



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DEL ÁREA DE
MAZAPIL Y CONCEPCIÓN DEL ORO, EN EL
ESTADO DE ZACATECAS**

**TESIS
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE INGENIERA
GEÓLOGA**

**PRESENTA
MARÍA DEL CARMEN ALFARO TORRES**



**DIRECTOR DE TESIS
DR. RICARDO JOSÉ PADILLA Y SÁNCHEZ**

CIUDAD UNIVERSITARIA MAYO DE 2015

**GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DEL ÁREA DE MAZAPIL Y CONCEPCIÓN DEL ORO, EN EL
ESTADO DE ZACATECAS**

MARÍA DEL CARMEN ALFARO TORRES

DIRECTOR: DR. RICARDO JOSÉ PADILLA Y SÁNCHEZ

Universidad Nacional Autónoma De México

Facultad de Ingeniería

División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

Mayo de 2015

*Gracias a la vida que me ha dado tanto,
me dio dos luceros que cuando los abro
perfecto distingo lo negro del blanco
y en el alto cielo su fondo estrellado
y en las multitudes el hombre que yo amo.*

*Gracias a la vida que me ha dado tanto,
me ha dado el sonido y el abecedario,
con él las palabras que pienso y declaro,
madre, amigo, hermano y luz alumbrando,
la ruta del alma del que estoy amando.*

*Gracias a la vida que me ha dado tanto,
me ha dado la marcha de mis pies cansados,
con ellos anduve ciudades y charcos,
playas y desiertos montañas y llanos
y la casa tuya, tu calle y tu patio.*

*Gracias a la vida que me ha dado tanto,
me dio el corazón que agita su marco
cuando miro el fruto del cerebro humano,
cuando miro al bueno tan lejos del malo,
cuando miro al fondo de tus ojos claros.*

*Gracias a la vida que me ha dado tanto
me ha dado la risa y me ha dado el llanto,
así yo distingo dicha de quebranto,
los dos materiales que forman mi canto
y el canto de ustedes que es el mismo canto
y el canto de todos que es mi propio canto.*

Violeta Parra

AGRADECIMIENTOS

Primeramente agradezco a Dios, porque la creencia en un ser supremo es siempre motivo para seguir adelante. Por haberme permitido cumplir un sueño más.

A mi mamá, Martha Elena, por la confianza, el cariño, el amor, y toda la fuerza que me ha brindado siempre. Por su apoyo incondicional para lograr esta meta.

A Francisco, porque aunque no tenemos un lazo sanguíneo eso no es obstáculo para considerarle como un padre. Por todo el apoyo que me has brindado, gracias.

A mis hermanos: Alejandro, Juan, Jorge, Iris y Fernando, por todas las enseñanzas que me han transmitido, porque de alguna forma forjaron mi carácter y mi persona, por ser una parte esencial en mi vida.

A mis queridos abuelos, Régulo y Carolina, por el apoyo y cariño que siempre me han brindado.

A mis tíos y tías, especialmente a mi tía Lourdes y a mis tíos Luisín, Antonio, Óscar y Ramiro, por brindarme su apoyo y consejos. A mis primos, porque hacen la vida mucho más divertida, en especial a la Nena y a Adriana.

De manera especial, gracias al Dr. Ricardo Padilla, por haberme brindado la oportunidad de realizar este trabajo de tesis bajo su dirección, por el apoyo, la confianza, y los consejos. Por todas las enseñanzas sobre la geología de la Sierra Madre Oriental.

Al Dr. Aguayo, Dr. Enrique González, Ing. Vera e Ing. Rosique, por haber revisado de forma crítica este trabajo, haciendo los comentarios y observaciones pertinentes. Por ser parte de mi comité de titulación.

A todos mis profesores de la Facultad de Ingeniería, por llevarme por el camino del saber geológico e ingenieril. En especial a aquellos con quienes compartí más allá de las aulas, por su humanismo, sus consejos, por formar parte de esta etapa.

A mis amigos de la Facultad, por haber compartido esta etapa universitaria y haber dejado huella. A Itzel por haber estado siempre, por seguir estado. A Samanta, por su amistad incondicional y sus consejos siempre oportunos. A “la Coco” e Isela, porque aunque estuvimos juntas muy poco tiempo formamos una amistad muy valiosa. A

Marcos, por las tardes de motoclub o barrio Chino. A Horton, porque me prometió llevarme rosas.

A los mineros, con quienes compartí algunos semestres, pero más que eso haber compartido muchas tardes en la biblioteca, en las islas, o en El Rey. Especialmente a los de la generación 2010, mi generación, y a Mayra, por apoyarme todo este tiempo de crisis y tesis.

A los compañeros geólogos, porque formaron parte de esta etapa, por la retroalimentación y la competitividad que te impulsan para ser mejor. Especialmente a aquellos con quienes compartí más que sólo clases, Boni y Toño, por haber vivido el mejor de los semestres con ustedes.

A mis amigos fuera de la facultad. A Mary, que más que amiga es una segunda madre. A Carmen, que aunque no esté, dejó una gran huella. A Enrique, por haber vivido juntos uno de los momentos más difíciles. A Karlita, por su cariño y buena vibra. A Mercedes y Marisela, porque sin su ayuda me hubiera perdido en el D.F.

A todas las personas con quienes conviví en la facultad y la universidad durante estos años de formación, porque aunque no alcanzo a mencionar a todas, de alguna forma formaron parte de esta gran experiencia.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por haberme brindado la oportunidad de tener una formación profesional.

A la Facultad de Ingeniería, por esta formación profesional y humanista. Por brindarme el honor y el orgullo de ser ingeniera.

Gracias

ÍNDICE

ÍNDICE	I
RESUMEN	IV
ABSTRACT	VI
I. INTRODUCCIÓN	1
I.1. OBJETIVOS	2
I.2. METAS	3
I.3. ASPECTOS GENERALES	3
I.3.1. Localización y vías de acceso	3
I.3.2. Fisiografía	5
I.4. TRABAJOS PREVIOS	6
I.5. METODOLOGÍA	8
I.5.1. Revisión de la cartografía publicada	8
I.5.2. Trabajo de campo	9
I.5.3. Trabajo de gabinete	9
II. GEOLOGÍA REGIONAL	10
II.1. ESTRATIGRAFÍA	11
II.1.1. Basamento Pre-Mesozoico	11
II.1.2. Secuencia Triásica-Jurásica	12
II.1.2.1. Triásico	12
II.1.2.2. Jurásico Temprano a Medio	13
II.1.2.3. Jurásico Medio	14
II.1.3. Secuencia marina Jurásico Tardío-Cretácico Superior	14
II.1.4. Cenozoico	16
II.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA	17
II.2.1. Paleogeografía del Triásico-Jurásico	17
II.2.2. Orogenia Laramide	19

II.2.3. Deformación debida a intrusiones	21
III. ESTRATIGRAFÍA LOCAL	22
III.1. TRIÁSICO - JURÁSICO MEDIO	23
III.1.1. Formación Taray	23
III.1.2. Formación Nazas	25
III.1.3. Formación La Joya	26
III.2. JURÁSICO TARDÍO - CRETÁCICO	28
III.2.1. Formación Zuloaga	28
III.2.2. Formación La Caja	30
III.2.3. Formación Taraises	31
III.2.4. Formación Cupido	33
III.2.5. Formación La Peña	35
III.2.6. Formación Cuesta del Cura	37
III.2.7. Formación Indidura	38
III.2.8. Formación Caracol	40
III.2.9. Formación Parras	42
III.3. TERCIARIO	43
III.3.1. Formación Ahuichila	43
III.3.2. Intrusivos del Eoceno Oligoceno	44
III.3.3. Conglomerado del Terciario Tardío	46
III.3.4. Rocas volcánicas del Mioceno	46
III.4. CUATERNARIO	47
IV. MODELADO ESTRUCTURAL	48
IV.1. METODOLOGÍA	48
IV.1.1. Origen del material empleado	48
IV.1.2. Georreferenciación en Global Mapper	49
IV.1.3. Digitalización de la cartografía en MOVE	50
IV.1.4. Construcción de secciones	54
IV.1.5. Creación de superficies	57
IV.1.6. Modelo tridimensional	59

IV.2. RESULTADOS	59
V. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA LOCAL	60
V.1. PALEO GEOGRAFÍA EN INFLUENCIA DE LA ESTRATIGRAFÍA	60
V.2. DEFORMACIÓN LARAMÍDICA	61
V.2.1. Orientación de las estructuras y tipo de plegamiento	63
V.2.1.1. Bloque Nororiental	63
V.2.1.2. Bloque Suroccidental	70
V.2.1.3. Continuidad a través de la falla San Tiburcio	71
V.2.1.4. Sentido de la falla San Tiburcio	73
V.2.2. Causas de la deformación	78
V.2.2.1. Bloque nororiental	78
V.2.2.2. Bloque suroccidental	78
V.3. TAFROGENIA	80
V.4. DEFORMACIÓN POR INTRUSIONES Y MATERIAL VOLCÁNICO	80
VI. CONCLUSIONES	83
VI.1. RECOMENDACIONES	85
REFERENCIAS	86
MESOGRAFÍA	93
ÍNDICE DE FIGURAS	95
ANEXO	99
ANEXO 1. MODELO TRIDIMENSIONAL	99
ANEXO 2. MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO	108

RESUMEN

El análisis estructural de un sitio por medio de la construcción e interpretación secciones, apoyado en el análisis de las estructuras por medio de imágenes satelitales y la propia cartografía constituye una herramienta básica en el estudio de la deformación y la geología estructural de un sitio. Por otro lado, el empleo de software para representar estructuras en dos y tres dimensiones, resulta de gran utilidad puesto que permite modelar de manera sencilla y permite además observar variaciones estructurales que no pueden ser vistas en un plano.

El área de estudio localizada en el norte de Zacatecas dentro del orógeno de la Sierra Madre Oriental, está constituida por una secuencia que abarca desde el Triásico hasta el Reciente. Las rocas más antiguas, del Triásico al Jurásico Medio, forman la cubierta del basamento Paleozoico desconocido. Debido a la apertura del Golfo de México, se formaron en el Jurásico Medio una serie de grabenes y horsts que permitieron que la invasión marina ocurrida en el Calloviano inundara la serie de cuencas del área de estudio y del centro de México, creando primeramente una secuencia evaporítica y posteriormente permitiendo el depósito de una secuencia marina calcáreo-terrágena que abarca hasta el Cretácico. El Terciario inicia con la orogenia Laramide, durante la cual, la secuencia marina se deforma y se pliega debido a la subducción de la placa Farallón por debajo de Norteamérica, pero presenta influencia también de los altos paleogeográficos y de las paleopendientes. En el área de estudio, las estructuras generadas difieren en orientación de oriente a poniente debido a un mecanismo diferente en su deformación que cambia a través de la falla regional San Tiburcio, que tiene su origen en el Jurásico como una falla normal, y sufre reactivación Laramídica como una falla lateral. En la etapa de distensión de esfuerzos durante el Eoceno, se deposita un conglomerado continental, y se emplaza en la parte nororiente de la Falla San Tiburcio, un cinturón de intrusivos de composición ácida en el Eoceno Tardío; finalmente, cercanos a los límites de fallas regionales aparecen basaltos fisurales en el Mioceno.

El análisis del tipo de plegamiento, la orientación de las estructuras, y la paleopendiente; basado en la interpretación de la cartografía y la construcción de secciones en el software MOVE™ permite conocer el mecanismo de deformación que sufrió la secuencia y los eventos de deformación de la misma.

El primer evento de deformación fue hacia el Jurásico Medio, debido al régimen distensivo por la apertura del Golfo de México, el cual crea una serie de grabenes y

horsts en los que ocurre el depósito de evaporitas en la invasión marina en el Calloviano.

El siguiente evento de deformación se debe a la Orogenia Laramide. El mecanismo de deformación cambia del bloque suroccidental al nororiental. En el primero, la componente de la orogenia que deforma es la subducción de la Placa Farallón, por lo que la secuencia sufre deformación más profunda en este sector. En el bloque nororiental, en cambio, la secuencia se desliza sobre una capa evaporítica debido a que la paleopendiente hacia el norte y noreste lo permite, hasta chocar con los elementos positivos que generan que el área presente una forma curva.

La falla San Tiburcio se reactiva durante la orogenia Laramide, actuando como una falla lateral, de la que el sentido se propone en este trabajo para ser diestro, aunque quedan aún así algunas incógnitas sin respuesta.

Durante la tafrogenia, un régimen distensivo da lugar a la creación de fallas normales que favorecen más tarde el emplazamiento de cuerpos intrusivos, que son los que le dan una importancia minera al área, al presentar una o más etapas de mineralización al contacto con las rocas encajonantes. Así mismo, se deposita en esta etapa un conglomerado continental con clastos de la secuencia Mesozoica.

Finalmente, desde finales del Terciario y hasta el reciente, se deposita en el área una secuencia que rellena los valles, y está constituida principalmente por depósitos fluviales, aluviales y coluviales.

ABSTRACT

Structural analysis of a site, through construction and interpretation of sections, supported by the analysis of geological structures by means of satellite imagery and mapping itself, is a basic tool in the study of deformation and structural geology of an area. On the other hand, the use of software to represent structures in two and three dimensions, is useful because it allows modeling easily and observe structural changes that can not be seen in a plane.

The study area, is located in northern Zacatecas, within the orogen Sierra Madre Oriental, and is composed of a sequence that comprises of Triassic to Recent in time. The oldest rocks, Triassic to Middle Jurassic, are covering an unknown Paleozoic basement. Due opening of the Gulf of Mexico, of Triassic to Middle Jurassic, a basing begins to open, and grabens and horst are created. In Calloviano, a marine invasion occurred and inundate the basins in the study area and center of Mexico, creating a sequence that ranges of Late Jurassic to Late Cretaceous, and begins in the base with an evaporitic sequence that underlies a marine calcareous-terrigenous sequence deposited in all Cretaceous. Tertiary begins with the Laramide orogenic event, during which the marine sequence is faulted, folded and thrust, due the subduction of Farallon Plate beneath North American Plate, and this event is also controlled by the paleogeography. In the study area, structures product of that orogenic event, are different in orientation from east to west, due to a different deformation mechanism, that changes through the regional San Tiburcio Fault, that was originated in Jurassic as a normal fault and experiment reactivation in Laramide orogeny as a strike-slip fault. In distensive stage, occurred in Eocene, a continental conglomerate is deposited, and a belt of intrusive acidic composition is emplaced in northeastern part of the San Tiburcio Fault in the Late Eocene; finally fissural basalts are extruded near the limits of regional faults, in Miocene.

The analysis of the folding type, the structures orientation, and paleo-slope; based on the interpretation of cartography and construction of sections in MOVE™ software, allows to know the deformation mechanism suffered by the sequence.

The first event of deformation was toward Triassic to Middle Jurassic, due extensional regime for the opening of Gulf of Mexico, which creates a series of grabens and horst where evaporite deposition occurs due the marine invasion in Calloviano.

The next event of deformation due to the Orogenia Laramie. The deformation mechanism changes from southwestern to northeastern block. In the first, the component that deforms is the subduction of the Farallon plate, so that the sequence suffers deeper deformation in this sector. In the northeastern block, however, the sequence slides toward north and northeast over an evaporitic layer because the paleo-slope permit it, until the sequence collides with the positive elements that generate the present curved shape of the anticlines in the area.

The San Tiburcio Fault is reactivated during the Laramide orogeny, acting as a lateral fault, of which the sense is proposed in this paper to become right, although there are still some questions unanswered.

During the extensional regime occurs the formation of normal faults that later favor the emplacement of intrusive bodies, which are the ones that give mining importance to the area, introducing one or more stages of mineralization in contact with host rocks. Also, in this stage is deposited in a continental conglomerate with clasts of the Mesozoic sequence.

Finally, from Late Tertiary to the Recent, it is deposited in the area a sequence that fills the valleys, and is mainly composed of fluvial, alluvial and colluvial deposits.

I. INTRODUCCIÓN

El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Ortega et al., 1992), tiene su máxima expresión orográfica en la Sierra Madre Oriental, compuesta por una secuencia sedimentaria marina cuyo depósito y distribución de facies fueron controladas por la paleogeografía, dicha secuencia se depositó del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío en un ambiente de cuencas formadas por un régimen extensional durante el Jurásico.

Este rasgo, plegado y deformado por la Orogenia Laramide, presenta deformación de piel delgada en la cobertura sedimentaria mesozoica que se deslizó a lo de largo un nivel de despegue sobre estratos dúctiles del Jurásico Medio con dirección norte y noreste, y presenta en algunos sitios deformación de piel gruesa que afecta niveles someros del basamento, y se le atribuye a otro de los componentes de dicha orogenia, la subducción de la placa Farallón por debajo de Norteamérica.

La Orogenia Laramide, además del plegamiento de la secuencia sedimentaria, generó debido al régimen compresional, la reactivación de fallas jurásicas que en ese tiempo actuaron como fallas normales. La reactivación laramídica de dichas fallas juega un rol importante en la deformación regional puesto que al ser fallas profundas se asocian con el emplazamiento de intrusivos así como extrusiones volcánicas locales alrededor de dichas fallas, además de tener cierta influencia en la deformación local de las estructuras.

Al norte del estado de Zacatecas, dentro de los municipios Concepción del Oro y Mazapil, la deformación de la Sierra Madre Oriental presenta problemas que no han sido resueltos. En primer lugar, la Falla San Tiburcio, separa dos bloques diferentes uno respecto a otro en la orientación de las estructuras; en segundo lugar, el bloque occidental presenta una secuencia estratigráfica que incluye formaciones del Triásico al Jurásico Medio, lo cual no ocurre en el bloque oriental; y en tercer lugar, el bloque oriental está afectado y deformado por el Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro, CICO, (Chávez-Cabello, 2007), emplazados a finales del Eoceno.

Diversos trabajos se han realizado dentro del área, estudiando principalmente el bloque de oriente por su interés geológico-minero, y otros pocos del bloque de occidente; sin embargo ninguno ha explicado las causas de las diferencias entre los bloques limitados por la Falla San Tiburcio y la relación exacta entre dichos bloques.

Uno de los trabajos relacionados con la Falla San Tiburcio es el de Mitre-Salazar (1989) que propone que la Falla San Tiburcio (Jurásico), se reactiva como una falla lateral izquierda durante la Orogenia Laramide, sin embargo, esta propuesta presenta algunas inconsistencias en cuanto al sentido de la falla y deja preguntas sin resolver.

En este documento se relacionan los bloques de oriente y poniente, y se ofrece una explicación del porqué de las diferencias en la orientación de las estructuras, así como los mecanismos de deformación que sufrió el área y su relación con la Falla San Tiburcio, de la que se pone en duda el sentido del movimiento. Esto se hace por medio del estudio de la cartografía publicada por el Servicio Geológico Mexicano (SGM), Rogers et al., (1956) y Mitre-Salazar (op.cit), la corrección de las inconsistencias mediante la verificación en campo y posteriormente la creación de secciones estructurales y un modelo tridimensional del área de estudio mediante el software de aplicación geológica MOVE que permiten estudiar a profundidad la deformación presente en el área de estudio.

I.1. OBJETIVOS

Objetivo General.- Identificar las diferentes formas y etapas de plegamiento en el área de estudio, por medio de secciones estructurales diseñadas a partir de la cartografía digitalizada, con la finalidad de determinar el o los mecanismos de deformación que actuaron en el área y generaron distintas orientaciones en el plegamiento.

Objetivos específicos

- Analizar los cambios de espesores de la secuencia sedimentaria y establecer la posible relación de ello con la paleogeografía.
- Analizar y clasificar el tipo de plegamiento de las mesoestructuras.
- Explicar el mecanismo que genera diferente orientación entre oriente y poniente.
- Analizar las mesoestructuras en relación con los cuerpos intrusivos que se emplazan en ellas.
- Analizar la relación entre las mesoestructuras aflorantes cerca de la Falla San Tiburcio, y su posible origen bajo un estado de esfuerzo de cizalla pura, con el fin de establecer la posibilidad de que pueda tener un desplazamiento lateral izquierdo o no.

I.2. METAS

- Realizar un documento donde se explique de forma detallada la geología del área de estudio, incluyendo geología estructural, estratigrafía, tectónica y paleogeografía.
- Realizar la digitalización de la cartografía del área de estudio a escala 1:50'000 empleando el material disponible (SGM; INEGI; Mitre-Salazar, 1989), así como las correcciones observadas.
- Realizar un mínimo de diez secciones estructurales que corten de forma perpendicular a las estructuras para determinar tanto el estilo de deformación como la continuidad de las estructuras.
- Realizar un modelo tridimensional de una porción representativa del área de estudio.

I.3. ASPECTOS GENERALES

I. 3.1 Localización y vías de acceso

El área de estudio se localiza en la parte norte del estado de Zacatecas, y comprende parte de los municipios Mazapil y Concepción del Oro, siendo esta última la ciudad más grande en la región, sin embargo, Mazapil resulta más estratégico por su posición dentro del área de estudio.

Tiene una extensión de 2,585 km², teniendo como límites las coordenadas UTM 2737599.00 m N al Norte, 2690150.00 m N al Sur, 205709.00 m E al Oeste y 260609.00 m E al Este, dentro de la Zona 14R (Figura 1.1). Dentro que dentro del área de interés se encuentran los distritos mineros Concepción del Oro, Nochebuena, Providencia y Mazapil; que le dan una gran importancia económica a la región.

Partiendo de la ciudad de Zacatecas, se llega a Mazapil tomando la Carretera Federal No. 54 (en dirección a Saltillo), por esta misma vía y 22 km antes de llegar al poblado de Concepción del Oro, se toma la desviación hacia el poniente, en el poblado Pabellón, de ahí se conduce aproximadamente 20 km por la carretera municipal que conduce hasta Mazapil. De aquí y a la las comunidades en el área de estudio se llega en su mayoría por caminos de terracería, (Figura 1.2).

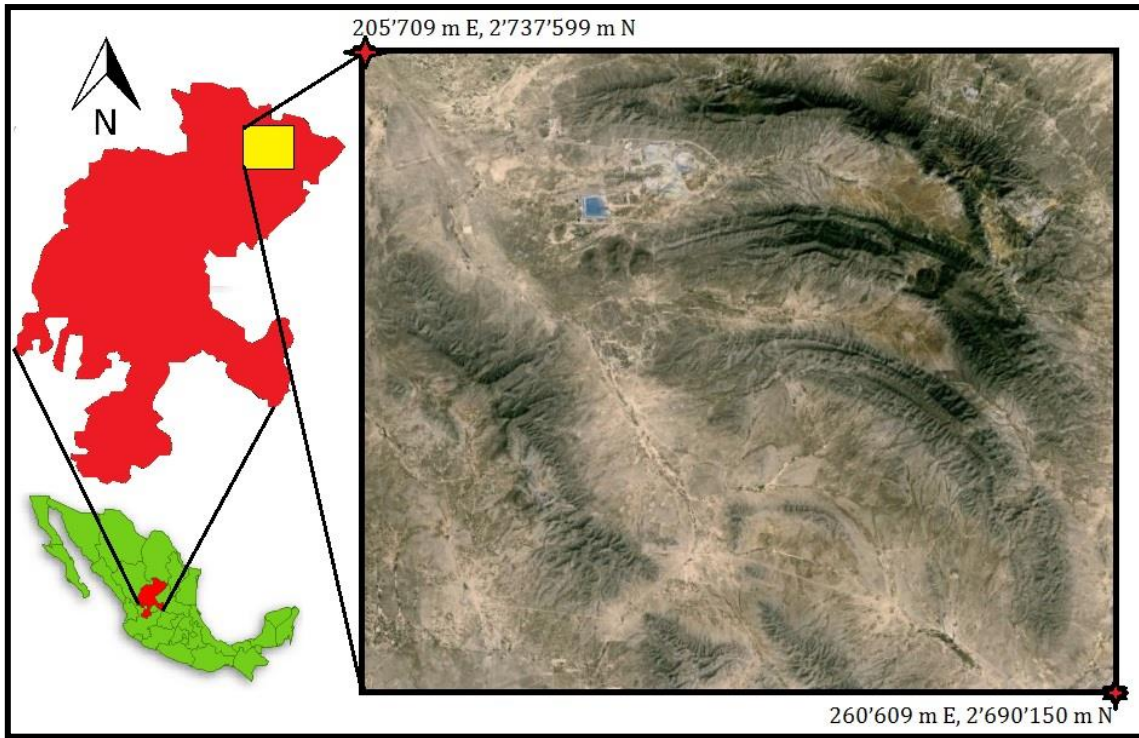


Figura 1.1. Área de estudio. Modificada de Google Earth (2012).



Figura 1.2. Vías de acceso al área de estudio.

I.3.2. Fisiografía

Fisiográficamente, el área de estudio se encuentra en la provincia Sierra Madre Oriental dentro de la subprovincia Sierras transversales, y una pequeña porción en la provincia Mesa Central, dentro de la subprovincia Sierras y lomeríos de Juan Aldama y Río Grande (Figura 1.3).

En este trabajo el área de estudio se divide en dos partes, tomando como límite entre la *porción nororiental*, y la *porción suroccidental* a la Falla San Tiburcio (Figura 1.4).

En términos generales, la porción nororiental consta de tres sierras que se curvan en forma de arco. A su vez, la porción suroccidental consta de una sierra orientada NW-SE y dos pequeñas sierras, E-NE, que se desprenden de ella. Aledañas a la Falla San Tiburcio en su extremo Sur, se tienen otras sierras con una topografía menor, pero de gran importancia por ser los únicos afloramientos próximos a dicho lineamiento, esta porción no tiene un nombre en específico, sin embargo, se tratará de forma independiente a las porciones NE y SW.

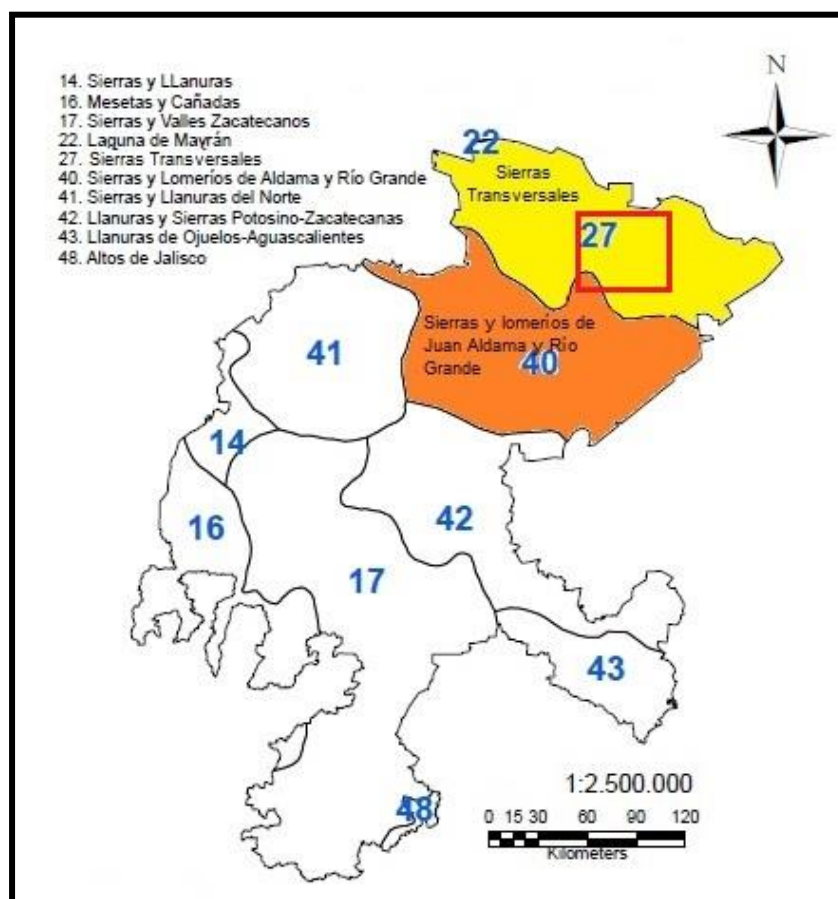


Figura 1.3. Subprovincia fisiográfica en que se encuentra el área de estudio (rojo). Realizado con información de CONABIO.

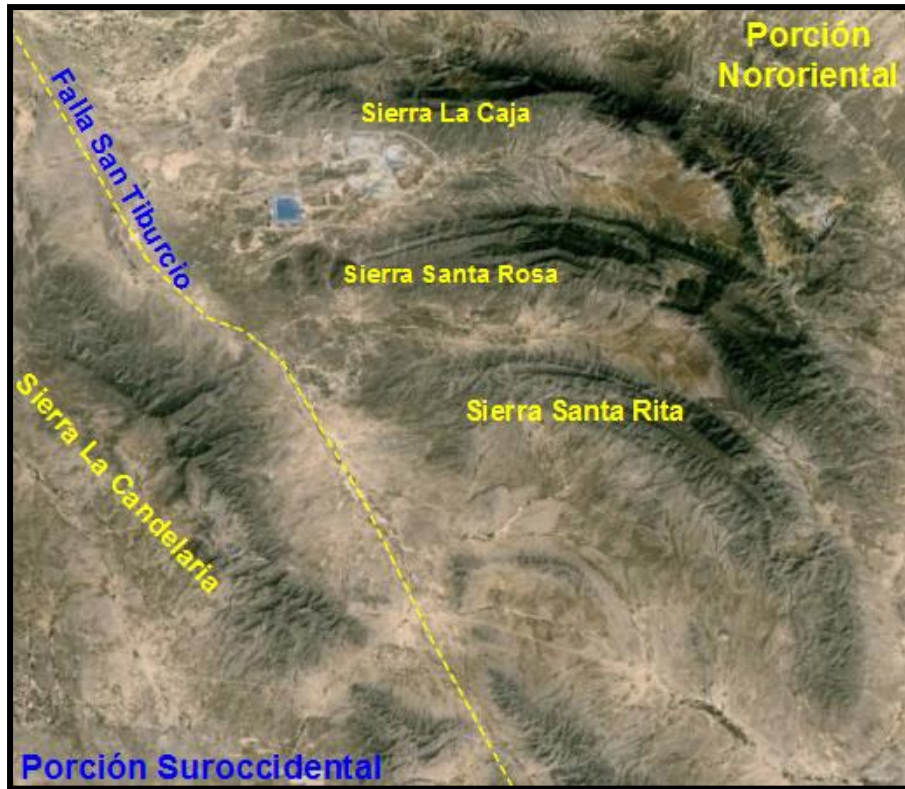


Figura 1.4. División del área y nombres de las principales sierras.

I.4. TRABAJOS PREVIOS

El área de estudio, comprende varios distritos mineros de gran importancia, lo que ha hecho que sea estudiada de manera local. Su historia se remonta a la época prehispánica, sin embargo, el auge minero y con ello el desarrollo de la misma, viene con la llegada de los españoles, quienes en 1568 fundan el “Real de Minas de San Gregorio de Mazapil” debido al descubrimiento de yacimientos argentíferos. El establecimiento de españoles en la región y la exploración del norte de México, generaron un polo de desarrollo que con el paso de los siglos y la explotación minera cobró mayor importancia.

Aunque la historia minera del distrito se remonta al siglo XVI, su geología no es descrita en la literatura hasta la primera mitad del siglo XIX, cuando por primera vez Joseph Burkart (1836) en su trabajo *Aufenthalt Und Reisen in Mexico in Den* describe de forma breve algunos de los yacimientos que estaban siendo explotados dentro del área, al norte de Mazapil (Rogers et al., 1956), este autor menciona también que el primer trabajo detallado del área fue hecho por C. Burkhardt y publicado en tres partes (Burkhardt, 1906a, 1906b, 1906c) en la Décima sesión del Congreso Geológico Internacional en ese mismo año.

En la década de 1930, diversos autores como Imlay (1936) y Burkhardt (1930), definen algunas de las formaciones que afloran en la llamada Cuenca Mesozoica del Centro de México, y en sus estudios incluyen el área contemplada para este trabajo.

Rogers et al., (1956) publican *General Geology and Phosphate deposits of Concepción del Oro District, Zacatecas*, en un número del USGS en donde se describe la geología general del área, pero se da énfasis a la estratigrafía, sobre todo a la Formación La Caja, que es donde se encuentran los depósitos fosforíticos. Se describe de forma general el plegamiento, la deformación y se anexa un mapa geológico del área de estudio, constituyendo así uno de los primeros estudios más detallados y completos del área. Por su parte, De Cserna (1956), contribuye estudiando la *Tectónica de la Sierra Madre Oriental, entre Torreón y Monterrey*; trabajo que presenta en el 20^{vo}. Congreso Geológico Internacional.

Tardy y Ruiz-Barragán (1974), hablan sobre el nivel de despegue de la secuencia estratigráfica mesozoica observado pocas decenas de kilómetros al noroccidente del área de estudio. Díaz-Salgado (2004), en *Caracterización y procedencia de la Formación Taray, Región de Pico de Teyra, Estado de Zacatecas*; hace un estudio de la formación mencionada, que tiene importancia para este trabajo ya que la Formación Taray es la formación más antigua conocida en el área.

Padilla y Sánchez (1982), hace un estudio de la evolución de la Sierra Madre Oriental al NE del área de estudio, y propone el estilo de deformación que dio lugar a la curvatura de Monterrey. Eguiluz de Antuñano et al., (2000), presentan un estudio detallado por sectores de la tectónica de la Sierra Madre Oriental, y presentan también un modelo mecánico que sirve como base para trabajos posteriores.

La mayoría de los trabajos hasta aquí mencionados y también la mayoría de los publicados, se enfocan casi exclusivamente en la porción nororiental, o bien en las sierras arqueadas de Santa Rita, Santa Rosa y La Caja. Uno de los pocos trabajos fuera de esa área, es el de Mitre-Salazar (1989), quien con sus estudios en los afloramientos aledaños al lineamiento San Tiburcio, propone que este es una falla lateral izquierda, y que hay secuencias estratigráficas invertidas aflorando en el área aledaña a dicho lineamiento en la porción sur del área de estudio, sus estudios son de gran importancia, debido a que dicho lineamiento se ha mencionado en muchos otros, pero el único trabajo formal que se ha hecho en tal lugar, es el de Mitre-Salazar.

En cuanto a los trabajos de cartografía, la más detallada y completa a escala 1:50'000 es la realizada por el Servicio Geológico Mexicano, que cubre en su totalidad el área de estudio, y gran parte de la región. Otros trabajos de cartografía son los de Rogers et al., (op. cit.) del área que estudian en ese trabajo; INEGI, en 1972 publica varias cartas de

la región, a escala 1:50'000; y Mitre-Salazar (op. cit.), quién cartografía las estructuras aledañas a la Falla San Tiburcio.

I.5. METODOLOGÍA

I.5.1 Revisión de la cartografía publicada

El primero paso de este trabajo consistió en la revisión de la cartografía publicada a escala regional para tener una idea de lo que es la región. Se revisó la *Carta Geológico-Minera Concepción del Oro, Zacatecas*, con clave G-14-10 en escala 1:250'000. Posteriormente se hizo una revisión de las cartas 1:50'000 publicadas por el Servicio Geológico Mexicano e INEGI, para tener mayor grado de detalle, se revisaron un total de 18 cartas (Figura 1.5).

Una vez que se tuvo el contexto regional se hizo la revisión cartográfica del área de estudio comparando para ello la cartografía de INEGI, SGM, y Mitre-Salazar (1989). Se identificaron las diferencias y se tomó como base principal la cartografía elaborada por el SGM, donde se marcaron en las cartas empleadas, las diferencias cartográficas con INEGI para su posterior revisión tanto en imágenes digitales, como en campo.

Se hizo una revisión de las unidades y formaciones que afloran en la zona de acuerdo con los autores que las definieron originalmente, y los lugares y sierras dónde dichas formaciones afloran dentro del área de estudio. Una vez que se tuvo la cartografía base y el conocimiento de la columna estratigráfica se procedió al trabajo de campo.

102°40"	102°20"	102°	101°40"	101°20"	101°	100°40"	
PENDENCIA G13-D58	CAOPAS G13-D59	SIERRA ZULOAGA G14-C51	MELCHOR OCAMPO G14-C52	GÓMEZ FARÍAS G14-C53	LA HEDIONDILLA G14-C54		25°
ESTACIÓN SIMÓN G13-D68	PICO DE TEYRA G13-D69	CEDROS G14-C61	CONCEPCIÓN DEL ORO G14-C62	PRESA DE SAN PEDRO G14-C63	EL SALVADOR G14-C64		24°45"
ESTACIÓN CAMACHO G13-D78	SAN FELIPE DEL TEYRA G13-D79	EL CARDITO G14-C71	TANQUECILLOS G14-C72	EL DURAZNO G14-C73	EL SALADO G14-C74		24°30"
ESTACIÓN PACHECO G13-D88	SAN FELIPE NUEVO MERCURIO G13-D89	EL JUNCO G14-C81	SAN TIBURCIO G14-C82	LOS ENCINOS G14-C83	SAN VICENTE G14-C84		24°15°
							24°

Figura 1.5. Cartas revisadas en rectángulos lilas, en blanco las áreas no cartografiadas.

I.5.2 Trabajo de campo

La primera parte del trabajo de campo consistió en realizar una serie de caminamientos en las principales sierras del área de estudio, para el reconocimiento de las unidades con el fin de identificar sus características litológicas como estilos de plegamiento; también se identificaron las unidades que están en contacto con cuerpos intrusivos, con el fin de observar la influencia de ellos en la deformación.

Una vez que se reconocieron plenamente las unidades se hizo la revisión en campo de las diferencias entre las tres fuentes de la cartografía para su posterior corrección. Se hizo una revisión foto-geológica de dichas diferencias con ayuda de Google Earth. Así mismo en este programa se identificaron otras anomalías en la cartografía y se corrigieron limitando nuevamente las unidades en dichas áreas.

I.5.3 Trabajo de gabinete

La primera parte del trabajo de gabinete consistió en reconocer las mesoestructuras presentes en la cartografía e identificar las relaciones entre ellas.

Posteriormente se procedió a la revisión de los artículos y tesis publicados relacionados con la zona de estudio. Se revisó la información relacionada con la Sierra Madre Oriental sobretodo en el sector de Parras y la curvatura de Monterrey. Se revisó también lo relacionado con la paleogeografía previa a la invasión de los mares en el Mesozoico en la Cuenca del Centro de México. Así mismo, se revisó la información relacionada con discontinuidades de edad pre-Cretácicas, que fueron reactivadas durante la orogenia Laramide, con el fin de poder relacionar dicha información con la Falla San Tiburcio.

Se continuó con la digitalización de la cartografía y sus correcciones, para ello se uso el software MOVE en su versión 2013.1. Se cargó un modelo de elevación digital (DEM) con el fin de tener un control tridimensional del terreno y de la cartografía; a partir de la cartografía digitalizada y en el mismo software se crearon secciones que cortan de forma perpendicular a las principales estructuras, con el fin de ilustrar el estilo de deformación. También se creó un modelo tridimensional de una porción del área de estudio con el fin de observar el plegamiento en una dimensión real.

Finalmente se interpretaron las secciones y el modelo estructural, se analizaron las mesoestructuras aflorantes en el área de la Falla San Tiburcio, con el fin de establecer si hay o no suficiente criterio que sustente que la falla es de tipo lateral izquierdo, y se analizó y clasificó el tipo de deformación que sufrió el área en cada una de sus porciones, así como la influencia posterior de los intrusivos.

II. GEOLOGÍA REGIONAL

Con el fin de facilitar la observación y el reconocimiento de los eventos geológicos que ha sufrido una cierta área es que se crean sistemas de clasificación del territorio basándose, ya sea, en la geología regional, en las características geológicas en conjunto con las topográficas, en edades, en distribución de yacimientos metalíferos, u otras características; de tal forma que es posible definir provincias geológicas, metalogenéticas, fisiográficas o terrenos estratotectónicos.

Por otro lado, en la clasificación del INEGI de provincias fisiográficas de México, el área de estudio se encuentra clasificada dentro de dos de ellas, Sierra Madre Oriental y Mesa Central. La parte correspondiente a esta última no presenta afloramientos rocosos, es muy pequeña, y aislada; por lo que para efectos de este estudio se considerará únicamente como parte de la provincia Sierra Madre Oriental (Figura 2.1).

