenómeno, se han reportado datos que indican que este ocurrió en el Eoceno, por ejemplo, en la parte sureste de este cinturón, en la localidad de Sierra Peñas Blancas, se han reportado edades de 54 a 44 Ma (K/Ar) de rocas volcánicas deformadas (Formación Cuervo) y no deformadas (Formación Nopal <44 Ma). Por otro lado, McDowell y Mauger (1994) reportaron que, entre las latitudes 28°-30° Norte, y a lo largo de la longitud 106° 30' Oeste, afloran rocas volcánicas basculadas tan antiguas como 68 Ma, así como pequeñas intrusiones y tobas félsicas emplazadas entre 62 y 52 Ma, afectadas por el basculamiento. Además, se han reportado

edades de 46 Ma para rocas volcánicas no afectadas por dicha deformación. Con base en lo anterior, Haenggi (2002) interpretó que la deformación compresiva debió haber terminado entre 52 y 46 Ma para esta región de Chihuahua.

Por otro lado, en la región norte de Zacatecas se han reportado sedimentos e intrusiones ígneas sin-tectónicas con la deformación de piel delgada que generó los pliegues y cabalgaduras que afloran al sur del Sector Transversal de Parras (Ocampo-Díaz *et al.*, 2016; Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017). El análisis paleontológico y geocronológico de esas rocas indica que en dicha región, la deformación de piel delgada ocurrió entre el Turoniano tardío y Maastrichtiano temprano. Además, en esta misma región se reportó una deformación contraccional posterior, la cual provocó la exhumación de las rocas que conforman el basamento de la cuenca, lo cual debió ocurrir entre el Eoceno-Oligoceno temprano.

Por otro lado, hacia el sureste de las regiones antes mencionadas, en el NE de México, dentro de la zona del Cinturón Plegado de Coahuila (Cuenca de Sabinas), también se ha reportado la ocurrencia de los dos estilos de deformación (Chávez-Cabello, 2005). Sin embargo, solo se ha logrado constreñir el fin de la deformación de piel gruesa, esto con base en el análisis de intrusivos sin- y posttectónicos, que según Chávez-Cabello (2005) indican que la última etapa de reactivación de fallas de basamento (Falla San Marcos) en la zona ocurrió entre 44-42 Ma.

Las cuencas de antepaís Parras y La Popa han sido ampliamente estudiadas por su relevancia en la evolución tectónica y paleoecológica de la región (p. ej., McBride *et al.*, 1974; Vega-Vera *et al.*, 1989; Vega-Vera y Perrilliat, 1990; Ye, 1997; Gray y Lawton, 2011) así como por presentar estructuras que son análogos con sistemas petroleros (Laudon, 1984; Giles y Lawton, 2002). El análisis de las sucesiones sedimentarias en dichas cuencas indica que estas actuaron como depocentros durante el levantamiento del frente tectónico del CPCM (p. ej., McBride *et al.*, 1974; Ye, 1997; Lawton *et al.*, 2009). En estas cuencas aflora una sucesión de rocas siliciclásticas sin-tectónicas depositadas entre el Campaniano y el Eoceno (p. ej., Vega-Vera y Perrilliat, 1989; Lawton *et al.*, 2009). La cuenca de la Popa es estructuralmente más compleja, ya que allí se han documentado

estructuras relacionadas a distintos mecanismos de deformación (Gray y Lawton, 2011). La estructura más antigua está representada por una soldadura salina asociada a diapirismo que inicio desde el Aptiano (Lawton *et al.*, 2001), el cual estuvo activo episódicamente hasta el Eoceno temprano, y tuvo su mayor intensidad en el Maastrichtiano (Gray y Lawton, 2011), como lo indica la presencia de cuerpos carbonatados (lenticles) que ocurren en la periferia de las estructuras diapíricas, y que están directamente relacionados con cambios locales en las condiciones de sedimentación en las inmediaciones de los diapiros (McBride, 1974).

La evidencia más antigua del inicio de deformación tectónica contraccional en las cuencas de antepaís del noreste de México está representado por la deformación que exhibe la parte basal de la Fm. Muerto (Maastrichtiano temprano), dicha deformación está representada por plegamiento de despegue con dirección E-W que afectó a ambas cuencas (Gray y Lawton, 2001). En cuanto al fin de esta deformación, se ha identificado que en la cuenca de Parras, esta estuvo activa en el Eoceno; mientras que en las inmediaciones a la cuenca de La Popa, se ha indicado que esta deformación debió cesar en el Eoceno, hace 44-42 Ma. (Eguiluz de Antuñano, 2001; Chávez-Cabello, 2005).

En el centro de México, específicamente entre Tolimán, Querétaro y Tamazunchale, SLP, la edad y estilos de la deformación del CPCM han sido bien constreñidos. En esta región, se han reportado fechamientos ^{39}Ar - ^{40}Ar y K-Ar para Illita-muscovita generadas en zonas de cizalla (Gray *et al.*, 2001; Fitz-Díaz *et al.* 2011; Garduño-Martínez *et al.*, 2015), así como fechamiento de rocas intrusivas pos-tectónicas (Suter, 1984) y de sedimentos sinorogénicos (Hernández-Jáuregui, 1997; Omaña-Pulido, 2012; Suter, 1990; Alzaga-Ruíz *et al.*, 2009, entre otros). Con base en los datos reportados en la literatura, se ha propuesto que la deformación en esta zona del CPCM fue progresiva pero episódica del occidente al oriente, entre el Campaniano y el Luteciano (entre 83 y 43 Ma; Fitz-Díaz *et al.* 2011). Además, estos últimos autores también señalan que dicha deformación ocurrió en dos fases, la primera, y más importante (D1), culminó en el Maastrichtiano tardío (65 Ma; edad reportada por López-Oliva *et al.*, 1998 para la base de la Formación Velasco), ya que las rocas clásticas del Paleoceno no fueron afectadas por esta fase de deformación; pero si por

una segunda fase (D2) que es poco penetrativa y es evidente al oriente de la cabalgadura de Tetitla.

En la zona de la plataforma Morelos-Guerrero, al sur de México, se ha identificado un evento de deformación que generó el apilamiento hacia el este de un conjunto de “hojas cabalgantes” de rocas de la plataforma, sobre turbiditas del Cretácico superior, que en conjunto conforman al sistema de cabalgaduras de Teloloapan-Pachivia (Salinas-Prieto *et al.*, 2000). Además, en una zona más interna, Fitz-Díaz *et al.* (2017) han interpretado la ocurrencia de pliegues por flexión de falla imbricados hacia el oriente, que conforman la porción central de la plataforma. En general, estos últimos autores proponen que dicha deformación es de piel delgada y que se desarrolló sobre un basamento inclinado hacia el occidente. Las edades reportadas para turbiditas sin-tectónicas al occidente (Cenomaniano-Turoniano; Hernández-Romano *et al.*, 1997) y oriente (Maastrichtiano; Perrilliat *et al.*, 2000) de esta región, debe ser además indicador de un probable diacronismo oeste-este de la deformación en la zona. Un rasgo importante en esta región del CPCM, es que las estructuras generadas por deformación de piel delgada son cortadas por la Falla de Papalutla, una estructura de basamento con vergencia hacia el occidente, que coloca las rocas del complejo Acatlán sobre la plataforma (DeCserna *et al.*, 1980, en Fitz-Díaz *et al.*, 2017).

2.4.3 Magmatismo en el Orógeno Mexicano

La actividad magmática con firma de arco desarrollada entre el Cretácico - Paleógeno en la porción cordillerana de México, está relacionada con la prolongada subducción de la placa Farallón bajo Norteamérica (p. ej., Ferrari *et al.*, 2005); y su distribución está íntimamente relacionada con los cambios de ángulo de subducción que experimentó la placa oceánica durante ese tiempo (Coney y Reynolds, 1977). Entre los 140-105 Ma, el eje del arco magmático permaneció relativamente estático en la zona de Baja California y Sinaloa (Silver y Chappell, 1988; Henry *et al.*, 2003). Posteriormente a los 90 Ma, migró hacia la actual región costera de Sonora (Damon *et al.*, 1983), y entre los 77-52 Ma avanzó hacia la actual frontera entre los estados de Sonora y Chihuahua (Valencia-Moreno *et al.*, 2006), lo

cual ha sido interpretado como producto de una somerización del ángulo de subducción en la porción SW de Norteamérica (Coney y Reynolds, 1977; Damon *et al.*, 1983). Sin embargo, la ocurrencia de rocas magmáticas de entre 91-89 Ma en el centro de Sonora (McDowell *et al.*, 2001; Pérez-Segura *et al.*, 2009), así como de intrusivos fechados entre 70-80 Ma en el norte de Zacatecas (Sosa-Valdés, 2011; Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017), 85.7 Ma en Nazas, Durango (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991) y 83 Ma en las cercanías de Torreón, Coahuila (Solé *et al.*, 2007), indican que el modelo tectonomagmático es más complejo de lo que se había establecido.

Dicha actividad magmática con afinidad calci-alcalina ha sido comúnmente denominada “Magmatismo Laramide” en el NW de México, ya que es similar en edad a dicho evento tectónico en Norteamérica (80-40 Ma; p. ej., Coney y Reynolds, 1977; Ferrari *et al.*, 2005). No obstante, se ha reportado la ocurrencia de intrusiones ígneas sin-tectónicas en las regiones de Baja California (110 Ma; Johnson *et al.*, 1999; 2003), Sonora (~99 Ma; Sarmiento-Villagrana *et al.*, 2016) y Sinaloa (98-90 Ma; Henry *et al.*, 2003) que indican un evento de deformación compresiva mayor que ocurrió en ese tiempo, el cual según Schmidt y Paterson (2002) está relacionado con la acreción del arco Alisitos y estuvo activo entre 132-85 Ma; es decir, contemporáneo con la deformación en el Cinturón Sevier de EUA.

Posteriormente, en el Cenozoico temprano, la actividad magmática calci-alcalina continuó, desarrollándose relativamente cerca de la paleotrinchera, lo cual está principalmente representado por la actividad volcánica de la Sierra Madre Occidental y la Sierra Madre del Sur (p. ej., Ferrari *et al.*, 2005; Morán-Zenteno *et al.*, 2000). En el norte del país, la actividad magmática del Eoceno abarca desde los 46 hasta 27.5 Ma (Ferrari *et al.*, 2005), y en general en toda la región, las rocas volcánicas flanquean a los batolitos de la Sierra Madre Occidental. Geográficamente este vulcanismo está expuesto en Chihuahua, así como entre los límites de Sinaloa y Durango, la región oriental de Durango, San Luis Potosí y el sur de Zacatecas (Ferrari *et al.*, 2005).

La actividad magmática eocénica con afinidad de arco volcánico continental, ha sido también reportada en la región de Concepción del Oro, Zacatecas (González-Guzmán,

2011), al occidente de la cuenca de Sabinas, en Coahuila (Morton-Bermea, 1990; 1995) y en las Sierras de San Carlos-Cruillas y Tamaulipas (Viera-Décida *et al.*, 2009), donde parece ser contemporánea con actividad tectónica que involucra la reactivación de fallas de basamento, ya que algunos de los intrusivos presentan evidencias de deformación tectónica sin-emplazamiento (p. ej., Chávez-Cabello, 2005). En la región más oriental, este magmatismo ha sido interpretado como producto de fusión parcial asociado a la subducción de bajo ángulo de la placa Farallón durante este tiempo. Sin embargo, la ocurrencia de magmatismo de la misma edad en regiones más cercanas a la paleo-trinchera indica que este modelo debe ser revisado.

CAPÍTULO III

METODOLOGÍAS ANALÍTICAS

3.1 INTRODUCCIÓN

En la presente investigación fueron utilizadas diversas metodologías que permitieron caracterizar y determinar la edad de diversos tipos de roca presentes en el área de estudio, cuya importancia en la evolución tectónica de la región es crucial. En general se muestrearon rocas ígneas intrusivas, extrusivas, volcánicas, metamórficas y de falla (salbanda y pseudotaquilita), a las que se les realizaron diversos procedimientos analíticos para determinar su composición, estructura y lograr separar las fases minerales en las que se realizaron los análisis isotópicos (p. ej., preparación de láminas delgadas; separación de zircones y apatitos en las rocas cristalinas, fragmentos de vidrio en la pseudotaquilita y minerales arcillosos en las salbandas de falla). A continuación se describen de manera general las metodologías analíticas aplicadas en la presente investigación.

3.2 FECHAMIENTO ^{40}Ar - ^{39}Ar EN ILLITA

3.2.1 Generalidades sobre el método

El fechamiento de estructuras generadas por deformación frágil resulta complejo, debido a que las bajas temperaturas típicas de la corteza superior no son suficientes para generar recristalización sin-tectónica completa de minerales autigénicos que sean fechables por métodos convencionales (van der Pluijm *et al.*, 2001). Sin embargo, existen técnicas geocronológicas aplicadas a minerales arcillosos autigénicos (p. ej., illita) formados en zonas de cizalla frágil, que permiten establecer los tiempos de operación de eventos de deformación ocurridos en la corteza superior (p. ej., Kralik *et al.*, 1987; van der Pluijm *et al.*, 2001; Haines y van der Pluijm, 2008; Fitz-Díaz y van der Pluijm, 2013; Fitz-Díaz *et al.*, 2014).

La illita es un filosilicato no expandible, constituido por capas de 1 nm de espesor, formadas por aluminosilicatos tetraédricos y octaédricos, separados por cationes de potasio interstratificados (Moore y Reynolds, 1997). Según Grim *et al.* (1937), la fórmula química de la illita es: $(\text{K}, \text{H}_3\text{O})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}[(\text{OH})_2, (\text{H}_2\text{O})]$. Las illitas se pueden formar por la alteración de feldespatos o de otros minerales arcillosos (p. ej., esmectita, vermiculita

y caolinita), así como por la degradación de muscovita (Deer *et al.*, 1975), y por precipitación como consecuencia de interacciones fluido-roca en zonas de deformación frágil (p. ej., salbanda de falla; Vrolijk y van der Pluijm, 1999; van der Pluijm *et al.*, 2001; Haines y van der Pluijm, 2008; Rousset y Clauer, 2003; Verdel *et al.*, 2011; Fitz-Díaz y van der Pluijm, 2013; Fitz-Díaz *et al.*, 2014). La presencia de K en su estructura, permite datar a la illita con los métodos radiométricos K-Ar (Clauer *et al.*, 1997) y ^{40}Ar - ^{39}Ar (Dong *et al.*, 1995, 1997), y con esto establecer la temporalidad de los procesos geológicos en los que se forma.

La illita es estructuralmente similar a la muscovita, ya que su celda unitaria está constituida por dos capas de sílice tetragonales cuyos ápices se orientan hacia el interior de la estructura, con una capa octaédrica central (Figura 3.1). Sin embargo, composicionalmente contienen cantidades ligeramente mayores de Si, Mg, Fe y cationes OH^- , y menores de Al tetraédrico y K (Bailey, 1980). La diferencia en la forma de apilamiento de las unidades fundamentales de la illita permite dividirlos en 5 politipos (polimorfos) distintos (1M, 1Ma, 2M₁, 2M₂, y 3T; Haines y van der Pluijm, 2008); cuya nomenclatura se interpreta de la siguiente manera: el número entero antes de la letra mayúscula indica el número de unidades fundamentales, mientras que en los subíndices, los números indican la cantidad de posibles soluciones de apilamiento para la misma simetría cristalográfica y el mismo número de capas contenidas sobre la celda unitaria. La letra “d” indica desordenamiento cristalino.

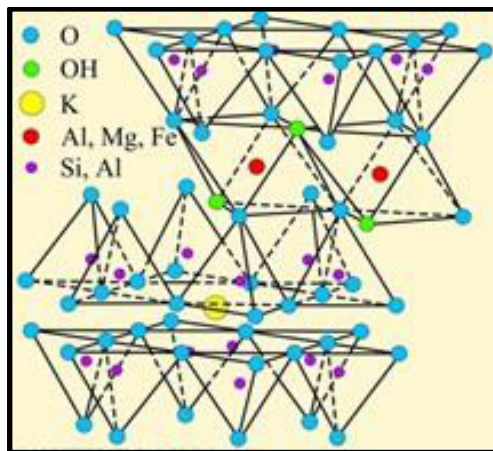


Figura 3.1.- Estructura cristalina de la illita donde se observa la disposición de sus capas (tomada de: pubs.usgs.gov/of/2001/of01-041/htmldocs/clays/illite.htm).

Los politipos más comunes en la naturaleza son: (1) el **2M₁** que está caracterizado por una secuencia de apilamiento con rotaciones regulares a 120°, repitiéndose cada 2 capas, es decir cada dos capas la rotación es similar. Este tipo de apilamiento produce una serie de reflexiones distintivas (11 l y 02 l) a 3.72, 3.49, 3.20, 2.98, 2.86 y 2.97 Å en los patrones de Difracción de Rayos X (DRX) de muestras en polvos no orientados (Moore y Reynolds, 1997; Figura 3.1). Además, este politipo es el más estable, ya que se forma a temperaturas por encima de 280° C (Velde, 1965), y es indistinguible de muscovita detrítica en las rocas detríticas de grano fino (Pevear, 1999). (2) El **politipo 1M** tiene una simetría monoclinica ordenada, en la cual todas las capas están dispuestas de la misma manera, aunque desfasadas de manera intercala en una dirección específica sobre el plano perpendicular al eje C. Este politipo es muy raro, y generalmente solo se encuentra en sistemas hidrotermales, donde su estructura se debe al contenido anómalamente alto de Mg (Peacor *et al.*, 2002). (3) El **politipo 1M_d** presenta una secuencia de apilamiento caracterizada por rotaciones y desfases de cada capa de silicatos en múltiplos aleatorios de 120°, o raramente a 60° en relación a las capas infra- y suprayacentes. Este politipo no presenta los picos típicos del 2M₁ en los patrones de DRX, en cambio presenta picos anchos en 003 a los 29.3° y 29.1° (p. ej., Haines y van der Pluijm, 2008; Figura 3.2). Por otro lado, la secuencia 1M-1M_d-2M₁ (autigénica) ha sido propuesta como un indicador de aumento progresivo de presión y temperatura, y se utiliza como parámetro para establecer el inicio de la zona metamórfica de grado bajo (anquizona: 280-360° C; cuando sólo se observa el politipo 2M₁, Reynolds, 1963), así como los procesos diagenéticos o de deformación que ocurren en la epizona, entre 80-250°C, es decir a profundidades entre 1-10 km, donde los politipos pueden coexistir en diferentes proporciones (van der Pluijm y Hall, 2015).

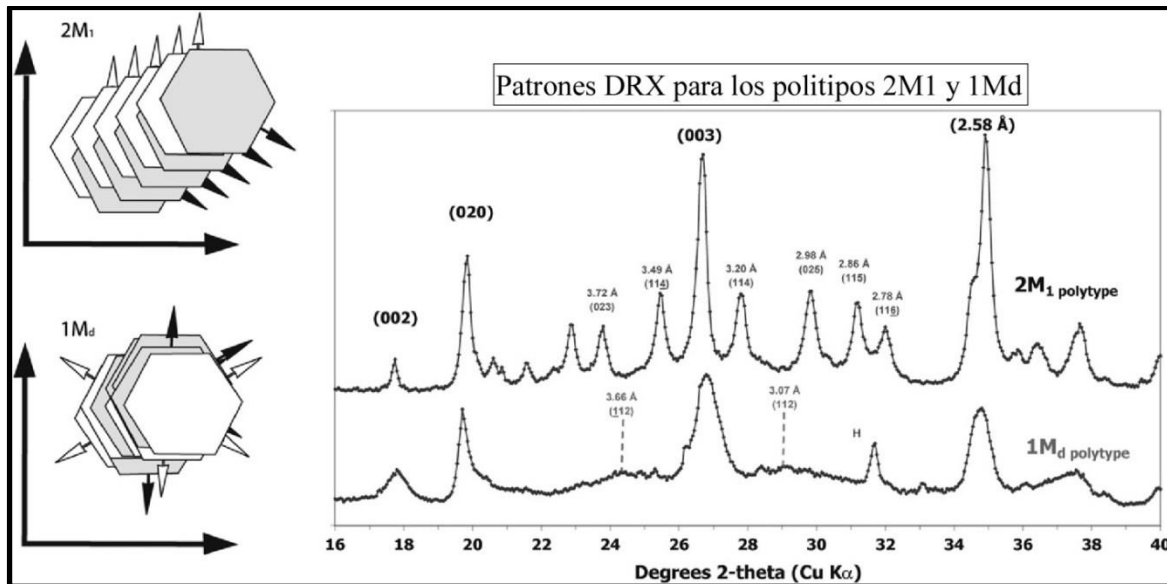


Figura 3.2.- Imagen donde se muestran los patrones DRX y la estructura cristalina para los politipos 2M₁ y 1M_d (Tomada de Haines y van der Pluijm, 2008).

Un parámetro importante en la caracterización de la illita es su Índice de Cristalinidad (IC), que se refiere al espesor de la parte media del pico de la primera reflexión basal (a los 10 Å) en un patrón de DRX, obtenido del análisis de muestras orientadas (Kübler, 1968; Kübler y Jaboyedoff, 2000; Figura 3.3).

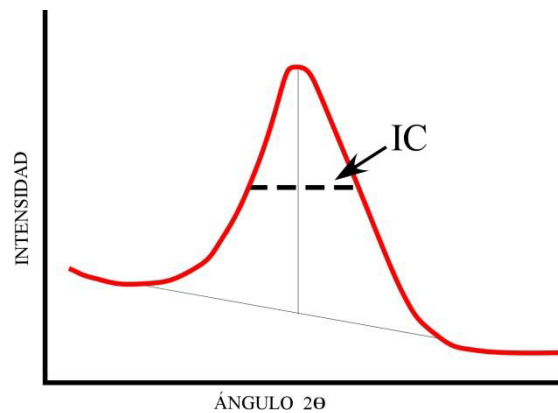


Figura 3.3.- Imagen en la que se muestra gráficamente la representación del índice de cristalinidad en un patrón de DRX (Kübler, 1968).

Es importante mencionar que los valores de IC obtenidos de la muestras orientadas, deben ser calibrados con estándares, para generar un IC corregido (IC*). Con el dato del IC*, y parámetros de medición utilizados en el difractor, se calcula el espesor de los

cristalitos de illita utilizando la ecuación de Scherrer (Scherrer, 1918; Langford y Wilson, 1978):

$$ICT = \frac{k\lambda}{\beta \cos\theta}$$

Donde **ICT** (*Illite Crystallite Thickness*) es el espesor de los cristalitos de illita, **k** es el factor de forma (~1), **λ** es la longitud de onda de los rayos X, **β** corresponde al índice de cristalinidad en radianes, y **θ** al ángulo de Bragg en radianes.

Se ha identificado que existe una correlación entre el IC y el politipismo de la illita, la cual sugiere que la transición de illita a muscovita involucra un engrosamiento cristalino y un ordenamiento progresivo en la simetría del apilamiento de sus capas, lo cual genera una disminución progresiva su IC (Kübler y Jaboyedoff, 2000).

3.2.1.1 Generación de illita en zonas en zonas de falla frágil

Los primeros trabajos donde se fecharon fallas mediante el análisis de illita consistieron en aislar facciones finas de los politipos 1M y 1M_d, considerándolos como indicadores de un crecimiento autigénico de baja temperatura, y asumiendo de manera incorrecta, que dichas muestras no contenían al politipo detrítico 2M₁ (p. ej., Kralik *et al.*, 1987). Posteriormente, Pevear (1999) aplicó el fechamiento radiométrico (K-Ar) en illita para datar diagénesis en lutita dentro de *plays* petroleros, indicando que estos minerales cristalizan en los mismos intervalos de temperatura que la generación de aceite a partir de materia orgánica. Este autor, también reportó que la illita presente en unidades bentoníticas es de tipo autigénica, y propuso analizar la edad (obtenida con el método K/Ar) en función del tamaño de grano, asumiendo que cada tamaño de grano implica diferente grado de mezcla entre illita autigénica (de tamaño de grano más fino) y detrítica (de tamaño de grano más grueso).

Van der Pluijm *et al.* (2001) reportaron que la illita se concentra en salbanda de falla dentro de zonas de falla poco profundas, y presentaron un método de caracterización de poblaciones de arcillas en dicho material, utilizando modelado de DRX y fechando la illita con encapsulamiento al vacío de las muestras, con lo cual se pudo evitar la pérdida de ³⁹Ar debido al “*recoil*” (proceso de pérdida de ³⁹Ar por irradiación), ya que este se queda

contenido en la cápsula de cuarzo, se puede contabilizar y considerar en la determinación de la edad de la muestra por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar . Dichos autores identificaron que en las zonas de falla, la illita autigénica ocurre como illita/esmectita mezclada con illita detrítica, y que existe una relación lineal entre el porcentaje de illita detrítica y la edad de una muestra, donde las muestras con 0% de illita detrítica presentan edades que están en concordancia con la generación de cizalla, mientras que las muestras con 100% de illita detrítica representan una mezcla de edades de illita heredada de las rocas afectadas por la cizalla. Partiendo de esta premisa, los autores indicaron que la cantidad de illita detrítica ($2M_1$) puede ser estimada utilizando modelado iterativo de patrones de difracción de la muestra, contra patrones de mezcla de estándares. Los valores de illita obtenidos con el modelado iterativo y los obtenidos del fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar , son colocados en un gráfico de illita $2M_1$ vs edad de la muestra, y una vez graficados, se calcula una línea de regresión por el método de York (Mahon, 1996), donde se obtiene la curva que mejor se ajuste a una tendencia lineal de los datos, en la cual además se integran los errores de ambas variables. La intersección de la recta en 0% de illita $2M_1$ es interpretado como la edad de generación de illita autigénica en la falla, mientras que el intersección a 100% es identificado como la edad de illita detrítica (van der Pluijm *et al.*, 2001; Haines y van der Pluijm, 2008).

Por otro lado, según Haines y van der Pluijm (2008) en las zonas de falla con presencia de salbanda, la generación de illita ocurre debido a dos reacciones principales: (1) la “illitización” de la illita/esmectita y (2) la neo-cristalización de illita autigénica tipo $1M/1M_d$, lo cual se explica gráficamente en la Figura 3.4.

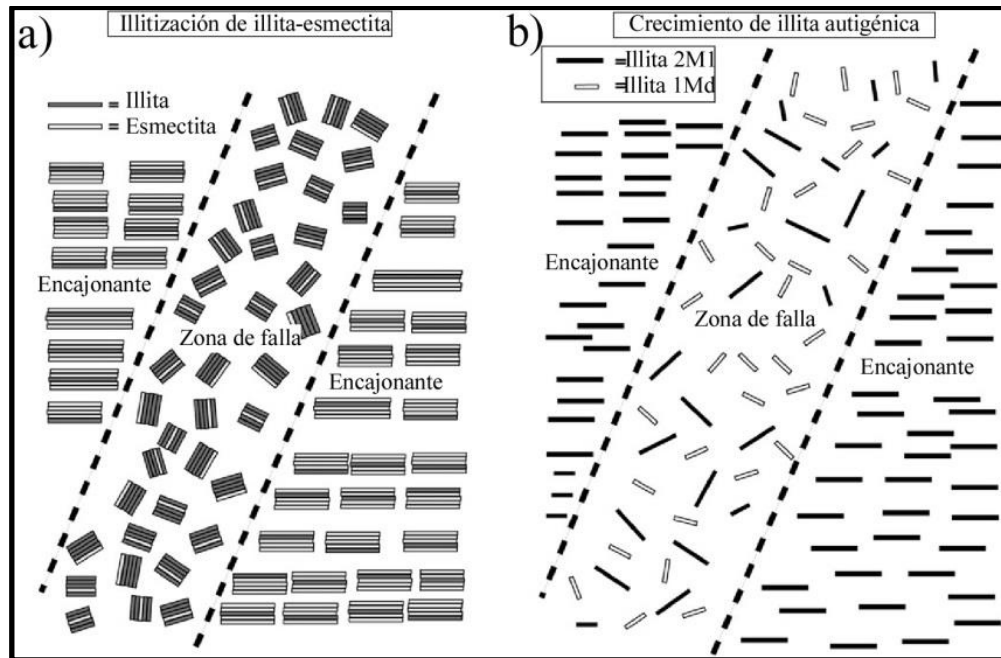


Figura 3.4.- Mecanismos de generación de illita autigénica en zonas de falla. (a) Illitización de illita/esmectita proveniente de la roca encajonante y (b) crecimiento autigénico discreto de illita 1M_d (tomada de Haines y van der Pluijm, 2008)

Posteriormente, Fitz-Díaz y van der Pluijm (2013) y Fitz-Díaz *et al.* (2014) dieron un nuevo enfoque a la aplicación de esta técnica, utilizándola para fechar pliegues que contienen capas cizalladas ricas en arcillas en la zona sur del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. Basándose en la premisa del plegamiento por cizalla flexural de Ramsay (1974), donde a diferencia de las fallas, que son estructuras de larga vida y pueden reactivarse, los pliegues formados por cizalla flexural, durante el cual se localiza cizalla en los flancos de los pliegues en las capas de lutita, alcanzan un ángulo inter-flanco de bloqueo (de 60 a 65°) y no se pliegan más mediante éste mecanismo, preservando la illita formada en los flancos de los pliegues por cizalla capa a capa. Ambas metodologías fueron utilizadas en este trabajo para determinar edades de cizalla para muestras colectadas en fallas y pliegues. La separación de las fases arcillosas fue llevada a cabo con el procedimiento que se describe a continuación.

3.2.2 Procedimientos de laboratorio para la separación de illita

El procedimiento empleado para la separación de arcillas de 14 muestras colectadas en zonas de falla localizadas durante el trabajo de campo de este estudio (ver localización en el capítulo de resultados) fue realizado en el laboratorio de separación de arcillas del Instituto

de Geología de la UNAM, basándose en la metodología descrita por Moore y Reynolds (1997), la cual consistió en los siguientes pasos:

- 1) Una vez en el laboratorio, se observó cuidadosamente cada una de ellas y se seleccionaron fragmentos que no mostraron evidencia de alteración y/o intemperismo, hasta alcanzar un aproximado de 50 g de material por muestra (Figura 3.5a).
- 2) Posteriormente, los fragmentos seleccionados de cada muestra fueron lavados con agua desionizada, y sus superficies fueron cepilladas con la finalidad de retirar cualquier rastro de suelo o restos de materia orgánica juvenil que estuviera adherido a estos. Los fragmentos “limpios” se secaron y colocaron en vasos de precipitado previamente etiquetados (Figura 3.5b).
- 3) Una vez “secos”, los fragmentos se colocaron en refractarios previamente etiquetados, y posteriormente fueron transportados a un horno programado a 50°C, donde fue posible retirar la humedad residual. Posteriormente, los fragmentos fueron triturados utilizando un mortero de ágata, dando pequeños golpes de manera vertical, hasta obtener un material fino de granulometría variable entre arena fina y arcilla (Figura 3.5c).
- 4) El material obtenido de cada muestra se colocó en vasos de precipitado y se mezcló con agua desionizada hasta quedar en suspensión. Inmediatamente después, cada vaso fue colocado en un baño de ultrasonido por ~5 minutos, con la finalidad de realizar una separación efectiva entre los minerales arcillosos y cualquier otra fases mineral contenida en la muestra (Figura 3.5d). Este procedimiento fue realizado tantas veces como fue necesario para cada muestra (hasta coleccionar el volumen necesario), agitando la mezcla siempre antes de colocar el vaso dentro de baño ultrasónico.
- 5) El líquido con minerales en suspensión resultante del paso anterior fue vaciado en tubos para centrifuga, los cuales fueron colocados en una centrifugadora con la finalidad de separar los diferentes tamaños de grano (Figura 3.5e). La separación de cada fracción de tamaño se realizó atendiendo a las especificaciones mostradas en la Tabla3.1.

Tabla 3.1. Especificaciones para la separación de minerales arcillosos por centrifugación.

Fracción	Tamaño(μm)	Velocidad (rpm)	Tiempo (min)	Ciclos
Fina	<0.08	4000	90	4
Fina-media	<0.02	3000	30	4
Gruesa-media	<0.75	2000	10	4
Gruesa	1	2000	5	4
Super-gruesa	2	1000	3	4

- 6) Una vez separadas, cada una de las fracciones fue colocada en recipientes refractarios previamente etiquetados, y deshidratadas por aproximadamente 3 días dentro del horno de laboratorio, a una temperatura entre 45-50°C (Figura 3.5f). Posteriormente, se realizó una selección de las mejores muestras, es decir las de mayor contenido de illita las cuales fueron posteriormente retiradas de los recipientes refractarios por medio de raspado, utilizando navajas de rasurar (Figura 3.4g). El material obtenido (~3-5g) fue posteriormente “cortado” o triturado con las mismas navajas, con la finalidad de generar la muestra en polvo, que fue posteriormente almacenada en microtubos de centrifuga (Figura 3.5h), para su posterior caracterización por medio del análisis de difracción de rayos X (DRX).

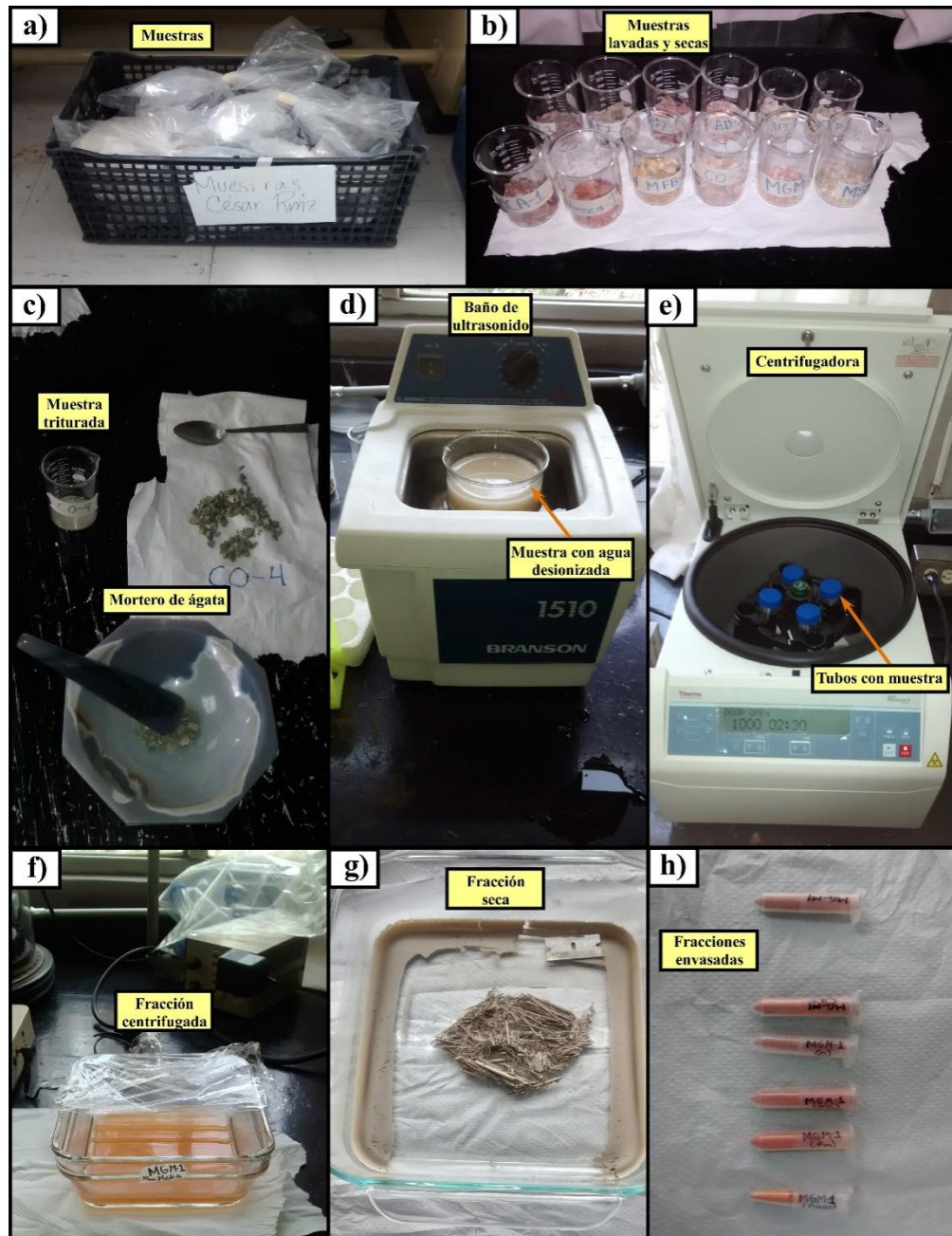


Figura 3.5.- Etapas del procedimiento utilizado para la separación de minerales arcillosos en muestras colectadas en el área de estudio: a) muestras separadas en bolsas herméticas; b) fragmentos limpios y secos, separados en vasos de precipitado; c) proceso de trituración de fragmentos en el mortero de ágata; d) baño de ultrasonido donde fueron colocadas las muestras para la separación de las fracciones arcillosas; e) máquina centrifugadora utilizada para separar los distintos tamaños de grano de cada una de las muestras; f) recipiente refractario utilizado para almacenar, y posteriormente deshidratar en el horno las fracciones separadas por centrifugado; g)

desprendimiento de la fracción arcillosa decantada en el recipiente refractario después de su deshidratación; h) ejemplo de algunas de las fracciones envasadas en microtubos de centrifuga.

Una porción de las muestras seleccionadas resultantes fue además utilizada para generar muestras orientadas, que sirvieron para calcular el índice de cristalinidad (IC) de las arcillas contenidas en ellas. Para este procedimiento se realizó una preparación especial, la cual se describe a continuación:

- 1) Se separó un aproximado de 0.02 g de cada muestra en una balanza analítica Nimbus® (Figura 3.6a). Cada porción obtenida fue colocada por separado en tubos de ensayo con agua desionizada, los cuales fueron cerrados, y posteriormente sumergidos en el baño de ultrasonido con la finalidad de disgregar el material en el agua (Figura 3.6b).
- 2) Una vez disgregado, el material fue extraído del microtubo utilizando una pipeta e inmediatamente fue colocado en un porta-objetos previamente etiquetado, tratando siempre de colocar la suficiente muestra para formar un pequeño domo. Los portaobjetos fueron colocados en una superficie horizontal e inmóvil, hasta que la muestra secó por completo a temperatura ambiente.
- 3) Una vez seca, la muestra quedó adherida al vidrio formando una delgada película de material arcilloso (Figura 3.6c), y fue posteriormente analizada en un difractor de Rayos X Rigaku portátil como se explica más abajo.

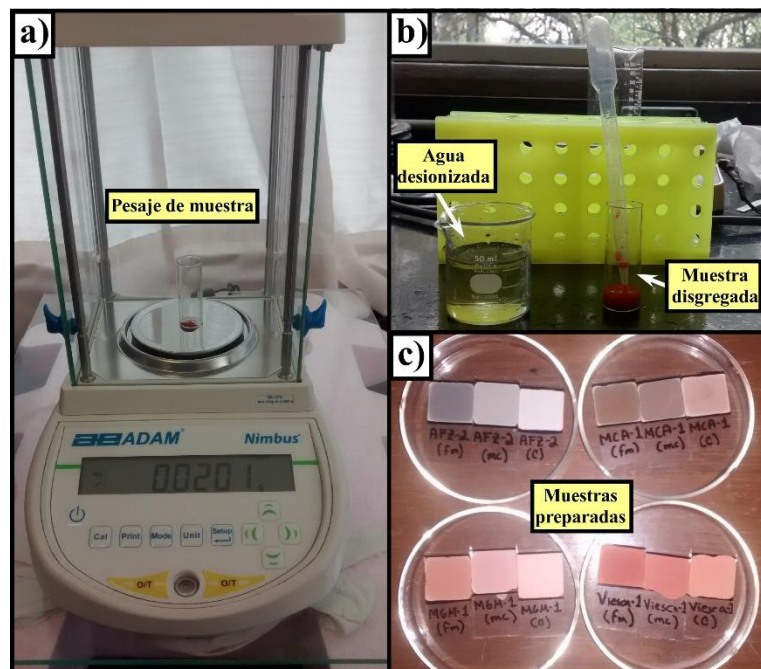


Figura 3.6.- Procedimiento utilizado para generar muestras orientadas. a) Pesado de muestra en balanza analítica de alta precisión; b) disgregación y recolección, y c) presentación final de algunas de las muestras que fueron analizadas en el difractómetro.

3.2.3 Análisis de DRX en illita

Para determinar la mineralogía de las muestras procesadas se realizó el análisis de difracción de rayos X en el Laboratorio de Fluidos Corticales del Centro de Geociencias de la UNAM. Se analizaron las muestras en polvo (y estándares) de cada una de las subfracciones obtenidas durante la separación, las cuales fueron desorientadas manualmente (Figura 3.7a) y colocadas en la porta muestras de un difractómetro MiniFlex de la marca Rigaku (Figura 3.7b, c), donde fueron analizadas a una velocidad de 1° (ángulo 2Θ) cada 6 minutos, en un intervalo de $2-37^\circ$. Durante este procedimiento también fueron analizados estándares (Mt-1 para illita 1Md y muscovita de pegmatita de Minas Garaus de Brasil molida para illita 2M₁), con los cuales posteriormente se realizó análisis comparativo iterativo y cuantificación de politipos de illita en cada una de las muestras.

Para obtener el IC, las muestras orientadas se analizaron en un rango de 2 a 20° a una velocidad de $1^\circ/\text{minuto}$. En la misma velocidad y rango de medida fueron analizadas muestras estándares (SW1, SW3, SW5, SW6, recomendadas por Warr y Rice, 1994), las

cuales sirvieron para calibrar los IC de las muestras en estudio. Los valores de IC fueron calculados utilizando el programa *Match! Program*®. La curva de calibración fue generada mediante la regresión lineal por mínimos cuadrados de los puntos generados con los valores medidos y los reportados en la literatura para los estándares (Warr y Rice, 1994). La ecuación de la recta obtenida se utilizó para calcular los valores de IC*, los cuales fueron posteriormente convertidos a nanómetros, que es la unidad de medida utilizada en los análisis de illita.



Figura 3.7.- a) Preparación y b, c) colocación de muestras en el difractómetro.

3.2.4 Microscopio Electrónico de Barrido

Además de la caracterización por DRX, pequeños fragmentos de cada muestra fueron analizados en un Microscopio Electrónico de Barrido (MEB). Los fragmentos (incluyendo fragmentos de una pseudotaquilita fechada en este trabajo) fueron cortados y pulidos en el laboratorio de preparación de arcillas del Instituto de Geología de la UNAM, y cubiertos con una delgada capa de oro en el laboratorio de microscopía electrónica del Instituto de Química de la UNAM (Figura 3.8a, b). Posteriormente, fueron analizados en un MEB marca Zeiss, modelo EVO MA10 (Figura 3.8c) del Laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis del Instituto de Geología de la UNAM, donde logró observarse la textura, estructura y composición elemental de los minerales.



Figura 3.8.- a, b) Preparación de muestras y c) equipo utilizado para observar la microestructura de muestras de illita y pseudotaquillita analizadas en el presente trabajo.

3.2.5 Fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar en illita

Después de la caracterización mineralógica, solo cinco muestras fueron seleccionadas para realizar el fechamiento, ya que las demás mostraron patrones DRX que indicaba la ocurrencia de fases minerales diferentes a la illita, las cuales podrían contener K, lo cual representaría un problema al fechar. A las muestras seleccionadas se les realizó la identificación y cuantificación de politipos, y fueron posteriormente enviadas al *Earth and Environmental Sciences Department* de la Universidad de Michigan, Estados Unidos, donde fueron empaquetadas y encapsuladas al vacío en viales de sílice y trasladadas al reactor nuclear de McMaster, Canadá, donde se irradiaron en condiciones de 90 MWh. Después de la irradiación, la capsulas con las muestras se colocaron en una línea de vacío, donde la capsula fue quebrada para liberar el ^{39}Ar producido por *recoil*, el cual posteriormente fue utilizado para realizar la corrección por tamaño de grano. Posteriormente, las muestras fueron calentadas por pasos para la medición del ^{39}Ar y ^{40}Ar liberado de la estructura cristalina (van der Pluijm *et al.*, 2001).

Una vez obtenidos, los datos fueron procesados para obtener edades modelo utilizando la ecuación de edad del sistema isotópico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, para cada paso de calentamiento:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + J \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} \right) + 1$$

Dónde: λ es la constante de decaimiento de ^{40}Ar y J es un factor que se mide en una muestra estándar, el cual permite calcular la cantidad de ^{39}K que fue convertido a ^{39}Ar durante la irradiación de la muestra.

Utilizando la formula anterior, se obtienen dos edades modelo: una denominada edad de gas total (*TGA* por sus siglas en inglés) en la cual se incluyen el ^{39}Ar liberado por *recoil* y el ^{39}Ar y ^{40}Ar retenido en la muestra, edad que es virtualmente igual a una edad obtenida mediante el método K-Ar. La otra edad que se obtiene es la edad de retención (RA), la cual solo considera el ^{39}Ar retenido en la muestra (Dong *et al.*, 1995). De acuerdo con Fitz-Díaz *et al.* (2016), observaciones empíricas han permitido identificar que las edades de gas total en muestras donde el tamaño de los cristales (ICT) es menor que 10-15 nm son altamente concordantes con la edad de los procesos geológicos donde fueron generadas; mientras que para las edades de gas total, esta condición se cumple cuando los cristales son relativamente más gruesos (p. ej., Dong *et al.*, 1995, 1997, 2000; Hall *et al.*, 1997; Verdel *et al.*, 2011; Fitz-Díaz *et al.*, 2014).

Debido a que estos análisis han tenido una gran auge en últimos años, recientemente se han logrado grandes avances en la interpretación y corrección de datos generados con la técnica anteriormente expuesta. El más reciente fue una propuesto para corregir las edades de gas total (XCA) con base en el tamaño de los cristales y la cantidad de *recoil* que presentan las muestras analizadas con esta técnica (Fitz-Díaz *et al.*, 2016). Según dichos autores, las edades más representativas de las muestras analizadas por este método tienen valores intermedios entre la edad de gas total (TGA) y de retención (RA), y están directamente relacionadas con la capacidad de contener y almacenar Ar, debido a que este depende del espesor de los cristalitos de illita. La fracción de *recoil* es otro parámetro de la capacidad de la illita para retener en su estructura, y también es utilizado para realizar esta corrección, los cuales se consideran en la siguiente ecuación:

$$XCA = \frac{TGA(ICT - 1)n_a}{(n_a - 1) * ICT}$$

Dónde:

XCA es la edad corregida, **TGA** es la edad de gas total, **ICT** se refiere al espesor de los cristallitos de illita (nm) y n_a 1/recoil. Esta corrección fue aplicada a las muestras fechadas en este trabajo, cuyas características serán presentadas en el capítulo de resultados.

Una vez obtenidos los porcentajes de illita $2M_1$ de cada muestra, así como las edades corregidas, ambos son colocados en las gráficas de % $2M_1$ vs. edad, para obtener la edad del fallamiento o plegamiento.

3.2 FECHAMIENTO U-Pb y (U-Th)/He EN ZIRCONES Y APATITOS

3.2.1 Geocronología U-Pb en zircones

De acuerdo con (Solari *et al.*, 2009), el método isotópico U (Th) – Pb es el más exacto para cuantificar la escala de tiempo geológico. Este método se fundamenta en el análisis del decaimiento radioactivo de los elementos U y Th a Pb (Faure y Mensing, 2005), y tiene un amplio rango de aplicaciones, ya que ha sido utilizado tanto para fechar los minerales más antiguos de la Tierra (Wilde *et al.*, 2001), como para minerales tan jóvenes como 1 Ma (Reid y Coath, 2000). El mineral donde más se aplica este método es el zircón (Hanchar y Hoskin, 2003; Parrish y Noble, 2003), donde se ha demostrado que incluso a temperaturas mayores que 900°C, la difusión de Pb es insignificante, de ahí su importancia en la determinación de edad de emplazamiento de intrusivos ígneos (Cherniak y Watson, 2001; Lee, 1997).

El U y Th tienen propiedades químicas similares ya que forman parte de la serie de los actínidos. El U tiene tres isótopos radiactivos (^{238}U , ^{235}U , ^{237}U), mientras que Th ocurre como ^{232}Th (Faure y Mensig, 2005). El ^{238}U decae a ^{206}Pb con un tiempo de vida media de 4.468×10^9 años y durante el proceso de decaimiento emite ocho partículas alfa y seis partículas beta; mientras que el decaimiento de ^{235}U decae a ^{207}Pb ocurre en un tiempo de

vida media de 0.7038×10^9 años, mediante la emisión de siete partículas alfa y cuatro partículas beta. El ^{237}U forma parte de la serie de desintegración del ^{238}U y posee un tiempo de vida media de 2.47×10^5 años. Por otro lado, el ^{232}Th decae a ^{208}Pb (que es estable) por medio de la emisión de seis partículas alfa y cuatro partículas beta en un tiempo de vida media de 14.010×10^9 años.

Según Faure y Mensig (2005), la ecuación para determinar la edad de cualquiera de los sistemas ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$; $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ o $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$) de decaimiento del sistema U (Th)-Pb es la siguiente:

$$t = \left(\frac{1}{\lambda}\right) * \ln\left(1 + \frac{D}{P}\right)$$

Dónde: t es la edad de sistema isotópico, λ es la constante de decaimiento del sistema isotópico, y la relación $D/P = e^{-\lambda t}$ es la relación atómica padre-hijo del sistema isotópico utilizado. Los valores de λ para ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th según Jaffey *et al.* (1971) y Cheng *et al.* (2000), son: 1.55125×10^{-10} años $^{-1}$, 9.8485×10^{-10} años $^{-1}$ y 0.49475×10^{-10} años $^{-1}$, respectivamente.

3.2.2 Curva de concordia y edades *tuff-zirc*

Para representar gráficamente los datos obtenidos del análisis U-Pb en zircones para las muestras de este trabajo se utilizaron dos gráficos distintos: diagramas de concordia tipo Wetherill y diagramas de edad promedio tipo *tuff-zirc*. Los diagramas de concordia tipo Wetherill fueron introducidos por Wetherill (1956), y en ellos se grafican los valores de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de cada análisis, los cuales se contrastan con la curva de concordia. La curva de concordia se construye utilizando los valores de vida media de cada uno de los dos sistemas isotópicos para diferente tiempo, y adquiere su forma curva (no linear) debido a que ^{238}U y ^{235}U tienen diferentes valores de vida media. Debido a lo anterior, en un diagrama de concordia, todas las muestras que hayan permanecido como un sistema cerrado desde el tiempo de su formación quedarán graficadas sobre la línea de concordia, mientras que las que quedan graficadas fuera de esta exhibirán cierto grado de discordia, debido a que experimentaron algún grado de apertura de su sistema isotópico (Faure y Mensig, 2005). Por otro lado, el algoritmo *tuff-zirc* detecta valores erróneos en los datos

para minimizar los efectos de pérdida de Pb (Ludwig y Mundill, 2002). Este algoritmo aísla el mayor conjunto de análisis que tienen una probabilidad de ajuste en la edad con un valor superior a 0,05 y calcula la edad media de dicho grupo, con incertidumbres distintas en cada extremo, debido a que se utiliza un valor único: aquel de las mejores edades de cada punto de análisis (*best age*), lo cual representa la mejor edad para las muestras analizadas.

