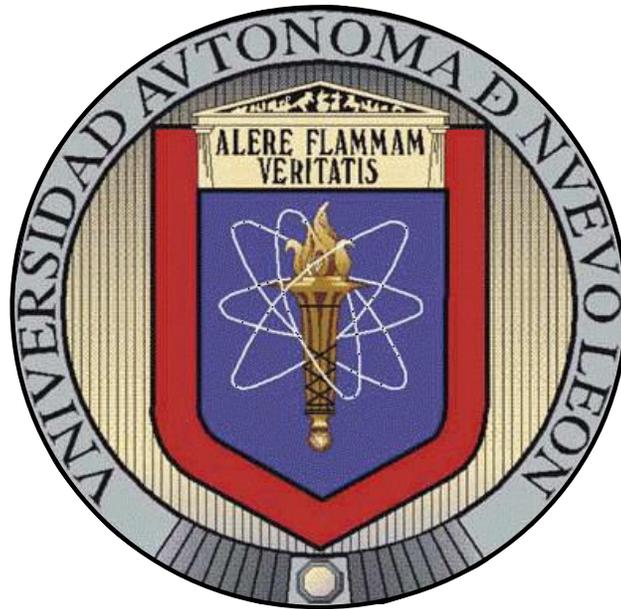


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA ZONA NORTE DEL BLOQUE DE
SAN JULIÁN, ZACATECAS MÉXICO**

T E S I S

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLOGICAS

PRESENTA

RAFAEL GUERRA ROEL

LINARES, NUEVO LEÓN

JUNIO DE 2019



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



La tesis

**ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA PARTE NORTE DEL BLOQUE DE
SAN JULIAN ZACATECAS, MEXICO**

que presenta

RAFAEL GUERRA ROEL

ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLOGICAS

Vo. Bo.

COMITÉ DE REVISIÓN DE TESIS

Dr. Gabriel Chávez Cabello

Dr. Cesar Francisco Ramírez Peña

Dr. Elizabeth Chacón Baca

LINARES, N. L.

JUNIO DE 2019

CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS	i
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE TABLAS	xii
RESUMEN	xiii
ABSTRACT	xiii

CAPITULO I

Generalidades

1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	2
1.3 TRABAJOS PREVIOS	3
1.4 JUSTIFICACIÓN.....	4
1.5 HIPOTESIS.....	5
1.6 OBJETIVOS.....	6
1.7 METODOLOGÍA.....	7

CAPITULO II

Geología Regional

2.1 INTRODUCCIÓN: Cinturón Orogénico Cordillerano de Norteamérica.....	9
2.2 CINTURÓN DE PLIEGUES Y CABALGADURAS SEVIER	11
2.2.1 Estilo y Edad de la Deformación Sevier.....	11
2.2.2 Magmatismo Sevier	14
2.3 CINTURÓN LARAMIDE	15
2.3.1 Estilo y Edad de la Deformación Laramide.....	15
2.3.2 Magmatismo Laramide	17
2.4 EL ORÓGENO MEXICANO.....	18
2.4.1 Súper Terreno Guerrero	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	25

CAPITULO III

Marco Geológico Local

3.1 INTRODUCCIÓN: El Bloque de San Julián	27
3.2 ROCAS JURÁSICAS DEL BASAMENTO	30
3.2.1 Volcanoclasticas, Intrusivas y Lechos Rojos de las Formaciones Rodeo-Nazas, Caopas y la Joya	30
3.3 COBERTURA JURÁSICO-CRETÁCICO DE LA CUENCA MESOZOICA DEL CENTRO DE MÉXICO.....	37
3.4 CONGLOMERADO POLIMÍCTICO DEL PALEOCENO (Fm. Ahuichila)	45
3.5 ESTRUCTURA DEL BLOQUE DE SAN JULIÁN	48

CAPITULO IV

Análisis Estructural

4.1 INTRODUCCIÓN	50
4.2 ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS PRINCIPALES	52
4.3 ESTRUCTURAS DE PIEL DELGADA.....	53
4.3.1 Superficie de Despegue Regional.....	53
4.3.2 Anticlinal Norias Norte.....	56
4.3.3 Anticlinal Norias Sur	57
4.3.4 Anticlinal San Miguel	59
4.3.5 Anticlinal Santa Elena Norte	60
4.3.6 Anticlinal Santa Elena Sur.....	62
4.4 ESTRUCTURAS DE PIEL GRUESA	63
4.4.1 Falla Norias.....	63
4.4.2 Falla Rodeo	69
4.4.3 Falla Los Indios	72
4.4.4 Lineamiento Caopas	74
4.4.5 Anticlinal Ahuichila	74
4.4.6 Drape Folds y otras estructuras asociadas a la exhumación del bloque.....	76

4.5 PLUTONES Y SU RELACIÓN TECTÓNICA	76
4.5.1 Pico de Teyra	76
4.5.2 Intrusivo Santa Elena	78
4.5.3 Intrusivo Juan del Oro	78
CAPITULO V	
Discusión	
5.1 INTRODUCCIÓN	80
5.2 SUPERFICIE DE DESPEGUE REGIONAL	80
5.3 FALLAS DE BASAMENTO, DEFORMACIÓN DE PIEL GRUESA Y	
OTRAS ESTRUCTURAS	90
5.4 MODELO DE EVOLUCIÓN GEOLÓGICA	91
CAPITULO VI	
Conclusiones y Recomendaciones	93
BIBLOGRAFÍA	95
ANEXOS	113

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1.-** Localización del área de estudio. Imagen satelital tomada de Bing 3
- Figura 2.1.-** Distribución geográfica de las principales provincias que componen el COCN y su terminación sur en México. Los cinturones de Chihuahua y Coahuila en conjunto con el cinturón de la Sierra Madre Oriental componen el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Campa, 1985; Coney y Evenchick, 1994) .10
- Figura 2.2.-** La imagen muestra una sección geológica de oeste a este entre los estados de Utah y Wyoming E.U.A. donde se aprecian pliegues y cabalgaduras por encima de un decollement regional en este caso es por encima del basamento paleoproterozoico. Este estilo de deformación es clásico para el cinturón Sevier. (Tomado de Yonkee y Weil 2015) 12
- Figura 2.3.-** La imagen muestra una sección geológica a través de la cuenca y el alto de Wind River en la provincia Laramide en Wyoming, se observa como fallas inversas exhumando bloques del basamento cristalino Arqueano (Tomado de Yonkee y Weil 2015)..... 16
- Figura 2.4.-** Distribución geográfica de las principales provincias fisiográficas que comprenden al Orógeno Mexicano, (Modificado de (Fitz-Diaz et al., 2017 y Google Earth) 19
- Figura 3.1.-** Columna estratigráfica del bloque de San Julián mostrando dos inconformidades (Modificado de Ramírez-Peña y Chávez-Cabello 2017)..... 29
- Figura 3.2.-** (a) Afloramiento del esquistos Rodeo donde se puede apreciar al menos 2 foliaciones. (b) Kink Bands de la S2 (c) Tectonitas tipo L. (d) Proyección estereográfica de la foliación S1 en el esquistos Rodeo 31
- Figura 3.3.-** (a) Afloramiento del contacto entre la Fm. Rodeo Nazas y el intrusivo Caopas. (b) Acercamiento del contacto anterior. (c) Lamina delgada del intrusivo Caopas(d) acercamiento a una Plagioclasa deformada. Qz = Cuarzo, Plg =Plagioclasa 32
- Figura 3.4.-** Formación La Boca del Jurásico medio superior. a) Se observan clastos de rocas volcánicas y esquistos. b) Esta unidad en algunos lugares se presenta foliada c) fotografía de un afloramiento de la Fm. La Joya con una granulometría significativamente menor de limos y arcillas 35
- Figura 3.5.-** a) afloramiento de la Fm. Zuloaga donde se observan estratos basculados. b) y c) fotografías de Nerineas sp. 39

- Figura 3.6.-** a) Fotografía panorámica de los contactos superior e inferior de la Fm. La Caja con la Fm. Zuloaga y Taraises respectivamente. b) fotografía del afloramiento de la Fm. La Caja donde se muestra una concreción que posiblemente contenga fósiles de amonoides..... **39**
- Figura 3.7.-** a) Fotografía de afloramiento del contacto entre las unidades Tamaulipas Inferior y La Peña con una brújula brunton como escala. b) Acercamiento a los estratos de la Fm. La Peña mostrando las impresiones de dos amonites indeterminados **40**
- Figura 3.8.-** Fotografías de la Fm. Cuesta del Cura a) Estratos verticales con intercalaciones de caliza, arcilla y estratos ondulantes de pedernal. b) se nota una brecha sedimentaria entre la misma estratificación de esta unidad. c) estructuras sigmoidales dentro de la unidad. d) brecha sedimentaria bien desarrollada con una matriz calcárea y clastos pertenecientes a la misma formación..... **42**
- Figura 3.9.-** Fotografías de afloramientos de las formaciones a) Indidura con estratos finos intercalados de caliza, lutita arenosa y pedernal. b) Concepción del Oro con estratos de lutita y arenisca. c) Parras con laminaciones de lutitas y limolitas **44**
- Figura 3.10.-** Discordancia angular entre los estratos de la Formación Concepción del Oro (líneas amarillas) y Ahuichila (líneas rojas) **46**
- Figura 3.11.-** Afloramientos de la Fm. Ahuichila en la zona de estudio. a) Conglomerado polimíctico. b) Dentro de los clastos que contiene esta unidad se encuentran calizas, areniscas, pedernal, lechos rojos y del basamento en un orden gradado. c) afloramiento de tobas dentro de la unidad, en muestra de mano estas tobas muestran fragmentos de de hasta 1 cm de vidrio volcánico. d) Intercalación de estratos de Lutitas limolitas y areniscas en una secuencia granodecreciente hacia los niveles medios de la unidad para posteriormente tornarse granocreciente hacia la parte superior de la unidad **47**
- Figura 3.12.-** Mapa geológico Estructural del Bloque de San Julián donde se muestran las principales estructuras **49**
- Figura 4.1.-** Mapa geológico-satelital general del área de estudio mostrando las principales fallas entre otras estructuras **51**
- Figura 4.2.-** a) Esquisto rodeo con presencia de la foliación S1 y S2. b) Red estereográfica mostrando la foliación S1 verde, S2 Rojo **54**
- Figura 4.3.-** Proyección estereográfica para las foliaciones S1(verde) y S2 (Rojo) para la superficie de despegue en el Bloque Caopas..... **55**
- Figura 4.4.-** Redes estereográficas que muestran la lineación mineral general. a) Sub-bloque Caopas. b) Sub-bloque Rodeo. c) fotografía del esquisto rodeo que muestra lineación mineral **55**

Figura 4.5.- Red estereográfica del Pliegue Norias Norte.....	56
Figura 4.6.- Imagen satelital y mapa geológico del Anticlinal Norias Norte. En amarillo se muestra la estratificación aparente y en rosa presenta el eje del anticlinal	57
Figura 4.7.- Red estereográfica del Anticlinal Norias Sur	58
Figura 4.8.- Imagen satelital y mapa geológico del Pliegue Norias Sur, en amarillo se muestra la estratificación aparente y en rosa muestra el eje del anticlinal	58
Figura 4.9.- Red estereográfica del Anticlinal San Miguel	59
Figura 4.10.- Imagen satelital y mapa geológico del Pliegue San Miguel, en amarillo se muestra la estratificación aparente y en rosa muestra el eje del anticlinal	60
Figura 4.11.- Red estereográfica del Anticlinal Sata Elena Norte	61
Figura 4.12.- Imagen satelital y mapa geológico del Pliegue Santa Elena Norte, en amarillo se muestra la estratificación aparente y en rosa muestra el eje del anticlinal.....	61
Figura 4.13.- Red estereográfica del anticlinal Santa Elena Sur	62
Figura 4.14.- Imagen satelital y mapa geológico del Pliegue Santa Elena Sur, en amarillo se muestra la estratificación aparente y en rosa muestra el eje del anticlinal.....	63
Figura 4.15.- Mapa geológico donde se muestra la traza de la Falla Norias.....	65
Figura 4.16.- Fotografías de diferentes afloramientos de la segunda falla de Norias la cual presenta una roca de falla que en ocasiones se presenta como una milonita a) y b). y en otros afloramientos como una brecha de falla con recristalización y posibles eventos de hidrotermalismo. Imagen inferior muestra una fotografía panorámica de la traza de la Falla Norias	66
Figura 4.17.- Fotografía de estructuras plegadas en uno de los cañones entre el anticlinal Norias Sur y San Miguel, la flecha superior muestra la dirección del eje beta del pliegue drape. Flecha inferior muestra la dirección del eje beta de un sinclinal continuo.....	68
Figura 4.18.- a) Falla sintética de la falla principal inferida como falla normal. b) falla continua muy similar a la falla sintética. c) Acercamiento del plano de falla que muestra una brecha tectónica como roca de falla	69
Figura 4.19.- Falla Rodeo mostrando pseudotaquilita y/o Hematita Especular a) Traza de la falla. b) Plano de falla lateral derecha y una falla sintética lateral derecha....	71
Figura 4.20.- Falla Inversa con un acercamiento a un indicador cinemático de libros volcados	72

- Figura 4.21.-** a) mapa geológico que muestra la traza de la falla Los Indios a lo largo del Bloque de San Julián. b) Fotografía que muestra el contacto tectónico entre el esquisto Rodeo del Jurásico y a la Fm. Ahuichila del Plioceno la diferencia de relieve se da debido a la competencia física de los materiales al intempresimo. c) Fotografía que muestra la zona de cizalla entre estas dos unidades la cual deja como evidencia del movimiento una roca de falla de cataclasita 73
- Figura 4.22.-** Red estereográfica del Sinclinal de la Formación Ahuichila..... 75
- Figura 4.23.-** Imagen satelital y mapa Geológico del Sinclinal de la Formación Ahuichila.... 75
- Figura 4.24.-** Fotografía de una estructura de Sinclinal en la Fm. Cuesta del Cura..... 76
- Figura 5.1.-** Imagen de una superficie o nivel de despegue que separa una secuencia Superior con un acortamiento horizontal distinto del inferior; la capa gris funciona como lubricante para el despegue de la secuencia superior respecto a la inferior (Burchfiel et al., 1982) 81
- Figura 5.2.-** Imagen que ilustra al esquisto de la Formación Rodeo deformado dúctilmente con estructuras S-C, e intrusionado por el intrusivo de Caopas, como partes de una superficie o zona cizallada inferior, sobreyacidos por la Formación Nazas de origen volcánico, no cizallada o con escasa cizalla, la cual a su vez está sobreyacida por la Formación La Boca-La Joya y Zuloaga que muestran una deformación muy distinta a la de la secuencia Nazas, definiendo así una deformación de cobertura clásica 82
- Figura 5.3.-** Sección geológica de la parte norte del Bloque San Julián que muestra una serie abundante de sills intercalados con el esquisto Rodeo, los cuales fueron generados por el emplazamiento del intrusivo de Caopas. Sección A-A´ donde se muestra las fallas principales que funcionaron como mecanismo de exhumación para el Bloque de San Julián, se muestra una estructura de Pop-Up para el Sub-bloque Rodeo y una estructura lacolítica para el Intrusivo Caopas..... 83
- Figura 5.4.-** Mapa geológico del norte del Bloque de San Julián que muestra las redes de Schmidth que sintetizan los valores de la foliación para el Sub-Bloque Caopas (izquierda) y para el Sub-Bloque Rodeo (derecha) 85
- Figura 5.5.-** Fotografía de campo que muestra estructuras S-C de la superficie de despegue regional aflorando entre los Ejidos de Rodeo y San Miguel al oriente del Bloque de San Julián 86
- Figura 5.6.-** Mapa geológico del norte del Bloque de San Julián que muestra las redes de Schmidth que muestran las direcciones de las lineaciones minerales documentadas en los Sub-bloques Caopas y Rodeo en la parte norte del Bloque San Julián 87

- Figura 5.7.-** Modelo que explica la ocurrencia de dos direcciones de lineación en la parte norte del Bloque de San Julián, producto del despegue y transporte progresivo de los pliegues de cobertura. a) Pliegues de despegue de la cobertura jurásica-cretácica, b) Pliegues de cobertura transportados para generar el Arco de Concepción del Oro, c) Área de bloques de basamento invertidos en el Bloque de San Julián, d) Exhumación de un sector del basamento donde ocurre cambio de la dirección del transporte tectónico de los pliegues y, d) Mapa geológico-estructural de la parte norte del Bloque de San Julián con redes de Schmithth indicando direcciones de lineación en el Sub-Bloque Caopas y Sub-Bloque Rodeo..... **89**
- Figura 5.8.-** Sección Geológica B-B'. esta sección muestra el carácter trishear de la Falla Norias y su relación perpendicular con los pliegues del borde en este caso el Anticlinal de San Miguel y la influencia que tuvo en los estratos de la Fm. Zuloaga al generar estructuras de tipo Drape Fold con ejes de pliegue paralelos a la traza principal del sistema de fallas Norias. Norias además del carácter discordante de la Fm. Ahuichila..... **90**
- Figura 5.9.-** Modelo de la Evolución Geológica para el Bloque de San Julián..... **92**

LISTA DE TABLAS

Tabla 3.1.- Correlación de las diferentes unidades del Jurásico en el Norte de México. Se resalta en rojo el área de estudio.....	36
--	-----------

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

Los orógenos son estructuras de gran relieve sobre la corteza terrestre que se caracterizan por ser una evidencia de la dinámica de las placas a lo largo de la historia de la tierra. Los modelos clásicos de orógenos ejemplifican el final del ciclo de Wilson. Por lo tanto, se infiere que la Orogénesis o el nacimiento de las montañas en el planeta se da al final del cierre de los océanos al ocurrir la colisión entre dos continentes, un buen ejemplo de esto es la cadena montañosa de los Himalaya. Por otro lado, están los cinturones orogénicos cordilleranos los cuales se desarrollan en lugares donde se tiene un ambiente de subducción activo en los márgenes de placas convergentes en donde por lo general el metamorfismo, el engrosamiento de la corteza continental y un cinturón de pliegues y cabalgaduras (CPC) localizado en la parte más alejada de la trinchera son las principales características presentes. Los CPC se localizan en muchas partes del mundo, prácticamente suceden en donde alguna capa de la corteza superior, sufre acortamiento horizontal significativo, generando pliegues y fallas relacionados con cabalgaduras sin sobrepasar las condiciones de metamorfismo de bajo grado. Los CPC involucran principalmente a litologías que se sedimentaron en cuencas de antepaís. Gran parte del territorio mexicano está situado por uno de estos cinturones. El cual resembra una gran similitud con el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Sevier/Laramide en U.S.A. más comúnmente conocida como las Montañas Rocallosas. El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano fue descrito por Campa y Coney en 1983 como una provincia morfológica estructural semi-continua la cual se formó debido a esfuerzos compresivos durante la Orogenia Laramide. En la parte central oeste de este cinturón se encuentra el área de estudio. Una zona con una compleja historia geológica la cual se sospecha fue afectada por lo menos, por dos eventos compresivos (Laramide y Sevier) al igual que en su contraparte del norte, la Cordillera Norteamericana (Yonke and Weil 2015).

El presente trabajo consistió en una cartografía geológica y análisis estructural de la parte norte del Bloque de San Julián ubicado en el norte del Estado de Zacatecas. El propósito de este trabajo fue caracterizar los estilos de deformación que afectaron esta zona, y establecer las direcciones de transporte tectónico utilizando como base el análisis estructural de fallas, pliegues, foliaciones etc. así como el análisis microestructural complementario. Dicha cartografía se basó en una interpretación fotogeología usando imágenes de Google Earth® y Bing®. Además, se tomaron muestras de las distintas litologías de las cuales se elaboraron laminas delgadas y se les hizo un análisis microestructural bajo el microscopio de luz polarizada para definir direcciones de transporte en base a la deformación interna.

1.2 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

Geográficamente el área de interés está localizada en el municipio de Mazapil, Zacatecas a 50 km al NW de la cabecera municipal (Figura 1). Al área de estudio se puede llegar partiendo desde la ciudad de Saltillo Coahuila hacia el sur transitando por la carretera Federal No. 54 por aproximadamente 120km para después tomar la carretera estatal no. 14 con rumbo hacia Mazapil Zacatecas durante 25km. Posteriormente se toma la carretera estatal No.12 Nieves-Mazapil-Concepción del oro que comunica la cabecera municipal de Mazapil con el Ejido Caopas, se viaja en dirección al oeste aproximadamente 45 km hasta el Ejido Tecolotes; en esta comunidad la carretera gira hacia el NW hasta llegar a Caopas después de avanzar 27 km adicionales. A partir del Ejido Caopas se toma una terracería hacia el norte y después de avanzar 10 km se llega al Ejido El Rodeo, el cual representa el límite sur del área de estudio. La terracería continúa hacia el NE hasta alcanzar el Ejido de San Jerónimo-Norias después de avanzar 25 km (Figura 1).

El área de estudio se encuentra en la parte más al norte del estado de Zacatecas. En las coordenadas geográficas 25°0'26" N 102°18'54" W, 25°0'23" N 102°4'6" W, 24°49'46" N, 102°18'54" W y 24°49'46" N, 102°4'6" W la cual comprende a las comunidades de Rodeo, Nuevo Los Indios, y San Miguel (Las Norias) pertenecientes al municipio de Mazapil Zacatecas (Figura 1.1).

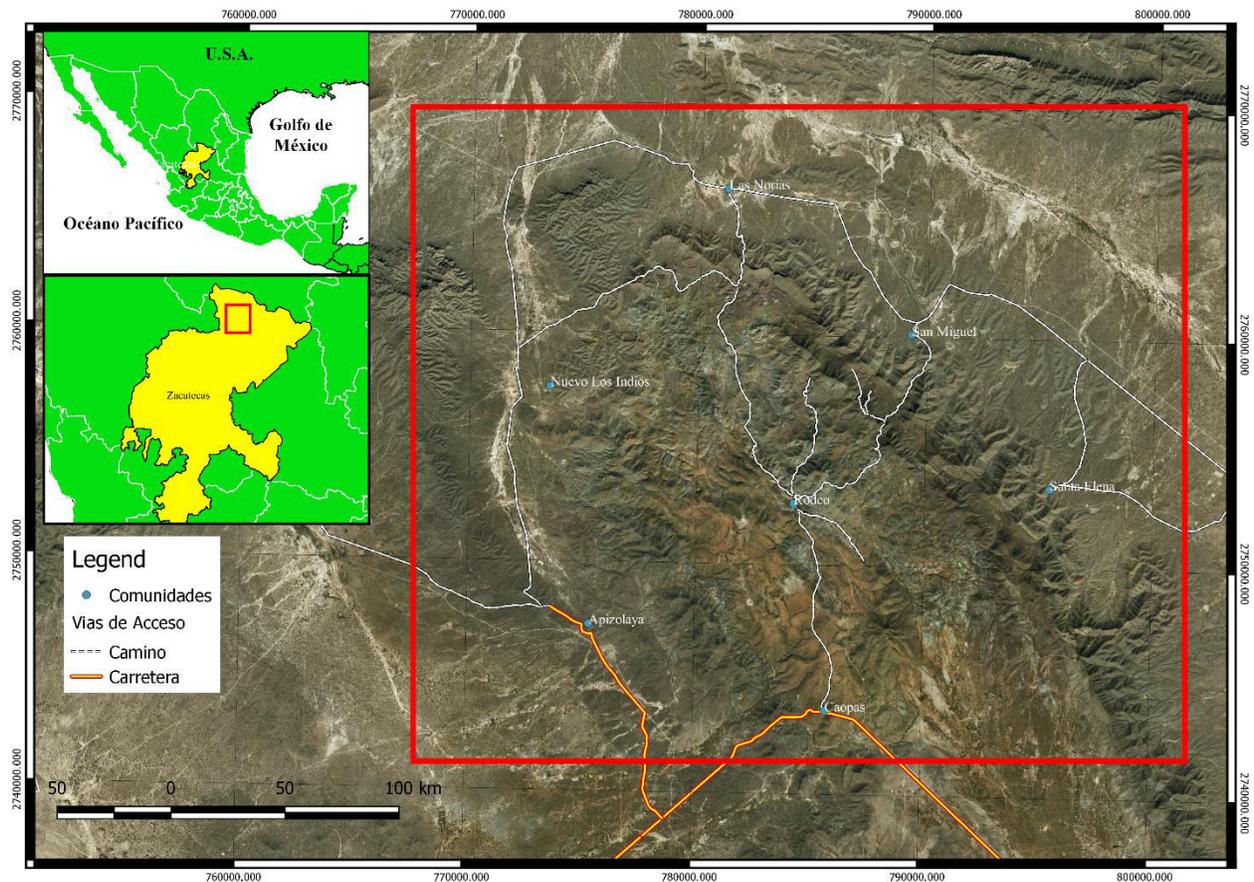


Figura 1.1- Localización del área de estudio. Imagen satelital tomada de Bing®

1.3 TRABAJOS PREVIOS.

En el área se han llevado a cabo una cantidad de trabajos enfocados en diversas disciplinas dentro de las Geociencias. A continuación, se dará en resumen los trabajos más importantes yendo de los trabajos de más antiguos hasta los trabajos recientes del área en cuestión.

En [1956 de Cserna](#) expuso en el congreso geológico internacional el primer trabajo que incluía esta zona titulado Tectónica de la Sierra Madre Oriental, entre Torreón y Monterrey en el cual propone el nombre de Esquistos Caopas para una de las unidades del área. Posteriormente [Pantoja-Alor en 1972](#) publicó un Mapa geológico con descripciones al reverso. Hoja San Pedro del Gallo Clave 13R-K. [Rogers et. al., en 1961](#) efectuó un reconocimiento geológico del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León, y San Luis Potosí.

En [1964 Córdoba](#) describió en esta zona a la Formación Nazas en su trabajo “Geology of Apizolaya Cuadrangle”. En el cual describe los más extensos afloramientos en México localizados en la Sierra de San Julián. [Blickwede en 1981](#) la describe como más de 1,000m de la formación Nazas depositada en ambiente anaeróbico compuesta por 65% de rocas pyroclásticas, 10% de flujos de lavas y 25% de rocas sedimentarias vulcanoclásticas. Posteriormente en [1986 López-Infanzón](#) Realizo un estudio petrogenético de la formación Nazas y Huizachal donde describe a la formación Rodeo como la base de la formación Nazas

[Thomas H. Anderson en 1991](#) en un trabajo tectónico y petrológico interpreta al Bloque de San Julián como un nappe de pliegue con vergencia hacia el NW que se formó durante el Jurásico Tardío(Oxfordiano). En [1995 Jones et al.](#), realizo un estudio petrográfico de esta región e hizo una comparación con rocas Jurásicas en Sonora concluyendo que las rocas Jurásicas del noreste de México fueron desplazadas por movimiento lateral izquierdo por la *Mojave –Sonora megashear* a su posición actual, sin embargo, el tema aun es controversial.

[Anderson et, al. 2005](#) en el área de Pico de Teyra proponen a la formación Taray previamente descrita por Córdoba en 1964 como un melange de un prisma de acreción en base a su litología y la deformación penetrativa que presenta.

Por ultimo en la última década se han realizado estudios estructurales donde fechan intrusivos sin y post orogénicos, así como ilitas en zonas de falla, para constreñir las edades de deformación a una escala regional, sin embargo, carecen de un análisis estructural detallado de esta zona, que demuestre el carácter genético de las estructuras locales. ([Ramírez y Chávez 2017](#)), ([Ramírez-Peña 2017](#)).

1.4 JUSTIFICACIÓN

Las estructuras deformadas son rasgos fisiográficos que se encuentran en todo el planeta los cuales representan indicios de la interacción de placas tectónicas en el pasado geológico de la tierra.

Por esto el estudio y caracterización de dichas estructuras es de suma importancia para las ciencias de la tierra no solo por el valor académico y el aporte que esto represente para la ciencia en sí, sino también en el ámbito económico profesional, debido a que estas estructuras, que representan cinturones de deformación, controlan la distribución y el estilo de emplazamiento de yacimientos minerales o de hidrocarburo. (Picha, 1996; McQuarrie, 2004; Jia *et al.*, 2006; Cooper, 2007; Roeder, 2010; Goffey *et al.* 2010; Morley *et al.*, 2011, 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 (CPCM). Con el objetivo de comprender y caracterizar los mecanismos que generaron este elemento tectónico, la influencia 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).

Pero principalmente la justificación específica de este trabajo es caracterizar de manera local los estilos y las estructuras de deformación presentes en el área de estudio, incitando a que sirva como base para poder fundamentar trabajos posteriores y/o previos de esta misma índole en esta zona. Es decir, que este trabajo denote en detalle la relación entre los estilos de deformación propuestos anteriormente en la literatura. La cual implica tanto deformación de cobertura como deformación de basamento sobrepuesta. (Ramírez-Peña y Chávez-Cabello 2017).

1.5 HIPOTESIS.

En el Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental existe evidencia de por lo menos dos fases de deformación contraccional del Cretácico superior-Paleógeno, que podrían ser correlacionables con los eventos Sevier y Laramide (Ramírez-Peña, 2017).

En el SW de USA, la deformación Sevier es principalmente del tipo thin-skinned desarrollada entre el Turoniano y Campaniano. El estilo Laramide es de tipo thick-skinned y se desarrolló entre el Jurásico -Eoceno (Yonkee y Weil, 2015).

El Bloque de San Julián corresponde a una zona de basamento exhumado delimitado por fallas de alto ángulo re-activadas y/o generadas durante la deformación Laramide en el Noreste de México. Su exhumación generó el basculamiento de ejes de pliegues en la Saliente de Concepción del Oro, desarrolladas durante el evento Sevier; además, generó plegamiento en conglomerados de la Formación Ahuichila (Paleoceno), lo cual sugiere una edad post-paleocénica para la deformación tipo Laramide en la zona de estudio.

1.6 OBJETIVOS

El objetivo general de la presente propuesta de investigación, es realizar un análisis estructural de la deformación de cobertura y basamento presente en el parte Norte del Bloque de San Julián, Zacatecas, México. Para lograr dicho objetivo se pretende cumplir con los siguientes objetivos particulares:

- Reconocer la estratigrafía local.
- Generar un mapa geológico-estructural (escala 1: 50, 000).
- Caracterizar y clasificar fallas y/o pliegues para definir relaciones temporales entre eventos de deformación, así como documentar indicadores cinemáticos que sirvan para establecer direcciones de paleo-esfuerzos que generaron la deformación en la zona.
- Realizar un análisis de la evolución cinemática de las fallas, pliegues y bloques mediante la realización de secciones geológicas.

-
-
- Utilizando los datos obtenidos en este trabajo, en conjunto con los reportados previamente en la literatura, se generará y propondrá un modelo de evolución geológica que incluya los eventos de deformación que afectaron a las sucesiones rocosas que afloran en esta región del CPCM.