La Sierra Madre Oriental como provincia fisiográfica, define a un rasgo orográfico característico del oriente del país, que se encuentra representado por una cadena montañosa que llega a alcanzar los 800 km de longitud y hasta 100 de amplitud, y que se puede observar desde el poniente del estado de Veracruz hasta el sur del estado de Chihuahua. Geológicamente, es un orógeno compuesto por una secuencia mesozoica de rocas carbonatadas y terrígenas, levantadas y deformadas por la orogenia Laramide desde finales del Cretácico y hasta el Eoceno Tardío (Cuellar-Cárdenas et al., 2012; Fitz-Díaz et al., 2014), y que tiene un basamento Paleozoico (Figura 2.2).

Este rasgo orográfico se puede dividir a su vez en subprovincias, que presentan variaciones internas en el estilo y orientación de la deformación debido principalmente a los elementos paleogeográficos que actuaron como contrafuertes en la etapa compresiva; dentro de dichas subprovincias, la de Sierras Transversales es la de interés, al ser la que contiene al área de estudio.

En este capítulo, se habla de forma general de la estratigrafía y geología estructural de la Sierra Madre Oriental, que comprende a las Sierras Transversales.

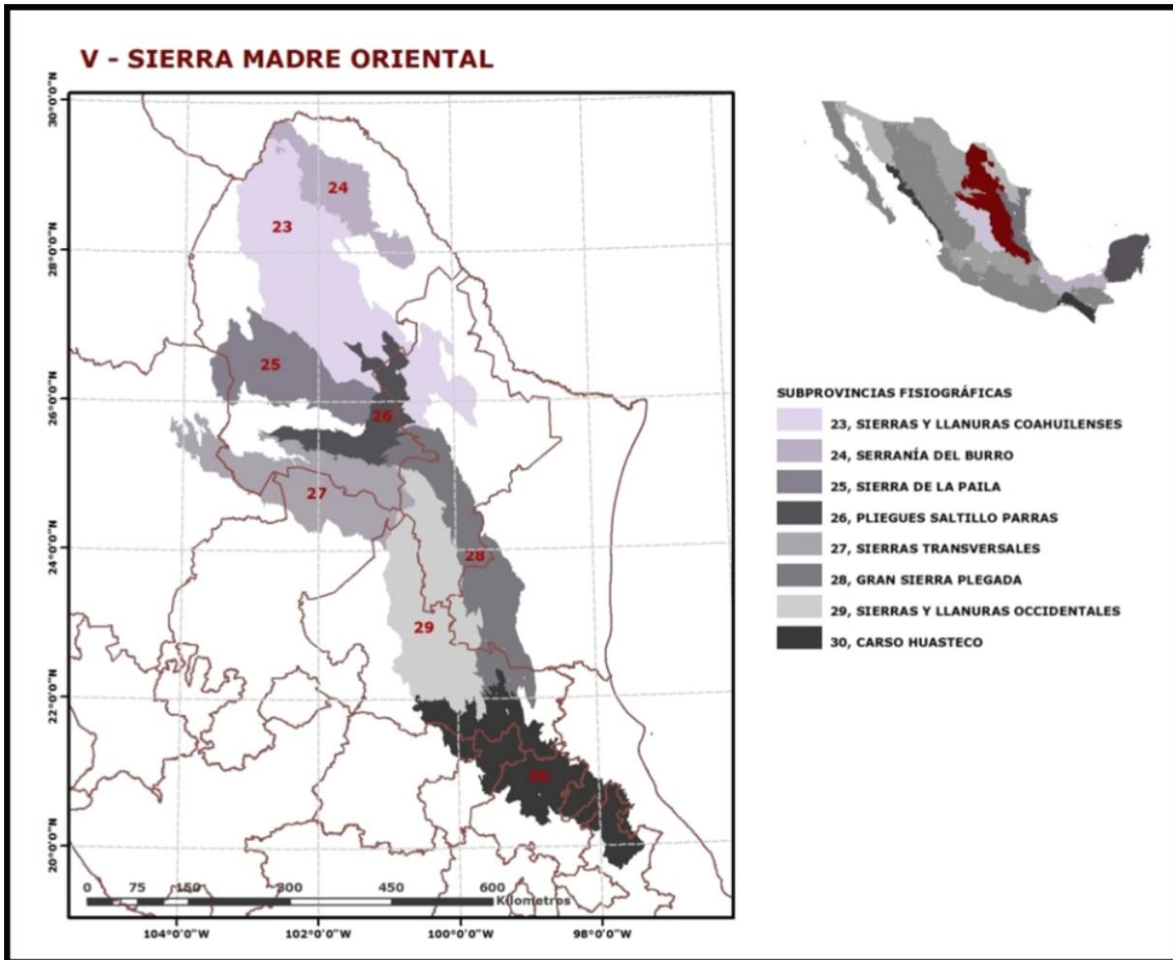


Figura 2.1. Provincia fisiográfica Sierra Madre Oriental, y sus subprovincias. Tomado de INEGI.

II.1. ESTRATIGRAFÍA

II.1.1. Basamento Pre-Mesozoico

El basamento de la Sierra Madre Oriental es poco conocido, debido, tanto a la falta de afloramientos de rocas previas al Mesozoico que proporcionen información directa de la secuencia que se tiene por debajo de la secuencia calcárea mesozoica, así como a que tales afloramientos se encuentran de forma aislada y lejos uno de otro. Por otra parte, dichos afloramientos han sido la base para postular diversas teorías acerca de la evolución paleozoica del basamento de la Sierra Madre Oriental.

Las rocas más antiguas son gneises del Precámbrico, que afloran en el anticlinorio Huizachal-Peregrina, en el estado de Tamaulipas (Carrillo-Bravo, 1961) y se correlacionan con las rocas que afloran en el anticlinorio Huayacocotla, en el estado de Veracruz (Fries C. J., et al., 1965), así como con el gneis Huiznopala (Lawlor et al.,

1996), cerca de Molango, Hidalgo. Dichos gneises fueron en el Precámbrico una secuencia sedimentaria intrusionada por cuerpos ígneos de composición básica, que posteriormente se metamorizó y dio lugar a orto y para-gneises (Cameron et al., 2004).

Posteriormente, se deposita el Esquisto Granjeno (Carrillo-Bravo, op. cit.), una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias metamorizadas a facies de esquistos verdes. Este esquisto tiene un amplio periodo de depósito que abarca desde el Cámbrico Inferior hasta el Silúrico Inferior en el Cañón del Novillo, y probablemente hasta el Devónico Superior (Barboza-Gudiño et al., 2011).

La secuencia paleozoica posterior al metamorfismo encontrada en el anticlinorio Huizachal-Peregrina, que es el principal afloramiento de rocas pre-mesozoicas, fue descrita originalmente por Carrillo-Bravo (op. cit.), y está representada en la base por un conglomerado producto de la erosión del gneis Novillo, seguido de una secuencia terrígena-calcárea que subyacen a secuencia turbidítica de finales del Paleozoico.

El límite Permo-Triásico, está representado por un cinturón de cuerpos ígneos dioríticos a granodioríticos, que cortan a toda la secuencia basal, dicho cinturón se orienta NW-SE y se extiende por la Sierra Madre Oriental, cruza el paleobloque de la Isla de Coahuila, y termina en el cratón de Norte América.

II.1.2. Secuencia Triásica-Jurásica

La secuencia estratigráfica del Triásico al Jurásico, previa a la invasión marina y comienzo del depósito de carbonatos, es también un tanto desconocida, y aunque hay más afloramientos, éstos no han sido estudiados con detalle. Es importante mencionar, que las rocas del Triásico al Jurásico Medio, presentan una variación de facies de oriente a poniente, lo que supone un cambio de ambiente de continental a transicional y posteriormente a marino, de oriente a poniente.

De acuerdo con Barboza-Gudiño (2012), la estratigrafía Triásico-Jurásico de la Sierra Madre Oriental, presenta un cambio de facies hacia el poniente lo que deriva progresivamente a la cobertura del basamento de la provincia fisiográfica Mesa Central. Según este autor, la secuencia bajo la Sierra Madre Oriental y su relación con otras unidades es:

II.1.2.1. Triásico

El Triásico continental, está representado al oriente, por los depósitos fluvio-aluviales de la Formación Alamar (anteriormente parte del Grupo Huizachal, Carrillo-Bravo, 1961), definida por Barboza-Gudiño et al., 2010. El mismo autor la define como una secuencia de areniscas conglomeráticas en la base, que se vuelve progresivamente

más fina hacia la cima, donde presenta capas de lodolitas intercaladas, y define para su formación un ambiente de abanico aluvial, así como un sistema trenzado y meándrico distal.

Conforme se avanza al poniente, la secuencia fluvio-aluvial desaparece, y más al poniente aparece su equivalente marino, una secuencia de tipo Flysch que hacia el poniente, en el área de estudio, está representado por la Formación Taray.

Las rocas marinas de tipo Flysch, representadas por la Fm. Taray, ubicada al noroccidente del estado de Zacatecas, contienen en la matriz siliciclástica deformada, bloques de procedencia de piso oceánico como pedernal, basaltos almohadillados, sepiolita y calizas recristalizadas, formados en un ambiente tectónico de islas volcánicas (Díaz-Salgado et al., 2003). Esta formación, se cubre de manera discordante por las formaciones Caopas y Rodeo consideradas como parte del vulcanismo asociado al arco Nazas, y se correlaciona con la Fm. Zacatecas, en la Mesa Central.

II.1.2.2. Jurásico Temprano a Medio

El Jurásico Temprano se representa al oriente por la Formación La Boca, a la que Mixon et al., (1959), separan como el miembro más antiguo Formación Huizachal. Consiste en una secuencia de areniscas, limolitas, así como areniscas conglomeráticas y conglomerados polimícticos que en ocasiones interdigitan con depósitos de origen volcánico. Se correlaciona al poniente con los depósitos del arco volcánico Nazas.

Al poniente, aflora la secuencia volcánica del arco Nazas, descrita originalmente por Pantoja Alor (1962), en Villa Juárez, Durango, como una secuencia vulcano-sedimentaria constituida de lavas interestratificadas con tobas, lutita, limolita, arenisca y conglomerado de color rojo. Esta secuencia es del Jurásico Temprano al Jurásico Medio, y es de ambiente de arco continental (Díaz-Salgado, 2004).

Dentro del área de estudio y con mejores afloramientos en la Sierra de San Julián, unos kilómetros al NW del área de estudio, la Formación Nazas contiene flujos volcánicos, rocas piroclásticas, sedimentos volcanoclásticos, conglomerado masivo matriz soportado, y arenisca intercalada con limolitas (Blickwede, 1981). Del mismo modo, afloran en dicha sierra las formaciones Caopas y Rodeo, de carácter informal, las cuales son consideradas por algunos autores como parte del vulcanismo del arco Nazas. Esta formación se encuentra sobreyaciendo de forma discordante a la Fm. Taray y subyace de igual forma a la Fm. La Joya en el área de estudio, y en la Sierra de San Julián.

II.1.2.3. Jurásico Medio

La parte final del Jurásico Medio está marcada por un periodo de no depósito, que continua hasta el Jurásico Tardío, cuando se deposita la Formación La Joya, definida por Mixon et al., (1959), en el Valle Huizachal, en la ranchería La Joya Verde, Ciudad Victoria, Tamaulipas. En la localidad tipo se definen tres miembros: conglomerado polimíctico, con intercalación de lutitas y areniscas; una caliza de bajo espesor y un conglomerado de clastos de ella; y finalmente limolita, lutita, limolita, arenisca cuarcífera, y conglomerado de diversos colores con estratificación cruzada.

El ambiente es un ambiente marino somero que representa el inicio de la transgresión que tendría su mayor efecto en el Calloviano. De tal modo, se tienen ambientes lagunares y marinos someros posteriores al vulcanismo de Nazas. La edad ha sido determinada por relaciones estratigráficas de Jurásico Superior, posterior al Bajociano (edad máxima de la Formación Nazas) y previa al Oxfordiano (edad de la Formación Zuloaga).

Subyace concordantemente a los yesos de la formación Olvido o Minas Viejas y sobreyace de forma discordante a la Formación La Boca.

En el área de estudio, esta formación se compone en la cima de un conglomerado con clastos de rocas de las formaciones Nazas y Taray, en una matriz limolítica a arenosa, y en la cima por areniscas cementadas por sílice. Aquí se encuentra descansado discordantemente sobre la Fm. Nazas, y subyace de manera concordante a la Fm. Zuloaga.

II.1.3. Secuencia marina Jurásico Tardío-Cretácico Tardío

Con la finalidad de no caer en lo repetitivo no se expondrá de forma detallada la estratigrafía en este capítulo, sino en el capítulo III, que corresponde a la estratigrafía local, debido a que la secuencia de esta edad es la más importante en el área de estudio.

A partir del Triásico Tardío (230 a 200 Ma) el inicio del fraccionamiento de la Pangea, y los estadios iniciales de la apertura del Golfo de México, dan lugar a la creación de una serie de pilares y fosas tectónicas que son paulatinamente invadidas por el mar desde que ocurren las primeras transgresiones en el Calloviano (Padilla y Sánchez, 1982; Goldhammer et al., 1991; Eguiluz et al., 2000).

Tales altos y bajos controlan la sedimentación cuando ocurre la invasión marina de la *Cuenca Mesozoica del Centro de México*, en el Calloviano, e inicia el depósito de una secuencia sedimentaria que abarca desde finales del Jurásico hasta finales del

Cretácico; dicha secuencia es la principal constituyente del rasgo orográfico llamado Sierra Madre Oriental.

La transgresión marina en el Calloviano, causó el depósito de distintas formaciones de evaporitas en un ambiente de sabkha, pero conforme el régimen distensivo continuó (hasta el Berriasiano) creando más altos y bajos tectónicos y la transgresión también continuó, ocasionando hacia el Oxfordiano el depósito de la Formación Zuloaga.

A finales del Jurásico, durante el Kimerdigiano y Thitoniano, se deposita la Formación La Caja, una secuencia arcillosa que cambia de facies a la Formación La Casita, su equivalente hacia los elementos positivos para ese tiempo.

A inicios del Cretácico ocurre el depósito de la Formación Taraises, una secuencia calcárea con menor cantidad de terrígenos, depositada en condiciones profundas. Le sigue para el Hauteriviano la Formación Cupido, una secuencia calcárea muy amplia depositada en su parte basal en un ambiente arrecifal y la parte superior en un ambiente marino profundo. La Formación La Peña, que sobreyace a la Formación Cupido, está constituida por una intercalación de calizas con lutitas.

En la transición entre Cretácico Temprano y Tardío, se depositó la Formación Cuesta del Cura, que consiste de una secuencia de calizas con bandas de pedernal negro, en un ambiente aún marino profundo. Posteriormente se depositó una secuencia de calizas intercaladas con lutitas denominadas Formación Indidura que se depositaron en una plataforma extensa de aguas someras con pendiente hacia el oriente (Padilla y Sánchez, 1982).

Finalmente la secuencia calcárea culmina y las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide, así como la regresión marina, ocasionan el depósito de formaciones de tipo flysch, en este caso la Formación Caracol, que consiste de una alternancia de areniscas y lutitas. Posteriormente se deposita la Formación Parras, como la última formación cretácica, esta consiste de lutitas y que se formó en un ambiente marino somero con abundante aportación de terrígenos.

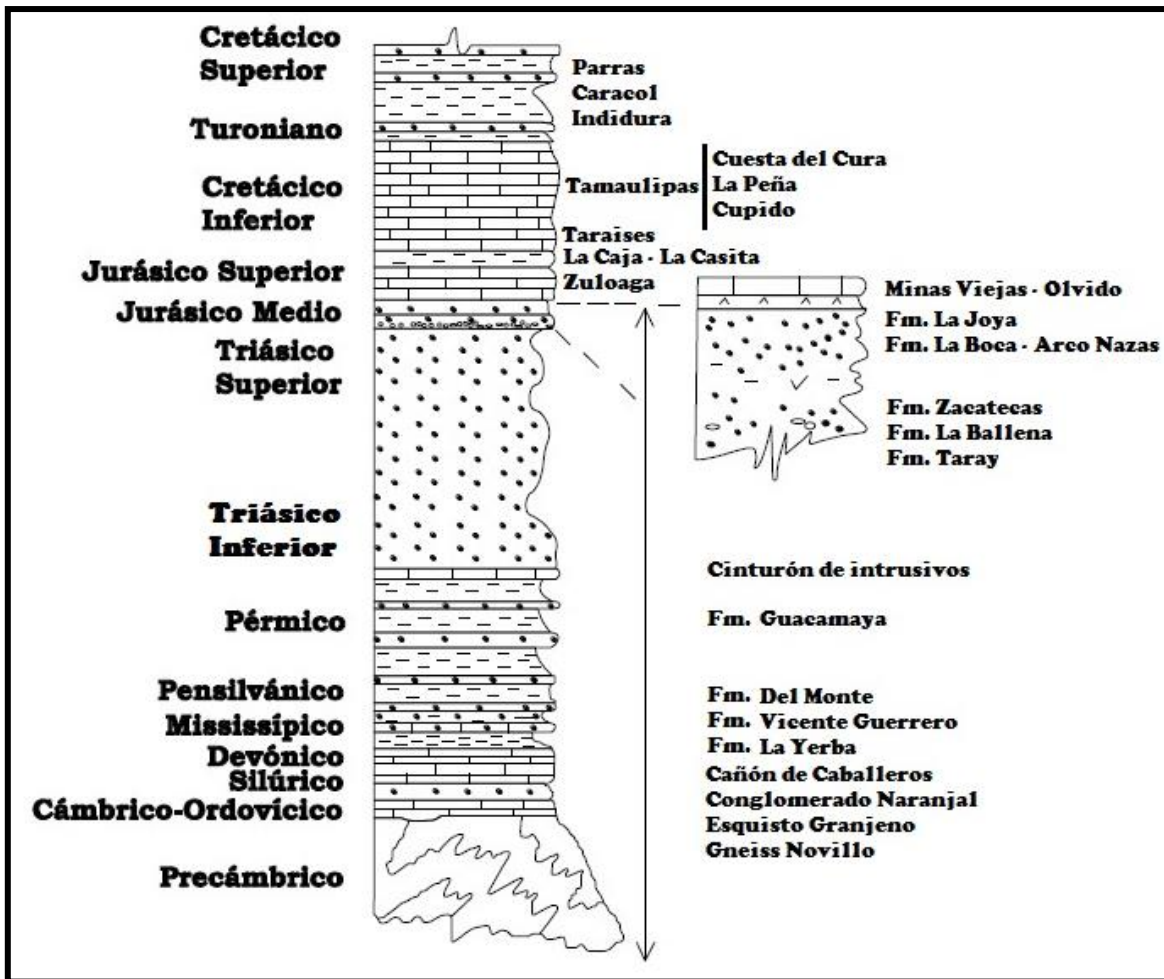


Figura 2.2. Secuencia estratigráfica de la Sierra Madre Oriental incluido su basamento. Modificada de Campa y Coney (1983).

II.1.4. Cenozoico

El sistema regional Terciario del tiene más diferencias entre sí, que la estratigrafía previa al Cenozoico. Sólo dos litologías se pueden distinguir a nivel regional y son: el Conglomerado Ahuichila, y un cinturón de intrusivos de composición ácida que se alinea casi EW al sur del Sector Transversal de Parras y al surponiente de la Curvatura de Monterrey, denominado *Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro* (Chávez-Cabello et al., 2007). Cabe mencionar que el Conglomerado Ahuichila aflora también en la porción suroccidental, aunque ahí no se le da el mismo nombre.

Por otro lado, se tienen en el área afloramientos de basaltos, aunque éstos son de carácter local y no se tienen muchas exposiciones a nivel regional.

En cuanto al Cuaternario, este lo constituye parte del relleno del valle, en forma de depósitos de aluvión y coluvión.

Al igual que la secuencia cretácica, la estratigrafía cenozoica se describirá de forma más detallada en el capítulo de Estratigrafía local.

II.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

La secuencia estratigráfica previa al Jurásico Superior presenta una fase de deformación acompañada de metamorfismo regional de bajo grado, que aumenta al poniente y disminuye hacia el oriente, y ocurrió probablemente del Jurásico Temprano a Medio, debido a una subducción hacia el oriente bajo la margen occidental de Norteamérica (López-Infazón, 1986); sin embargo, esa primera fase de deformación no es el objeto de este estudio.

Una segunda etapa de deformación, que es la importante para este estudio, la experimenta toda la secuencia estratigráfica mesozoica debido a la orogenia Laramide. Se considera como más importante puesto que además de deformar y levantar a la secuencia Mesozoica, es la responsable de la creación de los pliegues y cabalgaduras presentes tanto a nivel regional, como en la Sierra Madre Oriental, o *Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM)*.

Para el estudio de la geología estructural, más que la primera etapa de deformación, es importante destacar la influencia de la paleogeografía previa a la invasión marina en el Calloviano, puesto que los altos y bajos estructurales tienen influencia directa en el régimen de sedimentación en el Mesozoico, y por otro lado, las fallas normales producto de dicho régimen distensivo, sufren reactivación laramídica como fallas inversas (?) o laterales (?).

De tal modo, que para abordar la geología estructural a nivel regional se discutirá primeramente la paleogeografía del Triásico-Jurásico, y posteriormente la orogenia Laramide, de forma regional del Sector Transversal de Parras.

II.2.1. Paleogeografía del Triásico-Jurásico

El registro estratigráfico regional a finales del Triásico está marcado por el depósito de lechos rojos al oriente, y secuencias siliciclásticas depositadas en un ambiente marino plataforma continental, que hacia el poniente pasa a ser corteza oceánica (Fm. Zacatecas), por lo que se tiene, hacia el poniente, un límite continental (Figura 2.3. A).

A finales del Triásico, entre 230 y 200 Ma, el inicio del fraccionamiento de la Pangea y la apertura del Golfo de México, se creó un régimen distensivo que dio lugar a la

formación de bloques limitados por fallas normales; los lineamientos creados por esas fallas, así como los límites de acreción de *terrenos* (Central a Sierra Madre) en el Jurásico Temprano (Figura 2.3. B), debido a la margen convergente al occidente de Norteamérica, se observan actualmente como lineamientos en imágenes satelitales (San Marcos, San Tiburcio, Jimulco, etc), y han servido como guías para las reconstrucciones paleogeográficas, así como para el entendimiento de la geología regional, puesto que algunas de las fallas representadas por dichos lineamientos sufrieron reactivación durante la orogenia Laramide, por ejemplo la Falla San Marcos (Chávez-Cabello, 2005).

Para el Jurásico Medio a Tardío, la instauración de una margen convergente al occidente de México, da lugar a la creación de un arco volcánico (Nazas) (Figura 2.3. C). Hacia finales del Jurásico Medio, la migración del arco más al occidente, propicia en condiciones áridas el depósito de un conglomerado continental (La Joya), en una zona ya emergida.

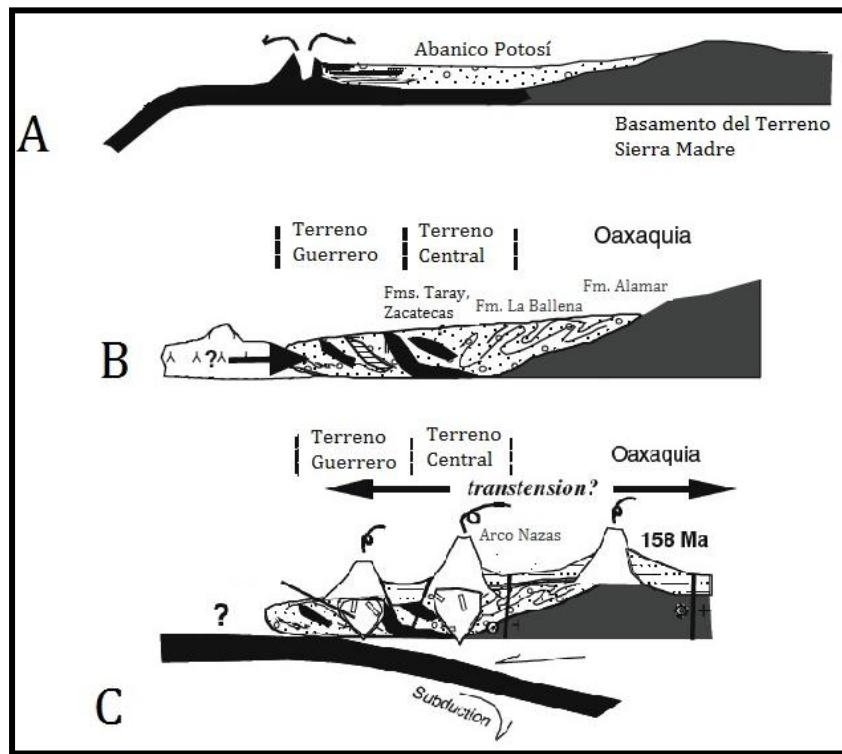


Figura 2. 3. Modelo de evolución tectónica del centro y oriente de México del Triásico al Jurásico Medio. A. Triásico, bloque de Oaxaquia (basamento) y depósito del abanico Potosí en el límite continental-oceánico. B. Jurásico Temprano, la subducción crea un prisma de acreción, deformación del abanico Potosí (Fm. Taray). C. Jurásico Medio a Tardío, creación del arco Nazas. Modificado de Centeno-García et al., (2008).

La influencia de la paleogeografía en la geología estructural es muy importante, un ejemplo muy representativo de ello es la paleo Isla de Coahuila, que en su momento

fue un pilar tectónico, y posteriormente fue cubierta por los mares, pero aún así, representó un contrafuerte en la orogenia Laramide, provocando que la secuencia marina del Mesozoico cabalgara debido a los esfuerzos.

Así como la mencionada paleo Isla, existieron más elementos positivos a finales del Jurásico que, dependiendo de su relieve, tuvieron mayor o menor influencia en el régimen de sedimentación posterior a la invasión en el Calloviano, y por otro lado, dichos bloques actuaron como contrafuertes en el plegamiento laramídico.

De tal modo, la paleogeografía de México durante la invasión marina en el Oxfordiano estaría configurada por elementos positivos y negativos como la península de Coahuila, y las islas Aldama y San Carlos.



Figura 2.4. Paleogeografía del Oxfordiano, área de estudio en rojo. Tomada de Padilla y Sánchez (2014).

II.2.2. Orogenia Laramide

El inicio de la transgresión marina en el Calloviano, debido a la apertura del Golfo de México, cubrió una gran superficie de erosión sobre los conglomerados y dio lugar a la creación de una secuencia sedimentaria de más de 2 km de espesor, esta secuencia inició con depósitos yesíferos en ambientes someros que posteriormente servirían como rampas de despegue, seguido de una secuencia calcárea intercalada con terrígenos, y a finales del Cretácico, secuencias flysch ayudadas por una orogenia Laramide ya iniciada.

La orogenia Laramide que actuó en México de forma progresiva y episódica desde finales del Cretácico hasta el Eoceno Temprano, siendo más vieja al poniente y más joven al oriente, (Dickinson et al., 1988; Cuéllar-Cárdenas et al., 2012; Fitz-Díaz et al., 2014), es la responsable del plegamiento y levantamiento de la secuencia mesozoica, dando lugar a la Sierra Madre Oriental.

Esta orogenia fue debida a un proceso de subducción por debajo del margen occidental de Norteamérica, y al deslizamiento gravitacional de la secuencia con una dirección predominante al E y NE, de tal forma que se plegó toda la secuencia Mesozoica cabalgándose a sí misma y a las estructuras previas que constituían los altos geográficos (Coney 1976; Padilla y Sánchez, 1982).

Tradicionalmente, la provincia geológica Sierra Madre se ha dividido en subprovincias, y en este caso, la región de estudio se encuentra dentro de la subprovincia *Sierras Transversales de México*, la parte donde el cinturón plegado cambia hacia el norte su tendencia NW-SE a E-W entre Saltillo y Torreón.

El Sector Transversal de Parras, o Sierras Transversales de Parras (Figura 2.5), es un cinturón de sierras dominado por pliegues angostos y alargados en dirección casi E-W; la relación de frecuencia entre sinclinales y anticlinales es en general 1:1, y sus planos axiales son subverticales con vergencia general al Norte, que en ocasiones puede variar y estar volcada hacia el Sur; hacia el Norte del Sector transversal de Parras, la topografía así como el apilamiento de pliegues, es mayor que con respecto al sur, dónde se encuentra el área de estudio (Eguiluz et al., 2000).

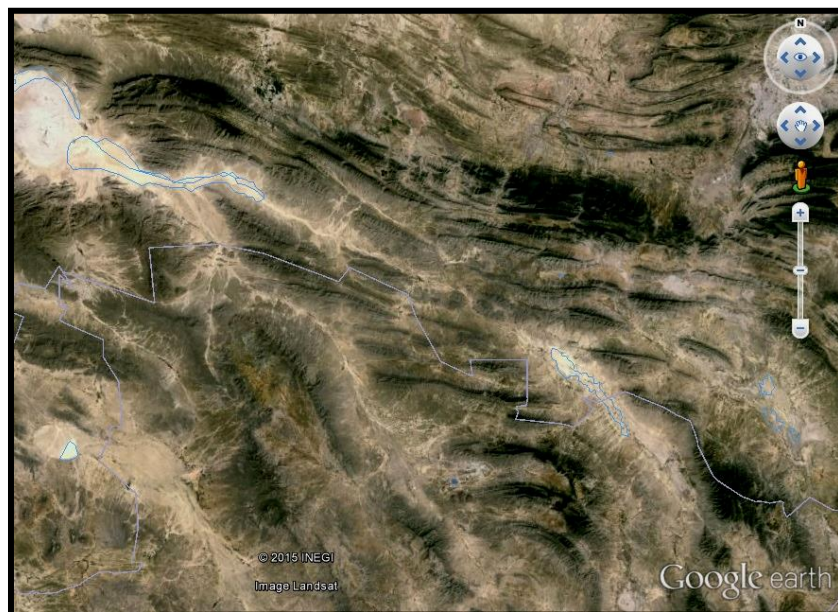


Figura 2.5. Sector Transversal de Parras, en su límite entre los estados de Zacatecas y Coahuila.

En cuanto a la mecánica de plegamiento, Marrett y Aranda (1999), sugieren que es por despegue (detachment) sobre las capas evaporíticas del Jurásico Superior. Por otro lado, el núcleo de los anticlinales está formado por las unidades del Jurásico Superior y presenta una deformación más compleja, a diferencia de la secuencia cretácica que constituye los flancos y carece de fallas.

II.2.3. Deformación debida a intrusiones

El emplazamiento de los cuerpos ígneos del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro, fue primeramente ayudado por las debilidades creadas por la orogenia Laramide en la secuencia, y por otro lado también afectó a la secuencia ocasionando rebaje magmático y levantamiento de techo de la secuencia (Ramírez-Díaz, 2012), aunque afecta de forma local, interfiere en la medición de la secuencia, puesto que, donde se emplazan dichos intrusivos no es posible medir tal secuencia, y en ocasiones aunque no aflore el cuerpo intrusivo hacen parecer más gruesa la secuencia que los encajona.

De tal forma, considerando tanto la influencia paleogeográfica, así como el plegamiento laramídico; el área regional de estudio presenta: estructuras anticlinales y sinclinales en pliegues simétricos o recumbentes al Norte, lineamientos de edad jurásica que influyen en la geología estructural por su reactivación laramídica y un cinturón de intrusivos que deforma y levanta el techo de la secuencia estratigráfica durante el Eoceno.

III. ESTRATIGRAFÍA LOCAL

El área de estudio comprende una secuencia estratigráfica cuyo rango de edad va del Triásico al Reciente, aunque las unidades que se consideran sólo llegan al terciario. La columna estratigráfica está conformada principalmente por rocas sedimentarias marinas, pero también rocas ígneas, volcánicas e intrusivas (Figura 3.1).

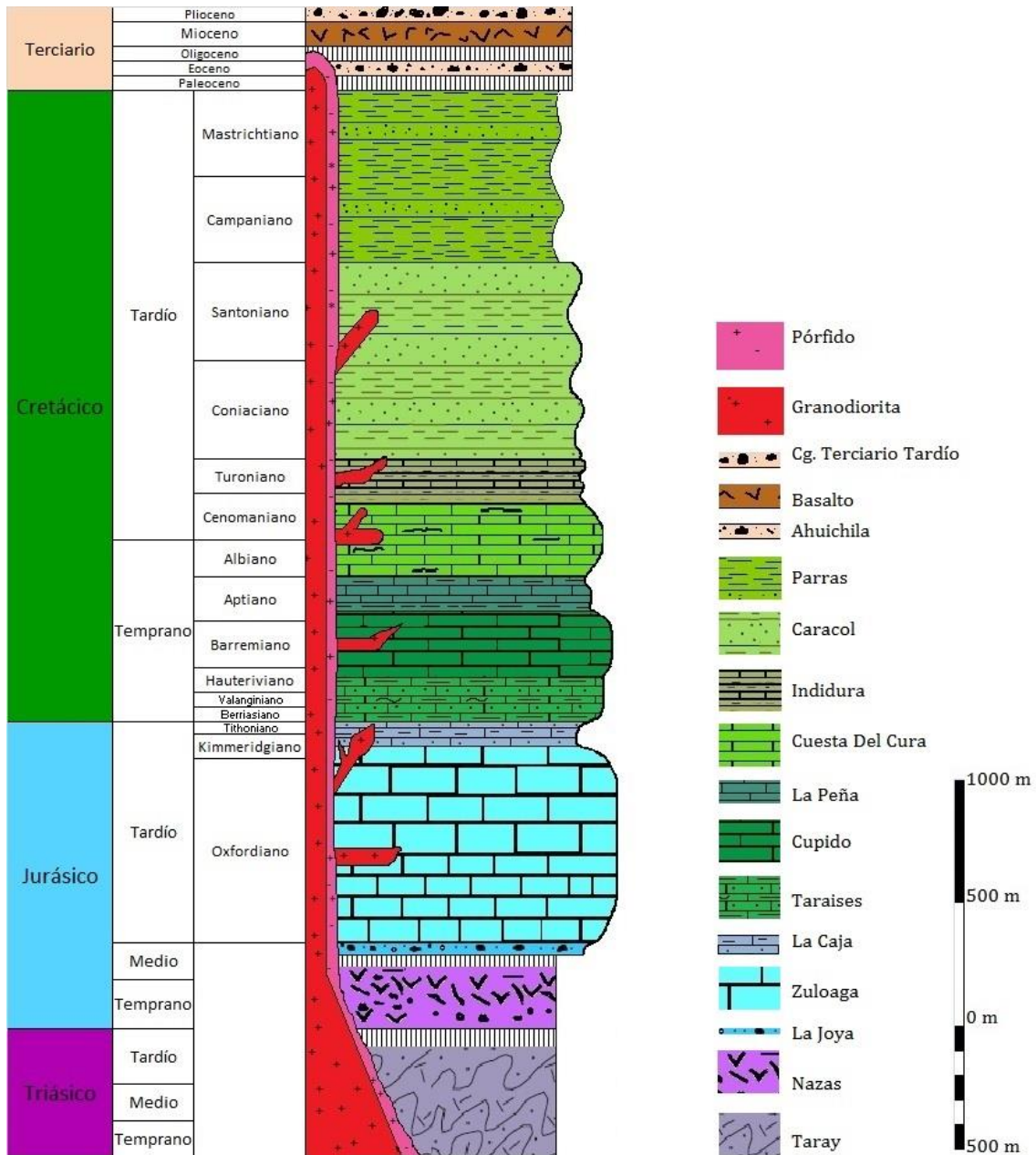


Figura 3.1. Columna estratigráfica del área de estudio.

En este capítulo se describe la secuencia estratigráfica completa del área de estudio de forma detallada y considerando las variaciones locales de las formaciones con respecto a su definición original.

III. 1. TRIÁSICO - JURÁSICO MEDIO

Dentro del área de estudio, el Triásico está representado por las rocas que en este sitio son consideradas como la cubierta del basamento, y corresponden a una secuencia siliciclástica metamorfoseada y que contiene bloques con asociación de piso oceánico. A su vez, el Jurásico Temprano a Medio, está representado por una secuencia de arco volcánico continental, siguiendo a ello el depósito de un conglomerado continental como último depósito previo a la invasión marina del Calloviano.

III.1.1. Formación Taray

Antecedentes

Córdoba-Méndez (1964), definió a la Formación Taray, nombrando como su localidad tipo el Arroyo El Taray, al poniente de la Sierra El Solitario de Teyra, al norte del estado de Zacatecas, en el municipio de Mazapil.

Díaz-Salgado (2004), hace un estudio muy completo del área y de la formación y es su estudio el más detallado de la formación hasta este momento.

Descripción

Sucesión silicilástica de arenisca, lutita y conglomerados cuya fuente son esquistos, gneises, granitos y granodioritas de un cratón, además de escasos de lentes de caliza bioclástica (Figura 3.2); la matriz siliciclástica se encuentra muy fragmentada y deformada, y contiene bloques de pedernal negro y verde, basaltos almohadillados, serpentinita, y calizas recristalizadas (Díaz-Salgado, op. cit.). La secuencia siliciclástica no presenta fósiles autóctonos, éstos se han encontrado únicamente en los lentes de caliza bioclástica que representa rellenos de canal así como en los bloques de pedernal verde y sólo han sido reportados por Díaz-Salgado (op. cit.) en comunicación personal con otros autores.

Se distribuye en la Sierra El Solitario del Teyra, y una pequeña porción en la Sierra La Candelaria, ambas al norte del estado de Zacatecas. En el área de estudio se observa únicamente como una grauvaca muy intemperizada que varía en color de gris verdosa a parda amarillenta, al ser el afloramiento muy pequeño y de difícil acceso no se logran identificar bloques de procedencia alóctona.

Su espesor no ha sido medido dado que no aflora su base por ser la exposición rocosa más antigua conocida en el área dónde aflora y la base de toda la secuencia.

Edad y ambiente

Córdoba-Méndez (1964), le asigna una edad del Paleozoico. López-Infazón (1986), por correlación con la Formación Zacatecas le asigna una edad triásica, Barboza-Gudiño et al., (1998) y Díaz-Salgado (2004) confirman esa edad, tanto por correlación, como por estudio de moldes de pelecípodos.

Las características sedimentológicas de la matriz siliciclástica sugieren que se formó en un ambiente de margen pasiva, mientras que para los basaltos se sugiere que fueron formados en un ambiente tectónico de islas volcánicas y corteza oceánica tipo Atlántico (Díaz-Salgado, 2004). En cuanto a los bloques, estos se incorporaron en la matriz siliciclástica debido al régimen convergente al occidente de Norteamérica, que creó un prisma de acreción en el Jurásico Medio, dicho prisma está representado por las formaciones Taray, Zacatecas y La Ballena (Dickinson y Lawton, 2001).

Relaciones estratigráficas y correlación

Se correlaciona al sur con la Formación Zacatecas y al oriente con La Ballena. Se encuentra subyaciendo en discordancia erosional en su localidad tipo al Esquisto Rodeo y la formación Caopas (informales) que se han considerado como parte de la Formación Nazas, a la que subyace en la Sierra de La Candelaria dentro del área de estudio.



Figura 3.2. Formación Taray al poniente del área de estudio. Tomada de Díaz-Salgado (2004).

III.1.2. Formación Nazas

Antecedentes

Fue definida por Pantoja-Alor (1962), en San Pedro Gallo en el estado de Durango, como una secuencia de lavas intercaladas con toba, lutita, limolita, arenisca y conglomerado rojo. Su localidad tipo se encuentra la estación de ferrocarril homónima, cercana al lugar.

Descripción

En el área de estudio aflora sólo en la porción suroccidental, en el flanco oeste del anticlinal que forma la Sierra La Candelaria. Aquí la litología está dada por una secuencia siliciclástica de lutitas, areniscas y limolitas de origen volcánico, así como, derrames de andesitas a dacitas (Figura 3.3). La secuencia silicilástica es más erosionable y no se observa de forma tan clara como los derrames.

Se distribuye en los estados de Durango, Zacatecas, y San Luis Potosí. En el área de estudio se distribuye al igual que Taray, únicamente en el sector suroccidental en la Sierra de La Candelaria.

Su espesor varía de localidad a localidad, y mientras que en la Sierra de San Julián se han reportado hasta 3000 metros, en el área de estudio no se sabe con precisión pero basándose en las secciones estructurales se estima que el espesor no es mayor a los 300 metros.