3.2.3 Metodología de separación de minerales pesados

La metodología empleada para realizar la separación de las fases minerales pesadas consistió en varios pasos, y fue realizada en los laboratorios de trituración y molienda del Instituto de Geología de la UNAM y la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL, de la manera que se describe a continuación:

- 1) Primeramente, las muestras fueron descostradas en el afloramiento, con la finalidad de eliminar superficies meteorizadas o afectadas por hidrotermalismo, obteniéndose entre 50 y 30 kg de roca sana por muestra.
- 2) Una vez en el laboratorio, las rocas fueron reducidas a fragmentos de aproximadamente 10 cm³, utilizando un martillo geológico y un marro pequeño. Estos fragmentos fueron posteriormente triturados utilizando una prensa de laboratorio y un triturador Siebtechnik EB 7/6 para reducirlos a un tamaño variable entre 1 y >0.5 mm (Figura 3.9a, b).
- 3) Posteriormente, las muestras trituradas fueron tamizadas para obtener las fracciones del tamaño adecuado (entre las mallas 100 y 200, según el diámetro de los minerales medido en lámina delgada), donde estarían concentrados los zircones y apatitos (Figura 3.9b). En general, se obtuvieron cantidades variables entre 500 y 900 gramos de cada una de las muestras durante este procedimiento.
- 4) Después, dichas fracciones fueron tratadas utilizando la mesa *Wilfley*, con la finalidad de realizar una separación gravimétrica y concentrar los minerales pesados de cada muestra (Figura 3.9c).
- 5) Los concentrados de minerales pesados obtenidos durante la separación gravimétrica fueron colocados en crisoles, lavados con agua bidestilada y acetona grado analítico, y posteriormente secados bajo lámparas incandescentes en el Laboratorio de separación de minerales del Instituto de Geología de la UNAM.

Posteriormente, se procedió a realizar la extracción de minerales ferromagnéticos de cada muestra, lo cual se logró utilizando un separador isodinámico de *Frantz*, que permitió obtener una concentración cada vez mayor de apatitos y zircones en cada una de las muestras (Figura 3.9d).

- 6) Los concentrados de minerales pesados no magnéticos fueron posteriormente observados en un microscopio binocular, donde se realizó una separación manual de los minerales de interés (Figura 3.9e; zircones y apatitos).
- 7) Para el fechamiento U-Pb, los zircones fueron montados en una probeta de resina epoxi y posteriormente desbastados hasta aproximadamente la mitad de su espesor, con la finalidad de exhibir las características internas de cada cristal (Figura 3.9f).
- 8) Para el caso de los zircones y apatitos que fueron utilizados para la termocronología de baja temperatura (U-Th-He), estos fueron empaquetados en pequeños *viales*, que fueron posteriormente enviados a los laboratorios para su análisis.



Figura 3.9.- Instrumentos utilizados durante la separación de zircones y apatitos en los laboratorios de la Facultad de Ciencias de la Tierra y el Instituto de Geología: a) prensa de laboratorio y b) triturador de quijadas utilizados para la reducción y pulverización parcial de fragmentos de roca; c) tamizadora donde se realizó la separación por tamaño de grano de las fracciones previamente trituradas; d) mesa *Wilfley* utilizada para la separación de minerales pesados de las distintas fracciones de tamaño; e) separador magnético isodinámico de *Frantz* usado para eliminar la fracción magnética de los concentrados de minerales pesados, el recubrimiento de papel aluminio fue cambiado en cada muestra con la finalidad de evitar contaminación de las mismas; f) cristales de zircón separados a mano observados en un microscopio binocular, probetas utilizadas para

empaquetar los cristales de zircón, y probetas pulidas donde se exhiben los cristales previamente montados en resina (dentro de los círculos negros).

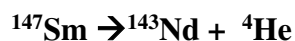
3.2.4 Análisis U-Pb en zircones de muestras estudiadas

Los análisis geocronológicos U-Pb en zircones de la presente investigación fueron realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM, utilizando la técnica LA-ICP-MS (*Laser Ablation-Multicollector-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). En total se analizaron 30 granos de zircón de cada una de las ocho muestras fechadas en este trabajo, a los que previamente se les realizó una toma de imágenes con catodoluminiscencia para determinar los sitios ideales donde realizar la ablación.

En general, la secuencia llevada a cabo para el análisis U-Pb en los cristales de zircón consistió de ablaciones en estándares de vidrio, estándares naturales de zircón y las muestras a medir de este trabajo. Durante los análisis se midió la señal asociada a los isótopos: ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th y ^{238}U , los cuales fueron posteriormente reducidos y corregidos por el laboratorio utilizando el software *U/Pb age* (Tanner, 1991), para obtener las relaciones isotópicas que se muestran en el ANEXO I. Los datos reducidos y corregidos de cada muestra fueron procesados utilizando el *software* Isoplot 3.7, donde se generaron los diagramas de Wetherill para determinar las edades de intersección en la curva de concordia, así como los gráficos de edad promedio mediante la aplicación *Tuffzirc age*. La técnica completa empleada por el laboratorio puede ser consultada en Solari *et al.* (2010).

3.2.5 Termocronología (U-Th)/He en zircones y apatitos

La termocronología (U-Th)/He está basada en la producción radiactiva de isótopos de ^4He por medio de cuatro sistemas de decaimiento primarios (Farley, 2002):



Debido a que en materiales sólidos el ^4He se difunde rápidamente a temperaturas moderadas, la termocronología (U-Th)/He ha sido ampliamente utilizada para definir la historia térmica de rocas a temperaturas relativamente bajas ($\sim 70^\circ$ en apatito; Ehlers y Farley, 2003; y 170-190 en zircón, Dodson, 1973), lo que hace a esta técnica muy versátil para solucionar problemas de geomorfología y neotectónica.

La ecuación básica para determinar la edad de del sistema isotópico (U-Th)/He es:

$$^4\text{He} = 8^{238}\text{U}[\exp(\lambda_{238}t) - 1] + 7^{235}\text{U}[\exp(\lambda_{235}t) - 1] + 6^{232}\text{Th}[\exp(\lambda_{232}t) - 1]$$

Donde, ^4He , ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th son las concentraciones actuales de esos isótopos, λ es la constante de decaimiento de cada isótopo (ver valores en el sub-tema anterior) y t es el tiempo de acumulación o edad de Helio (Farley, 2002; Reiners, 2002). Los coeficientes que preceden a los isótopos U y Th en la ecuación indican la cantidad de partículas alfa emitidas en cada serie de decaimiento (Farley, 2002).

Una complicación que existe con el uso de este método de fechamiento, es que, durante el decaimiento radiactivo, las partículas alfa producidas por el decaimiento de U y Th son emitidas con suficiente energía cinética para viajar distancias de varias micras dentro del cristal, lo cual puede ocasionar que distintos cristales en la mismo roca puedan mostrar edades muy jóvenes o muy antiguas (Farley *et al.*, 1996). La distancia de la eyección puede variar entre 11 y 34 micras, y es progresivamente más corta para ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th (Farley *et al.* 1996). Lo anterior ha llevado a determinar un factor de corrección por tamaño de grano (Farley *et al.*, 1996), el cual es proporcionado por el laboratorio.

Los análisis para obtener estos los datos de (U-Th)/He fueron realizados el *(U-Th)/He and U-Pb Geo-Thermochronometry Lab* de la *Jackson School of Geosciences* en la Universidad de Austin, Texas. En general, la técnica consistió en la selección manual de granos sin inclusiones, utilizando un estereomicroscopio Nikon SMZ-U; posteriormente los granos seleccionados fueron fotografiados digitalmente, para después ser medidos

morfométricamente (en alícuotas de 3) utilizando el *software AnalySIS®* y poder calcular la corrección por eyección alfa mencionada en el párrafo anterior (para que dicha corrección sea mínima, el laboratorio recomienda utilizar cristales euhédricos, libres de inclusiones y con un espesor mínimo de 70 micras). Posteriormente, las alícuotas fueron envasadas en tubos de aluminio y para el caso de apatitos, se calentaron con un láser durante 5 minutos a 1070 °C y se analizaron para He (ocasionalmente se recalientan para garantizar una desgasificación completa). Para el caso de los zircones, las alícuotas fueron calentadas por 10 minutos a 1300 °C y posteriormente recalentadas hasta obtener una desgasificación completa.

Después de la desgasificación, el He radiogénico se analizó en una línea metálica de UHV (Ultra-alto-vacío), totalmente automatizada, la cual está equipada con sistemas de alícuotas de volumen preciso para la dilución de isotopos de ^3He y suministro de estándar de ^4He , además de un sistema de purificación de gases criogénicos y un espectrómetro de masas cuadrupolo con el cual se midieron las relaciones $^3\text{He}/^4\text{He}$ para determinar la edad del sistema isotópico. Posteriormente, se recuperaron las alícuotas y se disolvieron para determinar las concentraciones de U, Th y Sm.

En el caso de los apatitos, las alícuotas fueron diluidas en HNO_3 al 30% a 90°C durante 1 hora; mientras que los zircones la disolución se realizó utilizando los procedimientos estándar de digestión doble a presión (en HF-HNO_3 y HCl) durante 4 días. Una vez realizado el proceso de disolución, los productos generados fueron analizados para determinar sus concentraciones de U, Th y Sm utilizando un equipo ICP-MS de alta resolución *ThermoElement2*, el cual cuenta con un nebulizador micro-concéntrico y un auto muestreador.

CAPÍTULO IV

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1 INTRODUCCIÓN

Como se mencionó en capítulos anteriores, el área de estudio está ubicada en el noreste de México, incluye la zona sur del Sector Transversal de Parras (Tardy, 1972) y la Saliente de Monterrey (Avenius, 1982), que forman parte del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental en esta región del país (Figura 4.1; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000). Dicha región ha sido ampliamente estudiada debido a su heterogeneidad litológica y estructural, ya que ahí afloran rocas que constriñen el basamento de por lo menos tres terrenos tectonoestratigráficos (Coahuila, Sierra Madre y Central; Campa y Coney, 1983; Centeno-García *et al.*, 2008); así como las sucesiones sedimentarias marinas que constriñen a las cuencas mesozoicas “del Centro de México” (Carillo-Bravo, 1972) y “de Sabinas” (Peterson, 1985), así como a las cuencas de antepaís Parras y La Popa (McBride, 1967; Weidie, 1967).

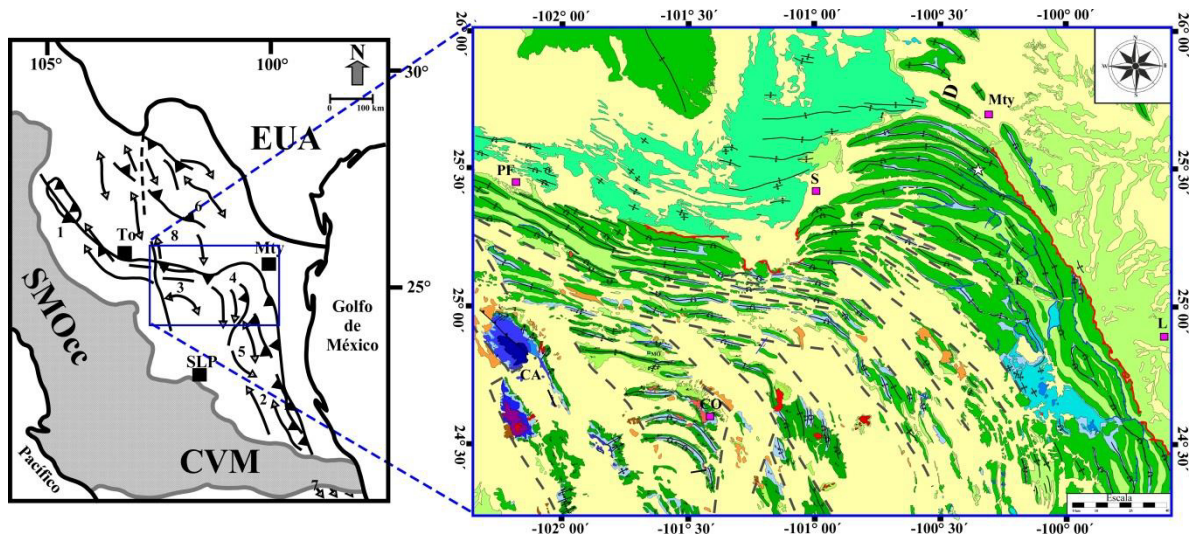


Figura 4.1.- Localización geográfica y marco geológico del área de estudio utilizando como referencia los sectores del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental propuestos por Eguiluz de Antuñano *et al.* (2000) (para código de colores del mapa geológico ver ANEXO II). Sectores: San Pedro el Gallo (1), Huayacocotla (2); Transversal de Parras (3), Saliente de Monterrey (4), Valles (5), Cuenca de Sabina (6), Región Zongolica (7), Bloque de Coahuila (8). To: Torreón, SLP: San Luis Potosí, Mty: Monterrey, PF: Parras de la Fuente, CA: Coapas, CO: Concepción del Oro, L: Linares.

Específicamente, la región estudiada en esta investigación forma parte de dos de los terrenos tectonoestratigráficos del Noreste de México: terrenos Sierra Madre y Central, de los cuales a continuación se presenta una breve descripción.

4.2 TERRENOS TECTONOESTRATIGRÁFICOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

4.2.1 Terreno Sierra Madre

Este elemento tectónico incluye a las sucesiones metamórficas paleozoicas del Esquisto Granjeno (~351-300 Ma; Nance *et al.*, 2007, Torres-Sánchez *et al.*, 2015), que se yuxtaponen a rocas Grenvillianas del complejo Novillo perteneciente al bloque de Oaxaquia (1-1.2 Ga; Cameron *et al.*, 2004). En conjunto, dichos complejos rocosos conforman al basamento cristalino de la provincia morfo-tectónica de la Sierra Madre Oriental (e.g., Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000) y son sobreyacidos por la secuencia sedimentaria marina del Mesozoico asociada a la apertura del Golfo de México (Figura 4.2; Campa y Coney, 1983).

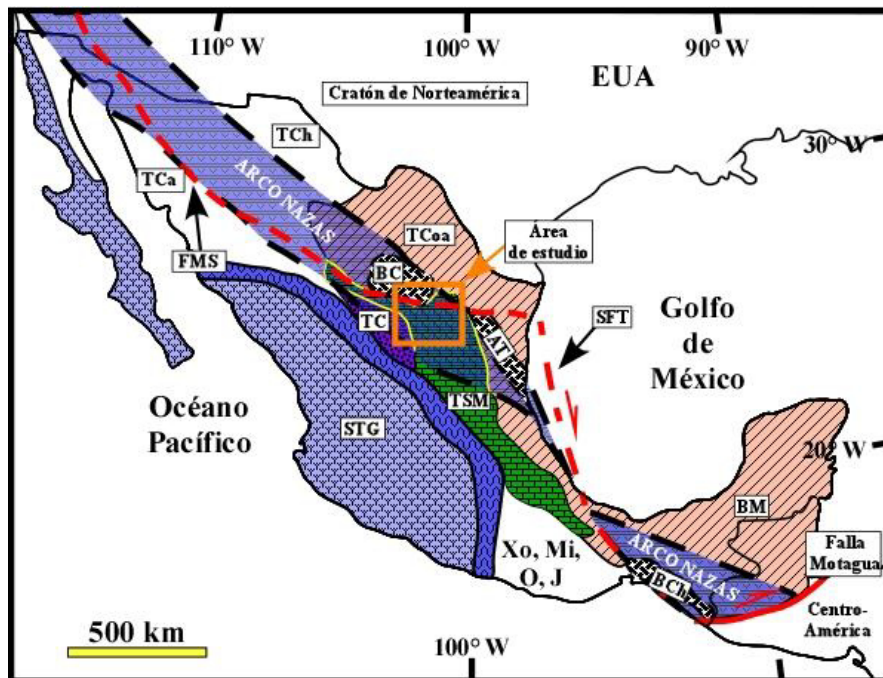


Figura 4.2.- Localización de los terrenos tectonoestratigráficos de México (según Campa y Coney, 1983), y del arco magmático del Jurásico (Nazas) inferida por Molina-Garza y Lawton (2014). La localización del Terreno Central (TC) fue adaptada de Centeno-García *et al.*, (2008). FMS: Falla Mojave-Sonora, SFT: Sistema de fallas de Tehuantepec, TC: Terreno Central, TCoa: Terreno Coahuila, TCh: Terreno Chihuahua, TCa: terreno Caborca, STG: Super-terreno Guerrero, TSM:

Terreno Sierra Madre, Xo, Mi, O, J: Terrenos Xolapa, Mixteco, Oaxaca y Juárez, BM: Bloque Maya, BC: Bloque de Coahuila, AT: Archipiélago de Tamaulipas, BCh: Bloque de Chiapas. Las líneas amarillas cerca del área de estudio representan los límites de los terrenos Central y Sierra Madre.

El Esquisto Granjeno aflora en varias localidades del Noreste de México, como el anticlinorio Huizachal-Peregrina en Cd. Victoria, Tamaulipas; el alto de Miquihuana y Bustamante, Tamaulipas y el bloque de Aramberri, en Nuevo León; principalmente en el núcleo de anticlinorios o zonas de basamento exhumado (Barboza-Gudiño *et al.*, 2011). En general, este ensamble litológico está constituido por una secuencia polideformada que incluye rocas ígneas (tobas, flujos de lava y lavas almohadilladas) con afinidades geoquímicas MORB y OIB, y sedimentarias (arenisca, lutita, conglomerado y lutita negra) metamorfizadas en facies de esquistos y subesquistos verdes (*e.g.*, Carrillo-Bravo, 1961; Dowe *et al.*, 2005; Nance *et al.*, 2007; Torres-Sánchez *et al.*, 2015). Dicha secuencia fue depositada en el océano Rhéico (Torres-Sánchez *et al.*, 2015), donde la fuente de sus sedimentos fueron rocas grenvillianas y panafricanas, según lo indica la edad de zircones detríticos contenidos en las rocas meta-siliciclásticas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2011). Por otro lado, la afinidad geoquímica de las rocas volcánicas tipo MORB las relaciona genéticamente con vulcanismo desarrollado en la dorsal del océano Rhéico, mientras que las OIB están asociadas con la actividad de una posible pluma del manto desarrollada cerca de la mencionada dorsal (Torres-Sánchez *et al.*, 2015). Sobre yaciendo tectónicamente al Esquisto Granjeno, ocurren sucesiones sedimentarias paleozoicas no metamorfizadas, las cuales cubren un rango de edad entre el Silúrico y Pérmico temprano, y están expuestas principalmente en el cañón de Caballeros, Cd. Victoria (Carrillo-Bravo, 1961).

La secuencia paleozoica es intrusionada por cuerpos ígneos asociados al arco permo-triásico, que se desarrolló en la margen occidental de Pangea, y cuyos remanentes actualmente ocurren a lo largo de una franja geográfica que abarca desde el NW hasta el SE de México (Damon *et al.*, 1981; Torres *et al.*, 1999; Stewart *et al.*, 1986; Weber *et al.*, 2005; Arvizu e Iriondo, 2015), y que forman parte también del basamento de la Sierra Madre Oriental.

En el área de estudio no existen afloramientos de las rocas del terreno Sierra Madre, sin embargo se ha identificado que algunos de los cuerpos intrusivos que afloran en la región (e.g. intrusivos Rocamontes) exhiben xenolitos de granulitas (gneises; Figura 4.3a) que debieron ser movilizados desde el basamento grenvilliano que subyace a la región, e incluso parcialmente asimilados por el magma (Figura 4.3b; González-Guzmán, 2011). Además, en la presente investigación también se han reconocido xenocristales de zircón en rocas ígneas (e.g., intrusivo Caopas, Formación Nazas-Rodeo) con edades variables entre 1-1.1 Ga, que apoyan la idea del basamento grenvilliano en la zona,

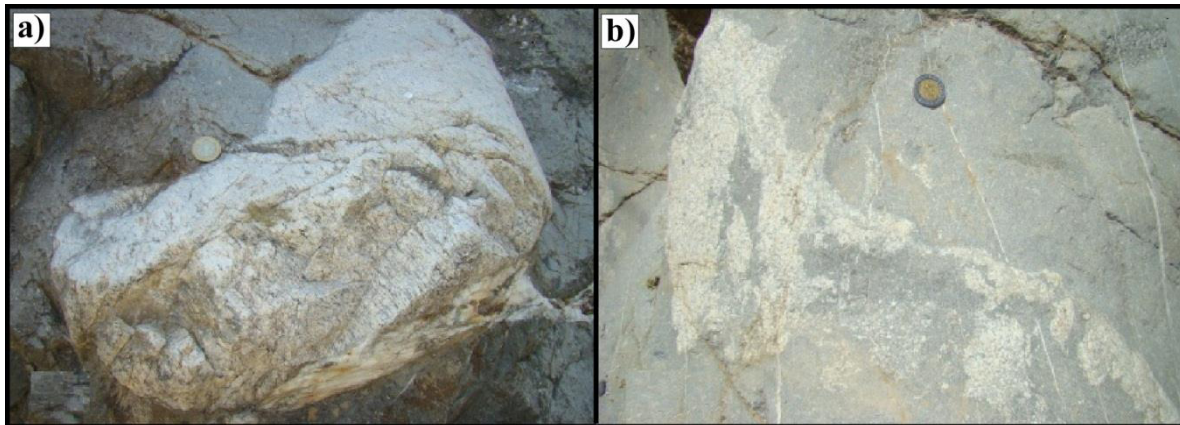


Figura 4.3.- Xenolitos corticales de granulitas, a) transportados y b) parcialmente asimilados por el magma que generó al intrusivo Rocamontes (Imagen tomada de González-Guzmán, 2011).

4.2.2 Terreno Central

No existe mucha información sobre este terreno tectonoestratigráfico propuesto por Centeno-García *et al.* (2008). Sus rocas más antiguas corresponden a un complejo de subducción desarrollado entre el Triásico tardío-Jurásico temprano (López-Infanzón, 1988; Díaz-Salgado, 2003; Anderson *et al.*, 2005; Centeno-García *et al.*, 2008), constituido por un *melange* de turbiditas siliciclásticas marinas que contienen bloques exóticos de pedernal, serpentinita y lavas almohadilladas con afinidad MORB y OIB, definido como Formación Taray por Córdoba (1964). El ambiente de depósito de esta unidad ha sido interpretado como un prisma de acreción desarrollado en la margen occidental de Oaxaquia entre el Pérmico y Jurásico inferior (Ortega-Gutiérrez *et al.* 1984; Jones *et al.*, 1995; Díaz-Salgado, 2004; Anderson *et al.*, 2005), sin embargo no existen dataciones absolutas que permitan

constreñir de manera precisa su edad. El basamento sobre el cual se depositó esta unidad es desconocido, pero se interpreta que es diferente al basamento Proterozoico del Bloque Oaxaquia, sobre el cual cabalga (Centeno-García *et al.*, 2008).

La edad de acreción del terreno Central es incierta, sin embargo Centeno-García *et al.* (2008) infieren que no debió ocurrir después del Jurásico temprano, ya que contiene a rocas del “arco Nazas”, que también están presentes al oriente, en el terreno Sierra Madre (Figura 4.2).

La Formación Taray es la unidad más antigua que aflora en el área de este estudio, específicamente en la región de Teyra, dentro del bloque tectónico de San Julián en la zona sur del Sector Transversal de Parras (Anexo II). En esta región, la Formación Taray ocurre como una sucesión de rocas silicilásticas polideformadas (brecha, arenisca y lutita; Figura 4.4a, b), que incluye bloques exóticos de pedernal, lavas almohadilladas (Figura 4.4c) y radiolaritas (Figura 4.4d), con abundantes estructuras sedimentarias que indican un ambiente de depósito marino profundo. En esta zona, la unidad litológica está localmente afectada por el emplazamiento del complejo intrusivo Pico de Teyra, que en su aureola de contacto le generó metamorfismo, deformación por emplazamiento y recristalización. La Formación Taray es correlacionable con las formaciones: La Ballena (Labarthe-Hernández, 1984; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994) y Zacatecas (Carrillo-Bravo, 1968; Cantú-Chapa, 1968; Centeno-García y Silva-Romo, 1997), que afloran en el estado de San Luis Potosí y en Zacatecas, Zacatecas.

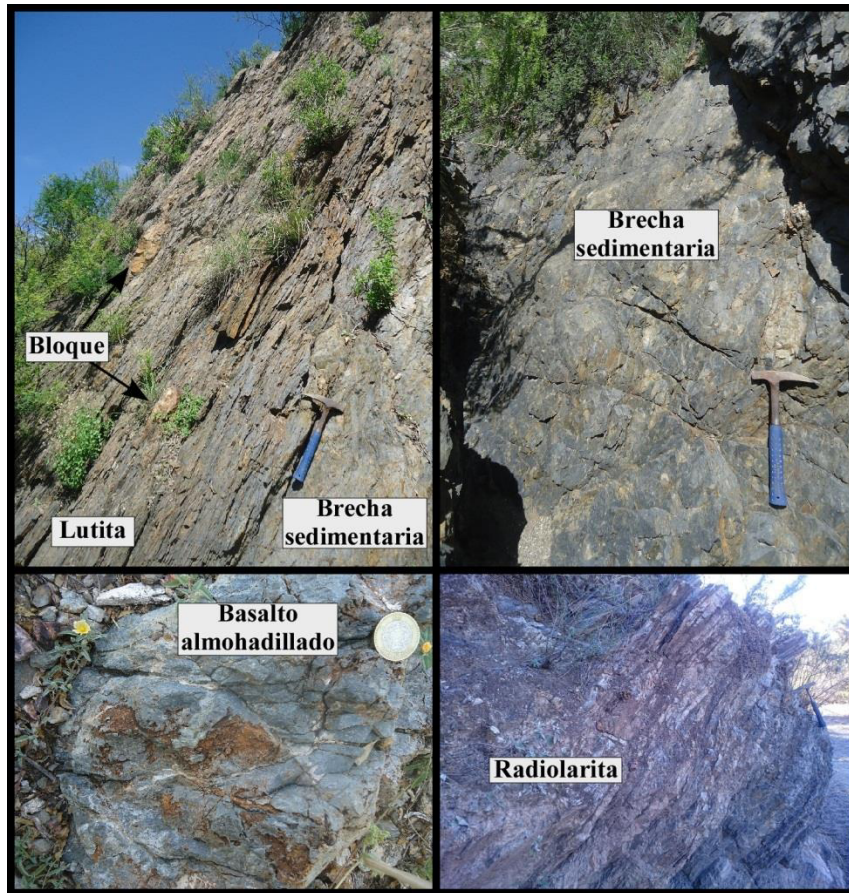


Figura 4.4.- a) Lutita y brecha sedimentaria con bloques de arenisca deformados, b) brecha sedimentaria poliméctica, c) bloque de lava basáltica almohadillada y c) bloque de radiolarita bandeada, contenidos dentro de la Formación Taray.

4.2.3 El Arco Nazas: Rocas volcánicas y volcanosedimentarias del Jurásico inferior-medio

Sobre los basamentos de los terrenos antes mencionados se depositó una sucesión de rocas volcánicas y volcanosedimentarias que está directamente relacionada a la actividad magmática extensional del arco Nazas (*p.ej.*, Busby-Spera, 1988). Este magmatismo se desarrolló entre el Jurásico temprano-medio, desde el NW (Sonora) hasta el SE (Chiapas) de México (*p.ej.*, Jones *et al.*, 1995; Torres *et al.*, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Bartolini *et al.*, 2003; Villarreal-Fuentes *et al.*, 2014; Figura 4.2). En el área de estudio las rocas asociadas a este evento magmático están representadas por una gruesa pila de rocas volcanosedimentarias, volcánicas e intrusivas que conforman a las formaciones: Rodeo,

Caopas y Nazas, las cuales sobreyacen en discordancia angular a la Formación Taray en el terreno Central y al basamento paleozoico en el terreno Sierra Madre (ANEXO III).

La Formación Rodeo fue propuesta por Rogers *et al.*, (1963; según López-Infanzón, 1986) como una sucesión de metasedimentos y filitas que afloran en las inmediaciones del Rancho “El Rodeo” en el norte de Zacatecas. En este trabajo se ha identificado que dicha unidad está constituida por sucesiones volcánicas y volcanoclásticas de granulometría variable entre brecha y toba, que exhiben coloraciones entre gris verdoso, rosado, café claro y púrpura (Figura 4.5a, b). Las rocas volcánicas son principalmente andesitas y dacitas con textura porfirítica, donde la andesita es la más abundante y está principalmente constituida por fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita, zircón y apatito, incluidos en una mesostasis de plagioclasa y anfíbol; mientras que la dacita presenta plagioclasa, anfíbol, biotita, feldespato potásico, cuarzo y zircón. Las rocas volcanoclásticas de grano fino corresponden a tobas, que por su granulometría exhiben el desarrollo intenso de foliaciones tectónicas con recristalización de clorita sobre los planos (Figura 4.5d); principalmente generadas en zonas donde existen contrastes litológicos importantes (*p. ej.*, toba-andesita); mientras que las de grano grueso están representadas por brechas volcánicas e ignimbritas, que exhiben fragmentos de pómez, rocas volcánicas, y esporádicamente fragmentos de rocas sedimentarias marinas con restos fósiles de la Formación Taray (Figura 4.5a, c).

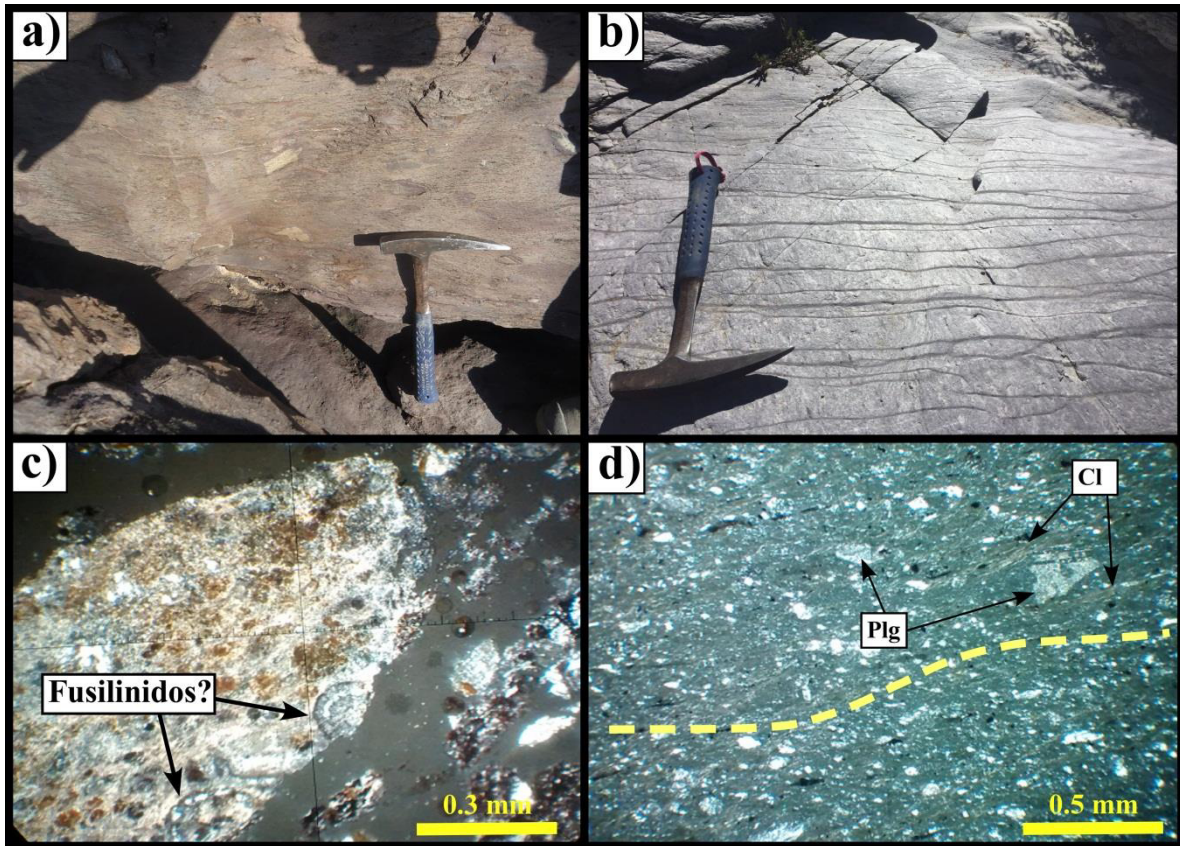


Figura 4.5.- a) Afloramiento de brecha y b) toba metamorfizada, que exhiben c) clastos con restos fósiles de fusilínidos (?) y d) desarrollo de foliación tectónica con recristalización de clorita sobre los planos. Fotomicrografías en nicoles cruzados (NX). Plg: plagioclasa, Cl: clorita

En su localidad tipo (Nazas, Durango), al norte del área de estudio, Lawton y Molina Garza (2014) fecharon con zircones detríticos dos miembros de la Formación Nazas, la edad del miembro inferior fue constreñida entre 180-178 Ma y el superior entre 170-169 Ma. Una muestra fechada en este trabajo (ver capítulo de resultados) demuestra que el depósito de la la Formación Rodeo estuvo activo hace 174.85 +1.65 -1.85 Ma., lo cual indica que las formaciones Rodeo y Nazas son contemporáneas, por lo que en este trabajo se agrupan como Formación Nazas-Rodeo.

El intrusivo Caopas fue descrito por Rogers *et al.* (1963) como un esquistos derivado de derrames riolíticos. Posteriormente, López-Infanzón (1986) lo describió como una intrusión hipabisal de textura porfirítica, afectada por cataclasis y de composición variable entre ácida e intermedia. Este mismo autor reportó dos fechamientos K-Ar en plagioclasa sódica

con edades 78 ± 4 y 73 ± 4 Ma, interpretándolas como edades de recalentamiento “laramídico”.

Por otro lado, en la región noreste del bloque de San Julián, la cima de la Formación Nazas-Rodeo está constituida por derrames volcánicos de composición andesítica con xenolitos de rocas intrusivas de composición félsica e intermedia. El contacto con la unidad que le sobreyace es por discordancia erosiva, indicando que después de una etapa intensa de vulcanismo, en la región debió ocurrir un evento de deformación que exhumó y erosionó la cima de la Formación Nazas-Rodeo, cambiando además las condiciones de erosión y depósito y dando lugar a la generación de lechos rojos de origen continental. Inmediatamente encima de la base erosiva de la Formación Nazas-Rodeo aflora una brecha sedimentaria de aproximadamente 2 metros de espesor que contiene únicamente fragmentos de hasta 30 cm de diámetro de las rocas volcánicas con xenolitos, soportados por una matriz arenosa-arcillosa. Dicha brecha es interpretada aquí como la base de la Formación La Boca. Hacia la cima, los clastos de la brecha cambian en composición y disminuyen su tamaño (a fragmentos de entre 1-5 cm; Figura 4.6a), observándose un cambio transicional hacia los típicos lechos rojos, que están dispuestos en estratos medianos constituidos por fragmentos de arenisca roja, limolita y esporádicos volcánicos ácidos soportados por una matriz arenosa de color gris y rojizo (Figura 4.6b). En la parte media de esta unidad clástica afloran capas de arenisca fina y limolita roja que desarrollan un intenso clivaje de plano axial, los cuales hacia la cima cambian su granulometría, presentándose areniscas conglomeráticas y brechas de color gris-rojizo. En la parte estratigráficamente más alta se observa un cambio importante en la coloración de la matriz de las rocas, ya que el color rojizo está casi ausente y la coloración gris es predominante, debido a la presencia de cantidades importantes carbonato de calcio como cementante (Figura 4.6c). Aunque no se encontraron fósiles diagnóstico, es posible que tal cambio de composición en la matriz de las rocas clásticas se deba a un cambio en el ambiente de depósito de continental a marino, sin embargo esto debe ser analizado con detalle en estudios posteriores. Una cuestión importante, es que al oriente del poblado de El Rodeo, la cima de la Formación La Boca está representada por una limolita calcárea color café claro que cambia gradualmente hacia los carbonatos marinos de la Formación Zuloaga. El espesor de la Formación La Boca es

variable en toda la región del Bloque de San Julián, su mayor potencia ocurre en la zona norte del Bloque de San Julián, donde alcanza hasta 400 m, acuñándose hasta 2-5 m en la parte central y aflorando nuevamente con espesores de más de 100 m en la zona sur de dicha estructura (ANEXO II).

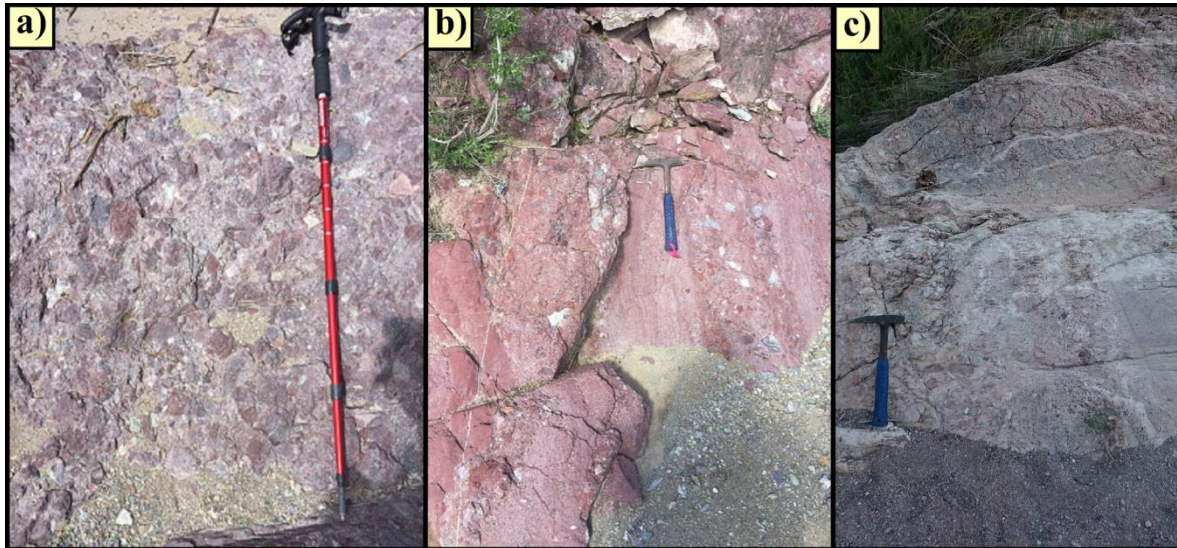


Figura 4.6.- Afloramientos de la base(a), parte media (b) y techo (c) de la Formación La Boca. Nótese que en a) la brecha está constituida por fragmentos volcánicos de la Formación Nazas-Rodeo, y en la cima la matriz es de una coloración clara por la presencia de carbonato de calcio como componente principal.

Otra región en la que afloran los lechos rojos es el bloque de Galeana, donde están representados por conglomerado, brecha sedimentaria, arenisca y limolita que forman parte de las formaciones: El Alamar y La Joya, separadas por discordancia angular (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). La Formación El Alamar está constituida por arenisca, limolita, conglomerado y brecha sedimentaria, y está intrusionada por diques y sills de composición andesítica fechados en 220 y 193 Ma (U-Pb en zircones, Cruz-Gómez *et al.*, 2017). La Formación La Joya está constituida por arenisca y conglomerado rojos, que presentan evidencias de vulcanismo sin-sedimentario, y está sobreyacida por rocas evaporíticas intercaladas con tobas ácidas emplazadas a los 164.8 ± 1.7 Ma (Cross, 2012), que son también cortadas por domos riolíticos del Titoniano (149.4 ± 1.2 Ma; Cruz-Gómez *et al.*, 2017).

4.2.4 Rocas sedimentarias marinas (Jurásico superior-Cretácico superior)

Las evaporitas de la Formación Minas Viejas y los carbonatos de la Formación Zuloaga representan la primera etapa de la ingesión marina relacionada a la apertura del Golfo de México en el Noreste de México (Kroeger y Stinnesbeck, 2003), lo cual ocurrió entre el Calloviano y el Oxfordiano, durante el Jurásico superior (Figura 4.7). La Formación Minas Viejas se depositó en condiciones marginales o de aguas poco profundas a lo largo de una franja NNW-SSE en el oriente de México, y posee fósiles de amonites, bivalvos y gasterópodos similares a especies reportadas en Estados Unidos, Cuba y Europa, indicando que para este tiempo existió un intercambio faunístico entre estos y el Golfo de México, a través del denominado corredor Hispánico (Zell *et al.*, 2015). En la periferia de los altos de basamento, durante esta misma etapa se depositaron los sedimentos clásticos y carbonatados de la Formación La Gloria (Humprey y Díaz, 2003); mientras que en la plataforma se depositó la Formación Zuloaga, la cual consiste de calizas oolíticas y dolomías depositadas en zonas poco profundas (Oivanki, 1974).

En la región sur del Sector Transversal de Parras, no existen extensos paquetes de rocas evaporíticas como en la Saliente de Monterrey (Figura 4.7). En general en esta región, los carbonatos de la Formación Zuloaga sobreyacen a los lechos rojos, y solo existen esporádicas regiones donde es posible observar delgados lentes de rocas evaporíticas intercaladas con los carbonatos de la Formación Zuloaga. Por otro lado, en la Saliente de Monterrey se reporta un espesor potente de rocas evaporíticas (Figura 4.7), que afloran ampliamente en la región del bloque de Galeana, y que hacia el antepaís llega a alcanzar hasta 1,000 m de espesor (Humprey y Díaz, 1954).

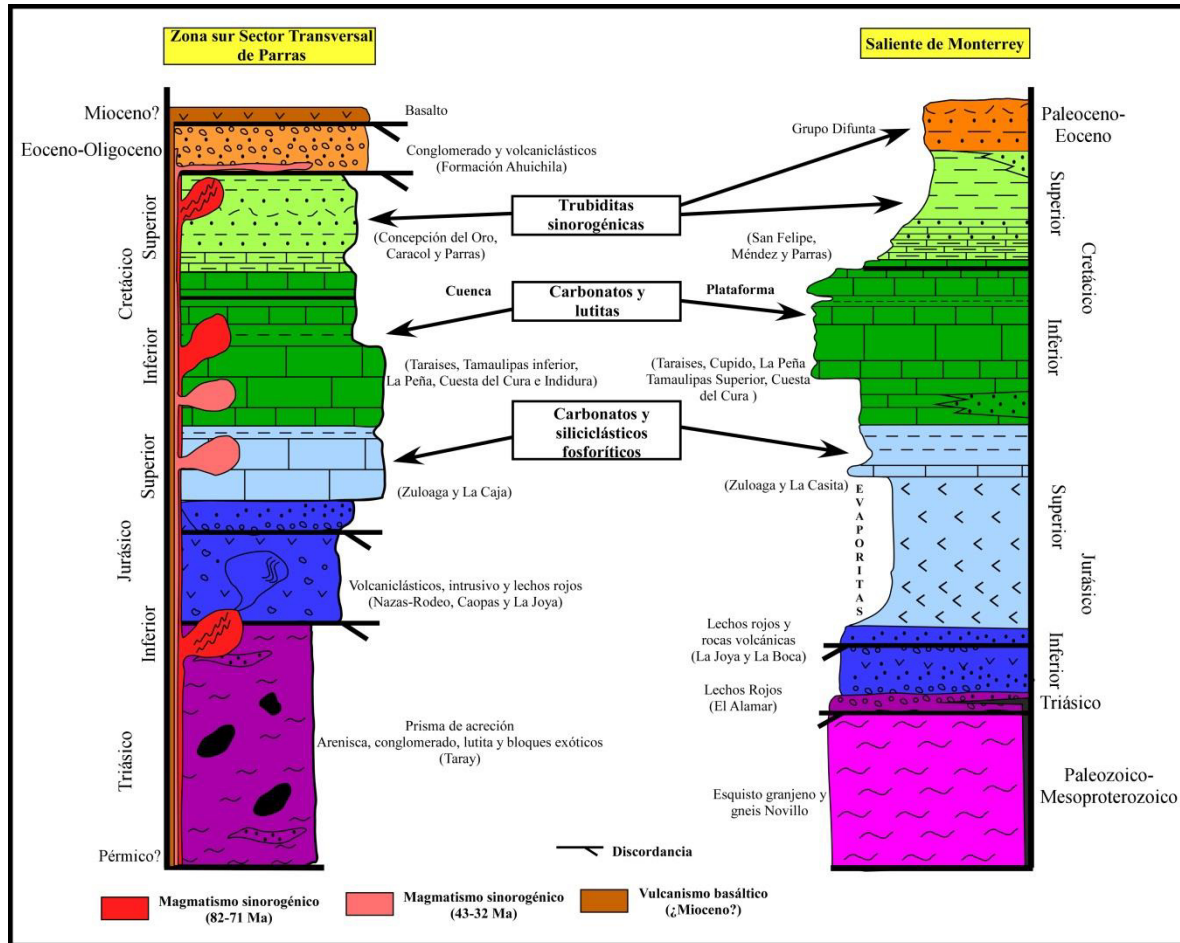


Figura 4.7.- Columnas estratigráficas de la región sur del Sector Transversal de Parras y la Saliente de Monterrey generadas a partir de datos reportados en la literatura y en este trabajo (*p. ej.*, Michalzik, 1988; Eguluz de Antuñano *et al.*, 2000; Ocampo-Díaz *et al.*, 2016; Fitz-Díaz *et al.*, 2017)

En la región de la saliente de Monterrey, la Formación Zuloaga está constituida por caliza oolítica en estratos gruesos y medianos, mientras que en la región sur del Sector Transversal de Parras está constituida por caliza *wackstone* de color gris claro, con abundantes estilolitas diagenéticas, fósiles de *Nerinea* sp., fragmentos de corales y nódulos de pedernal. En contacto transicional sobre la Formación Zuloaga, se depositó la Formación La Casita (Kimmeridgiano-Berriasiano), que en la región proximal al bloque de Coahuila está constituida, de la base a la cima, por: caliza de agua somera, arenisca aluvial y conglomerado, que representan a flujos de sedimentos terrígenos (facies deltáicas) desarrollados sobre las plataformas epicontinentales del Noreste de México (Fortunato y

Ward, 1982); mientras que facies hemipelágicas, que afloran en la zona sur del Sector Transversal de Parras están representadas por la Formación La Caja, constituida por rocas fosfáticas, limolita, lutita y marga con fósiles (amonites, bivalvos y braquiopodos) abundantes dentro de concreciones calcáreas (e.g., Burchardt, 1906; 1930; Cantú-Chapa, 1963; Villaseñor *et al.*, 2000; Zell y Stinnesbeck, 2015; Zell *et al.*, 2016).

Posteriormente, en el Cretácico temprano (Berriasiano-Hauteriviano) en toda el área de estudio se depositó una secuencia carbonatada en ambiente de plataforma abierta que corresponde a la Formación Taraises (Michalzik, 1988), la cual principalmente en la región de la Saliente de Monterrey contiene facies arenosas depositadas en ambientes costeros tanto en el borde del bloque de Terán (Miembro Galeana; Formación Carbonera; Michalzik, 1988; Ocampo-Díaz *et al.*, 2008), como en el Bloque de Coahuila (Delta de Saltillo, Formación Carbonera; Eguiluz de Antuñano, 2001). El miembro Galeana aflora de manera importante en la región de Galeana, Nuevo León, donde está representado por areniscas depositadas en facies de prodelta y frente deltáico influenciado por mareas (Ocampo-Díaz *et al.*, 2012); mientras que el delta de Saltillo está constituido por arenisca, conglomerado arenoso, caliza, marga y lutita que afloran de manera importante en la región norte de la Saliente de Monterrey (Eguiluz de Antuñano, 2001).

Entre el Barremiano y el Albiano, en el Noreste de México, ocurrieron dos etapas de desarrollo de amplias plataformas carbonatadas que bordearon al ancestral Golfo de México (plataformas Cupido y de Coahuila; *p.ej.*, Lehmann *et al.*, 1999). Las dos plataformas están divididas por una secuencia transgresiva del Aptiano, constituida por los sedimentos calcáreo-arcillosos de la Formación La Peña que aflora en toda el área de estudio (*p.ej.*, Tinker, 1982; Moreno-Bedmar *et al.*, 2013). La geometría de la plataforma Cupido estuvo directamente influenciada por la morfología del Bloque de Coahuila (Lehmann *et al.*, 1999), donde se depositaron las formaciones: Cupido y Cupidito, depositadas entre el bloque de Coahuila y un margen arrecifal discontinuo de corales y rudistas (Wilson y Piali, 1977; Goldhammer y Johnson, 2001) que afloran ampliamente en la región norte de la Saliente de Monterrey y el Sector Transversal de Parras; mientras en las zonas de plataforma profunda y cuenca (correspondientes a las regiones sur de los

sectores Saliente de Monterrey y Transversal de Parras) se depositaron los carbonatos hemipelágicos de la Formación Tamaulipas Inferior (Lehmann *et al.*, 1999). Posteriormente, en la región de la Saliente de Monterrey se depositaron los carbonatos de la Formación Tamaulipas Superior, que hacia la región sur del Sector Transversal de Parras se acuñan e interdigitan con las capas de carbonatos, pedernal y lutita de estratificación ondulante pertenecientes a la Formación Cuesta del Cura, que en esta región presentan lentes de conglomerado y brecha sedimentaria interestratificados, que indican inestabilidad tectónica en la región durante su depósito. Después del desarrollo de las plataformas carbonatadas y depósito de la Formación Cuesta del Cura, en el noreste de México ocurrió un cambio importante en las condiciones de sedimentación debido a que inició una transición a cuencas de antepaís, el cual fue diacrónico de occidente a oriente, desde la Cuenca Mesozoica del Centro de México (en la región de Zacatecas) hasta la Cuenca de Burgos (Tamaulipas), desde el Turoniano hasta el Paleoceno-Eoceno (Tardy *et al.*, 1974; Giles *et al.*, 1999; Eguiluz de Antuñano, 2011; Ocampo-Díaz *et al.*, 2016). Los depósitos generados durante este evento corresponden a las formaciones Concepción del Oro, Caracol y Parras de la región sur del Sector Transversal de Parras, y San Felipe, Parras, Méndez y el Grupo Difunta en el Sector Saliente de Monterrey (Imlay, 1936; DeCserna, 1956; Roger *et al.*, 1956; Carrillo-Bravo, 1971; McBride, 1975; Vega-Vera *et al.*, 1989; Goldhammer, 1999; Gray y Lawton, 2011; Ocampo-Díaz *et al.*, 2016). Estos depósitos turbidíticos son interpretados como depósitos sinorogénicos distales y proximales asociados a la migración del frente de deformación del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, en el antepaís del Orógeno Mexicano.

