

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ

FACULTAD DE INGENIERÍA

ÁREA CIENCIAS DE LA TIERRA

“ESTILO DE DEFORMACIÓN LARAMÍDICO EN EL LÍMITE DE LA CUENCA MESOZOICA DEL CENTRO DE MÉXICO Y LA PLATAFORMA VALLES-SAN LUIS POTOSÍ: UN ANÁLISIS ENTRE LAS SIERRAS DE SAN PEDRO Y ÁLVAREZ, S.L.P.”

TRABAJO RECEPCIONAL

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA:

MIREYA SARREON VILLANUEVA

Asesor:

Dr. Margarito Tristán González

SAN LUIS POTOSÍ, S.L.P. MAYO DE 2013



CONTENIDO

LISTA DE FIGURAS	iii
RESUMEN	vi
Introducción	1
Objetivo de estudio	2
Antecedentes	2
Método de trabajo	6
I. Generalidades	
I.1. Localización y extensión del área	8
I.2. Vías de acceso	9
I.3. Provincias Geológicas y Geomorfología	10
I.3.1. Provincias Geológicas	10
I.3.2. Geomorfología	11
I.4. Geología regional	13
I.5. Geología local	16
II. Paleogeografía y estratigrafía del área de estudio	
II.1 Paleogeografía	18
II.1.1. Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM)	19
II.1.2. Plataforma Valles San Luis Potosí (PVSLP)	20
II.2. Estratigrafía	23
II.2.1. Unidades formacionales de la CMCM	23

II.2.2. Depósitos de PVSLP	28
II.2.3. Rocas Terciarias	32
II.2.4. Sedimentos Cuaternarios	38
III. Marco Tectónico	
III.1. Tectónica Regional	41
III.1.1. Orogenia Laramíde	42
III.1.2. Provincias de Cuencas y Sierras	46
IV. Estilo de Deformación laramídico del área de estudio	
IV.1. Descripción de las estructuras Laramídicas	49
IV.1.1. Secciones Estructurales	53
IV.1.2. Análisis de la deformación	70
IV.1.3. Interpretación del modelo de deformación Laramídico	79
Conclusiones y Recomendaciones	82
Bibliografía	86

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.- Mapa de localización del área de estu.....	8
Figura 2.- Mapa de principales vías de acceso al área de estudio.....	9
Figura 3.- Mapa de localización de las Provincias Geológicas de la Republica Mexicana.....	11
Figura 4.- Fotografía de remanentes de rocas volcánicas.....	12
Figura 5.- Fotografía panorámica de la sección Puerta de la Huerta correspondiente a la estribación de la Sierra de Álvarez, formada por rocas del talud de la PVSLP.....	13
Figura 6.- Mapa de Provincias de Cuencas y Sierras de México.....	15
Figura 7.- Ubicación de las unidades paleogeográficas de la PVSLP y CMCM.....	22
Figura 8.- Fotografías de la Formación La Peña, A) capas de caliza café claro intercaladas con capas delgadas de lutitas, B) la posición de los estratos muestran su posición original totalmente horizontales.....	24
Figura 9.- Fotografías de la Formación Cuesta del Cura, A) roca caliza gris claro se observan capas con fracturas rellenas de calcita, B) estratos delgados con gran grado de plasticidad.....	26
Figura 10.- Fotografías de la Formación Indidura, A) estratos de caliza gris claro con capas delgadas de lutitas y fracturas rellenas de calcita, B) fósil característico de la Formación Indidura.....	28
Figura 11.- Fotografías de la Formación Indidura, A) estratos delgados de caliza gris claro intercaladas bandas de pedernal, B) estilolitas paralelas a la estratificación.....	31
Figura 12.- Columnas estratigráficas de la zona de la CMCM y PVSLP.....	40
Figura 13.- Diferentes vistas de la deformación que presenta el frente del alóctono de los sedimentos de cuenca imbricados sobre los depósitos del talud de la plataforma.....	51
Figura 14.- Diferentes vistas de la deformación de los sedimentos de la Formación Tamabra en la zona del límite tectónico Cuenca-Plataforma.....	52
Figura 15.- Estructuras menores desarrolladas durante el proceso de acortamiento laramídico en los sedimentos de cuenca y plataforma.....	54

Figura 16.- Sección Puerto de La Huerta.....	56
Figura 17.- Estereogramas obtenidos de los datos de campo en rocas del talud de la PVSLP.....	58
Figura 18.- Sección Monte Caldera.....	61
Figura 19.- Estereogramas obtenidos de los datos de campo en rocas de la cuenca CMCM y talud de la PVSLP.....	62
Figura 20.- Sobre la sección se presentan diagramas para los sedimentos de cuenca y talud de la plataforma.....	65
Figura 21.- Diagramas estereográficos donde se graficaron los elementos estructurales para las rocas de cuenca, talud de la plataforma, y una combinación de ambas (planos, S0, ejes, estrías, y fallas inversas).....	66
Figura 22.- Sección Jesús María Norte.....	68
Figura 23.- Diagramas estereográficos que representan los elementos estructurales en la sección Jesús María Norte para los sedimentos cuenca y talud.....	69
Figura 24.- A) Pliegues <i>chevron</i> en la Formación Cuesta del Cura, el pliegue de la izquierda presenta un plano axial horizontal, B) Pliegue asimétrico en la Formación Cuesta del Cura con vergencia de su plano axial hacia su derecha (ENE), C) pliegue recostado en la Formación Indidura, con desarrollo de clivaje de plano axial, D) Refracción de clivaje en las capas de caliza y limolita de la Formación Indidura, E) Escalones recristalizados en calcita (estrías) por el deslizamiento capa a capa formados durante la flexura, F) Brecha cataclástica fina desarrollada en los planos de fallas de contracción en los sedimentos de la Formación Cuesta del Cura.....	72
Figura 25.- A) Desarrollo de los planos de foliación C y S que ayudaron a determinar la dirección de máximo acortamiento de la secuencia durante la orogenia Laramide, B) sistema escalonado de vetillas rellenas de calcita de segregación, C) capas de caliza y pedernal de la Formación Cuesta del Cura donde se aprecia el desarrollo de <i>Budinage</i> , fracturas de extensión más notorias en las capas de pedernal y desarrollo de vetillas de calcita escalonadas paralelas a los planos S0.....	73
Figura 26.- Plano de cabalgadura sobre el Río Colorado.....	75
Figura 27.- En la secuencia de capas de caliza con pedernal, la formación de pliegues tuvo vergencia al NE.....	76
Figura 28.- Análisis de los datos estructurales en el límite tectónico para las unidades paleogeográficas (CMCM y PVSLP).....	79
Figura 29.- Modelo propuesto por Wilson (1975) para explicar las facies correspondientes a la PVSLP.....	80

Figura 30.- Modelo idealizado para explicar el estilo de deformación que se desarrollo en el límite CMCM y PVSLP, basado en el análisis de las secciones levantadas para este trabajo.....81

ANEXO 1

Datos estructurales, sección Puerto de La Huerta.....95

Datos estructurales, sección Monte Caldera.....96

Datos estructurales, sección Jesús María Sur.....99

Datos estructurales, sección Jesús María Norte.....100

ANEXO 2

Mapa Geológico.

ANEXO A

Mapa geomorfológico.

ANEXO B

Mapa geomorfológico, red hidrológica.

RESUMEN

El área de estudio se encuentra en la porción noreste de la Carta San Luis Potosí, aproximadamente a 25 km de la ciudad de San Luis Potosí, localizada en el límite de las dos unidades paleogeográficas del Mesozoico, la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) al poniente y la Plataforma Valle San Luis Potosí (PVSLP) al oriente. Las formaciones de cuenca que afloran en este límite corresponden a sedimentos de aguas profundas (formaciones La Peña y Cuesta del Cura) del Cretácico Temprano y la Formación Indidura del Cretácico Tardío. La secuencia que aflora en el límite occidental de la PVSLP corresponde a facies de talud de la Formación Tamabra, predominando las secuencias con contenido de pedernal, brechas y turbiditas calcareas. Ambas secuencia se plegaron y dislocaron durante el acortamiento laramídico ocurrido a fines del Cretácico y principios del Terciario, este acortamiento ocasionó que la secuencia de ambas unidades paleogeográficas fuera transportada al ENE.

Para determinar el estilo de deformación se programaron cuatro secciones perpendiculares al límite cuenca-plataforma, cuya dirección es NNW. El límite en el área estudiada es tectónico, donde los terrígenos de la Formación Indidura (cuenca) forman el frente de la cabalgadura que se imbricó sobre las secuencias del talud de la plataforma (Formación Tamabra). Las secuencias cabalgadas forman una serie de rampas pertenecientes a la secuencia de la Formación Tamabra, donde predominan las capas de micritas, turbiditas y brechas calcareas. La sección más representativa para observar el estilo de deformación de las secuencias de talud es la sección Puerto de La Huerta en la Sierra de Álvarez, en la cual se aprecia cuando menos dos frentes mayores de cabalgadura, siendo el del Puerto de La Huerta la más espectacular donde el frente de cabalgadura es muy abrupta por la posición casi vertical de las capas de caliza carbonosa, lutita y escaso pedernal. Su parte trasera la forma las secuencias con capas de micrita, turbidita con *slumps* y brechas.

El límite tectónico está marcado por la falla del Río Colorado, donde las capas de terrígenos y calizas arcillosas de la Formación Indidura forman el frente de la cabalgadura de las rocas de cuenca sobre las de talud. Las secciones se acompañaron con diagramas estereográficos para señalar diferentes segmentos donde se aprecia la disposición del sentido del transporte tectónico (DTT), el cual se mantiene más o menos constante en ambas unidades (cuenca y talud) entre 050° y 060° y predominando un cabeceo de los pliegues de las estructuras de dirección 330° y 340° con menos de 10° de inclinación, aunque en las secciones del norte del área también se aprecia un ligero cabeceo al SSE. Los valores del campo de esfuerzo se mantuvieron muy semejantes en las dos unidades paleogeográficas. También el análisis se auxilió con la medición de estrías dejadas por el deslizamiento capa a capa, ejes de pliegue, foliaciones S y C desarrolladas en las zonas de cataclasis, fracturas de tensión y grietas de extensión con arreglo en *echelon* y en los planos el clivaje de plano axial (S_1), que en conjunto concordaron exactamente dentro del modelo de deformación para un plegamiento de tipo cilíndrico, que se desarrolló en esta región.

Para formular el modelo de deformación para este límite tectónico se tomó como modelo el propuesto por Wilson (1975) y López-Doncel (2003), para explicar la sedimentación en una plataforma carbonatada, en este caso la PVSLP y la presencia de la Formación Tamabra sugerida para el talud occidental de la PVSLP. De acuerdo con esos criterios se aprecia que las facies de aguas profundas de las formaciones La Peña y Cuesta del Cura fueron interdigitadas con las facies profundas del pie de talud de la Formación Tamabra en el Cretácico temprano, y las zonas con terrígenos del Cretácico tardío de la cuenca alcanzaban la margen occidental de la PVSLP. Las cabalgaduras formadas de paquetes imbricados desarrollaron rampas, que se encuentran constituidas por imbricación de paquetes de secuencias más antiguas de aguas profundas, sobre los sedimentos de aguas soméras más jóvenes, tanto en la cuenca como en el talud.

INTRODUCCIÓN

El área se localiza en el límite de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) y la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP, Carrillo-Bravo, 1971, 1982) localmente entre las sierras de San Pedro y Álvarez. Corresponde también al límite del Terreno Tectonoestratigráfico de la Sierra Madre con el denominado Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983). Tectónicamente se ubica en el límite oriental de la Provincia de Cuencas y Sierras de la República Mexicana (Stewart, 1978, 1998; Henry y Aranda-Gómez, 1992) y fisiográficamente en la Mesa Central (Raisz, 1959).

Las rocas sedimentarias marinas que afloran en este límite corresponden a facies de cuenca y talud, donde las rocas marinas de la CMCM del Cretácico Tardío despegan sobre las facies de talud de la PVSLP (Formación Tamabra, López-Doncel 2000a y 2003b).

En este trabajo se presenta un análisis de los datos estructurales de ambas secuencias, con el fin de determinar el estilo de deformación que se presenta en este límite tectónico como consecuencia del acortamiento de la secuencia marina mesozoica hacia el oriente de los sedimentos de ambas unidades paleogeográficas, lo cual ocurrió durante los esfuerzos compresivos de la orogenia Laramide. Según el análisis estructural el tipo de plegamiento para ambas secuencias es de tipo cilíndrico con *vergenza* de los pliegues al oriente, donde se aprecia que en los sedimentos de cuenca el plegamiento es más complejo, con imbricaciones intraformacionales producto de múltiples despegues, desarrollo de plegamiento tipo *chevron*, comúnmente dislocados e imbricados

mientras que en las rocas del talud (Formación Tamabra), el desarrollo de pliegues es más amplio con imbricación tectónica de paquetes turbidíticos, donde predominan las facies con pedernal, las cuales están subyacidas tectónicamente por las rocas de la Formación Indidura de la CMCM.

Objetivo de estudio

Realizar un análisis estructural de la secuencia de rocas marinas localizadas en el límite de las dos unidades paleogeográficas conocidas como Cuenca Mesozoica del Centro de México y Plataforma Valles-San Luis Potosí, con la finalidad de determinar el estilo de deformación en una y otra facies sedimentarias, como resultado del acortamiento sufrido durante la orogenia Laramide. Que ocurrió en la zona oriental de la Sierra de San Pedro y poniente de la Sierra de Álvarez.

Antecedentes

Como base topográfica se utilizaron las cartas topográficas San Luis Potosí F14A84 y Santa Catarina F14A85 de INEGI Escala 1:50, 000.

Dentro de los trabajos más relevantes sobre la zona de estudio se encuentran los siguientes:

Carrillo-Bravo (1971) realizó el estudio de la Unidad Paleogeográfica de edad mesozoica reconocida como PVSLP la cual está constituida por un gran bloque posiblemente de rocas precámbricas y paleozoicas sobre la cual descansa una sucesión del Mesozoico Temprano de la cual solo aflora una secuencia

delgada de sedimentos marinos del Jurásico Temprano y potentes secciones de rocas evaporíticas y calizas de tipo arrecifal y post-arrecifal del Cretácico.

Labarthe-Hernández *et al.* (1978), realizaron el trabajo de la cartografía de la hoja San Luis Potosí, que se encuentra situada en la zona centro del estado, en la cual se hallan las sierras de San Pedro y Álvarez en su parte oriental, con afloramientos de las formaciones La Peña, Cuesta del Cura, Indidura, Soyatal y Cárdenas. En la esquina sur poniente del área se halla la Sierra de San Miguelito, compuesta de roca volcánica del Cenozoico.

Carrillo-Bravo (1982), en su trabajo de la CMCM; mencionó que ésta cuenca abarca una superficie de más de 137,000 km², pone de manifiesto la presencia de una columna sedimentaria marina de más de 5,000 m de espesor, integrada por rocas paleozoicas (?), triásicas, jurásicas y cretácicas; afectada por un complejo sistema de plegamiento y fallamiento de edad Cretácico Tardío-Terciario Temprano.

Labarthe-Hernández *et al.* (1982), Realizaron una revisión estratigráfica de las rocas volcánicas que afloran en el Campo Volcánico de San Luis Potosí, dando nombres formacionales a las diferentes unidades volcánicas. Este estudio está acompañado con una descripción litológica detallada de las unidades, complementada con análisis químicos y fechamientos K-Ar. Además se hace mención de las formaciones mesozoicas marinas que afloran en la región de

estudio, tanto de la CMCM como de la PVSLP y de las rocas continentales clásticas del Terciario Temprano.

López-Doncel (2003), efectuó un análisis de las rocas que afloran en la porción occidental de la PVSLP, que anteriormente se les había considerado por diferentes autores como rocas de la Formación Soyatal, proponiendo que deben nombrarse como rocas de talud de la Formación Tamabra, ya que son rocas de margen de plataforma, tal como ocurre en la porción oriental de la PVSLP. Menciona que estas rocas se depositaron durante el Cretácico Medio (Albiano-Cenomaniano) y corresponde a secuencias sedimentarias características de un ambiente de talud, las cuales son comparables en edad y génesis con las rocas carbonatadas de la Formación Tamabra de la margen oriental de la PVSLP

Pichardo-Barrón *et al.* (2007), estudiaron parte de las microfacies de carbonato en el margen occidental de la PVSLP; correspondientes a las zonas del Temazcal y El Rincón del Refugio, San Luis Potosí, donde concluyeron que: (1) estos carbonatos son claramente de edad Cretácico Tardío, en base a la presencia de rudistas, (2) se incluyen facies de margen de plataforma profunda restringida laguna, pero los a abundantes son facies *fore-slope/barrier/lagoon*, (3) los rudistas reconocidos difieren de los reportados en la Formación El Abra, (4) los ambientes sedimentarios, por el contrario, son similares a los de la Formación Tamabra, y por lo tanto (5), los carbonatos del El Temazcal y zona Rincón del Refugio no se correlacionan con la Formación El Abra, por lo que no puede ser asignados a esta unidad.

Tristán-González *et al.* (2002), Realizaron una actualización de la carta geológica San Luis Potosí para el SGM, la cual presenta mayor detalle que la carta original, complementada con análisis químicos de las unidades volcánicas, y detallando la secuencia sedimentaria mesozoica de la CMCM y PVSLP, mencionan que las rocas volcánicas son parte del Campo Volcánico de San Luis Potosí y del Campo Volcánico del Río Santa María. Hacen también una descripción de la tectónica extensiva, a la cual se asoció también el vulcanismo félsico del área. Esta región forma parte de la Provincia de Cuencas y Sierras de la República Mexicana, la cual consiste de una serie de pilares y fosas tectónicas con orientaciones principales NW.

Tristán-González (2008), documentó que en la porción oriental de la Mesa Central la fase más intensa de la deformación Laramide fue de cobertura. Analizó la serie de levantamientos tectónicos de la porción oriental de la Mesa Central, asociándola a una combinación de fallamiento lateral y extensional ocurridos posterior a la orogenia Laramide, y analizó la relación del vulcanismo con la tectónica extensional ocurrida desde el Eoceno medio hasta el Terciario Tardío.

Garza-Blanca (1978), efectuó la cartografía geológica de la hoja Santa Catarina, donde se dice que los riesgos topográficos fueron provocados por los plegamientos de las formaciones cretácicas y las emanaciones de rocas eruptivas principalmente.

Torres-Hernández *et al.* (2008), realizaron la cartografía geológico-minero y geoquímico de la carta Santa Catarina para el SGM, la estratigrafía la conforman unidades sedimentarias marinas mesozoicas del Cretácico; depósitos clásticos continentales terciarios y cuaternarios, intercalados con algunos depósitos piroclásticos, así como, rocas volcánicas terciarias y cuaternarias.

Cuéllar-Cárdenas *et al.*, (2012), realizaron un estudio en el centro y norte de México a los conjuntos litológicos deformados por acortamientos hacia el final del Cretácico e inicios del Cenozoico como producto de la orogenia Laramide. Se hace alusión a esta orogénesis al referirse a las secuencias sedimentarias del centro, oriente y sur del país, ya que la “orogenia Laramide” es el evento de acortamiento más joven, y sobrepuesta a esta deformación solo se reconocen estructuras asociadas a tectónica extensional.

Método de trabajo

La metodología aplicada consistió en tres etapas:

Gabinete inicial: se recopiló información bibliográfica y cartográfica sobre el área estudiada, así como la elaboración de un mapa base escala 1:25, 000 con ayuda del programa digital *ArcGis 9, ArcMap versión 9.3*, utilizando de referencia la carta topográfica San Luis Potosí F14-A84 escala 1:50, 000, y la carta topográfica Santa Catarina F14-A85 escala 1:50, 000 de INEGI. Con la ayuda de las cartas editadas por el Instituto de Geología de la UASLP y SGM, se tomó la geología base. Se digitalizaron los mapas de localización, vías de acceso,

fisiografía. Se programaron secciones con ayuda de los mapas ya existentes, escala 1:50, 000

Trabajo de campo: con la ayuda de la información de la cartografía existente se realizaron cuatro secciones perpendiculares a las estructuras que forman el límite de la CMCM y PVSLP. Durante el caminamiento de los mismos se posicionaron y se afinaron contactos y afloramientos, se tomaron datos estructurales (planos So, fracturas, ejes de pliegue, fallas y clivajes) utilizando el método dirección inclinación con ayuda de una brújula *Clar*, durante el recorrido se tomaron algunas muestras para descripción litológica. Todos los datos se posicionaron con ayuda de un GPS *Garmin* usando el *datum WGS 84*.

Gabinete final: Se plasmó en el mapa la información de datos obtenidos en campo, así como la elaboración del mapa final, en el *software ArcGis*, escala 1:25, 000, georeferenciado en datum WGS 84, toda la información tanto datos estructurales tomados en campo, secciones, así como los límites de unidades. Se elaboraron las secciones con la ayuda del programa *AutoCad 2010*. Para el dibujo de figuras se utilizó el programa *CorelDRAWGraphics Suite X3*. Los datos obtenidos se analizaron con el programa *Stereo32 versión 1.0.2* utilizando los diagramas de (círculos mayores y polos, densidad de polos y roseta). Se utilizaron fotografías aéreas para la fotointerpretación, se utilizó el estereoscopio de espejos para la afinación de límites litológicos en el mapa final.

I. GENERALIDADES

I.1. Localización y extensión del área

El área de estudio se encuentra en la porción nororiente de la carta topográfica San Luis Potosí INEGI F14-A84 aproximadamente a 25 km al oriente de la ciudad de San Luis Potosí, cubriendo una extensión aproximada de 155 km², se encuentra limitada por los paralelos 22° 09' y 22° 03' de Latitud Norte y los meridianos 100° 44' y 100° 48' de Longitud Oeste. La zona de estudio se localiza en los municipios de Cerro de San Pedro y Armadillo de los Infantes (Figura 1).

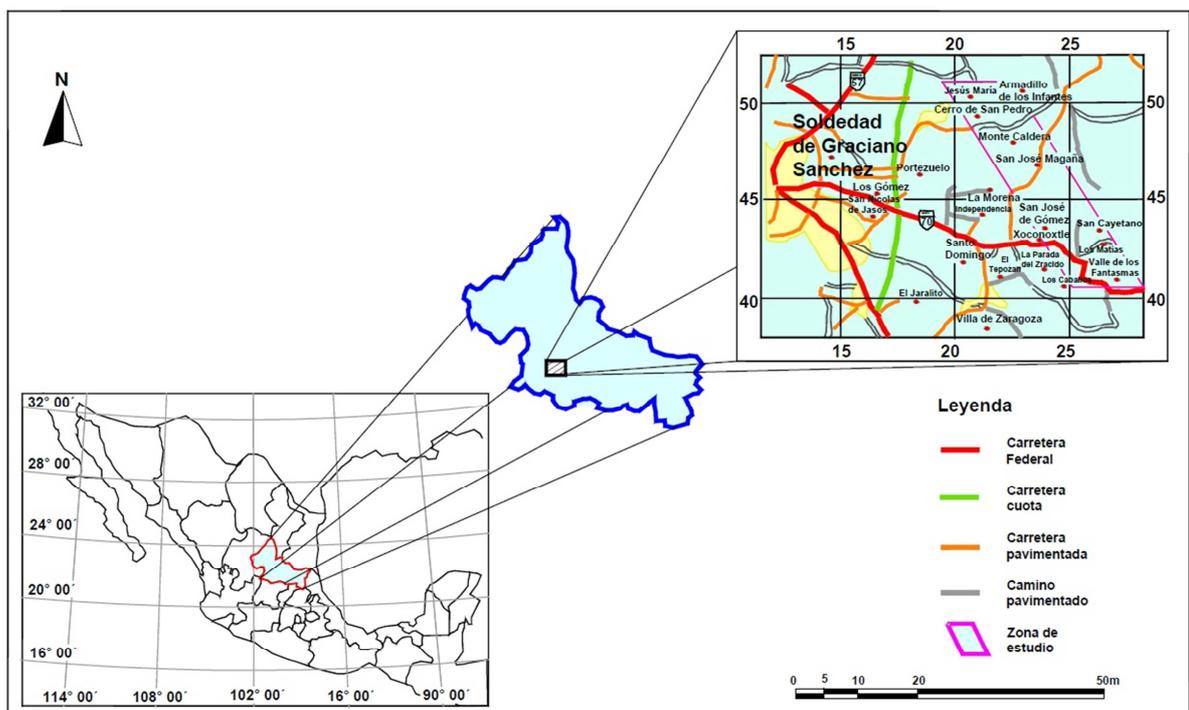


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio (modificado de www.mapascarreteras.com.mx/slp/)

Su porción suroriental se encuentra dentro de la carta topográfica Santa Catarina INEGI F14A85, limitada por los paralelos 22° 09' y 22° 03' de Latitud Norte y los meridianos 100° 39' y 100° 35' de longitud oeste (Figura 1).

I.2. Vías de acceso

El acceso a la zona de estudio partiendo de la ciudad San Luis Potosí es por la Carretera Federal No 70 (Rioverde-San Luis Potosí), pasando por los poblados de Santo Domingo, Jasos y San José de Gómez. En este poblado se toma una carretera pavimentada de donde parten diferentes caminos de terracería que conducen a diferentes puntos de la zona de estudio.

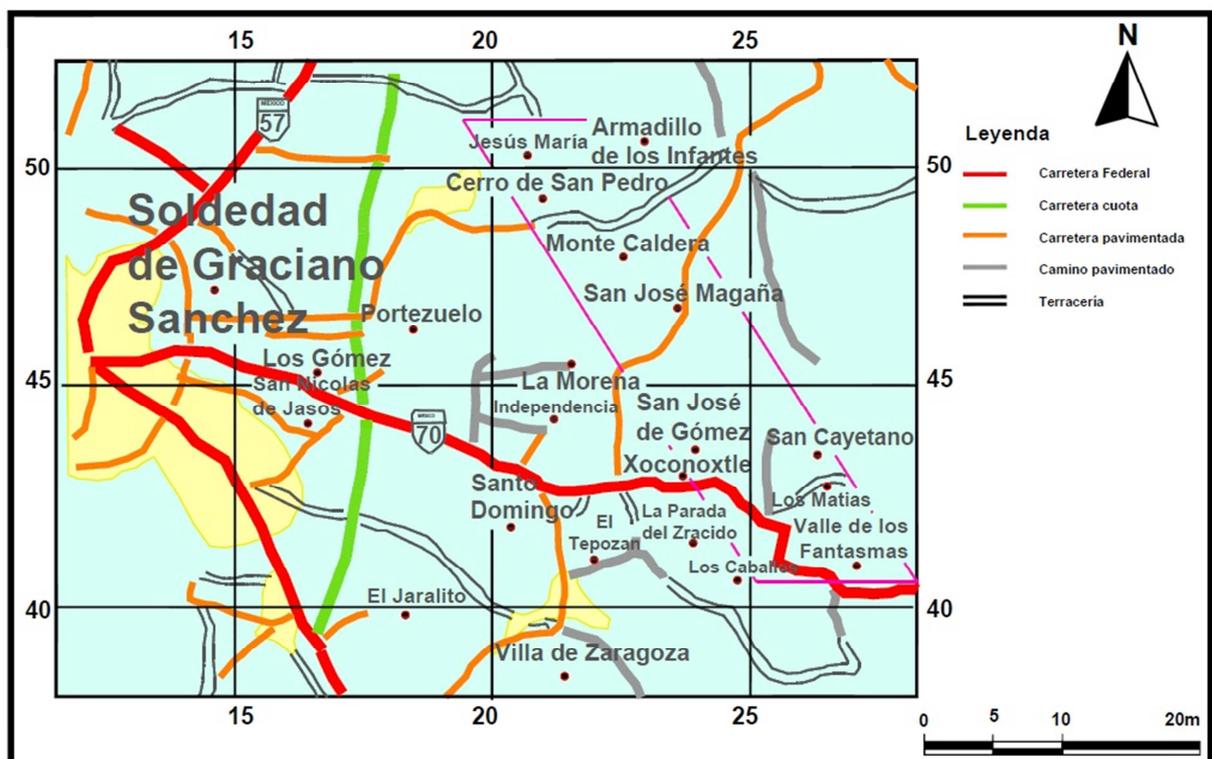


Figura 2. Mapa de principales vías de acceso al área de estudio (modificado de www.mapascarreteras.com.mx/spl/).