1.7 METODOLOGIA

Los objetivos anteriormente citados, serán alcanzados utilizando una metodología que consta de cuatro etapas:

1.- **Recopilación bibliográfica:** Se realizó una recopilación bibliográfica que incluyo a los trabajos relacionados o similares a esta investigación. O aquellos que incluyen el área de estudio en cuestión. (*e.g.* Imlay, 1936, 1937, 1938; y Kellum, 1936; Padilla y Sánchez, 1982; Eguiluz *et al.*, 2000; Chávez-Cabello *et al.*, 2011; Fitz-Díaz *et al.*, 2014; Fitz-Díaz *et al.*, 2017; Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017).

2.- **Trabajo de Campo:** Se llevaron a cabo tres campañas de trabajo de campo, la primera se efectuó el día 5 de mayo de 2018 y tuvo una duración de 10 días. La segunda campaña se efectuó a los 25 días del mes de agosto y tuvo una duración de 15 días y por último se visitó la zona a los 25 días del mes de noviembre con una duración de 7 días.

Estas campañas tuvieron la finalidad de: a) identificar las unidades estratigráficas presentes en la región, b) realizar la cartografía geológica-estructural detallada del área de estudio y, c) coleccionar muestras de rocas para revisar su petrografía y análisis microestructural de unidades clave, así como la geoquímica de rocas pertenecientes a los intrusivos de la zona.

3.-**Trabajo de Gabinete:** Utilizando los datos recabados en campo se procedió a interpretar las secciones geológicas e identificar, en base a sus características geométricas, la relación entre estructuras y eventos de deformación regional haciendo uso de software de proyección de datos estereográficos.

Posteriormente se elaboró un mapa geológico-estructural detallado de la zona, y todas estas herramientas se usaron para para caracterizar los estilos de deformación que se encuentran presentes en el área y proponer un modelo de evolución geológica.

4.- **Laboratorio:** Se generaron láminas delgadas de las rocas, para su análisis microestructural utilizando los microscopios petrográficos del laboratorio de Mineralogía de la Facultad de Ciencias de la Tierra/UANL.

CAPITULO II

GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 INTRODUCCION: CINTURÓN OROGÉNICO CORDILLERANO DE NORTEAMÉRICA

El Cinturón Orogénico Cordillerano de Norteamérica (COCN) representa una sección del Cinturón Orogénico Circum-Pacífico el cual se extiende con una longitud de más de 25,000 km desde la península Antártica hasta más allá de Taiwán. El Cinturón Orogénico Cordillerano de Norteamérica representa alrededor del 20% de la longitud total del Orogénico Circum-Pacífico. Las características geológicas del COCN y de otros orógenos en el mundo se derivan principalmente de la persistente subducción de litosfera oceánica en las trincheras a lo largo de márgenes continentales y de su resultante cuña de deformación. (Dickinson, 2004). El Cinturón Orogénico Cordillerano de Norteamérica (COCN) se extiende desde Alaska hasta el sur de México (Figura 2), 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, 1980; Burchfield *et al.* 1992; Coney y Evenchick, 1994; Dickinson, 2004; DeCelles, 2004, 2009), y ampliamente extendido por procesos tafrogénicos desde el Eoceno medio (Wernicke, 1981).

Uno de los resultados del acortamiento cortical son los cinturones de pliegues y cabalgaduras. Uno de los más icónicos y de donde ha surgido la mayoría de la literatura clásica es el cinturón de pliegues y cabalgaduras de las Montañas Rocallosas en el occidente de Norteamérica. Esta cordillera presenta algunos cambios en sus estilos de deformación.

En el Norte, en Canadá presenta una deformación de piel delgada y es relativamente angosto con 200 km de ancho, a diferencia del sector SW de Estados Unidos que se expande hasta los 1000 km y se dividen en dos elementos tectónicos, los cinturones Sevier y Laramide (Figura 2.1).

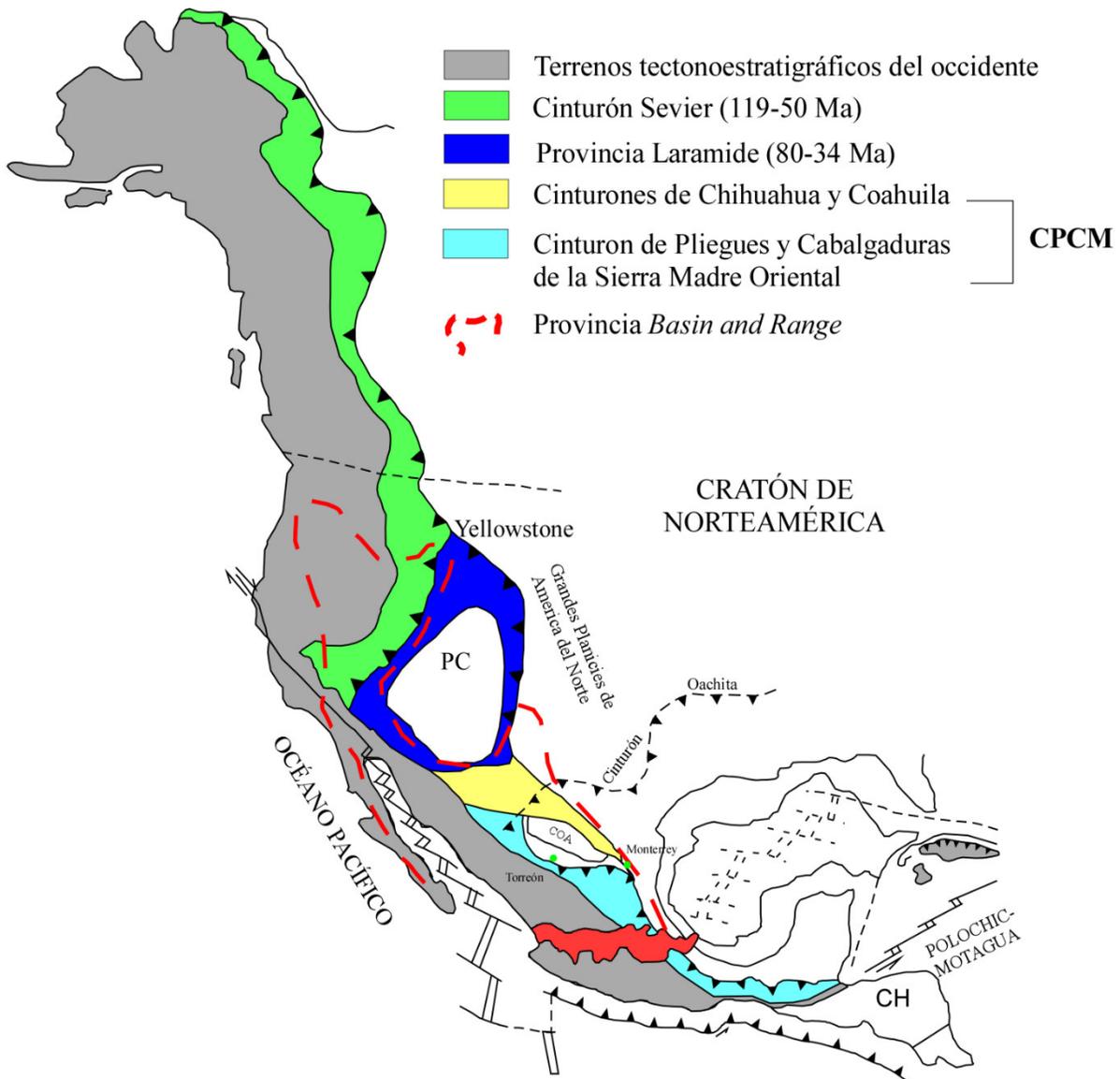


Figura 2.1- Distribución geográfica de las principales provincias que componen el COCN y su terminación sur en México. Los cinturones de Chihuahua y Coahuila en conjunto con el cinturón de la Sierra Madre Oriental componen el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Campa, 1985; Coney y Evenchick, 1994).

Aún existen incógnitas sobre la continuación de estos dos cinturones hacia el sur en terreno mexicano. Sin embargo, algunos autores relacionan al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano como la continuación del cinturón Sevier, interrumpido en el noroeste de México por deformación extensional la cual produjo una serie de horst y grabens conocida como la provincia del “*Basin and Range*”. (Fitz et al., 2017, Ramírez Peña y Chávez Cabello 2017, Henry y Aranda-Gómez, 2000).

2.2 CINTURON DE PLIEGUES Y CABALGADURAS SEVIER.

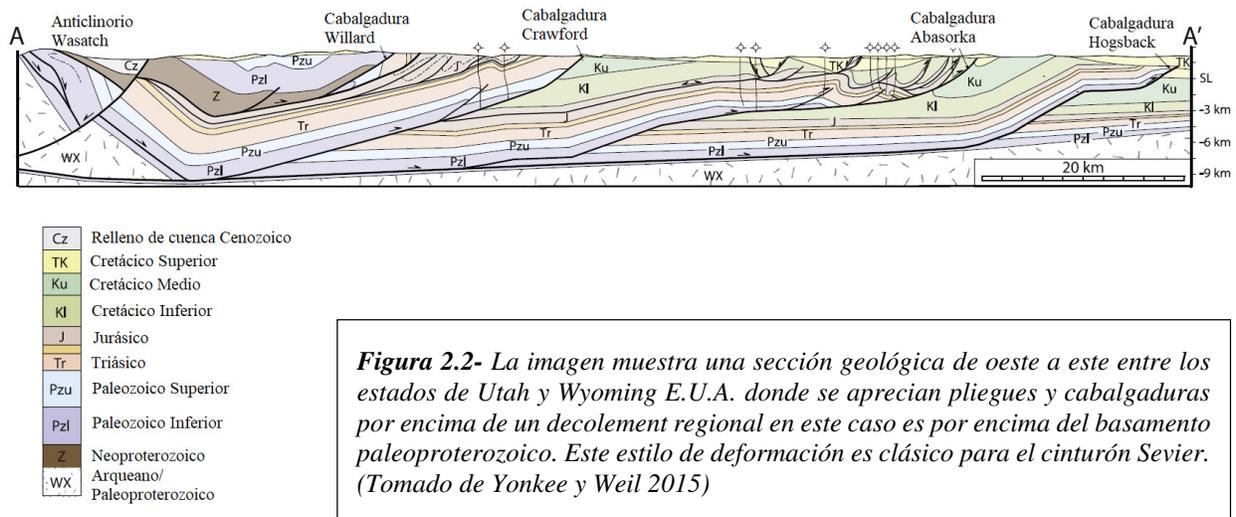
2.2.1 Estilo y Edad de la Deformación Sevier

El CPCS es uno de los cinturones plegados y cabalgados más importante en el mundo, debido a su gran longitud y a que ha sido fuente de generación de muchos de los principios básicos de cinturones plegados y cabalgados en la historia de la geología (*e.g.*, Armstrong, 1968; Dahlstrom, 1970; Royse *et al.*, 1975). Este cinturón se extiende más de 3000km desde Canadá hasta el SE de California y fue definido por primera vez por Armstrong en 1968. Este cinturón está caracterizado principalmente por fallas inversas y pliegues resultado del acortamiento de rocas de la cobertura sedimentaria mesozoica que fueron transportadas tectónicamente hacia el NE por encima de un “*decolement*” regional. El cinturón Sevier tiene una tendencia N-NW a N, prácticamente sub-paralelo al límite de placa (Armstrong 1968 Monger y Price 1979 y Allmendinger 1992).

Trabajos posteriores demostraron que en algunas regiones de este cinturón se documentaron presencia de rocas del basamento involucradas localmente en la deformación de piel delgada (*P. ej.*, anticlinorio “*Wasatch*” Figura 2.1). el cual presenta fragmentos imbricados de rocas del basamento a lo largo del sistema de cabalgaduras Ogden (Schirmer, 1988; Yonkee, 1992; DeCelles, 1994).

Los conceptos principales del modelo de la deformación compresiva de piel delgada fueron resumidos por Butler (1982) y Hossack (1983), este estilo de deformación presenta cabalgaduras que siguen una serie de planos y rampas generalmente a lo largo de zonas de debilidad o de baja cohesión entre litologías como planos de estratificación o a lo largo de límites con rocas metamórficas (Boyer y Elliott 1982). Esta trayectoria de rampa genera el desarrollo de anticlinales por encima del bloque de piso conocidos como pliegues por propagación de falla, todas estas estructuras como se mencionó antes se desarrollan por encima de un despegue regional (*decolement*).

La edad de este cinturón se determinó a lo largo de varios años de estudios conjuntando diversos trabajos de varios autores en varias localidades del Cinturón Sevier. Específicamente 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). Esta zona tiene gran importancia debido a la estrecha relación entre el fallamiento y el magmatismo sin-tectónico. Esta relación permitió establecer la edad de actividad de las fallas por medio de fechamiento de las rocas plutónicas sin-tectónicas que afloran en esta región, en conjunto con el análisis de sedimentos sin-orogénicos. (*p. ej.*, Fleck y Carr, 1990; Fleck *et al.*, 1994; Walker *et al.*, 1995; Wrucke *et al.*, 1995; Kalakay, 2001; Lageson *et al.*, 2001).



Estudios geocronológicos y termocronológicos, en conjunto con edades de trazas de fisión en apatitos (Naeser et al., 1983; Burtner y Nigrini, 1994), K-Ar en ilitas Burtner y Nigrini, 1994) y Ar-Ar en muscovitas (Yonkee et al., 1989) demostraron que la progresión de deformación interna y la progresión de cabalgaduras a lo largo del cinturón Sevier sucedió durante el Cretácico al Eoceno temprano, seguido de un cambio a extensión durante el Eoceno temprano.

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). Según 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).

Los primeros indicios de sedimentación sin-orogénica en esta cuenca ocurrieron en el Jurásico superior con el depósito de sedimentos fluviales de la Formación Morrison (Heller *et al.* 1986) y el desarrollo de una discordancia regional en la zona de Utah (De Celles 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.*, 1986; Heller y Paola, 1989). 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).

En la recopilación de Yonkee y Weil (2015) de diversos trabajos en termocronología de baja temperatura en apatito y zircón, fechamiento de illita y moscovita en fallas, en conjunto con determinaciones de edad y procedencia de sedimentos sin-orogénicos reportados para la saliente de Wyoming, revelaron que la deformación migro de manera diacrónica de occidente a oriente dentro de CPCS. La información indica que en la porción occidental de la saliente las cabalgaduras estuvieron activas entre 125-90 Ma, 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). Culminando con un colapso post orogénico entre los 45 a 50 Ma generando reactivación de cabalgaduras a fallas normales listricas 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 EEUU, 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 CINTURON LARAMIDE

2.3.1 Estilo y Edad de la Deformación Laramide

La provincia Laramide se localiza en la parte centro occidental de los E.U.A. extendiéndose en los estados de Montana, Wyoming, Utah, Colorado, Arizona y Nuevo México a más de 1000 km al este del límite de placa y se caracteriza por un estilo de deformación de piel gruesa (*Thick-skinned*) donde fallas de escala cortical delimitan y exhuman bloques de rocas cristalinas del basamento, (Figura 2.3) dichas fallas por lo general presentan desplazamientos de ~10-30km de desplazamiento que cortan la cobertura sedimentaria (Brown, 1988; Stone, 1993). Las fallas inversas mayores han sido documentadas por métodos geofísicos profundidades de ~20-30 km, pero no hay desplazamiento del MOHO aparente (Yeck *et al.*, 2014) y estas fallas tienden a horizontalizarse en la corteza inferior (Erslev, 1993). En General el cinturón Laramide presenta una tenencia estructural NW-SE, pero pliegues individuales tienden a variar localmente, reflejando la influencia de la estructura del basamento (Stone, 2002; Erslev y Koenig, 2009; Neely and Erslev, 2009). El acortamiento total registrado por las fallas y pliegues es de ~50 km a lo largo del antepaís (Stone, 1993). Estos levantamientos están generaron amplias cuencas donde se depositó un paquete de sedimentos sinorogénicos el cual fue usado para constreñir la edad de operación de la orogenia Laramide (Shuster y Steidtnann, 1987).

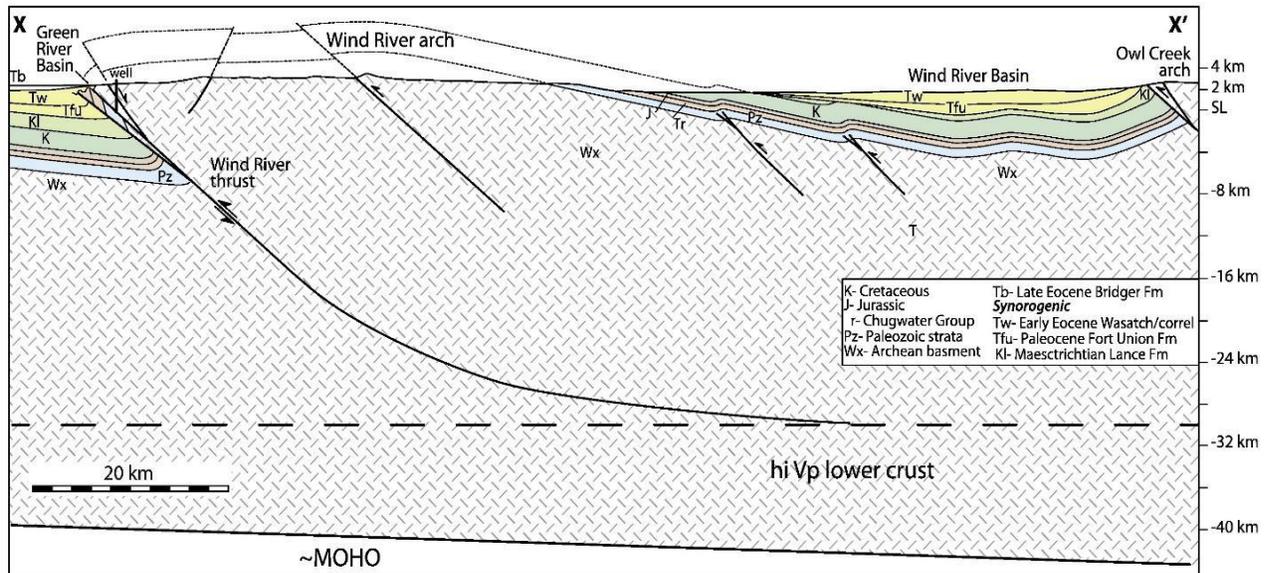


Figura 2.3- La imagen muestra una sección geológica a través de la cuenca y el alto de Wind River en la provincia Laramide en Wyoming, se observa como fallas inversas exhuman bloques del basamento cristalino Arqueano (Tomado de Yonkee y Weil 2015).

La edad del evento Laramidico en E.U.A. se infirió por medio de analisis de sedimentos sin y post orogénicos en cuencas laramidicas determinando que el evento compresivo inició sincrónicamente durante el Maastrichtiano (~70-75 Ma), sin embargo el cese de compresión se registró de forma diacrónica terminando en el norte durante el Eoceno temprano (50-55 Ma) y en el sur hasta el Eoceno tardío (35-40 Ma); Dickinson *et al.* (1988), 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.

Otra forma mediante la cual se han obtenido edades de exhumación de bloques durante la deformación Laramide en EEUU, 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 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 Norteamericana 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, 1980). 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 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, pos-tectónico a la exhumación de bloques en la zona.

2.4 EL ORÓGENO MEXICANO

El Orógeno Mexicano (OM) es el rasgo tectónico más extenso en el territorio mexicano con un gran relieve en la Sierra Madre Oriental y en la Sierra Madre del Sur. Anteriormente se le conocía como el cinturón de la Sierra Madre Oriental pero con nuevos estudios se reconoce que el sistema orogénico comprende toda la corteza entre el Océano Pacífico y el Golfo de México. El Orógeno Mexicano se extiende por >2000 km con una tendencia NW-SE desde el Istmo de Tehuantepec en Oaxaca hasta el NW de Sonora. (Fitz-Diaz *et al.*, 2017). El antepaís del OM específicamente en el noreste de México el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) cambia su tendencia regional de NW-SE a casi E-W en la saliente de Monterrey hacia el Sector transversal de Parras y de nuevo a NW-SE en Torreón. Hacia el Sur el CPCM se bifurca en dos cinturones de deformación, uno hacia el este en la plataforma Morelos-Guerrero (Fries, 1956) y uno hacia el Oeste hacia las montañas Zongolica (Figura 2.4).

El CPCM consiste de fallas inversas y pliegues que involucran litologías sedimentarias del Mesozoico y Paleógeno del este de México. (de Cserna, 1956; Suter, 1984, 1987; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Gray and Lawton, 2011; Fitz-Díaz *et al.*, 2014 a, b), y en ciertas regiones involucra rocas del basamento localmente (e.g., Chávez-Cabello, 2005; Zhou *et al.*, 2006; Mauel *et al.*, 2011; Ramírez Peña y Chávez Cabello 2017). Características muy similares a las encontradas en los cinturones Sevier y Laramide en los E.U.A (Armstrong, 1974; Weil y Yonkee, 2012; Yonkee y Weil 2015).

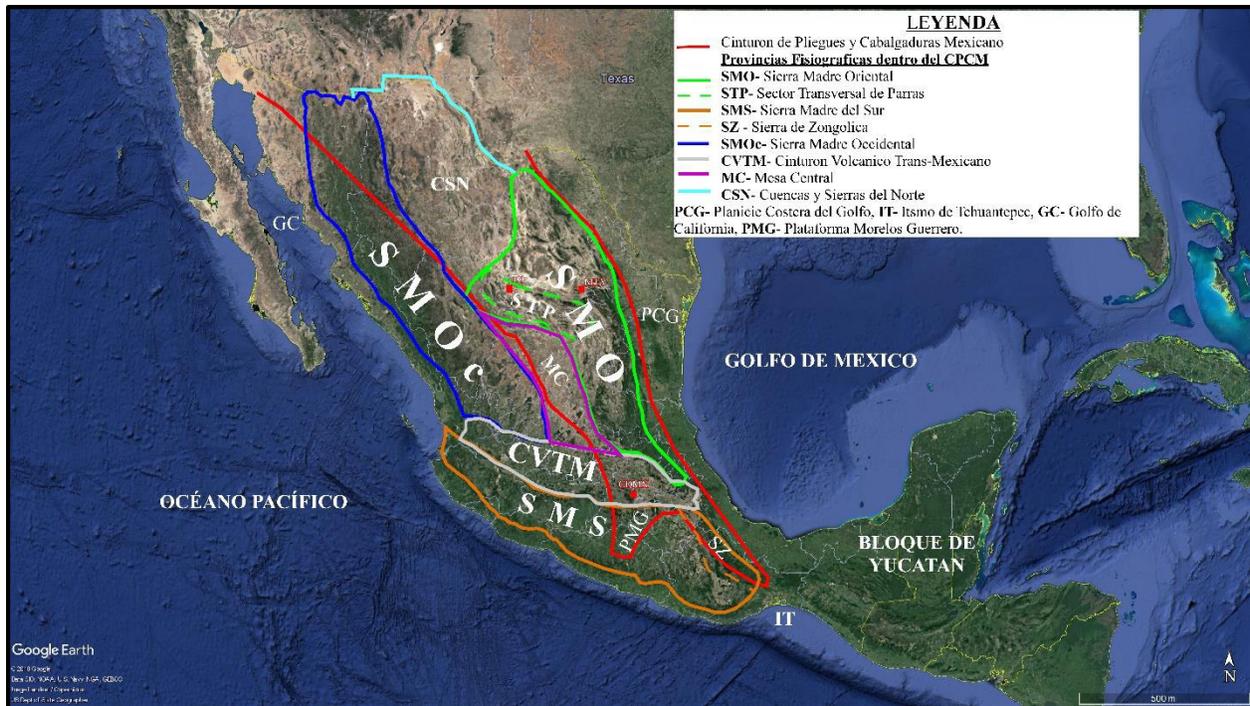


Figura 2.4- Distribución geográfica de las principales provincias fisiográficas que comprenden al Orógeno Mexicano, (Modificado de (Fitz-Diaz et al., 2017 y Google Earth).

2.4.1 Súper Terreno Guerrero

El Terreno Guerrero conforma la mayor parte del occidente del territorio mexicano, es uno de los terrenos tectonoestratigráficos más grandes de la cordillera norteamericana. Descrito por primera vez por Campa y Coney en 1983, el Terreno Guerrero cubre una superficie de ~700 000 km². Está compuesto en su mayoría por rocas vulcanosedimentarias del jurásico Sup. al Cretácico Med. con afinidad de arco. 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 Terreno Guerrero 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 riodacíticos 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 consiste en 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). 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 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, 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.

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 inició 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 *et al.*, 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, ésta estuvo activa en el Eoceno; mientras que en las inmediaciones a la cuenca de La Popa, se ha indicado que ésta 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 ^{40}Ar - ^{39}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 post-tectónicas (Suter, 1984) y de sedimentos sinorogénicos (Hernández-Jáuregui, 1997; Omaña-Pulido, 2012; Suter, 1990; 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)

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 paleotrinchera indica que este modelo debe ser revisado.

CAPITULO III

MARCO GEOLOGICO LOCAL

3.1 INTRODUCCION: EL BLOQUE DE SAN JULIÁN

Como se mencionó en el primer capítulo el área de estudio se ubica en el norte de Zacatecas, en el municipio de Mazapil en la localidad conocida como el Bloque de San Julián, esta estructura se encuentra en el antepaís del CPCM, en el área de estudio se encuentran una serie de pliegues relacionados a propagación de falla cuyos ejes tienen direcciones de inmersión hacia el NE, estos pliegues se encuentran interrumpidos en su terminación SW por fallas inversas y normales de alto ángulo más jóvenes las cuales delimitan al bloque de San Julián. Esta estructura representa un bloque de basamento invertido, que en su lado oriental pone en contacto a rocas vulcanoclásticas del jurásico inferior de la formación Nazas-Rodeo con rocas del oxfordiano previamente plegadas. Este trabajo se enfoca en la parte norte del bloque. Las rocas más antiguas están representadas por rocas vulcanoclásticas e intrusivas del Jurásico inferior de la formación Nazas (Jones *et al.*, 1995; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004) estas rocas están 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; Dickinson y Lawton, 2001; Bartolini *et al.*, 2003; Villarreal-Fuentes *et al.*, 2014) en el área de estudio las rocas asociadas a este vulcanismo están representadas por las formaciones Nazas, Rodeo, y Caopas.). La base de la secuencia del Arco Nazas no aflora sin embargo se reporta que yace sobre la formación Taray al suroeste del área de estudio.

Sobre esta secuencia durante el jurásico medio-superior se depositaron sobre una superficie erosiva sedimentos continentales siliciclásticos de la Formación La Joya. En el área de estudio esta formación representa la base y el comienzo de la deposición de la sucesión Jurásico superior-Cretácico superior marina, la cual se maneja como la “cobertura sedimentaria marina”.

Las rocas de la cobertura sedimentaria marina del Jurásico-Cretácico se depositó en lo que se le conoce como la Cuenca Mesozoica del Centro de México y consiste, específicamente en el norte de Zacatecas, de carbonatos y lutitas marinas de aguas someras a profundas con pedernal intercalado en algunos niveles (Carrillo-Bravo, 1971), que se depositaron durante el Jurásico Sup – Cenomaniano. Durante el Cenomaniano tardío, Turoniano temprano un gran cambio en la sedimentación con la aparición de paquetes de turbidíticas de las formaciones Concepción del Oro y Parras las cuales fueron interpretadas como producto de la erosión de los paquetes vulcano-sedimentarios exhumados durante la acreción del Terreno Guerrero. El paquete de la cobertura sedimentaria marina fue afectado regionalmente por la deformación de piel delgada del Cretácico Tardío generando pliegues y fallas asociados al despegue regional que se encuentra en el contacto del basamento con la cobertura Jurásico-Cretácica. Por ultimo durante el Eoceno-Oligoceno inferior se depositaron gravas conglomeraticas de la formación Ahuichila las cuales fueron basculadas y plegadas durante el levantamiento del bloque de San Julián anteponiendo en orden cronológico y por relación de corte a la deformación de piel delgada que formo los pliegues periféricos del bloque, así como a los pliegues de la saliente de Concepción del Oro a la deformación de piel gruesa que delimito y exhumo al Bloque de San Julián.

La estructura del bloque se explica a detalle en el siguiente capítulo (IV) de análisis estructural. En este trabajo se agruparon las formaciones del área de estudio en los siguientes paquetes estratigráficos.

- Rocas Jurásicas del Basamento
- Cobertura Jurásico - Cretácico de la Cuenca Mesozoica del Centro de México.

Por último, se describe el Bloque de San Julián en base a los estudios previos.

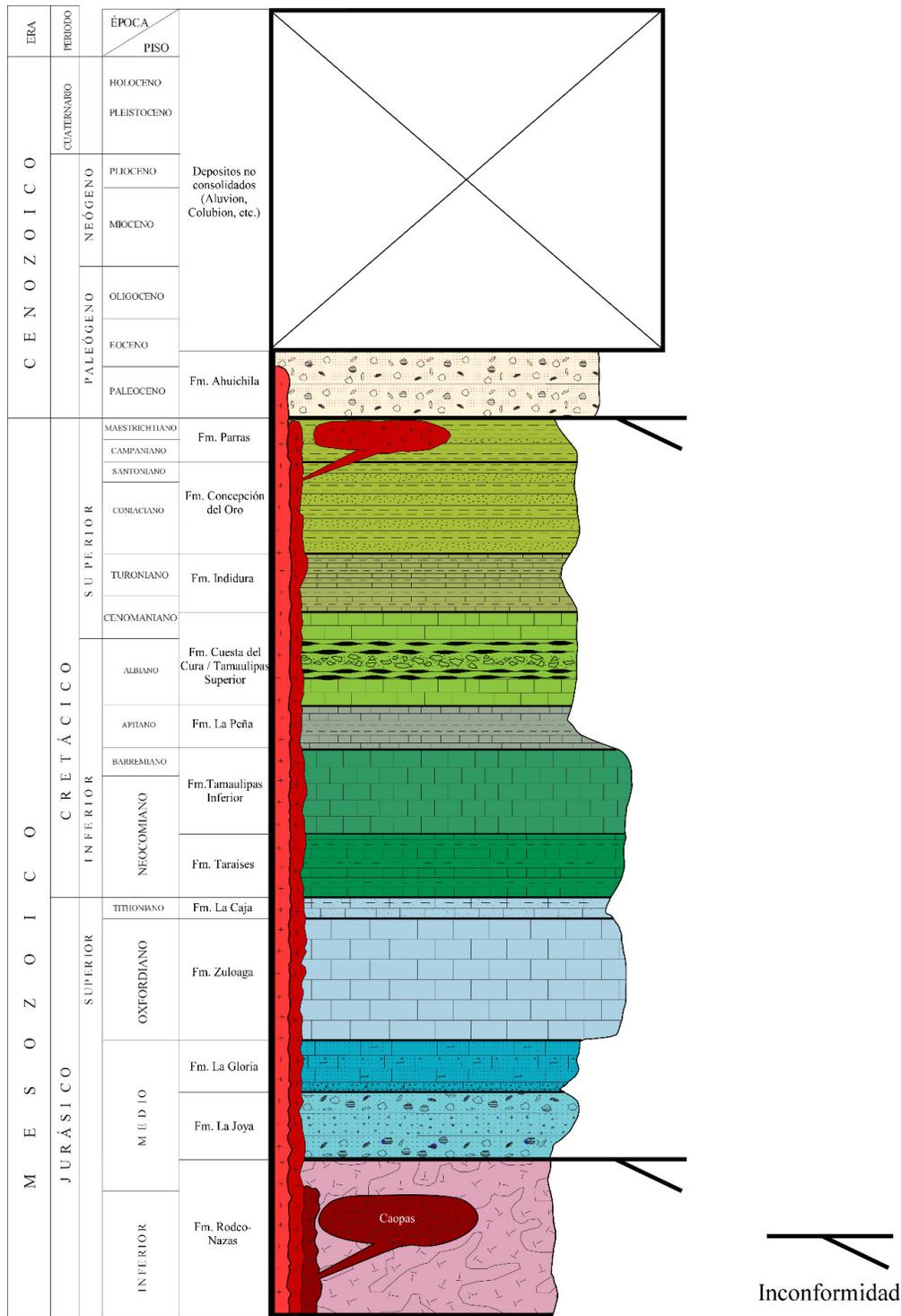


Figura 3.1- Columna estratigráfica del bloque de San Julián mostrando dos inconformidades (Modificado de Ramírez-Peña y Chávez-Cabello 2017).