La sedimentación sinorogénica en la región del antepaís estuvo acompañada por el emplazamiento de complejos intrusivos de composición heterogénea con edades variables entre el Campaniano y Maastrichtiano en la región de Zacatecas, Durango y San Luis Potosí (Solé *et al.*, 2007; Cuéllar-Cárdenas *et al.* 2001; Iriando *et al.*, 2004; Sosa-Valdés, 2011; Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017; Figura 4.7), los cuales exhiben relaciones sin- y postectónicas respecto a pliegues y zonas de cizalla compresiva, asociadas a deformación de piel delgada (*thin-skinned tectonics*) en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. Conforme el frente de deformación avanzó, la cuña sedimentaria clástica migró

al oriente, generándose los depocentros de las cuencas de Parras y La Popa; donde la sedimentación sin-orogénica estuvo activa entre el Campaniano-Eoceno temprano (McBride *et al.*, 1975; Laudon, 1984; Vega-Vera *et al.*, 1989; Eguiluz de Antuñano, 2011; Gray y Lawton, 2011). La etapa de sedimentación sinorogénica asociada a la deformación de piel delgada en la región sur del Sector Transversal de Parras culminó a principios del Maastrichtiano, como lo indica la edad de los depósitos sinorogénicos marinos más jóvenes en la región (Fm. Parras); mientras que en las cuencas de Parras y La Popa no existen rocas sin-orogénicas marinas más jóvenes que el Eoceno superior; sin embargo, al oriente, en la cuenca de Burgos, existe una discordancia mayor a los 39.5 Ma., que ha sido interpretada como el fin de la sedimentación sinorogénica en toda la región (Eguiluz de Antuñano, 2011).

De manera discordante, sobre las rocas plegadas se depositaron rocas clásticas y volcanoclásticas (conglomerado, arenisca volcánica, toba; Figura 4.8a, b) de origen continental pertenecientes a la denominada Formación Ahuichila (Rogers *et al.*, 1961), cuya edad ha sido propuesta como Paleoceno-Eoceno (Rogers *et al.*, 1961; Córdoba, 1988; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991), ya que contiene fragmentos de caliza, pedernal, arenisca y lutita de las rocas plegadas del Jurásico-Cretácico superior. Esta formación geológica ha sido interpretada como depósito tipo molasa continental, generados durante o después de la deformación Laramide (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991), de manera similar a lo reportado en la región Laramide de EUA (Keith y Wilt, 1986). La relación que estos sedimentos guardan respecto a estructuras generadas por deformación de piel gruesa en el noreste de México no ha sido estudiada aún, por lo que en capítulos posteriores de esta se hará una breve discusión al respecto.

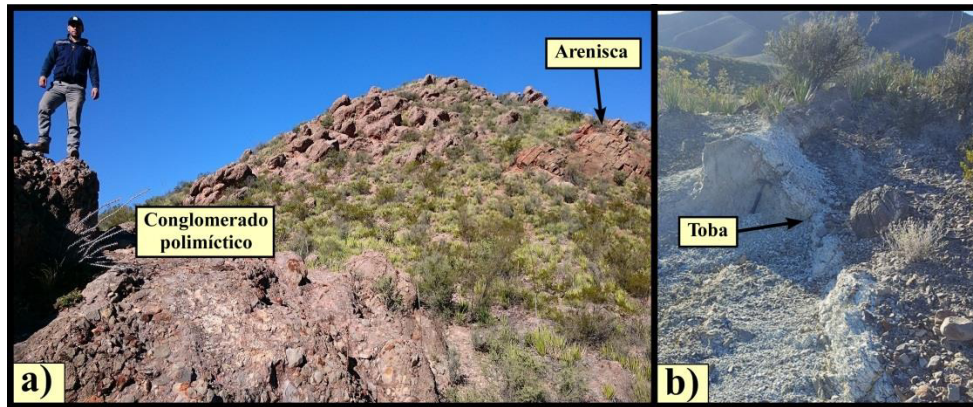


Figura 4.8.- Afloramientos de rocas pertenecientes a la Formación Ahuichila, conformada por a) conglomerado polimíctico y arenisca, con b) esporádicos horizontes de tobas.

4.2.5 El Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro

Además del magmatismo del Jurásico, en la zona sur del Sector Transversal de Parras existen evidencias de cuerpos intrusivos emplazados en el Cretácico superior-Paleogeno, los cuales han sido colectivamente denominados como Cinturón de Intrusivos del Concepción del Oro (CICO; Chávez-Cabello et al., 2007). En la región de Concepción del Oro, el CICO está constituido por los intrusivos: Concepción del Oro-Providencia, Santa Rosa, Melchor Ocampo y Noche Buena, los cuales exhiben composición relativamente homogénea de granodioritas con variaciones locales a cuarzomonzodiorita (González-Guzmán, 2011). Las estructuras intrusivas están emplazadas en núcleos de pliegues anticlinales y sobre planos de cabalgadura, y no exhiben evidencias de deformación tectónica interna (Rogers *et al.*, 1957; Castro-Reino, 2005; Gómez-Alejandro y González-Aguilar, 2010; Ramírez-Peña, 2011; Ramírez-Díaz, 2011; González-Guzmán, 2011). Las granodioritas están constituidas por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, anfíbol, biotita, clinopiroxeno, apatito, titanita y zircón; y exhiben texturas variables entre porfirítica y fanerítica. Estas rocas fueron fechadas por Sosa-Valdés (2011), quien identificó un rango entre 44-32 Ma para el emplazamiento de dichos cuerpos intrusivos.

Al oriente de Concepción del Oro, en la región de Matehuapil, también afloran cuerpos intrusivos del CICO (intrusivos: Rocamontes, Matehuapil y Saltillito). Estos cuerpos ígneos están emplazados en zonas de charnela de pliegues y no presentan evidencias de deformación tectónica en estado sólido (Delgado-García y Morales-Acosta, 2010; Sosa-

Valdés, 2010; González-Guzmán, 2011). El intrusivo Rocamontes exhibe la mayor variación litológica, ya que contiene a rocas de composición monzodiorítica, cuarzosienítica y monzogranítica, siendo esta última la de mayor volumen (de la Garza-Grimaldo, 2010; Jasso-Saldaña, 2010; González-Guzmán, 2011). Por otro lado, los intrusivos Matehuapil y Saltillito son relativamente homogéneos, y su composición es cuarzomonzonítica (González-Guzmán, 2011).

Los intrusivos de la región de Matehuapil han sido también fechados utilizando la metodología de U-Pb en zircones, con lo que se han interpretado sus edades de emplazamiento. Según Delgado-García y Morales-Acosta (2010) el intrusivo Rocamontes se emplazó a los 82.59 ± 0.62 Ma, sin embargo ese dato debe ser tomado con reserva ya que es una edad promediada con únicamente cuatro zircones. Por otro lado, las edades de emplazamiento de los intrusivos Matehuapil y Saltillito son también del Cretácico superior, con $79.15 +0.25 -0.65$ y $71.6 +0.50 -0.30$, respectivamente (Sosa-Valdés, 2010).

En el extremo oriental del Sector Transversal de Parras, en su límite con la zona sur de la Saliente de Monterrey, aflora un cuerpo plutónico de grandes dimensiones conocido como Complejo Intrusivo El Peñuelo (Velasco-Tapia *et al.*, 2011). Este complejo ígneo presenta una variedad litológica amplia que varía entre cuarzosienita y cuarzomonzodiorita, con diques aplíticos y pegmatíticos tardíos; y esta encajonado por rocas calcáreo-arcillosas de la Formación Indidura (Velasco-Tapia *et al.*, 2011). En afloramiento y en lámina delgada, las rocas magmáticas presentan evidencias de deformación tectónica en estado sólido, como: desarrollo de foliación tectónica, plegamiento de diques aplíticos y recristalización de feldespato potásico con bordes aserrados. La edad de emplazamiento de este complejo ígneo fue reportada por Ramírez-Peña y Chávez-Cabello (2017), quienes fecharon zircones de una cuarzomonzodiorita que arrojaron una edad de $72.50 +0.10 -0.40$ Ma.

CAPÍTULO V

RESULTADOS

5.1.- ANÁLISIS ESTRUCTURAL

En este apartado se describirán las características estructurales observadas en los dos sectores estudiados en este trabajo. Para la región sur del Sector Transversal de Parras se describirán especialmente las estructuras que afloran en la aquí denominada Saliente de Concepción del Oro, que dentro del área de estudio está constituida por las estructuras de piel delgada que afloran en los bloques de: San Julián, Concepción del Oro, Matehuapil y Guadalupe de Mitras (Figura 5.1; ANEXOS II y IV). Para el caso de la región de la Curvatura de Monterrey se describirán los pliegues de despegue clásicos que afloran en la zona norte, así como las estructuras que afloran en el bloque de Galeana (Figura 5.1; ANEXOS I y IV).

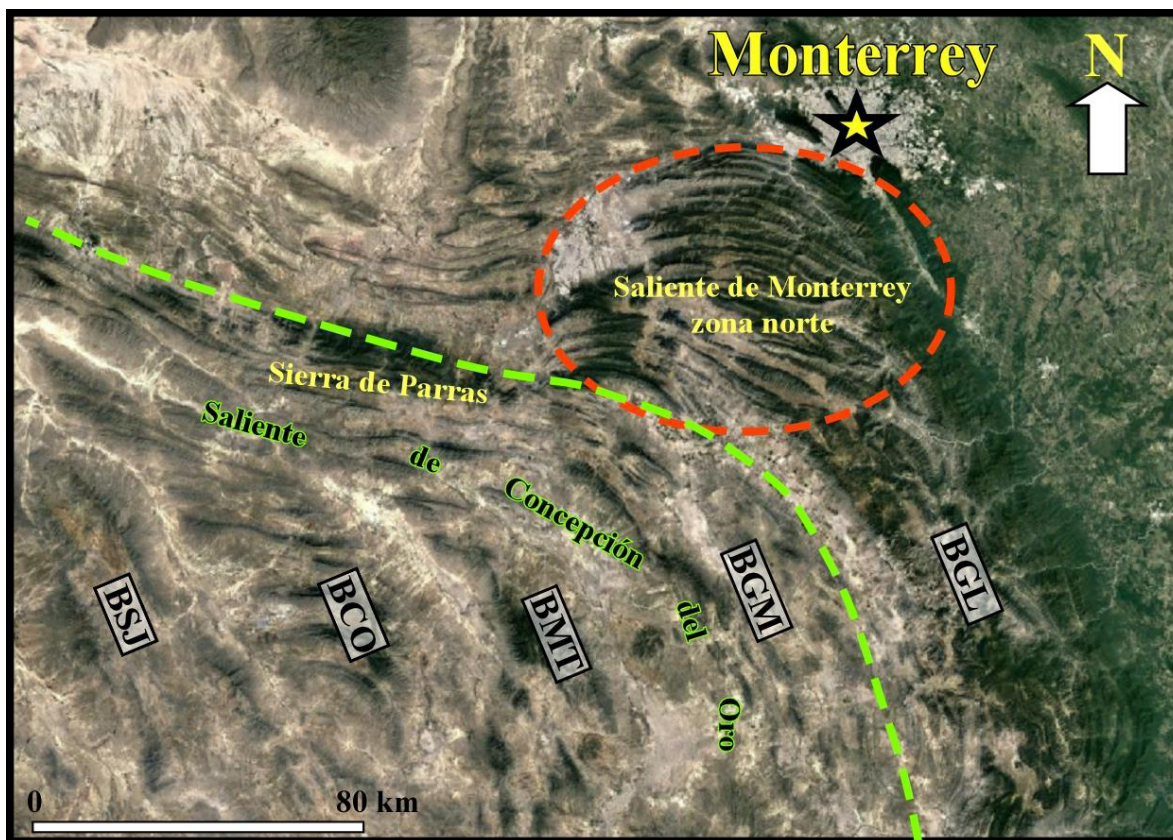


Figura 5.1.- Localización de elementos tectónicos que se interpretan en este trabajo para el área de estudio (Imagen satelital tomada de Google Earth). Abreviaturas: **BSJ**: Bloque de San Julián, **BCO**: Bloque de Concepción del Oro, **BMT**: Bloque de Matehuapil, **BGM**: Bloque Guadalupe de Mitras, **BGL**: Bloque de Galeana.

5.1.1 Región sur del Sector Transversal de Parras

5.1.1.1 Bloque de San Julián

El bloque de San Julián (BSJ) está localizado en la porción occidental del área de estudio (Figura 5.1; ANEXO II), se extiende por alrededor de 100 km con un rumbo $N35^{\circ}W$ y con una anchura variable entre 15 y 25 km (Figura 5.1). Este bloque tectónico está conformado por lo menos de cuatro sub-bloques internos: El Cardito, Teyra, Caopas y El Rodeo; delimitados por lineamientos estructurales asociados a fallas inversas y normales de alto ángulo (Figura 5.2). El sub-bloque Teyra es la estructura con mayor relieve estructural, ya que exhibe a las rocas más antiguas del área de estudio (Fm. Taray), presenta un rumbo NNW-SSE (Figura 5.2), y está delimitado por dos lineamientos sub-paralelos entre si, denominados en este trabajo como: Lineamiento Tasajera y San Rafael (ANEXOS II y IVa).

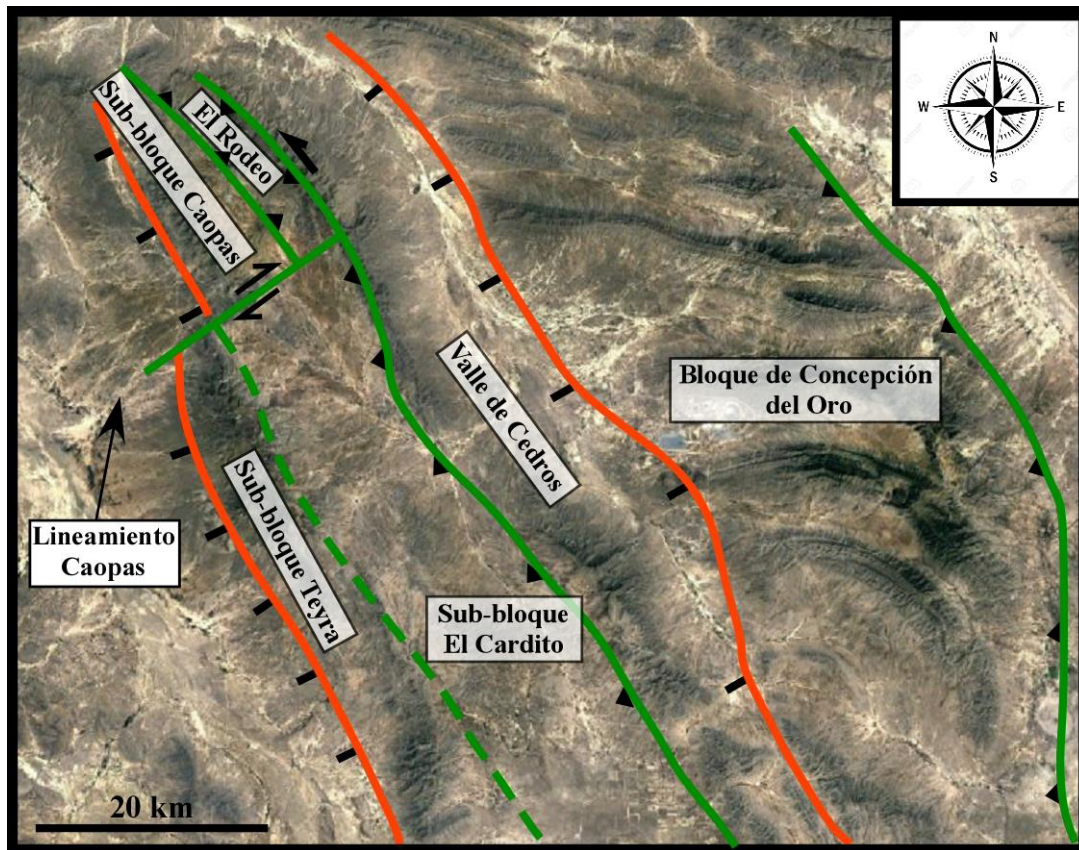


Figura 5.2.- Esquema estructural de la región sur del Sector Transversal de Parras, entre los bloques de San Julián y Concepción del Oro. Las estructuras en verde son fallas del Eoceno y las naranjas son fallas con reactivación en el Mioceno (?) (Imagen tomada de Google Earth).

Las rocas de la Formación Taray exhiben el desarrollo de por lo menos tres patrones de foliación tectónica con distinta dirección, generados en diferente tiempo, los cuales presentan relaciones de corte claras. La foliación más antigua (S_1) llega a ser ocasionalmente paralela a la estratificación de las rocas siliciclásticas (S_0) y tiene una orientación promedio 080/55 CMD. En algunos afloramientos fue posible identificar que S_1 se encuentra plegada, lo cual genera una segunda foliación S_2 , que exhibe una dirección promedio 135/45. Una tercera foliación (S_3) generada por el plegamiento de S_2 fue también identificada, con una orientación promedio 295/85 (Figura 5.3a, b).

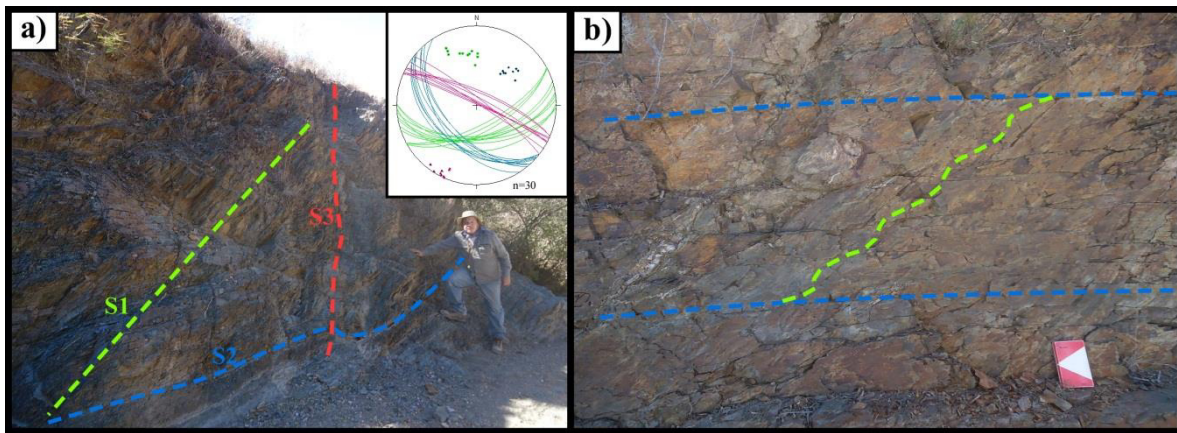


Figura 5.3.- a, b) Patrones de foliación identificados en la Formación Taray.

En esta región, dentro de la Formación Taray está emplazado el complejo intrusivo Pico de Teyra (CIPT) que tiene forma elíptica con su eje más largo en dirección N-S y una longitud de aprox. 3.5 km, mientras que su eje corto mide aprox. 1.7 km. Este intrusivo está emplazado en una región estructuralmente compleja, ya que al occidente aflora un lineamiento regional con dirección N-S denominado “La Tasajera”, el cual además está parcialmente cubierto por derrames basálticos más jóvenes (Figura 5.4). En la aureola tectónica del CIPT, los siliciclásticos de la Formación Taray están metamorfizados a filita y cuarcita, y esporádicamente ocurren como bloques inmersos dentro del intrusivo. De manera general, este complejo ígneo está constituido por al menos tres litologías distintas: 1) la más antigua es máfica y ocurre como enclaves o cuerpos irregulares generados probablemente por inmiscibilidad líquida en el magma, su composición es principalmente diorítica, ya que en lámina delgada exhibe casi exclusivamente plagioclasa, clinopiroxeno, hornblenda y esporádicamente biotita (Figura 5.5a, b). En algunas zonas, la acumulación de

minerales máficos es mayor en esta litología, presentando casi exclusivamente anfíboles (> 90%; hornblendita?). 2) Otra litología es la cuarzomonzonita con variaciones a sienita, que es la de mayor volumen y exhibe distintas texturas (desde porfirítica hasta fanerítica) además de presentar evidencias claras de deformación en estado sólido a escala de grano (Figura 5.5c). Una característica de la fase sienítica es que ocasionalmente ocurre como diques tardíos que desarrollan fenocristales de feldespato potásico con hasta 10 cm de longitud, los cuales se presentan alineados definiendo foliación magmática (Figura 5.5d). En lámina delgada esta litología está constituida por feldespato potásico perítico (ortoclasa y microclina), plagioclasa (albita-andesina), anfíbol (hornblenda), titanita, clinopiroxeno, apatito, biotita, cuarzo y zircón, además de presentar el desarrollo de mirmequitas que se alinean a lo largo de planos de foliación (Figura 5.5e). La plagioclasa y el feldespato potásico presentan extinción ondulosa, y en las zonas de deformación, el anfíbol y la biotita recrystalizan paralelo a la dirección de la cizalla. 3) Los diques aplíticos son una litología también presente en este complejo intrusivo, por lo general están emplazados a lo largo de planos de foliación y fracturas, y están afectados por fallas inversas tardías (Figura 5.5f). Mineralógicamente son monótonos ya que contienen únicamente feldespato potásico y cuarzo, con esporádicas trazas de biotita.

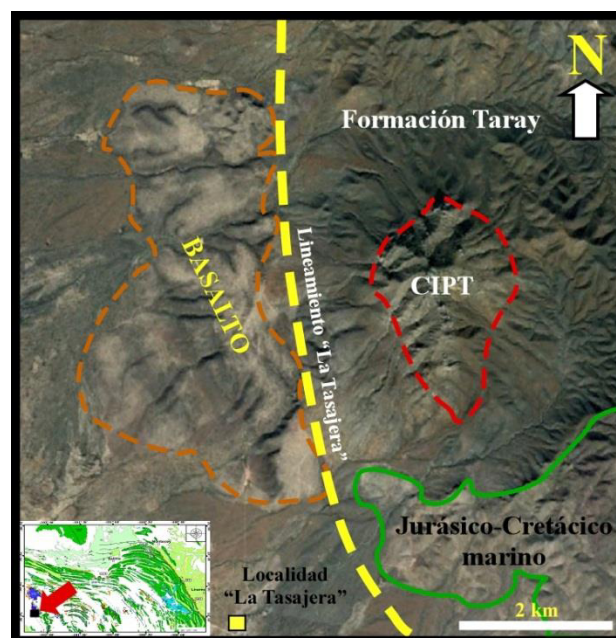


Figura 5.4.- Imagen de satélite donde se ilustra la forma elongada del CIPT, así como las rocas y estructuras que le rodean. La flecha roja en la figura insertada en la parte inferior izquierda muestra la localización del CIPT en el mapa geológico del Anexo II.

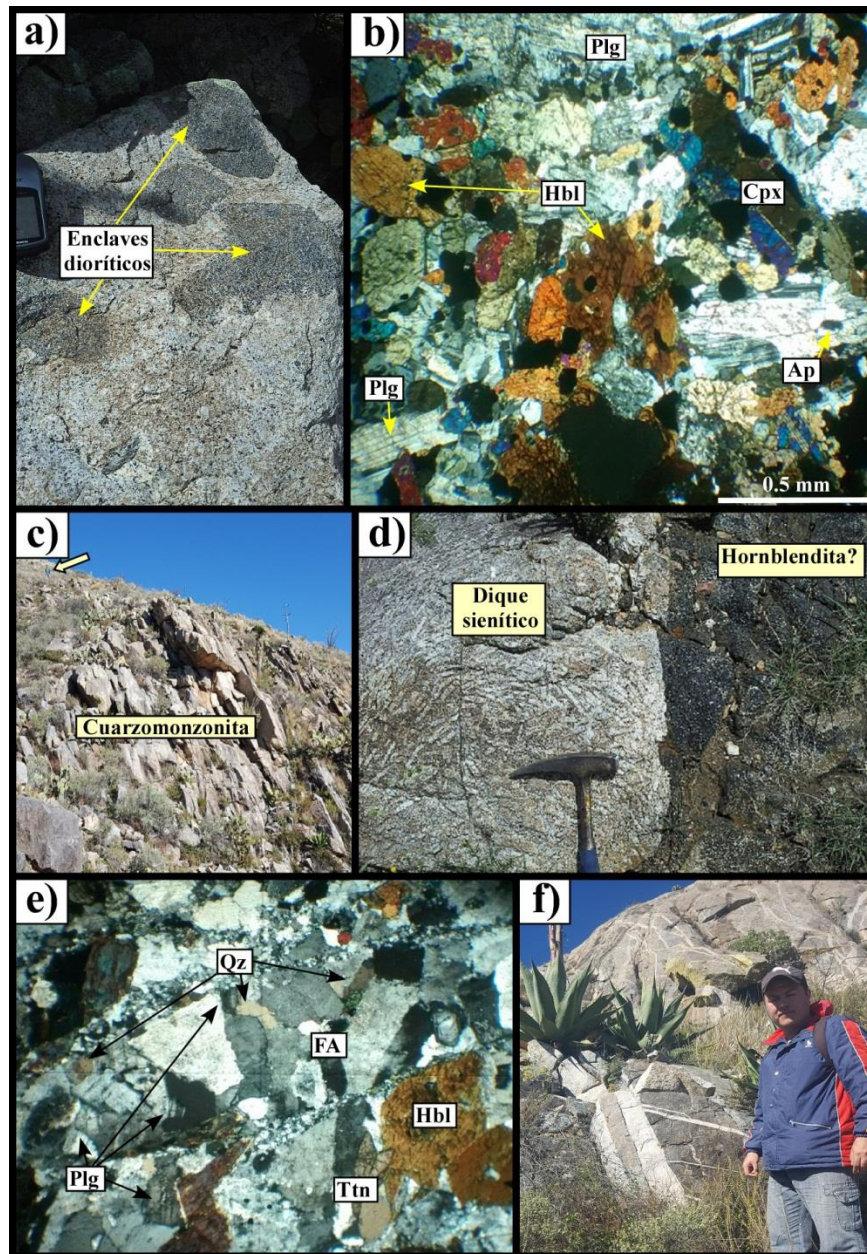


Figura 5.5.- a) Enclaves máficos de composición diorítica dentro de una cuarzomonzonita en el Complejo intrusivo Pico de Teyra; b) fotomicrografía (NX) de la roca diorítica donde se muestra su composición mineralógica (Plg: plagioclasa; Hbl: hornblenda; Ap: Apatito; Cpx: clinopiroxeno). C) Afloramiento de cuarzomonzonita y d) variaciones a sienita pegmatítica con feldespatos alcalinos que corta a una probable hornblendita. E) Fotomicrografía (NX) donde se muestra la composición mineralógica de la cuarzomonzonita (Ttn: titanita, Qz: cuarzo). F) Afloramiento de diques aplíticos cortando a la cuarzomonzonita.

Una muestra de la cuarzomonzonita (MTI-1) fue fechada por el método de U-Pb en zircones para determinar la edad de emplazamiento del CIPT (Figura 5.6). En total fueron separados y analizados 30 zircones, de forma prismática, coloración rosada y tamaños variables entre 170-250 micras. Del total de los análisis, 22 edades de zircones individuales resultaron dentro de una edad promedio de $76.90 \pm 0.60 - 0.80$ Ma, interpretada como la edad de emplazamiento, y una edad de intersección de 73.4 ± 5.1 Ma en el diagrama de Wetherill.

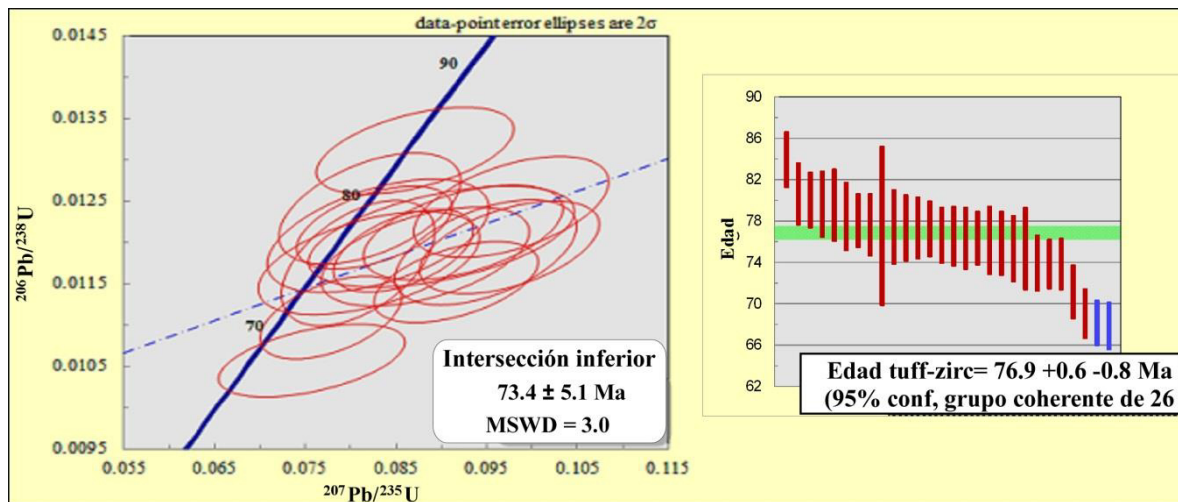


Figura 5.6.- Diagramas de Wetherill y tuff zirc donde se muestra la edad del intrusivo Pico de Teyra.

En la cuarzomonzonita del CIPT existen evidencias claras de deformación tectónica con dirección de transporte hacia el NNE, que son penetrativas a escala de grano, como: desarrollo de zonas miloníticas con indicadores cinemáticos hacia en NNE, deformación dúctil de cristales ígneos de alta temperatura, recristalización sin-cinemática de biotita, anfíbol, feldespato potásico y cuarzo a lo largo de planos de clivaje, desarrollo de mirmequitas alineadas sobre planos de clivaje discretos e inversión de ortoclasa a microclina (Figura 5.7a-f).

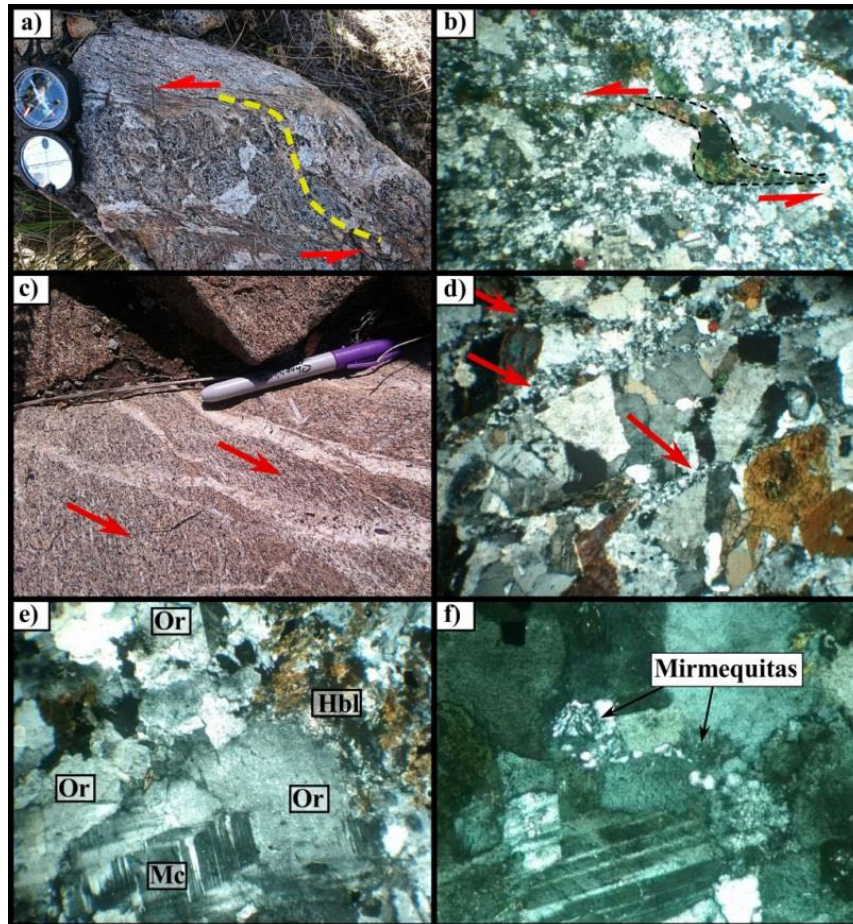


Figura 5.7.- a, b) Evidencias en afloramiento y lámina delgada (NX) del desarrollo de estructuras S-C en rocas milonitizadas del intrusivo Pico de Teyra, la dirección de la cizalla es NNE. c, d) Imagen de afloramiento y fotomicrografía (NX) de zonas con desarrollo de planos de clivaje a lo largo de los cuales se exhibe recrystalización de feldespato potásico, plagioclasa y anfíbol. C) Fotomicrografía (NX) donde se muestra la inversión de ortoclasa a microclina. D) Fotomicrografía (NX) mostrando el desarrollo de mirmequitas en el borde de un cristal de plagioclasa deformado.

Además de la deformación de alta temperatura, existen evidencias claras de por lo menos dos eventos de deformación frágil posteriores, cuyas estructuras son ~ortogonales. El más antiguo generó fallas inversas (y esporádicamente normales) de bajo ángulo que acusan dirección de transporte tectónico hacia el N-NE, y cortan a vetas aplíticas tardías además de todas las otras litologías del intrusivo (Figura 5.8a, e). Además, se documentó un *set* de fallas laterales, que exhiben la misma dirección de transporte tectónico y cortan a las mismas litologías (Figura 5.8b, f). La segunda generación de fallas está representada por fallas inversas y normales de alto ángulo, que exhiben desarrollo de hidrotermalismo sobre

sus planos, lo cual ha ocultado indicadores cinemáticos como estrías, lineación o marcas de herramienta. Estas son de mayor magnitud que las más antiguas, ya que llegan a formar zonas de brecha tectónica de hasta 40 cm de espesor (Figura 5.8c, d, g).

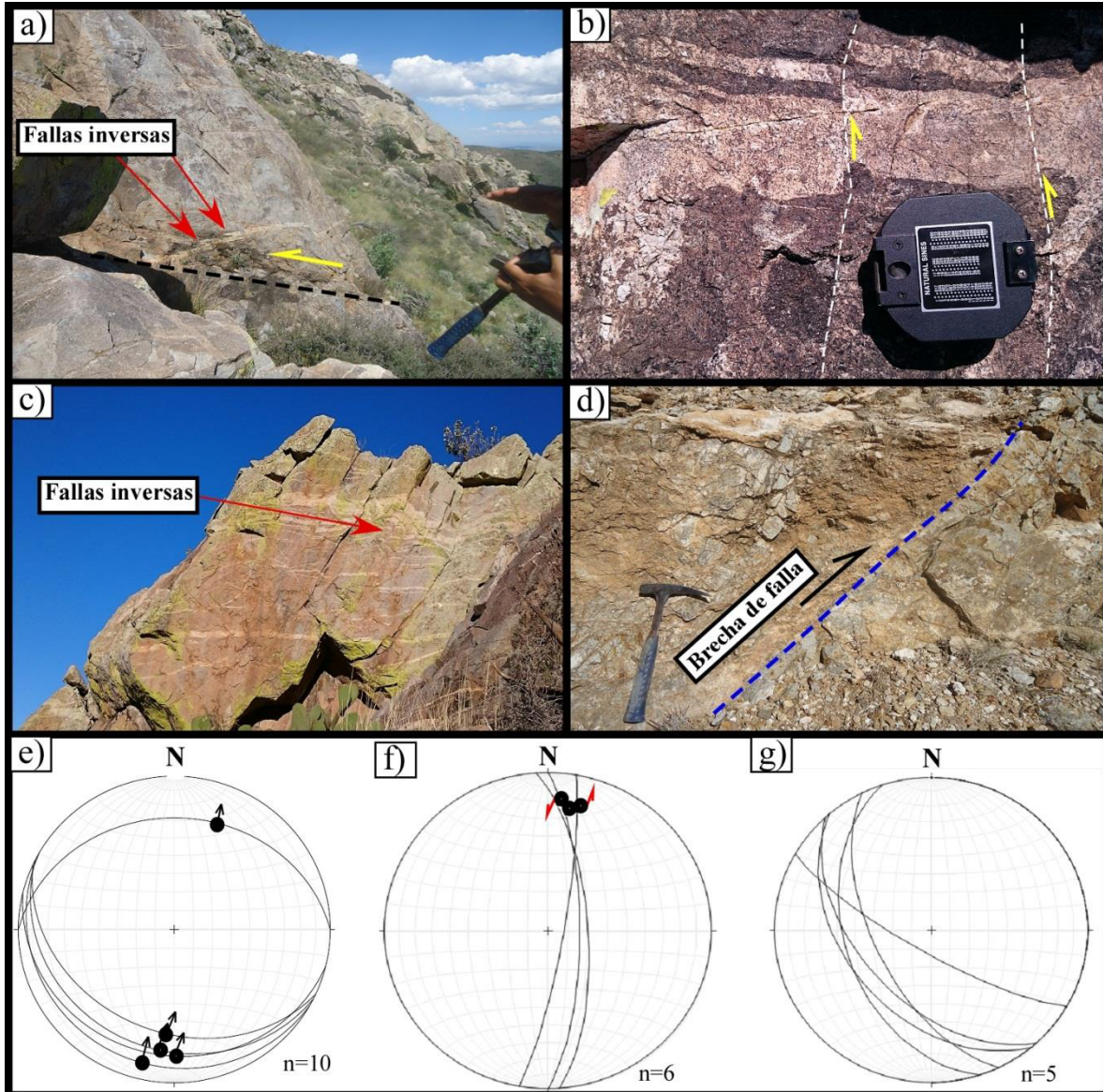


Figura 5.8.- Estructuras de deformación frágil presentes en el CIPT: a, b) fallas inversas y laterales izquierdas con dirección de transporte tectónico hacia el NNE; c, d) fallas inversas de alto ángulo con transporte tectónico hacia el ENE. Las redes estereográficas muestran los datos estructurales colectados para las fallas inversas sub-horizontales (e) y sinistralas, así como fallas inversas y normales de alto ángulo tardías.

Al norte del bloque de Teyra, existe un lineamiento estructural con dirección NE-SW, denominado en este trabajo como lineamiento Caopas (Figura 5.2; ANEXO II), sobre el

cual existen emplazados diques máficos. Esta estructura acomodó desplazamiento lateral derecho y es la frontera entre los sub-bloques Teyra-El Cardito y Caopas-Rodeo (Figura 5.2).

En el sub-bloque Caopas afloran los intrusivos Caopas y Juan del Oro, además de la Formación Nazas-Rodeo, lechos rojos de la Formación La Boca y carbonatos marinos de la Formación Zuloaga (ver Mapa ANEXO II y ANEXO IV b). El intrusivo Caopas es un pórfido granítico-granodiorítico foliado (Figura 5.9a, b), emplazado en la Formación Nazas-Rodeo, el cual aflora por ~15 km en dirección NW-SE entre las localidades de Copas y Rodeo (ANEXO II). Internamente este cuerpo intrusivo ígneo exhibe zonas de deformación proto-milonítica con desarrollo intenso de lineación mineral, además de vetillas sintectónicas rellenas de cuarzo y clorita. Mineralógicamente está constituido por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita, hornblenda, titanita, zircón y apatito, contenidos en una mesostasis cuarzo-feldespática (Figura 5.9c).

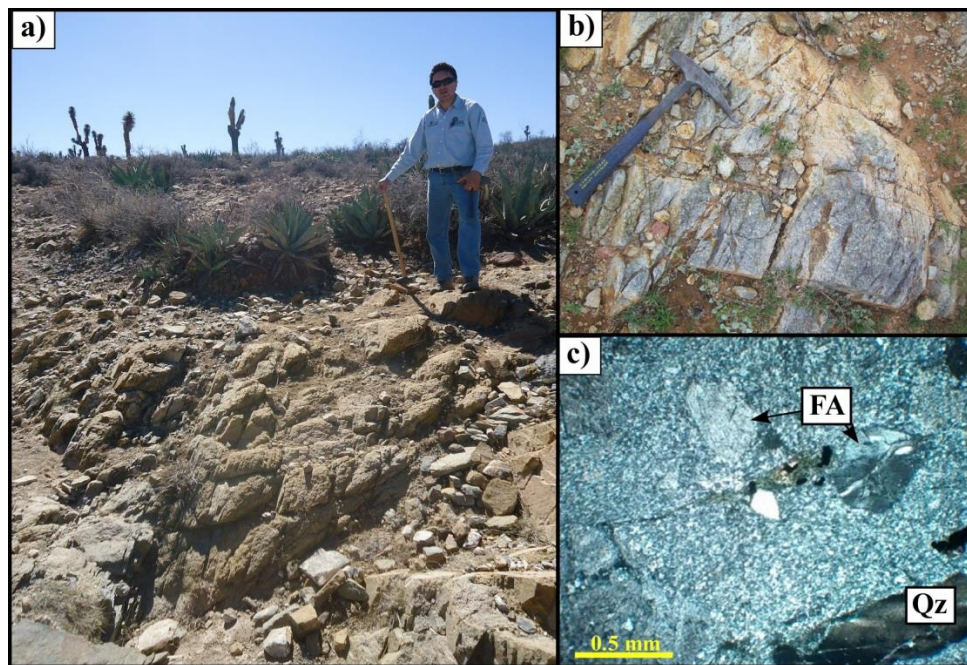


Figura 5.9.- a) Afloramiento del intrusivo Caopas con desarrollo de foliación tectónica. B) Afloramiento del intrusivo Caopas sin evidencias de deformación penetrativa y, c) fotomicrografía (NX) donde se observa de manera general la textura porfirítica del intrusivo y algunos de sus componentes minerales con extinción ondulosa producto de deformación.

Dos muestras colectadas en el intrusivo Caopas y su roca encajonante fueron utilizadas para fecharlas por el método U-Pb en zircones. De ambas muestras se analizaron 30 zircones arrojando edades de $174.85 \pm 1.65 - 1.85$ Ma para la Formación Nazas-Rodeo y $165.5 \pm 3.0 - 2.3$ Ma para el intrusivo Caopas (Figura 5.10).

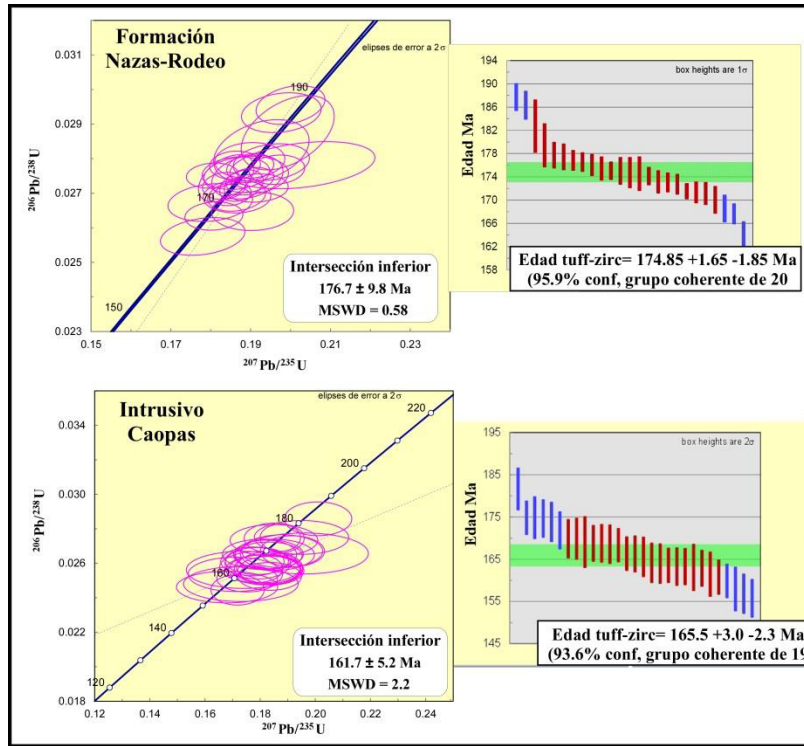


Figura 5.10.- Diagramas de Wetherill y edades *tuff-zirc* para las rocas colectadas en la Formación Nazas-Rodeo y el intrusivo Caopas.

Por otro lado, el intrusivo Juan del Oro está localizado a ~5 km al NW de la localidad de Caopas, y es encajonado por las rocas volcanosedimentarias de la Formación Nazas-Rodeo, a las cuales le generó metamorfismo de contacto. En afloramiento, el intrusivo exhibe una composición félsica, textura porfirítica, y presenta vetillas de cuarzo con sulfuros de cobre diseminados (Figura 5.11a). En lámina delgada la composición es granodiorítica con variaciones a monzogranito de textura inequigranular porfirítica. Mineralógicamente está compuesto por fenocristales de feldespato potásico (ortoclasa), cuarzo, anfíbol, biotita y plagioclasa en una mesostasis cuarzo-feldespática (Figura 5.11b). Los fenocristales y la mesostasis están afectados por fracturamiento y microfallas a lo largo de las cuales están depositados los minerales metálicos. Una muestra colectada en este intrusivo fue procesada

para extraer zirrones y obtener su edad de emplazamiento. Se separaron 30 zirrones que en general exhiben coloración rosada y ligeramente amarillenta, forma prismática y tamaños variables entre 220-400 micras. Un total de 22 análisis conforman un grupo de coherente de edades que indican una edad promedio de emplazamiento a los $167.15 \pm 1.65 - 1.75$ Ma, y una edad de intersección de 156 ± 16 Ma en el diagrama de concordia tipo Wetherill (Figura 5.11c).

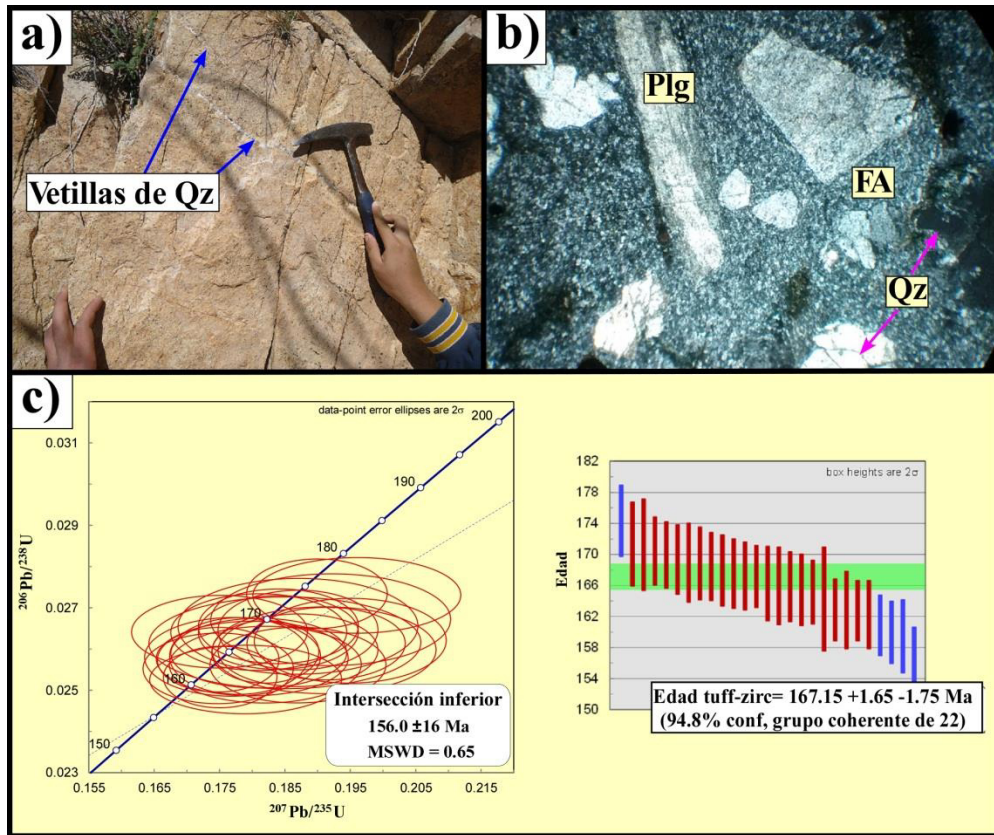


Figura 5.11.- a) Afloramiento de la granodiorita del intrusivo Juan del Oro donde se muestran vetillas de cuarzo, que en la zona exhiben mineralización de cobre. B) Fotomicrografía (NX) donde se observan los constituyentes minerales del intrusivo y su textura porfírica (Plg: plagioclasa, FA: feldespato alcalino, Qz: cuarzo). C) Diagramas Wetherill y *tuff-zirc* donde se muestran las edades obtenidas por el método U-Pb en zirrones para el intrusivo Juan del Oro.

Las rocas del sub-bloque Caopas exhiben el desarrollo de foliación tectónica con orientación promedio 022/36 CMD (Figura 5.12a), que además presenta variaciones locales probablemente asociadas a plegamiento. Sobre dichos planos de foliación se presenta

lineación por estiramiento de minerales y fragmentos líticos de las rocas volcánicas; esta lineación presenta cambios graduales principalmente en su dirección, construyendo a un pliegue abierto y de eje β con dirección 54/290 (Figura 5.12b).

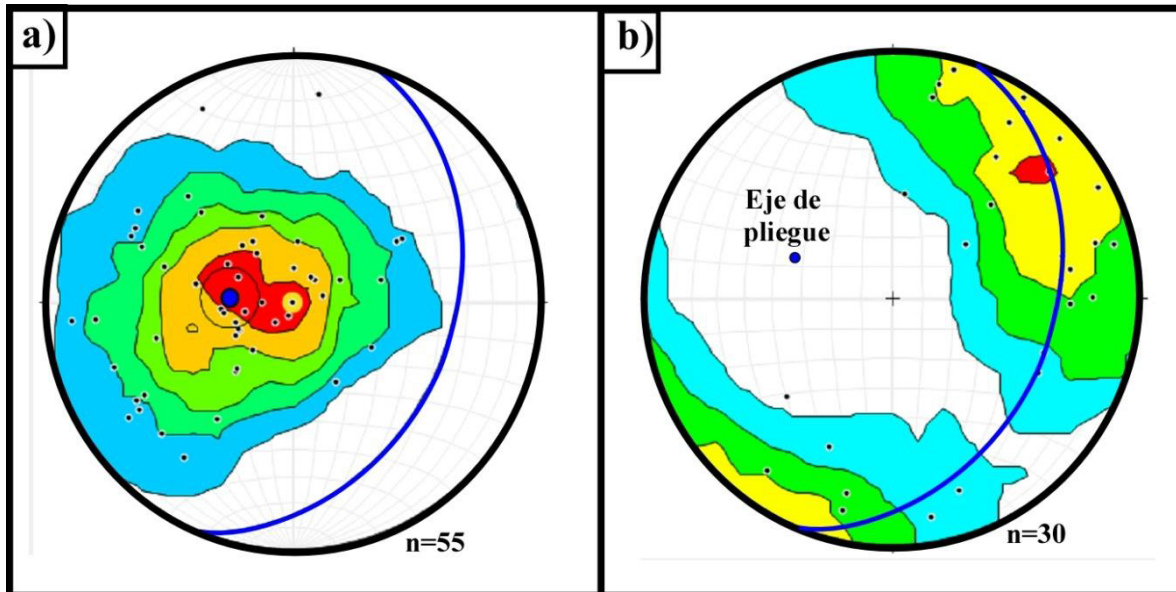


Figura 5.12.- Redes estereográficas donde se muestra la distribución de datos de a) foliación y b) lineación medidos en el sub-bloque Caopas. Nótese que en b) la lineación se separa en dos diagramas de densidad que permiten interpretar el eje del pliegue (eje β).