Así mismo se puede llegar al área por la carretera 57 Matehuala-San Luis Potosí a la altura del entronque con el libramiento norte de cuota, de donde se toma la carretera de terracería para llegar al poblado de Jesús María. La zona de estudio

cuenta con carreteras pavimentadas, caminos de terracería así como brechas, las cuales son transitables todo el año (Figura 2).

I.3. Provincias Geológicas y Geomorfología

1.3.1. Provincias Geológicas

En la región convergen las provincias geológicas del Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas, Zacatecana, Plataforma Valles San Luis Potosí y Faja Ignimbrítica Mexicana (Ortega-Gutiérrez *et al.* 1992, Figura 3). A continuación se describen las dos provincias geológicas donde se encuentra el área de estudio (Figura 3).

La Plataforma Valles San Luis Potosí.- Comprende parte de los estados de Nuevo León, San Luis Potosí, Querétaro e Hidalgo. Esta provincia es un elemento paleogeográfico del Cretácico, principalmente formada por rocas de plataforma que ocurren en una franja de sierras plegadas y falladas, esta porción forma también parte de la Provincia Fisiográfica de la Sierra Madre Oriental.

La provincia Zacatecana.- Se ubica en los estados de Durango, Zacatecas, Aguascalientes, San Luis Potosí, Guanajuato y Querétaro. Esta provincia está formada por rocas volcánicas terciarias y sedimentarias del Cretácico subyacidas por vulcano-sedimentarias del Jurásico y sedimentos clásticos del Triásico, presenta pliegues amplios y fallamiento.

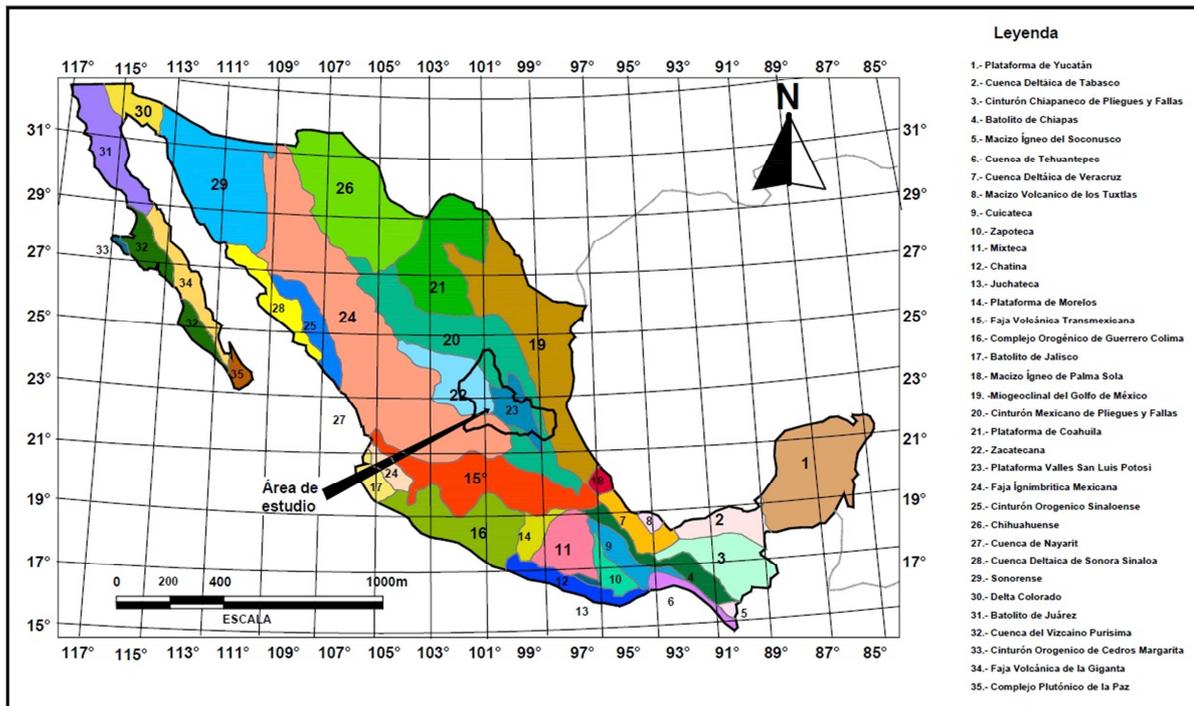


Figura 3. Mapa de localización de las Provincias Geológicas de la República Mexicana (modificado de Ortega-Gutiérrez *et al.* 1992)

1.3.2. Geomorfología

Para la descripción de la geomorfología, el área de estudio se dividió en cuatro unidades geomorfológicas (anexo A), dependiendo de las características del relieve. La unidad 1 se asocia a la Sierra de Álvarez, la cual presenta pendientes fuertes de mayor ángulo hacia su parte este; y pendientes menos pronunciadas hacia su parte oeste. Esto refleja la geometría típica de un sistema de cabalgadura (cabalgadura de Álvarez), en donde la parte delantera desarrolló la topografía abrupta. Las mayores elevaciones de esta unidad están al norte del Puerto de La Huerta.

La unidad 2 se asocia con la Sierra de San Pedro, y consiste de una zona de cerros elevados de pendientes menos pronunciadas que los de la unidad 1, y de

perfil subredondeado. Esta unidad 2 representa un anticlinorio desarrollado por el plegamiento de la secuencia marina depositada en la CMCM durante el Jurásico – Cretácico durante la orogenia Laramide.

La unidad 3 corresponde a pendientes de menor ángulo y corresponde a lomeríos suaves sobre al pie de la alta montaña y constituyen una transgresión hacia la parte semi plana de la región y donde se ubica el poblado de La Morena.

La unidad 3 tiene encima de manera distintiva, otra unidad geomorfológica que aquí denomino como unidad de mesas volcánicas, las cuales constituyen depósitos gruesos de ígnimbritas, las cuales cubren las partes altas de los cerros (remanentes de erosión de depósitos ignimbríticos inicialmente más extendidos) y le da su forma de mesa. La unidad 4 es una zona de pendientes, suaves de menor ángulo, semi plana como parte de un valle intermontano. Estas unidades geomorfológicas también están bien diferenciadas si se observa solo la red hidrográfica (anexo B).

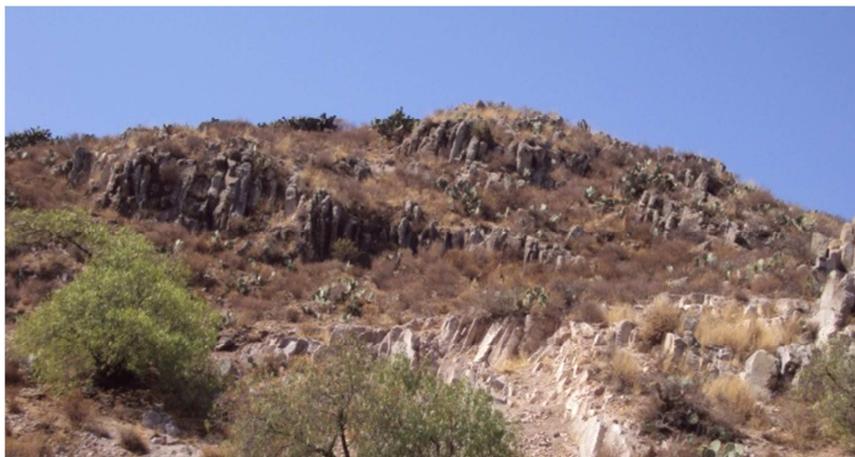


Figura 4. A) Fotografía de remanentes de rocas volcánicas.



Figura 5. Fotografía panorámica de la sección Puerto de La Huerta, correspondiente a la estribación poniente de la Sierra de Álvarez, formada por rocas del talud de la PVSLP.

I.4. Geología regional

La región a la que pertenece el área de estudio se localiza en la parte centro sur de la Mesa Central de México, paleográficamente cubre parte de la porción oriental de la CMCM, la cual es una extensa cuenca sedimentaria que contiene más de 700,000 km³ de sedimentos marinos del Triásico Tardío, Jurásico, Cretácico (Carrillo-Bravo, 1982). Las rocas del Triásico Tardío están representadas por secuencias turbidíticas (lutitas y areniscas); los depósitos del Jurásico Temprano son rocas volcánicas y volcanoclasticas y los del Jurásico Tardío son de tipo arcillo-calcáreo; las capas cretácicas están constituidas por caliza, caliza arcillosa, lutita y arenisca. El espesor total de la columna sedimentaria marina en esta cuenca, en algunos sitios es de más de 6000 m. Con frecuencia separando discordantemente a las capas marinas triásicas del Jurásico Tardío, se halla una sección delgada (alrededor de 70 m) de capas rojas continentales de edad Jurásico Medio-Tardío. Al norponiente del área dentro de la PVSLP, en la región de Dr. Arroyo, N. L. aflora una secuencia de más de 500 m de capas de evaporitas, caliza y lutita bituminosas del Jurásico Tardío;

sedimentos bituminosos del Cretácico Temprano y caliza y arcilla del Cretácico Medio y Tardío; todos estos sedimentos son de cuenca. Abarca también parte del talud y pie del talud de la parte occidental de la PVSLP (Carrillo-Bravo, 1971), donde se encuentran sedimentos turbidíticos y brechas características de la facie, pre-arrecifal.

Durante el periodo comprendido entre el Cretácico Tardío y Terciario Temprano todos los sedimentos de ambas unidades paleogeográficas fueron afectados por una actividad tectónica de acortamiento (orogenia Laramide), esta tectónica compresiva originó un plegamiento y fallamiento intenso, ocasionando una franja de pliegues y cabalgaduras que formó la Sierra Madre Oriental y sierras localizadas en la Mesa Central (Cserna, 1956; Tardy *et al.*, 1975; Padilla y Sánchez, 1982). Para el límite de ambas unidades paleogeográficas ese acortamiento es más evidente dada la diferencia en la competencia de sus rocas, lo que ocasionó que la secuencia de cuenca se encimara tectónicamente sobre el talud de la plataforma.

Gran parte de la zona de estudio se encuentra cubierta por productos volcánicos emitidos entre el Eoceno Medio y el Oligoceno, los cuales consisten en derrames de lava y productos piroclásticos de composiciones que varían de intermedia a félsica. Este paquete volcánico forma parte del Campo Volcánico de San Luis Potosí (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González *et al.*, 2009), el cual se localiza en la porción suroriental de la Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental. Esta actividad volcánica estuvo íntimamente relacionada con una

tectónica extensiva que se desarrolló en gran parte del poniente de la Placa Norteamericana. La región donde se encuentra el área de estudio fue afectada por una tectónica que originó cadenas y valles alargados con orientación general NW-SE, limitados por fallas normales, dicha elongación regional se ha documentado como parte de la Provincia de Cuencas y Sierras de México (Figura 6, Stewart, 1978; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda Gómez *et al.*, 2000). La extensión cortical trajo como consecuencia la emisión de volúmenes grandes de rocas volcánicas principalmente durante el Oligoceno-Mioceno (Aranda-Gómez, 2000; Tristán-González, 2008).

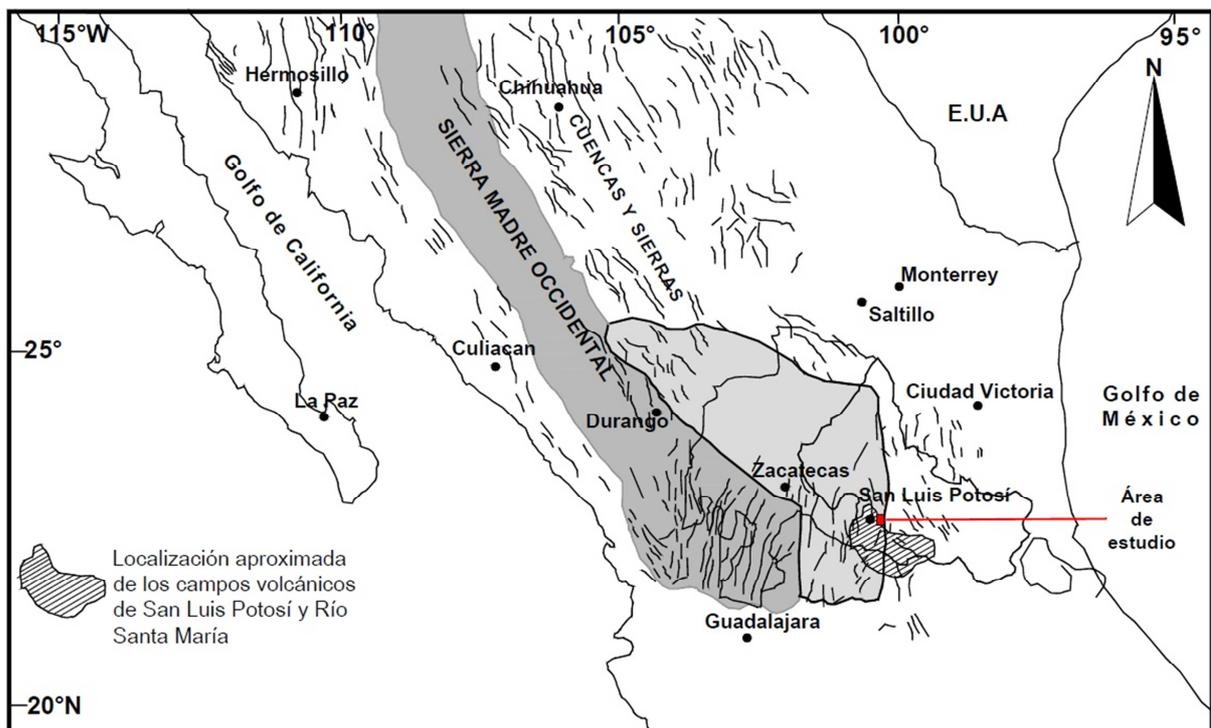


Figura 6.-Mapa de la Provincia de Cuencas y Sierras de México (modificado de Stewart, 1998).

I.5. Geología local

El área de estudio se encuentra entre el límite de la CMCM y la PVSLP. Las rocas de cuenca que afloran al poniente de la zona de estudio son secuencias que pertenecen a las formaciones La Peña, Cuesta del Cura (Aptiano-Cenomaniano) e Indidura (Turoniano). Las rocas del Cretácico Temprano son secuencias de capas de caliza micrítica (autóctona) y alóctona (turbiditas), con capas de brechas calcáreas y bioclásticas. Los sedimentos de la Formación Cuesta del Cura corresponden a la formación con mayor abundancia de capas de pedernal y representan el ambiente más profundo que alcanzó la cuenca. El Turoniano está representado por una alternancia que va desde calizas micríticas en su base que evolucionaron a capas de limolita y caliza arcillosa, predominando la limolita en la cima, esta última representa el arribo de terrígenos que saturaron la cuenca.

Al finalizar la sedimentación marina en el Cretácico Tardío tras la regresión marina, empezó una sedimentación continental de secuencias formadas de conglomerados y sedimentos lacustres que se encuentran dispersos irregularmente sobre las rocas marinas, formando la discordancia Cretácico-Terciario, y que tuvieron su máximo periodo de depósito en el Paleoceno-Eoceno (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982).

Las rocas volcánicas que predominan en el área empezaron con la emisión de la lava de la andesita Casita Blanca (45 Ma según Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). El vulcanismo continuó en el Oligoceno con la emisión de ígnimbritas con grado medio de soldamiento, de composición riolítica (Ígnimbrita Santa María), que

actualmente se aprecia como remanentes (32 Ma según Tristán-González *et al.*, 2009)). Para este tiempo también se emplazaron en el área una serie de lavas dacíticas que formaron cadenas de domos exógenos de la Latita Portezuelo (31 Ma según Tristán-González *et al.*, 2009), que se encuentran alineados al límite tectónico de la CMCM y el talud de la PVSLP

Las rocas del talud de la PVSLP, afloran en la parte poniente de la Sierra de Álvarez y pertenecen a la Formación Tamabra (López-Doncel, 2003). Esta formación tiene edad Albiano - Cenomaniano. Las rocas de esta formación hacia el límite tectónico entre la cuenca y la plataforma, son capas de caliza micrítica con presencia de capas delgada, nódulos y lentes de pedernal y algunas capas de terrígenos, lo cual significa que su depósito debió de haber ocurrido en la parte profunda del talud. Hay capas que presentan gradación e intercalación de brechas calcáreas y biocalcáreas. En algunos horizontes hay presencia importante de nódulos de fierro.

Los depósitos recientes están formados por cubiertas de caliche que cubre a las rocas calcáreas, suelos residuales endurecidos de color rojizo y claro. Rellenos de gravas, arenas y arcillas en las márgenes de arroyos que rellenan los bajíos.

II. PALEOGEOGRAFÍA Y ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

II.1. Paleogeografía

La Paleogeografía es el estudio que tiene como objetivo la reconstrucción de las condiciones geográficas existentes en la superficie terrestre a lo largo de los tiempos geológicos. Es el estudio de la geografía en tiempos pasados, lo que se aprende del pasado sirve para entender el presente y proyectarlo hacia el futuro.

López-Doncel (2003) ha hondado en el estudio de las secuencias estratigráficas del Cretácico Tardío, enfocándose en el estudio de los sedimentos carbonatados y arcillosos que se depositaron en las dos estructuras paleogeográficas mesozoicas de la región, que corresponden a las secuencias transicionales, entre los sedimentos de aguas someras de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y los sedimentos de aguas profundas de la adyacente Cuenca Mesozoica del Centro de México, enfocando el análisis de la llamada Formación Tamabra con el fin de definir el desarrollo de la PVSLP a partir del Aptiano hasta el Maastrichtiano, donde existen numerosos elementos para suponer un desarrollo ininterrumpido de un dominio carbonatado durante todo este lapso.

El área de este estudio se encuentra en el límite tectónico entre estas dos unidades paleogeográficas, donde los sedimentos de cuenca de la Formación Indidura se encuentran imbricados tectónicamente sobre las facies de la Formación Tamabra (Figura 7).

II.1.1. Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM)

La Cuenca Mesozoica del Centro de México empezó su desarrollo durante el Jurásico Tardío como consecuencia de una transgresión marina regional se verifica a principios del Jurásico Tardío.

La CMCM se desarrolló sobre una zona donde afloraban rocas marinas del Triásico y continentales del Jurásico (Carrillo-Bravo, 1971) y la misma cuenca estuvo emergía, temporalmente durante el Jurásico Medio y quizá durante el Tardío. Casi todos los sedimentos marinos que se hallan en la cuenca fueron depositados en aguas profundas, a excepción de las calizas que se encuentran en la base del Jurásico Tardío (Carrillo-Bravo, 1971).

Se acumuló una secuencia sedimentaria marina mesozoica de más de 5,000 m de potencia, que se inició en el Triásico Tardío y termina a finales del Cretácico. El substrato pre-Mesozoico esta integrado por rocas metamórficas del Precámbrico y posiblemente del Paleozoico Temprano, así como de sedimentos del Paleozoico Medio y Tardío; estos sedimentos, de acuerdo con el esquema paleogeográfico de la región, pudieran encontrarse en facies de aguas poco profundas y de plataforma.

La sección sedimentaria jurásica y del Cretácico, depositada en la margen occidental de la CMCM, estuvo fuertemente influenciada por la presencia, durante dichos sistemas, de unos arco magmático que migro de poniente a oriente, ubicado inmediatamente al este de la zona de convergencia de las placas de

Farallon y de Norteamérica. Durante el Triásico Superior, se desarrolló una transgresión marina que marcó el inicio de la formación de la CMCM.

Durante el Jurásico Tardío se presenta una nueva subsidencia de la cuenca, la cual da lugar a una transgresión marina y se depositó un complejo sedimentario de aguas someras, representado por calizas biógenicas, calizas clásticas y dolomías de la Formación Zuloaga, de edad Oxfordiano.

El Cretácico Tardío y Temprano se encuentra representado por una secuencia arcillo-arenosa en su base (Formación Indidura) y otra arcillo-arenosa de tipo *flysch* en su cima, (Formación Caracol), todo este conjunto litológico tiene un espesor de más de 1,000 m, y marca el cierre de la depositación marina en el área. Durante el Cretácico Tardío-Terciario Temprano ocurrió el emplazamiento de cuerpos graníticos y granodioríticos, que corresponde al plutonismo sinorogénico de la Orogenia Laramide. A fines del Cretácico y durante el Terciario Temprano, se desarrolló plegamiento, fallamiento inverso y fallas transcurrentes, como consecuencia del acortamiento hacia el oriente durante la Orogenia laramide y a finales del Cretácico y principios del Terciario.

A final del terciario ocurrió el cierre del ciclo magmático que se desarrolló sobre los depósitos la de CMCM.

II.1.2. Plataforma Valles San Luis Potosí (PVSLP)

Durante el Triásico temprano y medio, toda la región permanece emergida. En el Triásico Superior, sobre la PVSLP, ocurre una transgresión marina y dicha zona es cubierta por una potente sección areno-arcillosa. A principio del Jurásico Temprano la PVSLP permanece emergida. Al finalizar el Jurásico Temprano la PVSLP sobre parte de la Plataforma de Tamaulipas se desarrolló una orogenia de tipo germánico o quizá una simple tafogenia a consecuencia de la Orogenia Permo-Triásica (Carrillo-Bravo 1971).

A través del Jurásico Medio, toda esta unidad paleogeográfica y las áreas adyacentes, permanecen emergidas; en unos sitios la erosión es grande y en otros se depositan capas continentales rojas. A principios del Jurásico Tardío se verifica una transgresión marina regional, pero grandes porciones de la plataforma permanecen emergidas o con agua muy somera, o no reciben sedimentos. A fines del Jurásico Tardío la inundación es casi total, sin embargo, no toda el área recibe sedimentos, (Carrillo-Bravo, 1971)

A principios del Neocomiano, algunas porciones de la PVSLP son ligeramente levantadas y otras sufren subsidencia. Durante el Albiano-Cenomaniano, el relieve de las márgenes de la PVSLP favorece el desarrollo de arrecifes y esto da origen al Arrecife de Sierra de El Abra. En la zona interior de la plataforma se depositan rocas calcáreas de tipo post-arrecifal. Durante el Coniaciano-Santoniano y parte del Campaniano- Maastrichtiano, en la porción central de la plataforma, nuevamente existen condiciones apropiadas para el desarrollo de

arrecifes y ello da lugar al depósito de los de los sedimentos biocalcáreos de la Formación Tamasopo, (Carrillo-Bravo, 1971).

En el Campaniano-Maastrichtiano la profundidad de las aguas se reduce considerablemente (movimientos transgresivos y regresivos) y sobre la porción central y occidental de la plataforma se deposita una gruesa sección arcillo arenosa por medio de corrientes de turbidez; la margen oriental y sudoriental se cubre por una gruesa secuencia arcillo-calcárea. A fines del Terciario hay actividad ígnea de tipo extrusivo, la cual es de mayor intensidad en la margen occidental y sudoccidental de la plataforma. Sobre la porción central y oriental de la región en estudio, como testigos de esta actividad magmática quedan algunos aparatos volcánicos y remanentes de derrames basálticos que cubren algunos valles o partes topográficamente bajas. (Carrillo-Bravo, 1971)

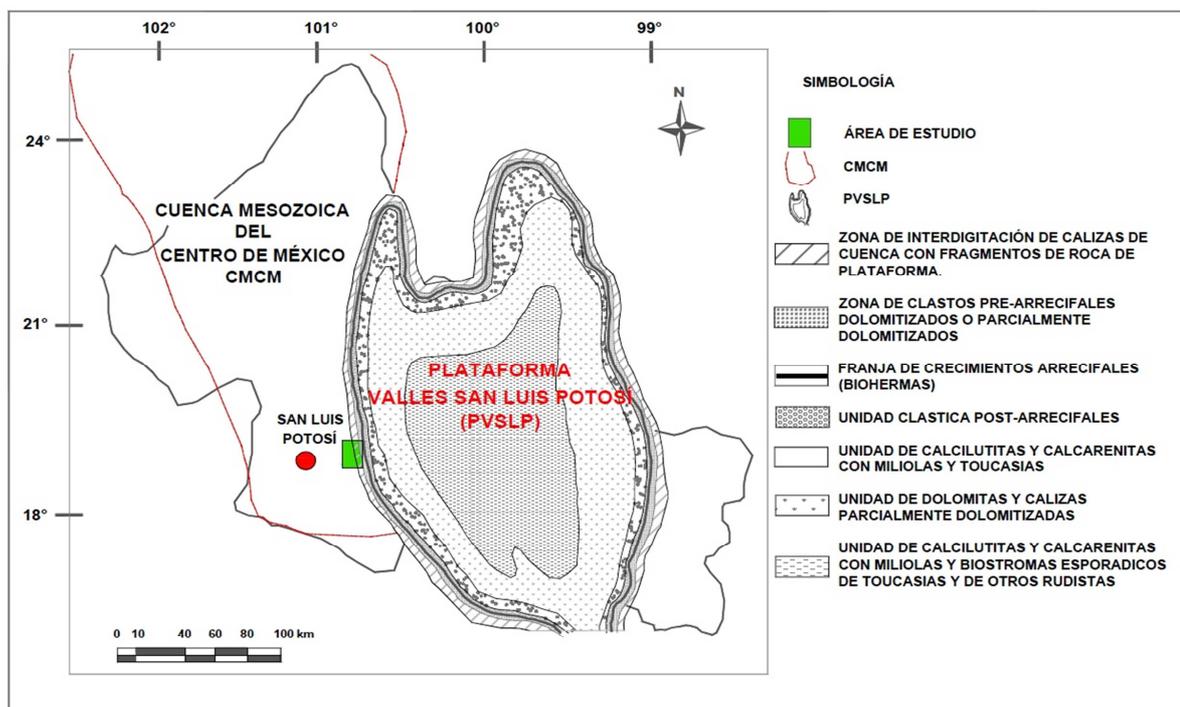


Figura 7. Ubicación de las unidades paleogeográficas, de la PVSLP y CMCM (modificado de Carrillo Bravo 1971).