Edad y ambiente

Al encontrarse discordantemente sobre la Formación Taray se interpreta que es más joven que el Triásico Tardío, y por estudios realizados en zircones de las rocas volcánicas de la Formación Nazas, Barboza-Gudiño et al., (2004), reportan edades de 172.3 ± 5.1 Ma y 174.7 ± 1.3 Ma por U/Pb, quedando así, el límite superior en el Jurásico Medio, en el Bajociano, si se considera como edad máxima la edad de 172 Ma.

El ambiente de depósito se supone fue arco magmático de margen continental de acuerdo a Pantoja-Alor (1962). Por otro lado, Blickwede (2001) propone que la Formación Nazas representa un régimen tectonoestratigráfico diferente de las capas rojas del Mesozoico Inferior, es decir, del Grupo Huizachal, en su miembro inferior La Boca.

Relaciones estratigráficas y correlación

En el área de estudio, la Formación La Joya descansa en discordancia angular y erosional sobre la Fm. Nazas, y ésta, a su vez, sobreyace de forma discordante y

erosional a la Formación Taray. Se le correlaciona con la Formación La Boca, al oriente, en el estado de Tamaulipas.



Figura 3.3. Afloramiento de la Fm. Nazas, en el flanco poniente de la Sierra La Candelaria.

III.1.3. Formación La Joya

Antecedentes

Mixon et al., (1959), fue quien la definió en el rancho La Joya Verde en el Valle El Huizachal, en el estado de Tamaulipas, donde reconoce un conglomerado y capas rojas que subyacen a la Formación Zuloaga y lo separa de la Formación Huizachal. Anteriormente Imlay (1943), lo describe como un miembro de conglomerados basales de las calizas de la Formación Zuloaga, en discordancia con las capas rojas de la Formación Huizachal.

Descripción

En la definición de Mixon et al., (op. cit.), se describen tres miembros: conglomerado polimíctico de color rojo en la base con ocasionales areniscas y lutitas rojas, un segundo miembro de calizas delgadas y conglomerado de clastos de caliza, y un tercer miembro de limolitas, lutitas y limonita roja, areniscas cuarcíferas, y conglomerado de diversos colores.

En el área de estudio las rocas de la Formación La Joya afloran en el flanco este del anticlinal de la Sierra de La Candelaria y consta de:

- En la base: conglomerados de rocas ígneas y metamórficas en una matriz limolítica a arenosa, se encuentra cementado por carbonato de calcio.
- En la cima: areniscas con clastos de diversa composición, cementados por sílice y carbonato de calcio, en una matriz oxidada.

En toda el área de estudio no se vuelve a observar en ningún afloramiento puesto que la unidad más antigua expuesta es la Zuloaga. Sin embargo, a nivel regional sí aparece al poniente de la Falla San Tiburcio.

No presenta contenido paleontológico en el área de estudio y el espesor es variable, llegando en el área de estudio a los 50 metros como máximo.



Figura 3.4. Afloramiento de la Fm. La Joya, en el flanco oeste de la Sierra La Candelaria. Tomado de SGM.

Edad y ambiente

Por su posición estratigráfica se le asigna una edad del Jurásico Medio, dado que se encuentra sobre las Fm. Nazas de edad Jurásico Medio y bajo la Fm. Zuloaga del Oxfordiano.

El ambiente de depósito varía de aluvial y fluvial a lagunar y marino somero. Los ambientes aluviales y fluviales se relacionan con la inclusión de clastos de las formaciones Nazas y Taray, mientras que el lagunar y el marino somero se relacionan

con el depósito de calizas. De ese modo, el ambiente fue tanto continental como transicional y marino somero.

Relaciones estratigráficas y correlación

Se encuentra descansando de forma discordante sobre la Fm. Nazas y pasa por contacto transicional a la Fm. Zuloaga. Para Mixon et al., (1959), es probablemente correlacionable con la Formación Todos Santos en el sureste de México.

III. 2. JURÁSICO TARDÍO - CRETÁCICO

III.2.1. Formación Zuloaga

Antecedentes

Fue definida por Imlay (1938), como parte de sus estudios del geosinclinal mexicano y la define como calizas de estratificación gruesas de incluso más de 3 metros, de coloración gris oscura. La primera referencia de esta formación la hace Burckhardt (1906 a), donde se refiere a la Formación Zuloaga como “Caliza con nerineas”. Su localidad tipo se encuentra en la Sierra de Sombreretillo, en Melchor Ocampo, Zacatecas, en la colindancia del límite estatal con Coahuila y pocos kilómetros al norte del área de estudio.

Descripción

Dentro del área de estudio se encuentra como principal formadora del núcleo de los anticlinales, por lo que forma las crestas de las sierras. Se trata de una secuencia calcárea de estratos gruesos (alrededor de 1 m) a masivos de caliza de color gris claro, aunque a veces se presenta más oscura, que ocasionalmente contiene nódulos y lentes de pedernal claro (Figura 3.5). Se pueden identificar tres miembros en el área:

- Inferior.- se presenta hacia el centro de los anticlinales y las calizas tienen un alto contenido arcilloso pasando a margas.
- Medio.- se presenta como una alternancia de calizas y margas en estratos medios a gruesos.
- Superior.- se compone predominantemente por calizas en estratos gruesos y masivos que contienen fósiles de Nerineas de hasta 10 centímetros y presenta líneas estilolíticas bien desarrolladas y paralelas a la estratificación.

Esta unidad se distribuye en toda el área de estudio y es además de las más resistentes a la erosión, por lo que sobresale topográficamente. El espesor es variable y en el sector suroccidental tiene un espesor máximo medido de 350 metros, donde se pudo

medir la secuencia gracias a que su base aflora sobreyaciendo a la Fm. La Joya; sin embargo, en la porción nororiental no ha sido posible medir el espesor máximo puesto que no aflora la base de esta formación, sin embargo puede tener más de 1000 metros de espesor, de los cuales sólo se han medido 400 metros.

Edad y ambiente

Desde su definición original Imlay (1938), propuso que era del Jurásico Tardío, probablemente del Oxfordiano, sin embargo Burckhardt (1930), menciona que los estratos superiores de esta formación tienen alcance hasta el Kimmeridgiano Temprano, lo que deduce por la presencia de *Nebroditis* sp.

El ambiente sugerido por Pessagno y Martin (2003), es un ambiente marino somero, a profundidades no mayores a los 100 metros, en un banco carbonatado, en un ambiente tranquilo y libre de oleaje, esto se fundamenta en la fauna que contiene la formación.

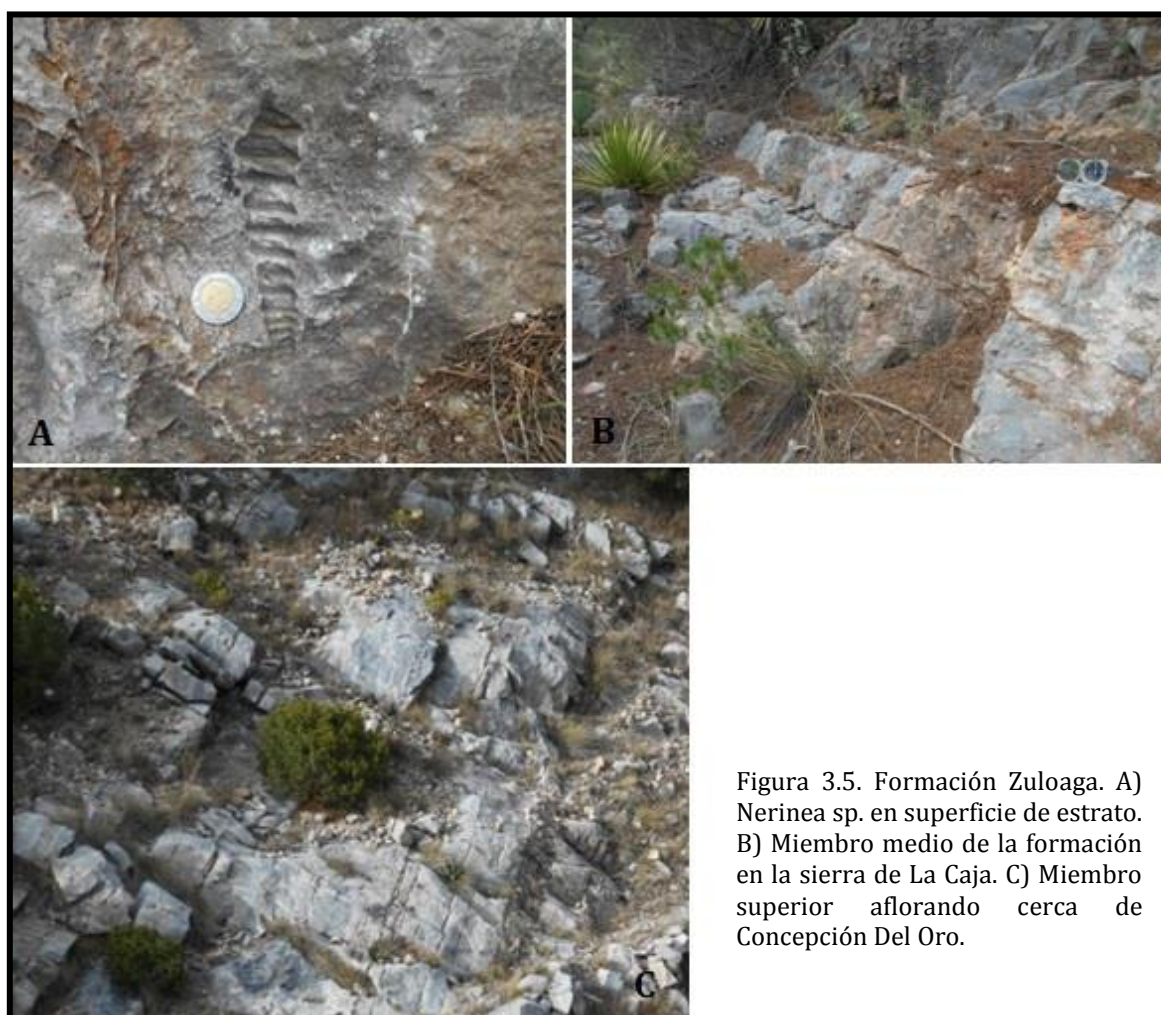


Figura 3.5. Formación Zuloaga. A) *Nerinea* sp. en superficie de estrato. B) Miembro medio de la formación en la sierra de La Caja. C) Miembro superior aflorando cerca de Concepción Del Oro.

Relaciones estratigráficas y correlación

La base de la Formación Zuloaga no aflora en el área de estudio, excepto al Oeste donde sobreyace a la Fm. La Joya de forma transicional. Se encuentra subyaciendo a la Fm. La Caja por un contacto muy claro, donde se pasa de calizas masivas a estratos delgados de margas calcáreas.

Se correlaciona con las Fms. Olvido, y La Gloria, según Tristán-González y Torres-Hernández (1992).

III.2.2. Formación La Caja

Antecedentes

Fue definida por Imlay (1953), como una secuencia de caliza de estratos delgados, marga y algunas lutitas, y que se vuelve más fina y calcárea hacia la cima; pero referenciada originalmente por Burckhardt (1906 a). La localidad tipo fue designada en la Vereda del Quemado, en la Sierra de La Caja al norte de Mazapil, Zacatecas.

Descripción

Rogers et al., (1956), hacen un estudio de depósitos de fosfatos en el área de estudio y específicamente en la Formación La Caja, a la que describen como una unidad limolítica-calcárea en la que distinguen cuatro unidades (de inferior a superior) que consisten de:

- Limolitas calcáreas de estratos delgados que contienen pedernal.
- Calizas arcillosas a margas, con fósiles de amonitas en estratos delgados.
- Sedimentos fosfáticos calcáreos con pedernal y fosforita calcárea que despiden un fuerte olor fétido cuando se rompen y muestran su superficie fresca.
- Limolitas calcáreas que gradúan a calizas limosas en estratos de 5 a 20 centímetros. Las calizas presentan ocasionalmente lentes de pedernal negro.

Es fácilmente reconocible en el área de estudio puesto que se encuentran de forma concordante entre la Fm. Zuloaga y la Fm. Taraises, las cuales son más competentes y de estratificación más gruesa, así como de un color gris, mientras que La Caja es predominantemente de color pardo amarillento (Figura 3.6). Además tiende a formar puertos y valles paralelos al rumbo, por el hecho de que es una unidad fácil de erosionar.

Se distribuye en los estados de: Zacatecas, sur de Coahuila, parte sureste de Durango, y oriente de San Luis Potosí. El espesor de la unidad es variable, y al ser una unidad arcillosa sufre plegamientos internos lo que ocasiona que a veces funcione como *detachment* para las cabalgaduras internas en los pliegues, por lo que su espesor varía aún más, sin embargo, este se encuentra en un rango que va de los 35 metros hasta los 150.

Edad y ambiente

Para la edad Imlay (op cit.) estudia las especies de fósiles de amonitas y concluye que van desde el Kimmeridgiano (capas con *Idoceras balderum*) al Tithoniano (capas con *Substeueroceras*). En cuanto al ambiente se sabe que La Caja es el equivalente extralitoral de la Fm. La Casita, formada cerca de los altos estructurales en ese tiempo, por lo que el ambiente en que se depositó esta unidad fue en aguas someras, sometidas a períodos de intensa agitación y no en un ambiente profundo como había sido sugerido anteriormente.



Figura 3.6. A) Afloramiento de la Fm. La Caja cercano al intrusivo Concepción Del Oro, de donde adquiere la tonalidad debido a la alteración. B) Contacto concordante entre la Fm. La Caja (izquierda) y Zuloaga (derecha).

Relaciones estratigráficas y correlación

Sobreyace y subyace de forma concordante a las formaciones Zuloaga y Taraises, respectivamente. Se le correlaciona con la Fm. La Casita como su equivalente extra litoral.

III.2.3. Formación Taraises

Antecedentes

Imlay (1936), define a la Formación Taraises como una unidad de calizas que ocasionalmente presenta limolitas, de edad Valanginiense, y nombra como su

localidad tipo al Cañón de Taraises en la parte oeste de la Sierra de Parras, unos 20 km al Sureste de la ciudad homónima en el estado de Coahuila.

Descripción

En el área de estudio la formación consiste de una alternancia de calizas grises en estratos medianos y limolita grisácea a amarillenta, muy deleznable, en estratos delgados (Figura 3.7). Se puede dividir en tres miembros que constan de:

- Miembro inferior.- Alternancia de calizas arcillosas de color gris oscuro en estratos delgados que presentan raramente bandas de pedernal, y que están intercaladas con limolitas amarillentas en estratos delgados.
- Miembro medio.- calizas arcillosas en estratos delgados que con lentes de pedernal negro, presenta limolitas intercaladas en estratos delgados y ocasionalmente estratos delgados de areniscas.
- Miembro superior.- se trata de una alternancia de limolitas y calizas arcillosas en estratos medianos de hasta 40 centímetros de espesor que a la cima termina en calizas interestratificadas con calizas arcillosas y limolitas calcáreas.

Imlay (1936), reporta variedad de fósiles de amonitas (*Acanthodiscus*, *Bochianites*, y *Distoloceras*), belemnites, braquiópodos y gasterópodos. La unidad se encuentra repartida por casi todo lo que fue la Cuenca Mesozoica del Centro De México, en los estados de Nuevo León, Zacatecas, San Luis Potosí, y Coahuila.

Esta unidad forma parte de toda el área de estudio y tiene un espesor promedio de 140 metros (Rogers et al., 1956), pero que varía de los 100 a los 200 metros.

Edad y ambiente

Tristán-González y Torres-Hernández (1992), le asignan una edad de Berriasiano-Hauteriviano basándose en estudios paleontológicos, aunque se sabe que no cubre todo el rango del Hauteriviano, puesto que la formación sobreyacente (*Cupido*) también se deposita durante el Hauteriviano tardío. En cuanto al ambiente de depósito, Padilla y Sánchez (1982), sugiere que se depositó en un ambiente marino somero, aunque otros autores han propuesto ambientes que van desde lo litoral hasta la cuenca profunda.

Relaciones estratigráficas y correlación

Se encuentra sobreyaciendo de forma concordante a la Fm. La Caja, y subyace a la Fm. Cupido de forma concordante y transicional. Se le correlaciona con las formaciones Barril Viejo en la cuenca de Sabinas, Menchaca, San Marcos, y Las Vigas.

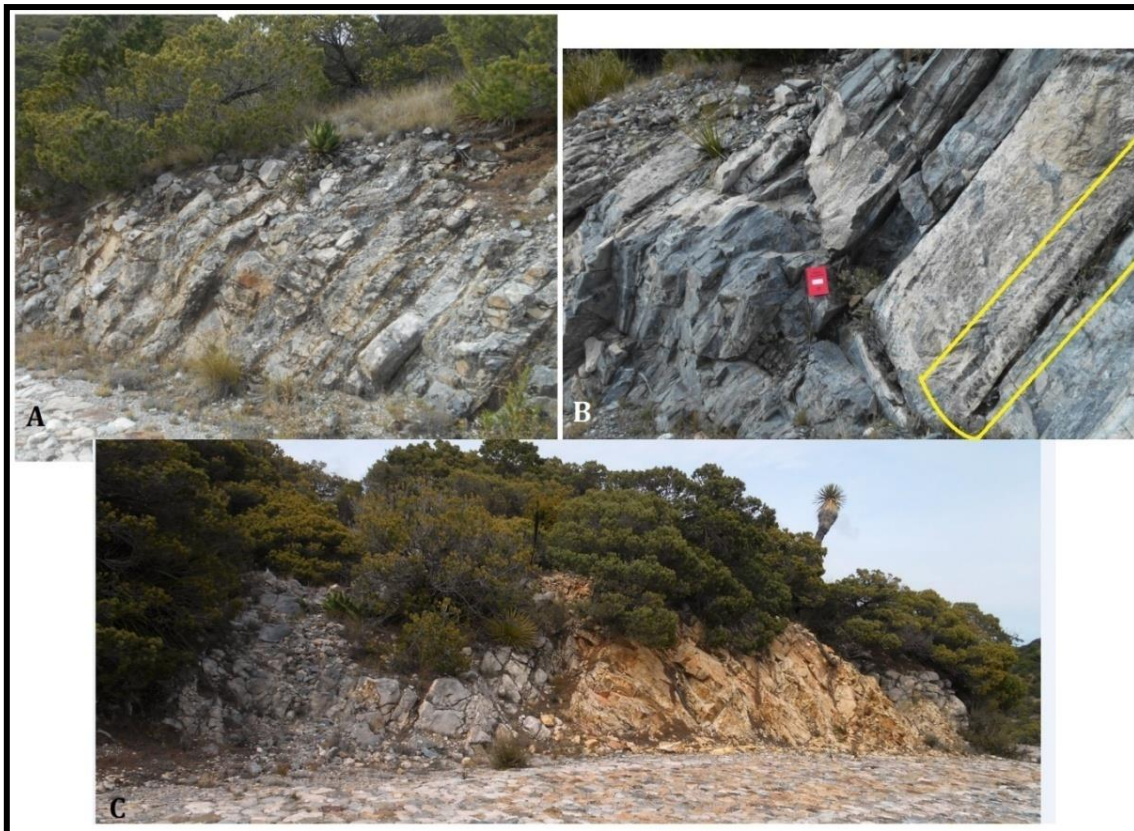


Figura 3.7. A) Miembro superior de la Fm. Taraises. B) Miembro medio, con banda de pedernal en recuadro amarillo. C) Alteración en forma de manto debido al intrusivo Concepción Del Oro.

III.2.4. Formación Cupido

Antecedentes

Imlay (1937), define a la Formación Cupido como una caliza de color gris oscuro, que forma capas que contienen concreciones de pirita y de pedernal claro. La localidad tipo se encuentra en la pared norte del Cañón del Mimbres, al sur-poniente de la ciudad de Parras, Coahuila.

Descripción

En el área de estudio la Fm. Cupido es muy reconocible, y litológicamente consiste de una caliza de color gris claro que intemperiza a colores rosáceos, ocasionalmente tiene estratos delgados de limolitas entre los estratos competentes de calizas (Figura 3.8). Se presenta en estratos de medianos a gruesos que presentan líneas estilolíticas muy visibles, paralelas a la superficie de estratificación, adicionalmente contiene concreciones de pirita oxidadas, así como nódulos de pedernal claro, que se incrementan de la base hacia la cima. Esta formación contiene enrejados de vetillas de

cuarzo en workstock en el área de Concepción del Oro, producto de las intrusiones del Terciario (Figura 3.9).

En lo que a contenido fosilífero se refiere, la formación completa es poco fosilífera, pero llega a presentar amonitas de distintos géneros.

El espesor de esta unidad es más estable y en el área va de los

200 a los 350 metros, sin embargo, en ocasiones se presenta

afectada por intrusiones que la hacen parecer más gruesa.

Se distribuye en toda el área de estudio y así como la Formación Zuloaga, es de las más resistentes a la erosión, por lo que tiende a formar crestas, además es de importancia económica puesto que en la Sierra de Santa Rita, es la roca que contiene los yacimientos minerales de tipo Gossan.

Edad y ambiente

Imlay (1937) en su definición original le asigna una edad de Hauteriviano tardío al Barremiano, mientras que otros autores consideran que llega hasta el Aptiano temprano. Sin embargo, considerando que la Fm. La Peña ocupa sólo la parte tardía del Aptiano, se considera a la Fm. Cupido como de edad Hauteriviano tardío – Aptiano temprano.

El ambiente de formación propuesto ha sido propuesto de diferentes facies, dado que más al norte la Fm. Cupido es arrecifal; sin embargo, para el área de estudio puesto que no se tienen zonas arrecifales, y considerando además la presencia de pirita, el ambiente debió ser un ambiente de plataforma somera y reductor (Tristán-González y Torres Hernández, 1994).



Figura 3.8. Formación Cupido. A) Nódulos de pedernal gris. B) Nódulos de pirita oxidada. C) Estilolitas paralelas a la estratificación.

Relaciones estratigráficas y correlación

Esta formación sobreyace de forma concordante a la Fm. Taraises, y subyace de la misma forma a la Fm. La Peña (Imlay, 1937).

Dentro del área de estudio se encuentra en contacto con la Fm. Zuloaga por cabalgadura en el Cañón de los Puentes en la Sierra de El Barroso, al sur del área de estudio; en la Sierra La Caja, al norte del área de estudio, se encuentra cabalgando a la Fm. Caracol.

Se correlaciona con las formaciones Las Vigas, y Parritas al oeste de la Sierra de Parras, así como con la Fm. La Virgen en la Cuenca de Sabinas.

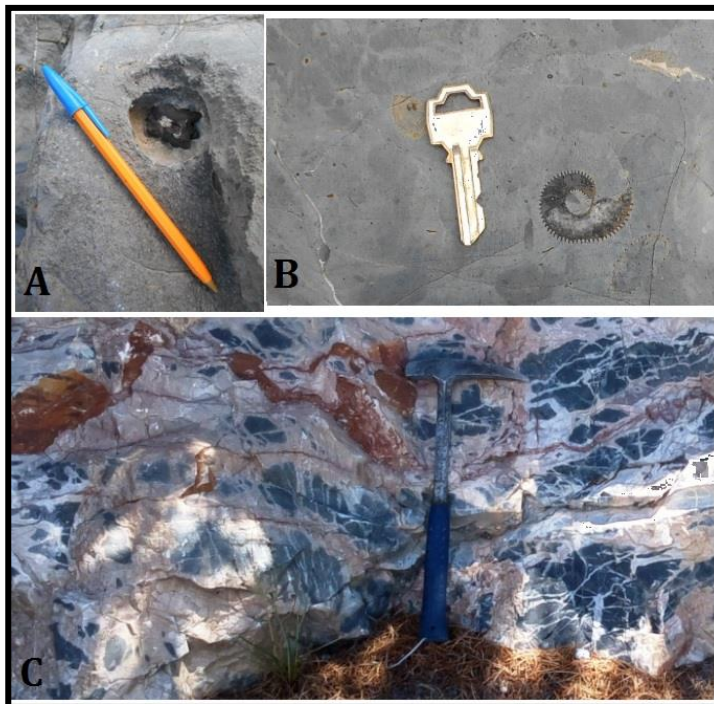


Figura 3.9. Formación Cupido. A) Nódulo de pirita oxidado y radial. B) Ammonite de probable especie *Distoloceras*. C) Cupido brechada con relleno silíceo cerca del intrusivo Concepción del Oro.

II.2.5. Formación La Peña

Antecedentes

Imlay (1936), la define como un miembro inferior de calizas de más de 400 metros de espesor, y un miembro superior calcáreo-lutítico de unos 25 metros de espesor. Designa como localidad tipo la pared norte del Cañón del Mimbres, en la Sierra Taraises, en el municipio de Parras, Coahuila; la formación toma su nombre de la Hacienda La Peña, que está cerca del área en cuestión.

Posteriormente, Humphrey (1949), la estudia en la Sierra de Los Muertos, cerca de Monterrey, y la redefine, considerando únicamente como Formación La Peña al miembro superior de Imlay (1936).

Descripción

En el área de estudio se trata de una alternancia de calizas arcillosas, con lutitas calcáreas, que se presentan muy alteradas e intemperizan en tonos pardos claros, amarillentos (Figura 3.10). Tanto las calizas como las lutitas se presentan en estratos

delgados de 10 centímetros de espesor promedio y llega a contener nódulos de pedernal, así como aisladas concreciones de pirita muy oxidada. Las rocas de esta unidad son más fácilmente erosionables que las rocas de las unidades sub y suprayacente, por lo que tiende a formar puertos entre ambas unidades, o bien, tiene una menor pendiente, además de un drenaje marcado.

En el área no se le observa contenido fosilífero, sin embargo, se sabe que contiene moldes de amonitas. Se distribuye por toda el área de estudio y a nivel regional en los estados de Zacatecas, Coahuila, Nuevo León, y San Luis Potosí. El espesor de esta unidad en el área es estudio es variable, pero ronda en los 140 metros.



Figura 3.10. Formación La Peña, se observan las calizas arcillosas intercaladas con lutitas, con su típico color pardo en la superficie intemperizada.

Edad y ambiente

Fue considerada por Imlay (1936), como de edad Aptiense, en todo su rango; sin embargo, Humphrey (1949), la restringe únicamente la parte superior de este.

El ambiente de depósito considerando como de ambiente profundo (Padilla y Sánchez, 1982), a excepción de las áreas con influencia paleogeográfica como la isla de Coahuila, lo cual no aplica para el área de estudio.

Relaciones estratigráficas y correlación

Se encuentra sobreyaciendo de manera concordante y abrupta a la Formación Cupido, de la misma forma subyace a la Formación Cuesta del Cura. En la Sierra del Mascarón se encuentra cortada por la cabalgadura La Caja, que la pone en contacto con la Formación Caracol.

Se le correlaciona con la Formación Otates al oriente, al norte con la Fm. Las Uvas, y en la plataforma Valles-San Luis Potosí con la Fm. Guaxcamá.

III.2.6. Formación Cuesta Del Cura

Antecedentes

Imlay (1936), propone el término Cuesta del Cura para referirse a una sucesión de caliza ondulante en capas delgadas, que contiene bandas y lentes de pedernal negro intercalado y ocasionalmente intercalaciones de lutita, y propone como localidad tipo la Cuesta del Cura, en la Sierra de Parras, en Coahuila.

Descripción

La Fm. Cuesta del Cura está constituida principalmente de calizas de color gris claro, pero contiene ocasionalmente intercalaciones de caliza arenosa y de lutitas, la característica más distintiva de esta formación es que presenta estratificación ondulante donde el espesor del estrato varía desde los 5 hasta los 30 centímetros, además de que contiene abundantes bandas y lentes de pedernal intercalado con espesores de hasta 10 centímetros, otra característica importante es el plegamiento interno que presenta (Figura 3.11).

Esta formación en el área no presenta gran abundancia de microfósiles, y en la definición original Imlay (1936) no reporta presencia de fauna; sin embargo en el anticlinal de Cerro Gordo se observan pequeños ammonites (Figura 3.11.B). El espesor de esta unidad es difícil de estimar puesto que presenta esos plegamientos internos, sin embargo, por interpretación estructural el espesor de esta unidad en el área de estudio varía desde los 120 hasta los 410 metros.

Esta formación se distribuye en toda el área de estudio y aflora principalmente en los flancos de los anticlinales. De forma regional se encuentra al sur de los estados de Coahuila y Nuevo León, y en los estados de Zacatecas y San Luis Potosí.

Edad y ambiente

En un inicio, Imlay (1936), le asigna una edad del Albiano, sin embargo, otros autores posteriormente, basándose en el contenido fosilífero y relaciones estratigráficas,

asignan a la unidad una edad Albiense-Cenomaniense (Pantoja-Alor, 1962; Barboza-Gudiño et al., 2004).

Relaciones estratigráficas y correlación

Subyace de manera concordante a la Formación La Peña y al norte a la Fm. Aurora, y subyace de la misma forma a la Formación Indidura, en un contacto transicional, y al norte subyace a la Formación Agua Nueva, mientras que al sur subyace a la Formación Soyatal.

Se le correlaciona con la Fm. Tamaulipas Superior y con la Fm. Limones del talud de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Barboza Gudiño et al., 2004).



Figura 3.11. Formación Cuesta del Cura. A) Bandas de pedernal típicas de ella. B) Ammonites en el anticlinal de Cerro Gordo. C) Estratificación ondulante, típica de la formación. D) Plegamiento interno marcando un estrato como índice con la línea roja.

III.2.7. Formación Indidura

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Kelly (1936), en Las Delicias, Coahuila. Ahí el nombró como “Indidura” a una exposición de lutitas, calizas rugosas, y caliza lajosa que sobreyace a la Formación Aurora y que contiene fósiles del Albiano, Cenomaniano, y Turoniano. Imlay (1938 b) también la define en el área de Melchor Ocampo, al norte

del área de estudio, donde le sobreyace a la Fm. Cuesta del Cura y subyace a la Fm. Caracol.

Descripción

En el área de estudio la secuencia está conformada por limolitas, lutitas y calizas lajosas (Figura 3.12). Aunque sobreyace a la Fm. Cuesta del Cura, es muy diferente con respecto a esta y el contacto se da en forma transicional, donde por 20 a 30 metros se pasa de las calizas ondulantes de Cuesta del Cura a una secuencia terrígena con calizas de la Fm. Indidura. En general, la secuencia se puede dividir en dos miembros:

- Inferior.- calizas arcillosas laminares o de estratificación delgada, y limolita calcárea que contienen capas intercaladas de caliza laminar de color gris oscuro a pardo. El espesor de esta unidad ronda los 130 metros
- Superior.- lutitas calcáreas fósiles de color gris oscuro que intemperizan a amarillo, el espesor promedio de esta unidad es de 50 metros.

Al ser de menor resistencia que la Fm. Cuesta del Cura, es una unidad fácilmente erosionable, con poca vegetación, y al igual que La Peña, tiende a formar puertos. Se encuentra principalmente en los valles o en el cierre periclinal de los anticlinales.

En el área la formación presenta mucho plegamiento interno secundario, por lo que el espesor ha sido difícil de estimar y puede variar desde los 50 hasta los 200 metros.

Edad y ambiente

Barboza-Gudiño et al., (2004), con base en estudios de la fauna y con ayuda de las relaciones estratigráficas le asigna una edad que va del Cenomaniano tardío al Turoniano. En cuanto al ambiente, Imlay (1936), infiere que la formación se depositó en aguas someras, teniendo como sustento la lutita negra, el yeso, y la limolita en el miembro inferior; por otro lado, personal de PEMEX y en una publicación de 1988b mencionan que esta formación es un flysch precoz, y que va de facies desde lo profundo hasta litoral, posiblemente relacionadas a un delta.

Relaciones estratigráficas y correlación

Sobreyace de manera concordante a la Fm. Cuesta del Cura, y subyace de manera concordante y transicional a la Fm. Caracol. Se encuentra en contacto con las formaciones Cupido, Taraises, La Caja, y Zuloaga, por efecto de la cabalgadura de La Caja en la sierra homónima. Se correlaciona con las formaciones Eagle Ford, Austin Chalk, y Agua Nueva al Norte, y con las formaciones Tamabra, El Abra y Tamasopo en la cuenca de Tampico – Misantla, así mismo con la Fm. Soyatal.

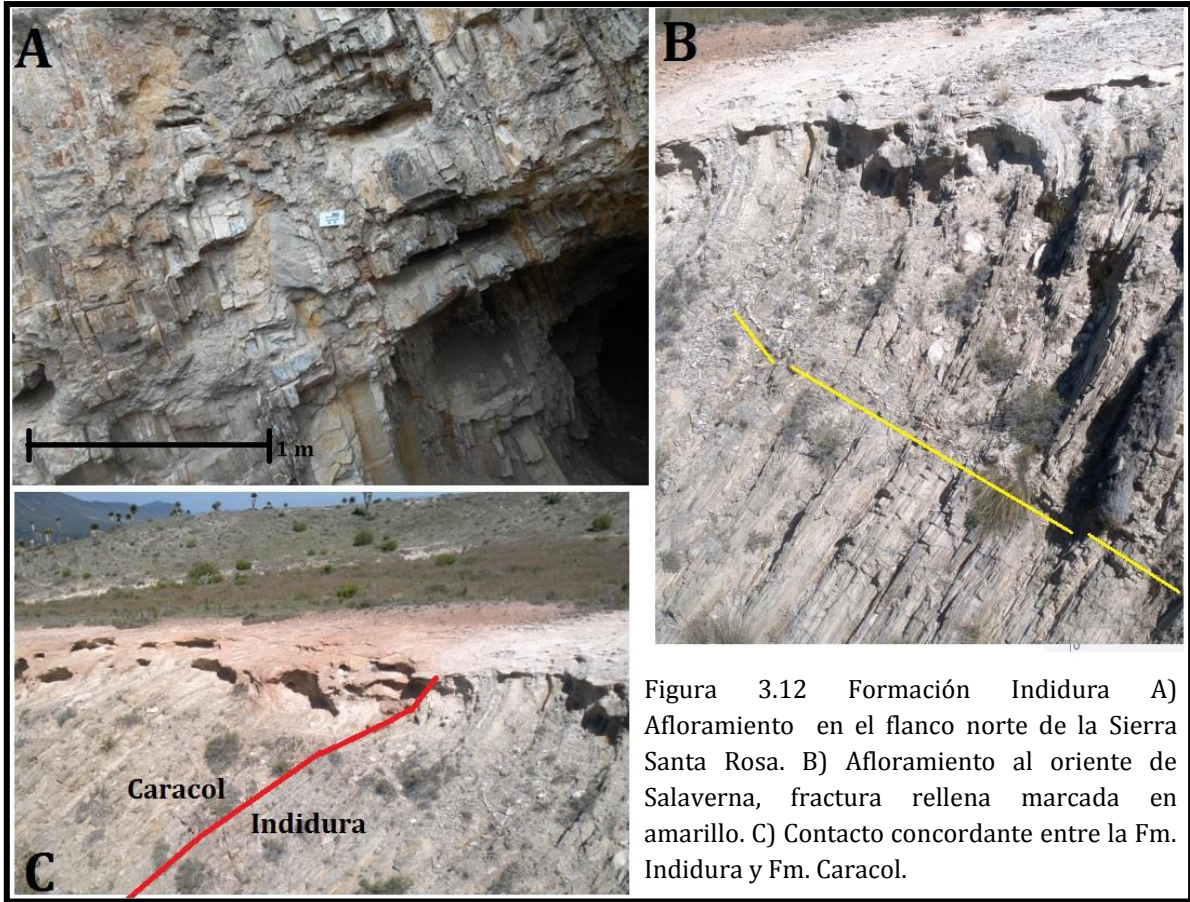


Figura 3.12 Formación Indidura A) Afloramiento en el flanco norte de la Sierra Santa Rosa. B) Afloramiento al oriente de Salaverna, fractura rellena marcada en amarillo. C) Contacto concordante entre la Fm. Indidura y Fm. Caracol.

III.2.8. Formación Caracol

Antecedentes

Imlay (1936), la define como una sucesión de tobas desvitrificadas, lutita y caliza en menor proporción que sobreyacen a la Fm. Indidura en la Sierra de Parras, Coahuila. Nombra como localidad tipo el lado oeste del Arroyo Caracol, que encuentra en la Sierra de San Ángel, Coahuila.

Descripción

La Formación Caracol, consiste en el área, de una alternancia rítmica de lutitas y areniscas de grano medio a grueso; ocasionalmente presenta horizontes de caliza.

Las lutitas se presentan en gris oscuro a negro pero intemperizan a colores amarillentos, mientras que las areniscas son más consistentes y se presentan en estratos delgados. Las areniscas son más abundantes hacia la base y disminuyen hacia la cima.

En cuanto al contenido faunístico Rogers et al., (1956) reportan foraminíferos en la unidad, la cual tiene un espesor mínimo en el área de 800 metros (Rogers et al., op cit.), aunque el espesor real no ha sido estimado debido al plegamiento secundario que presenta la unidad. Se distribuye en toda el área de estudio y en los valles sinclinales de la región.

Edad y ambiente

Con base en el estudio del contenido fósil, Rogers et al., (op. cit.), mencionan que el depósito de la unidad fue del Conaciano al Santoniano. El depósito de la Fm. Caracol es producto de la deformación laramídica que

inició en el Cretácico Tardío, para Rogers et al., (1956) el depósito fue dado de una manera rápida en aguas someras. En el flanco norte de la Sierra La Caja, Ramírez-Díaz (2012), reporta la presencia de slumps como estructuras de deslizamiento sin-sedimentarias, que confirman que una fase de deformación estaba activa mientras se efectuaba el depósito de esta unidad.

Relaciones estratigráficas y correlación

Sobreyace a la Fm. Indidura de manera concordante y subyace de la misma forma a la Fm. Parras al norte del área de estudio, mientras que en casi toda el área subyace de forma discordante a la Fm. Ahuichila de edad Terciaria, o al Conglomerado Terciario que rellena el Valle de Mazapil. Se correlaciona con la parte superior de la Fm. Indidura en la Cuenca de Parras, con la Fm. San Felipe, y más al norte con el Grupo Austin y la Fm. Ojinaga en Chihuahua.



Figura 3.13. Formación Caracol. A) Secuencia lutítica cortada por una fractura rellena de calcita. B) Contacto de Fm. Caracol con sedimentos Cuaternarios en discordancia erosional.

III.2.9. Formación Parras

Antecedentes

Imlay (1936), propone el término *Lutita Parras*, para describir una unidad expuesta en la Loma de San Pablo, en las cercanías de la ciudad de Parras, Coahuila. Describe con ese término una lutita calcárea, físil, de color gris oscura a negra, y que contiene capas delgadas de arenisca calcárea intercalada.

Descripción

En el área de estudio esta unidad se encuentra únicamente en el flanco norte de la Sierra La Caja, en los alrededores de Terminal de Providencia y Bonanza.

Aquí, la unidad consiste de una lutita gris a negra y muy físil, con estratificación que va de delgada (menos de 20 centímetros) a laminar, contiene vetillas de calcita así como láminas de yeso intercalada. Contiene ocasionalmente horizontes de arenisca intercalados que representan la transición de Caracol a Parras, así mismo contiene horizontes de calizas arenosas.

Muy escasa en fósiles, esta unidad se distribuye regionalmente dentro de la Cuenca de Parras. Los espesores de la unidad no se conocen puesto que ha sido parcialmente erosionada, sin embargo, Rogers et al., (1956), estiman 1300 metros de espesor en el área de Concepción del Oro. Ramírez-Díaz (2012), por su parte, estima un mínimo de 700 metros y hasta 1400 para la misma área.

Edad y ambiente

Esta unidad fue propuesta como del Santoniano por Imlay (1936), sin embargo, Padilla y Sánchez (1982) propone ubicarla al menos dentro del Campaniano-Maastrichtiano, y es la edad que se toma para este estudio puesto que se encuentra sobreyaciendo de forma concordante a la Fm. Caracol.

Esta unidad fue depositada en un ambiente nerítico, con algunas zonas cerradas y de bajas profundidades (López-Ramos, 1980).

Relaciones estratigráficas y correlación

En el área de estudio esta unidad se encuentra sobreyaciendo de manera concordante al Formación Caracol y subyace de manera discordante a basaltos terciarios así como al Conglomerado Ahuichila. Se le correlaciona con la Fm. Méndez, y con la Fm. Austin al noreste del país; sin embargo debido a las discrepancias en la edad, no se sabe con certeza su posición estratigráfica y sus relaciones con otras unidades.

