



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ

**FACULTAD DE INGENIERÍA**  
**ÁREA DE CIENCIAS DE LA TIERRA**

**ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LOS AFLORAMIENTOS**  
**DE LA SECUENCIA SILICICLÁSTICA MARINA DEL**  
**TRIÁSICO SUPERIOR EN EL ÁREA DE**  
**PRESA DE SANTA GERTRUDIS, S. L. P.**

TRABAJO RECEPCIONAL  
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**INGENIERO GEÓLOGO**

**PRESENTA:**

**JOSÉ LUIS ESCALANTE MARTÍNEZ**



San Luis Potosí, S. L. P., septiembre del 2006



Facultad de Ingeniería



Universidad Autónoma  
de San Luis Potosí

21 de abril del 2005

**AL PASANTE JOSÉ LUIS ESCALANTE MARTÍNEZ  
P R E S E N T E . -**

En atención a su solicitud de autorización de Temario, presentada por el **Dr. Rafael Barboza Gudiño**, Asesor del Trabajo Recepcional que desarrollará usted, con el objeto de sustentar su Examen Profesional en la Licenciatura de **Ing. Geólogo**. Me es grato comunicarle que en la Sesión de Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 21 de abril del presente año, fue aprobado el Temario propuesto:

**TEMARIO:**

**"ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LOS AFLORAMIENTOS DE LA SECUENCIA SILICICLÁSTICA MARINA DEL TRIÁSICO SUPERIOR EN EL ÁREA DE PRESA DE SANTA GERTRUDIS, S.L.P."**

- INTRODUCCIÓN.
- 1. ESTRATIGRAFÍA.
- 2. AFLORAMIENTOS DE LA SECUENCIA SILICICLÁSTICA MARINA DEL TRIÁSICO SUPERIOR.
- 3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.
- 4. IMPLICACIONES TECTÓNICAS.
- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.
- ANEXOS.
- BIBLIOGRAFÍA.

Ruego a Usted tomar debida nota de que en cumplimiento con lo especificado por la Ley de Profesiones, debe presentar Constancia de Servicio Social como requisito indispensable para sustentar su Examen Profesional.

**"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"**

  
**ING. JOSÉ ARNOLDO GONZÁLEZ ORTÍZ**  
**DIRECTOR**

""mog.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se lo dedico muy especialmente a mi hermano **Valentín (q.e.p.d.)**.

A mis padres: **Carlos Escalante Hernández y Cirina Martínez Gutiérrez** por su apoyo y cuidados que me dieron en todo momento, por su amor y comprensión muchas gracias.

A mis hermanos: **Carlos, Guadalupe, Socorro, Macario y Andrés** por todas las cosas y enseñanzas que hemos compartido hasta ahora, y el apoyo que siempre me han brindado.

A mi asesor, **Dr. José Rafael Barboza Gudiño**, Director del Instituto de Geología de la UASLP por permitirme desarrollar este trabajo y su atinada asesoría en el mismo para su terminación. Al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT)**, por el apoyo económico que me proporcionó para la elaboración del presente trabajo, siendo becario en el proyecto CONACYT – PROADU “Relaciones Estratigráficas y Evolución de las Facies Marina y Continental del Triásico Superior en el Centro y Noreste de México”. 2003-01-24-001-053 (ciencias básicas).

A mis sinodales: **M. C. Pánfilo Raymundo Martínez Macias** e **Ing. Guillermo Alvarado Valdez** por sus valiosas observaciones y correcciones en este trabajo para su mejoramiento y culminación.

Un agradecimiento muy especial al **Ing. Javier Muñoz Quintana y su Familia**, por su incondicional apoyo y comprensión durante parte de mi estancia en la carrera.

Le agradezco muy especial y sinceramente a la **Dra. Silvia Hernández Morales y su Familia** por la orientación y consejos que me dieron en su momento para rectificar mi camino.

Gracias al **M. C. Juan Manuel Torres Aguilera** por su orientación y ayuda en la descripción de las muestras petrográficas, al **Ing. Miguel Mayer Tanguma** e **Ing. Erasmo Mata Martínez** por su desinteresada ayuda en la elaboración de las mismas muestras.

A la **Sra. Juana Silva Martínez y su Familia** por su amistad y apoyo al comienzo de mis estudios en esta carrera.

A mis amigos: **Omar Martínez Ortega, Elías Núñez Hernández, Francisco Castillo Rodríguez, Miguel Ángel Aguilar Flores, Cinthya Morales Guevara, Cesio Menahen Flores Castillo, David Alejandro Navarro Martín del Campo (q.e.p.d.), Sofia Alejandra Martínez Rodríguez, Carlos Cesar Leura Torres, Juan Alejandro Arguelles Moreno, Iván Medina Sánchez y Edgar Arón Rodríguez Díaz**.

Por ultimo agradezco a todos los profesores y personal administrativo del Área de Ciencias de la Tierra por darme sus conocimientos y orientación dentro de la carrera.

## RESUMEN

El área de estudio se localiza 26 km. al NW de Charcas, S.L.P.; dentro de la Carta Presa de Santa Gertrudis (F -14 - A - 33). Tiene una superficie aproximada de 700 km<sup>2</sup>. Fisiográficamente se encuentra en la porción oriental de la Provincia de la Mesa Central hacia sus límites con la Sierra Madre Oriental, paleogeográficamente se ubica en el límite oriental de la Cuenca Mesozoica del Centro de México, al poniente de la plataforma carbonatada cretácica Valles-San Luis Potosí. El rango de las unidades estratigráficas presentes, abarca desde el Triásico Tardío hasta el Reciente.

El Triásico está representado por la Formación Zacatecas, constituida esencialmente por una alternancia rítmica de areniscas y lutitas, presenta imbricaciones intraformacionales y deformación penetrativa en forma de dos superficies de esquistosidad, lo cual demuestra que la unidad estuvo expuesta a por lo menos dos eventos tectónicos compresivos que la afectaron.

En el Jurásico Temprano se tiene a la Formación Nazas, que descansa disconcordantemente sobre la Formación Zacatecas y representa un evento volcánico con depósitos continentales. El inicio de la trasgresión de la Cuenca Mesozoica del Centro de México comienza con el depósito de la Formación La Joya, que constituye un evento de sedimentación clástica, en el Calloviano – Oxfordiano. El Jurásico Tardío Marino esta representado por el depósito de una secuencia carbonatada en el Oxfordiano – Kimmeridgiano, denominada Formación Zuloaga. Una característica general en esta zona es que la cima de esta formación presenta desarrollos arrecifales. En forma concordante y transicional se presenta la Formación La Caja que consiste de capas de calizas en la base que gradúan a una serie de limolitas calcáreas, lutitas, margas, limolitas y calizas arcillosas de estratificación delgada con frecuentes horizontes de pedernal negro.

Del sistema Cretácico se tienen las unidades más representativas de la Cuenca Mesozoica como son: La Formación Taraises, que esta constituida por una alternancia de calizas de color gris oscuro en capas medianas, con limolitas y bandas aisladas de pedernal negro. Posteriormente se presenta la Formación Tamaulipas inferior (“Cupido”) que consiste de una secuencia de calizas micriticas puras con nódulos abundantes de hematita y marcasita, así como también bandas y nódulos aislados de pedernal negro, además de macrofauna como amonites aislados y belemnites. Siguiendo con la secuencia estratigráfica se tiene la Formación Otates (“La Peña”), que se presenta como una alternancia de capas de calizas arcillosas, limolitas y pequeñas bandas de pedernal. Se reconoce en el área una secuencia de calizas de estratificación mediana en la parte inferior y gruesa en la parte superior con alternancia de capas arcillosas delgadas pertenecientes a la Formación Tamaulipas Superior. Por último, esta región, cierra el ciclo sedimentológico de la cuenca con una secuencia de calizas a calizas arcillosas y finalmente areniscas y lutitas correspondientes a las formaciones Cuesta del Cura, Indidura y Caracol. Se estima que el espesor total de las formaciones sedimentarias marinas que rellenaron la Cuenca, alcanza alrededor de los 1,000 metros, aunque se reitera que la cifra es estimada dado que muchos de los contactos son tectónicos, las rocas están fuertemente plegadas o existen cambios laterales de espesor.

Las rocas volcánicas del Terciario (Oligoceno-Mioceno) son riolitas fluidales, tobas y vitrófidos, emplazados a través de domos exógenos instalados en antiguas fisuras

que se orientan al N 30° W; estos materiales se conocen bajo el nombre informal de Riolita Lajas.

Más tarde ocurre el depósito de conglomerados y sedimentos lacustres que en la actualidad muestran basculamiento hacia el NE y que se denominan Conglomerado Charcas, cuyo alcance estratigráfico es incierto pero algunas capas pudieron haberse depositado desde el Oligoceno Tardío. El ciclo volcánico culmina con aparatos volcánicos a través de los cuales se condujeron hacia la superficie lavas hawaiíticas. El nombre informal que previamente se les ha asignado es Basalto Los Encinos, que se observa cubriendo discordantemente al Conglomerado Charcas.

Finalmente como producto de relleno de cuencas neógenas, se depositan conglomerados continentales polimícticos sin nombre, principalmente en los bordes de las sierras, los cuales, a su vez, están cubiertos por limos, caliche, gravas y suelos aluviales extendidos como abanicos a lo largo de las amplias pendientes y terrazas.

Los afloramientos de rocas triásicas en la zona, representan altos estructurales sobre los que se pretende conocer su naturaleza y evaluar su tectónica, mismos que en el presente estudio se han reconocido como elementos positivos que destacan como tales ya en la reconstrucción del paleorelieve para el Jurásico Temprano a Medio a partir de estudios estratigráficos, cartográficos y petrológicos.

De los perfiles y muestras petrográficas estudiados, se asume que en algunas localidades donde aflora la secuencia Carbonatada del Oxfordiano – Kimmeridgiano (Formación Zuloaga), se muestran rasgos típicos de facies y microfacies características de ambientes marinos que van desde el tipo de una ladera sumergida ó márgenes de talud, en los cuales se presentan depósitos con fauna de agua muy superficial redepositada y fragmentos de líticas que presentan cierta orientación, hasta plataformas abiertas y restringidas, en donde las profundidades marinas eran someras y en algunas partes se encontraban parcialmente protegidos de la influencia de aguas de mar abierto por algún tipo de barrera. Hacia el área de Coyotillos las facies determinadas para la secuencia son del tipo de cuenca ya que tan solo se observan algunos agregados cristalinos en una matriz de lodo calcáreo. Lo anterior, muestra la presencia de un bloque levantado, que influyó en la distribución de estas facies, ya desde el Jurásico temprano y de esta manera, el análisis de las facies y microfacies carbonatadas se muestra como una metodología apropiada para modelar los elementos paleogeográficos de un basamento determinado.

Las estructuras mayores y más notorias que se presentan en el área de estudio se atribuyen a la orogenia Laramide, (Sinclinal Los Picachos del Tunalillo, Sinclinal Sierra Blanco y Sinclinal Sierra San Carlos, por mencionar otras) orientados generalmente al N 30° W. No se observan pliegues paralelos continuos, sino que la mayoría se encuentran rotos por los efectos de fallas inversas o décollement. En la mayor parte de las estructuras de anticlinales y sinclinales se presentan hacia sus flancos fallas que se originaron debido a este evento deformacional. Sin embargo es posible reconocer estructuras pre-laramídicas representadas por juegos de esquistosidad que definen eventos compresionales previos al Jurásico y que son reconocidas en la Formación Zacatecas. Existen zonas poco deformadas, las cuales contrastan con zonas intensamente deformadas o de deslizamientos dentro de la Formación Zacatecas, con variaciones en la deformación e inclusive presentando

ligero metamorfismo. Se presentan los desarrollos de dos planos de esquistosidad ó foliación  $S_1$  y  $S_2$ ,; los planos  $S_1$  presentan un bajo ángulo con buzamiento al SE en general, en donde muestran que los esfuerzos principales para esta deformación fueron con rumbo NNW– SSE. Mientras que los planos de  $S_2$  se observan con un mayor ángulo que no es en este caso el mas típico de la deformación laramídica, aunque la dirección mas típica de los esfuerzos producidos por esta deformación si concuerda con la posición de los planos de estratificación de la estructura plegada, que muestran rumbos NW con echados hacia el SW.

También se presentan estructuras producto de una extensión durante el Jurásico Temprano a medio, y durante o inmediato posterior al depósito de los productos volcanogénicos de la Formación Nazas. Por otro lado se observan estructuras mas recientes que tienen lugar en una fase extensional evidenciada por la presencia de fallamiento de tipo normal y desplazamientos laterales. Los mejores ejemplos son las fallas normales que cortan el flanco oriental del Sinclinal de los Picachos del Tunalillo. Dichas estructuras se denominaron Falla Cerro Gordo y Falla Los Amoles, ambas presentan cierto paralelismo con rumbo general N 45° W y ligeras flexiones por intersecciones con lineamientos que ocurren al N 50° E.

## CONTENIDO

### RESUMEN

### INTRODUCCIÓN

	Pág.
A. Objetivo .....	1
B. Localización y Vías de Acceso .....	1
C. Marco Geológico Regional y Local .....	3
D. Estado Actual de las Investigaciones .....	6
E. Metas .....	8
F. Metodología .....	9

### 1. ESTRATIGRAFÍA

1.1 Sistema Triásico .....	12
1.1.1 Formación Zacatecas .....	12
1.2 Sistema Jurásico .....	17
1.2.1 Formación Nazas .....	17
1.2.2 Formación La Joya .....	21
1.2.3 Formación Zuloaga .....	25
1.2.4 Formación La Caja .....	28
1.3 Sistema Cretácico .....	30
1.3.1 Formación Taraises .....	30
1.3.2 Formación Tamaulipas Inferior ("Cupido") .....	32
1.3.3 Formación Otates ("La Peña") .....	36

	<b>Pág.</b>
1.3.4 Formación Tamaulipas Superior.....	38
1.3.5 Formación Cuesta del Cura.....	39
1.4 Sistema Terciario .....	41
1.4.1 Riolita Lajas.....	41
1.4.2 Conglomerado Charcas.....	45
1.4.3 Basalto Los Encinos .....	47
1.5 Sistema Cuaternario .....	47
1.5.1 Coluvión, Caliche, Conglomerado y Aluvión .....	47
<b>2. AFLORAMIENTOS DE LA SECUENCIA SILICICLÁSTICA</b>	
<b>MARINA DEL TRIÁSICO TARDÍO.</b>	
2.1 Introducción .....	48
2.2 Localidades donde aflora la Secuencia Siliciclástica Marina del Triásico Tardío.....	49
2.3 Petrografía de la Secuencia Siliciclástica Marina del Triásico Tardío en el área de estudio (Formación Zacatecas). .....	55
2.4 Petrografía de la Secuencia Volcánica del Jurásico Temprano a Medio en el área de estudio (Formación Nazas).....	61
2.5 Petrografía de la Secuencia Carbonatada del Oxfordiano - Kimmeridgiano en el área de estudio (Formación Zuloaga).....	64
2. 5. 1 Tipos de Microfacies Estándar (SMF) .....	64
2.6 Análisis e interpretación.....	86
<b>3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL</b>	
3.1 Descripción de Estructuras .....	91
3.1.1 Estructuras Pre-Laramídicas .....	91
3.1.2 Estructuras Laramídicas .....	96





## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura.</b>	<b>Pág.</b>
1 Mapa de Localización del Área de Estudio.....	2
2 Mapa de Vías de Comunicación.....	3
3 Provincias Fisiográficas de México y Provincias Paleogeográficas en el área de Estudio.....	5
4 Terrenos tectonoestratigráficos de México .....	5
5 Columna Geológica del Área de Estudio.....	11
6 Perfil geológico de la zona Mina Cinco Estrellas.....	50
7 Perfil geológico de la zona La Tapona .....	51
8 Perfil geológico de la zona Los Encinos.....	52
9 Perfil geológico de la zona Arroyo El Tepozan.....	53
10 Mapa que muestra la localización en donde se ubican los perfiles levantados en el área de estudio y afloramientos de las formaciones que los conforman.....	54
11 Tabla de correlación de los perfiles geológicos levantados en el área y perfiles levantados en zonas aledañas.....	90
12 Diagrama estereográfico de la zona Cinco Estrellas.....	93
13 Diagrama estereográfico de la zona La Tapona .....	93
14 Diagrama estereográfico de la zona del tajo del entronque.....	94
15 Modelos de evolución geodinámica regional por etapas.....	105

## ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

<b>Fotografía</b>	<b>Pág.</b>
1 Afloramiento de la Formación Zacatecas en la localidad de La Taponá.....	17
2 Contacto entre las Formaciones Nazas y La Joya .....	21
3 Afloramiento de Formación La Joya en el Cerro San Carlos .....	24
4 Afloramiento de la Formación Zuloaga ubicado en la Sierra de San Carlos .....	28
5 Afloramiento de la Formación Tamaulipas Inferior ubicado en La Sierra Los Picachos del Tunalillo .....	35
6 Derrames de lava que se localizan hacia el sureste del poblado de Guadalupe Victoria, en la Mesa El Desierto, donde se ubica el miembro Inferior de La Riolita Lajas .....	43
7 Derrames de lava que afloran al occidente del poblado de Guadalupe Victoria y forma el Domo Los Mingoles, el cual representa el miembro superior de La Riolita Lajas .....	45
8 Fragmento de una roca Volcánica, muestra ENC – 1 .....	57
9 Vista general de la muestra ENC – 1 en la cual se puede observar la textura y distinguir algunos fragmentos de feldespatos .....	57
10 Vista general donde se observan los componentes de la muestra COY – 02 – 04 , que presenta fragmentos de cuarzo en su mayoría, feldespatos y plagioclasas esencialmente.....	60

<b>Fotografía</b>	<b>Pág.</b>
<b>11</b> Vista general de la muestra ENC – 4 en donde se puede apreciar claramente la alteración por carbonatación y algunos minerales máficos alterados a óxidos de Fe .....	63
<b>12</b> Foto en donde se observa la matriz hialopilitica afieltrada e intersticial Presente en la muestra ENC - 4.....	63
<b>13</b> Vista general de la muestra TZ – 2 en donde se puede observar que los componentes presentan cierta orientación subparalela a paralela en una matriz de arcilla moderada a fuertemente alterada .....	70
<b>14</b> Vista de una caliza Mudstone a Wackestone en donde se observan cuarzos de origen autigeno y vetillas rellenas de calcita esparitica en una matriz de calcita micritica .....	72
<b>15</b> Algas verdes calcáreas de la clase clorophyta, familia Dasycladaceas (macroporella apacheana Jonson) .....	74
<b>16</b> Agregados cristalinos de calcita esparitica y algas verdes de la clase clorophyta, familia carofitas (acicularia antigua) en una matriz de lodo micritico.....	75
<b>17</b> Vista general de la muestra TPZ – 4, en donde se observan algas calcáreas y vetillas rellenas de calcita micritica.....	75
<b>18</b> Caliza con cristales de calcita esparitica envueltos en una matriz de lodo micritico en su mayoría, oxidos y bioclastos en muy pequeña proporción.....	77

<b>Fotografía</b>	<b>Pág.</b>
<b>19</b> Vista general de la muestra MCES – 4 en donde se observan ooides simples y peloides, compuestos principalmente por micrita, además de granos amorfos también micritizados. Además se presentan microvetillas rellenas de calcita esparítica y óxidos .....	79
<b>20</b> Vista general de una caliza Grainstone a Packestone en donde se observan ooides, ooides compuestos y pellets, constituidos por micrita, granos de feldespatos?, cuarzo y líticos u óxidos de fierro que se encuentran cementados por una matriz micrítica.....	81
<b>21</b> Vista general de la muestra TPZ – 3, en donde se observan sus componentes que consisten de cuarzo que presentan cierta orientación, ooides y pellets reemplazados por sílice y ferro- magnesianos, cementados por carbonatos .....	83
<b>22</b> Vista general de la muestra MLTP – 1, en donde se presentan componentes como granos de cuarzo, reemplazados en los bordes de los cristales por óxidos de fierro y carbonatos en una matriz carbonatada de textura granular.....	85
<b>23</b> Afloramiento con lineaciones de cizallamiento de dirección E – W en capas con rumbo N – S, pertenecientes a la Formación Nazas en el Cerro de Los Encinos .....	95
<b>24</b> Pliegues replegados con el desarrollo de dos planos de esquistosidad ó foliación $S_1$ y $S_2$ , en donde $S_1$ es pre – laramídica y $S_2$ es probablemente de edad laramídica, localidad de La Tapona.....	95
<b>25</b> Parte oriental de la sierra San Carlos, en la que aflora la Formación Nazas, en la parte plana aflora la Formación Zacatecas .....	98

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>	<b>Pág.</b>
1 Ambientes de depositación generalizados, cinturones de facies y tipos de microfacies estandar .....	67
2 Perfil de relieve marino tradicional que muestra las fajas de facies ambientes y tipos de SMF, en donde se indica la ubicación y el alcance en los paquetes de microfacies identificadas en las muestras de la secuencia carbonatada estudiada, dentro de la reconstrucción paleoambiental .....	89

## ÍNDICE DE ANEXOS

### **Anexo**

1 Zonas de Estándares de Microfacies (FZ), tomado del modelo modificado de Wilson describiendo una margen en una plataforma de carbonatos .....	111
2 Imagen de satélite que muestra una estructura de un anticlinal buzante, que presenta un rumbo general NW – SE con vergencia hacia el E y NE.....	114
3 Tabla de correlación estratigráfica .....	115
4 Plano Geológico - Estructural	

## INTRODUCCIÓN

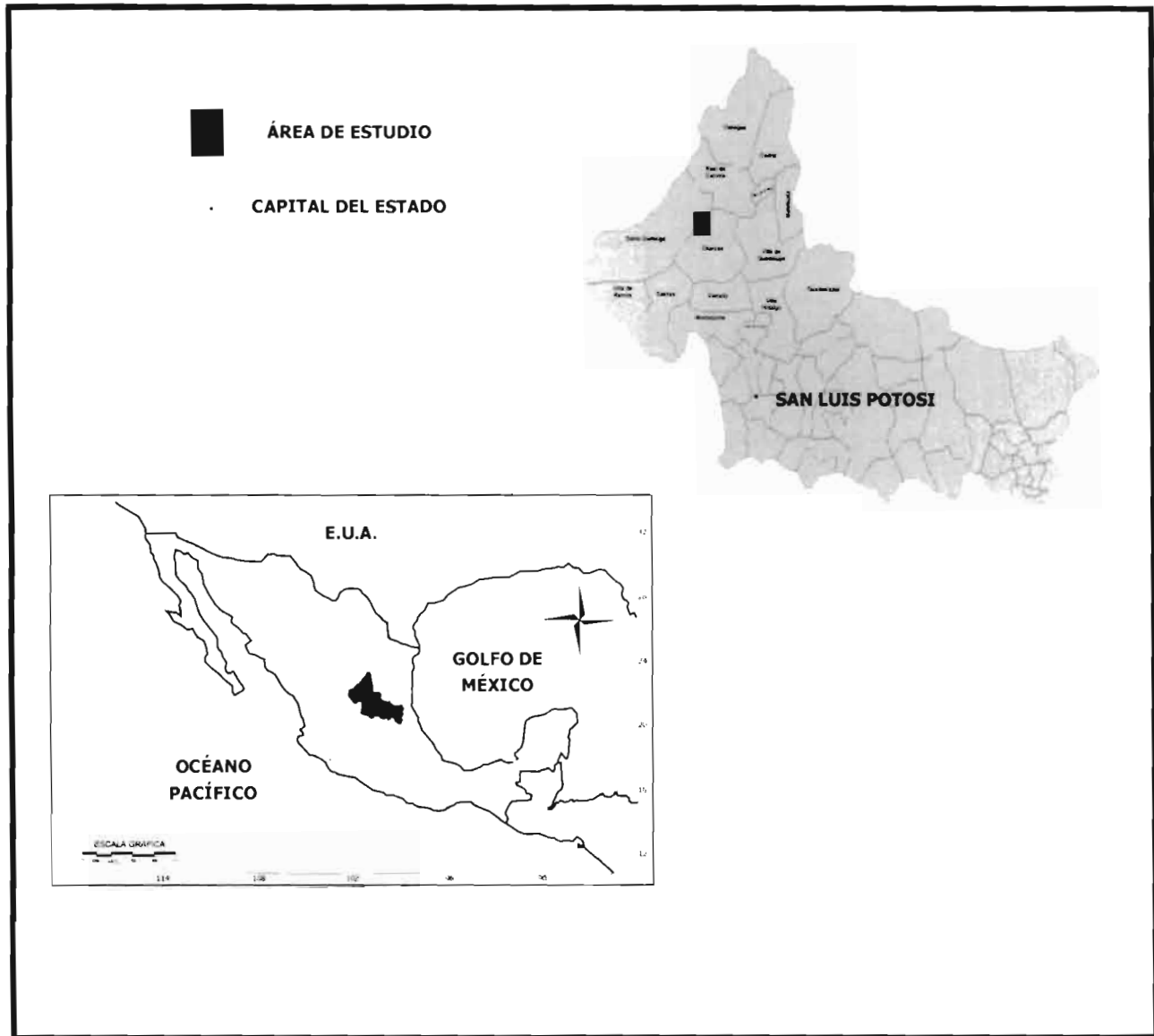
### **A. Objetivo.**

El trabajo presente tiene como objetivo principal detallar la estructura y evolución tectónica del área Coyotillos – La Tapona – Presa de Santa Gertrudis, al noreste de Charcas, San Luis Potosí, así como detallar la deformación interna y la estructura externa de una serie de afloramientos de rocas triásicas que al parecer ocurren en una área que ha experimentado levantamientos subsecuentes desde el Mesozoico hasta el Cenozoico y en donde han quedado expuestas dichas unidades estratigráficas que representan las capas más antiguas que se conocen en la región. Este trabajo, se presenta además, como requisito para optar al grado de licenciatura y título de Ingeniero Geólogo en la Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

### **B. Localización y vías de acceso.**

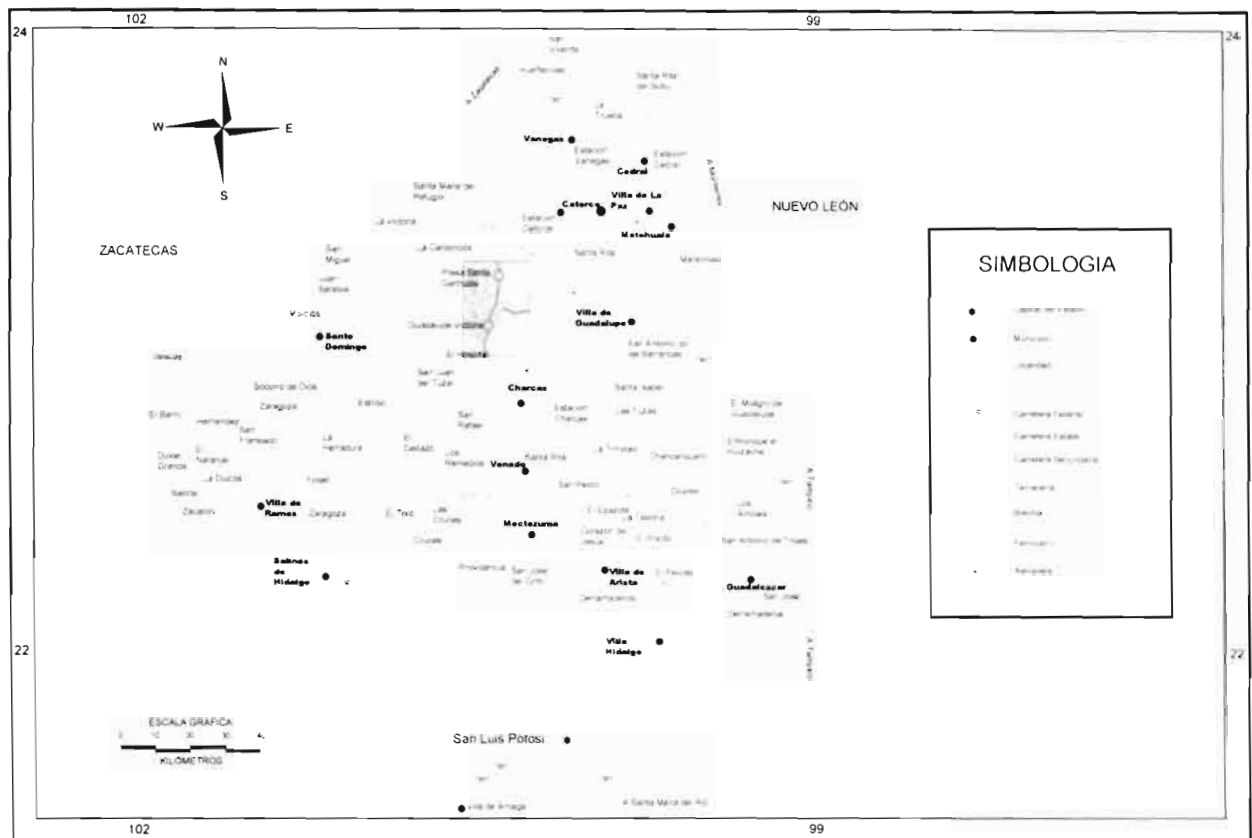
El área de estudio tiene una superficie de aproximadamente 700 km<sup>2</sup>, localizada en la parte norponiente del estado de San Luis Potosí, entre los paralelos 23° 15' y 23° 29' 39'' latitud norte y los meridianos 101° 03' 27'' y 101° 18' 03'' longitud oeste, dentro de la Hoja Presa de Santa Gertrudis (INEGI) F-14-A-33 y pertenece administrativamente a los municipios de Santo Domingo y Charcas. Para llegar al área de estudio se toma la carretera federal 49 partiendo de la ciudad de San Luis Potosí hasta el entronque con la carretera estatal 63 ubicado a 28 km. al poniente de la misma ciudad, a partir de ese entronque se pasa por las cabeceras municipales de Ahualulco, Moctezuma y Venado, hasta llegar a Charcas, de ahí se toma la carretera con dirección a Santo Domingo. En el área se encuentran principalmente una serie de caminos de terracería, siendo el de más importancia el que comunica los poblados de Coyotillos – Presa de Santa Gertrudis y Guadalupe Victoria – La Tapona, en el extremo norte. Desde el Tanque El Duraznillo existen caminos que conducen a la Sierra Blanco y a la Sierra La Tapona. En general cuenta con innumerables caminos transitables durante la mayor parte del año que conducen a los bordes de las sierras, como es el caso del camino que comunica a la Sierra de San Carlos y La Mina Cinco Estrellas a

partir del poblado de Presa de Santa Gertrudis. En la porción oriental, fuera del área de estudio se localiza la vía de ferrocarril México – Laredo.



**Figura 1.** Mapa de localización del área de estudio (Gobierno del estado de S.L.P., 1998).





**Figura 2.** Mapa de vías de comunicación (Guía roja, carreteras de México).

### C. Marco geológico regional y local.

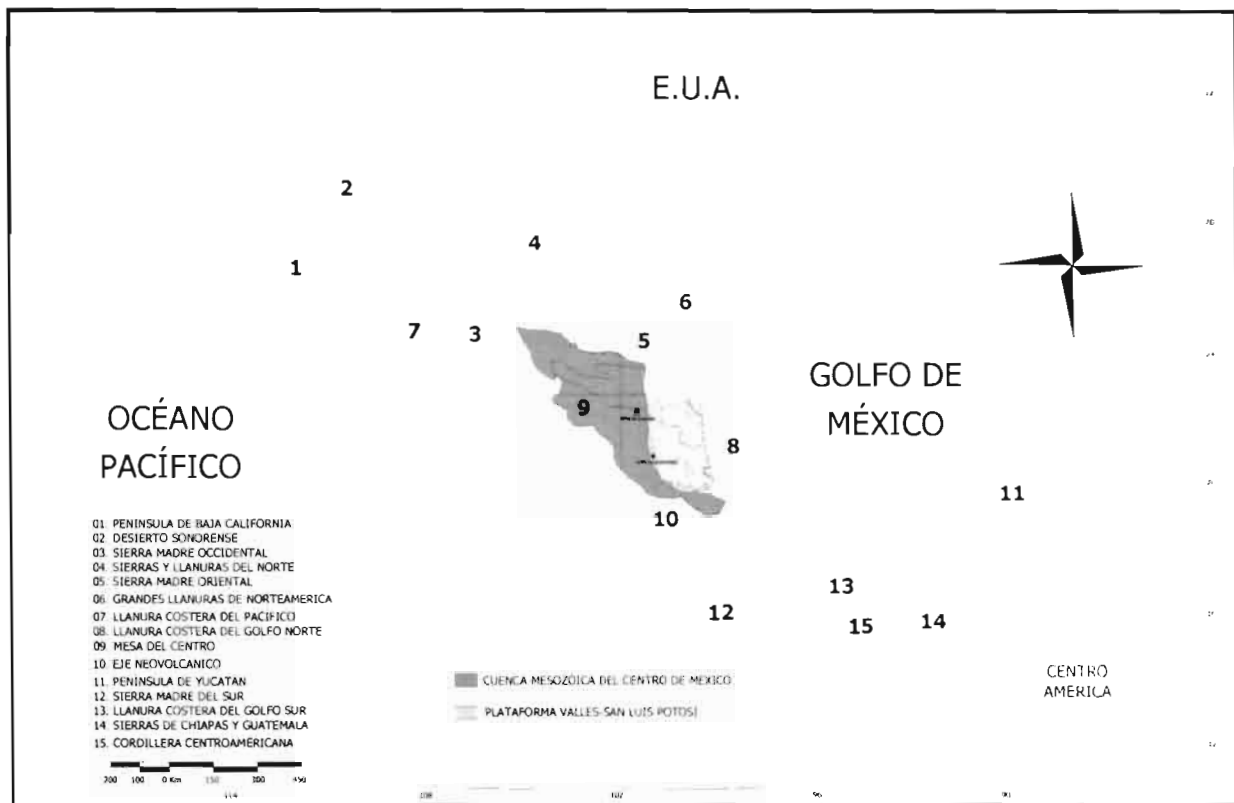
El área de estudio se encuentra localizada en la parte noroccidental del Estado de San Luis Potosí, ubicada fisiográficamente dentro de la Mesa Central, hacia sus límites con la Sierra Madre Oriental y paleogeográficamente en el límite oriental de la Cuenca Mesozoica del Centro de México, al poniente de la plataforma carbonatada cretácica Valles-San Luis Potosí (Carrillo – Bravo, 1982). Asimismo, se puede ubicar en la parte occidental del Terreno Tectonoestratigráfico Sierra Madre (Campa & Coney, 1983), cerca de su límite occidental con el Terreno Guerrero y hacia la culminación sur de la provincia extensional conocida como Cuencas y Sierras (Basin and Range) de la República Mexicana (Stewart, 1978).

Localmente, el área forma parte de una serie de serranías alargadas y elípticas muy características de esta parte del altiplano potosino, las cuales sufrieron deformación compresiva durante la Orogenia Laramide. Levantamiento y fallamiento normal han

ocurrido en el Terciario, exponiendo las unidades más antiguas de la secuencia, que incluyen sedimentos marinos triásicos y rocas volcánicas del Jurásico (Tristán – González *et al.*, 1995), los cuales subyacen a la secuencia carbonatada cretácica que es característica de la Cuenca Mesozoica del Centro de México.

A partir del Terciario Medio, se presenta un volcanismo calco-alcalino representado por tobas, vitrófidos y flujos de lavas de composición riolítica, en forma de domos y derrames de fisura que fueron emitidos a través de zonas de debilidad ocasionadas por el intenso tectonismo ocurrido en el área. El vulcanismo de la zona culmina con derrames igualmente fisurales, de basalto en el Mioceno Tardío.

La formación de subcuencas tectónicas hacia el Terciario Tardío, permite el depósito de un paquete de conglomerados, areniscas y limos basculados de origen lacustre que conforman el Conglomerado Charcas (Tristán–González *et al.*, 1995). Finalmente, se manifiestan intensos periodos erosivos ocurridos a partir del Plio-Pleistoceno que se reflejan en los depósitos de conglomerados, arenas y limos poco consolidados de este tiempo, que cubren extensas pendientes de los bordes de las sierras.



**Figura 3.** Provincias Fisiográficas de México y Provincias Paleogeográficas dentro de las cuales se ubica el área de estudio (tomado y modificado de la página de INEGI).



**Figura 4.** Terrenos tectonoestratigráficos de México (Modificado de Campa-Coney, 1983).

#### **D. Estado actual de las investigaciones.**

El área ha sido poco estudiada ya que al revisar la bibliografía existente se encontraron solo los siguientes trabajos:

Martínez–Pérez (1972) realizó un estudio de exploración geológica del área del Estribo – San Francisco, S. L. P., para Petróleos Mexicanos, y recomienda la perforación de un pozo de sondeo estratigráfico en el Anticlinal La Trinidad, Cerro Blanco o La Tapona en el lugar donde afloran las rocas sedimentarias triásicas. Carrillo-Bravo (1982), considera esta área como ejemplo para interpretar a la Formación Zacatecas en base a la perforación del pozo La Tapona 1.