II.2. Estratigrafía

II.2.1. Unidades formacionales de la CMCM

A. Formación La Peña (Kip)

Cretácico temprano (Aptiano).

a) Definición

Originalmente descrita por Imlay (1936), en el flanco occidental de la Sierra de Parras, dividiéndola en dos miembros. El miembro inferior consiste aproximadamente 427 m de caliza gris oscura a gris claro en estratos medianos a gruesos, contiene zonas de caliza finamente estratificadas y cantidades variables de lutita; las superficies intemperizadas son de gris a gris amarillento y pueden tener concreciones de pirita, así como nódulos de pedernal. El miembro superior consiste de caliza de capas delgadas con lutita estratificada, el espesor va desde los 15 a 24m.

b) Distribución en el área de estudio.

Aflora principalmente en la sierra de San Pedro, en el pueblo con el mismo nombre.

a) Litología y Espesor

Consiste en intercalaciones de estratos gruesos y estratos delgados de caliza de color gris claro con textura micrítica y capas con gradación, estratificación cruzada (turbidita), con intercalaciones de capas delgadas de limolita, capas y nódulos de pedernal. También es posible observar estratos de brechas calcáreas, con fragmentos de pedernal y brechas biocalcáreas. En algunos horizontes se le

puede apreciar pliegues sin-sedimentarios (*slump*). Los estratos presentan ondulados con desarrollo de *budinage*, presenta plegamiento importante, donde la mayoría de los pliegues se encuentran imbricados (Figura 8).

b) Relaciones Estratigráficas.

Subyace concordante y transicional a la Formación Cuesta del Cura, en el área no aflora su base.

c) Edad y Correlación

Por su posición estratigráfica se le asigna la edad dada por Humphrey (1949), quien estudio la estratigrafía y paleontología en la Sierra de Los Muertos, en Saltillo Coahuila situándola en el Aptiano.

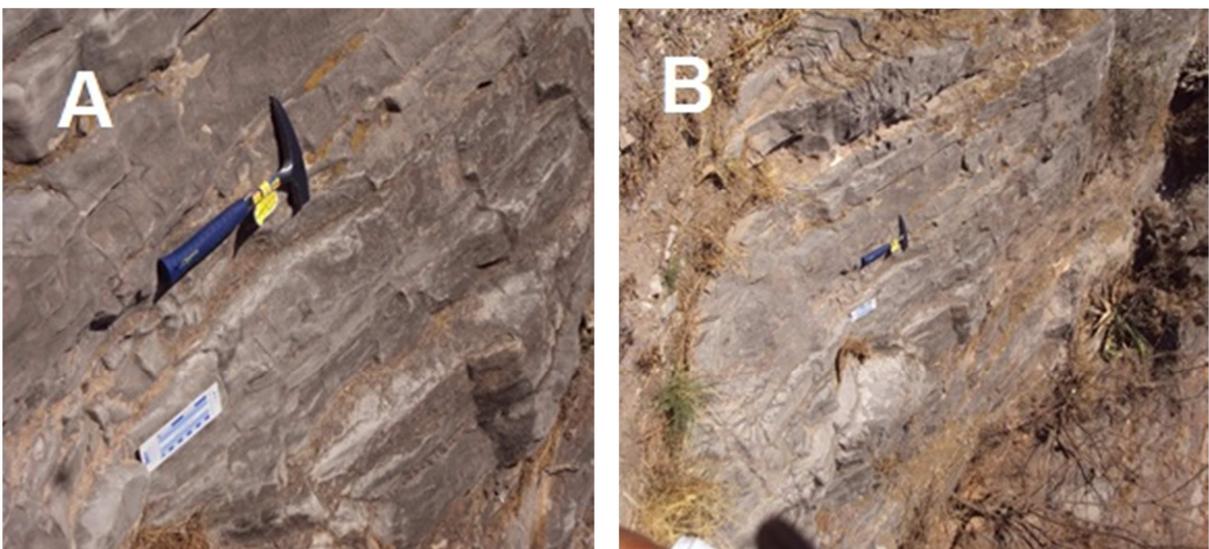


Figura 8.- Fotografías de la Formación La Peña, A) capas de caliza gris claro intercaladas con capas delgadas de lutita, B) estratos de caliza con cantidades variables de lutitas.

B. Formación Cuesta del Cura (Kcc).*Cretácico temprano (Albiano-Cenomaniano)*

a) Definición.

Descrita originalmente por Imlay (1936), quien la estudio en la Sierra de Parras Coahuila, donde se encuentra entre la Caliza Aurora y la Formación Indidura. Consiste de capas de caliza gris oscuro a negro, en estratos medianos a delgados, con estratificación ondulante, abundantes bandas y lentes de pedernal. Contiene en algunos lugares, interestratificaciones de capas lajosas de calizas arcillosa y laminaciones de lutita de colores violáceo y rojizo

b) Distribución en el área de estudio.

Aflora en la Sierra de San Pedro al poniente de la localidad de Monte Caldera y Cerro de San Pedro.

c) Litología y Espesor.

Consiste de una secuencia estratos medianos a gruesos de color gris claro con textura micrítica, con estratificación ondulante y gran desarrollo de *budinage*, que se intercala con bandas delgadas de pedernal negro y en ocasiones en forma de lentes. Además muchas de las capas presentan gradación, en ocasiones cruzada, lo que sugiere carácter *alóctono* y aun en un mismo estrato tiene los dos aspectos (*alóctono* y *autóctono*). Llega a presentar de forma aislada capas delgadas de caliza arcillosa y lutita calcárea de color violáceo y rojizo (Figura 9). Su espesor sugerido en la cartografía geológica de la Carta San Luis Potosí es de máximo 50 m (Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1982)

d) Relaciones estratigráficas.

Sobreyace a la Formación La Peña con un contacto concordante y transicional, y subyace a la Formación Indidura también con un contacto concordante y transicional.

e) Edad y Correlación

Su edad se da de acuerdo con Imlay (1936) del Albiano-Cenomaniano. Se le correlaciona con las Formaciones El Abra y Tamabra de la Plataforma Valles-San Luis Potosí con la Formación El Doctor del sur de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.



Figura 9.- Fotografías de la Formación Cuesta del Cura, A) roca caliza gris claro se observan capas con fracturas rellenas de calcita, B) estratos delgados de caliza con intercalación de capas de pedernal muy deformados.

C. Formación Indidura (Ksi)

Cretácico tardío (Turoniano).

a) Definición.

Descrita originalmente por Kelly (1936), en la región de Delicias, Coahuila, quien le dio este nombre a unos 30 m de capas de lutita, caliza resquebrajada y lajas de caliza que sobreyacen a La Caliza Aurora.

b) Distribución en el área de estudio.

Aflora principalmente en la Sierra de San Pedro al surponiente de la localidad de Jesús María sobre el Río Colorado, en el Cerro Los Metateros y al poniente de la localidad Monte Caldera así como al oriente del Cerro El Chiquihuitillo.

c) Litología y espesor.

Hacia la base consiste de una intercalación de capas de caliza micrítica con capas delgadas y medias de lutita de color violáceo, conforme se avanza hacia arriba la caliza va perdiendo su característica micrítica. Hacia su cima predominan las capas de caliza arcillosa sobre la micrítica, las cuales tienen un color gris-violáceo intercalándose con estratos gruesos de limolita de color violáceo hasta de 40 cm. Hacia la cima el predominio es de capas de limolita sobre las capas de caliza arcillosa. La presencia de pedernal en su base indica la transición con la Formación Cuesta del Cura (Figura 10).

d) Relaciones Estratigráficas.

Sobreyace a la Formación Cuesta del Cura con un contacto concordante y ligeramente transicional. Se encuentra por lo general cubierta por carpetas de caliche, suelo residual y coluvión,

e) Edad y Correlación.

Imlay (1936) le asignó una edad del Turoniano en base al contenido de *Inoceramus labiatus* y *Exogyrasp* (Figura 10B).

Se le puede correlacionar con la Formación Soyatal de la Sierra de Álvarez, S.L.P., con la Formación Agua Nueva de la Cuenca Tampico-Misantla.

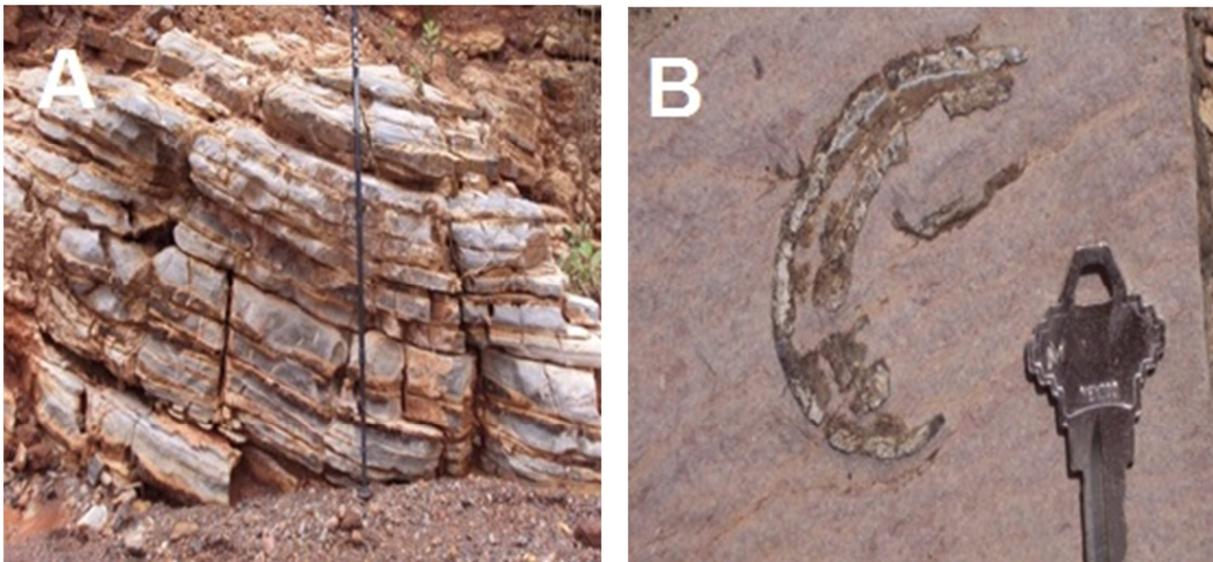


Figura 10.- Fotografías de la Formación Indidura, A) estratos delgados de caliza gris claro con capas delgadas de lutita y fracturas rellenas de calcita, B) *Inoceramus Labiatus* fósil característico de la Formación Indidura

II.2.2. Depósitos de PVSLP

A. Formación Tamabra

Cretácico medio (Albiano-Cenomaniano)

a) Definición

El nombre de Formación Tamabra se definió con la combinación de los nombres de las formaciones **T**amaulipas y El **A**bra y fue propuesta por Heim (1940). Se ha considerado como la "facie pre-arrecifal de la Formación El Abra" y se le define

como un conjunto litológico constituido por rocas clásticas de talud de la plataforma (dolomitizadas o parcialmente dolomitizadas) y a la zona de interdigitación de calizas de cuenca (Formación Cuesta del Cura), con calizas clásticas biocalcáreas derivadas de las zonas arrecifales; estas rocas son equivalentes a la Formación Tamabra (Heim, 1940) que se hallan al poniente de la Faja de Oro. Carrillo-Bravo (1971) definió a esta porción occidental de la PVSLP como la zona de interdigitación de calizas de cuenca con fragmentos de roca de plataforma, además de una zona de clastos pre-arrecifales dolomitizados o parcialmente dolomitizados (Figura 11).

b) Distribución en el área estudio.

Aflora principalmente al sur de la localidad Jesús María, en la ladera occidental de la Sierra de Álvarez, donde el límite con las rocas de cuenca se encuentre a lo largo del cauce del Río Colorado. Las localidades principales se encuentran al oriente del Cerro Los Metateros en la localidad de Monte Caldera y en la Localidad de La Tinaja, El Salto, Puerto de La Huerta, El Xoconoxtle y La Morena.

c) Litología y Espesor

Consiste de estratos formados por caliza de color gris con textura micrítica, lentes, nódulos y bandas de pedernal de color negro, se intercalan algunas capas de brechas bioclásticas. Otros horizontes están formados por capas caliza laminares que presentan gradación y pliegues sinsedimentarios (*slumps*).

Otros horizontes están formados por estratos de caliza bituminosa negra fétida que varían de 10 cm hasta 60 cm, intercalada con capas de lutita de color oscuro en capas que pueden alcanzar 80 cm de espesor

En algunas zonas se encuentran bancos de caliza micrítica con lentes de pedernal, capas delgadas de turbiditas y horizontes de brechas finas intercaladas con capas delgadas de caliza. Presenta intercalaciones de bancos con pedernal donde se aprecia sedimentación *alóctona* y *autóctona* intercalada con horizontes delgados de lutita y algunas bandas delgadas de pedernal. Los bancos presentan estructuras estilolíticas paralelas a la estratificación.

En el área se pudo diferenciar dos paquetes fácilmente diferenciables:

Paquete pre-arrecifal (de pedernal): se caracteriza por una estratificación delgada a media, con capas hasta de 40 cm de caliza con matriz micrítica de color gris claro, con nódulos, laminaciones y lentes de pedernal de color negro, que se intercalan con algunas brechas bioclásticas. Las calizas presentan gradación y fragmentos de fósiles. Este paquete es el predominante en el límite con las rocas de la CMCM.

Paquete pre-arrecifal (de hematita): está representada por calizas de estratos medios a gruesos y bancos de caliza micrítica de color crema, con tonos amarillentos por la presencia de nódulos y relleno de vetillas de hematita. Se intercalan bancos y estratos gruesos de brechas bioclásticas, calcáreas y zonas dolomitizadas de color oscuro con aspecto brechoso. Los bancos de micrita pueden intercalarse con capas de turbiditas gradadas, con desarrollo de pliegues

sin-sedimentarios. Estas capas presentan una *karticidad* incipiente con gran desarrollo de estructuras de disolución (*lapíes*) y cavernas pequeñas de disolución. El producto de la meteorización son depósitos de arcilla y grava de color rojizo que llegan a cubrir las laderas con suelo residual. Su espesor en el área se desconoce pues solo aflora parte de la secuencia (Figura 11).



Figura 11.- Fotografías de la Formación Tamabra, A) estratos delgados de caliza gris claro intercaladas con bandas aisladas de pedernal, B) Estilolitas paralelas a la estratificación.

d) Relaciones Estratigráficas:

En el área el paquete formado por pedernal se encuentra subyacente por los sedimentos arcillosos de la Formación Indidura, el contacto es tectónico por falla inversa. Ambos paquetes se encuentran cubiertos por remanentes de la Ígnimbritas Santa María en las partes elevadas de algunos cerros. El contacto entre los dos paquetes de la Formación Tamabra es por falla inversa.

e) *Edad y Correlación.*

La Formación Tamabra es de una edad Albiano- Cenomaniano (López Doncel, 2003) se correlaciona con la Formación Soyatal de la margen sur-occidental de la PVSLP. También se correlaciona con la Formación Cuesta del Cura de la CMCM.

f) *Medio Ambiente de Depósito.*

Contiene una intercalación de sedimentos autóctonos, representados por las secuencias de *mudstone* y *wackstone* con fauna pelágica, las cuales muestran características de depósitos de una zona de facies 1 a 3 de la zona de cuenca al pie de talud (Wilson, 1975). Junto a estas secuencias autóctonas se presentan secuencias alóctonas de *packstone*, *floatstones* y *rudstones* con fauna y clastos retrabajados, que sugieren el depósito en una zona de inestabilidad, la cual está representada porque los sedimentos fueron transportados zonas topográficamente mas bajas y profundas en el talud (zona de facies 4, según Wilson, 1975 y Flügel, 1978).

II.2.3. Rocas Terciarias

A. Formación Cenicera.

Terciario Inferior (Paleoceno-Eoceno).

a) *Definición.*

Originalmente descrita por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978), en la cartografía de la Hoja San Luis Potosí, se les dió el nombre informal de Sedimentos Clásticos Continentales Terciarios, los cuales afloran en el Cerro El

Chiquihuitillo al suroriente de San Pedro. Posteriormente Labarthe-Hernández *et al.* (1982) propusieron el nombre de Formación Cenicera a una serie de ventanas de depósitos continentales que se halla bien expuesta en el Arroyo La Cenicera, localizado a unos 5.5 km al SE del poblado de Villa de Reyes, S.L.P.

b) Distribución en el área de estudio.

Sus afloramientos principales se hayan aflorando principalmente en la zona del Cerro El Chiquihuitillo, al norponiente del Cerro Los Metateros y al poniente del poblado de Monte Caldera.

c) Litología y Espesor.

Es un depósito compuesto de fragmentos redondeados hasta angulosos, predominando los de caliza con diámetro hasta con 40 cm, pedernal, lutita y aislados de granito. Se encuentran mal consolidados en una matriz de limo y arena de color rojizo y bancos de material limo-arcilloso de color rojizo, que sugieren un ambiente lacustre. Su espesor no sobrepasa los 50 m en la localidad del Cerro El Chiquihuitillo.

d) Relaciones Estratigráficas.

Estos depósitos continentales se encuentran descansando de forma discordante sobre sedimentos marinos del Cretácico Tardío, principalmente sobre la Formación Indidura. Subyace discordante en algunos sitios a la Andesita Casita Blanca o bien a la Ígnimbritas Santa María.

e) *Edad y Correlación.*

Su edad solo se conoce por su posición estratigráfica con las rocas antes citadas y se conoce una edad obtenida por métodos palinológicos que realizó la entonces Dirección Geohidrología y Zonas Áridas de la SARH (en Labarthe-Hernández y Tristán-González, 1978), en la muestra analizada le encontraron esporas de las especies *Clasopollis, sp.*, *M. Triatriopollanitessp*, que corresponden a una edad del Paleoceno-Eoceno. En este estudio de acuerdo a su posición estratigráfica y a los datos de palinología, se le asigna una edad del Eoceno temprano a tardío. En el norte del Campo Volcánico de San Luis Potosí, se le estimó una edad del Eoceno medio basada en una muestra de la andesita Casita Blanca, fechada con K-Ar que dio 45 Ma intercalada entre estos sedimentos (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982)

B. Andesita Casita Blanca (Tcb)

44.4 ± 1.0 Ma

a) *Definición*

Descrita con el nombre de Andesita Casita Blanca por Labarthe-Hernández, Tristán-González *et al.* (1982), considerando su localidad tipo en las inmediaciones de la ranchería de Casita Blanca, en el norte del Complejo Volcánico de Ahualulco (Tristán-González *et al.* (2009).

b) *Distribución en el área de estudio.*

Se encuentra aflorando en la porción norte del área. Al poniente del poblado de Monte Caldera así como en el Cerro Los Metateros.

c) Litología y Espesor

Se trata de una roca de color gris oscuro verdoso, de textura porfirítica con 5% de fenocristales de 1-2 mm de biotita y plagioclasa en una matriz afanítica, compuesta de un agregado de microlitos de plagioclasas y biotita. Hacia su cima tiene abundantes vesículas, algunas rellenas de calcedonia. Hacia su base en general, tiene numerosas vetillas de calcita en todas direcciones. Su espesor en los afloramientos del área no sobrepasan los 50 m.

d) Relaciones Estratigráficas

Sobreyace discordante a las formaciones Caracol, Indidura y Cenicera. Subyace discordante a la Ignimbrita Santa María.

e) Edad

Su edad determinada por el método de K/Ar, en roca entera es de 44.4 ± 1.0 Ma (Tristán-González, 2008) lo que la coloca en Eoceno Medio

C. Ignimbritas Santa María (Tis)

32.5 ± 0.08 Ma

a) *Definición*

Originalmente descrita con el nombre de Ignimbrita Santa María por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978) y posteriormente propuesta formalmente por Labarthe-Hernández *et al.* (1982) con el mismo nombre, considerado su localidad y sección tipo en los cerros inmediatamente al norte de la ciudad de Santa María del Río, S.L.P.

b) *Distribución en el área de estudio.*

Se encuentra aflorando al oriente de la zona de estudio cerca de los poblados de las Garrochitas y La Tinajas. Además de otros remantes en las inmediaciones de Monte Caldera y Jesús María donde se conserva en las partes elevadas de los cerros de sedimentos marinos.

c) *Litología y Espesor*

Consiste de una roca de color gris rosáceo, de textura porfirítica y eutaxítica, con 30-40% de fenocristales de 2-5 mm de cuarzo anhedral y sanidino euhedral, más ferromagnesianos alterados a hematita, en una matriz desvitrificada. Se encuentra bien soldada formando columnas y su característica distintiva es la presencia de numerosos huecos alargados de 2-15 cm donde hubo fragmentos de pómez bien colapsada, formando una estructura eutaxítica. Su base siempre es un vitrófido de color negro de no más de 2 m. Su espesor en el área no sobrepasa los 50 m.

d) *Relaciones Estratigráficas*

Sobreyace discordante a las formaciones mesozoicas, a la Formación Cenicera o también a la Andesita Casita Blanca.

e) *Edad y Correlación*

Su edad determinada por el método K/Ar, en roca completa es de $32.5 \pm .08$ y 31.3 ± 0.7 Ma (Tristán-González *et al.* 2009).

D. Latita Portezuelo (Tlp)

31.8 ± 0.7 Ma

a) Definición.

Esta unidad fue descrita informalmente como *Latita Porfirítica* por Labarthe-Hernández y Tristán-González (1978), en la cartografía Geológica de la Hoja San Luis Potosí. Posteriormente fue descrita formalmente con el nombre de Latita Portezuelo por Labarthe-Hernández *et al.* (1982), considerando su localidad tipo en los cerros inmediatamente al norte del poblado de Portezuelo, S.L.P.

b) Distribución en el área de estudio.

Aflora al sur de la zona de estudio, en el área de los poblados del Xoconostle, San José de Gómez y La Santa Cruz.

c) Litología y Espesor

Se trata de una roca de color café grisáceo, de textura holocristalina, inequigranular, porfirítica, traquítica a pilotaxítica, con 10 a 15 % de fenocristales de 2 a 6 mm de plagioclasa en formas euhedrales a subhedrales, con cuarzo subordinado. La matriz está desvitrificada y consiste de microlitos de plagioclasa. Como minerales accesorios tiene abundante magnetita, zircón y apatito. De acuerdo a la clasificación de Peccerillo y Taylor, esta lava queda en el rango de Riodacita rica en K.

d) Relaciones Estratigráficas

Sobreyace discordante a varias de las formaciones marinas del Mesozoico; y a la Ígnimbritas Santa María y en ocasiones a la Andesita Casita Blanca. Subyace también discordante a la Riolita Panalillo Superior.

e) Edad

Su edad determinada por el método de K/Ar es de 31.0 ± 0.7 Ma, lo que la coloca en el Oligoceno, (Tristán-González *et al.* 2009).

II.2.4. Sedimentos cuaternarios

Arcillas residuales (Qr)

En la parte nor-oriental del área, desde un poco al sur de la rancharía de Garrochitas, hasta el poblado de Jesús María, se encuentra sobre la ladera de la Sierra de Álvarez, una faja de unos 2 km de anchura cubierta por un depósito de arcilla rojiza combinado con una grava fina de fragmentos de caliza que en algunos sitios se ha compactado formando cubiertas de suelo residual de color rojizo. La oxidación que presenta este depósito es producto de la lixiviación del paquete de calizas de la Formación Tamabra que contiene nódulos abundantes de hematita. Su espesor es variable, desde 2 o 3 m hasta 15 m. En este depósito se está desarrollando un sistema de *cárcavas* debido a la erosión intensa que está sufriendo la zona.

Coluvion (Qcl)

Estos depósitos se han acumulado sobre las laderas de los cerros, están formados por lo general de bloques y fragmentos de todos tamaños sin consolidar, cuya composición es casi exclusivamente de la roca del cual se derivaron. Un afloramiento sobresaliente de estos depósitos se localiza a 1 km al

norte del Cerro del Chiquihuitillo, donde se encuentran una serie lomas formadas por grandes bloques de la Ignimbritas Santa María.

Aluvion (Qal)

Cuaternario Reciente

Son depósitos constituidos por gravas, arenas, limos y arcillas que han rellenado las depresiones dejadas entre las rocas sedimentarias y volcánicas, por lo que su depósito lo constituyen una mezcla de estas litologías. En las márgenes de los arroyos forman terrazas compuestas de gravas, arenas y arcillas y suelos orgánicos donde se asientan las parcelas. También forman abanicos pequeños en la desembocadura de los arroyos.

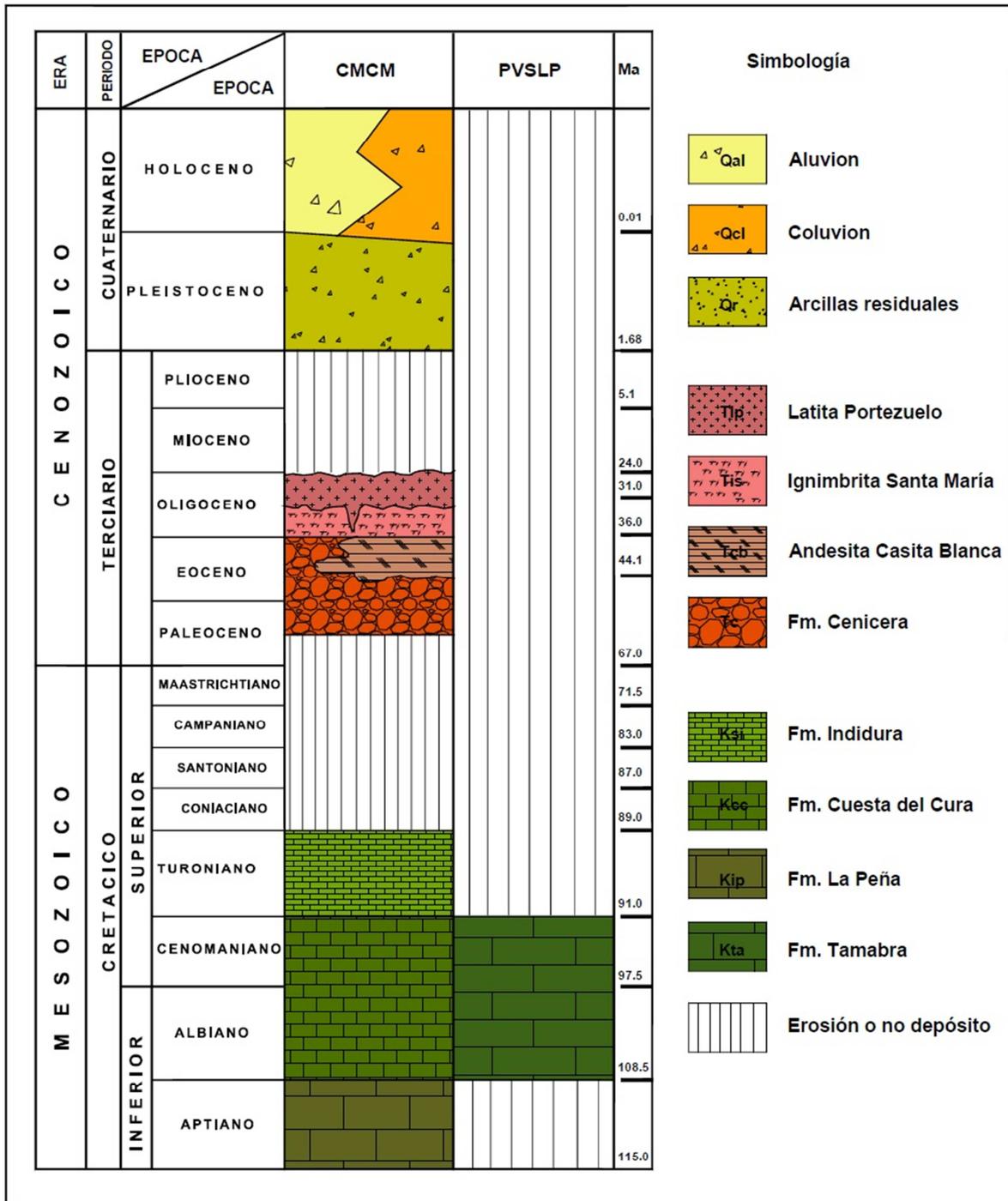


Figura 12.- Columnas estratigráficas compuesta de la zona de la CMCM y PVSLP.