III.3. TERCIARIO

III.3.1. Formación Ahuichila

Antecedentes

El primero en mencionar a la Fm. Ahuichila fue De Cserna (1956) como la *Sucesión clástica Ahuichila*; sin embargo, quiénes la definieron de manera formal fueron Rogers et al., (1961), que la definen como un sucesión clástica compuesta de conglomerados, areniscas, lutita, calizas lacustres y tobas; que tienen como localidad tipo el Frontón de Ahuichila, en el municipio de Viesca, Coahuila.

Descripción

En el área de estudio, el Conglomerado Ahuichila se diferencia del conglomerado del Terciario Tardío que rellena los valles por no tener entre sus componentes líticos rocas ígneas o volcánicas terciarias.

Este conglomerado polimíctico contiene clastos de las formaciones desde Zuloaga hasta Parras, teniendo así: calizas, lutitas, pedernal, areniscas, y limolitas. Los clastos se encuentran en una matriz arenosa y arcillosa en menor medida; ocasionalmente presenta areniscas conglomeráticas, y está cementada por calcita y óxidos de hierro, lo que le confiere una tonalidad rojiza, en ocasiones.

Los clastos de este conglomerado son de subangulosos a subredondeados y presentan tamaños muy variables que van desde 1 centímetro hasta clastos de 40 centímetros o más.

Se distribuye en toda el área de estudio, pero aflora principalmente en las laderas de los cerros. Tiene un espesor reportado en perforaciones de hasta 400 metros en el área del Bolsón de Cedros, mientras que en el área de Mazapil y Concepción del Oro tiene alrededor de 50 metros de espesor.

Edad y ambiente

Se le ha asignado una edad terciaria, probablemente del Eoceno puesto que no contiene clastos de las rocas ígneas del Oligoceno que afloran en el área.

Relaciones estratigráficas y correlación

Rogers, et al., (1961) correlacionan esta unidad con el Conglomerado Rojo de Guanajuato que es de edad Eoceno tardío a Oligoceno temprano.

Se encuentra descansando en discordancia angular y erosional, o por contacto tectónico, sobre o con, las unidades sedimentarias del Cretácico y Jurásico Tardío. Le suprayacen el conglomerado del Terciario Tardío y sedimentos cuaternarios.

III.3.2. Intrusivos del Eoceno-Oligoceno

El área de estudio se encuentra afectada por la intrusión de cuerpos ígneos que se extienden de Melchor Ocampo, Zacatecas, hasta Galeana, Nuevo León. El Cinturón de Intrusivos de Concepción Del Oro, tiene una tendencia E-W y geológicamente se encuentra en la parte sur de las Sierras Transversales y hasta poco antes de la curvatura de Monterrey, teniendo una edad terciaria, que va de finales del Eoceno y hasta el Oligoceno.

En el área de estudio, estos cuerpos se encuentran en la porción nororiental, y dentro de ella se emplazan principalmente en los ejes de los anticlinales, que pueden representar debilidades estructurales generadas durante la etapa de distensión posterior a la orogenia Laramide.

En general pueden ser divididos en: cuerpos ígneos intrusivos y cuerpos hipabisales porfídicos.

Intrusivos

Los primeros, son de composición ácida, clasificados como granodiorita, aunque pueden variar a composiciones cercanas (Figura 3.14). Las dos principales intrusiones se emplazan en la Sierra La Caja en forma de stocks, lacolitos, facolitos, diques y mantos (Ramírez-Díaz, 2012). A finales de su emplazamiento presentan etapas mineralizadoras formando los distritos mineros Providencia, y Concepción del Oro.



Figura 3.14. A) Intrusivo granodiorítico Concepción Del Oro. B) Detalle de la granodiorita alterada, casi en contacto con la caliza Zuloaga.

Castro-Reino (2004), identifica tres pulsos magmáticos que dieron origen a estos cuerpos, y relaciona la mineralización de Cu con etapas de emplazamiento temprano, mientras que la mineralización de Pb, Zn y Ag, la relaciona con pulsos tardíos.

Respecto a la edad, Mújica y Albarrán (1983), hacen estudios de edades por K-Ar en el intrusivo Concepción del Oro, y reportan una edad de 41 ± 3 Ma, lo que corresponde al Eoceno; esa edad es la que se toma para todas las intrusiones consideradas como granodioríticas. Por su parte, Sosa-Valdés (2011), le asigna a los cuerpos ígneos del área, edades que van de los 43 a los 32 Ma, sin embargo, las más jóvenes corresponden a los pórfidos de la Sierra de Santa Rosa.

De tal forma, considerando las edades reportadas por estos autores, se considera que las intrusiones granodioríticas en el área son del Eoceno, y caen dentro del Luteniano y Bartoniano.

Producto de esas intrusiones y su contacto con la secuencia sedimentaria, se tienen las rocas metamórficas de contacto que afloran en el área. El contacto de la granodiorita con las calizas, genera un skarn granatífero (grossularita) y con poca wollastonita, mientras que el contacto del intrusivo con lutitas, genera un hornfels de color verde claro a gris claro con minerales de alteración como clorita, pirita, y calcita, cuarzo y epidota. Cabe destacar la formación de mármol al contacto con algunas calizas, pero en general, el contacto se da mayormente en forma de skarn granatífero.

Pórfidos

Por otro lado, las rocas porfídicas, se distribuyen también en los núcleos de los anticlinales, principalmente en la Sierra de las Bocas, donde forman los intrusivos llamados *Peña del Águila*, y *Santa Rosa* (Figura 3.15). Estos cuerpos son considerados como cuerpos hipoabisales de composición riolítica, que por la profundidad de enfriamiento presentan textura porfídica.

Estos cuerpos también están asociados a mineralización, en especial el intrusivo de Santa Rosa que presenta mineralización Auro-Cuprífera, y en cuanto a la edad se han considerado por el Servicio Geológico Mexicano como del Oligoceno, mientras que por la edad reportada por Sosa-Valdés (2011), considerando como límite superior los 32 Ma estos cuerpos tienen alcance hasta el Oligoceno.

Como se mencionó, los cuerpos ígneos tienden a emplazarse en el eje de los anticlinales, y es ahí, donde cabe mencionar al intrusivo que da origen al yacimiento minero *Peñasquito*, un cuerpo intrusivo con un carácter diferente. Este cuerpo intrusivo se emplazó en el eje del sinclinal del Valle de Mazapil, y posteriormente

presentó una explosión freato-magmática que resultó en la creación de una diatrema de explosión única en la región.

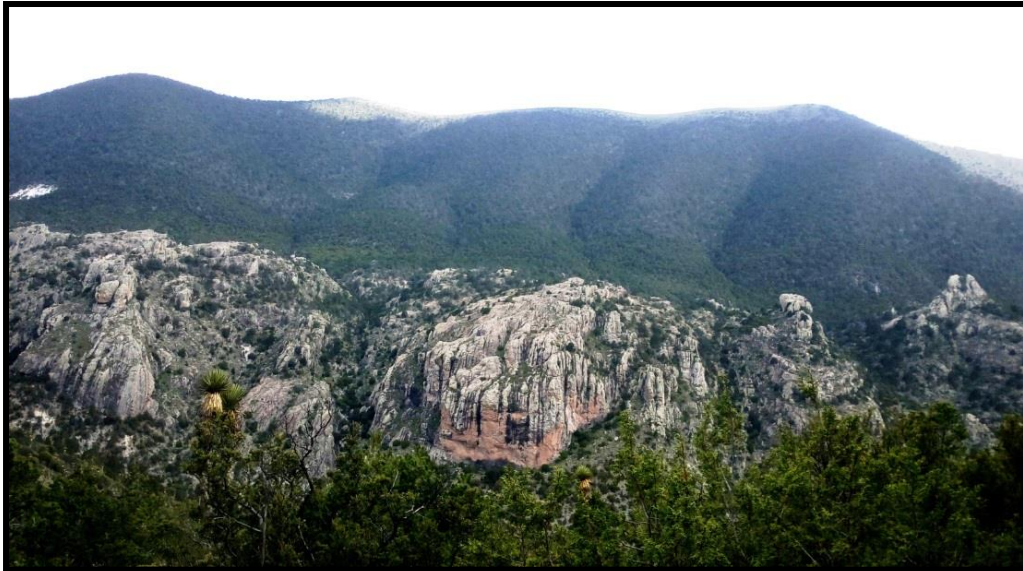


Figura 3.15. Intrusivo Peña del Águila, visto desde la cima del flanco norte de la Sierra Santa Rosa.

III.3.3. Conglomerado del Terciario Tardío

Esta unidad se deposita en forma de abanicos aluviales y se distribuye en toda el área de estudio, tomando localmente nombres diferentes. En el área de Mazapil se le ha llamado *Conglomerado Mazapil*, mientras que en el área de El Cardito toma el nombre local de *Grava Perivañez*, en otras localidades únicamente se le ha llamado conglomerado Terciario.

Se trata de una unidad de conglomerados mal consolidados constituidos de clastos de calizas, areniscas, lutitas, pedernal y en menor medida, fragmentos de rocas ígneas. La matriz del conglomerado está compuesta de arenas cuarcíferas y calcáreas, y se encuentran cementadas por carbonatos y arcillas.

El tamaño de los clastos varía desde 1 hasta 30 centímetros, y la unidad tiene espesores que van de los 10 a los 50 metros. Por el contenido de clastos ígneos y otras inferencias se le ha asignado una edad del Mioceno al Plioceno.

III.3.4. Rocas volcánicas del Mioceno

Pocas son las exposiciones de rocas volcánicas en la región, y estas se encuentran de manera muy aislada. En particular, en el área de estudio sólo se tienen dos exposiciones, ambas en la porción norienta del área de estudio, una de ellas al oriente de la Falla San Tiburcio, y la otra, en el extremo NE del área.

En el extremo oeste de la Sierra Santa Rosa, en la ranchería Las Mesas, se tiene una exposición de rocas volcánicas extrusivas. En la base se tienen basaltos en bloques en una matriz de tobas líticas. En la parte media se presentan tobas arenosas con niveles de flujos piroclásticos y la cima culmina con coronas de derrames basálticos de color rojizo. Estas rocas descansan sobre el Conglomerado Ahuichila y sobre las rocas cretácicas del cierre del anticlinal de la Sierra Santa Rosa.

En la porción nororiental del área de estudio, en la carretera que conduce a Terminal de Providencia, se encuentran derrames de rocas volcánicas de composición basáltica. Estas rocas se encuentran formando mesetas y son de color pardo principalmente. Presentan textura vesicular donde las vesículas están rellenas de calcita, y al igual que las de Las Mesas, presentan niveles de brechas piroclásticas.

A estas exposiciones se les ha asignado una edad del Mioceno temprano, basándose en un estudio por K-Ar por el que se determinó una edad de 10.6 a 13.6, y que fue realizado por el COREMI en 1998 en el Campo Volcánico Los Encinos, que se encuentra al sureste del área. Se relaciona su presencia con las megafallas San Tiburcio y San Carlos (unos km al NE del área de estudio). Se trata de derrames fisurales que apoyan la idea de que estas fallas son muy profundas.

III.4. Cuaternario

El Cuaternario está marcado únicamente por depósitos aluviales y coluviales así como depósitos de travertino a la orilla de las paleo lagunas. Estas unidades no se encuentran muy consolidadas a excepción de los depósitos de Travertino. Por ser de carácter local y bajo espesor no se marcan en la digitalización de la cartografía, además, para los efectos de este trabajo no tienen mayor importancia.

IV. MODELADO ESTRUCTURAL

El modelado estructural constituye una herramienta básica para las Ciencias de la Tierra, en especial para la visualización de estructuras geológicas tanto en segunda, como en tercera dimensión.

Tradicionalmente la segunda dimensión ha sido la forma más común en que se ha representado a la geología estructural, haciendo uso de mapas y de secciones que muestran la configuración estructural del subsuelo; sin embargo, el uso de la representación tridimensional es clave, puesto que en este tipo de modelos se pueden observar de forma clara estructuras que varían en orientación de un punto a otro, que no están en un mismo plano, o bien, con el fin de observar las variaciones estructurales laterales que no pueden ser representadas en un plano.

En la geología, el empleo de software especializado es de gran ayuda, puesto que toma en cuenta aspectos geológicos además de los geométricos y matemáticos, por tal motivo, para el modelado estructural del área se emplea el software *Move™* de *Midland Valley*, un líder mundial en el campo de la geología estructural.

En este capítulo se describe la metodología seguida para llegar a la creación de secciones estructurales así como del modelo tridimensional.

IV.1. METODOLOGÍA

Para poder llevar a cabo este estudio, lo primero que se hizo, fue elegir el área de estudio considerando que incluyera a las Sierras de La Caja, Santa Rosa, y Santa Rita, así como la Falla San Tiburcio y una porción representativa del área poniente de dicha falla.

IV.1.1. Origen del material empleado

Una vez que se limitó el área a ser estudiada, se prosiguió con la descarga del material que sería empleado como base cartográfica así como modelos de elevación digital.

Como se mencionó en el primer capítulo de este trabajo, la base cartográfica empleada para la realización de este trabajo es la cartografía realizada por el Servicio Geológico Mexicano, sin embargo, también se emplearon como complemento otras fuentes como fueron: INEGI, USGS, cartografía de otros autores, y cartografía tomada en campo.

El motivo por el cual se empleó la cartografía del SGM fue que esta se encuentra estructurada por formaciones, a diferencia de INEGI que cartografía litologías, además de ser la más detallada del área de estudio, mientras que el uso de otras cartografías fue con el propósito de complementar o corregir los detalles observados en las cartas de SGM.

Una vez que se eligió y limitó el área de estudio:

- Se descargaron del servidor de mapas en línea del SGM, las cuatro cartas geológico-mineras escala 1:50'000 que cubren el área de estudio (Figura 4.1).
- Se recortó el área de estudio correspondiente a cada carta y se guardaron las áreas recortadas en formato de imagen.
- Se descargaron los cuatro modelos digitales de elevación (DEM) de la página en línea de INEGI, también a escala 1:50'000, la proyección de estos es UTM, y tienen por defecto el dátum NAD27.

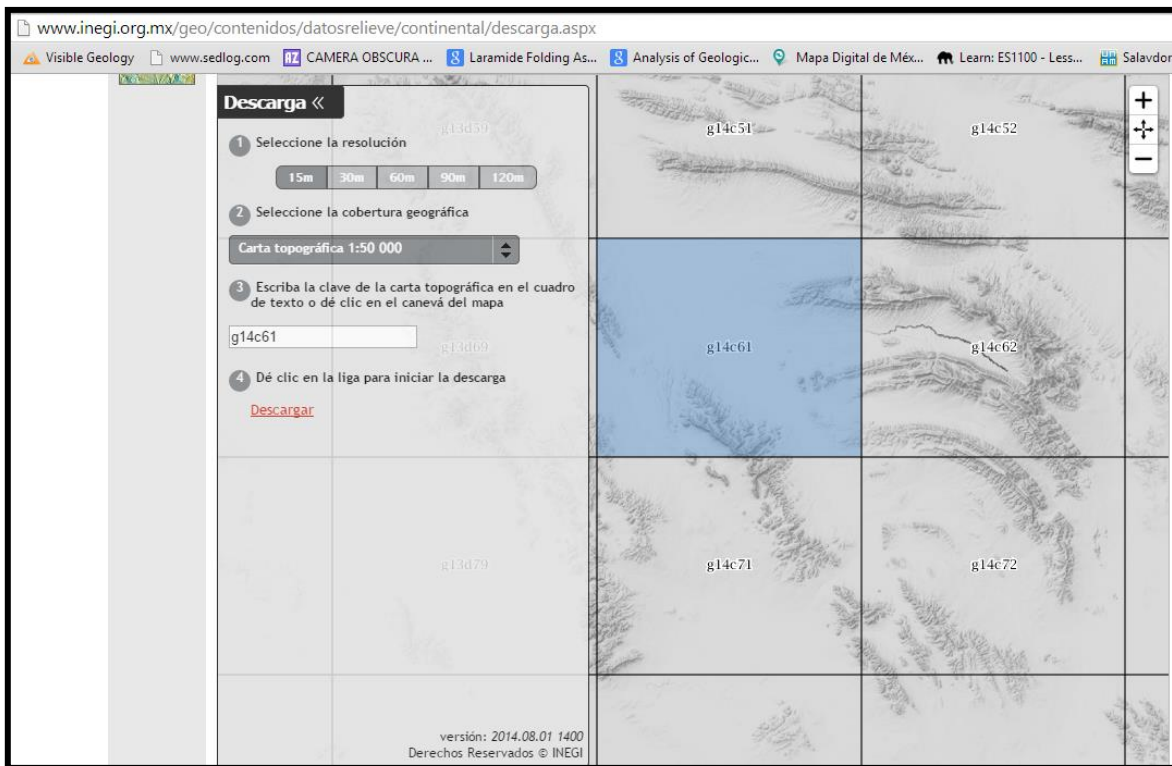


Figura 4.1. Página de descarga en línea de los modelos de elevación digital, a través de la página de INEGI.

IV.1.2. Georreferenciación en Global Mapper

Una vez que se tuvieron las bases cartográficas, así como el modelo de elevación digital del área, y con el fin de generar un solo archivo DEM y una sola imagen

georreferenciada del área, se utilizó el software Global Mapper, y se siguió la siguiente metodología:

1. Se cargaron una por una las imágenes recortadas del área en Global Mapper y se georreferenciaron en proyección UTM y datum NAD27, puesto que es el que traen los DEM's de INEGI por defecto.
2. Se guardaron una por una quedando con una extensión .tif, es decir imágenes con referencia espacial.
3. Se cargaron todas juntas en Global Mapper y se procedió a exportar por medio de la herramienta *exportar en formato imagen /Raster*.
4. Se eligió como formato de salida el GeoTIFF, y se definieron las coordenadas extremas del recorte a realizar en la pestaña *límites de exportación*, dichas coordenadas extremas se eligieron de tal modo que incluyeran las estructuras previamente seleccionadas.
5. Se guardó la nueva imagen georreferenciada creada con formato .tif
6. Se cargaron los cuatro DEM empleados el software Global Mapper.
7. Se empleó nuevamente la herramienta *exportar* y dentro de ella *exportar una planilla de elevación* en formato DEM, los límites fueron definidos al igual que para la imagen , en la misma poryección y con el mismo dátum.
8. El área elegida se guardó como un nuevo DEM que consta de una sola pieza y se le nombró *Topo.dem*

IV.1.3. Digitalización de la cartografía en MOVE™

Move es un poderoso software de aplicación geológica diseñado por geólogos, que provee herramientas para la integración de datos, construcción geométrica válida de: mapas geológicos, secciones estructurales, y modelos 3D; todo ello basado en principios geológicos.

El objetivo de digitalizar la cartografía fue el generar el mapa del área con las correcciones hechas, que sirva como base para la creación de secciones, así como de superficies para el modelo tridimensional.

Para llevar a cabo dicha digitalización los pasos fueron:

1. Homogeneización de la geología en los límites de las cartas.- Una vez que se tuvieron unidas las imágenes se procedió a la revisión de la cartografía en los límites de las cartas, con el fin de ver si la geología empataba en dichos límites.

Al observar las cartas se notó que hay límites que no coinciden, eso sucede especialmente en unidades del Cuaternario, las cuales no son objeto de este estudio,

por lo cual se unifican en una sola llamada *Relleno del Valle*, que incluye el aluvión, coluvión, y conglomerado del Terciario Tardío.

Otras inconsistencias fueron encontradas en unidades del Mesozoico, donde en los límites de las cartas los contactos de las unidades no coincidían; con el fin de tener una idea de cómo son realmente los contactos en esos límites, se revisó la cartografía de INEGI, que aunque cartografía litologías, deja una idea clara de cómo es la configuración de los horizontes. Al revisar ambas cartografías se tomó nota de los límites reales para usar dicha información al dibujar la geología en el software.

Otras de las inconsistencias fueron en la nomenclatura y edad de las unidades, las que se unificaron por medio del estudio de las referencias originales así como revisión de artículos que estudian dichas unidades.

2. Elección de los horizontes a digitalizar.- Se eligieron los horizontes que serían digitalizados de acuerdo al objetivo de estudio, por lo cual se eligió toda la secuencia mesozoica.

Del Terciario se eligió cartografiar con el nombre de *intrusivos* a los cuerpos ígneos, sin diferenciar los granodioríticos de los porfídicos, puesto que lo único que se estudia de ellos es el engrosamiento que generan en la secuencia, y del Terciario la unidad llamada Relleno del Valle.

3. Carga del DEM y el mapa base.- Se procedió a cargar los archivos necesarios para comenzar a trabajar ya sin problemas de la geología. Para ello se inició un nuevo trabajo en Move, y:

- En la pestaña *File*, se eligió la opción *Insert* y se seleccionó el DEM del área (*GIS data/ Raster Files*), se siguen los pasos para seleccionar el tipo (DEM), límites del área y opciones proyección; una vez hecho esto queda cargado el DEM como un grid.
- Se elige nuevamente *File/Insert* y se elige cargar esta vez la imagen georreferenciada de la cartografía del SGM del área.

De ese modo ya se tiene la base georreferenciada para comenzar la digitalización de las unidades y estructuras. Cabe mencionar que el archivo DEM está georreferenciado y las alturas son el punto clave de él, mientras que la imagen del mapa sólo está georreferenciada, y su cota es 0 msnm por defecto, aunque esta se puede cambiar si se desea (Figura 4.2).

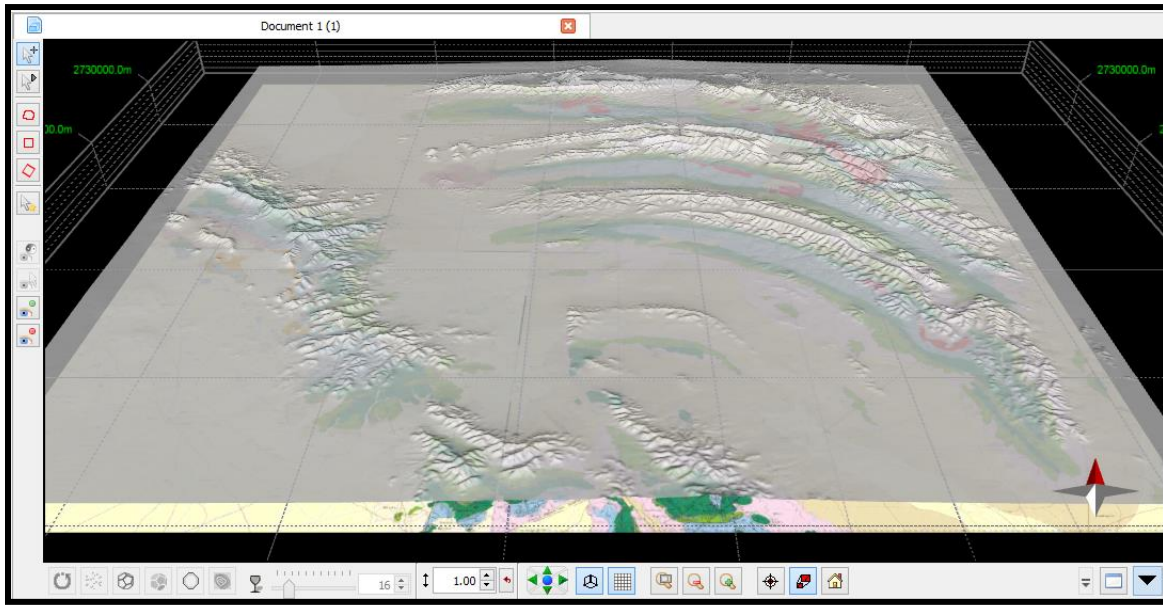


Figura 4.2. Mapa base del área de estudio (abajo, cota 0 m), con el DEM sobrepuesto y con transparencia.

4. Creación de la columna estratigráfica en Move.- Para dibujar los horizontes de cada una de las unidades se creó primeramente una columna estratigráfica en Move con todas las unidades a cartografiar y edades de su límite superior de depósito (Figura 4.3). No se indicó el tipo de roca, pues eso es para otros fines.

	1:Horizon	2:Colour	3:Rock Type	4:Age
1	Relleno Valle		Default	2.6000
2	Basaltos		Default	5.3000
3	Ígneos intrusivos		Default	40.0000
4	Ahuichila		Default	43.0000
5	Parras		Default	72.0000
6	Caracol		Default	83.2000
7	Indidura		Default	88.0000
8	Cuesta Del Cura		Default	93.9000
9	La Peña		Default	113.0000
10	Cupido		Default	120.0000
11	Taraises		Default	133.0000
12	La Caja		Default	145.0000
16	Zuloaga		Default	157.0000
13	La Joya		Default	164.0000
14	Nazas		Default	170.0000
15	Taray		Default	209.0000

Figura 4.3. Columna estratigráfica de los horizontes a digitalizar en Move.

5. Dibujo de los horizontes y estructuras.- Una vez que se tuvo la columna se pasó de la vista 3D a la 2D, se activó únicamente el mapa base y sobre éste se fueron dibujando las cimas de las unidades con la herramienta *Create Horizon*. De ese modo, se dibujaron, una por una, las líneas de cada unidad con el color que se les asignó a cada unidad en la columna estratigráfica creada previamente.

Posteriormente, se dibujaron las estructuras anticlinales y sinclinales. Para ello se empleó la herramienta *Create Fold Structure* y ahí se elige el tipo de pliegue y su geometría, y si es recostado, se elige hacia donde se recuesta la estructura.

Se dibujaron las fallas cartografiadas en el área, separando las normales, de las inversas, y de las laterales; indicando el bloque que cae, que cabalga, o bien si la falla es diestra o siniestra. Por otra parte, cuando las fallas o estructuras fueron inferidas se dibujaron con líneas discontinuas. Cabe mencionar que para cada falla que se digitalizó, se capturó también su nombre, con el fin de tener control sobre la nomenclatura y para la edición posterior del mapa.

6. Ubicación de los echados.- Cuando se tuvo toda el área dibujada, se procedió a cargar los datos de los echados con la herramienta *Create Dip*, para ello se selecciona el punto donde se encuentra el echado, se digita su intensidad y orientación; y con el fin de tener mejor control se usa el *Horizon Assignment*, con lo cual el echado se le asigna a la unidad estratigráfica en la que fue tomado.

Hasta ese punto se había digitalizado completamente la cartografía (Figura 4.4), posteriormente el mapa se coloreó y se le añadió una base topográfica de INEGI con el fin de que se observaran las vías de acceso y localidades en el área de estudio.

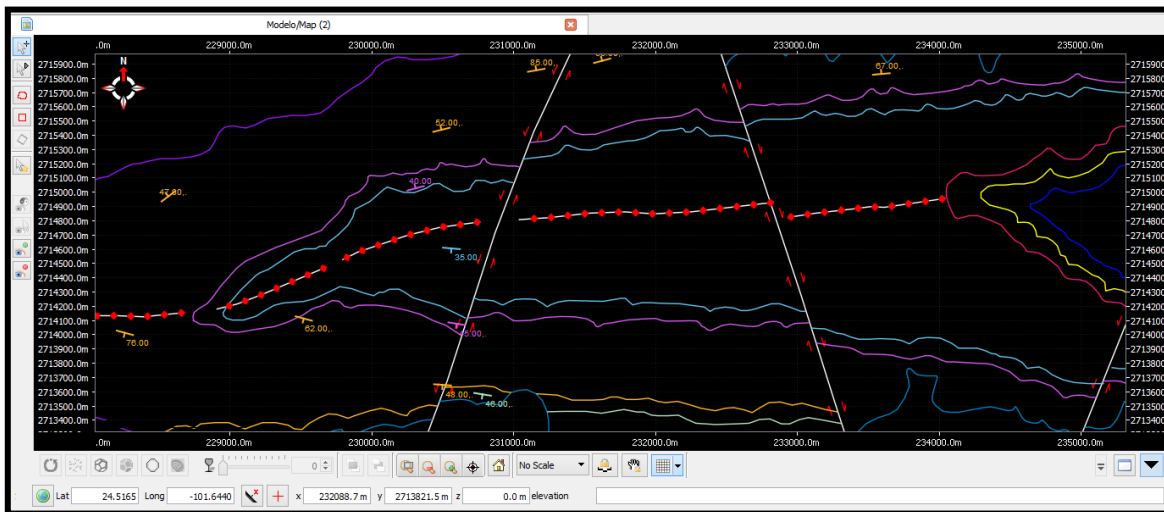


Figura 4.4. Muestra de una porción de la digitalización de la cartografía, con echados y estructuras. Los colores diferentes corresponden a las distintas formaciones cartografiadas.

IV.1.4. Construcción de secciones

La creación de secciones tiene como fines: analizar la geometría de los pliegues, localizar el nivel de despegue de la secuencia, observar variaciones en espesores, la deformación debida a intrusiones, y verificar si existe continuidad de la secuencia a través de la Falla San Tiburcio.

Para la generación de las secciones, se determinaron primeramente sus orientaciones óptimas, de tal forma que la línea de sección cruzara el mayor número de estructuras posibles y de manera perpendicular a ellas (Figura 4.5), así mismo se tomaron en consideración los echados, con el fin de tener información de la inclinación de los estratos. Posteriormente se crearon otras secciones como apoyo para la creación de superficies.

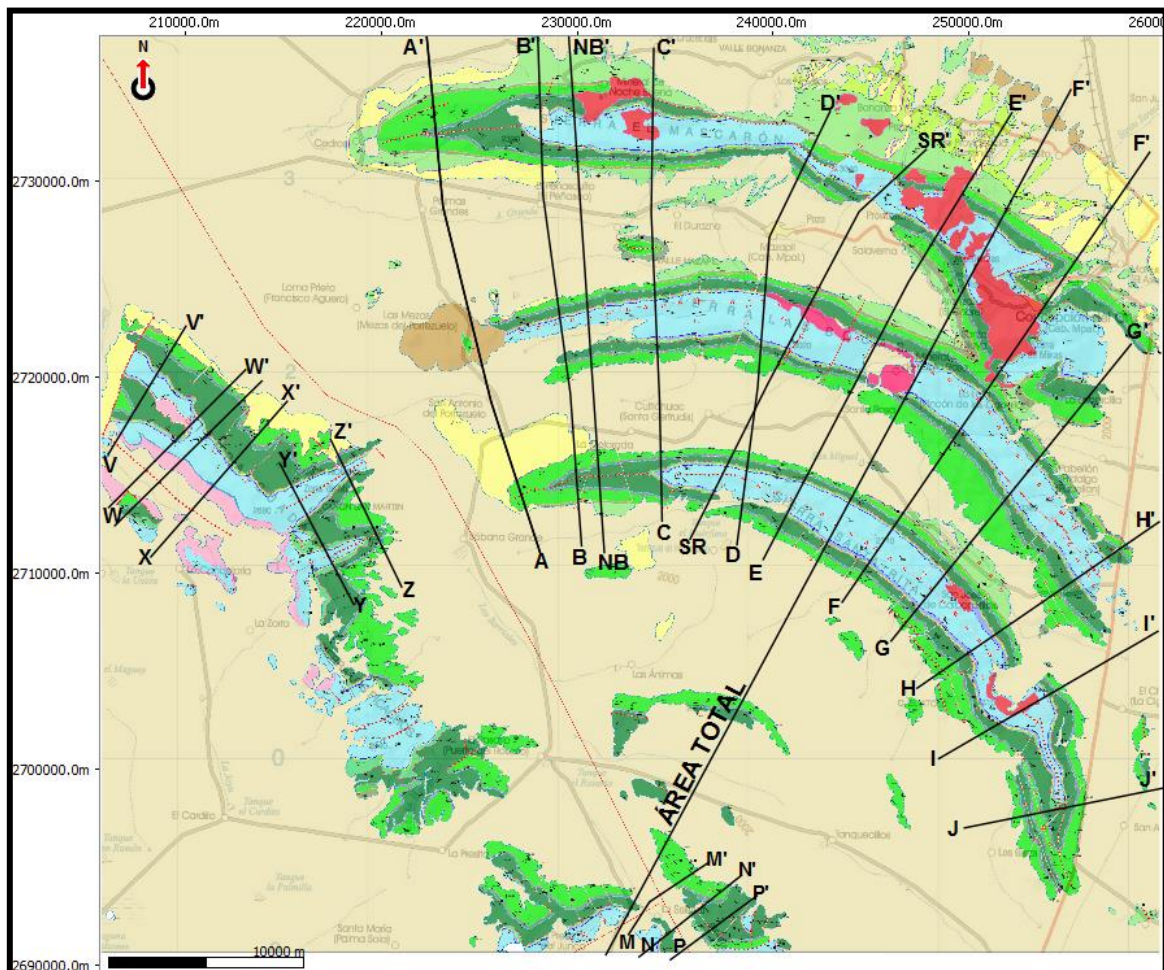


Figura 4.5. Secciones principales representativas de la geología estructural del área de estudio (líneas gruesas en negro).

Una vez que se determinaron las mejores orientaciones se extrajeron los datos del mapa para construir las secciones. Para ello se siguió la siguiente metodología (Figura 4.6):

- En la vista de mapa, se selecciona la línea de sección de y se elige *open section view*.
- En la vista de sección de cada una de las secciones, se proyecta la línea de intersección de la sección con la superficie (DEM), con el fin de tener el perfil topográfico, así mismo se proyectan también la intersección de las líneas (horizontes, fallas, sinclinales o anticlinales) con la sección, con el fin de tener control de las cimas o cortes por falla, así como charnelas de las estructuras.
- Se proyectan los datos de los echados cercanos a la sección y que son representativos de las capas. Para ello se usa la herramienta *Projection/ to Section/ Dip/*. De esa forma, se tienen como datos para construir la sección: topografía, cimas de las unidades, estructuras, y echados.
- Se comienza la construcción a partir de un horizonte, usando la herramienta *Horizon-Fault Construction/ From template; dicha* herramienta ayuda en el dibujo y control de los horizontes teniendo los datos de contactos, y echados, se puede construir una interpretación, conociendo los espesores promedios de las unidades.
- Al usar esta herramienta se elige un horizonte como guía, y a partir de éste, se construyen los demás, dándole como información al software el espesor de las unidades (que se controla con los contactos y los echados, pero siempre considerando los espesores reportados); dichos espesores pueden acunarse, adelgazarse o engrosarse usando la herramienta *angle*, con la cual, al darle cierto ángulo a la unidad, se irá haciendo más delgada o más gruesa según el signo del ángulo.
- A partir del horizonte guía se irá construyendo la sección, modificando la geometría de las estructuras por medio del control de los puntos del horizonte guía; así mismo, se usan dichos puntos para manejar los horizontes, con el fin de tener control de los echados, los espesores, y los contactos, respetando el tipo de plegamiento reportado para el área y obedeciendo también las charnelas proyectadas.
- Cabe mencionar, en el caso de las secciones que cortan cuerpos intrusivos o diques, que su interpretación a profundidad se hace basada en la literatura revisada y en la información del SGM, puesto que no presentan control estratigráfico como las unidades sedimentarias.
- Como no toda el área tiene el mismo espesor y en ocasiones es muy variable para ciertas formaciones (p.e. Cuesta del Cura), la construcción de las secciones se hace por tramos, uno para cada sierra que cruce la sección, y posteriormente se unen usando la misma herramienta de creación de horizontes y uniéndolos con el comando *Join*.

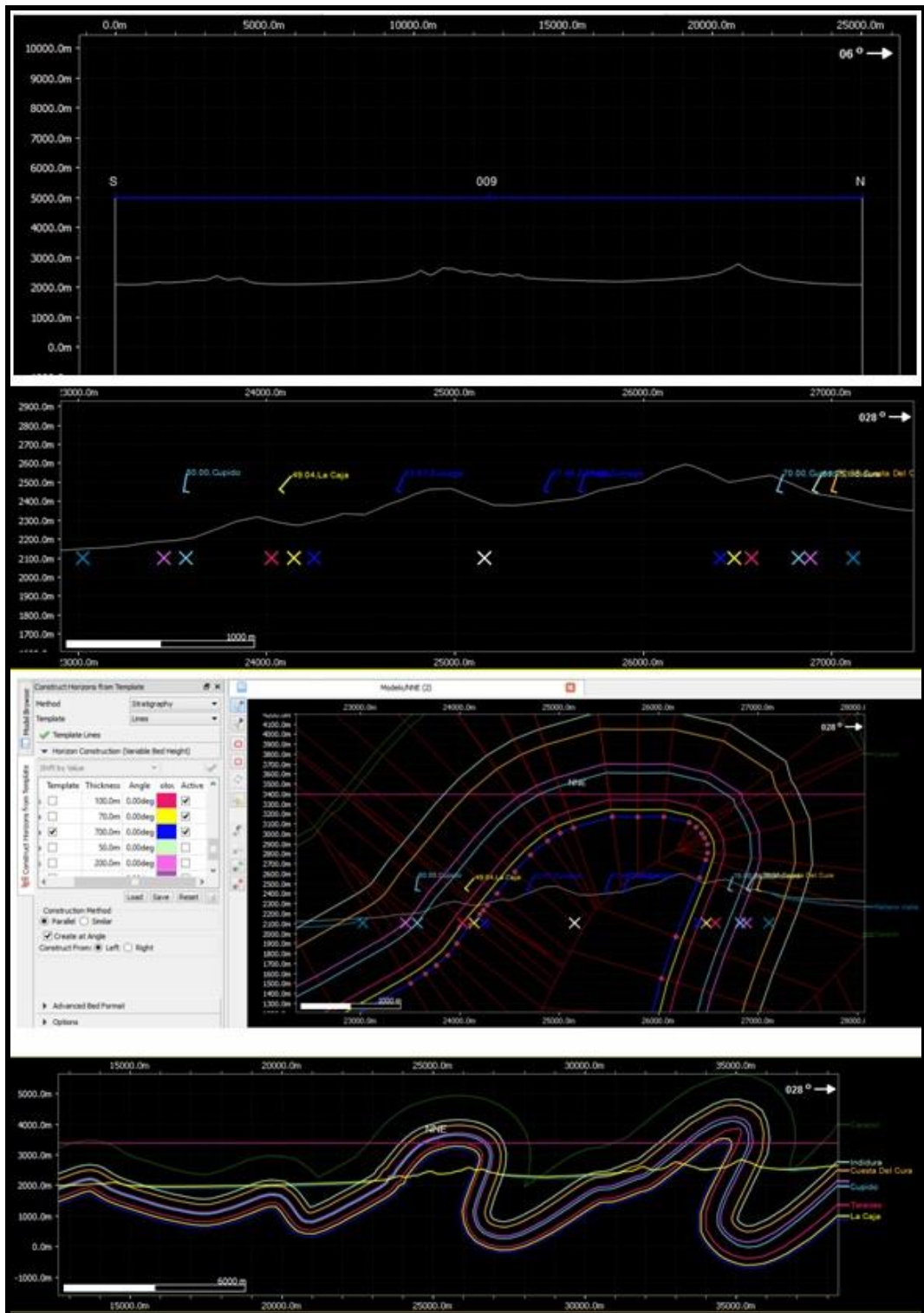


Figura 4.6. Etapas de la construcción de una sección, comenzando por la obtención del perfil topográfico, seguido de la proyección de cimas y echados, construcción de todos los horizontes con la herramienta *Template*, y vista final de una sección construida.

Cabe mencionar, que para las secciones finales presentadas en este trabajo, se cambió el color de los horizontes con el fin de hacerlos más visibles (Figura 4.7).

	1:Horizon	2:Colour
1	Relleno Valle	Blue
2	Ígneo volcánico	Brown
3	Ígneos intrusivos	Red
4	Ahuichila	Purple
5	Granodiorita / Granito / Monzonita	Red
6	Parras	Light Green
7	Caracol	Dark Green
8	Indidura	Bright Green
9	Cuesta Del Cura	Orange
10	La Peña	Purple
11	Cupido	Light Blue
12	Taraises	Pink
13	La Caja	Orange
17	Zuloaga	Blue
14	La Joya	Green
15	Nazas	Pink
16	Taray	Purple

Figura 4.7. Color asignado a los horizontes en la secciones, con el fin de hacerlos más visibles, sin considerar asociación entre el color de la cima y la edad de la formación representada.

IV.1.5. Creación de superficies

La creación de superficies es posible tomando como base, a al menos dos horizontes en secciones paralelas o que tiendan al paralelismo.

Para la creación de las superficies, primero se construyeron una serie de secciones de la porción nororiental, que es de la que se construirá el modelo tridimensional. Para tener mayor grado de precisión en la construcción de las superficies, se crearon secciones auxiliares donde los datos lo permitieron, con el fin de que los horizontes, fallas, o el cuerpo intrusivo que se crea, sean lo más precisos posibles.