3.2 ROCAS JURÁSICAS DEL BASAMENTO.

3.2.1 Volcanoclasticas, Intrusivas y Lechos Rojos de las Formaciones Rodeo-Nazas, Caopas y La Joya.

En este trabajo se le denomina basamento a la sucesión de rocas jurásicas de las formaciones Nazas, Rodeo, y Caopas las cuales representan las rocas más antiguas en la zona de estudio (Figura 3.1), La formación Nazas consiste de mudstone, siltstone, sandstone y conglomerado rojizo intercalado con flujos de lava intermedios y brechas de flujo e ignimbritas ryolíticas con texturas eutaxítica. La localidad tipo para esta formación se encuentra en Cerritos Colorados (Pantoja-Alor 1972) cerca de la terminación noroeste del anticlinal de Villa de Juárez. La base de esta formación no está expuesta en Durango. Y su espesor aún está en discusión, McLeroy y Clemons (1965) la describe con ~ 1000m, Pantoja Alor (1972) con ~ 750m, Bartolini (1998) ~258m. El bloque de San Julián representa el afloramiento más extenso conocido de la formación Nazas. Trabajos previos en la zona describe una sucesión estructural de un pórfido ryolítico foliado denominado como el esquisto Caopas o la Fm. Caopas (Rogers et al., 1961; López-Infanzón, 1986; Anderson et al., 1991; Bartolini, 1998) el cual subyace en contacto abrupto por una sucesión de flujos porfiriticos andesiticos, conglomerados vulcanoclasticos y siltstone denominada Fm. Rodeo 580-700m. de espesor (Bartolini, 1998). Debido a que las formaciones Rodeo y Nazas se les consideran co-genéticas y de la misma edad en este trabajo se les adjunta como formación Rodeo Nazas.

El esquisto Rodeo (Figura 3.2) aflora en la mayor parte del bloque y presenta coloraciones verdosas a moradas y blancas que consisten de depósitos de tobas y cenizas volcánicas de la formación Nazas que posteriormente fueron afectadas regionalmente por metamorfismo de bajo grado en facies de esquistos verdes en parte generado por la aplicación de esfuerzos por la carga litostática y por el aporte de calor del intrusivo Caopas. En gran parte del alto de San Julián aflora la Formación Rodeo y en menor proporción la Formación Nazas tal y como la han descrito autores en otras localidades.

Sin embargo, su relación estructural con el esquisto Rodeo no es muy clara se puede observar que el metamorfismo disminuye hacia la periferia del bloque realzando el carácter clásico de la Formación Nazas específicamente en cerca del techo de la Formación.

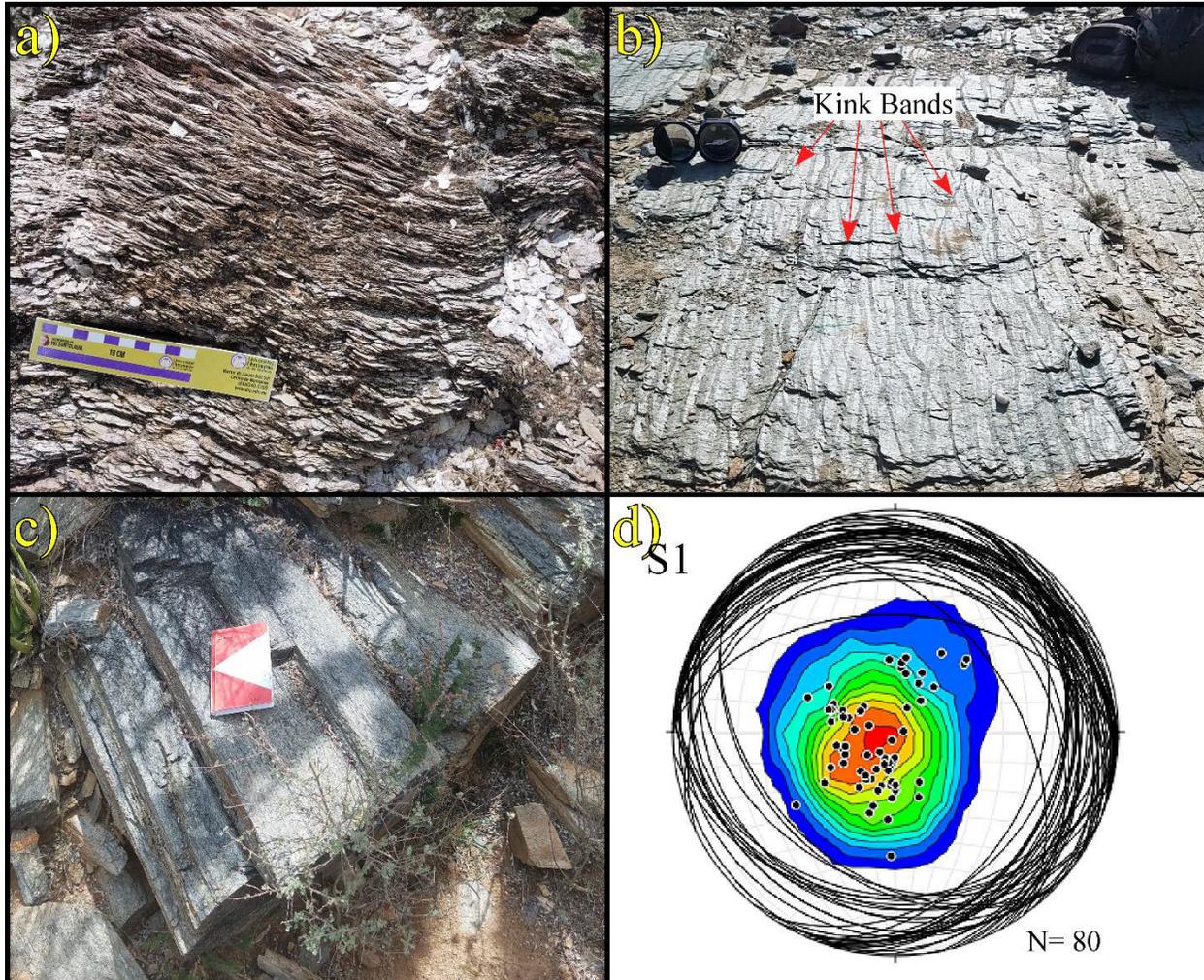


Figura 3.2- (a) Afloramiento del esquisto Rodeo donde se puede apreciar al menos 2 foliaciones. (b) Kink Bands de la S2 (c) Tectonitas tipo L. (d) Proyección estereográfica de la foliación S1 en el esquisto Rodeo.

La Formación Caopas se trata de un cuerpo intrusivo Jurásico que en base a su análisis de lámina delgada se interpreta como un cuerpo hipoabizal. El Intrusivo Caopas se le considera un cuerpo intrusivo Monzodiorítico. En la mina delgada presenta textura porfírica con una matriz muy fina y con rasgos fluidales.

Entre los fenocristales destacan principalmente cristales anedrales de cuarzo con extinción ondulosa muy marcada además de feldspatos alcalinos (habitos subedrales alargados con maclas de Carlsbald) y plagioclasas (alargadas con maclas polisintéticas), algunos especímenes de plagioclasa exhiben maclas polisintéticas deformadas. Y minerales opacos esporádicos, La roca esta fracturada y rellena de minerales secundarios (clorita) bolsones esporádicos de clorita, Se nota una textura fluidal es decir que los cristales alargados se encuentran orientados levemente (Figura 3.3 “c” y “d”).

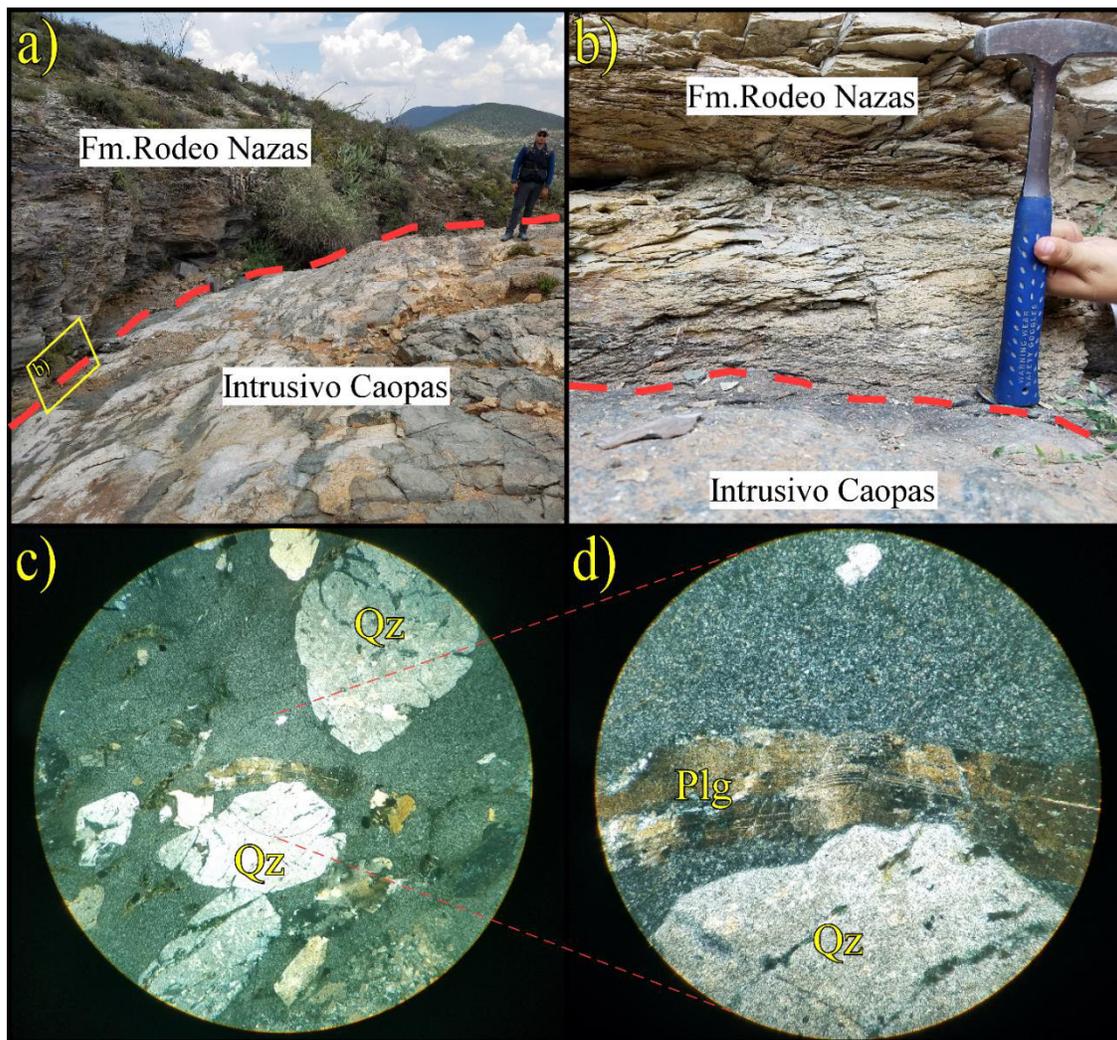


Figura 3.3- (a) Afloramiento del contacto entre la Fm. Rodeo Nazas y el intrusivo Caopas. (b) Acercamiento del contacto anterior. (c) Lamina delgada del intrusivo Caopas (d) acercamiento a una Plagioclasa deformada. Qz = Cuarzo, Plg = Plagioclasa.

La parte superior de la formación Nazas, donde no está metamorfizada, también está dominada por areniscas y mudstones fluviales los cuales se correlacionan en parte con el miembro de lechos rojos superior, el cual tiene aproximadamente 150m de espesor en la Sierra de San Julián (Blickwede, 2001).

En el noreste de México las unidades de rocas volcánicas pre-Oxfordianas han representado una controversia en cuanto a las nomenclaturas de las unidades que comprenden a los lechos rojos.

Imlay y colaboradores en 1948 propuso el nombre de Formación Huizachal para lechos rojos expuestos en el valle del Huizachal, 20 km al SW del Cd. Victoria subyaciendo de manera discordante a calizas de edad oxfordiana. Posteriormente Mixon et al separo a dos miembros dentro de esta unidad y definió a la Formación la Boca como la unidad más antigua del grupo y la más joven como La Joya, la cual representa una inconformidad erosiva con las calizas transgresivas del Calloviano-Oxfordiano.

La Formación La Boca Mixon et al. (1959) la describen originalmente en su localidad tipo que en la parte inferior está compuesta por capas de conglomerado de 4-8 m de espesor, interestratificados con arenisca cuarzosa de grano grueso, algunas veces feldespática, en colores rojizo, rosáceo, verdoso y gris-verdoso. La estratificación cruzada es común y algunos estratos contienen fragmentos de capas rojas y rocas cristalinas subyacentes. Lutita, limolita y arenisca de grano fino de coloración rojiza que se encuentran interestratificadas en los materiales sedimentarios de grano grueso. Sobre la parte inferior se encuentran aproximadamente 600 m de arenisca, roja, limolita, limonita y lutita con muchas interestratificaciones de conglomerado de cuarzo (2-64 mm ϕ). Estos horizontes son sobreyacidos por ~325 m de arenisca y conglomerado en coloraciones verde, gris y ocre, y Lutita micácea y limolita verdosas que contienen fragmentos de plantas. Los estratos de la Formación la Boca se encuentran plegados y fallados, además ha sido intrusionada por material ígneo de composición básica y presentan incipiente metamorfismo.

La Formación La Joya fue definida por Mixon et al., (1959) como una secuencia conglomerática de lechos rojos expuesta en el anticlinorio Huizachal Peregrina en el rancho La Joya Verde. La cual consiste de una mega secuencia granodecreciente compuesta por una brecha poligmitica basal seguida de areniscas rojizas y limolitas. Los componentes clásticos son de naturaleza volcánica o plutónica, metamórfica y sedimentaria, así como abundante cuarzo lechoso y pedernal café grisáceo, las areniscas y las limolitas presentan coloraciones café-rojizas, ocasionalmente con capas grises, moradas y verdes. Hacia la cima de la secuencia cambia a facies de laguna o de depósitos marinos someros, a veces con evaporitas interdigitadas, yesos o calizas muy delgadas. La joya presenta espesores variables desde 0 a 200m en sus diversas localidades. Esta formación representa la unidad basal de la sucesión Jurásico superior-Cretácico. Su edad fue establecida por relación estratigráfica y con zirrones detríticos. La Joya sobreyace rocas volcánicas del jurásico temprano y subyace yesos y calizas del oxfordiano. Los zirrones apoyaron la edad establecieron edades máximas de depósito entre 175 y 178 Ma. (Rubio-Cisneros y Lawton, 2011) Y (Barboza-Gudiño y Zavala Monsivais, 2011). Michalzik (1988) interpreta varias facies de depósito, abanicos aluviales y conglomerados, carbonatos y caliche de mar somero y depósitos de grano fino de planicies aluviales y laguna. En el 2007 Barboza-Gudiño y colaboradores realizaron un trabajo donde interpreta y correlaciona estas unidades. (Figura 3.5)

En la margen oriental del bloque por encima de la Formación Rodeo Nazas se depositó en una discordancia erosiva una brecha sedimentaria de matriz arenosa - arcillosa con clastos de rocas ígneas de hasta ~30cm intercalada con horizontes de areniscas de coloración rojiza a grisácea y estratificación cruzada (Figura 3.4 a y b), los espesores de este paquete varían a lo largo de toda el área acuñándose hacia el norte y hacia el sur sin embargo en las latitudes de las comunidades de San Jerónimo y San Miguel se localizan espesores de hasta ~500 m de espesor, aquí interpretados como los núcleos de los anticlinales que yacían sobre la superficie de despegue que fueron erosionados (Ver anexo 1 Mapa Geológico).

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. En el contacto superior de los lechos rojos con las calizas Oxfordianas se observa un cambio significativo en la granulometría presentando lutitas, limolitas de coloraciones rojizas con intercalaciones de horizontes de areniscas con gravas finas y clastos de cuarzo blanco, denotando un cambio en el ambiente de depósito a uno con menos energía probablemente lagunar (Figura 3.4c). Esta unidad es significativamente diferente a la de la base y se interpreta como la Formación La Joya, sin embargo, la discontinuidad descrita por Barboza-Gudiño et al (2007) entre estas dos unidades esta enmascarada por la tectónica que afecto el área de estudio y no fue visualizada.



Figura 3.4- Formación La Boca del Jurásico medio superior. a) Se observan clastos de rocas volcánicas y esquistos. b) Esta unidad en algunos lugares se presenta foliada c) fotografía de un afloramiento de la Fm. La Joya con una granulometría significativamente menor de limos y arcillas.

En algunos afloramientos de estas unidades presentan foliación (Figura 3.4 b) principalmente en las zonas de contacto, sin embargo, esto no es consistente para toda la zona de estudio. En la parte central al oriente de la comunidad de el Rodeo en el borde del bloque la parte superior de los lechos rojos presenta un cambio transicional a areniscas gruesas de coloraciones amarillas grisáceas pálidas con estratificación cruzada y hacia la cima hace un cambio gradual a areniscas de grano muy fino en estratos de 10 a 20 cm intercaladas con estratos de caliza de 5-10cm que aumentan en espesor hacia la cima hasta hacer contacto concordante con la caliza Zuloaga esta transición no presenta contenido fósil aparente.

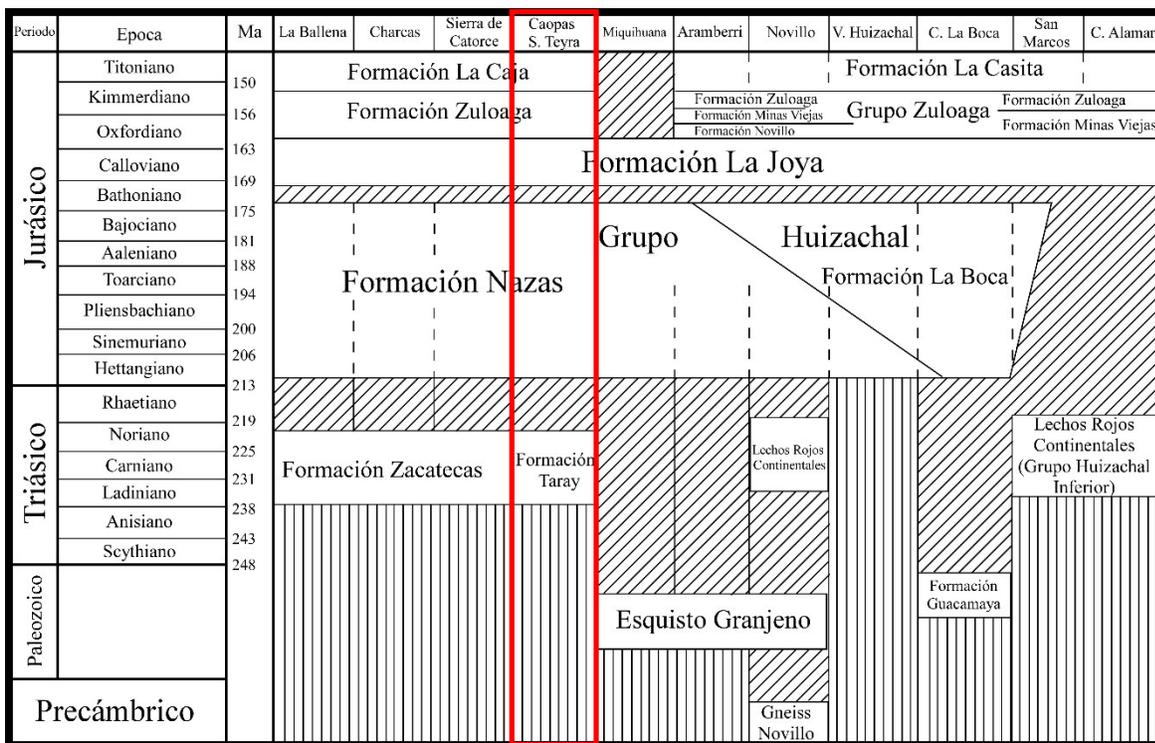


Tabla 3.1- Correlación de las diferentes unidades del Jurásico en el Norte de México. Se resalta en rojo el área de estudio.

3.3 COBERTURA JURÁSICO - CRETÁCICO DE LA CUENCA MESOZOICA DEL CENTRO DE MÉXICO.

La Formación Zuloaga, así como la Formación Minas Viejas representan los primeros indicios de una transgresión marina durante el Calloviano – Oxfordiano (Kroeger y Stinnesbeck, 2003). Durante este tiempo la irregularidad del terreno generó varios ambientes de depósito que dejaron como evidencia estas formaciones. Las evaporitas de la Formación Minas Viejas se depositaron en un ambiente marino marginal somero a lo largo de una franja NNW-SSE en el oriente de México. Por otro lado, en la periferia de los altos de basamento se depositaron sedimentos clásticos y carbonatados de la formación la Gloria (Humprey y Díaz, 2003); mientras que en la plataforma se depositaron las calizas Zuloaga (Oivanki, 1974). En base a los contenidos paleontológicos en la Formación Minas Viejas y la Gloria y los contenidos fósiles reportados en E.U.A. Cuba y Europa se infiere que existió una conexión entre estos cuerpos de agua durante este tiempo, conocido como el corredor Hispánico (Zell *et al.*, 2015).

En el área de estudio sobre yaciendo a la Formación la Joya concordantemente en contacto transicional se encuentra la Formación Zuloaga, rocas calizas masivas oolíticas *wackstone* de aguas poco profundas con presencia de *Nerineas sp.* con abundante estirolitas diagenéticas, los estratos presentan espesores de 2 – 5 m y alcanza un espesor total de ~400 m (Figura 3.5). Este contacto es visible en algunas partes del margen oriental, dentro del bloque. Debido a que este nivel estratigráfico sirvió como superficie de despegue, así como otros niveles por debajo de la Formación Zuloaga, esto a pesar de que hay una completa ausencia de evaporitas que en otras localidades alcanzan hasta los 1,000 m de espesor (Humprey y Díaz, 2003). y sirvieron como el *décollement* regional.

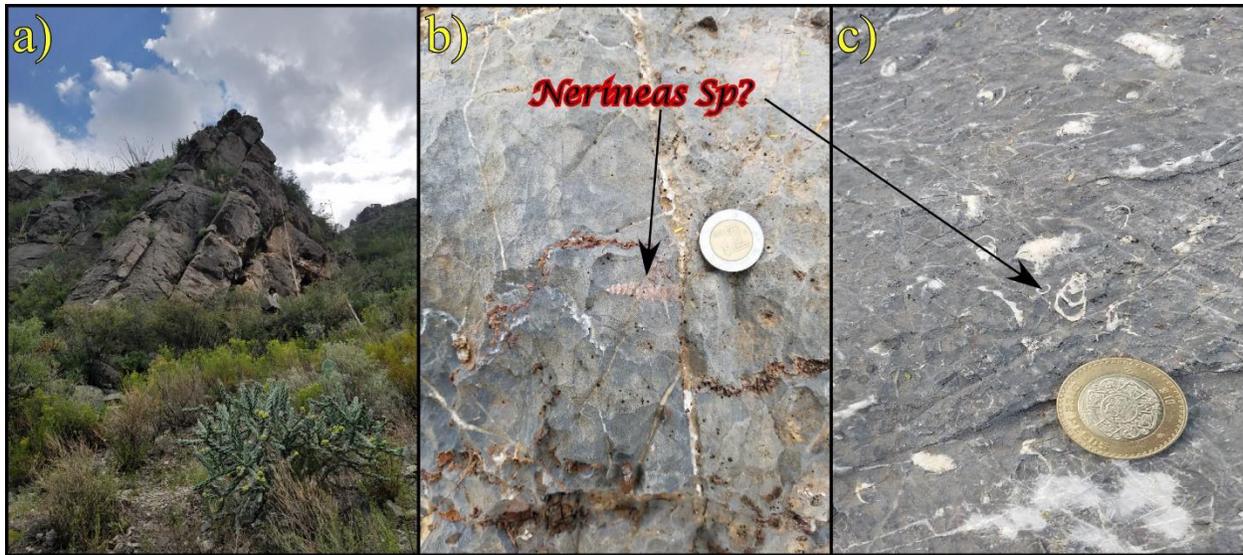


Figura 3.5- a) afloramiento de la Fm. Zuloaga donde se observan estratos basculados. b) y c) fotografías de *Nerineas sp.*

En contacto transicional sobre la Formación Zuloaga en la región de la saliente de monterrey, 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) sin embargo en el sur del Bloque de Coahuila se interpretó un ambiente semipelagico. cuyos sedimentos representan a la Formación La Caja, constituida por rocas fosfáticas, limolita, lutita y marga con fósiles (amonites, bivalvos y braquiópodos) abundantes dentro de concreciones calcáreas (p. ej., Burckhardt, 1906; 1930; Cantú-Chapa, 1963; Villaseñor *et al.*, 2000; Zell y Stinnesbeck, 2015; Zell *et al.*, 2016; **Figura 3.6 La Caja**).



Figura 3.6- a) Fotografía panorámica de los contactos superior e inferior de la Fm. La Caja con la Fm. Zuloaga y Taraises respectivamente. b) fotografía del afloramiento de la Fm. La Caja donde se muestra una concreción que posiblemente contenga fósiles de amonoideos.

Durante el Cretácico inferior (Berriasiano-Hauteriviano) sobre la formación La caja, se depositó una secuencia carbonatada, arcillosa, arenosa con textura de *mudstone* a *wackstone* de estratos delgados de color gris oscuro, con algunas intercalaciones de margas y lutitas calcáreas con delgadas bandas de pedernal intercaladas con estratos laminares de lutita y limolitas así como concreciones de pirita. Esta unidad en el área de estudio presenta un espesor de ~100m. esta unidad subyace a la Formación Tamaulipas inferior.

Esta Formación está constituida principalmente por calizas cristalinas con tonalidades blanco a gris claro y en ocasiones amarillosa, usualmente sin pedernal, aunque en algunas localidades presenta rastros de pedernal de colores claros. Muir (1936) con estirolitas paralelas a la estratificación y frecuentes nódulos de hierro y pequeños amonites 0.5 a 2 cm hasta 10 cm así como algunos pequeños belemnites de menos de 3 cm de largo (Barboza-Guidiño *et al.*, 2004) en el área de estudios no se observó contenido fósil aparente y escasos nódulos. presenta un espesor de ~ 100 m con abundantes estirolitas paralelas a la estratificación y se cree que fue depositada durante el Barremiano y el Albiano ya que durante este tiempo se cree que el bloque de Coahuila estaba expuesto y esto controló el desarrollo de amplias plataformas carbonatadas formación Cupido y Cupidito y más al sur en un ambiente semi-pelagico se depositó la Tamaulipas Inferior (Lehmann *et al.*, 1999) (Figura 3.7)

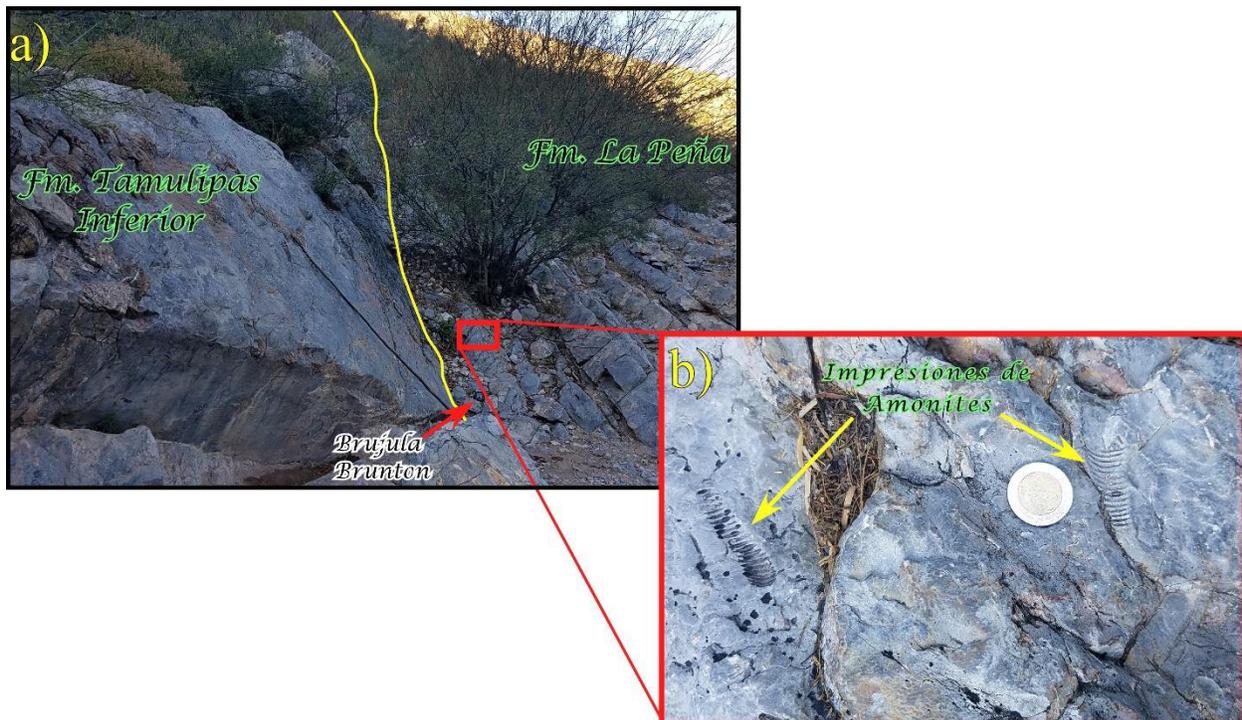


Figura 3.7- a) Fotografía de afloramiento del contacto entre las unidades Tamaulipas Inferior y La Peña con una brújula brunton como escala. b) Acercamiento a los estratos de la Fm. La Peña mostrando las impresiones de dos amonites indeterminados.