En la región occidental de este sub-bloque, en la zona de contacto entre las formaciones Rodeo-Nazas y Caopas se concentra deformación importante, llegando a desarrollarse rocas miloníticas de bajo grado (tectonita tipo L-S). En escala de afloramiento, la milonita exhibe el desarrollo intenso de lineación por extensión y clivaje penetrativo (Figura 5.13a), donde la foliación y lineación promedio son $340^\circ/20^\circ$ y $21^\circ/060^\circ$, respectivamente (Figura 5.13b). En lámina delgada, se identificaron estructuras como: rotación de bloques como libros caídos en feldespato potásico o fragmentos líticos, y porfidoclastos tipo sigma (Figura 5.13c), que indican una dirección de transporte tectónico al ENE para la milonita. Además, cortando a las estructuras antes mencionadas, esta roca exhibe el desarrollo de fallas inversas cuyos planos inclinan al sur, que a su vez son cortadas por fallas normales con planos inclinados al norte (Figura 5.13d).

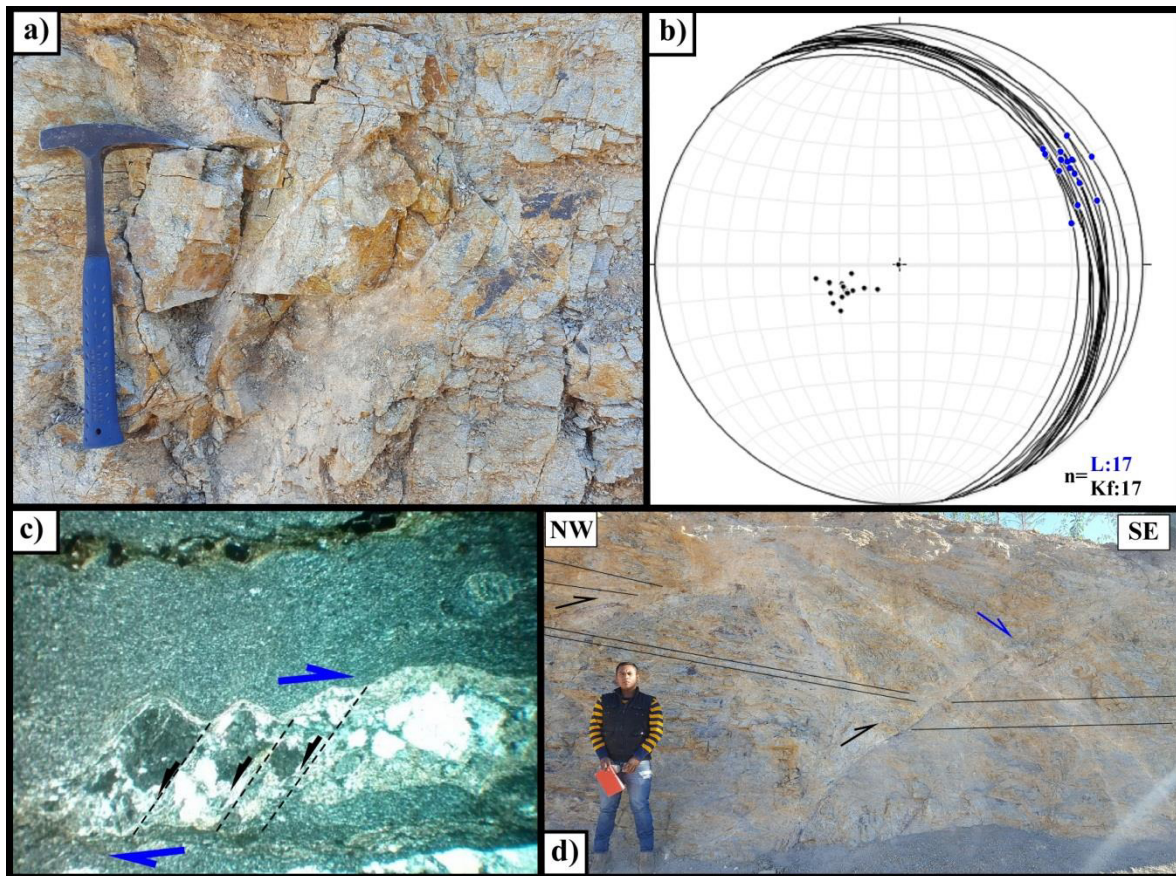


Figura 5.13.- a) Roca volcániclastica milonitizada que exhibe desarrollo de foliación y lineación, cuyos valores están graficados en b). c) Fotomicrografía (NX) donde se observa la rotación de bloques como libros caídos indicando una cizalla hacia el ENE. d) Afloramiento de la zona milonítica, donde se observa la presencia de fallas inversas y normales tardías.

Como se mencionó anteriormente, el intrusivo Caopas comparte la deformación de las rocas volcániclasticas de la Formación Nazas-Rodeo. En la zona oriental del sub-bloque Caopas, el contacto entre estas dos unidades es por falla inversa, a lo largo de la cual se desarrolló la aquí denominada pseudotaquilita “El Rodeo” (PSR; Figura 5.14a; ANEXO IIIb). Dicha falla presenta evidencia de reactivación a falla normal (Figura 5.14b), observándose planos pulidos de pseudotaquilita con desarrollo de estrías, así como fragmentos angulosos de vidrio en zonas brechadas a lo largo del contacto, los cuales son observados también en lámina delgada (Figura 5.14c). Se colectó una muestra de la pseudotaquilita, la cual fue fechada por el método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ para determinar su edad de enfriamiento. Dos alícuotas arrojan edades de gas total de 34.05 ± 0.60 y 35.49 ± 0.54 ; y además en una de ellas se estableció una edad de meseta de 32.82 ± 0.86 (MSWD=1.97), lo

cual indica que la falla que separa a los sub-bloques de Caopas y Rodeo estuvo activa en el Eoceno tardío (Figura 5.14d).

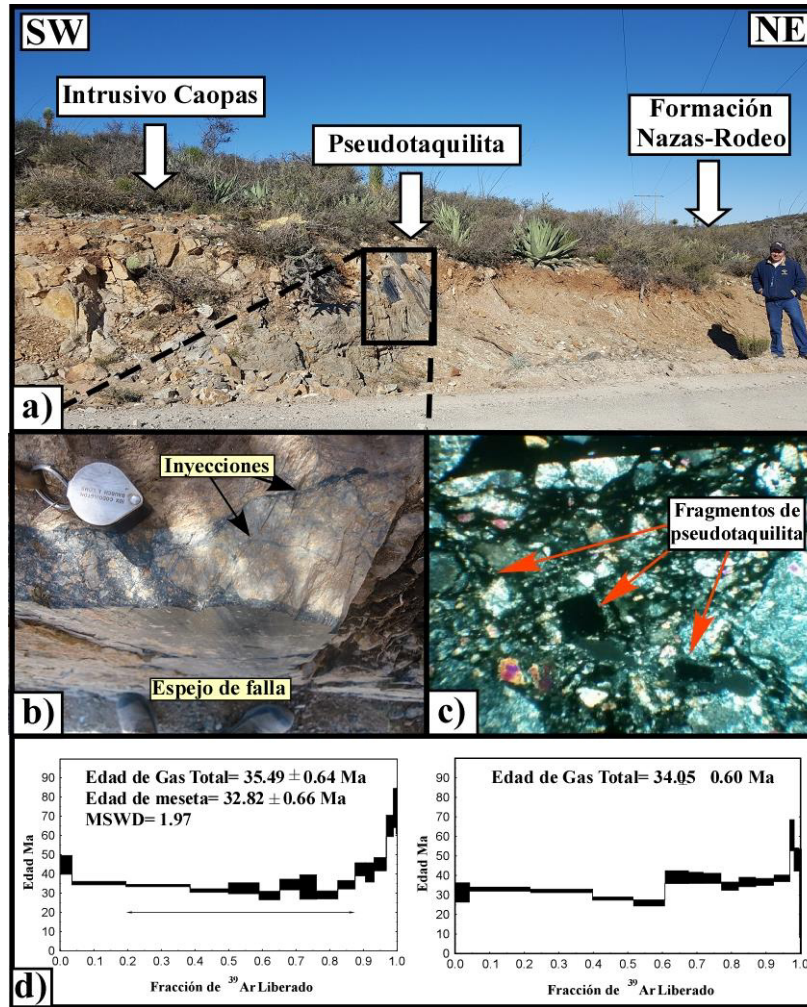


Figura 5.14.- a) Afloramiento de la zona de contacto oriental entre los bloques Caopas y Rodeo, a lo largo del cual se desarrolló una pseudotaquilita. B) Acercamiento de la pseudotaquilita donde se observan las inyecciones de vidrio, así como planos de reactivación que la cortan abruptamente y a lo largo de los cuales se generó cataclasis. C) Fotomicrografía (NX) donde se observa a la pseudotaquilita y algunos fragmentos de la misma en una zona cataclástica. D) Patrones de desgasificación de ³⁹Ar donde se muestran las edades determinadas para el enfriamiento de la roca.

La pseudotaquilita también fue analizada en el Microscopio Electrónico de Barrido del Instituto de Geología de la UNAM, donde se observó la microestructura y se analizó la composición química de los minerales que la constituyen. En general, se observó una

textura fluida del vidrio con estructuras de inyección en forma de vetillas irregulares, además de fragmentos líticos y cristales individuales de óxidos de hierro, albita, feldespato potásico y cuarzo (Figura 5.15a, b). Se identificaron cristales de cuarzo con geometría cuspada, característica clásica de fusión parcial de este mineral (flechas amarillas en la figura 5.15a). Como se puede ver en los diagramas de composición, el vidrio está constituido por una mezcla de elementos químicos provenientes de los minerales, indicando que ocurrió fusión parcial de los mismos.

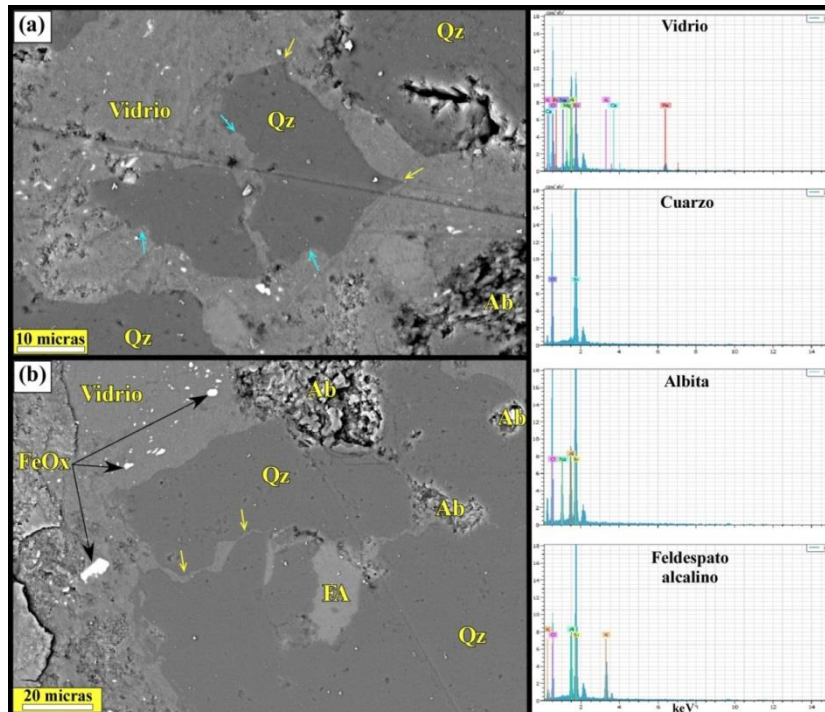


Figura 5.15.- Imagen obtenida en MEB donde se observa la textura y mineralogía de la pseudotaquilita “El Rodeo”. En a) las flechas indican la geometría cuspada del cuarzo y, en b) la generación de vetillas de inyección de vidrio en un fragmento lítico del intrusivo Caopas, constituido por albita, cuarzo y feldespato alcalino.

La pseudotaquilita “El Rodeo” es el límite entre los sub-bloques Caopas y Rodeo, que se encuentran en el bloque de piso y techo de la falla, respectivamente (ANEXO IIIb). En el sub-bloque el Rodeo, las rocas de Formación Nazas-Rodeo en general exhiben un grado metamórfico mayor que en otras zonas, mostrándose con un brillo satinado, debido a la presencia de clorita y sericita (Figura 5.16a). Además, esta unidad exhibe un intenso desarrollo de bandas *kink* en prácticamente todo el sub-bloque, los cuales presentan

dirección preferencial NW-SE con buzamiento entre 80-90° (Figura 5.16a, b). En lámina delgada, las rocas volcánicas exhiben una textura milonítica con porfidoclastos que indican una dirección de transporte tectónico hacia el NNE (Figura 5.16c), mientras que las bandas *kink* acusan una cizalla compressiva sub-vertical posterior, con dirección de transporte tectónico al NE (5.16d).

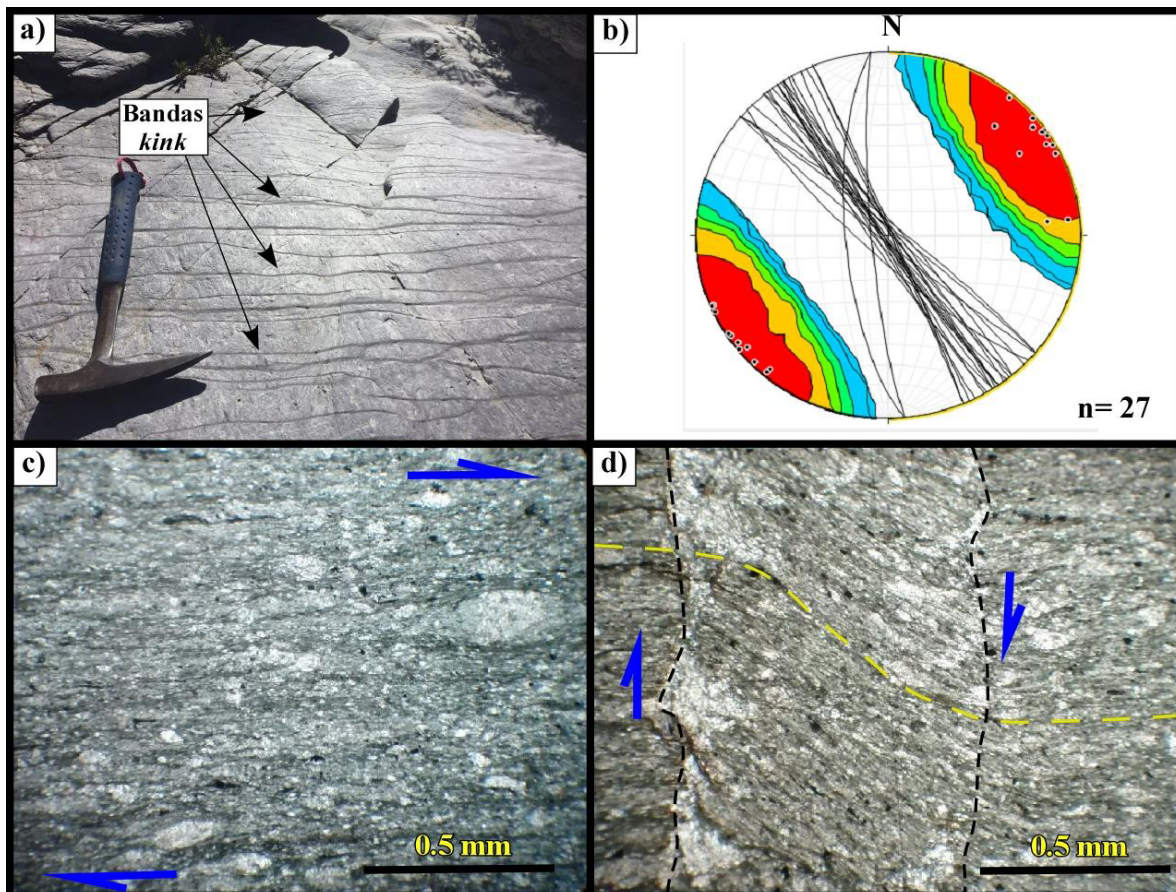


Figura 5.16.- a) Afloramiento de la Formación Nazas-Rodeo donde se observa el desarrollo de bandas *kink* y el brillo satinado que exhibe esta unidad en el sub-bloque El Rodeo. b) Red estereográfica donde se ilustra la actitud estructural de las bandas *kink*. c) Fotomicrografía (NII) donde se observa la microestructura de las rocas volcánicas y la cizalla con dirección NNE. d) Fotomicrografía (NII) donde se ilustra el sentido de movimiento a lo largo de las bandas *kink*.

Los patrones de foliación de la Formación Nazas-Rodeo tienen cambios importantes en su orientación que, graficados en una red estereográfica, permiten constreñir sutilmente un

plegamiento cuyo eje β fue calculado en $13^\circ/135^\circ$; es decir, en dirección NW-SE y transporte tectónico al NE (Figura 5.17).

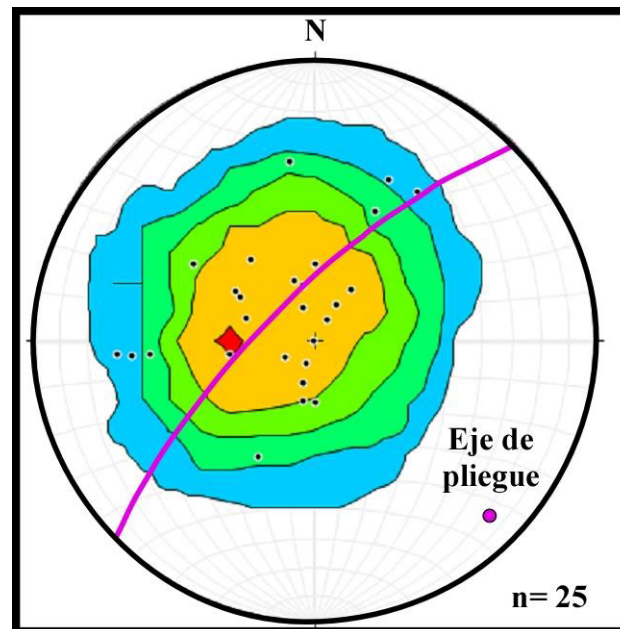


Figura 5.17.- Red estereográfica donde se muestra la distribución de polos relacionados a planos de foliación tectónica en el sub-bloque el Rodeo, los cuales acusan plegamiento con la generación de un eje β de orientación $18^\circ/132^\circ$.

Como se mencionó en el capítulo anterior, en la región norte del BSJ, y también del sub-bloque El Rodeo, aflora el contacto discordante entre la Formación Nazas-Rodeo y los lechos rojos de la Formación La Boca, que a su vez subyacen de manera concordante a los carbonatos de la Formación Zuloaga (Figura 5.18a). La superficie de contacto entre la secuencia marina y los lechos rojos de la Formación La Boca tiene un rumbo NW-SE e inclina con ángulo alto entre 50° - 70° al NE (Figura 5.18a). Por encima de este contacto, la secuencia sedimentaria marina exhibe pliegues y cabalgaduras con vergencia al NNW (Figura 5.18a, b), similar a los patrones de foliación en los lechos rojos y la Formación Nazas-Rodeo, que en la zona tienen una orientación promedio $030^\circ/50^\circ$ (Figura 5.18c, d, e).

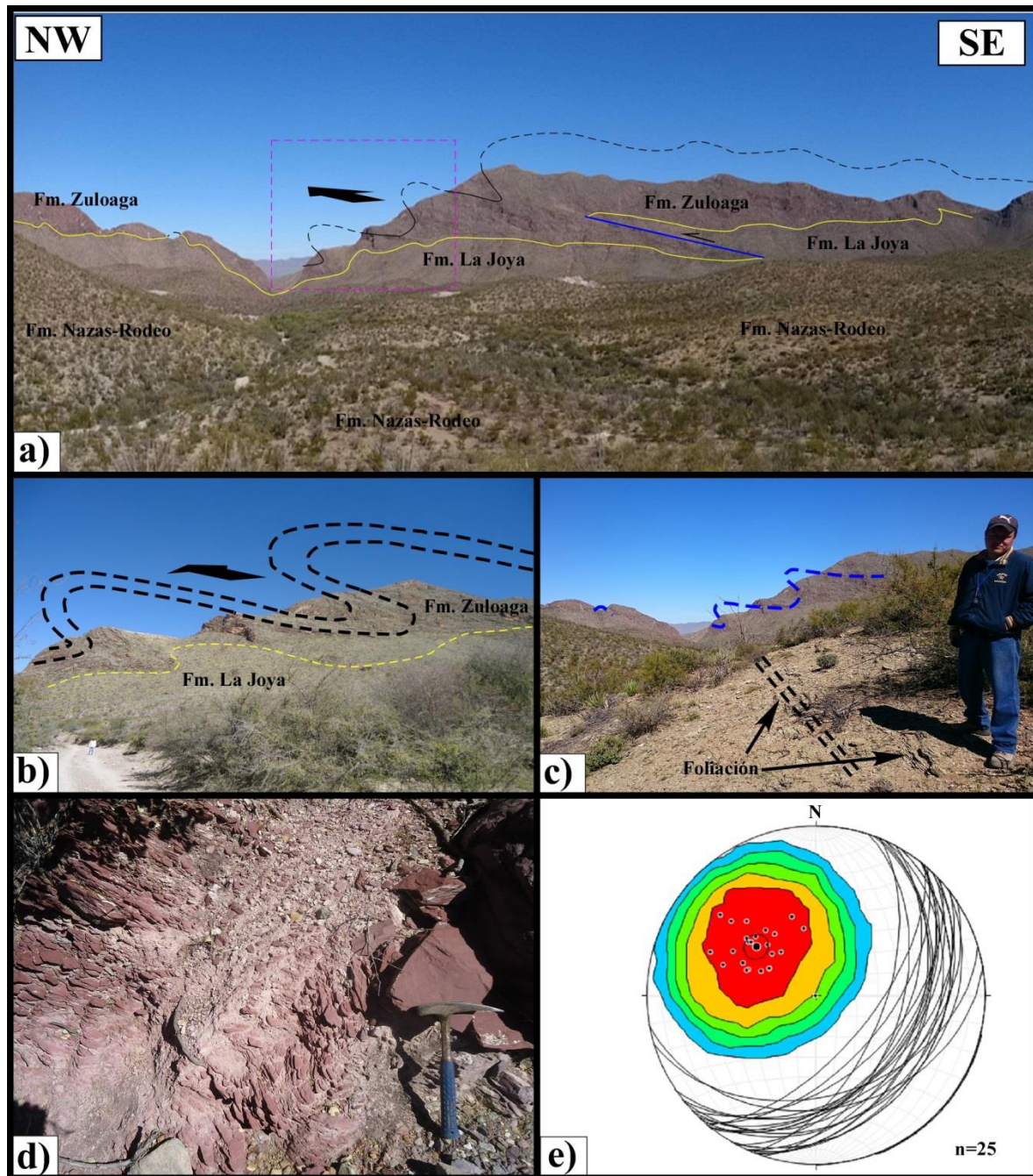


Figura 5.18.- a) Imagen panorámica donde se observan los contactos litológicos y estructuras plegadas y fallas que afloran en la región norte del BSJ. b) Pliegues con vergencia al NNW que afectan a las Formaciones Zuloaga y La Boca. c) Imagen panorámica donde se muestra el paralelismo entre los planos axiales de los pliegues de b) y la foliación en la Formación Nazas-Rodeo. d) Lechos rojos de la Formación La Boca con desarrollo de foliación de plano axial. e) Red estereográfica donde se muestra la actitud estructural de la foliación en las formaciones Nazas-Rodeo y La Boca para la región norte del Bloque de San Julián.

La frontera oriental del BSJ está representada por una zona de falla inversa de alto ángulo denominada en este trabajo como “Falla Norias”, la cual posiblemente tiene una componente lateral izquierda (ANEXO IIIb). La orientación general del plano es $135^{\circ}/80^{\circ}$ y exhibe el desarrollo de ~40 m de brecha tectónica (Figura 5.19a). En el bloque de techo, se observa a la Formación Zuloaga y toda la sucesión volcanoclástica y metaígneas del Jurásico (Fms. La Boca, Nazas-Rodeo y Caopas; ANEXO II). En las cercanías a la zona de falla, los pliegues mostrados en la figura 5.12 que afectan a los carbonatos de la Formación Zuloaga, están replegados (Figura 5.13b; ANEXO IIIb). La segunda generación de pliegues exhibe ejes β promedio $51^{\circ}/345^{\circ}$, indicando transpresión hacia el ENE (5.19b).

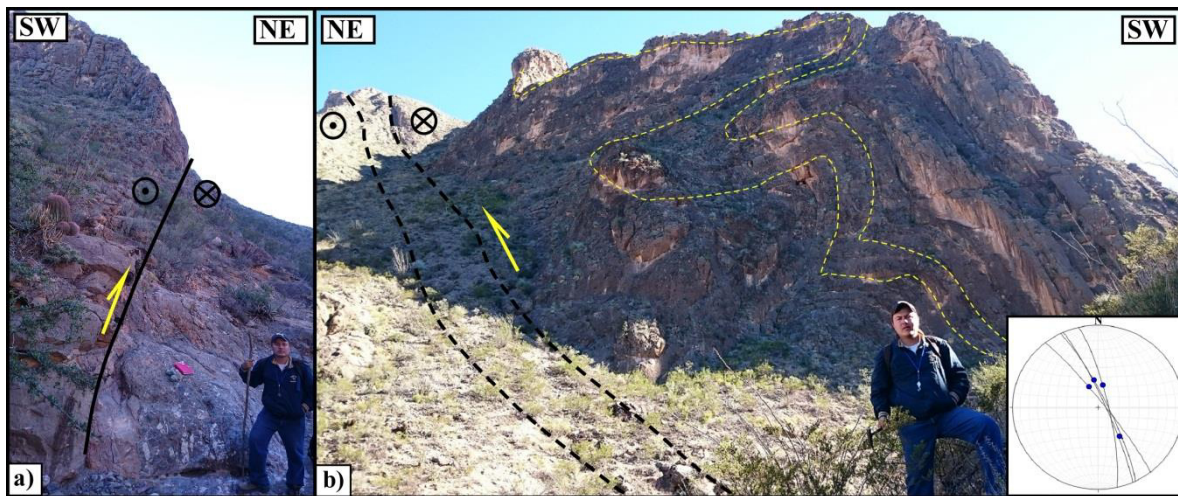


Figura 5.19.- a) Afloramiento de brecha tectónica en la falla inversa con componente siniestral que delimita el borde oriental del Bloque San Julián. b) Pliegues replegados en carbonatos de la Formación Zuloaga en el bloque de techo de la falla, y red estereográfica donde se muestran los planos axiales y ejes β de dichos pliegues.

En el bloque de piso de la Falla Norias, las rocas más jóvenes afectadas por el desplazamiento de esta estructura corresponden a la Formación Ahuichila. En esta zona, las rocas de esta unidad están plegadas construyendo a un sinclinal con rumbo paralelo a la traza de la falla y al mismo bloque de San Julián (Figura 5.20a). Como se mencionó en el capítulo anterior, el conglomerado presenta intercalaciones de rocas volcanosedimentarias ácidas, de las cuales fue colectada una muestra para obtener su edad U-Pb en zircones. En total se analizaron 35 zircones, de los cuales 25 fueron concordantes, de los cuales a su vez un grupo coherente de 21 indican una edad *tuff zirc* de 32.4

+0.4 -0.6Ma, lo cual demuestra una edad entre el Eoceno tardío y Oligoceno temprano para la Formación Ahuichila (Figura 5.20b).

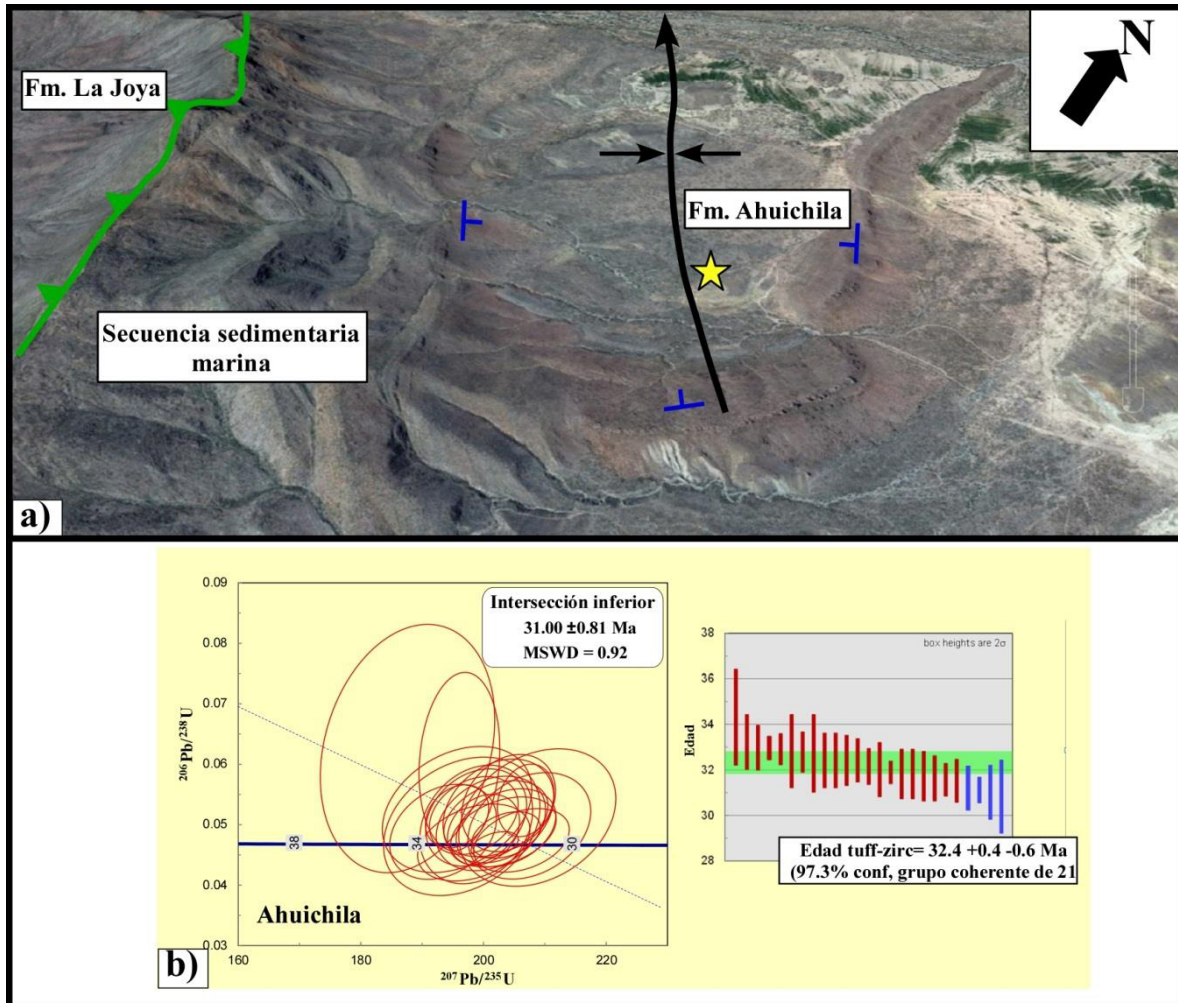


Figura 5.20.- a) Imagen satelital de Google Earth donde se muestra la posición estructural que exhiben las rocas clásticas de la Formación Ahuichila en el borde oriental del bloque San Julián en su extremo Norte, y el paralelismo entre el sinclinal constreñido por estas rocas y la falla Norias (línea verde). b) Diagrama de Wetherill y *tuff-zirc* donde se muestra la edad U-Pb en zircones calculada para la Formación Ahuichila en esta zona. La estrella amarilla muestra la zona donde fue colectada la muestra para fechar y los símbolos azules, la orientación de la estratificación.

Sobre el borde oriental de BSJ, afloran pliegues anticlinales y sinclinales cuyos ejes son altamente oblicuos al rumbo del bloque, desde donde se basculan hacia el NNE en la zona norte y hacia el NE en la zona sur con ángulos de inmersión variables entre 25°-30° (Figura 5.21a, b; ANEXO II). En la región sur, aflora también una falla normal-siniestral de alto

ángulo que generó una zona de brecha de ~ 30 m de espesor, la cual contiene fragmentos de caliza, lutita y lechos rojos. La falla presenta una orientación general $165^\circ/60^\circ$ con pitch de 60° SSE, y tanto en el bloque de techo como el de piso afloran las rocas calcáreo-arcillosas de la Formación Zuloaga (Figura 5.21b, c). Lo anterior, en conjunto con la composición de la brecha sugiere que dicha estructura está probablemente reactivada.

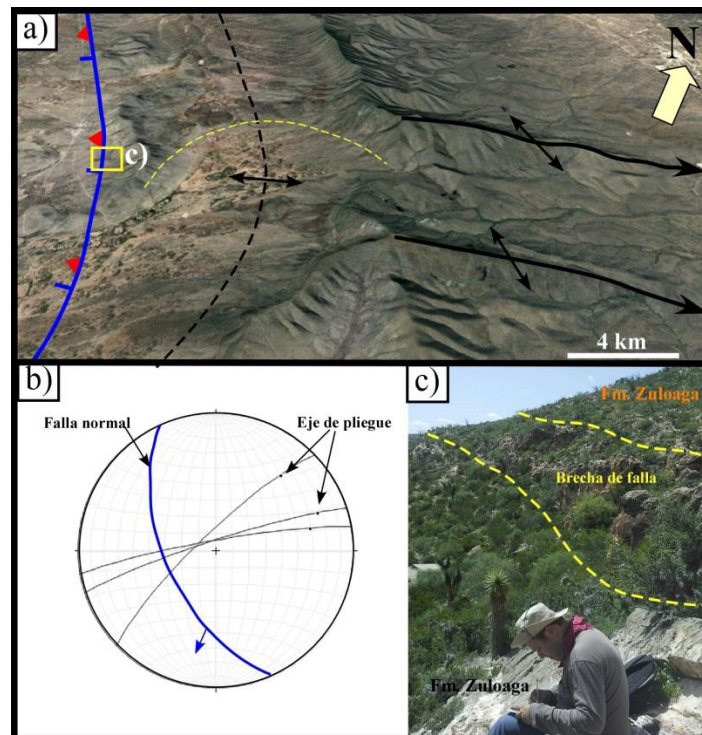


Figura 5.21.- a) Imagen satelital de la zona sur del Bloque de San Julián donde se ilustran los pliegues y fallas que ahí ocurren. b) Red estereográfica donde se muestran las orientaciones de las estructuras interpretadas en la zona. c) Afloramiento de campo donde se observa a la brecha de falla y a los carbonatos de la Formación Zuloaga en ambos bloques.

Además, uno de los pliegues basculados en la zona norte es cortado por el denominado en este trabajo: intrusivo Santa Elena (ANEXO II). Este cuerpo ígneo está emplazado en el extremo oriental de un rasgo estructural denominado en este trabajo como “lineamiento Caopas”, una falla con componente dextral que separa a los sub-bloques El Cardito y Teyra, de Caopas y El Rodeo (ver mapa Figura 5.2 y ANEXO II). A diferencia de las rocas del complejo Pico de Teyra, el intrusivo Santa Elena no exhibe zonas miloníticas en su interior. Este cuerpo ígneo es de geometría tabular, y exhibe textura alotriomórfica con algunos enclaves de rocas máficas (Figura 5.22a). Está encajonado por rocas sedimentarias marinas

de las formaciones La Peña y Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura, a las que les genera metamorfismo de contacto convirtiéndolas a mármol y corneanas. En lámina delgada muestra una textura inequigranular alotriomórfica constituida por feldespato potásico (ortoclasa), plagioclasa, anfíbol, biotita, cuarzo, zircón y titanita (Figura 5.22b).

Del intrusivo Santa Elena se colectó la muestra ISE-1 para extraer zircones y determinar su edad de emplazamiento por el método U-Pb. En total se analizaron 30 granos individuales de zircón, de los cuales un total de 17 quedaron agrupados dentro de una edad promedio de $78.0 \pm 1.90 - 0.50$ Ma., mientras que en el diagrama de Wetherill generaron un intercepto a los 74.7 ± 8.3 Ma (Figura 5.22c).

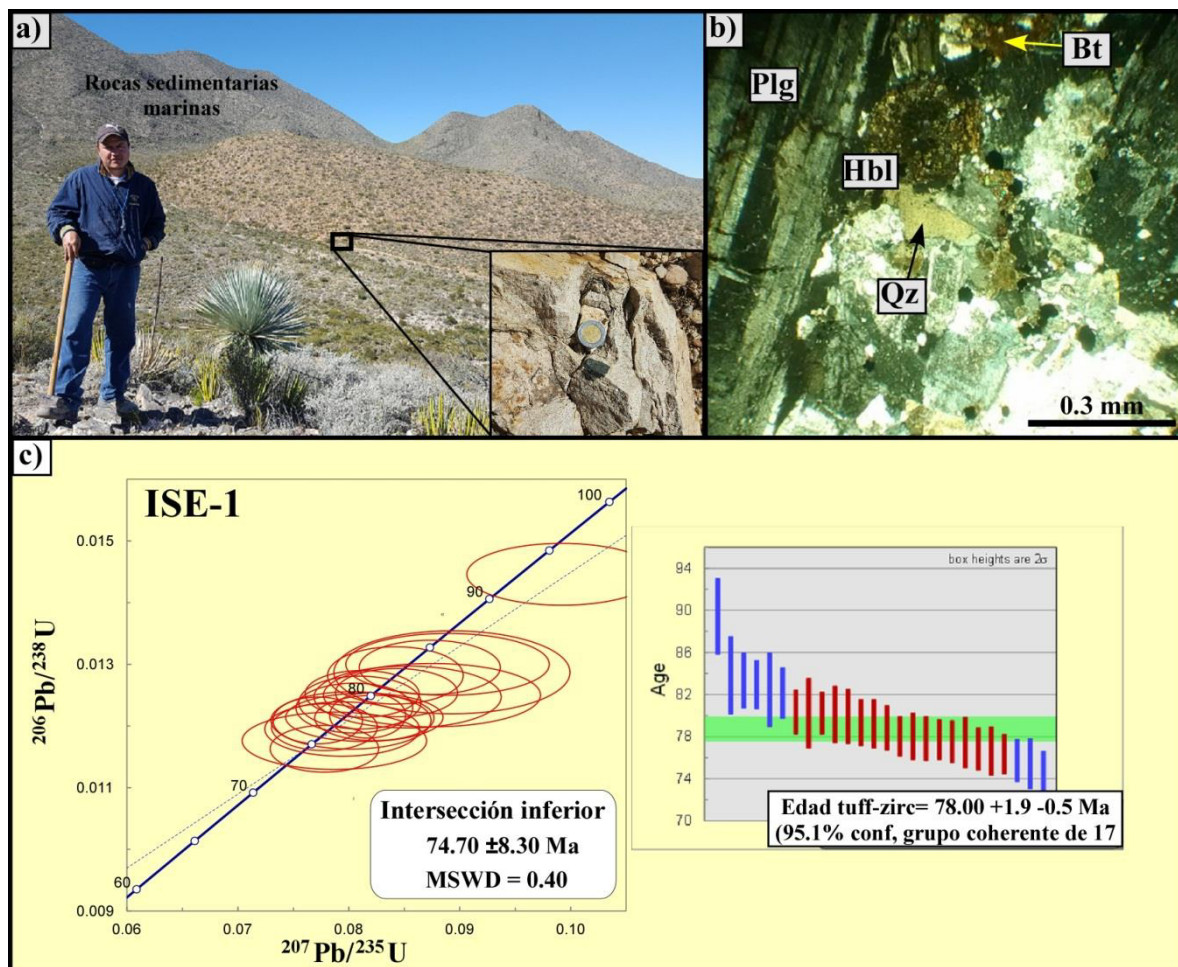


Figura 5.22.- a) Afloramiento del intrusivo Santa Elena. B) Fotomicrografía donde se muestra la composición mineralógica general de intrusivo (Bt:biotita, Plg: plagioclasa, Hbl: hornblenda, Qz: cuarzo). C) Diagramas de Wetherill y tuff zirc donde se muestra la edad U-Pb calculada para el intrusivo.

A escala regional, los pliegues con eje basculado que afloran en el borde del bloque de San Julián forman parte de la aquí denominada Saliente de Concepción del Oro, un tren de pliegues que varían entre pliegues por propagación, flexión de falla y despegue, desarrollados entre la Sierra de Parras y la zona sur de la Saliente de Monterrey (Figura 5.1; ANEXOS II, IVa y V). De manera general, las estructuras de la zona occidental de la Saliente de Concepción del Oro exhiben rumbos preferenciales con dirección WNW-ESE, las cuales cambian su dirección de WNW-ESE a NNW-SSE cerca de la región de Concepción del Oro, construyendo un oroclinal de plano axial con rumbo NE (Figura 5.1, ANEXO II). El núcleo de dicho oroclinal está representado por las estructuras que afloran en el aquí denominado Bloque de Concepción del Oro (BCO), donde ocurren tres anticlinales (Santa Rita, Santa Rosa y La Caja) que, localmente, exhiben un cambio de dirección de los ejes de pliegue (Figura 5.2; ANEXOS II, IIIa, y IV).

5.1.1.2 Bloque de Concepción del Oro (BCO)

De manera similar al Bloque de San Julián, el BCO está delimitado por dos lineamientos semi-regionales con dirección NW-SE (Figura 5.2; ANEXO II), y exhibe además emplazamientos magmáticos de rocas intrusivas cuya edad oscila entre 44-32 Ma. (Sosa-Valdés, 2011). En general, en este bloque tectónico los núcleos de los anticlinales exhiben a las rocas sedimentarias marinas más antiguas en esa zona, que corresponden a carbonatos del Jurásico superior de la Formación Zuloaga, mientras que las rocas marinas más jóvenes están representadas por lutita calcárea intercalada con arenisca de la Formación Parras, que afloran en los núcleos de los sinclinales (Figura 5.23; ANEXO IV). En los núcleos de los anticlinales se encuentran también emplazados cuerpos intrusivos de composición granodiorítica, que generaron deformación compleja en sus aureolas tectónicas, deformando los flancos y generando fallas subverticales por empuje de magma que modificaron la orientación de ejes de pliegues y geometría de cabalgaduras (ANEXO IV). Los pliegues que afloran en el BCO presentan doble inmersión en sus ejes y se encuentran arqueados de manera convexa al NE. En su extremo occidental, sus ejes presentan dirección E-W, mientras que en el oriente cambian a NW-SE o N-S (ver ANEXO II). Sus planos axiales se presentan inclinados al SW con una marcada dirección de transporte tectónico hacia el NE (Figura 5.23).

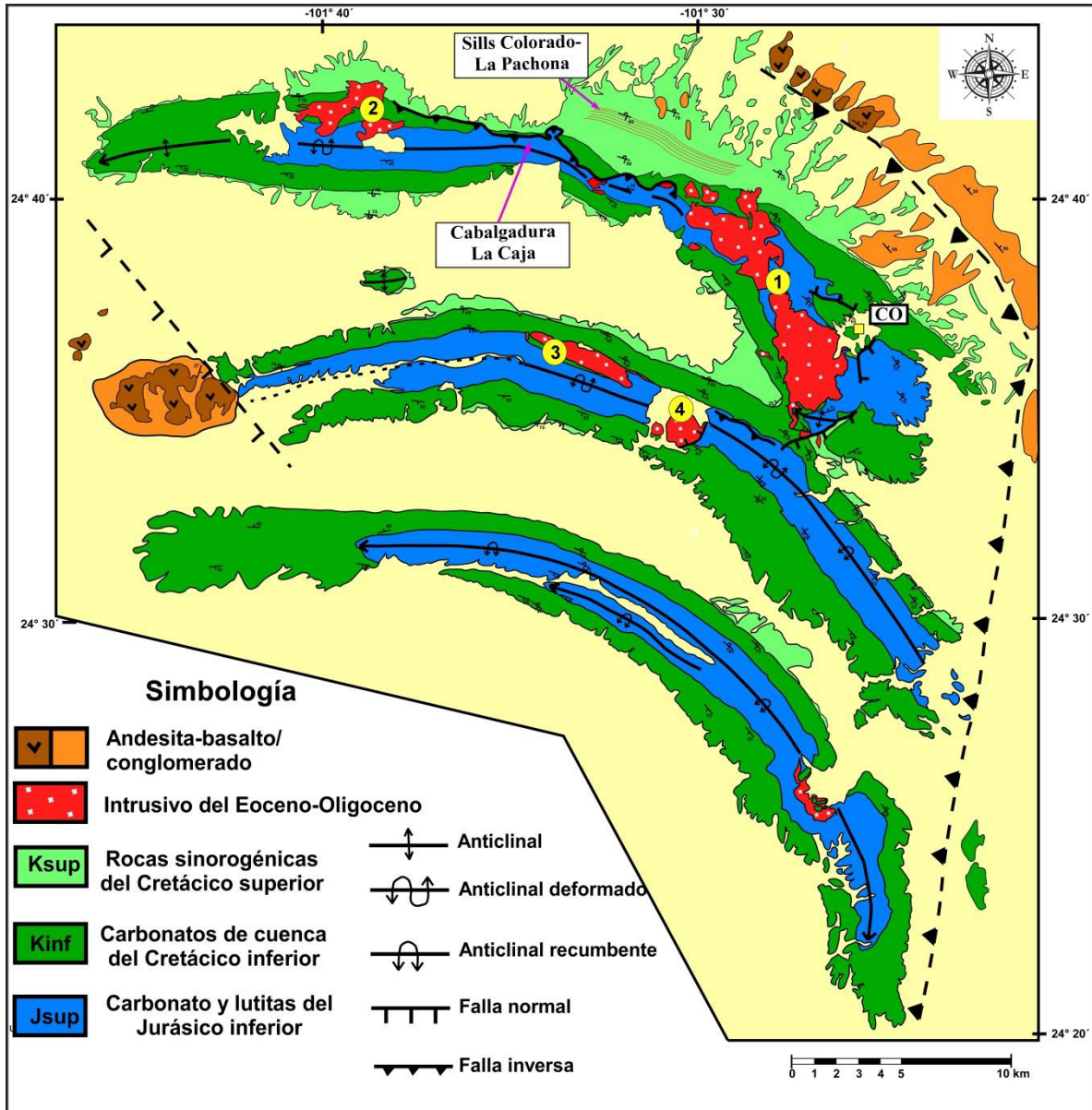


Figura 5.23.- Mapa geológico-estructural del Bloque de Concepción del Oro. CO: Concepción del Oro; 1: Complejo intrusivo Concepción del Oro-Providencia, 2: Intrusivo Noche Buena, 3: Dique-falla Puerto Blanco y 4: Domo Cerro Colorado.

En general, donde no están afectados por emplazamiento magmático, los pliegues presentan flancos traseros en posición normal con ángulos variables entre 30-50°, mientras sus flancos frontales están por lo general invertidos (con excepción de las terminaciones periclinales) con ángulos entre 70-85° o verticales (ANEXO IV). En los flancos frontales de los anticlinales de Santa Rosa y La Caja afloran las cabalgaduras homónimas, que se

presentan inclinadas al SW, indicando transporte tectónico hacia el NE. La cabalgadura de la Caja aflora en el flanco frontal del anticlinal, se presenta como una zona de brecha tectónica y un escarpe topográfico evidente en la zona. La cabalgadura de Santa Rosa está representada por una zona de cataclasita fuertemente recristalizada por fluidos mineralizantes posteriores; exhibe dirección paralela al eje del anticlinal e inclina al SSW. Aunque el salto de falla no es muy importante (~130 m), ya que en la zona de mayor desplazamiento yuxtapone a la Formación La Caja sobre Tamaulipas inferior, particularmente en su extremo NW, esta estructura fue importante durante el ascenso-emplazamiento de magmas en la región, ya que sirvió como superficie de emplazamiento para el aquí denominado dique-falla Puerto Blanco (Figura 5.23; ANEXO IV). Por otro lado, la cabalgadura La Caja presenta un rumbo general WNW-ESE e inclinación entre 40-60° hacia el S-SW, aflora de manera continua por 14 km entre dos emplazamientos intrusivos mayores (intrusivos de Providencia y Noche Buena). El salto de falla decrece de orienta a occidente; en su extremo oriental, la cabalgadura yuxtapone a caliza de la Formación Zuloaga sobre caliza ondulante con pedernal de la Formación Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura, lo que representa un salto de falla de ~750 m, mientras que en su extremo oriental, cerca del intrusivo Noche Buena, el contacto tectónico es entre Tamaulipas Superior-Cuesta del Cura y la Formación Concepción del Oro, indicando un salto de falla de ~200 m.

Las zonas axiales de los pliegues están parcialmente invadidas por los intrusivos Santa Rosa, Concepción del Oro-Providencia y Noche Buena, que conforman la zona occidental del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro, definido por Chávez-Cabello *et al.* (2007) como un conjunto de estructuras ígneas intrusivas emplazadas en una franja geográfica con dirección este-oeste al sur de la Sierra de Parras.

El complejo intrusivo Concepción del Oro-Providencia está emplazado en la charnela del anticlinal La Caja, aflora de manera casi continua con dirección NW-SE a lo largo del eje del pliegue por ~11 km. Esta estructura modificó ampliamente el flanco trasero del anticlinal, deformando incluso la traza del sinclinal formado entre los anticlinales Santa Rosa y La Caja, generando además re-plegamiento de pliegues tectónicos en su “aureola

tectónica” y fallas sub-verticales anulares que son antitéticas a la deformación regional, a lo largo de las cuales se emplazó magma en forma de diques y *sills*, indicando una co-actividad entre magmatismo y deformación por emplazamiento (Figura 5.23; ANEXO IV). No se identificaron evidencias de deformación tectónica dentro de este complejo ígneo, sin embargo, Rogers *et al.* (1961) reportaron que pequeños apófisis (de los que no mencionan su localización), emplazados en la zona de la cabalgadura La Caja, presentan brechamiento tectónico.

Al NW del complejo Concepción del Oro-Providencia, en el flanco frontal del anticlinal La Caja, aflora un enjambre de *sills* sub-verticales de composición predominantemente cuarzomonozdiorítica, denominados “enjambre de *sills* Colorado-La Pachona” por Ramírez-Díaz (2012; Figura 5.23). Estas estructuras están emplazadas en rocas clásticas de las formaciones Concepción del Oro y Parras, a las que les generan metamorfismo de contacto convirtiéndolas a corneanas. No existen evidencias de deformación tectónica en estas estructuras, que a escala semi-regional están alineadas en dirección NW-SE con el complejo Concepción del Oro-Providencia (Figura 5.23; ANEXO II). Sosa-Valdés (2011) fechó rocas de este complejo ígneo obteniendo edades U-Pb en zircones de entre 41.5-43.1 Ma.

En el extremo occidental del anticlinal La Caja, aflora el intrusivo Noche Buena, que está constituido por dos cuerpos que en superficie están separados por una pantalla de roca encajonante de caliza metamorfozada. Este cuerpo ígneo está emplazado sobre el eje y en el flanco frontal del anticlinal La Caja, unas centenas de metros al SW de la traza de la cabalgadura homónima; en la zona donde aflora este intrusivo, la orientación estructural del flanco sur del anticlinal La Caja está modificada, presentándose estratificación anómalamente invertida. La edad de emplazamiento de esta estructura ígnea es 36.75 +0.25 -0.35 Ma (Sosa-Valdés, 2011).