Primeramente se crearon las superficies de fallas, puesto que cortan a todas las estructuras al ser más jóvenes que la secuencia plegada, posteriormente se crearon los horizontes de la secuencia mesozoica, y finalmente, se creó el modelo de un cuerpo intrusivo. La metodología fue:

1. En *Model Building / Surfaces* se elige la opción *Create surfaces from lines*, es decir, se crearán superficies a partir de las líneas creadas en las secciones.
2. Posteriormente se elige el método de creación de la superficie, y éste se elige dependiendo la geometría de la superficie a ser creada. Para horizontes se elige el método de *Spline Curves*, mientras que para fallas se elige *Linear Method*.
3. En la vista 3D se seleccionan los horizontes de una misma estructura, creados en las secciones. Es importante destacar que los horizontes a ser creados, además de tender al paralelismo, deben tener una longitud muy similar con el fin de evitar distorsiones hacia los extremos.
4. Una vez seleccionados las líneas guía se elige *Create Surface*.
5. Una vez creada la superficie tienen un color gris por default, pero puede ser editada (recortada, intersectada), e incluso, pueden asignarse a una unidad, en el caso de los horizontes (Figura 4.8).

La superficie creada se añadirá al Model Browser, donde se encuentra como un *Mesh*, ahí mismo se puede seleccionar y editar, como en este caso, que se recortaron las superficies creadas hasta su intersección con la superficie, con el fin de tener un modelo que muestre el modelo de plegamiento, y otro que muestre sólo la configuración estructural bajo la topografía.

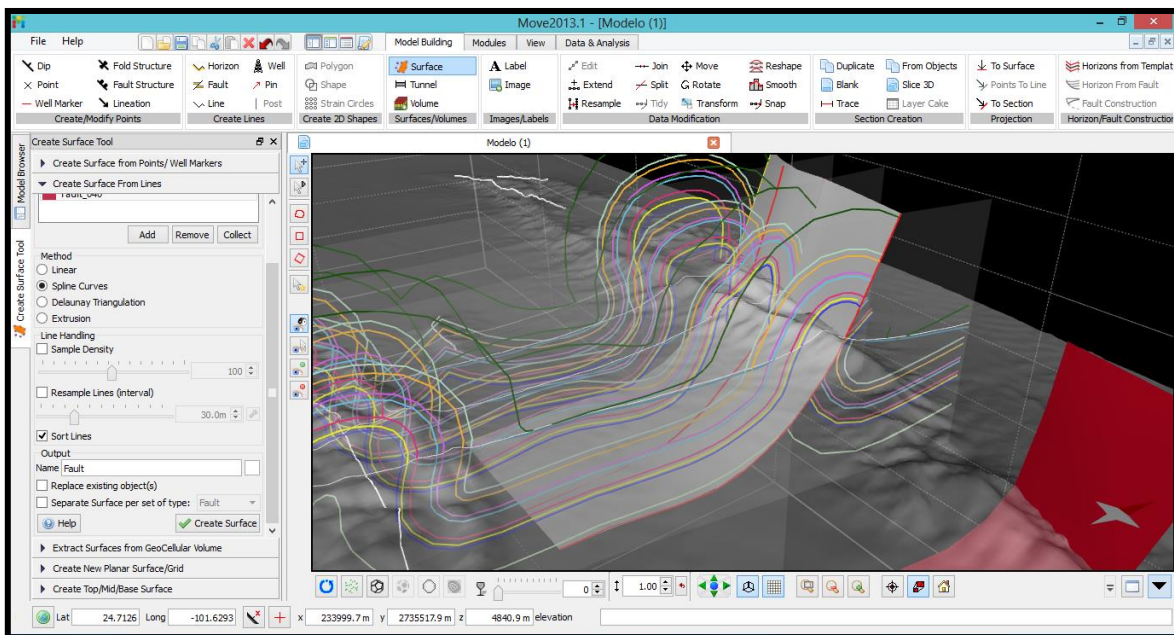


Figura 4.8. Construcción de superficies que representan horizontes o en este caso el nivel de despegue de una cabalgadura.

IV.1.6. Modelo Tridimensional

Con las superficies se creó el modelo tridimensional, que representa de forma general el plegamiento de la porción nororiental y contiene las sierras de Santa Rita, Santa Rosa y La Caja. En este se pueden observar las cimas de las formaciones: Zuloaga, Taraises, Cupido, Cuesta del Cura e Indidura; así como el intrusivo Noche Buena y la cabalgadura La Caja.

Cabe mencionar que sólo se construyó un modelo tridimensional de esta porción, puesto que sus datos lo permitieron, en tanto que las otras no tienen datos suficientes.

IV.2. RESULTADOS

Al llevar acabo todo el proceso anterior los resultados obtenidos fueron:

- Digitalización de la cartografía del área, con correcciones, a escala 1:50'000 (Anexo).
- 20 secciones que representan las porciones y una que cruza ambas porciones. (Capítulo 5). La orientación y el color de éstas se presenta en las figuras 4.5 y 4.7.
- Un modelo tridimensional representativo de la porción nororiental del área de estudio (Anexo).

A partir de tales elementos se llevó a cabo la interpretación estructural, de la que se habla en el capítulo V, que corresponde a Geología estructural.

V. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA LOCAL

En el estudio estructural de una secuencia deformada es necesario considerar diversos aspectos, algunos son: el mecanismo por el cual se deforman las rocas que constituyen la secuencia, el o los eventos de deformación que sufre la secuencia, la etapa de relajación posterior a un evento compresivo, la influencia del basamento y de la paleotopografía en la deformación, la posible reactivación de estructuras preexistentes y la actividad ígnea o volcánica que pudiera afectar a la secuencia ya deformada.

Dentro de las Sierras Transversales de Parras, donde se encuentra el área de estudio, el estilo de deformación, a diferencia de la mayor parte de la Sierra Madre Oriental que se pliega por fallamiento, es dominado por plegamiento, y el acortamiento del 37% ocurre en dirección NE18° (Eguiluz et al., 2000). Por otro lado, el área de estudio, tiene una configuración estructural compleja, puesto que no presenta sólo una dirección de plegamiento, por lo que para su estudio es necesario considerar y estudiar: la paleogeografía previa al evento de deformación laramídico, las estructuras generadas por la dicha orogenia, el mecanismo de deformación por el cual se deforman las rocas, las estructuras previas que pudieran ser reactivadas con dicho evento de deformación, la etapa de relajación de los esfuerzos y la actividad ígnea y volcánica del Terciario.

En este capítulo se conjuntan las observaciones y resultados obtenidos del modelado, con el fin de entender la configuración estructural del área de estudio, considerando lo mencionado en el párrafo anterior, para ello, se divide el capítulo en cuatro subcapítulos, en los que se explican primeramente, la influencia de la paleotopografía, y posteriormente los diferentes procesos que dan lugar a la configuración estructural actual del área.

V.1. PALEOGEOGRAFÍA E INFLUENCIA EN LA ESTRATIGRAFÍA

Durante el depósito de secuencias sedimentarias, la influencia de la paleogeografía es muy importante, puesto que como se mencionó, controla la distribución de facies y depósito de las unidades y presenta influencia directa en la deformación.

Las principales estructuras que afloraban alrededor del área de estudio apenas al comienzo de la invasión marina eran la Isla de Coahuila, y el Archipiélago de Tamaulipas, además de una masa continental sin nombre que afloraba al poniente y del que no se conoce su posición precisa en el pasado (Padilla y Sánchez, 1982).

Dentro del área de estudio y a nivel regional, las exposiciones previas al depósito de la Zuloaga, afloran únicamente al poniente de la Falla San Tiburcio y además el espesor de Zuloaga varía drásticamente de un lado al otro a través de dicha falla. Al poniente de dicha falla, en la Sierra La Candelaria, el espesor reportado es de 275 m (Rogers et al., 1956), y según las secciones creadas, este espesor no pasa de los 400 m; por otro lado, al norte de la falla, en el área de Concepción del Oro, los espesores reportados van de los 500 a los 800 m (Rogers et al., op cit; Ramírez-Díaz, 2012), y en las secciones se observa el espesor llega casi los 1000 m, lo cual puede deberse a la presencia de intrusivos que no llegan a aflorar; aún así, el cambio de espesor de una porción a otra es muy drástico.

Por otro lado, Imlay (1953), propone que la fuente de sedimentos formadores de la Fm. Zuloaga estaba al norte del área, lo que ocasiona que dicha formación se adelgace hacia el sur; sin embargo, en un área pequeña relativamente, el cambio de espesor es muy fuerte, por lo que se infiere que la paleogeografía cambió de una porción a otra, ocasionando la diferencia de espesores.

El límite paleogeográfico estaría constituido por la la Falla San Tiburcio, una falla normal con caída al oriente creada durante la apertura del Golfo de México, cuando se formaron grabenes y horsts, de la forma en que lo interpretaron Rogers y colaboradores (1956). De tal forma, cuando ocurrió la invasión marina, esta depositó una secuencia más potente en donde el tirante de agua fue mayor y más delgada hacia el poniente donde el tirante de agua fue menor. Cabe mencionar que el alto representado por bloque al poniente de la Falla San Tiburcio no fue tan alto puesto que de haber sido así, habría un cambio de facies de la Fm. Zuloaga a la Fm. La Gloria; además el área poniente también se inundó por completo en el Oxfordiano, mientras que otros paleo elementos como la Isla de Coahuila, permanecieron emergidos por más tiempo.

En cuanto a las demás formaciones, varían en espesor, pero no lo hacen de forma tan drástica, y sus espesores son similares al oriente y poniente de la Falla San Tiburcio.

V.2. DEFORMACIÓN LARAMÍDICA

La deformación laramídica que actuó en México, de finales del Cretácico y hasta principios del Eoceno (Dickinson et al., 1988; Cuéllar-Cárdenas et al., 2012; Fitz-Díaz

et al., 2014), es una orogenia que actuó progresivamente de poniente a oriente y de noroeste a sureste, por migración de la deformación contractiva, por lo que la edad de las estructuras y la deformación no es la misma a lo largo de toda la Sierra Madre Oriental (Cuéllar-Cárdenas et al., op. cit.).

Unas decenas de kilómetros al NE del área estudiada, en la curvatura de Monterrey, la edad asignada a dicha orogenia, es del Paleoceno Tardío al Eoceno Temprano (Padilla y Sánchez, 1982), por ser un área muy cercana a la de este estudio, se considerará la edad de la orogenia de la forma en que la propuso Padilla y Sánchez (op. cit.).

En este subcapítulo se abordarán las estructuras creadas por dicha orogenia en el área de estudio, puesto que aunque fue un mismo evento compresivo, creó estructuras con orientaciones distintas en la porción NE y en la porción NW, separadas por la Falla San Tiburcio (Figura 5.1). El hecho de que las orientaciones de las charnelas de los pliegues sean diferentes tiene que asociarse a un solo estado de esfuerzo que las generó, a no ser que haya habido varias etapas de deformación en tiempos diferentes.

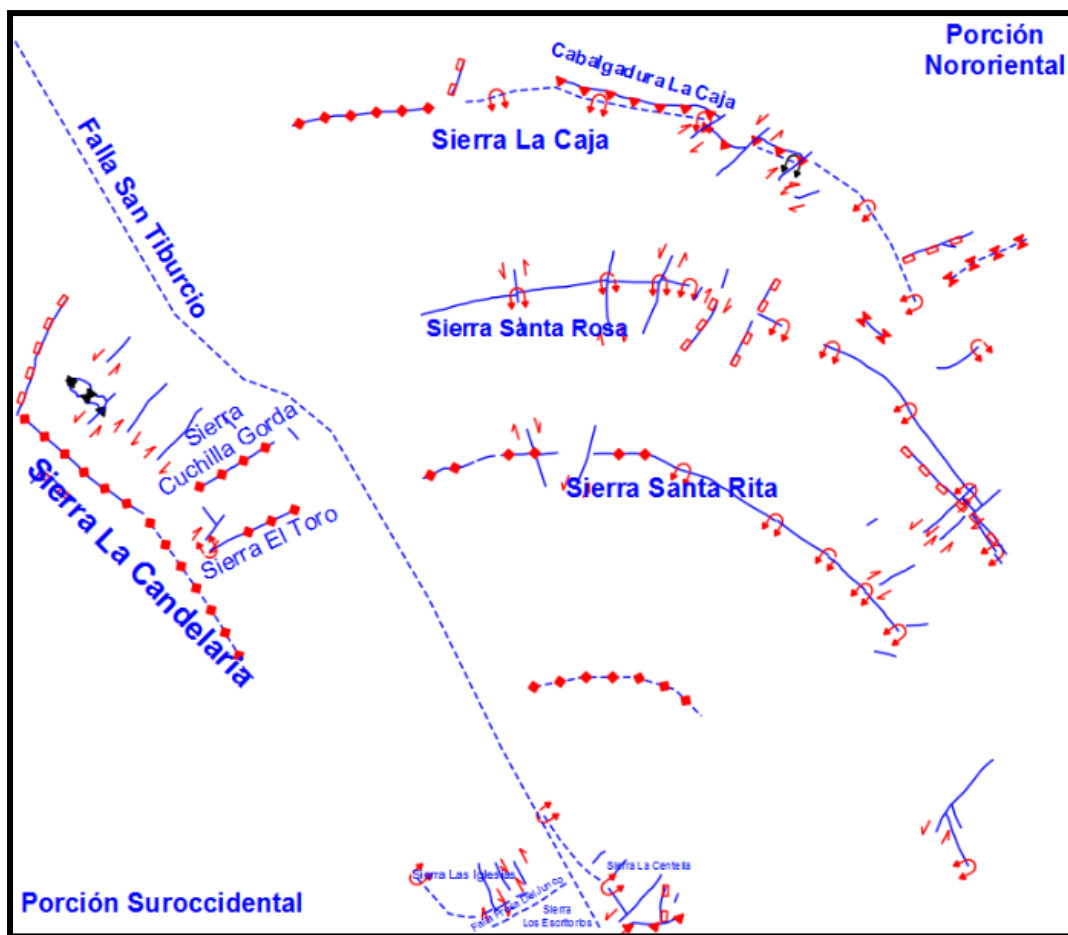


Figura 5.1. Principales estructuras anticlinales interrumpidas por cabalgaduras o intrusivos. Se observa la diferencia de orientación a ambos lados de la Falla San Tiburcio.

V.2.1. Orientación de las estructuras y tipo de plegamiento

Para llevar a cabo este análisis estructural del área de estudio, se interpretaron las secciones principales creadas, además del modelo tridimensional.

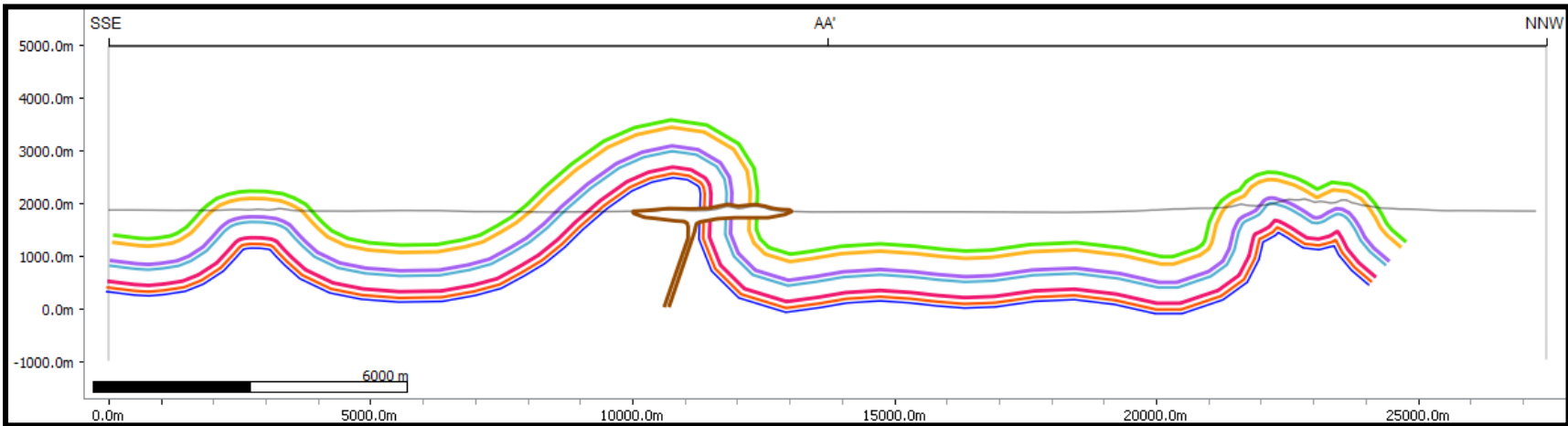
Las secciones se presentan en este capítulo, y su orientación y características en el Capítulo 4 (figuras 4.5 y 4.7). El modelo tridimensional se presenta en el Anexo 1, y representa el plegamiento de la porción nororiental, por lo que conviene consultarlo al abordar esta sección.

V.2.1.1. Porción nororiental

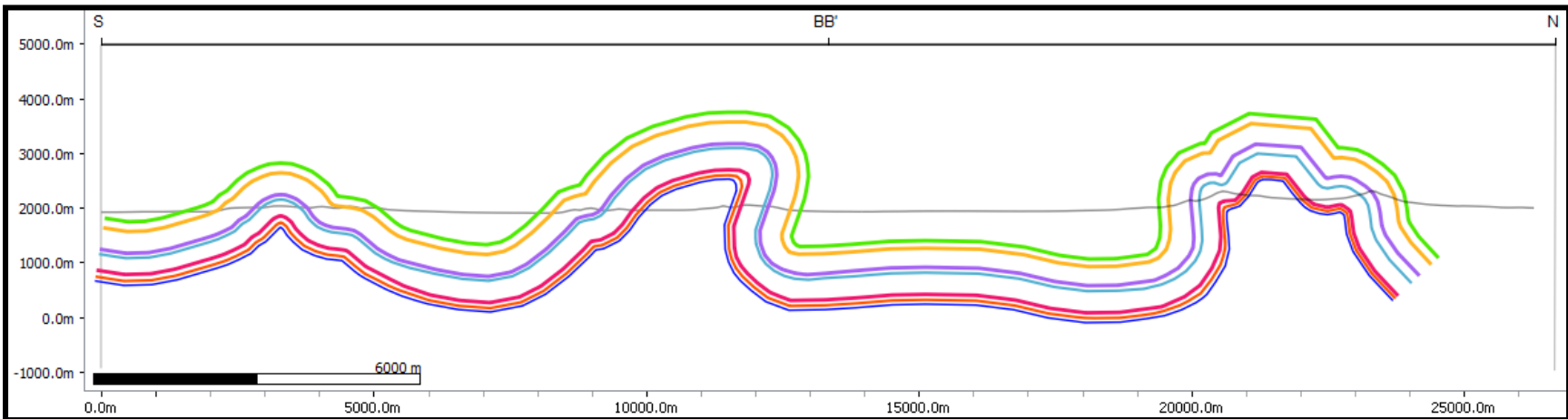
Esta porción está conformada por tres sierras principales: La Caja, Santa Rosa, y Santa Rita, que representan anticlinales con una orientación que cambia de NW-SE (en el poniente), a E-W (en la parte central) y WSW-WNE (terminación al poniente), (Figura 5.1). De tal forma, la orientación de los pliegues se puede comparar con una porción de círculos concéntricos cuyo centro se ubica sobre la traza de la Falla San Tiburcio, en el extremo sur del área de estudio. En las secciones AA', BB', CC', DD', GG', HH', JJ', NB-NB' y SR-SR', así como en el modelo tridimensional anexo, se observan las características del plegamiento en esta porción, tales características son:

- El plegamiento es más suave hacia el sur, donde los pliegues se presentan de forma simétrica y conforme se avanza al norte se vuelven abiertos y posteriormente cerrados y apretados. (Sección: Área Total presentada en la figura 5.4).
- Sierra de Santa Rita
 - Representa un pliegue anticlinal que, al poniente es simétrico y apretado (Anexo 1.3) y buza al poniente en su terminación (Secciones: AA', BB' y CC'). En la porción central se presenta recostado al norte (Secciones GG' y HH'), y en su terminación poniente se encuentra nuevamente simétrico y buzante al SW (Sección JJ').
- Sierra Santa Rosa
 - Pliegue anticlinal recostado al norte (Secciones: AA', BB', CC', DD', GG' Y HH'). En su terminación oriente no se observa buzamiento mientras que al poniente pareciera empezar a buzarse cuando se interrumpe por la presencia de los basaltos en Las Mesas.
- Sierra La Caja
 - Esta sierra representa un anticlinal, sin embargo, se encuentra más afectada por el emplazamiento de intrusivos que las otras dos sierras de esta porción. En su terminación al poniente, se encuentra ligeramente recostado al sur, y con forma similar a un pliegue de caja (Secciones AA' y BB'). Conforme se avanza al oriente, el plegamiento se ve afectado por

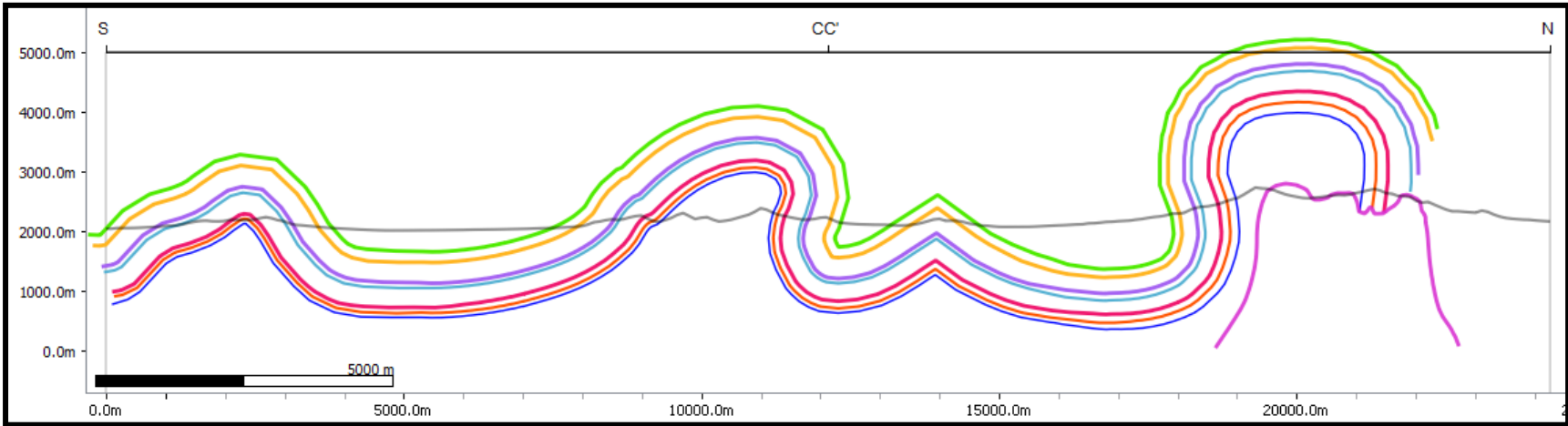
- el intrusivo Noche Buena (Sección NB-NB'), lo que ocasiona que el pliegue semeje a un pliegue de hongo.
- Avanzando al poniente, se encuentra la cabalgadura La Caja, la cual, aparentemente toma como nivel de despegue la base de Zuloaga, y a partir de ahí, corta en distintos niveles, descontinuoando lo que parece ser un pliegue recostado al norte (Sección SR-SR').
 - En la porción de Concepción Del Oro, el pliegue se encuentra recostado al Norte, sin embargo, es afectado por el emplazamiento de un stock granodiorítico que levanta la secuencia y da la apariencia de que el pliegue está más abierto, y al mismo tiempo, hace parecer que la secuencia fuera de mayor espesor (Sección FF').
- Anticlinal Cerro Gordo
- Este anticlinal se encuentra entre las sierras de La Caja y Santa Rosa, y su particularidad es que es el único entre las dos sierras mencionadas, y que su origen posiblemente se asocie a un empuje vertical ascendente debido a un cuerpo magmático a profundidad, probablemente el del yacimiento de Peñasquito (Secciones CC' y DD').
- Cabalgadura La Caja
- Esta cabalgadura (Sección SR-SR' y Anexo 1.7, 1.8 y 1.9) afecta a la sierra homónima, presenta una orientación casi WNW-ENE y tiene como nivel de *detachment* la base de Zuloaga, y pone en contacto a dicha formación con las formaciones Cupido, Indidura y Caracol; y por otro lado, pone en contacto a Cupido y a Taraises con Indidura.
 - Presenta fallas de desgarre que regionalmente se encuentran como fallas laterales casi perpendiculares a la charnela de los pliegues y que ocasionan que un bloque se adelante más que otro.
 - La terminación al oriente de la cabalgadura se da en una falla lateral, lo que indica que el bloque de oriente ya no avanzó sobre la secuencia, solamente se plegó.
 - La terminación al poniente no está cartografiada, puesto que el emplazamiento del intrusivo Noche Buena borra la evidencia de la cabalgadura.



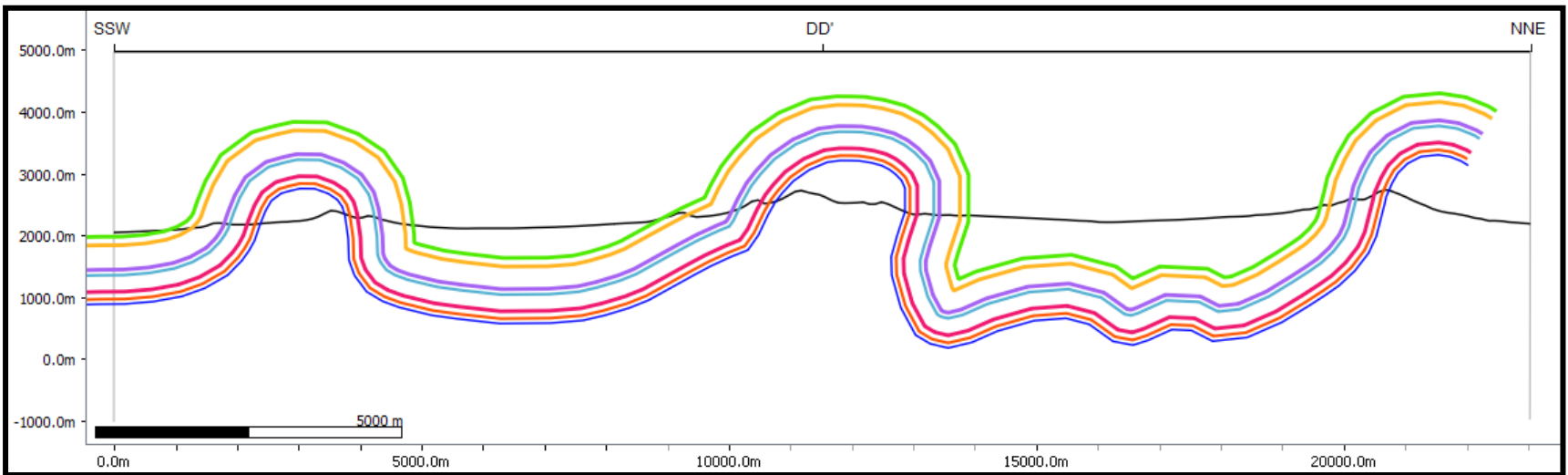
Sección AA'



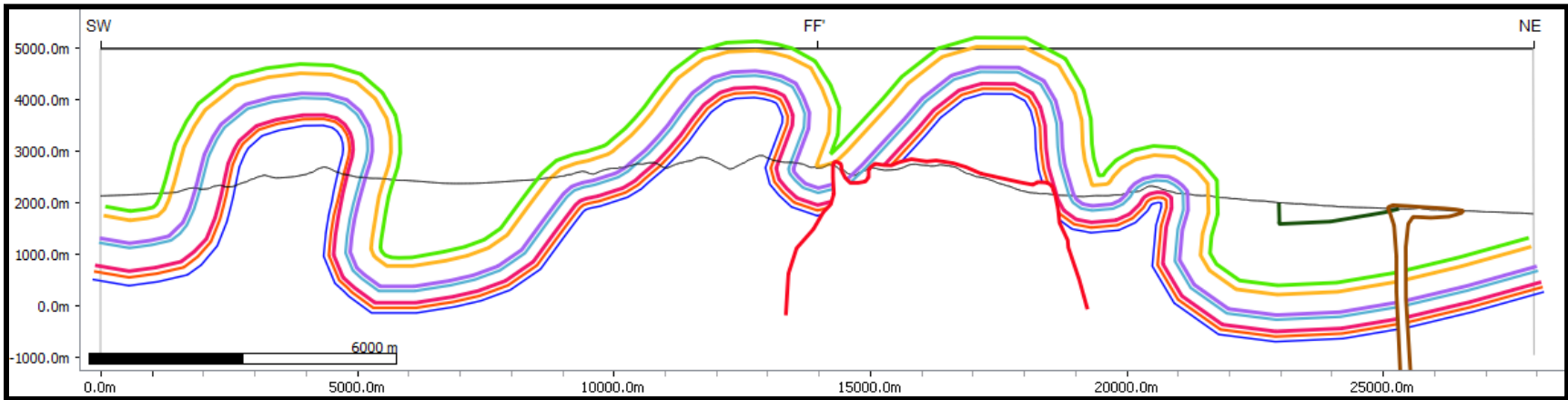
Sección BB'



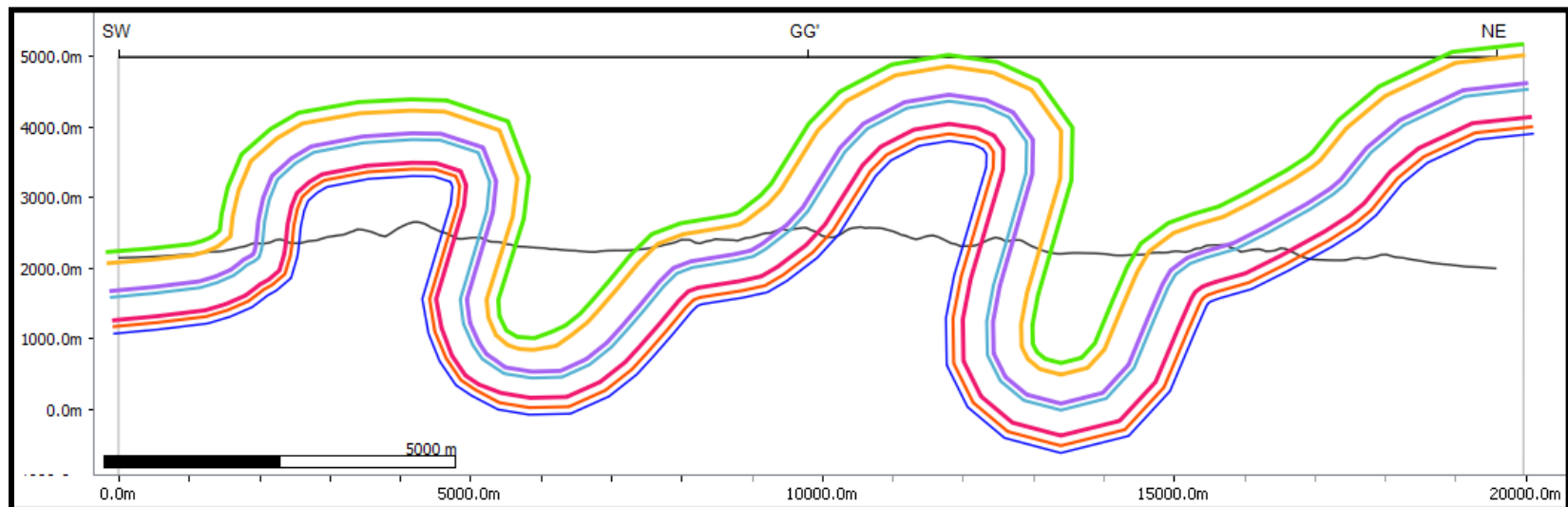
Sección CC'



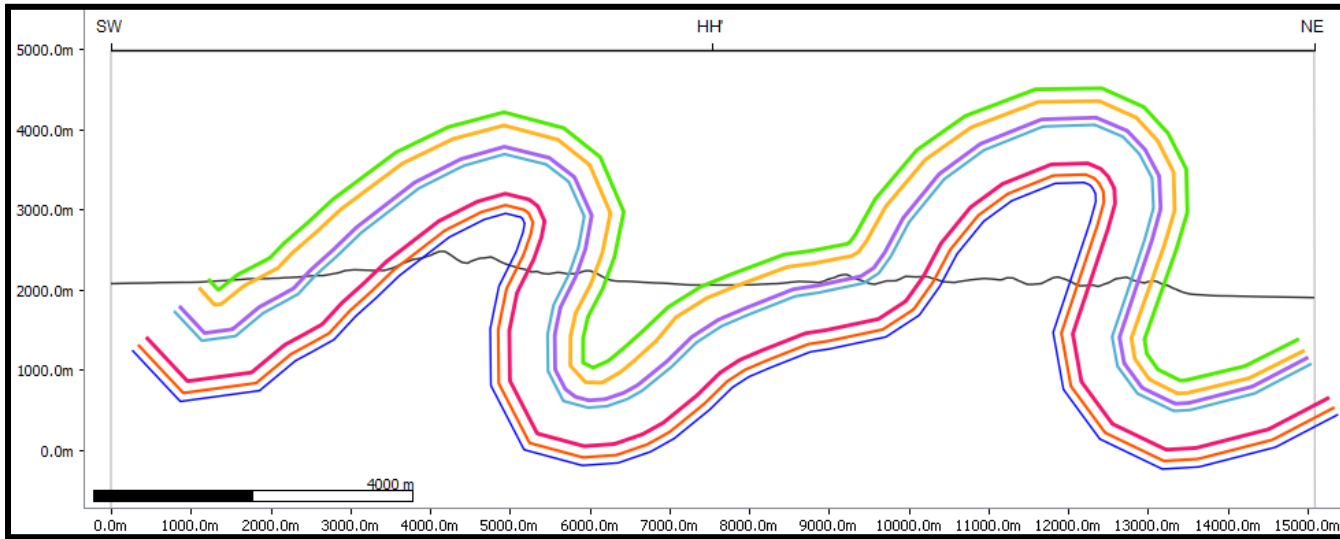
Sección DD'



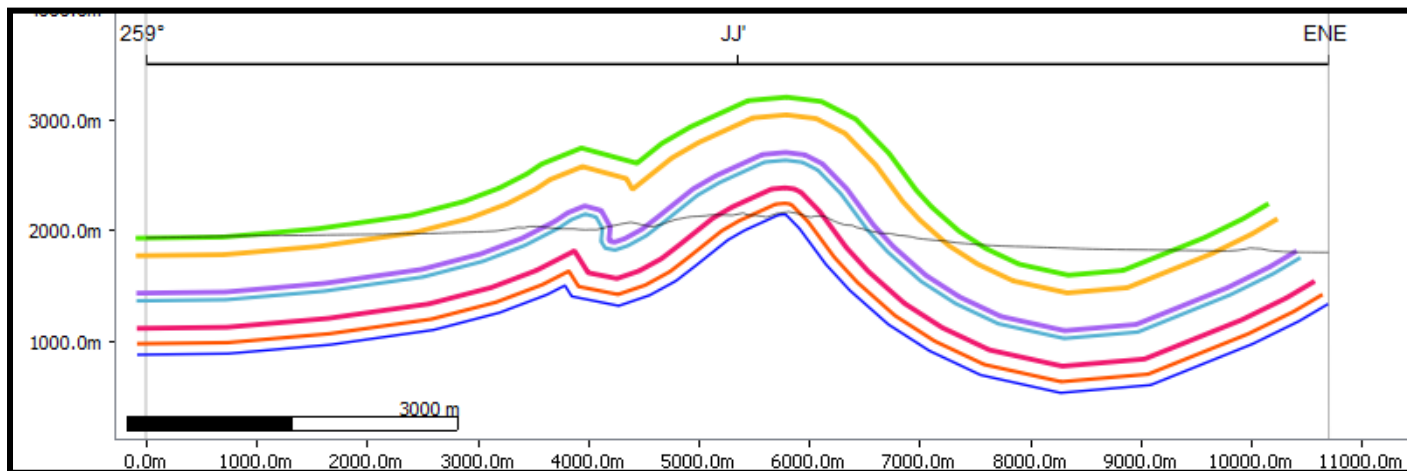
Sección FF'



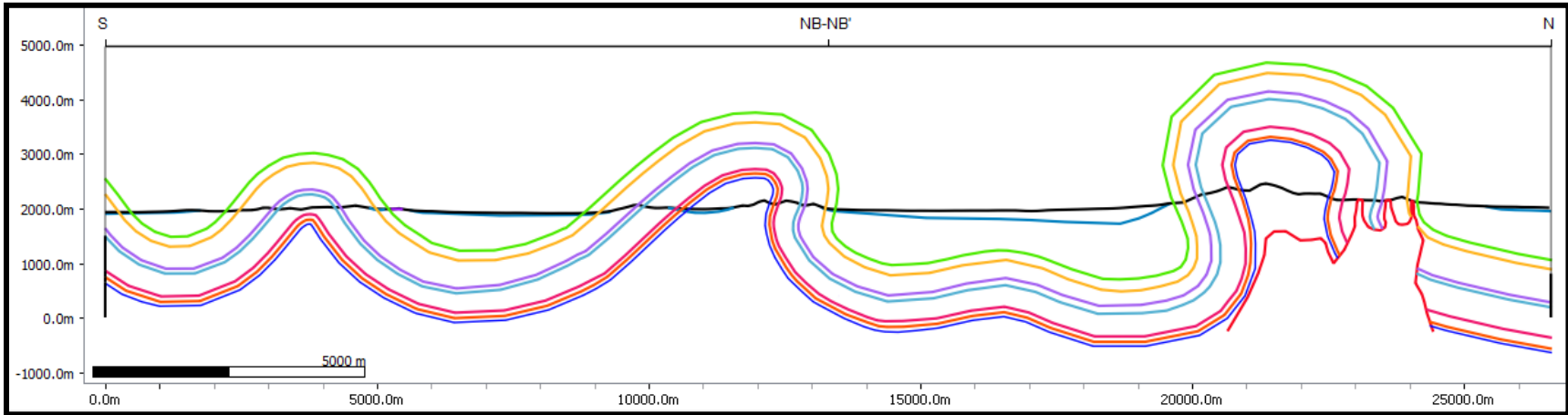
Sección GG'



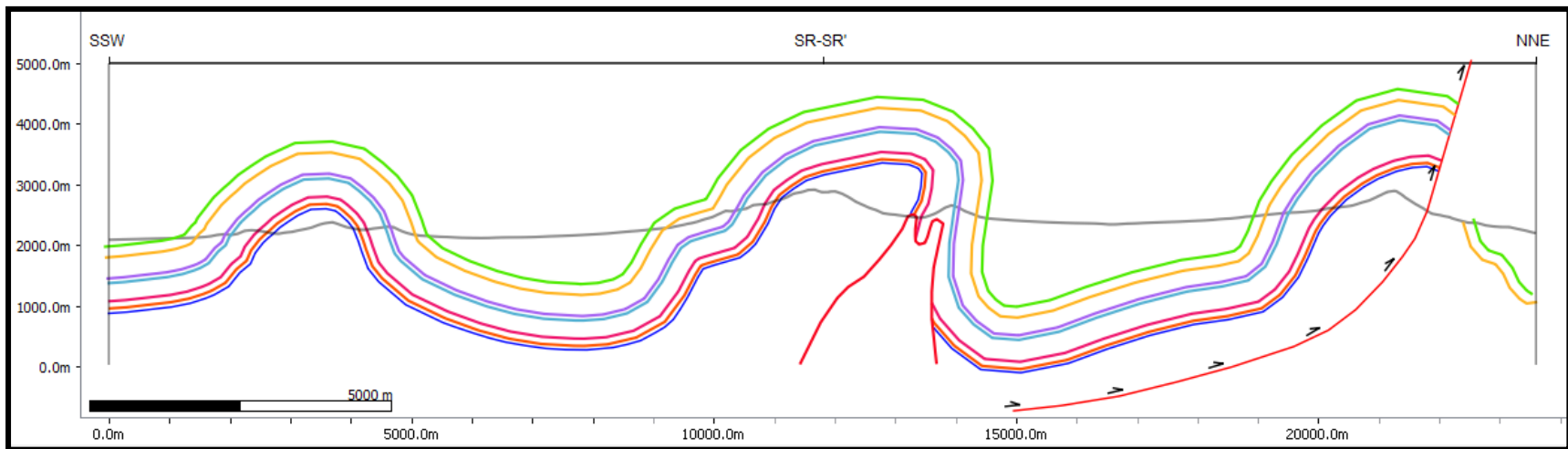
Sección HH'



Sección JJ'



Sección NB-NB'



Sección SR-SR'

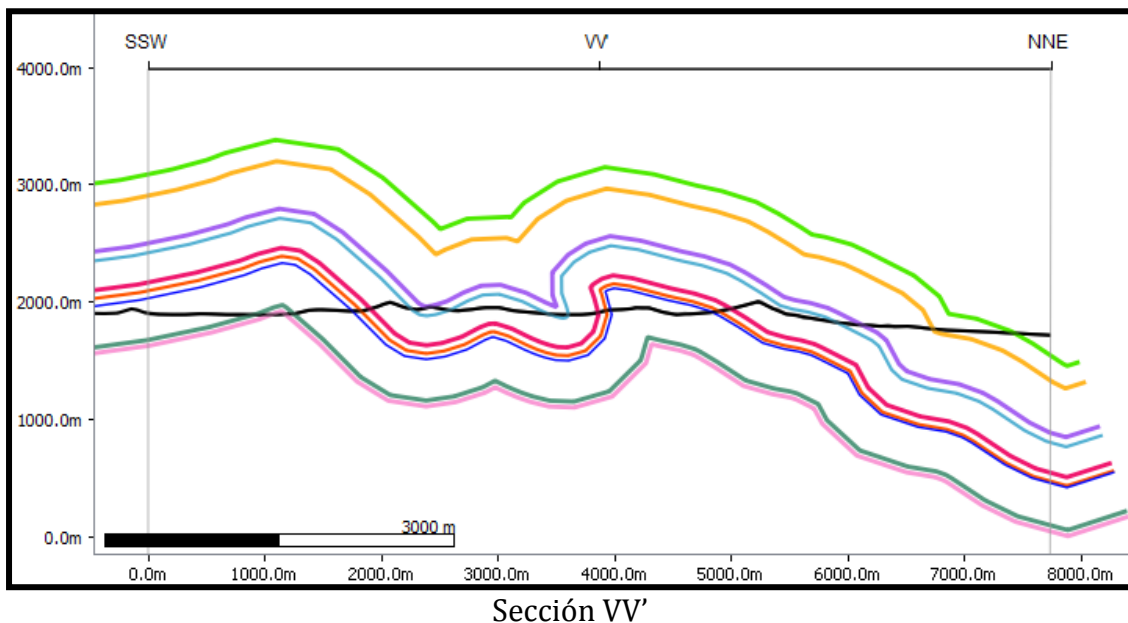
V.2.1.2. Porción suroccidental

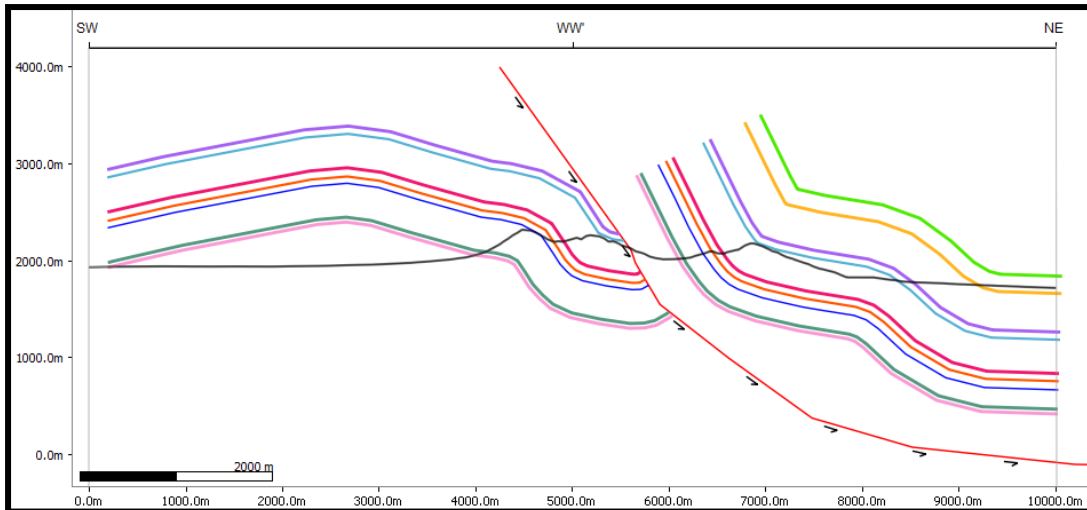
Mientras que al oriente de la Falla San Tiburcio las estructuras se presentan con una orientación en forma de arco, al poniente de ella, el plegamiento presenta con una orientación NW-SE (Figura 5.1).