Consiguientemente sucedió un evento de inundación máxima que indicando una interrupción al depósito de los carbonatos de las formaciones Cupido y Tamaulipas inferior y comenzó el depósito a las lutitas laminares de la Formación La Peña por encima de las variaciones antes mencionadas. Al bajar nuevamente los niveles eustáticos durante el Albiano provocó la continuación del depósito de rocas carbonatadas marinas de la formación Tamaulipas Superior. Muir en 1936 describe esta unidad como menciona que esta unidad está compuesta por calizas estratificadas de coloraciones claras con presencia de abundante pedernal en su base con alrededor de 100m de calizas color gris oscuro compactas con pedernal negro o gris oscuro o pedernal ahumado. De manera general está constituida de Mudstone-wackstone de color gris claro a crema en capas que varían de medianas a gruesas. Esta formación está en contacto concordante en la parte inferior con la Formación La Peña. Sin embargo, hacia el techo encontramos una alteración en los estratos. El contacto superior de Tamaulipas superior con la Formación Cuesta del Cura no es claro e inclusive aparentan estar interdigitadas. Originalmente la Formación Cuesta del Cura Imlay 1936 la describe como capas delgadas de caliza ondulosa compactas de color gris oscuro a negro; que incluye lutita gris y numerosos lentes de pedernal, algunas capas de caliza son finalmente laminadas con bandas grises y negras intercaladas. Esta formación presenta estratificación que varía de delgada a media.

En algunos caminamientos hechos en el área de estudio por el margen oriental del bloque en el flanco sur de uno de los pliegues periféricos denominado pliegue de San Miguel se observa una intercalación de la Formación Cuesta del Cura y la Formación Tamaulipas superior en una distancia de 100m. Otra característica inusual es que algunos afloramientos de la Formación Cuesta del Cura presenta estructuras de brechas sin-sedimentarias compuesta únicamente por clastos de la misma formación Cuesta del Cura. Interpretado como una posible influencia de tectonismo o inestabilidad tectónica durante su depósito. (Figura 3.8 Brecha CC) 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.



Figura 3.8- Fotografías de la Fm. Cuesta del Cura a) Estratos verticales con intercalaciones de caliza, arcilla y estratos ondulantes de pedernal. b) se nota una brecha sedimentaria entre la misma estratificación de esta unidad. c) estructuras sigmoidales dentro de la unidad. d) brecha sedimentaria bien desarrollada con una matriz calcárea y clastos pertenecientes a la misma formación.

Después del desarrollo de las amplias plataformas carbonatadas en la Cuenca Mesozoica del centro de México y en las últimas instancias de depósito de la formación Cuesta del Cura Albiano-Cenomaniano sucedió un cambio significativo en la sedimentación en esta zona (Tardy et al., 1974; Eguiluz de Antuñano, 2001; Ocampo-Díaz et al., 2016). El depósito de la formación Indidura así como las formaciones Concepción del Oro y Parras para el área del sector transversal de Parras corresponden a depósitos turbidíticos que son interpretados como depósitos sinorogénicos asociados a la migración del frente de deformación del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Imlay, 1936; DeCserna, 1956; Carrillo-Bravo, 1961; McBride, 1975; Vega-Vera *et al.*, 1989; Goldhammer, 1999; Gray y Lawton, 2011; Ocampo-Díaz *et al.*, 2016; Figura 3.9).



Figura 3.9- Fotografías de afloramientos de las formaciones a) Indidura con estratos finos intercalados de caliza, lutita arenosa y pedernal. b) Concepción del Oro con estratos de lutita y arenisca. c) Parras con laminaciones de lutitas y limolitas.

La última etapa de sedimentación en la zona de estudio está representada por la formación Parras (Campaniano-Maastrichtiano). Esta formación establece el fin de la sedimentación sin-orogénica para esta zona.

3.4 CONGLOMERADO PLOMÍCTICO DEL PALEOCENO (Fm. Ahuichila)

Posterior a la deformación de piel delgada se depositaron discordantemente sobre los bajos topográficos de los pliegues de la Saliente de Concepción del Oro una sucesión de rocas clásticas y vulcanoclásticas de origen continental que pertenece a la denominada Formación Ahuichila (Rogers et al., 1961), cuya edad fue propuesta de Paleoceno – Eoceno (Rogers *et al.*, 1961; Córdoba, 1988; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991) (Figura 3.10aa), ya que contiene fragmentos de caliza, pedernal, arenisca y lutita de las rocas plegadas del Jurásico-Cretácico superior. Esta formación fue interpretada como sedimentos de molasa o continentales sin orogénicos al desarrollo del CPCM (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991) (Figura 3.12 a) posteriormente se determinaron edades de U-Pb en zircones que arrojaron edades de 32.4 +0.4 -0.6Ma una edad entre el Eoceno tardío y Oligoceno temprano para la Formación Ahuichila. Tomando en cuenta la edad de depósito y su carácter estructural que presenta basculamiento ante el alto de San Julián se asigna una edad de deformación de piel gruesa a la zona como post Oligocénica (Ramírez-Peña 2018 Tesis Doctoral).

En el área de estudio se observaron anomalías aún no reportadas dentro de esta unidad estratigráfica. En un nivel medio dentro de esta unidad conglomerática se observó un paquete de depósitos marinos que se describe desde su base hacia la cima, como estratos de arcillas y limos de 15 a 20 cm intercalados por estratos de areniscas de 30 cm. Esta intercalación continua por aproximadamente 25m (Figura 3.10 d) posteriormente se observa un depósito de tobas blanquecinas de aproximadamente 50m de espesor (Figura 3.11 c), por último, la secuencia se encuentra enclaustrada concordantemente dentro del conglomerado Ahuichila (Figura 3.11).

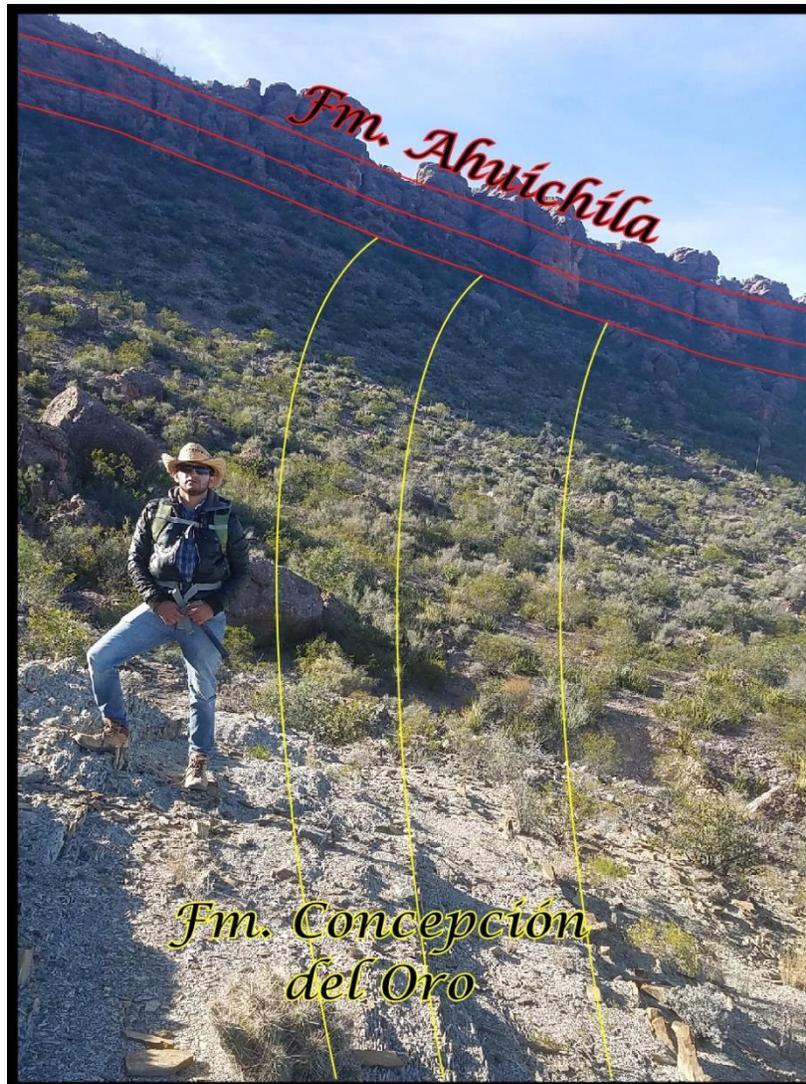


Figura 3.10- Discordancia angular entre los estratos de la Formación Concepción del Oro (líneas amarillas) y Ahuichila (líneas rojas).

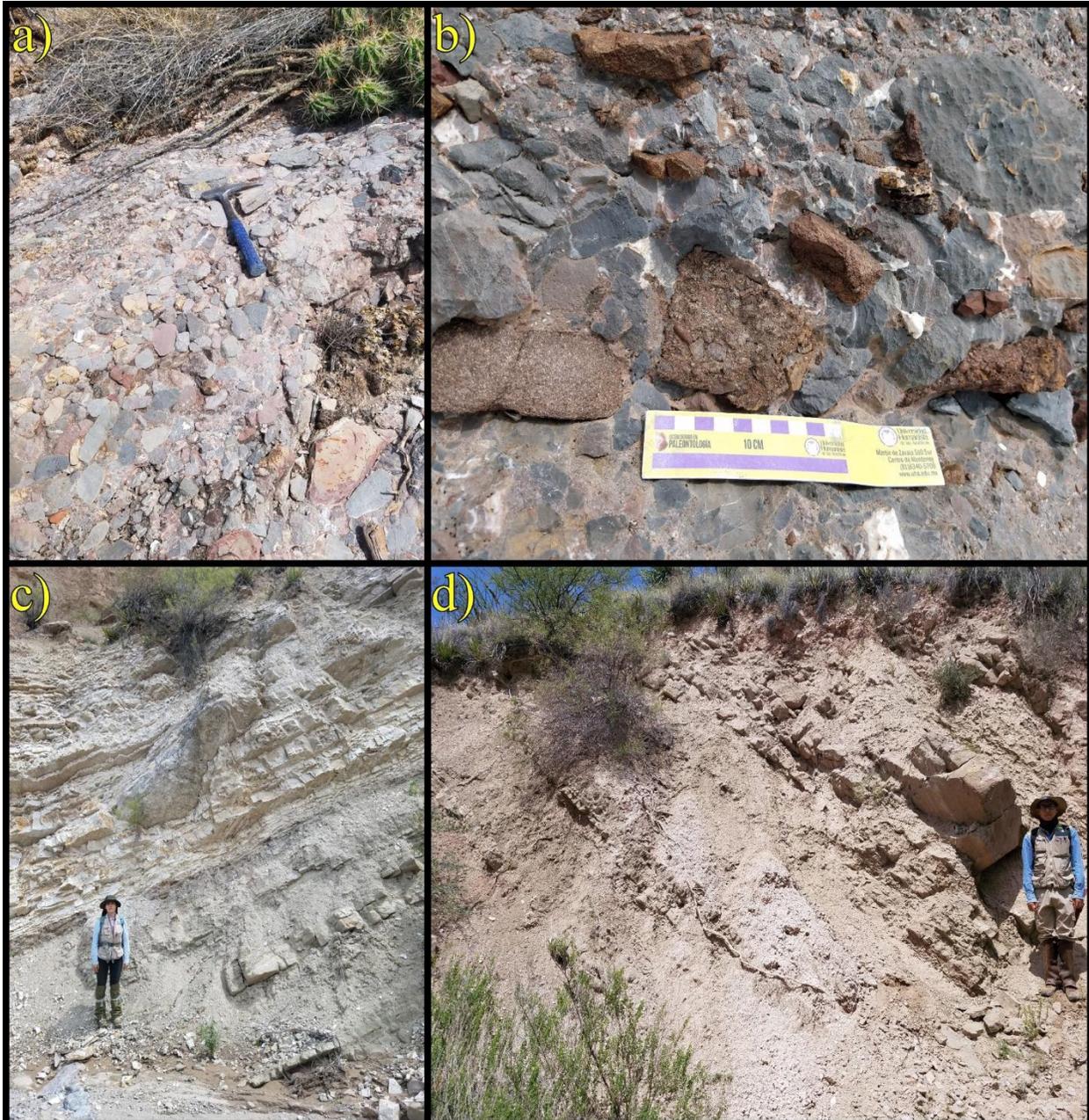


Figura 3.11- Afloramientos de la Fm. Ahuichila en la zona de estudio. a) Conglomerado polimítico. b) Dentro de los clastos que contiene esta unidad se encuentran calizas, areniscas, pedernal, lechos rojos y del basamento en un orden gradado. c) afloramiento de tobas dentro de la unidad, en muestra de mano estas tobas muestran fragmentos de de hasta 1 cm de vidrio volcánico. d) Intercalación de estratos de Lutitas limolitas y areniscas en una secuencia granodecreciente hacia los niveles medios de la unidad para posteriormente tornarse granocreciente hacia la parte superior de la unidad.

3.5 ESTRUCTURA DEL BLOQUE DE SAN JULIÁN

En el 2018 el trabajo de Ramírez-Peña (Tesis Doctoral) representa el análisis más reciente de la zona de estudio. En su trabajo se describen una serie de estructuras que resultan de gran importancia para la evolución geológica del bloque. Estas estructuras se describen a continuación de manera general y se discuten en el próximo capítulo.

Como se mencionó antes el bloque de San Julián representa un bloque de basamento exhumado y o delimitado por fallas de alto ángulo las cuales sirvieron como principal mecanismo de exhumación para el bloque. En su análisis el autor subdivide al norte del bloque de San Julián en dos Sub-bloques, Condicionados por la Falla Rodeo. El Sub-bloque que se encuentra al oriente de le denomina Sub Bloque Rodeo y su contraparte se le denomina Sub-Bloque Caopas.

En el Bloque Caopas al igual que el bloque Rodeo aflora principalmente El esquisto rodeo y la formación Nazas sin embargo en el bloque Caopas se encuentra un cuerpo intrusivo deformado el cual algunos autores lo describen como la Formación Caopas. Este intrusivo tiene una extensión de $\sim 75 \text{ km}^2$ y presenta varios apófisis, el de mayor dimensión se le conoce como San Juan del Oro por trabajos mineros homónimos y se encuentra a $\sim 5 \text{ km}$ de la comunidad de Apizolaya. Este bloque está delimitado en su lado occidental y norte por la Falla Indios, y en el sur por el lineamiento Caopas. EL bloque Rodeo presenta el mayor afloramiento del esquisto Rodeo y Nazas. Este bloque en su margen oriental y Nororiental está delimitado por la falla Norias y en su limite Sudoccidental por la falla Rodeo. (Figura 3.12)

La falla Norias se considera como el principal mecanismo de exhumación para el bloque de San Julián. En esta falla regional presenta una cinemática inversa. Para esta falla el bloque de San Julián representa el bloque de techo y en su bloque de piso se pueden observar aflorando a toda la cobertura sedimentaria marina plegada. Estos paquetes sedimentarios fueron deformados durante el Cretácico superior generando los pliegues que conforman la saliente de Concepción del Oro. Los cuales fueron truncados y basculados por la exhumación del Bloque de San Julián.

En este trabajo se nombraron estos pliegues de la siguiente manera, Norias Norte, Norias Sur, San Miguel, Santa Elena Norte y Santa Elena Sur y Ahuichila como se muestran en la (Figura 3.12). Su análisis y descripción se discute en el siguiente capítulo.

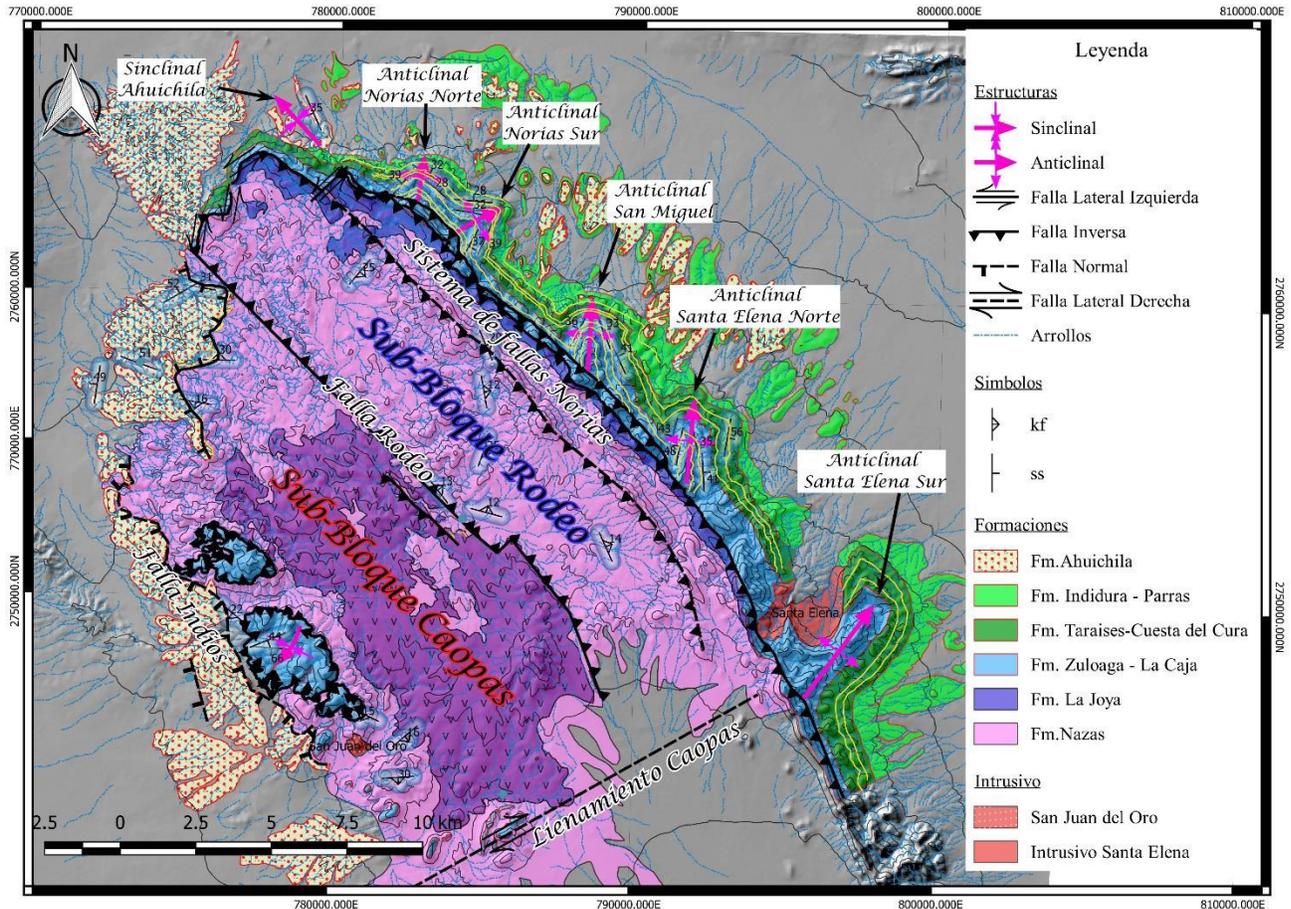


Figura 3.12- Mapa geológico Estructural del Bloque de San Julián donde se muestran las principales estructuras.

CAPITULO IV

ANALISIS ESTRUCTURAL

4.1 INTRODUCCION:

El bloque de San Julián en su totalidad comprende ~1,363 km² de los cuales el área de estudio solo cubre ~ 300 km² de la parte norte. En la zona que comprende el área de estudio aflora casi en su totalidad rocas Jurásicas del basamento de la cuenca. En el resto del bloque este no es el caso. Ramírez-Peña y Chávez Cabello (2017) establecen una serie de subdivisiones en el área de estudio en base a fallas regionales, estas fallas representan los principales mecanismos de exhumación del bloque en sus diferentes etapas a lo largo de su historia geológica (Figura 4.1). Principalmente se reconocen dos sub-bloques principales, en el oriente el “Bloque Rodeo” y en el occidente el “Bloque Caopas” estos divididos por la falla el rodeo con contenido de pseudotaquilita como roca de falla la cual Ramírez-Peña (2018) en su tesis doctoral fecho por método de 40Ar-39Ar arrojando una edad de enfriamiento de 32.82 ± 0.86 Ma. El margen oriental del bloque Rodeo está delimitado por la Falla Norias la cual se nombra como principal mecanismo de exhumación para el Bloque de San Julián. Y en la margen occidental el bloque Caopas lo delimita la Falla Los Indios, todas estas fallas se interpretan como fallas Eocenicas por sus relaciones de corte y la falla los indios se interpreta una reactivación normal durante el Mioceno. Estos bloques en el sur están delimitados del resto del bloque por el lineamiento Caopas. Este lineamiento está interpretado como una falla lateral derecha que desplaza a toda la parte norte del bloque de San Julián, pero su continuación más allá dela falla Norias es incierto.

En el Bloque de piso de la falla Norias al oriente del bloque Rodeo se encuentran una serie de pliegues que corresponden a un evento compresivo de piel delgada el cual plegó la secuencia de la cobertura sedimentaria marina del Jurásico – Cretácico.

Estos pliegues en el área de estudio presentan ejes de pliegue con direcciones hacia el N-NNE y son pliegues abiertos disarmonicos que se nombran de norte a sur: Norias Norte, Norias Sur, San Miguel, Santa Elena Norte y Santa Elena Sur, por ultimo de manera discordante sobre esta secuencia plegada se depositó un conglomerado polimíctico del paleoceno que muestra una estructura de anticlinal con un eje axial con dirección al NW paralelo a la falla Norias. Este anticlinal se le denomina como pliegue sinclinal de Ahuichila.

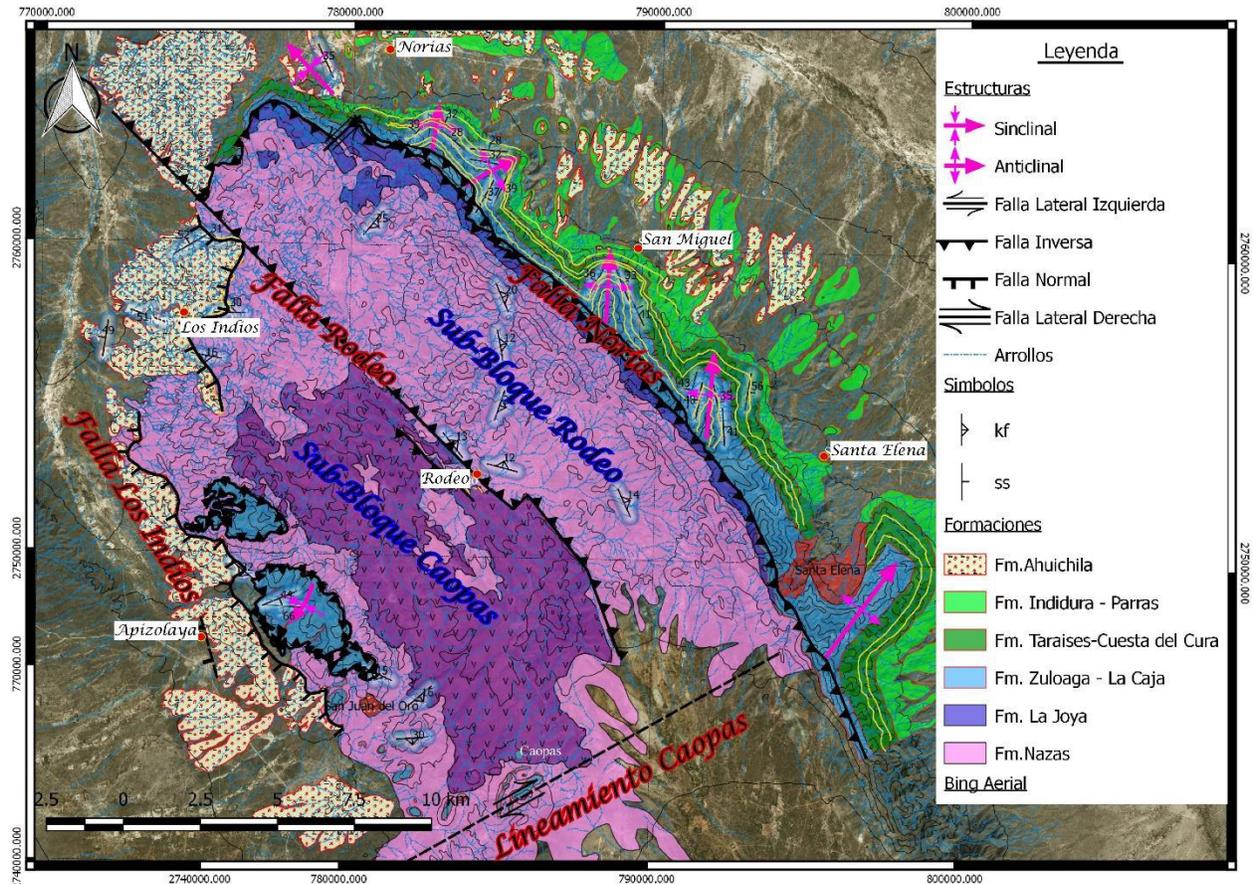


Figura 4.1- Mapa geológico-satelital general del área de estudio mostrando las principales fallas entre otras estructuras.

4.2 ESTRUCTURAS GEOLOGICAS PRINCIPALES

Todas las estructuras previamente mencionadas se agrupan y se clasifican en base a los estilos de deformación y de manera cronológica. A primera instancia y a pesar que los estilos de deformación que existe en el CPCM son muy similares. Las diferencias que se dan a lo largo y ancho se le atribuyen a la heterogeneidad de los paquetes de roca que se deformaron y su interacción entre sí. En el área de estudio la deformación de piel delgada se da a partir del contacto superior de la Formación Nazas marcando una diferencia significativa en el tipo de deformación que se tiene en la parte superior de este contacto a lo que se tiene por debajo. Esto en vista de que la formación Nazas no está involucrada en la deformación superior y en su defecto presenta una deformación dúctil más penetrativa ejemplificada en zonas milonitizadas, a diferencia de su contraparte superior que presenta características de deformación frágil. En retrospectiva a lo largo de la zona de estudio las formaciones que conforman los lechos rojos del jurásico medio actuaron como despegue en general debido a su alto contenido de arcillas principalmente la formación la Joya la cual aflora a lo largo de la falla Norias. Esta estructura se le denomina como la Superficie de Despegue Regional. Esta estructura entre otras características marca la pauta para diferenciar el estilo de deformación de “*Piel Delgada*” del estilo de deformación de “*Piel Gruesa*”. La clasificación de la deformación de *Piel Delgada* y de *Piel Gruesa* comprende a las siguientes estructuras respectivamente en base a sus características y a estructuras secundarias asociadas.

Estructuras asociadas a la deformación de Piel Delgada

- *Superficie de Despegue Regional*
- *Pliegues de Cobertura*
 - *Pliegue Norias Norte*
 - *Pliegue Norias Sur*
 - *Pliegue San Miguel*
 - *Pliegue Santa Elena Norte*
 - *Pliegue Santa Elena Sur*

Estructuras asociadas a la Deformación de Piel Gruesa

- *Fallas Principales*
 - *Falla Norias*
 - *Falla Rodeo*
 - *Falla Indios*
 - *Lineamiento Caopas*
 - *Pliegue Ahuichila*
 - *Pliegues de tipo Drape Fold*

4.3 ESTRUCTURAS DE PIEL DELGADA.

4.3.1 Superficie de Despegue Regional

El área de estudio presenta grandes singularidades que la hacen un punto clave para comparar estilos de deformación en el CPCM una de ellas es su superficie de despegue regional, esta superficie en el área de estudio se presenta en los niveles estratigráficos del contacto de los sedimentos de Jurásico Medio - Sup. con los depósitos siliciclásticos, tobaceos y derrames andesíticos de la Formación Nazas. Eh aquí en este nivel donde se suscitó el despegue ya que la formación Nazas y otras por debajo de este nivel no están involucradas en el plegamiento de la secuencia sedimentaria marina del Jurásico Superior – Cretácico Superior.

Como se mencionó en capítulos anteriores el basamento está constituido por las formaciones Nazas, Rodeo y Caopas este último considerándose no tanto una formación, sino más bien un cuerpo intrusivo metamorizado de edad Jurásico medio. En el área de estudio estas unidades presentan una historia geológica compleja, presentando evidencias de por lo menos dos eventos deformativos de compresión cortical. En el esquisto Rodeo se observan evidencias de un metamorfismo de bajo grado en facies de esquistos verdes que genero una esquistosidad con planos preferenciales de foliación que en general buzaban hacia el NE y una lineación mineral que en lo general tiene una dirección hacia el NE.