Guel–Díaz de León (1982), en un reporte interno para PEMEX, inédito, denominado *Compendio de Estudios Realizados en el Pozo La Tapona 1*, Presa de Santa Gertrudis, S.L.P., describe las unidades litológicas cortadas (Formación Zacatecas) por el pozo Tapona 1 realizado por PEMEX.

Martínez–Cardona y Malpica–Cruz (1983), hicieron un estudio de la estratigrafía y sedimentología de La Formación Zacatecas en la Cuenca Mesozoica del Centro de México e hicieron recorridos y muestreos esporádicos en La Sierra de San Carlos o Cerro Blanco – La Tapona. Aguayo–Camargo *et al.* (1985), en su trabajo estratigráfico–sedimentológico del Jurásico Tardío de la Cuenca Mesozoica del Centro de México, incluyen a los sedimentos de la Sierra La Tapona en el Calloviano–Oxfordiano (Formación La Joya). Esta formación fue depositada dentro de un ambiente de planicie fluvial–litoral; la Formación Zuloaga en un ambiente de plataforma interna somera y La Formación La Caja en un ambiente de plataforma interna - externa.

Tristán–González *et al.* (1995), realizaron la cartografía de la hoja Presa de Santa Gertrudis, S.L.P. escala 1:50 000, en donde describen toda la secuencia marina típica de ésta cuenca, que abarca desde el Triásico hasta el Cretácico Tardío. El Terciario se encuentra representado por derrames lávicos de composición riolítica, los cuales se localizan en la parte sureste del área, además por el Conglomerado Charcas y el Basalto Los Encinos que se localizan en la parte noreste y norte del área de estudio.

Los mismos autores reportan que las sierras presentes fueron dislocadas por una serie de fallas normales y de movimiento lateral. Las estructuras volcánicas presentes, son domos exógenos que se emplazaron a través de fisuras en el área de Guadalupe Victoria, además que se tienen algunos aparatos volcánicos pequeños hacia el sureste del poblado Presa de Santa Gertrudis, formando una serie de domos y conos de escoria con diámetros menores a un kilómetro. En este mismo trabajo se describen los tipos de yacimientos minerales presentes en el área de Cinco Estrellas, que se reducen a un sistema de vetas y franjas de jasperoide, principalmente localizadas a lo largo de las zonas de falla, con valores de Au.

Rivera–Mendoza *et al.* (1999), en el informe de la *Carta Geológico–Minera y Geoquímica de la Hoja Presa de Santa Gertrudis F 14 A 33, escala 1 : 50 000*, que realizó la Facultad de Ingeniería de la UASLP en convenio con el Consejo de Recursos Minerales (CRM). Reconocieron y cartografiaron 16 unidades litoestratigráficas, de las cuales según estos autores presentan metamorfismo regional de bajo grado, una es de origen continental y conforma la base de la secuencia de la Cuenca Mesozoica del Centro de México; siete más constituyen la propia cuenca, siendo otras tres de origen continental, las cuales rellenan cuencas geotectónicas, tres son de origen volcánico extrusivo en donde el rango de edades de todas las unidades anteriores va desde el Triásico Medio–Tardío hasta el Reciente. Tectónicamente, las secuencias sedimentarias de cuenca y el basamento se encuentran levantadas y plegadas, y se pueden reconocer imbricaciones tectónicas, desplazamientos tipo décollement y fallas inversas como resultado de una fase compresiva que derivó en estructuras con vergencia hacia el NE. El arreglo estructural en la actualidad muestra una serie de pliegues de sinclinales orientados desde el N 10-30° W, guardando siempre un cierto paralelismo. De otra forma, las fallas normales, presentan la misma orientación, mientras que un conjunto de fallas derechas que ocurren en la máxima flexión de los bordes orientales de algunas estructuras, guardan una dirección N 50° E. Los yacimientos minerales presentes incluyen manifestaciones de depósitos alojados en vetas y mantos que se encuentran directamente relacionados con los domos riolíticos presentes formando brechas, zonas jasperiizadas y fracturas irregulares.

Barboza–Gudiño *et al.* (1999), detallan algunos afloramientos de la Formación Zacatecas en las áreas de Peñón Blanco, Charcas, Real de Catorce y Presa de Santa Gertrudis. Interpretando el ambiente tectónico como un abanico submarino en la margen paleopacífica de la pangea o del suroeste de Norteamérica.

Zavala–Monsivaís (2000), en su trabajo de Petrografía de Rocas Pre–Oxfordianas en la Parte Occidental del Estado de San Luis Potosí, presenta un caminamiento realizado en el Arroyo El Tepozán en donde describe los cambios litológicos y rasgos estructurales de la Formación Nazas y la Formación Zuloaga principalmente, ya que localmente en dichos afloramientos la Formación La Joya esta prácticamente ausente por no depositarse o erosionarse.

## **E. Metas.**

Establecimiento de la sucesión estratigráfica del área de estudio y distribución de facies de sedimentación para el Triásico Tardío – Jurásico Temprano por medio de perfiles estratigráficos que se correlacionaran entre sí.

Análisis y descripción de las estructuras geológicas del área por medio de mapas geológicos, estructurales, hipsométricos, fotografías aéreas e imágenes de satélite; secciones o perfiles geológicos y análisis de datos estructurales.

Detallar los eventos tectónicos ocurridos en el área desde el Mesozoico Temprano hasta el Reciente por medio de la interpretación de las estructuras geológicas a nivel regional.

Evidenciar en los periodos en que el levantamiento existente en la zona ha tenido lugar.

## **F. Metodología.**

La realización de este trabajo consistió de cuatro etapas durante las cuales se aplicó la siguiente metodología:

**Primera etapa.** Recopilación de Información, en la cual se realizó una revisión de los trabajos previos que se ubican dentro del área de estudio para su selección, integración e interpretación. Se utilizó como base topográfica la hoja INEGI F-14-A-33, escala 1:50,000 para la digitalización de un plano base por medio del programa Autocad Map 2000, sobre el que se hicieron estudios geomorfológicos y morfoestructurales por medio de análisis de mapas hipsométricos, con intervalos de curvas de nivel a cada 50 metros, mapas estructurales y geológicos, así como también para la localización de afloramientos, trazado de secciones estructurales y perfiles geológicos.

**Segunda etapa.** Se realizaron visitas de campo a los afloramientos para toma de muestras, datos estructurales y medición de perfiles geológicos. Se reconocieron, describieron y se posicionaron en campo los principales afloramientos por medio de un posicionador Global (GPS), marca *Garmin*, modelo II Plus, además se realizó el levantamiento de datos estructurales con Brújula *Brunton*, caminamiento de los perfiles y secciones geológicas previamente trazados, toma de fotografías de las localidades visitadas y colecta de muestras de rocas para la realización de estudios petrográficos y de microfacies.

**Tercera etapa.** Elaboración de láminas delgadas de las distintas unidades litológicas y descripción en el microscopio petrográfico polarizante, incluyendo la descripción megascópica correspondiente de las muestras tomadas en campo y la descripción de microfacies según el estándar de microfacies (SMF) para la determinación de las diferentes facies de sedimentación de las unidades carbonatadas del Jurásico Temprano presentes en el área de estudio.

**Cuarta etapa.** Integración e interpretación de la información colectada en campo, así como la elaboración de informe final y planos finales, como resultado total del trabajo, incluyendo la Interpretación final de imágenes de satélite, con especial énfasis en

lineamientos, curvilineamientos, zonas de alteración y relación estructural. Se utilizaron imágenes Land-Sat TM (7 de noviembre del 2004) con interpretación mediante ERMAPPER 6.3 en combinación de bandas 4-7-1 RGB. Se realizó además la Interpretación fotogeológica, definiendo las principales unidades litológicas, zonas de alteración y geología estructural.



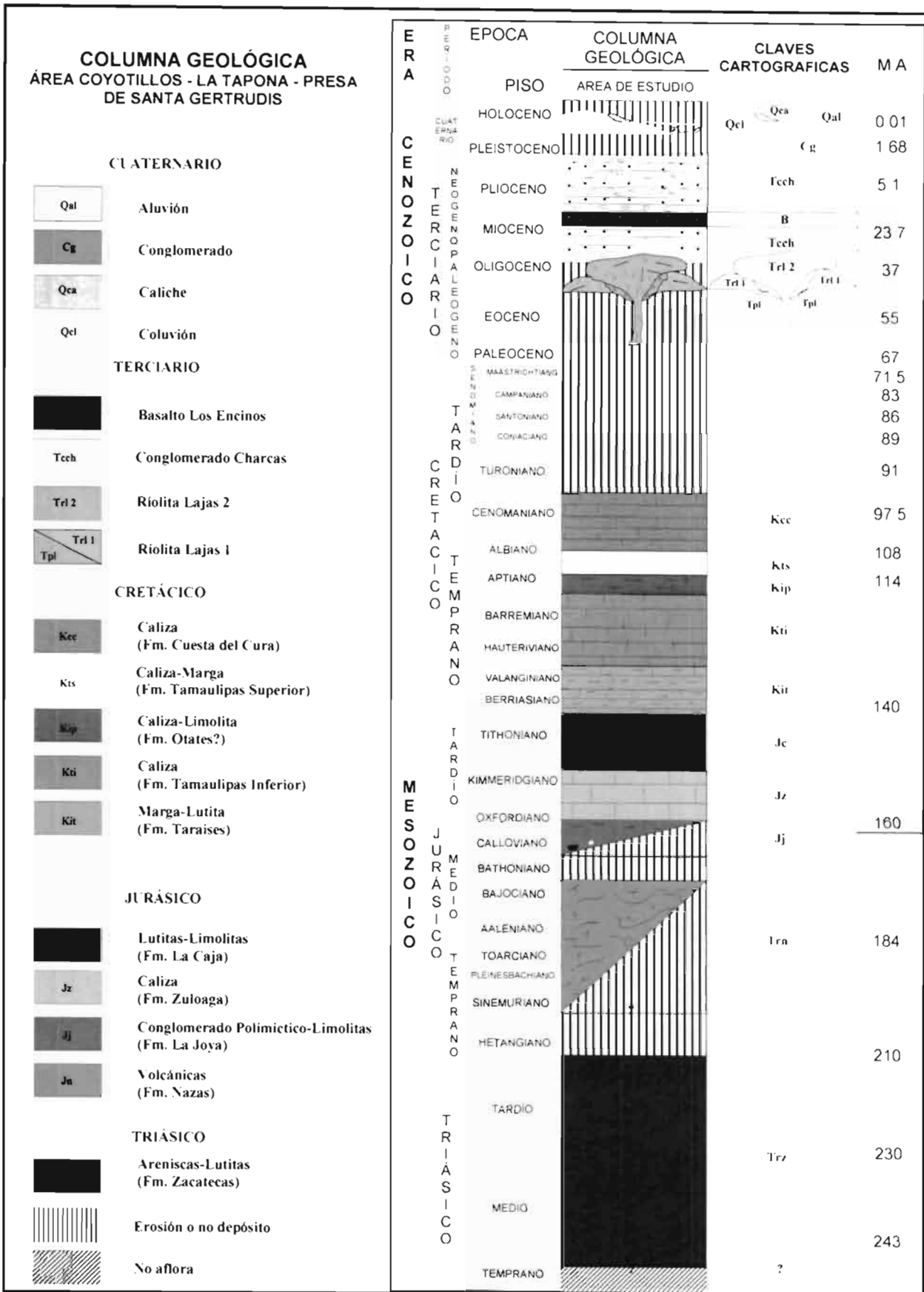


Figura 5. Columna geológica del área de estudio (Modificado de Rivera – Mendoza et al., 1999).

## 1. ESTRATIGRAFÍA.

La mayor parte de las unidades sedimentarias que afloran en el área de estudio fueron depositadas en la denominada Cuenca Mesozoica del Centro de México, (Carrillo–Bravo, 1982). En el subsuelo de esta cuenca, existe un paquete de rocas sedimentarias y volcanogénicas con edades del Triásico Tardío al Jurásico Temprano. Los depósitos de la cuenca, comprenden edades del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío y se extienden desde la porción central del país, hasta la parte nororiental del Estado de Durango y suroriente de Chihuahua. Esta cuenca contiene el registro sedimentario de un ciclo de sedimentación completo (apertura, desarrollo y clausura de la cuenca). La mayor parte de esta región se ubica en el terreno tectono-estratigráfico Sierra Madre Oriental, y los límites con el terreno Guerrero (Figura 4), según la clasificación de Campa y Coney (1983).

### 1.1 Sistema Triásico

#### 1.1.1 Formación Zacatecas

##### (Triásico, Cárnico?)

**Definición.** Las rocas triásicas de Zacatecas fueron descritas por primera vez en las cercanías de la ciudad de Zacatecas por Burckhardt (1905). Este autor describió la geología a detalle a lo largo del curso medio del arroyo La Calavera (o Arroyo La Pimienta), separándola en dos grupos: el inferior, formado por esquistos sericíticos que ocupan la base de la sección y de posible edad Paleozoica y el superior formado por esquistos silíceos y arcillosos, cuarcita y roca verde del Triásico Superior marino. Más tarde, Burckhardt y Scalia (1906), basándose en el hallazgo de algunos fósiles, dieron la pauta para fijar la edad de estas rocas en el Cárnico. Gutiérrez–Amador (1908) citó a estos autores refiriéndose a tales rocas como “La formación triásica de Zacatecas”. Burckhardt (1930) no le asignó nombre a estas rocas, solo les da una edad triásica. Después de Burckhardt (*op. cit.*), todos los autores se refieren a los sedimentos que afloran en el Arroyo La Pimienta con los términos por él usados. Maldonado–Koerdell (1948) y Pérea–Martínez (1961) y Chávez–Aguirre (1968), enriquecen el conocimiento de estas rocas con observaciones geológicas y paleontológicas. Es Carrillo–Bravo (1968) quien propone nombrar de manera informal como “Formación Zacatecas” a una

secuencia de lutitas y areniscas de color gris verdoso y gris oscuro que contienen fósiles marinos del Triásico Tardío y cuya localidad tipo se encuentra en el Arroyo La Pimienta localizado en las cercanías de la ciudad de Zacatecas. Martínez-Pérez (1972), mientras cartografiaba la región oeste de Charcas, reportó la ocurrencia de una secuencia flyshoide correlacionable con las secuencias descritas en Zacatecas y Peñón Blanco, además, la correlacionó tentativamente con unas rocas expuestas en la Sierra de Catorce, San Luis Potosí y Sierra de Teyra en el norte del Estado de Durango. Cuevas-Pérez (1985) estudió las secuencias de rocas que se presentan en las localidades de la Ciudad de Zacatecas, Cerro Pastorías, Peñón Blanco, Charcas y Real de Catorce; con base en métodos petrográficos y sedimentológicos, él propone la correlación de una secuencia de rocas no fosilíferas en el Cañón Los Catorce (o Cañón General), cerca de Real de Catorce, con las secuencias del Triásico Tardío conocidas en Zacatecas y San Luis Potosí. Barboza-Gudiño (1989), Silva-Romo (1993), Tristán-González y Torres-Hernández (1992, 1994) y Tristán-González *et al.* (1995), cartografiaron las áreas de Real de Catorce, Peñón Blanco, Charcas y Presa de Santa Gertrudis respectivamente, en las cuales, confirmaron en base a fauna marina encontrada en las áreas de Peñón Blanco y Charcas una edad triásica para la Formación Zacatecas, quedando solo como una posibilidad debido a la ausencia de fósiles, la correlación con la secuencia expuesta en las localidades de Real de Catorce y Presa de Santa Gertrudis, que presentan tan solo similitudes litológicas y de posición estratigráfica.

Silva-Romo (1993) y Silva-Romo *et al.* (1993) interpretaron a la secuencia marina sedimentaria de rocas triásicas expuesta en el área de la Sierra de Salinas, como depósitos de un abanico submarino y la nombraron Formación La Ballena, ya que según sus observaciones, esta unidad y la Formación Zacatecas son litológicamente diferentes. Gallo-Padilla *et al.* (1993) y Gómez-Luna *et al.* (1997) estudiaron la fauna marina de la localidad de La Ballena, Peñón Blanco y proponen una posible edad de Triásico Medio o Tardío para esta secuencia.

**Distribución.** Los afloramientos en el área de estudio son restringidos, usualmente ocurren en las partes planas, siempre parcialmente cubiertos por una delgada capa de suelo que presenta un color rojizo o café oscuro, que por lo general, es indicativo de la

presencia de este tipo de rocas. Otro lugar en donde se presenta esta unidad, es en los bordes de la Sierra Blanco, Sierra La Tapona y Sierra San Carlos, en donde se presenta con un color café claro amarillento con tonalidades rojizas. Las mejores localidades en donde se expone es en la zona de la Mina Cinco Estrellas y en el área de La Tapona, esta última, en el sitio donde PEMEX perforó un pozo exploratorio partiendo de esta unidad. Pueden encontrarse otros afloramientos en las inmediaciones del Poblado Coyotillos en donde la mayoría de estos están cubiertos por una delgada capa de aluvión. Otros afloramientos se localizan hacia la parte sur oriental de la Sierra Blanco; en el borde noreste del Cerro El Macareno y en los Cerros Los Cuatillos.

**Litología y espesor.** La litología en el área de estudio consiste principalmente de una alternancia rítmica de areniscas de grano medio a fino, cuyos espesores varían de 3 a 5 cm (con capas esporádicas de 1m), de color gris claro a verdoso, con intercalaciones de lutitas físis de color gris verdoso en capas de 3 a 10 cm, esencialmente afectada por metamorfismo regional de bajo grado. En general, las areniscas presentan una coloración amarillenta-rojiza y ocre al igual que las lutitas, en ocasiones más oscuras o con tonalidades rojizas. En el área de la Mina Cinco Estrellas, se observan intercalaciones de horizontes lenticulares de ortocuarcitas, que presentan colores ocre y rojizo al estar intemperizadas, pero de color blanco en superficie fresca. En estos lentes son frecuentes vetillas de cuarzo criptocristalino de color blanco que posiblemente atraviesen la estructura estratificada de la unidad, o bien en algunos casos se encuentran dispuestas a lo largo de las superficies de las mismas capas.

El metamorfismo de bajo grado afecta a la unidad en todas las localidades presentes en el área de estudio y presenta imbricaciones intraformacionales y deformación penetrativa así como dos superficies de esquistosidad, lo cual demuestra que la unidad estuvo expuesta a por lo menos dos eventos tectónicos compresivos que la afectaron.

El espesor real de la Formación Zacatecas en el área de estudio no pudo ser estimado, ya que se trata de tan solo pequeños afloramientos, donde afloran rocas muy intemperizadas y plegadas. En la localidad de La Tapona, PEMEX perforó un pozo en esta formación, cortando 4640 m de roca correspondiente a la Formación Zacatecas, como arriba se menciona, el espesor no es seguramente real, ya que debido a la

intensa deformación y la posible repetición frecuente de capas y estructuras no se alcanza su base (Guel y Tenorio, 1982), además existen evidencias en el Anticlinal de San Rafael-La Trinidad, en la Sierra de Charcas, de gran número de imbricaciones tectónicas, que aumentan considerablemente su espesor original, (Tristán–González *et al.*, 1995).

**Relaciones estratigráficas.** La base de la Formación Zacatecas no se conoce ya que solamente se observa su cima, y el pozo perforado por PEMEX, no cortó ninguna otra litología diferente. Sobre esta formación descansan discordantemente las rocas volcánicas de la Formación Nazas y por ausencia de estas, la Formación La Joya ó la Formación Zuloaga que son las que se encuentran sobreyaciendo discordantemente a esta unidad.

**Edad y correlación.** La edad de la Formación Zacatecas que aflora en el arroyo de La Pimienta en las inmediaciones de la Ciudad de Zacatecas, se encuentra fundamentada por el hallazgo de fauna del Triásico Tardío (Burckhardt, 1905; Maldonado–Koerdell, 1948). En la zona del Peñón Blanco, San Luis Potosí-Zacatecas, se encontró un ejemplar de *Sirenites sp.* (Chávez–Aguirre, 1968); personal del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, encontraron variedades, identificadas por el Instituto Mexicano del Petróleo (I.M.P.) como *Pseudoloceras sp.*, *Metadinarites sp.*, *Parairachiceras sp.* correspondientes al Triásico Tardío, estos ejemplares se encontraron en las cercanías del poblado La Ballena, Zacatecas (I.M.P. oficio No - E64). En la Sierra de Charcas, se tiene reporte del hallazgo del *Juvavites sp.*, que fue clasificado por Cantú–Chapa (1969) y que corresponde al Cárnico Temprano, Gallo–Padilla *et al.* (1993), reportaron en la localidad del Arroyo Hondo, al surponiente de Charcas, San Luis Potosí una amonita identificada como *Anatomites aff herbichi Majsissovics* y varios ejemplares de protobelemnoides del género *Aulacoceras*, fauna característica del Triásico Tardío. En localidad de La Ballena, Zacatecas, en el Arroyo La Huerta colectaron otros ejemplares de amonitas, que clasificaron como pertenecientes a la familia Beyri Chitidae Spath de edad Triásico Temprano y Medio. Para la Sierra de Real de Catorce, San Luis Potosí, Reaser *et al.* (1989), reportaron variedades de esporas correspondientes a *Lycospora sp.* y *Densosporites sp.* Con las cuales sitúan a las rocas de esa sierra en el Missisípico Tardío a Pensilvánico

Temprano; sin embargo, la misma secuencia ha sido correlacionada con la secuencia triásica arriba descrita por Martínez–Pérez (1972), López–Infanzón (1986), Cuevas–Pérez (1985), Barboza–Gudiño (1989, 1998, 2004) y han interpretado la secuencia como la Formación Zacatecas del Cárnico con base a la posición estratigráfica, criterios petrológicos, litológicos y sedimentarios. Barboza–Gudiño *et al.* (1999), reportan en dos afloramientos en la localidad del Puente Los Catorce y otra localizada en el flanco este del Arroyo Carretas (Cerro del Mazo), en Real de Catorce, San Luis Potosí, moldes muy deformados y alterados de remanentes de plantas y algunos posibles pelecípodos (*Palaeoneilo sp.*) en la primera localidad y detritos de plantas en la segunda. En el área de estudio sólo se tiene el reporte de las muestras extraídas del pozo La Taponá 1, en las que se encontraron restos de esporas supuestamente del Cárnico (Tristán–González *et al.*, 1995). Cabe señalar que estas rocas también tienen semejanza con las de la Formación Guacamaya del área Huizachal-Peregrina, fechada como del Pérmico por Carrillo–Bravo (1961).

Esta formación se puede correlacionar con las formaciones: Taray del norte de Zacatecas y Huizachal o La Boca en Tamaulipas y Nuevo León, secuencias en Baja California, la parte inferior del Grupo Barranca del Centro y este del Estado de Sonora y la parte media-superior de la Formación Antimonio, localizada hacia el norte del mismo estado.



***Fotografía 1.** Afloramiento de La Formación Zacatecas en la localidad de La Tapona en donde se puede observar la alternancia de capas de areniscas con capas gruesas de lutitas.*

## **1.2 Sistema Jurásico**

### **1.2.1 Formación Nazas**

**(Jurásico Temprano a Medio)**

**Definición.** Kellum (1936), describió una secuencia que afloran en la Sierra de San Julián, Zacatecas, la cual consiste principalmente de lavas intercaladas con lutitas y areniscas derivadas de rocas volcánicas y que nombró como serie de capas rojas. Córdoba-Méndez (1964, 1965), cartografió las capas rojas pre-oxfordianas y rocas volcanogénicas en el cuadrante Apizolaya y las nombro Formación Nazas, unidad previamente definida por Pantoja-Alor y Enciso (1964) en el alto de Villa Juárez, al poniente de Torreón.

Pantoja–Alor (1972), en la localidad de Cerritos Colorados, Durango, cercano a León Guzmán, 20 Km. al suroeste de Torreón, midió una sección de 570 m de la Formación Nazas, consistente de derrames riolíticos, lutitas limolitas, areniscas, conglomerados, derrames de cenizas riolíticas, toba de caída libre y derrames de andesitas y obtuvo un fechamiento de  $230 \pm 20$  Ma. López–Infanzón (1986), quien basándose en datos petrológicos, radiométricos y en sus relaciones estratigráficas, propone considerar como parte de la Formación Nazas; a los “Lechos Rojos” de carácter volcanogénico sobre los que descansa la columna Post-Oxfordiana en el Sector Transversal de Parras (Sierra del Numero y Jimulco, Coahuila), a la Formación Rodeo como parte basal de la misma, al Intrusivo Caopas (Rogers *et al.*, 1963) del NE de Zacatecas y las capas rojas que suprayacen a la Formación Zacatecas en el área de Real de Catorce, San Luis Potosí.

Blickwede (1981), estudió la Formación Nazas, en la Sierra de San Julián, Zacatecas, y la dividió en dos miembros: 1) 946 m de una secuencia volcánica inferior y 2) 146 m de lechos rojos. Otros autores que han descrito brevemente esta formación a nivel regional, son: De Cserna (1956); Rogers *et al.* (1957, 1961); y Belcher (1979).

**Distribución.** La Formación Nazas dentro del área de estudio, tan solo se presenta en pequeños afloramientos, en algunas localidades donde se encuentra la Formación Zacatecas. El afloramiento más notorio se localiza en el área del Arroyo El Tepozán, localizado hacia el borde NW de La Sierra Los Picachos del Tunalillo; sin embargo, está ausente o muy delgada en algunas otras localidades, como son: La parte oriental de la Sierra Blanco y en las localidades como el núcleo del anticlinal del Cerro San Carlos (Mina Cinco Estrellas); en el Tanque El Jilguero, Cerro Los Cuatillos y otras localidades en donde se encuentra cubierta tectónicamente por sedimentos calcáreo arcillosos y fosilíferos de la Formación La Caja.

**Litología y espesor.** La litología de la Formación Nazas en esta área, presenta algunas diferencias pequeñas con la descrita para la Sierra de Charcas, aquí son muy abundantes las rocas piroclásticas y se presenta como una secuencia de derrames de dacita ó andesita y posiblemente traquitas, con grado de alteración muy variable. Los lechos rojos que la sobreyacen se presentan como una alternancia de pseudoestratos,



en donde alternan horizontes de gravas, arenas y capas arcillo-arenosas con cierta gradación y clasificación burda.

La Formación Nazas presenta estratos delgados y lenticulares, alcanzando espesores máximos de 50 m donde aflora el paquete de rocas volcánicas y solo 1 m en otros sitios como en La Sierra de San Carlos, esto posiblemente por haberse depositado en una paleogeografía irregular, de tal forma que la diferencia en el grosor de esta secuencia, se debe a la topografía existente durante su depósito, que rellenaron tanto los productos volcánicos como los conglomerados y terrígenos, la cual, era muy irregular, además de que esta formación sirvió como plano donde se deslizaron las formaciones suprayacentes (*décollement*). Sus exposiciones son muy discontinuas y frecuentemente se acuñan. Silva Romo (*op cit.*, 1993), mide hasta 309 metros de espesor en La Sierra de Peñón Blanco, y establece diferencias para un miembro basal, volcánico, y otro superior, conglomerático que en el presente trabajo y de acuerdo con Barboza–Gudiño *et al.* (1999) es considerado como Formación La Joya.

**Relaciones estratigráficas.** Los lechos rojos de la Formación Nazas descansan discordantemente sobre los sedimentos turbidíticos de la Formación Zacatecas y subyacen discordantemente a la Formación La Joya y en algunos casos a la Formación Zuloaga.

**Edad y correlación.** La edad de la Formación Nazas en el área de estudio, sólo se ha inferido en las zonas vecinas por su posición estratigráfica con respecto a la Formación Zacatecas y la Formación La Joya, así como por su semejanza litológica con los afloramientos del área de Villa Juárez, Durango, estudiados por Pantoja–Alor (1972), quien obtuvo el fechamiento arriba mencionado, de una muestra de riolita de la parte inferior de la Formación Nazas, lo que lo situaría en el Triásico Tardío (Cárnico). Sin embargo otros fechamientos más recientes han arrojado edades del Jurásico Temprano a Medio, por métodos mas modernos y en localidades mas cercanas al área de estudio, como la edad por U-Pb en circones, reportada por Barboza–Gudiño *et al.* (2004) para una Riolita en Real de Catorce, que arrojó una edad de  $174.7 \pm 1.3$  o las edades mismas reportadas para la Formación Nazas en Durango y Zacatecas por Bartolini (1998), quien reporta en el área de Villa Juárez, Durango, una edad de  $195.3 \pm 5.5$  ( $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ )

o la reportada por López Infanzón (1986) para la Formación Rodeo que es considerada cogenética con la Formación Nazas en el norte de Zacatecas y que arrojó una edad de  $183 \pm 8$  Ma por K-Ar en hornblenda. Por el método U-Pb en circones, Jones *et al.* (1990) obtuvieron una edad de  $165 \pm 3$  Ma en una muestra de la Formación Nazas y posteriormente para la Formación Caopas (Esquisto caopas) por el mismo método una edad de  $158 \pm 4$  Ma, en donde evidencian que las unidades conocidas como Esquisto Caopas, Formación Rodeo y Formación Nazas son cogenéticas y pertenecen al mismo complejo volcánico. Esta formación se ha considerado correlacionable con la Formación Huizachal en Tamaulipas, donde se le ha asignado una edad del Jurásico Medio (Erben, 1956). Recientemente se ha dado dicha edad de Jurásico Temprano a Medio, para los sedimentos de la Formación Huizachal en base al hallazgo de esfenodontes (*Sphenodontia*, *Reptilia*) del Cañón Huizachal (Reynoso–Rosales, 1992). Fatovsky *et al.* (1997) reportaron por medio del método U-Pb en circones una edad de  $186 \pm 2$  Ma para los depósitos piroclásticos riolíticos del área del Cañón del Huizachal, en Tamaulipas. En el presente estudio se le asigna a esta unidad una edad del Jurásico Temprano a Medio. La Formación Nazas representa un depósito muy importante para ser estudiado en detalle (palinología isotopía, petrología), dado que ocurrió después de un evento orogénico que deformó y levantó los sedimentos flyshoides de la Formación Zacatecas.



*Fotografía 2. Contacto entre La Formación Nazas y La Formación La Joya que se puede observar en el núcleo del anticlinal del Cerro San Carlos (Mina Cinco Estrellas).*

### **1.2.2 Formación La Joya (Calloviano-Oxfordiano)**

**Definición.** Imlay (1943) reconoció un conglomerado como un miembro basal de la Caliza Zuloaga, la cual cubre discordantemente las capas de la Formación Huizachal. Aparentemente, este mismo conglomerado fue descrito posteriormente como Formación La Joya, por Mixón et al. (1959), en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, localizado en las cercanías de Ciudad Victoria, Tamaulipas, al oriente del poblado La Joya Verde. La litología que predomina en ese lugar, es una secuencia de 65 m de lechos rojos, cuya base está constituida por conglomerados. Su parte media la constituyen arcillas rojas, limolitas, areniscas de cuarzo y en la cima areniscas conglomeráticas. Aguayo–Camargo *et al.* (1985), identificaron la Formación La Joya en

varias localidades de la Cuenca Mesozoica del Centro de México, la cual registra espesores de hasta 125 m en la Sierra de Real de Catorce y de 3 m en la Sierra de La Taponá y la describen como una secuencia terrígena interdigitada con conglomerados y horizontes calcáreos arcillo-limosos, que pasan transicionalmente a las calizas de la Formación Zuloaga. Mencionan que el ambiente sedimentario es de alternancia de abanicos aluviales y planicies fluviales de inundación, depositados sobre bloques de basamento en continua subsidencia (Tristán-González *et al.*, 1995). Barboza-Gudiño *et al.* (1999) consideran que la Formación La Joya, representa una unidad clástica basal de la secuencia evaporítica y transgresiva conocida como Grupo Zuloaga, pudiéndose agrupar en este grupo y no en el Grupo Huizachal, como fue inicialmente propuesto por Carrillo-Bravo (1961).

**Distribución.** La Formación La Joya se encuentra en sitios restringidos en el área de estudio y en algunos se encuentra ausente ó incorporada transicionalmente a la propia Caliza Zuloaga. Sólo es evidente en la base del Cerro de Los Muchachitos al nororiente del poblado de Coyotillos, en la base del Cerro San Carlos en el área mineralizada de Cinco Estrellas y en la margen norponiente de la Sierra los Picachos del Tunalillo.

**Litología y espesor.** En el área de estudio, se presenta como margas de color café rojizo con contenido de calcita, óxidos y algunos minerales verdosos. Ocurre en capas de 0.5 - 2 cm de espesor que se encuentran muy fracturadas e intemperizadas. Se observan también algunos horizontes delgados de lutitas y areniscas de grano medio, de color verde grisáceo de 15 cm de espesor dentro de las margas.

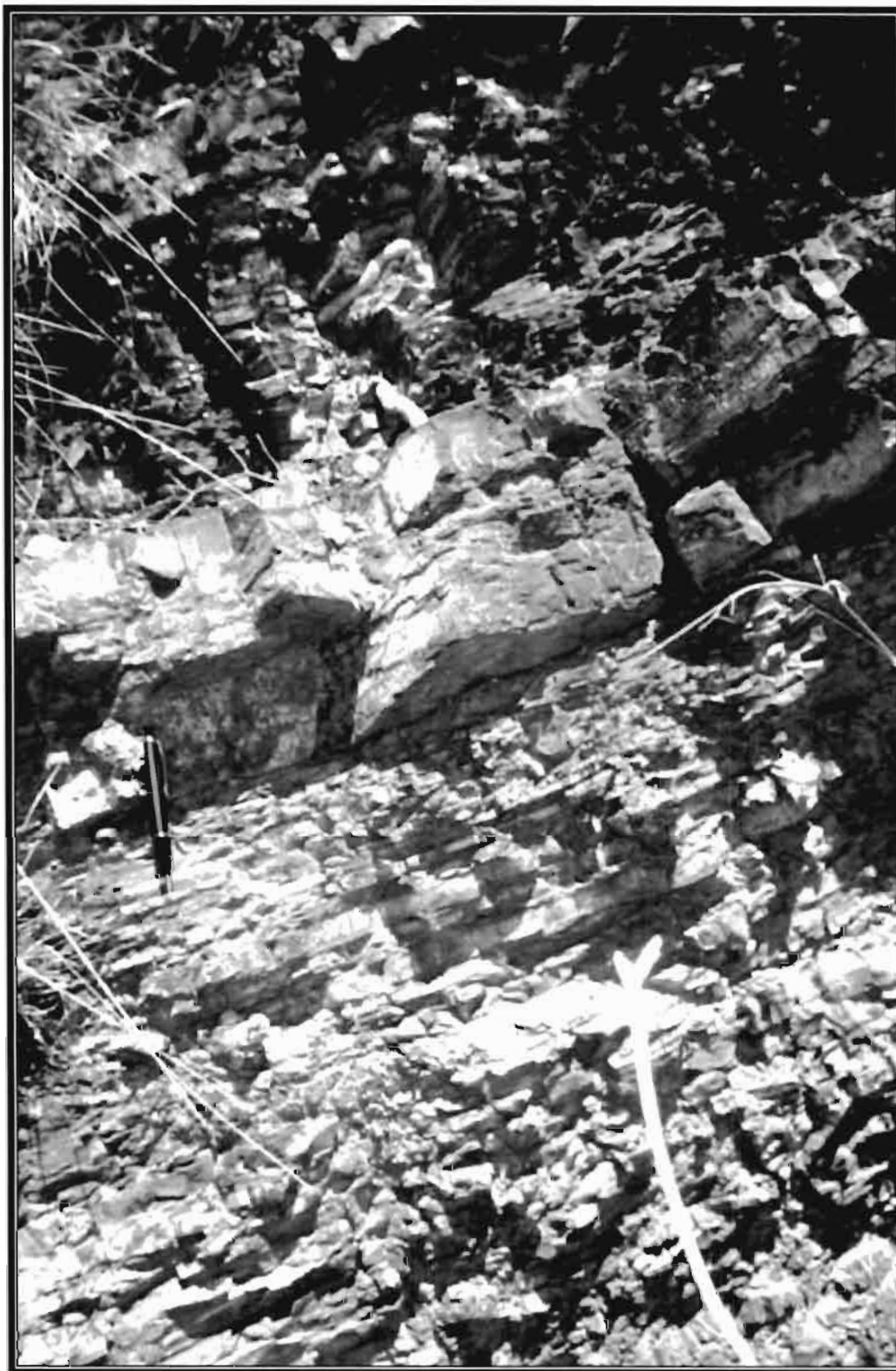
El espesor de ésta formación es variable, primero porque cubrió una paleotopografía irregular, pero también porque su litología incluye sedimentos arcillosos, lo cual motivó a que actuara como superficie de despegue (*décollement*) sobre lo cual se plegó la secuencia jurásica-cretácica y esto a su vez, hace que se acuñe en las unidades suprayacentes a la misma. En un perfil medido en el flanco noreste de la Sierra San Carlos se obtuvo un espesor de 19 m.

**Relaciones estratigráficas.** La Formación La Joya está descansando discordantemente sobre la Formación Nazas, siendo dicha discordancia del tipo

erosional, aunque su contacto en la mayoría de los casos es tectónico por décollement. Subyace concordante y transicionalmente a la Formación Zuloaga.