El intrusivo Santa Rosa está constituido por dos estructuras: el domo “Cerro Colorado” y el dique falla Puerto Blanco, este último emplazado en el Oligoceno inferior a los 32.30 + 0.2 -0.3 Ma. (Edad U-Pb en zircones; Sosa-Valdés, 2011). El domo Cerro Colorado está

emplazado en el núcleo del anticlinal de Santa Rosa, es de morfología semicircular con 2km de diámetro (Figura 5.23; ANEXO IV) y presenta un alto grado de alteración de los feldespatos a arcillas, así como una oxidación importante. Donde es posible ver la textura original de la roca, exhibe textura fluidal con microlitos de feldespato y cuarzo en una mesostasis vítrea, y su contacto con los carbonatos de la Formación Zuloaga es por falla normal, la cual es semicircular e inclina hacia dentro del domo. Por otro lado, el dique-falla Puerto Blanco es una estructura tabular de textura pofirítica que aflora con dirección WNW-ESE en el flanco norte del anticlinal de Santa Rosa, exhibiendo una longitud de ~5km y espesor de ~800 m. Su contacto con la roca encajonante es oblicuo y está fuertemente alterado a arcillas (principalmente caolinita); en su cima afloran las formaciones La Caja y Zuloaga, y en su base la Formación Taraises. Una característica importante es que, a escala microscópica, esta roca presenta cristales individuales de biotita que exhiben extinción ondulosa, sin embargo no hay evidencias de zonas miloníticas dentro del intrusivo. Ramírez Peña (2011) sugiere que el intrusivo Puerto Blanco se emplazó a través de la falla que controló el desarrollo del anticlinal de Santa Rosa.

Los lineamientos estructurales que delimitan al BCO cortan las terminaciones periclinales de algunos de los pliegues regionales (Figura 5.23; ANEXO II), indicando que por lo menos su última etapa de actividad es posterior al plegamiento. Sobre la traza del lineamiento oriental aflora una sucesión clástica de granulometría variable entre arenisca y conglomerado conformada principalmente por fragmentos de intrusivo, *skarn*, mármol y rocas sedimentarias marinas (Figura 5.24a, b; ANEXO IV). En su extremo NW, esta sucesión clástica presenta interestratificados a flujos de lava de composición andesítica (Figura 5.24c), que en lámina delgada están constituidos por plagioclasa, hornblenda, biotita, clinopiroxeno, zircón y apatito, dentro de una mesostasis microlítica y vítrea (Figura 5.24d), los cuales en algunas zonas sobreyacen directamente a rocas sedimentarias marinas de las formaciones Concepción del Oro y Parras. Una cuestión importante es que en el borde oriental del lineamiento, tanto el conglomerado como las rocas volcánicas están basculadas entre 35-50° al oriente (Figura 5.24a y c; ANEXO IV), y por lo menos en el caso del conglomerado, el ángulo de inclinación va disminuyendo hacia el oriente lejos del lineamiento. Las rocas clásticas están afectadas por fallas de alto ángulo con rumbo

preferencial NNE-SSW y una marcada componente inversa, cuyo desplazamiento de bloque de techo es hacia el ESE (Figuras 5.23, 5.24e y ANEXO IV).

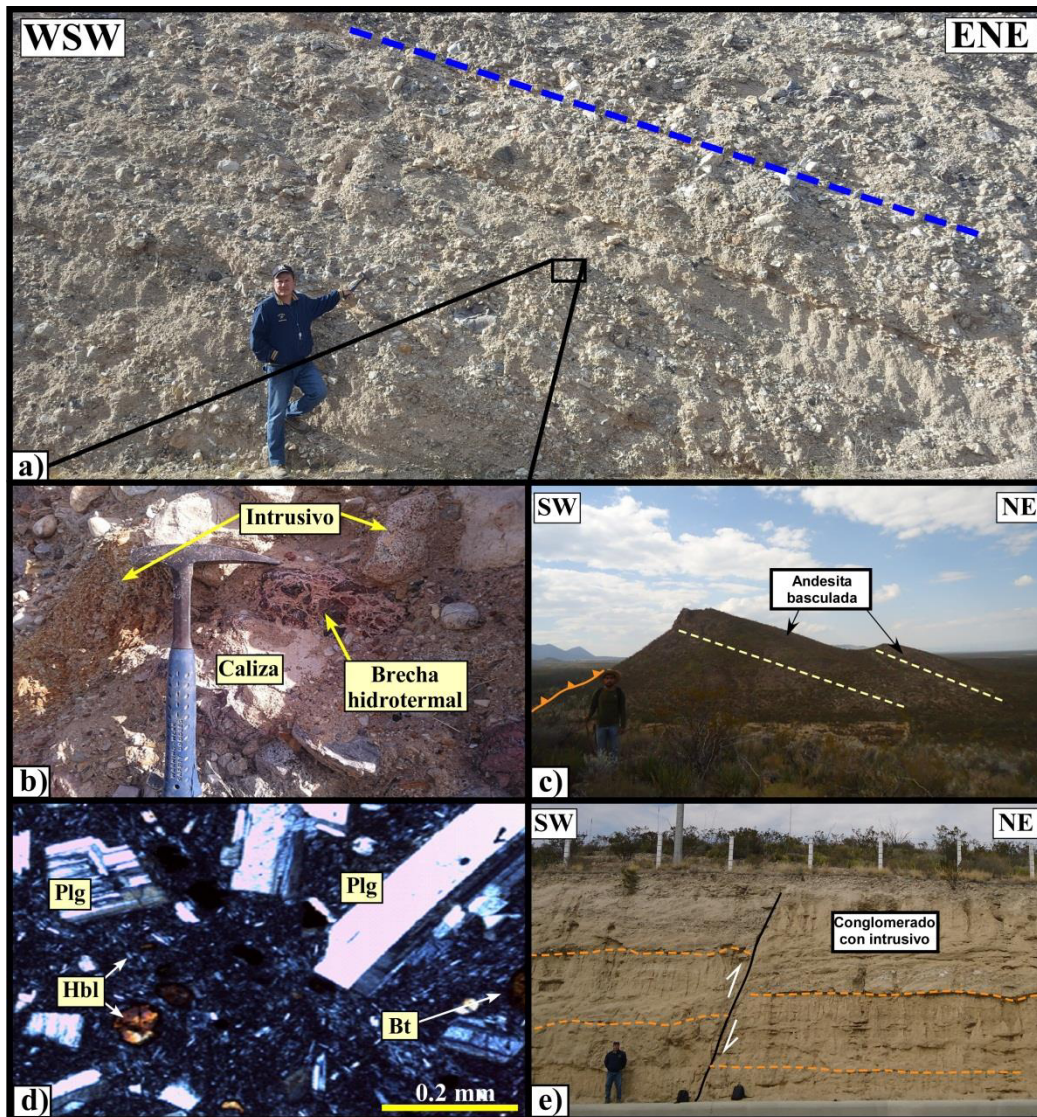


Figura 5.24.- a) Conglomerado con fragmentos de intrusivo, rocas mineralizadas y caliza que se encuentran basculados hacia el oriente en el borde oriental del BCO, en b) se muestran algunos de los componentes del conglomerado. c) Flujos de lava andesítica basculados hacia el NE en el borde oriental del BCO y d) fotomicrografía (NX) donde se muestra el arreglo mineral de dichas rocas (Plg: plagioclase, Hbl: hornblende, Bt: Biotita). e) Facies distales de conglomerado con intercalaciones limo-arenosas, afectados por una falla inversa de alto ángulo en el borde oriental del BCO.

Una muestra de las andesitas (AN-1) fue fechada por el método U-Pb en zircones, arrojando una edad tuff-zirc de $40.95 \pm 0.15 - 0.65$ Ma de un grupo coherente de 22 análisis, y una edad de intersección de 40.7 ± 0.63 en el diagrama de Wetherill, lo cual indica que dichas rocas se emplazaron en el Eoceno superior (Figura 5.25).

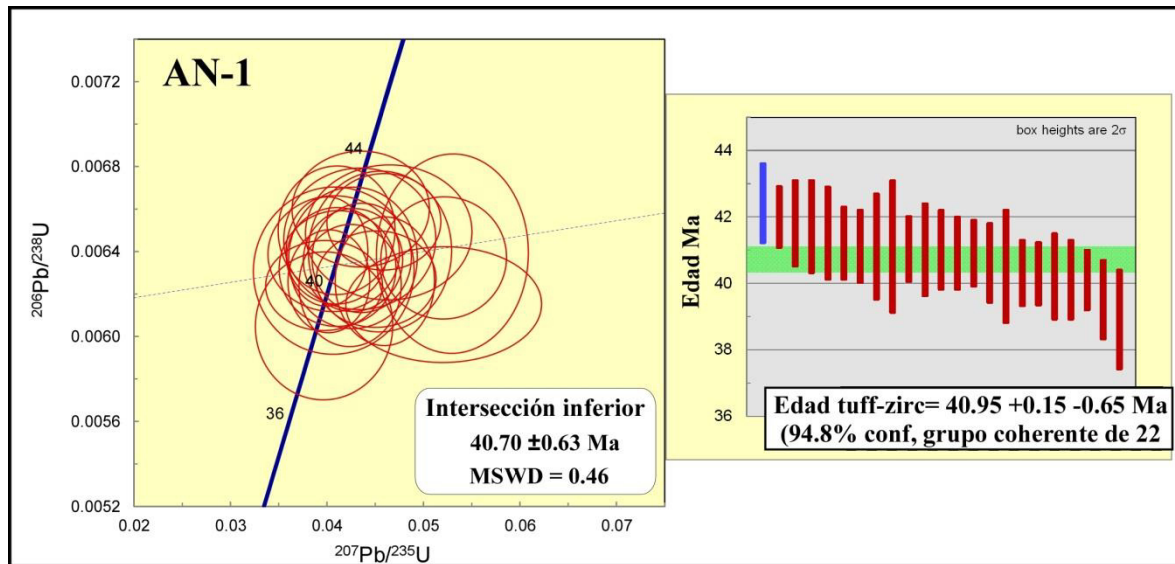


Figura 5.25.- Diagramas de Wetherill y *tuff-zirc* donde se muestra la edad U-Pb obtenida para los zircones de la muestra AN-1.

Por otro lado, en el lineamiento occidental, aflora una sucesión de rocas piroclásticas conformada por brechas, tobas y areniscas volcánicas, basculadas entre $25\text{-}30^\circ$ al SE. Sobreyaciendo en discordancia angular a esta sucesión (Figura 5.26a), afloran basaltos glandulares con fenocristales de olivino y piroxeno, dispuestos de manera sub-horizontal a lo largo de pequeñas mesetas (Figura 5.26b). Aunque no fueron observadas evidencias de fallamiento, la dirección en la cual están basculadas las rocas piroclásticas, en conjunto con lo que puede observarse a escala regional para este lineamiento (corte de terminaciones periclinales y generación de una cuenca tectónica hacia el occidente), indica que se trata de una estructura que en su última etapa de movimiento debió ser de tipo normal, con bloque de techo hacia el occidente, en el cual se genera el valle de Cedros (Figuras 5.2 y 5.23). Rocas de composición similar afloran en el borde occidental del Bloque de San Julián (Figuras 5.2 y 5.4), las cuales en lámina delgada incluso exhiben micro-xenolitos de probables peridotitas del manto (Figura 5.26c, d).

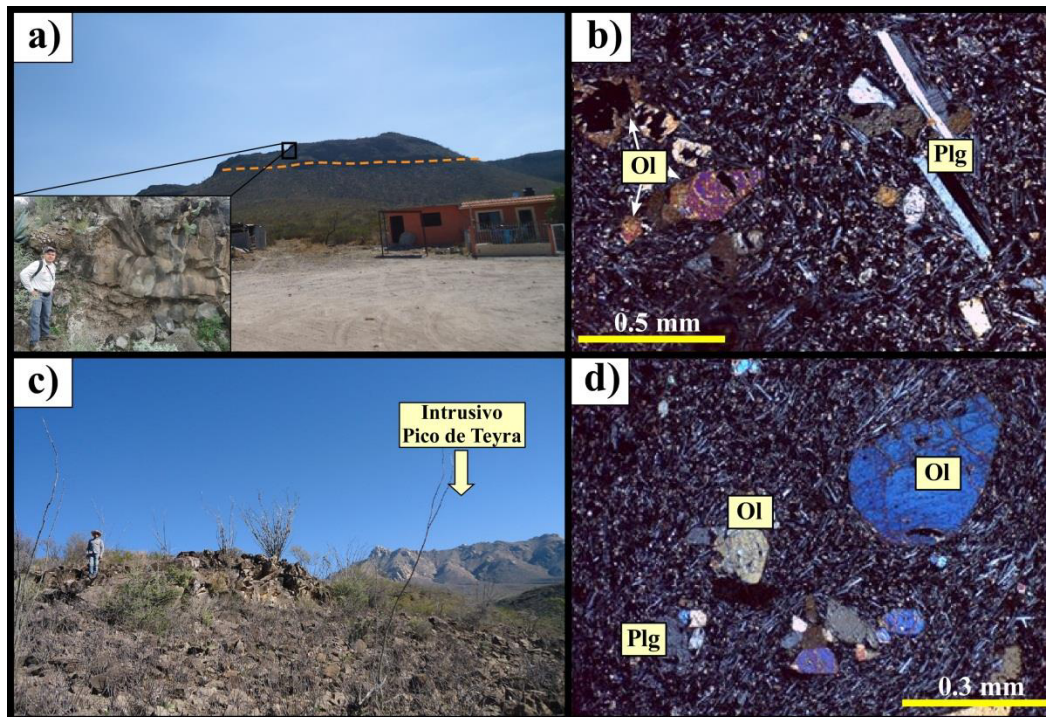


Figura 5.26.- a) Vista panorámica de mesetas coronadas por flujos sub-horizontales de rocas basálticas sobre el borde occidental del BCO, y b) fotomicrografía (NX) donde se ilustra el arreglo mineralógico de dichas rocas. c) Afloramiento de basaltos en el borde occidental del Bloque de San Julián, en la región del Pico de Teyra, y d) fotomicrografía (NX) donde se muestra la mineralogía de estas rocas.

5.1.1.3 Bloque de Matehuapil

Al oriente del BCO, separado por un gran valle aluvial, está localizado el aquí denominado Bloque de Matehuapil (Figura 5.1; ANEXOS II y IIIe). Esta estructura está también delimitada por dos lineamientos regionales; sus estructuras internas están afectadas por lineamientos más antiguos que generaron estructuras rombohédricas cuyas geometrías sugieren transpresión siniestral (ANEXO II). En general, dentro de este bloque ocurren pliegues con ejes en dirección NNW-SSE y planos axiales que varían de sub-verticales a inclinados al WSW, indicando transporte tectónico al ENE (ANEXO II y IIIe). Las rocas más antiguas que afloran en este bloque corresponden a carbonatos jurásicos de la Formación Zuloaga, que constituyen los núcleos de algunos anticlinales, mientras que las rocas marinas más jóvenes están representadas por arenisca y lutita de la Formación Concepción del Oro-Caracol, que afloran en los núcleos de algunos sinclinales.

En el Bloque de Matehuapil, afloran también cuerpos intrusivos emplazados en núcleos de pliegues (ANEXO II), representados por los complejos de Rocamontes, Matehuapil y Saltillito. El complejo intrusivo de Rocamontes aflora de forma irregular como un cuerpo alargado en dirección norte-sur con un eje largo de ~8 km de longitud y un ancho máximo de 2.5 km. De acuerdo con Delgado-García y Morales-Acosta (2010), no existen evidencias de deformación tectónica en las rocas ígneas que constituyen a este complejo intrusivo, constituido por dos centros de emplazamiento, localizados en el núcleo y flanco frontal del anticlinal regional El Astillero (ANEXO II). El intrusivo de Matehuapil aflora como un cuerpo semicircular emplazado en los carbonatos de la Formación Tamaulipas Inferior, generó estructuras de emplazamiento, particularmente replegamiento de ejes de pliegue y nuevos trenes de pliegues asociados a empuje horizontal durante el emplazamiento de magmas. Dicho intrusivo no exhibe evidencias de deformación tectónica penetrativa y su relación respecto a los pliegues regionales que le rodean es claramente posttectónica. Por otro lado, el intrusivo Saltillito está constituido principalmente por diques sub-verticales, emplazados en rocas clásticas de las formaciones Indidura y Caracol, que conforman a un valle sinclinal. No existen evidencias de campo ni microscópicas de deformación tectónica dentro de este intrusivo (Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017).

En el borde occidental del bloque de Matehuapil es posible observar un lineamiento relativamente joven, este corta a los lineamientos transpresivos y a los pliegues regionales, los cuales están rotos y sus contrapartes hundidas en un gran valle aluvial, donde afloran cerros “testigo” remanentes (ANEXO II). Este lineamiento sirve como borde de una cuenca tectónica que separa a los bloques de Concepción del Oro y Matehuapil. Además, a lo largo de dicho lineamiento, existen evidencias de magmatismo fisural basáltico, que similar al borde occidental de BCO, forma mesetas. Por otro lado, en el borde oriental de Bloque de Matehuapil, los planos axiales de pliegues adquieren una inclinación hacia el oriente y su relieve topográfico disminuye a lo largo de un cambio de pendiente que inclina de manera progresiva al oriente, hasta generar un gran valle aluvial que separa a este bloque del bloque Guadalupe de Mitras (ANEXO II y IIIe). En dicho valle aflora el complejo intrusivo El Peñuelo que, a escala regional, es de geometría elíptica con eje largo de ~8 km en dirección NNE-SSW y su eje corto de ~6 km en dirección ESE-WNW (Figura 5.27a,

ANEXO II). Las distintas unidades litológicas que constituyen a este complejo exhiben evidencias de deformación impuesta por esfuerzos tectónicos a escala de afloramiento, como: zonas localizadas de foliación tectónica, plegamiento y fallamiento de vetas aplíticas tardías (Figura 5.17b, c); y de escala microscópica, como: re-cristalización de bordes cristalinos en feldespato alcalino y microfracturamiento de plagioclasa y anfíbol (Figura 5.27d, e).

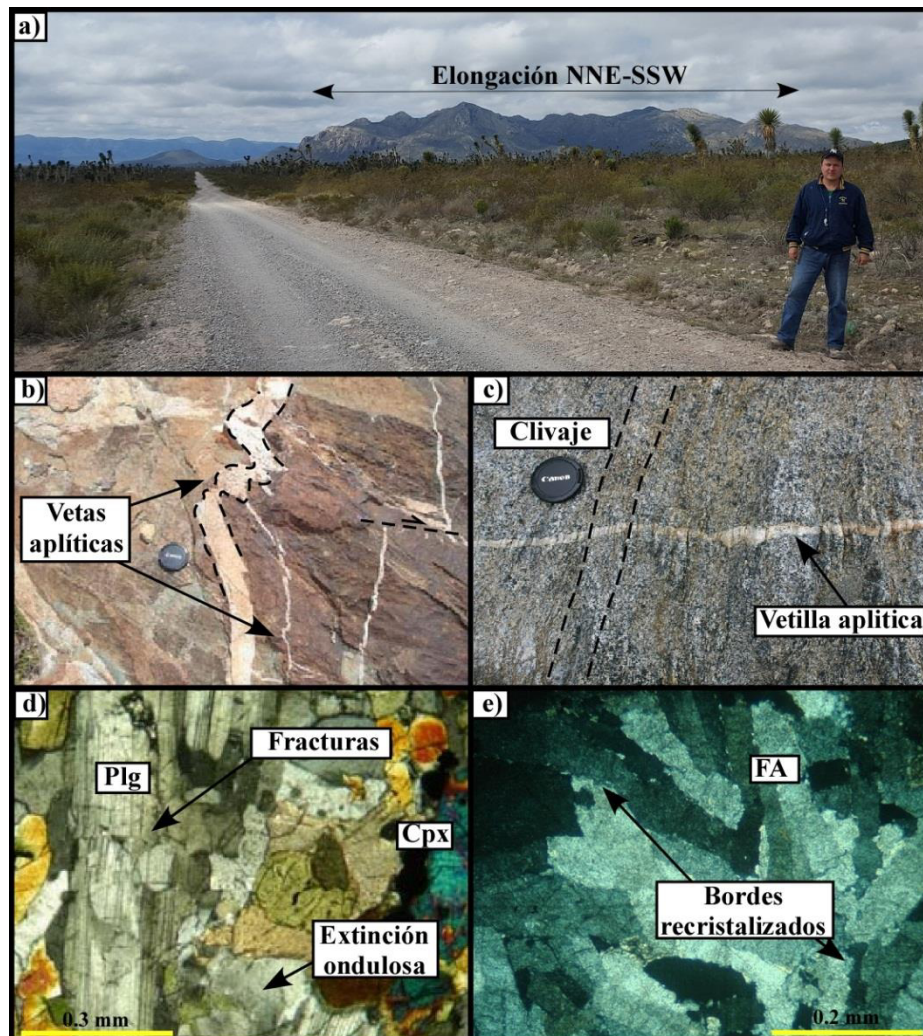


Figura 5.27.- a) Fotografía panorámica del Complejo Intrusivo El Peñuelo donde se ilustra la dirección de elongación principal hacia el NNE-SSW. En b) y c), se muestran evidencias de deformación tectónica impuesta a las rocas que conforman el complejo. En d) y e) se muestran fotomicrografías (NX) con deformación a escala de grano.

5.1.1.4 Bloque Guadalupe de Mitras

Al oriente del Complejo Intrusivo El Peñuelo, se localiza el bloque Guadalupe de Mitras. De manera similar a los demás bloques antes descritos, esta estructura presenta un rumbo ~N-S, exhibe pliegues con dirección NNW-SSE; sin embargo, en esta zona dichas estructuras presentan un relieve estructural relativamente más bajo, ya que son esporádicos los anticlinales que exhiban a rocas jurásicas en su núcleo (ANEXO II y IIIe). Además, dentro de este bloque, existe una mayor cantidad de cuencas alabeadas con rumbo ligeramente oblicuo a los pliegues, las cuales están rellenas por sedimentos continentales recientes (Fm. Ahuichila y más jóvenes). Los límites occidental y oriental de este bloque son lineamientos en dirección NNW-SSE sub-paralelos a los ejes de pliegues. El lineamiento oriental puede ser trazado hasta la zona SW de la Saliente de Monterrey, cerca de la traza de la cabalgadura “La Catana”, y parece ser el límite entre las salientes de Concepción del Oro y Monterrey (ANEXO II y IIIe). Además, este lineamiento en conjunto con el borde occidental del Bloque de Galeana genera una cuenca continental juvenil relativamente estrecha, rellena con material aluvial reciente que separa a ambos bloques (Figura 5.1; ANEXO II).

5.1.2 Sector Saliente de Monterrey

5.1.2.1 Bloque de Galeana

El Bloque de Galeana es el bloque tectónico más oriental del área de estudio (Figura 5.1; ANEXO II). En su región occidental, esta estructura está delimitada por un lineamiento NW-SE que corta de manera sub-paralela a los pliegues que constituyen la zona interna del sector Saliente de Monterrey. Además, este rasgo es la frontera entre una zona relativamente extendida al occidente y otra relativamente no extendida al oriente (ANEXO II).

En el bloque de Galeana afloran las rocas más antiguas de la zona oriental del área de estudio y de la región norte de la Saliente de Monterrey, correspondientes a las formaciones El Alamar, Nazas y los lechos rojos de las formaciones La Boca y la Joya, que subyacen a un potente paquete de evaporitas de la Formación Minas Viejas. El límite oriental del bloque es paralelo al tren de pliegues que componen la zona frontal del Cinturón Plegado y

Cabalgado de la Sierra Madre Oriental en esta región del sector Saliente de Monterrey, así como a la traza de la cabalgadura frontal (ANEXO II).

En general en la región de Galeana se observa una estructura tipo “*drape fold*”, que está asociada al desplazamiento del bloque sobre una falla inversa de alto ángulo propagada desde el basamento (Gray *et al.*, 2008; ANEXO IIIe). El pliegue exhibe transporte tectónico hacia el oriente, de manera similar a un tren de pliegues y cabalgaduras que afloran desde su límite oriental, hasta la cabalgadura frontal en la zona de Linares, N.L. (ANEXOS II y IIIe). Dicho tren de pliegues exhibe geometrías clásicas de pliegues despegados desde el nivel evaporítico localizado entre los lechos rojos y las rocas calcáreas de la Formación Zuloaga.

5.1.2.2 Región norte de la Saliente de Monterrey

En la Saliente de Monterrey, el estilo estructural principal es de pliegues de despegue, los cuales son de escala kilométrica, presentan doble inmersión de su eje y planos axiales generalmente sub-verticales o vergentes al NNE (*p.ej.*, Padilla y Sánchez, 1982; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; ANEXOS II y IIIId). En algunas zonas es posible identificar cuerpos irregulares de yeso, que ocurren de manera discordante en núcleos de anticlinales (*p.ej.* anticlinal Los Nuncios; Higuera-Díaz *et al.*, 2005) o en las inmediaciones de zonas de cabalgadura o de fallas laterales que acomodan la deformación (Ruíz-Cantú *et al.*, 2017).

Este sector estructural está definido por un cambio en la dirección de ejes de pliegues y cabalgaduras entre la región oriental de la Sierra de Parras y el bloque de Aramberri, fuera del área de estudio (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000). En general, el cambio más notorio en el tren estructural ocurre en la región central de la saliente, donde los ejes de pliegue de toda la cadena plegada cambian de una dirección ~E-W a NW-SE en la zona norte y NNW-SSE más al sur, definiendo un arco convexo al (Figura 5.1; ANEXO II). La cabalgadura frontal exhibe la misma geometría que los pliegues; al occidente, en la región de La Catana (que es la frontera con el Sector Transversal de Parras; ANEXO IIIc), exhibe dirección WNW-ESE y transporte tectónico al NNE; mientras que al oriente, aflora de manera intermitente con dirección NNW-SSE y transporte tectónico al ENE, cortando de

manera oblicua a los pliegues frontales entre Monterrey y Montemorelos, N.L. (ANEXO II y IIIe).

5.2 GEOCRONOLOGÍA U-Pb EN ZIRCONES Y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ EN ILLITA

Como se mencionó en el capítulo de metodologías analíticas, en el presente estudio fueron fechadas cinco zonas de cizalla (2 pliegues y 3 fallas), las cuales permitieron obtener la edad de generación de illita en distintas regiones del área de estudio (Figura 5.18). Las características generales de dichas muestras se enlistan en la Tabla 5.1, que se presenta al final de este capítulo.

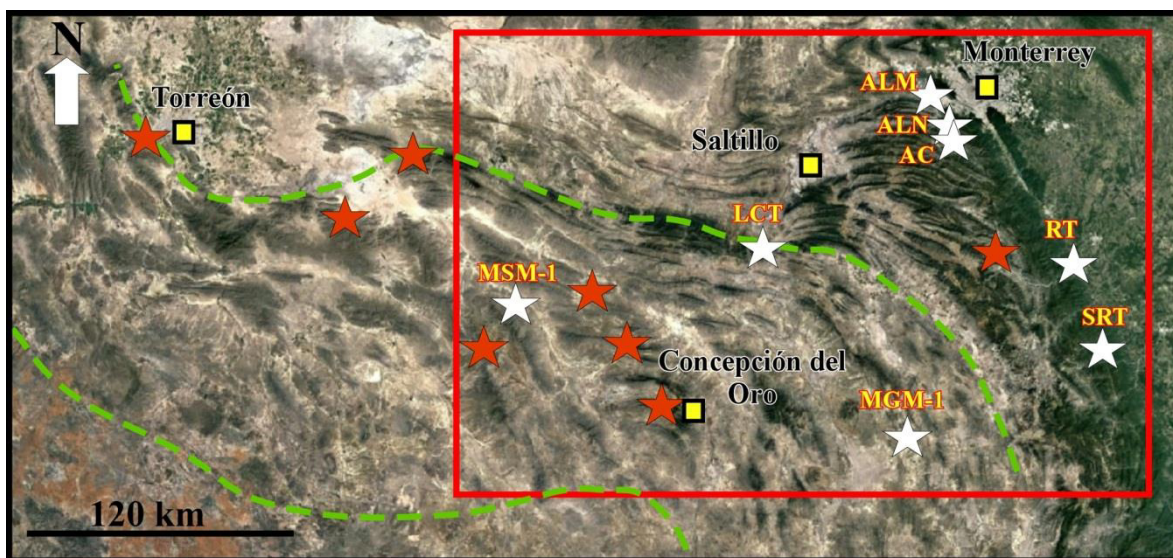


Figura 5.28.- Localización de las muestras de arcillas de zonas de cizalla colectadas en el presente estudio. Las estrellas en color rojo representan a las muestras que por distintas razones no fueron ideales para ser fechadas, mientras que las de color blanco, etiquetadas con su clave fueron fechadas por el método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$. Las muestras ALM, ALN y AC fueron tomadas de Fitz-Díaz *et al.* (2016). El área enmarcada en rojo corresponde al área de estudio (Imagen satelital tomada de Google Earth).

5.2.1 Fechamiento de pliegues

Muestra MSM-1.- Esta muestra fue colectada en las coordenadas $24^{\circ} 55' 01''$ N y $-102^{\circ} 07' 49''$ W, en el flanco oriental del anticlinal San Miguel, uno de los pliegues regionales que afloran de manera oblicua al borde oriental del Bloque San Julián (ver localización en ANEXO II). La roca muestreada corresponde a una lutita bentonítica de la base de la

Formación La Peña (Aptiano inferior; Figura 5.29), de la cual se obtuvieron tres sub-fracciones para su análisis por DRX.



Figura 5.29.- Afloramiento de lutita bentonítica en la cima de la Formación La Peña, donde fue colectada la muestra MSM-1.

En el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) esta muestra exhibe casi exclusivamente illita que forma planos de clivaje (Figura 5.30a), sobre los cuales crecen cristales individuales que exhibe hábito acicular o prismático alargado cuyo eje más largo es paralelo a la dirección de elongación sobre los planos de clivaje (Figura 5.30b, c). La composición química de los cristales individuales indica la ocurrencia de K, Mg, Fe, Al, Si que son los elementos típicos de la illita (Figura 5.30d). Por otro lado, el análisis de DRX en muestras en polvo permitió obtener los patrones de difracción de cada muestra y compararlo con valores mezclados de estándares de illita. Los estándares fueron medidos en las mismas condiciones, y sus valores resultantes fueron mezclados numéricamente en una hoja de cálculo (Excel), donde se realizó el modelado iterativo para determinar el mejor ajuste con la muestra analizada y así determinar su contenido porcentual de illita $2M_1$. Los patrones de difracción indican la ocurrencia del politipo 1M en esta muestra. Los resultados de la cuantificación indican que la sub-fracción fina-media (fm) posee un $2\pm 2\%$ de illita $2M_1$, la media-gruesa (mc) resultó en $5\pm 2\%$ y la gruesa (g) en un $10\pm 3\%$ (ANEXO Va). Además, con los resultados de análisis de DRX, utilizando la metodología descrita en el capítulo 3, se determinaron los espesores de los cristalitos de cada sub-fracción en la

muestra, resultando en 49.2 nm (fracción fm), 61.1 nm (fracción mc) y 66.7 nm (fracción c) (Tabla 5.1).

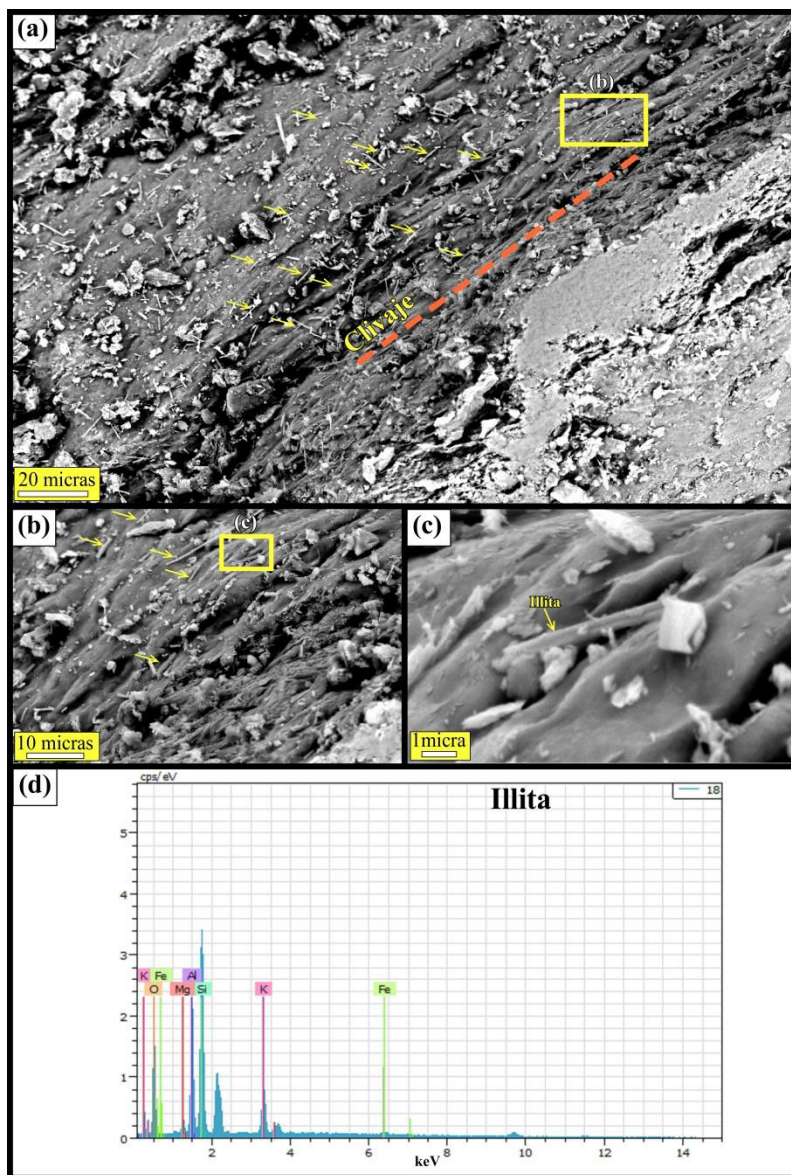


Figura 5.30.- Imagen de MEB donde se muestra la textura y composición química de illita en la muestra MSM-1. En a, b y c se muestra la disposición de cristales de illita 1M y su paralelismo respecto al clivaje; mientras que en d) se ilustra la composición química de los mismos.

Los patrones de desgasificación de las tres sub-fracciones de la muestra MSM-1 exhiben valores de *recoil* variables entre 0.2302 y 0.3647, razón por la cual en las gráficas dichos patrones no inician en cero (Figura 5.31). En general, los patrones exhiben una forma escalonada de izquierda a derecha, aumentando la cantidad de ^{39}Ar liberado y por

consiguiente la edad, lo cual es constante hasta un punto donde la curva cambia generándose una meseta. Lo anterior, indica una desgasificación ±homogénea, lo que a su vez es indicador de una sola generación de illita autigénica en las muestras. En la Figura 5.31 también se muestran las edad de gas total y de retención para cada muestra, mientras que en la tabla 5.1 se presentan las edades corregidas por el método propuesto por Fitz-Díaz *et al.* (2016); que para esta muestra resultaron en 82.37 ± 0.70 (fracción fina-media), 83.23 ± 0.48 (media-gruesa) y 83.97 ± 0.38 (gruesa).

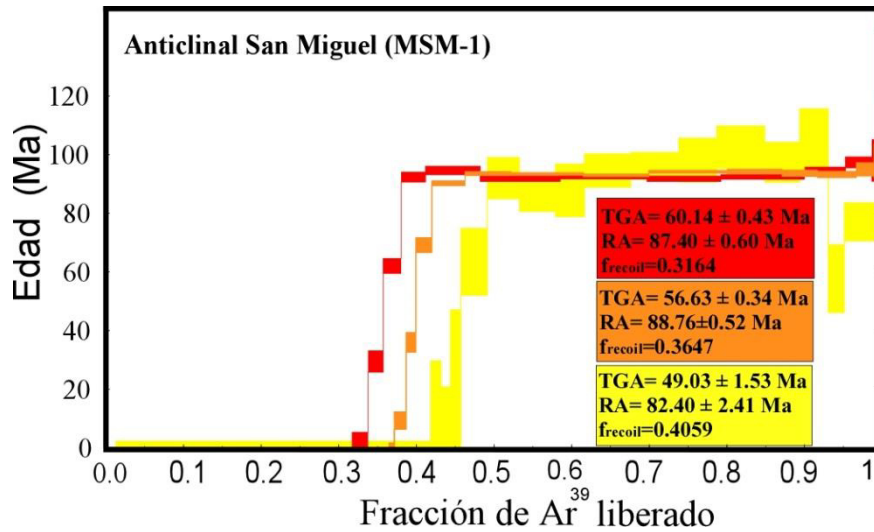


Figura 5.31.- Patrones de desgasificación y edades obtenidas para las tres sub-fracciones de illita de la muestra MSM-1. El color rojo es la fracción gruesa, el naranja para la media-gruesa y el amarillo para la fina-media.

Los resultados del gráfico de edad de illita para esta muestra indican que la illita autigénica asociada a cizalla durante la generación del anticlinal San Miguel se formó 68.9 ± 1.8 Ma.; mientras que la illita detrítica fue generada a los 130 ± 31.13 Ma (Figura 5.32). La edad de la illita detrítica es dentro del error estadístico, similar a la edad de depósito de la unidad muestreada en zonas cercanas al área de estudio (Fm. La Peña; Moreno-Bedmar *et al.*, 2013; Mendoza-Amaya *et al.*, 2017).

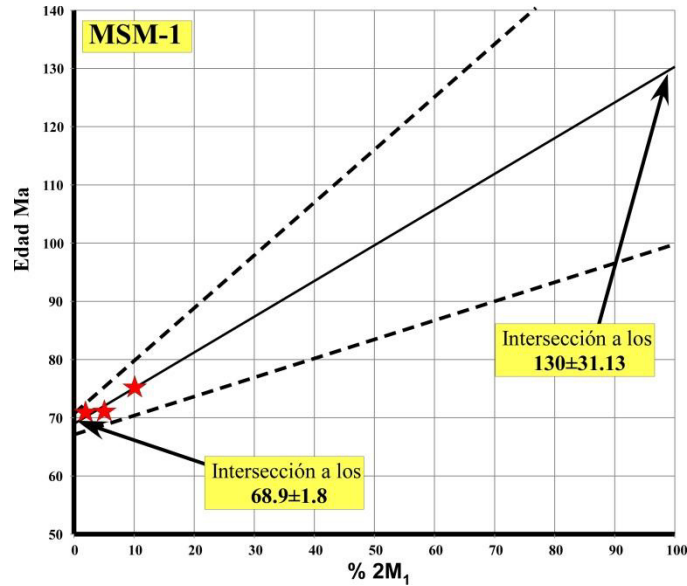


Figura 5.32.- Diagrama de análisis de edad de illita (IAA) para la muestra MSM-1.

Muestra MGM-1.- Esta muestra fue colectada en las coordenadas $24^{\circ} 31' 05''$ N y $-100^{\circ} 35' 33''$ W, en el flanco oriental del anticlinal Guadalupe de Mitras, un pliegue de despegue localizado en el bloque Guadalupe de Mitras, al oriente de la Saliente de Concepción del Oro (ANEXOS II y IIIe). La litología muestreada es una lutita laminar cizallada de color rojizo, contenida entre dos estratos de marga de la Formación La Peña, cerca del contacto con la Formación Tamaulipas Superior (Figura 5.33a). Similar a la muestra MSM-1, esta muestra fue reducida a tres sub-fracciones cuyos contenidos en illita $2M_1$ son (ANEXO Va): 5 ± 2 (fracción fm), 12 ± 3 (fracción mc) y 25 ± 3 (fracción c); mientras que los cálculos del espesor de los cristalitas de illita mostraron tamaños de: 100 (fm), 105 (mc) y 142 (c) nanómetros para las distintas sub-fracciones (Tabla 5.1).

Las sub-fracciones en polvo fueron analizadas en el MEB, logrando observarse cristales de habito hojoso con la composición química típica de la illita (Figura 5.33 a, b). Por otro lado, en general, los patrones de desgasificación de las fracciones gruesa y gruesa media de esta muestra, inician (después del *recoil*) con una forma escalonada de pendiente alta hasta generar un ligero abombamiento del patrón y volver a caer generando una ligera parábola o una pseudomeseta, indicando que existen dos poblaciones de illita, una ligeramente más antigua y en menor cantidad que la otra; mientras que los valores de *recoil* oscilan entre

0.1958 y 0.2752 (Figura 5.33c). Por otro lado, el patrón de desgasificación de la fracción fina, inicia escalonado hasta llegar a un punto en el que inicia la generación de una suave parábola, indicando la desgasificación de una sola población de illita. Las edades corregidas de cada fracción (Tabla 5.1) resultaron en: 71.03 ± 0.43 (fina media); 71.01 ± 0.53 (media gruesa) y 75.22 ± 0.52 (gruesa).

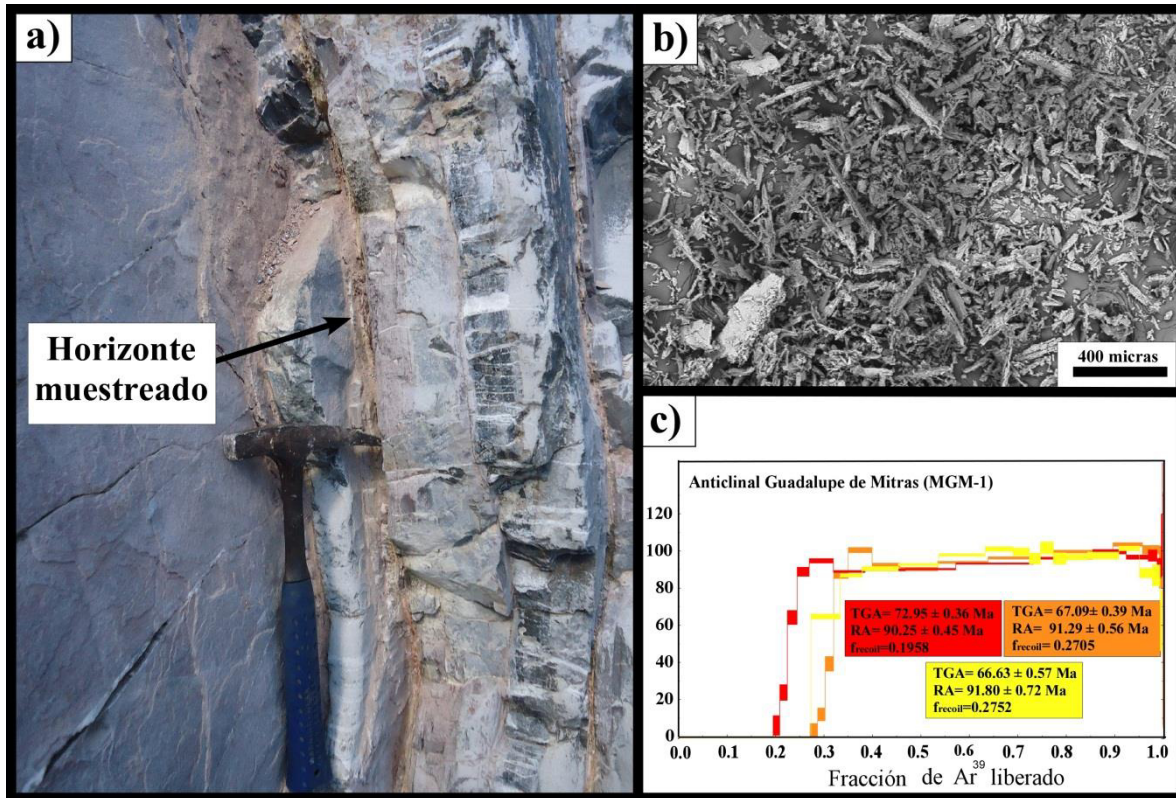


Figura 5.33.- a) Afloramiento donde fue colectada la muestra MGM-1. b) Imagen MEB de cristales de illita de la sub-fracción fina-media. c) Patrones de desgasificación, edades y cantidad de *recoil* de la muestra MGM-1(código de colores similar a figura 5.31).

La edad de illita autigénica obtenida en el diagrama IAA indica que la cizalla asociada a la generación del anticlinal Guadalupe de Mitras, ocurrió a los 82.19 ± 0.31 Ma., mientras que la intersección superior indica una edad de 90.97 ± 1.16 Ma para la illita 2M1 (Figura 5.34), lo cual podría indicar una etapa anterior de illitización por cizalla (que generó illita autigénica) experimentada por las rocas que fueron muestreadas.

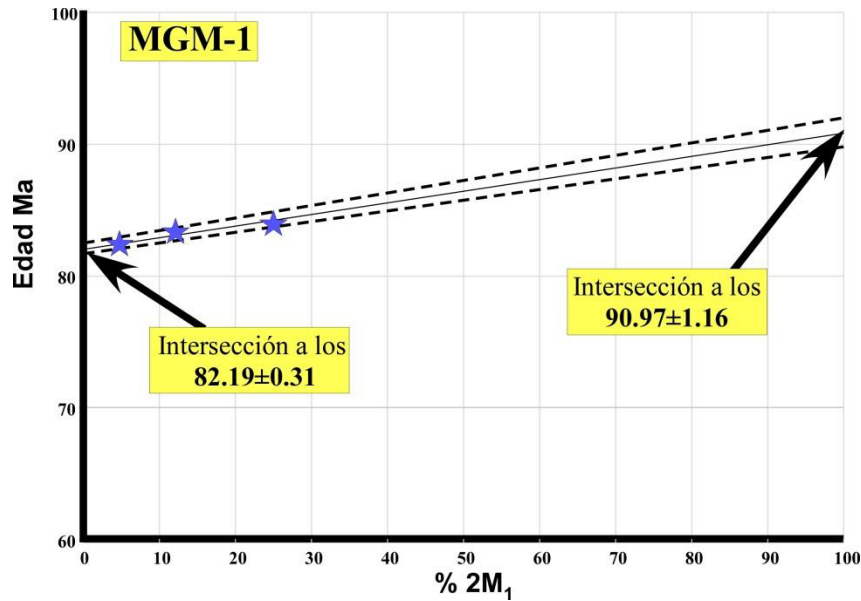


Figura 5.34.- Diagrama de análisis de edad de illita (IAA) para la muestra MGM-1.

Por otro lado, los valores y características de las muestras ALM, ALN, AC están reportados en Fitz-Díaz *et al.* (2016), y los resultados se han adaptado a este trabajo (Tabla 5.1).

Tabla 5.1.- Resultados de análisis de illitas para las muestras colectadas en pliegues. STP: Zona sur del Sector Transversal de Parras; SM: Saliente de Monterrey; TGA: Edad de gas total; RA: Edad de retención; IAA: Edad de illita autigénica.

Estructura	Región	Muestra	Fracción	%2M1	Error	IC*	ICT	TGA(Ma)	RA(Ma)	Recoil	na	Edad corregida	e(At)-1	IAA	
PLIEGUES	STP	MSM-1	FM	2	2	1.61	49	56.63 ± 0.34	88.76 ± 0.52	0.3647	2.7	71.03 ± 0.43	0.040157	68.9 ± 1.8	
			MC	5	2	1.30	61	57.66 ± 0.43	82.4 ± 2.41	0.3066	3.3	71.01 ± 0.53	0.040146		
			C	10	3	1.19	67	67.7 ± 0.47	87.4 ± 0.6	0.2302	4.3	75.22 ± 0.52	0.042576		
		MGM-1	FM	5	2	0.79	100	66.3 ± 0.57	91.8 ± 0.72	0.2752	3.6	82.37 ± 0.70	0.046718		82.19 ± 0.31
			MC	12	3	0.76	105	67.09 ± 0.39	91.29 ± 0.56	0.2705	3.7	83.23 ± 0.48	0.047216		
			C	25	3	0.56	142	72.95 ± 0.33	90.25 ± 0.45	0.1958	5.1	83.97 ± 0.38	0.047647		
	SM	ALM	F	10	2	0.97	8.2	46.4 ± 0.22	63.6 ± 0.31	0.28	3.6	55.9 ± 0.27	0.031470	56.34 ± 0.34	
			FM	18	3	0.86	9.2	49.1 ± 0.22	62.4 ± 0.28	0.22	4.5	55.9 ± 0.25	0.031470		
			MC	35	5	0.46	17	49.3 ± 0.21	57.5 ± 0.24	0.15	6.7	54.3 ± 0.23	0.030556		
			C	100	5	0.29	27	49.2 ± 0.25	54.5 ± 0.27	0.1	10.0	52.5 ± 0.27	0.029528		
		ALN	F	0	2	0.75	11	36.1 ± 0.23	50.4 ± 0.32	0.29	3.4	45.7 ± 0.29	0.025655	46.97 ± 0.40	
			FM	30	4	0.59	14	42.4 ± 0.25	51.9 ± 0.30	0.19	5.3	48.4 ± 0.29	0.027191		
			MC	80	5	0.37	21	43.5 ± 0.21	48.7 ± 0.24	0.11	9.1	46.5 ± 0.22	0.026110		
		AC	C	100	5	0.29	27	43.6 ± 0.28	47.3 ± 0.30	0.08	12.5	45.5 ± 0.29	0.025541	49.84 ± 0.93	
			F	0	1	0.69	12	39.7 ± 0.23	53.1 ± 0.30	0.26	3.8	48.9 ± 0.28	0.027476		
FM	16		2	0.5	16	45.6 ± 0.18	54.6 ± 0.22	0.17	5.9	51.5 ± 0.20	0.028958				
		MC	40	30	0.38	21	49.3 ± 0.18	53.7 ± 0.19	0.09	11.1	51.4 ± 0.19	0.028901			
		C	65	3	0.34	24	51.8 ± 0.17	54.4 ± 0.18	0.05	20.0	52.6 ± 0.17	0.029585			

5.2.2 Fechamiento de fallas

Las muestras de fallas analizadas en este trabajo fueron intencionalmente colectadas en tres puntos distintos de la cabalgadura frontal del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental, en el Sector Saliente de Monterrey (Figura 5.28; ANEXO II). Para el caso de las edades de fallas no se utilizó una corrección de edad por tamaño de grano, ya que al

momento de la generación de este estudio no existe un método que permita corregir edades de muestras que exhiban dos o más generaciones de illita con tamaños distintos en una misma sub-fracción. Por lo anterior, para determinar la edad de la última etapa de movimiento y generación de illita, en cada falla se utilizaron las edades de gas total, que como se mencionó en el capítulo de metodologías analíticas, incluye tanto el argón retenido como el liberado por *recoil* durante la irradiación. Los resultados de análisis son reportados en la Tabla 5.2.