- **Bloque Rodeo**

En el bloque Rodeo la foliación S1 tiene tendencias de rumbo de $293^{\circ}/18^{\circ}$ (Figura 4.2 b) verde) en promedio sin embargo en algunas zonas del bloque la foliación tiene cambios de rumbo significativos, la foliación se observa invertida buzando en sentido opuesto, por el rumbo de $122^{\circ}/25$ en promedio, esto en una franja paralela a la falla Norias a una distancia aproximada de 1 km y en las cercanías de la falla el Rodeo. Y se observó una segunda foliación S2 (Figura 4.2 b) rojo) que tiende $146^{\circ}/77^{\circ}$ muy contrastante especialmente en su ángulo de buzamiento muy cercano a la vertical. Esta superficie está expuesta debido a la erosión de toda la cobertura sedimentaria marina solamente algunos remanentes de la Fm. La Boca está presente en cerros testigo posiblemente remanentes de los núcleos de los pliegues por encima de la superficie de despegue. Al mismo tiempo se desarrolló una lineación mineral en el esquistos a lo largo de todo el bloque de San Julián, esta lineación mineral presenta direcciones principalmente hacia el N-NE. (Figura 4.4)

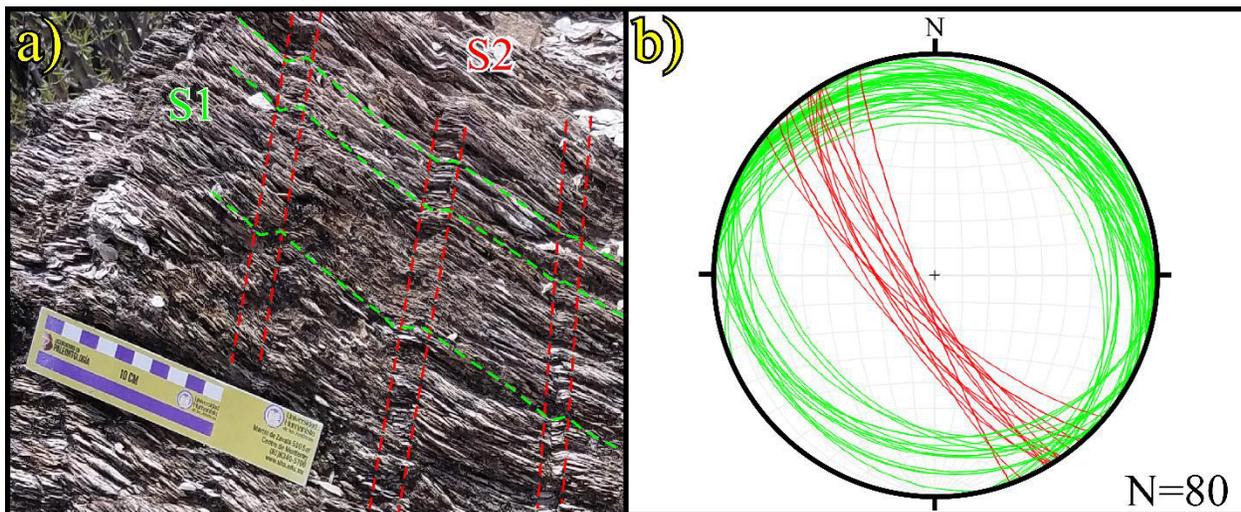


Figura 4.2- a) Esquisto rodeo con presencia de la foliación S1 y S2. b) Red estereográfica mostrando la foliación S1 verde, S2 Rojo.

- **Bloque Caopas**

En el Bloque Caopas la foliación S1 tiene un comportamiento caótico y se observa un patrón de buzamiento en dirección radial hacia afuera del bloque y este comportamiento es similar en la S2. (Figura 4.3). en este sub-bloque como se menciona en el capítulo anterior se encuentra conformado por un cuerpo intrusivo de edad jurásica que muestra evidencias de aplicación de esfuerzos en forma de amplio fracturamiento y en ciertas zonas presenta lineación mineral. Sin embargo en las partes más cercanas al centro del intrusivo se encuentra la roca sana.

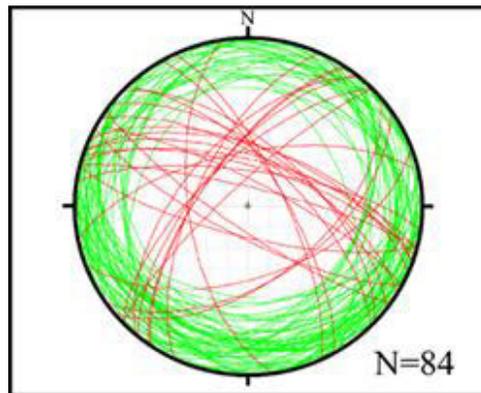


Figura 4.3- Proyección estereográfica para las foliaciones S1(verde) y S2 (Rojo) para la superficie de despegue en el Bloque Caopas.

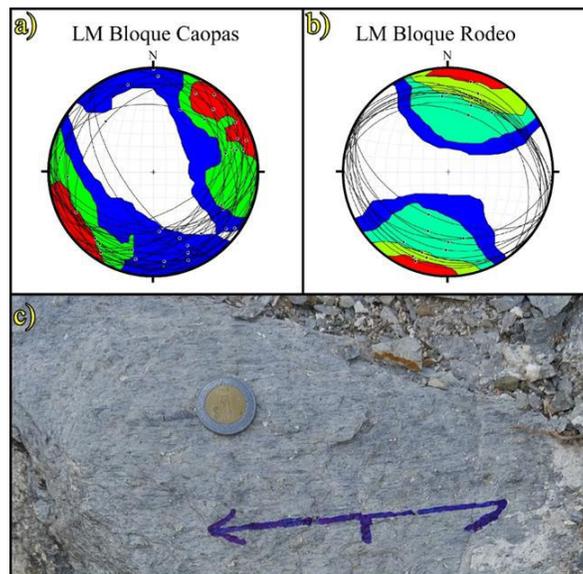


Figura 4.4- Redes estereográficas que muestran la lineación mineral general. a) Sub-bloque Caopas. b) Sub-bloque Rodeo. c) fotografía del esquisto rodeo que muestra lineación mineral.

4.3.2 Anticlinal Norias Norte

En la zona del norte del bloque el pliegue más cercano a la comunidad de San Jerónimo (Norias) se ubica este pliegue en el borde, cortado oblicuamente por la falla Norias. Este pliegue presenta un eje con vergencia hacia el noreste y con un ángulo de inmersión de 23° este pliegue se clasifica como un pliegue suave debido a su ángulo interlimbo de 143° mayor a 120° además no presenta una inclinación importante en su plano axial casi vertical de 80° . En él se encuentran involucradas las unidades que comprenden a la Fm. Zuloaga y a todas las que la sobreyacen hasta la formación Ahuichila la cual se encuentra depositada discordantemente sobre la mayoría de las estructuras plegadas del borde. (Figura 4.5 y 4.6). Este pliegue muestra una estrecha relación con el pliegue Norias Sur por su proximidad, el flanco norte presenta un rumbo e inclinación de $276^\circ/42^\circ$ en promedio y el flanco opuesto $035^\circ/38^\circ$ este pliegue presenta su núcleo en la formación Zuloaga y pliega toda la secuencia que la sobreyace, este pliegue presenta una geometría cónica por la intersección de sus flancos en su eje beta. Este pliegue en su flanco sur presenta una serie de pliegues parásitos del segundo orden. Este pliegue por motivos de accesibilidad no fue posible su medición sin embargo fueron identificados en interpretación fotogeológica. Este pliegue es resultado de la compresión cortical en la zona y del consecuente despegue regional, al igual que todos los pliegues del borde.

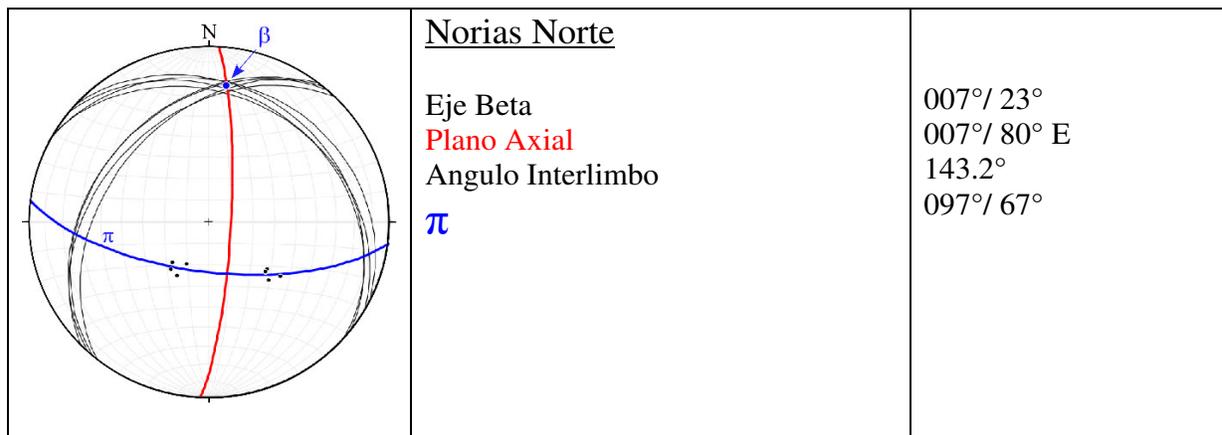


Figura 4.5- Red estereográfica del Pliegue Norias Norte.

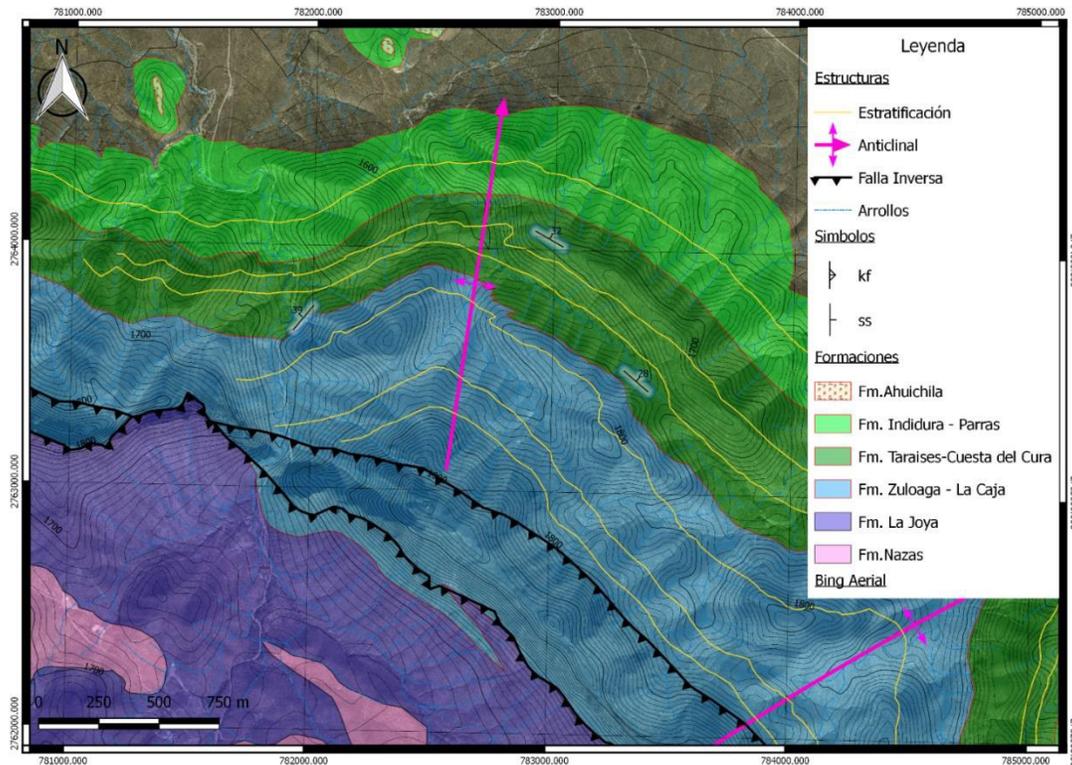


Figura 4.6- Imagen satelital y mapa geológico del Anticlinal Norias Norte. En amarillo se muestra la estratificación aparente y en rosa presenta el eje del anticlinal.

4.3.3 Anticlinal Norias Sur

Recorriendo la traza de la falla Norias con dirección al sur consecuentemente se localiza el siguiente pliegue anticlinal denominado Anticlinal Norias Sur, este pliegue presenta un plano axial de $239^{\circ}/86^{\circ}$ y un eje axial de $056^{\circ}/22^{\circ}$ este pliegue se presenta disarmonico en relación con los demás pliegues del borde y difiere en su vergencia de eje axial, es posible que se relacione con el anticlinal Norias Norte en forma de pliegue tipo caja viéndolos desde un punto de vista restaurado pero los estratos que conforman la zona entre los dos planos axiales se cuelgan de forma que dan aspecto de un pliegue tipo “M”.

Este pliegue involucra desde la Formación Zuloaga en su núcleo y a todas las formaciones consiguientes de la cobertura sedimentaria marina del Jurásico-Cretácico. Se clasifica como un pliegue abierto por su ángulo interlimbo de 126° , este pliegue presenta $280^{\circ}/82^{\circ}$ en su flanco norte y $025^{\circ}/39^{\circ}$ en su flanco sur (Figura 4.7 y 4.8).

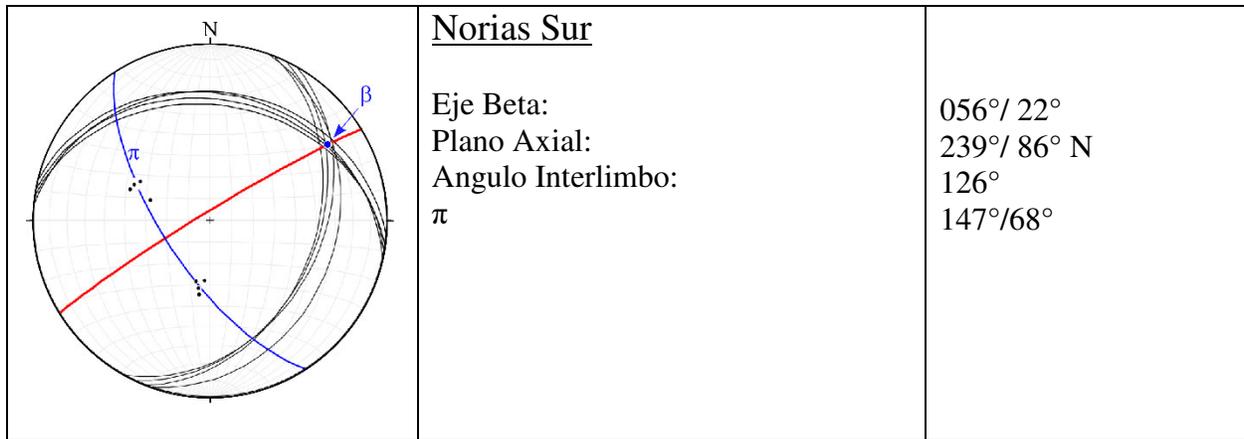


Figura 4.7- Red estereográfica del Anticlinal Norias Sur.

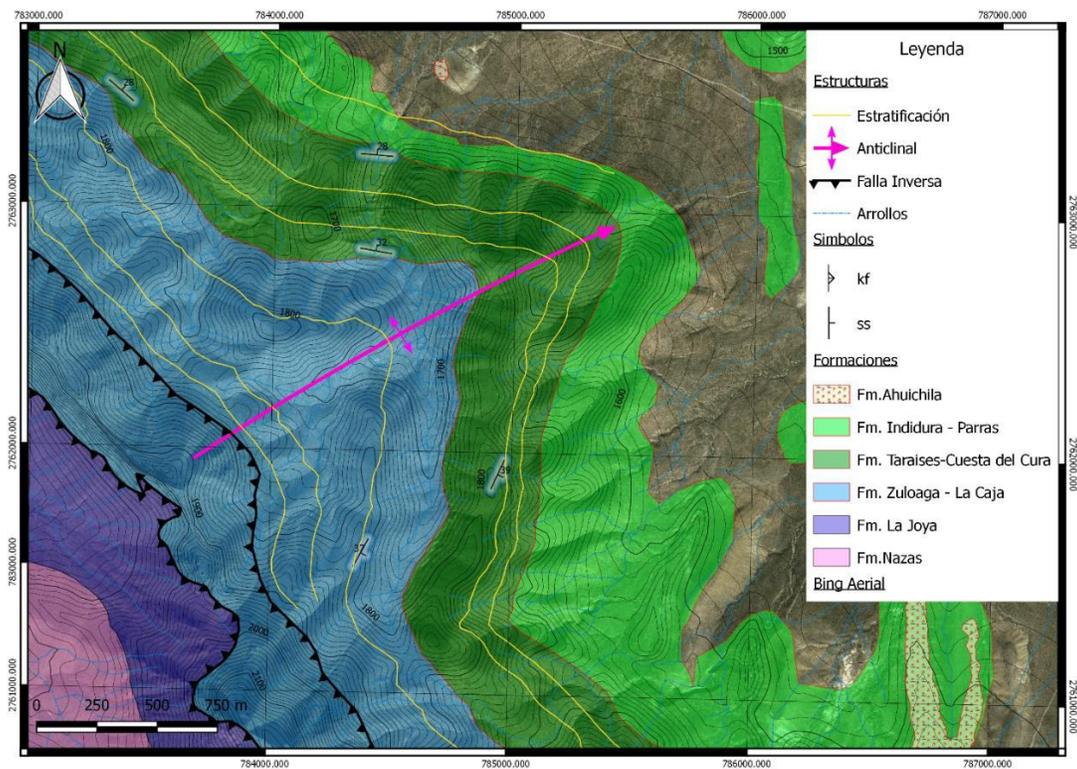


Figura 4.8- Imagen satelital y mapa geológico del Pliegue Norias Sur, en amarillo se muestra la estratificación aparente y en rosa muestra el eje del anticlinal.

4.3.4 Anticlinal San Miguel

Consiguiente con dirección hacia el sur del anticlinal de Norias Sur Se encuentra el anticlinal de San Miguel, nombrado así por la población homónima que se ubica en la proximidad de la charnela de este pliegue. Este pliegue presenta un plano axial sub-vertical de $007^\circ/85^\circ$ E con Angulo de cabeceo de 24° hacia el norte este pliegue presenta una geometría de pliegue abierto con su ángulo interlimbo de 113° este anticlinal presenta en su núcleo a la Fm. Zuloaga y se sospecha que en cierto grado involucra a los lechos rojos en la base de su núcleo. En el flanco este presenta un pliegue parasito de segundo orden. Con transporte tectónico en sentido contrario al de la estructura principal. En su flanco este las capas presentan una inclinación y rumbo de $340^\circ/35^\circ$ en promedio. Y del flanco Oeste $208^\circ/41^\circ$.

Este anticlinal presenta un cambio en la geometría de las capas más cercanas al núcleo ya que presenta un plegamiento más apretado y se relaja conforme te alejas del núcleo esta es una característica típica de pliegues de despegue. (Figura 4.9 y 4.10)

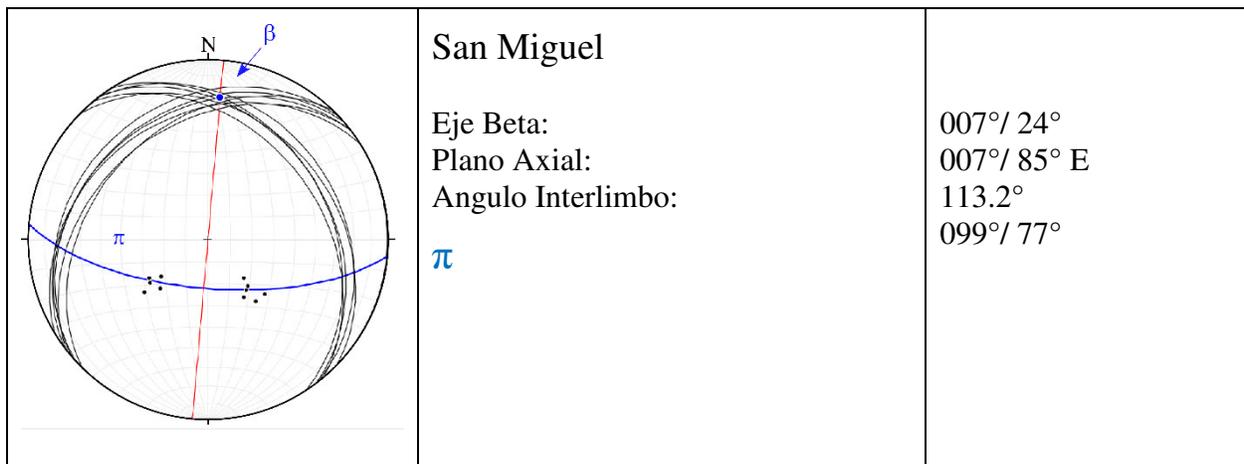


Figura 4.9- Red estereográfica del Anticlinal San Miguel.

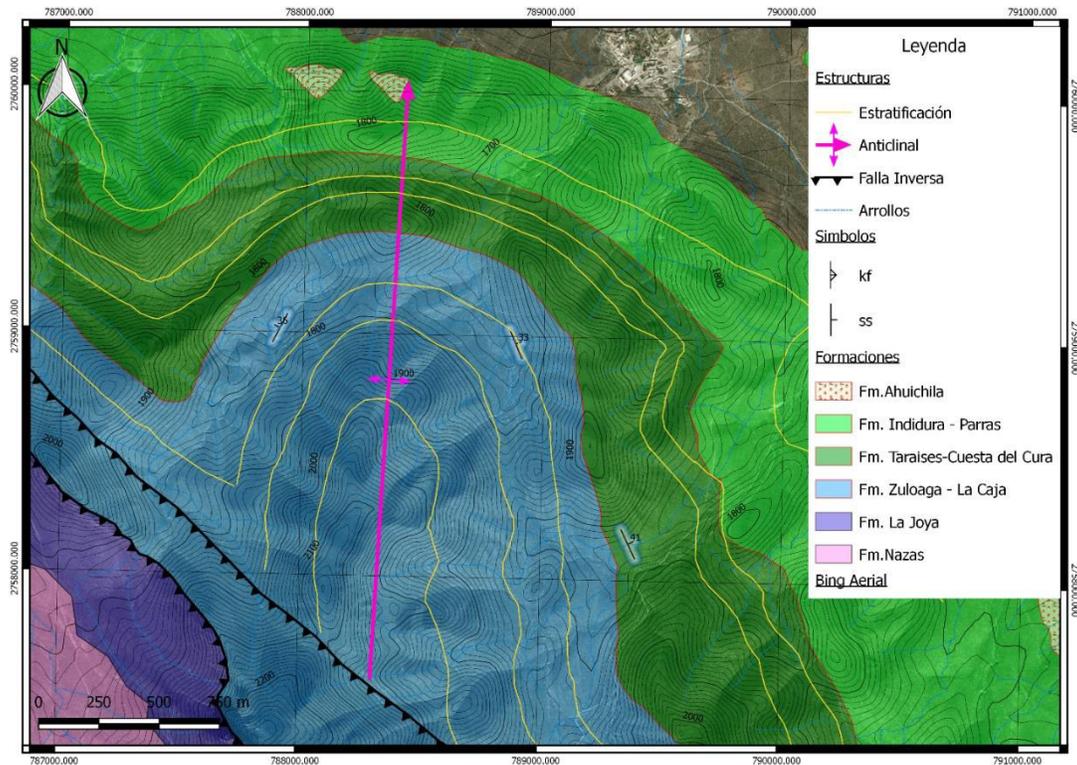


Figura 4.10- Imagen satelital y mapa geológico del Pliegue San Miguel, en amarillo se muestra la estratificación aparente y en rosa muestra el eje del anticlinal.

4.3.5 Anticlinal Santa Elena Norte

Siguiendo el orden de descripción de los pliegues anteriores hacia el sur del pliegue de San Miguel se encuentra el pliegue de Santa Elena Norte, este pliegue presenta una geometría muy similar a la del pliegue de San Miguel, inclusive presenta una dirección de plano axial muy similar y un pliegue parásito significativo con vergencia tectónica opuesta a la de la estructura principal del anticlinal. En su núcleo presenta a la formación Zuloaga y cercano a la traza del despegue se observa a los lechos rojos involucrados en forma de flujo flexural en la base del núcleo. El anticlinal presenta un plano axial de $202^{\circ}/80^{\circ}$ y un ángulo de cabeceo de 25 al norte y un ángulo interlimbo de 104° sin embargo al igual que el anticlinal San Miguel presenta los flancos interiores del núcleo del anticlinal estrechamente apretados (Figura 4.11 y 4.12).

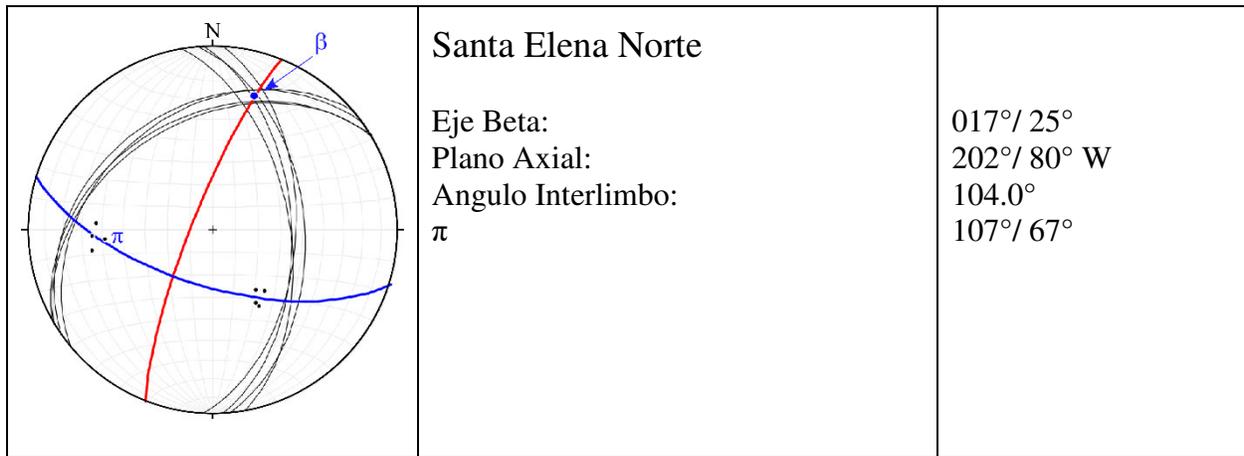


Figura 4.11- Red estereográfica del Anticlinal Sata Elena Norte.

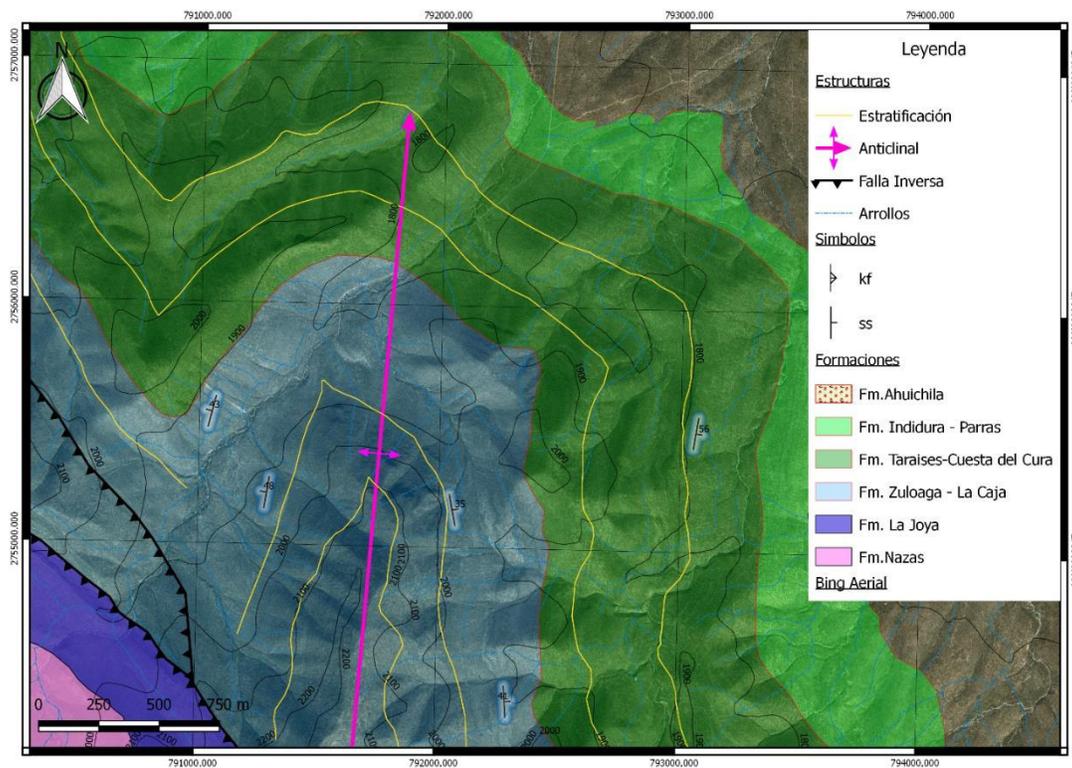


Figura 4.12- Imagen satelital y mapa geológico del Pliegue Santa Elena Norte, en amarillo se muestra la estratificación aparente y en rosa muestra el eje del anticlinal.

4.3.6 Anticlinal Santa Elena Sur.

Este pliegue se encuentra al sur de la comunidad de Santa Elena y es por esto que lleva dicho nombre. Este pliegue presenta una singular característica diferente del resto de los pliegues del borde, en el flanco norte del anticlinal se encuentra un cuerpo intrusivo conocido como el intrusivo Santa Elena, este cuerpo interrumpe la secuencia del flanco norte a partir de la fm. Cuesta del cura. El pliegue presenta un plano axial de $028^{\circ}/85^{\circ}\text{E}$ con un eje beta de $028^{\circ}/11^{\circ}$ el ángulo interior entre ambos flancos es menor en comparación de los otros pliegues del borde, con un ángulo interlimbo de 88° quedando como un pliegue abierto pero muy cercano a la clasificación de los pliegues cerrados, en el flanco sur la secuencia presenta una orientación e inclinación de $015^{\circ}/40^{\circ}$ y las unidades se encuentran desde su núcleo la Fm. Zuloaga y continua la secuencia hasta las unidades del Cretácico Tardío. Por otro lado, el flanco norte presenta características de rocas alteradas por altas temperaturas. Esto principalmente en las rocas que están en contacto con el intrusivo Santa Elena. Lo que se pudo observar del flanco norte presenta un rumbo y buzamiento de $220^{\circ}/56^{\circ}$ (Figura 4.13 y 4.14).

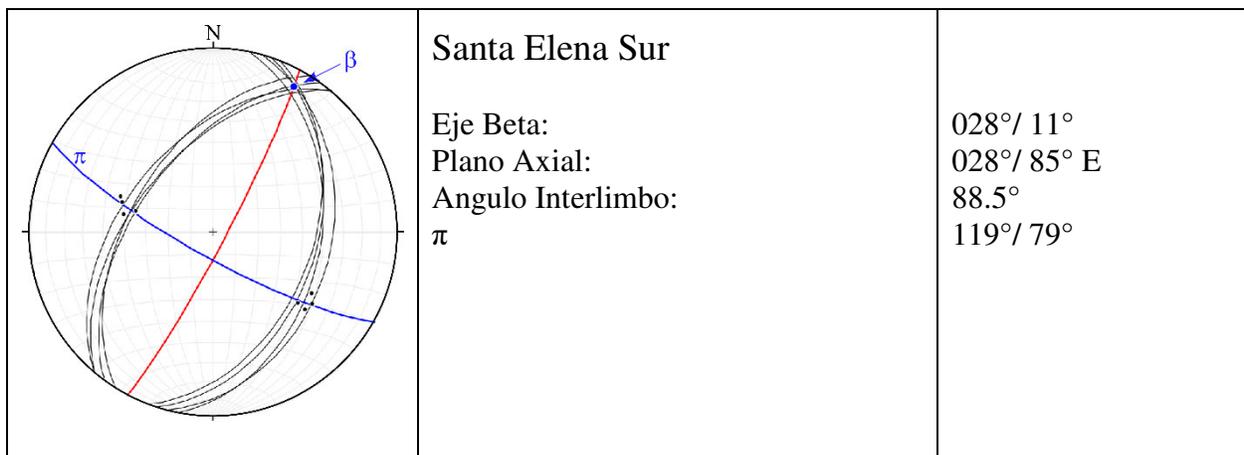


Figura 4.13- Red estereográfica del anticlinal Santa Elena Sur.