**Edad y correlación.** Por su posición estratigráfica, con respecto a la Formación Zuloaga, se le puede ubicar en el rango Calloviano-Oxfordiano. Carrillo-Bravo (1961) reporta haber encontrado los fósiles *Nática georgeana* y *Eonavícula*, los cuales corresponden a este rango de edad.

La Formación La joya se puede correlacionar con la Formación Yesos Minas Viejas, de la Sierra Madre Oriental; con la de Tepexi del Anticlinorio de Huayacocotla; con la Cahuassas del área de Zacualtipan; y con la parte baja de las formaciones Tamán y San Andrés del área Tampico-Misantla.



**Fotografía 3.** Afloramiento de La Formación La Joya en el Cerro San Carlos, en el área mineralizada de Cinco Estrellas, se puede observar la alternancia de capas gruesas de margas, capas delgadas de lutitas y areniscas muy fracturadas.

### 1.2.3 Formación Zuloaga (Oxfordiano-Kimmeridgiano)

**Definición.** La Formación Zuloaga fue inicialmente descrita por Buckhardt (1910, 1930), como *Caliza con Nerineas*; más tarde Imlay (1938), la definió con el nombre de Caliza Zuloaga en las Sierra de Sombrerete, Zacatecas, situada a unos 200 km. al norponiente del área de estudio. La definió como una secuencia de capas de caliza dolomítica de color gris oscuro, con algunos nódulos de pedernal negro que predominan en la cima. Algunas capas presentan localmente bivalvos mal preservados, gasterópodos y corales de edad Oxfordiano.

**Distribución.** La Formación Zuloaga aflora en toda el área de estudio y en la región, aunque con grandes variaciones en su espesor y esto es en parte influenciado por la ocurrencia de elementos positivos existentes que conformaron un paleorelieve. Uno de los mayores afloramientos dentro del área, se encuentra en la parte noreste de la Sierra Los Picachos del Tunalillo; otros afloramientos de dimensiones considerables se localizan en la porción sur-central, en La Mesa Los Mingoles y los Cerros El Macareno, en el flanco sur y la margen nororiental de la Sierra Blanco, en ventanas estructurales en la flexión de el área de La Taponá y en el Cerro San Carlos.

**Litología y espesor.** A diferencia de los afloramientos de la región de Charcas, los sedimentos de la Formación Zuloaga en buena parte del área de estudio, no tienen presencia notable de terrígenos finos en la base; en cambio las facies de laguna restringida son más comunes, dado que son frecuentes los estratos formados por calcarenitas con contenido abundante de fragmentos fósiles. Una característica general en esta zona es que la cima de esta formación presenta desarrollos arrecifales. Es posible reconocer facies arrecifales con corales en posición de crecimiento además de pedacera de estos organismos. En su base, la Formación Zuloaga está formada por capas de caliza de color gris claro a gris amarillento según esté o no intemperizada de 20–40 cm, aunque en ocasiones las capas llegan a alcanzar hasta 1 m de espesor, con bandas de pedernal de color negro o castaño, nódulos pequeños de Fe, líneas estilolíticas paralelas a la estratificación y algunas capas fosilíferas con el fósil más característico de esta formación que es la *Nerinea* sp. Las calizas se encuentran

intercaladas con margas fosilíferas de color café amarillento en capas de 20 – 40 cm En la zona de La Tapona la secuencia basal y media esta formada por capas calcáreas de 1–4 m de espesor con *nerineas* y se intercalan con capas de areniscas de grano fino de 20–60 cm, de color morado verdoso con muscovita, (la cual posiblemente provino de la erosión de la Formación Nazas) y estratos de brecha sinsedimentaria de color gris oscuro y horizontes de limolitas morado-verdosas. Su parte media por lo general la forman capas de calizas grises de 10-30 cm, intercaladas con otros estratos de color gris amarillento por oxidación de pirita contenida en ellos. Hacia la cima predominan capas de caliza de color gris, de 0.4 a 1.5 m en las cuales se observan algunos ejemplares de *nerineas sp.* reemplazadas por cuarzo blanco. También es común ver nódulos de pedernal castaño en las capas de caliza ínterestratificada con calizas oolíticas, capas delgadas de terrígenos y margas. En su cima, son característicos algunos corales en posición de crecimiento. En su contacto con la formación sobreyacente, se presenta una alteración hidrotermal fuerte (principalmente jasperización). La presencia de capas de areniscas con elementos clásticos provenientes de la Formación Nazas y Formación Zacatecas en la zona de La Tapona, indican que había zonas parcial o totalmente emergidas de esta formación, que estaban siendo erosionadas fuertemente por la acción del oleaje y cuyos productos (arenas conglomeráticas), se depositaban en las cuencas contiguas.

En el Cerro La Tapona, la base de la Formación Zuloaga muestra horizontes arcillo-arenosos calcáreos sumamente cizallados, deformados y milonitizados, lo que explica la presencia de niveles de despegue sobre el basamento Pre-Oxfordiano, e inclusive a nivel intraformacional, en donde se pueden observar planos de corrimiento.

El espesor de la Formación Zuloaga es muy variable, debido a que el fondo marino donde se estaban depositando estos sedimentos era muy irregular, ya que había lagunas restringidas, plataformas pequeñas y zonas emergidas parcialmente, lo que ocasionó un depósito irregular, más grueso en las zonas lagunares, llegando a alcanzar espesores de hasta 80 m y en los lugares de plataforma solo de 15 – 20 m. en otros sitios, como en el caso de la parte norte de la Sierra Picachos del Tunalillo, el espesor real se encuentra repetido varias veces, lo cual se debe a las imbricaciones tectónicas que ahí se formaron. Aguayo-Camargo *et al.* (1985) mencionan en su estudio de la



Cuenca Mesozoica del Centro de México, que en la Sierra La Tapona, la Caliza Zuloaga alcanza espesores de hasta 112 m.

**Relaciones estratigráficas.** La Formación Zuloaga, descansa en algunos lugares sobre la Formación La Joya, siendo su contacto transicional. En otras ocasiones se encuentra discordantemente sobre la Formación Nazas, donde su contacto puede ser también tectónico por décollement. Su contacto superior es brusco y termina donde desaparecen las calizas de estratificación gruesa con corales y comienzan los sedimentos arcillosos de la Formación La Caja.

**Edad y correlación.** Burckhardt (1930), en su estudio de las calizas marinas del Mesozoico Mexicano da una edad de la Formación Zuloaga del Oxfordiano; Aguayo-Camargo *et al.* (1985) mencionan que esta formación contiene bivalvos, corales solitarios, algas (*Aciculares* sp.), organismos planctónicos, tales como, radiolarios y rhexélidos (*Rhexella* sp.) y en sus facies más someras; ostracodos, miliólidos, abundantes pellas fecales (*Faureina salevensis*) y fragmentos de equinodermos y moluscos. Con esta serie de fósiles los autores la sitúan en el Oxfordiano. Jiménez-Camargo *et al.* (1982), le asignan una edad del Oxfordiano-Kimmeridgiano para el área de la Sierra de Charcas, basados en los siguientes fósiles: *Vaugonia (vaugonia)* sp. *Vaugonia (vaugonia)* Calderoni *Cucculea (Trigonarca)* sp. Ct. *Cucullea (Trigonarca)* catorcencis, *Pleuromya incostants*.

La Formación Zuloaga se correlaciona con las Formaciones Novillo y Santiago del noreste de la República Mexicana; con la Formación El Olvido del área del Cañón de la Peregrina, Tamaulipas y en Galeana, Nuevo León; con la Formación La Gloria de la Sierra de Parras y con la Formación Las Trancas de La Plataforma Valles-San Luis Potosí Potosí.



*Fotografía 4. Afloramiento de La Formación Zuloaga ubicado en la Sierra de San Carlos en donde se presenta como estratos gruesos a medianos de caliza con algunos estratos hacia su base formados por calcarenitas con contenido abundante de fragmentos terrigenos.*

#### **1.2.4 Formación La Caja (Kimmeridgiano- Tithoniano)**

**Definición.** Imlay (1938), fue quién nombró formalmente a la Formación La Caja describiéndola como una secuencia de 83 metros de espesor de calizas limolíticas dispuestas en capas delgadas, margas, limolitas calcáreas con pedernal, calizas arcillosas fosfatadas y limolitas con concreciones fosilíferas, que afloran en la Sierra de La Caja, en la Vereda del Quemado al norte de Mazapil, en el Estado de Zacatecas.

**Distribución.** Los depósitos de de La Formación La Caja son en el área de estudio difíciles de separar de la Formación Taraises y sólo en algunos lugares específicos se pueden distinguir, restringiéndose esta unidad a no más de 10 m de espesor y siendo

comúnmente no cartografiable. El único lugar en que se pudo diferenciar claramente, se localiza en la parte nororiente de la Mesa Los Mingoles en las cercanías del poblado de Coyotillos.

**Litología y espesor.** La Formación La Caja en el área de estudio, se presenta como una alternancia rítmica de capas laminares y delgadas de lutitas, margas, limolitas, calizas arcillosas y bandas de pedernal negro. El conjunto intemperiza en gris claro con tonalidades que van desde violeta hasta rosado, y frecuentemente amarillentas y blancas. Aparentemente no es rica en fósiles como en las localidades que se describen de la Sierra de Charcas, aunque siguen apareciendo amonites deformados característicos de esta formación y otros tipos de fósiles. Hacia la cima cambia rápidamente a calizas arcillosas en capas de 5-10 cm intercaladas con limolitas de color café violáceo. La diferencia de la litología en comparación con la que aflora en áreas adyacentes, quizá se debe a un cambio lateral de facies, siendo en este caso de ambiente poco profundo, quizá facies dístales o medias de un abanico deltáico (Tristán González *et al.*, 1995).

El espesor es variable, llegando inclusive a desaparecer ya que por ser eminentemente terrígena, sirvió como plano de despegue de las diferentes imbricaciones tectónicas que se originaron durante la formación del *décollement* y cobijaduras. Su espesor máximo es del orden de los 10 m.

**Relaciones estratigráficas.** La Formación La Caja descansa concordantemente sobre la Formación Zuloaga ya que se sitúa donde terminan las calizas gruesas y comienza una secuencia terrígena. Subyace transicionalmente a la Formación Taraises en donde se marca el cambio a una secuencia de capas más gruesas.

**Edad y correlación.** Burckhardt (1906), al estudiar la Formación La Caja y en el norte y centro de la República Mexicana le otorga una edad del Kimmeridgiano-Tithoniano. Butler (1972), consideró una edad del Tithoniano, basado en el pelecípodo *Substeureroeras* sp., encontrado en la Sierra de Charcas. Tristán González *et al.* (1995) encontraron el amonite *Perisphinctes (tomosphinctes)* sp.), perteneciente al Kimmeridgiano-Tithoniano. Barboza-Gudiño *et al.* (1998) recolectaron fósiles que

confirman una edad Jurásico Tardío, principalmente del Tithoniano con reportes de algunos especímenes del Kimmeridgiano y en base a esta información definieron una edad kimmeridgiano para la parte Temprano y plenamente documentada una edad del Tithoniano para la parte superior de esta formación.

La Formación La Caja se correlaciona con la Formación La Casita del nororiente de la República Mexicana, la cual se considera una facies equivalente de plataforma más cercana a la costa que evoluciona desde facies deltaicas en la periferia de la denominada Península de Coahuila hasta las facies más profundas localizadas hacia el suroeste y con la Formación Pimienta y parte superior del Grupo Tamán de la Cuenca Tampico-Misantla.

### **1.3 Sistema Cretácico**

#### **1.3.1 Formación Taraises**

##### **(Berriasiano-Valanginiano)**

**Definición.** Imlay (1936), le dio el nombre de Formación Taraises a una serie de rocas calcáreas, que afloran en el Cañón Taraises, en la porción occidental de la Sierra de Parras, Coahuila; considerando a este sitio como localidad tipo, en donde detalla dos miembros que se suman en un espesor total de 148 metros. El inferior, se encuentra compuesto por calizas de color gris con abundantes amonoides, y el superior que consiste de calizas delgadas de color gris claro con abundantes fósiles hacia la base. Burckhardt (1906, 1912, 1925) y Böse (1923), estudiaron esta formación en la parte norte de la República Mexicana desde un punto de vista bioestratigráfico, basados en ejemplares de amonites.

**Distribución.** La Formación Taraises se encuentra distribuida en afloramientos de espesor delgado en la mayoría de los flancos de las sierras del área. Se encuentra en la porción NW de la Sierra de Los Picachos del Tunalillo, en el Cerro Colorado, en el flanco oriental del Cerro Las Cimas, en La Mesa Los Mingoles, en los flancos del núcleo del Sinclinal de la Sierra Blanco, entre otros lugares.

**Litología y espesor.** En la base, esta formación se presenta como una alternancia de calizas de color gris oscuro en capas de 5-20 cm, intercaladas con limolitas del mismo color y bandas aisladas de pedernal negro de 3-5 cm de espesor. Las limolitas son las más abundantes en la base, pero siempre en forma subordinada con respecto a los estratos de caliza arcillosa. Hacia la parte superior disminuye el contenido limo-arcilloso y en donde se observa una alternancia de capas de caliza de estratificación media (10-20 cm) con bandas de pedernal negro de hasta 20 cm de espesor. El aumento de pedernal en esta formación de la base a la cima, es un fenómeno que se hizo notar en el estudio de la Hoja Charcas (Tristán González y Torres Hernández, 1992). Esto puede tener dos posibles implicaciones en cuanto a su origen: 1) Que el aporte de sílice fue mayor (origen volcánico) y 2) una profundización progresiva del fondo oceánico. El contenido de pirita es menos marcado que en la Hoja Charcas, lo que implica un ambiente menos reductor. También las estructuras típicas de turbiditas de carbonatos, gradación, estructuras de corte y relleno así como distratificación, son menos claras que en el área de la Sierra de Charcas

La Formación Taraises en el área de estudio presenta mucho más arcilla y sílice, la estratificación no tiene impresa claramente en su estructura o su carácter turbidítico. Su aspecto es muy semejante a la Formación Otates del Cretácico Temprano, diferenciándola únicamente, por la mayor presencia de margas y contenido faunístico, el contacto con la Formación Tamaulipas Inferior esta marcado por una brecha sinsedimentaria lenticular cuyo espesor máximo es de 15 m. (Tristán – González *et al.*, 1995 ).

El espesor de esta formación fue estimado en unos 80 m en los perfiles geológicos; sin embargo, en algunas partes se estrangula, ya que por su contenido alto en arcilla sirvió como plano de deslizamiento donde se formaron las diferentes imbricaciones tectónicas, llegando entonces a tener sólo 10 m de espesor.

**Relaciones estratigráficas.** La Formación Taraises sobryace transicional y concordantemente a la Formación La Caja y subyace concordantemente a la Formación Tamaulipas Inferior y su límite con esta última aparece donde abruptamente se reduce el contenido arcilloso de la Formación Taraises y aumenta la

interestratificación de capas de caliza microcristalina con nódulos de Fe. El contacto es por lo general una brecha calcárea sinsedimentaria lenticular.

**Edad y correlación.** Burckhardt (1930) e Imlay (1938), dieron una edad del Berriasiano a las capas inferiores de la Formación Taraises en la Sierra de Simón. Córdoba-Méndez (1965), encontró *Neocomites* del Berriasiano y *Thurmaniceras* que tienen un alcance del Berriasiano Tardío al Hauterviano Temprano. Jiménez-Camargo *et al.* (1982), en su estudio de la zona Charcas-Venado ubicada al sur de esta área, encontraron el Fósil *Berriasella* sp. Colectado al poniente de Charcas, fechándolo como del Berriasiano-Valanginiano. La edad sugerida en este trabajo, de acuerdo a su posición estratigráfica y por el contenido fosilífero en áreas vecinas, es del Berriasiano al Valanginiano. Barboza-Gudiño *et al.* (1998) contemplan una edad que alcanza hasta la parte inferior del Hauteriviano en el área de Real de Catorce.

La Formación Taraises se correlaciona con la Formación Las Vigas, de Villa Ahumada, Chihuahua, con la parte inferior de la Formación Hosston, de la Serranía del Burro, Coahuila, y con la Formación Barril Viejo del Potrero de Menchaca, Coahuila.

### **1.3.2 Formación Tamaulipas Inferior (“Cupido”) (Hauteriviano- Barremiano)**

**Definición.** La Formación Tamaulipas Inferior fue inicialmente definida por Müir (1936), como la secuencia que incluye todo el paquete de rocas carbonatadas del Cretácico Temprano hasta la Formación Agua Nueva (Cenomaniano-Turoniano). Previamente Stephenson hacia 1921 había utilizado informalmente este nombre para designar solamente a las calizas de cuenca del Albiano-Cenomaniano que aflora en la Sierra de Tamaulipas y en el subsuelo de Tampico en un reporte privado para la Compañía de Petróleo del Golfo de México, a su vez, la caliza Tamaulipas se extiende en todo el Cretácico Temprano y se divide en dos unidades: Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior, separadas por una capa delgada de lutitas y calizas negras la cual fue denominada “ Horizonte Otates “ (Müir, 1936). Posteriormente Humprey y Díaz (1956), usaron el término como Formación Otates y le asignaron una edad Aptiano Tardío. En 1971, García y Zwansinger (Zwansinger, 1978), proponen el empleo de los siguientes

términos formacionales en función de los medios ambientes de depósito: Formación Cupido (plataforma), Arrecife Cupido (bancos arrecifales), y Formación Tamaulipas (cuenca).

Esta unidad ha sido cartografiada en la zona del altiplano o Mesa Central como Formación Cupido por diversos autores, siguiendo el criterio de Díaz (1953) quien propone que el nombre de Tamaulipas Inferior sea restringido al noreste de México y que el nombre de Formación Cupido sea usado para secuencias similares hacia el poniente, sin embargo la Formación Cupido es interpretada como una facies de aguas poco profundas de plataforma y en parte arrecifal que se extiende en el norte de México, mientras que las secuencias expuestas en la Mesa Central son facies de una cuenca que se puede interpretar paleogeográficamente como la misma cuenca en donde se depositó la caliza Tamaulipas Inferior, si bien probablemente con algunos elementos morfológicos que separaban estas dos regiones y que posteriormente se constituyeron en los elementos paleogeográficos sobre los cuales hoy se observan marcados cambios de facies y separan las áreas de Tamaulipas y La Mesa Central, como lo es la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998). En el presente trabajo se usa el nombre de Tamaulipas Inferior debido a que se describe una secuencia de cuenca, pero se hace mención de la equivalencia con la Formación Cupido de plataforma.

**Distribución.** Esta formación se encuentra distribuida ampliamente en todas las sierras del área de estudio; su afloramiento mayor, se aprecia en el flanco occidental de la Sierra Los Picachos del Tunalillo y sur de la Mesa de los Caballos, en el área de Las Lomas El Macareno, en el núcleo del Sinclinal de la Sierra Blanco, en La Sierra de La Tapona y en La Sierra de San Carlos.

**Litología y espesor.** La base de esta formación se caracteriza por una secuencia de calizas microcristalinas puras, en capas de 10-20 cm de color gris oscuro en muestra fresca y gris claro cuando esta intemperiza; comienza a tener nódulos abundantes de hematita y marcasita de 1-3 cm de diámetro, bandas y nódulos aislados de pedernal negro. Su macrofauna más común es de amonites aislados hasta de 5 cm de diámetro y belemnites. Su parte media se distingue por el aumento de grosor de los estratos de

caliza, los más comunes son de 40-60 cm, llegando algunos a medir hasta 1.20 m; la caliza es por lo general de color gris claro, con líneas estilolíticas paralelas a la estratificación, nódulos de pedernal castaño y de Fe; en algunos horizontes, existen capas delgadas de limolitas de color violáceo que pueden medir hasta 20 cm; los belemnites siguen abundando en esta parte. Conforme se avanza hacia la cima, las capas de caliza disminuyen de espesor hasta 30 o 10 cm, con intercalación esporádica de bandas delgadas de pedernal negro y empiezan a presentarse capas delgadas de limolitas. Al igual que la mayoría de las formaciones calcáreas, existen franjas de alteración hidrotermal, formadas por reemplazamiento de capas de caliza por sílice negro, dando el aspecto de pedernal (Tristán – González *et al.*, 1995).

La Formación Tamaulipas Inferior es una de las formaciones de mayor espesor dentro de la secuencia de sedimentos marinos que se depositaron en esta cuenca. El plegamiento fuerte que presenta, dificulta medir un espesor real, sin embargo una estimación aproximada que se tiene es por medio de los perfiles geológicos, es del orden de los 300 a 400 m.

**Relaciones estratigráficas.** La Formación Tamaulipas Inferior se encuentra sobreyaciendo concordantemente a la Formación Taraises y su contacto se ubica donde terminan las calizas y terrígenos de estratificación delgada y comienzan las capas de caliza microcristalina pura con nódulos de Fe. Subyace también concordante a la Formación La Peña y su separación es donde comienzan a presentarse alternancias de caliza, limolitas en capas delgadas, con algunas bandas de pedernal negro.

**Edad y correlación.** La edad de la Formación Tamaulipas Inferior en general ha sido establecida por medio de microfósiles planctónicos, además de los escasos belemnites y pequeños amonites, así como la ausencia de calpionélidos del Valagniano, presentes en La Formación Taraises que la subyace. Ross (1979), reconoce una sección del Cañón de Santa Rosa, entre Galeana y Linares en el Estado de Nuevo León, compuesta de tres biohorizontes correspondientes respectivamente al Hauteriviano, Barremiano y Aptiano Temprano respectivamente, correspondiendo con el tope de esta unidad.



En áreas cercanas a la del presente estudio (Sierra de Catorce), se considera una edad del Hauteriviano-Barremiano dado que un biohorizonte con presencia de Calpionellidos pudo identificarse en un análisis petrográfico, aunque no de manera sistemática en la Formación subyacente (Barbosa-Gudiño *et al.*, 1998).

La Formación Tamaulipas Inferior Sobreyace Concordantemente a la Formación Taraises y subyace en concordancia a la Formación La Peña, se correlaciona con la Formación Cupido que aflora en el Estado de Coahuila y la base de la Formación Tamaulipas de Silva Romo para la Sierra de Salinas (1993), con la Formación Guaxcamá de La Plataforma Valles-San Luis Potosí y con la Formación Plateros del área de Fresnillo, Zacatecas.



**Fotografía 5.** Afloramiento de La Formación Tamaulipas Inferior, en la Sierra Los Picachos del Tunalillo en donde se observan capas de hasta 1 m o más de espesor con nódulos de pedernal color café rojizo (tomada de Rivera-Mendoza *et al.*, 1999).

### 1.3.3 Formación Otates (“La Peña”)

#### Cretácico Inferior (Aptiano Temprano a Medio)

**Definición.** La Formación Otates fue inicialmente descrita por Muir (1936) como “Horizonte Otates” y es un equivalente de la Formación La Peña de Humphrey (1949), quien modificó la definición original de Imlay (1936). Posteriormente, Humphrey y Díaz (1956) elevaron el denominado Horizonte Otates al rango de formación y restringieron el uso de este nombre para el este de México. Por su pequeño espesor y carácter arcilloso, esta unidad permite reconocer y separar las secuencias de calizas de las formaciones Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior. Para evitar confusión, en el presente trabajo se ha preferido usar el nombre de Formación Otates, ya que en la Mesa Central el nombre de Formación La Peña ha tenido una amplia difusión para designar a una unidad que incluye a la verdadera Formación La Peña en su base, más la Formación Tamaulipas Superior en su cima (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994; Tristán-González *et al.*, 1995).

**Distribución.** La Formación Otates, aflora en el flanco occidental de la Sierra Picachos del Tunalillo principalmente; otros afloramientos importantes se localizan a lo largo de la parte occidental de la Sierra La Taponá y la Sierra Blanco, en el núcleo del anticlinal y flanco occidental de la Sierra San Carlos, Lomas El Junco, Huapaste y Lomillas Macareno.

**Litología y espesor.** La Formación Otates se presenta en el área de estudio como una alternancia de capas de calizas arcillosas, limolitas y pequeñas bandas de pedernal. El espesor de los estratos calcáreos es de 5-15 cm y se trata principalmente de turbiditas de carbonatos, aunque también se pueden observar en algunos horizontes, una parte de depositación química directa y otra, como un aporte de material carbonático que llegó en forma de corrientes de turbiedad. Este hecho se marca con estructuras de corte y relleno (estructura alodáptica). Las limolitas tienen espesores de unos pocos centímetros (0.5-5 cm), mientras que las bandas de sílice que se intercalan con las calizas y limolitas tienen espesores de 1-10 cm. Aparte del sílice de depositación química directa, también se presentan bandas de sílice hidrotermal que se formó por reemplazamiento de algunas capas de caliza, en las cuales se conservó la forma de los

Fósiles y se repitieron rasgos de diagénesis como las estiloitas. El sílice primario tiene impreso juegos de cizalla, formados durante una etapa de compresión, mientras que en el sílice hidrotermal fueron parcial o totalmente borrados, además de que este último no respetó el espesor de los estratos; en un examen cuidadoso, se puede observar su asociación a patrones de fracturas. Su fauna se caracteriza por gran abundancia de amonitas pequeñas de por lo menos dos géneros, uno de ellos de enrollamiento escaso y simple, el otro desenrollado, además de horizontes con abundantes turritelas (Tristán-González *et al.*, 1995).

El espesor de la Formación Otates es difícil de estimar, por ser una de las formaciones más plegadas en el área de estudio, además de que su cima normalmente no aflora. Por lo tanto sólo se da una estimación basada en los perfiles geológicos. Este espesor es del orden de los 200 a 300 m.

**Relaciones estratigráficas.** La Formación Otates sobreyace en el área de estudio a la Formación Tamaulipas Inferior y su contacto es transicional, este a su vez, se encuentra colocado donde aparecen las capas de caliza delgada intercaladas con terrígenos. Su contacto superior es con la Formación Tamaulipas Superior que la sobreyace transicionalmente, pasando gradualmente a una secuencia de capas medianas y algunas capas gruesas de calizas más puras, con horizontes de materiales terrígenos intercalados. En estudios hechos anteriormente en esta área no se pudo distinguir con claridad esta última formación y se menciona que quizá se deba a la existencia de una cabalgadura (Tristán – González *et al.*, 1995). La parte superior de la Formación Otates, por su alto contenido de terrígenos y calizas arcillosas, no presenta similitud a la Formación Cuesta del Cura dentro del área de estudio; Sin embargo, en el estudio realizado por Tristán-González *et al.* (1995) se clasificaron algunos fósiles que tentativamente corresponden a fauna del Albiano Medio, por lo que en el presente trabajo se interpreta que si existe la Formación Cuesta del Cura dentro de la misma.

**Edad y correlación.** De acuerdo con su posición estratigráfica, las edades reportadas para las formaciones La Peña en el noreste de México y Otates al este, así como la posición de esta unidad entre los biohorizontes de *Globigerinelloides* spp. y *Favusella washitensis* reconocidos por Ross (1979), esta formación es de edad Aptiano Temprano

a Medio. La Formación Otates, como se ha considerado en este trabajo, es correlacionable con la Formación La Peña del norte–noreste de México y correlacionable en edad sólo con la parte inferior de la unidad descrita en trabajos previos de La Mesa Central como Formación La Peña (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982; Tristán-González y Torres-Hernández, 1994; Tristán-González *et al.*, 1995). Cantú-Chapa (1969), caracterizó a la cima de la Formación La Peña, en el norte de la República Mexicana con ejemplares de *Hypacanthoplites* gr. *Jacobi* y ejemplares de *Acanthohoplites* sp. Pertenecientes al Albiano Tardío. En base al contenido faunístico en áreas Vecinas (Real de Catorce y Charcas), se ha decidido tomar la edad determinada por Ross (1979) y Barbosa-Gudiño *et al.* (1998), correspondientes al Aptiano Tardío y Albiano Temprano respectivamente.

La Formación La Otates se Correlaciona con las formaciones Moritas y Conglomerado Glance, del nororiente de Sonora; con las Formaciones Travis Peak y parte superior de Parsall del norte de la Serranía del Burro en Coahuila.

#### **1.3.4 Formación Tamaulipas Superior**

##### **Cretácico Temprano-Medio (Aptiano Tardío-Albiano Temprano)**

**Definición.** La Formación Tamaulipas Superior fue definida por Muir (1936) en el Cañón de la Borrega, 75 km. al suroeste de Cd. Victoria, Tamaulipas, como una secuencia de 134 m de calizas de estratificación mediana, con lentes y bandas de pedernal de varios colores. Posteriormente Díaz (1953) propone que la parte superior de esta unidad es equivalente de la Formación Cuesta del Cura y reconoce como Formación Tamaulipas Superior solamente 93 m de la parte inferior de la secuencia descrita por Muir (1936).

**Distribución.** La Formación Tamaulipas Superior ha sido reconocida en La Sierra Madre Oriental, en La Sierra de Tamaulipas y en gran parte del subsuelo del sector norte de la planicie costera del golfo. En el área de estudio aflora hacia la parte oriental de la Sierra de los Picachos del Tunalillo en los lomeríos alargados que se localizan al oriente de la misma estructura. También se localiza hacia la parte central y extremo Sur de la Sierra de San Carlos; en los cerros Juan Ortega y en el borde occidental del la Sierra La Taponá.

**Litología y espesor.** En el área de estudio se ha seguido el criterio de Díaz (1953), reconociéndose como Formación Tamaulipas Superior a una secuencia de 30 m de calizas color gris intermedio a oscuro de estratificación mediana en la parte inferior y gruesa en la parte superior con alternancia de capas arcillosas delgadas de color gris claro con tonalidades amarillas y violáceas. Las calizas contienen abundantes calciesferas o foraminíferos planctónicos y pequeños amonites, comúnmente de color negro, así como nódulos y bandas de pedernal de color gris, café y negro.

El espesor de la Formación Tamaulipas Superior se estima en alrededor de unos 30 m en el área de estudio.

**Relaciones estratigráficas.** La Formación Tamaulipas Superior sobreyace transicionalmente a la Formación Otates en las localidades donde aflora y su contacto superior es también es transicional con la Formación Cuesta del Cura, por esta última razón, esta unidad se mapeo como parte de la formación que la suprayace.

**Edad y correlación.** En su estudio "Estratigrafía de la Caliza Tamaulipas, Noreste de México", Ross (1979) considera una edad del Aptiano Tardío y Albiano Temprano para las capas correspondientes con esta unidad, con base en la identificación de los biohorizontes de *Favusella washitensis*, *Colomiella recta*, *Pithonella innominata* y la culminación de *Microcalamoides diversus*.

Esta unidad es correlacionable en edad con la Formación Aurora que es un equivalente de plataforma y en parte arrecifal que se localiza hacia la parte central del estado de Coahuila, y a la vez se puede correlacionar con la Formación El Abra que aflora en La Plataforma Valles-San Luis Potosí.

### **1.3.5 Formación Cuesta Del Cura**

#### **Cretácico Temprano-Medio (Albiano-Cenomaniano)**

**Definición.** La Formación Cuesta del Cura fue definida originalmente por Imlay (1936) en la localidad Cuesta del Cura, en la Sierra de Parras hacia el sur de Coahuila. La

secuencia descrita comprende 64 m de capas delgadas de caliza de color gris oscuro, con escasos horizontes arcillosos intercaladas con bandas onduladas de pedernal negro, que sobreyacen a la Formación Aurora del Albiano Inferior y subyacen a la Formación Indidura del Turoniano.

**Distribución.** La Formación Cuesta del Cura aflora en sitios similares a la Formación Tamaulipas Superior.

**Litología y espesor.** En el área de estudio se constituye de una secuencia de calizas arcillosas en capas delgadas y medianas, laminaciones, bandas y lentes de pedernal negro que se intemperiza a color gris y ocre. Las bandas presenta espesores de hasta 5 cm y ocasionalmente mas gruesas. Las calizas contienen calciesferas y pellets, presentándose también lechos de lutitas calcáreas así como impresiones de amonitas recristalizadas, turritélidos y fragmentos de radiolarios. La formación en general, intemperiza a tonos de gris claro a oscuro con predominancia de este ultimo, aunque en los sitios donde se presenta las lutitas, el color varia a blanco y amarillento con tonos rojizos y violetas.

El espesor de la Formación Cuesta del Cura se estima en alrededor de unos 200 m en el área de estudio. Silva Romo (1993), mide 160 m en la Sierra de Salinas, y Labarthe *et al.* (1991), calculan un total de 300 m en la misma zona. Tristán González *et al.* (1995), no reconocen la existencia de esta formación en el área, pero en el área de Charcas, Tristán y Torres Hernández (1994), reconocen esta unidad y señalan que su posible espesor sea de 80 m.

**Relaciones estratigráficas.** La Formación Cuesta del Cura sobreyace transicionalmente a la Formación Tamaulipas Superior en las localidades donde aflora y no la sobreyace ninguna unidad litológica dentro del área de estudio.

**Edad y correlación.** La fauna que se presenta en esta unidad sitúa a la misma en una edad Albiano Tardío-Cenomaniano, según las descripciones de *Seaphites* sp (Parkinson), *Crioceras* sp (D'Orbigny) y *Diploceras* sp permitirían ampliar el rango

hasta el aptiano Tardío, aunque no se hicieron determinaciones de globigerínidos que llegan a ser muy abundantes y determinativos para el Albiano-Cenomaniano Temprano.

La Formación Cuesta del Cura se correlaciona con las Calizas Fortuna y Cerro Gordo de la región de Zacatecas, y con la Formación El Abra de la Plataforma Valles-San Luis Potosí Potosí.

Por último el ciclo de sedimentación para la cuenca se cierra con el depósito de la Formación Indidura y Formación Caracol, la primera se distingue por estar constituida de calizas arcillosas, limolitas y limolitas calcáreas que presentan fósiles de *Inoceramus* y su edad es Turoniano. La segunda se trata de un depósito rítmico de areniscas y lutitas a partir del límite Turoniano – Maastrichtiano. Estas dos últimas formaciones no se encuentran aflorando dentro del área de estudio, pero sí se distinguen en zonas aledañas a la misma.

## **1.4 Sistema Terciario**

### **1.4.1 Riolita Lajas**

**Definición.** Estos derrames lávicos que forman estructuras tipo domo exógeno, solo aparecen en los mapas geológicos regionales como una roca riolítica. Su composición es diferente a la de los domos que afloran al sur de la Hoja Charcas (Tristán-González y Torres-Hernández, 1992) y es muy semejante a los domos formados por la Riolita San Miguelito, en el Campo Volcánico de San Luis Potosí (Tristán-González y Torres-Hernández, 1994); Tristán-González *et al.* (1995), describen informalmente a esta unidad como Riolita Lajas 1 y Riolita Lajas 2, en donde la localidad tipo se ubicaría en el poblado de Lajas.

**Distribución.** La Riolita Lajas se localiza en la parte sureste y centro del área de estudio, en las inmediaciones de los poblados de Lajas y Guadalupe Victoria.