La principal sierra en esta porción es La Candelaria, que se extiende de NW a SE, y representa el flanco derecho de un anticlinal simétrico(?); esta sierra tiene su continuación unos kilómetros al NW, fuera del área de estudio, en la Sierra de San Julián, dónde las rocas del Triásico y Jurásico están mejor expuestas.

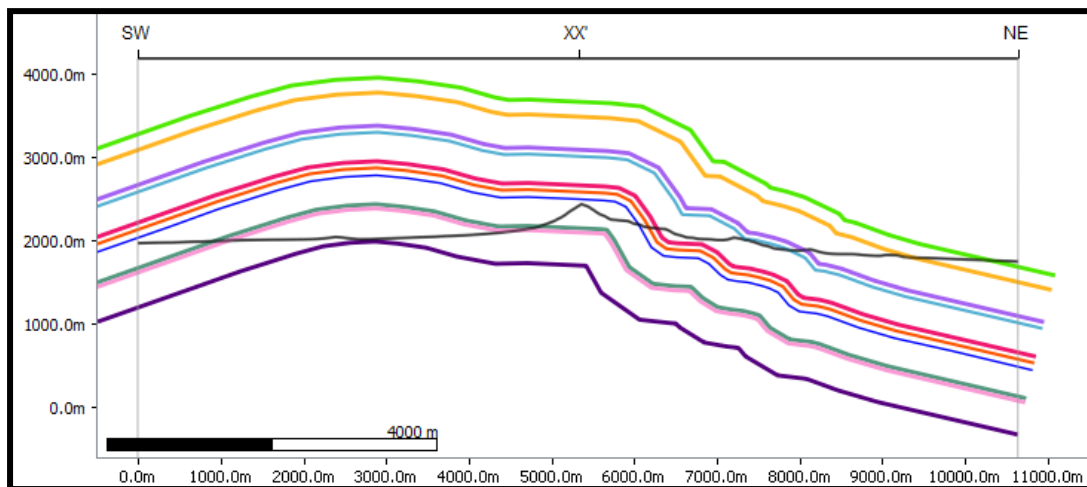
El plegamiento, a diferencia de la porción oriental en la que no hay exposiciones previas al Oxfordiano, se encuentra afectando también a la secuencia triásica-jurásica, es decir a las formaciones Taray, Nazas y La Joya; y probablemente se debe a esto que el anticlinal de La Candelaria sea menos cerrado (Secciones: VV', WW' y XX') que los anticlinales de la porción nororiental. Por otro lado, no se tienen suficientes exposiciones rocosas del flanco izquierdo de este anticlinal, por lo que no se sabe a ciencia cierta su geometría, pero según esta interpretación, esta sierra corresponde a un anticlinal simétrico abierto.

En cuanto a cabalgaduras, sólo aflora una dentro del área (Sección WW'), la cual tiene un nivel de despegue desconocido que se encuentra por debajo de la Fm. Nazas, lo que ocasiona que esta cabalgue a las formaciones más jóvenes en el flanco derecho del anticlinal La Candelaria.





Sección WW'



Sección XX'

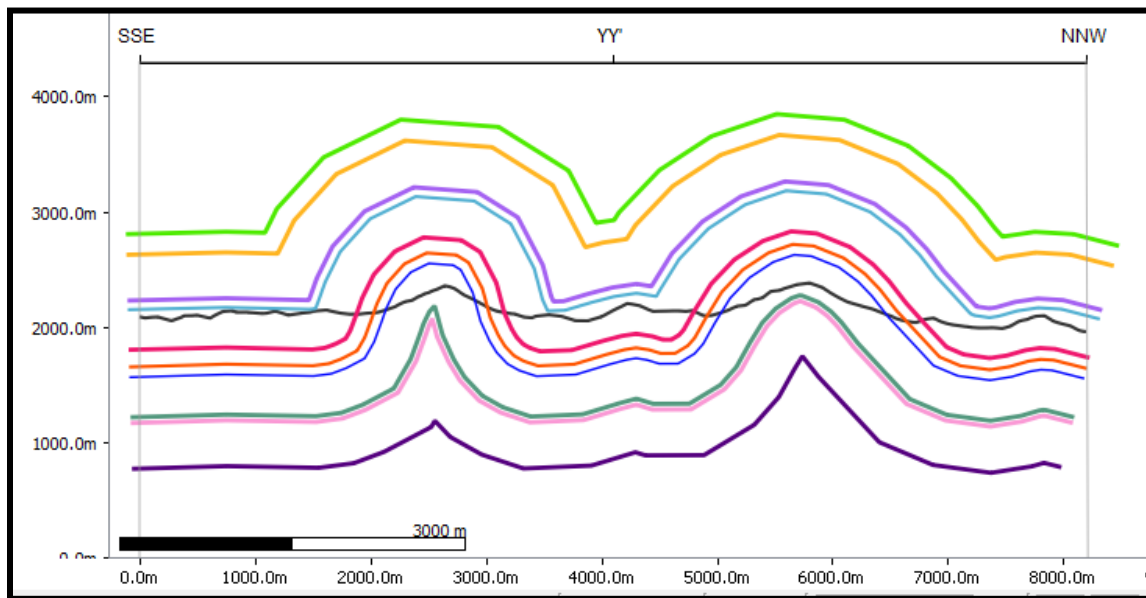
V.2.1.3. Continuidad de las estructuras a través de la Falla San Tiburcio

Al oriente de la Sierra de la Candelaria se encuentran las Sierras Cuchilla Gorda y El Toro, que representan dos anticlinales que surgen como ramas del anticlinal La Candelaria (secciones YY' y ZZ)'. Estos pliegues contrastan en orientación con el resto de la porción suroccidental, y a pesar de surgir como ramas del anticlinal de La Candelaria, podrían representar la continuación en el poniente de las Sierras de Santa Rosa y Santa Rita.

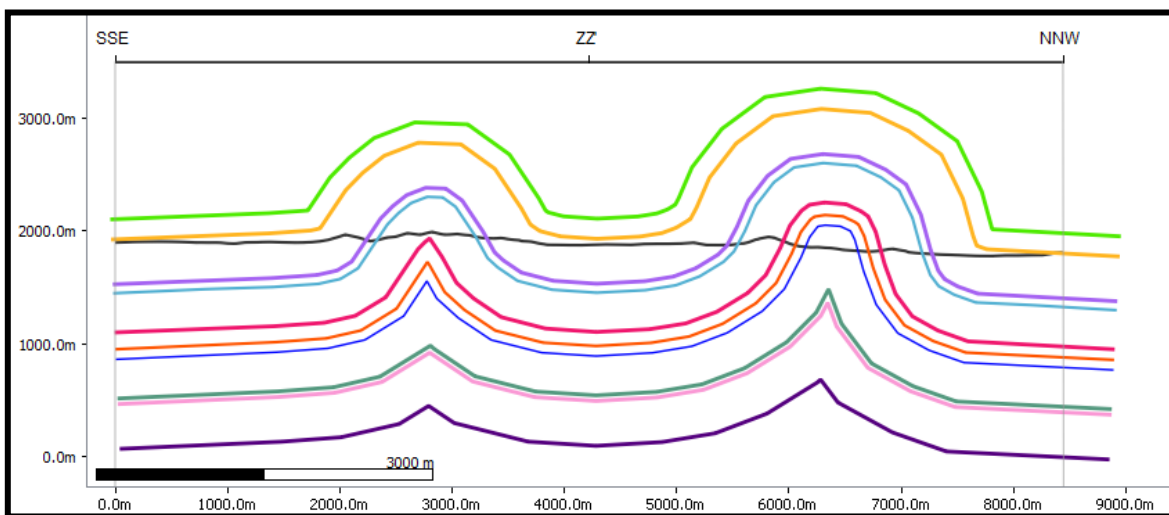
Al tratar de correlacionar las sierras Cuchilla Gorda y El Toro, con las sierras Santa Rosa y Santa Rita nos encontramos con un problema, puesto que al cruzar de una porción a otra no existe ningún aforamiento, debido a que ahí cruza la Falla San Tiburcio; sin embargo, si se analizan las estructuras se puede observar que:

- Al tratar de correlacionar los anticlinales de Cuchilla Gorda y Santa Rosa se observa que el anticlinal Cuchilla Gorda se encuentra desplazado al sur (Figura 5.1), lo que sustentaría la existencia de una falla lateral izquierda como lo propone Mitre-Salazar (1989). Sin embargo, al correlacionar el anticlinal Santa Rita con el de El Toro, el desplazamiento pareciera ser por una falla derecha, lo cual ya no es coherente con el movimiento izquierdo de la Falla San Tiburcio.

De tal forma que se requieren estudios a profundidad que permitan saber si hay o no continuidad de las estructuras.



Sección YY'



Sección ZZ'

V.2.1.4. Sentido de la Falla San Tiburcio

Pocos afloramientos de rocas rodean la Falla San Tiburcio, puesto que sobre ella existe una cubierta gruesa de aluvión, sin embargo, en la porción sur del área de estudio, se tienen las Sierras Las Iglesias, La Centella, y Los Escritorios, que constituyen bloques separados por lineamientos interpretados como fallas laterales (Figura 5.2).

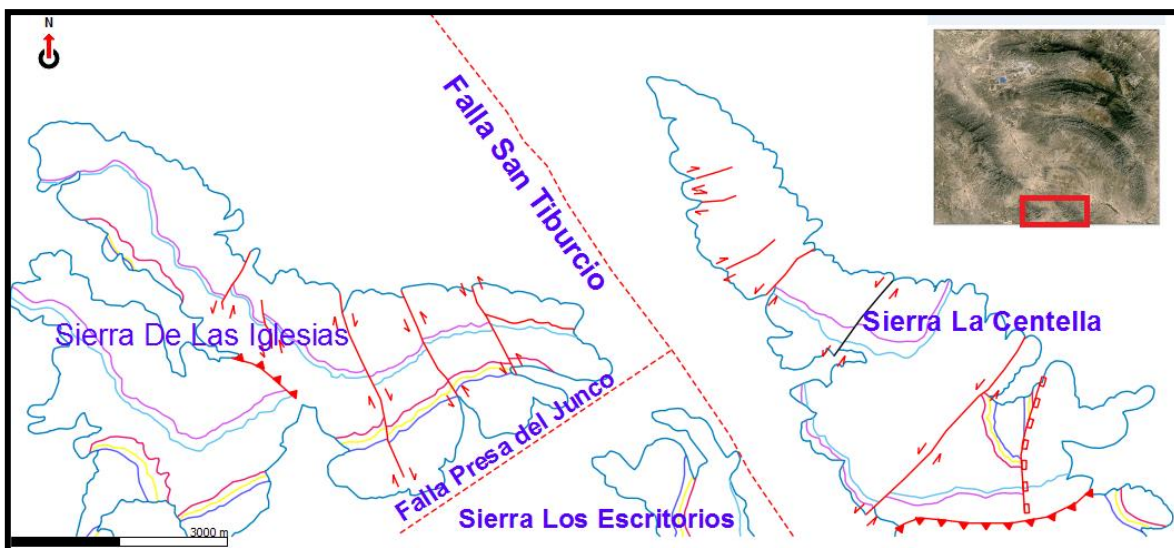


Figura 5.2. Estructuras aledañas al lineamiento San Tiburcio, dónde se observa una configuración de tres bloques separados por las fallas Presa del Junco y San Tiburcio.

Las fallas que separan dichos bloques son Presa del Junco y San Tiburcio, para las que Mitre-Salazar (1989), basado en las observaciones en la cabalgadura del Cañón de Los Puentes (al sur de la Sierra La Centella), las fallas laterales al oriente del Lineamiento San Tiburcio, y la orientación de los pliegues a nivel regional, y basándose en el modelo de Moody y Hill (1956) para fallas izquierdas de cizalla simple, encuentra analogías y similitudes con las que propone lo siguiente:

- La falla de cabalgadura Cañón de Los Puentes está en un bloque compresional y corresponde con plegamientos de primer orden.
- El lineamiento San Tiburcio responde bien a una falla con movimiento lateral izquierdo de primer orden.
- El lineamiento Presa Del Junco corresponde con una falla lateral derecha.
- Las fallas laterales derechas de la Sierra La Centella corresponden a fallas de segundo orden (tipo Riedel)
- Los pliegues de Santa Rita, Santa Rosa, y La Caja, podrían ser pliegues en echelón de primer orden.
- Las estructuras son contemporáneas, creadas en un régimen de compresión de edad laramídica.

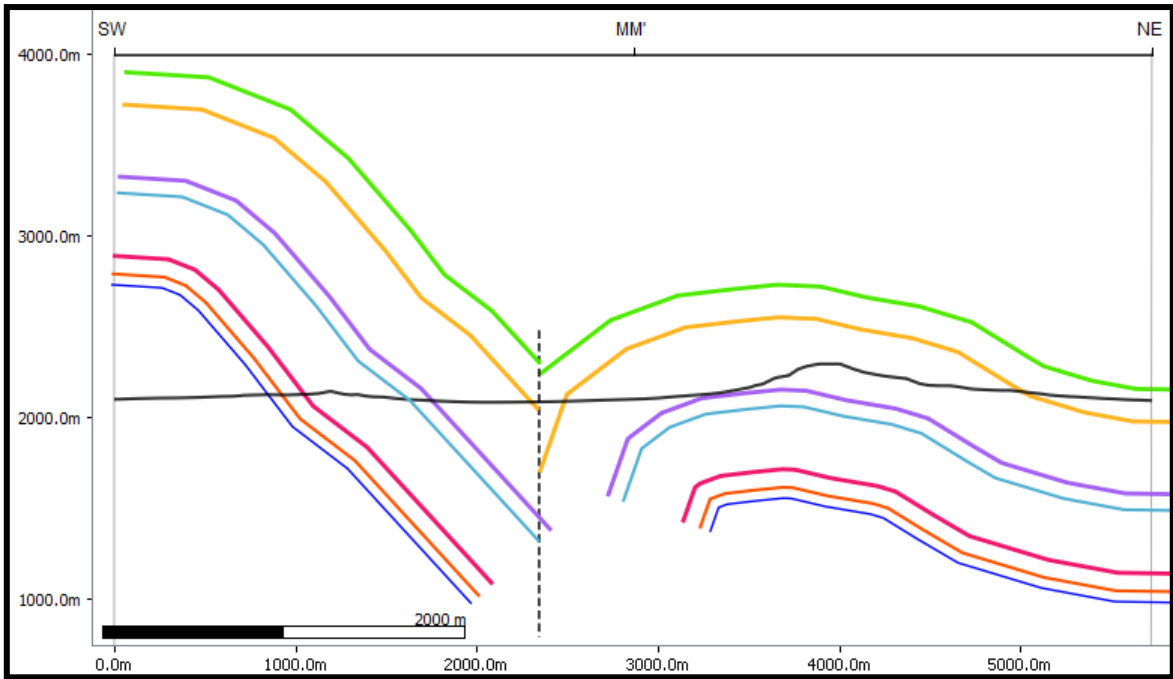
- Probablemente el Lineamiento San Tiburcio tiene alguna asociación con la hipotética Megacizalla Mojave-Sonora, donde la Falla San Tiburcio funcionaría como una falla de segundo orden de la Mojave-Sonora.

Sin embargo, al analizar las estructuras y las propuestas que hace Mitre-Salazar, se observa que ninguno de los lineamientos tienen evidencias directas que se puedan corroborar, y en el análisis surgen algunas incongruencias como son:

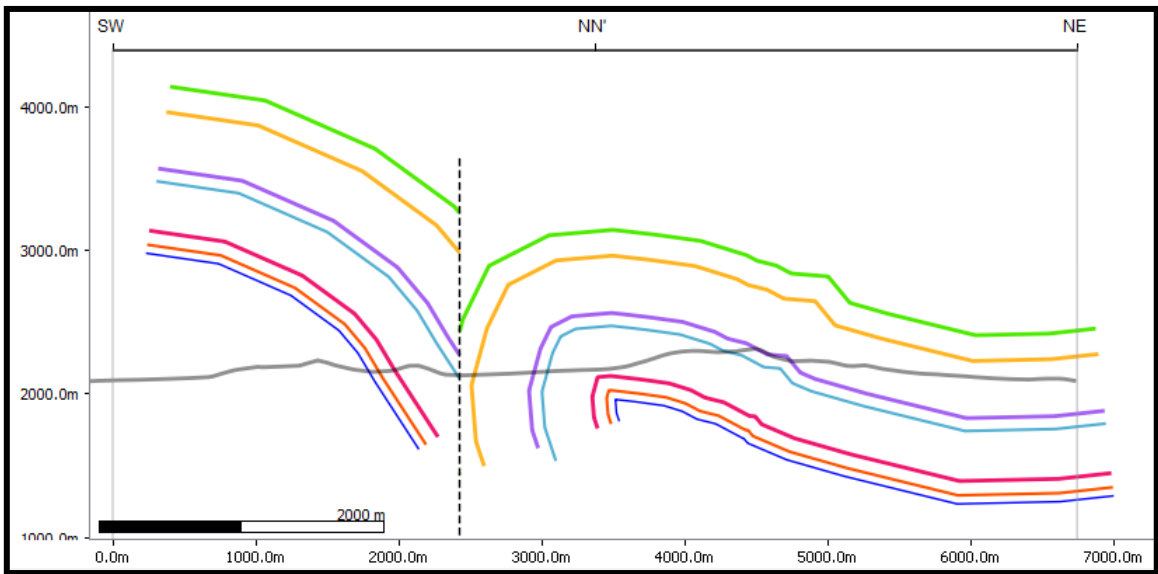
- Al observar la traza de la Falla San Tiburcio, se observa que al moverse de forma izquierda, quedaría una zona extensional en las sierras Cuchilla Gorda, y El Toro.
- La orientación que reporta para la Falla Presa del Junco es de NE60°, mientras que la San Tiburcio tiene una orientación de NW30°, por lo que estas estructuras prácticamente se encuentran a 90°, lo cual es prácticamente imposible para que funcionen como pares conjugados.
- El bloque que corresponde a la Sierra Los Escritorios presenta pliegues y cabalgaduras, según la cartografía del Mitre-Salazar (op. cit.), y teóricamente este bloque corresponde a uno con comportamiento bloque extensional, siendo así, en este bloque deberían de presentarse fallas normales y no cabalgaduras o plegamiento.
- La forma arqueada de los pliegues de Santa Rosa, Santa Rita y La Caja, se debe más al control de fallas regionales y al avance de la secuencia y su choque con antiguos altos paleogeográficos, y el bloque en que se encuentran estos pliegues correspondería en este modelo a uno extensional, por lo que no tendrían que haber pliegues en echelón en él.
- Si se aplica el modelo de Moody y Hill (1956), las fallas de desplazamiento lateral de segundo orden se presentan en los bloques extensionales, y el bloque de la Sierra de La Centella es de tipo compresional.

En las secciones creadas para esta área, que cruzan la Falla San Tiburcio, se observa una clara discontinuidad al cruzarla, sin embargo, debido a que las estructuras de las sierras tienen una orientación paralela a dicha falla, no se puede observar si ocurre algún tipo de desplazamiento lateral entre los horizontes (Secciones: MM', NN', y PP').

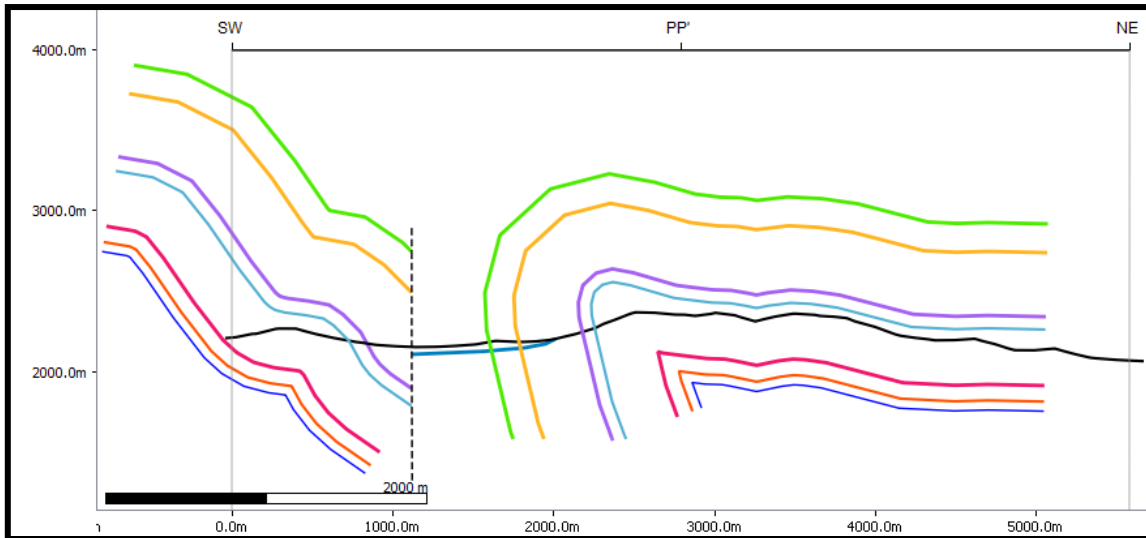
Por otro lado, no se observa una relación de continuidad o pérdida de ella entre las estructuras aledañas a la falla Presa Del Junco, puesto que no hay afloramientos que permitan saberlo, y de hecho, como lo menciona Mitre-Salazar (op. cit.), pareciera haber continuidad entre las sierras Los Escritorios y Las Iglesias, hecho que tampoco se puede probar con la información superficial.



Sección MM'



Sección NN'



Sección PP'

Al observar las estructuras en el área en un contexto más regional, se observa que algunas de las preguntas que deja sin responder la propuesta de Mitre-Salazar, pueden ser resueltas al cambiar el sentido de la Falla San Tiburcio, es decir que representa una falla lateral derecha, y Presa Del Junco una falla lateral izquierda de segundo orden, y empleando el modelo de Moody y Hill (1956) de cizalla pura en lugar de simple, puesto que los elementos en el área se asemejan más con los creados en cizalla pura. De tal forma, la propuesta y sus argumentos (Figura 5.3) son:

- La Falla San Tiburcio corresponde con la falla maestra dextral de primer orden, que no tiene un par conjugado, al menos en el área de estudio; al observar su traza, se nota que al mover los bloques como una falla derecha, ocurre compresión en donde la falla presenta una flexión, lo cual es congruente, y explica el origen de los pliegues Cuchilla Gorda y El Toro.
- La falla Presa Del Junco es una falla lateral izquierda de segundo orden, puesto que para ser un par conjugado el ángulo es muy grande, sin embargo, como de segundo orden se acerca más al ángulo real que hay entre las dos fallas.
- Las fallas laterales en la Sierra Las Iglesias pueden ser de tercer orden.
- La falla Presa del Junco no corta a la San Tiburcio, por lo que al oriente de la Falla San Tiburcio no existe un bloque compresional y uno extensional y probablemente la cabalgadura Cañón de Los Puentes se deba a la Orogenia Laramide y a la carga de sedimentos.
- La flexión que sufre la Sierra Las Iglesias hacia W-NW se explica en este modelo con plegamiento de segundo orden.

- La Sierra Los Escritorios puede ser explicada como un pliegue debido a la compresión en ese bloque, del mismo modo las cabalgaduras en el mismo bloque que ya no afloran en el área de estudio.
- La porción nororiental presenta una ligera flexión hacia el sur de las estructuras en su terminación al poniente, lo que se explica con este modelo al moverse este bloque hacia el sur.

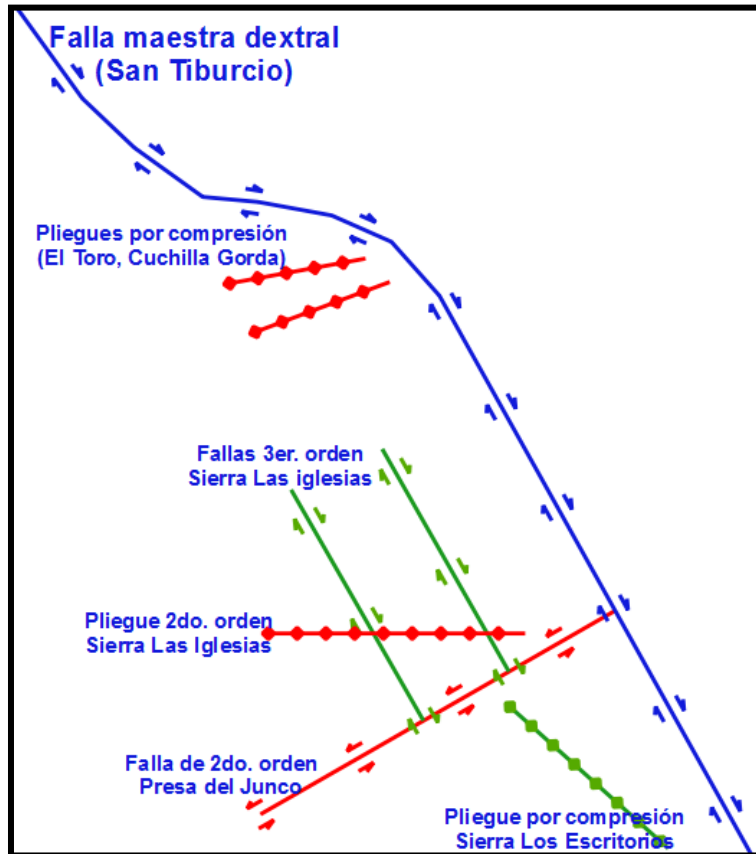


Figura 5.3. Analogías entre el modelo propuesto de falla derecha y el área de estudio.

Sin embargo, este modelo también deja preguntas sin responder, como son:

- ¿A qué se debe la falla de cabalgadura del Cañón de Los Puentes, al arrastre de sedimentos al Norte, a régimen compresional en esa porción, o es una cabalgadura interna que se muestra una vez que se erosionó la cobertura?
- ¿Por qué no se presentan estructuras compresionales al norte de la flexión que presenta la Falla San Tiburcio?, sólo se presentan al sur de dicha flexión, en las sierras Cuchilla Gorda y El Toro.
- ¿Qué mecanismo originó las cabalgaduras en la Sierra Las Iglesias y Los Escritorios?, es decir, ¿son producto de la deformación laramídica y la carga de sedimentos, o bien, tienen alguna relación con la Falla San Tiburcio?

- Además en el caso de las cabalgaduras, estas son pocas pero no se restringen en ningún caso a los que podrían ser bloques compresionales. Consecuentemente en este trabajo se cambia el nominativo de porciones, por bloques.

V.2.2. Causas de la deformación

La deformación laramídica que afectó al área de estudio tiene tres componentes principales (Padilla y Sánchez, 1982):

- El deslizamiento gravitacional de los sedimentos al NE.
- La influencia de la subducción de la placa Farallón por debajo de Norteamérica
- El movimiento de Norteamérica hacia el oeste, más rápido con respecto a México, en su extremo sur.

V.2.2.1. Bloque Nororiental

Por medio de la construcción de secciones para esta área, se pudo observar que en todas ellas se puede trazar una línea imaginaria en la cima de Zuloaga. Dicha línea, representa la pendiente actual de un nivel de despegue que se encuentra en la base de Zuloaga (la cual se desconoce en esta porción). Esa paleopendiente permitió que la secuencia se deslizara gravitacionalmente hacia el norte y noreste hasta chocar con los contrafuertes (Figura 5.4).

La forma curva de las estructuras en esta área se debe a la influencia de los paleoelementos positivos, donde, al norte, la Isla de Coahuila ocasiona que los pliegues tengan una orientación E-W, típica en las Sierras Transversales, paralelas al borde sur de dicha Isla. La inflexión hacia el suroriente, ocurre debido a que otros contrafuertes, como la Isla de San Carlos y el archipiélago de Tamaulipas, ocasiona que las estructuras que chocan con él, se plieguen con una orientación NW-SE. En esta área se refleja la influencia de ambas (Figura 5.4).

V.2.2.2. Bloque Suroccidental

El bloque suroccidental, en cambio, no presenta un nivel de despegue, y presenta deformación que alcanza las rocas esquistas de las formaciones Nazas y Taray consideradas por Eguiluz et al (2000) como parte del complejo basal. Debido a que no presenta un nivel de despegue, el único mecanismo que pudo haber actuado para plegar este bloque, fue la subducción de la placa Farallón; este hecho se ve apoyado por la orientación de los pliegues en esta área, que son paralelos a la paleotrinchera entre las placas Farallón y de Norteamérica.

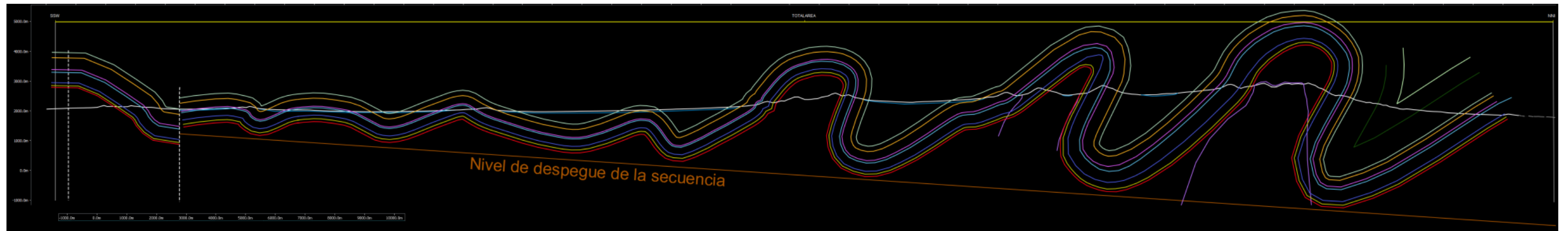


Figura 5.4. Línea que representa la pendiente del nivel de despegue de la secuencia, aunque éste se encontraba en la base de Zuloaga.

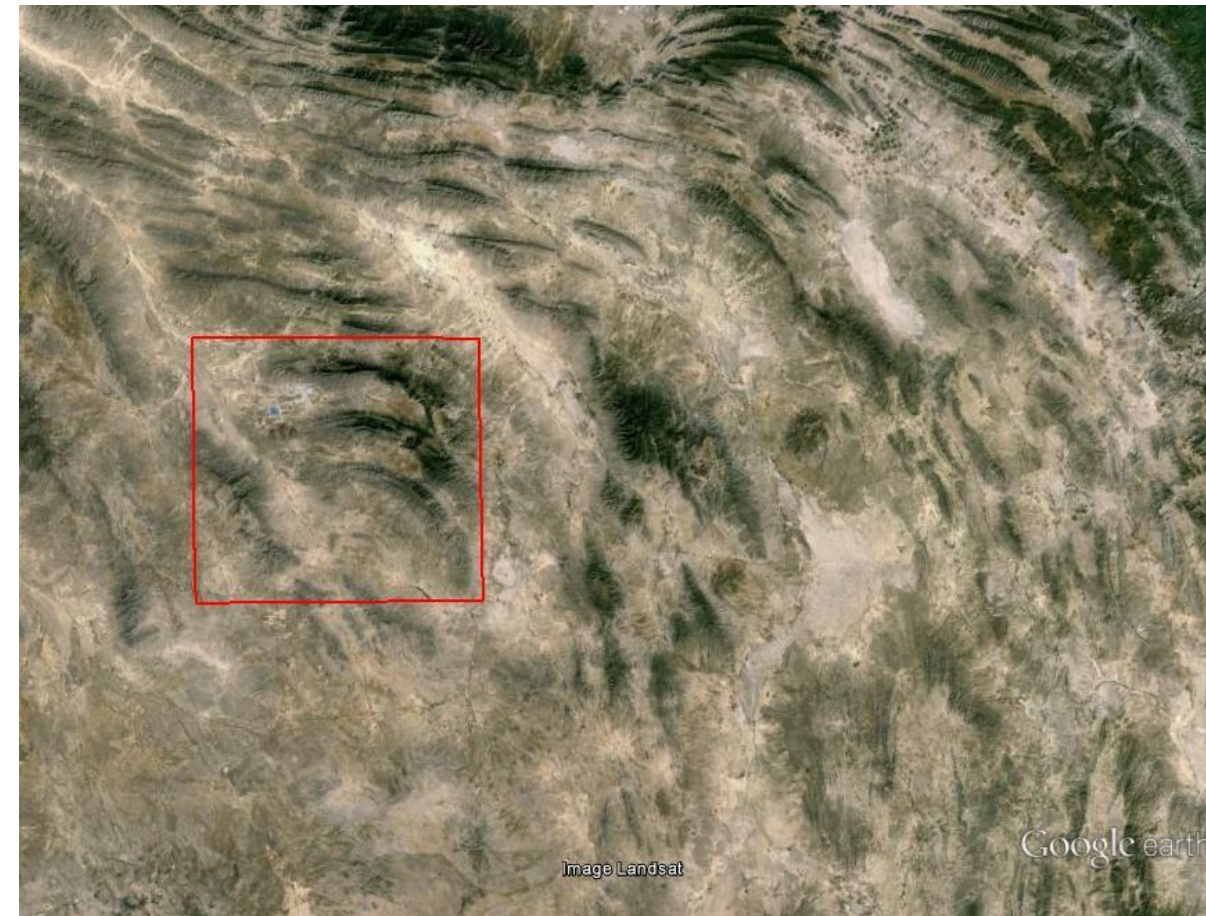


Figura 5.5. Orientación de las estructuras a nivel regional, donde se observa como al oriente tienen un rumbo preferencial N-S, mientras que al Norte del área de estudio (cuadro rojo) se orientan casi E-W.

V.3. TAFROGENIA

Posterior a la Orogenia Laramide, ocurre la etapa de relajación de esfuerzos a finales del Eoceno, caracterizada a nivel regional por la generación de fallas normales.

Dentro del área de estudio afloran muy pocas fallas normales y las que hay no parecen tener relación con la etapa post-orogénica puesto que se encuentran perpendiculares a las charnelas de los pliegues, sin embargo, se ha propuesto que las fallas normales favorecieron el emplazamiento de intrusivos y estos al emplazarse enmascararon la evidencia de dichas fallas.

Otro elemento que representa la etapa de relajación, es el conglomerado Ahuichila que cubre todos los valles sinclinales y representa una etapa erosiva.

Por otro lado, el bolsón de Cedros, afectado por la Falla San Tiburcio, probablemente continuó teniendo una influencia de la falla normal que se manifestó desde finales del Jurásico, puesto que tiene un gran espesor el relleno aluvial en esta parte.

V.4. DEFORMACIÓN POR INTRUSIONES Y MATERIAL VOLCÁNICO

El emplazamiento de intrusivos a finales del Eoceno y hasta el Oligoceno, deforma la secuencia sedimentaria. En la secciones mostradas anteriormente se puede ver una secuencia mesozoica ya deformada por intrusivos, sin embargo, no sé sabe a ciencia cierta cómo eran la estructuras previo al emplazamiento de tales cuerpos, y lo único que se sabe, es que de alguna forma deformaron aún más la secuencia durante su emplazamiento.