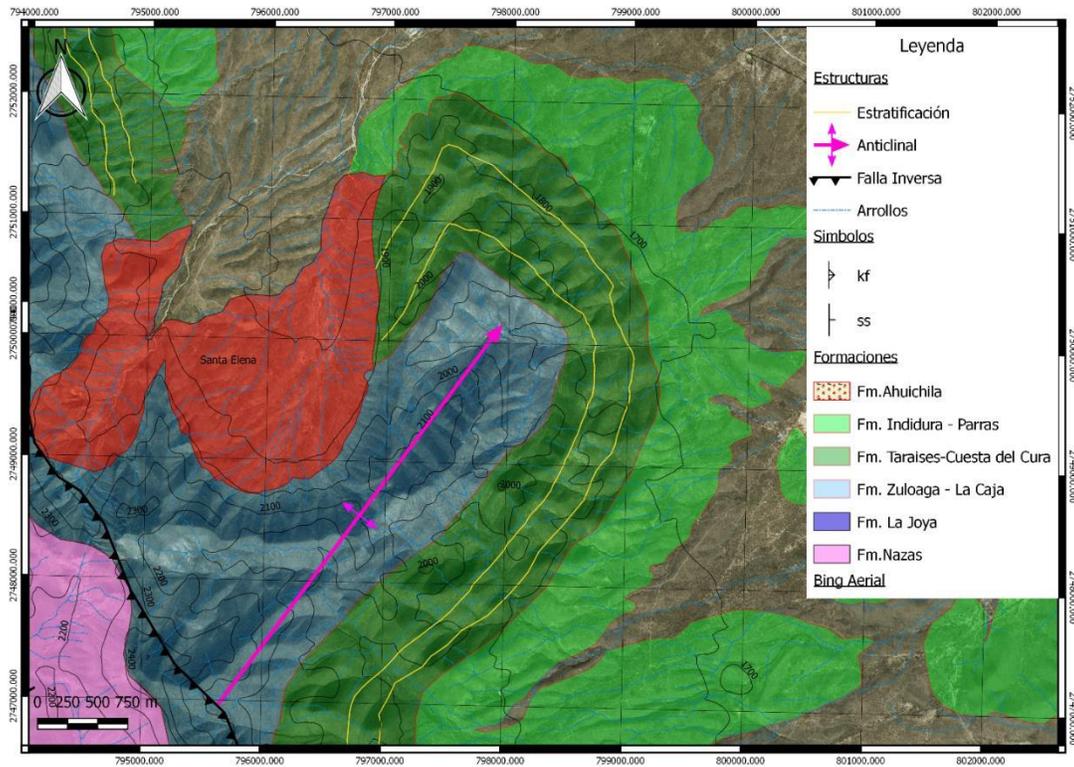


Figura 4.14- Imagen satelital y mapa geológico del Pliegue Santa Elena Sur, en amarillo se muestra la estratificación aparente y en rosa muestra el eje del anticlinal.

4.4 ESTRUCTURAS DE PIEL GRUESA.

Posterior a la deformación que generó el plegamiento en la secuencia de la cobertura marina sucedió un evento compresivo que exhumó al bloque de San Julián exponiendo en el área de estudio a las rocas Jurásicas del basamento. Las principales evidencias de este suceso se describen a continuación empezando por las estructuras que representan los mecanismos principales de exhumación del bloque y posteriormente estructuras que se generaron en resultado a la exhumación de bloque.

4.4.1 Falla Norias

La margen oriental del bloque de San Julián está representada por una falla regional denominada la Falla Norias esta falla se interpretaba como una falla de cinemática inversa con una brecha de falla de aproximadamente 6 m de espesor.

Esta falla se prolonga en toda la extensión del bloque. Y se le considera responsable como mecanismo principal para la exhumación. Esta falla presenta una dirección en promedio de 135° y un buzamiento de falla que ronda entre los 84° - 75° . Debido a problemas de accesibilidad no se observó un afloramiento del plano de falla donde se puedan observar indicadores cinemáticos para esta falla. En el cañón que se dirige a la comunidad de norias se observa una brecha de falla bien desarrollada al igual que en los otros cañones estudiados. A lo que se le creía como una sola discontinuidad, se encontró que en realidad es un sistema de fallas de tipo trishear, el cual divide ciertos aspectos de la geometría de las estructuras presentes en esta zona del área de estudio. Sin embargo, esto no es consistente a lo largo de toda la traza de la falla en algunas zonas la falla se unifica en una sola y posteriormente se vuelve a bifurcar, pero esto siguiendo la misma dirección general de la traza de la falla, en una zona de daño que va desde los 100 m hasta los 1000 m.

Viajando de poniente a oriente perpendicularmente a la traza de la falla, el primer indicio del sistema de fallas se infiere debido a las características de la superficie. En la parte cercana a la comunidad de San Miguel se encuentra un cambio importante en las direcciones preferenciales de la foliación en las rocas jurásicas de la Formación Nazas. En la zona que se encuentra a aproximadamente 500 m de la traza principal de la falla se encuentra un rasgo topográfico importante, que se conforma en sus partes altas por la formación Nazas. Al occidente de este alto topográfico se obtiene direcciones preferenciales de foliación de $128^\circ/19^\circ$, y por otro lado en su lado oriental se obtienen direcciones de foliación de $314^\circ/17^\circ$ en promedio. Debido a la geometría que conforman las direcciones de foliación en esta zona se interpreta como una primera falla que no aflora en superficie (Figura 4.15).

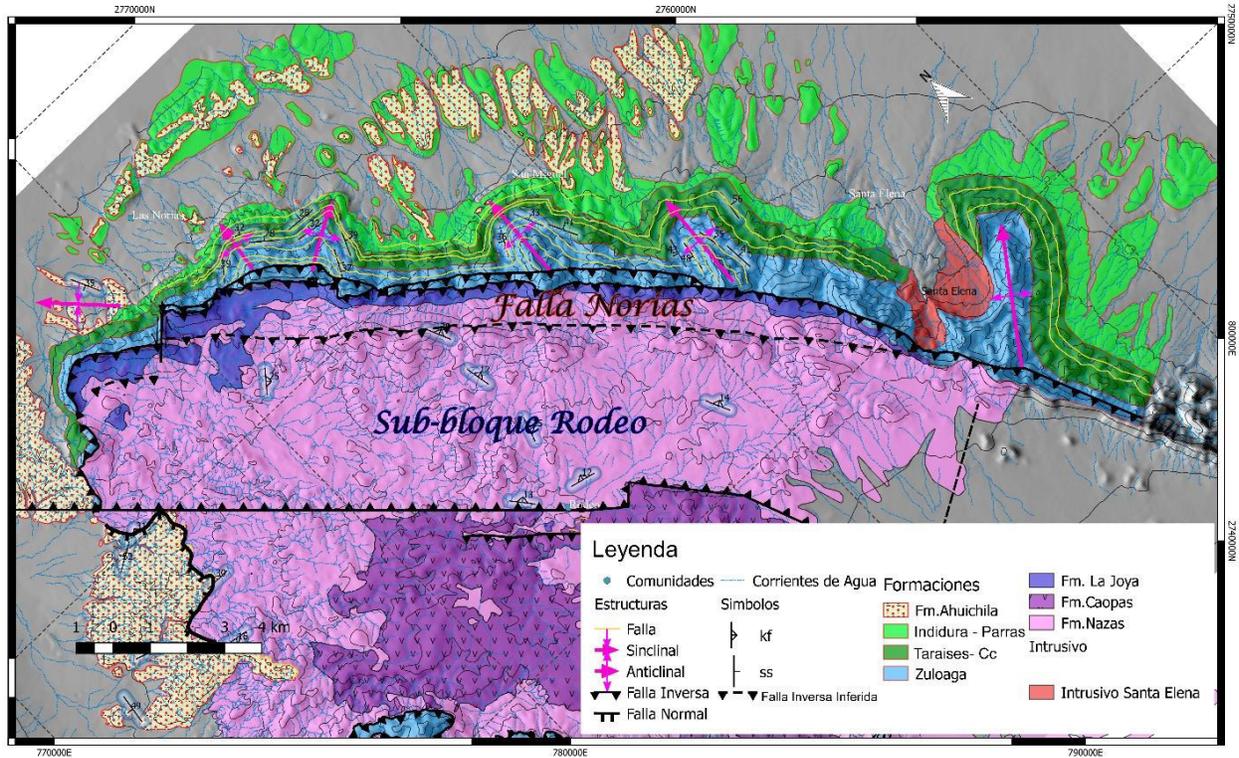


Figura 4.15- Mapa geológico donde se muestra la traza de la Falla Norias.

Consiguiente a la estructura descrita anteriormente mencionada se localiza en el corazón de la Sierra de San Julián a la segunda falla de la Trishear Norias. Esta falla aflora en todos los cañones que atraviesan la Sierra de San Julián y en todos los afloramientos presenta una brecha de falla bien desarrollada de 5 a 20m de espesor con clastos principalmente de roca caliza que en algunos afloramientos se presenta milonitizada (Figura 4.16). esta estructura sigue la dirección general de la traza de la falla. Sin embargo, esta falla se presenta un tanto sinuosa con un cambio de dirección de aproximadamente 20° en su continuación al sur del intrusivo Santa Elena.

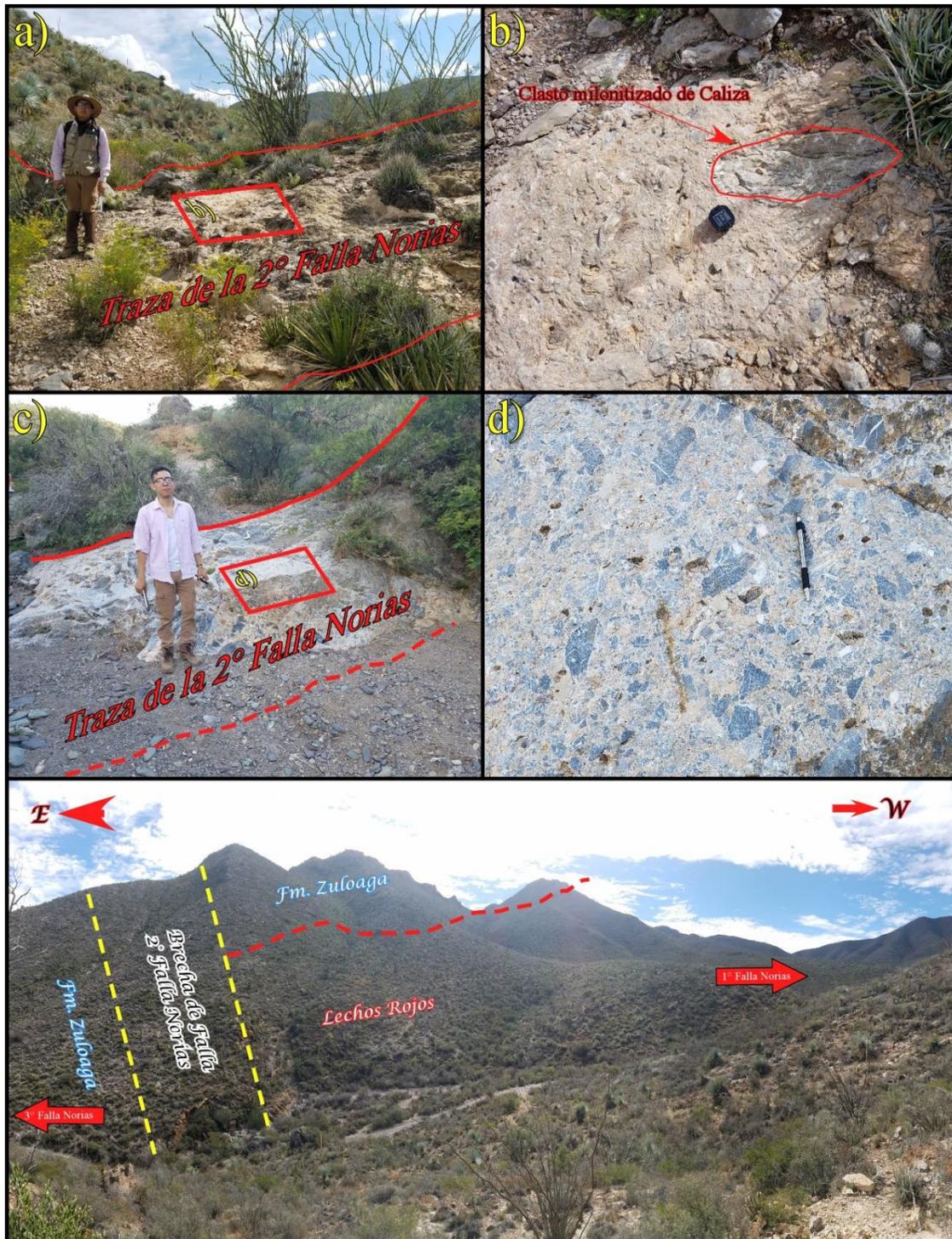


Figura 4.16- Fotografías de diferentes afloramientos de la segunda falla de Norias la cual presenta una roca de falla que en ocasiones se presenta como una milonita a) y b), y en otros afloramientos como una brecha de falla con recristalización y posibles eventos de hidrotermalismo. Imagen inferior muestra una fotografía panorámica de la traza de la Falla Norias.

A partir de la segunda falla se presenta un cambio importante en el buzamiento de las capas de la Formación Zuloaga. Las capas presentan una inclinación sub vertical que en general forman estructuras de arrastre por la influencia de la falla, principalmente pliegues de tipo “drape fold” estos pliegues presentan ejes paralelos a la traza de la falla y se encuentran confinados entre la segunda y tercera falla del trishear. Principalmente en las partes más altas de la estructura se encuentran anticlinales drape y en las partes bajas del cañón encontramos sinclinales consiguientes a los superiores en forma disarmónica con ejes beta que difieren en dirección de los ejes beta de los drape (Figura 4.16). En algunas partes los ejes de los pliegues superiores presentan direcciones caóticas, debido al re plegamiento de las capas. Cabe destacar que debido al transporte que esta falla provoco en la secuencia se observa el contacto de la cobertura sedimentaria marina con la superficie de despegue.

Por último consiguiente a la traza de la falla principal en dirección al oriente se encuentra la última falla del sistema trishear. Esta falla presenta una inclinación un tanto menor a las anteriores, su característica principal es que divide a las capas que conforman a los pliegues de tipo drape de las geometrías que conforman los anticlinales de borde que forman parte de las estructuras asociadas a la deformación de piel delgada. Esta falla se presenta difusa en una zona de daño con varios planos de falla los cuales todos presenta brechas de falla de 10 a 15 cm de espesor con clastos exclusivos de roca caliza. A partir de esta zona de daño empieza la vergencia de los anticlinales descritos en el apartado anterior y esta última falla se encuentra cortando los núcleos colapsados de los anticlinales de forma oblicua (Figura 4.17).

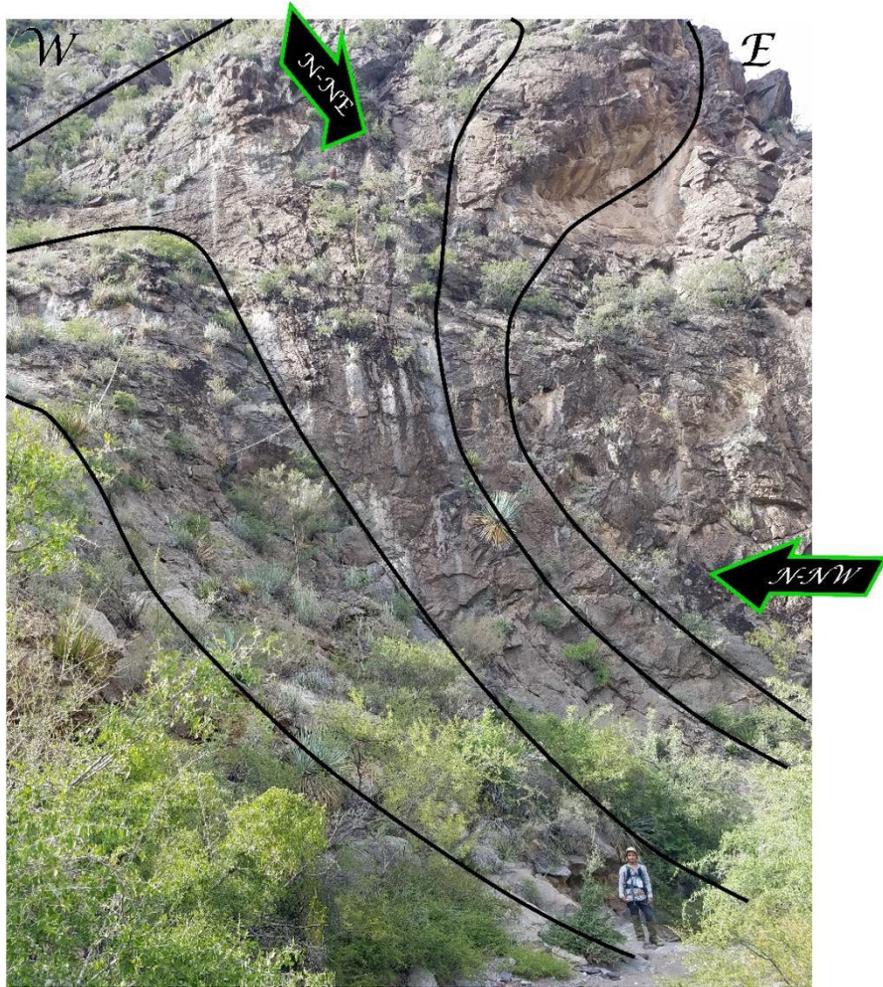


Figura 4.17- Fotografía de estructuras plegadas en uno de los cañones entre el anticlinal Norias Sur y San Miguel, la flecha superior muestra la dirección del eje beta del pliegue drape. Flecha inferior muestra la dirección del eje beta de un sinclinal continuo.



Figura 4.18- a) Falla sintética de la falla principal inferida como falla normal. b) falla continua muy similar a la falla sintética. c) Acercamiento del plano de falla que muestra una brecha tectónica como roca de falla.

4.4.2 Falla Rodeo

En las inmediaciones del bloque de San Julián se encuentra la Falla El Rodeo, esta falla se prolonga con dirección NW-SE paralela a la falla Norias y buza hacia el NE, esta falla presenta una cinemática inversa y una roca de falla de pseudotaquilita, esta falla pone en contacto tectónico al intrusivo Caopas (en el bloque de techo) con el esquisto Rodeo (bloque de piso) generalmente, pero no en todos los casos ya que la falla se presenta un tanto sinuosa y con saltos perpendiculares a la traza de la falla y en ocasiones más al norte se observa que la falla corta al intrusivo.

Esta falla se prolonga aproximadamente por 19 km desde el sur de la comunidad de El Rodeo hasta el norte del bloque donde es cubierta por las grabas de la Formación Ahuichila y su terminación sur es incierta por la cobertura de sedimentos cuaternarios.

Esta falla presenta principalmente una cinemática inversa y muy franca al tipo dip-slip y de alto ángulo respaldado por varios afloramientos en la zona y evidencias que nos denota esta cinemática y que tomando en cuenta las relaciones de corte se presentan litologías más antiguas en el bloque de techo que aquellas en el bloque de piso (Figura 4.18a). Sin embargo, siguiendo la traza de la falla hacia el norte de este poblado se encontró varios afloramientos donde se denota una cinemática lateral derecha.

Estas evidencias nos hablan de una reactivación de esta falla con un cambio importante en la cinemática de la falla aunado a una componente normal. (Figura 4.18b) Cabe destacar que en los lugares donde la falla presentaba una cinemática lateral había presencia de mineralización de hematita especular en forma de un segundo pulso mineralizante que en ocasiones se ramificaba entre la pseudotaquilita.

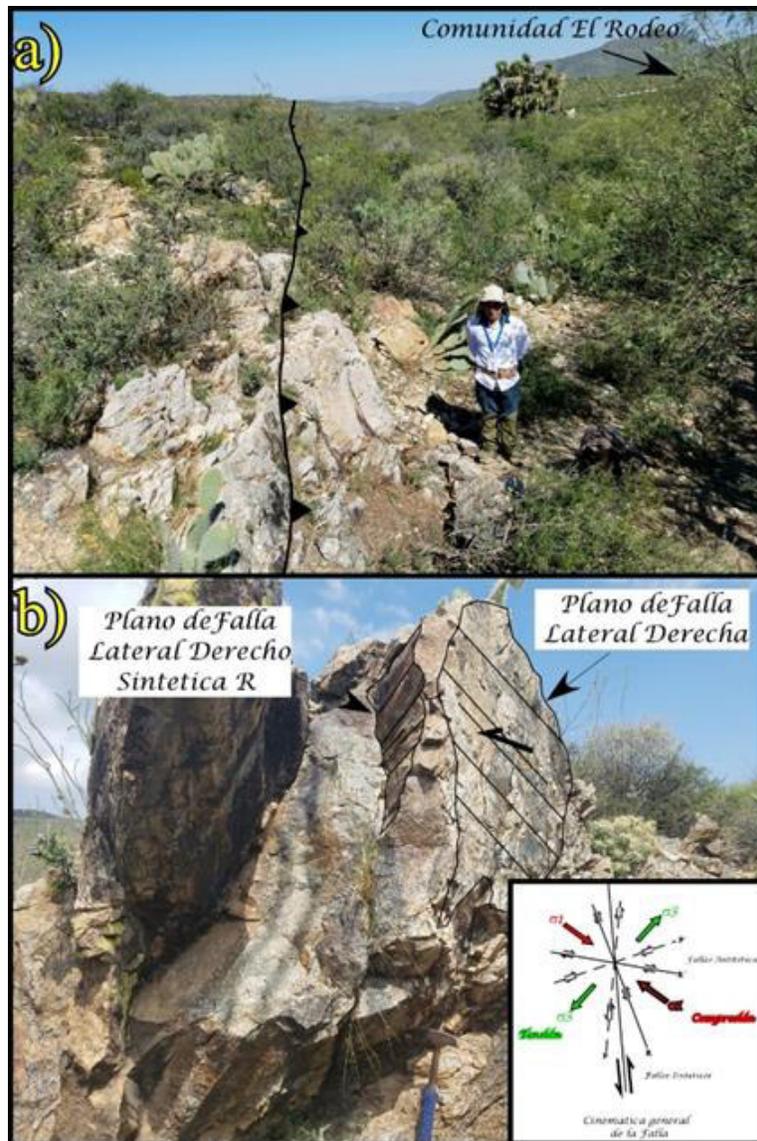


Figura 4.19- Falla Rodeo mostrando pseudotaquilita y/o Hematita Especular a) Traza de la falla. b) Plano de falla lateral derecha y una falla sintética lateral derecha.

Al oeste de la falla Rodeo paralela a esta se encuentra otra falla inversa con una dirección de 138° y 40° esta falla presenta evidencias de una cinemática inversa como se puede observar en la Figura (Figura 4.19) Esta falla difiere de la Falla rodeo en la dirección del buzamiento sin embargo comparte la misma dirección del plano de falla y dirección de acortamiento con la falla Norias la cual la asocia en parte al mecanismo que exhumo el bloque esta falla se comporta dentro del mismo mecanismo de fallamiento de la falla Rodeo como una falla antitética R'.



Figura 4.20- Falla Inversa con un acercamiento a un indicador cinemático de libros volcados.

4.4.3 Falla Los Indios

La Margen occidental del bloque de San Julián está representada por la Falla Norias, esta falla se prolonga paralela a las fallas Norias y Rodeo (Figura 4.19a), esta falla presenta principalmente una componente normal, y buza hacia el SW con una pendiente de 35° en promedio. Esta falla pone en contacto a las rocas Eocénicas de la Formación Ahuichila con las rocas Jurásicas del esquistos Rodeo (Figura 4.19b).

Se presenta con una longitud de 22 km y en una dirección general de 141° y se cree que esta falla se prolonga por otros 30 km en dirección al sur fuera del área de estudio, esta falla representa la contraparte de una estructura en domino clásica para la inversión de la cuenca.

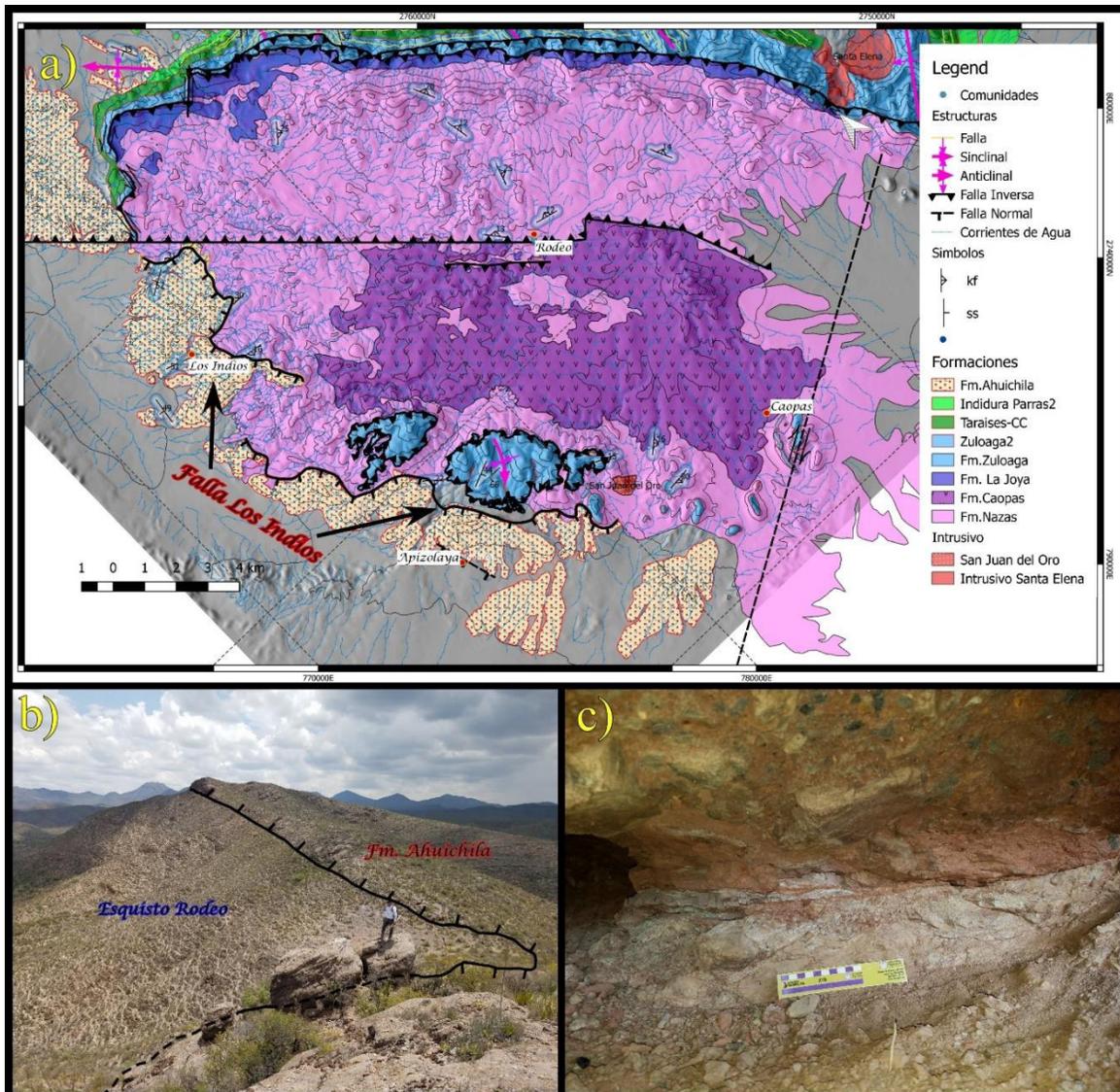


Figura 4.21- a) mapa geológico que muestra la traza de la falla Los Indios a lo largo del Bloque de San Julián. b) Fotografía que muestra el contacto tectónico entre el esquistos Rodeo del Jurásico y a la Fm. Ahuichila del Plioceno la diferencia de relieve se da debido a la competencia física de los materiales al intempresimo. c) Fotografía que muestra la zona de cizalla entre estas dos unidades la cual deja como evidencia del movimiento una roca de falla de cataclasita.

4.4.4 Lineamiento Caopas

En las cercanías de la comunidad de Caopas se reportó un lineamiento el cual pasa unos cientos de metros al sur de esta localidad o inclusive la corte de W a E, principalmente se reporta como un lineamiento con características de una falla lateral derecha. Para esta falla no se encontraron evidencias importantes que apoyen la existencia de esta falla.

Sin embargo, las evidencias de las imágenes satelitales demuestran un lineamiento importante en esta zona, principalmente apoyándose en que, en este punto específico, este lineamiento desfasa a la falla Los Indios por aproximadamente 6 kilómetros aquí denotando su carácter lateral.

4.4.5 Anticlinal Ahuichila

Dentro de las estructuras que forman parte del mecanismo de exhumación del bloque, es decir, de la deformación de piel gruesa, se encuentran aquellas que se forman como resultado de la influencia de estos movimientos como lo es el Anticlinal Ahuichila. En la parte noreste del bloque de San Julián se depositaron unas grabas conglomeráticas palomíticas del eoceno.

Estas grabas en el noreste del bloque se presentan deformadas en forma de una estructura de sinclinal. este sinclinal presenta una dirección de plano axial de $133^{\circ}/84^{\circ}$ con un dato de eje beta de $312^{\circ}/09^{\circ}$ y se presenta de carácter abierto con un ángulo interlimbo de 116° . Debido al paralelismo del eje de este sinclinal con la falla Norias se le atribuye como una estructura asociada a la deformación de piel gruesa (Figura 4.20 y 4.21).

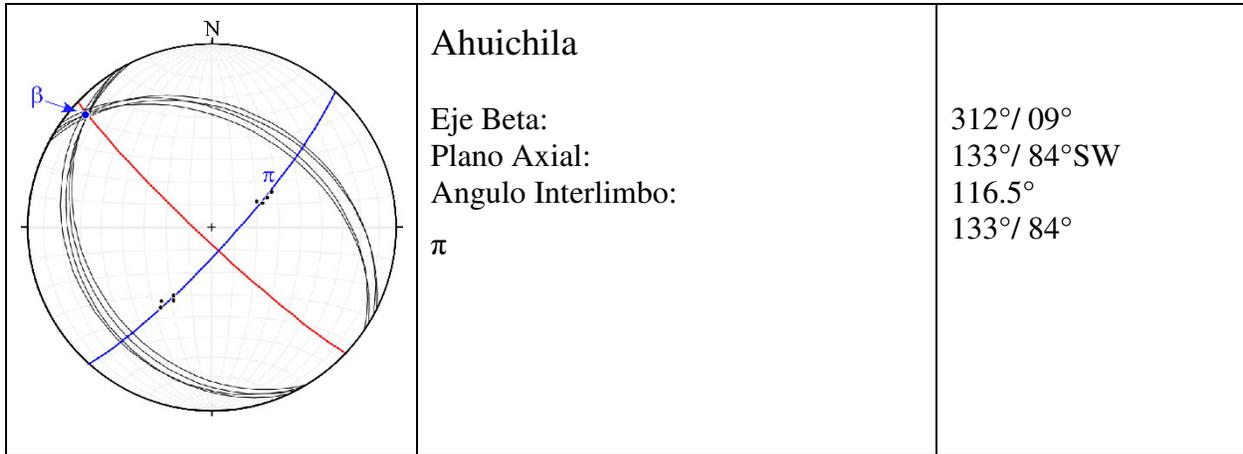


Figura 4.22- Red estereográfica del Sinclinal de la Formación Ahuichila.