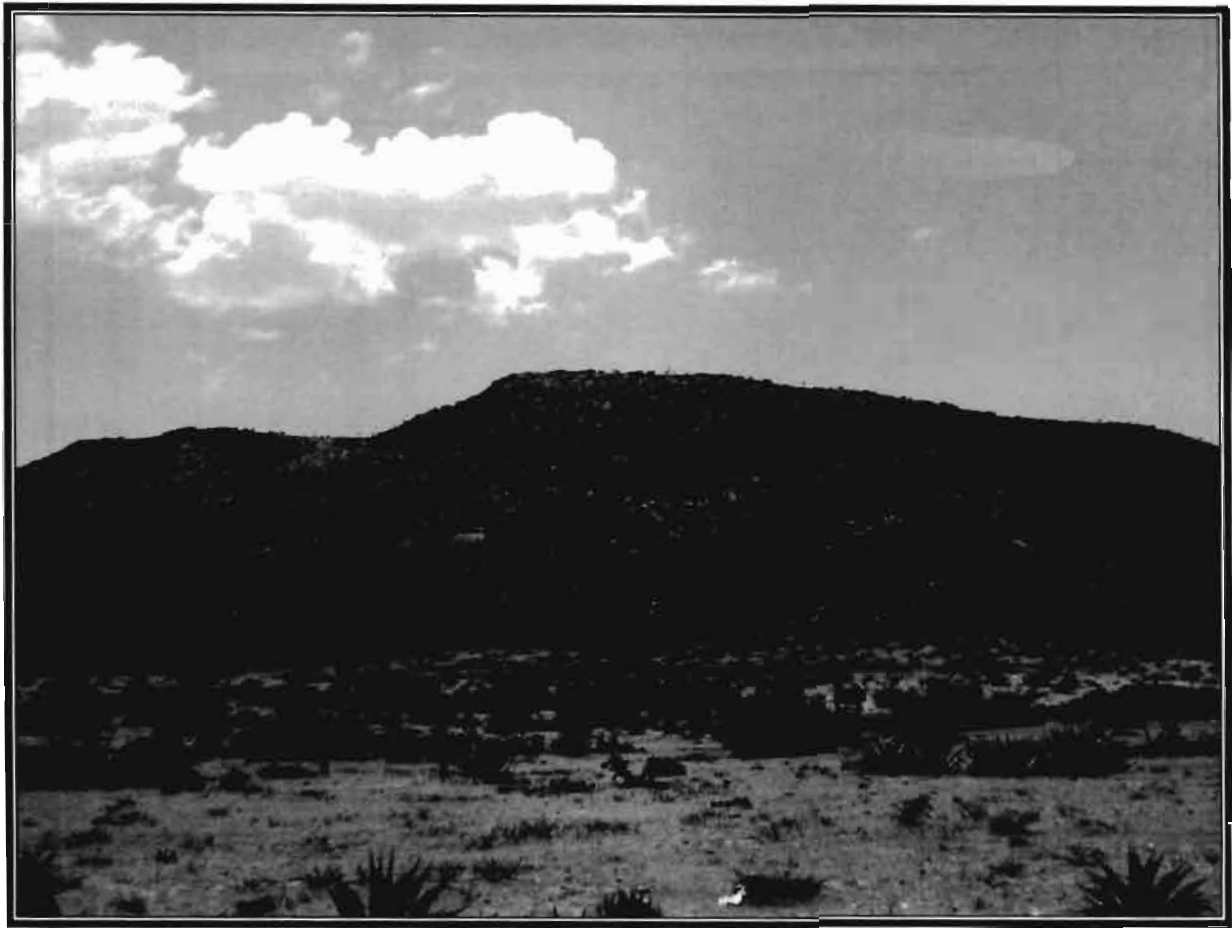
**Litología y espesor.** La Riolita Lajas está formada por dos derrames lávicos importantes y en el presente estudio se toma la división de los dos miembros informales que describen Tristán González *et al.* (1995), el miembro Inferior Riolita Lajas 1 y el

miembro superior denominado Riolita Lajas 2, cada uno con diferentes características que se describen a continuación:

**Riolita Lajas 1.** El derrame Inferior que corresponde en este estudio a la Riolita Lajas 1, la conforman 2 domos exógenos que se emplazaron a través de una o varias fisuras orientadas 315° a 330° y forma la mayor parte de los afloramientos, en la zona central y cercana a la fuente, es un derrame lávico de color café grisáceo de textura porfirítica muy fluidal, con un 10-15 % de fenocristales de cuarzo y sanidino de 1-3 mm, ferromagnesianos oxidados, mica esporádica de color dorado, todos ellos englobados en una matriz afanítica. Hacia la base presenta cavidades abundantes (*taffoni*), dejadas por el escape de gases siendo las más comunes de 5-30 cm

En la parte norponiente en la base de la Mesa Los Caballos, existen obras mineras pequeñas que fueron explotadas por estaño del tipo fumarólico; también en esta zona se observan manchones grandes de la roca riolítica silisificada, oxidada y argilizada. Hacia los lóbulos, la riolita sigue siendo fluidal de color café a gris claro, de textura holocristalina, porfirítica de matriz afanítica con un 10-15 % de fenocristales de sanidino euهدral y cuarzo subهدral de 2-3 mm, con ferromagnesianos alterados. La base de los lóbulos generalmente la forma un vitrófido lenticular de color negro verdoso, con abundantes esferolitas y franjas de desvitrificación muy fluidal. En la parte más elevada del Cerro Junchepe existe aún evidencia de su caparazón vítreo, con zonas de argilización y silicificación fuerte, presencia de vitrófido de color verde claro muy fluidal en todas las direcciones, con desarrollo de zonas de desvitrificación (esferolitas hasta de 5 cm), calcedonia, ópalo y sobre de este caparazón un horizonte de toba de color blanco sin soldar (Tristán-González *et al.*, 1995).





**Fotografía 6.** Derrames de lava que se localizan hacia el sureste del poblado de Guadalupe Victoria, en la Mesa El Desierto, donde se ubica el miembro Inferior de La Riolita Lajas.

**Riolita Lajas 2.** Se trata de un derrame lávico muy fluidal de color gris claro, de 10 -15 % de fenocristales, donde la mayoría son de cuarzo y en menor cantidad de sanidino y ferromagnesianos alterados; el tamaño de los fenocristales varía entre 2-4 mm.

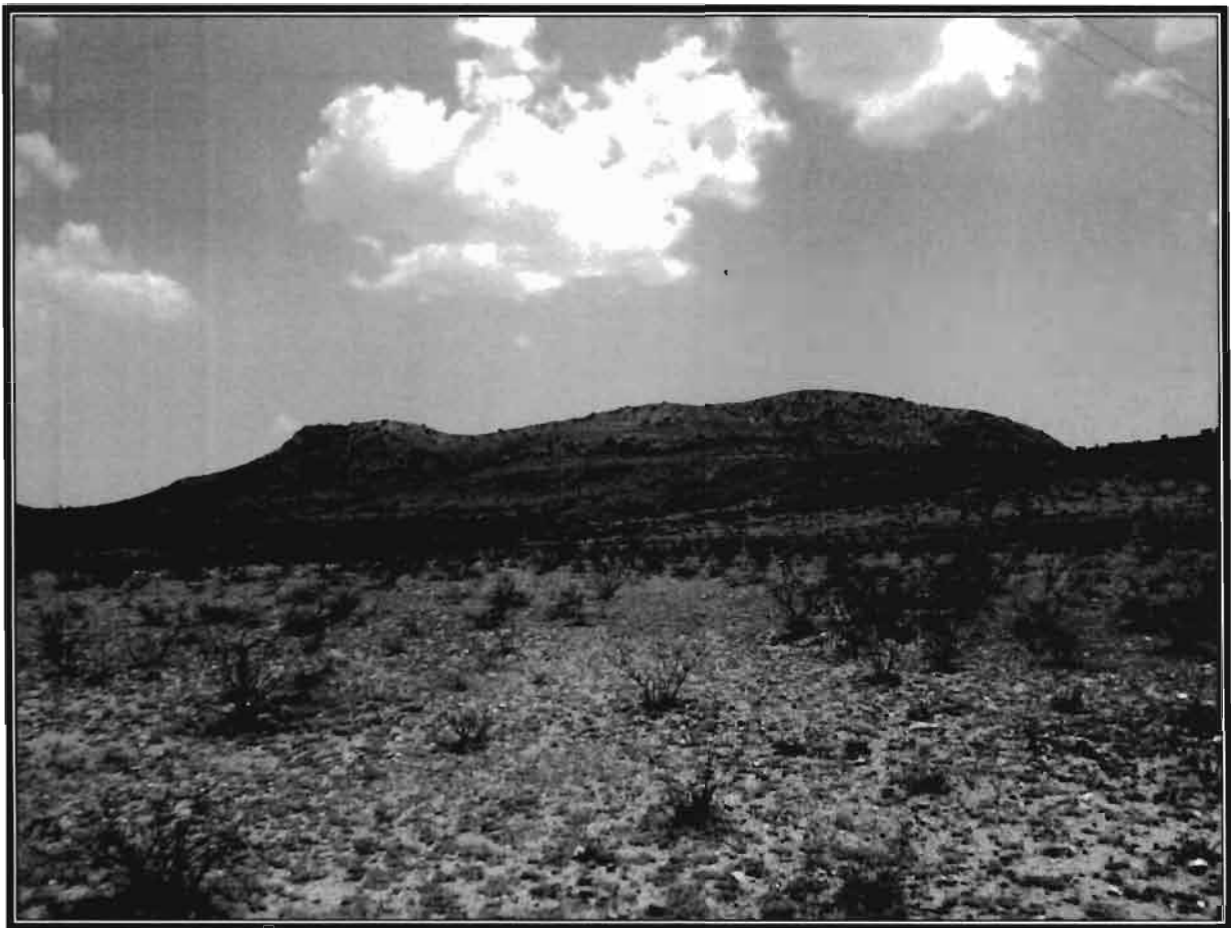
Este derrame sólo aflora al occidente del poblado Guadalupe Victoria y forma El Domo Los Mingoles, el cual presenta una estructura de cebolla y se emplazó por una fisura con orientación N 30° W. A lo largo de ella, se pudieron medir foliaciones verticales o casi verticales. En la base de los lóbulos presenta un vitrófido negro verdoso de 3-5 mm de grueso, el cual es visible en detalle en su flanco sur.

El espesor de los derrames correspondientes a la Riolita Lajas es muy variable. En el caso de los derrames Inferiores (Riolita Lajas 1) puede alcanzar hasta 300 m en su parte central y de 20-50 m en los lóbulos.

Es común que en la periferia del conducto, de los domos por donde salió la lava, en la zona de brecha y en contacto con los sedimentos marinos se encuentran depósitos pequeños de fosfato, que se han explotado a pequeña escala (Tristán – González *et al.*, 1995).

El espesor de la Riolita Lajas es muy variable, puede llegar hasta cerca de 320 m y puede reducirse hasta 20 m en los lóbulos o extremos de las estructuras.

**Relaciones estratigráficas.** La Riolita Lajas 1 se encuentra descansando discordantemente sobre las diferentes rocas sedimentarias marinas del Mesozoico, principalmente sobre la Formación Tamaulipas Inferior. La Riolita Lajas 2 descansa sobre la Riolita Lajas 1, solo se encuentra cubiertas en sus laderas por depósitos coluviales derivados de la propia unidad (Tristán-González *et al.*, 1995).



**Fotografía 7.** Derrame de lava que afloran al occidente del poblado Guadalupe Victoria y forma El Domo Los Mingoles, el cual representa el derrame superior de La Riolita Lajas.

**Edad y correlación.** La edad de esta roca no ha sido determinada por métodos radiométricos. Sin embargo, por su posición estratigráfica sobre las rocas Cretácicas y por comparación con otras rocas del Campo Volcánico de San Luis Potosí, se le puede estimar tentativamente como del Oligoceno (Tristán-González *et al.*, 1995). Se puede correlacionar con los domos riolíticos con topacios de los Campos Volcánicos de San Luis Potosí y Guanajuato, (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982, Tristán-González, 1986), Aguillón-Robles (1994), fecha un domo riolítico topacífero por el método de K-Ar en biotita dándoles una edad de  $29.2 \pm 0.8$  Ma.

#### **1.4.2 Conglomerado Charcas**

La referencia informal publicada acerca de este conglomerado, es mencionada por Tristán – Torres (1994), quienes designan con este nombre a un potente paquete de

depósitos conglomeráticos formados por clastos redondeados que van desde 1 a 80 cm de diámetro, principalmente de calizas y rocas volcánicas dacíticas cementadas por una matriz de caliche y arcilla que afloran en los arroyos al norte del poblado de charcas.

En la parte noroeste y noreste del área de estudio, existen una serie de lomeríos suaves donde afloran depósitos conglomeráticos, muy semejantes a los que se localizan en las Hojas de Charcas y Venado. En esta zona, estos conglomerados se encuentran ligeramente basculados al nororiente y consisten de fragmentos muy redondeados, principalmente de caliza, pedernal y rocas volcánicas muy esporádicas. Estos se encuentran un poco consolidados hacia la cima y hacia la parte baja muy cementados en una matriz de caliche y arcilla. En la parte noroccidental del área existe una ventana de ellos en el Cerro San Antonio; ahí se trata de horizontes conglomeráticos intercalados con horizontes de depósitos lacustres, también basculados 5-10° al NE. Quizá algunas de las lomas que se consideraron en el mapa como conglomerado Charcas, están cubiertas por depósitos delgados de conglomerado reciente (Tristán-González *et al.*, 1995).

El espesor de esta unidad es incierto ya que no se cuenta con perfiles expuestos o información de pozos o barrenos, pudiendo alcanzar espesores de más de 100 m como en el caso del área de Charcas.

Estos depósitos se encuentran cubriendo a las diferentes unidades de rocas marinas que afloran en el área y se encuentra cubiertos hacia la parte oriental, fuera del área de estudio, por derrames delgados de ceniza de la Ignimbrita Guanamé y por algunos derrames de basalto.

La edad de acuerdo con otras localidades, pudieran pertenecer a gran parte del Terciario, ya que la Ignimbrita Guanamé que los sobreyace fuera del área de estudio, tiene una edad de 32 m.a. (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1991), por lo que algunas capas pudieron haberse depositado en el Oligoceno Tardío, pudiéndose extender en tiempo y espacio hasta el Mioceno o Plioceno.

### **1.4.3 Basalto Los Encinos**

En el área de estudio se localizan tan solo dos aparatos volcánicos pequeños hacia el suroeste del poblado Presa de Santa Gertrudis, que forman una serie de domos y conos de escoria con diámetros menores a un kilómetro, cuyo conducto central aún está preservado, formando espigas basálticas con estructuras columnares delgadas (Tristán-González *et al.*, 1995).

*Luhr et al.* (1993), estudiaron estas rocas nombrando a la zona donde se localizan como Campo Volcánico de Los Encinos, e hicieron estudios en secciones delgadas, elementos traza, isotopía (Sr, Nd y Pb) y fechamientos. Describen a estas rocas como cuellos volcánicos formados de lavas hawaíticas que contienen minerales estables de plagioclasas, olivino, clinopiroxenos, titanomagnetita y algo de biotita. La edad la determinaron por K-Ar en muestras de roca completa y fue de 10.6-13.6 Ma.

Estos se encuentra sobreyaciendo discordantemente a las rocas marinas del Cretácico y posiblemente atravesando a las mismas.

## **1.5 Sistema Cuaternario**

### **1.5.1 Coluvión, Caliche, Conglomerado Y Aluvión.**

En el área existe una serie de depósitos acumulados sobre las laderas de los cerros (Coluvión), que consiste en una serie de fragmentos y bloques sin redondear, generalmente sueltos o compactados parcialmente con suelo residual o caliche.

Las carpetas de caliche son bastante comunes sobre las laderas de los cerros de caliza y pueden alcanzar espesores de 1-5 m, los cuales también se encuentran sobre los conglomerados.

Los conglomerados y aluviones generalmente se localizan en terrazas aluviales, en los valles extensos que se formaron en el área de estudio y consisten de gravas, arenas y limos sin consolidar.

## **2. AFLORAMIENTOS DE LA SECUENCIA SILICICLÁSTICA MARINA DEL TRIÁSICO SUPERIOR.**

### **2.1 Introducción.**

Parte del objetivo de este trabajo es el establecer la sucesión estratigráfica del área de estudio, distribución de facies y microfacies de sedimentación local para el Triásico Tardío – Jurásico Temprano por medio de perfiles estratigráficos que se correlacionaran entre sí.

Los perfiles estratigráficos se midieron en distintas localidades en donde afloran las unidades litológicas correspondientes a dichos periodos, con el propósito de determinar los espesores de cada unidad.

Se realizó además un reconocimiento de las características litoestratigráficas previamente establecidas en las definiciones de diversos autores, se colectaron muestras de roca de algunas unidades con las que se prepararon un total de 11 muestras en sección delgada.

Las rocas carbonatadas fueron descritas siguiendo los lineamientos de clasificación por tamaño y naturaleza de los componentes aloquímicos y a su vez los componentes ortoquímicos que se tomaron para su interpretación bajo los sistemas de clasificación de Dunham (1962) y Folk (1962) para rocas carbonatadas, dando especial consideración a todos los componentes paleontológicos y petrográficos de cada unidad muestreada. Para las rocas clásticas se siguió el criterio de clasificación de Heinrich (1972) para rocas pelíticas.

El análisis de microfacies, o evaluación sistemática de todos los componentes paleontológicos y sedimentológicos que conforman las facies sedimentarias, representa una de las herramientas más útiles en la interpretación de ambientes sedimentarios y a su vez tectónicos que prevalecieron en el pasado geológico. De esta forma, el estudio detallado de las facies y microfacies carbonatadas en sección

delgada, nos da las bases para una interpretación paleoambiental y paleotectónica en cualquier evaluación estratigráfica.

Para la interpretación paleoambiental de dichas facies y microfacies, se siguieron los lineamientos para la clasificación de microfacies estándar definidas por Flügel en 1982 y de fajas de facies descritas por Wilson en 1986 (Flügel, 2004), y se definió el sitio de depósito de cada paquete sedimentario distintivo dentro de un perfil de relieve marino tradicional.

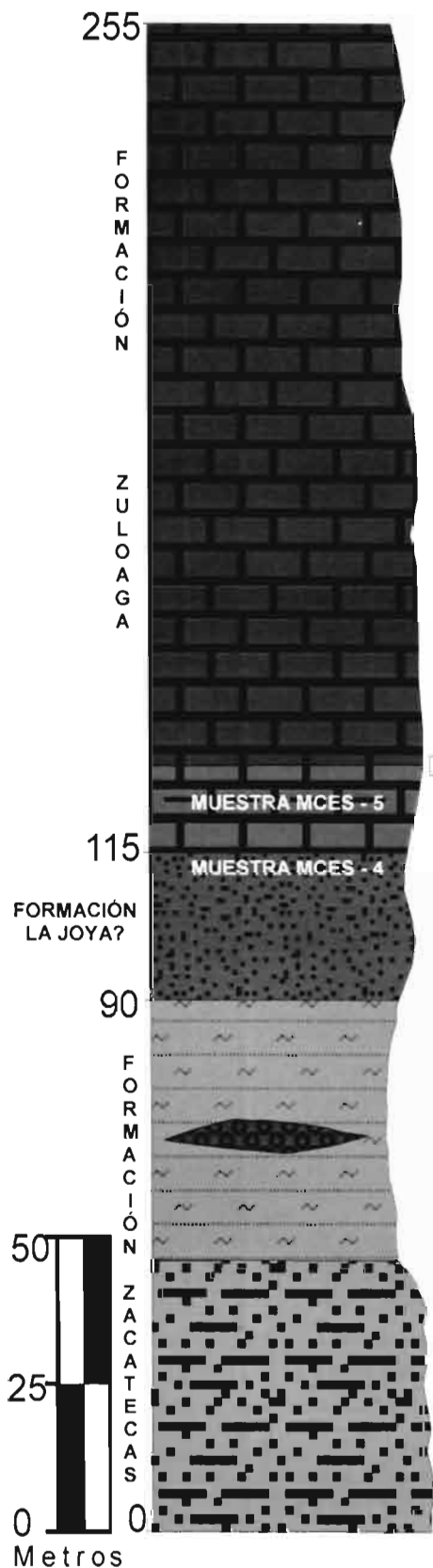
## **2.2 Localidades en donde aflora la Secuencia Siliciclástica Marina del Triásico Tardío.**

Los afloramientos de rocas triásicas en el área de estudio son restringidos y usualmente ocurren en las partes planas, siempre parcialmente cubiertos por una delgada capa de suelo y en arroyos en donde presentan un color rojizo o café oscuro, que por lo general, es indicativo de la presencia de este tipo de rocas.

Otro lugar en donde se presenta esta unidad, es en los bordes de las Sierras y generalmente presenta un color café claro amarillento con tonalidades rojizas.

La unidad en todas las localidades en el área de estudio, presenta imbricaciones intraformacionales y deformación penetrativa consistente de dos superficies de esquistosidad, lo cual demuestra que posiblemente la unidad estuvo expuesta a por lo menos dos eventos tectónicos compresivos que la afectaron.

A continuación se describen las unidades que van desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico Temprano y se posicionan las muestras tomadas en los perfiles medidos en las principales localidades donde se presenta esta secuencia:



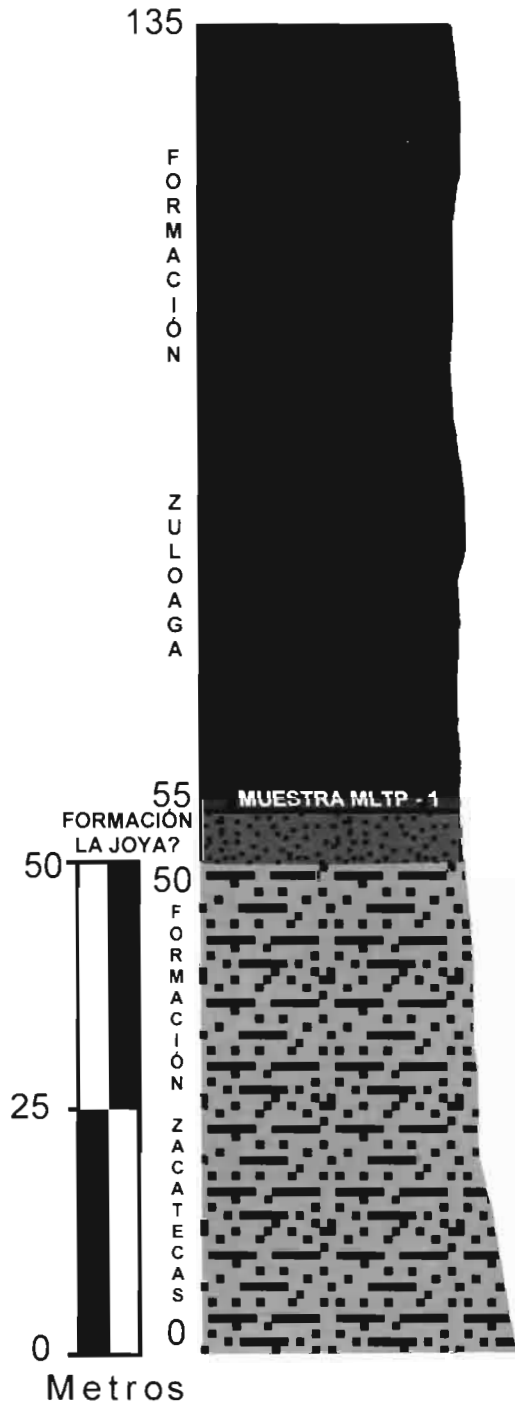
### Zona Mina Cinco Estrellas.

Perfil ubicado en la parte norte – central de la Sierra de San Carlos, en donde se presentan pequeños afloramientos de la secuencia de interés para el presente estudio, sobre todo en arroyos. La secuencia triásica consisten de una alternancia de capas delgadas de areniscas finas y lutitas fisiles de color verde a gris oscuro, las capas de arenisca presentan un espesor que va de los 10 a los 15 cm. En los horizontes de lutitas se observa lustre con tacto graso sobre los planos de foliación y estratificación. Se observan también intercalaciones de horizontes lenticulares de ortocuarcitas, que presentan colores ocre y rojizo al estar intemperizadas, pero un color blanco en superficie fresca en donde se observan granos de cuarzo de 0.5 a 1 mm. de diámetro en una matriz silicificada. En estos lentes son frecuentes vetillas de cuarzo criptocristalino de color blanco que atraviesan la estructura estratificada de la unidad, o bien en algunos casos se encuentran dispuestas a lo largo de las superficies de las mismas capas. A esta secuencia le suprayace una segunda secuencia de color pardo rojizo con granos muy finos de cuarzo y terrígenos en capas de 5 cm. de espesor, hasta rocas tipo margas, alternando con capas de areniscas medias y lutitas de color verde grisáceo de 15 cm. de espesor y con rumbo general NW. Esta secuencia que posiblemente representa a la cima de la Formación La Joya y la base de la Formación Zuloaga, continua una roca de color gris claro soportada por granos terrígenos en su mayoría, con capas de 20 - 40 cm. de espesor, nódulos muy pequeños de Fe. Esta secuencia comprende a la Formación Zuloaga y en su parte mas alta consiste de una secuencia de calizas de color gris claro en bancos de hasta de 3 m. de espesor, en los cuales, la parte superior de los mismos, presenta algunos indicios de mineralización por vetilleo y silicificación.

Figura 6. Perfil Geológico de la zona Mina Cinco Estrellas.



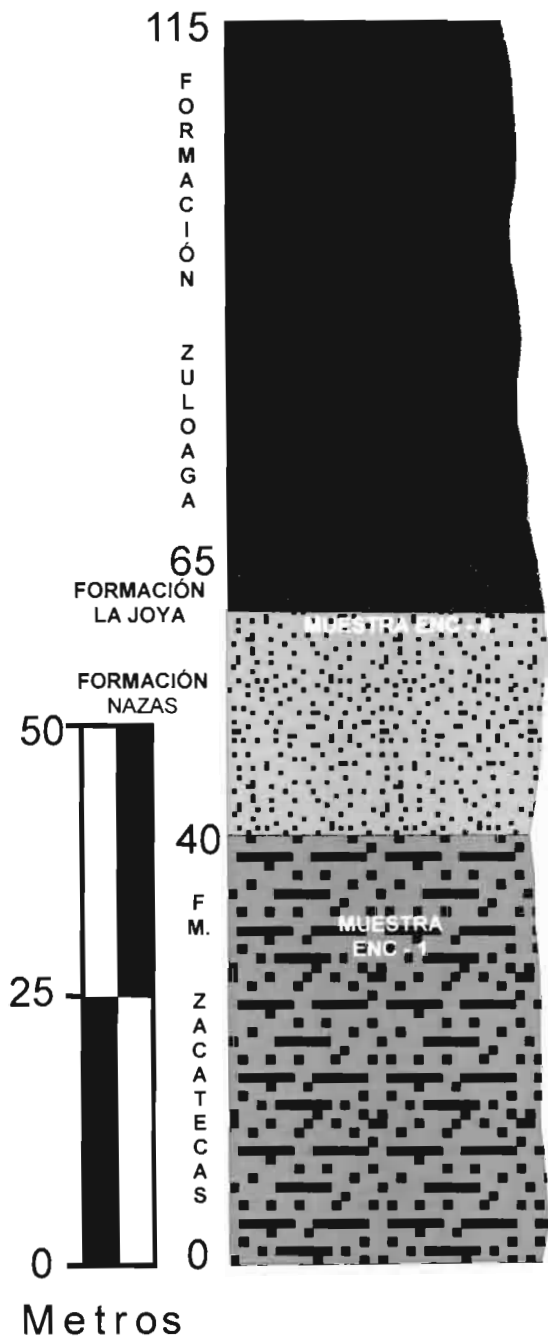
### Zona La Tapona.



Se localiza hacia la parte noroeste del área, en las inmediaciones del Cerro La Tapona. En esta zona se observan en los cauces de los arroyos y afloramientos en las barrancas de dimensiones considerables de hasta 10 – 15 m de alto de la secuencia siliciclástica triásica, que consisten principalmente de capas de areniscas de grano medio a fino, cuyos espesores varían de 3 - 5 cm, siendo la roca de color gris claro a verdoso con intercalaciones de lutitas fisiles de color gris verdoso en capas de 3 - 10 cm, y con vetillas rellenas de sílice. Se observa también una zona de brecha con rumbo general N 20° W 72° SW, muy silicificada y con abundantes óxidos, al parecer se trata de una falla que atraviesa esa zona. Existen afloramientos pequeños de 20 m de ancho en donde se observan hasta 7 m de espesor, de una secuencia de limolitas de color pardo rojizo, posiblemente de la Formación La Joya o la base de la Formación Zuluaga, la cual en su parte inferior presenta calizas de color gris con tonalidades rosáceas y textura micrítica, en capas de 40 - 60 cm, de espesor alternando con horizontes arcillosos de 1- 2 cm. de espesor. Continúan capas de calizas de 1 - 4 m de espesor que se intercalan con capas de areniscas de grano fino de 20 - 60 cm, de color verdoso y algunos horizontes de limonitas y Capas de caliza gris de 10 - 30 cm, de espesor, intercaladas con estratos de color gris amarillento. En la parte superior presenta estratos de calizas de color gris con tonalidades rosáceas, de 60 - 80 cm, de espesor, además presenta abundantes marcas de disolución y contenido de fósiles, gasterópodos en su mayoría.

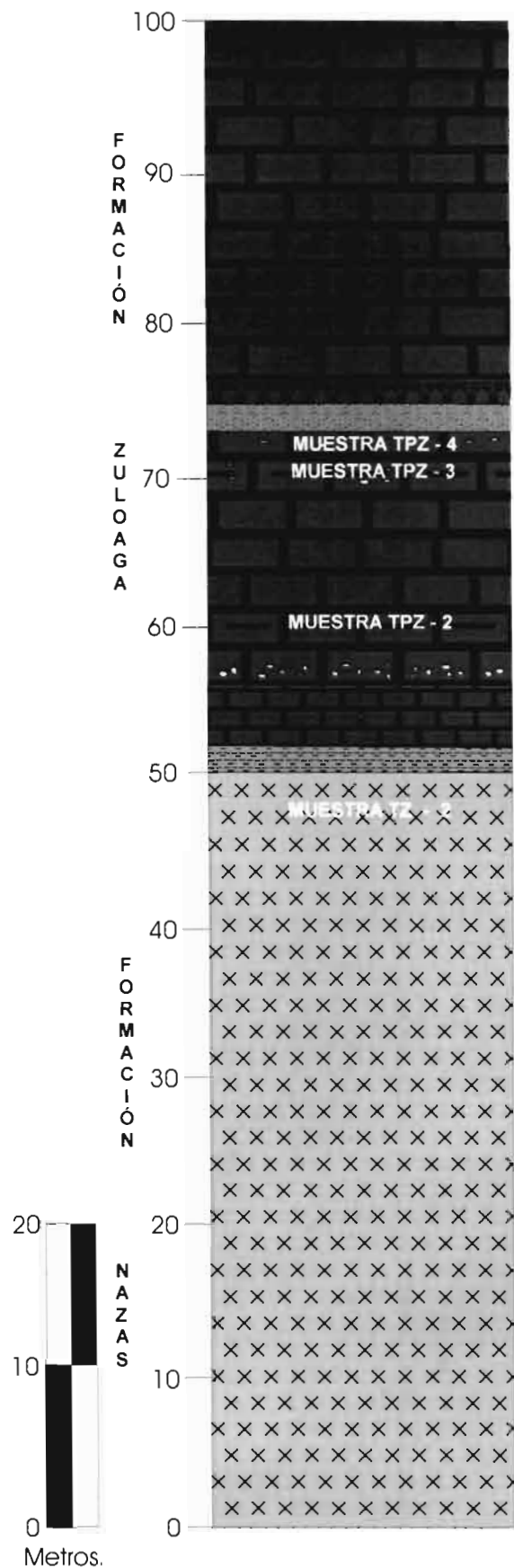
**Figura 7.** Perfil geológico de la zona La Tapona.

## Zona Los Encinos.



Rocas siliciclásticas del triásico, afloran a lo largo del flanco sur oriental de la Sierra Blanco. También hacia la base del cerro Los Encinos se observan pequeños crestones de cuarzo lechoso así como rodados de este mismo material emplazado en una secuencia de capas de Lutitas color verde oscuro a claro, de grano muy fino, menores a 1 mm. de espesor, alternando con areniscas de grano medio a fino con contenido de cuarzo, óxidos y ferromagnesianos en capas de 2 -3 cm, de espesor en la parte superior; las lutitas se encuentran muy fracturadas en forma de estructuras tipo lápiz (pencil). Hacia la base afloran areniscas de color café amarillento y verde pardo, con contenido de cuarzo, en su mayoría anguloso y diámetro menor de 1 mm., además óxidos, ferromagnesianos como accesorios y litoclastos de areniscas en muy poca cantidad. Se presentan margas de color café rojizo con contenido de calcita, óxidos y algunos minerales verdosos, en capas de 0.5 - 2 cm, de espesor que se encuentran muy fracturadas, intemperizadas e intercaladas con delgados horizontes de lutitas dentro de estas margas. Continúan margas y horizontes de areniscas de color verde, de grano medio a fino, con contenido de cuarzo, óxidos y terrigenos en capas de 15 - 20 cm, de espesor, que se encuentran muy fracturadas. Los horizontes de margas son de espesor medio y presentan lineaciones por cizallamiento con rumbo E - W y capas con rumbo N - S buzando hacia el E. Un poco más arriba las margas y lutitas se observan en contacto con horizontes arcillosos y calcáreos que conforme se avanza en la secuencia se van convirtiendo en capas de caliza de color gris con vetillas de calcita y minerales con tonalidades rosáceas (rodocrosita) en estratos de hasta 3 m de espesor y nódulos de pedernal negro.

**Figura 8.** Perfil geológico de la zona Los Encinos



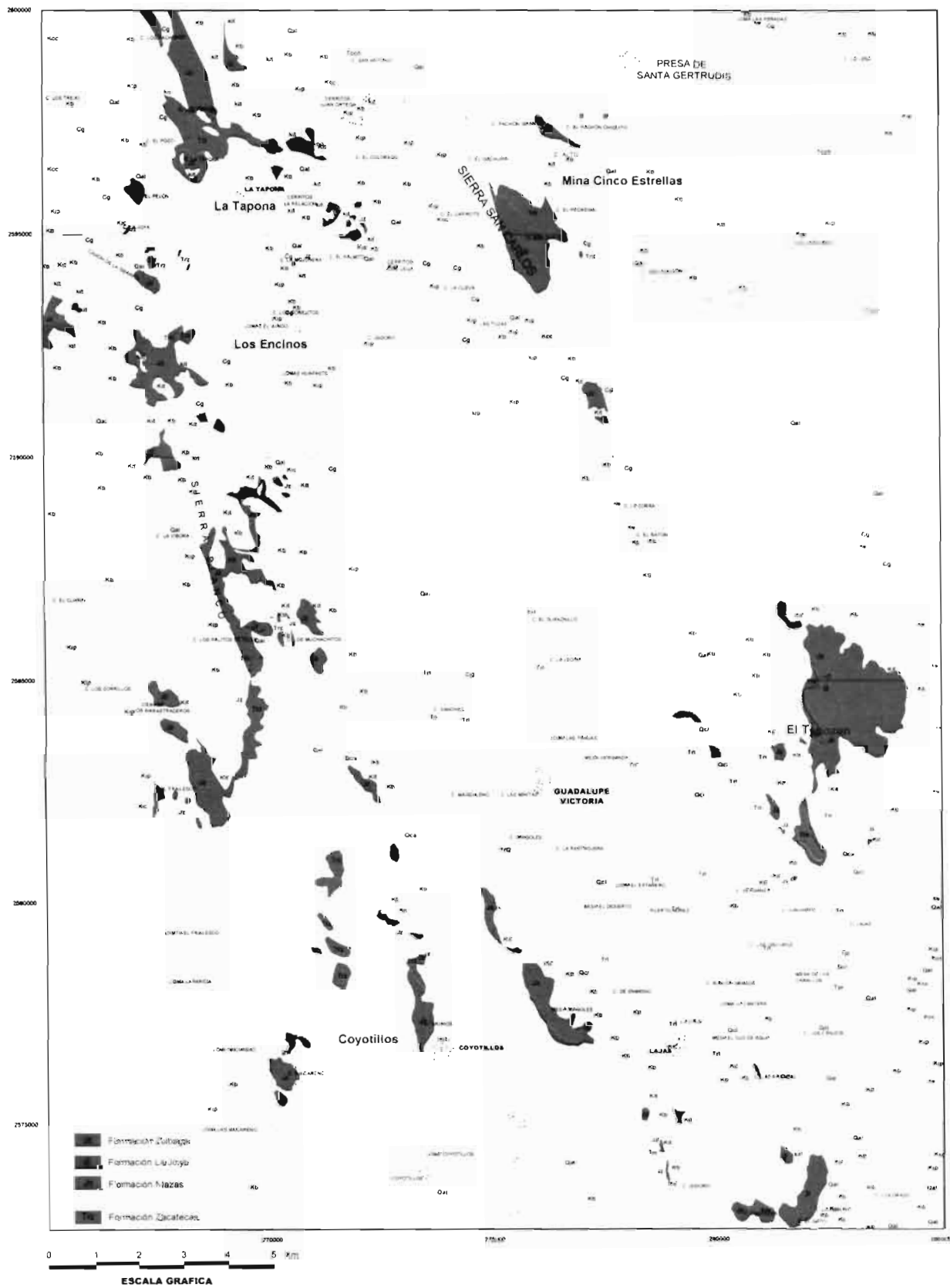
### **Zona Arroyo El Tepozán.**

En esta área aparentemente no se presenta la Formación Zacatecas, tan solo se observan afloramientos de rocas muy alteradas de color gris verdoso, en donde se observan plagioclasas y ferromagnesianos muy intemperizados, aparentemente andesitas de la Formación Nazas. A esta le suprayacen las calizas de la Formación Zuloaga y no existe indicio de presencia de conglomerado o areniscas rojas de la Formación La Joya posiblemente por no depositarse o por algún *decollement*. El afloramiento inicia con un banco cizallado en la base, con mas de 2 m de espesor de calizas marinas que presentan algunas estilolitas con delgados horizontes de bioclásticos paralelos a la estratificación, le sigue un banco de areniscas de grano fino de color amarillo con horizontes de bioclastos calcáreos de 20 cm. de espesor. Por ultimo se presentan 17 m de capas medianas de calizas, de color gris que se encuentran alternando con capas delgadas a medianas de caliza arcillosa de color amarillo rojizo que continua con una secuencia de bancos de hasta 1 m de espesor de calizas, en parte arcillosas de color gris claro.

### **Borde Noreste del Cerro El Macareno.**

En esta área se tienen una serie de afloramientos alineados con rumbo norte – sur, que se observan como pequeñas ventanas en los cauces de los arroyos y consisten principalmente de areniscas color café claro a grisáceo, de forma masiva y con abundante vetilleo de cuarzo masivo.

**Figura 9.** Perfil geológico de la zona Arroyo El Tepozán.



**Figura 10.** Mapa que muestra la localización en donde se midieron los perfiles levantados en el área de estudio y afloramientos de las formaciones que los conforman.