III. MARCO TECTÓNICO

III.1. Tectónica Regional

Los eventos tectónicos de los que se tiene registro, que afectaron a la secuencia marina mesozoica, corresponden a la orogenia de acortamiento que se desarrolló en un lapso comprendido entre el Cretácico Tardío-Terciario Temprano y que dio origen al cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental (Cserna, 1956; Tardy, 1980; Padilla y Sánchez, 1982). La zona del presente estudio se localiza en el límite tectónico de la CMCM y la PVSLP, dos unidades paleogeográficas que se desarrollaron durante el Mesozoico, la primera inició en el Jurásico Medio y la segunda en el Cretácico Temprano, todo el paquete de sedimentos de ambas unidades sufrió acortamiento y transporte tectónico hacia el oriente durante dicha orogenia.

Los eventos posteriores a la orogenia de acortamiento estuvieron relacionados principalmente a una deformación de tipo extensional ocasionando que muchas de las estructuras laramídicas se dislocaran por fallamiento normal y sufrieron subsidencia y basculamientos de bloques que afectaron tanto a las rocas mesozoicas como a las rocas volcánicas en parte contemporáneas a esta extensión. Esta franja extensional ocupa gran parte del norte, noreste y centro del país y se le conoce como Provincia de Cuencas y Sierras de México (Stewart 1978, 1998; Henry y Aranda-Gómez, 1992).

En este trabajo se plantea analizar el estilo de deformación laramídico que se dio en el límite entre el macizo de rocas más competentes formado por paquetes de rocas arrecifales y de pie de talud de la plataforma carbonatada y los sedimentos menos competentes de aguas profundas de la CMCM

III.1.1. Orogenia Laramide

La orogenia Laramide fue propuesta por Dana (1896), quien identificó un evento de formación de montañas contemporáneo a la acumulación de sedimentos de la Formación Laramie, en la localidad del mismo nombre en Wyoming, Estados Unidos de Norteamérica. Este evento tectónico generó, en el Cretácico tardío-Terciario temprano, cadenas de montañas formadas por estructuras que involucran deformación del basamento dentro del *antepaís* de las Montañas Rocallosas (Rocky Mountain Foreland) de EUA y cuencas con depósitos clásticos del Paleoceno-Eoceno, que incluye las serranías de Montana, Wyoming, Utah, Colorado, Nuevo México y Arizona. El cinturón Laramide forma parte de la Cordillera de América del Norte, la cual se extiende hacia México e incorpora al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (De Cserna, 1956, 1970; Tardy, 1980 y Suter, 1984), y al conjunto de terrenos tectonoestratigráficos del poniente y sur de México. El término orogenia Laramide ha sido utilizado en México (Tardy, 1980 y Suter, 1984), y representa al evento que generó cadenas de montañas como los Cinturones de Pliegues y Cabalgaduras de Chihuahua, Coahuila y la Sierra Madre Oriental.

En México, el cinturón Laramide está mejor representado por la Sierra Madre Oriental, así como por los cinturones plegados de Chihuahua y Coahuila, en el norte, mientras que en el sur por la Sierra de Chiapas, Zongolica y la Sierra de Juárez. En México, la deformación muestra relaciones más complejas debido a despegues sedimentarios sobre secuencias evaporíticas, incorporación solo local del basamento en la deformación, y por la reactivación de algunas fallas antiguas del basamento como la Falla San Marcos en el noreste de México (Padilla y Sánchez, 1986 y McKee *et al*, 1990).

La deformación Laramide fue intensa en el Terreno Coahuila y está representada por las estructuras que componen al Cinturón Plegado de Coahuila (CPC). El estilo y edad de la deformación difieren del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental (Vega-Vera y Perrilliat, 1989b y Ye, 1997) pero ambos son incluidos dentro del cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano (Campa and Coney, 1983). En el CPC se presentan principalmente pliegues tipo forzados (pliegues por doblés de falla y pliegues por propagación de falla orientados noroeste-sureste y delimitados por bloques de basamento), mientras que pliegues por despegue se observan en la Sierra Madre Oriental (Padilla y Sánchez, 1982 y Eguiluz *et al*, 2000), que varían en orientación desde noroeste-sureste hasta noreste-suroeste dependiendo de su posición respecto a las cuencas y bloques de basamento sobre los cuales cabalgó la secuencia.

Entre Parral, Chihuahua y Monterrey, Nuevo León, el cinturón de cabalgaduras es contemporáneo a la orogenia Laramide y se une nuevamente con lo que en

México se ha considerado el frente oriental continental Laramide a la altura de Monterrey, Nuevo León (Humphrey, 1956; De Cserna, 1956, 1970 y Campa, 1985).

La Sierra Madre Oriental es la cadena de montañas más representativa del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano y tiene una orientación nororientesuroriente al poniente de Torreón y casi oriente-poniente entre Torreón y Monterrey. Desde esta última localidad continúa nuevamente en dirección nororientesuroriente hasta la localidad de Teziutlán, Puebla, donde las rocas volcánicas del Cinturón Volcánico Mexicano las cubren, para después continuar más al sur en la región de Zongolica y llega hasta Tuxtepec, Oaxaca (Padilla y Sánchez, 1982 y Eguiluz *et al*, 2000).

El estilo de la deformación en México: lo que en un sentido amplio ha sido considerado parte del cinturón Laramide, tiene un estilo de deformación de cobertura más característico, debido a la participación importante de horizontes de despegue compuestos por materiales evaporíticos (Formaciones Minas Viejas en la cuenca Mesozoica del Centro de México; Fm. Olvido y La Virgen en la Cuenca de Sabinas; Padilla y Sánchez, 1982; Meiburg, 1987 y Eguiluz *et al*, 2000). Sin embargo, recientemente se ha hecho hincapié sobre la participación ocasional del basamento como en los sectores definidos como San Pedro Del Gallo y Huayacocotla por Eguiluz *et al*. (2000) en la Sierra Madre Oriental, así como sobre la traza de la Falla San Marcos (McKee *et al*, 1990; Montemayor-Sánchez *et al*,

2002; Montemayor-Sánchez, 2003 y Chávez-Cabello *et al*, 2005), por efectos de reactivación de fallas antiguas en el límite entre el CPC y el Bloque de Coahuila.

Se mencionará como deformación Laramide al evento del Cretácico Tardío-Terciario Temprano que generó las estructuras plegadas del Cinturón Cordillerano Mexicano, que incluye a la Sierra Madre Oriental, al CPC, Cinturón Plegado de Chihuahua, Sierra de Chiapas, Zongolica y Sierra de Juárez.

Los mecanismos de deformación por las cuales ocurre una deformación son inferidos e interpretados a partir de las estructuras geológicas que generaron y de otras fuentes de información como el registro de la interacción entre placas tectónicas contemporáneas a la orogenia

En México, los estilos y la posible causa de la deformación en la región de Zacatecas, Chihuahua, Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí, se ha propuesto recientemente un modelo que implica que la deformación en el norte y nororiente de México estuvo asociada a la acreción del Terreno Guerrero-Alisitos (Ye, 1997). Una objeción importante a este modelo es que la acreción del Terreno Guerrero-Alisitos fue en la parte más Tardía del Cretácico Temprano (Campa, 1985; Ortiz *et al*, 1991; Tardy *et al.*, 1994; Freydier *et al*, 1996; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Elías-Herrera and Ortega-Gutiérrez, 1998 y Elías-Herrera *et al*, 2000), mientras que la edad de las estructuras atribuidas al evento Laramide es Cretácico Tardío-Terciario Temprano.

Referente al tiempo de terminación de la orogenia Laramide, su edad se ha determinado en la localidad de la Sierra de Peña Blancas, Chihuahua con edades K-Ar de 54-44 Ma de rocas volcánicas deformadas, en base a esas edades, Haenggi (2002), menciona que la orogenia Laramide entre los 52 y 46 Ma en esa región.

La edad de la deformación Laramide se puede obtener con edades isotópicas puntuales de rocas ígneas asociadas a una orogenia, lo que permite establecer límites temporales al inicio y culminación del evento. Otra fuente de información son los sedimentos sin-orogénicos y post-orogénicos con presencia de fósiles en las cuencas. Para ubicar la edad de terminación de la orogenia Laramide en la región oriental y sur-oriental de la Mesa Central, se cuenta con elementos que ayudan a situar su edad lo más cercana posible. Por un lado, se cuenta con cuerpos intrusivos no deformados que afloran en diferentes sitios de la Mesa Central (Comanja, Peñón Blanco, Charcas y Real de Catorce), cuya edad isotópica los sitúa en el Eoceno Temprano-Medio y por otra parte, con sedimentos clásticos del Eoceno Medio no deformados por el evento Laramide, que aflora en diferentes localidades de la Mesa Central y que están en discordancia angular con los sedimentos mesozoicos previamente deformados durante el evento Laramide.

III.1.2. Provincia de Cuencas y Sierras

En la porción central y norponiente de México y en particular en la Mesa Central, durante el Paleoceno Tardío sucedió un cambio de régimen tectónico de

compresivo a extensivo (McDowell *et al.*, 1989; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; Nieto-Samaniego *et al.*, 1997; Aranda-Gómez *et al.*, 2000).

La tectónica extensiva generada desde el Eoceno que afectó la porción occidental de la Mesa Central (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González, 1986; Nieto-Samaniego *et al.*, 1997; Aranda-Gómez y McDowell, 1998; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999; Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), fue un mecanismo importante para el emplazamiento de lavas y depósitos piroclásticos que fueron emitidos por diferentes complejos eruptivos del CVSLP.

Gran parte del norte y centro de México se sometió a extensión de este-noreste a mediados o finales del Cenozoico, esta área constituye una gran parte pro poco reconocida de provincias de cuencas y sierras. La región esta limitada al este por la parte frontal de empuje Laramide de la Sierra Madre Oriental. En el oeste, se encuentra la Sierra Madre Occidental separa el área ampliada en el centro de México, del que todo el Golfo de California.

Para la Mesa Central el rango de aproximación de edad de la fase final e la orogenia Laramide, esta dado por fechamientos de los intrusivos graníticos no deformados del Eoceno temprano, por palinología y edades K-Ar de lavas andesíticas intercaladas con los depósitos clásticos continentales del Campo Volcánico de San Luis Potosí, Guanajuato y Zacatecas (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Nájera-Garza, 1997; Aranda-Gómez y McDowell, 1998). De acuerdo con los fechamientos de los intrusivos post-orogénicos del sur de la Mesa Central,

se pueden determinar indirectamente la última fase de deformación causada por la orogenia Laramide en esta porción de México. En los trabajos efectuados en el norte CVSLP esta documentada la discordancia angular de la Formación Cenicera basculada por tectónica extensional, sobre las rocas plegadas por compresión de la Formación Caracol.

Esta etapa de actividad plutónica y volcánica del Eoceno Temprano–Medio en esta porción de la Mesa Central. Esta actividad ígnea se dio simultáneamente con el depósito de los clastos continentales en cuencas contiguas antes de los 44 Ma, que es la edad de la andesita Casita Blanca que cubre en el norte del CVSLP. Los depósitos clásticos rellenaron cuencas continentales y descansan discordantemente sobre los sedimentos marinos del Mesozoico.

IV. ESTILO DE DEFORMACIÓN LARAMÍDICO DEL ÁREA DE ESTUDIO

IV.1. Descripción de las estructuras laramídicas.

El área de estudio se encuentra ubicada en el límite tectónico de las dos unidades paleográficas del Mesozoico, Cuenca Mesozoica del Centro de México y la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Carrillo Bravo, 1971, 1982), en donde la secuencia sedimentaria marina de la cuenca fue transportada al oriente, imbricándose sobre las secuencias de talud de la plataforma. Este acortamiento laramídico forma parte del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental (Cserna, 1956; Tardy, 1975; Padilla-Sánchez, 1985; Tristán-González, 2008). Aranda-Gómez *et al.* (2000) realizaron un estudio sobre las estructuras laramídicas en las cercanías de los límites de la CMCM y PCSLP, mencionando su estilo de deformación de pliegues del orden de metros y decámetros recostados al NE.

Las formaciones de cuenca localizadas en el límite oriental se encuentran imbricadas sobre las rocas de talud de la plataforma. Las formaciones Cuesta del Cura e Indidura, pertenecen a la cuenca las cuales forman el frente del acortamiento, formando un abanico imbricado en donde se generaron zonas tabulares de cataclasita (brechas finas y arcillas foliadas) y un sinnúmero de pliegues rotos dislocados (Figuras 13), cuyos planos de despegue presentan vergencia al E-NE.

En el límite tectónico cuenca-plataforma, la secuencia calcaría de la Formación Tamabra, donde predomina el paquete de rocas con bandas, lentes, nódulos de pedernal, se encuentra seccionada por gran número de imbricaciones tectónicas. Se puede apreciar secuencias de capas delgadas imbricadas sobre secuencias de bancos calcáreos y viceversa (Figura 13). Lo que significa que también participaron de manera intensa en el acortamiento hacia el NE.

El estilo de deformación en las secuencias de la cuenca en la Sierra de San Pedro, comprende a anticlinales y sinclinales recostados al NE, donde el núcleo de los sinclinales es la Formación Indidura (Turoniano) y el de los anticlinales la Formación La Peña (Aptiano). Estas estructuras por lo general no están completas sino que son porciones de ellas encontrándose imbricadas, formando en algunos casos fallas de cobijadura, donde la Formación La Peña cabalga sobre la Formación Indidura. Dentro de estas estructuras mayores se encuentra un sinnúmero de pliegues de tipo *sinforme* y *antiforme*, los cuales llegan a tener forma asimétrica, pero la gran mayoría son de tipo *chevron*, donde su plano axial presenta diferentes inclinaciones clasificándolos como recostados, (aunque hay algunos con el plano axial dispuesto verticalmente o aun horizontal), pero la gran mayoría de estos pliegues están rotos, debido a la imbricación a que fueron sujetos durante el acortamiento. Estas características sugieren que la secuencia de cuenca se comportará de manera frágil durante la compresión desarrollando un gran número de planos de falla de bajo ángulo (Figuras 13 y 14) Es común observar en los flancos de los pliegues desarrollo de *budinage* y en la zona del frente de las cabalgaduras desarrollo de estructuras *sigmoides*.

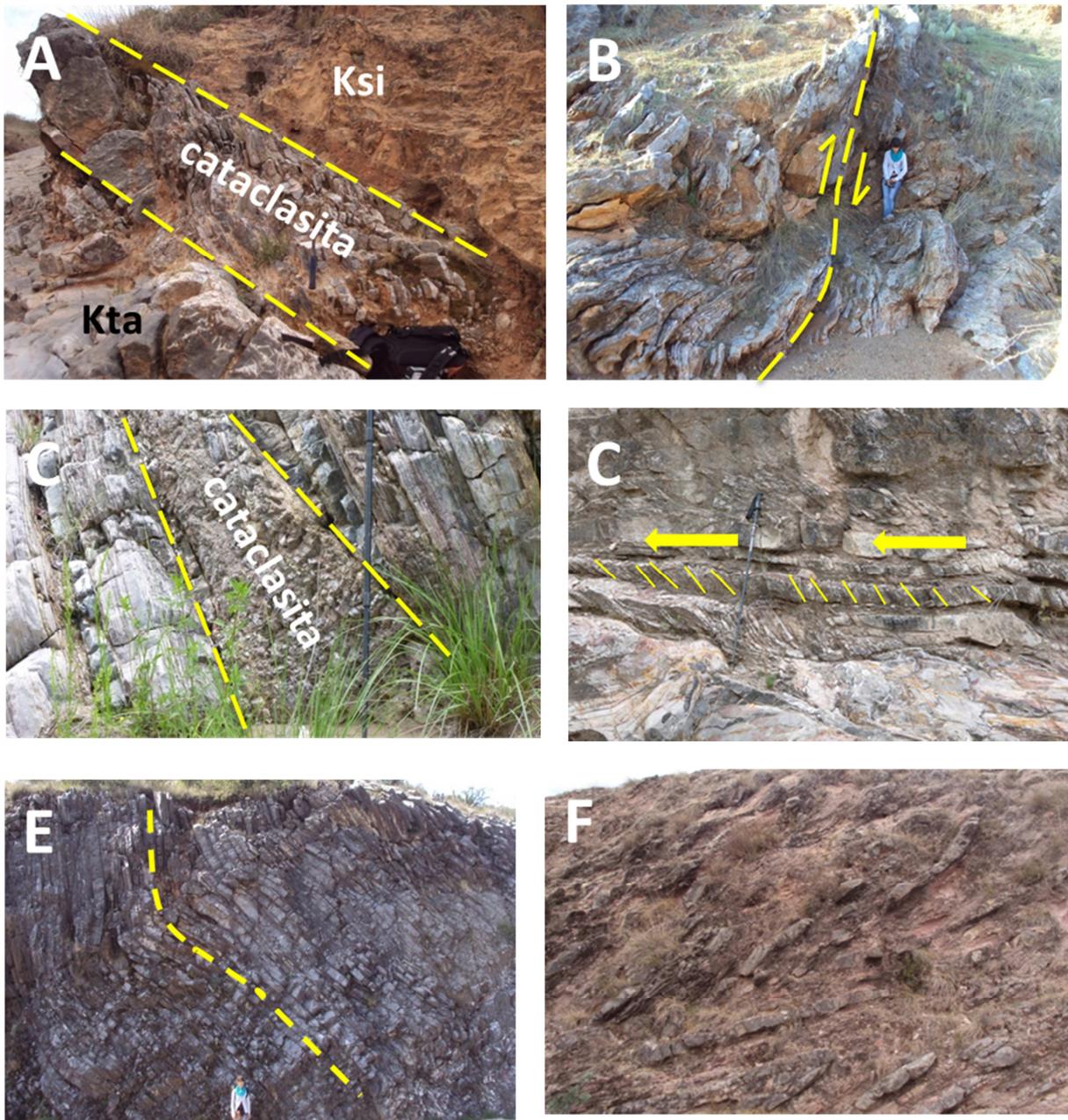


Figura 13. Diferentes vistas de la deformación que presenta el frente del alóctono de los sedimentos de cuenca imbricados sobre los depósitos del talud de la plataforma; A) Sedimentos imbricados de la Formación Indidura con una zona cataclástica de rocas carbonatadas de la Formación Tamabra; B) Abanico imbricado intraformacional en la Formación Indidura; C) Paquetes imbricados con formación de zonas cataclásticas; D) Desarrollo de foliación en los sedimentos arcillosos de la Formación Indidura, mostrando la dirección del transporte tectónico; E) Imbricación tectónica donde se aprecia el desplazamiento de pliegues durante el acortamiento; F) Sedimentos de la Formación Indidura en el frente alóctono sobre el lecho del Río Colorado.

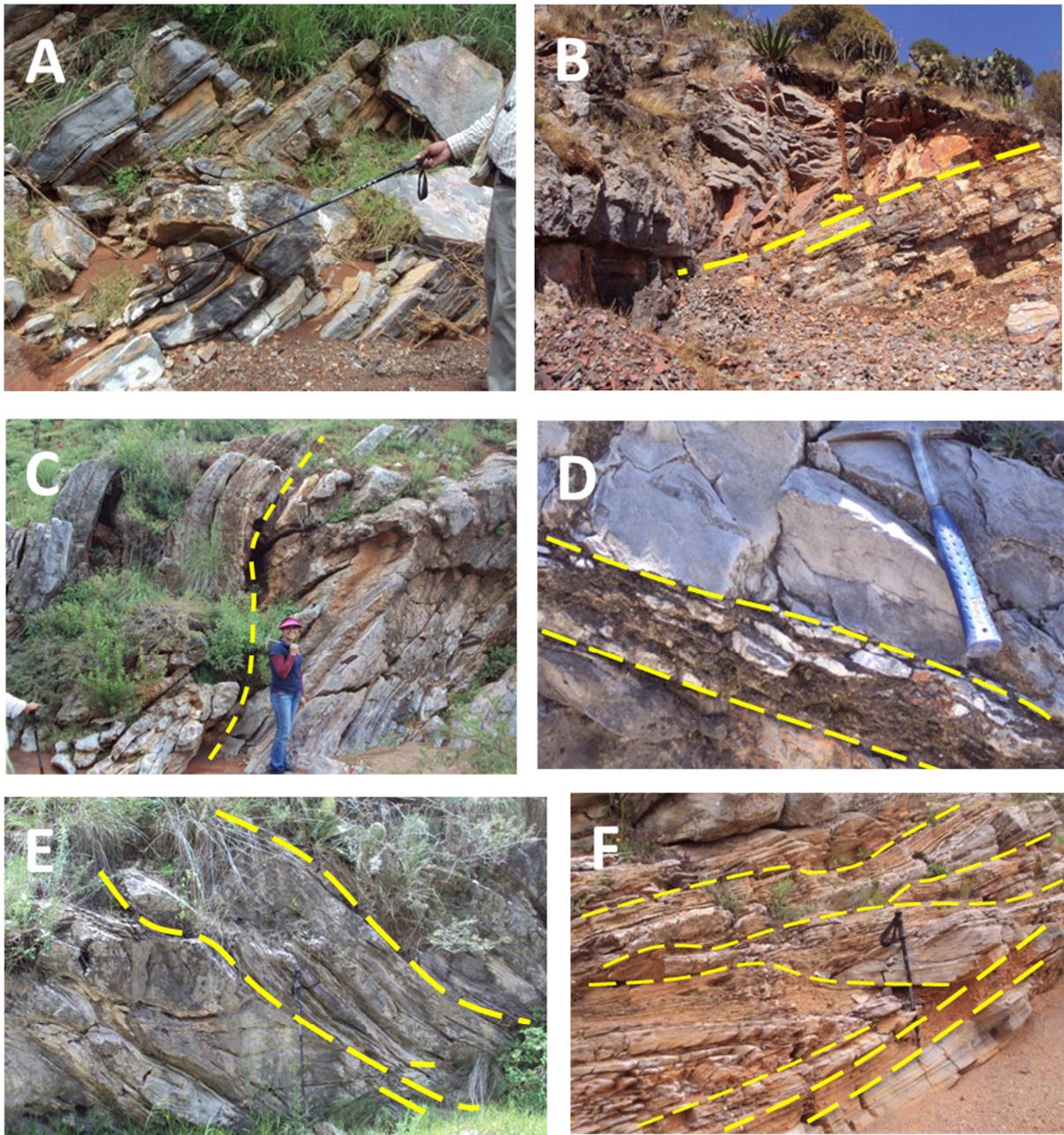


Figura 14. Diferentes vistas de la deformación de los sedimentos de la Formación Tamabra, en la zona del límite tectónico Cuenca-Plataforma; A) se aprecia un pliegue en la Formación Tamabra dislocado durante el acortamiento, B) Sinforme en las capas delgadas roto durante el proceso de acortamiento; C) Secuencia de capas dislocadas donde se aprecia un pliegue roto, con el plano de falla de ángulo alto; D) Plano de falla con desarrollo de cataclasis facilitada por los planos de estratificación; E) Frente de cabalgadura en el Puerto de la Huerta, formando la rampa frontal de cabalgadura; F) imbricación de la secuencia de capas facilitada por la presencia de capas de arcilla, dando la apariencia de plegamiento.

Las estructuras menores resultado del proceso tectónico desarrolladas sobre los planos de estratificación que fueron útiles para el análisis estructural, son las estrías desarrolladas sobre los planos de estratificación marcadas sobre calcita producto de la segregación del carbonato de calcio durante el proceso de deformación por deslizamiento capa a capa que ayudaron a determinar la dirección de transporte tectónico (Figura 15A).