Muestra LCT.- Esta muestra fue colectada en la cabalgadura La Catana al sur de Saltillo, Coahuila (ANEXO II y IIIc); en una zona cataclástica con presencia de salbanda de falla generada por el cabalgamiento de los carbonatos oxfordianos de la Formación Zuloaga sobre la lutita de la Formación Parras. En general, los patrones de DRX de esta muestra indican proporciones de illita $2M_1$ de 7 ± 2 , 25 ± 5 y 28 ± 5 para las fracciones fina-media, media-gruesa y gruesa, respectivamente (ANEXO Va). Los valores de *recoil* obtenidos son: 0.3629 (fm), 0.2080 (mc) y 0.1527 (c). Los patrones de desgasificación de las fracciones mc y c son muy similares, mostrando un escalonamiento ascendente continuo que cambia paulatinamente su pendiente, generando una curva suave en su último segmento, además casi al final del gráfico presentan una variación en la edad, indicando la ocurrencia de una segunda generación de illita. Para el caso de la fracción fina-media, es posible observar que existen dos abombamientos en el patrón, indicando que existe otra fase mineral desgasificándose (Figura 5.35). Las edades de gas total de las tres alícuotas de esta muestra resultaron en: 52.23 ± 0.29 (fm), 67.06 ± 0.36 (mc) y 71.71 ± 0.42 (c) Ma.

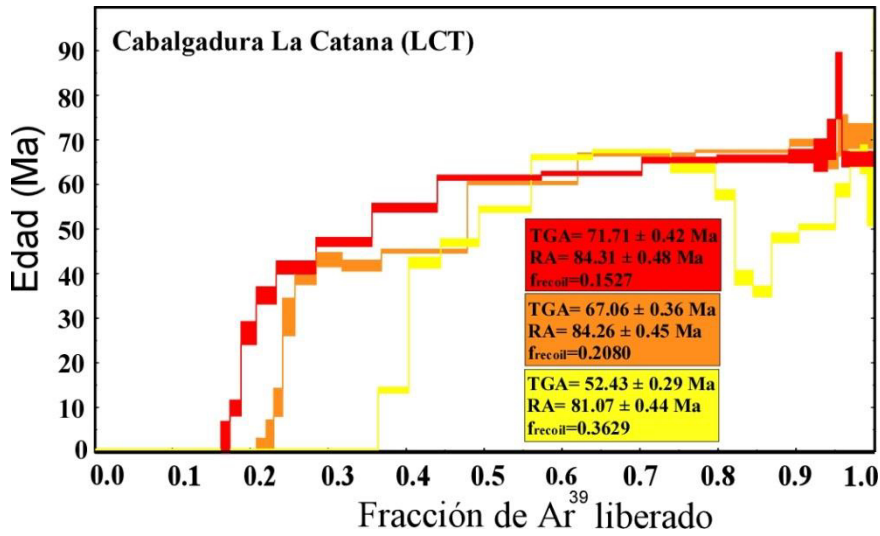


Figura 5.35.- Patrones de desgasificación, edad y *recoil* de las sub-fracciones de illita de la muestra colectada en la cabalgadura La Catana (el código de colores es similar a los de la figura 5.31).

La edad de intersección inferior calculada mediante una regresión lineal por el método de York en esta muestra, indica que la illita autigénica más joven, generada por cizalla, debió formarse a los 45.9 ± 0.9 Ma; mientras que la intersección superior indica una edad de 133.4 ± 5.09 para la illita detrítica (Figura 5.38).

Muestra RT.- Esta muestra fue colectada en la cabalgadura frontal sobre la carretera que comunica a los municipios de Montemorelos y Rayones, Nuevo León (Figura 5.28; ANEXO II). En esta zona, la cabalgadura aflora como una zona de deformación cataclástica compuesta de brecha a megabrecha, con zonas de cataclasita en la base de la zona de deformación, generada por la yuxtaposición tectónica de los carbonatos oxofordianos de la Formación Zuloaga sobre la lutita calcárea con bancos arenosos de la Formación Méndez. Las estimaciones de % de illita $2M_1$ para las tres alícuotas son las siguientes: 2 ± 1 (fm), 9 ± 3 (mc) y 46 ± 7 (c); mientras que los valores de *recoil* son: 0.336 (fm), 0.329 (mc), 0.157 (c) (ANEXO Va). Los patrones de desgasificación de las fracciones fm y mc son muy similares, escalonados hacia la derecha del gráfico y aumentando en edad conforme se desgasificó la muestra, lo cual es típico de patrones de mezcla entre illita autigénica de una sola generación e illita detrítica; por su parte, la fracción gruesa exhibe un patrón similar pero menos pronunciado que los otros dos (Figura 5.36). Aunque hay un ligero salto en los patrones de las fracciones fm y c, este es mínimo y despreciable. Las

edades de gas total de las tres alícuotas están calculadas en: 49.33 ± 0.55 (fm), 51.83 ± 0.31 (mc) y 73.57 ± 0.70 (c) Ma.

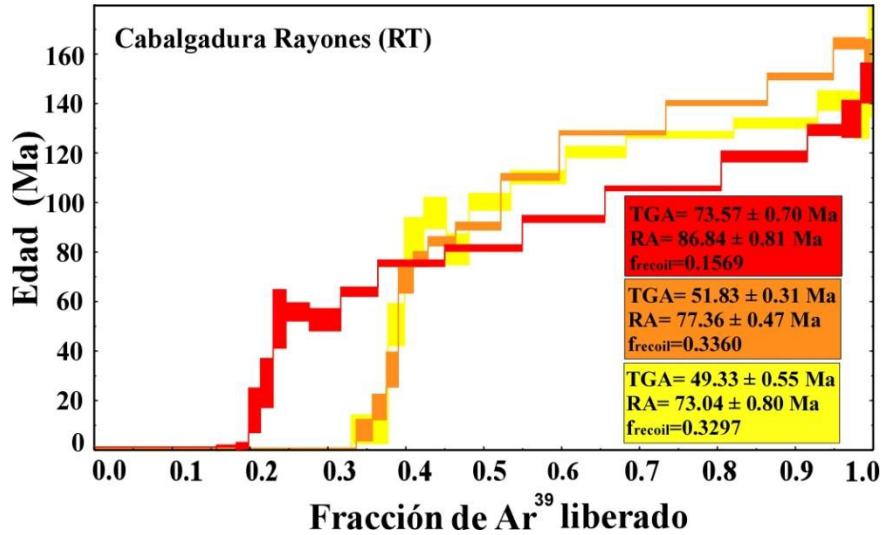


Figura 5.36.- Patrones de desgasificación, edad y *recoil* de las sub-fracciones de illita de la muestra colectada en la cabalgadura Rayones (el código de colores es similar a los de la figura 5.31).

El cálculo de edad de illita para esta muestra, resultó en una intersección inferior que indica que la illita autígenica se formó a los 48.0 ± 0.6 Ma., mientras que la intersección superior demuestra que la illita detrítica se formó hace 141.39 ± 29.9 Ma (Figura 5.38).

Muestra SRT.- Esta muestra también fue colectada en la cabalgadura frontal o principal de la Sierra Madre Oriental, en la entrada al cañón Santa Rosa, al oriente del bloque de Galeana y/o al occidente de la Ciudad de Linares, N.L. (ver localización en Figura 5.18 y ANEXO II). En esa región, dicha estructura presenta un salto estratigráfico menor que en las zonas donde se colectaron las otras dos muestras, pero aún considerable ya que yuxtapone a rocas calcáreo-arcillosas de la Formación La Casita sobre los carbonatos intercalados con pedernal y lutita de la Formación Cuesta del Cura. La falla está representada por una zona cataclástica con presencia de brecha, cataclasita y salbanda, siendo esta última litología de donde fue colectada la muestra SRT. Cuatro sub-fracciones fueron analizadas por DRX para determinar su porcentaje de illita $2M_1$, resultando lo siguiente: 3 ± 1 (fracción fina), 10 ± 3 (fm), 17 ± 4 (mc) y 40 ± 4 (c) (ANEXO Va); mientras que las cantidades de *recoil* son de 0.2869 (f), 0.1946 (fm), 0.1719 (mc) y 0.1598 (c).

Los patrones de desgasificación son muy similares entre sí, presentando escalonamiento típico de edades mezcladas de illita autigénica y detrítica, solo al final de los gráficos se observan ligeras variaciones en la edad del mineral desgasificado, que en el caso de las fracciones fina y fina-media parece ser una fase mineral diferente de la illita. Las edades de gas total calculadas para cada alícuota son las siguientes: 49.43±0.46 (f), 57.33±0.52 (fm), 64.89±0.32 (mc) y 76.2±0.52 (c) (Figura 5.37).

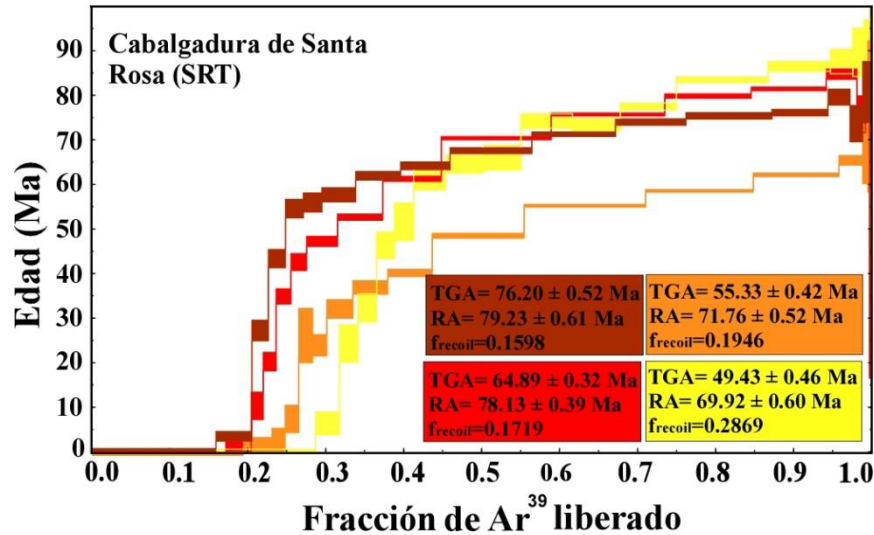


Figura 5.37.- Patrones de desgasificación, edades y *recoil* de las sub-fracciones de illita de la muestra colectada en la cabalgadura Santa Rosa (el código de colores es similar a los de la Figura 5.31).

La regresión lineal por el método de York aplicada a los datos obtenidos en esta muestra, resultó en un intercepto inferior que indica una edad de 47.2±13 Ma para la illita autigénica más joven generada en esta zona de cizalla, y 126.74±10.27 Ma para la detrítica (Figura 5.38).

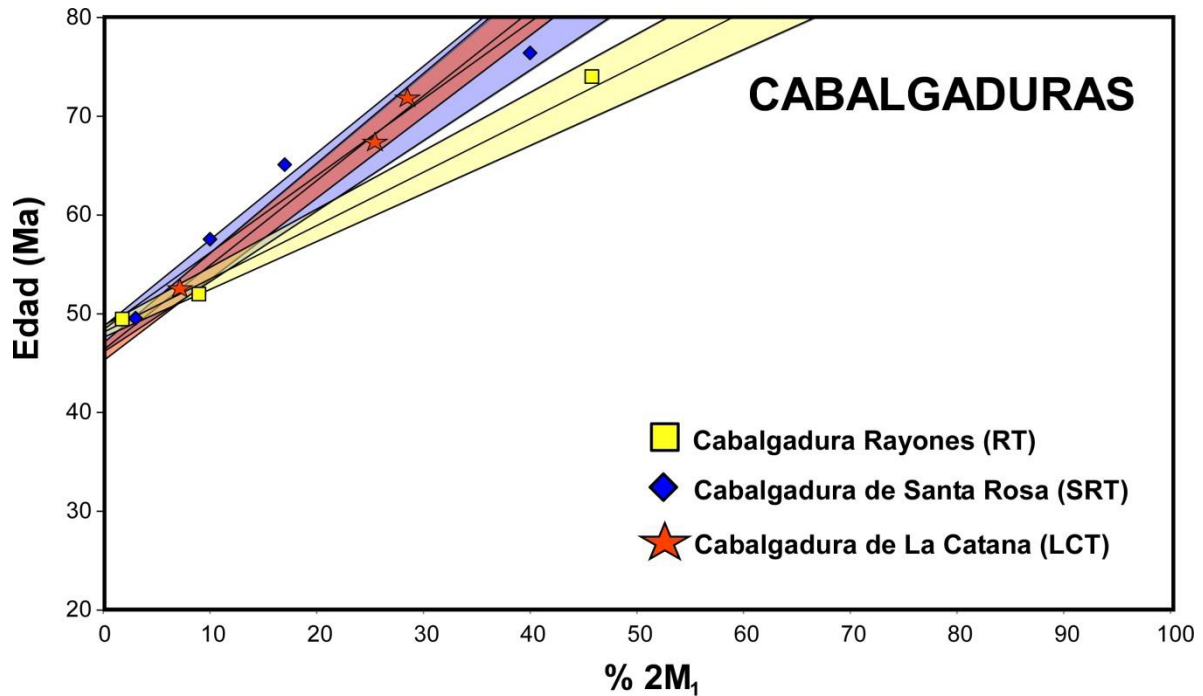


Figura 5.38.- Gráfico de análisis de edad de illita donde se muestran los gráficos de resultados para las fallas fechadas de la cabalgadura frontal de la Sierra Madre Oriental entre Saltillo, Coahuila y Linares, N.L.

Tabla 5.2.- Resultados de análisis de muestras de illita colectadas en diferentes regiones de la cabalgadura frontal del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental entre Saltillo, Coahuila y Linares, N.L.

Estructura	Muestra	Fracción	%2M1	Error	TGA (Ma)	RA (Ma)	Recoil	$e(\lambda t)-1$	IAA
C A B A L G A D U R A S	LCT	FM	7	2	52.23 ± 0.29	81.07 ± 0.44	0.36	0.029374	45.9±0.9
		MC	25	5	67.06 ± 0.36	84.26 ± 0.45	0.21	0.037871	
		C	28	5	71.71 ± 0.42	84.31 ± 0.48	0.15	0.040549	
	RT	FM	2	1	49.33 ± 0.55	73.04 ± 0.8	0.33	0.027721	48±0.6
		MC	9	3	51.83 ± 0.31	77.36 ± 0.47	0.34	0.029146	
		C	46	7	73.57 ± 0.7	86.84 ± 0.81	0.16	0.041623	
	SRT	F	3	1	49.43 ± 0.46	69.92 ± 0.6	0.29	0.027780	47.2±1.3
		FM	10	3	57.33 ± 0.52	71.16 ± 0.52	0.19	0.032288	
		MC	17	4	64.89 ± 0.32	78.13 ± 0.39	0.17	0.030893	
C		40	4	76.2 ± 0.52	90.23 ± 0.61	0.16	0.043142		

CAPÍTULO VI

DISCUSIÓN

En el presente trabajo se documentaron las estructuras geológicas más representativas del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano en la zona sur del Sector Transversal de Parras y en la Saliente de Monterrey. Además, se realizó un muestreo sistemático de rocas y minerales de cuerpos intrusivos con características pre, sin y post-orogénicas al cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano que permitieron, mediante determinaciones geocronológicas, establecer la ocurrencia de dos episodios de deformación compresiva que ocurrieron en la misma región, pero de diferente estilo y edad. Utilizando ambas herramientas, se generó un modelo de evolución geológica para la región, que fue sustentado también en las relaciones estructurales documentadas en campo.

A continuación, se presenta una discusión de los principales procesos geológicos interpretados en este trabajo, cuyas características ya han sido descritas en capítulos anteriores.

6.1 ESTILOS DE DEFORMACIÓN Y EDAD DE LA DEFORMACIÓN DE PIEL DELGADA EN EL ÁREA DE ESTUDIO

6.1.1 Región sur del Sector Transversal de Parras

En esta zona se documentaron estructuras plegadas y fallas que acusan la ocurrencia de dos estilos de deformación compresiva contrastantes y que exhiben relaciones de corte claramente visibles, principalmente en los bloques de San Julián, Concepción del Oro y Galeana (ANEXOS II y IV). El estilo más antiguo es del tipo *thin-skinned* o de piel delgada, que en la secuencia sedimentaria marina del Jurásico superior-Cretácico superior está representado por pliegues de propagación y flexión de falla hacia la región interna del cinturón (región sur del Sector Transversal de Parras; ANEXO V), y por pliegues principalmente de despegue hacia la parte frontal (Saliente de Monterrey; ANEXO IVd, e). Lo anterior, indica una clara influencia de la estratigrafía en el estilo de plegamiento, lo cual a su vez está directamente relacionado con la paleogeografía de la región. En general, en el transpaís los pliegues y fallas de toda la zona se propagan desde un nivel de *décollement* regional, que en esta región aflora en la zona del Bloque de San Julián, donde

está principalmente localizado en las rocas volcánicas de la Formación Rodeo-Nazas, que exhiben metamorfismo dinámico de grado bajo (que no está presente en la secuencia marina superior) y deformación penetrativa a escala de grano con una dirección de transporte tectónico hacia el NNE, similar a la deformación de la cobertura sedimentaria. En esa misma región, las rocas siliciclásticas de la Formación Taray, que subyacen a los volcánicos Rodeo-Nazas, también exhiben metamorfismo dinámico de bajo grado, así como el desarrollo de deformación compleja, producto de la sobreposición de por lo menos tres eventos compresivos, dos de ellos con dirección de transporte tectónico al NE, como lo indica la orientación de las foliaciones S_2 y S_3 en esta unidad. En este trabajo se propone que, en la zona sur del Sector Transversal de Parras, las formaciones Taray y Rodeo-Nazas representan en conjunto a la zona de despegue más profunda entre la secuencia sedimentaria marina y el basamento cristalino *sensu-stricto*, el cual debe estar representado por las granulitas mesoproterozoicas del bloque de Oaxaquia. La composición y edad mencionadas para el basamento, se fundamentan en que, como se indicó en el capítulo de Geología Regional, dentro de cuerpos intrusivos del área de estudio, han sido observados xenolitos y xenocristales de zircón (~ 1.1 Ga) de composición y edad similar a las rocas de este importante bloque tectónico (ver edades en ANEXO I). Por otro lado, hacia la parte media y frontal del cinturón pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, el despegue está compuesto de una secuencia evaporítica que presenta yeso y anhidrita, principalmente, y que ha sido incluido dentro de la Formación Minas Viejas. Lo anterior denota que el cambio composicional de la superficie de despegue también controló una variación regional en los estilos de deformación entre el transpaís, la saliente de Monterrey y el frente tectónico entre Monterrey, N.L. y Ciudad Victoria, Tamps.

Regionalmente, las estructuras de piel delgada generan un oroclinal denominado en este trabajo como “Saliente de Concepción del Oro”, que esta arqueado de manera convexa al NE, definido por estructuras con rumbo NNW-SSE en la zona oriental, que cambian gradualmente a estructuras con rumbo WNW-ESE en la zona occidental (ANEXO II). La edad de esta estructura tectónica regional ha sido constreñida entre ~ 92 - 67 Ma, utilizando edades de sedimentación sin-orogénica reportadas en la literatura, geocronología de intrusivos sin y pos-tectónicos, edades ^{40}Ar - ^{39}Ar de illita autigénica generada por cizalla

capa a capa en pliegues regionales y datos preliminares de U-Th/He en zircones y apatitos. A continuación, se discutirán los resultados obtenidos de cada una de estas metodologías, y su interpretación general para establecer la edad de la deformación de piel delgada en la región sur del Sector Transversal de Parras.

6.1.1.1 Sedimentación sinorogénica

De manera contemporánea con la deformación de piel delgada, en la parte sur del Sector Transversal de Parras se depositó una gruesa pila de sedimentos terrígenos de granulometría variable entre arenisca, lutita y brecha, que por su deformación sin-sedimentaria, han sido interpretados como depósitos sin-orogénicos (Ocampo-Díaz *et al.*, 2016). De acuerdo con estos autores, según su edad y composición, estos sedimentos pueden ser divididos en dos unidades distintas: una del Turoniano temprano-Coniaciano tardío y otra del Coniaciano tardío al Campaniano temprano. La más antigua representa, según estos autores, los primeros arribos de la cuña sedimentaria clástica asociada a la migración diacrónica del frente orogénico del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras desde el occidente; mientras que la segunda y más joven, representa el *fore-deep* de dicha estructura tectónica.

A estos sedimentos les sobreyace un espesor potente de rocas arcillo-calcáreas, que exhiben esporádicos canales rellenos de arenisca con deformación sin-sedimentaria. La edad de esta unidad está reportada como Campaniano inferior-superior (Vega-Vera *et al.*, 1989); en la región representa a las rocas más jóvenes con evidencias de deformación de piel delgada, ya que está incluida y deformada en núcleos de sinclinales. Hacia el norte, en la cuenca de Parras, esta unidad subyace a otra potente pila de sedimentos marinos clásticos de grano grueso, con deformación sin-sedimentaria, denominados colectivamente como Grupo Difunta, cuya edad en esa región oscila entre el Campaniano temprano y Eoceno (*p.ej.*, Murray *et al.*, 1962; McBride *et al.*, 1964).

Con base en lo anterior, es posible interpretar que en la región sur del Sector Transversal de Parras, la sedimentación sinorogénica asociada a deformación de piel delgada debió ocurrir entre el Turoniano inferior y Campaniano inferior, aproximadamente entre los 90 y 70 Ma.

6.1.1.2 Magmatismo sinorogénico

Emplazados en distintas zonas y niveles estructurales de la Saliente de Concepción del Oro, afloran cuerpos intrusivos (e.g., Rocamontes, Teyra, Santa Elena, Matehuapil, El Peñuelo y Saltillito) de composición variable y con edades de emplazamiento que oscilan entre 82 y 71 Ma. Dichas estructuras ígneas exhiben relaciones sin- y postectónicas respecto a las estructuras de piel delgada en las que fueron emplazados. El intrusivo Rocamontes (82.59 ± 0.62 Ma) es el más antiguo y está emplazado en el núcleo y flanco frontal del anticlinal El Astillero, un pliegue por propagación de falla que muestra un fuerte cambio de rumbo de eje de NNW a WNW. Sus características estructurales indican que se emplazó en condiciones postectónicas; es decir, después de la generación del pliegue (Delgado-García y Morales-Acosta, 2010). El complejo Intrusivo Pico de Teyra ($76.9 +0.6 -0.8$ Ma), de geometría elongada N-S y con deformación milonítica, muestra dirección de transporte tectónico hacia NNE en sus estructuras, al igual que las estructuras de piel delgada en la región occidental de la Saliente de Concepción del Oro. Este complejo ígneo está emplazado en la Formación Taray (que como se mencionó anteriormente, forma parte de la zona de despegue regional que aflora en el Bloque de San Julián), y por sus características estructurales es interpretado como sintectónico a la actividad de la zona de despegue en el Bloque San Julián, y por lo tanto a la deformación de piel delgada en esta zona. Lo anterior, indicaría que la superficie de despegue debió haber estado activa durante el Campaniano.

El intrusivo Santa Elena ($78 +1.9 -0.5$ Ma) también está emplazado en la región occidental de la Saliente de Concepción del Oro, específicamente en el borde oriental del Bloque de San Julián. Este intrusivo corta de manera abrupta al flanco norte de un anticlinal de piel delgada, el cual forma parte del grupo de pliegues con ejes ENE, basculados en la misma dirección y que afloran zona lo largo del todo el margen oriental del Bloque de San Julián. Este intrusivo generó importante rebaje magmático durante su emplazamiento; su techo probablemente colapsó generando una depresión semicircular, donde esporádicamente afloran bloques de roca encajonante metasomatizados. Estas características, en conjunto con la ausencia de zonas de deformación milonítica dentro del intrusivo, permiten interpretarlo como pos-tectónico al pliegue que corta, indicando que la estructura plegada es más antigua que la edad de cristalización de este cuerpo intrusivo ($78 +1.9 -0.5$ Ma).

El intrusivo Matehuapil aflora en la zona oriental de la Saliente de Concepción del Oro, está emplazado en la charnela de un anticlinal con rumbo NNW-SSE generado por deformación de piel delgada. En su aureola de contacto, este intrusivo generó deformación de ejes de pliegue sinclinales previos y no exhibe deformación interna asociada al plegamiento, lo que indica que debió emplazarse en condiciones pos-tectónicas. La edad U-Pb en zircons de este cuerpo ígneo, indica que los pliegues regionales de la zona deben ser más antiguos que $79.15 \pm 0.25 - 0.65$ Ma. Esta edad relativa es también confirmada por el intrusivo Saltillito ($71.6 \pm 0.50 - 0.30$ Ma), que según sus características es también postectónico a la deformación de piel delgada regional en la zona.

El complejo intrusivo El Peñuelo ($72.50 \pm 0.10 - 0.40$ Ma) es la estructura ígnea intrusiva más oriental de la Saliente de Concepción del Oro. Aunque está emplazado en un gran valle, y solo es encajonado por rocas calcáreo-arcillosas de la Formación Indidura (lo cual no permite interpretar su relación de corte respecto a pliegues o fallas regionales), internamente sus rocas presentan evidencias macro- y microscópicas de cizalla generada por esfuerzos tectónicos regionales; además, en vista aérea exhibe una forma elíptica elongada al NNE. Lo anterior, permite interpretar que este cuerpo ígneo se emplazó en condiciones sintectónicas, probablemente durante actividad emergente en zonas de cizalla profunda, que deben estar cubiertas por material aluvial reciente.

Con base en las edades y características estructurales de los distintos cuerpos intrusivos, es posible interpretar que, en la región de la Saliente de Concepción del Oro, ocurrió una etapa de magmatismo importante que generó cuerpos intrusivos de escala kilométrica, los cuales localmente exhiben relaciones sin- y postectónicas a las estructuras regionales que representan a la deformación de piel delgada o de cobertura del cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano. Según los datos geocronológicos U-Pb en zircons obtenidos en este estudio, y los reportados en la literatura (*e.g.*, Delgado-García y Morales-Acosta, 2010; Sosa-Valdés, 2011), este periodo de magmatismo sin-orogénico ocurrió entre los 82-71 Ma.

6.1.1.3 Geocronología ^{40}Ar - ^{39}Ar de illita autigénica en zonas de cizalla

Como se mencionó en el capítulo anterior, dos estructuras plegadas asociadas a deformación de piel delgada en la región sur del Sector Transversal de Parras fueron fechadas por este método. La muestra MSM-1 fue colectada en uno de los pliegues de la región occidental de la Saliente de Concepción del Oro, específicamente en el borde oriental del bloque de San Julián, a ~6 km al NNW del intrusivo Santa Elena. Las observaciones en el microscopio electrónico de barrido de esta muestra indican que la illita creció a lo largo de superficies de clivaje, indicando un sincronismo entre la generación del clivaje y la cristalización de este mineral arcilloso. Por otro lado, el análisis de los patrones de liberación de ^{39}Ar indicó que en las tres fracciones solo existe una generación de illita, cuyo análisis de edad (IAA) resultó en un intercepto inferior de 68.9 ± 1.8 Ma., lo cual es interpretado como la edad de la cizalla capa a capa durante la generación del pliegue. Por otro lado, para el caso de la muestra MGM-1, que fue colectada en la zona oriental de la Saliente de Concepción del Oro, los patrones de desgasificación exhibieron un ligero abombamiento durante las primeras etapas, lo cual es interpretado como una posible generación doble de illita autigénica en diferentes tiempos (Figura 5.33c). Lo anterior quedó evidenciado en el patrón de análisis de edad, donde se obtuvo un intercepto inferior a los 82.19 ± 0.31 Ma y un intercepto superior de 90.97 ± 1.16 , el cual es ~30 Ma más joven que la edad de depósito de la unidad litológica donde se colectó la muestra (Formación La Peña, del Aptiano).

Las edades de illita autigénica obtenidas de ambas muestras, indica de manera general que la deformación de piel delgada que generó la Saliente de Concepción del Oro estuvo activa entre 82 y 67 Ma, e incluso, pudo haber deformación desde los 90 Ma, como lo indica la edad del intercepto superior de la muestra MGM-1.

Es importante mencionar en este apartado que, en la Sierra de Catorce, una región al sur del área de estudio, Gutiérrez-Navarro (2017) reportó recientemente edades de illita autigénica de la zona de despegue regional y pliegues de la cubierta sedimentaria mesozoica. En general, dicho autor reportó nueve fechamientos (tres muestras con tres alícuotas cada una) de illita con edades variables entre 93 ± 3 Ma y 59.5 ± 0.5 Ma, cuyas interceptos inferiores en

diagramas de edad indican generaciones de illita autigénica entre los ~75 y 53 Ma. Por otro lado, los interceptos superiores obtenidos por el autor indican edades variables entre 93 y 74 Ma para la illita 2M₁. Con base en dichas edades, el autor concluye tres pulsos de deformación para la Sierra de Catorce, el más antiguo con edades entre 96-93 Ma, un segundo de 80 a 69 Ma y el más joven entre 62-50 Ma. Lo cual sería consistente con las edades determinadas en este trabajo.

6.1.2 Interpretación de la edad de deformación de piel delgada en la Saliente de Concepción del Oro

Con base en lo anteriormente expuesto, se presenta el gráfico de la figura 6.1, donde se ilustran las edades de illita sin-tectónica, edades de la sedimentación y magmatismo sinorogénicos discutidos en los párrafos anteriores. En conjunto, los datos de illita (con sus errores estadísticos) indican que en la Saliente de Concepción del Oro existen evidencias de deformación de piel delgada entre 92.1 y 67.1 Ma, lo cual está completamente en concordancia con las edades de sedimentación y magmatismo sinorogénicos determinados en este trabajo para la región sur del Sector Transversal de Parras.

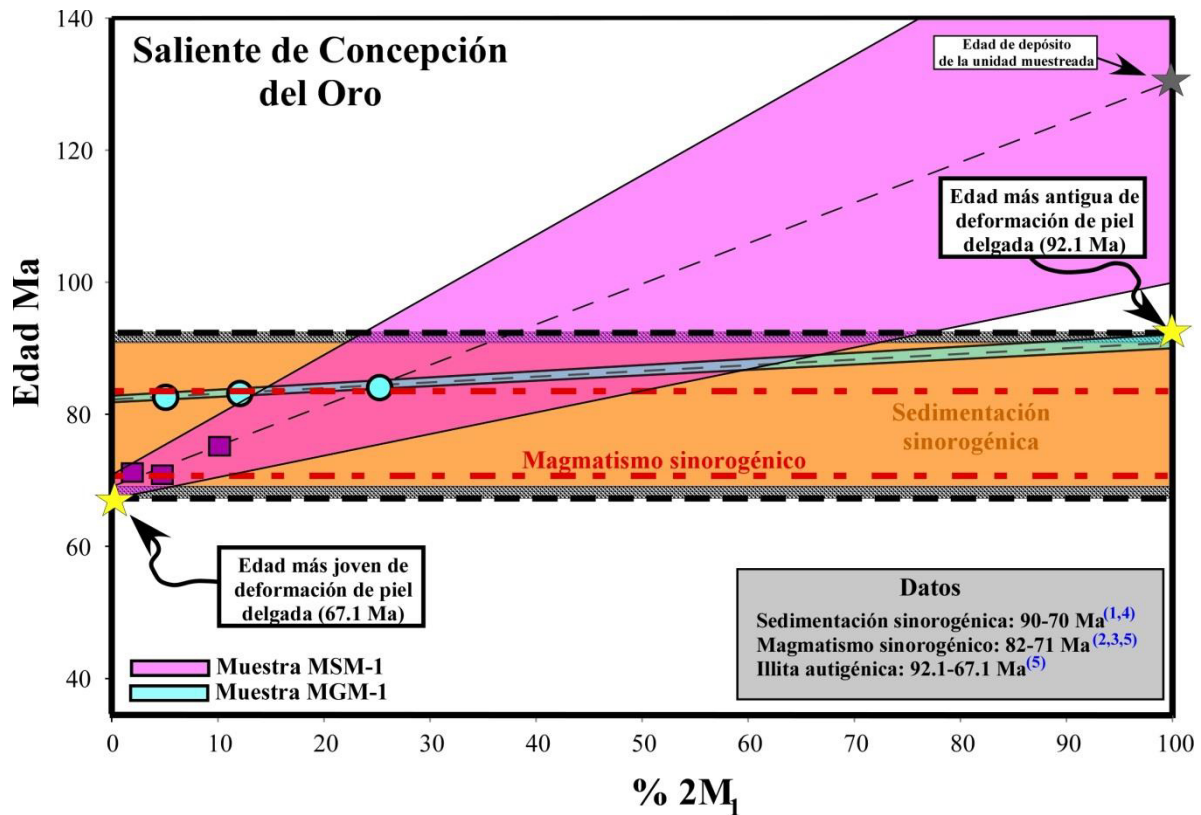


Figura 6.1.- Gráfico de análisis de illita (IAA) donde se presentan los datos de las muestras fechadas para la Saliente de Concepción del Oro, así como los datos de sedimentación sinorogénica de la literatura y las edades U-Pb en zircones del magmatismo sinorogénico discutidos en este trabajo. Nótese que tomando en cuenta el error analítico de las edades de illita, estas demuestran que la edad de deformación de piel delgada estuvo activa entre 92.1 y 67.1 Ma., y que estos datos son directamente correlacionables con las edades de sedimentación y magmatismo sinorogénicos. 1.- Vega-Vera *et al.* (1989); 2.- Delgado-García y Morales-Acosta (2010); 3.- Sosa-Valdés (2011); 4.- Ocampo-Díaz *et al.* (2016); 5.- este trabajo.

6.1.3 Deformación de piel delgada: Saliente de Monterrey

Como se mencionó en capítulos anteriores, la estructura de la saliente de Monterrey ha sido ampliamente estudiada por diversos autores, quienes la reportan como una región con pliegues principalmente de despegue que se desarrollaron en carbonatos del Cretácico por encima de un *décollement* regional de evaporitas oxfordianas (*e.g.*, DeCserna, 1956; Padilla y Sánchez, 1982; Camerlo, 1998; Marret y Aranda-García, 1999; Eguluz de Antuñano *et al.*, 2000; Chávez-Cabello *et al.*, 2004; ANEXO IVd, e). La forma arqueada de la Saliente de Monterrey ha sido atribuida a una permutación de esfuerzos durante deformación progresiva, lo cual a su vez está directamente relacionado con la rotación de estructuras

debido a la ocurrencia de “contrafuertes” estructurales relativamente rígidos (que no permitieron el avance de los pliegues hacia el antepaís), representados por los bloques de Coahuila al NW y de Tamaulipas al oriente.

Datos paleomagnéticos (Nemkin *et al.*, *en prensa*), estructurales (Chávez-Cabello *et al.*, 2004) y geocronológicos (Fitz-Díaz *et al.*, 2016) reportados en la literatura indican que después de formados pliegues (47-56 Ma; Fitz-Díaz *et al.*, 2016; muestras de illita ALM, ALN y AC), sus ejes experimentaron rotación (en el eje vertical) y adquirieron su forma arqueada actual (ANEXO II). Por otro lado, los resultados geocronológicos de ^{40}Ar - ^{39}Ar reportados en este trabajo para illitas autigénicas formadas en distintas regiones de la cabalgadura frontal, cuyos afloramientos flanquean a la Saliente de Monterrey (ANEXO II), indican que la última actividad que tuvo esta estructura fue posterior a la generación de los pliegues (Figura 6.2). Lo anterior, también queda evidenciado por la relación de corte que exhiben ambos, donde la cabalgadura corta los flancos frontales de los pliegues en todas las regiones. Además, otra característica importante es que, tomando en cuenta los errores estadísticos, dicha estructura tuvo su última actividad prácticamente en el mismo periodo de tiempo en distintas regiones (entre 48-45 Ma). Lo anterior, permite interpretar que en la región frontal de la Saliente de Monterrey se desarrolló una cadena de pliegues de despegue, activos entre 56-47 Ma., y que durante su formación y de manera progresiva experimentaron rotación en el eje vertical, lo cual debió ocurrir de manera simultánea con la última etapa de actividad tectónica en las cabalgaduras (48-45 Ma; Figura 6.2).

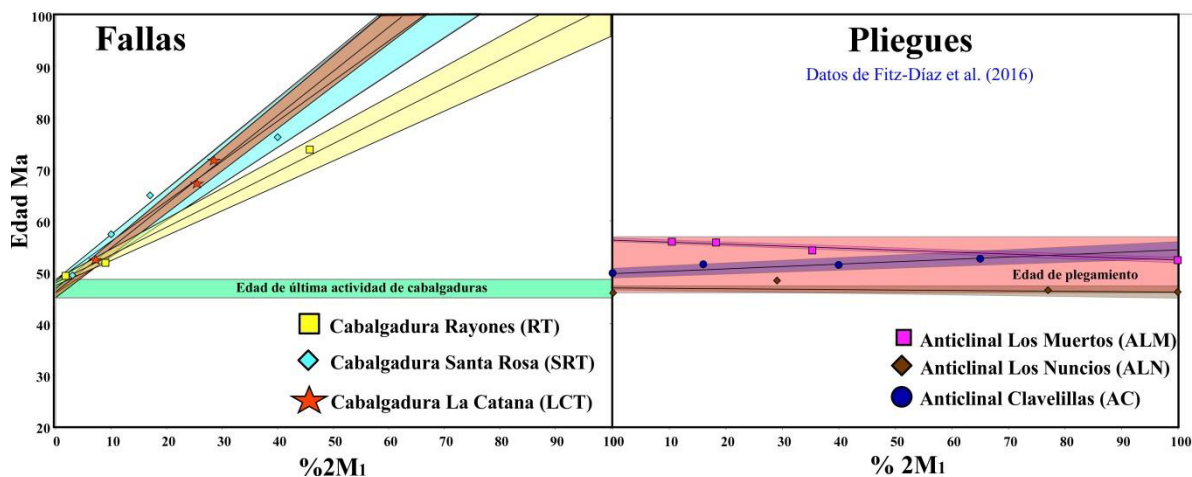


Figura 6.2.- Gráficos de determinación de edad de illita (IAA) para datos de la literatura y muestras colectadas en este trabajo. Nótese que la edad de la última actividad de las cabalgaduras es relativamente más joven que la generación de los pliegues.

Las características antes descritas permiten interpretar a la saliente de Monterrey como un oroclinal de piel delgada desarrollado de forma progresiva (Macedo y Marshak, 1999) en el Eoceno inferior (Ypresiano-Luteciano), el cual probablemente se generó debido a la influencia de los bloques rígidos de Coahuila y Tamaulipas, que frenaron el avance de la cuña de deformación hacia el antepaís. Este tipo de estructuras han sido descritas con detalle en el cinturón Sevier de Estados Unidos (*e.g.*, Paulsen y Marshak, 1999).

6.3 DEFORMACIÓN DE PIEL GRUESA

La región del Bloque de San Julián es la zona donde es más evidente la relación de corte que existe entre las estructuras de deformación de piel delgada y piel gruesa en toda el área de estudio (ver ANEXO II). Esta zona es especialmente interesante debido a que las estructuras generadas por deformación de piel delgada presentan rumbos ~E-W (zona occidental de la Saliente de Concepción del Oro), mientras que las de piel gruesa son ~NNW-SSE.

La deformación de piel gruesa está representada por fallas inversas y normales de alto ángulo con componente lateral izquierda, a lo largo de las cuales las rocas que constituyen al “basamento” de la cuenca mesozoica del centro de México, y que a su vez conforman la zona de *décollement* de la deformación de piel delgada, han sido exhumadas. Dicha exhumación de bloques generó pliegues suaves con plano axial sub-vertical (*p.ej.*, lineación plegada) y desarrollo de *kink-bands* que indican levantamiento sub-vertical hacia el oriente en las rocas deformadas de la Formación Rodeo-Nazas y el intrusivo Caopas (localizados en la zona interna del *drape-fold* de San Julián); y de manera especialmente particular en las rocas clásticas de la Formación Ahuichila que alcanza edades tan jóvenes como 32.4 +0.4 -0.6 Ma. (ANEXO II y IIIb). Además, uno de los rasgos más evidentes de la componente inversa para la falla en el borde oriental del Bloque de San Julián, es la geometría que adquieren los ejes de pliegues de piel delgada justo en esta región; donde, como se mencionó en el capítulo anterior, se presentan claramente basculados hacia el

oriente, indicando que el bloque de techo de la falla, que en este caso corresponde a los sub-bloques El Rodeo y El Cardito, presentan esa dirección de transporte tectónico (ANEXO IIIa, b).

Otra característica importante, es que dentro del Bloque de San Julián existen “sub-bloques” delimitados por fallas inversas de alto ángulo de dirección NW-SE, que incluso generan estructuras tipo *Pop-Up*, como es el caso del sub-bloque El Rodeo (ANEXO IIIb), con generación de una pseudotaquilita cuya edad indica actividad tectónica en el Eoceno tardío-Oligoceno temprano (32-34 Ma). La edad obtenida para dicha pseudotaquilita es similar a la edad U-Pb en zircones obtenida para la Formación Ahuichila (32.4 +0.4 -0.6 Ma), que como se mencionó anteriormente esta plegada en el borde norte del Bloque San Julián (ANEXO IIIb).

El borde occidental del Bloque de San Julián es interpretado aquí como una falla normal que pudo tener dos etapas de movimiento; la primera debió estar asociada con la exhumación compresiva de dicho bloque, siendo la parte trasera del mismo, donde se acomodó movimiento por extensión. Sin embargo, es probable que haya acomodado una mayor cantidad de desplazamiento en tiempos posteriores, incluso penetrando en niveles más profundos de la corteza. Lo anterior, se interpreta debido a que esta estructura presenta un salto estratigráfico mucho mayor que las fallas internas y del borde oriental del Bloque de San Julián; presentando además evidencias claras de vulcanismo basáltico fisural con presencia de olivinos y micro-xenolitos de probables peridotitas (fragmentos con alto contenido de olivino), además de cortar a rocas del conglomerado Ahuichila (ANEXO II). Estas evidencias de reactivación normal son también visibles en la pseudotaquilita y sobre la traza de la falla del borde oriental, principalmente en la zona sur del Bloque de San Julián (ver Figura 5.21); sin embargo, en estas zonas el salto estratigráfico no es muy grande, ya que en una etapa anterior estas estructuras acomodaron acortamiento tectónico.

Por otro lado, las gravas y rocas volcánicas (edad U-Pb 40.95 +0.15 -0.65 Ma) basculadas hacia el oriente en el borde oriental del Bloque de Concepción del Oro, que presentan también evidencias de fallas de alto ángulo con componente inversa, indican que dicho

bloque debió moverse sobre una falla sub-vertical con componente inversa importante, de manera similar a lo que ocurre en el Bloque de San Julián. Además, este bloque también está delimitado en su región occidental por un lineamiento que debe corresponder a una falla normal, cuya traza corta las terminaciones periclinales de los pliegues de piel delgada que conforman la zona interna de la Saliente de Concepción del Oro en la región (ANEXO II), hundiéndolas en una gran valle aluvial al occidente, el cual según las interpretaciones de este trabajo, debe corresponder a una gran cuenca tectónica continental desarrollada durante la inversión de bloques en la zona. La presencia de mesetas basálticas sub-horizontales, las cuales sobreyacen a rocas clásticas basculadas sobre este lineamiento, indica también que dicha falla debió haber sido reactivada durante extensión regional tardía, alcanzando niveles profundos en el basamento, lo que le permitió servir como conducto para las rocas volcánicas basálticas que afloran sobre su traza.

Como se mencionó en capítulos anteriores, en el bloque de Concepción del Oro está concentrado magmatismo intrusivo de composición granodiorítica, el cual además exhibe firmas geoquímicas de arco volcánico continental (González-Guzmán, 2011). Dichos magmas se emplazaron en un periodo de tiempo corto, entre 44-32 Ma, generando mineralización polimetálica importante en todo el bloque. Dichos intrusivos exhiben relaciones claramente pos-tectónicas a la deformación de piel delgada; sin embargo, a escala semi-regional se presentan alineados en dirección NW-SE, de manera sub-paralela a los lineamientos que delimitan el bloque. Además, el intrusivo más antiguo (complejo Concepción del Oro-Providencia), parece haber alcanzado niveles de emplazamiento altos en la secuencia marina deformada, ya que presenta grandes bloques de roca encajonante en su interior, producto de rebaje magmático (Figura 6.3). Una característica muy importante es que el conglomerado que aparece basculado en el borde oriental del bloque de Concepción del Oro, presenta una gran cantidad de fragmentos de este cuerpo intrusivo, lo cual indica que las tasas de erosión debieron haber sido altas durante y después del emplazamiento de este complejo ígneo. Por otro lado, el reporte en la literatura de pequeños apófisis de este complejo con evidencias de brechamiento tectónico sobre la cabalgadura La Caja, y la presencia de cristales plegados de biotita en el dique-falla Puerto-Blanco, cuya edad de emplazamiento es reportada en $32.3 \pm 0.3 - 0.2$ Ma (Sosa-Valdés, 2011), indica que

durante la exhumación del bloque de Concepción del Oro, algunas de las estructuras de piel delgada (*p.ej.*, cabalgaduras La Caja y Santa Rosa) debieron haber tenido pequeñas reactivaciones. En este esquema, los intrusivos que afloran en el bloque de Concepción del Oro pudieran representar a magmatismo pre- y sin-tectónico a la exhumación de bloques en esta región de la Saliente de Concepción del Oro, tal como en el Bloque de San Julián, debió haber alcanzado edades tan jóvenes como Oligoceno inferior (~32 Ma).

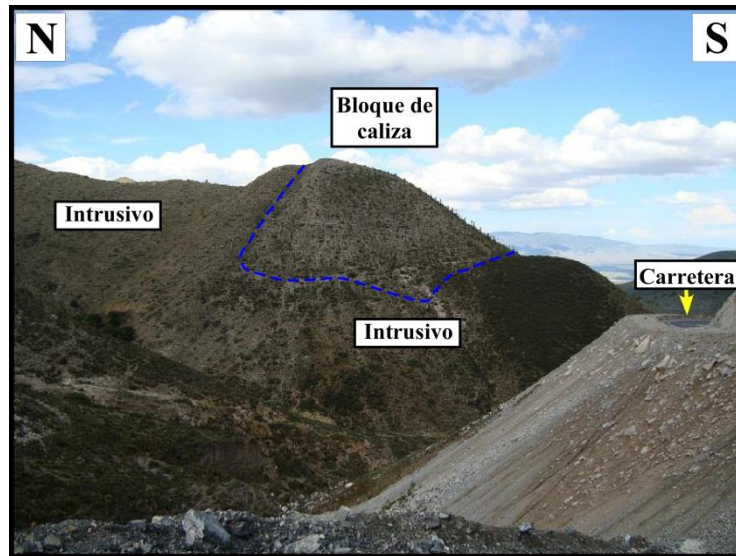


Figura 6.3.- Bloque de caliza de escala decamétrica dentro del intrusivo de Concepción del Oro.

Para el caso del bloque de Matehuapil, no fueron identificados grandes rasgos que permitan interpretar claramente la cinemática de los lineamientos que lo bordean. Sin embargo, la presencia de estructuras rombohédricas en su interior, indican que posterior a la generación de la deformación de piel delgada, en esta zona debió ocurrir transpresión izquierda, que generó arreglos de las sierras locales en forma de rombo. Además, en su borde oriental es posible identificar planos axiales de pliegues que cambian de sub-verticales sobre el bloque, a pliegues con planos axiales vergentes al oriente en su borde oriental (ANEXO II y IIIe). Lo anterior, sugeriría que en dicho borde podría existir una falla inversa de alto ángulo sepultada; no obstante, esto no es muy claro. Sin embargo, en el borde occidental es evidente que existe un lineamiento mayor que corta a los anticlinales de piel delgada y a los lineamientos que acusan trans-presión, hundiéndolos en un gran valle aluvial, similar a lo descrito para el amplio valle que separa a los bloques de San Julián y Concepción del Oro, lo que puede representar una gran cuenca tectónica delimitada por fallas de alto ángulo.

Como se mencionó en el capítulo anterior, el relieve estructural de los bloques tectónicos dentro de la Saliente de Concepción del Oro, interpretados en este trabajo, decrece hacia el oriente, donde solo es posible observar cuencas alineadas en dirección NNW-SSE, que delimitan a dichos bloques (ANEXO II). Aunado a esto, en la zona oriental los lineamientos de borde de bloques son sub-paralelos a los ejes de pliegues de piel delgada, lo que también evita ver las relaciones claras que, por ejemplo, son visibles en el Bloque de San Julián.

La estructura de piel gruesa más oriental del área corresponde al bloque de Galeana, que está localizado en la zona sur de la Saliente de Monterrey (ANEXO II y IIIe). Como se mencionó antes, en esta región el relieve estructural del basamento se eleva nuevamente, a lo largo de una falla inversa de alto ángulo que genera una estructura tipo *drape-fold* en el borde oriental y una falla normal en la zona trasera, similar a lo que ocurre en los bloques al occidente. Esta estructura ha sido interpretada por Gray *et al.* (2008) como una posible falla normal antigua, generada durante la apertura del Golfo de México, que fue reactivada como inversa después de la deformación de piel delgada en la región, provocando la exhumación de la zona de *décollement* regional. En esta zona, y más al norte, es posible que ocurran otras estructuras que denoten movimientos inversos del “basamento”, pero menos evidentes, como en la zona norte de la Saliente de Monterrey, donde es posible observar un cambio de relieve estructural importante cerca del frente de montaña, el cual posiblemente representa una zona de basamento ligeramente elevada en la zona central de la saliente (ANEXO IIIId).

6.2.1 Edades (U-Th)/He en zircón y apatito

En este trabajo se colectaron seis muestras de rocas de origen ígneo en el área del Bloque de San Julián, a las cuales se les aplicó *double-dating* tanto por el método U-Pb en zircones para determinar su edad de cristalización, como por U-Th/He en zircón y apatito para determinar su edad de exhumación. Los resultados preliminares de dichos análisis se presentan en la Tablas 6.1 y 6.2, donde se muestra que en general, las rocas que afloran en el núcleo del Bloque de San Julián fueron exhumadas en tiempos similares, ya que tanto las edades de apatito y zircón, quedan incluidas en una banda de edad que oscila entre 45 y 25

Ma (Figura 6.4). Además, como se puede observar en la figura 6.4, algunas muestras exhiben el comportamiento clásico de una roca que se ha enfriado progresivamente, donde las edades de apatito son más jóvenes que las de zircón, debido a sus temperaturas de cierre distintas ($\sim 70^\circ$ en apatito; Ehlers y Farley, 2003; y 170-190 en zircón, Dodson, 1973).

Tabla 6.1.- Resultados del análisis U-Th/He en apatitos de rocas colectadas en el área de estudio. MJO: Intrusivo Juan del Oro, RDO: Formación Rodeo-Nazas, MC: Intrusivo Caopas, MTI-1: Intrusivo Pico de Teyra (2,770 msnm), MTI-2: Intrusivo Pico de Teyra (2300 msnm).