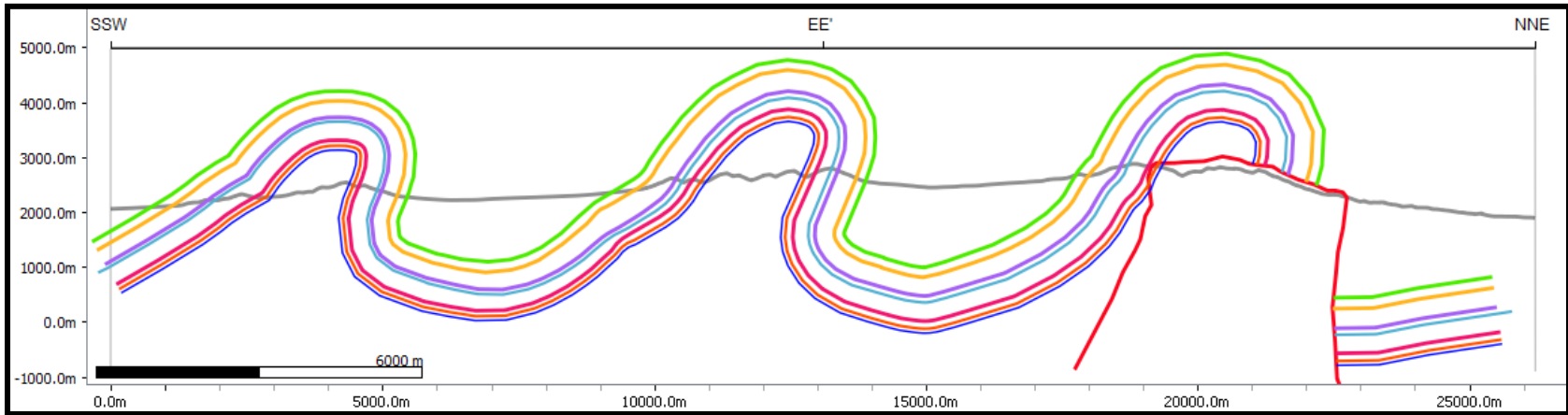
Suter (1987), menciona que la presión que confinó a las rocas de la Sierra Madre Oriental (45 a 50 MPa) en la región de San Luis Potosí, no es suficiente como para que éstas se deformen de manera dúctil, y propone que el emplazamiento de los intrusivos que se exponen en la parte oeste de dicho orógeno, pudieron haber elevado regionalmente las isothermas y el flujo de calor, poniendo la zona de transición frágil-dúctil hasta las presiones de confinamiento más bajas y al mismo tiempo, facilitaron un mayor acortamiento. En el área de estudio, aunque los intrusivos han sido fechados como post-orogénicos, probablemente el ascenso de magma comenzó desde mucho antes de su enfriamiento, y ese hecho, ayudó a la elevación del límite frágil-dúctil.

En cuanto a los mecanismo de emplazamiento, varios autores coinciden en que los mecanismos principales son el levantamiento de techo (doming), asimilación de roca

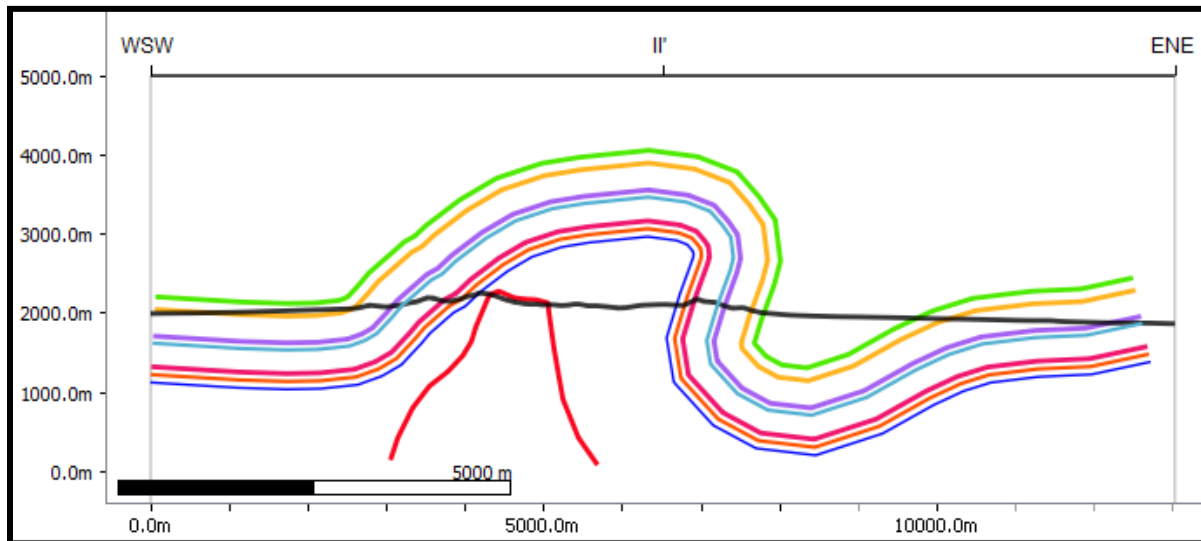
encajonante y rebaje magmático (stopping) (Ramírez-Peña, 2011; Ramírez-Díaz, 2012). En este trabajo, se puede observar, en las secciones estructurales, que necesariamente hubo asimilación de roca encajonante durante el emplazamiento de los magmas, puesto que, en algunos sitios donde afloran los cuerpos intrusivos, falta parte de la secuencia sedimentaria del Mesozoico (Secciones: EE', FF', II'). Otra de las características del emplazamiento de estos intrusivos que se puede observar, es que donde se emplazan dentro de una formación, dan la apariencia de que dicha formación tiene un mayor espesor (Secciones NB-NB' y SR-SR'), hecho que habla de una inyección forzada.

Cerca del intrusivo de Noche Buena (Sección CC'), la forma del anticlinal La Caja semeja una forma de hongo, a diferencia del resto de dicho anticlinal, donde generalmente aparece recostado al norte. Ese hecho, probablemente se deba a la presencia de dicho intrusivo que deforma la secuencia dándole ese aspecto, y plegando el anticlinal de tal forma que el flanco sur de dicho anticlinal, en lugar de recostarse al norte, lo hace al sur.

Respecto a las rocas volcánicas, se restringen a dos afloramientos, uno en la terminación poniente de la Sierra de Santa Rosa y otro en el extremo noreste del área, cercanos a las trazas de las fallas San Tiburcio y San Carlos. Se trata de basaltos de origen fisural cuya extrusión ocurre en el Mioceno (Consejo de Recursos Minerales, 1998). Al tratarse de basaltos, se ha asociado su extrusión con actividad magmática profunda, ya que estos magmas sólo se forman a muchos kilómetros por debajo de la superficie como resultado de la fusión parcial de rocas ultramáficas, y que tiene como conducto a las megafallas mencionadas, que permiten que el magma llegue hasta la superficie sin cristalizar dentro de ella. En el área de estudio no se observa deformación debida a estas extrusiones volcánicas, por un lado, porque los afloramientos son pequeños, y por otro, porque se emplazan en los límites de bolsones donde no se tienen afloramientos de las rocas mesozoicas (Secciones AA' y FF').



Sección EE'



Sección II'

VI. CONCLUSIONES

La deformación Laramídica que plegó el área de estudio, presenta dos componentes principales en la deformación, subducción y deslizamiento gravitacional de los sedimentos, tales componentes son responsables de la creación de los pliegues y cabalgaduras de este cinturón orogénico.

Por medio de la digitalización, homologación y corrección de la cartografía, así como la creación de 24 secciones estructurales perpendiculares a las estructuras y un modelo tridimensional del área, y la posterior integración e interpretación conjunta de estos elementos, se deducen las características geológico-estructurales, así como los eventos de deformación que afectan el área de estudio, y son:

- Durante el Jurásico Medio, el régimen distensivo producto de la apertura del Golfo de México dio lugar a la formación de altos y bajos estructurales. Dentro del área de estudio, por medio del análisis de los espesores se deduce que el área al poniente de la Falla San Tiburcio representó un alto estructural donde se expone el basamento, mientras que el oriente representó un graben o medio graben.
- Cuando ocurre la invasión marina en el Calloviano se cubre primeramente el área nororiental y se deposita una secuencia evaporítica a la base, y sobre ella la Fm. Zuloaga en el Oxfordiano; cuando el nivel del agua alcanza el sector poniente ocurre lo mismo, sin embargo, la diferencia de relieve genera que la Fm. Zuloaga sea más potente en la porción nororiental con al menos 300 m.
- Posteriormente, se deposita toda la secuencia marina mesozoica, que abarca del Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío, en un régimen marino con cambios en el nivel del mar que ocasionan diferencias en el régimen de sedimentación, y por tanto, secuencia con variaciones de calcárea a terrígena.
- A finales del Paleoceno, la Orogenia Laramide comienza a plegar el área de estudio, y sus mecanismos de deformación tienen mayor o menor influencia en la deformación de cada una de las porciones.
- En la porción nororiental, el mecanismo principal de plegamiento se observa mediante la construcción de las secciones, donde una pendiente en la base de Zuloaga se inclina al norte y actúa como nivel de despegue para la secuencia que se desliza por gravedad hacia el N y NE, ocasionando un plegamiento más abierto al sur, y más cerrado y con cabalgaduras al norte y noreste.
- La porción suroccidental que incluye en su secuencia formaciones del Triásico y Jurásico Medio, presenta un mecanismo de plegamiento diferente. Aunque no se sabe a ciencia cierta la influencia que tuvo la Falla San Tiburcio en el plegamiento,

las estructuras tienen una orientación NW-SE y no se crean por deslizamiento gravitacional, puesto que, en esta porción no se observa una pendiente a través de la cual se haya podido deslizar la secuencia, sino que considerando el paralelismo entre las estructuras y la paleotrinchera se sugiere que el mecanismo de plegamiento se debe a la influencia de la subducción de la placa Farallón por debajo de Norteamérica, lo que al mismo tiempo ocasiona que la deformación sea de piel gruesa (al menos incluye la cubierta esquistosa del basamento) como la provincia Laramide (Coney, 1986).

- Debido al régimen compresivo de la orogenia, la Falla San Tiburcio sufre reactivación y no se ha establecido estrictamente el tipo de movimiento con el que actúa, sin embargo, su reactivación produce estructuras aledañas a la falla, de las que por medio de su análisis se propone que el sentido de la falla podría ser lateral derecho. Esto explica el origen de las sierras El Toro y Cuchilla Gorda en un régimen de compresión al presentar una flexión la traza de la Falla San Tiburcio creando estructuras como de flor positiva; sin embargo, este modelo al igual que el de Mitre-Salazar (1989) presenta inconsistencias y deja preguntas sin responder, por lo que, el análisis de esta falla debe contar con más evidencia directa e indirecta del comportamiento de las estructuras a profundidad, para tener mayor certeza en el sentido del movimiento de esta falla.
- El régimen distensivo, de la etapa de relajación de esfuerzos, que ocurre a finales del Eoceno, genera a nivel regional fallamiento normal paralelo a las charnelas de los pliegues. Aunque este fallamiento no se observa en el área de estudio, se sabe que favoreció el emplazamiento a finales del Eoceno de los intrusivos que constituyen el Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (Chávez-Cabello, 2005), mismos que borraron la evidencia de dichas fallas. Otro de los eventos en esta etapa, es el depósito en una etapa erosiva de la Fm. Ahuichila, un conglomerado que rellena los valles sinclinales.
- El emplazamiento de los intrusivos a finales del Eoceno, genera que la secuencia se pliegue aún más y ocasiona que el anticlinal de La Caja, en la porción del intrusivo Noche Buena de la apariencia de ser un pliegue de hongo, y en donde no está afectado por dicho emplazamiento se presenta recostado al norte. Por otro lado, el intrusivo de Concepción del Oro genera rebaje de la secuencia, pero aún así ocasiona que el pliegue anticlinal se abra y parezca mucho más amplio de lo que debió ser. Los intrusivos que se emplazan en niveles someros no generan tal deformación, y son aquellos que presentan textura porfídica, emplazados principalmente en la Sierra Santa Rosa.
- En el Mioceno, ocurre la expulsión de magma basáltico en los bordes de las fallas San Tiburcio y San Carlos. Asociado a este magmatismo no se observa deformación.

- Finalmente, a finales del Terciario y hasta el Reciente, los procesos erosivos generan el depósito de un conglomerado que rellena el valle, acompañado de material aluvial y coluvial.

VI.1. RECOMENDACIONES

Con la finalidad de tener mayor certeza en el mecanismo de la deformación al poniente de la falla y de la forma en que esta sufre reactivación, así como ver la posibilidad de reactivaciones futuras de la misma, se recomienda:

- El análisis de las estructuras de la secuencia Triásico- Jurásico Medio (Fms. Taray y Nazas), con el fin de discernir entre las estructuras que se generan durante la deformación laramídica y las que se generaron previo a dicha orogenia.
- Estudios que alcancen la secuencia triásica-jurásica en la porción oriente, con la finalidad de saber si es la mismo que el poniente o tiene carácter continental como más al oriente en el anticlinorio Huizachal-Peregrina.
- Realizar estudios de palinóstica, con el fin de estimar el acortamiento y tener mayor conocimiento de la paleogeografía en el Jurásico Medio.
- Realizar perfiles sísmicos que crucen la Falla San Tiburcio con el fin de tener control estructural por debajo de ella.
- Análisis a profundidad de las estructuras bajo el bolsón de Cedros que cubre gran parte de la Falla San Tiburcio.
- Análisis minucioso y detallado de las estructuras y microestructuras en las Sierras aledañas a dicha falla, incluyendo las sierras El Toro y Cuchilla Gorda.

REFERENCIAS

ANDERSON, T. H., MCKEE, J. W., JONES, N. W., 1990, Jurassic (?) melange in north-central Mexico: Geological Society of America, Cordilleran Section, 86th annual meeting, Abstracts with Programs, v. 22, n. 3, p. 3.

BARBOZA-GUDIÑO, J. R., TRISTÁN-GONZÁLEZ, M., TORRES-HERNÁNDEZ, J. R., 1998, The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico: *Geofísica International* v. 37, no. 4, p. 283 -292.

BARBOZA-GUDIÑO, J. R., HOPPE, M., GÓMEZ-ANGUIANO, M., MARTÍNEZ-MACÍAS, P. R., 2004, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 21, p. 299 - 319.

BARBOZA-GUDIÑO, J. R., ZAVALA-MONSIVÁIS, A., VENEGAS-RODRÍGUEZ, G., BARAJAS-NIGOCHÉ, L. D., 2010, Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance: *Geosphere* v. 6, no. 5, p. 621-640.

BARBOZA-GUDIÑO, J. R., 2012, Sedimentary tectonics and stratigraphy: the Early Mesozoic record in central to northeastern Mexico in Elitok, Ö., ed., *Stratigraphic Analysis of Layered Deposits*, InTech.

BLICKWEDE, J. F., 2001, The Nazas Formation: A detailed look at the Early Mesozoic convergent margin along the western rim of the Gulf of Mexico basin, in Bartolini, C., Buffler, R.T., and Cantú-Chapa, A., eds., *The Western Gulf of Mexico basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75*, 317-342.

BLICKWEDE, J. F., 1981, Petrology and stratigraphy of the Triassic "Nazas Formation" Sierra de San Julian, Zacatecas, Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 65(5), 1012-1012

BURCKHARDT, C., 1906a, La Faune Juassique de Mazapil avec un appendice sur les fossiles du Crétacique inférieur: *Instituto de Geología*, Vol. 23, v. 2.

BURCKHARDT, C., 1906b, Géologie de la Sierra Concepción del Oro: *International Geology Congress, Mexico, 10th sess Guide des Excursions*, no. 26.: Mexico.

BURCKHARDT, C., 1906c, Geologie de la Sierra de Mazapil et Santa Rosa: International Geology Congress, Mexico, 10th sess Guide des Excursions, no. 26.: Mexico.

BURCKHARDT, C., 1930, Etude systématique sur le Mesozoïque mexicain: *Memories Société Paléontologique Suisse*, Volume 49–50, p. 279.

BURKART, J. (1836), Aufenthalt und Reisen in Mexico, in den Jahren 1825 bis 1834, Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung.

CAMERON, K. L., LÓPEZ, R., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., SOLARI, L. A., KEPPIE, D., SCHULZE, C., 2004, U-Pb Geochronology and Pb isotope compositions of leached feldspars: constrains on the origin and evolution of grenvillian rocks from eastern and southern Mexico, in Tollo, R. P., Corriveau, L., McLelland, J., Bartholomew, M.J, ed., *Proterozoic Tectonic Evolution of the Grenville Orogen in North America*, Volume Memoir, 197: Boulder, Colorado, Geological Society of America p. 755-769.

CAMPA, 1985, The Mexican Thrust Belt in Howell, D. G., ed., *Tectonostratigraphic terranes of the Circum- Pacific region: Circum-Pacific Council for energy and Mineral Resources*, Earth Scieces, Volume 1 Earth Sciences Series p. 299-313.

CAMPA, U. M. F., CONEY, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in:, *Canadian Journal Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.

CARRILLO-BRAVO, J., 1961, Geología del anticlinorio HUizachal- Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* v. 13, no. 1/2, p. 1-98.

CASTRO-REINO, S. F., 2004, Intrusion-related mineralization in the central sector of the Sierra Madre Oriental, Mexico: Ph. D Thesis, University of Arizona, 400 p.

CAMPRUBÍ, A., 2013, Tectonic and metallogenetic history of Mexico: *Society of Economic Geologists*, Special Publication, v. 17, en prensa.

CENTENO-GARCÍA, E., 2013, Caracterización del prisma de acreción del Mesozoico Temprano del occidente-centro de México: implicaciones en la distribución regional de yacimientos minerales: *Asociación de Ingenieros de México*, Trabajo de Ingreso final

CENTENO-GARCÍA, E., 2005, Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography: *Geological Society of America*, Special Paper; 393, 233–258.

CENTENO-GARCÍA, E., Guerrero-Suastegui, M., and Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone: Geological Society of America, Special Paper; 436, p. 279–308.

CHAVEZ-CABELLO, G., 2005, Deformación y Magmatismo Cenozoicos en el Sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, Mexico: [Doctor en Ciencias de la Tierra] Universidad Nacional Autónoma de México 266 p.

CHÁVEZ-CABELLO, G., VELASCO-TAPIA, F., SOSA-VALDÉS, R., WEBER, B., VALENCIA-MORENO, M., 2007, Implicaciones tectónicas de la geocronología y geoquímica del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro, Zacatecas, in Delgado-Argote, L. A., Arango-Galván, C, ed., Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Volume 30, GEOS, p. 219 p.

CONEY, P. J., 1976, Plate tectonics and the Laramide Orogeny: New Mexico Geological Society v. Special Publication 6, p. 5-10.

CÓRDOBA-MÉNDEZ, D. A., 1964, Geology of Apizolaya Quadrangle (East Half), Northern Zacatecas, Mexico: Texas, Faculty of the Graduate School of The University of Texas, Master of sciences thesis, 111 p.

CUÉLLAR-CÁRDENAS, M.A., NIETO-SAMANIEGO, A.F., LEVRESSE, G., ALANIZ-ÁLVAREZ S., SOLARI L., ORTEGA-OBREGÓN C., Y 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, 2012, p. 179-203

DÁVILA-ALCOCER, V., M., ELENA CENTENO G., VÍCTOR VALENCIA, ELISA FITZ D., 2009, Una nueva interpretación de la estratigrafía de la Región de Tolimán, Estado de Querétaro: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 61(3), 491-497

DE CSERNA, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, entre Torreón y Monterrey: 20th Congreso Geológico Internacional, México, p. 87.

DÍAZ-SALGADO C., CENTENO-GARCÍA, E., GEHRELS, G., 2003, Stratigraphy, depositional environments, and tectonic significance of the Taray Formation, Northern Zacatecas State, Mexico (resumen): Geological Society of America, Abstracts with Programs, 35(4), 71

DÍAZ-SALGADO, C., 2004, Caracterización tectónica y procedencia de la Formación Taray, región de Pico de Teyra, Estado de Zacatecas: México D.F.: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría en Ciencias, 95 p, 3 mapas.

DICKINSON, W.R., KLUTE, M.A., HAYES, M.J., JANECKE, S.U., LUNDIN, E.R., MCKITTRICK, M.A., OLIVARES, M.D., 1988, Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basin in central Rocky Mountains region: Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 1023-1039.

DICKINSON, W. R., LAWTON, T. F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: Geological Society of America Bulletin, 113(9), 1142-1160.

EGUILUZ DE ANTUÑANO, S. E., ARANDA-GARCIA, M., MARRET, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LIII, p. 1-26.

FITZ-DIAZ, E., HUDLESTON, P., TOLSON, G., VAN DER PLUIJM, B., 2014, Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold-Thrust Belt (central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults: International Geology Review, 56:6, 734-755

FRÍES, C., Y RINCÓN-ORTA, C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de geocronometría, Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, v. 73, p. 57-133.

GOLDHAMMER, R. K., LEHMAN, P. J., TODD, R. G., WILSON, J. L., WARD, W. C., JOHNSON, C. R., 1991, Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guidebook, Gulf Coast Section: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 85 pp

HUMPHREY, E. W., 1949, Geology of the Sierra de los Muertos Area, Mexico (with descriptions of Aptian cephalopods from the La Peña Formation): Geological Society of America Bulletin, v. 60, no. 1, p. 89-176.

IMLAY, R. W., 1936, Evolution of the Coahuila peninsula, Mexico, part IV, Geology of the western part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin, v. 47, p. 1091-1152.

IMLAY, R. W., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 48, p. 587-630.

IMLAY, R. W., 1938, Studies of the Mexican Geosyncline: Geological Society of America Bulletin, v. 49, p. 1651-1694.

IMLAY, R. W., 1938 b, Studies of the Mexican Geosyncline: Geological Society of America; Bull., v. 49, p. 1651-1694

IMLAY, R. W., 1943, Evidence for Upper Jurassic landmass in Eastern Mexico: American Association of Petroleum Geologists, Bull., v. 28, p. 1407-1533

IMLAY, R. W., 1944, Cretaceous formations of Central America and Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 47, p. 1091-1152.

INEGI, Cartas geológicas impresas 1:50'000: G13-D58, G13-D59, G14-C51, G14-C52, G14-C53, G14-C54, G13-D58, G13-D69, G14-C61, G14-C62, G14-C63, G14-C64, G13-D78, G13-D79, G14-C71, G14-C72, G14-C73, G14-C74, G13-D88, G13-D89, G14-C81, G14-C82, G14-C83, G14-C84. Obtenidas en Centro de Información INEGI Patriotismo.

KELLY, W. A., 1936, Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias: Geological Society of America Bulletin, v. 47, p. 1009-1038.

KEPPIE, D., 2004, Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey: International Geology Review, v. 46, p. 765-794.

LEHMANN, C., OSLEGER, D.A., MONTAÑEZ, I.P., 1998, Controls on cyclostratigraphy of Lower Cretaceous Carbonates and Evaporites, Cupido and Coahuila platforms, northeastern Mexico: Journal of Sedimentary Research, 68(6), 1009-1130.

LAWLOR, J., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., OCHOA-CAMARILLO, H., CAMERON, K. L., TANNER, S. B., 1996, U/Pb geochronology of the Huiznopala Gneiss of eastern Mexico; paleogeographic significance and an example of potential problems in interpreting Grenvillian U/Pb zircon ages from Mexico: EOS, Transactions, American Geophysical Union v. 77, no. 46, p. 759.

LAWTON T.F., BRADFORD I.A., VEGA, F.J., GEHRELS, G.E., AMATO, J.M., 2009, Provenance Upper Cretaceous-Paleogene sandstones in the foreland basin systems of the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico, and its bearing on fluvial dispersal systems of the Mexican Laramide Province: Geological Society of America Bulletin, 121 (5-6), 820-836

LÓPEZ-INFANZÓN, M., 1986, Estudio petrogenético de las rocas ígneas en las Formaciones Huizachal y Nazas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 47, p. 1-42.

LÓPEZ-RAMOS, E., 1980, Geología de México: México, DF, Tomo II, segunda edición, 454 pp.

MARRETT, R., ARANDA-GARCÍA, M., 1999, Structure and kinematic development of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, Mexico, *en* Wilson, J.L., Ward, W.C., and Marrett, R.A., Stratigraphic and structure of the Jurassic and Cretaceous platform and basin systems of the Sierra Madre Oriental, a field book and related papers: San Antonio, South Texas Geological Society, American Association of Petroleum Geologist, and SEPM Annual Meeting, p. 69-98.

MARRET, R., ARANDA, G. M., 2001, Regional structure of the Sierra Madre Oriental fold thrust belt, Mexico, in Marret, R., ed., Genesis and controls of reservoir-scale carbonate deformation, Monterrey salient, México, Volume Guidebook, 28: Austin, Texas Bureau of Economic Geology, p. 31-55.

MITRE-SALAZAR, L. M., 1989, La Megafalla Laramídica de San Tiburcio, Estado de Zacatecas: Revista Instituto de Geología UNAM, v. 8, no. 1, p. 47-51

MITRE-SALAZAR, L. M., 1989, Secuencias estratigráficas invertidas en el área de La Presa del Junco, estado de Zacatecas: Revista Instituto de Geología UNAM, v. 8, no. 1, p. 52-57

MIXON, R. B., MURRAY, G. E., DIAZ, T., 1959, Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic), state of Tamaulipas, Mexico: AAPG Bulletin, v. 43, p. 757-771.

MÚJICA-MONDRAGÓN, M.R., JACOBO-ALBARRÁN, J.J., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: México, Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1156, unpublished report.

ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., MITRE-SALAZAR, L.M., ROLDÁN-QUINTANA, J., ARANDA-GÓMEZ, J., MORÁN-ZENTENO, D.J., ALANIZ-ÁLVAREZ, S., NIETO-SAMANIEGO, A., 1992., Carta geológica de la República Mexicana, escala 1:2'000'000: Instituto de Geología

PADILLA Y SÁNCHEZ, R. J., 1982, Geologic Evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey Mexico: [Ph. D.] University of Texas at Austin, 217 p.

PADILLA Y SÁNCHEZ, R.J., 1986, Post-Paleozoic tectonics México and its role in the evolution of the Gulf of México: Geofísica International, v. 25-1 p. 157-206.

PADILLA Y SÁNCHEZ J. R. (2014); Tectonics of Eastern Mexico – Gulf of Mexico and its Hydrocarbon Potential; *Adapted from oral presentation at AAPG, Annual Convention and Exhibition, Houston, Texas; April 6-9, 2014; Search and Discovery Article #10622 (2014)

PANTOJA-ALOR, J., 1962, Hoja San Pedro del Gallo 13R-k(3): México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100'000, mapa con texto.

PANTOJA-ALOR, J., 1972, La Formación Nazas del levantamiento de Villa Juárez, Estado de Durango: Segunda Convención de la Sociedad Geológica Mexicana p. 25-31.

PESSAGNO, E.A. JR., MARTIN, CH., 2003, Tectonostratigraphic evidence for the origin of the Gulf of Mexico: *in* C. Bartolini, R.T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 79, 46-74.

PINZON-SOTELO, M. P., RAMÍREZ-DÍAZ, A., OCAMPO-DÍAZ, Y. Z. E., GUERRERO-SUASTEGUI, M., Y CHÁVEZ-CABELLO, G., 2011, Sedimentología y petrografía preliminar de la Formación Caracol (Cretácico Tardío), Sierra Madre Oriental, noreste de Zacatecas: Coloquio de la Sociedad de Mineralogía Mexicana, Taxco el Viejo, Guerrero, p. 114.

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

RAMÍREZ-DÍAZ, A., 2012, Estudio Geológico Estructural del Anticlinal La Caja (Área Bonanza-Providencia), Sierra Madre Oriental, NE de Zacatecas [Tesis de Maestría]: Universidad Autónoma de Nuevo León, 130 p.

ROGERS, C.L., et al., 1961, Reconocimiento geológico del Norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí: CRNNR, Bol. No. 56

ROGERS, C. L., DE CSERNA, Z., TAVERA, E., ULLOA, S., 1956, General Geology and Phosphate Deposits of Concepción del Oro District, Zacatecas México: Geological Survey Bulletin v. 1037-A, p. 110.

SILVA-ROMO, G., ARELLANO-GIL, J., MENDOZA-ROSALES, C., NIETO-OBREGÓN, J., 2000, A submarine fan in the Mesa Central, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 429-442.

SOSA-VALDÉS, R., 2011, Geocronología U-Pb del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro, Zacatecas, México [licenciatura] Universidad Autónoma de Nuevo León, 127 p.

TARDY, M. Y RUIZ BARRAGÁN R., 1974, Sobre la observación directa del "decollement" de la cobertura mesozoica del Sector Transversal de Parras, sobre el flanco oriental del anticlinal de San Julián, Sierra Madre Oriental, México: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Serie divulgación, n. 2, p. 29-37

TARDY, M., 1972, Sobre la estratigrafía de la Sierra Madre Oriental en el sector de Parras, Coahuila: Distinción de la Series Coahuilense y Parrense: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 33(2), 51-70

TARDY, M., MAURY, R., 1973, Sobre la presencia de los elementos de origen volcánico en las areniscas de los flyschs de edad Cretácico Superior de los estados de Coahuila y Zacatecas, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 33(1-2), 5-12

TARDY, M., LONGORIA J.F., MARTÍNEZ-REYES, J., MITRE, L. M., PATIÑO, M., PADILLA, R., 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: Revista del Instituto de Geología, 0(1), 1-11

TRISTÁN-GONZÁLEZ, M., TORRES-HERNÁNDEZ, J.R., 1992, Cartografía Geológica de la Hoja Charcas, estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico no. 115, 94p.

TRISTÁN-GONZÁLEZ, M., TORRES-HERNÁNDEZ, J.R., MATA-SEGURA, J.L., 1994, Una deformación Pre-Laramidica, en la secuencia Vulcano-Sedimentaria, de la parte oriental del Terreno Guerrero: Unión Geofísica Mexicana, v. 14, no. 5, p. 82. (Programa y Resúmenes).

WINKER, C.D., BUFFLER, R. T., 1988, Paleogeographic evolution of Early deep-water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean): The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.72, No 318, p. 318-346

MESOGRAFÍA

CERVANTES-ZAMORA, Y., CONEJO-OLGUÍN, S., LUCERO-MÁRQUEZ, R., ESPINOZA-RODRÍGUEZ, J.M., MIRNADA-VÍQUEZ, E. Y PINEDA-VELÁZQUEZ, A., 1990, Provincias fisiográficas de México, catálogo de metadatos geográficos: Comisión para el conocimiento y uso de la biodiversidad, CONABIO, en:

http://www.conabio.gob.mx/informacion/metadatos/gis/rfio4mgw.xml?_httpcache=yes&xsl=/db/metadatos/xsl/fgdc_html.xsl&indent=no

INEGI, Continuo de Elevaciones Mexicano 3.0 (CEM 3.0) – descarga, Modelos de elevación digital de las cartas: G14C61, G14C62, G14C71 y G14C72, portal de INEGI, en: www.inegi.org.mx/geo/contenidos/datosrelieve/continental/descarga.aspx

INEGI, Provincias fisiográficas de México, en:

<http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/reconat/fisiografia/>

SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO, cartas Geológico-Mineras 1:50'000: G13-D58, G13-D59, G14-C51, G14-C52, G14-C53, G14-C54, G13-D58, G13-D69, G14-C61, G14-C62, G14-C63, G14-C64, G13-D78, G13-D79, G14-C71, G14-C72, G14-C73, G14-C74, G13-D88, G13-D89, G14-C81, G14-C82, G14-C83, G14-C84. Obtenidas de: http://www.sgm.gob.mx/cartas/Cartas_Ed50.jsp

SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO, informes técnicos de las cartas Geológico-Mineras 1:50'000: G13-D58, G13-D59, G14-C51, G14-C52, G14-C53, G14-C54, G13-D58, G13-D69, G14-C61, G14-C62, G14-C63, G14-C64, G13-D78, G13-D79, G14-C71, G14-C72, G14-C73, G14-C74, G13-D88, G13-D89, G14-C81, G14-C82, G14-C83, G14-C84. Obtenidos en:

http://www.sgm.gob.mx/publicaciones_sgm/boletin_sgm.jsp?wparam=4

SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO, 2000, Carta Geológico-Minera Concepción del Oro. G14-10. (Escala 1:250,000). Zacatecas, Nuevo León, Coahuila y San Luis Potosí. Obtenida en: <http://www.sgm.gob.mx/cartas/Tematica.jsp>

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1.1. Área de estudio. Modificada de Google Earth (2012).	04
FIGURA 1.2. Vías de acceso al área de estudio.	04
FIGURA 1.3. Subprovincia fisiográfica en que se encuentra el área de estudio (rojo). Realizado con información de CONABIO.	05
FIGURA 1.4. División del área y nombres de las principales sierras.	06
FIGURA 1.5. Cartas revisadas en rectángulos lilas, en blanco las áreas no cartografiadas.	08
FIGURA 2.1. Provincia fisiográfica Sierra Madre Oriental, y sus subprovincias. Tomado de INEGI.	11
FIGURA 2.2. Secuencia estratigráfica de la Sierra Madre Oriental incluido su basamento. Modificada de Campa y Coney (1984).	16
FIGURA 2.3. Modelo de evolución tectónica del centro y oriente de México del Triásico al Jurásico Medio. A. Triásico, bloque de Oaxaquia (basamento) y depósito del abanico Potosí en el límite continental-oceánico. B. Jurásico Temprano, la subducción crea un prisma de acreción, deformación del abanico Potosí (Fm. Taray). C. Jurásico Medio a Tardío, creación del arco Nazas. Modificado de Centeno-García et al., (2008).	18
FIGURA 2.4. Paleogeografía del Oxfordiano, área de estudio en rojo. Tomada de Padilla y Sánchez (2014).	19
FIGURA 2.5. Sector Transversal de Parras, en su límite entre los estados de Zacatecas y Coahuila.	20
FIGURA 3.1. Columna estratigráfica del área de estudio.	22
FIGURA 3.2. Formación Taray al poniente del área de estudio. Tomada de Díaz-Salgado (2004).	24
FIGURA 3.3. Afloramiento de la Fm. Nazas, en el flanco poniente de la Sierra La Candelaria.	26
FIGURA 3.4. Afloramiento de la Fm. La Joya, en el flanco oeste de la Sierra La Candelaria. Tomado de SGM.	27
FIGURA 3.5. Formación Zuloaga. A) Nerinea sp. en superficie de estrato. B) Miembro medio de la formación en la Sierra de La Caja. C) Miembro superior aflorando cerca de Concepción Del Oro.	29

FIGURA 3.6. A) Afloramiento de la Fm. La Caja cercano al intrusivo Concepción Del Oro, de donde adquiere la tonalidad debido a la alteración. B) Contacto concordante entre la Fm. La Caja (izquierda) y Zuloaga (derecha).	31
FIGURA 3.7. A) Miembro superior de la Fm. Taraises. B) Miembro medio, con banda de pedernal en recuadro amarillo. C) Alteración en forma de manto debido al intrusivo Concepción Del Oro.	33
FIGURA 3.8. Formación Cupido. A) Nódulos de pedernal gris. B) Nódulos de pirita oxidada. C) Estilolitas paralelas a la estratificación.	34
FIGURA 3.9. Formación Cupido. A) Nódulo de pirita oxidado y radial. B) Ammonite de probable especie <i>Distoloceras</i> . C) Cupido brechada con relleno silíceo cerca del intrusivo Concepción del Oro.	35
FIGURA 3.10. Formación La Peña, se observan las calizas arcillosas intercaladas con lutitas, con su típico color pardo en la superficie intemperizada.	36
FIGURA 3.11. Formación Cuesta del Cura. A) Bandas de pedernal típicas de ella. B) Ammonites en el anticlinal de Cerro Gordo. C) Estratificación ondulante, típica de la formación. D) Plegamiento interno marcando un estrato como índice con la línea roja.	38
FIGURA 3.12. Formación Indidura A) Afloramiento en el flanco norte de la Sierra Santa Rosa. B) Afloramiento al oriente de Salaverna, fractura rellena marcada en amarillo. C) Contacto concordante entre la Fm. Indidura y Fm. Caracol.	40
FIGURA 3.13. Formación Caracol. A) Secuencia lutítica cortada por una fractura rellena de calcita. B) Contacto de Fm. Caracol con sedimentos Cuaternarios en discordancia erosional.	41
FIGURA 3.14. A) Intrusivo granodiorítico Concepción Del Oro. B) Detalle de la granodiorita alterada, casi en contacto con la caliza Zuloaga.	44
FIGURA 3.15. Intrusivo Peña del Águila, visto desde la cima del flanco norte de la Sierra Santa Rosa.	46
FIGURA 4.1. Página de descarga en línea de los modelos de elevación digital, a través de la página de INEGI.	49
FIGURA 4.2. Mapa base del área de estudio (abajo, cota 0 m), con el DEM sobrepuesto y con transparencia.	52
FIGURA 4.3. Columna estratigráfica de los horizontes a digitalizar en Move.	52
FIGURA 4.4. Muestra de una porción de la digitalización de la cartografía, con echados y estructuras. Los colores diferentes corresponden a las distintas formaciones cartografiadas.	53

FIGURA 4.5. Secciones principales a construir que son representativas de la geología estructural del área de estudio (líneas gruesas en negro).	54
FIGURA 4.6. Etapas de la construcción de una sección, comenzando por la obtención del perfil topográfico, seguido de la proyección de cimas y echados, construcción de todos los horizontes con la herramienta <i>Template</i> , y vista final de una sección construida.	56
FIGURA 4.7. Color asignado a los horizontes en la secciones, con el fin de hacerlos más visibles, sin considerar una asociación entre el color de la cima y la edad de la formación representada.	57
FIGURA 4.8. Construcción de superficies que representan horizontes o en este caso el nivel de despegue de una cabalgadura.	58
FIGURA 5.1. Principales estructuras anticlinales interrumpidas por cabalgaduras o intrusivos. Se observa la diferencia de orientación a ambos lados de la Falla San Tiburcio.	62
SECCIÓN AA'	65
SECCIÓN BB'	65
SECCIÓN CC'	66
SECCIÓN DD'	66
SECCIÓN FF'	67
SECCIÓN GG'	67
SECCIÓN HH'	68
SECCIÓN JJ'	68
SECCIÓN NB-NB'	69
SECCIÓN SR-SR'	69
SECCIÓN VV'	70
SECCIÓN WW'	71
SECCIÓN XX'	71
SECCIÓN YY'	72
SECCIÓN ZZ'	72
FIGURA 5.2. Estructuras aledañas al Lineamiento San Tiburcio, dónde se observa una configuración de tres bloques separados por las fallas Presa del Junco y San Tiburcio.	73
SECCIÓN MM'	75
SECCIÓN NN'	75
SECCIÓN PP'	76
FIGURA 5.3. Analogías entre el modelo propuesto de falla derecha y el área de estudio.	77
FIGURA 5.4. Línea que representa la pendiente del nivel de despegue de la secuencia, aunque éste se encontraba en la base de Zuloaga.	79

FIGURA 5.5. Orientación de las estructuras a nivel regional, donde se observa como al oriente tienen un rumbo preferencial N-S, mientras que al norte del área de estudio (cuadro rojo) se orientan casi E-W.	79
SECCIÓN EE'	82
SECCIÓN II'	82
ANEXO 1.1. Ubicación del área que cubre el modelo tridimensional (blanco).	99
ANEXO 1.2. Vista al poniente que muestra las características y tipo del plegamiento de las Sierras Santa Rita, Santa Rosa. Se puede observar, como al oriente, las estructuras están recostadas al norte.	100
ANEXO 1.3. Vista al oriente. Nótese como la Sierra Santa Rita (derecha) y la Sierra La Caja (izquierda) en su terminación al poniente son anticlinales simétricos, mientras que el anticlinal de la Sierra Santa Rosa (centro) está recostado al norte.	101
ANEXO 1.4. Modelo general del plegamiento del área, con exageración vertical de 2. Al fondo se observa la traza que seguiría la cabalgadura La Caja (rojo).	102
ANEXO 1.5. Modelo de plegamiento viendo hacia el norte. En ésta figura se muestra la configuración estructural del área de estudio, bajo la topografía, como se encuentra en el Reciente.	103
ANEXO 1.6. Configuración de la geología estructural actual. Vista al oriente.	104
ANEXO 1.7. Vista en planta de la cabalgadura La Caja. Se puede observar como en algunos sectores tuvo mayor avance que en otros, debido a fallas laterales de desgarre.	105
ANEXO 1.8. Vista en planta de la cabalgadura La Caja, con la cima de la Fm. Zuloaga sobrepuesta. Se observa la continuidad de las fallas de desgarre hacia el sur.	106
ANEXO 1.9. Vista en planta de la cabalgadura La Caja en contacto con el intrusivo Noche Buena.	107