Otras estructuras importantes para el análisis fueron las estilolitas útiles para determinar el campo de esfuerzo a que estuvieron sujetas las rocas de la región durante el acortamiento (Figura 15B). También los planos S1 desarrollados en las vetillas de calcita (fibras) y en las bandas de pedernal donde se marcan de manera más visibles debido a su fragilidad, también se utilizaron como complemento para la determinación de los esfuerzos (Figura 15C). Se tomaron en cuenta estructuras de grietas de extensión desarrolladas en el campo de extensión mínima, desarrolladas durante la cizalla marcadas en los planos de estratificación del tipo grietas de tensión *en-echelon* (Figura 15D)

IV.1.1. Secciones Estructurales

Para el análisis estructural se planearon cuatro secciones, en las que se tomaron datos estructurales lo más cercano posible a la línea de sección, para tener una suficiente población de datos que permitan un mejor análisis de la deformación. La toma de datos se realizó con una brújula tipo *Clar*. Los datos planares fueron planos S₀ y S₁, fracturas, fallas normales e inversas, y lineares como estrías en los

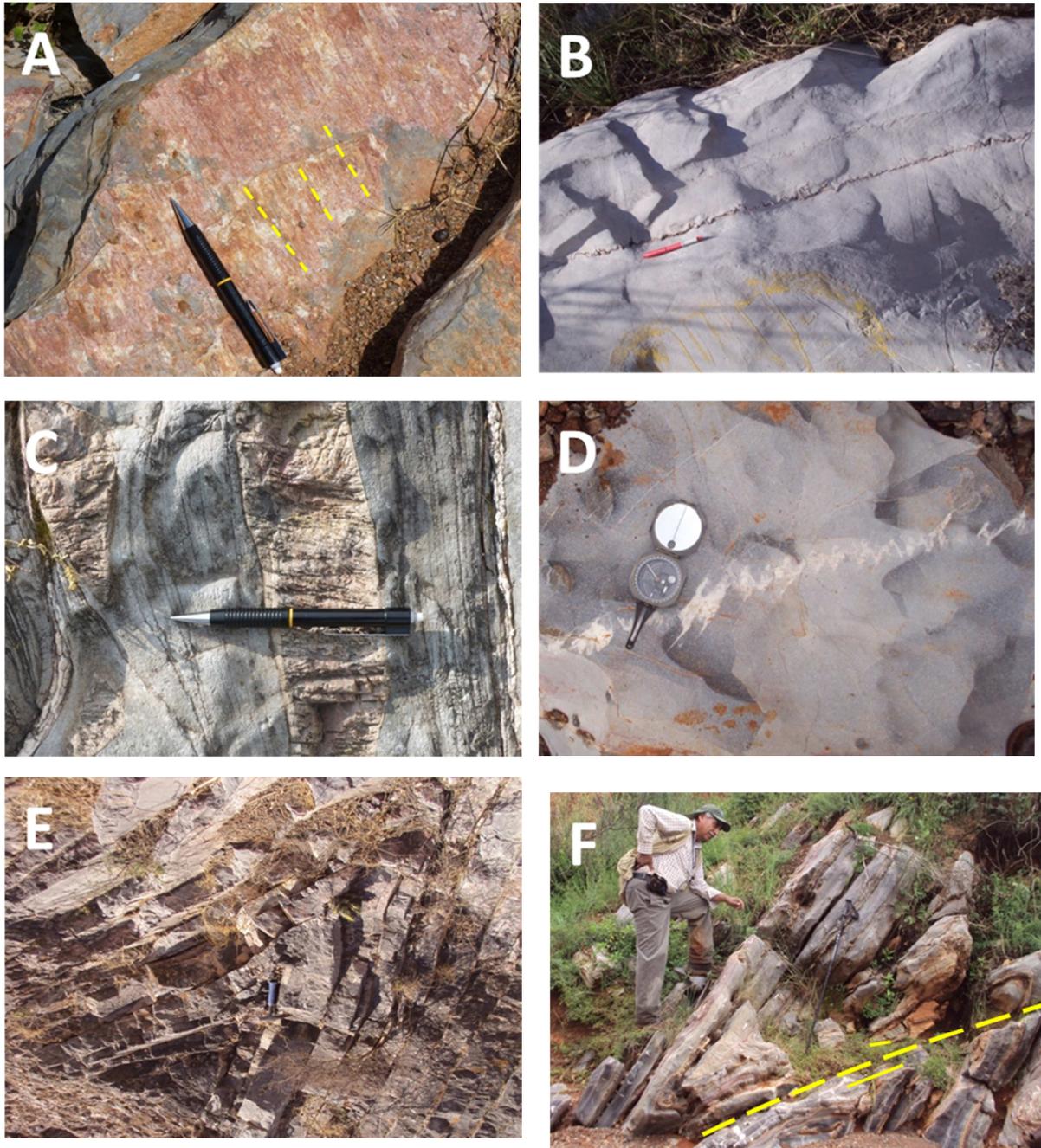


Figura 15. Estructuras menores desarrolladas durante el proceso de acortamiento laramídico en los sedimentos de cuenca y plataforma. A) Estrías marcadas en calcita de segregación durante el proceso tectónico por deslizamiento capa a capa, B) desarrollo de líneas estilolíticas en capas de caliza de la Formación Tamabra, C) En las capas de los sedimentos de cuenca (Formación Cuesta del Cura) es notorio en las capas de caliza el desarrollo de *budinage* y en las capas de pedernal por ser más frágil el desarrollo de planos S1, D) Grietas de tensión en-echelon rellenas de calcita marcadas en los planos de estratificación E y F) pliegues tipo chevron recostados y en muchos de los casos rotos e imbricados (derecha).

planos de estratificación y ejes de pliegue. Todos los datos se obtenidos se posicionaron con un *GPS*, marca *Garmin*, utilizando el *Datum WGS-84*. Los datos de campo fueron analizados con el programa *Stereo32 versión 1.0.2*, utilizando los diagramas básicos de círculos mayores y polos, densidad de polos, rosetas o bien combinación de ellos. Se tomaron fotografías de afloramientos de estructuras menores como diferentes tipos de pliegues, zonas de cataclasis, estrías, estilolitas, *budinage*, planos de despegue con zonas de pliegues dislocados, los cuales ayudaron a definir el estilo de deformación del límite de las unidades paleogeográficas mesozoicas.

Sección Puerto de la Huerta

Cubre principalmente a sedimentos de la Formación Tamabra, la cual se midió principalmente a lo largo de los cortes de la carretera a Rioverde, finalizando en el Puerto de La Huerta. En esta sección se pudieron apreciar diferentes estructuras como *sinformes* y *antiformes* de diferentes escalas. Dentro de estos pliegues sobresalen pliegues *chevron* recostados y *recumbentes* con vergencia al ENE.

La secuencia de la Formación Tamabra en sus facies de aguas profundas (con pedernal) se presenta imbricada sobre paquetes más jóvenes de esta misma formación dando origen a fallas de cabalgadura con transporte tectónico al NE (Figura 16).

En la porción occidente de la sección la secuencia que predomina son capas de caliza micrítica, turbiditas con capas de pedernal, y hacia el frente oriente prácticamente desaparece el contenido de pedernal. Los planos de fallas de imbricación por lo general presentan brechas cataclásticas y aun harina de roca

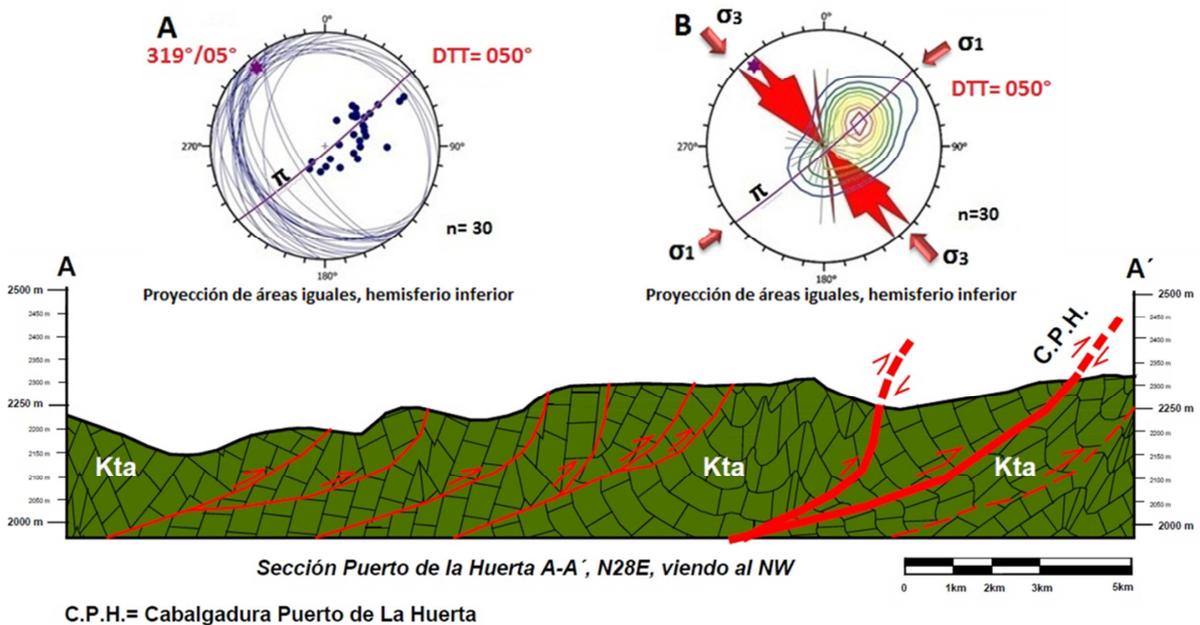


Figura 16.- Sección Puerta de La Huerta, A) diagrama de círculos mayores y polos de planos S₀, B) diagramas de densidades con roseta, CPH= cabalgadura del puerto de la Huerta. Cada falla inversa representada en la sección se interpretó de acuerdo a los datos de campo. Con línea más gruesa se representa la falla Puerto de la Huerta que representa un frente alóctono de la cabalgadura.

("gouge"). La mayoría de los pliegues se observaron rotos e imbricados. Sobre la sección se graficaron dos estereogramas para representar la actitud de la deformación. En el diagrama A de datos de planos S₀, se aprecia que los círculos mayores tienen una actitud preferencial de buzamiento al SW, con inclinación que varía de 70°-05°, pero predominando los de ángulo medio. Otra población menor tiene buzamiento al NE, con planos de bajo ángulo, De acuerdo con la observación de campo se deduce que la mayoría de las capas forman pliegues recostados al NE, donde los planos de ángulo alto representan flancos volcados y los de ángulo bajo los flancos normales. También se observó una población menor de pliegues asimétricos con flancos de ángulo bajo, que de acuerdo al diagrama corresponden a los círculos mayores de ángulo bajo. En el diagrama B

de densidades se puede deducir utilizando el *circulo* π que la dirección promedio de transporte tectónico (DTT) es al 050° que sería aproximadamente la dirección del frente de la cabalgadura del Puerto de La Huerta. De acuerdo con el polo del *diagrama* β , indica que el cabeceo de la estructura en esta porción de la Sierra de Álvarez tiene un promedio de $319^\circ/05^\circ$. En el diagrama de rosas del diagrama B, se deduce el rumbo preferencial que poseen las capas S_0 que forman la estructura de la sierra 319° y por lo tanto sería la dirección promedio de los ejes de los pliegues, que coincide perfectamente con el polo (*fold axis*) del *diagrama* β . En esta sección se pudo apreciar que las rocas con presencia de pedernal que pertenecen a facies profundas (más antiguas), se fueron imbricando hacia el oriente sobre secuencias de sedimentos terrígenos (más jóvenes) donde hay ausencia de pedernal.

En la Figura 17 se hace una síntesis de los resultados del análisis de datos estructurales de planos S_0 , estrías marcadas por la fricción en los planos de los estratos por el deslizamiento capa a capa durante la flexura y planos de fallas inversas.

En los diagramas para planos S_0 (A), se aprecia lo mismo que se menciona en el diagrama localizado sobre la figura de la sección, solo se agrega la posición aproximada del campo de esfuerzos (σ_1 y σ_3). Para el diagrama (B) para datos de estrías se obtuvo un valor muy semejante al obtenido con el *circulo* π del diagrama (A) para obtener la DTT de 045° contra 050° con el *circulo* π . Para los

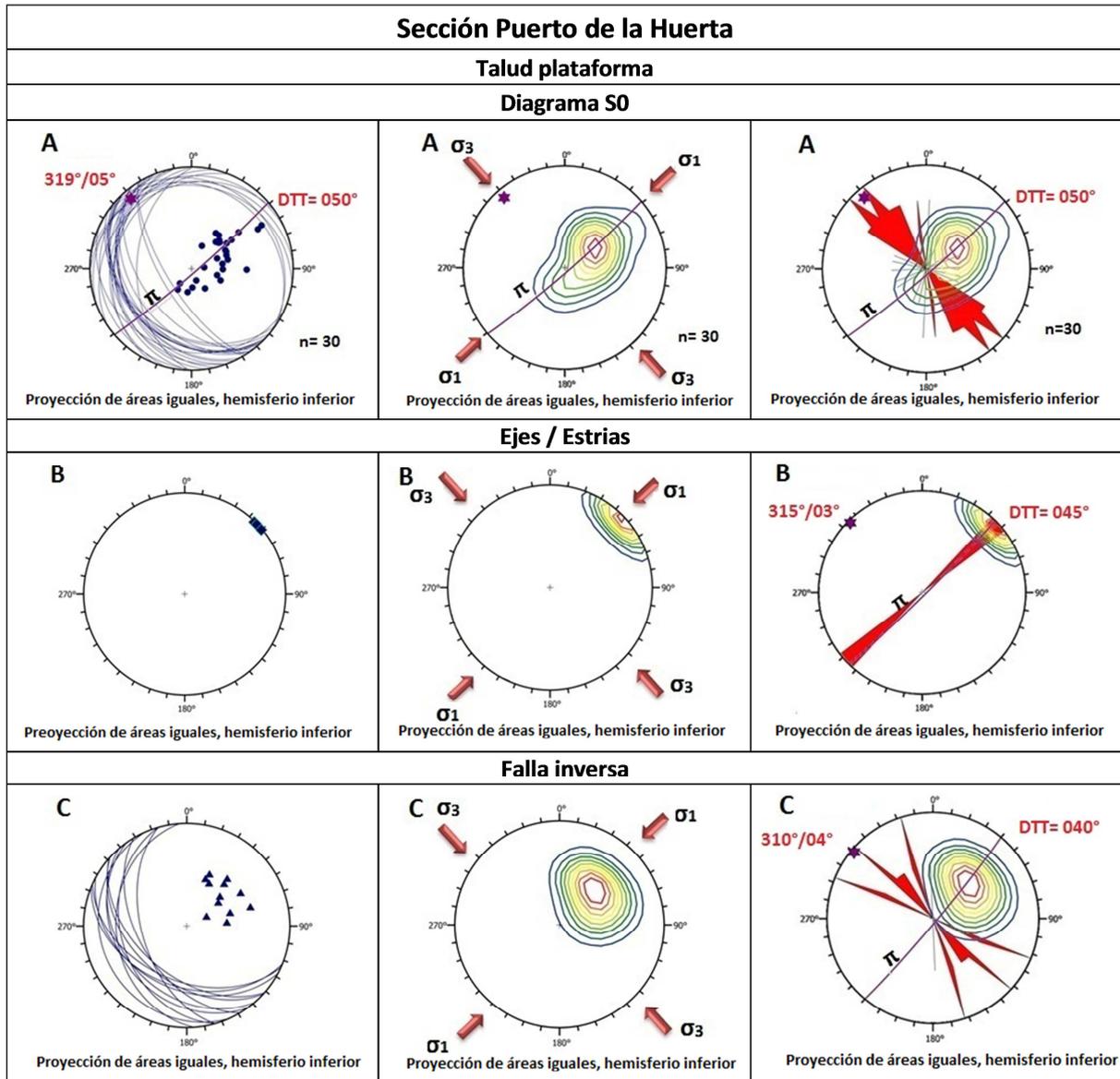


Figura 17. Estereogramas obtenidos de los datos de campo en rocas del talud de la PVSLP, donde se obtuvo el promedio de DTT y posición del campo de esfuerzos, utilizando datos planares de estratificación y fallas inversas y lineares de estrías marcadas en los planos de estratos producto de deslizamiento capa a capa.

diagramas de fallas inversas en el diagrama de densidades y roseta se calculó un valor de DTT de 40°. Los tres valores para planos S0, estrías y fallas inversas coinciden en el promedio de DTT en el rango 045°-050° que es la dirección de acortamiento.

Sección Monte Caldera

Esta sección tiene un rumbo E-W viendo al N, la mayor parte de su longitud se localiza en sedimentos de la CMCM, donde afloran ventanas de la Formación Cuesta del Cura y una franja amplia de Formación Indidura, que forma parte del alóctono de formaciones de cuenca que se desplazó sobre las facies de talud de la PVSLP, en este caso sobre paquetes de la Formación Tamabra.

Durante su reconocimiento de campo se observó que las rocas de la cuenca sufrieron una deformación dúctil-frágil ya que se observaron numerosos pliegues donde sobresalen los *chevron*, con su plano axial recostado al ENE, donde su flanco volcado está formado por capas de ángulo alto y el normal de capas de ángulo bajo y en algunos casos recumbentes, formando pliegues asimétricos y simétricos. La gran mayoría de estos pliegues se encuentran seccionados, ocasionando una imbricación extraordinaria sobre todo hacia el frente del alóctono y en cuyos planos de fallas se encuentra zonas de cataclasita (brechas y arcilla). En muchos de los casos la imbricación de las capas dan la apariencia de pliegues *chevron* debido a su relación angular entre el techo y el piso, estos aspectos se pueden ver en las fotografías de la Figura 14. En la porción oriental de la sección en los sedimentos de la Formación Tamabra también se observan las mismas características estructurales que en los sedimentos de cuenca, solo que de manera más espaciada y en donde los planos de falla inversa son de ángulo mas alto que en los de cuenca. En un recorrido más regional, se observó que los paquetes de calizas con bandas y lentes de pedernal se encuentran imbricados sobre paquetes donde desaparece el pedernal. En la Figura 18, se muestra el plegamiento apretado de las rocas de cuenca, cuyos pliegues se presentan

dislocados por una serie de fallas inversas. En el frente del alóctono la falla Río Colorado en el límite tectónico (L.T) entre los sedimentos de cuenca-plataforma, se puede apreciar un abanico de fallas inversas de ángulo bajo en depósitos de la Formación Indidura. Los diagramas A y B (sobrepuestos sobre la sección) corresponden a planos S_0 tomados de las diferentes estaciones sobre la sección donde la mayoría de los círculos mayores buzan al SW, indicando capas de ángulo bajo y otros de ángulo alto que seguramente corresponden a capas de flancos invertidos. Otra población menor buza al NE con inclinaciones variables, lo que según observaciones de campo corresponden a fracciones de pliegues asimétricos. En el diagrama (B) de densidades se trazo el *circulo* π que muestra el promedio de DTT al 058° y en el diagrama β el polo (*fold axis*) la actitud promedio de la estructura es de $332^\circ/06^\circ$. El rumbo promedio de la estructura de acuerdo con el diagrama de rosas sería de 330° que viene a ser semejante al rumbo de la falla Río Colorado que es de 335° . Para los afloramientos del talud de la plataforma cuyos planos S_0 están representados en los diagramas C y D, la gran mayoría de los círculos mayores (en C) tienen una actitud al SW con ángulos de inclinación bajos a medios, que viene a ser la actitud general que tienen los de las capas que forman los flancos normales de los pliegues y del sistema de planos de fallas inversas que los dislocan (Figura 18). En el diagrama (D), en el *circulo* π trazado a partir de los polos de planos S_0 se obtuvo un valor para la DTT de 056° y con el *diagrama* β la actitud de la estructura es de $325^\circ/05^\circ$. Los valores de DTT, rumbo general de la estructura y su cabeceo son muy semejantes para ambas unidades paleogeográficas. La diferencia está en lo apretado del plegamiento e intensidad del abanico imbricado de fallas, siendo

más intenso el plegamiento en las rocas de cuenca que en las del talud de la plataforma.

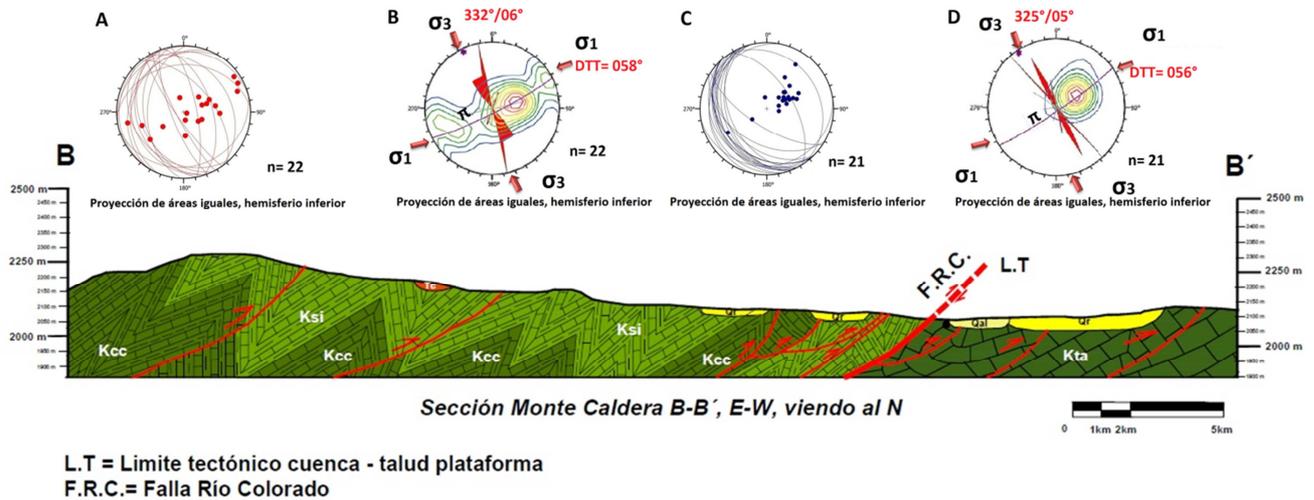


Figura 18.- Sección Monte Caldera, A) diagrama de círculos mayores y polos de planos S_0 (cuenca), B) diagramas de densidades con roseta (cuenca), C) diagrama de círculos mayores y polos de planos S_0 (plataforma), D) diagrama de densidades con roseta (plataforma).

En la Figura 19 se hace un análisis de los datos estructurales para la sección Monte Caldera tomados en campo (planos S_0 , estrías y fallas inversas), separando los elementos estructurales en cuenca y talud de plataforma y luego se hizo una compendio de ambas (cuenca-plataforma).

Para la cuenca, los diagramas A y B ya se discutieron en la sección de la Figura 19, en las figuras C y D se graficaron además datos de estrías y fallas inversas, que, aunque son pocos datos, dan información que se complementa con los datos de planos S_0 . En el diagrama donde se representan las estrías marcadas en los

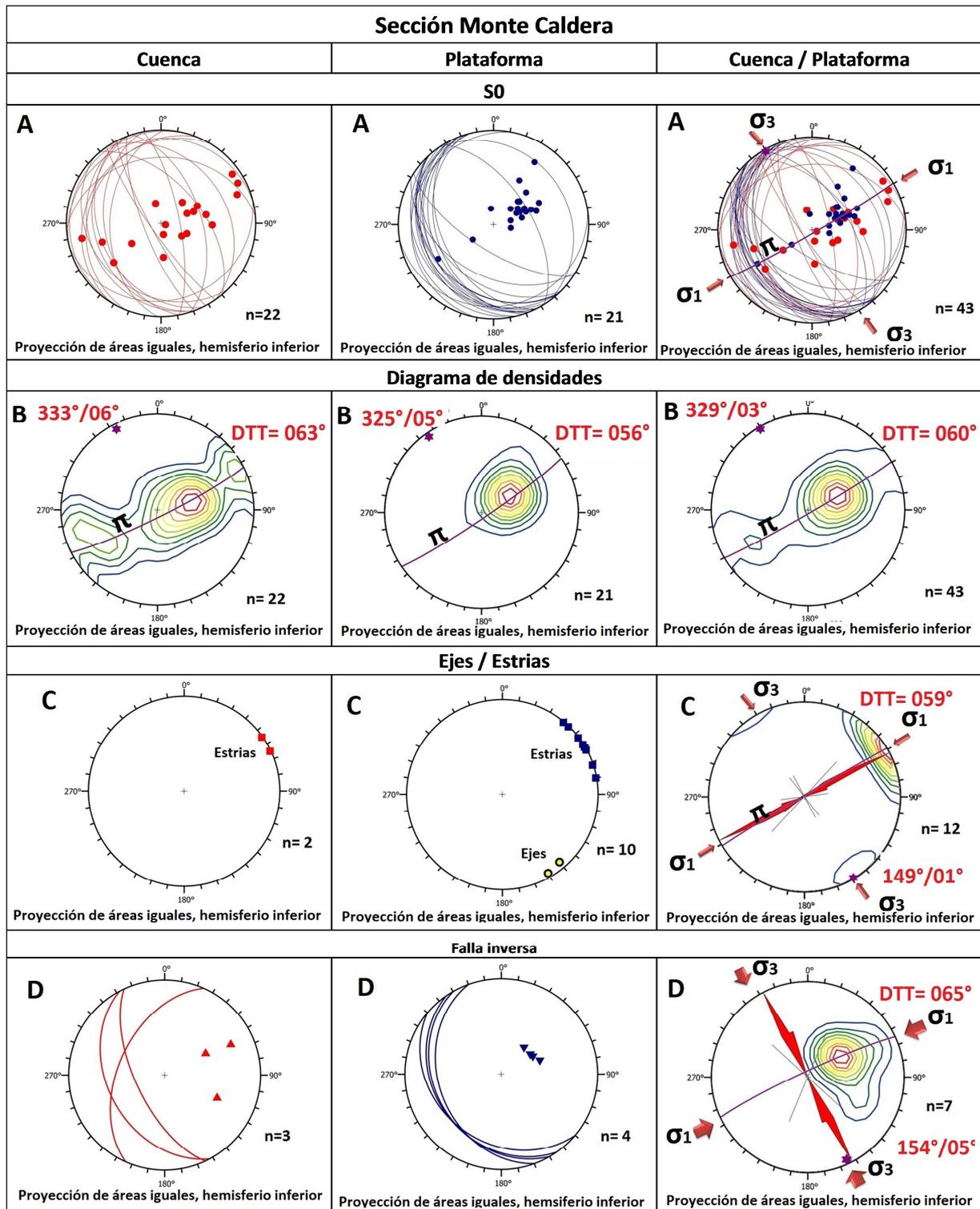


Figura 19.- Estereogramas obtenidos de los datos de campo en rocas de la cuenca CMMC y talud de la PVSLP, A) diagrama de planos S0, CMMC, B) diagrama de densidades y círculo π, CMMC, A) diagrama de planos S0, PVSLP, B) diagrama de densidades, círculo π, PVSLP.

planos de estratificación por la flexura durante el plegamiento (“*flexura slip*”), se aprecia un valor que coincide con el obtenido con el rumbo del *circulo* π de la Figura B, lo cual también es coherente con los planos de fallas inversas. Para los diagramas del talud de la plataforma ya discutidos se agrega el diagrama (C) para estrías, en el que se puede ver un promedio de 059° de DTT, lo cual está de acuerdo con la actitud de los planos de fallas inversas que tiene casi el mismo valor.

Se realizó una compilación de los elementos estructurales de ambas unidades paleogeográficas, y combinando los datos, da como resultado casi los mismos valores para la DTT, círculo π , diagrama β y dirección de los esfuerzos principales. En el diagrama A (Cuenca/Plataforma), la dirección general del campo de esfuerzos queda orientado σ_1 aproximadamente 060° .

Sección Jesús María Sur

Esta sección tiene un rumbo $N40^\circ E$ viendo al NW, se trazó sobre el límite de las dos unidades paleogeográficas limitadas por la traza de la falla Río Colorado. Esta sección en su porción oriental cubre solo un segmento de la Formación Indidura y en la oriental a los sedimentos de la Formación Tamabra que ocupa la mayor longitud de la sección.

La Formación Indidura forma el frente alóctono del conjunto de imbricaciones de fallas deslizadas sobre los sedimentos de la Formación Tamabra, donde se repite la serie de estructuras descritas en la sección de Monte Caldera (pliegues

*chevrone*s, asimétricos, planos con desarrollo de cataclasita, imbricación de paquetes por fallas inversas), los pliegues con vergencia al E-NE (Figura 13 de la lámina de fotos). También en los sedimentos del talud conservan las características ya descritas, donde la secuencia presenta dislocamiento por fallas inversas producto del acortamiento al E-NE.

En la Figura 19 se muestra el dibujo de la sección con las fallas marcadas donde se midieron, e interpretadas hacia profundidad, tomando en cuenta los datos de superficie.