## **2.3 Petrografía de la Secuencia Siliciclástica Marina del Triásico Tardío en el área de estudio (Formación Zacatecas).**

**MUESTRA ENC – 1**

**Lamina: ENC - 1**

**Localidad: El Encino.**

**Ubicación: 268344/2592795**

### **Descripción megascópica.**

Areniscas de color café claro a amarillento en superficie intemperizada y verde pardo a superficie fresca, con contenido de cuarzo de forma anhedral y menor a 1 mm, además presenta óxidos y ferromagnesianos como accesorios.

### **Textura.**

Roca clástica que contiene fragmentos de tamaño que varía entre 0.59, 0.23 y 0.10 mm (arena gruesa a la arena muy fina), predominando los fragmentos del tamaño de la arena media y de la arena muy fina. Los granos son de formas angulosas a subredondeadas, con moderada a baja esfericidad, presentando una clasificación moderada. El cementante, aunque es escaso esta constituido principalmente por carbonatos y en menor cantidad por minerales de la arcilla.

### **Mineralogía.**

La roca esta constituida por fragmentos de cuarzo, fragmentos de feldespatos alcalinos y sódico-cálcicos, además por fragmentos de roca.

El cuarzo se presenta en fragmentos de tamaño de la arena gruesa a la arena muy fina, de formas angulosas a subredondeadas, observándose limpios en superficie, aunque algunos granos están muy fracturados. El contenido mineralógico del cuarzo esta en aproximadamente 35% del total de la roca.

Los fragmentos de los feldespatos alcalinos son de formas angulosas, de tamaño de la arena media a la arena fina. La mayoría de los fragmentos presentan alteración moderada a fuerte hacia Sericita y algunos tienen un ligero reemplazamiento por carbonatos (carbonatación). Además algunos fragmentos están muy fracturados. Se

podieron identificar como ortoclasa, además se encontró un fragmento de microclina. El contenido mineralógico de los feldespatos es de aproximadamente 25% del total de la roca.

Los fragmentos de plagioclasas son de formas angulosas, de tamaño de la arena media a la arena fina, observándose en su mayoría sin alteración (sanos), solamente algunos presentan alteración moderada hacia minerales de la arcilla. Presentan la macla de la albita y la combinada albita – carlsbad. Se identificaron como albita, andesina y labradorita, estando en aproximadamente 10% del total de la roca.

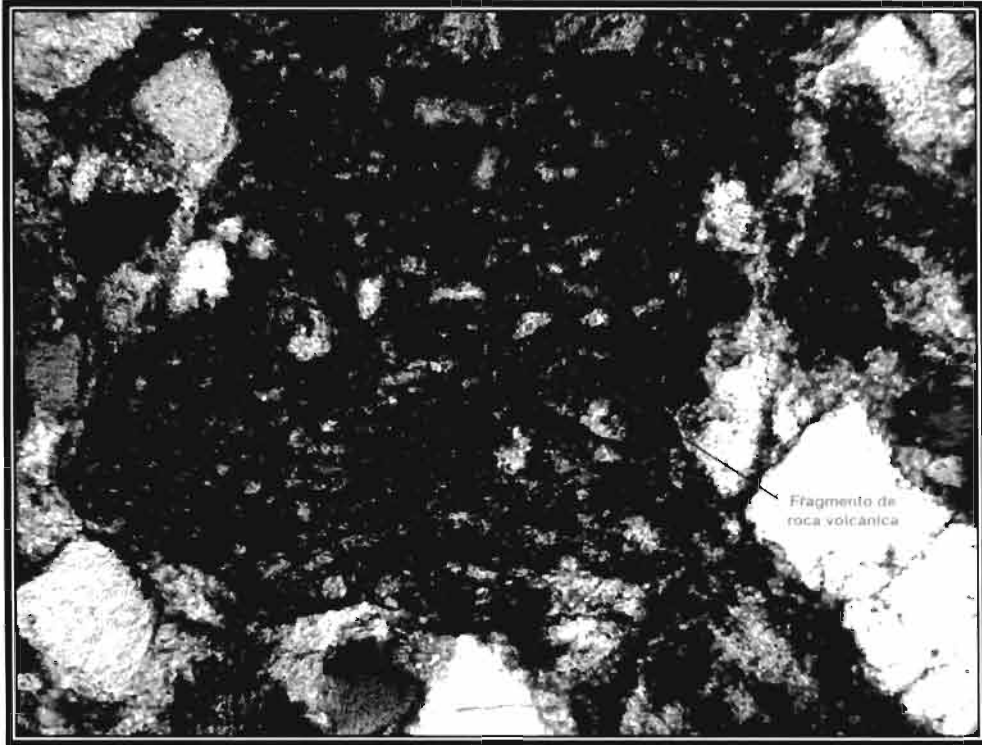
Los fragmentos de rocas son de formas subangulosas a subredondeadas, de tamaño que varía entre la arena gruesa a la arena fina (0.57 – 0.22 mm) y corresponden a rocas sedimentarias, volcánicas y metamórficas: Los fragmentos de rocas sedimentarias son de limolitas y de pedernal, se encuentran en aproximadamente 5% del total de la roca. Los fragmentos de las volcánicas son muy probablemente de composición máfica, estando presentes en aproximadamente 4%. Los fragmentos de las rocas metamórficas son de metamorfismo de alto grado, cuarcitas, esquistos y gneises, encontrándose aproximadamente en un 3% del total de la roca.

También contiene hojuelas de mica detrítica (moscovita?). El contenido mineralógico de estos fragmentos es de aproximadamente 2%.

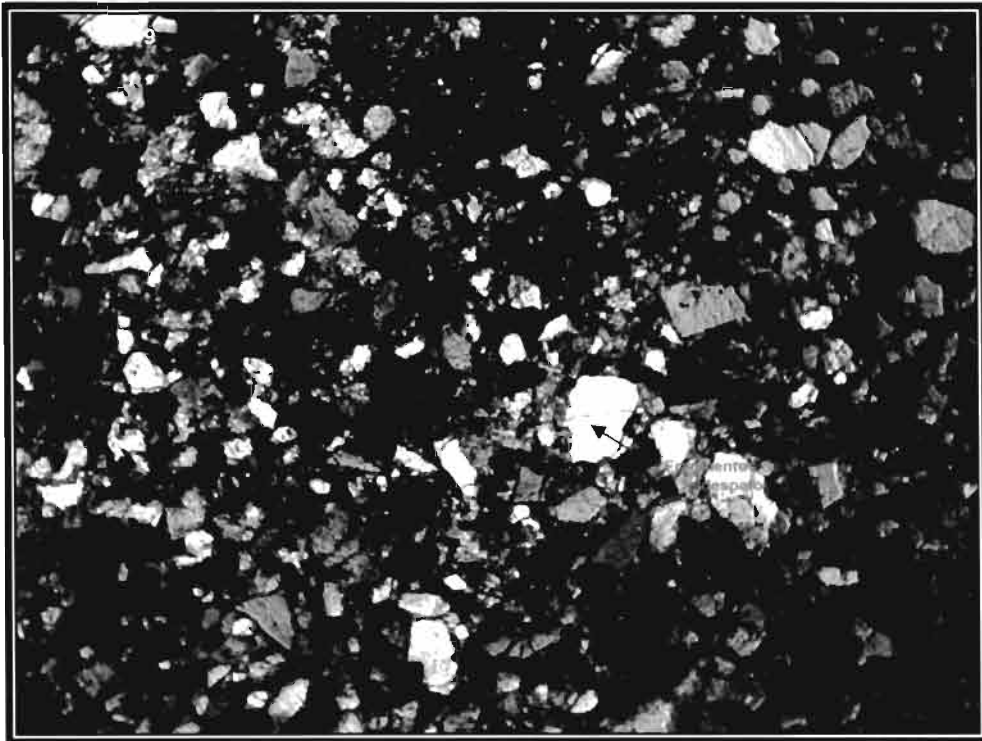
Estos fragmentos están cementados por carbonatos, los cuales también se encuentran en fragmentos de formas subangulosas y por minerales de la arcilla débilmente alterados hacia sericita y clorita. Además contiene escasos óxidos de hierro y minerales metálicos distribuidos irregularmente entre los demás granos.

### **Clasificación.**

Según la clasificación de Heinrich (1972) para rocas pelíticas, se trata de una arenisca feldespática variando a una arcosa con débil metamorfismo.



**Fotografía 8.** Fragmento de una roca volcánica, muestra ENC – 1. objetivo 20X, luz polarizada.



**Fotografía 9.** Vista general de la muestra ENC – 1 en la cual se puede observar la textura y distinguir algunos fragmentos de feldespato. Objetivo 4X, luz polarizada.

**MUESTRA COY – 02 - 04**  
**Lamina: COY – 02 - 04**  
**Localidad: Coyotillos.**  
**Ubicación: 270520/2576783**

### **Descripción megascópica.**

Roca de color amarillento, con contenido de cuarzo en su mayoría y líticos, óxidos y ferromagnesianos, de textura granular y estructura masiva.

### **Textura.**

Presenta textura de roca clástica con fragmentos de cristales y roca que varían en tamaño de la arena fina a mediana (1/16 - >2 mm), con calibrado moderado y con formas de subangular a rodados, con escasa porosidad y permeabilidad ya que el cementante es principalmente arcilloso.

### **Mineralogía.**

Contiene fragmentos de cuarzo en su mayoría en la muestra, están entre el 30 – 35 % del contenido mineral total de la roca, se observan de forma subangulosas a rodadas y escasamente rodadas, contiene fragmentos de origen ígneo y metamórfico, estos últimos con extinción ondulante y se asocian a ellos mismos, a feldespatos y minerales que conforman el cementante y no se ven asociados a fragmentos de roca. Son de tamaño que varían desde la arena fina a mediana con predominancia de los primeros y se muestran limpios en su superficie, no presentando alteración.

Se presentan también feldespatos alcalinos en poca cantidad y se presenta como fragmentos de cristales de forma subangular y de tamaño fino, normalmente tienen alteración moderada a fuerte hacia minerales de la arcilla y sericita, por lo que hace difícil su identificación, pero sin embargo en algunos se conserva su forma cristalográfica, estos se presentan en cantidad de un 15 % del total mineral.

Presenta plagioclasas como fragmentos del tamaño de la arena fina, tienen alteración moderada hacia minerales de la arcilla y sericita, además se presenta la macla de la albita y combinada albita – Carlsbad, son de forma subangular a redondeadas, tienen



ángulo de extinción pequeño por lo que se identifican como oligoclasas y en proporción, las plagioclasas representan el 5 % de contenido mineral.

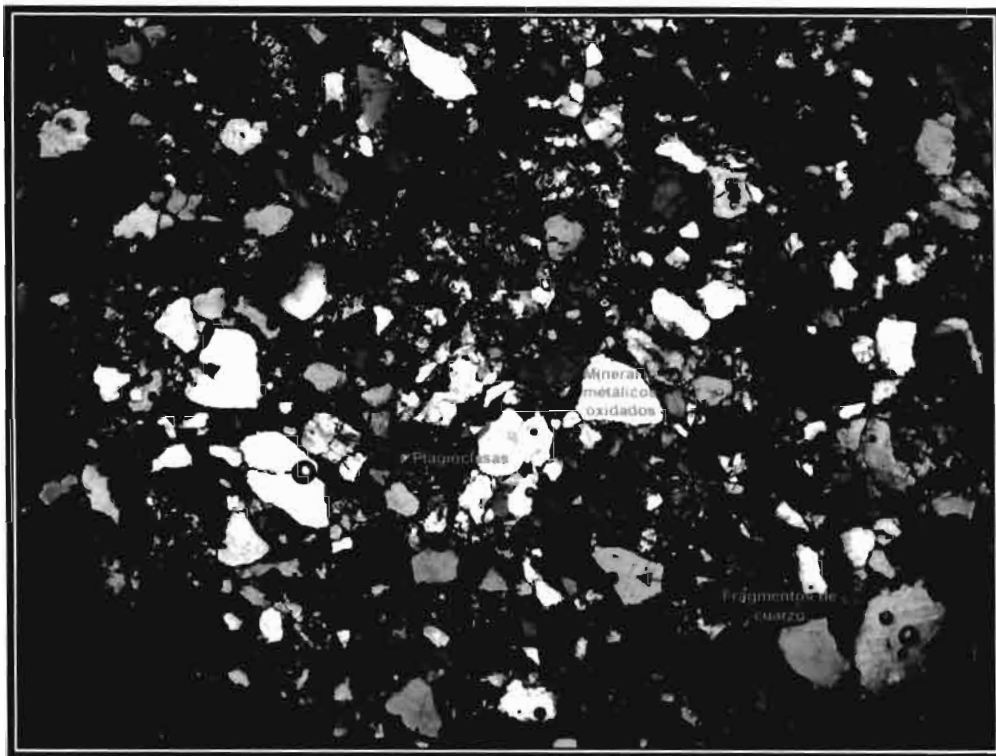
Contiene fragmentos de roca sedimentaria, quizás de lutita o limonita, normalmente alterados en forma moderada hacia sericita, son del tamaño principalmente de la arena fina a media con predominancia de los primeros, son de formas subangulosas y se asocian principalmente al cementante y con los fragmentos de cuarzo. En general, estos presentan señales de metamorfismo con alineación de sus componentes y se observa que algunos ya están pasando a pizarras con recristalización de sus componentes hacia sericita y algo de clorita. Entre estos fragmentos se observa quizás pedernal, los cuales se observan como agregados en mosaicos de cuarzo fino y otros de grano más grueso que quizá ya sean provenientes de una roca metamórfica (cuarcita). Los fragmentos más abundantes son los que provienen de rocas sedimentarias, siguiéndole en cantidad las rocas metamórficas entre las cuales se encuentran pizarras, filitas y escasamente algo de esquistos, en cantidad, estos fragmentos de roca hacen el 15 % del total de minerales de la roca.

El cementante se presenta en cantidad del resto y consiste de minerales de la arcilla que se observan alterados moderadamente hacia sericita y algo de clorita, mezclándose entre ellos algunos óxidos de hierro.

Contiene además escasos minerales metálicos fuertemente oxidados, se observan algunas estructuras mirmequíticas y escasamente se observan unas micas deformadas del tamaño de la arena fina.

### **Clasificación.**

Según la clasificación de Heinrich (1972) para rocas pelíticas, es una arenisca impura, quizá del tipo de la arenisca feldespática variando a subgrauwaca con alteración moderada por metamorfismo de los minerales del cementante.



**Fotografía 10.** Vista general donde se observan los componentes de la muestra COY – 02 – 04, que presenta fragmentos de cuarzo en su mayoría, feldespatos y plagioclasas esencialmente, además de fragmentos de rocas y algunos minerales metálicos oxidados. Objetivo 10X, luz polarizada.

## **2.4 Petrografía de la Secuencia Volcánica del Jurásico Temprano a Medio en el área de estudio (Formación Nazas).**

**MUESTRA: ENC - 4**

**Lamina: ENC - 4**

**Localidad: El Encino.**

**Ubicación: 280096/2592642**

### **Descripción megascópica.**

Roca de color verde y de grano del tamaño de la arena fina a media, con contenido de cuarzo en muy poca proporción y de forma angulosa, feldespatos en cantidad considerable y de formas subangulosas, óxido entre otros.

### **Textura.**

Hipócristalina, hipideomorfa, inequigranular, porfirítica con matriz hialopilitica afieltrada e intersticial.

### **Mineralogía.**

Roca que contiene plagioclasas en fenocristales y matriz, los fenocristales son de formas subhedrales y se encuentran alterados de forma débil a moderada a minerales de la arcilla y Sericita, presentan macla de la albita y combinada albita – Carlsbad, en su mayoría presentan zoneamiento. Los cristales de plagioclasas varían de andesina a labradorita y en cantidad hacen aproximadamente el 15 % del contenido mineralógico de la muestra, además de las alteraciones descritas se llegan a encontrar fenocristales con sustitución de carbonatos, lo cual señala que la roca sufrió carbonatación. Los microlitos son ipideomorfos con las mismas alteraciones que presentan los fenocristales, aunque con mayor carbonatación, además estos presentan ángulos de extinción que varían desde los 25 a 28° por lo cual se identificaron en el límite de la andesina y la labradorita.

Se observan minerales máficos que se encuentran como fenocristales y en la misma matriz, los primeros son subhedrales y se presentan moderada a fuertemente alterados hacia óxidos de fierro o bien sustituidos por minerales metálicos, también se encuentran fuertemente sustituidos por carbonatos, los máficos al parecer es augita aunque no se

logra identificar por la fuerte alteración que presenta; estos en cantidad se encuentran en un 10 % del total mineralógico de la roca aproximadamente.

La matriz se conforma por microlitos de plagioclasa, minerales máficos intersticiales, con moderada a fuerte alteración a minerales de la arcilla, sericita, clorita y carbonatos.

Presenta minerales metálicos en un 15 % y al parecer son de introducción posterior a la depositación de la roca, probablemente por hidrotermalismo y que rellenen espacios irregulares y microvetillas. Estos vienen asociados con sílice micro a criptocristalina.

Contiene además vidrio el cual se observa moderadamente alterado (desvitrificación) hacia minerales de la clorita.

**Clasificación.**

Roca ígnea extrusiva de composición variante de andesita a basalto, con alteración meteórica e hidrotermal moderada y con introducción de escasos minerales metálicos.



**Fotografía 11.** Vista general de la muestra, donde se puede apreciar claramente la alteración por carbonatación y algunos minerales máficos alterados a óxidos de Fe, además de plagioclasas. Objetivo 4X, luz polarizada.



**Fotografía 12.** Foto en donde se observa la matriz hialopilitica afieltrada e intersticial presente en la muestra ENC - 4. Objetivo 4X, luz polarizada.

## **2.5 Petrografía de la Secuencia Carbonatada del Oxfordiano – Kimmeridgiano en el área de estudio (Formación Zuloaga).**

Se ha hecho una descripción de las muestras correspondientes a la Formación Zuloaga, que representa a la unidad carbonatada al tiempo de la transgresión marina del Jurásico Medio – Tardío.

De igual Forma se clasificaron las muestras de acuerdo a las microfacies estándar (SMF) a fin de visualizar los elementos del paleorelieve a través de la distribución de dichas microfacies y facies.

### **2.5.1 Tipos de Microfacies Estándar (SMF).**

Los estudios de microfacies en sección delgada se basan en subdivisiones de facies dentro de las unidades de aspectos composicionales similares que reflejan ambientes específicos de depositación y control. Esto requiere de una integración a pequeña escala de datos de microfacies, y a gran escala, de criterios litológicos y de biofacies que se puede realizar cuando los criterios de textura, composición y contenido de fósiles de calizas son considerados con la ayuda de los tipos de microfacies estándar (SMF).

Los tipos de microfacies estándar son categorías virtuales que simplifican las microfacies con un mismo criterio, los cuales son simples y algo o poco cuantitativos, además de fácil reconocimiento. Muchos de los Tipos de Microfacies Estándar se basan tan solo en algunas características dominantes con relación a tipos de granos, biota o texturas de depositación.

Los conceptos de SMF surgen del reconocimiento de la sorprendente similitud composicional y textural de las calizas de diferentes edades, formadas en ambientes análogos. Originalmente desarrolladas por categorización común de plataformas y arrecifes calcáreos del Triásico Tardío, basados en la combinación de texturas y criterios paleontológicos por Flügel en 1972, la clasificación fue expandida y más estrictamente definida por Wilson en 1975 con base a la historia de facies carbonatadas

en tiempo y espacio (Flügel, 2004). Wilson distinguió 24 tipos de SMF y los uso como criterio adicional en la diferenciación de los cinturones de facies mayores de un “arrecife anular carbonatado” idealizado.

Criterios usados para diferenciar los tipos de SMF:

- Tipos de granos, frecuencia de granos (prevaleciendo el primero) y asociación de los mismos.
- Tipo de matriz (micrita, limo).
- Fabrica de depositación (laminación, gradación, espacios abiertos de estructuras, reventones, retrabajados y redepositación).
- fósiles (grupos dominantes, ensamblajes, ocurrencia autóctona y aloctona, concentraciones esqueléticas y características tafonómicas entre otras).
- Tipos de textura de depositación (tan solo unos pocos tipos de SMF corresponden a un tipo de textura; muchos de ellos ocurren en dos o mas tipos de texturas del tipo de clasificación de Dunham con sus modificaciones).

Algunos tipos de SMF son simplemente definidos y dependen de los tipos de granos principales y cuantitativamente dominantes, por ejemplo calizas con abundantes agregados de granos, calizas con abundantes ooides, calizas con abundantes peloides o con dominancia de foraminíferos bentónicos que son atribuidos a diferentes tipos de SMF. Estos tipos son fáciles de determinar pero algunos no pueden ser útiles en el uso como indicadores de condiciones paleambientales. Una profunda inspección de calizas oolíticas, peloidales o con foraminíferos revelaría diferencias estructurales, composicionales o texturales que podrían ser incluidas en la discriminación de tipos de SMF debido a que esas diferencias contienen información esencial de los escenarios de depositación y controles ambientales.

En la siguiente revisión de los tipos de clasificación de los SMF, esas diferencias son notadas por la introducción de subtipos en orden para evitar el crecimiento de los Tipos de SMF, los subtipos fueron además propuestos para las calizas peloidicas, usando las diferencias en las fábricas y calizas consistentes de foraminíferos o “algas verdes

carbonatadas". Otras calizas tienen en común el mismo tipo de grano dominante que son atribuidos a diferentes tipos de SMF debido a que presentan diferentes texturas y estructura granular de carbonatos, que indican diferencias en los escenarios y ambientes de depósito.

Algunos tipos de SMF están definidos por características de grupos ecológicos, por ejemplo, la abundancia de microfósiles planctónicos o la ocurrencia de arrecifes de fósiles en crecimiento. Calizas pelágicas con abundantes fósiles planctónicos pueden ser subdivididas de acuerdo a los grupos sistemáticos prevalecientes. El uso de "arrecifes de fósiles en crecimiento" como un criterio de diagnóstico requiere de la interpretación del mismo y la sedimentación de organismos bentónicos; en secciones delgadas los corales no son evidencia para la existencia de arrecifes.

Otro criterio usado en la definición de tipos de SMF son las "fabricas específicas", por ejemplo, la laminación y estructuras fenestrales o la "combinación de características diagenéticas y depositacionales".

La ocurrencia y distribución de los tipos de SMF son fuertemente dependientes de la profundidad del agua, y que por otro lado, depende de la configuración y la topografía del arrecife. Algunos tipos de microfacies en partes internas y bajas de las "rampas carbonatadas" corresponden a tipos de SMF de sedimentos internos de plataformas.



Ambientes de deposición generalizados, cinturones de facies y tipos de Microfacies Estándar

1	2	3	4	5	6	7	8	9	FACIES
CUENCA	MAR ABIERTO (NERITICO)	MARGEN PROFUNDA	LADERA SUMERGIDA	BORDE DE PLATAFORMA CRECIMIENTO DE ORGANISMOS	BORDE DE PLATAFORMA SEPARADO	PLATAFORMA ABIERTA (LAGUNA)	PLATAFORMA RESTRINGIDA	PLATAFORMA EVAPORITICA (SABKHA)	AMBIENTE
									PERFILES ESQUEMATICOS DE LAS FACIES
◀ CINTURON DE FACIES EXTENSO ▶			CINTURON DE FACIES MUY ESTRECHO			▶ CINTURON DE FACIES EXTENSO ▶			
1, 2, 3	2, 8, 9, 10	2, 3, 4	4, 5, 6	7, 11, 12	11, 12, 13, 14, 15	8, 9, 10, 16, 17, 18	16, 17, 18, 19, 21, 22, 23, 24	20, 23	TIPOS DE SMF
Lutitas, Calizas	Calizas Foelíferas con menos Siliciclastos	Calizas de grano fino gradado a no gradado con bloques alóctonos	Calizas de grano fino a grueso con brechas y bloques alóctonos	Boundstone (Framestone, bindstone, baffestone)	Carbonatos y Areniscas separados	Carbonatos arenosos Mudstone, Bioermas; Siliciclastos finos	Wackestone con bioclastos, Litoclastos y Bioclastos arenosos, Carbonatos Mudstone	Dolomita nodular y Anhidrita; posibles Evaporitas laminadas	FACIES MAYORES
Lutitas negras, Limolitas, capas delgadas de carbonatos Mudstone; alguna laminación a escala en mm, estratificación rítmica y estratificación cruzada	Calizas (bioclastos y algunos fósiles, Calcimolita); interestratificación de margas bioturbadas; capas onduladas a nodulares; esquistos o limolitas interestratificadas	Carbonatos Mudstone Calcimolíticos; silíceo; masivo; lentas de capas gradadas, litoclastos, bloques alóctonos; estratificación rítmica, esquistos o limos interestratificados	Carbonatos brechados limolíticos, Bioclastos de Calizas de Grainstone - Packstone; clastos de varias medidas, estructuras de deslaminamiento, estratificación inclinada, biobues alóctonos, Bioermas, lutitas - limos interestratificados	Calizas Masivas, Dolomita, Boundstone y bolsas de Grainstone - Packstone; estructuras masivas orgánicas ó estructuras abiertas con cavidades techadas; no hay siliciclastos	Calcarentas (bien clasificadas), con ooides, granos esqueléticos, etc., Dolomita mezclada con arenas cuarzosas; estratificación cruzada	varios tipos de carbonatos (Grainstone a Mudstone); huellas de bioturbación comunes; capas interestratificadas de siliciclastos	Dolomitas y Calizas Dolomíticas, Mudstone y Grainstone con pellets, en partes laminados, Wackestone con intraclastos gruesos, texturas de "birdseye", estromatolitos, laminaciones - mm, algunas capas gradadas, siliciclastos interestratificados	Dolomita y Anhidrita nodular; laminación irregular, calciche; pueden existir capas sedimentarias rojizas; los siliciclastos pueden ser de importancia	LITOLOGÍA
exclusivamente faunas pelágicas y bentónicas; local y abundantemente en capas planas	fauna con concha muy diversificada, incluyendo fauna que vive dentro de los sedimentos marinos y fuera de ellos	fauna de agua muy superficial redepósitada; algunas faunas autóctonas y pelágicas	colonias de organismos fósiles escasos, bioclastos escombros redepósitados de las facies 5	estructuras mayores de colonias construidas con formas ramificadas en bolsones; crecimientos determinados por la energía del agua	organismos corroídos, gastados derivados de las facies 4 y 5, pocos organismos autóctonos así como Gasterópodos, Foraminíferos, Dasycladusas	Moluscos, Espongas, Foraminíferos, abundantes algas, fauna de mar abierto (Equinodermos, Cefalópodos, Braquiópodos, etc.) escazamente; parches de arrecifes	fauna muy limitada, comúnmente Gasterópodos, algas, algunos Foraminíferos (ej., miliólidos) y Ostracodos	Estromatolitos, algunas faunas no autóctonas	FÓSILES

Fuente: modificado de Wilson, J. L., 1975, carbonate facies in geology historic Fig. II-4, p. 26 - 27., reimpresso por permiso de Springer-Verlag, New York, Traducido de Flügel, E., 2004, Microfacies of Carbonates rocks. Analisis, Interpretation and Application

**Tabla 1.** Ambientes de deposición generalizados, cinturones de facies y tipos de microfacies estándar, tomada de Flügel (2004).

**MUESTRA: TZ - 2**  
**Lamina: TZ - 2**  
**Localidad: El Tepozan.**  
**Ubicación: 282355/2584959**

### **Descripción megascópica.**

Roca sedimentaria de color verde con contenido de cuarzo en cantidad mínima a moderada del tamaño de la arena fina a mediana y de forma subangulosa, feldespatos en mayor cantidad, del tamaño de la arena fina, óxidos de forma subangular, ferromagnesianos en cantidad media, de forma subangulosa y minerales verdosos en su mayoría, de tamaño muy fino y al parecer se presentan asociados al cementante. Presenta además carbonatos y una textura granular con vetilleo de minerales rojizos, al parecer óxidos de hierro.

### **Textura.**

Se presenta como de roca clástica (granular) con fragmentos de cristales y roca de forma subangulosa y subrodada que varían del tamaño de la arena fina a media, predominando la primera, con calibrado moderado a bueno y con porosidad moderada y baja permeabilidad ya que contiene poros de formas irregulares que no se observan interconectados entre si. En general, los componentes tienen alineación subparalela a paralela, el cementante se observa generalmente como minerales de la arcilla alterados moderada a fuertemente hacia sericita y algo de calcita.

### **Mineralogía.**

Contiene fragmentos de cuarzo que varían del tamaño de la arena fina a mediana, con predominancia de los primeros; Son en general de forma subredondeada y no presentan alteración en su superficie. Al parecer estos son de origen ígneo y escasamente algunos de origen metamórfico y en cantidad hacen aproximadamente el 20 % del contenido mineral total de la roca.

Se observa feldespato alcalino en forma abundante en la muestra, este se encuentra entre el 30 % y son fragmentos predominantemente de la arena fina, son de forma subangulosa, en general moderada a fuertemente alterados hacia sericita.

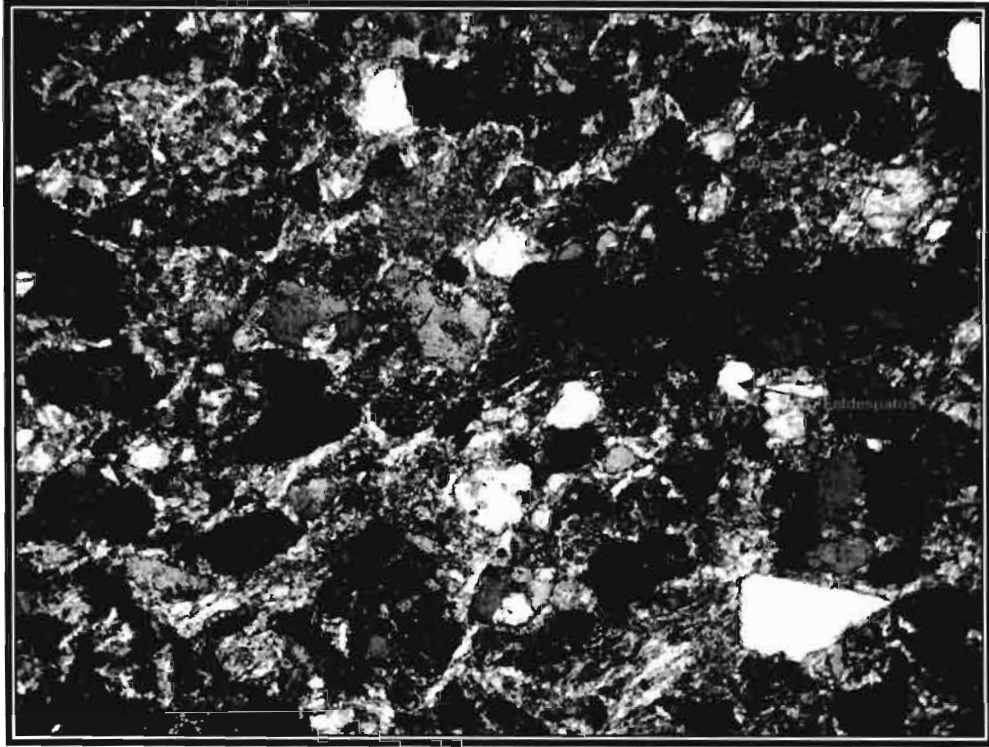
Presenta plagioclasas en escasa cantidad, quizá el 1 %, muy probablemente de origen metamórfico, tienen ángulo de extinción muy pequeño, variando entre la albita – oligoclasa.

También en forma escasa, se observan carbonatos de formas irregulares que hacen otro 1 %, se observan compuestos de calcita microcristalina y en ocasiones se asociados al cementante substituyendo a los feldespatos (carbonatación) y otras veces rellena espacios irregulares.

Los fragmentos de roca que se presentan son de forma irregular y del tamaño de la arena fina, al parecer algunos se observan provenientes de una roca volcánica compuesta por feldespatos y vidrio con óxidos de fierro, otros provienen de una roca sedimentaria pelítica recristalizada y por ultimo se observan fragmentos provenientes de un esquisto y filita que se confunden con los feldespatos alterados; estos fragmentos de roca en cantidad hacen el resto del porcentaje del total de minerales en la roca misma además de algunos óxidos de Fierro y minerales metálicos.

### **Clasificación.**

Se trata de una arenisca impura, variando de una arcosa a una grauwaca con débil metamorfismo según la clasificación de Heinrich (1972) para rocas pelíticas.



**Fotografía 13.** Vista general de la muestra en donde se puede observar que los componentes (cuarzo, feldspatos y fragmentos de roca esencialmente) presentan cierta orientación subparalela a paralela en una matriz de arcilla moderada a fuertemente alterada. Objetivo 10X , luz polarizada.

**Muestra:** TPZ - 2  
**Lamina:** TPZ - 2  
**Localidad:** El Tepozan.  
**Ubicación:** 282355/2584959

### **Descripción Megascópica.**

Roca sedimentaria carbonatada de color gris claro a oscuro, que presenta una textura microcristalina, oolitas y vetillas rellenas de calcita en un 2 a 5 %. En el afloramiento se presentan estrías en el plano de estratificación.

### **Componentes.**

Presenta pellets esparitizados y cristales de calcita de 0.05 a 0.2 mm, de forma anhedral u subhedral en un 15 a 30 % en una matriz microcristalina de micrita que se presenta de un 60 a 70 %. Se observan clastos de cuarzo ideomorfo de origen autigeno, del tamaño de 0.02 mm en un menor porcentaje. Los cristales de calcita se presentan en su mayoría como relleno de vetillas.

### **Texturas y microestructuras.**

Se presenta una matriz de micrita y estructuras de "bird eyes", que se forman por el relleno de moldes dejados por cristales de yesos o evaporitas, estos se encuentran rellenos por calcita, además de cristales de cuarzo de origen autigeno formado este por el residuo de sílice en las rocas carbonatadas y que formaron los cristales de cuarzo ideomorfos presentes en la roca y se observan tan solo a lamina delgada. También se presentan vetillas rellenas de calcita esparítica.

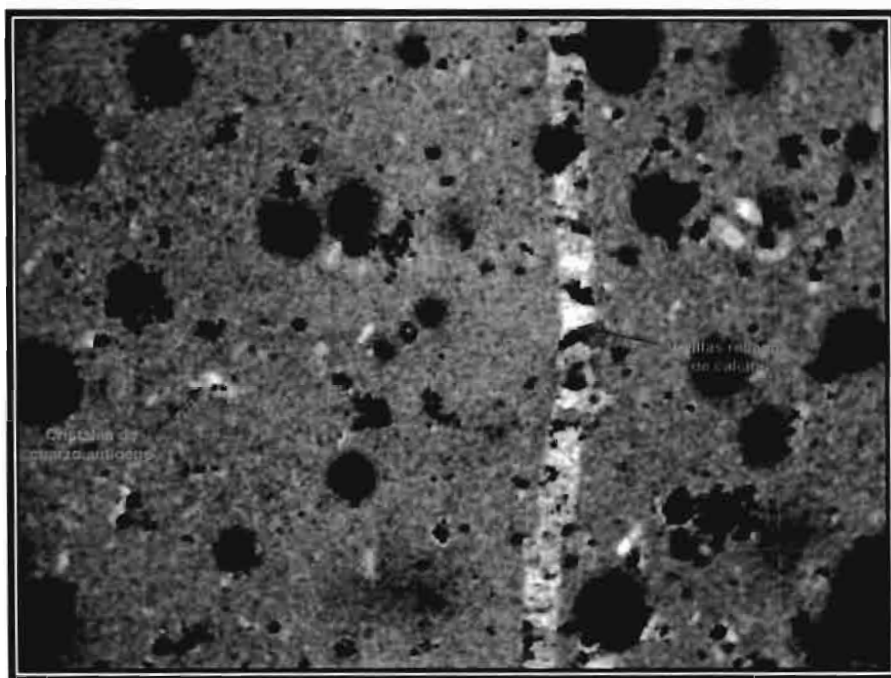
### **Determinación.**

Según la clasificación de Folk (1962) es una roca carbonatada aloquímica micritica con componentes autigenos y según Dunham (1962) es una caliza aloctona soportada por lodo en su mayoría, es decir, entre mudstone y wackestone.

### **Determinación de facies y microfacies.**

Consiste de una caliza mudstone o wackestone con algunos pellets esparitizados e intraclastos y presenta texturas de "birdeye" además fauna muy limitada o nula. Los

tipos de facies presentes según sus características litológicas y micropaleontológicas, son del tipo de una plataforma restringida con zona eufótica y poca conexión con el océano; de plataforma abierta (laguna), con grandes variaciones en la salinidad (condiciones Hiposalinas en algunos casos) y temperatura del agua, áreas subaereas expuestas y con circulación restringida. Los tipos de SMF presentes y que ubican a la muestra son el 23 y 24 principalmente, pero también se pueden presentar del 16 al 22 (*sensu* Flugel, 2004).



**Fotografía 14.** Vista de una caliza mudstone a wackestone en donde se observan cuarzos de origen autigeno y vetillas rellenas de calcita esparítica en una matriz de calcita micritica. Objetivo 10X, luz polarizada.

**Muestra: TPZ - 4**  
**Lamina: TPZ - 4**  
**Localidad: El Tepozan.**  
**Ubicación: 282453/2585028**

### **Descripción Megascópica.**

Roca carbonatada de color gris claro que presenta bioclastos y pequeñas estructuras rellenas de calcita, de estructura masiva y uniforme.