Muestra	Edad (Ma)	Error	U (ppm)	Th (ppm)	147Sm (ppm)	[U]e	Th/U	He (nmol/g)	Masa (μ g)	Ft	ESR
MJO-1	29.44	1.77	4.80	10.91	243.38	8.53	2.27	1.08	4.20	0.72	56.05
MJO-1	29.80	1.79	5.25	12.46	281.96	9.53	2.37	1.18	3.24	0.70	51.04
RDO	27.38	1.64	2.96	7.74	51.06	4.99	2.62	0.51	2.61	0.67	46.56
RDO	27.97	1.68	6.76	14.60	99.31	10.62	2.16	1.02	1.79	0.61	39.04
RDO	26.33	1.58	6.26	14.30	76.78	9.94	2.28	1.02	3.36	0.70	51.05
MC	35.25	2.12	24.34	51.38	573.35	39.04	2.11	5.27	2.81	0.67	46.78
MC	41.88	2.51	23.35	39.30	525.76	35.02	1.68	5.56	2.24	0.66	45.33
MC	41.61	2.50	23.61	226.38	540.00	78.42	9.59	12.04	2.31	0.66	45.79
MC	33.83	2.03	33.12	62.81	734.28	51.25	1.90	6.36	2.02	0.64	42.69
MTI-1	39.69	2.38	8.87	34.82	66.00	17.21	3.93	2.55	2.99	0.67	48.01
MTI-1	29.53	1.77	8.78	36.42	53.92	17.43	4.15	1.75	1.68	0.62	39.83
MTI-1	37.85	2.27	8.50	37.43	66.72	17.45	4.40	2.49	3.19	0.68	48.86
MTI-1	31.69	1.90	7.14	31.29	61.12	14.64	4.38	1.45	1.19	0.56	34.40
MTI-2	27.78	1.67	21.52	97.87	154.03	44.82	4.55	3.39	0.63	0.49	28.69
MTI-2	24.60	1.48	9.23	39.96	169.13	19.27	4.33	1.40	0.92	0.53	31.23
MTI-2	24.22	1.45	11.57	49.18	118.67	23.49	4.25	1.78	1.03	0.56	34.29

Tabla 6.1.- Resultados del análisis U-Th/He en apatitos de rocas colectadas en el área de estudio. MJO: Intrusivo Juan del Oro, RDO: Formación Rodeo-Nazas, MC: Intrusivo Caopas.

Muestra	Edad (Ma)	Error	U (ppm)	Th (ppm)	147Sm (ppm)	[U]e	Th/U	He (nmol/g)	Masa (μ g)	Ft	ESR
MJO-1	30.7	2.5	341.4	170.7	21.4	380.8	0.50	49.2	7.1	0.78	52.9
MJO-1	32.8	2.6	518.9	161.2	16.8	556.1	0.31	73.5	5.0	0.74	45.1
MJO-1	25.8	2.1	345.1	98.0	10.4	367.7	0.28	39.4	5.4	0.77	50.1
MJO-1	29.3	2.3	257.9	128.1	3.9	287.4	0.50	35.4	7.2	0.78	53.3
RDO	28.5	2.3	79.2	60.4	2.8	93.2	0.76	11.2	6.6	0.78	53.4
RDO	35.6	2.8	93.9	55.2	1.6	106.6	0.59	15.7	5.8	0.76	49.8
RDO	39.6	3.2	201.9	118.7	2.3	229.2	0.59	35.5	4.0	0.72	41.8
RDO	36.9	3.0	133.9	75.2	1.0	151.2	0.56	24.2	9.7	0.80	59.6
MC	31.4	2.5	140.3	36.7	1.6	148.7	0.26	18.7	3.8	0.74	43.9
MC	32.3	2.6	480.3	251.9	19.3	538.4	0.52	63.4	2.1	0.67	34.8
MC	32.8	2.6	153.2	63.0	8.5	167.7	0.41	22.4	4.6	0.75	46.6
MC	38.7	3.1	240.1	75.3	8.6	257.5	0.31	37.0	2.3	0.69	36.0

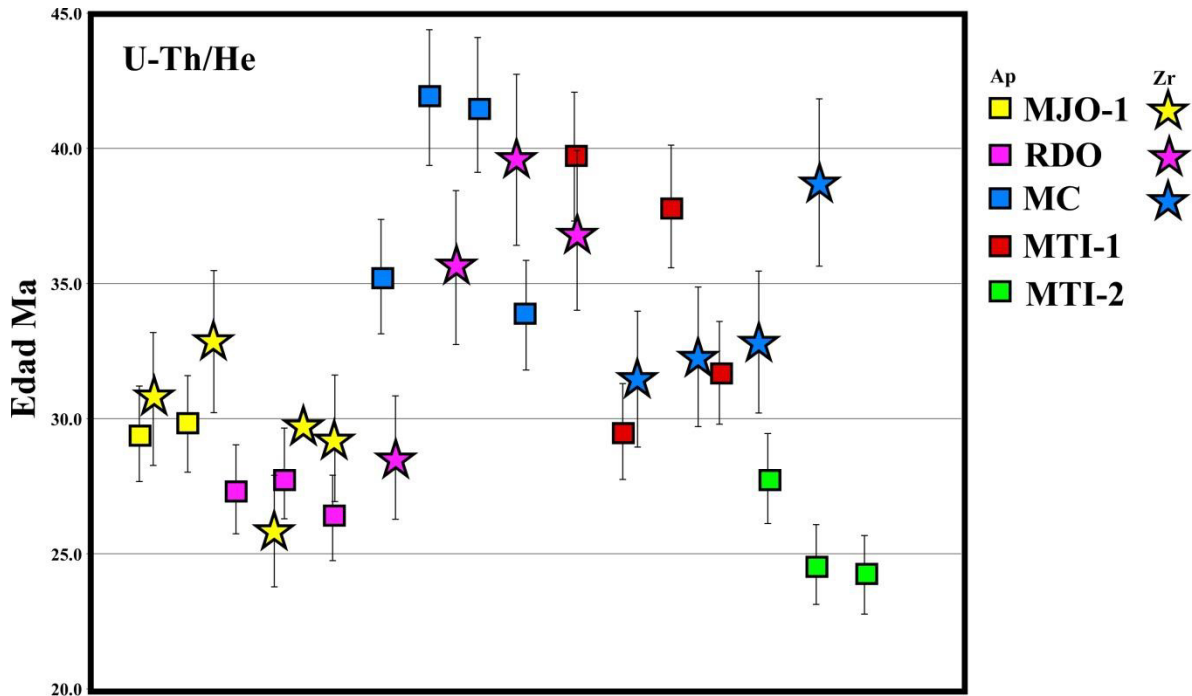


Figura 6.4.- Gráfico donde se muestran los resultados de edades U-Th/He de las muestras fechadas en este trabajo.

6.2.2 Edad de la deformación de piel gruesa

Con base en los datos de U-Th/He en apatitos y zircones, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en pseudotaquilita y el fechamiento por U-Pb en zircones de rocas volcanoclásticas (Fm. Ahuichila), intrusivas y volcánicas andesíticas, de muestras colectadas dentro y en los bordes de bloques tectónicos propuestos en este trabajo, se presenta el gráfico de la figura 6.5, de donde se interpreta que en la zona de estudio la deformación de piel gruesa debió ocurrir entre el Eoceno tardío (~43 Ma) y el Oligoceno temprano (~32 Ma). Es probable que las edades U-Th/He más jóvenes representen al periodo de extensión tectónica que reactivó las fallas inversas y normales (generadas durante la deformación compresiva de piel gruesa), y que su etapa final de movimiento este enmarcada por la edad de las rocas volcánicas basálticas no basculadas que afloran sobre las trazas de los lineamientos occidentales de bloques tectónicos; sin embargo, esto deberá ser analizado en estudios posteriores.

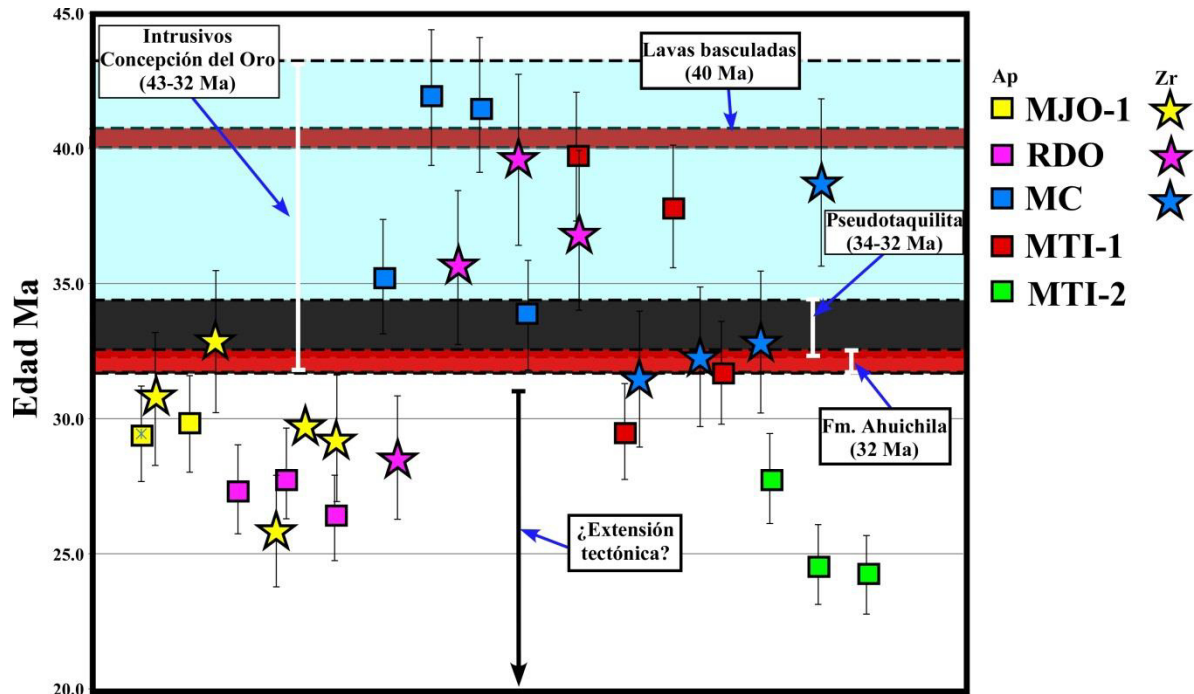


Figura 6.5.- Gráfico de edad de la deformación de piel gruesa (~45-32 Ma), interpretada con base en los datos de U-Th/He para zircones (Zr) y apatitos (Ap), $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para la pseudotaquilita “El Rodeo” y U-Pb en zircones para la “Fm. Ahuichila”, en el bloque de San Julián, así como de edades U-Pb en zircón de intrusiones (Sosa-Valdés, 2011) y rocas volcánicas del bloque de Concepción del Oro.

6.3 EL ÁREA DE ESTUDIO EN EL CONTEXTO DEL ORÓGENO MEXICANO Y LOS CINTURONES SEVIER - LARAMIDE DE EUA

Como se mencionó en el capítulo de tectónica regional, el área de estudio está localizada en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, que a su vez conforma al antepaís del Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2017), para el que se interpretan tres pulsos de deformación episódicos ocurridos entre 93-80, 75-64 y 55-43 Ma.

En el área de estudio, la edad de la deformación de piel delgada exhibe un diacronismo de occidente (zona sur del Sector Transversal de Parras; 92.1-67.1 Ma) a oriente (Saliente de Monterrey; 56-47 Ma), quedando enmarcada entre los tres pulsos reportados para el Orógeno Mexicano. La presencia del anticlinal San Miguel (MSM-1; que presenta solo una generación de illita autigénica de 67.1 Ma) en la región occidental del área de estudio, con una edad más joven que las estructuras de piel delgada que afloran en sus alrededores (*p.*

ej., su pliegue “vecino” al SSE, cortado por el intrusivo Santa Elena de 78 Ma), parece indicar la presencia de un segundo pulso de deformación en la zona; sin embargo, esto no parece ser la mejor explicación debido a lo siguiente: 1) El pliegue no presenta evidencias estructurales de estar replegado por un segundo pulso de deformación de piel delgada; 2) Solo existe una generación de illita en la muestra analizada; 3) el intrusivo Santa Elena (78 Ma) que corta a su pliegue “vecino” no presenta evidencias de brechamiento tectónico asociada a un segundo pulso de deformación de piel delgada. Lo anterior, parece apoyar más a otra interpretación, donde es posible que después de su generación, los pliegues “antiguos” (>78 Ma) y el intrusivo Santa Elena, hayan migrado como elementos rígidos por encima de la superficie de *décollement* regional, que debió permanecer activa por lo menos después del emplazamiento del complejo intrusivo Pico de Teyra, que como se mencionó en el capítulo anterior, presenta evidencia de zonas de cizalla frágil tardía (fallas inversas de bajo ángulo) con dirección de transporte tectónico similar a la deformación de piel delgada. Por lo tanto, los pliegues “jóvenes” se pudieron haber formado en un tiempo posterior (y en una región distinta), pero asociados a un mismo pulso de deformación progresiva del Cretácico superior. Lo anterior, implica que en la región sur del Sector Transversal de Parras, la superficie de despegue es de “larga vida” y debió haber estado activa por lo menos entre 90 y 67 Ma.

Además, en esta región, la deformación de piel delgada estuvo acompañada por un pulso magmático que duró ~11 millones de años, desarrollado entre 82-71 Ma, el cual es interpretado aquí como sin-orogénico, ya que presenta relaciones sin-tectónicas respecto a estructuras de piel delgada. Magmatismo sin-tectónico más antiguo ha sido reportado en varias zonas del NW de México, como: Baja California (110 Ma; Jhonson *et al.*, 1990; 2003), Sonora (~99 Ma; Sarmiento-Villagarana *et al.*, 2016) y Sinaloa (98-90 Ma; Henry *et al.*, 2003), lo cual indica que, probablemente, dicho magmatismo sin-orogénico migró de occidente a oriente, “acompañando” a la deformación de piel delgada, hasta el área de estudio. Una característica importante, es que dichas intrusiones se emplazaron en zonas estructuralmente más profundas en el occidente (*hinterland*; cerca de la paleotrinchera), que en el oriente (*foreland*). Esto sugiere que la deformación de piel delgada en la zona norte del Orógeno Mexicano inició en el occidente a los ~110 Ma y migró diacrónicamente hacia

el oriente, hasta el área de estudio, donde estuvo activa hasta los 47 Ma, como lo indica uno de los rasgos de deformación de piel delgada más imponentes del cinturón: “La cabalgadura frontal”.

El arribo de la deformación de piel delgada a la región Noreste de México provocó cambios importantes en las condiciones de sedimentación en la cuenca de la Popa, donde Vega-Vera *et al.* (1989) reportaron una discordancia justamente en la base del Eoceno, que separa a rocas de ambiente marino de rocas depositadas en planicie deltáica, lo cual fue interpretado por McBride (1974) como una progradación deltáica, probablemente asociada al levantamiento de la Saliente de Monterrey.

En regiones más al oriente, la deformación de piel delgada no es mucho más antigua que la de piel gruesa (*e.g.*, 44 Ma en cuenca de Sabinas; Chávez-Cabello, 2005), y aunque las relaciones de corte entre las estructuras de ambos estilos se puede observar a lo largo de grandes fallas (*e.g.*, fallas San Marcos y La Babia; McKee *et al.*, 1990; Charleston, 1991; Chávez-Cabello, 2005), existen pocos datos geocronológicos que permitan diferenciarlas temporalmente. Una situación similar se presenta en el antepaís del cinturón Sevier de EUA, donde la exhumación de bloques laramídicos durante el Paleoceno-Eoceno, enmascaró la culminación de la deformación de piel delgada tipo Sevier (Bradley y Bruhn, 1988; Yonkee y Weil, 2010). Como se mencionó en el capítulo de tectónica regional, la deformación del Orogeno Sevier es también diacrónica de occidente a oriente, iniciando ~125 Ma y culminando en oriente ~50 Ma (*e.g.*, Yonkee y Weil, 2010), además este evento tectónico estuvo acompañado por magmatismo sin-tectónico (80-70 Ma en Montana; Lageson *et al.*, 2001; que coincidentemente presenta edades similares a la de intrusivos sin-orogénicos en el área de estudio), el cual es más antiguo al occidente dentro del batolito de Idaho, donde alcanza edades de 98-85 Ma (Byerly *et al.*, 2016), similar a las edades reportadas por Henry *et al.* (2003) para la región de Sinaloa en México.

Por otro lado, como se discutió anteriormente en este capítulo, la actividad tectónica que generó las estructuras de piel gruesa en el área de estudio estuvo activa entre ~43 y ~32 Ma, acompañada por magmatismo y sedimentación sinorogénica de origen continental (Fm.

Ahuichila). Por su estilo y edad relativa, este evento tectónico ha sido ligado con la deformación Laramide del SW de EUA (e.g., DeCserna, 1970; Charleston, 1991; McKee *et al.*, 1990; Padilla y Sánchez, 1982; Zhou *et al.*, 2005; Chávez-Cabello *et al.*, 2005); sin embargo, recientemente se ha propuesto que dicho termino no debe ser utilizado para la estructuras en México, ya que en su localidad tipo (SW de EUA), la deformación Laramide es amagmática (Dickinson y Snyder, 1978; en Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Lo anterior, parece ser aplicable para la región de la plataforma del Colorado, donde la exhumación de bloques laramídicos ocurre sin magmatismo asociado; sin embargo, en su margen oriental si existe evidencia de magmatismo desarrollado entre el Campaniano y el Eoceno, cuyos intrusivos afloran en el Cinturón Mineral del Colorado (Mutschler *et al.*, 1987; Bookstrom, 1990; Chapin *et al.*, 2004; Eaton, 2008) y sus contrapartes volcanoclásticas rellenan cuencas laramídicas de la región (Tweto, 1975). Además, en la región de Nuevo México también han sido reportadas rocas magmáticas calco-alcalinas en estructuras laramídicas (e.g., McMillian, 2004; Amato *et al.*, 2017), donde además se sugieren tres episodios de magmatismo laramídico (McMillian, 2004): 80-64 Ma, 64-48 Ma y 48-37 Ma. Este último episodio, es contemporáneo con el magmatismo de la región de Concepción del Oro y con magmatismo laramídico sin-tectónico reportado para la Cuenca de Sabinas (Chávez-Cabello, 2005).

Posterior a la etapa de deformación de piel gruesa, ocurrió extensión tectónica regional asociada al evento *Basin and Ranges*, la cual re-activo fallas inversas y normales que delimitaban a los bloques tectónicos del área de estudio. Dicha actividad tectónica debió estar acompañada por magmatismo basáltico, expuesto en los bordes occidentales de los bloques tectónicos del área de estudio.

6.4 MODELO DE EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Con base en datos reportados en la literatura (Goldhammer, 1999; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Goldhammer y Johnson, 2001; Henry *et al.*, 2003; Ferrari *et al.*, 2005; Chávez-Cabello, 2005; Sosa-Valdés, 2011; Ocampo-Díaz *et al.*, 2016; Fitz-Díaz *et al.*, 2017 y otros) y los generados en este trabajo, se adaptó un modelo general de siete etapas de

evolución tectónica de México a lo largo de una sección desde el Pacífico hasta el Atlántico, la cual cruza por el área de estudio (Figura 6.6).

A continuación se describe cada etapa de este modelo:

- a) **Pérmico (?)-Jurásico inferior:** En esta etapa se ilustra el depósito de la Formación Taray, como un prisma de acreción desarrollado en la margen occidental del bloque de Oaxaquia, bajo el cual subduce la placa Farallón-Kula, que en la región interna generó magmatismo asociado al arco del Pérmico-Triásico.
- b) **Jurásico inferior-medio:** Durante este tiempo, la placa Farallón subducía en dirección oblicua al borde continental, lo que generó transtensión en la placa continental. Esto habría generado cuencas trans-tensionales donde se depositaron las rocas del arco extensional de Nazas (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016). Durante este evento se generaron las rocas volcánicas de la Formación Rodeo-Nazas (177 Ma) y ocurrió el emplazamiento del intrusivo Caopas (165 Ma). Además, en estas cuencas también se depositaron los lechos rojos de las formaciones La Boca y La Joya, que en algunas regiones representan los depósitos más jóvenes del arco Nazas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2008; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011).
- c) **Jurásico superior-Aptiano:** En esta etapa, la placa Farallón experimentó *roll-back*, provocando extensión tectónica de la placa continental, que se fragmentó en el occidente dando lugar a la cuenca de Arperos. Durante este periodo de tiempo se generó también dispersión en la dorsal del Golfo de México, y continuó el relleno de las cuencas transtensionales formadas previamente. Durante la formación de la Cuenca de Arperos, un fragmento de la corteza continental fue separado, y sobre él se generó vulcanismo sub-marino con edades variables entre el Titoniano y el Cretácico inferior (Terreno Guerrero; Freydier *et al.*, 1996; Martini *et al.*, 2011; 2013).
- d) **Albiano-Turoniano.-** A finales del Aptiano ocurrió subducción con polaridad al occidente en la cuenca de Arperos, lo cual provocó que las rocas del terreno Guerrero cabalgaran sobre los sedimentos depositados en la cuenca de Arperos, generando deformación localizada en este borde (*e.g.*, Martini *et al.*, 2013) y en el norte de México (*e.g.*, Johnson *et al.*, 1999; Chávez-Cabello *et al.*, 2006). En esta

última zona, también se reporta magmatismo sin-tectónico entre (110-90 Ma), además de zonas de deformación de piel delgada en el Albiano tardío (Pubellier *et al.*, 1995).

- e) **Turoniano-Maastrichtiano.-** En el Turoniano, el terreno Guerrero experimentó deformación tectónica contraccional debido a una somerización del ángulo de subducción de la placa Farallón, lo cual desencadenó la compresión tectónica que migró de occidente a oriente, a la par del desarrollo de sedimentación y magmatismo sin-orogénico, que arribaron al área de estudio durante el Turoniano-Campaniano. En esta etapa, se formó gran parte del batolito de la Sierra Madre Occidental, cuyas contrapartes volcanoclásticas fueron parte del aporte detrítico de los sedimentos sin-orogénicos en las cuencas de antepaís del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano.
- f) **Paleoceno-Eoceno superior (Ypresiano).-** Durante esta etapa, la deformación de piel delgada alcanzó la región del actual frente tectónico del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental, generando pliegues de despegue sobre sucesiones evaporíticas y generación de la cabalgadura frontal que delimita al oroclinal de la Saliente de Monterrey. En las cuencas de antepaís ocurrieron cambios importantes en los patrones de sedimentación, debido al levantamiento de dicha estructura.
- g) **Eoceno tardío-Oligoceno temprano.-** En este tiempo, ocurrió una disminución importante del ángulo de subducción de la placa Farallón, el cual ha sido atribuido a la subducción de mesetas oceánicas en la región más al norte de México. Lo anterior, que debió generar inestabilidad importante en la región sur de la placa Farallón, se vio reflejado en la exhumación de bloques a lo largo de fallas con dirección NW-SE, que además estuvo acompañada por magmatismo calco-alcalino, que llegó a tener relaciones sin-tectónicas con las estructuras a lo largo de las cuales se exhumaron dichos bloques.

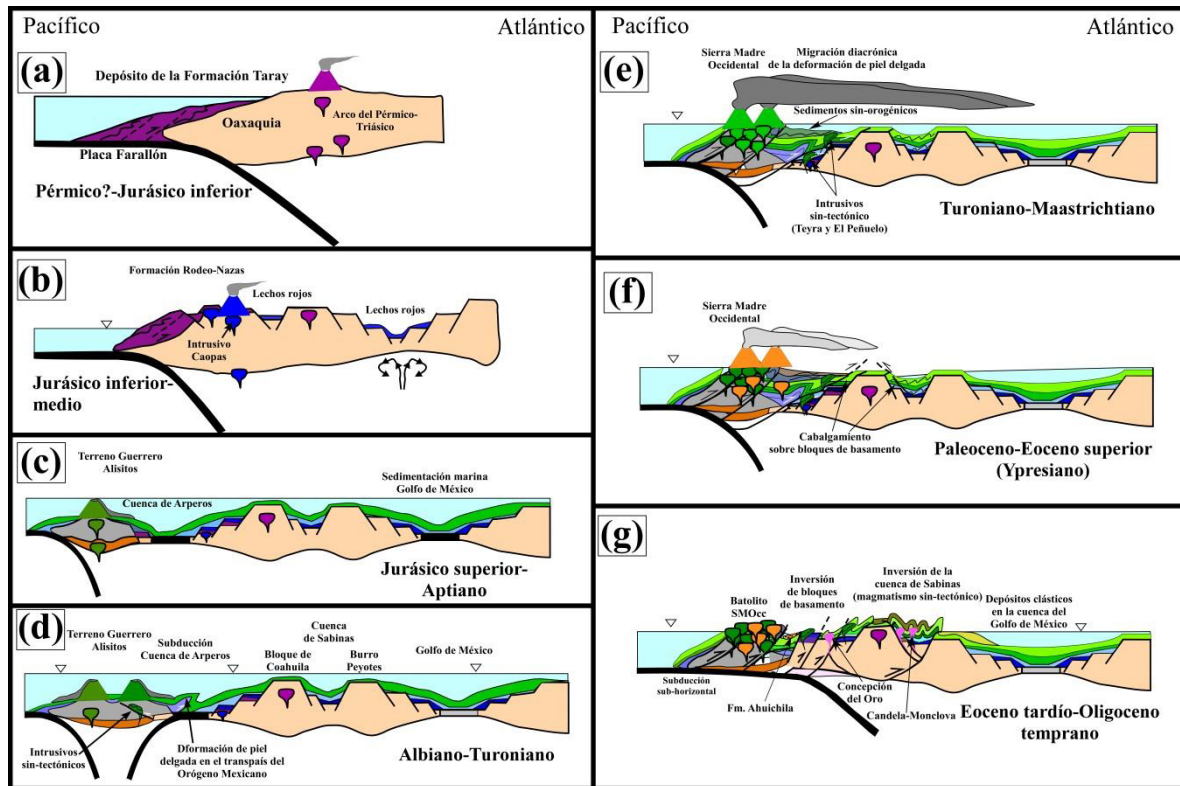


Figura 6.6.- Modelo esquemático de evolución tectónica de la región centro-norte de México entre el Pérmico y Eoceno. Imagen realizada con información de la literatura (cuyas referencias se indican en el texto) y de datos obtenidos en este trabajo.

Para el área de estudio, se realizó un modelo esquemático de evolución geológica de las deformaciones compresivas de piel delgada y piel gruesa, el cual consta de seis etapas (Figura 6.7). Para este modelo, se utilizaron datos de este trabajo, además de edades de sedimentación sin-orogénica reportados por Ocampo-Díaz *et al.* (2016), y edades de pliegues reportados en la Saliente de Monterrey por Fitz-Díaz *et al.* (2016).

- a) **Etapa 1.-** Entre el **Oxfordiano** y **Cenomaniano**, sobre el basamento vulcanosedimentario, se depositó una sucesión de rocas sedimentarias marinas de diferente composición (evaporitas, lutita, arenisca, caliza y limolita).
- b) **Etapa 2.- Turoniano y Campaniano:** en el Turoniano tardío ocurrió un cambio importante en las condiciones de sedimentación, y arribaron a la región sur del Sector Transversal de Parras los primeros sedimentos asociados a depósitos distales de una cuña clástica formada al occidente, lo cuales migraron sobre los sedimentos

del Cretácico que se deslizaban y deformaban por encima de la zona de *décollement* regional, generando incluso fallas de 92 Ma. Después, a principios del Campaniano, el frente de deformación y la cuña clástica estaban en la región, generándose el anticlinal Guadalupe de Mitras (~82 Ma).

- c) **Etapa 3.-** En el **Campaniano-Maastrichtiano** temprano, ocurrió una etapa de magmatismo sinorogénico que generó emplazamientos en la zona de *décollement* regional (intrusivo Pico de Teyra, ~77 Ma) y en la secuencia sedimentaria marina por encima de esta (intrusivos Santa Elena, Rocamontes, Matehuapil, Saltillito y El Peñuelo; 82-71 Ma). Además, en esta etapa, el frente de deformación migró y los pliegues antiguos se desplazaron (probablemente dentro de una hoja cabalgante) por encima del *décollement* regional. En la parte trasera de dicha hoja cabalgante siguió generándose deformación interna de manera puntual, la cual generó al anticlinal San Miguel (67.1 Ma).
- d) **Etapa 4.-** Entre el **Maastrichtiano** y **Eoceno inferior (Ypresiano)** el frente de deformación se propagó por encima de las evaporitas jurásicas de toda la región de la Saliente de Monterrey, generando pliegues de despegue clásicos que llegan a ser tan jóvenes como 47 Ma. Durante esta etapa, ocurrieron cambios importantes en la sedimentación de las cuencas de antepaís (*e.g.*, La Popa; Vega-Vera *et al.*, 1989), que indican también el arribo del frente de deformación a la zona.
- e) **Etapa 5.- Ypresiano-Luteciano (Eoceno).**- En este periodo de tiempo es probable que los pliegues de la Saliente de Monterrey adquirieran su forma arqueada para formar la estructura oroclinal. Además, “inmediatamente” después, la cabalgadura frontal emergió, rompiendo de manera oblicua a tales pliegues y terminando de configurar al oroclinal progresivo de la Saliente de Monterrey.
- f) **Etapa 6.- Eoceno tardío-Oligoceno temprano.**- Prácticamente al tiempo en el que el oroclinal de la Saliente de Monterrey terminaba de formarse, en la región sur del Sector Transversal de Parras ocurría deformación de piel gruesa acompañada por magmatismo calco-alcalino y depósito de rocas clásticas continentales de la Formación Ahuichila. Este estilo de deformación, también parece estar presente en la región del oroclinal de la Saliente de Monterrey, específicamente en la zona del

bloque de Galeana, donde las características estructurales indican que dicha estructura se exhumó a lo largo de una falla inversa de alto ángulo.

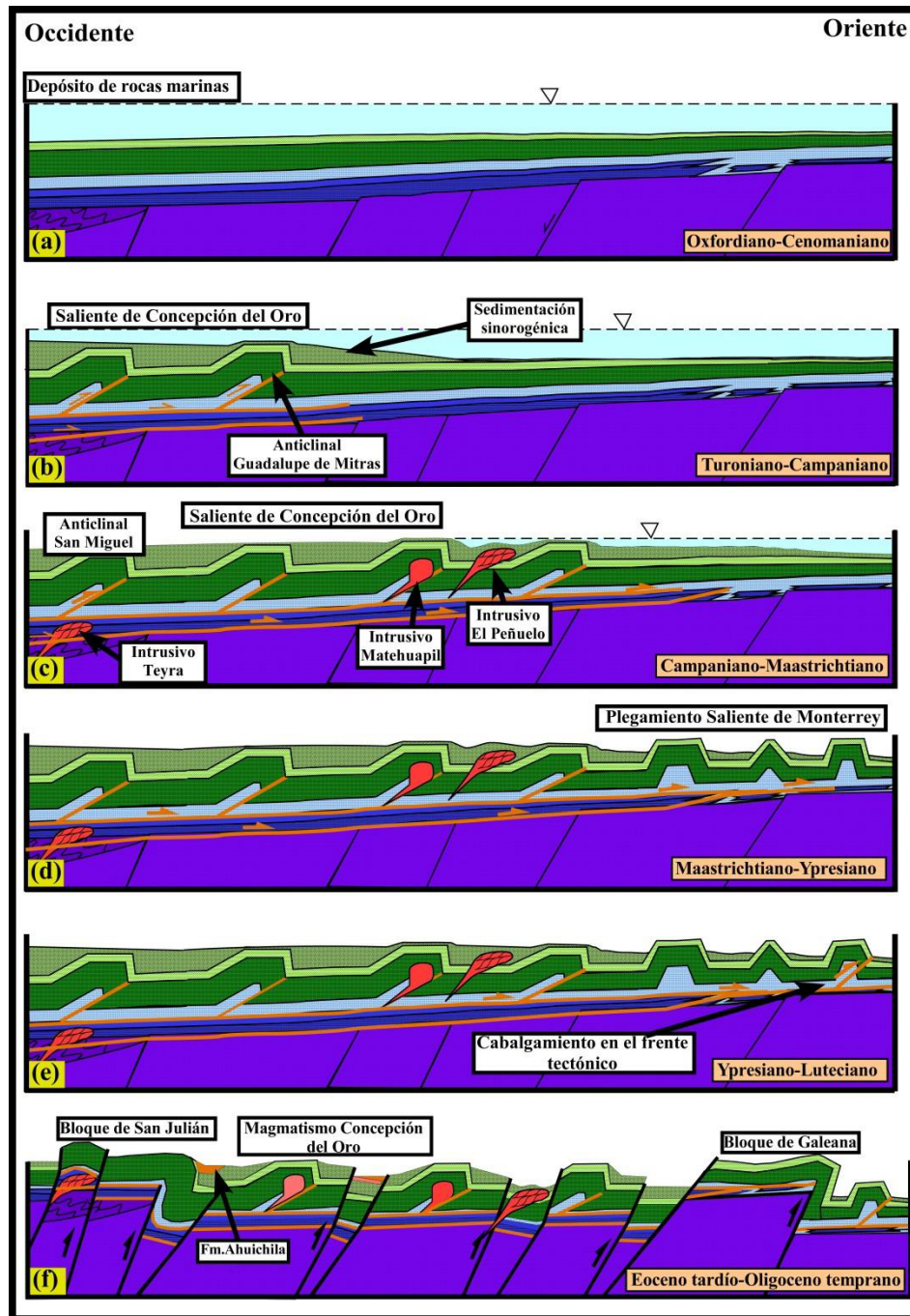


Figura 6.7.- Modelo esquemático (sin escala) de evolución geológica del área de estudio, en donde se ilustra la evolución de las deformaciones de piel delgada y gruesa en el área de estudio. Esta sección representa en conjunto a las secciones geológicas del ANEXO IIIa y e.

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES

Los análisis estructurales y geocronológicos realizados en este estudio demuestran que entre la región sur del Sector Transversal de Parras y la Saliente de Monterrey, el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano está conformado por estructuras que evidencian la ocurrencia de dos eventos de deformación contraccional, asociados a la generación del Orogéno Mexicano. Dichos eventos son diferentes en estilo y edad, como se indica a continuación:

- 1) El más antiguo es de piel delgada, y en la región sur del Sector Transversal de Parras está representado por pliegues de propagación y flexión de falla desarrollados entre el Turoniano (~90-92 Ma) y Maastrichtiano (~67-68 Ma), asociados a cabalgaduras que se propagan desde una zona de *décollement* regional desarrollada entre las rocas volcancosedimentarias de la Formación Rodeo-Nazas y los siliciclásticos de la Formación Taray, que además de la deformación clásica asociada a despegue, desarrollaron metamorfismo dinámico de bajo grado. En esta región, la deformación de piel delgada estuvo acompañada por magmatismo (83-71 Ma) y sedimentación sinorogénicos (Turoniano superior-Maastrichtiano), cuyas edades concuerdan con la generación de los pliegues.

Hacia la región de la Saliente de Monterrey (e incluso hacia el norte del Sector Transversal de Parras), el estilo de plegamiento cambia a pliegues por despegue clásicos, ya que en esta región la zona de *décollement* regional está localizada en un paquete potente de rocas evaporíticas. La edad de la deformación de los pliegues arqueados en la región frontal (~56-47 Ma) es similar o ligeramente mayor que la última actividad de la cabalgadura frontal (~46-48 Ma), lo cual también es evidenciado por la relación de corte que exhiben (la cabalgadura corta los flancos frontales de los pliegues). Lo anterior permite concluir que, durante su formación, los pliegues adquirieron su geometría arqueada convexa hacia el antepaís, y que posteriormente fueron cortados por la cabalgadura, lo que indica que la Saliente de Monterrey es un oroclinal progresivo por deformación de piel delgada.

Con base en lo anterior se concluye, de manera general, que en el área de estudio la deformación de piel delgada progresó de manera diacrónica de occidente a oriente, entre el Turoniano superior (~92 Ma) y el Eoceno superior (Luteciano; ~46 Ma), exhibiendo diferentes estilos de plegamiento en ambas zonas, lo cual estuvo directamente relacionado con la estratigrafía de cada región.

- 2) La deformación de piel gruesa está representada por pliegues tipo “*drape-fold*” y bloques expulsados a lo largo de fallas inversas y normales de alto ángulo con dirección preferencial NNW-SSE. En la zona sur del Sector Transversal de Parras, la exhumación de dichos bloques ocurrió entre el Eoceno tardío (~43 Ma) y Oligoceno temprano (~32 Ma), de manera simultánea con el magmatismo intrusivo y extrusivo que generó mineralización importante en la región de Concepción del Oro (43-32 Ma), y con la sedimentación de la Formación Ahuichila (~40-32 Ma). Esta unidad clástica es claramente posterior a la deformación de piel delgada, y por la relación estructural que guarda respecto a la exhumación de bloques, en este trabajo se interpreta como sinorogénica a la deformación de piel gruesa en la región. La reactivación normal de las estructuras de piel gruesa y vulcanismo basáltico fisural, son interpretados como producto de la extensión Basin and Ranges que desde el Mioceno afecta a toda la región localizada al oriente del batolito de la Sierra Madre Occidental.

De acuerdo con las características estructurales y cronológicas reportadas en la literatura para el cinturón Sevier de EUA, se concluye que la deformación de piel delgada en el área de estudio exhibe características (diacronismo de occidente a oriente, magmatismo y sedimentación sinorogénica) similares a las de la región SW de este cinturón de deformación. Por otro lado, el estilo de deformación de piel gruesa, donde la exhumación de bloques ocurre a lo largo de fallas inversas, es una característica que las estructuras del área de estudio comparten con las de la provincia Laramide; además, como se ha reportado al sur de la plataforma del Colorado, en el área de estudio existe magmatismo y vulcanismo calco-alcalino del Eoceno, que además generó mineralización importante, y cuyos vulcanosedimentos yacen en las cuencas tectónicas laramídicas adyacentes a dichos bloques. Lo anterior indica que en el área de estudio la deformación de piel gruesa presenta

características similares a por lo menos la zona sur de la región Laramide de EUA. Bajo este contexto, se propone que existe un diacronismo de la deformación de piel gruesa siendo más antigua en EUA y más joven en México.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre-Díaz, G., McDowell, F., 1991, The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental. *Journal of Geophysical Research*, v. 96, no. 8, p. 13373-13388.
- Aguirre-Díaz, G., McDowell, F., 1993. Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 1435-1444.
- Amato J. M., Mack G. H., Jonell T., Seager W., Upchurch, G., 2017. Onset of the Laramide orogeny and associated magmatism in southern New Mexico based on U-Pb geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, en prensa.
- Anderson T.H., Jones, N.W. McKee, J.W., 2005. The Taray Formation: Jurassic (?) mélangé in northern Mexico - Tectonic implications, en: Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: EUA*, Geological Society of America Special Paper, no.393, p.427-455.
- Armstrong, R. L., 1968, Sevier orogenic belt in Nevada and Utah. *Geological Society of America Bulletin*, v. 79, p. 429-458.
- Armstrong, R. L., 1974, Magmatism, orogenic timing and orogenic diachronism in the Cordillera from Mexico to Canada. *Nature*, v. 247, n. 5440, 348-351.
- Arvizu, H. E., Iriando, A., 2015. Control temporal y geología del magmatismo Permo-Triásico en Sierra Los Tanques, NW Sonora, México: Evidencia del inicio del arco magmático cordillerano en el SW de Laurencia. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 67, no. 3, p. 545-586.
- Avenius, Ch. G., 1982. Tectonics of Monterrey salient, Sierra Madre Oriental , Northeastern Mexico. *Abstract de la American Association of Petroleum Geologists*, v. 66, p. 544.
- Barboza-Gudiño, J. R., Ramírez-Fernández, J. A., Torres-Sánchez, S. A., Valencia, V. A., 2011. Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquistos Granjeno en el noreste de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 63, no. 2, p. 201-216.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., BarajasNigoche, L.D., 2010. Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance. *Geosphere*, v. 6, p. 621-640.
- Bailey, S. W., 1980. Structures of layer silicates, en: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*, G. W. Brindley and G. Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 1-123 p.
- Berg, R.R., 1962. Mountain flank thrusting in Rocky Mountain foreland, Wyoming and Colorado. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 46, p. 2019-2032.
- Bekaddour, T., Schlunneger F., Vogel H., Delunel R., Norton K., Akcar N., Kubik P., 2014. Paleo erosion rates and climate shifts recorded by Quaternary cut and fill sequences in Pisco valley, central Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 390, p. 103-115.

- Bradley, M.D., Bruhn, R.L., 1988. Structural interactions between the Uinta Arch and the overthrust belt, north-central Utah; implications of strain trajectories and displacement modeling, *en* Schmidt, C.J., Perry, W.J. (Eds.), Interaction of the Rocky Mountain Foreland and the Cordilleran thrust belt. Geological Society of America Memoir 171, p. 431–445.
- Bartolini, C., Lang, H., Spell, T., 2003. Geochronology, geochemistry, and tectonic setting of the Mesozoic Nazas arc in north-central Mexico, and its continuation to north South America, *en*: Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J.F. (Eds.), The Circum Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics. American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 79, p. 427–461.
- Brewer, J.A., Smithson, S.B., Oliver, J.E., Kaufman, S., Brown, D., 1980. The Laramide orogeny: evidence from COCORP deep crustal seismic profiles in the Wind River Mountains, Wyoming. Tectonophysics, v. 62, p. 165-189.
- Blickwede, J.F., 2001. The Nazas Formation: A detailed look at the early Mesozoic convergent margin along the western rim of the Gulf of Mexico Basin, *en*: Bartolini C., Buffler R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems. American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 75, p. 317–342.
- Böse E., 1923. Algunas faunas cretácicas de Zacatecas, Durango y Guerrero. Boletín del Instituto Geológico Mexicano, no. 42, p. 1-249.
- Brown, W.G., 1988. Deformational styles of Laramide uplifts in the Wyoming foreland. Geological Society of America, Memoir 171, p. 1-25.
- Burton, B.R., Lageson, D.R., Schmidt, C.J., Ballard, D.W., Warne, J.R., 1998. Large-magnitude shortening of the Lombard thrust system, Helena salient, Montana fold and thrust belt: Implications for reconstruction of the Belt Basin, *en* Berg, R.B., (ed.), Belt Symposium III: Montana Bureau of Mines and Geology Special Publication, no. 112, p. 229–243.
- Burg, J. P., Ford, M., 1997, Orogeny through time: an overview. Publicación especial de la Geological Society of London, no. 121, 1-17 p.
- Burchfiel, B.C., Cowan, D.S., Davis, G.A., 1992. Tectonic overview of the Cordilleran orogen in the western United States, *en* Burchfiel, B.C., Lipman, P.W., Zoback, M.L., eds., The Cordilleran orogeny. Conterminous U.S. Boulder, Colorado, Geological Society of America, Decade of North American Geology, The Geology of North America, v. G-3, p. 407–480.
- Burtner, R.L., Nigrini, A., 1994. Thermochronology of the Idaho–Wyoming thrust belt during the Sevier Orogeny: a new, calibrated, multiprocess thermal model. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.78, p.1586–1612.
- Busby-Spera, C.J., 1988. Speculative tectonic model for the early Mesozoic arc of the southwest Cordilleran United States. Geology, v. 16, p. 1121–1125.
- Burckhardt, C., 1906. La faune Jurassique de Mazapil, avec un appendice sur les fossiles du Crétacique inférieur. Boletín del Instituto Geológico de México, v.23, p. 216.
- Byerly, A., Tikoff, B., Kann, M., Jicha, B., Gaschnig, R., Fayon, A. K., 2016. Internal fabrics of the Idaho batholith, USA. Lithosphere, p.1-14.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Camprubí, A., Albinson, T., 2006. Depósitos epidermales en México: actualización de su conocimiento y clasificación empírica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, volumen conmemorativo del centenario, tomo LVIII, no. 4, p. 27-81.
- Cawood P. A., Kroner, A., Collins, W., Musky T., Mooney W., Windley B., 2009. Publicación especial de la Geological Society of London, no. 318, 1-36 p.
- Cameron, K.L., Lopez, R., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Keppie, J.D., Schulze, C., 2004. U-Pb geochronology and Pb isotopic compositions of leached feldspars: Constraints on the origin and evolution of Grenville rocks from eastern and southern Mexico. Geological Society of America Memoir, v. 197, p. 755-768.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphy terranes and mineral resource distributions in Mexico. Canadian Journal Earth Science, v. 20, p. 1040-1051.
- Campa, M.F., 1985, The Mexican Thrust Belt, *en* Howell, D. G. (ed.), Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series, v. 1, p. 299-313.
- Camerlo, R.H., 1998. Geometric and kinematic evolution of detachment folds, the Monterrey salient, Sierra Madre Oriental, Mexico. University of Texas at Austin, tesis de maestría, 399 p.
- Carrillo-Bravo, J., 1982, Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 34, no. 1, p. 21-46.
- Carrillo-Bravo, J., 1968, Reconocimiento geológico preliminar de la porción central del altiplano mexicano, *Petróleos Mexicanos*, citado en Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., MendozaRosales, C., Nieto-Obregón, J., 2000, A submarine fan in the Mesa Central, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p.429-442.
- Cantú-Chapa, A., 1969, Una nueva localidad del Triásico Superior marino en México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v.1, p.71-72.
- Cantú-Chapa, A., 1963. Etude biostratigraphique des ammonites du centre et de Test du Mexique. *Mem. Société Géologique de France*, no. 99.
- Cervený, F., Steidtmann, J., 1993. Fission track thermochronology of the Wind River Range, Wyoming; evidence for timing and magnitude of Laramide exhumation. *Tectonics*, v.12, p.77-92.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997. Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.14, no.2, p. 244-260.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008. The Guerrero composite terrane of western Mexico; collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone, *en*: Draut, A.E., Clift, P.D., Scholl, D.W. (eds.), Formation and applications of the sedimentary record in arc collision zones: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, v. 436, p. 279-308.
- Chapin, C.E., 2012. Origin of the Colorado Mineral Belt. *Geosphere*, v.8, p. 28-43.

- Chapin, C.E., Wilks, M., McIntosh, W.C., 2004. Spacetime patterns of Late Cretaceous to present magmatism in New Mexico-Comparison with Andean volcanism and potential for future volcanism: New Mexico Bureau of Geology and Mineral Resources Bulletin, v. 160, p. 13–40.
- Chávez-Cabello, G., 2005, Deformación y magmatismo cenozoicos en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Centro de Geociencias; Querétaro, México, Tesis doctoral, 266 p.
- Chávez Cabello, G., Cossío-Torres, T., Peterson-Rodríguez, R.H., 2004. Change of the maximum principal stress during the Laramide Orogeny in the Monterrey salient, northeast México. Geological Society of America Special Paper, v.383, p. 145-159.
- Chávez-Cabello, G., Torres-Ramos, J. A., Porrás-Vázquez, N. D., Cossío-Torres, T., Aranda-Gómez, J. J., 2011, Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v.63, p. 253-270.
- Charleston, S., 1981. A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico, en: Schmidt, C.I., Katz, S.B. (eds.), Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico. West Texas Geological Society Publication, Field Trip Guidebook, p. 28–36.
- Chen Y., Santosh, M., 2014, Triassic tectonics and mineral systems in the Qinling Orogen, central China. Geological Journal, v. 49, p. 338-358.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., 2000. Pb diffusion in rutile. Contributions to Mineralogy and Petrology, v.139, p.198–207.
- Clauer N., Srodoŕi J., Francu J., Sucha V., 1997. K-Ar dating of illite fundamental particles separated from illite-smectite. Clay Mineralogy, v.32, p.181-196.
- Córdoba, D. A., 1988, Estratigrafía de las rocas volcánicas de la región entre Sierra de Gamón y Laguna de Santiaguillo, Estado de Durango. Revista de la UNAM, Instituto de Geología, v. 7, p. 136-147.
- Coney, J., Reynolds, S.J., 1977. Flattening of the Farallon slab. Nature, v.270, p. 403–406.
- Coney, P. J., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes: an overview. Geological Society of America Memoir, v. 153, p. 7-31.
- Coney, P. J., 1983. Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del sur y el Caribe. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, no. 15, 7-15 p.
- Coney, P. J., Evenchick, C. A., 1994. Consolidation of the American Cordilleras. Journal of South American Earth Sciences, v. 7, p. 241–262.
- Cooper M., 2007. Structural style and hydrocarbon prospectivity in fold thrust belts: a global review. Publicación especial de la Geological Society London, v. 272, p. 447-472.
- Copeland P., Murphy, M., Dupré, W., Japen, T., Oligocene Laramide deformation in southern New Mexico and its implications for Farallón plate geodynamics. Geosphere, v. 7, no. 5, p. 1209-1219.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Copeland P., Currie, C., Lawton T. F., Murphy, M., 2017. Location, location, location: The variable lifespan of the Laramide orogeny. *Geology*, en prensa.
- Constenius, K. N., 1996. Late Paleogene extensional collapse of the Cordilleran foreland fold and thrust belt. *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, p. 20-39.
- Cruz-Gómez, E., Velasco-Tapia, F., Ramírez-Fernández, J. A., Jenchen, U., Rodríguez-Saavedra, P., Rodríguez-Díaz, A. A., Iriando, A., 2017. Volcanic sequence in Late Triassic – Jurassic siliciclastic and evaporitic rocks from Galeana, NE Mexico. *Geologica Acta*, v. 15, no. 2, p. 89-106.
- Cross, T. A., 1986, Tectonic controls of foreland basin subsidence and Laramide style deformation, western United States, *en* Allen, P. A., Homewood, P., (eds), *Foreland basins: International Association of Sedimentologists Special Publication*, v. 8, p. 15-40.
- Crowley, D., Reiners, W., Reuter, J.M., Kaye, G.D., 2002. Laramide exhumation of the Bighorn Mountains, Wyoming: an apatite (U–Th)/He thermochronology study. *Geology*, v.30, p. 27–30.
- Cuéllar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, A.F., Levresse, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012. Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 29, no. 1, p. 179-203
- Dahlstrom, C.D.A., 1970. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 18, p. 332-406.
- Damon, P.E., Clark, K.F., Shafi qullah, M., 1983. Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1052-1071.
- Dana, J. D., 1896, *Manual of geology*. Editado por la American Book Company (4a edición). New York, 1987 p.
- DeCelles, P.G., Burden, E.T., 1992. Non-marine sedimentation in the overfilled part of the Jurassic–Cretaceous Cordilleran foreland basin: Morrison and Cloverly Formations, central Wyoming, USA. *Basin Research*, v. 4, p. 291–314.
- DeCelles, P. G., 1994, Late Cretaceous–Paleocene synorogenic sedimentation and kinematic history of the Sevier thrust belt, northeast Utah and southwest Wyoming: *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 32-56.
- DeCelles, P.G., Currie, B. S., 1996. Long-term sediment accumulation in the Middle Jurassic-early Eocene cordilleran retroarc foreland basin system. *Geology*, v. 24, p. 591–594.
- DeCelles, P. G., 2004, Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran Thrust Belt and Foreland basin system, Western USA. *American Journal of Science*, v.304, p.105-168.
- De Cserna, Z., 1956. Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México: entre Torreón y Monterrey. *XX Congreso Geológico Internacional*. 87p.
- De Cserna, Z., Ortega-Gutiérrez, F., y Palacios-Nieto, M. 1980. Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla, en *Sociedad*

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Geológica Mexicana. Libro Guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto Rio Balsas. V Convención Geológica Nacional, p. 2-33.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1975. An introduction to rock-forming minerals. Longman Group Ltd., London, 528 p.
- Denison, R. E., Burke, W. H. Jr., Hetherington, E. A., Otto, J. B., 1970. Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico and northern Mexico, *en* The Geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt. Symposium in honor of professor Ronald K. Deford: West Texas Geological Society and the University of Texas at Austin, p. 3-14.
- Dewaele, S., Muchez, Ph., Vets, J., Fernández-Alonzo, M., Tack, L., 2006. Multiphase origin of the Cu–Co ore deposits in the western part of the Lufilian fold-and-thrust belt, Katanga (Democratic Republic of Congo). *Journal of African Earth Sciences*, v.25, p. 23-37.
- Dewey, J. F., Horsfield, B., 1970. Plate tectonics, orogeny and continental growth. *Nature*, v. 225, p. 521-525.
- Delgado-García, S., Morales-Acosta, G. 2010. Cartografía y análisis estructural del intrusivo Rocamontes, Coahuila y Zacatecas, México. Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra; Linares, Nuevo León; Tesis profesional, 151 p.
- Díaz–Salgado, C., 2004. Caracterización tectónica y procedencia de la Formación Taray, Región de Pico de Teyra, Estado de Zacatecas. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis maestría.
- Dickinson, W. R., Klute, M. A., Hayes, M. J., Janecke, S. U., Lundin, E. R., Mckittrick, M. A., Olivares, M. D., 1988. Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1023-1039.
- Dickinson, W. R., 1971. Plate tectonics in geologic history. *Science*, v. 174, 107-113 p.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v.113, p.1142-1160.
- Dickinson, W. R., 2004. Evolution of the North American Cordillera. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 32, p. 13-45.
- Dickinson, W.R., Snyder, W.S., 1978. Plate tectonics of the Laramide orogeny, *en*: Matthews, V.W. (ed.), *Laramide Folding Associated with Block Faulting in the Western United States*. Geological Society of America Memoir, v. 151, p. 355–366.
- Dodson, M. H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.40, p.259-274.
- Dong, H., Hall, C. M., Peacor, D., Halliday, A. N., 1995. Mechanisms of argon retention in clays revealed by laser ⁴⁰Ar–³⁹Ar dating. *Science*, v. 267, p.355-359.
- Dong, H., Peacor, D.R., Freed, R.L., 1997. Phase relations among smectite, R1 illite-smectite, and illite. *American Mineralogist*, v.82, p.379-391.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Dong, H., Hall, C. M., Halliday, A. N., Pevear, D. R., 2000. Thermal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ separation of diagenetic from detrital illitic clays in Gulf coast shales. *Earth Planetary Science Letters*, v. 175, p. 309-325.
- Dorr, J.A., Spearing, D.R., Steidtmann, J.R., 1977. Deformation and deposition between a foreland uplift and an impinging thrust belt; Hoback Basin, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin Special Paper*, v.177, p. 82.
- Dowe, D. S., Nance, R. D., Keppie, J. D., Cameron, K. L., Ortega-Rivera, A., Ortega-Gutiérrez, F., Lee, J. W. K., 2005. Deformational history of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: Constraints on the closure of the Rheic Ocean?. *International Geology Review*, v. 47, no. 9, p. 920-937.
- Dunne, G. C., Walker, J. D., 1993. Age of Jurassic volcanism and tectonism, southern Owens Valley region, east-central California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 1223-1230.
- Eaton, G. P., 2008. Epeirogeny in the Southern Rocky Mountain region: Evidence and origin. *Geosphere*, v.4, p. 1173-1177.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marret, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 53, p. 1-26.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2001. Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern Mexico, *American Association Petroleum Geologists*, en C. Bartolini, R.T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: Memoir 75*, p. 241-270.
- Ehlers, T.A., Farley, K.A., 2003. Apatite (U–Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes, *Earth and Planetary Science Letters*, v.206, p.1–14.
- Engelbreton, D.C., Cox, A., Gordon, R.G., 1985. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin. *Geological Society of America Special Paper*, no. 206, p. 59.
- Erslev, E.A., Larson, S.M., 2006. Testing Laramide hypotheses for the Colorado Front Range arch using minor faults. *Rocky Mountain Geology*, v.43, p. 45–64.
- Faure, G., Mensing, T. M., 2005. *Isotopes-Principles and Applications*. Tercera edición, Hoboken, NJ: Wiley.
- Farley, K.A., 2002. U-He dating: Techniques, calibrations and applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v.47, p.819-844.
- Farley K. A., Wolf R. A., Silver L. T., 1996. The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 4223–4229.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M, Bryan, 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*, volumen conmemorativo del Centenario, n. 3, p. 343-378.

- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., 2011. Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain fold-thrust belt, *en* Poblet, J., and Lisle, R.J., (eds.), Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts. Publicación especial de la Geological Society of London, no. 349, p. 149-167.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, D., Vázquez-Serrano, A., 2012. The role of folding in the development of the Mexican fold and thrust belt. *Geosphere*, v. 8, no. 4, p. 931-949.
- Fitz-Díaz, E. y van der Pluijm, B., 2013. Fold dating: A new Ar/Ar illite dating application to constrain the age of deformation in shallow crustal rocks. *Journal of Structural Geology*, v.54, p.174–179.
- Fitz-Díaz, E., Hall, C. M., van der Pluijm, B. A., 2016. XRD- based ^{40}Ar - ^{39}Ar age correction for fine-grained illite, with application to folded carbonates in the Monterrey salient (northern Mexico). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 181, p.201-216.
- Fitz-Díaz, E., Camprubí-Cano, A., Cienfuegos-Alvarado, E., Morales-Puente, P., Schleicher, A., van der Pluijm, B. A., 2014. Newly-formed illite preserves fluid sources during folding of shale and limestone rocks; an example from the Mexican Fold-Thrust Belt. *Earth Planetary Science Letters*, v.391, p. 263-273.
- Fitz-Díaz, E., Lawton T. F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2017. The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: structure basin development, magmatism and tectonics. *Earth Science reviews*, en prensa.
- Fleck, R. J., Carr, M. D., 1990, The age of the Keystone thrust: laser-fusion ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of foreland basin deposits, southern Spring Mountains, Nevada. *Tectonics*, v. 9, p. 467-476.
- Fleck R. J., Carr, M. D., Davis, G. A., Burchfiel, B. C., 1994, Isotopic complexities and the age of the Delfonte volcanic rocks, eastern Mescal Range, southeastern California: stratigraphic and tectonic implications. *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 1242-1253.
- Freydier, C., Lapierre, H., Briquieu, L., Tardy, M., Coulon, C., Martinez-Reyes, J., 1996. Volcaniclastic sequences with continental affinities within the Late Jurassic-Early Cretaceous Guerrero intra-oceanic arc (western Mexico). *Journal of Geology*, v.105, p.483-502.
- Fuentes, F., DeCelles, G., Gehrels, G.E., 2009. Jurassic onset of foreland basin deposition in northwestern Montana, USA: implications for along-strike synchronicity of Cordilleran orogenic activity. *Geology*, v.37, p.379–382.
- Fuentes, F., DeCelles, G., Constenius, K.N., Gehrels, G.E., 2011. Evolution of the Cordilleran foreland basin system in northwestern Montana, USA. *Geological Society of America Bulletin* v. 123, p. 507–533.
- Fortunato, K.S., Ward, W.C., 1982. Upper Jurassic- Lower Cretaceous fan-delta complex: La Casita Formation of the Saltillo area, Coahuila, Mexico. *Transection Gulf Coast Association of Geological Societies*, v.32, p.473-482.
- Garduño-Martínez, D.E., Pi-Puig T., Solé J., Martini M y Alcalá-Martínez J.R., 2015. K-Ar illite-mica age constraints on the formation and reactivation history of the El Doctor fault zone, central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.32 no. 2, p. 306-322.

- Giles, K., Lawton, T. F., 2002. Halokinetic sequence stratigraphy adjacent to the El Papalote diapir, northeastern Mexico. *American Association of Petroleum Geologists*, v. 86, p. 823-840.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, *en*: Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, no. 340, p. 1-58.
- Goldhammer, R.K., Johnson, C.A., 2001. Middle Jurassic–Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence–stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú–Chapa, A. (eds.), *The western Gulf of Mexico basin – tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, v.75, p.45–81.
- Gómez-Alejandro, C., González Aguilar, J.A. 2010. Análisis temporal y estructural, mecanismos de ascenso y emplazamiento del intrusivo Concepción del Oro, Zacatecas: Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra. Linares, Nuevo León; Tesis profesional, 142 p.
- González-Guzmán, R., 2011. Origen y evolución magmática del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro: Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra. Linares, Nuevo León; Tesis de Maestría, 190 p.
- González-León, C., Roldán-Quintana, J., Rodríguez, E.P., 1992, Deformaciones Sevier y Laramide: su presencia en Sonora. *Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín*, no.9, p.1-18.
- González-León, C., Lawton, T. F., 1995. Stratigraphy, depositional environments, and origin of the Cabullona basin, northeastern Sonora *en* Jacques-Ayala, C., González-León, C., Roldán-Quintana, J. (eds.) *Studies in the Mesozoic Sonora and adjacent areas*. Geological Society of America Special Paper, no. 301, p. 121-142.
- González-León, C., Solari, L., Madhavaraju, J., 2017. Stratigraphy, geochronology and regional tectonic setting of the Late Cretaceous (ca. 82-70 Ma) Cabullona basin, Sonora, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, en prensa.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I., Gardoll S., 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis. *Ore Geology Reviews*, v. 18, 1-75 p.
- Gray, G.G., Lawton, T.F., 2011. New constraints on timing of Hidalgoan (Laramide) deformation in the Parras and La Popa basins, NE Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v.63, p. 333-343.
- Gray, G.G., Pottorf, R.J., Yurewicz, D.A., Mahon, K.I., Pevear, D.R., Chuchla, R.J., 2001. Thermal and chronological record of syn-to post- Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, Mexico. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (Eds.), *The Western Gulf of México Basin, Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 75, 159-181.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Gray, G.G., Lawton, T.F., Murphy, J.J. (2008) Looking for the Mojave-Sonora megashear in northeastern Mexico, en: Looking for the Mojave-Sonora megashear in northeastern Mexico, G. Moore (ed). Geological Society of America, Field Guide no. 14, Houston, Texas.
- Grim, R. E., Bray, R. H., Bradley, W. F., 1937. The mica in argillaceous sediments. *American Mineralogist*, Mineralogical Society of America, v.22, p.813-829.
- Gutiérrez-Navarro, 2017. Historia de deformación por acortamiento de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. Tesis de Maestría, Instituto de Geología, UNAM, 82 p.
- Guzmán, J. E. y De Cserna Zoltán, 1963, Tectonic history of Mexico *en* Backbone of the Americas Tectonic History a Symposium: American Association Petroleum Geologists, Memoir, n.2, p. 113-129
- 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., 2002, Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, tomo LV, no. 1, p. 38-94.
- Haines, S., van der Pluijm, B. A., 2008. Clay quantification and Ar-Ar dating of synthetic and natural gouge. *Journal Structural Geology*, v. 30, p. 525-53.
- Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O., 2003. Zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 153. Washington, DC: The Mineralogical Society of America.
- Harlan, S.S., Geissman, J.W., Lageson, D.R., and Snee, L.W., 1988. Paleomagnetic and isotopic dating of thrust-belt deformation along the eastern edge of the Helena salient, northern Crazy Mountains basin, Montana. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 492-499.
- Heller, P. L., Bowler, S. S., Chambers, H. P., Coogan, J. C., Hagen, E. S., Shuster, M. W., Winslow, N. S., Lawton, T. F., 1986. Time of initial thrusting in the Sevier orogenic belt, Idaho, Wyoming and Utah. *Geology*, v. 14, p. 388-391.
- Heller, P. L., Paola, C., 1989. The paradox of Lower Cretaceous gravels and the initiation of thrusting in the Sevier orogenic belt, United States western interior. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 864-875.
- Hallett, B.W., Spear, F.S., 2013. The P-T History of anatectic pelites of the northern East Humboldt Range, Nevada: evidence for tectonic loading, decompression, and anatexis. *Journal of Petrology*, v.55, p.3-36.
- 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., McDowell, F.W., Silver, L.T., 2003. Geology and geochronology of granitic batholithic complex, Sinaloa, México: Implications for Cordilleran magmatism and tectonics, en Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., Martín-Barajas, A. (eds.), *Tectonic Evolution of Northwestern México and the Southwestern USA*. Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper no. 374, p. 237-273.

- Hernández-Jáuregui, R., 1997, Sedimentación sintectónica de la Formación Soyatal (Turoniano medio-Campaniano) y modelado cinemático de la cuenca de flexura de Maconí, Querétaro. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de maestría (inédita).
- Hernández-Romano, U., Aguilera, N., Martínez-Medrano, M., Barceló, J., 1997. Guerrero-Morelos platform drowning at the Cenomanian-Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, Southern Mexico. *Cretaceous Research*, v. 18, p. 661–686.
- Humphrey, W.E., Díaz, T., 2003. Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphy and Tectonics of northeast Mexico. Austin, Texas, Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin, 152 p.
- Hyndman, D. W., 1983, The Idaho batholith and associated plutons, Idaho and western Montana, *en* Roddick, J. A., (ed.), Circum-Pacific plutonic terranes. Geological Society of America Memoir, v. 159, p. 213-240.
- Imlay, R. W., 1936. Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico; pte. 4, Geology of the western part of the Sierra de Parras. *Geologic Society of America Bulletin*, v. 47, p. 1091-1152.
- Imlay, R. W. (1937): Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: *Geologic Society of America Bulletin*, v. 48, p. 587-630.
- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., Consejo de Recursos Minerales, 2003, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part I): U.S. Geological Survey Open File Report, OF-03-020, 79 p.
- Iriondo, A., Premo, W.R., Martínez-Torres, L.M., Budahn, J.R., Atkinson, W.W., Jr., Siems, D.F., Guarás-González, B., 2004. Isotopic, geochemical and temporal characterization of Proterozoic basement rocks in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico. Implications for the reconstruction of the southwestern margin of Laurentia. *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, p. 154-170.
- Jia D., Wei G, Li B., Zeng Q., Yang G., 2006. Longmen Shan fold-thrust belt and its relation to the western Sichuan Basin in central China: New insights from hydrocarbon exploration. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 90, no. 9, p. 1425-1447.
- Joly A., Porwal, A., McCuaig, T.C., 2012. Exploration targeting for orogenic gold deposits in the Granites-Tanami Orogen: Mineral system analysis, targeting model and prospectivity analysis. *Ore Geology Reviews*, v.48, p. 349-383.
- Jones, T. S., 1938. Geology of the Sierra de la Peña and Paleontology of the Indidura formation. *Geological Society of America Bulletin*, v. 47, p. 1039-1090.
- Jones, N., W.J., McKee, J.W., Anderson, T.H., Silver, L.T., 1995. Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: A possible remnant of a Cordilleran magmatic arc. *Geological Society of America Special Paper no.301*, p. 179-190.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Johnson, S.E., Tate, M.C., Fanning, C.M., 1999. New geologic mapping and SHRIMP U-Pb zircon data in the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Evidence for a suture?: *Geology*, v.27, p.743-746,
- Johnson, S.E., Fletcher, J.M., Fanning, C.M., Paterson, S.R., Vernon, R.H., Tate, M.C., 2003. Structure and emplacement of the San Jose tonalite pluton, Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico. *Journal of Structural Geology*, v.25, p.1933–1957.
- Kalakay, J. T., John, B. E., Lageson, D. R., 2001. Fault controlled pluton emplacement in the Sevier fold and thrust belt of southwest Montana, USA. *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 1151-1165.
- Keith, S.B., Wilt, J.C., 1986. Laramide orogeny in Arizona and adjacent regions: a strato-tectonic synthesis, en: Beatty, B., and Wilkinson, P.A.K., (eds.) *Frontiers in geology and ore deposits of Arizona and the Southwest*. Arizona Geological Society Digest, v. 16, p. 502-554.
- Kralik, M., Krumm, H., Schramm, J.M., 1987. Low Grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illite – Crystallinity Data and Isotopic Ages, en: Flügel H.W., Faupl P., (eds.). *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deutike, Wien.
- Kroeger, K.F., Stinnesbeck, W., 2003. The Minas Viejas Formation (Oxfordian) in the area of Galeana, northeastern Mexico: Significance of syndepositional volcanism and related barite genesis in the Sierra Madre Oriental, en: Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*: Tulsa, Oklahoma, U. S. A. American Association of Petroleum Geologists Memoir 79, p. 515–528.
- Kübler, B., 1968. Évaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite, état des progrès réalisés ces dernières années. *Centre de Recherches de Pau (Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine)*, v. 2, p. 385– 397.
- Kübler, B., y Jaboyedoff, M., 2000. Illite crystallinity. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planets. Earth and Planetary Sciences*, v.331, p. 75-90.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J.J., 1982. Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 85.
- Lageson, D.R., Schmitt, J.G., Horton, B.K., Kalakay, T.J., Burton, B.R., 2001. Influence of Late Cretaceous magmatism on the Sevier orogenic wedge, Western Montana. *Geology*, v.29, p.723–726.
- Langford, J. I., Wilson, A. J. C., 1978. Scherrer after Sixty Years: A survey and some new results in the determination of crystallite size. *Journal of Applied Crystallography*, v. 11, p. 102-113.
- Laudon, R.C., 1984. Evaporite diapirs in the La Popa basin, Nuevo León, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v.95, p.1219-1225.
- Lawton, T.F., Vega, F.J., Giles, K.A., Rosales-Dominguez, C., 2001. Stratigraphy and origin of the La Popa basin, Nuevo Leon and Coahuila, Mexico, en Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa,

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- A. (eds.), The western Gulf of Mexico basin – tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems. American Association of Petroleum Geologists Memoir, v.75, p. 219–240.
- Lawton, T.F., Bradford, I.A., Vega, F.J., Gehrels, G.E., Amato, J.M., 2009. Provenance of Upper Cretaceous–Paleogene sandstones in the foreland basin system of the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico, and its bearing on fluvial dispersal systems of the Mexican Laramide Province. Geological Society of America Bulletin, v.121, p. 820-836.
- Lawton, T. F., 1985. Style and timing of frontal structures, thrust belt, central Utah. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 69, p. 1145-1159.
- Lawton, T.F., Hunt, G.J., Gehrels, G.E., 2010. Detrital zircon record of thrust belt unroofing in Lower Cretaceous synorogenic conglomerates, Utah. *Geology*, v. 38, p. 463–466.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montanez, I.P., Sliter, W., Arnaud–Vanneau, A., Banner, J., 1999. Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico. Geological Society of America Bulletin, v.111, p. 1010–1029.
- Lee, J.K.W., 1997. Pb, U, and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, v.390, p.159–162.
- Loewen, M. A., Sampson E. K., Farke, M. C., Aguillón-Martínez, C. A., de León, C. A., Rodríguez de la Rosa, R. A., Getty, M. A., Eberth D.A., 2010. Horned dinosaurs (Ornithischia: Ceratopsidae) from the Upper Cretaceous (Campanian), Cerro del Pueblo formation, Coahuila, Mexico *en* M. J. Ryan, B. J. Chinnery-Allgeier and D. A. Eberth (eds.), New perspectives on Horned Dinosaurs. The Royal Tyrrell Museum Ceratopsian Symposium. Impreso por la Universidad de Indiana, Bloomington, Indiana.
- López-Oliva, J. G., Keller, G., Stinnesbeck, W., 1998. El límite Cretácico/Terciario (K/T) en el Noreste de México-Extinción de formaminíferos planctónicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, p. 109-113.
- López-Infanzón, M., 1986. Estudio petrogenético de las rocas ígneas en las formaciones Huizachal y Nazas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v.47, p.1-42.
- Lozano-Serna, J., 2010, Análisis estructural y modelo de emplazamiento del intrusivo El Peñuelo, Concepción del Oro, Zacatecas, México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 139 pp.
- Ludwig, K.R., Mundil, R., 2002. Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs, en Goldschmidt Conference Abstract, p. A463.
- Martínez-Reyes, J., 1989. Interpretación estructural del frente de la napa de Parras en el área de Viesca, estado de Coahuila. *Revista del Instituto de Geología de la UNAM*, vol. 8, no.2, p.123-133.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., y Centeno-García, E., 2011, Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic–Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane. *Journal of Geology*. v. 119, p. 597–617.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Martini, M., Solari, L., López-Martínez, M., 2014. Correlating the Arperos Basin from Guanajuato, central Mexico, to Santo Tomás, southern Mexico: Implications for the paleogeography and origin of the Guerrero terrane. *Geosphere*, v. 10, p. 1-17.
- Martini, M., Ramírez-Calderón, M., Solari, L., Villanueva-Amdox, U., Zepeda-Martínez, M., Ortega-Gutiérrez, F., Elias-Herrera, M., 2016. Provenance analysis of Jurassic sandstones from the Otlaltepec Basin, southern Mexico: Implications for the reconstruction of Pangea breakup. *Geosphere*, v. 12, no. 6, p. 23.
- McBride, E. F., Weidie, A. E., Wolleben, J.A., Laudon, R.C., 1974. Stratigraphy and structure of the Parras and La Popa basins, northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 84, p. 1603-1622.
- Macedo, J.M., Marshak, S., 1999. Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. *Geological Society of America Bulletin*, v.111, p. 1808-1822.
- Mahon K. I., 1996. The New “York” regression: application of an improved statistical method to geochemistry. *International Geology Reviews*, v.38, p.293–303.
- Marrett, R., Aranda-García, M., 1999. Structure and kinematic development of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, Mexico, *en*: Wilson, J.L. (Ed.), *Stratigraphic and Structure of the Jurassic and Cretaceous Platform and Basin Systems of the Sierra Madre Oriental: A Field Book and Related Papers*. South Texas Geological Society, American Association of Petroleum Geologists and SEPM, Annual Meeting, p. 69-98.
- McDowell, F., Mauger, R., 1994. K-Ar and U-Pb zircon chronology of Late Cretaceous and Tertiary magmatism in central Chihuahua state, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 106(1), p. 118-132.
- McDowell, F., Roldán-Quintana, J., Connelly, J., 2001. Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v.113, pp. 521-531.
- McClay, K. R., Price, N. J., (eds), 1981. *Thrust and nappe tectonics*. Publicación especial de la Geological Society of London, 539 p.
- McClay, K. R., 1992. *Thrust tectonics*. Chapman and Hall. Londres.
- McMillan, N.J., 2004, Magmatic record of Laramide subduction and the transition to Tertiary extension: Upper Cretaceous through Eocene igneous rocks of New Mexico, *en* Mack, G.H., and Giles, K.A., eds., *The geology of New Mexico: A geologic history*. New Mexico Geological Society Special Publication, v. 11, p. 249–270.
- McKee, J. W., Jones, N. W., Long, L. E., 1990. Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v.102, p. 593-614.
- Merriam, Richard, Eells, J. L., 1979. Reconnaissance geologic map of the Caborca quadrangle, Sonora, Mexico. *Universidad de Sonora, Departamento de Geología Boletín*, v.1, p. 87-94, escala 1:250,000.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Mitra, S., Fisher, G. W., 1992. Structural geology of folds and thrust belts. Impreso por la Universidad John Hopkins, Baltimore.
- Michalzik, D., Schumann, D., 1994. Lithofacies relations and palaeoecology of a Late Jurassic to Early Cretaceous fan delta to shelf depositional system in the Sierra Madre Oriental of north-east Mexico. *Sedimentology*, v.41, p.463–477.
- Mitra, G., Frost, B.R., 1981. Mechanisms of deformation within Laramide and Precambrian deformation zones in basement rocks of the Wind River Mountains. *University of Wyoming Contributions to Geology*, v. 19, p. 161–17.
- Mitra, G., 1997, Evolution of salients in a fold-and-thrust belt: the effects of sedimentary basin geometry, strain distribution and critical taper, *en* Sengupta, S., editor, *Evolution of geological structures in micro- to macro-scales*: London, Chapman and Hall, p. 59-90.
- Michalzik, D., 1988, Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko. University of Darmstadt, tesis doctoral, 247 p.
- Molina-Garza, R.S., Chávez-Cabello, G., Iriando, A., Porras-Vázquez, M.A., Terrazas-Calderón, G.D., 2008, Paleomagnetism, structure and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Cerro Mercado pluton, Coahuila: Implications for the timing of the Laramide orogeny in northern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, p. 284-301
- Monger, J. W. H., Price, R. A., 1979, Geodynamic evolution of the Canadian Cordillera—progress and problems: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 16, p. 770-791.
- Moreno-Bedmar, J. A., Manzo-Barragán, R., Company-Sempere, M., 2013. Aptian (lower Cretaceous) ammonite biostratigraphy of the Francisco Zarco Dam stratigraphic section (Durango State, northeast Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 42, p. 150-158.
- Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alba-Aldave, L., HernándezBernal, M. S., Macias-Romo, C., Martínez-Serrano, Schaaf, P., Silva-Romo, G., 2000. Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, V. LIII, p. 27-57.
- Morton-Bermea, O., 1990. Zur Petrologie des Alkaligesteins–Intrusivkomplexes der Sierra de Picachos (Nuevo Leon, Mexiko). Karlsruhe, Alemania, Universität Karlsruhe. Tesis de diploma, 114 p.
- Morton-Bermea, O., 1995. Petrologie, Mineralogie und Geochemie des Alkali–Intrusivkomplexes von Monclova–Candela (Mexiko). Hamburgo, Alemania, Universität Hamburg. Tesis doctoral, 100 p.
- Moreno-Bedmar, J.A., Barragán Manzo, R., Company Sempere, M., Bulot, L.G., 2013, Aptian (lower Cretaceous) ammonite biostratigraphy of the Francisco Zarco Dam stratigraphic section (Durango State, northeast Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 42, p. 150–158.
- Moore, D.M. and Reynolds, R.C., Jr., 1997. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Impreso por la Oxford University, Oxford, 378 p.

- Murray, G.E., Boyd, D., Wolleben, J., Wilson, J., 1960. Late Cretaceous fossil locality eastern Parras Basin, Coahuila, México. *Journal of Paleontology*, v.34, p. 368-373.
- Mutschler, F. E., Larson, E. E., and Bruce, R. M., 1988. Laramide and younger magmatism in Colorado: New petrologic and tectonic variations on old themes: *Colorado School of Mines Quarterly*, v. 82, no. 4, p. 1-47.
- Mortensen, J. K., Hall, B. V., Bissig, T., Friedman, R. M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D. A., Ross, K. V., y Gabites J. E. 2008. Age and paleotectonic setting of volcanogenic massive sulphide deposits in the Guerrero terrane of Central Mexico: constraints from U-Pb age and Pb isotope studies. *Economic Geology*, v. 103, p. 117–40.
- Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J.D., Storey, C., Jeffries, T.E., 2007. Provenance of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: Detrital zircon U-Pb age constraints and implication for the Paleozoic paleogeography of the Rheic Ocean, en: Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P., Zulauf, G. (eds.), *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*. Geological Society of America Special Paper 423, p. 453-464.
- Nemkin, S. R., Chávez-Cabello, G., Fitz-Díaz, E., van der Pluijm, B., Van Der Voo, R., 2017. Remagnetization in the Monterrey Salient (NE Mexico) and regional tecto-magnetic events in the Mexican Fold-Thrust Belt. *Tectonophysics*, en prensa.
- Ocampo-Díaz Y.Z.E., Pinzón-Sotelo, M.P, Chávez-Cabello, G., Ramírez-Díaz, A., Martínez-Paco, Margarita, Velasco-Tapia, F., Guerrero-Suástegui, M., Barboza-Gudiño, J.R., 2016. Propuesta nomenclatural y análisis de procedencia de la Formación Concepción del Oro (antes Formación Caracol): implicaciones sobre la evolución tectónica del sur de Norteamérica durante el Cretácico Tardío. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 33, no. 1, p. 3-33.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Jenchen, U., Guerrero-Suategui, M., 2008. Facies y sistemas de depósito del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.25, p.438-464.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Guerrero-Suástegui, M., Jenchen, U., 2012, Petrografía y procedencia del miembro arenoso galeana (Formación Taraises, Valanginiano-Hauteriviano Temprano), Sierra Madre Oriental, NE México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 64, p. 335-352.
- Oivanki, S.M., 1974. Paleodepositional environments in the Upper Jurassic Zuloaga Formation (Smackover), northeastern Mexico. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, v. 24, p. 258-278.
- Omar, G.I., Lutz, T.M., Giegengack, R., 1994. Apatite fission-track evidence for Laramide and post-Laramide uplift and anomalous thermal regime at the Beartooth overthrust, Montana–Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, v.106, p. 74–85.
- Omaña-Pulido, M.L., 2012. Bioestratigrafía, Paleoecología y Paleobiogeografía del Cretácico superior con base en foraminíferos de la parte occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, México. Tesis doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México, 198 p.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ortíz-Hernández, L. E., Chiodi, M., Lapiere, H., Monod, O., y Calvet, P. 1992. El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato-características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas, implicaciones geodinámicas. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista. v. 9, p. 126–145.
- 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, Tesis doctoral, 217 p.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1985, Las Estructuras de la curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Revista, v. 6, p. 1-20.
- Palacios-García, N. B. y Martini, M. 2014. From back-arc rifting to arc accretion: the Late Jurassic–Early Cretaceous evolution of the Guerrero terrane recorded by a major provenance change in sandstones from the Sierra de los Cuarzos area, central Mexico. *International Geology Review*. v. 56, p.1377-1394.
- Pana, D.I., van der Pluijm, B.A., 2015. Orogenic pulses in the Alberta Rocky Mountains: radiometric dating of major faults and comparison with the regional tectonostratigraphic record. *Geological Society of America Bulletin*, v.127, p.480–502.
- Paulsen, T., Marshak, S., 1999. Origin of the Uinta Recess, Sevier fold-thrust belt, Utah; influence of basin architecture on fold-thrust belt geometry. *Tectonophysics*, v. 312, p. 203-216.
- Parrish, R.R., Noble S.R., 2003. Zircon U–Th–Pb geochronology by isotope dilution-Thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS), en: Hanchar JM and Hoskin PWO (eds.) *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 53, pp. 183–213. Washington, DC: Mineralogical Society of America.
- Perrilliat, M. C., Vega, F., Corona, R. 2000. Early Maastrichtian mollusca from the Mexcala Formation of the State of Guerrero, southern Mexico. *Journal of Paleontology*, v.74, p.7-24.
- Peterson, J. A., 1985. Petroleum geology and resources of Northeastern Mexico. US Geological Survey, circular No. 943, 30 p.
- Pinzón-Sotelo, M., 2012. Análisis sedimentológico y petrográfico de la formación caracol (cretácico tardío), Sierra Madre Oriental, NE de Zacatecas. Tesis de Maestría, 125 p.
- Pinet, N., Tembray, A., 2009. Structural analysis of the Velardeña mining district, Mexico: a faulted Au–Ag-rich hydrothermal system. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 46, p. 123-138.
- Picha, F.K., 1996. Exploring for hydrocarbons under thrust belts; a challenging new frontier in the Carpathians and elsewhere. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 80, p. 1547-1564.
- Peacor, D.R., Bauluz, B., Dong, H., Tillick, D., and Yan, Y., 2002. Transmission and analytical electron microscopy evidence for high Mg contents of 1M illite: Absence of 1M polytypism in normal prograde diagenetic sequences of pelitic rocks. *Clays and Clay Minerals*, v.50, p. 757-765.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Pérez-Segura, E., González-Partida, E., Valencia, V.A., 2009. Late Cretaceous adakite magmatism in east-central Sonora, Mexico, and its relation to Cu-Zn-Ni-Co skarns. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.26, p.411-427.
- Pevear, D. R., 1999. Illite and hydrocarbon exploration. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v.96, p. 3440-346.
- Peyton, S.L., Reiners, W., Carrapa, B., DeCelles, G., 2012. Low-temperature thermochronology of the northern Rocky Mountains, Western U.S.A. *American Journal of Science*, v.312, p.145–212.
- Poblet, J., Lisle R. J., 2011. Kinematic evolution and structural styles of fold and thrust belts. *Publicación especial de la Geological Society of London*, no. 349, 249 p.
- Porras-Múzquiz, H. G., Lehman, T., 2011. A ceratopsian horncore from the Olmos Formation (early Maastrichtian) near Múzquiz, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 28, no. 2, p. 262-266.
- Pubellier, M., Rangin, C., Rascón, B., Chorowicz, J., Bellon, H., 1995. Cenomanian thrust tectonics in the Sahuaripa region, Sonora: implications about northwestern megashears, en Jacques-Ayala, C., González-León, C.M., Roldán-Quintana, J. (eds.), *Studies in the Mesozoic of Sonora and adjacent areas*. Geological Society of America Special Paper no. 301, p. 111-120.
- Reiners, P. W., 2005. Zircon (U-Th)/He thermochronometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 58, p.151–179.
- Reynolds RC, Jr., 1963. Potassium-rubidium ratios and polytypism in illites and microclines from the clay size fractions of proterozoic carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.27, p.1097-1112.
- Rivera-Sylva, H. E., Frey, E., Stinnesbeck, W., Guzmán-Gutiérrez, J. R., González-González, A. H., 2017. Mexican ceratopsids: considerations on their diversity and biogeography. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 75, p. 66-73.
- Ramsay, J. G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. New York, EUA, McGraw-Hill.
- Ramírez-Díaz, 2012. Estudio geológico-estructural del anticlinal la Caja (área Bonanza - Providencia), Sierra Madre Oriental, Ne de Zacatecas. Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 157 p.
- Ramírez-Peña, C. F., Chávez-Cabello, G., 2017. Age and evolution of thin-skinned deformation in Zacatecas, Mexico: Sevier orogeny evidence in the Mexican Fold Thrust Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 76, p. 101-114.
- Reid, M. R, Coath, C. D, 2000. In situ U–Pb ages of zircons from the Bishop Tuff: No evidence for long crystal residence times. *Geology*, v. 28, p.443-446.
- Robinson, G. D., Klepper, M. R., Obradovich, J. D., 1968. Overlapping plutonism, volcanism, and tectonism in the Boulder batholith region, western Montana *en* Coats, R. R., Hay, R. L., Anderson, C. A., (eds.), *Studies in volcanology*. Geological Society of America Memoir 116, p. 557–576.

- Rogers, C.L., Vloten, V.R., Rivera, O.J., Tavera, A.E., Cserna, Z. De, 1963. Plutonic rocks of northern Zacatecas and adjacent areas, Mexico. *Boletín del Consejo de Recursos Naturales no Renovables*, v.61, p.7–10.
- Rogers, C. L., de Cserna, Z., van Vloten, R., Tavera Amezcua, E., Ojeda Rivera, J., 1961. Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí, México. *Consejo Recursos Naturales no Renovables* v. 56, 322 p.
- Rousset, D. and Clauer, N., 2003. Discrete clay diagenesis in a very low-permeable sequence constrained by an isotopic (K-Ar and Rb-Sr) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.145, p.182-198.
- Royse, F., Jr., Warner, M. A., Reese, D. L., 1975. Thrust belt structural geometry and related stratigraphic problems Wyoming-Idaho-northern Utah, *en* Bolyard, D. W., editor, *Deep drilling frontiers of the central Rocky Mountains*. Denver, Rocky Mountain Association of Geologists, p. 41–54.
- Ruíz-Cantú, S. A., Chávez-Cabello, G., Medina-Barrera, F., Alva-Niño, E., Chapa-Guerrero, J. R., 2017. Análisis geométrico y cinemático de pliegues relacionados a fallas en la Sierra Madre Oriental: Análogos de trampas de hidrocarburos en el Golfo de México. *Resumen*, Unión Geofísica Mexicana.
- Saleeby, J.B., 2003. Segmentation of the Laramide slab-evidence from the southern Sierra Nevada region. *Geological Society of America Bulletin*, v.15, p.655–668.
- Salinas-Prieto, J.C., Monod, O., Faure, M., 2000. Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, Special Issue, Geologic evolution of the Guerrero Terrane, western Mexico, v.13, p.389-402.
- Salvador, A., 1987. Late Triassic–Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.71, p.419–451.
- Sarmiento-Villagrana, A., Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Vidal-Solano, J. R., 2016. New age constraints on magmatism and metamorphism of the Western Sonobari Complex and their implications for an earliest Late Cretaceous orogeny on northwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 33, no. 2, p. 170-182.
- Scherremberg, A.F., Khon, B., Holcombe, R., Rosenbaum, G., 2016. Thermotectonic history of the Marañón Fold–Thrust Belt, Peru: Insights into mineralisation in an evolving orogeny. *Tectonophysics*, v. 667, p. 16-36.
- Schmidt, K.L., Paterson, S.R., 2002. A doubly-vergent fan structure in the Peninsular Ranges batholith: Transpression or local complex flow around a continental margin buttress?. *Tectonics*, v.21, 1050.
- Suter, M., 1987. Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 98, p. 249–264.

- Suter, M., 1984. Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 1387-1397.
- Suter, M., 1990, Hoja Tamazunchale 14Q-(5), con geología de la hoja Tamazunchale, estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí: UNAM, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie 1:100,000, 56 p.
- Scherrer, P., 1918. Bestimmung der Grösse und der inneren Struktur von Kolloidteilchen mittels Röntgenstrahlen. *Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen*, v. 26, p. 98-100.
- Schirmer, T. W., 1988, Structural analysis using thrust-fault hanging-wall sequence diagrams: Ogden duplex, Wasatch Range, Utah. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 72, p. 573-585.
- Schmidt, C.J., Smedes, H.W., and O'Neill, J.M., 1990. Syncompressional emplacement of the Boulder and Tobacco Root batholiths (Montana-USA) by pull-apart along old fault zones. *Geological Journal*, v. 25, p. 305-318.
- Shuster, M.W., Steidmann, J.R., 1987. Fluvial-sandstone architecture and thrust-induced subsidence, northern Green River basin, Wyoming. *Publicación especial de la Society for Sedimentary Geology*, no. 39, p. 279-285.
- Shen, W., Ritzwoller, M.H., Schulte-Pelkum, V., 2013. A 3-D model of the crust and uppermost mantle beneath the Central and Western US by joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion. *Journal of Geophysical Research*, v. 118, p. 262-276.
- Skipp, B., 1987, Basement thrust sheets in the Clearwater orogenic zone, central Idaho and western Montana: *Geology*, v. 15, p. 220-223.
- Smith, M. T., Dickinson, W. R., Gehrels, G. E., 1993, Contractional nature of Devonian-Mississippian Antler tectonism along the North American continental margin: *Geology*, v. 21, p. 21-24.
- Silver, L.T., Chappell, B.W., 1988. The Peninsular Ranges batholith: An insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America. *Royal Society of Edinburgh Transactions*, v. 79, p. 105-121.
- Smithson, S.B., Brewer, J.A., Kaufman, S., Oliver, J.E., Hurich, C.A., 1979. Structure of the Laramide Wind River uplift, Wyoming, from COCORP deep reflection data and from gravity data. *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 5955-5972.
- Solari LA, Ortega-Gutiérrez F, Elías-Herrera M, Schaaf P, Norman M, Torres de León R, Ortega-Obregón C, Chiquín M, Morán-Ical S., 2009. U-Pb zircon geochronology of Paleozoic units in Western and Central Guatemala: insights into the tectonic evolution of Middle America, en: James KH, Lorente MA, Pindell JL (eds.) *The origin and evolution of the Caribbean plate*, vol 328. *Geological Society of London, Special Publication*, p. 293-311

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Solé, J., Salinas, J.C., González-Torres, E., Cendejas Cruz, J.E., 2007. Edades K/Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del occidente, centro y sur de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24, núm. 1, p. 104-119.
- Solum, J.G., van der Pluijm, B.A., 2007. Reconstructing the Snake River–Hoback River Canyon section of the Wyoming thrust belt through direct dating of clay-rich fault rocks, en : Sears, J.W., Harms, T.A., Evenchick, C.A. (eds.), *Whence the Mountains? Inquiries into the Evolution of Orogenic Systems, a Volume in Honor of Raymond A. Price*. Geological Society of America Special Paper, v. 433, pp. 183–196.
- Sosa-Valdés, R., 2011. Geocronología U-Pb del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 117 p.
- Stone, D.S., 1995. Structure and kinematic genesis of the Quealy wrench duplex: transpressional reactivation of the Precambrian Cheyenne belt in the Laramie Basin, Wyoming. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.79, p. 1349–1375.
- Stewart, J.H., Blodgett, R.B., Boucot, A.J., Carter, J.L., Lopez, R., 1999. Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico, en: Ramos, V.A., Keppie, J.D. (eds.), *Laurentia–Gondwana connections before Pangea*. Geological Society of America Special Paper, no.336, p. 227–252.
- Tardy, M., 1972. Sobre la estratigrafía de la Sierra Madre Oriental en el Sector de Parras, Coahuila: distinción de las series Coahuilense y Parrense. *Sociedad Geológica Mexicana Boletín*, v. 33, p. 51-70.
- Tilling, R.I., Klepper, M.R., and Obradovich, J.D., 1968. K-Ar ages and time span of emplacement of the Boulder batholith, Montana. *American Journal of Science*, v. 266, p. 671–689.
- Tinker, S.W., 1982, Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Aptian La Peña Formation, northeast Mexico and south Texas, and depositional setting of the Aptian-Pearsall-La Peña Formations, Texas subsurface and northeast Mexico: *Why is there not another Fairway Field?*. University of Michigan, Ann Arbor, tesis de maestría, 80p.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., Grajales, J.M., 1999. Permo–Triassic continental arc in eastern México: Tectonic implications for reconstructions of southern North America, en: Bartolini, C., Wilson, J. L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North–Central Mexico*. Geological Society of America Special Paper, no.340, v.191–196.
- Torres-Sánchez, S. A., 2015. Implicaciones geodinámicas del complejo metamórfico paleozoico de la Sierra Madre Oriental en el Noreste de México. Tesis doctoral, Universidad Autónoma de Nuevo León, 236 p.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1992. Cartografía geológica 1:50,000 de la Hoja Charcas, Estado de San Luis Potosí. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 115.
- Travé, A., Labaume, P., Vergés, J., 2007. Fluid Systems in Foreland Fold-and-Thrust Belts: An Overview from the Southern Pyrenees. Travé, A., Labaume, P., Vergés, J., 2007. Fluid systems in foreland fold-and-thrust, *en: Lacombe, O., Lave, J., Roure, F., Vergés, J., Brun, J.P., Oncken,*

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- O., Weissert, H., Dullo, C. (eds.), Thrust Belts and Foreland Basins. From Fold Kinematics to Hydrocarbon Systems. Springer.
- Tweto, O., 1980. Summary of Laramide orogeny in Colorado. Rocky Mountain Association of Geologists, Denver, Colorado, p. 129-134.
- Valencia-Moreno, M., Iriondo, A., González-León, C., 2006. Temporal constrains on the eastward migration of the Late Cretaceous-early Tertiary magmatic arc of NW Mexico based on new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblende geochronology of granitic rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, v.22, p.22-38.
- Velde, B., 1965. Experimental determination of muscovite polymorph stabilities. *American Mineralogists*. v.50, p.436-449.
- Vega-Vera, F. J., Mitre-Salazar, L. M., Martínez-Hernández, E., 1989. Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Grupo Difunta (Cretácico superior-Terciario) en el Noreste de México. *Revista del Instituto de Geología de la UNAM*, v. 8, p.179-187.
- Vega-Vera, F.J., Perrilliat, M.C., 1989, La presencia del Eoceno marino en la cuenca de La Popa (Grupo Difunta), Nuevo León: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, v.8, p.67-70.
- Villareal-Fuentes, J., Levresse G., Nieto-Samaniego A.F., Corona-Esquivel R., 2014. New geological and geochronological data of the Placer de Guadalupe uplift, Mexico: a new piece of the Late Triassic-Jurassic Nazas Arc?. *International Geology Review*, v.56, p. 2000-2014.
- Villaseñor, A.B., Olóriz, F., González-Arreola, C., 2000. Recent advances in Upper Jurassic (Kimmeridgian-Tithonian) ammonite biostratigraphy of north-central Mexico based on recently collected ammonite assemblages. *Geological Research Forum*, v.6, p.249–262.
- Verdel, C., Niemi, N., van der Pluijm, B., 2011. Thermochronology of the Salt Spring fault: constraints on the evolution of the South Virgin-White Hills detachment system, Nevada and Arizona, USA. *Geosphere*, v.7, p.774-784.
- Van der Pluijm, B.A., Hall, C.M., Vrolijk, P.J., Pevear, D.R., y Covey, M.C., 2001. The dating of shallow faults in the Earth's crust. *Nature*, v. 412, p. 172-175.
- Viera-Décida, F., Ramírez-Fernández, J. A., Velasco-Tapia, F., Orozco-Esquivel, M. T., 2009. Relaciones petrogenéticas del magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. *Revista Ciencia UANL*, v. VII, no. 1, p. 8.
- Vrolijk, P., van der Pluijm, B., 1999. Clay gouge. *Journal of Structural Geology* 21, p.1039-1048.
- Walker, J. D., Burchfiel, B. C., Davis, G. A., 1995, New age controls on initiation and timing of foreland belt thrusting in the Clark Mountains, southern California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 742–750.
- Warr, L.N., y Rice, A.H.H., 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology*, v.12, p. 141-152.

- Weidie A.E., Wolleben, J.A., 1969. Upper Jurassic stratigraphic relation near Monterrey, Nuevo León, México. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 53, no. 12, p. 2418-2420.
- Weidie, A.E., Murray, G.E., 1967. Geology of the Parras Basin and adjacent areas of northeastern Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.51, p. 678-695.
- Weber, B., Cameron, K., Osorio, M., Schaaf, P., 2005. A Late Permian Tectonothermal Event in Grenville Crust of the Southern Maya Terrane: U-Pb Zircon Ages from the Chiapas Massif, Southeastern Mexico. *International Geology Review*, v. 47, p.509-529.
- Whipple, K., 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. *Nature Geoscience*, no. 2, p. 97-104.
- Wiltschko, D., Dorr, J.A., 1983. Timing of deformation in overthrust belt and foreland of Idaho, Wyoming and Utah. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.67, p.1304-1322.
- Wilde, S. A., Valley, J. W., Peck, W. H., Graham, C. M., 2001. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, v. 409, p.175-178.
- Wilson, J. L., Piali, G., 1977. A Lower Cretaceous shelf margin in northern Mexico, in Bebout, D. G., and Loucks, R. G., eds., *Cretaceous carbonates of Texas and Mexico*. University of Texas Bureau of Economic Geology Report of Investigations v. 89, p. 302-323.
- Wrucke, C. T., Stevens, C. H., Wooden, J. L., 1995. The Butte Valley and Layton Well thrusts of eastern California: distribution and regional significance. *Tectonics*, v. 14, p. 1165-1171.
- Ye, H., 1997. The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infilling of a recess along the southwestern North American continental margin, *en* Soegaard, K., Giles, K., Vega, F., Lawton, T. (eds.), *Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-early Tertiary Parras-La Popa foreland basin near Monterrey, Mexico*: Dallas, Texas, American Association of Petroleum Geologists, Field Trip 10, p.82-115.
- Yonkee, W.A., Weil, A.B., 2010. Reconstructing the kinematics of curved mountain belts: internal strain patterns in the Wyoming salient, Sevier thrust belt, U.S.A. *Geological Society of America Bulletin*, v.122, p. 24-49.
- Yonkee, W. A., Weil, A. B., 2015. Tectonic evolution of the Sevier and Laramide belts within the North American Cordillera orogenic system. *Earth Science Reviews*, v. 150, p. 531-593.
- Yonkee, W. A., 1992. Basement-cover relations, Sevier orogenic belt, northern Utah. *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 280-302.
- Zell, P., Beckmann, S., Stinnesbeck, W., Gote, M., 2015. Mollusks of the Upper Jurassic (upper Oxfordian-lower Kimmeridgian) shallow marine Minas Viejas Formation, northeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 62, p. 92-108.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Zell, P., Stinnesbeck, W., 2015. Kimmeridgian (Late Jurassic) cold-water idoceratids (Ammonoidea) from southern Coahuila, northeastern Mexico, associated with Boreal bivalves and belemnites. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.32, no.1, p.11-20.
- Zell, P., Stinnesbeck, W., Bekcmann, S., 2016. Late Jurassic aptychi from the La Caja Formation of northeastern Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 68, no. 3, p. 515-536.
- Zhou, Y., Murphy, M.A., Hamade, A., 2006. Structural development of the Peregrina-Huizachal Anticlinorium, Mexico. *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 494-507.

ANEXO I

Determinaciones isotópicas de las muestras analizadas por el método U-Pb en zircones.

ANEXO II

Mapa geológico-estructural del área de estudio. Para su elaboración se utilizó información colectada en campo, así como el análisis de imágenes satelitales de Google Earth, mapas geológicos base de escala 1:250 000 del Servicio Geológico Mexicano (cartas: G13-12, G14-7, G14-8, G14-10 y G14-11), información de la literatura (*p.ej.*, Rogers *et al.*, 1961; Weidie y Murray, 1967; Padilla y Sánchez, 1982; 1985; Vega-Vera *et al.*, 1989; Ramírez-Peña, 2011; Ramírez-Díaz, 2012; Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017).

Las localidades están marcadas con recuadros en color rosa, PF: Parras de la Fuente, Coahuila; S: Saltillo, Coahuila; CA: Caopas, Mazapil, Zacatecas; CO: Concepción del Oro, Zacatecas; Mty: Monterrey, Nuevo León; L: Linares, Nuevo León.

Los números y letras corresponden a localización de muestras fechadas por U-Pb en zircones y ^{40}Ar - ^{39}Ar en illita, respectivamente. 1: Complejo Intrusivo Pico de Teyra*, 2: Intrusivo Juan del Oro*, 3: Intrusivo Caopas*, 4: Intrusivo Santa Elena, 5: Formación Nazas-Rodeo*, 6: Formación Ahuichila, 7: Intrusivo Noche Buena, 8: Complejo Intrusivo Santa Rosa, 9: Intrusivo Providencia, 10: Intrusivo Concepción del Oro, 11: Andesita, 12: Intrusivo Rocamontes, 13: Intrusivo Matehuapil, 14: Intrusivo Saltillito, 15.- Intrusivo El Peñuelo. A: Anticlinal San Miguel (MSM-1), B: Anticlinal Guadalupe Mitras (MGM-1), C: Cabalgadura La Catana (LCT), D: Anticlinal Los Muertos, E: Anticlinal Los Nuncios (ALN), F: Anticlinal Clavelillas (AC), G: Cabalgadura Rayones (RT), H: Cabalgadura Santa Rosa (SRT). Las muestras con (*) fueron también fechadas por U-Th-He en apatito y/o zircón. De las edades U-Pb: 7, 8, 9, 10, 13 y 14 fueron reportadas por Sosa-Valdés (2011); 12 por Delgado-García y Morales-Acosta (2010); mientras que 1 y 15, fueron reportadas en el artículo generado sobre este trabajo de tesis (Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017).

ANEXO III

Secciones geológicas donde se muestran las estructuras principales que afloran en el área de estudio. Ver localización en ANEXO II. Cada inciso colocado para el ANEXO III en el escrito corresponde con la clave de sección (*p.ej.*, IIIa, es para la sección A-A)

ANEXO IV

Secciones geológicas donde se muestran las estructuras principales que afloran en el área del Bloque de Concepción del Oro.

ANEXO V

- a) Difractogramas donde se ilustra la cantidad de illita $2M_1$ interpretada para cada una de las muestras analizadas en este estudio. Los patrones en color negro corresponden a las muestras analizadas, mientras que los de color rojo son el resultado de la mezcla de los estándares.
- b) Patrones de desgasificación de las muestras ALM, ALN y AC, reportados por Fitz-Díaz *et al.* (2016).