También en esta sección se adjuntaron los diagramas A, B y C para describir la actitud de la deformación. En el diagrama (A) de densidades de polos de planos S_0 , se observa que todos los planos están buzando al SW, con inclinación medias a bajas, lo que representa de acuerdo a las observaciones de campo que los pliegues son de tipo volcado con vergencia al E-NE y de acuerdo con el círculo π , la DTT es al 075° , con un leve buzamiento de su eje al SE. Para la secuencia de talud, en el diagrama (B) se aprecia una población mayor de círculos mayores de los planos S_0 buzando al SW, con inclinaciones medias. Otra población menor esta buzando al NE, lo que sugiere que hay una población menor de pliegues asimétricos con flancos compuestos por estratos de ángulo bajo a medio, lo cual esta de acuerdo a las observaciones de campo. Con la obtención del *circulo* π se estimó el promedio de DTT de 058° y el *diagrama* β muestra un cabeceo de la estructura al 328° con 11° de inmersión. Se graficaron la dirección de los esfuerzos principales marcados con flechas en color rojo. Los valores de DTT para ambas unidades (cuenca y talud) varían un poco, en general menos de 10° .

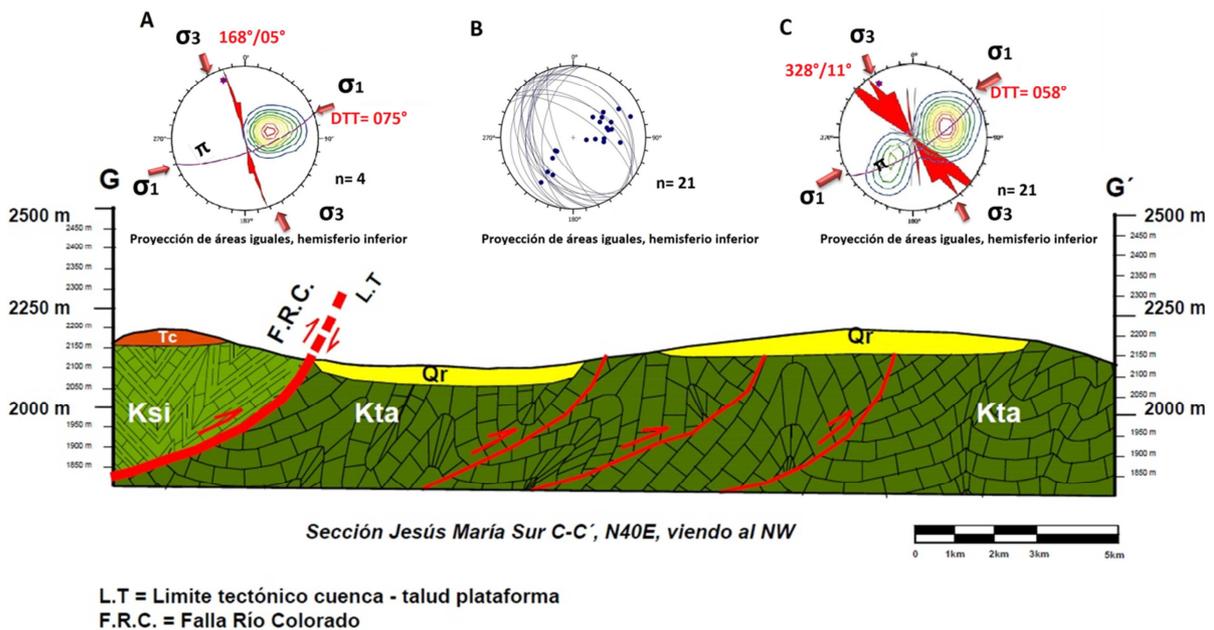


Figura 20. Sobre la sección se presentan diagramas para los sedimentos de cuenca y talud de plataforma. A) Representa la densidad de polos de planos S_0 para los sedimentos de la Formación Indidura (cuenca), y la posición de los esfuerzos principales y DTT. B) Diagramas de círculos mayores-polos y densidades de planos S_0 para sedimentos del talud de la plataforma, donde se aprecia la dirección de los esfuerzos principales y la DTT.

La información que se obtuvo de los primeros seis diagramas de planos de estratificación S_0 , es la misma que se analizó en los diagramas sobrepuestos en la sección. En los estereogramas de ejes y estrías se ve que son perpendiculares entre sí, lo cual es coherente con el esquema de deformación, que contempla el desarrollo de los ejes perpendicular al esfuerzo máximo. La DTT obtenida con las estrías y los ejes es prácticamente del mismo valor obtenido con el *circulo* π de 058° y que se puede corroborar con el promedio de dirección de los ejes, como se aprecia en el diagrama (C) de cuenca/plataforma.

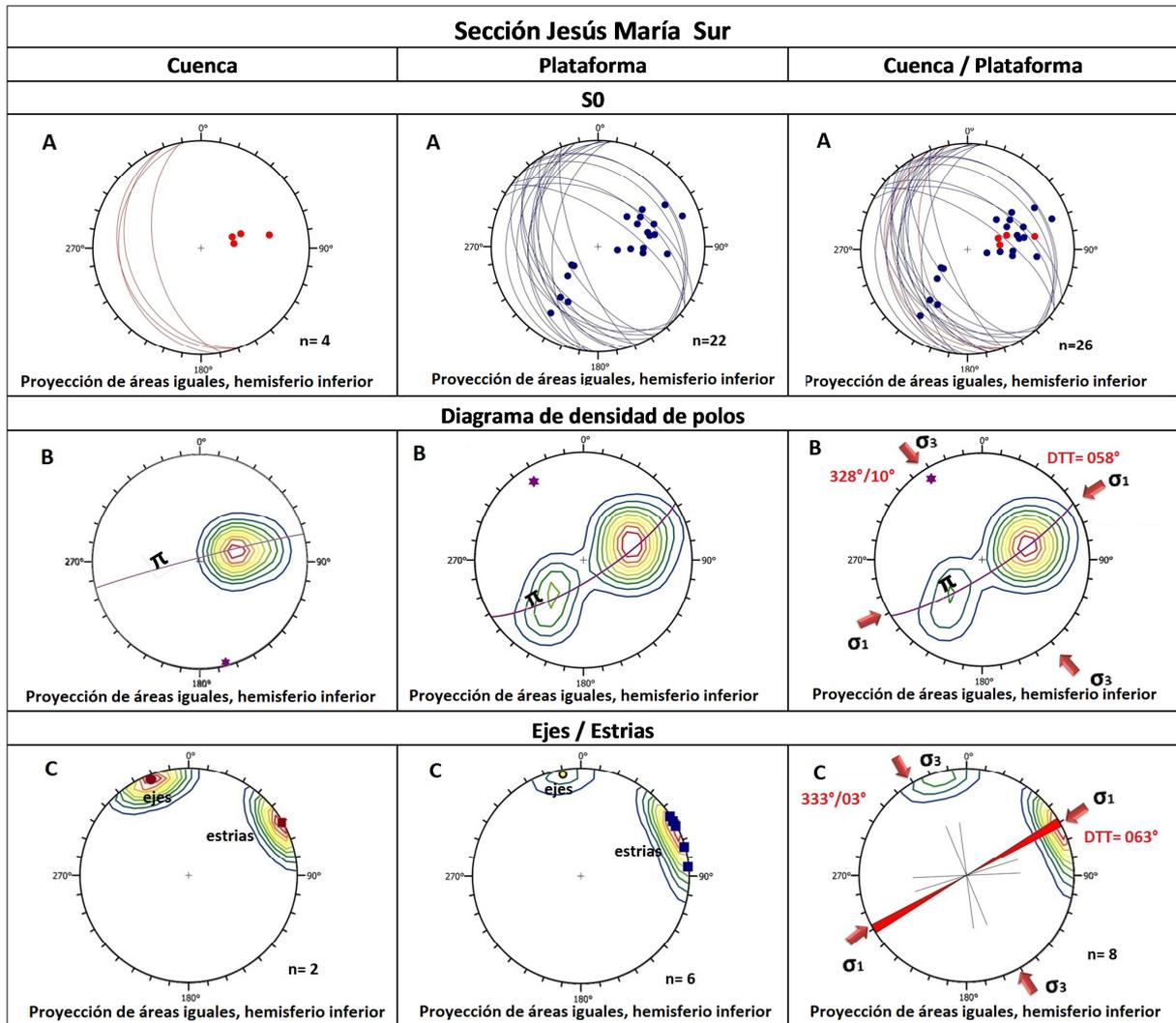


Figura 21. Diagramas estereográficos donde se graficaron los elementos estructurales para las rocas de cuenca, talud de la plataforma, y una combinación de ambas (planos S0, ejes, estrías y fallas inversas). En los diagramas A y B se calculó el azimut y cabeceo de la estructura en base a planos S0 con apoyo del círculo π y diagrama β , la posición aproximada de los esfuerzos principales y la dirección de transporte tectónico (DTT). En los diagramas C, utilizando la dirección y cabeceo de ejes de pliegue y combinado con las estrías marcadas sobre los planos S0, se obtuvieron prácticamente los mismos valores de DTT y esfuerzos principales calculados para los planos S0.

Sección Jesús María Norte

Esta sección tiene un rumbo N43°E viendo al NW localizada en las inmediaciones del poblado de Jesús María (Figura 22). Esta se trazó tratando de cubrir una

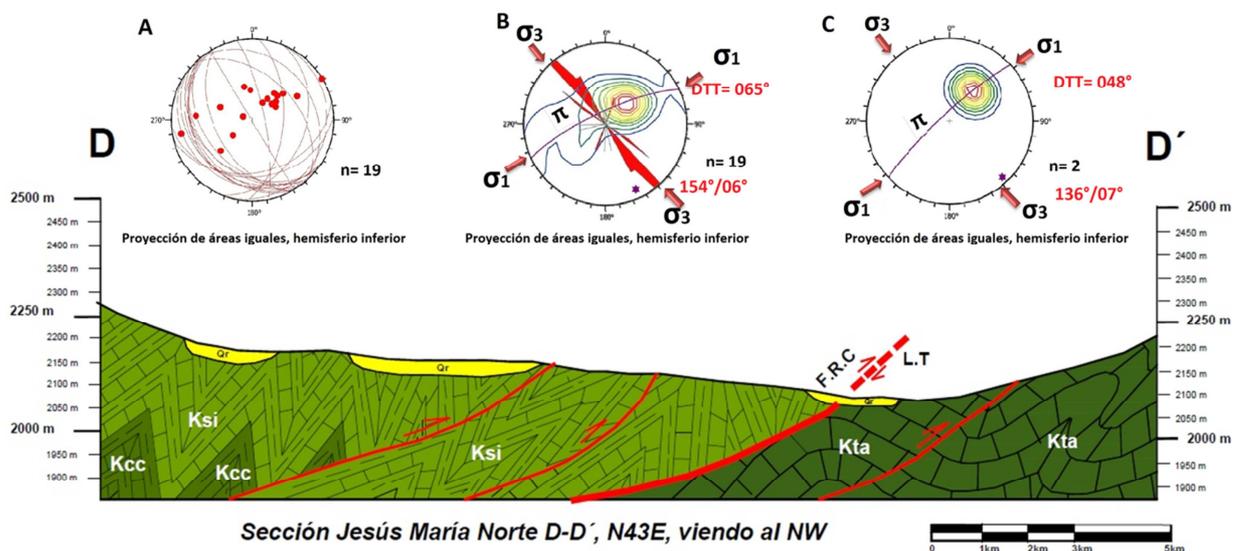
porción de rocas de cuenca y talud de la plataforma. En esta zona, gran parte de los afloramientos de la Formación Tamabra aflora como ventanas en los arroyos, ya que casi toda la ladera de esta porción de la Sierra de Álvarez se encuentra cubierta por suelo residual. En los sitios donde aflora se observaron pliegues simétricos así como pliegues recostados hacia el NE; muchos de ellos están rotos e imbricados, debido al abanico de fallas inversas producto del acortamiento. La inclinación de los planos de fallas inversas es por lo general de ángulo medio alto.

La zona del frente alóctono formado por los sedimentos de la Formación Indidura están totalmente dislocados, formando un sinnúmero de imbricaciones tectónicas como se aprecia en la zona de la falla del Río Colorado (Figura 14, de la lámina de fotos). Los pliegues, son en su mayoría pliegues de tipo *chevron*, incompletos la mayoría de ellos. La secuencia en este sitio se deforma intensamente por efectos del acortamiento como consecuencia de su transporte hacia el NE, lo que origina que la Formación Indidura se encuentre duplicada varias veces. Las fallas inversas desarrollaron zonas cataclásticas tabulares.

Para dar una interpretación más gráfica a la sección se agregaron diagramas estereográficos, donde **A** y **B** corresponden a planos de estratificación S_0 medidos en la Formación Indidura. En **A** se aprecia que la gran mayoría de los planos representados por los círculos mayores se encuentra inclinada al SW con ángulo medio a bajo; además, se aprecia otra población menor de capas S_0 que tienen buzamiento al NE e inclinaciones de sus planos desde bajo hasta altos. De acuerdo a las observaciones en campo los planos de ángulo bajo que buzaban al

SW, están reflejando la inclinación de los planos de fallas inversas que siguen la estratificación, además de la presencia de pliegues recostados al NE y una porción menor de pliegues asimétricos o porciones de ellos. Con ayuda del *círculo* π en el diagrama de densidad **B** de polos de planos S_0 , se obtuvo el valor de dirección de buzamiento y cabeceo de la estructura, obteniendo un valor de $154^\circ/06^\circ$, además se posicionó la dirección de los esfuerzos principales y la DTT, la que resulto de 065° .

En el diagrama **C** para rocas del talud de la plataforma se utilizó un diagrama de densidades de polos de capas S_0 . Con ayuda del *círculo* π se obtuvo un valor de dirección del eje de la estructura al 136° y un cabeceo de 07° , y la DDT de 048°



L.T = Limite tectónico cuenca - talud plataforma
 F.R.C= Falla Río Colorado

Figura 22.- Sección Jesús María Norte, A) diagrama de círculos mayores y polos de planos S_0 para las rocas de la Formación Indidura (cuenca) B) Diagrama de densidad de polos de planos S_0 con el *círculo* π y el *diagrama* β para capas S_0 de la Formación Indidura. C) Diagrama de densidades de polos de capas S_0 para las rocas del talud de la plataforma, con el *círculo* π y el *diagrama* β , las flechas en rojo indican la dirección de los esfuerzos principales

En la Figura 23 se realizó un análisis de todos los datos estructurales medidos en campo (planos S₀ de rocas de cuenca y talud de plataforma y estrías marcadas en las capas S₀). En los diagramas **A** y **B** se plasmaron los datos de capas S₀ para las rocas de cuenca y talud, los cuales se discutieron en la descripción de la sección. Al conjuntar los elementos estructurales para cuenca/plataforma, en el diagrama de rosas se aprecia para este conjunto de capas un rumbo promedio de 320°. La DTT se calculó con ayuda del *circulo π*, la cual es de 060°; con el *diagrama β* se obtiene un valor de 150° para el rumbo del eje de la estructura, con un cabeceo de 09°.

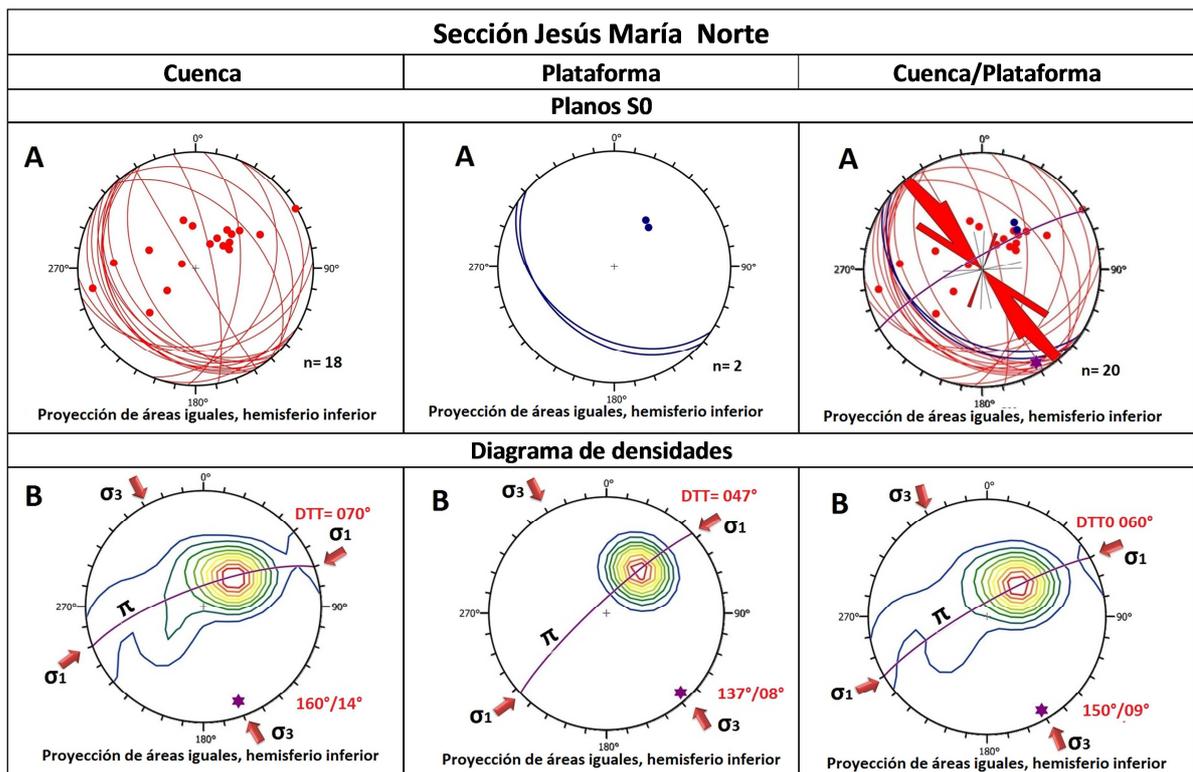


Figura 23. Diagramas estereográficos que representan los elementos estructurales medidos en la sección Jesús María Norte para los sedimentos de cuenca y talud

IV.1.2. Análisis de la deformación

De acuerdo al análisis estructural de las secciones trazadas en el límite tectónico de las unidades paleogeográficas CMCM y PVSLP (talud), se puede deducir que:

-Que el plegamiento desarrollado en su etapa de deformación plástica antes de llegar a su etapa de fractura fue de tipo cilíndrico para ambas unidades.

-La deformación que se llevó a cabo en las zonas de la CMCM y talud de la PVSLP, se ubica dentro de un modelo frágil-dúctil ocurrido en la corteza superior, donde el modelo de fracturamiento tensional también jugó un papel importante como resultado del acortamiento, pudiendo conservar un comportamiento dúctil más allá del punto de rotura. En los afloramientos, principalmente de la Formación Cuesta del Cura (donde predomina una estratificación más o menos rítmica de capas de caliza y pedernal) se puede apreciar mejor los elementos estructurales que resultaron del proceso de deformación.

-El desarrollo de pliegues en los sedimentos de cuenca fue principalmente de *antiformes* y *siniformes* (pliegues *chevron*), que se combinan en algunas zonas con pliegues asimétricos. Los pliegues sufrieron rotación durante la deformación inclinando sus planos axiales al E-NE (vergencia) y desarrollando un clivaje de plano axial (S_1), el cual es más notorio en los sedimentos de la Formación Indidura, donde es muy notoria la refracción del clivaje; *divergente* en los estratos de limolitas y *convergente* en las capas de caliza debido a la diferencia de competencia de ambas rocas. Esta relación entre foliación y pliegues fue muy útil

para determinar la presencia y localización de los pliegues mayores. Las dimensiones de los pliegues (*antiformes* y *siniformes*) varían entre 0.50 y 10 m. Dentro del proceso de deformación hubo desplazamiento capa a capa como consecuencia de la flexura para formar los pliegues, ocasionando que se formaran escalones de recristalización (estrías) por fluidos saturados en CaCO_3 que en conjunto ayudaron a determinar la dirección del transporte tectónico (DTT).

-En la fase frágil donde se desarrollaron las fallas de contracción se formaron en sus planos zonas de cataclasis (brechas finas, Figura 24 F) y zonas con desarrollo de foliaciones **S** y **C** de forma anastomosada formando *dúplex*, que ayudaron a determinar la dirección el máximo acortamiento (Figura 25 A). También se observaron estructuras vetas de calcita escalonadas por la segregación de (CaCO_3), durante el proceso de deformación, cuya dirección ayudó a determinar la orientación de acortamiento (Figura 25 B). La gran cantidad de antiformes y siniformes forman parte del *anticlinorio* y *sinclinorio* de San Pedro, cuyos pliegues mayores están recostados, pero dislocados en su etapa frágil ocasionando cabalgaduras. La Formación La Peña se haya imbricada sobre los sedimentos de las formaciones Cuesta del Cura e Indidura. En el límite tectónico de las unidades CMCM y PVSLP, la Formación Indidura (principalmente su parte arcillosa) se imbricó despegando sobre paquetes de rocas del talud, principalmente sobre los paquetes de capas de caliza (micritas, turbiditas y brechas calcáreas) con nódulos y lentes de pedernal, formando la falla del Río Colorado (Figura 24).

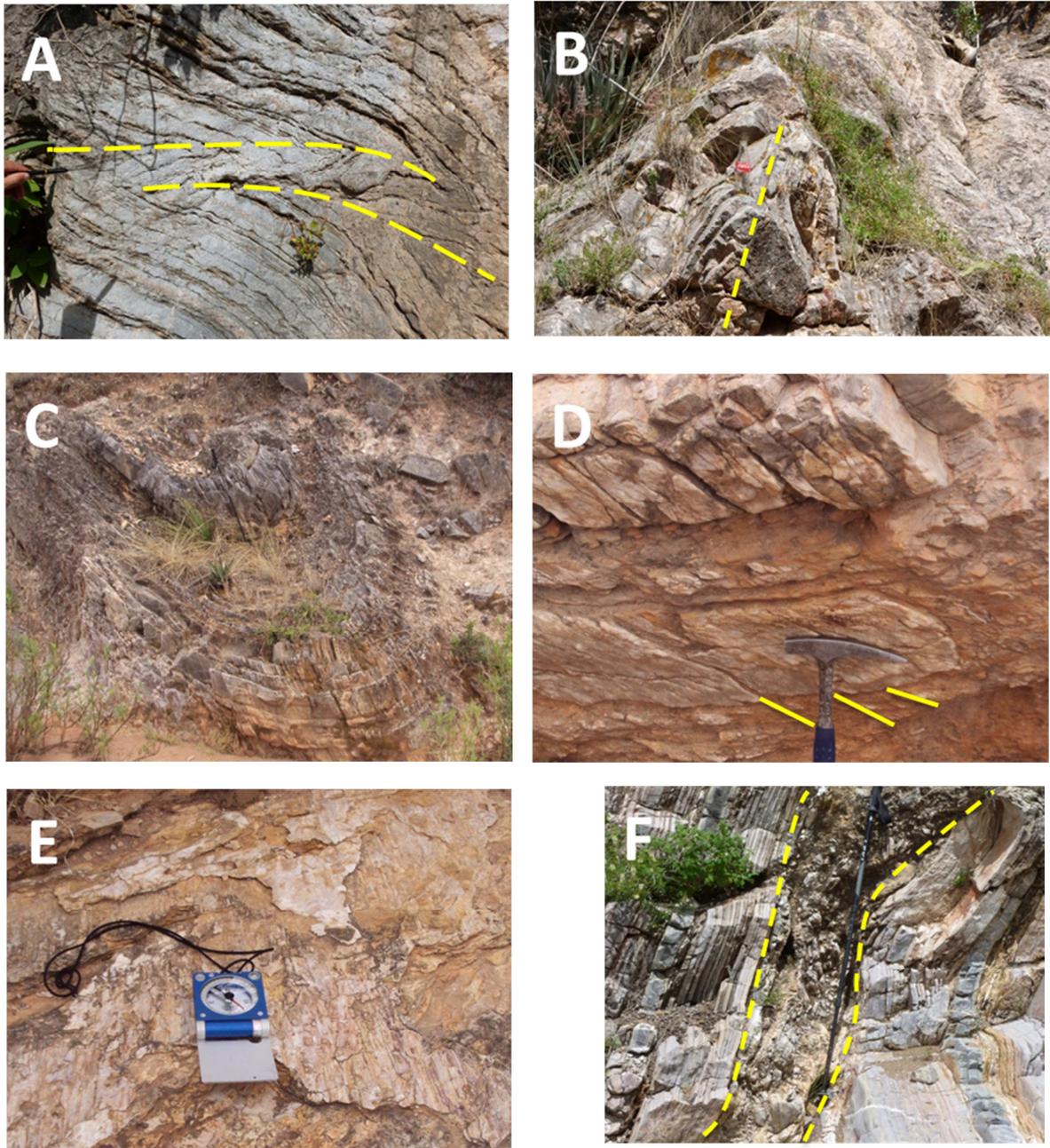


Figura 24. A) Pliegues *chevron* en la Formación Cuesta del Cura. El pliegue de la izquierda presenta un plano axial horizontal; B) Pliegue asimétrico en la Formación Cuesta del Cura con vergencia de su plano axial hacia su derecha (ENE); C) pliegue recostado en la Formación Indidura, con desarrollo de clivaje de plano axial; D) Refracción de clivaje en las capas de caliza y limolita de la Formación Indidura; E) Escalones recristalizados en calcita (estrías) por el deslizamiento capa a capa formados durante la flexura; F) Brecha cataclástica fina desarrollada en los planos de fallas de contracción en los sedimentos de la Formación Cuesta del Cura.