### **Componentes y Texturas.**

Se observan bioclastos del tipo de algas verdes (algas calcáreas) de la clase de clorophyta, familia carofitas (acicularia antigua, tribu acetabularicae) en forma abundante y que van desde 0.05 a 0.1 cm. de diámetro. También se observan agregados cristalinos de calcita de 1.2 a 3 cm. y vetillas rellenas de micrita y esparita en algunos casos.

Los bioclastos alcanzan hasta una porción mayor a un 60 o 70 %, los agregados y vetillas en un 15 a 25 %, y el resto es matriz compuesta esencialmente por micrita.

### **Microestructuras.**

Tan solo se observan vetillas rellenas de calcita micritica y en algunos casos esparitica, con bioclastos de algas carbonatadas y agregados cristalinos de calcita esparitica.

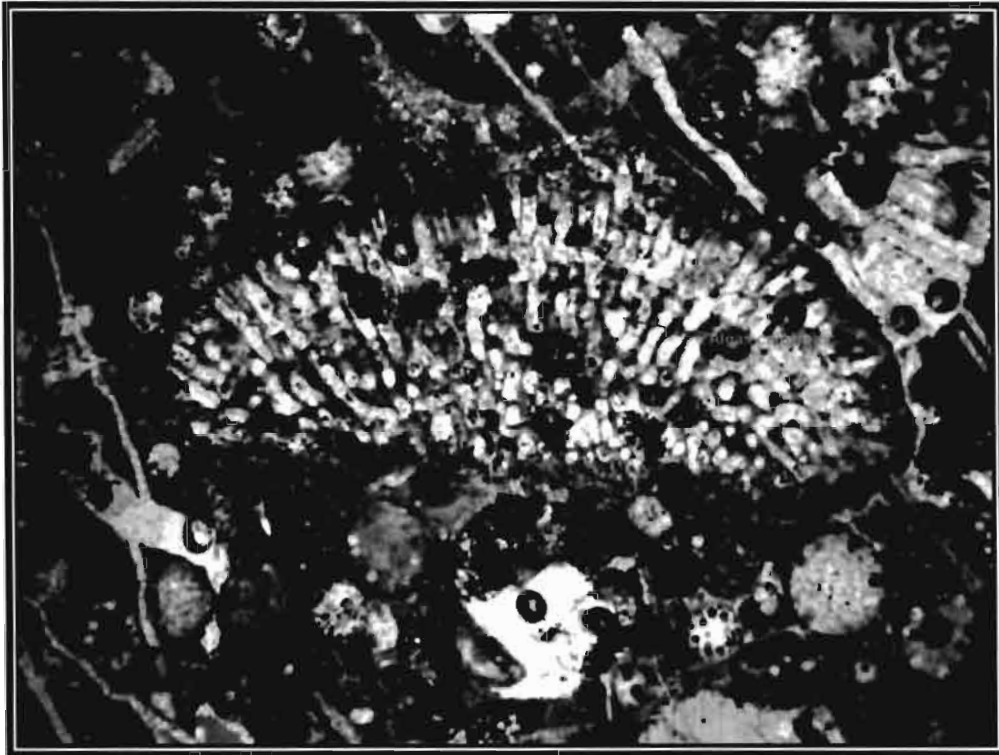
### **Determinación.**

Según Folk (1962), se clasifica como una biomicrita con agregados cristalinos de calcita esparitica. Dunham (1962) la clasifica como una boundstone por contener organismos que aglutinan sedimentos (algas).

### **Determinación de facies y microfacies.**

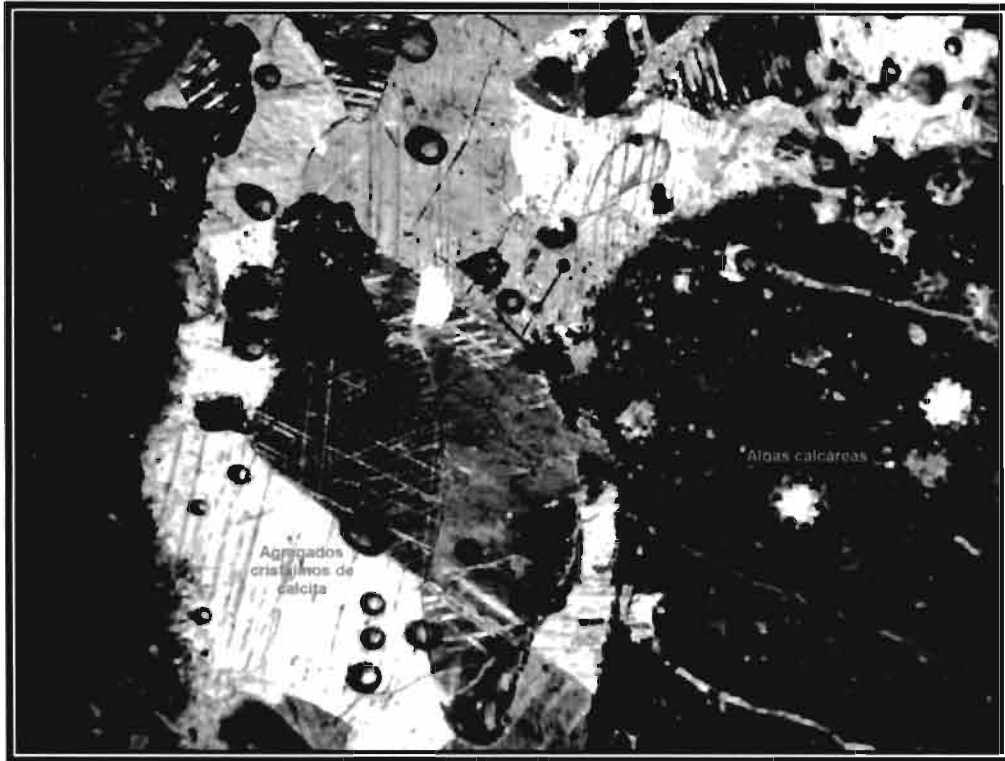
Caliza boundstone (bindstone) con estructuras masivas orgánicas y agregados cristalinos de calcita además de vetillas rellenas de calcita micritica y que presenta un tipo de algas verdes (calcáreas) de la clase Chlorophyta, familia Dasycladaceas (macroporella); Familia Carophytas Calcicularia Antigua, familia Acetibularicae y algunas concentraciones de conchas y otros fósiles en forma abundante y que se

comportan como estructuras de colonias construidas con formas ramificadas aglutinadas. Los tipos de facies presentes son del tipo de borde de plataforma con crecimiento de organismos, que se comportan como barreras arrecifales resistentes a las olas y de borde de plataforma separado, con profundidades de tan solo algunos metros. Los tipos de SMF son 7, 11, 12, y 18 con subtipos que diferencian el tipo de contribución por organismos constructores de arrecifes y otros constructores.

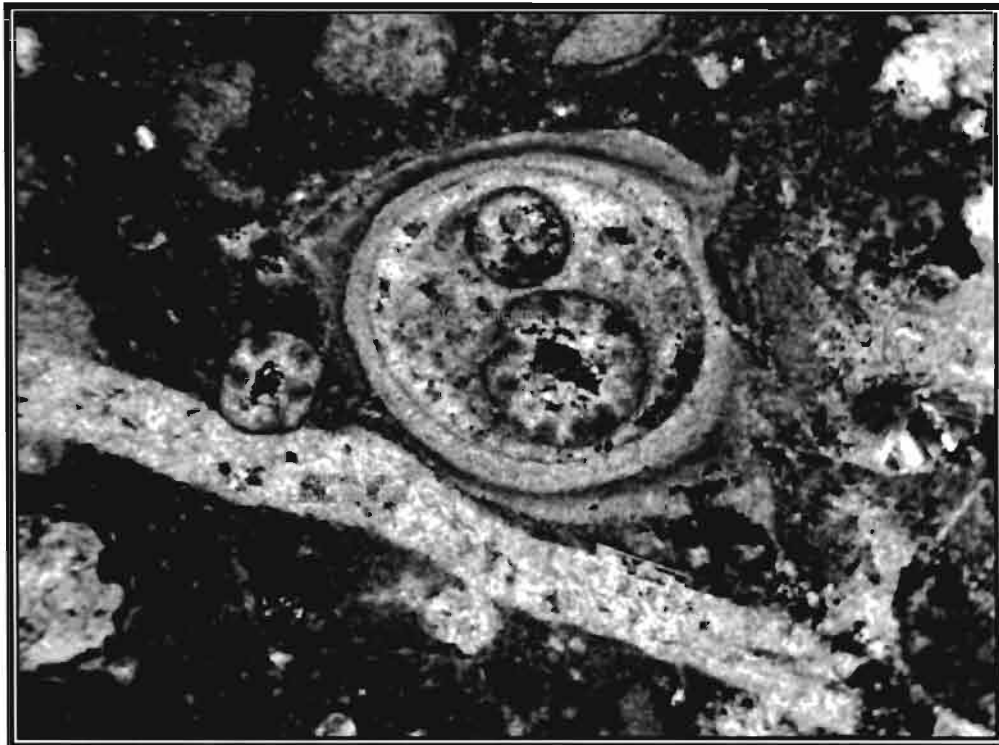


**Fotografía 15.** Algas verdes calcáreas de la clase de clorophyta, familia dasycladaceas (*macroporella apacheana johnson*). Objetivo 10X, luz polarizada.





**Fotografía 16.** Agregados cristalinos de calcita esparítica y algas verdes (algas calcáreas) de la clase de *chlorophyta*, familia *carofitas* (*acicularia antigua*) en una matriz de lodo micritico. Objetivo 10X, luz polarizada.



**Fotografía 17.** Vista general de la muestra TPZ – 4, en donde se observan algas calcáreas y vetillas rellenas de calcita micritica. Objetivo 10X, L. P.

**Muestra: COY - 04**  
**Lamina: COY - 04**  
**Localidad: Coyotillos.**  
**Ubicación: 270520/2576783**

### **Descripción megascópica.**

Roca carbonatada de color gris claro a oscuro, de textura microcristalina y estructura masiva. Presenta microvetillas rellenas de calcita.

### **Componentes.**

Se observan cristales de calcita de forma anhedral de entre 0.09 a 0.8 mm de entre 1 a 2 %, en una matriz microcristalina ( lodo micritico ) de calcita en un 90 a 95 %, además de otros componentes como óxidos en muy poca proporción, de forma irregular y muy pequeños ( > 0.02 mm ) y pequeños bioclastos.

### **Texturas y microestructuras.**

Presenta una matriz de micrita que envuelven intraclastos que al parecer se originan a partir de movimientos del sedimento durante la diagénesis temprana que se compactan, disoluciona y genera fragmentos de lodo calcáreo con bordes dentados que embonan como rompecabezas.

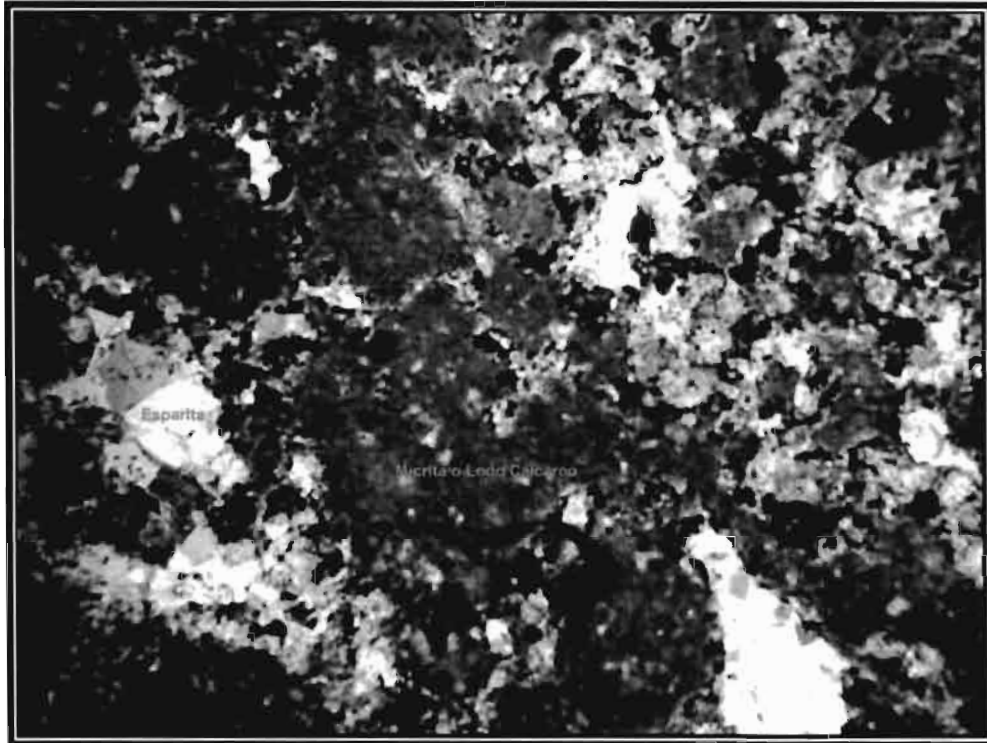
### **Determinación.**

Según la clasificación de Folk (1962), se trata de una roca carbonatada ortoquímica dismicritica (micrita disturbada) debido a su composición y texturas presentes.

Dunham (1962) la clasifica como una caliza mudstone por el porcentaje tan alto de lodo micritico.

### **Determinación de facies y microfacies.**

Caliza mudstone que presenta una matriz de micrita que envuelven intraclastos. Facies del tipo de cuenca aparentemente, con aguas profundas desde algunos cientos hasta miles de metros; los tipos de SMF que se presentan son el 1, 2 y 3.



**Fotografía 18.** Caliza con cristales de calcita esparítica envueltos en una matriz de lodo micrítico en su mayoría, óxidos y biclastos en muy pequeña proporción. Objetivo 10X, Luz Polarizada.

**Muestra: MCES - 4**  
**Lamina: MCES - 4**  
**Localidad: Cinco Estrellas.**  
**Ubicación: 275902/2595201**

### **Descripción megascópica.**

Roca de color rojo parduzco, de textura granular muy fina en una matriz microcristalina que presenta vetillas rellenas de calcita. Muestra tomada en un horizonte de capas medianas a gruesas.

### **Componentes.**

Presenta ooides simples y peloides, compuestos principalmente por micrita, además de granos amorfos también micritizados que van desde 0.08 a 0.5 cm. en un porcentaje mayor a 60 % aproximadamente, algunos ooides se observan dentro de los pellets o peloides. Se observa también micrita entre los granos en un 30 a 40 % y microvetillas rellenas de calcita esparítica. Además de presentar óxidos.

### **Texturas y microestructuras.**

Se observa una textura de granos, en su mayoría en contacto y cementados por micrita ("lumps"), a su vez, se presentan estructuras de racimo de uvas (agregados unidos por cementante micritico) y vetillas rellenas de calcita esparítica.

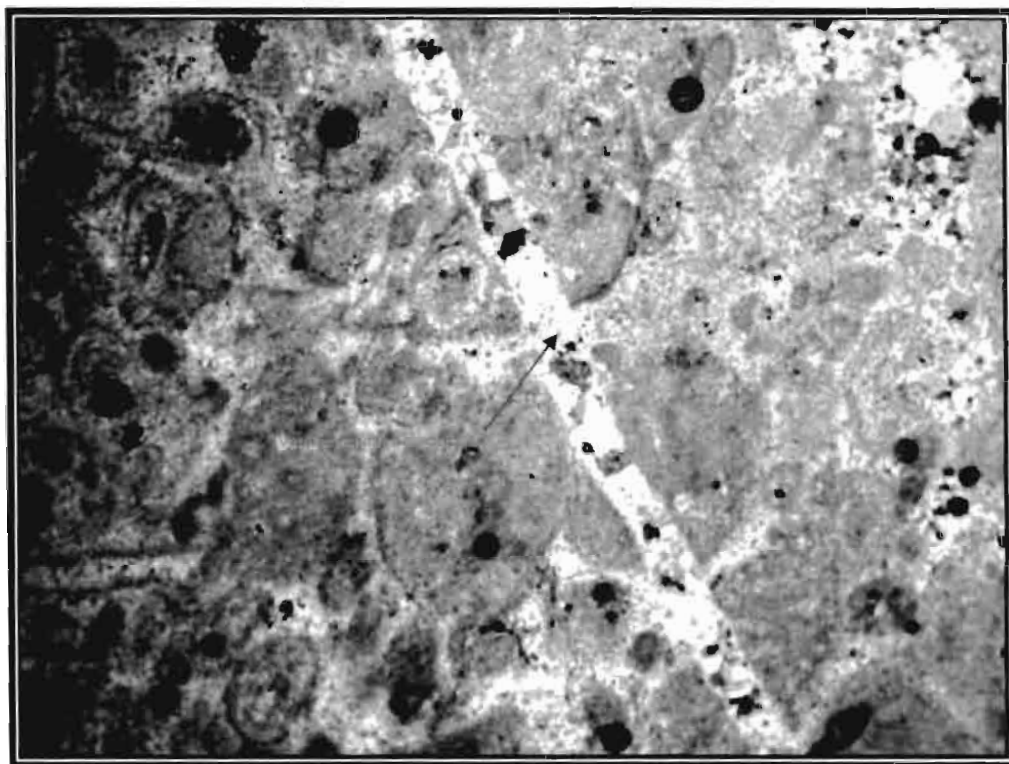
### **Determinación.**

Según la clasificación de Folk (1962), es una roca carbonatada aloquímica Opelesmicrita, esto último por su porcentaje de ooides (20 %) y pellets (40 %) presentes en la roca. Dunham (1962) la clasifica como un greinstone o packstone con ooides y pellets/ oopelesparita, "floastone ó rudstone".

### **Determinación de facies y microfacies.**

grainstone o packstone que presenta ooides y pellets, con facies que van desde el tipo de plataforma abierta (laguna) a plataforma restringida, algunos carbonatos arenosos presentes, zona eufótica conectada al mar en algunos lugares manteniendo así la salinidad y temperatura muy similar a la del océano, con circulación moderada y fluctuaciones en la profundidad desde unos pocos a decenas de metros. Los tipos de

SMF son el 16 y 17 principalmente con subtipos diferenciados de rocas no laminadas y laminadas.



**Fotografía 19.** Vista general de la muestra en donde se observan ooides simples y peloides, compuestos principalmente por micrita, además de granos amorfos también micritizados, algunos ooides se observan dentro de los pellets o peloides. Además se presentan microvetillas rellenas de de calcita esparítica y óxidos. Objetivo 4X, luz polarizada.

**Muestra: MCES - 5**  
**Lamina: MCES - 5**  
**Localidad: Cinco Estrellas.**  
**Ubicación: 275857/2595168**

### **Descripción megascópica.**

Roca sedimentaria clástica carbonatada, de color gris claro, que contiene granos de cuarzo, feldespatos y líticos, con textura granular y estructura masiva.

### **Texturas y microestructuras.**

Se observan ooides, ooides compuestos y pellets, constituidos por micrita de 0.2 a 0.5 mm en un 60 a 70 %, granos de feldespatos? ( ortosa o anortoclasa ) de forma irregular, cuarzo y líticos u óxidos de hierro de 0.2 a 0.3 mm en un 10 a 15 % que se encuentran cementados por una matriz micritica. En su mayoría se observan como granos agregados en contacto y vetillas rellenas de calcita esparitica. Presenta cristales de cuarzo bien formados cerca de las vetillas.

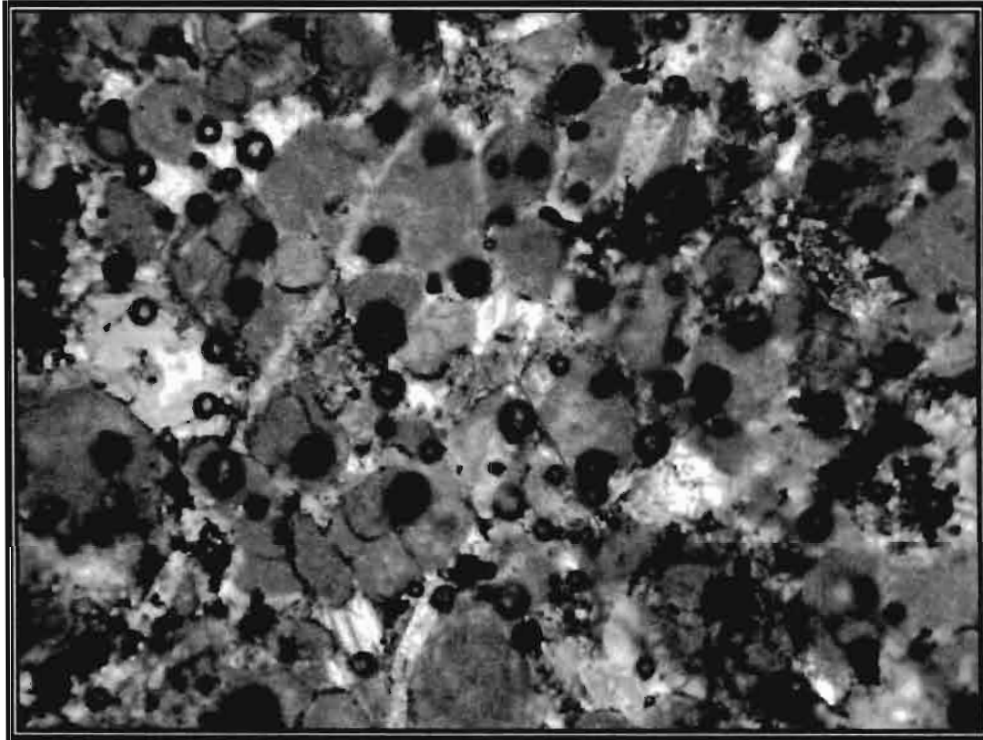
### **Determinación.**

Según la clasificación de Folk (1962), es una roca carbonatada aloquímica oomicrita, esto ultimo por su porcentaje de ooides (60 %) y pellets (40 %) con litoclastos e intraclastos, posiblemente autigenos.

Dunham (1962) la clasifica como un greinstone o packstone con ooides y pellets.

### **Determinación de facies y microfacies.**

Caliza grainstone con pellets, en partes laminadas con litoclastos e intraclastos. Facies del tipo de plataforma abierta a plataforma restringida con algo de conexión hacia el océano, zona eufótica manteniendo la salinidad y temperatura del agua similar a la del océano adyacente, con circulación moderada y fluctuaciones en la profundidad de pocos a decenas de metros, se presentan bioclastos, pellets y ooides, en partes laminados. Los tipos de SMF son el 16 y 17 con subtipos diferenciados de rocas no laminadas y laminadas.



**Figura 20.** Vista general de una caliza grainstone a packstone en donde se observan ooides, ooides compuestos y pellets, constituidos por micrita, granos de feldespatos?, cuarzo y líticos u óxidos de fierro que se encuentran cementados por una matriz micritica. Texturalmente se observan como granos agregados en contacto con vetillas rellenas de calcita espartica. Objetivo 10X, luz polarizada.

**Muestra: TPZ - 3**  
**Lamina: TPZ - 3**  
**Localidad: El Tepozan.**  
**Ubicación: 282453/2585028**

### **Descripción megascópica.**

Roca sedimentaria clástica de color café claro que presenta tonalidades rojizas y cristales de cuarzo del tamaño de la arena fina a muy fina en su mayoría, minerales de ferromagnesianos y carbonatos. Su textura es granular y estructura masiva. El afloramiento se presenta como un horizonte estratificado arenoso intercalado con calizas silicificadas y bioclasticas, de color café claro en forma laminar.

### **Texturas y microestructuras.**

Presenta granos de cuarzo de 2 a 4 mm, de forma angulosa en un 30 a 40 %, ooides el tamaño de 4 mm en un 15 a 20 % que se observan reemplazados por sílice en la mayoría de ellos. Se observan algunos ferromagnesianos de 2 a 3 mm en un 2 a 5 % que se encuentran cementados por carbonatos.

Su textura es granular y se llega a observar que los granos se encuentran en contacto entre si y en los granos de cuarzo se observa cierta orientación. En algunos pellets se observa que en su parte central contienen algún cristal de cuarzo o mineral ferromagnesiano.

### **Determinación.**

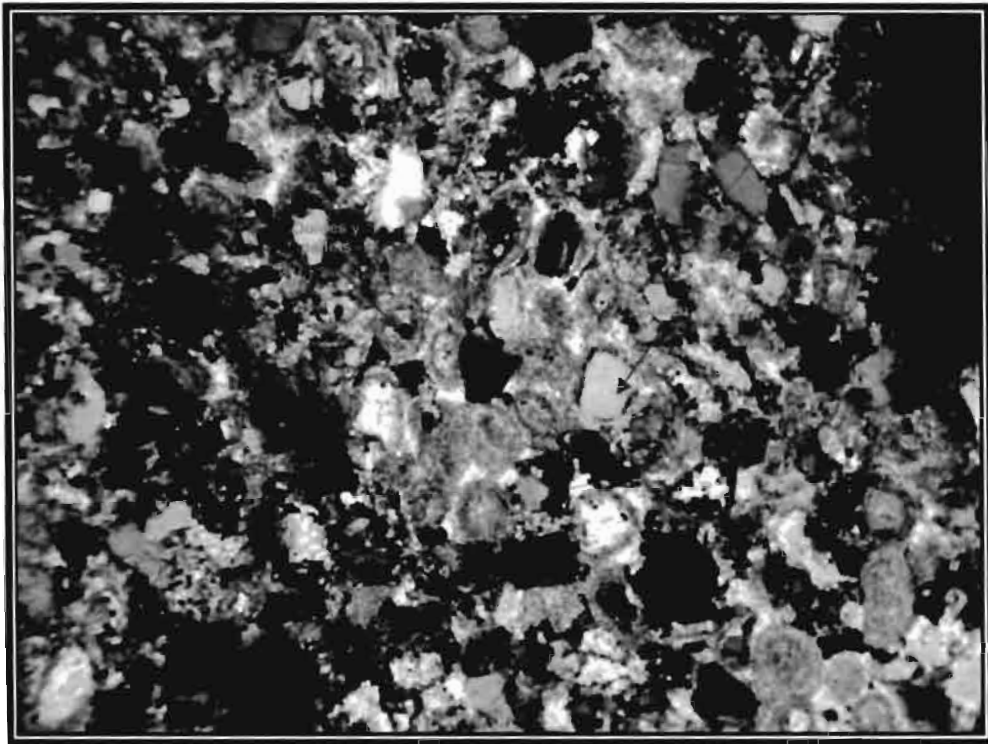
Al parecer se trata de una microbrecha turbidítica silicificada pero según en la clasificación de Folk (1962) se trata de una bioesparrudita bioesparita por el mayor porcentaje de intraclastos contenidos en relación a los ooides; Dunham (1962) la clasifica como una grainstone a boundstone por la textura presente en la roca.

### **Determinación de facies y microfacies.**

Caliza grainstone a boundstone silicificada, masiva con litoclastos. Los tipos de facies que se presentan son los de una ladera sumergida a márgenes de talud, con fauna de agua muy superficial redepositada y comúnmente carbonatos de grano fino, en algunos lugares silicificado con detritos de grano fino removido de un estante adyacente poco



profundo. Los tipos de SMF son el 3 y 4 que consisten de microbrechas, packestone o rudstone bio y litoclásticos.



**Fotografía 21.** Vista general de la muestra TPZ – 3, en donde se observan sus componentes que consisten de cuarzo que presentan cierta orientación, ooides y pellets reemplazados por sílice y ferromagnesianos, cementados por carbonatos. Objetivo 10X, luz polarizada.

**Muestra: MLTP - 1**  
**Lamina: MLTP - 1**  
**Localidad: La Taponá.**  
**Ubicación: 268242/2597654**

### **Descripción megascópica.**

Roca sedimentaria de color gris, de textura granular y que presenta vetillas rellenas de calcita y óxidos.

### **Componentes.**

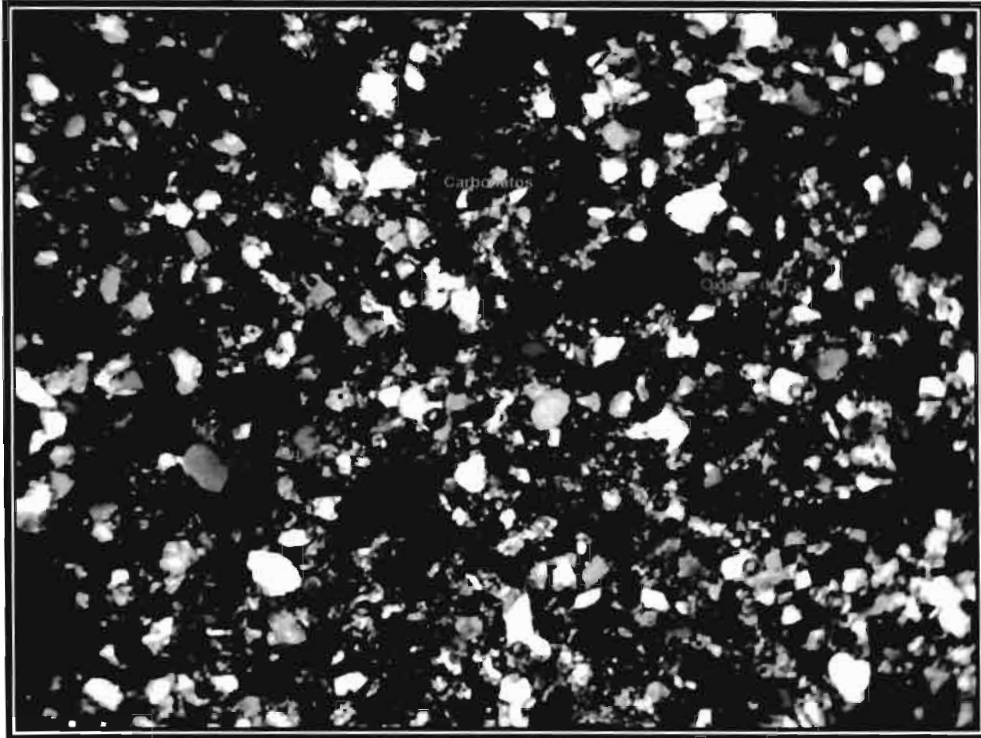
Se presentan granos de cuarzo de 0.05 a 0.1 mm en su mayoría, que tienen una forma subangular a angulosa y con muy baja esfericidad y que se observan en algunos casos reemplazados en los bordes de los cristales por óxidos y que se encuentran en un 60 a 70 %. Se observan también algunos fragmentos de carbonatos, de misma forma que los cuarzos en un 10 a 20 % y que se encuentran cementados por una matriz carbonatada en su mayoría y óxidos de hierro.

### **Texturas y microestructuras.**

La roca presenta una textura granular soportada por carbonatos como cementante principal y vetillas rellenas de cuarzo.

### **Determinación.**

Por su porcentaje de componentes, se trata de una grauwacka feldespática según Folk (1954) y grauwacka, según Pettijohn (1949).



**Fotografía 22.** Vista general la muestra MLTP – 1, en donde se presentan componentes como granos de cuarzo, reemplazados en los bordes de los cristales por óxidos, óxidos de hierro y carbonatos en una matriz carbonatada de textura granular. Objetivo 10X, luz polarizada.

## 2.6 Análisis e interpretación.

El estudio petrográfico y de la distribución espacial de las facies y microfacies dentro del área de estudio a través de las laminas delgadas y los perfiles geológicos descritos anteriormente, nos indican que los sedimentos en las muestras de la secuencia siliciclástica del Triásico Marino (Formación Zacatecas) provienen de rocas sedimentarias, volcánicas y metamórficas, que presentan un ligero metamorfismo, normalmente alterados hacia minerales de la arcilla y sericita con algunos óxidos y minerales metálicos.

La secuencia volcánica del Jurásico Temprano a Medio (Formación Nazas) esta representada por andesitas con ligeras variaciones a basaltos y alteraciones en sus componentes de forma débil a moderada a minerales de la arcilla y sericita, algunos llegan a ser substituidos completamente por carbonatos, señalando con esto que la roca sufrió carbonatación. Además contiene minerales metálicos asociados con silice que pudieron ser introducidos posteriormente por hidrotermalismo rellenando espacios vacíos irregulares y microvetillas. También se pudo observar que la secuencia aflora no solo en la localidad de el Arroyo El Tepozan, sino que también se presenta en el Cerro de Los Encinos, con espesores que van de los 50 a 20 m respectivamente.

Por lo que respecta a la Formación La Joya, esta solo aflora de manera clara en la localidad de la Mina Cinco Estrellas, ya que ahí presenta un espesor de aproximadamente 15 m, en las otras localidades se presentan secuencias de tan solo unos pocos metros o centímetros y no se diferencia claramente de la unidad suprayacente; consiste principalmente de margas que hacia la parte superior se van intercalando con horizontes terrígenos carbonatados que al parecer representan la base de la secuencia carbonatada del Oxfordiano – Kimmerigdiano (Formación Zuloaga) y que esta ultima se pueden observar con variaciones sedimentológicas en todas las localidades donde se observó; en el Arroyo El Tepozan comienza una arenisca alterada, con componentes como cuarzo, feldespatos, plagioclasas y líticos cementados por carbonatos o minerales de la arcilla, los cuales es posible que provengan de origen ígneo, metamórfico y de rocas sedimentarias pelíticas, y que presentan cierta alineación subparalela a paralela. Un poco mas arriba aparecen pellets y cristales de

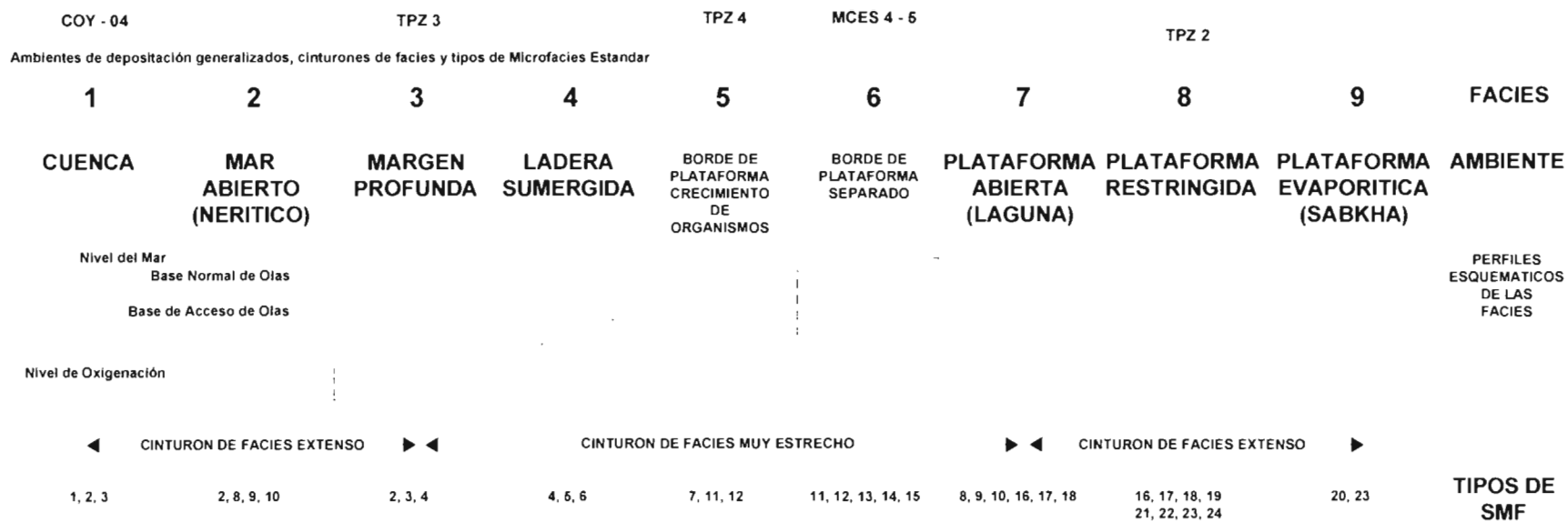
cuarzo autigeno rellenando espacios vacíos dejados por cristales de yeso o minerales característicos de evaporitas. Continúa con un afloramiento de calizas silisificadas que presentan horizontes arenosos y bioclasticos, en estos se llegan a observar ooides reemplazados por sílice y minerales ferromagnesianos, cementados principalmente por carbonatos. Por ultimo se presenta una caliza bioclastica, algo silicificada y con biclastos del tipos de algas verdes calcáreas en forma abundante, agregados cristalinos y vetillas rellenas de calcita. En la localidad de la Mina Cinco Estrellas comienza por horizontes de calizas terrígenas con ooides y pellets compuestos, algunos litoclastos terrígenos y microvetillas rellenas de calcita, que van cambiando hasta llegar a ser una caliza con estratos de gran espesor y componentes de ooides y pellets, feldespatos, cuarzo, además de algunos líticos u óxidos de fierro. En La Tapona se observan características similares a la localidad anteriormente descrita, la diferencia es que se presentan capas de caliza de unos 8 a 10 cm de espesor y que consisten de fragmentos de carbonatos y algunos granos de cuarzo reemplazados en los bordes por óxidos, estos se encuentran cementados por una matriz carbonatada. Hacia la parte de Coyotillos también aflora esta secuencia que consiste de una caliza depositada en un ambiente de cuenca, esto por sus características litológicas que presenta, las cuales consisten de cristales de calcita en poca proporción envueltos en una matriz de lodo micritico, además de algunos óxidos y bioclastos.