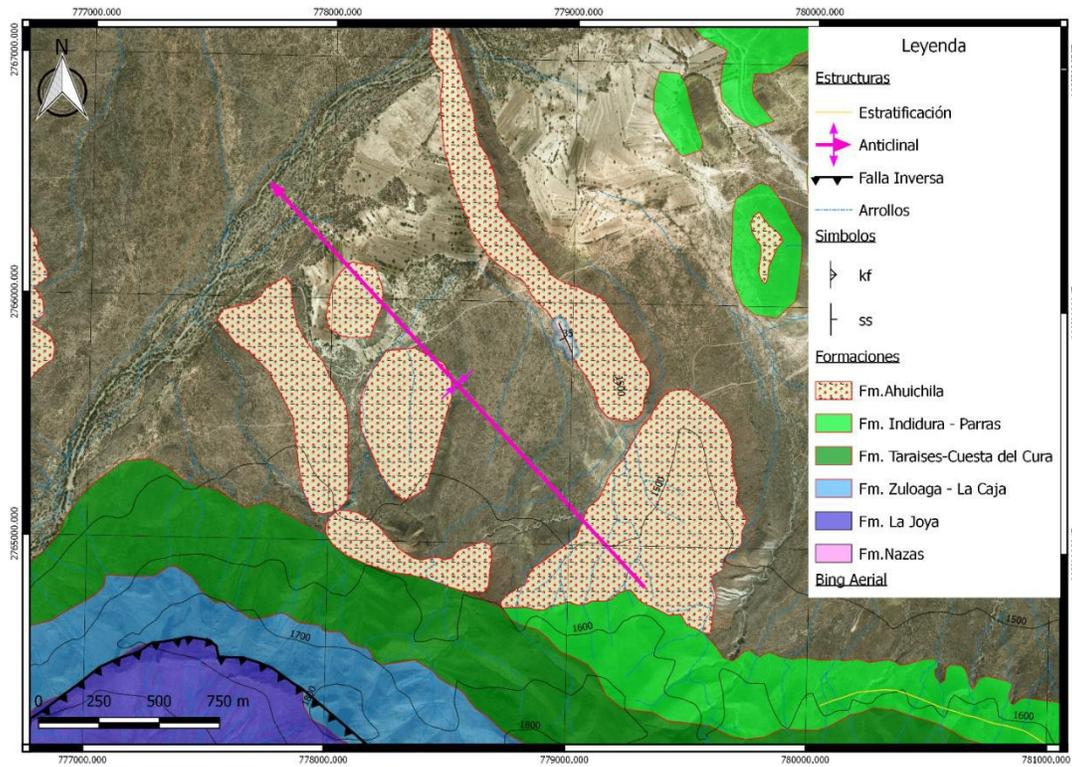


Figura 4.23- Imagen satelital y mapa Geológico del Sinclinal de la Formación Ahuichila.

4.4.6 Drape Folds y otras estructuras asociadas a la exhumación del bloque.

La influencia de los esfuerzos que exhumaron el bloque se puede ver aun en partes relativamente alejadas de la traza de la falla por ejemplo este afloramiento en la Fm. Cuesta del Cura donde se ve claramente como los estratos fueron plegados a posiciones sub-verticales y formando un sinclinal. Este sinclinal presenta un eje beta con dirección $120^{\circ}/11^{\circ}$ (Figura 4.22).

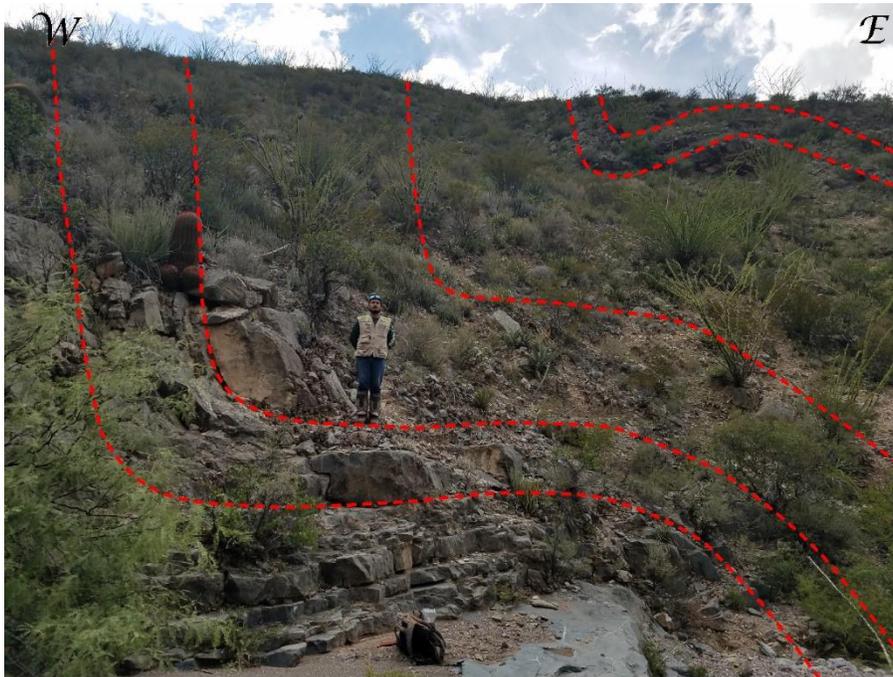


Figura 4.24- Fotografía de una estructura de Sinclinal en la Fm. Cuesta del Cura.

4.5 PLUTONES Y SU RELACIÓN TECTÓNICA.

4.5.1 Pico de Teyra

En las afueras del área de estudio en dirección hacia el S-SW se localiza un complejo ígneo con un gran relieve, Ramírez-Peña (2018) en su tesis doctoral versa sobre este complejo ígneo y afirma que 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.

En algunas zonas, la acumulación de minerales máficos es mayor en esta litología, presentando casi exclusivamente anfíboles. 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. 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. 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. Mineralógicamente son monótonos ya que contienen únicamente feldespato potásico y cuarzo, con esporádicas trazas de biotita. Debido a la deformación que presenta este cuerpo intrusivo y por sus características estructurales el autor lo clasifica 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 y lo relaciona a la actividad de la zona de despegue regional durante el Campaniano.

Además de la deformación de alta temperatura, Ramírez-Peña afirma que existen evidencias claras de por lo menos dos eventos de deformación frágil posteriores, cuyas estructuras son casi 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. Documentó además un sistema de fallas laterales, que exhiben la misma dirección de transporte tectónico y cortan a las mismas litologías.

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.

4.5.2 Intrusivo Santa Elena

El intrusivo Santa Elena (78±1.9-0.5 Ma) se localiza emplazado en la margen oriental del bloque de San Julián cortando e interrumpiendo los estratos de la cobertura sedimentaria marina que conforman a la estructura del anticlinal Santa Elena Sur, específicamente interrumpiendo a la secuencia en su flanco norte. 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, implicando que las edades de los pliegues de la deformación de piel delgada en la zona son de edades más antiguas a la del emplazamiento de dicho cuerpo intrusivo.

4.5.3 Intrusivo Juan del Oro

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 mismas 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. 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. Los fenocristales y la mesostasis están afectados por fracturamiento y microfallas a lo largo de las cuales están depositados los minerales metálicos.

Según este autor el intrusivo Juan del Oro presenta edades de emplazamiento promedio muy similares a las edades del Intrusivo Caopas relacionándolo a pesar de las diferencias mineralógicas como una posible hipótesis del intrusivo principal (Caopas).

No existe conexión física visible en la superficie cartografiada entre estos dos cuerpos intrusivos, posiblemente debido a la deformación a la que el bloque fue sometido. sin embargo, esta interpretación se hace en base a lo anterior mencionado y por la cercanía entre estos dos cuerpos dentro del bloque de San Julián.

CAPITULO V

DISCUSIÓN

5.1 INTRODUCCION

La separación de estilos y edad relativa entre deformación de piel delgada y piel gruesa parece una tarea simple; no obstante, cuando se tienen geometrías complejas del basamento, emplazamiento de plutones sintectónicos, eventos de reactivación de fallas por extensión y una tectónica que produce fallamiento lateral o reactivación lateral de las fallas, dicho análisis no es sencillo. A continuación, se discute el origen de las estructuras geológicas presentes en el área norte del Bloque de San Julián en Zacatecas, México, partiendo de establecer una cronología entre las estructuras y los estilos de deformación presentes en el área de investigación.

5.2 SUPERFICIE DE DESPEGUE REGIONAL

La superficie de despegue regional expuesta sobre la parte norte del Bloque de San Julián puede ser subdividida en dos niveles de despegue, estos separados por un paquete volcánico-clástico de la Formación Nazas. En la presente discusión nombraremos al despegue inferior como el despegue dúctil sobre el esquisto rodeo y el despegue superior frágil-dúctil encima de la Formación Nazas, bien desarrollada la cizalla en las formaciones La Joya y Zuloaga.

Por definición, la deformación de piel delgada se rige por acortamiento cortical, el cual se constriñe o ubica encima de una superficie que se conoce como superficie de despegue regional, separando comúnmente a la secuencia superior plegada, típicamente una secuencia marina, de una secuencia por debajo no plegada, compuesta de rocas metamórficas o un complejo ígneo metamórfico, con un acortamiento distinto al del paquete superior (Figura 5.1), siempre participando un paquete litológico con una competencia menor a la deformación entre la secuencia superior e inferior.

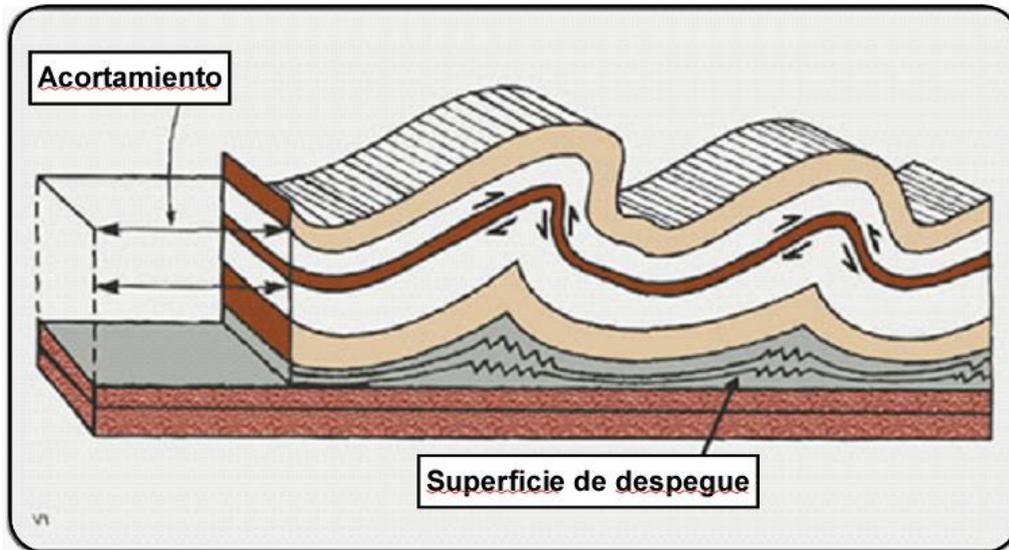


Figura 5.1- Imagen de una superficie o nivel de despegue que separa una secuencia superior con un acortamiento horizontal distinto del inferior; la capa gris funciona como lubricante para el despegue de la secuencia superior respecto a la inferior (Burchfiel et al., 1982).

Por lo general, los ejemplos naturales de estructuras geológicas o estilos de deformación muy pocas veces se asemejan a los ejemplificados en la literatura, por lo que muestran ciertas variaciones con el modelo o caso tipo. La superficie de despegue en el área de estudio no es la excepción; ésta se encuentra distribuida en un nivel más amplio, mostrando una zona de daño que además involucra bloques rígidos en los niveles de la Formación La Joya.

En perspectiva, es importante recalcar que en la zona no existen amplios paquetes de evaporitas oxfordianas como en la Saliente de Monterrey, los cuales en esa área sirvieron como “lubricante” para facilitar el flujo tectónico y el plegamiento de la secuencia superior.

En el área de estudio la Formación Rodeo-Nazas fue la que funcionó como plano de despegue. Sin embargo, la heterogeneidad litológica en la zona permitió la ocurrencia de al menos dos sub-niveles de despegue en la secuencia (Figura 5.2).

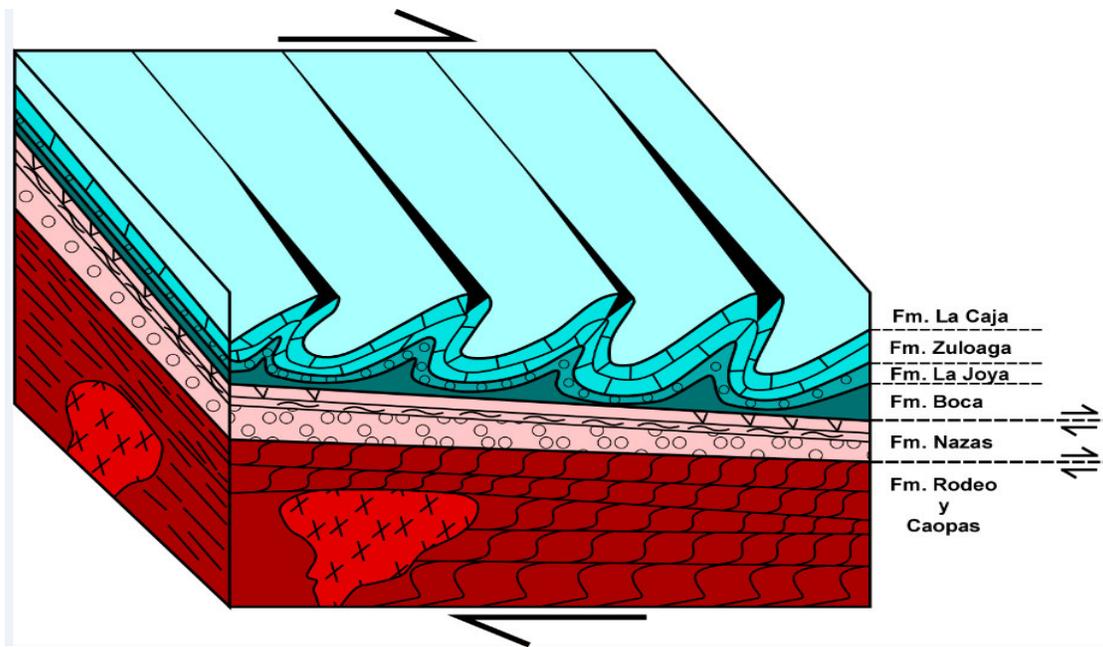


Figura 5.2- Imagen que ilustra al esquisto de la Formación Rodeo deformado dúctilmente con estructuras S-C, e intrusionado por el intrusivo de Caopas, como partes de una superficie o zona cizallada inferior, sobreyacidos por la Formación Nazas de origen volcánico, no cizallada o con escasa cizalla, la cual a su vez está sobreyacida por la Formación La Boca-La Joya y Zuloaga que muestran una deformación muy distinta a la de la secuencia Nazas, definiendo así una deformación de cobertura clásica.

El esquisto Rodeo representa a la unidad con características dúctiles, la cual aquí se propone funcionó como principal superficie de despegue de la secuencia clástica-calcareá marina del Jurásico superior-Cretácico, desarrollando dos foliaciones bien definidas. La foliación S1 es la más dominante y penetrativa en la roca (Figura 3.2), siendo ésta la estructura clásica presente en la mayor parte del área de estudio y la principal que representa al rasgo estructural de la superficie de despegue, bien definida por un alargamiento en los minerales presentes en el esquisto Rodeo, estableciendo una lineación mineral en el esquisto con una dirección preferencial NE en el Sub-bloque Caopas y NNE en el Sub-Bloque Rodeo.

La foliación S2 presenta direcciones más variables e inclinación más alta (Figura 4.2 a, b y c) si la comparamos con la foliación S1. Por otro lado, la foliación S2 se muestra bien desarrollada en el Sub-Bloque Rodeo y no es tan abundante en la mayor parte del Sub-bloque de Caopas como sí lo es la propia foliación S1.

La foliación S2 representa cambios importantes principalmente en función de la litología. Es decir, esta foliación se observa muy bien definida en los paquetes volcánico-clásticos finos, mientras que en algunas otras variaciones composicionales más gruesas del esquistó Rodeo no es visible. El esquistó rodeo presenta una serie de variaciones composicionales en cuanto a la composición del educto, notables aún más por cambios en la coloración de las alteraciones secundarias reconocidas, presentándose en todas las áreas donde se encuentra expuesto. Se interpreta aquí que las coloraciones rojizas reconocidas como parches intercalados con coloraciones moradas y verdosas, corresponden a exposiciones de sills generados durante el emplazamiento del intrusivo que representa al Sub-Bloque Caopas (ver sección geológica, Figura 5.3).

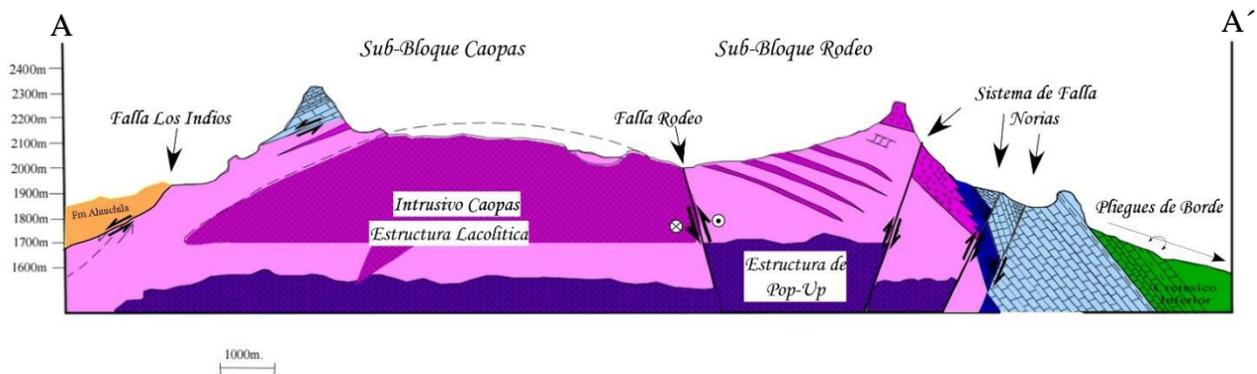


Figura 5.3- Sección geológica de la parte norte del Bloque San Julián que muestra una serie abundante de sills intercalados con el esquistó Rodeo, los cuales fueron generados por el emplazamiento del intrusivo de Caopas. Sección A-A' donde se muestra las fallas principales que funcionaron como mecanismo de exhumación para el Bloque de San Julián, se muestra una estructura de Pop-Up para el Sub-bloque Rodeo y una estructura lacolítica para el Intrusivo Caopas.

Las otras variaciones de color que presenta el esquistó Rodeo son interpretadas de la siguiente manera, 1) La tonalidad verdosa del esquistó por la presencia de clorita en micro-vetas, 2) la variación de coloración violeta a púrpura por variación en el estado de oxidación de minerales metálicos, y 3) existe un esquistó de composición intermedia a félsica que varía su tonalidad de ocre a amarillenta. Esta variación composicional del esquistó Rodeo controla que exista una deformación penetrativa diferencial, tomando en cuenta las diferencias litológicas y sus diferentes características físicas, las variaciones composicionales responden diferente a la aplicación de esfuerzos.

Por este motivo existen zonas puntuales donde el esquisto con coloraciones cloritizadas y purpura o violeta, presentan un fuerte desarrollo de la foliación S2, a diferencia del esquisto de composición intermedia a félsica o cuando existe la ocurrencia de sills, no presenta el desarrollo de S2.

Lo anterior, es posible distinguirlo en ambos sub-bloques del bloque de San Julián; acentuándose aún más en el Sub-bloque Caopas, donde la S2 se encuentra poco desarrollada debido a que el volumen principal de la roca es un cuerpo intrusivo masivo.

Es importante destacar que el mismo bloque (hablando del bloque de San Julián) fue sometido, en teoría, a los mismos esfuerzos en toda su extensión, presente estas variaciones en las direcciones preferenciales de la foliación. Lo anterior se interpreta como producto de la heterogeneidad litológica presente en el área de estudio.

En los sub-bloques la principal diferencia que se observa es por la presencia del cuerpo intrusivo Caopas, el cual sin duda jugo un papel importante en cuanto definir y/o separar zonas con mayor o menor desarrollo de foliación y de lineación mineral, si se le compara con el esquisto Rodeo.

Se estipula que este cuerpo actuó como cuerpo rígido generando una fuerte influencia en las direcciones de la foliación presentes en el Sub-bloque Caopas, generando discordancias en cuanto a las direcciones preferenciales de la foliación en el Sub-bloque Rodeo (5.4).

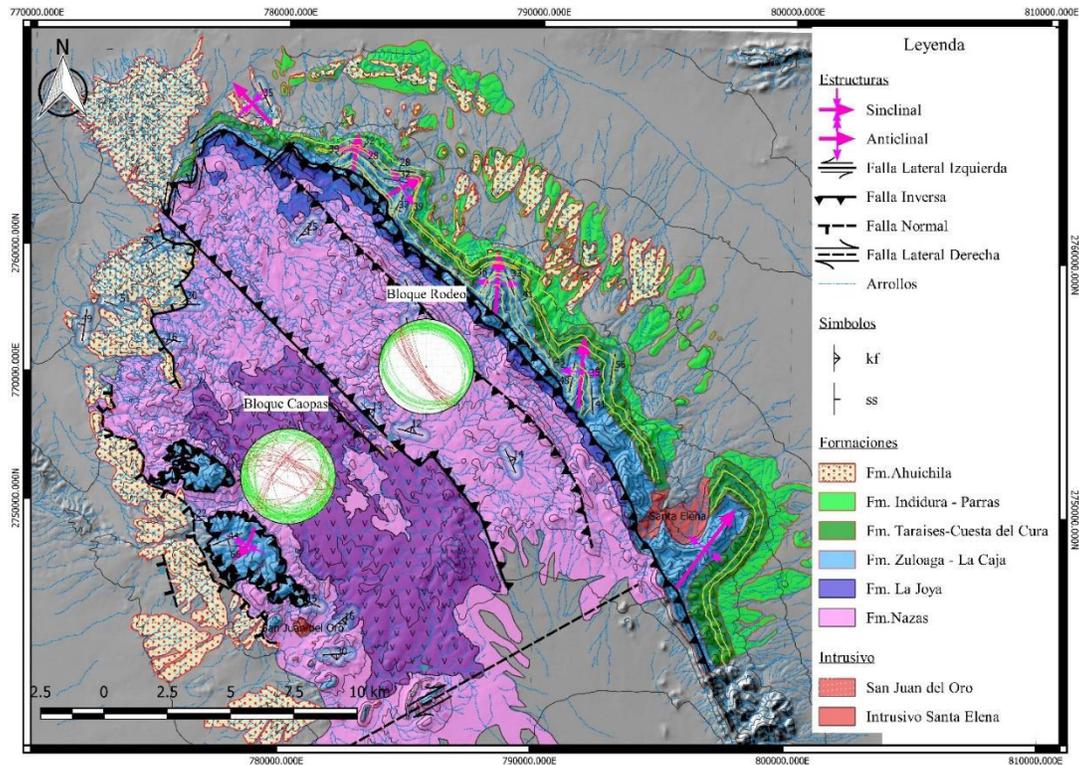


Figura 5.4- Mapa geológico del norte del Bloque de San Julián que muestra las redes de Schmidt que sintetizan los valores de la foliación para el Sub-Bloque Caopas (izquierda) y para el Sub-Bloque Rodeo (derecha).

El despegue superior frágil-dúctil de la Formación Nazas es claro en las cercanías de la falla Norias, específicamente en el cañón por el cual se transita a la comunidad de San Miguel desde la comunidad de Rodeo. Este despegue muestra estructuras de tipo *S-C* bien definidas, que sostienen una cizalla sub-horizontal en los niveles de contacto con los lechos rojos (Figura 5.5). Este contacto es un tanto caótico y en ocasiones confuso debido a que representa una discordancia erosiva irregular que además fue sujeta a esta deformación.

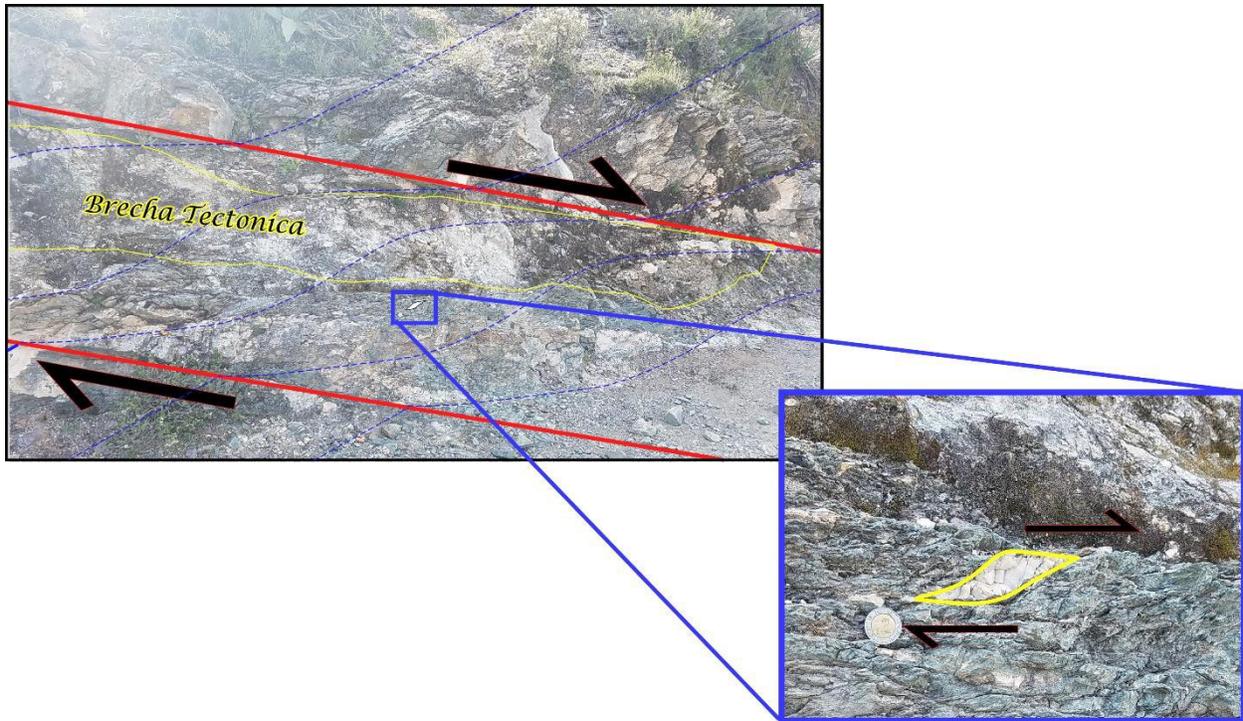


Figura 5.5- Fotografía de campo que muestra estructuras S-C de la superficie de despegue regional aflorando entre los Ejidos de Rodeo y San Miguel al oriente del Bloque de San Julián.

En este punto específico se observa la división principal para definir el basamento de la cobertura sedimentaria marina. Desde este punto estratigráfico en adelante, toda la secuencia sedimentaria marina se encuentra involucrada en el plegamiento de la deformación de piel delgada del Cretácico Superior. Por otro lado, las unidades de los Lechos Rojos se encuentran involucradas en el plegamiento con mecanismo del tipo flujo flexural, lo cual se interpreta con base en las estructuras presentes en los núcleos de los anticlinales del borde del Bloque San Julián.

Por otro lado, es ampliamente clara el desarrollo de una lineación mineral en las rocas de la superficie de despegue, particularmente en el esquisto Rodeo, así como el desarrollo de crecimiento de fibras minerales de calcita y cuarzo, en dirección de la lineación del esquisto Rodeo, presentes en vetas orientadas NW-SE dentro del mismo esquisto Rodeo. La lineación mineral penetrativa presente en el esquisto Rodeo define estiramiento o elongación en dirección ENE y NE, la cual aquí se interpreta como producto de la cizalla horizontal generada por el despegue y traslado de la secuencia marina del Mesozoico superior en la dirección de la lineación mineral.

Es importante destacar que existe una variación, de ligera a importante, de la lineación mineral documentada en el norte del Bloque San Julián. Esta puede describirse como de dirección ENE en el Sub-Bloque Caopas, en el SW del Bloque San Julián, y de dirección NE en el Sub-Bloque Rodeo, al NE del Bloque San Julián (Figura 5.6).