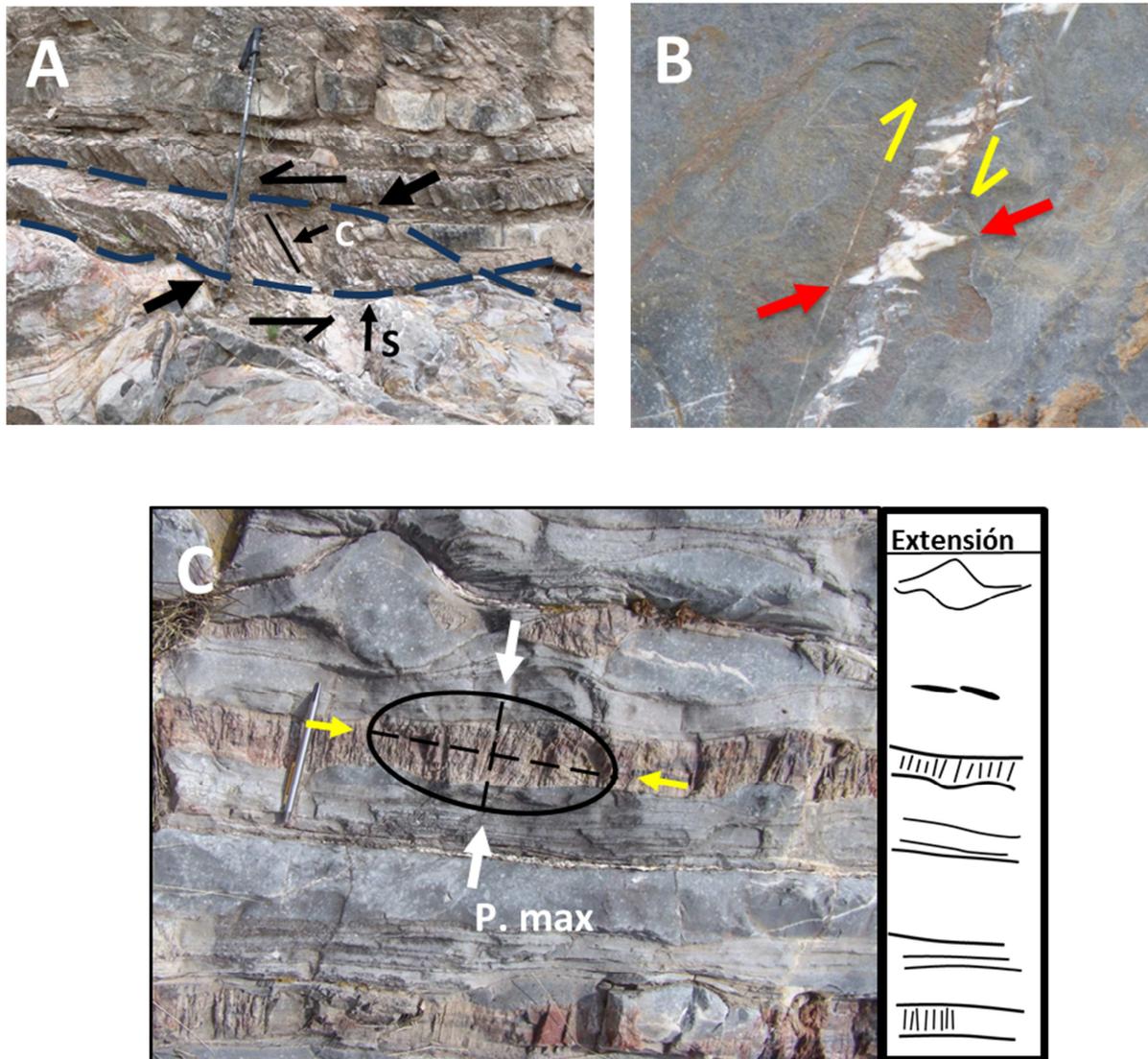


Figura 25. A) Desarrollo de los planos de foliación C y S que ayudaron a determinar la dirección de máximo acortamiento de la secuencia durante la orogenia Laramide; B) sistema escalonado de vetillas rellenas de calcita de segregación durante el proceso de deformación que auxilian en la determinación de la dirección máxima de acortamiento; C) capas de caliza y pedernal de la Formación Cuesta del Cura donde se aprecia el desarrollo de *budinage*, fracturas de extensión más notorias en las capas de pedernal, y desarrollo de vetillas de calcita escalonadas paralelas a los planos S_0 .

-En el límite tectónico de la CMCM y talud de la PVSLP, la secuencia predominante es el paquete de capas de caliza con lentes y nódulos de pedernal que según el esquema de Wilson (1975) pertenece a la Facie 3 (Figura 27) que

corresponde a la facie profunda del talud de la plataforma. En estos sedimentos el desarrollo de pliegues fue menos apretado que en los sedimentos de la cuenca; la mayoría son pliegues recostados al ENE y sus dimensiones varían de unos cuantos metros hasta 30-40 m (Figura 27 A). En el frente de la cabalgadura del Puerto de La Huerta la secuencia predominante es de capas de caliza arcillosa y lutita, formando monoclinales con ángulos de las capas S_0 entre 60° y 70° (Figura 27 B), con gran desarrollo de zonas de *sigmoides* en sus planos por efecto del deslizamiento de paquetes de capas imbricadas (Figura 27 C). Este paquete de capas de caliza y lutita se encuentra sobreyacido tectónicamente por la secuencia de micritas y turbiditas con nódulos y lentes de pedernal. En la sección del Puerto de La Huerta (Figura 27) se aprecia que entre los primeros afloramientos de la estribación occidente de la Sierra de Álvarez hasta el puerto de La Huerta, hay cuando menos dos paquetes alóctonos mayores que se imbricaron hacia el occidente; el primero formado por la secuencia de micritas y turbiditas con pedernal sobre la de capas de caliza y lutita y estas, sobre la secuencia de calizas arrecifal de la Formación El Abra o Tamasopo? Los planos de despegue formados por el acortamiento desarrollaron zonas cataclásticas (brechas y arcillas) en forma de *sigmoide* (Figuras 27 D) y uno de los rasgos mas comunes es la dislocación de pliegues (Figura 27 E)

-En las secciones del norte, el límite tectónico de las dos unidades (cuenca y talud de plataforma) está limitada por la Falla Río Colorado, donde la secuencia con pedernal se encuentra seccionada por numerosas imbricaciones, formando rampas cuyos planos fallas se inclinan de 20° a 30° recostados al ENE (Figura 27

F). En este limite tectónico la Formación Indidura se encuentra imbricada sobre la secuencia de turbiditas y micritas con pedernal, donde el contacto con los sedimentos de talud es una brecha formada por fragmentos de calcita de segregación, gran cantidad de vetas de calcita de color blanco y cuerpos de caliza remplazados por calcita, producto de la fricción en el plano de cabalgadura (Figura 26 A). Sobre la traza de la Falla Río Colorado se aprecia el frente de la rampa en los sedimentos del talud sobre la cual cabalga el alóctono (Figura 26 B).

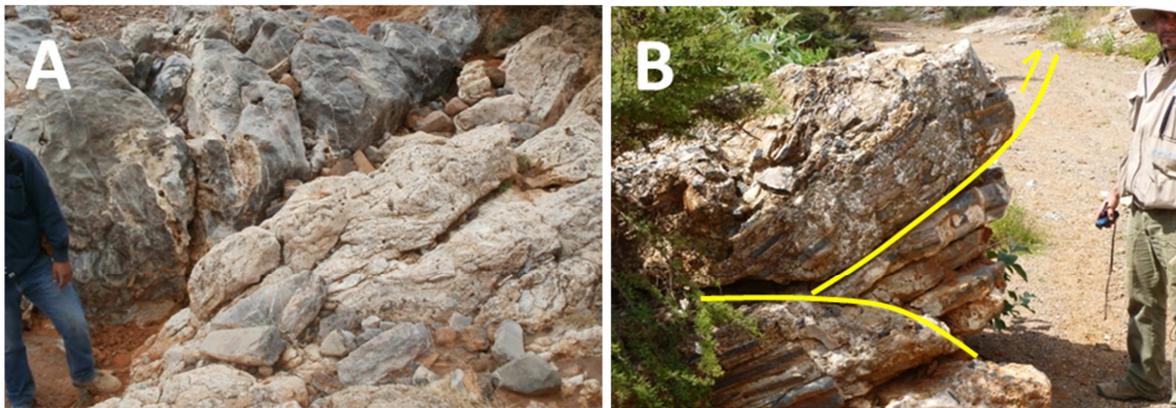


Figura ,26. A) Sobre el plano de cabalgadura de la falla Río Colorado, algunas de las capas de caliza fueron remplazadas por calcita, además de gran cantidad de vetillo de calcita de segregación y brechas de calcita blanca resultado de la fricción al despegar el alóctono sobre las secuencias de rocas del talud, B) Rampa correspondiente al plano de cabalgadura de la falla Río Colorado, se observa brechada, predominando los fragmentos de calcita.

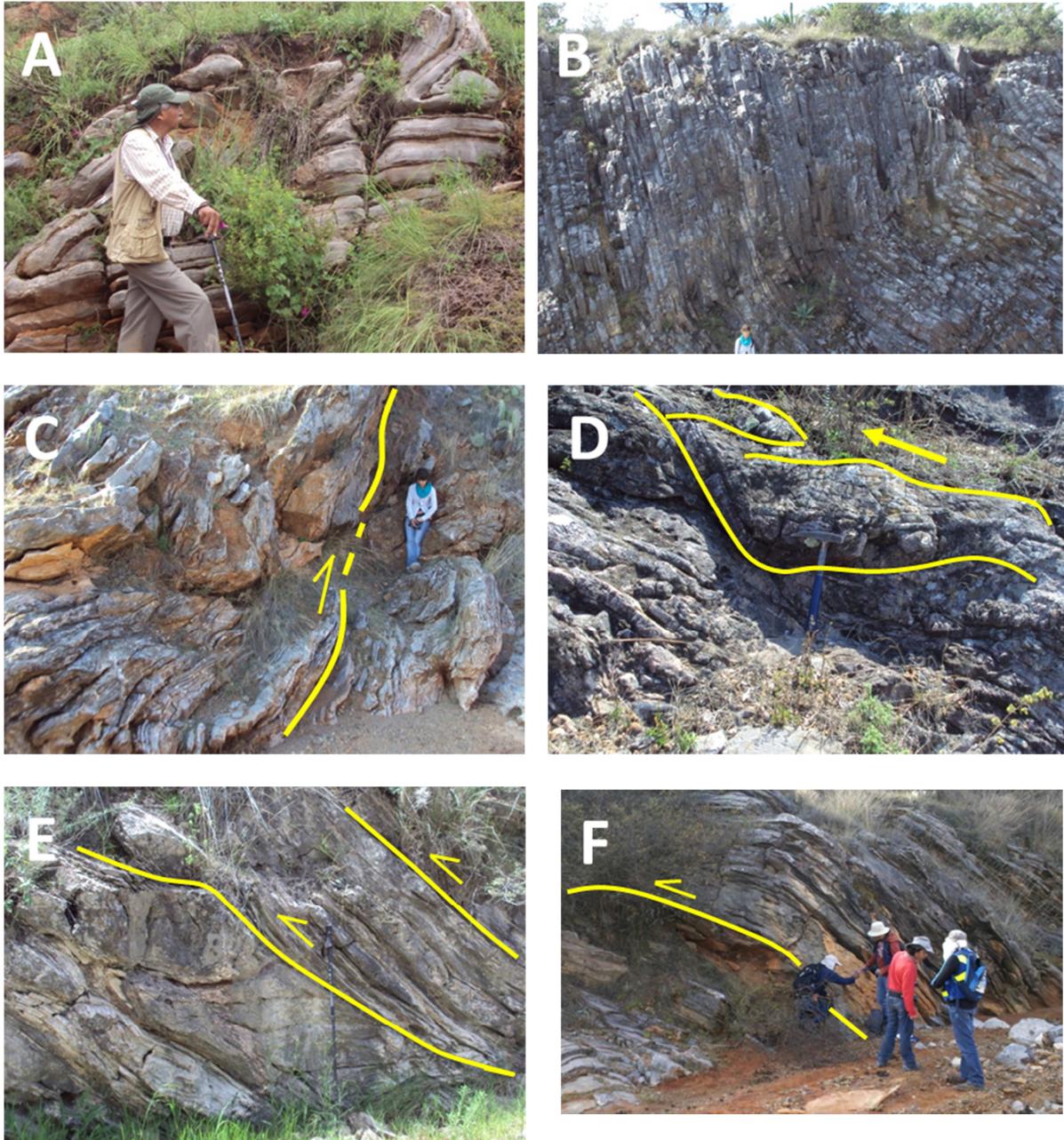


Figura 27 A) En la secuencia de capas de caliza con pedernal, la formación de pliegues tuvo vergencia al NE; B) Frente de cabalgadura del Puerto de La Huerta, se aprecia una secuencia de capas de caliza delgada de color oscuro, estratos de lutita y capas delgadas de pedernal de forma aislada; C) en la parte frontal de la cabalgadura del Puerto de La Huerta, la secuencia de capas de caliza arcillosa están totalmente dislocadas por el acortamiento; D) En los planos de falla se desarrolló durante el acortamiento, zonas tabulares paralelas a esos planos adquiriendo forma de *sigmoide*, en este caso es una brecha fina; E) Los pliegues formados durante la etapa dúctil fueron posteriormente rotos en su etapa frágil como consecuencia del acortamiento de la secuencia; F) se muestra una rampa formada durante el acortamiento, con dirección de transporte tectónico al ENE; las rocas pertenecen a capas de caliza con nódulos y lentes de pedernal, turbiditas y brechas biocalcáreas.

IV.1.3. Interpretación del modelo de deformación laramídico.

Los depósitos marinos del Mesozoico del límite oriental de la Mesa Central y occidental de la Sierra Madre Oriental, corresponden a las dos unidades paleogeográficas conocidas como Cuenca Mesozoica del Centro de México y Plataforma Valles San Luis Potosí (Carrillo-Bravo, 1971 y 1982) cuyos depósitos se empezaron a interdigitar desde el Cretácico Temprano. Para interpretar la génesis de los depósitos, se ha escrito algunos trabajos sobre todo lo referente a la porción occidental de la PVSLP, entre ellos se encuentran los de: De Cerna y Bello-Barradas (1963); Carrillo-Bravo, (1971 y 1982); Labarthe-Hernández *et al.* (1982); Basáñez-Loyola *et al.* (1993); Torres-Hernández *et al.* (1998); Aranda-Gómez (2000); López-Doncel (2003) los cuales hablan sobre temas referentes a la sedimentación, estratigrafía y estructura. Otros trabajos regionales también sirven para dar una idea general de las facies sedimentarias de este límite paleogeográfico y sobre la estructura regional de la PVSLP, entre ellos sobresale el trabajo de Wilson (1975) y Suter (1984 y 1987).

El modelo que se propone en está trabajo está basado en el análisis de cuatro secciones que cubren el límite de las dos unidades paleogeográficas, sobre las cuales se tomaron una gran cantidad de datos estructurales correspondientes a planos S_0 , ejes de pliegue, estrías en los planos S_0 dejadas por la fricción entre capa y capa y planos de fallas inversas. Con este material se obtuvo un análisis del estilo de deformación que predomina en este límite tectónico laramídico. De acuerdo con la Figura 28, se realizó el análisis para ambas unidades, cuyos diagramas ya se analizaron por separado para cada sección.

Para los datos tomados en las rocas de cuenca, la inmensa mayoría de los círculos mayores con inclinaciones variables al SW de planos So representan secciones de pliegues recostados al ENE, donde los de bajo ángulo corresponden a los flancos normales y los de mayor inclinación a los flancos volcados. Este criterio está basado en las observaciones de campo. Los planos de fallas inversas generalmente están paralelos a la estratificación y dislocan a una gran cantidad de pliegues formados antes de la etapa frágil. En el diagrama de densidades de polos So apoyado con el *circulo* π y el *diagrama* β , sugiere que el plegamiento en esta zona fue de tipo cilíndrico, donde el buzamiento general de las estructuras plegadas fue hacia el NNW como se aprecia en la Figura 28 B. La posición de los paleo-esfuerzos calculados con el programa Geo, dan valores de $\sigma_1 = 067^\circ/43^\circ$ $\sigma_2 = 242^\circ/47^\circ$ y $\sigma_3 = 335^\circ/03^\circ$ donde se obtuvo un valor del Transporte Tectónico de 070. El diagrama de rosetas combinado con el de densidades da el resultado del promedio de rumbo general de las estructuras. En la Figura 28 también se aprecia el análisis para los sedimentos del talud de la plataforma, donde se observa en el diagrama A que la gran mayoría de los círculos mayores de planos So están buzando al SW donde predominan inclinaciones medias a bajas, aunque hay otra población menor con inclinación al NE. En el diagrama B el *Círculo* π y el π *polo* sugieren al igual que en los depósitos de cuenca que el tipo de plegamiento fue cilíndrico, con un leve buzamiento general de la estructura al NW. Los valores que se obtuvieron para los paleo-esfuerzos fueron para $\sigma_1 = 118^\circ/82^\circ$ $\sigma_2 = 236^\circ/04^\circ$ y $\sigma_3 = 326^\circ/07^\circ$, con lo cual se dedujo la Dirección de Transporte Tectónico al 054. En el diagrama C el diagrama de rosas muestra la actitud general del rumbo de las estructuras.

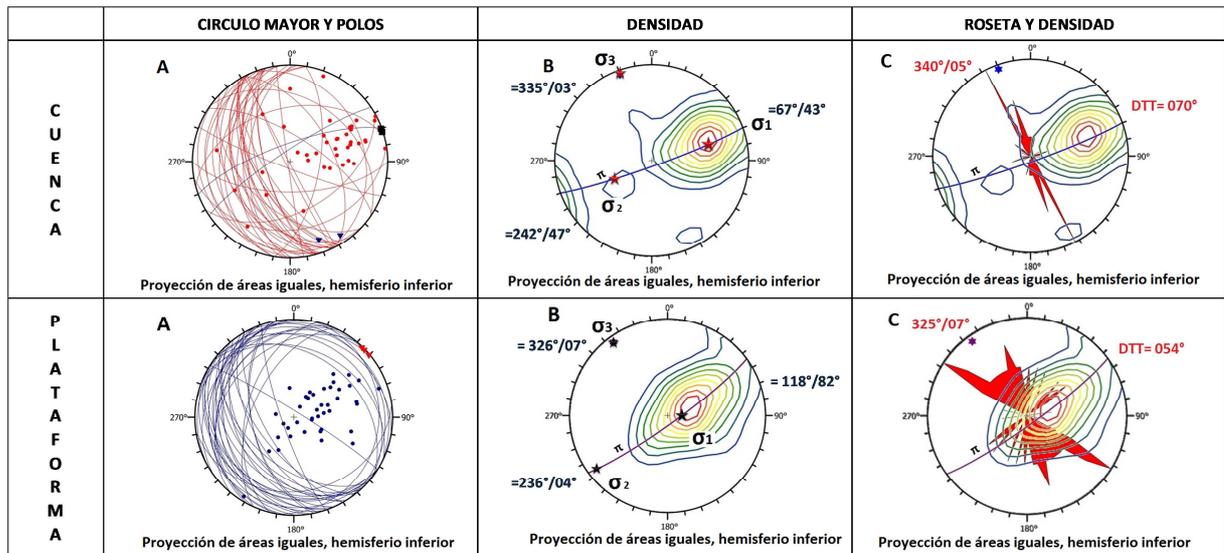


Figura 28. Análisis de los datos estructurales en el límite tectónico para las unidades paleogeográficas (CMCM y PVSLP)

De acuerdo con los resultados del análisis estructural y de las observaciones de campo según se vio en el apartado IV.1.2, las secuencias de ambas unidades se encuentran dislocadas por gran cantidad de fallas inversas que forman rampas con vergencia al NE y ENE. Dentro de estos paquetes dislocados se encuentran secciones de pliegues con planos axiales que varían según la posición de la rampa, de bajo ángulo hacia su parte trasera y de ángulo alto hacia su frente. El Río Colorado marca la traza de la cobijadura donde el frente pertenece a los sedimentos de la Formación Indidura, formando una rampa de ángulo bajo que se imbrica sobre las secuencias de capas de caliza y turbiditas con pedernal que pertenecen a la secuencia de talud.

Para explicar su disposición actual se recurrió a analizar los modelos idealizado de facies para la PVSLP propuesto por Wilson (1975), donde define sus

microfacies, biota y su interpretación del medio ambiente (Figura 29) y describe la facie de talud y las facies profundas del talud con nódulos de pedernal que se interdigitan con las facies de cuenca.

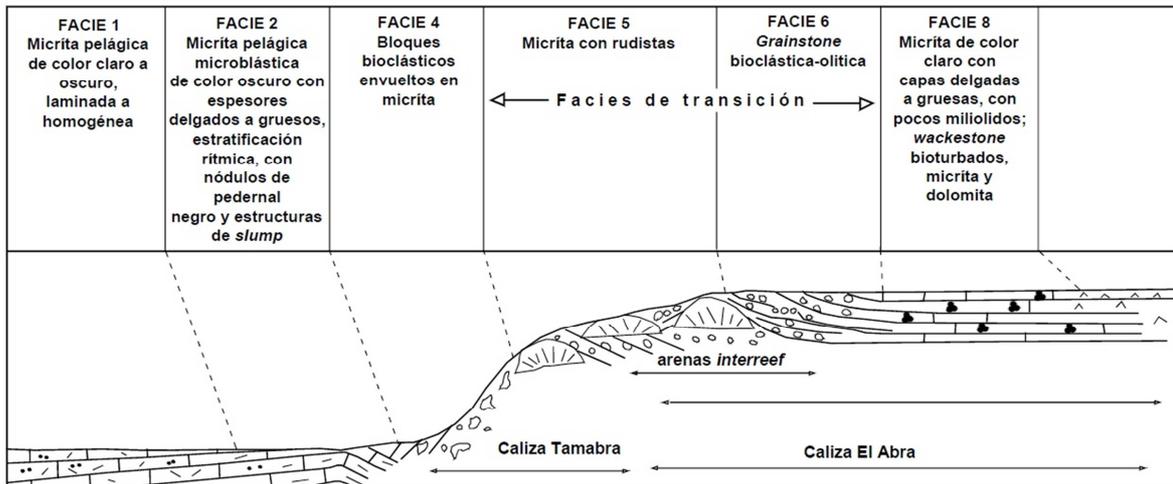


Figura 29. Modelo propuesto por Wilson (1975) para explicar las facies correspondientes a la PVSLP.

De acuerdo con este modelo de depositación, se parecía que las facies profundas del pie de talud con presencia de pedernal serían equivalentes a la Formación Cuesta del Cura, las cuales en la actualidad se encuentran imbricadas sobre rocas donde predominan los terrígenos muy parecidas a la litología de la Formación Soyatal (Puerto de La Huerta). De acuerdo con el modelo tectónico propuesto en este trabajo (Figura 30) las facies del talud se encuentran imbricadas formando varios frentes de cabalgadura sobre las rocas de la Formación Tamasopo ó Abra; mientras que las facies de cuenca fueron también imbricadas sobre las facies profundas del pies de talud como se aprecia en la Figura 30.

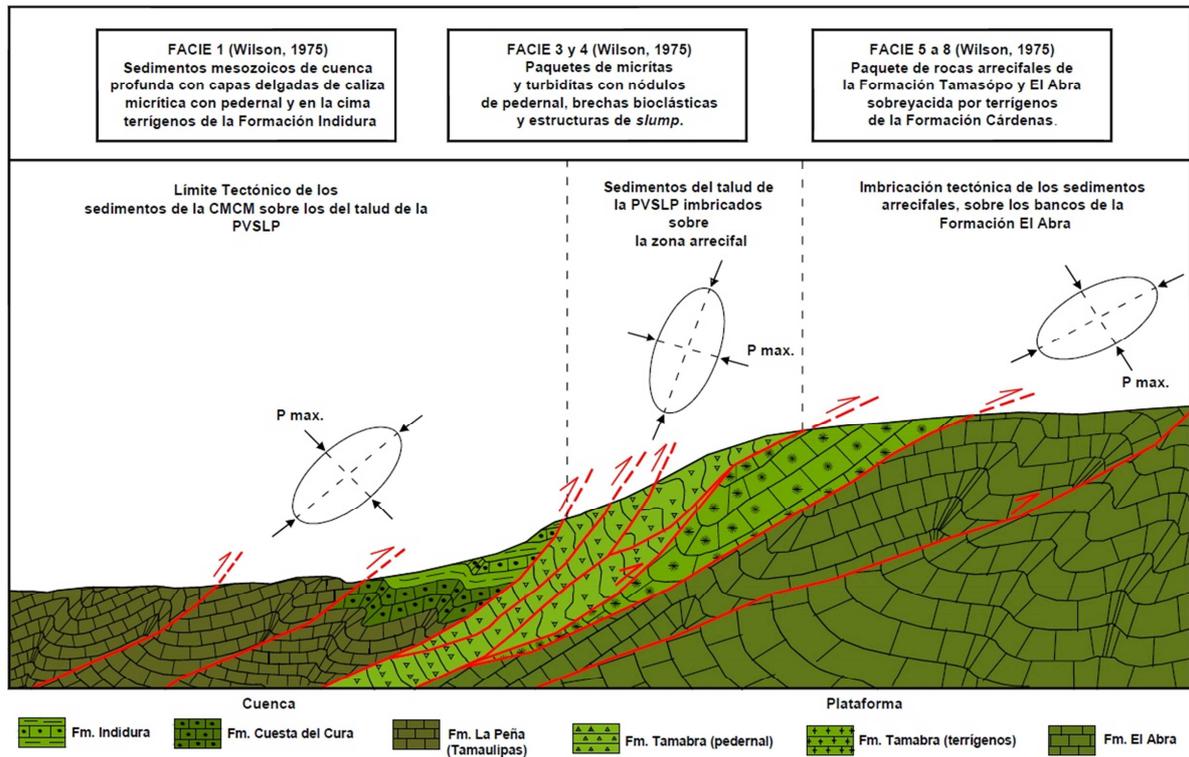


Figura 30. Modelo idealizado para explicar el estilo de deformación que se desarrolló en el límite CMCM y PVSLP, basado en el análisis de las secciones levantadas para este trabajo.

Conclusiones y Recomendaciones

- ❖ Las formaciones que se localizan al occidente de este límite tectónico pertenecen al Cretácico Temprano (La Peña y Cuesta del Cura) y Formación Indidura del Cretácico Tardío. En la porción oriental de este límite afloran paquetes de rocas de la Formación Tamabra, predominando las secuencias con pedernal.

- ❖ Las rocas del Cretácico temprano de la CMCM son sedimentos micríticos con intercalación menor de horizontes de turbiditas (brechas y capas de caliza laminares gradadas). Las rocas del talud de la PVSLP son secuencias de caliza micrítica en capas delgadas hasta bancos, con lentes y bandas de pedernal, brechas calcáreas y biocalcáreas, horizontes de turbiditas con desarrollo de pliegues sin-sedimentarios (*slumps*).

- ❖ El límite tectónico está marcado por la falla del Río Colorado de rumbo NW-SE, donde los sedimentos de la Formación Indidura se imbricaron sobre los sedimentos del talud de la Formación Tamabra.

- ❖ El acortamiento de la secuencia ocurrido durante la Orogenia Laramide ocasionó que la secuencia de rocas de cuenca y talud se transportara hacia el ENE. Su primera fase fue dúctil con gran desarrollo de plegamiento, pasando posteriormente a una etapa frágil que dio origen a una dislocación intensa formando un abanico de fallas inversas, ocasionando el ensamble de la secuencia por acortamiento.

❖ De acuerdo con las cuatro secciones levantadas en el límite tectónico de ambas unidades, se apreció que las rocas de cuenca sufrieron mayor grado de plegamiento que las del talud de la plataforma. El plegamiento detectado en los sedimentos de cuenca fue principalmente de pliegues tipo *chevron*, cuyos planos axiales fueron rotados en sentido horario al NE. La mayoría de los pliegues se encuentran rotos, con planos axiales en posición horizontal. En los sedimentos del talud el plegamiento fue menos intenso que en la cuenca, conservando la vergencia la ENE, pero también la mayoría rotos. Esta secuencia de sedimentos de talud está dispuesta en paquetes imbricados formando innumerables rampas cuyo frente es más abrupto que su parte trasera.