De los perfiles y muestras petrográficas estudiados, se asume que hacia las localidades de La Tapona, Cinco Estrellas y El Tepozan, donde aflora la secuencia carbonatada, se muestran rasgos típicos de facies características de ambientes marinos que van desde el tipo de una ladera sumergida ó márgenes de talud, en los cuales se presentan depósitos con fauna de agua muy superficial redepositada y fragmentos de líticos que presentan cierta orientación, hasta plataformas abiertas y restringidas, en donde las profundidades marinas eran someras y en algunas partes se encontraban parcialmente protegidos por la influencia de aguas de mar abierto por algún tipo de barrera. Dadas las facies que caracterizan a esta barrera o protección, esta se interpreta aquí del tipo de arrecife con crecimientos de organismos determinados por la energía del agua. Esta protección del ambiente dio como resultado el desarrollo de colonias construidas con formas ramificadas aglutinadas, como se puede observar en una de las muestras (algas verdes calcáreas), que pertenece a las

facies del tipo de borde de plataforma con crecimientos de organismos. A consecuencia de la barrera arrecifal, se tuvieron grandes variaciones en la salinidad y temperatura del agua en áreas subaereas expuestas con circulación restringida en algunos lugares, además de fluctuaciones en las profundidades del mar. Hacia el área de Coyotillos las facies determinadas para la secuencia son del tipo de cuenca ya que tan solo se observan algunos agregados cristalinos en una matriz de lodo calcáreo.

Dadas las características texturales y el contenido aloquímico determinados en el estudio de las microfacies, indican que la secuencia carbonatada del Oxfordiano – Kimmerigiano (Formación Zuloaga) presenta tipos de microfacies estándar (SMF) que van del tipo 2, 3 y 4 hacia la parte basal de las calizas presentes en la zona El Tepozan, por lo que se asume que fueron depositadas en posiciones de una margen profunda a una ladera sumergida. Sin embargo, cabe mencionar que se tiene también en esta zona, calizas que contienen fragmentos de algas verdes, que son características de un borde de plataforma y que corresponden a facies del tipo 7, 11 y 12. Además se tienen horizontes calcáreos que pertenecen a los tipos 23 y 24, que representan ambientes de una plataforma abierta a restringida. En las localidades de Mina Cinco Estrellas y La Tapona se presentan facies del tipo 16 y 17 principalmente que pertenecen a ambientes del tipo de plataforma abierta.

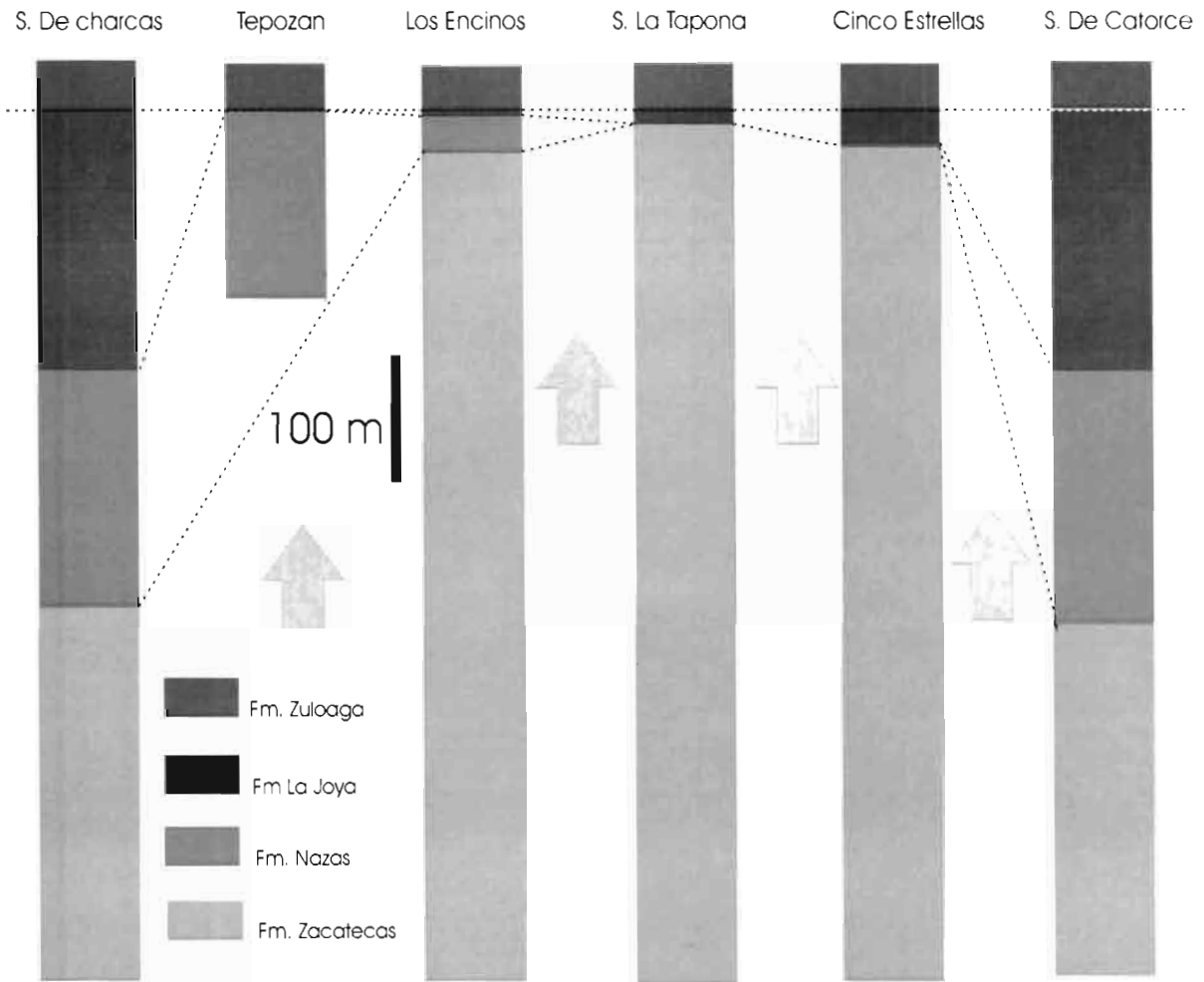
Lo anterior sugiere que la secuencia carbonatada fue depositada en ambientes de profundidades medias a someras en el área, que en algunas partes corrían aguas con mayor circulación, más agitadas y por consiguiente oxigenadas, típicas de una plataforma externa; y en otras, se tendrían ambientes del tipo de una laguna costera con condiciones de altas temperaturas y salinidades en el agua; La plataforma en este caso presentaría un desarrollo de arrecifes que limitaría zonas protegidas del mar abierto. Cabe de hacer mención que hacia la parte de coyotillos se presentan depósitos de calizas típicos de ambientes de cuenca, estos indican que hacia esa zona existían partes de mayor profundidad durante la depositación de la secuencia.



Fuente: modificado de Wilson, J. L., 1975, carbonate facies in geology historic Fig. II-4, p. 26 - 27, , reimpresso por permiso de Springer-Verlag, New York, Traducido de Flugel, E., 2004, Microfacies of Carbonates rocks. Analsis, Interpretation and Aplication.

**Tabla 2.** Perfil de relieve marino tradicional que muestra las fajas de facies estándar, ambientes y tipos de SMF, en donde se indica la ubicación y el alcance en los paquetes de microfacies identificadas en las muestras de la secuencia carbonatada estudiada, dentro de la reconstrucción paleoambiental.

COLUMNAS LITOLÓGICAS MEDIDAS EN UNIDADES DEL MESOZOICO TEMPRANO DEL AREA DE ESTUDIO Y ZONAS ALEDAÑAS



**Figura 11.** Tabla de correlación de los perfiles geológicos levantados en el área y perfiles levantados en zonas aledañas.



### 3. GEOLOGIA ESTRUCTURAL.

#### 3.1 Descripción de estructuras.

Las estructuras mayores y más notorias que se presentan en el área de estudio, se atribuyen a la orogenia Laramíde, sin embargo es posible reconocer estructuras pre-laramídicas representadas por sistemas de esquistosidad que definen eventos compresionales previos al Jurásico y que son reconocidas en la Formación Zacatecas a un nivel microestructural, además de estructuras producto de una extensión durante el Jurásico Temprano a Medio, y durante e inmediato posterior al depósito de los productos Volcanogenicos de la Formación Nazas. También se presentan estructuras post-laramídicas que corresponden a sistemas de fallas en el Terciario y que en algunos casos se superponen a estructuras previas existentes en el área.

##### 3.1.1 Estructuras Pre-Laramídicas.

En los afloramientos de la secuencia detrítica de la Formación Zacatecas, que constituye la unidad más antigua que aflora en el área de estudio, se logran apreciar rasgos estructurales cuya época de formación se ha considerado como muy anterior a la orogenia Laramíde. Estas estructuras se reconocieron de manera local en pequeños afloramientos de las localidades de La Tapona y Cinco Estrellas, además en un tajo que se encuentra fuera del área de estudio y ubicado en el entronque de la carretera a Santo Domingo con el camino de tercerera, rumbo al poblado de Presa de Santa Gertrudis, y que consisten de pliegues replegados cuya dirección de los ejes tiende a ser NW-SE y con el desarrollo de dos planos de esquistosidad ó foliación  $S_1$  y  $S_2$  en donde  $S_1$  es pre-laramídica y dado que no ocurre en la Formación Nazas también se puede concluir que es pre-jurásica, en tanto que  $S_2$  es probablemente de edad laramídica.

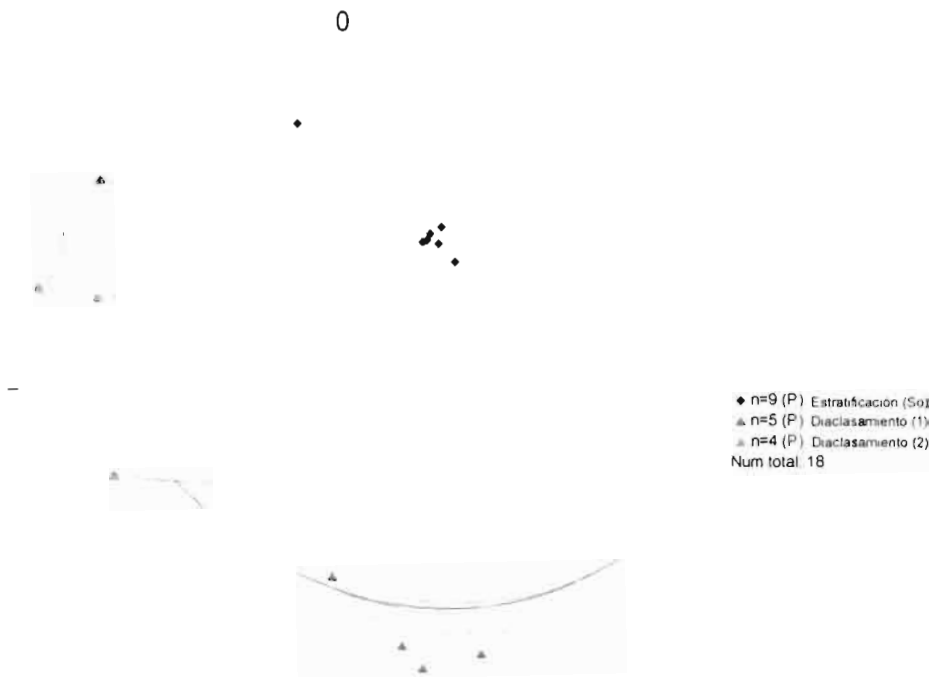
Diagramas estereográficos realizados con datos levantados en las localidades arriba mencionadas, muestran que existen zonas poco deformadas, las cuales contrastan con zonas intensamente deformadas o de deslizamientos dentro de la Formación Zacatecas, con variaciones en la deformación e inclusive presentando ligero metamorfismo. Esto se puede observar claramente en el tajo, en donde se presentan los desarrollos de los dos planos de esquistosidad ó foliación  $S_1$  y  $S_2$ , esta localidad representa un pequeño pliegue buzante con dirección al NE; los planos  $S_1$  presentan un bajo ángulo con buzamiento al SE en general, en

donde muestran que los esfuerzos principales para esta deformación fueron con rumbo NNW– SSE (figura 14). Mientras que los planos de  $S_2$  se observan con un mayor ángulo que no es en este caso el mas típico de la deformación laramídica, aunque la dirección mas típica de los esfuerzos producidos por esta deformación si concuerda con la posición de los planos de estratificación de la estructura plegada, que muestran rumbos NW con echados hacia el SW. Los mismos planos de foliación se pueden observar también en la localidad de la taponá, tan solo que aquí presentan un rumbo general N – S (figura 13). A diferencia de las otras localidades, en el área de Cinco Estrellas tan solo se presenta la estratificación ( $S_0$ ) de rumbo general NW – SE con ligera alteración por hidrotermalismo en algunas zonas, además de diaclasamiento (figura 12).

Las variaciones en la deformación se deben a la diferencia en la litología, en las localidades del tajo y La Taponá esta compuesta por lutitas con ligero metamorfismo principalmente y capas muy delgadas de areniscas, mientras que en Cinco Estrellas se observan capas de areniscas en su mayoría, alternando con delgados horizontes de lutitas tan solo en algunas zonas.

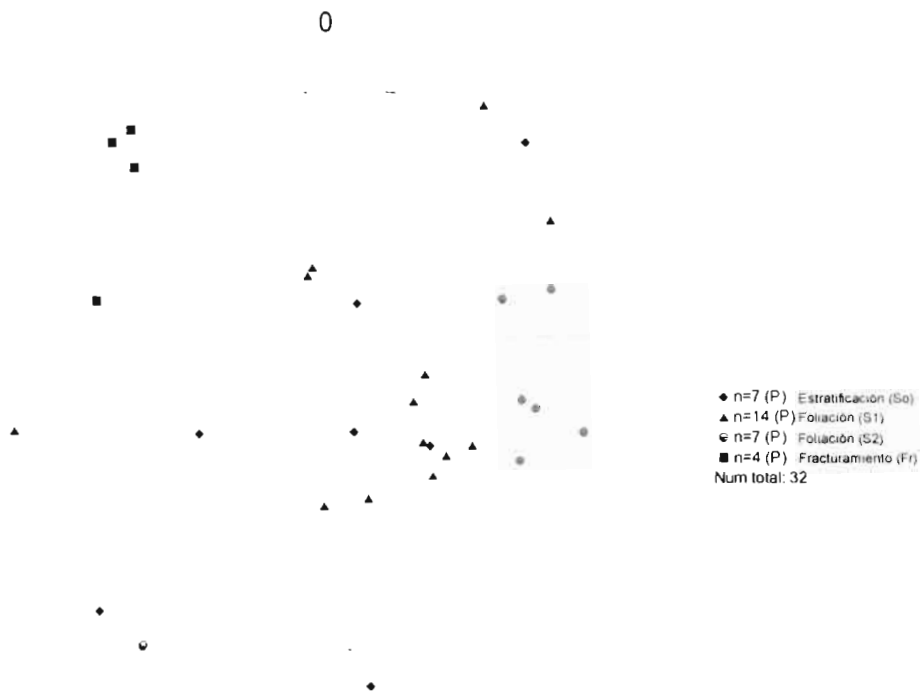
La secuencia volcánica de la Formación Nazas, a diferencia de las formaciones que la sobreyacen, llega a presentar planos de foliación bien desarrollados en direcciones semejantes a las de  $S_2$  en la Formación Zacatecas.

Del Jurásico Medio, se tiene una discordancia de tipo erosional entre las formaciones Nazas y La Joya. Entre otras localidades, está bien expuesta en el Cerro de Los Encinos, donde se aprecian afloramientos con lineaciones de cizallamiento de dirección E – W en capas con rumbo N – S, pertenecientes a la Formación Nazas.



Equal area projection, lower hemisphere

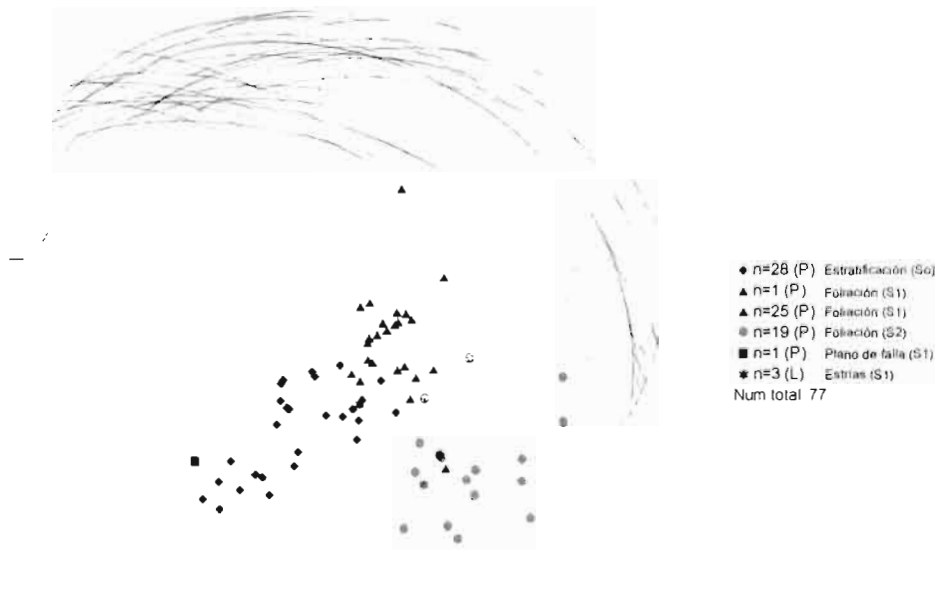
**Figura 12.** Diagrama estereográfico de la zona Cinco Estrellas.



Equal area projection, lower hemisphere

**Figura 13.** Diagrama estereográfico de la zona La Tapona.

0

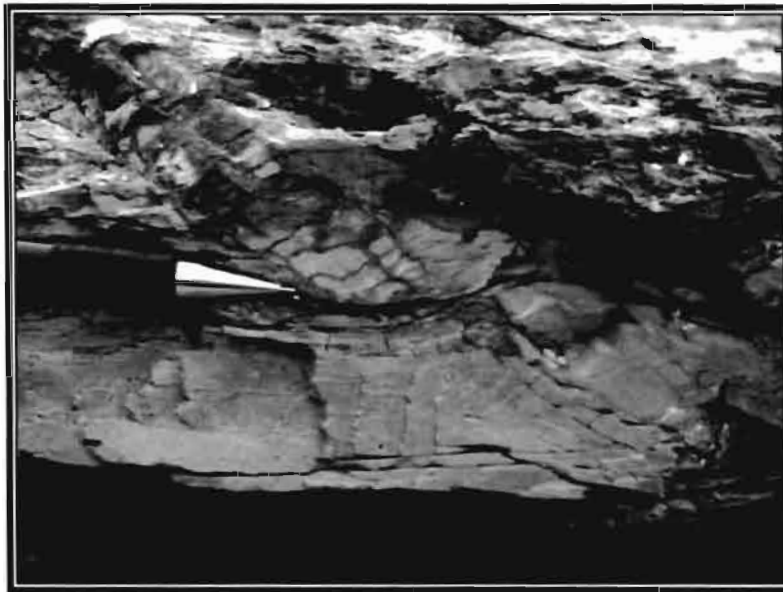


Equal area projection, lower hemisphere

**Figura 14.** Diagrama estereográfico de la zona del tajo del entronque.



**Fotografía 23.** Afloramientos con lineaciones de cizallamiento de dirección E – W en capas con rumbo N – S, pertenecientes a la Formación Nazas, en el Cerro de Los Encinos.



**Fotografía 24.** Pliegues replegados con el desarrollo de dos planos de esquistosidad ó foliación  $S_1$  y  $S_2$ , en donde  $S_1$  es pre - laramídica y  $S_2$  es probablemente de edad laramídica, estos se observan claramente en la localidad de La Tapona y en el tajo de la carretera a Santo Domingo.

### 3.1.2 Estructuras Laramídicas.

Es considerada como Laramídica a la deformación ocurrida desde el Cretácico Tardío hasta el Terciario Temprano y que ocasiono la mayoría de las estructuras existentes en el área de estudio. Como producto de este evento, se desarrollaron pliegues, *decollement* (deslizamientos entre capas) y corrimientos intraformacionales, que son los estilos principales de deformación presentes.

En el área de estudio no se observan pliegues paralelos continuos, sino que la mayoría se encuentran rotos por los efectos de fallas inversas o *decollement*. En la mayor parte de las estructuras anticlinales y sinclinales se presentan hacia sus flancos fallas que se originaron debido a este evento deformacional. A continuación se describen las estructuras laramidicas mayores observadas en el área de estudio:

Se le asigna el nombre *Sinclinal Los Picachos del Tunalillo* a la estructura que forma el núcleo de la sierra con el mismo nombre, que es la de mayor extensión en el área y está conformada por rocas del Cretácico, como son las formaciones Taraises, Tamaulipas Inferior y Cuesta del Cura, las cuales fueron deformadas intensamente, ocasionando una serie de pliegues recostados al nororiente, que al romperse ocasionaron múltiples imbricaciones tectónicas con dirección de empuje similar a la de los pliegues, Tristán González *et al.* (1995). Hacia el flanco occidental se encuentra aflorando principalmente la Formación Tamaulipas Inferior. Tristán González *et al.*, (1995), mencionan que se trata de un flanco normal de un anticlinal recostado, antes de ser afectado por las fallas de compresión, que rompieron el pliegue principal y ocasionaron el deslizamiento de la secuencia cretácica-jurásica sobre la secuencia del Triásico (*detachment*) ; la evidencia de estas aseveraciones se observa en el Arroyo Rincón del Tepozán, donde se aprecian los lechos rojos y productos volcanogenicos de las Formaciones Nazas, así como posibles sedimentos de la Formación La Joya. Hacia la parte norponiente de la sierra se localiza un afloramiento amplio de la Formación Zuloaga, la cual presenta un espesor considerable debido quizá a una serie de imbricaciones tectónicas dentro de la misma formación, que a su vez en conjunto se deslizó sobre las rocas de la Formación Taraises. Hacia la parte oriental de esta misma sierra, se observan afloramientos de las Formaciones Tamaulipas Inferior y Cuesta del Cura.

También se presentan hacia la parte norte de la sierra dos estructuras abiertas en rocas del Jurásico Inferior denominadas *Anticlinal El Tepozán* y *Anticlinal Arroyo Malo*. En ambos

Casos, se detecta un desplazamiento de la Caliza Zuloaga por encima de la Formación Nazas. Estos corrimientos son frecuentes en los contactos entre estas dos unidades y se encuentran evidenciados por la presencia de brechas, superficies de arrastre, foliación secundaria y microplegamiento. El eje del anticlinal del Arroyo Malo tiene un rumbo al N 55° W, mientras que el del Tepozán, presenta dirección al N 31° W.

Se tiene una serie de estructuras paralelas que conforman anticlinales y sinclinales en el Cerro Colorado, con un rumbo general N 30° W y que constituyen un sistema de pliegues simétricos y también recostados al noreste que son reflejo de la falla inversa del Cerro El Gato la cual pone en contacto discordante a la Caliza Zuloaga por encima de la Formación Taraises que tiene un rumbo N 10° - 20° W, siendo el más notable de todos el sinclinal abierto en la Formación Tamaulipas Inferior que se encuentra más al oriente.

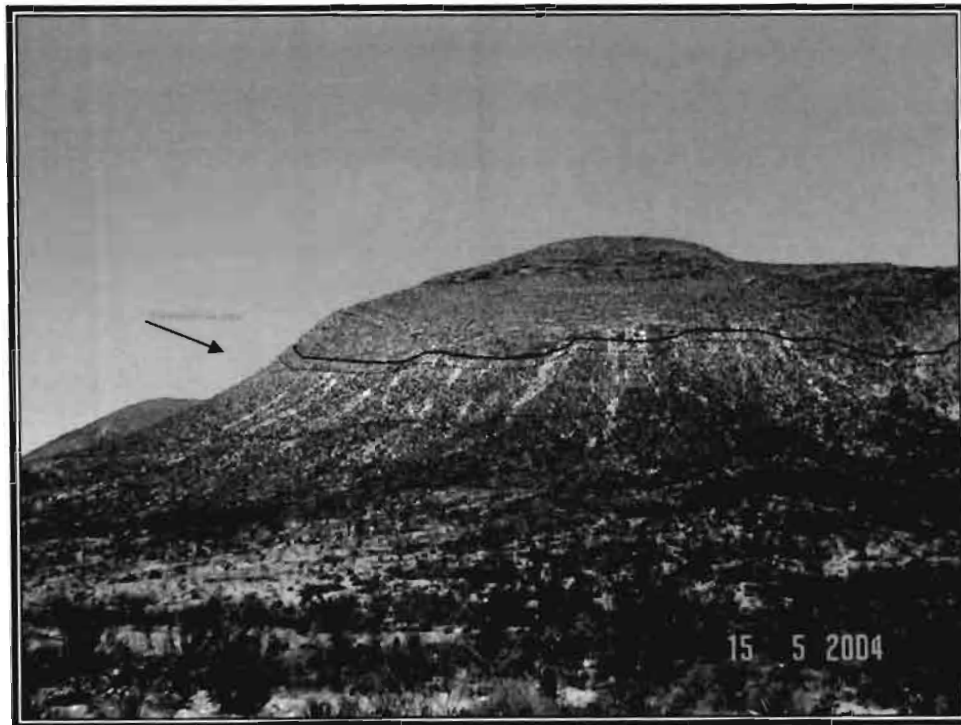
Hacia la porción noroeste de la Sierra de Picachos del Tunalillo se localiza un anticlinal, que es una estructura limitada en ambos flancos por cabalgamientos: al oriente cabalga a la Formación Taraises, y más al sur, a la Formación Tamaulipas Inferior; al poniente se encuentra en contacto tectónico con la Formación Tamaulipas Inferior, que cubre a la Formación Zuloaga, por lo que se interpreta que faltan las formaciones Taraises y La Caja. Esta actitud estructural es común a través de toda el área de estudio, pero especialmente en este sitio pues existen levantamientos y plegamientos como el propio de la Caliza Zuloaga, pero además, se pueden encontrar "klipess" que muestran la posición anómala de formaciones más recientes por encima de unidades más antiguas, con ausencia total o estrangulamiento de horizontes estratigráficos. En este dominio, se pudo observar una ventana estructural de la Formación La Caja, rodeada de la Formación Zuloaga, ambas con echados suaves, pero con claras evidencias de superposición tectónica.

Al igual que la Sierra Los Picachos del Tunalillo, en la Sierra Blanco se tiene una estructura de topografía invertida, es decir, en el núcleo de la misma afloran las rocas más jóvenes, que son las Calizas de la Formación Tamaulipas Inferior. El eje está orientado al N 28° W, pero con una forma sinuosa y además buza hacia el norte.

Hacia la parte norte del área de estudio se presenta un anticlinal y un sinclinal, dichas estructuras se localizan en el núcleo de la sierra de San Carlos y en el flanco oriental de la misma. Afloran Calizas de la Formación Zuloaga; en el flanco poniente, la Formación Tamaulipas Inferior cubre a la anterior por decollement, mientras que hacia el flanco oriental

se observa una cuña en la que afloran sedimentos de la Formación Nazas, y finalmente en la parte plana, la Formación Zacatecas que constituye el núcleo del anticlinal recumbente hacia el noreste. En el Cerro El Pedregal (Mina El Pensamiento), se observa claramente un *decollement* o deslizamiento por gravedad que desarrollo un sentido de vergencia que corresponde con la pendiente topográfica (Mattauer, 1976) y por tal motivo parece tener el mismo sentido que todas las estructuras descritas.

Los extremos norte y sur de la propia Sierra de San Carlos, representan remanentes de un sinclinal en cuyo núcleo afloran rocas de la Formación Cuesta del Cura. Dicha estructura es doblemente buzante y por lo mismo se observa un tercer remanente en el llamado Cerro El Capirote. Los núcleos de todas estas estructuras tienen dirección predominante al N 10°-30° W.



**Fotografía 25.** Parte oriental de la Sierra San Carlos, donde se observa una cuña en la que aflora la Formación Nazas, en la parte plana aflora la Formación Zacatecas.



En el extremo noroeste del área de estudio se presentan dos rasgos topográficos importantes, el Cerro Los Pachones y la Sierra La Taponá, que se trata de una estructura de decollement, cuyas expresiones son irregulares y que se manifiesta porque la Formación Cuesta del Cura se plegó sobre la Formación Tamaulipas Superior? y por lo tanto aparece superpuesta tectónicamente por encima de la misma formación, la cual, a su vez se encuentra cubriendo a la Caliza Zuloaga sin aflorar las formaciones Taraises y La Caja. Sin embargo, en el Arroyo Zárate se observa la Formación Taraises, en donde muestra una gran cantidad de plegamiento horizontal, arrastre y cabalgamiento intraformacional. Por debajo de esta unidad, todavía se encontraron algunas capas correspondientes a la Formación La Caja, y en ese contacto tectónico, se puede determinar la presencia de brechas silicificadas que marcan claramente el contacto y el sentido de la vergencia que es al este-noreste.

### **3.1.3 Estructuras Post-Laramídic.**

Bajo este término se describen todas las estructuras que se desarrollaron posteriormente a la fase compresional Laramídica que generalmente son de origen extensivo y se localizan hacia la parte oriental del área de estudio.

Durante el Terciario, tiene lugar una fase extensional evidenciada por la presencia de fallamiento de tipo normal, y desplazamientos laterales. Tristán González (1986), documentó un evento extensional para la Mesa Central, que tuvo lugar entre los 27 y 28 Ma.

Los mejores ejemplos de la fase distensiva están expresados por las fallas normales que cortan el flanco oriental del Sinclinal de los Picachos del Tunalillo. Dichas estructuras se denominaron Falla Cerro Gordo y Falla Los Amoles.

La Falla Cerro Gordo en su porción sur tiene un rumbo de N 45° W, y se flexiona hasta alcanzar una orientación al N 47° W en su traza meridional, la cual toma nuevamente un rumbo al N 18° W en su extremo norte. Con lo anterior, es claro que las flexiones ocurren por intersección con lineamientos que ocurren al N 50° E, uno de los cuales es el que corre a lo largo del Arroyo El Conejo. Pone en contacto a las formaciones Tamaulipas Inferior y Cuesta del Cura en la parte norte, y hacia el sur, se emplaza en el propio contacto de las formaciones Tamaulipas Inferior y Otates, posiblemente porque se desplazó a lo largo de una zona de debilidad configurada por los afloramientos arcillosos de la Formación Otates. El salto neto de esta falla puede ser del orden de unos 80 metros, si bien por las características del

movimiento, éste puede ser una combinación de desplazamientos verticales y de tijera. Sensiblemente paralela a la anterior, se encuentra la Falla Los Amoles, cuya característica principal es que corta abruptamente el flanco del Sinclinal de los Picachos del Tunalillo dando facetas triangulares que miran hacia el NE. Esta falla es inferida, pero su traza es visible tanto en las fotografías aéreas como en la imagen de satélite (Rivera - Mendoza *et al.*, 1999).

Las fallas de desplazamiento lateral son sistemas conjugados que aparecen en zonas de debilidad con dirección al NE-50° en promedio. Se emplazan posteriormente al sistema distensivo Cerro Gordo-Los Amoles y forman una familia de fallas derechas

En la Sierra de San Carlos y en la Sierra Blanco, se detectan sendas fallas de desplazamiento lateral izquierdo que se interpretan como desplazamientos provocados por cizallamiento regional que presentan orientaciones que van desde NW-47° hasta NW-55°, (Rivera - Mendoza *et al.*, 1999).

### **3.2 Interpretación del origen de las estructuras.**

El conjunto de fallas pre-oxfordianas, las cuales solamente se pueden evidenciar indirectamente en algunos afloramientos de las formaciones Nazas y Zacatecas, parecen presentar direcciones NW y haber congruencia en esta afirmación dado que diferentes autores (Silva Romo, 1993; Mc Gehee, 1976 y Ranso M. *et al.*, 1982) en sus diagramas polares reportados para la Sierra de Salinas y la región de Zacatecas, infieren un acortamiento con sentido al NW como producto de dos fenómenos tectónicos: la evolución de una margen convergente activa ubicada más al occidente, con desarrollo de secuencias volcánicas tipo arco, como es el caso de la Formación Nazas y el transporte lateral de la cuenca original de depósito de la Formación Zacatecas debido a los esfuerzos de la Megacizalla conocida como Sonora-Mohave (Silver y Anderson, 1974), con desplazamiento lateral izquierdo. Esta combinación de actividades tectónicas a nivel continental, ha sido propuesta por Silva Romo en 1993.

Rivera Mendoza, *et al* (1999), mencionan que a finales del Cretácico, tal parece que comienza la regresión de la propia Cuenca, ya sea por levantamiento generalizado o porque los terrenos occidentales de arco volcánico comenzaron a ser fuertemente erosionados y este fenómeno produjo un cambio radical en el aporte de sedimentación.

De cualquier forma, un rápido levantamiento de la cubierta mesozoica, aunado a esfuerzos compresionales provenientes del occidente y generados a partir del empuje subhorizontal por la convergencia de la Placa Pacífica por debajo de la Americana, determinan la instalación de un sistema de esfuerzos que dieron lugar a la aloctonía de los terrenos de arco occidentales (Formación Chilitos) que terminaron cabalgando a los sedimentos de la Cuenca. A su vez, se produjo un sensible acortamiento de la carpeta sedimentaria por pliegues primero, y por rompimiento de éstos y el fallamiento inverso consecuentemente (evolución alóctona), dado que existían para esta época elementos cratónicos que amortiguaron a dichos esfuerzos. Esta fase compresiva, conocida como Orogenia Laramídica, es la responsable del plegamiento y vergencia de las estructuras hacia el ENE ó NE, y su disposición en direcciones marcadamente hacia el NNW ó NW.

Al consumirse la Placa Pacífica, el sistema de esfuerzos cambia radicalmente, generándose así una fase distensiva acompañada por vulcanismo que configura a la Provincia Estructural de Cuencas y Sierras Paralelas (*Basin and Range*), es decir, se colapsan algunos de los bloques plegados y se disponen en forma casi paralela, fenómeno que además es acompañado por vulcanismo en el Oligoceno y relleno de las incipientes cuencas (Conglomerado Charcas). De esta manera se podría explicar el origen de los alineamientos NW de las sierras del área de estudio como el de la Mesa Los Mingoles. De esta forma, quedarían conformados los levantamientos de bloques separados de valles burdamente paralelos entre sí. Las fallas de desplazamiento lateral manifiestan cizallamiento y posible rotación. Se ha mencionado que esto puede derivarse de la instalación de esfuerzos generados por la megacizalla de San Tiburcio.

## 4. IMPLICACIONES TECTÓNICAS.

### 4.1 Modelos de evolución geodinámica regional.

La secuencia evolutiva geodinámica regional y del área de estudio, puede considerarse en cinco etapas, mismas que definen su comportamiento tectónico:

#### 4.1.1 Etapa I – Margen Pasiva Pre-Jurásica del Suroeste de Norteamérica.

Durante esta etapa tuvo lugar el primer registro conocido del área, que corresponde al depósito de sedimentos de la Formación Zacatecas, incluyendo algunos depósitos más antiguos, posiblemente del Paleozoico Tardío y sedimentos del jurásico Temprano que subyacen a la Formación Nazas, ocurrido probablemente en la margen pasiva paleopacífica del suroeste de Norteamérica (Barbosa-Gudiño *et al.*, 1998), en un ambiente tectónicamente estable. Dichos depósitos han ocurrido en forma de un abanico submarino y sistemas deltaicos con aporte de sedimentos del Este de la margen, en donde se ha reconocido un bloque continental Precámbrico-Paleozoico que se encuentra aflorando en los estados de Nuevo León, Tamaulipas e Hidalgo. Tristán-González *et al.* (1992), consideran que toda la secuencia fue deformada, plegada y levantada por un evento comprensivo regional, conocido como orogenia Palizada, la cual le imprimió un metamorfismo regional de muy bajo grado o anchimetamorfismo.

#### 4.1.2 Etapa II – Margen Continental Activa del Suroeste de Norteamérica.

La margen pasiva paleopacífica donde ocurrieron los depósitos, en parte turbidíticos de la Formación Zacatecas, hacia el final del Triásico e inicios del Jurásico evoluciono a activa, iniciándose un procesos de subducción en el pacífico, de polaridad hacia el Este-Noreste en donde una paleoplaca de Kula comienza a subducir bajo la placa norteamericana iniciándose así un magmatismo de arco representado en el área de por la unidad volcanogenica conocida como la Formación Nazas que sobreyace a la Formación Zacatecas (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999). Esta última sufrió una deformación más intensa hacia el oeste. La posición actual de este segmento de arco Jurásico, es posiblemente producto de la denominada megacizalla Mojave-Sonora que actuó durante el Oxfordiano.