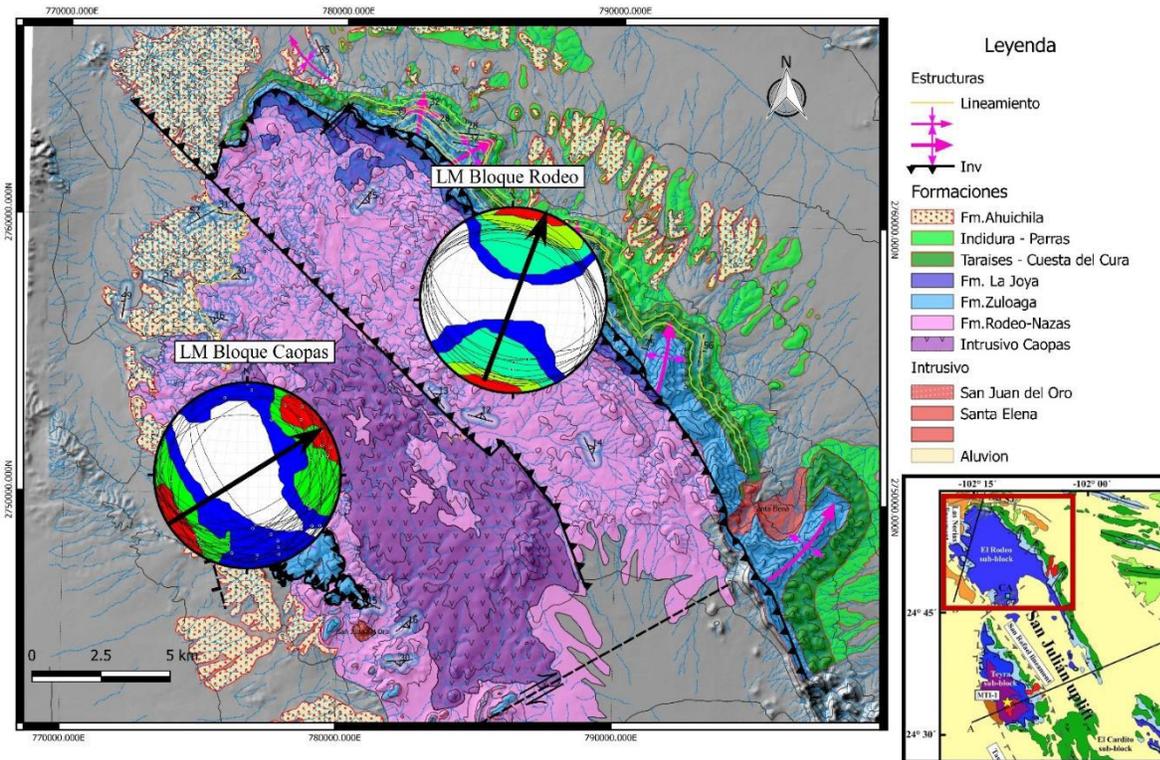


Figura 5.6- Mapa geológico del norte del Bloque de San Julián que muestra las redes de Schmidt que muestran las direcciones de las lineaciones minerales documentadas en los Sub-bloques Caopas y Rodeo en la parte norte del Bloque San Julián.

La lineación mineral que se presenta en superficies de despegue generalmente presenta direcciones paralelas a la dirección de transporte tectónico regional y perpendicular a los ejes de los pliegues. Sin embargo, como se muestra en el anexo II las direcciones de la lineación mineral general para el bloque de San Julián se muestran con dirección paralela a las direcciones de los ejes de los pliegues del borde este generando una disyuntiva para la interpretación sobre el desarrollo y la relación entre ambas estructuras.

Sobre el origen del cambio de la dirección de la lineación de ENE a NE y las direcciones preferenciales de los ejes de los pliegues del borde del bloque de San Julián se plantean dos posibles modelos, esto debido a que no se llevaron a cabo estudios paleomagnéticos en el presente trabajo, con el fin de poder establecer rotaciones de eje vertical en los sub-bloques, así de esta manera poder abonar información que fortalezca aún más una hipótesis que otra; por lo anterior, se plantea que el cambio de dirección se deba a: 1) Rotación antihoraria con eje vertical del sub-Bloque Rodeo de al menos 25 grados durante la generación de la estructura Pop-Up que lo define, esto en la etapa tardía de la exhumación del Bloque San Julián, así como producto también de transpresión tardía izquierda, sin embargo, esta hipótesis no explica la similitud entre las direcciones de los ejes de los pliegues de borde y la lineación mineral; o 2) Lineación producto de la rotación antihoraria con eje vertical de los ejes de pliegue de la secuencia plegada durante deformación progresiva de cobertura que genera el arco de Concepción del Oro y su consecuente generación de lineación mineral. (Figura 5.7).

La Figura 5. a, muestra la orientación potencial de ejes de pliegues en la cobertura jurásica-cretácica durante el inicio de la deformación de cobertura en el Turoniano-Campaniano, en esta etapa se desarrollarían pliegues de despegue y por propagación de falla orientados cercanamente NNW-SSE; posteriormente, estos pliegues serían transportados en dirección NE para definir el Arco de Concepción del Oro. El sector Transversal de Parras y los pliegues al occidente y oriente del Bloque de real de Catorce (Figura 5.7b); este transporte tectónico generaría segmentación de los ejes de pliegues con desarrollo de fracturas y fallas normales perpendiculares a los ejes de pliegues.

El transporte de pliegues sobre una rampa lateral potencialmente generaría, al norte del Bloque de San Julián y del Arco de Concepción del Oro, rotación antihoraria con eje vertical de los ejes de los pliegues, definiendo así un cambio progresivo de la dirección de la lineación mineral gravada en las rocas del basamento, cambiando progresivamente de NE a NNE (Figura 5.7e).

En la Figura 5.7c, en recuadro verde segmentado, se muestra la ubicación potencial del área de estudio. En la Figura 5.7d se muestra el desarrollo de las fallas inversas en el basamento que exhumarían la superficie de despegue que muestra el cambio de dirección de la lineación mineral en el basamento, al SW con orientación NE en el Sub-Bloque Caopas, y al NE, contenido entre dos fallas inversas que definen una estructura tipo Pop-Up, el Sub-Bloque Rodeo con dirección de lineación promedio NNE.

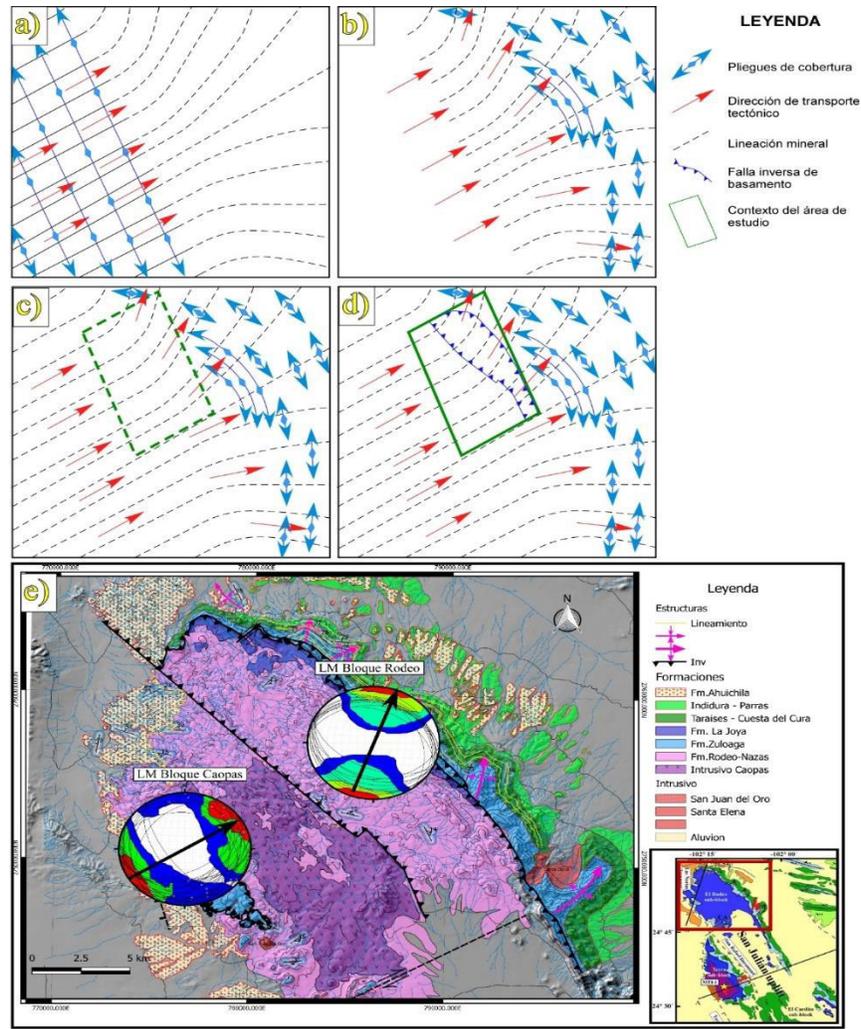


Figura 5.7- Modelo que explica la ocurrencia de dos direcciones de lineación en la parte norte del Bloque de San Julián, producto del despegue y transporte progresivo de los pliegues de cobertura. a) Pliegues de despegue de la cobertura jurásica-cretácica, b) Pliegues de cobertura transportados para generar el Arco de Concepción del Oro, c) Área de bloques de basamento invertidos en el Bloque de San Julián, d) Exhumación de un sector del basamento donde ocurre cambio de la dirección del transporte tectónico de los pliegues y, d) Mapa geológico-estructural de la parte norte del Bloque de San Julián con redes de Schmithth indicando direcciones de lineación en el Sub-Bloque Caopas y Sub-Bloque Rodeo.

5.3 FALLAS DE BASAMENTO, DEFORMACION DE PIEL GRUESA Y OTRAS ESTRUCTURAS

En el presente trabajo se han documentado estructuras geológicas definidas por un estilo, orientación y características estructurales contrastantes con el patrón estructural que caracteriza al cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano, en este caso del sector de la saliente de Concepción del Oro y del sector transversal de Parras.

De manera contrastante con el estilo estructural regional que se da en las provincias morfotectónicas antes mencionadas resalta el bloque de San Julián. Se presenta una sección de manera paralela a la dirección del eje del pliegue de San Miguel B-B' como se ilustra en el anexo II (Figura 5.8).

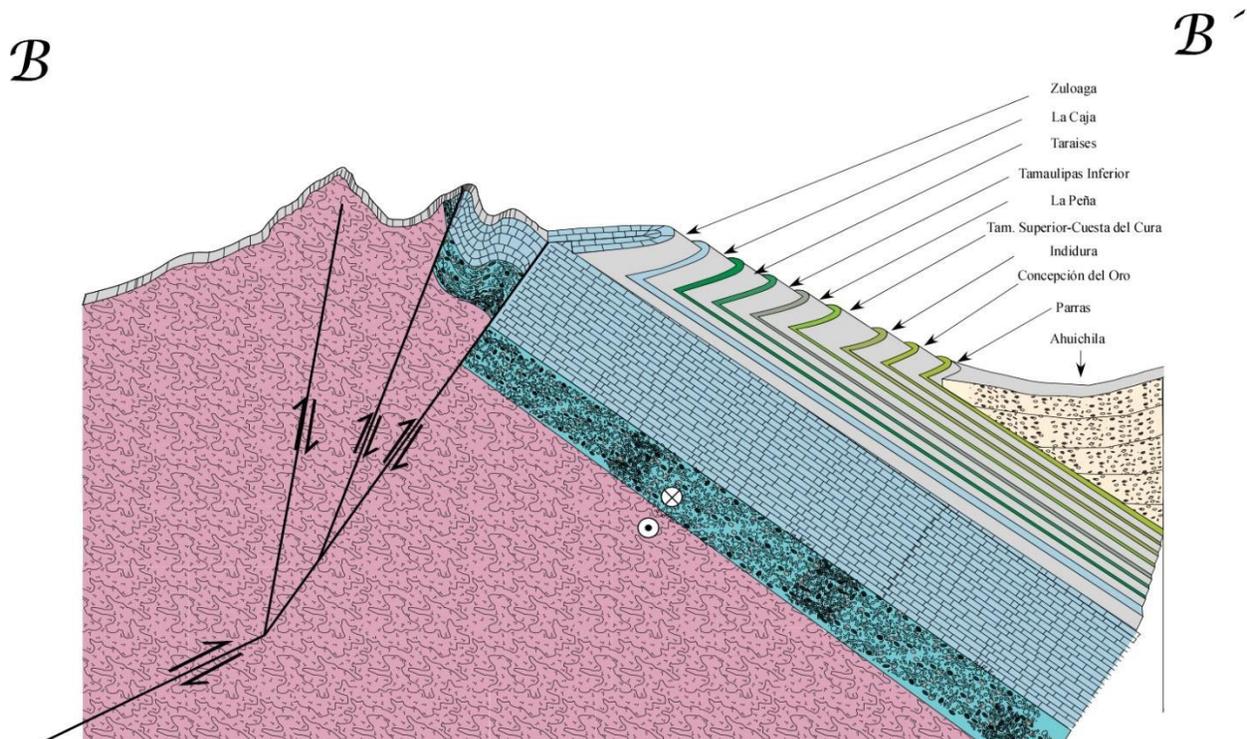


Figura 5.8- Sección Geológica B-B'. esta sección muestra el carácter trishear de la Falla Norias y su relación perpendicular con los pliegues del borde en este caso el Anticlinal de San Miguel y la influencia que tuvo en los estratos de la Fm. Zuloaga al generar estructuras de tipo Drape Fold con ejes de pliegue paralelos a la traza principal del sistema de fallas Norias. Norias además del carácter discordante de la Fm. Ahuichila.

5.4 MODELO DE EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

Por último para este trabajo en base a la información y los datos recabados en campo así como en la bibliografía y con el propósito de esclarecer y explicar la ocurrencia de todas las estructuras geológicas descritas en campo se propone el siguiente Modelo de Evolución Geológica para el Bloque de San Julián (Figura 5.9):

- a) La Figura 5.9a presenta a la zona de estudio en una primera etapa una vista en planta proponiendo 3 rampas de basamento las cuales son primordiales para poder explicar la evolución de la zona de estudio. la primera rampa del lado Izquierdo de la figura se le nombra como rampa de San Julián consiguiente a ella en la parte central la rampa de Concepción del Oro y por último del lado derecho rampa Real de Catorce. Estas rampas de basamento propusieron resistencia al avance del plegamiento por encima de la superficie de despegue moldeando los ejes de los pliegues de manera convexa y generando la curvatura de Concepción del Oro. Generándose la Figura b).
- b) La Figura 5.9b representa una vista en 3D de lo que se le denomina como la Curvatura de Concepción del Oro. En esta instancia como lo propuso Ramírez Peña 2017 se determina un sece a la aplicación de esfuerzos en la zona entre los 67 Ma. Aproximadamente.
- c) En la Figura 5.9c se reanuda la progresión de la deformación ahora provocando la inversión de cuencas y la exhumación del bloque de San Julián.
- d) Por último una última figura ilustra el estado actual del bloque de San Julián. La cual presenta el bloque exhumado basculando los ejes de los pliegues de la saliente de Concepción del Oro generando ángulos de cabeceo hacia el NE, a su vez se ilustra la rampa de basamento la cual se sustenta en base a que solo en la parte norte del Bloque de San Julián se puede observar rocas del basamento y debido a la inclinación de dicha rampa estas no afloran en la parte media y sur del Bloque. Nótese como la estructura de Pop-up corta al Intrusivo de Caopas dividiendo el Bloque de San Julián en los Sub-Bloques Caopas y Rodeo.

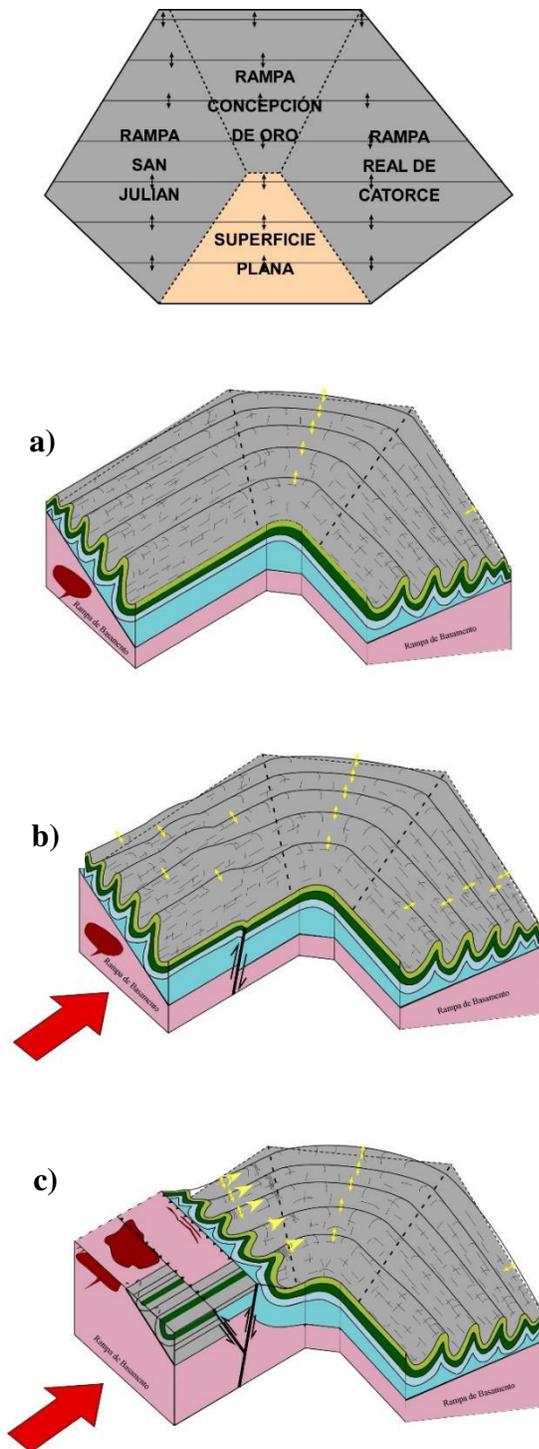


Figura 5.9- Modelo de la Evolución Geológica para el Bloque de San Julián.

CAPITULO VI

CONCLUSIONES

En base a lo discutido se concluyen las siguientes premisas:

- El bloque de San Julián representa una estructura de basamento exhumado en un ambiente de compresión cortical por medio de un mecanismo que entre sus estructuras principales incluye a un sistema de Fallas Tri-Shear y una estructura de Pop-Up que provocaron la amputación de parte de los anticlinales de Norias Norte y Sur, San Miguel y Santa Elena Norte y Sur y su consiguiente basculación de sus respectivos ejes de pliegues.
- A pesar de que la lineación mineral no presente características habituales en su relación con los ejes de los pliegues de borde esto se puede explicar mediante el modelo de rampas propuesto. El cual si este fuera el caso generaría direcciones de lineación mineral como las que se observan en el Bloque de San Julián.
- El Intrusivo Caopas en base a su textura porfidoclastica en lamina delgada se propone como un cuerpo hipabizal en una estructura de emplazamiento lacolítica con sills radiales en las cercanías a su vez se estipula que este cuerpo está estrechamente relacionado con el intrusivo de San Juan del Oro en carácter de pertenecer en forma de una hipófisis posiblemente relacionado a un segundo pulso magmático debido a su carácter más félsico en relación al del Intrusivo Caopas.

RECOMENDACIONES

- Se recomienda realizar estudios de Paleomagnetismo en los sub-bloques Caopas y Rodeo para descartar o comprobar una posible rotación de eje vertical en los bloques y para explicar la relación en las direcciones de lineación mineral entre ambas estructuras.
- A su vez sería de gran valor académico realizar estudios geofísicos usando métodos potenciales para determinar la profundidad de la falla Norias y su comportamiento estructural en el subsuelo.
- Realizar una caracterización de la fm. Ahuichila para determinar edades en todos los niveles y así constreñir la edad de levantamiento del bloque de San Julian.
- Realizar un estudio similar al de este trabajo en la parte sur del bloque de San Julián y estructuras aledañas para corroborar el comportamiento del bloque en un esquema mas regional.

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.
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N.C., Fisher, D., 2012. *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge University Press, Cambridge, England.
- 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.
- 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.
- 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.
- Bartolini, C., 1998 Stratigraphy, geochronology, geochemistry, and tectonic setting of the Nazas formation, north central Mexico. [Ph.D. thesis]: El Paso, University of Texas, 558 p.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Blickwede, J. F., 1981, Stratigraphy and petrology of Triassic(?) "Nazas Formation," Sierra de San Julián, Zacatecas, Mexico [M.S. thesis]: New Orleans, University of New Orleans, 100 p.
- 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.
- Boyer, S. E., and Elliott, D., 1982, Thrust Systems, AAPG Bulletin, 66, 1196-1230
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.
- 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.
- Butler, 1982 R.W.H. Butler A structural analysis of the Moine thrust zone between Loch Eriboll and Foinaven, NW Scotland *J. Struct. Geol.*, 4 (1982), pp. 19-29
- 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.
- 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.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.
- Carrillo-Bravo, J., 1961. Geología del Anticlinorio Huizachal–Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v.13, p.1–98.
- 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.
- Cerveny, 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.
- 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., Lozano-Serna, J., Medina-Ferrusquia, H., Valencia-Moreno, M., Velasco-Tapia, F., Montalvo-Arrieta, J.C., Yutisis, V., Navarro-De León, I., 2007. Cartografía e historia de emplazamiento del complejo intrusivo El Peñuelo, en los límites de los estados de Zacatecas, San Luís Potosí, Coahuila y Nuevo León *en* Delgado-Argote, L.A., Ortiz-Figueroa, M. (eds.), *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual: GEOS*; v. 27, 171 p.
- Chávez-Cabello, G., Torres-Ramos, J. A., Porras-Vazquez, 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.
- 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. p. 136-147.
- Córdoba, D.A., 1964. Carta Geológica de México Serie 1:1000 000, Hoja Apizolaya 13 R-1. Instituto de Geología de la UNAM.
- Coney, J., Reynolds, S.J., 1977. Flattening of the Farallon slab. *Nature*, v.270, p. 403–406.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.
- 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.
- 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.
- Cross, G.E., 2012. Evaporite deformation in the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico: Décollement kinematics in an evaporate-detached thin-skinned fold belt. Tesis doctoral en the University of Texas at Austin, 547 p.
- 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.
- 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.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., Clark, K. F., 1981, Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera. *Arizona Geological Society Digest*, v.14, p.137-154.
- 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.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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 Geológica Mexicana. Libro Guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto Río Balsas. V Convención Geológica Nacional*, p. 2-33.
- 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.
- 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.
- 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.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2011. Sinopsis geológica de la Cuenca de Burgos, noreste de México: producción y recursos petroleros. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 63, no.2, p. 323-332.
- 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., 1993. Thrusts, backthrusts and detachments of Rocky Mountain foreland arches. In: Schmidt, C.J., Chase, R.B., Erslev, E.A. (Eds.), *Laramide Basement Deformation in the Rocky Mountain Foreland of the Western United States*. *Geological Society of America Special Paper 280*, pp. 339–358.
- Erslev, E.A., Koenig, N., 2009. Three-dimensional kinematics of Laramide, basement-involved Rocky Mountain deformation, USA: Insights from minor faults and GIS-enhanced structure maps. In: Kay, S.M., Ramos, A., Dickinson, W.R. (Eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. *Geological Society of America Memoir 204*, pp. 125–150.
- 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.
- 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.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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*

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- of north-central Mexico. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, no. 340, p. 1-58.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.
- 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 (inérita).
- 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., Guará-González, B., 2004. Isotopic, geochemical and temporal characterization of Proterozoic basement rocks

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.
- 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.
- 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.
- Kellum, W., 1936, Evolution of Coahuila Peninsula, Mexico, Part III: Geology of mountains west of the Laguna District. *Geological Society American. Bulletin*, v. 47, p. 1,039-1,070.
- 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.
- 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.
- 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, 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,

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.
- Lawton, T.F., Molina-Garza, R. S., 2014. , U-Pb Geochronology of the Type Nazas Formation and Superjacent Strata, Northeastern Durango, Mexico: Implications of a Jurassic Age for Continental-Arc Magmatism in North-Central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 126, p. 1181-1199.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- Mc Leroy, D. F., y Clemons, R. F., 1965, Hoja Pedriceñas 13R-1(4) con resumen de la geología de la Hoja Pedriceñas, en los Edos. de Coahuila y Durango: Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100,000, 1 mapa.
- 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.,

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- The geology of New Mexico: A geologic history. New Mexico Geological Society Special Publication, v. 11, p. 249–270.
- McQuarrie, N., Chase, C.G., 2000. Raising the Colorado Plateau. *Geology* 28, 91-94
- 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.
- 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.
- Michalzik, D., 1988, Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko. University of Darmstadt, tesis doctoral, 247 p.
- 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.
- 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.
- Morley, C.K., King, R., Hillis, R., Tingay, M., Backe, G., 2011. Deepwater fold and thrust belt classifications, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: a review. *Earth Sci. Rev.* 104, 41–91
- 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.
- 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.
- Naeser, C.W., Bryant, B., Crittenden Jr., M.D., Sorensen, M.L., 1983. Fission track ages of apatite in the Wasatch Mountains, Utah, an uplift study. In: Miller, D.M., Todd, R., Howard, K.A. (Eds.), *Tectonic and stratigraphic studies in the eastern Great Basin*. Geological Society of America Memoir 157, pp. 29–36.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Neely, T.G., Erslev, E.A., 2009. The interplay of fold mechanisms and basement weaknesses at the transition between Laramide basement-involved arches, north-central Wyoming, USA. *J. Struct. Geol.* 31, 1012–1027.
- 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.
- Ortíz-Hernández, L. E., Chiodi, M., Lapierre, H., Monod, O., y Calvet, P. 1992. El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato-características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas, implicaciones geodinámicas. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*. 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.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- Ramírez-Peña, C. F., 2017. Análisis de la deformación progresiva en la zona sur del sector transversal de Parras y la saliente de Monterrey, México. Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL Tesis Doctoral. p.166
- 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.
- 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.
- Roeder, D., 2010. "Fold–thrust belts at Peak Oil", *Hydrocarbons in Contractual Belts*, G. P. Goffey, J. Craig, T. Needham, R. Scott
- 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.
- 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.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.
- 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.
- Stone, D. S., 1993, Basement-involved thrust-generated folds as seismically imaged in the subsurface of the central Rocky Mountain foreland, in Schmidt, C. J., Chase, R. B., and Erslev, E. A., editors, *Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States: Geological Society of America Special Paper 280*, p. 271–318.
- 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.
- 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.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.
- 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.
- 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.
- Tardy, M.; Sigal, J. y Glacon, G., 1974, Bosquejo sobre la estratigrafía y la paleogeografía de los flysch cretácicos del sector Transversal de Parras, Sierra Madre Oriental, México. México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México., Instituto de Geología" Serie divulgación, no. 2, p. 12-28.
- 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.
- 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, 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.
- Vega-Vera, F. J., Mítre-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.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.
- 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.
- 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.
- Weil, A.B., Yonkee, A., 2012. Layer parallel shortening across the Sevier fold-thrust belt and Laramide foreland of Wyoming: spatial and temporal evolution of a complex geodynamic system. *Earth Planet. Sci. Lett.* 357–358, 405–420.
- Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogeny. *Nature*, v.281, p. 645-648.
- 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.
- 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.
- Yeck, W.L., Sheehan, A.F., Anderson, M.L., Erslev, E.A., Miller, K.C., Siddoway, C.S., 2014. Structure of the Bighorn Mountain region, Wyoming, from teleseismic receiver function analysis: implications for kinematics of Laramide shortening. *J. Geophys. Res.* 119, 7028–7042.
- 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.

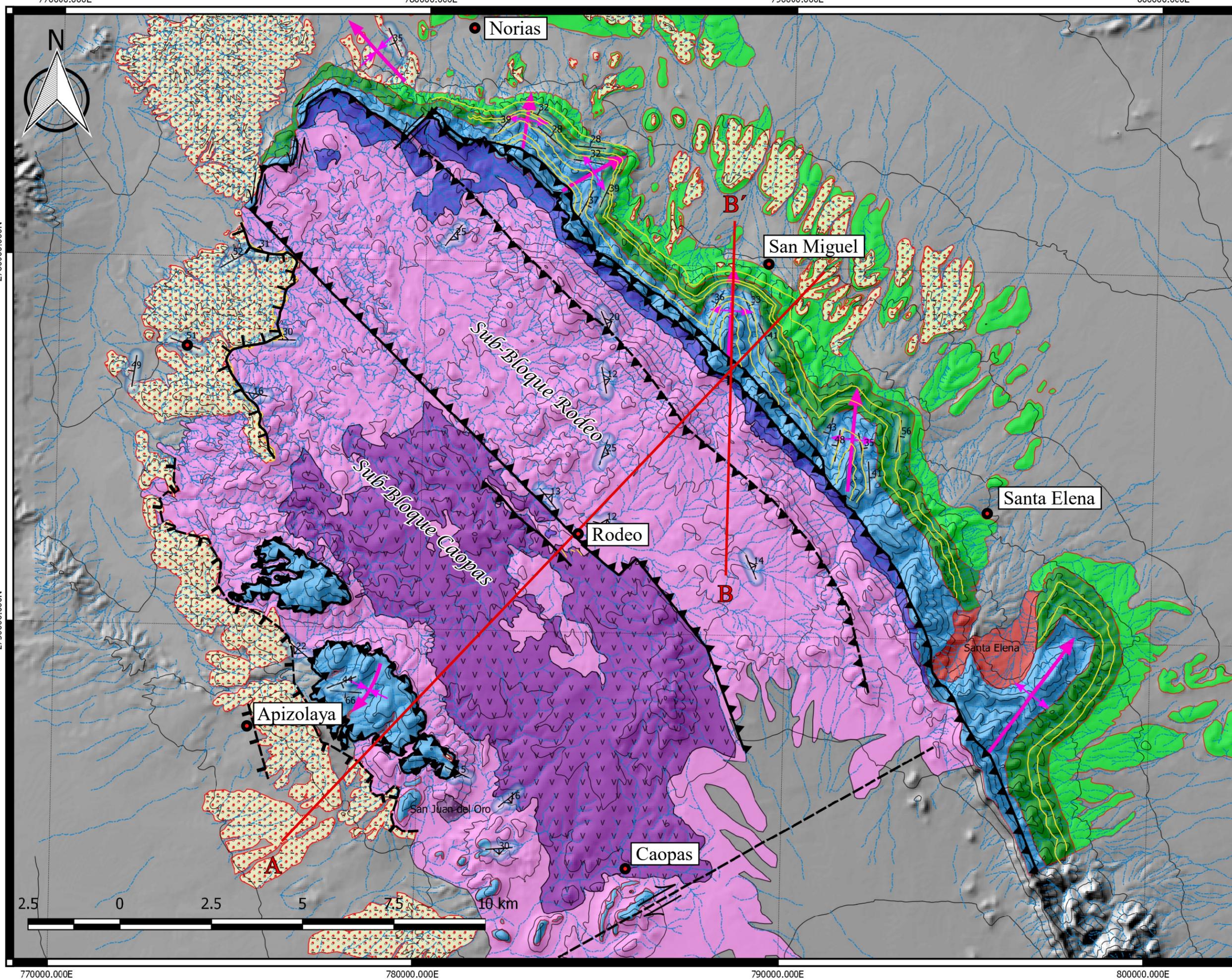
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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.

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.



Leyenda

- Estructuras**
- Sinclinal
 - Anticlinal
 - Falla Lateral Izquierda
 - Falla Lateral Derecha
 - Falla Normal
 - Falla Inversa
 - Arrollos
- Simbolos**
- kf
 - ss
- Formaciones**
- Fm. Ahuichila
 - Fm. Indidura - Parras
 - Fm. Taraises-Cuesta del Cura
 - Fm. Zuloaga - La Caja
 - Fm. La Joya
 - Fm. Nazas
- Intrusivo**
- San Juan del Oro
 - Intrusivo Santa Elena
 - Intrusivo Caopas

770000.000E 780000.000E 790000.000E 800000.000E

2760000.000N

2750000.000N

2760000.000N

2750000.000N