❖ En sección Puerto de La Huerta levantada sobre los sedimentos de talud de la Formación Tamabra, se distinguieron cuando menos dos frentes de cabalgadura importantes, el primer frente se localiza más o menos a la mitad de la sección. La secuencia donde predomina el pedernal se imbricó sobre secuencias donde abundan las capas de turbiditas y brechas, la rampa se aprecia claramente donde la topografía se hace de pendientes más abruptas. La segunda más al oriente forma la cabalgadura del Puerto de La Huerta donde las capas de caliza carbonosa con pedernal aislado y estratos de lutita forman el frente de cabalgadura. En esta zona se obtuvo un transporte tectónico de 050° que sería aproximadamente la dirección de transporte tectónico que siguió el frente de cabalgadura del Puerto de la Huerta. El rumbo o el cabeceo de la estructura en esta porción de la Sierra de Álvarez tiene un promedio de $319^\circ/05^\circ$.

- ❖ De acuerdo con los diagramas que acompañan a las secciones y apoyados con los diagramas π y β , la dirección de transporte tectónico (DTT) para ambas secuencias (cuenca y talud) está orientado al 060° y un cabeceo promedio de las estructuras al 330° . De acuerdo con el análisis de círculos mayores y polos de planos S_0 se pudo obtener un círculo π lo que indica un plegamiento tipo cilíndrico.

- ❖ El análisis de los elementos estructurales (Planos S_0 , fallas inversas, líneas de ejes de pliegue y estrías) se vio una concordancia muy semejante entre las rocas de cuenca y talud conservando en promedio la misma DTT (060°) y buzamiento de las estructuras tanto al NW como al SW (330°), pero predominando el cabeceo al NW

- ❖ Para complementar el análisis estructural y como apoyo para determinar el campo de esfuerzos a que estuvieron sometidas estas rocas durante la orogenia Laramide, se analizaron zonas de cataclisis en los planos de falla donde se desarrollaron foliaciones S y C, estrías dejadas por el deslizamiento capa a capa, fracturas de extensión producto de la elongación máxima, grietas de extensión en *echelón* y planos S_1 (clivaje de plano axial). El resultado de este análisis fue coherente con lo obtenido en el análisis con estereogramas donde los valores de los esfuerzos principales son coincidentes.

- ❖ Para definir un modelo que explique el estilo de deformación que se desarrollo en el límite tectónico de la CMCM y PVSLP, se recurrió a explicar

primeramente las condiciones de sedimentación que prevalecieron en el Mesozoico antes de que estas secuencias fueran acortadas, para esto se utilizó el modelo de Wilson (1975), quien de manera idealizada muestra las facies representativas para la plataforma carbonatada Valles-San Luis Potosí. Además se tomaron en cuenta los criterios expuestos por López-Doncel (2003) sobre la Formación Tamabra. Con los modelos de sedimentación de los autores anteriores, se vio que las facies profundas con pedernal de pie de talud se interdigitan con las de cuenca desde el Aptiano al Cenomaniano. Estas facies ahora se encuentran descansando sobre secuencias más jóvenes en la margen occidental de la plataforma y las rocas de cuenca del Cretácico Tardío se encuentran ahora sobre las secuencias del talud con pedernal.

❖ Se concluye finalmente que las secuencias del límite tectónico de la CMCM y PVSLP son paquetes imbricados, donde las rocas de ambiente profundo fueron exhumadas durante el acortamiento laramídico, formando frentes de cabalgadura con DTT hacia el ENE. Por lo que todos los paquetes de estas secuencias son alóctonos.

❖ Tomando en cuenta el trabajo realizado se concluye que el área de estudio tiene gran potencial para continuar con la investigación, por el contenido de información estructural que se observo en campo.

❖ En base de la cantidad de datos obtenidos en campo para las secciones, Jesús María Sur y Monte caldera, se recomienda obtener mas datos estructurales (S0, Fi).

Bibliografía:

- Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F.W.**, 1998, Paleogene in the southern Basin and Range Province of Mexico: Syndepositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato Mining District: *International Geology Review*, v. 40, p. 116-134.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F.**, 2000, Evolución tectono-magmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53 (1), p. 59-71.
- Aranda-Gómez, J.J., Torres-Hernández, R., Carrasco-Nuñez, G., Aguillón-Robles, A.**, 2000, Contrasting Styles of Laramide Folding Across The West-Central Margin of The Cretaceous Valles-San Luis Potosí Carbonate Platform, Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v, 17, núm. 2, p. 97-111.
- Campa, U.M.F.**, 1985, The Mexican thrust Belt. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region Howell, D.G., Ed., Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas. *Earth Sciences Series*, n. 1, p. 299-313.
- Campa-Uranga, M.F., Coney, J. J.**, 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.
- Carrillo-Bravo, J.**, 1971, La Plataforma Valles San Luis Potosí: *Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 23, no. 1, p. 21-46
- Carrillo-Bravo, J.**, 1982, Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México: *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* v. XXXIV, no. 1, p. 21-46.
- Centeno-García, E., and Silva-Romo, G.**, 1997, Geology, geochemistry and tectonic evolution of central Mexico during Mesozoic time. *Revista*

Mexicana de Ciencias Geológicas, Instituto de Geología UNAM, v. 14, n. 2, p. 244-260.

Chávez-Cabello, G., 2005, Deformación y magnetismo Cenozoico en el sur de la cuenca de Sabinas, Coahuila, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias [Tesis Doctoral], 266p.

Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: México, D.F: Congreso Geológico Internacional, Monografía, 60 p.

Cserna, E.G., y Bello, A., 1963, Geología de la parte central de la Sierra de Álvarez, Mpio. De Zaragoza, Edo. De San Luis Potosí: Instituto de Geología, Universidad Autónoma de México, Bol. 71, pte. 2. 23-63.

Cserna, Z., 1970, Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation of northern Mexico, in: Seewald, K., and Sundeen, D., Eds., The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt, a symposium in honor of Prof. Ronald K. De Ford: Midland, West Texas Geological Society, p. 99-117.

Coney, P.J., and Evenchick, C.A., 1994, Consolidation of the American Cordilleras Journal of South American Earth Sciences, v. 7, n. ¾, p. 241-262.

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

Eguiluz De, A.S., Aranda, G.M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LII, p. 1-26.

Flügel, E., 1978, Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken: Berlin, Springer, 454 p.

- Freydier, C., Martínez, J., Lapierre, H., Tardy, M., y Coulon, C.,** 1996, The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western México). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center, *Tectonophysics*, v. 59, n. 4, p. 343-367.
- Garza-Blanca., S.A.,** 1978, Cartografía Geológica Hoja Santa Catarina, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico No. 61, p. 39.
- Haenggi, W., T.,** (2002): Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LV, n. 1, p. 38-94.
- Heim, A.,** 1940, the front ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, From Ciudad Victoria to Tamazunchale: *Ecologiae Geological Helvetiae*, 33 (2), 313-352.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J.,** 1992, the real southern Basin and Range: Mid to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, v. 20, p. 701-704.
- Humphey, W.E.,** 1949, Geology of the Sierra de Los Muertos area and paleontology of the Peña Formation, Mexico: *Geology Society of America Bulletin*, v. 60, p. 89-176.
- Humphrey, W.H.,** 1956, Tectonic framework of Northern Mexico, in Gulf Coast Association of Geologists Society Transactions, v. 6, p. 25-35.
- Hojas geológicas:** San Luis Potosí (F-14-A-84); Santa Catarina (F-14-A-85).
- Imlay, R.W.,** 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, México; part 4, Geology of the Western part of the Sierra de Parras: *Geological Society of American Bulletin*, v. 47, p. 1091-1152.
- Kelly, W.A.,** 1936, Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias: *Bulletin of Geological Society of America*, v. 47, p. 1009-1038.
- McDowell, F.W., Mauger, R.I., Walker, N.W.,** 1989, Geochronology of Cretaceous tertiary magmatic activity in central Chihuahua, Mexico:

Continental Magmatism, Bull, N.M., Bureau of. Mines and Mineral Resources., p. 131-181.

Meiburg, P., 1987, Paleogeografía y desarrollo estructural del Cretácico de la Sierra Madre Oriental septentrional, México. El Cretácico de México y América central. Simposio Internacional. Actas Facultad de Ciencias de la Tierra/ Universidad Autónoma de Nuevo León, n. 2, p. 197-199.

McKee, J.W., Jones, N.W., Long, L.E., 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, México: Geological Society of America Bulletin, v. 102, p. 593-614.

Montemayor-Sánchez, I., 2003, Análisis de la deformación en el Valle de San Marcos, Coahuila, México, Facultad de Ciencias de la Tierra/ Universidad Autónoma de Nuevo León [Tesis de Licenciatura], 98 p.

Nájera-Garza, J., 1997, Study on origin and geologic and metallogenetic significance of the Zacatecas red conglomerate, Zacatecas, México, en II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, Pachuca, Hidalgo., México, Resúmenes, p.47.

Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., 1997, La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la Mesa Central, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.14, p.13-25.

Nieto-Samaniego, A. F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J.G., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental Volcanic Province, Mexico: Geological Society of American Bulletin, v. 111, no. 3, p. 347-363.

Nieto-Samaniego, A.F, Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubi, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVII, no.3, p.285-318.

Nieto-Samaniego, A.F., Cuéllar-Cárdenas, M.A., Guilles-Levresse, Alaniz-Álvarez, S.A., Luigi Solari, Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M.,

2012, Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 29, núm. 1, p. 179-203.

Padilla y Sánchez, R.J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental Between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, México [PH. D. Tesis]: Austin, Texas, University of Texas, 217 p.

Padilla y Sánchez, R.J., 1986, Post-Paleozoic tectonics México and its role in the evolution of the Gulf of México: *Geophysical International*, v. 25-1 p. 157-206.

Palos, J.S., 1978, Formaciones geológicas reconocidas en el Altiplano del Estado de San Luis Potosí, Compilación de descripciones originales: Tesis Ing. Geólogo. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Peccerillo, A., and Taylor, S.R., 1976: Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions of Mineralogy and Petrology*, v. 58, p 63-81.

Pichardo-Barrón, Y., Aguilar-Pérez, J., Pons, J.M., López Doncel., 2007, Carbonate Microfacies in the Western Margin of the Valles-San Luis Potosi Platform, East-Central México: Universidad Autónoma de Barcelona, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, p. 321.

Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., 1978, Cartografía Geológica Hoja San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico no. 59, 41 p.

Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., 1982, Estudio Geológico-Minero del Área de Peñón Blanco, estados de San Luis Potosí y Zacatecas: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico no. 76, 63 p.

Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del estado de San

Luis Potosí Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico no. 85, 208 p.

Vega-Vega, F.J., and Lawton, T., Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Posa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico: Dallas, Texas, Annual meeting of the American Association of Petroleum Geologists, Field Trip Guidebook, v. 10, p. 85-115.

López-Doncel, R., 2000^a, La Brecha calcárea de la sierra del Coro como un indicador de la dinámica de la margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, in VII Congreso Mexicano de Paleontología y Primer Simposio Geológico en el Noreste de México, Libro de Resúmenes: Linares, N.L., Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la tierra; sociedad Mexicana de Paleontología, 40-41.

López-Doncel, R., 2000b, Nuevos datos sobre la geología de la margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí: Geos, Boletín Informativo de la Unión Geofísica Mexicana, 20 (3), 155-156.

López-Doncel, R., 2000c, Karbonatfazielle Entwicklung während der mittleren Kreide am westlichen Rand der Valles-San Luis Potosí-Plattform (Mittel-Mexiko): Technische Universität Clausthal, Tesis doctoral, 174 p. (no publicado)

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

Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R.L., Speed, R.C., 1994, Phanerozoic tectonic evolution of México, *en* Speed, R.C., ed., Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: Boulder, Colorado, Geological Society of America, DNAG Continent-Ocean Transect Series, p. 265-305.

- Ráisz, E.**, 1959, Landforms of Mexico, scale 1:3,000 000: Cambridge, Massachusetts, U.S., Office of Naval Research, Geography Branch, 1 map.
- 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, 95, p. 1387-1397.
- Suter, M.**, (1987): Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. Geological Society of American Bulletin, v. 98, p. 249-264.
- Stewart, J.H.**, 1978, Basin and Range structure in Western North America, a review: Geol. Soc. América, Mem. 152, p. 1-30.
- Stewart, J.H.**, 1998, Regional characteristics, tilt domains, and extensional history of the late Cenozoic Basin and Range province, western North America: Geological Society of America Special Paper 323, p. 47-74.
- Tardy, M., Longoria, J.F., Martínez-Reyes, J., Mitre, L.M., Patiño, M., Padilla y Sánchez, R.J., Ramírez, C.**, 1975, Observaciones generales sobre la estructura de la Sierra Madre Oriental: La aloctonía del conjunto Cadena Alta-Altiplano Central, entre Torreón, Coahuila y San Luis Potosí, S.L.P. México: Universidad Autónoma de México, Revista Instituto de geología, 75(1), p. 1-11.
- Tardy, M.**, 1980, Contribution á l'étude géologique de la Sierra Madre Orientl du Mexique: Université Pierre et Marie Curie de Paris [Tesis Doctoral], 459 p.
- Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.B. Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martínez, R.J., Talavera, M.O. Ortiz, H.E., Stein, G., Bourdier, J.L., & Yta, M.**, 1994, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and terranes (the Greater Antills and the Eastern Cordillera of Colombia): a late intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. Tectonophysics, v. 230, p. 49-73.

- Tristán-González, M.**, 1986, Estratigrafía y tectónica del Graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico no. 107, 91 p.
- Tristán-González, M.**, 2008, Evolución Tectono-Volcánica Durante el Paleógeno en la Porción Sur-Oriental de la Mesa Central, Juriquilla, Qro: Universidad Nacional de México, Centro de Geociencias, [Tesis Doctorado] p. 193.
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Bellon, H., Barboza-Gudiño, J.R., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, R., López-Doncel, R.A., Rodríguez-Ríos, R.**, 2008, Geocronología y distribución espacial de los centros eruptivos del Campo Volcánico de San Luis Potosí. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana v. 60, No. 1.
- Torres-Hernández, J.R., Barboza-Gudiño, R., Rodríguez-Ríos, R., Saucedo-Girón, R., Tristán-Capetillo, C., García-Pérez, K.**, 2008, Cartografía Geológica-Minera y Geoquímica Santa Catarina Clave F14-A85, Escala 1:50,000 Estado de San Luis Potosí, Servicio Geológico Mexicano, p. 81.
- Vega-Vera, F.J., Perrilliat, M.C.**, 1989, La presencia del Eoceno marino en la cuenca de la Popa (Grupo Difunta), Nuevo León: orogenia post-Ypresiana: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 67-70.
- Wilson, J.L.**, 1975, Carbonate Facies in Geologic History: Berlin, Springer, 471 p.
- Ye, H.**, 1997, The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infiling of a recess along the Southwestern North America continental margin, en Soegaard, K., Giles, K.,

ANEXO 1

Sección Puerto de la Huerta					
CLAVE	RUMBO	INCLINACION	DATO ESTRUCTURAL	ESTE	NORTE
Ktap	356	32	Fi	328284	2444763
Ktap	91	72	Fn	328230	2444817
	69	10	S0		
Ktap	120	65	Fn	328172	2444843
Ktap	54	85	Fn	328144	2444876
Ktap	294	20	S0	328074	2444894
Ktap	316	30	S0	328008	2444894
Ktap	314	32	S0	327974	2444899
			Es		
Ktap	331	31	S0	327895	2444897
Ktap	14	21	S0	327848	2444897
Ktap	129	15	S0	327817	2444899
Ktap				327810	2444897
Ktap	354	10	S0	327793	2444897
Ktap	124	20	S0	327744	2444900
Ktap	100	19	S0	327700	2444894
Ktap	1	45	S0	327680	2444883
			Es		
			Es		
	328	70	S0		
Ktap	329	65	S0	327640	2444859
Ktap	324	31	Fi	327610	2444835
Ktap	56	19	S0	327597	2444823
Ktap	344	54	Fi	327559	2444817
Ktap	344	36	Fi	327539	2444788
Ktap	294	45	Fi	327509	2444776
Ktap	116	50	Fn	327477	2444765
	322	49	S0		
Ktap	1	25	S0	327391	2444728
Ktap	336	17	Fi	327330	2444696
Ktap	351	25	S0	327305	2444677
Ktap	334	31	S0	327253	2444635
Ktap	329	51	Fi	327218	2444605
Ktap	317	31	S0	327180	2444583

Ktap	346	30	S0	327129	2444570
Ktap	108	15	S0	327126	2444568
Ktap	292	40	Fi	327021	2444529
Ktap	311	50	Fi	327007	2444521
	22	25	S0		
Ktap	312	45	Fi	326971	2444483
Ktap	324	35	S0	326931	2444432
Ktap	319	35	Fi	326866	2444395
Ktat	298	38	Fi	326792	2444353
Ktap	312	29	S0	326751	2444329
Ktap	309	35	S0	326712	2444265
Ktap	338	22	S0	326344	2444356
Ktap	304	35	S0	326408	2444314
Ktap	314	30	S0	325900	2444738
Ktap	324	40	S0	325823	2444813
Ktap	339	30	S0	325723	2444899

Sección Monte Caldera					
CLAVE	RUMBO	INCLINACION	DATO ESTRUCTURAL	ESTE	NORTE
Kip	259	40	S0	317105	2457635
Kip	249	75	S0	317176	2457551
Kip	272	45	S0	317364	2452566
Qal_Ksi	50	55	S0	317809	2457550
Ksi	225	26	S0	317933	2457565
Qca_Ksi	79	74	S0	318188	2457556
Qr	250	30	S0	318655	2457581
Ksi	289	4	S0	318840	2457578
Qal				317521	2457539
Qr				318055	2457559
Qr_Qca				318121	2457562
Ksi_Qr				318226	2457557
Qr				318592	2457588
Ksi_Qr				318969	2457559

Qal_Ksi	50	55	S0	317809	2457550
Qca_Ksi	79	74	S0	318188	2457556
Ksi	249	24	S0	319472	2457427
Ksi	244	35	S0	319159	2457535
Ksi	244	35	S0	319351	2457586
Ksi	302	21	S0	319474	2457624
	356	30			
Ksi	242	81	S0	319582	2457657
Ksi	235	81	S0	319683	2457706
	158	75	Fr		
Ksi	55		Es	319658	2457472
Kcc_Ksi	245	65	Fi	319628	2457479
Kcc	242	40	Fi	319602	2457470
Kcc	348	10	S0	319576	2457471
Ksi_Kcc	338	10	Fi	319536	2457482
Ksi	55	31	S0	319478	2457476
	269	50	S1		
Ksi	294	50	Fi	319427	2457457
	65		Es		
Ksi	292	24	S0	319376	2457469
Ksi	72	55	S0	320672	2453430
Ktap	256	15	S0	320175	2457905
Ktap	244	25	S0	320264	2457943
Ktap	256	25	S0	320454	2458246
	62		Es		
Ktap	242	30	S0	320502	2458280
	72		Es		
Ktap	140		Ej		
Ktap	252	39	S0	320401	2458195
ktap	244	44	S0	320344	2459134
Qr				320518	2458129

Qr				320797	2458384
Ktap	281	15	S0	320025	2457472
Ksi	259	40	S0	319816	2457483
Ksi	165	18	S0	319855	2457472
Ksi_Ktap				319906	2457518
Ktap	54	22	S0	320307	2457525
Ktap	235	30	Fi	320327	2457550
Ktap	213	68	S0	320346	2457577
Ktap	210	45	S0	320352	2457578
Ktap	225	40	S0	320398	2457605
Ktap	40	0	Es		
Ktap	240	31	Fi	320416	2457616
Ktap	236	25	S0		
Ktap	60	0	Es	320448	2457637
Ktap	228	30	S0		
Ktap	250	35	Fi	320519	2457666
Ktap	248	35	S0	320553	2457685
Ktap	58	58	S0	320553	2457685
Ktap	150	5	Ej	320563	2457683
Ktap	227	30	S0	320595	2457685
Ktap	44	0	Es		
Ktap	226	29	S0	320667	2457677
	80	0	Es		
Ktap	243	22	S0	320684	2457672
	58	0	Es		
Ktap	227	20	S0	320740	2447682
	60	0	Es		
Ktap	220	30	Fi	320774	2457678
	60				
Sed Cont	171	14			
Ktap	248	30	S0	320048	2457529
	53	0	Es		

Sección Jesús María Sur					
CLAVE	RUMBO	INCLINACION	DATO ESTRUCTURAL	ESTE	NORTE
P.C				318940	2460269
Ktap	250	73	So	319134	2460322
Ktap	50	24	So	319207	2460374
Ktap	45	33	So	319285	2460367
	350	5	Ej		
	85		Es		
Ktap	88	77	So	319371	2460393
Ktap	280	15	So	319411	2460416
Ktap	28	50	So	319473	2460459
	235	40	So		
Ktap	35	66	So	319500	2460473
Ktap	272	35	So	319539	2460501
Ktap	283	7	Ej	319588	2460530
	230	45	So		
Ktap	238	63	So	319608	2460543
	281	30	Ej		
	74		Es		
	258	41	So		
Ktap	59		Es	319668	2460554
	240	35	So		
Ktap	276	55	So	319755	2460588
Ktap	278	35	So	319792	2460668
Ktap	254	40	So	319852	2460720
Ktap	56		Es	319875	2460749
	258	45	So		
Ktap	62		Es	319929	2460778
	274	25	So		
Ktap	224	32	So	320017	2460857
	54	25	So		

	36	50	So		
Ktap	224	40	So, Fi	320089	2460932
Ktap	248	47	So	320186	2460979
Ksi	259	54	S0	318638	2459973
Ksi	339	5	Ej	318806	2460040
Ksi	262	25	S0		
Ksi	250	32	S0	318915	2460049
SA	244	45	Fi		
	60		Es		
Ksi	250	25	S0	318710	2460001
Ksi	339	5	Ej	318806	2460040

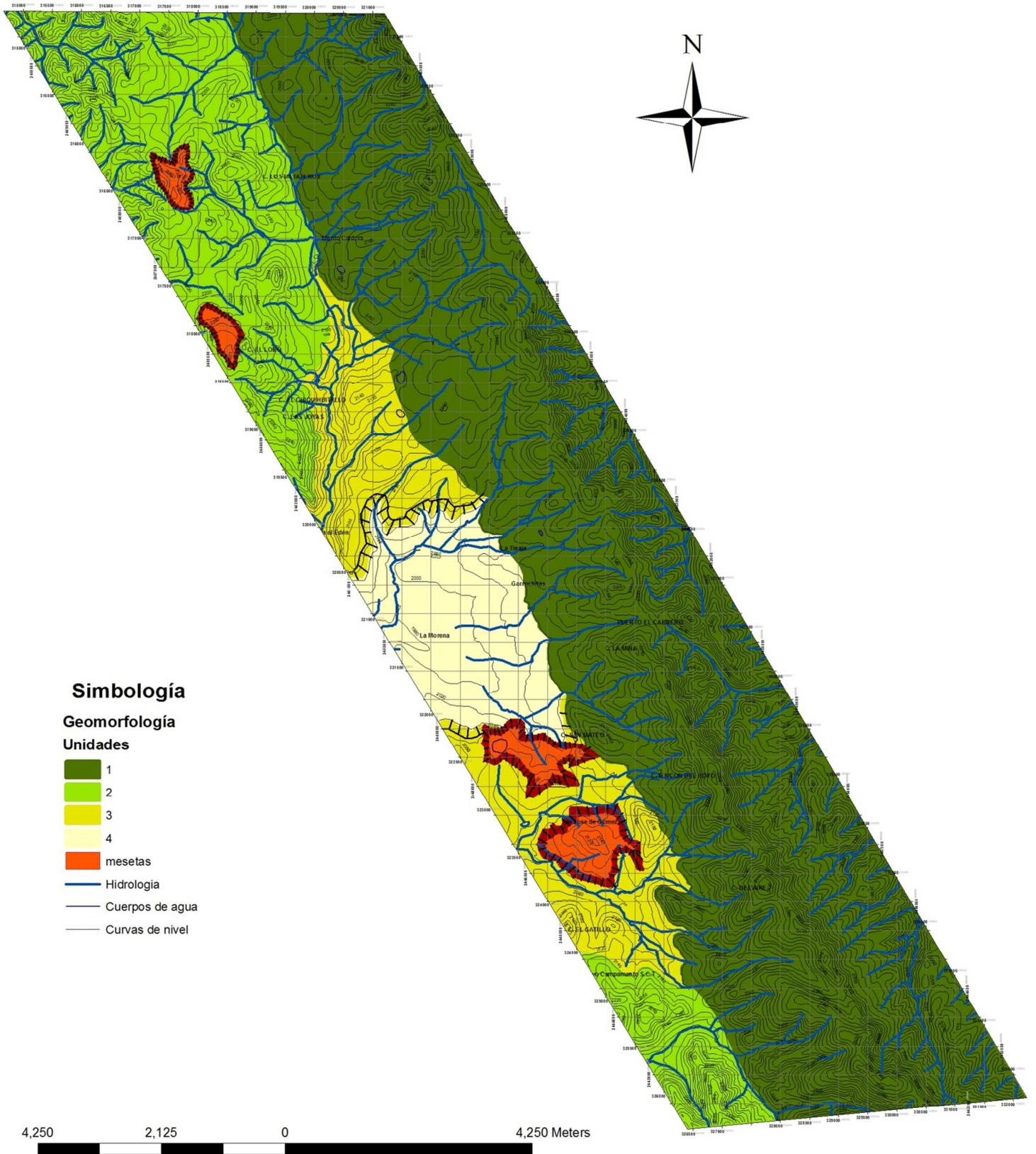
Sección Jesús María Norte					
CLAVE	RUMBO	INCLINACION	DATO ESTRUCTURAL	ESTE	NORTE
Ksi_Tc				318861	2460373
Kip	122	35	S0	317637	2460026
	68	72	S1		
	122	35	Fi		
	239	89	S0		
Kip	52	25	S0	317681	2460021
Kip	79	78	S0	317743	2460034
	159	70	Fr		
	70		Es		
Kip	150	42	Ej	317790	2460030
Kip	46	45	S0	317838	2460062
	170	74	Fr		

Kip	242	52	S0	317900	2460129
Kip	229	41	S0	317943	2460180
Ksi	109	10	S0	318071	2460312
Ksi	94	59	S0	310065	2460312
Ksi	215	26	S0	318089	2460322
Ksi	192	45	Fi	318105	2460351
Ksi	176	30	S0	318146	2460395
Ksi	166	35	S0	318224	2460440
Ksi	242	35	Fi, S0	318270	2460484
	351	5	Ej		
Ksi	232	30	S0	318325	2460553
			Ej		
Ksi	230	25	S0	318361	2460605
	280	5	Ej		
Ksi	210	20	S0	318433	2460627
Ksi	240	27	S0	318495	2460658
Ksi	219	35	S0	318572	2460741
Ksi	226	35	S0	318594	2460781
Kta	221	37	S0	318701	2460812
Kta	214	40	S0	318707	2460820
	0	60	Es		
Kta_Qr				318720	2460843
Ksi	236	27	S0	318572	2461027
	0	67	Es		
	167	65	Fr		
Ksi	245	65		318623	2460925
	91		Es		

ANEXO 2

ANEXO A

Mapa geomorfológico



ANEXO B

Área de estudio