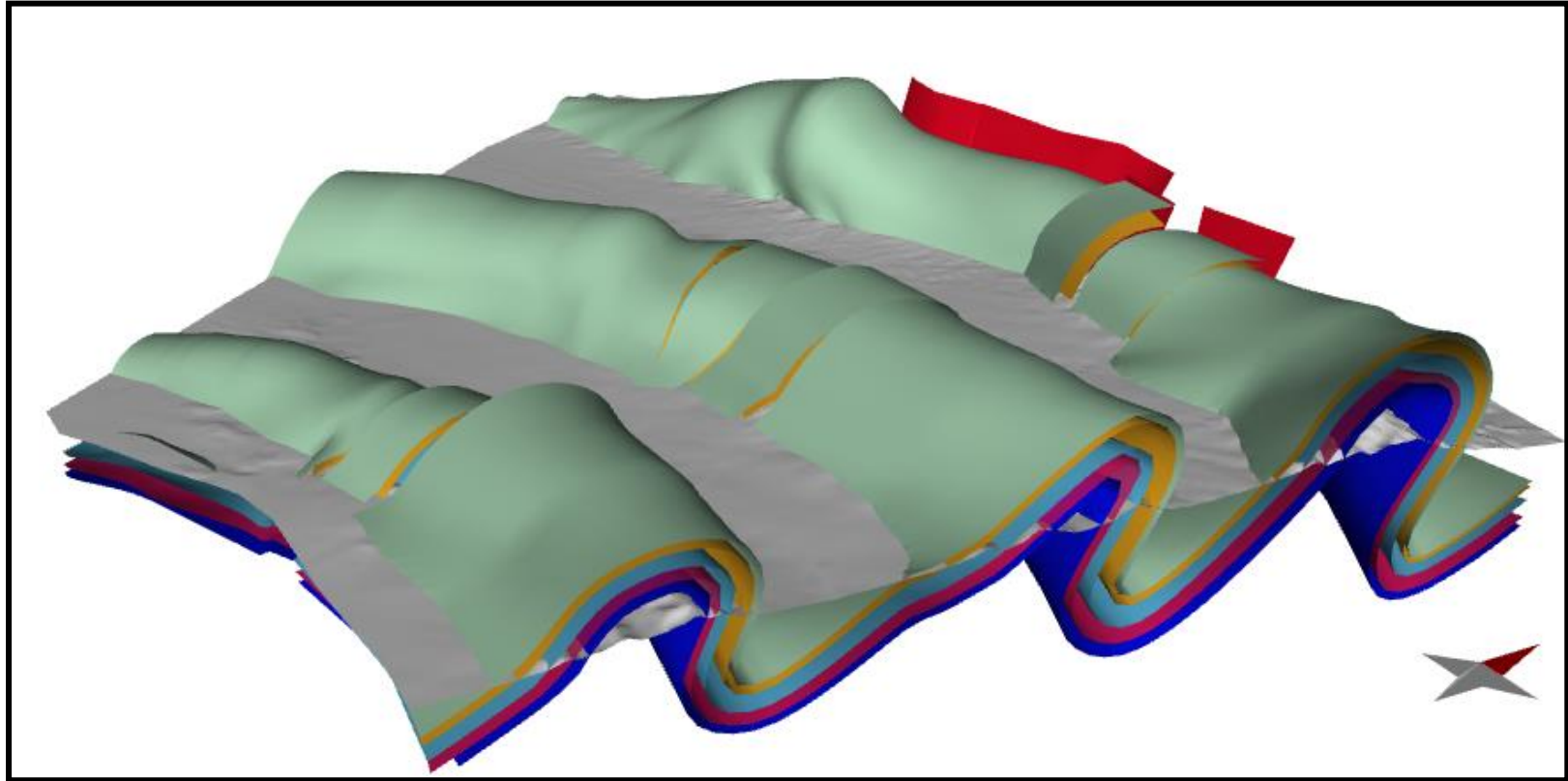
ANEXO

ANEXO 1. MODELO TRIDIMENSIONAL

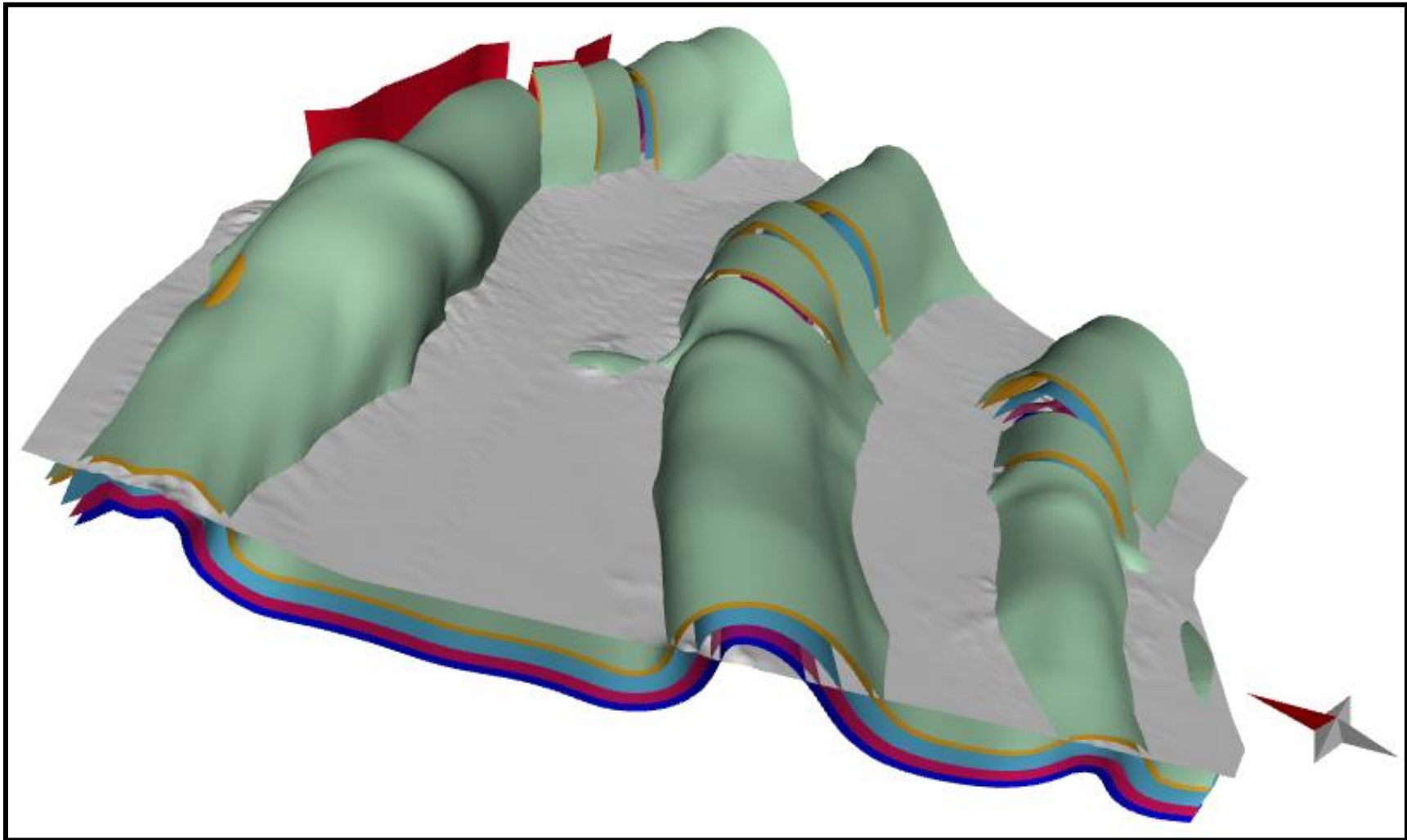
El modelo tridimensional presentado a continuación representa de forma general la tendencia del plegamiento en el bloque nororiental, y contiene las sierras Santa Rita, Santa Rosa y La Caja. En este se pueden observar las cimas de las formaciones: Zuloaga, Taraises, Cupido, Cuesta del Cura e Indidura, de la más antigua a la más reciente.



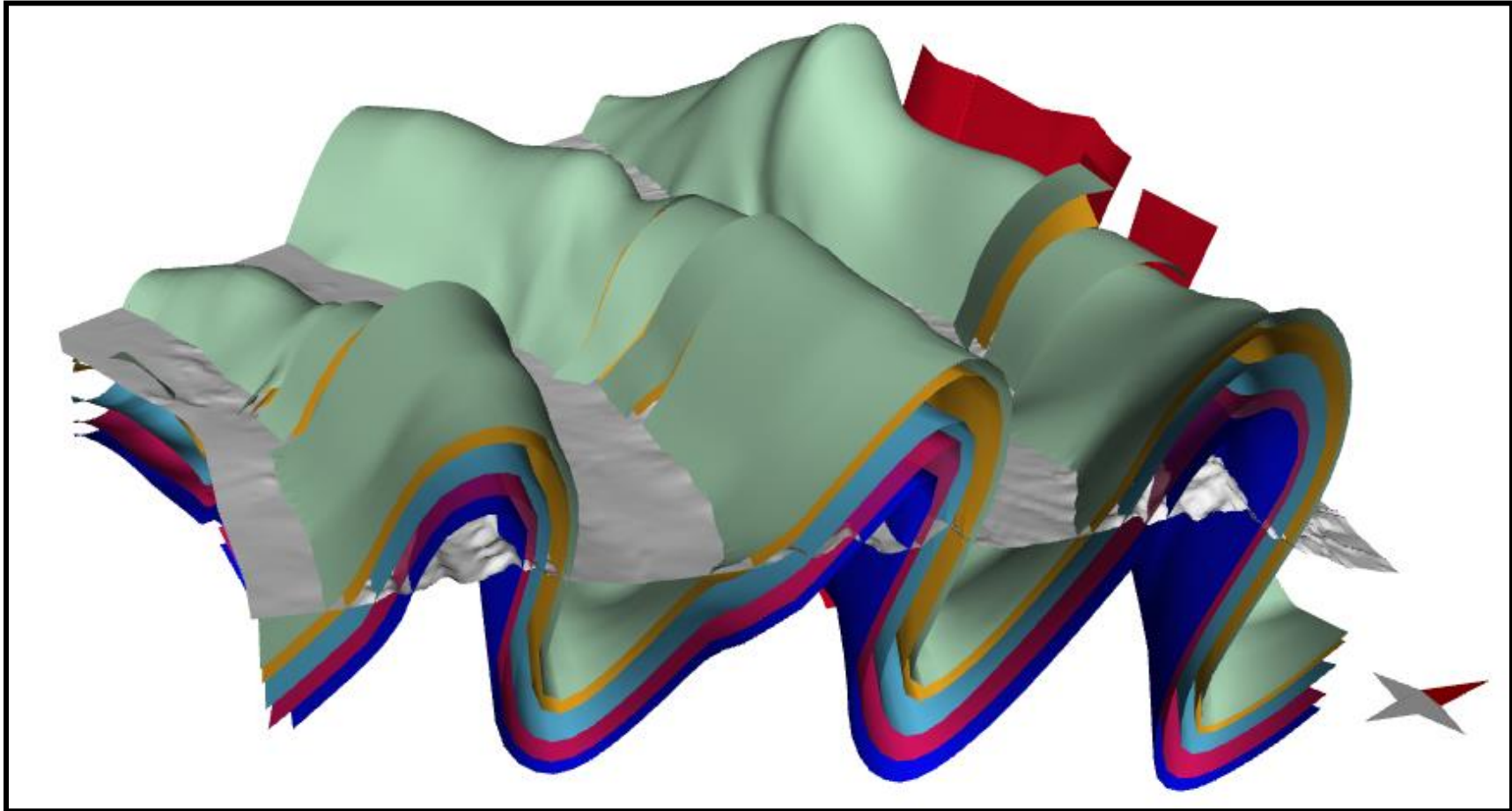
Anexo 1.1. Ubicación del área que cubre el modelo tridimensional (blanco).



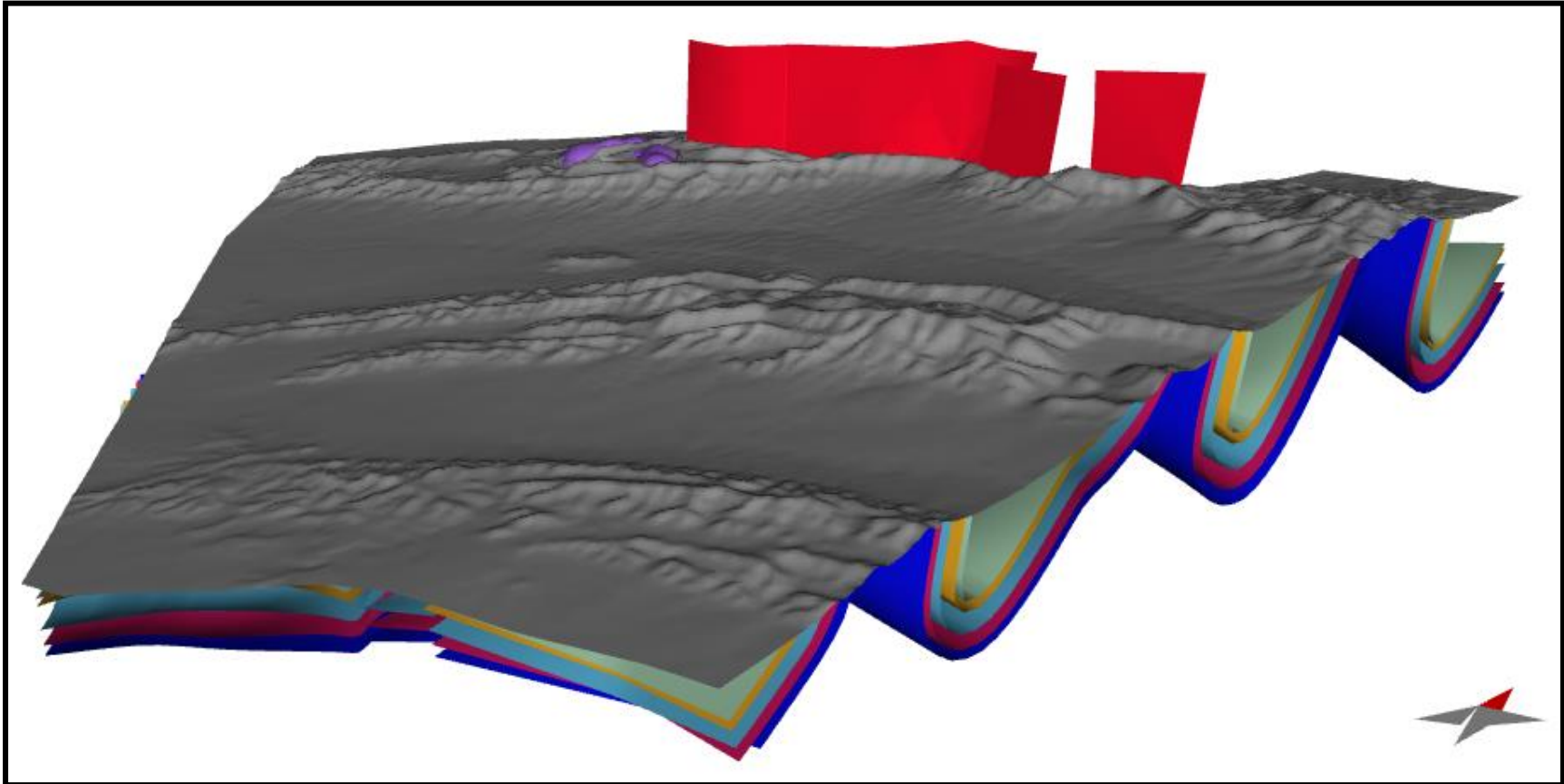
Anexo 1.2. Vista al poniente que muestra las características y tipo del plegamiento de las Sierras Santa Rita, Santa Rosa. Se puede observar, como al oriente, las estructuras están recostadas al norte.



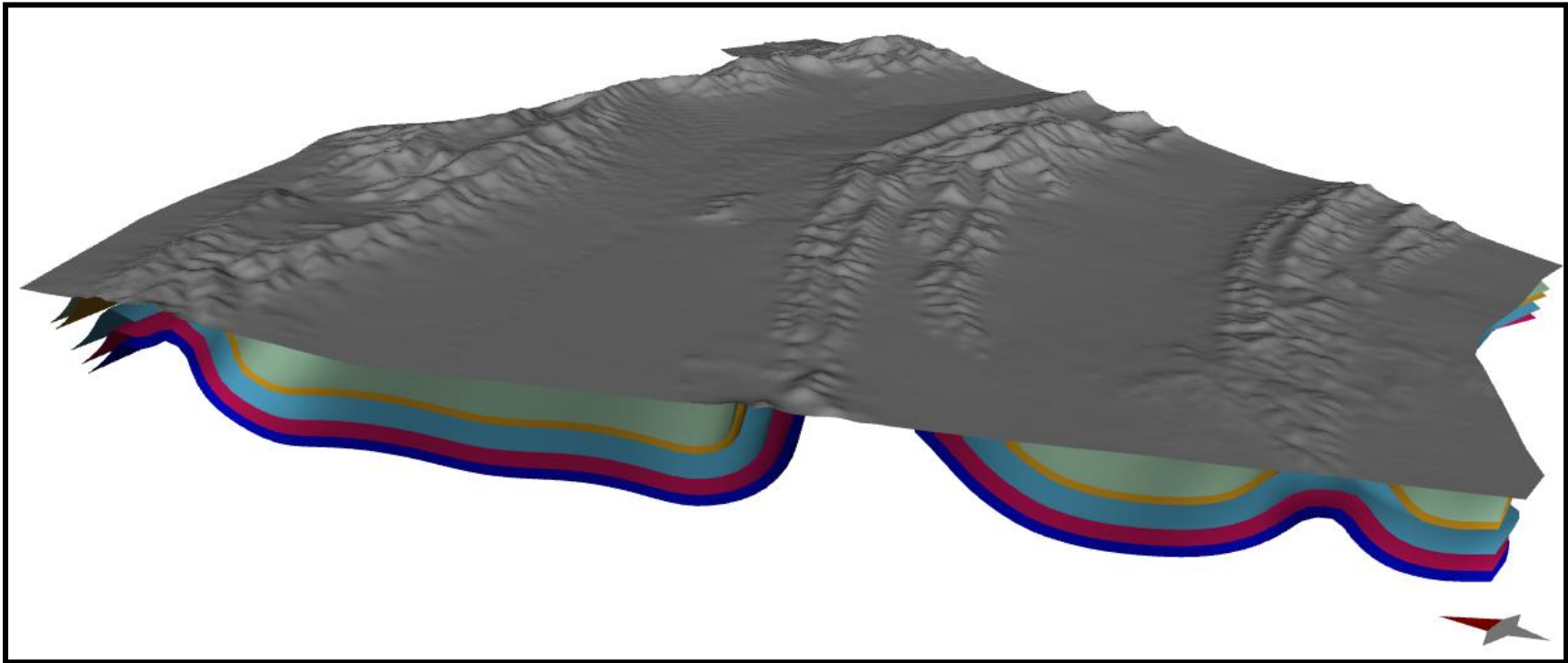
Anexo 1.3. Vista al oriente. Nótese como la Sierra Santa Rita (derecha) y la Sierra La Caja (izquierda) en su terminación al poniente son anticlinales simétricos, mientras que el anticlinal de la Sierra Santa Rosa (centro) está recostado al norte.



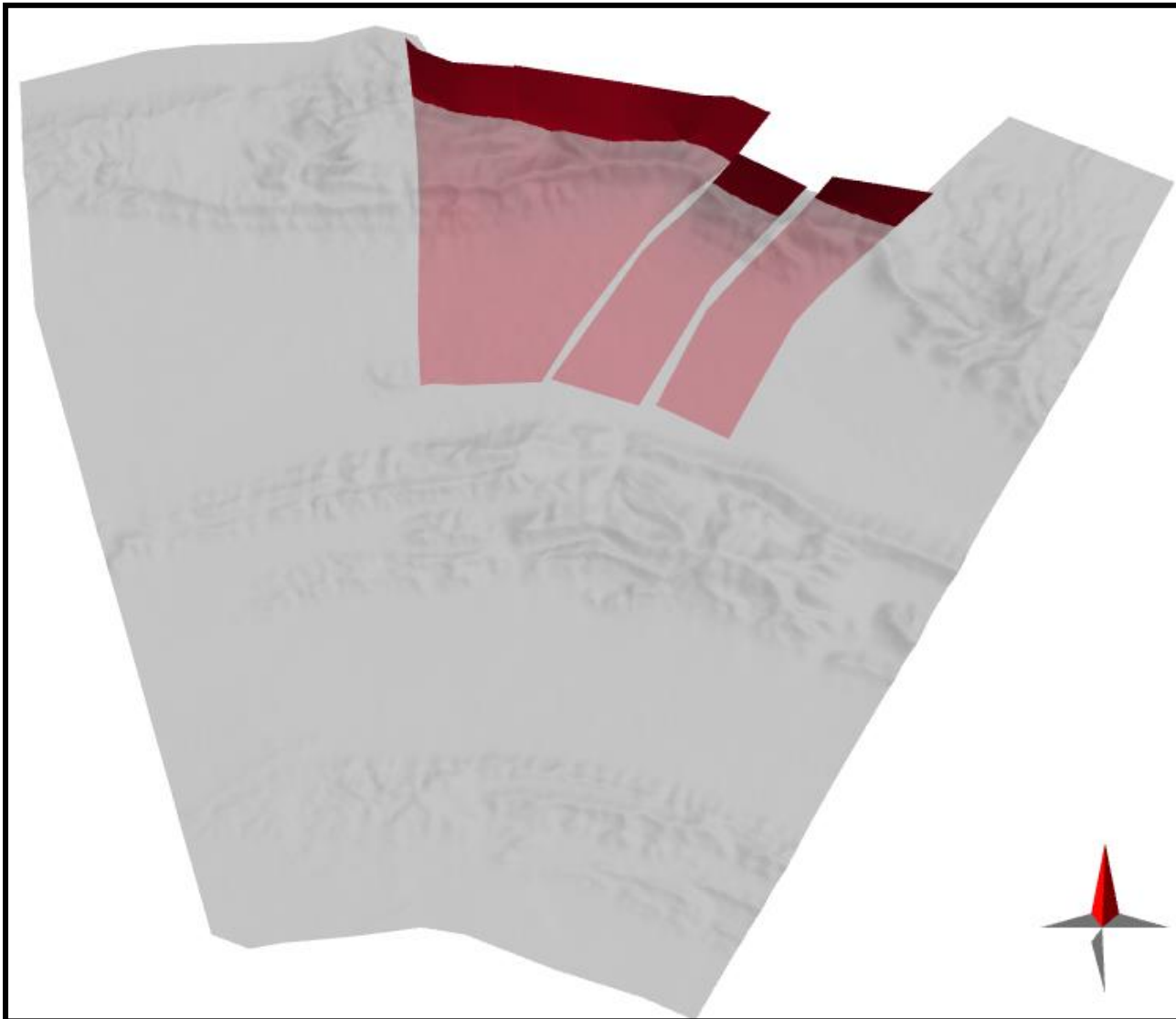
Anexo 1.4. Modelo general del plegamiento del área, con exageración vertical de 2. Al fondo se observa la traza que seguiría la cabalgadura La Caja (rojo).



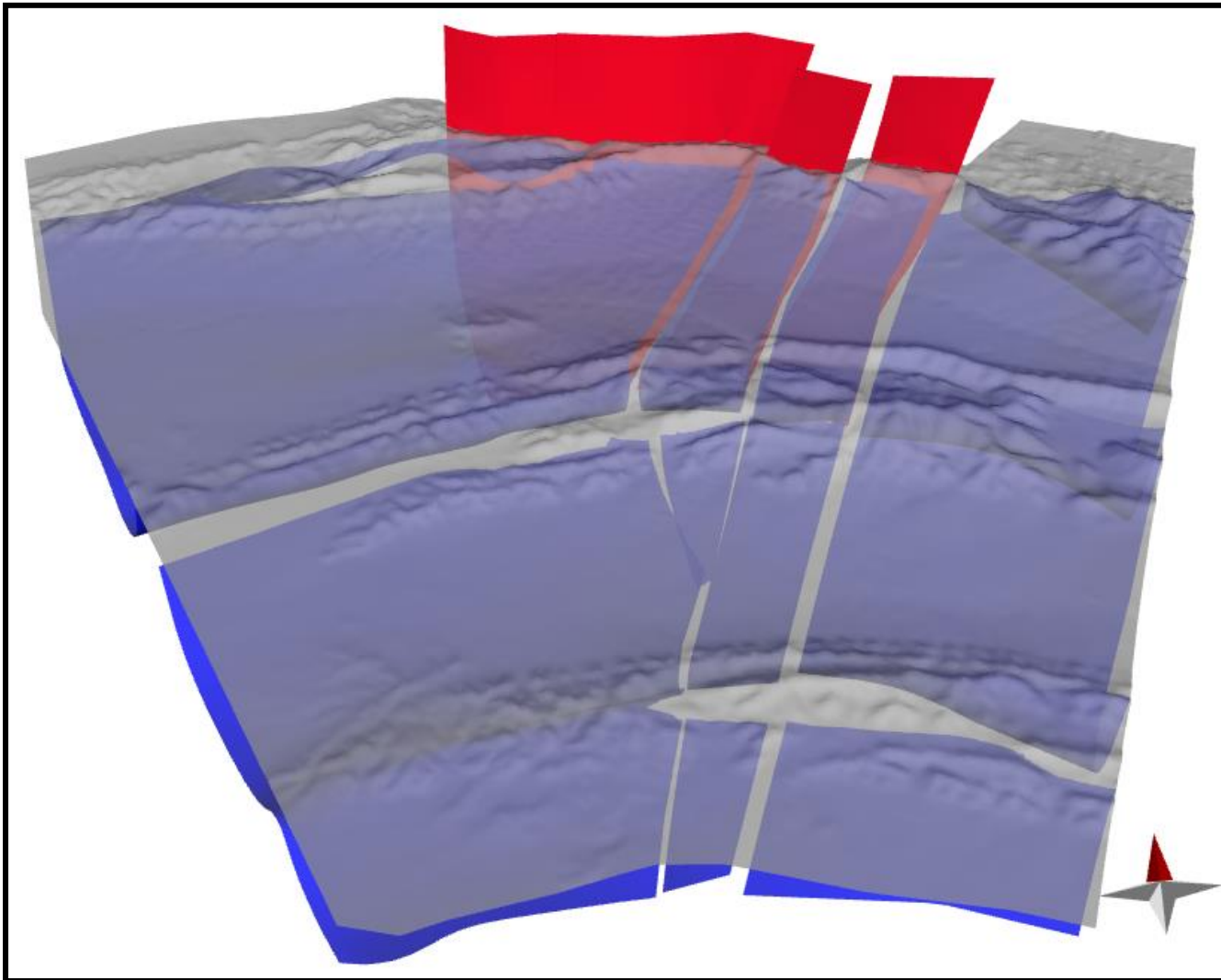
Anexo 1.5. Modelo de plegamiento viendo hacia el norte. En ésta figura se muestra la configuración estructural del área de estudio, bajo la topografía, como se encuentra en el Reciente.



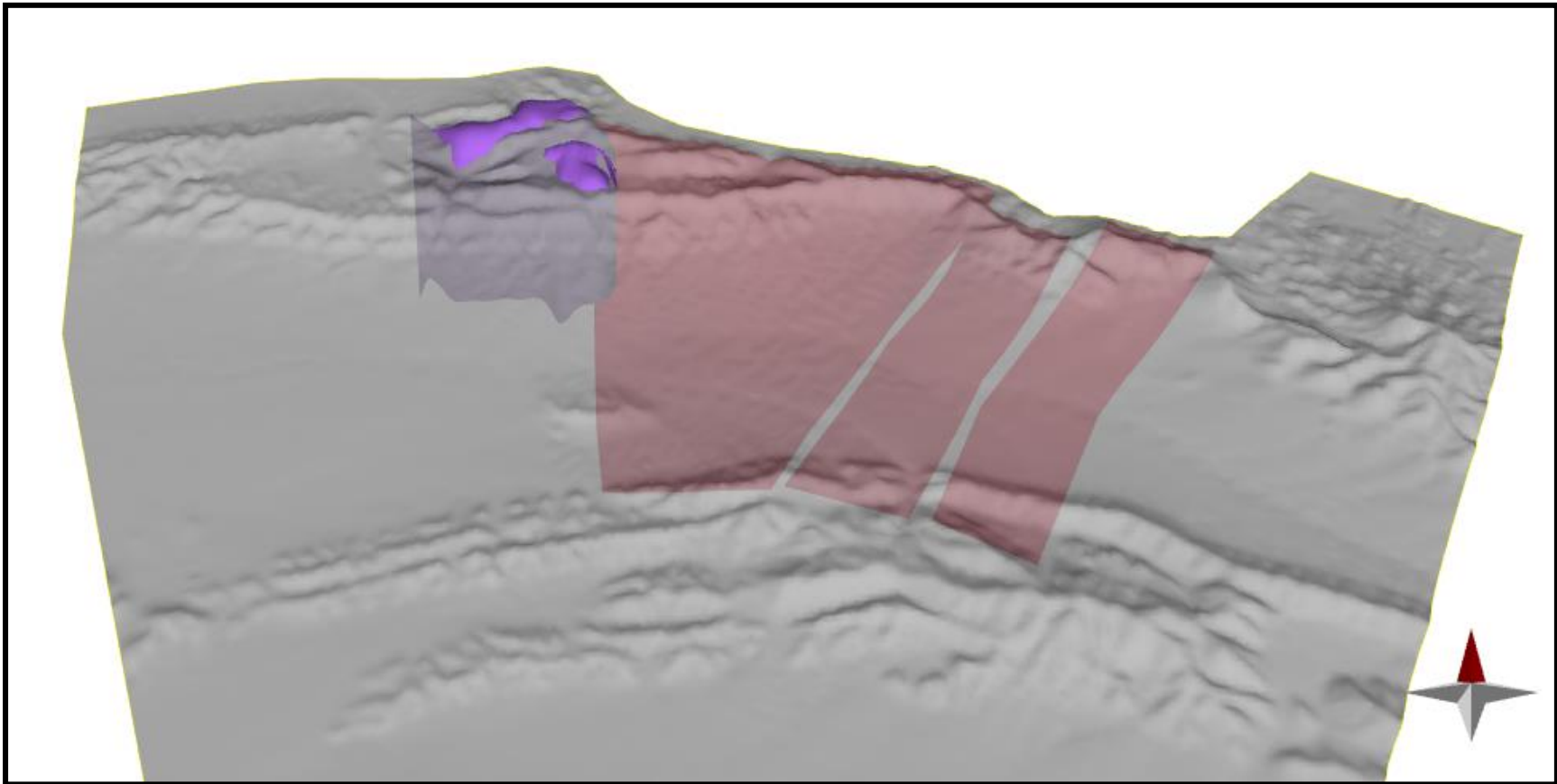
Anexo 1.6. Configuración de la geología estructural actual. Vista al oriente.



Anexo 1.7. Vista en planta de la cabalgadura La Caja. Se puede observar como en algunos sectores tuvo mayor avance que en otros, debido a fallas laterales de desgarre.



Anexo 1.8. Vista en planta de la cabalgadura La Caja, con la cima de la Fm. Zuloaga sobrepuesta. Se observa la continuidad de las fallas de desgarre hacia el sur.



Anexo 1.9. Vista en planta de la cabalgadura La Caja en contacto con el intrusivo Noche Buena.

**ANEXO 2. MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE
ESTUDIO.**

MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE CONCEPCIÓN DEL ORO y MAZAPIL, ESTADO DE ZACATECAS

El área de estudio localizada en el norte de Zacatecas dentro del orógeno de la Sierra Madre Oriental, está constituida por una secuencia que abarca desde el Triásico hasta el Reciente. Las rocas más antiguas, del Triásico al Jurásico Medio, forman la cubierta del basamento Paleozoico desconocido. Debido a la apertura del Golfo de México, se formaron en el Jurásico Medio una serie de grabens y horsts que permitieron que la invasión marina ocurrida en el Cretácico inundara la serie de cuencas del área de estudio del centro de México, creando primeramente una secuencia evaporítica y posteriormente permitiendo el depósito de una secuencia marina calcáreo-terránea que abarca hasta el Cretácico. El Terciario inicia con la orogenia Laramide, durante la cual, la secuencia marina se deforma y se pliega debido a la subducción de la placa Farallón por debajo de Norteamérica, pero presenta influencia también de los altos paleogeográficos y de las paleopendientes. En el área de estudio, las estructuras generadas difieren en orientación de oriente a poniente debido a un mecanismo diferente en su deformación que cambia a través de la falla regional San Tiburcio, que tiene su origen en el Jurásico como una falla normal, y sufre reactivación Laramídica como una falla lateral. En la etapa de distensión de esfuerzos durante el Eoceno, se deposita un conglomerado continental, en cambio, la secuencia se desliza sobre una capa evaporítica debido a que la paleopendiente hacia el norte y noreste le permite, hasta chocar con los elementos positivos que generan que el área presente una forma curva.

La falla San Tiburcio se reactiva durante la orogenia Laramide, actuando como una falla lateral, de la que el sentido se propone en este trabajo para ser diestro, aunque quedan aún algunas incógnitas sin respuesta.

Durante la tafrogénica, un régimen distensivo da lugar a la creación de fallas normales que favorecen más tarde el emplazamiento de cuerpos intrusivos, que son los que le dan una importancia minera al área, al presentar una o más etapas de mineralización en contacto con las rocas encajonadas. Así mismo, se deposita en esta etapa un conglomerado continental con clastos de la secuencia Mesozoica.

Finalmente, desde finales del Terciario y hasta el reciente, se deposita en el área una secuencia que rellena los valles, y está constituida principalmente por depósitos fluviales, aluviales y coluviales.

El análisis del tipo de plegamiento, la orientación de las estructuras, y la paleopendiente, basado en la interpretación de la cartografía y la construcción de secciones en el software MOVE™ permite conocer el mecanismo de deformación que sufrió la secuencia y los eventos de deformación de la misma.

El primer evento de deformación fue hasta el Jurásico Medio, debido al régimen distensivo por la apertura del Golfo de México, el cual crea una serie de grabens y horsts en los que ocurre el depósito de evaporitas en la invasión marina en el Cretácico.

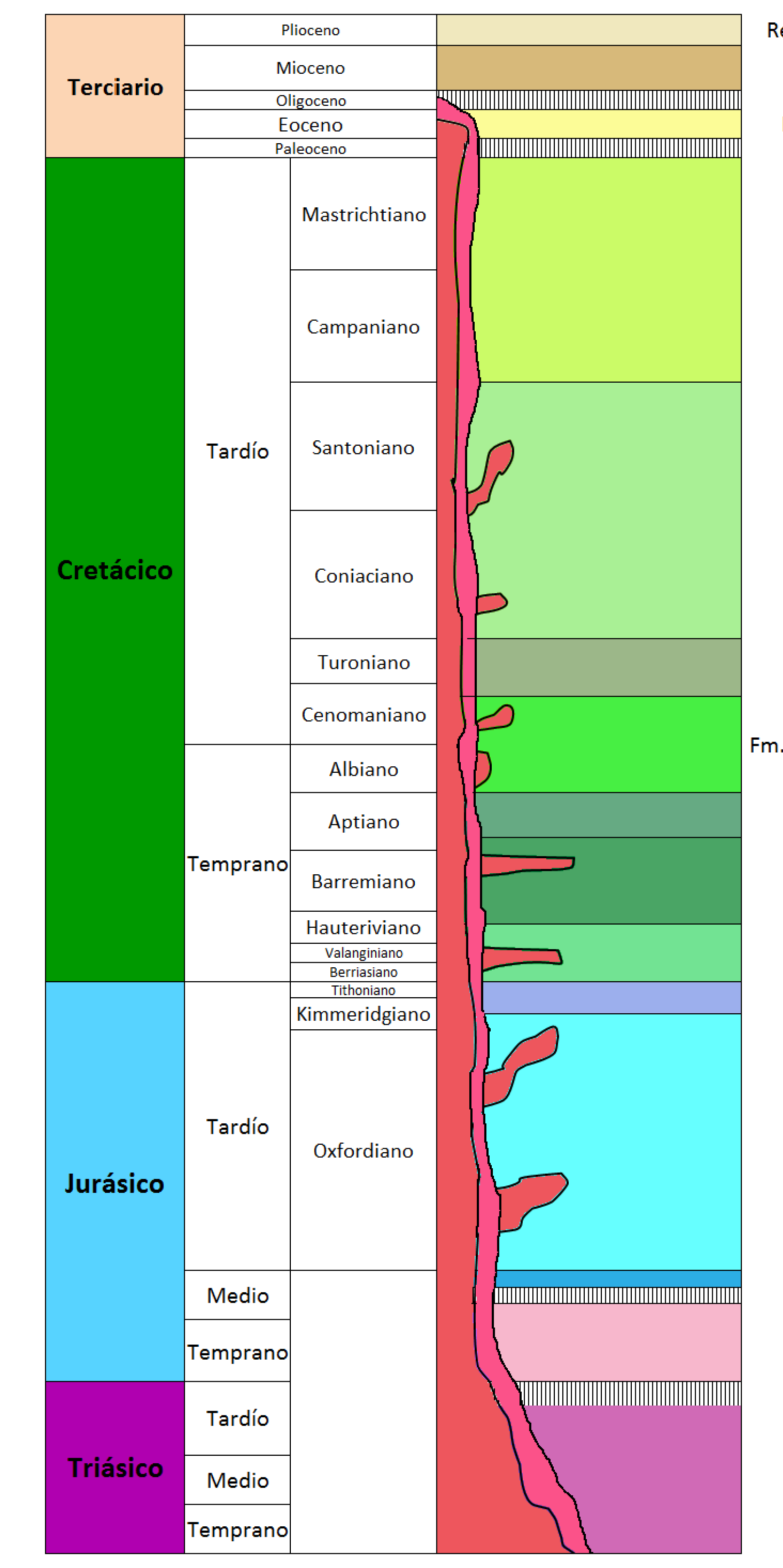
El siguiente evento de deformación se debe a la Orogenia Laramide. El mecanismo de deformación cambia del bloque suroccidental al nororiental. En el primero, la componente de la orogenia que deforma es la subducción de la Placa Farallón, por lo que la secuencia sufre deformación más profunda en este sector. En el bloque nororiental, en cambio, la secuencia se desliza sobre una capa evaporítica debido a que la paleopendiente hacia el norte y noreste le permite, hasta chocar con los elementos positivos que generan que el área presente una forma curva.

La falla San Tiburcio se reactiva durante la orogenia Laramide, actuando como una falla lateral, de la que el sentido se propone en este trabajo para ser diestro, aunque quedan aún algunas incógnitas sin respuesta.

Durante la tafrogénica, un régimen distensivo da lugar a la creación de fallas normales que favorecen más tarde el emplazamiento de cuerpos intrusivos, que son los que le dan una importancia minera al área, al presentar una o más etapas de mineralización en contacto con las rocas encajonadas. Así mismo, se deposita en esta etapa un conglomerado continental con clastos de la secuencia Mesozoica.

Finalmente, desde finales del Terciario y hasta el reciente, se deposita en el área una secuencia que rellena los valles, y está constituida principalmente por depósitos fluviales, aluviales y coluviales.

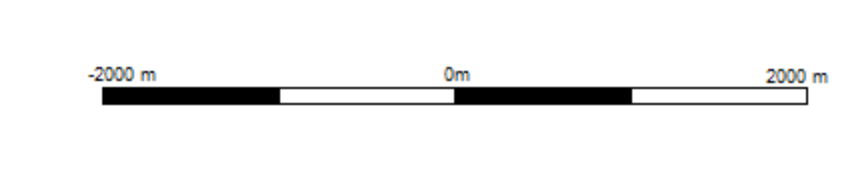
COLUMNA ESTRATIGRÁFICA



SIMBOLOGÍA GEOLÓGICA

- Sinclinal
- Anticlinal simétrico
- Anticlinal recostado
- Falla Normal
- Falla Inversa
- Falla lateral
- Falla sin evidencia directa
- Rumbo y echado de las capas
- Cima de Formaciones (contacto)

ESCALA GRÁFICA



MAPA GEOLÓGICO 1:50'000 DEL ÁREA DE CONCEPCIÓN DEL ORO y MAZAPIL, ESTADO DE ZACATECAS
 ALFARO TORRES MARÍA DEL CARMEN
 MAYO DE 2015