### **4.1.3 Etapa III – Apertura del Golfo de México y evolución de La Margen Pasiva Oriental.**

A la discordancia en donde la Formación la Joya sobreyace a la Formación Nazas es aplicable el término inglés “brakeup unconformity” por interpretarse directamente relacionada en la apertura del Golfo de México (afinidad atlántica) (Michalzik, 1988).

Posiblemente relacionados a este mismo evento, se han interpretado megacizallas de orientación noroeste-oeste, a las que solo pudieran atribuirse algunas estructuras menores observadas en el área de estudio, como son plegamientos y fallas sinsedimentarias así como algunos cambios considerables en el espesor de las formaciones del Jurásico y Cretácico Temprano.

Durante esta misma etapa, se interpreta el depósito de las unidades de la denominada Cuenca Mesozoica del Centro de México, localizada entre la margen pasiva de este en donde se encontraba la Plataforma Valles-San Luis y una zona de convergencia hacia el oeste, con polaridad de la subducción hacia el suroeste y el desarrollo de complejos intraoceánicos de arco (Terreno Tectonoestratigráfico compuesto de Guerrero). Estas condiciones prevalecieron hasta que en el Aptiano según se registra en la columna litológica, se tuvo un mayor aporte de materiales terrígenos provenientes de los arcos del oeste, evento que marca la aproximación de dichos complejos y hasta el Cretácico Tardío en donde los complejos arrecifales y lagunares de la Plataforma Valles-San Luis se ven afectadas por esta contaminación hasta llegar a su extinción.

### **4.1.4 Etapa IV – Orogenia Laramide.**

Hacia finales del Cretácico e inicios del Terciario se presentan eventos compresivos relacionados a la subducción en el pacífico, que después de la acreción del Terreno Guerrero se presenta con una polaridad hacia el noreste y posiblemente en su inicio, con un bajo ángulo que origina levantamientos, plegamientos por compresión, fallas de bajo ángulo y cizallamientos tipo “decollement”, con desarrollo de esquistosidad o clivaje pizarroso preferentemente orientado norte-sur como se observa en el área de estudio y pliegues en parte por efecto de gravedad dentro de la cubierta Jurásico-Cretácica.

Finalmente con el aumento del ángulo de subducción se tiene la evolución del tipo “high stress” arriba referida a una subducción de tipo “low stress” con desarrollo de un arco

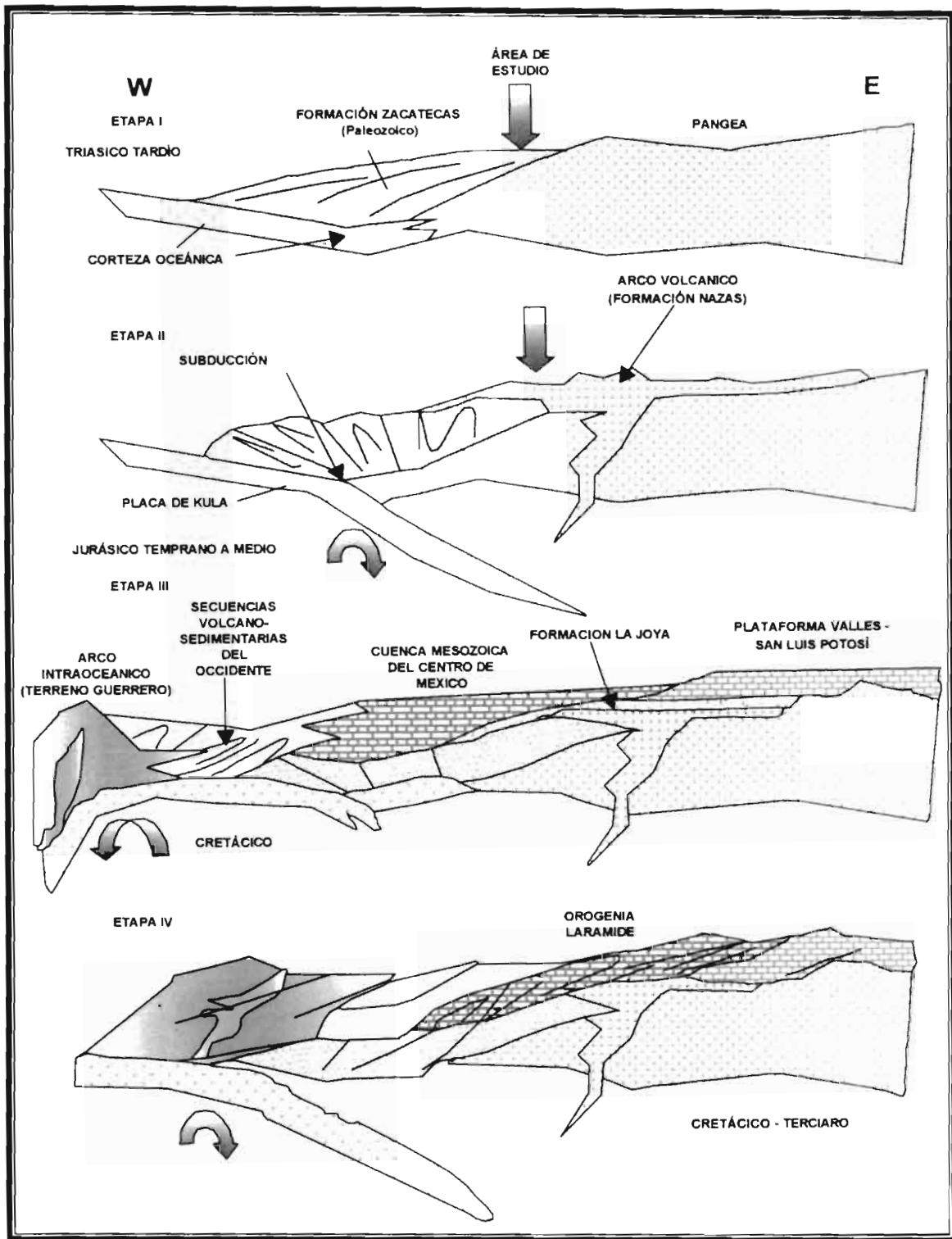
magmático continental que desde el Cretácico y Terciario inferior presenta una migración hacia el oeste. A esta etapa se atribuye la tectónica compresiva y de corrimientos paralelos, a la que estuvo sometida la región, y de la cual se tiene numerosos registros, sobre todo en la cubierta sedimentaria Jurásica –Cretácica. El estilo de deformación esta representado por la presencia de cabalgaduras y pliegues recumbentes, con vergencia al este – noreste.

Esta orogenia se ha relacionado con la subducción de la placa oceánica del Pacífico, hacia el noreste, bajo los complejos de arco jurásico conocido como Terreno Guerrero (Barbosa Gudiño, 1998 op. cit.).

#### **4.1.5 Etapa V – Extensión Terciaria.**

Durante esta etapa ocurre por lo menos desde poco antes del Eoceno, una extensión con fallamientos norte-sur y este-oeste, presentándose a la vez levantamientos de bloques.

Es factible además que en esta etapa se haya presentado una reactivación de movimientos laterales a lo largo de lineamientos de orientación noreste, existentes probablemente desde el Jurásico y que también pudieron actuar durante la deformación Laramíde (Mitre-Salazar, 1989), pero que son también evidenciados en el Oligoceno-Mioceno por la extrusión de basaltos de estas edades a lo largo de tales zonas, como es el caso del Campo Volcánico de Los Encinos propuesto por Luhr *et al.*, 1993.



**Figura 15.** Modelos de evolución geodinámica regional por etapas, que va desde el Triásico Tardío hasta finales del Cretácico y principios del Terciario (Orogenia Laramide), modificado de Barbosa Gudiño et al., 1998.

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### CONCLUSIONES.

En el área de estudio, existen rocas pre-oxfordianas que muestran por lo menos dos etapas compresionales. Una pre-oxfordiana, probablemente relacionada con subducción hacia el final del Triásico y en el Jurásico y la otra, con los empujes corticales generados por la colisión de la Placa Pacífica con la Norteamericana, evento que se conoce como Orogenia Laramide, cuyos efectos ocurrieron hacia el Cretácico Tardío – Paleoceno y posiblemente Eoceno Temprano.

Las estructuras pre – laramídicas se reconocieron de manera local en pequeños afloramientos y consisten de pliegues replegados, cuya dirección de los ejes tiende a ser N-S a NE-SW, y con el desarrollo de dos planos de esquistosidad ó foliación  $S_1$  y  $S_2$  en donde  $S_1$  es pre – laramídica y dado que no ocurre en la Formación Nazas también se puede concluir que es pre – jurásica, en tanto que  $S_2$  es probablemente de edad laramídica. Existen además zonas poco deformadas, las cuales contrastan con zonas intensamente deformadas o de deslizamientos dentro de la Formación Zacatecas, con variaciones en la deformación e inclusive presentando ligero metamorfismo. Esto se puede observar claramente en algunas de las localidades presentes dentro y fuera del área de estudio, en donde se presentan los desarrollos de los dos planos de esquistosidad ó foliación  $S_1$  y  $S_2$ , y que nos muestran que los esfuerzos principales para esta deformación fueron con rumbo NNW– SSE. Los planos de  $S_2$  en las localidades donde se presentan, se observan con un mayor ángulo que no es en este caso el mas típico de la deformación laramídica, aunque la dirección mas típica de los esfuerzos producidos por esta deformación si concuerda con la posición de los planos de estratificación de la estructura plegada, que muestran rumbos NW con echados hacia el SW.

Las estructuras mayores y más notorias que se presentan en el área de estudio, se atribuyen a la orogenia Laramide, (Sinclinal Los Picachos del Tunalillo, Sinclinal Sierra Blanco y Sinclinal Sierra San Carlos, por mencionar algunas, orientados generalmente al N  $30^\circ$  W. En el área de estudio no se observan pliegues paralelos continuos, sino que la mayoría se encuentran rotos por los efectos de fallas inversas o décollement.

Se presentan estructuras post – laramídicas que tienen lugar en una fase extensional evidenciada por la presencia de fallamiento de tipo normal y desplazamientos laterales. Los



mejores ejemplos de la fase distensiva son la Falla Cerro Gordo y Falla Los Amoles, ambas presentan cierto paralelismo con rumbo general al N 45° W y con ligeras flexiones por intersecciones con lineamientos que ocurren al N 50° E.

El estudio de imágenes de satélite y fotografías aéreas, muestran claramente una estructura mayor, al parecer un anticlinal buzante hacia el NNE, con dirección general NW – SE y con vergencia hacia el E o NE, el cual de manera burda, también coincide con el área del levantamiento que previamente se ha interpretado, existió como tal desde el Jurásico.

### **Estratigráficas:**

- 1) El inicio de la trasgresión en la Cuenca Mesozoica del Centro de México comienza con el depósito de la Formación Zuloaga sobre la Formación La Joya, pasando por toda una secuencia carbonatada que se depositó en una cuenca geológicamente estable hasta el evento tectónico conocido como Orogenia Laramide.
- 2) El espesor de la Formación La Joya es variable, esto debido a que cubrió una paleotopografía irregular existente durante su depósito, pero también porque su litología incluye sedimentos arcillosos, lo cual motivó a que actuara como superficie de despegue (décollement) sobre la cual se plegó la secuencia jurásica-cretácica y esto a su vez, hace que se acuñe en las unidades suprayacentes a la misma.
- 3) La Formación Zuloaga también presenta grandes variaciones en su espesor, esto es en parte influenciado por la ocurrencia de elementos positivos existentes en el área que conformaron un paleorelieve durante su depositación. No tienen presencia notable de terrígenos finos en la base; en cambio las facies de laguna restringida son más comunes, dado que son frecuentes los estratos formados por calcarenitas con contenido abundante de fragmentos fósiles, además de que en la cima de esta formación ocurren desarrollos arrecifales en donde es posible reconocer facies arrecifales con corales en posición de crecimiento y pedacera de estos organismos.
- 4) En el área se le asigna el nombre de Formación Tamaulipas Inferior a la unidad que ha sido cartografiada en la zona del altiplano o Mesa Central como Formación Cupido por diversos autores, sin embargo la Formación Cupido es interpretada como una facies de aguas poco profundas de plataforma y en parte arrecifal que se extiende en

el norte de México, mientras que las secuencias expuestas en la Mesa Central son facies de una cuenca que se puede interpretar paleogeográficamente como la misma cuenca en donde se depositó la caliza Tamaulipas Inferior.

- 5) Se presenta una unidad de capas de calizas arcillosas, limolitas y pequeñas bandas de pedernal, y que se trata principalmente de turbiditas de carbonatos y que se le conoce con el nombre de Formación Otates. Su espesor es difícil de estimar ya que se encuentra muy deformada, sobreyace en el área de estudio a la Formación Tamaulipas Inferior y subyace a la Formación Tamaulipas Superior por contacto transicional con las dos unidades mencionadas.

### **Petrografía, Facies y microfacies sedimentarias:**

- 1) Al parecer la Secuencia Siliciclástica del Triásico Marino (Formación Zacatecas) provienen de rocas sedimentarias y metamórficas, que existen o existieron hacia el oriente, sobre un bloque continental Precámbrico-Paleozoico.
- 2) La Formación Nazas esta representada por andesitas con ligeras variaciones a basaltos y alteraciones en sus componentes de forma débil a moderada a minerales de la arcilla y sericita, presenta una alteración por carbonatación.
- 3) La Secuencia Carbonatada del Oxfordiano – Kimmerigiano (Formación Zuloaga), muestra rasgos típicos de facies características de ambientes marinos que van desde el tipo de una ladera sumergida ó márgenes de talud, en los cuales se presentan depósitos con fauna de agua muy superficial redepositada y fragmentos de líticos que presentan cierta orientación, hasta plataformas abiertas y restringidas, en donde las profundidades marinas eran someras y en algunas partes se encontraban parcialmente protegidos por la influencia de aguas de mar abierto por algún tipo de barrera. También presenta Microfacies Estándar (SMF) que van del tipo de una margen profunda a una ladera sumergida, pasando por el tipo de borde de plataforma hasta microfacies del tipo de una plataforma abierta a restringida, aunque hacia el área de Coyotillos se deposita la secuencia con facies del tipo ambiente de cuenca.
- 4) Al correlacionar los perfiles geológicos levantados en el área de estudio con otros perfiles de zonas aledañas, se puede notar claramente que algunas formaciones del

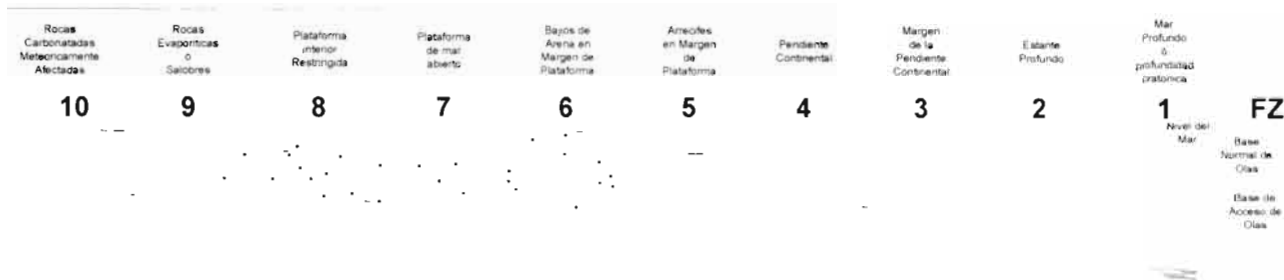
Jurásico Temprano se presentan con muy poco espesor, además se puede notar un levantamiento en la zona de las formaciones pre – jurásicas, lo cual nos indica que posiblemente en esa área existía una parte positiva en el relieve marino en donde se depositó la Formación Zuloaga pudiendo haber existido temporalmente zonas subaéreas expuestas.

## **RECOMENDACIONES.**

- 1) Es recomendable la aplicación de métodos geofísicos, esencialmente gravimétricos, magnetométricos o sísmicos a fin de interpretar la estructura regional en el subsuelo y así conocer los espesores reales de las unidades presentes, principalmente para la secuencia siliciclástica.
- 2) La aplicación del análisis de microfacies en las rocas carbonatadas y su distribución, principalmente en la Caliza Zuloaga se ha mostrado como un buen método, el cual se recomienda para la Interpretación de la estructura o paleorelieve de las unidades subyacentes al tiempo del depósito en otras áreas en donde aflore dicha formación.

# **A N E X O S**

# A N E X O 1



**Zonas de Estándares de Microfacies (FZ), tomado del modelo modificado de Wilson describiendo una margen en una plataforma de carbonatos.**

## Cuenca y Estante Profundo

### FZ 1A Mar Profundo

*Escenario:* bajo de la base de las olas y de la zona eufótica en el mar profundo. Aguas profundas desde algunos cientos hasta miles de metros. Cinturón de facies extensas.

*Sedimentos:* series completas de sedimentos de mar profundo incluyendo arcillas pelágicas, fango silíceo y carbonatada, lodo hemipelágico, turbiditas. Adyacentes a plataformas mezcladas de material pelágico y derivados de plataforma (fangos y lodos peri-plataforma). Estratificación altamente variable, así como capas delgadas. Color de roca: oscura, rojiza o clara dependiendo de las condiciones de oxidación y reducción.

*Biota:* predominantemente plancton, ensamblajes típicos de océanos, a veces asociados con fósiles bentónicos autóctonos. En los sedimentos de peri-plataforma arriba del 75% son bentos de agua somera.

*Litofacies comunes:* mudstone y wackestone pelágicos; margas; packstone alóctonas, grainstone y brechas.

### FZ 1 B Profundidad Cratónica

*Escenario:* en la parte inferior de la base de las olas, bajo la zona eufótica. Profundidad del agua alrededor de los 30 hasta algunos 100 m. Facies de pequeña extensión.

*Sedimentos:* similar a 1<sup>a</sup>. lodos hemipelágicos muy comunes. Ocasionalmente anhidrita. Algunas veces silificación. Condiciones anóxicas bastantes comunes (alto contenido inorgánico; huellas de bioturbación). Capas delgadas de calizas y lutitas negras. Calizas mudstone, calcilimolita. Color de roca: café oscuro y negro (ambas de materia orgánica) y rojizas (ambas de sedimentación lenta).

*Biota:* predominantemente neotónicos (ej. Amonites) y plancton (radiolarios, foraminíferos pelágicos,

calcionélidos, coquinas compuestas por conchas de Bivalvos). Ocasionalmente bentónicos (abundantes especulas de esponjas).

*Litofacies comunes:* calizas mudstone, wackestone, packstone. Margas y anhidrita.

### FZ 2 Estante Profundo

*Escenario:* justo debajo de la base de las olas pero sin alcanzar el nivel del extremo en el torrente de las olas. Casi o justo debajo de la zona eufótica. Formando placas entre las plataformas activas y profundísimas cuencas. Las cuencas son comúnmente formadas en la cima de la plataforma inundada. La profundidad de las aguas fluctúa entre decenas hasta cientos de metros. Salinidad normal, agua oxigenada con buena circulación. Cinturón de facies extensas.

*Sedimentos:* muy comúnmente carbonatos (calizas con alto contenido fosilífero) interestratificadas con capas de margas. Wackestone con elementos esqueléticos y con algunos fósiles; algunos grainstone y coquinas. Matriz comúnmente pelmicrita. Algo de sílice, buena bioturbación y estratificación. Capas delgadas a medias, onduladas a nodulares. Roca color: gris, verde, roja y café dependiendo de la oxidación variable y condiciones de reducción.

*Biota:* conchas de diversas faunas indicando las condiciones marinas normales. Fauna dentro y fuera de los sedimentos marinos. Plancton en menor cantidad. Biota (ej. Braquiópodos, Equinodermos).

*Litofacies comunes:* wackestone. Ocasionalmente grainstone. Margas y lutitas.

## Fin de pendiente y pendiente

### FZ 3 Fin de pendiente (límite de margen profunda)

*Escenario:* debajo de la base de las olas y apenas en el nivel de oxígeno. Piso oceánico moderadamente inclinado (alrededor de 1.5°) en pendientes que dan hacia la cuenca. La profundidad del agua es similar a la FZ 2, así pues sería de 200 a 300 m. Cinturón de facies pequeñas.

*Sedimentos:* comúnmente carbonatos de grano fino, en algunos lugares silicificado, raras intercalaciones de lodos terrígenos, material pelágico mezclado con detritos de grano fino removidos de estantes

adyacentes poco profundos. La medida del grano es altamente variable. Típicamente presenta estratos gradados bien definidos o capas de brechas (turbiditas, depósitos de flujos detríticos) intercalados con sedimentos de grano fino. Color de roca: claro y oscuro.

*Biota*: comúnmente bentónicos redepositados de aguas poco profundas; algunos bentónicos y planctónicos de aguas profundas.

*Litofacies comunes*: calizas mudstone; packstone y grainstone alóctonos. Partes de lutitas.

#### **FZ 4 Pendiente**

*Escenario*: piso oceánico distintivamente inclinado (de 5° hasta cercano a la vertical) en márgenes de plataforma que dan a el mar. Cinturón de facies muy pequeñas.

*Sedimentos*: predominantemente material de plataforma re TRABAJADO y pelágicos mezclados. Medida del grano variablemente alta. Miembros finales son pendientes suaves cubiertas con muchos caídos, y pendientes arenosas con cuevas principales. Color de roca: oscura y clara.

*Biota*: comúnmente bentónicos redepositados de aguas poco profundas, bentónicos incrustados en la pendiente y algunos bentónicos y planctónicos de aguas profundas. Las facies pueden ser muy fosilíferas.

*Litofacies comunes*: mudstone; packstone y grainstone alóctonos; rudstone y floatstone, brechas.

#### **Arrecife de parte superior de una pendiente y arrecife en margen de plataforma**

#### **FZ 5 Arrecifes en márgenes de Plataforma**

*Escenario*: (a) montículos de lodo orgánicamente estabilizados en la parte alta de la pendiente; (b) desnivel con montículos de arrecifes y bancos de arena; (c) barreras de arrecifes resistentes a las olas bordeando la plataforma. Las profundidades del agua generalmente son de algunos metros, pero algunos cientos de metros para los montículos de lodo. Cinturones de facies muy pequeñas.

*Sedimentos*: algunos carbonatos puros de tamaño de grano muy variable. Calizas y dolomitas masivas. Masas o manchones de varios tipos de boundstone. Cavidades de arrecifes rellenos con sedimentos internos o cementante de carbonatos; generación múltiple de construcción, incrustación, perforación y destrucción. Color de roca: clara.

*Biota*: algunos exclusivamente bentónicos, colonias de constructores de estructuras, incrustadores, y deflectores a lo largo con grandes volúmenes de

escombros sueltos de esqueletos y microfósiles bentoníticos conteniendo arena (ej. Foraminíferos, algas).

*Litofacies comunes*: framestone, bafflestone, bindstone, wackestone y floatstone, grainstone y rudstone.

#### **Borde de plataforma y bajos de arena en margen de plataforma**

#### **FZ 6 bajos de arena en margen de plataforma**

*Escenario*: bajos alongados, barreras del mar y playas, algunas con islas alineadas. Por encima de la exposición a la base de las olas y sin zona eufótica, fuertemente influenciada por corrientes del mar. Cinturones de facies muy pequeñas.

*Sedimentos*: calcáreos limpios, a menudo redondeados, arenas cubiertas y bien sorteadas, ocasionalmente con cuarzo. Los granos de arena son granos esqueléticos, u ooides y peloides. En parte con estratificación cruzada bien preservada, algunas bioturbaciones. Susceptible a exposición subaérea. Color de roca: clara.

*Biota*: arrecifes de biota usados y erosionados, ambientes asociados. Baja diversidad de fauna dentro de los sedimentos ajustada al sustrato móvil. La biota común es en gran parte son Bivalvos y Gasterópodos, así como unos tipos especiales de Foraminíferos y dasycalacias.

*Litofacies comunes*: grainstone, packstone.

#### **Plataforma de mar abierto**

#### **FZ 7 Plataforma interior – Mar normal (mar abierto)**

*Escenario*: plataforma plana en la parte superior con zona eufótica, normalmente por encima de la exposición de la base de las olas. Llamada lago cuando se encuentra protegida por bancos de arena, islas o arrecifes del el margen de plataforma. Suficientemente conectada con el mar abierto para mantener la salinidad y la temperatura similar al del océano adyacente. Circulación moderada. Las profundidades del agua fluctúan entre pocos a decenas de metros. Cinturón de facies extensas.

*Sedimentos*: lodo calcáreo, arenas limosas y limpias, dependiendo de la medida del grano de producción de la sedimentación local y la eficiencia del beldado por las olas y las corrientes del mar. Capas medias a gruesas. Manchas locales de arrecifes o bancos orgánicos. Arenas terrígenas y lodo pueden ser comunes en plataformas adheridas, pero están generalmente ausentes en plataformas separadas como atolones oceánicos. Color de roca: clara y oscura.

*Biota:* bentónicos de aguas someras con algas, Foraminíferos y Bivalvos; Gasterópodos, comúnmente en particular. Áreas con cubiertas de hierbas marinas y manchones de arrecifes.

*Litofacies comunes:* caliza mudstone, wackestone y floatstone, packstone y grainstone.

#### **Plataforma marina restringida**

#### **FZ 8 Plataforma interior restringida**

*Escenario:* igual que FZ 7, pero muy poca conexión con el océano, causando grandes variaciones en la salinidad y temperatura del agua. Sin zona eufótica. Zonas del mar típica y fuertemente diferenciadas con aguas dulces, aguas saladas y condiciones hipersalinas axial como también áreas subaereas expuestas. Someros, estanques con límites y lagos con circulación restringida, además de agua hipersalina. Lagos en la parte trasera de los arrecifes, con atolones y detrás de las divisiones costeras. Agua profunda por debajo de un metro y a pocas decenas de metros. Cinturón de facies extensas.

*Sedimentos:* comúnmente lodo limoso y arenas lodosas; algunas arenas limpias. Común afluencia de terrígenos. Calizas y Dolomitas. Color de la roca: clara.

*Biota:* biota de aguas someras y diversidad reducida, pero comúnmente con gran número de individuos. Típicamente son Miliólidos Foraminíferos, Ostracodos, Gasterópodos, algas y Cianobacterias. Vegetación marina y de agua dulce.

*Litofacies comunes:* caliza mudstone y dolomita mudstone, wackestone, grainstone, bindstone. Brechas sedimentarias.

#### **Plataformas evaporíticas costeras-cercanas a zonas áridas y aguas dulces**

#### **FZ 9 A Plataformas áridas interiores – evaporíticas**

*Escenario:* mismos que las FZ 7 y 8, aun con tan solo episodios de afluencia de aguas marinas y climas áridos un tanto con yeso, Anhidrita o halita que pueden ser depositadas junto a los carbonatos. Supratidal. Sabkhas, saladares, estanques salados. Cinturón de facies extenso.

*Sedimentos:* lodos calcáreos o dolomíticos y arenas, con nódulos, yeso cristalino ondulado o grueso o Anhidrita. Intercalaciones de capas rojas y eolianita terrígena en conexión con plataformas. Color de roca: altamente variable; clara, amarilla, café, rojo.

*Biota:* pequeña biota autóctona exceptuando Cianobacterias; Ostracodos, moluscos, camarones de salmueras adaptados a las altas concentraciones de salinidad.

*Litofacies comunes:* caliza laminada y mudstone dolomítica, bindstone alternando con capas de yeso o anhidrita.

#### **Regiones costeras ligeramente salobres- cercanas a humedales**

#### **FZ 9 B Plataformas húmedas interiores-salobres (húmedas)**

*Escenario:* mala conexión con el mar abierto pero con clima húmedo con un poco de agua que contiene residuos líquidos diluidos en pequeños cuerpos de estanques con agua de mar y vegetación pantanosa extendida en los llanos supratidales. Cinturón de facies pequeñas.

*Sedimentos:* lodos calcáreos marinos o arenas con agua dulce ocasional, lodo con limo y capas de turba. Color de la roca: gris, clara, café, oscura.

*Biota:* bancos de organismos marinos arrastrados en conjunto con organismos más adaptados a aguas salobres y aguas dulces (Ostracodos; caracoles de agua dulce; algas carophitas)

#### **Paleokarst, caliche y otros escenarios terrestres y terrestres-marinos**

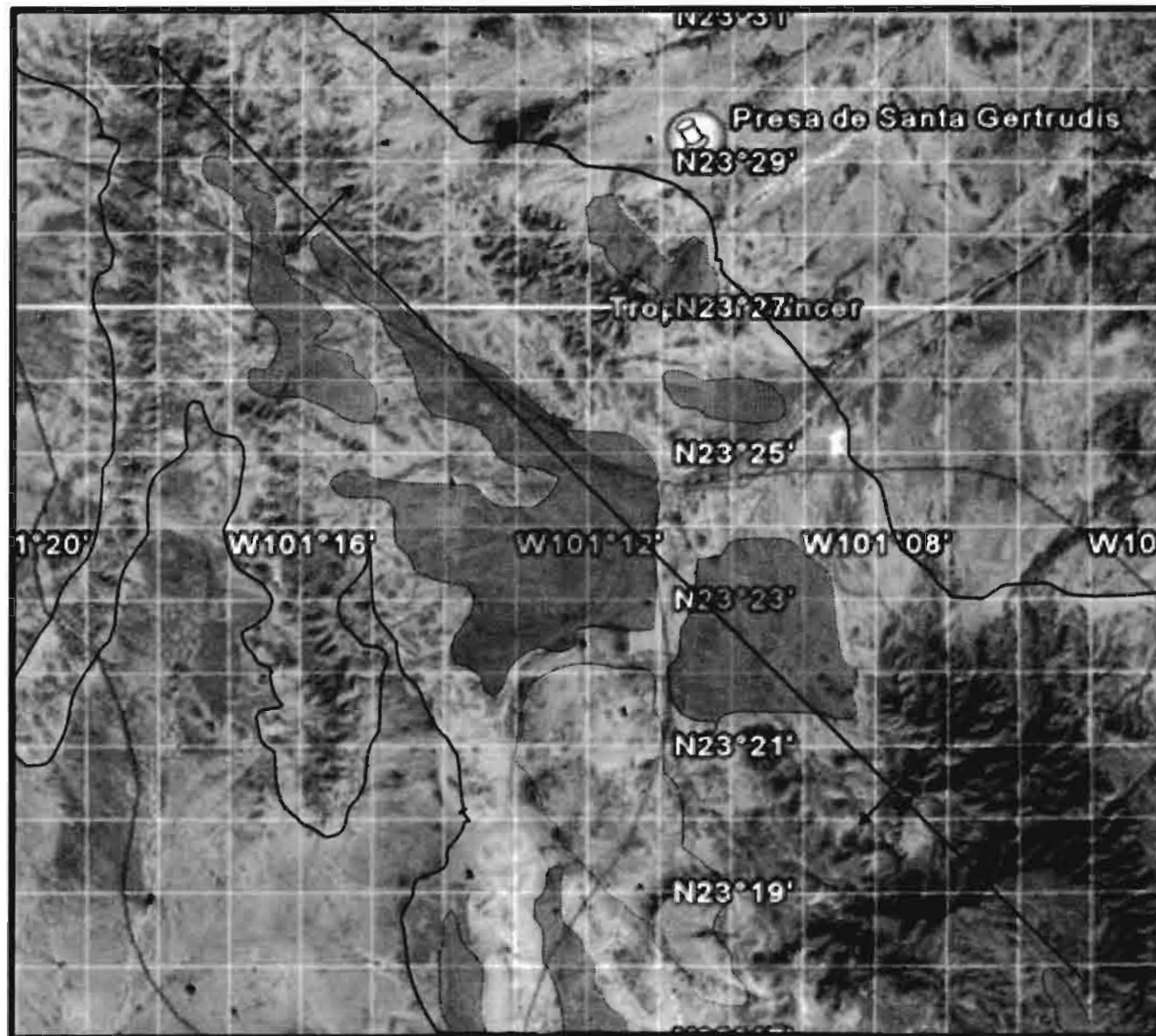
#### **FZ 10 Calizas meteoricamente afectadas, expuestas a condiciones húmedas y áridas con frecuencia subaereas.**

*Escenario:* subaereos y subacuáticos, formados bajo condiciones meteoricas vadosas y marinas vadosas. Abundantes escenarios de karsticidad carbonatos pedogenicos (continentales y cercanos a las áreas costeras), y ambientes supratidales y intertidales.

*Sedimentos:* calizas afectadas por diagénesis meteorica temprana por disolución predominantemente durante fases de exposición subaérea (ej. Paleokarst). Cortezas comunes en caliche. Típicamente ocurriendo en calizas ricas en carbonatos cementados por cortezas, pero además ocurriendo en caliche micritico o como granos retrabajados en ambientes restringidos (ej. Estanques costeros o lagos).

*Biota:* biota aloctona escasa excepto las cianobacterias y microbios.

## A N E X O 2



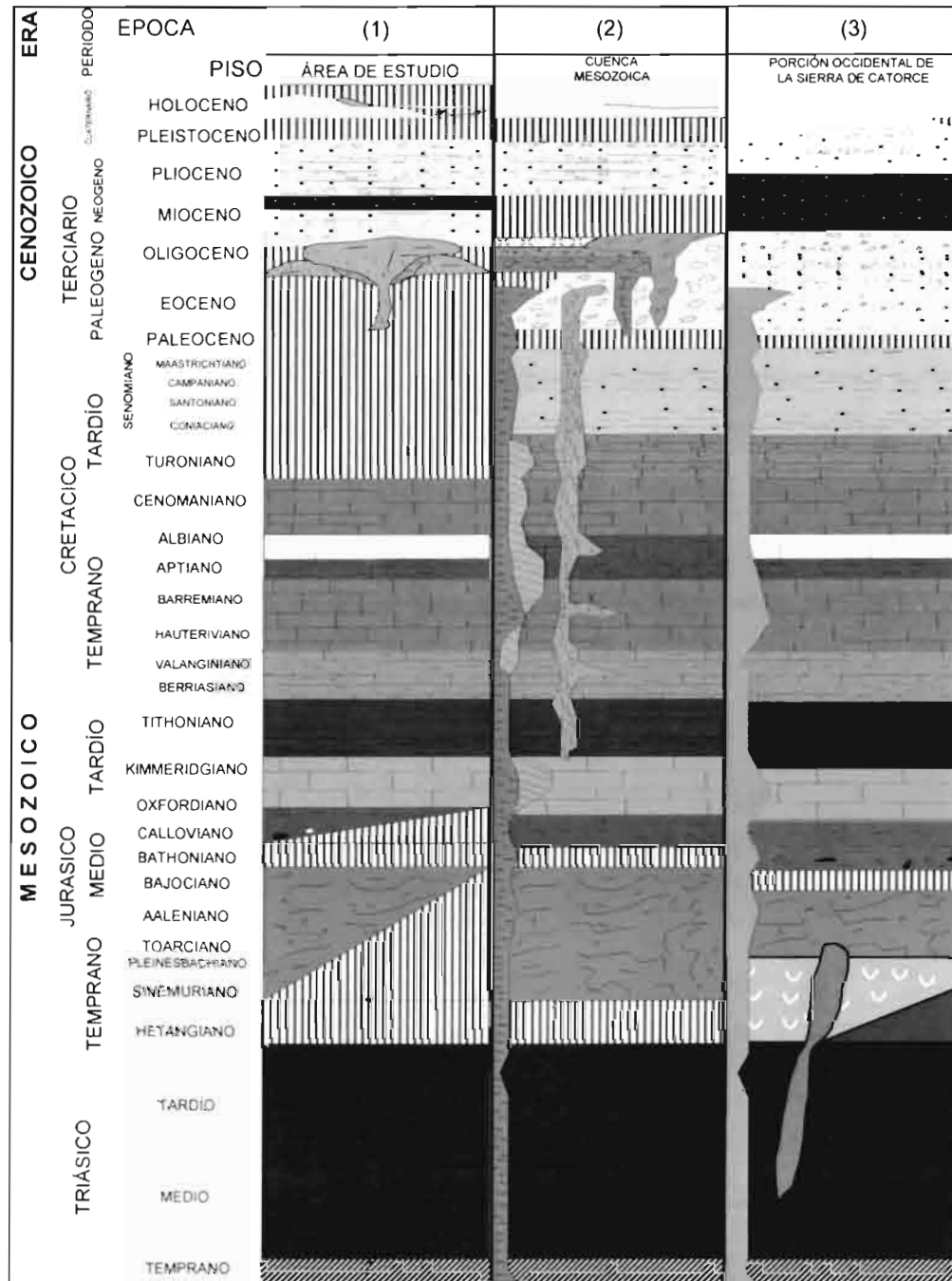
-  Secuencia Mesozoica
-  Formación Zacatecas
-  Terciario Volcánico

Fuente: Goggle Earth

Imagen de satélite que muestra una estructura de un anticlinal buzante; este presenta un rumbo general NW - SE con vergencia hacia el E y NE.



# A N E X O 3



(1) Rivera Mendoza et al. (1999), modificado por Escalante Martínez (2006)

(2) López Ojeda et al. (2000)

(3) Barboza Gudiño et al. (2004)

**Tabla de Correlación Estratigráfica** 115

## BIBLIOGRAFIA

- AGUAYO, C., BELLO, M., RUÍZ, V., 1985; Estudio Estratigráfico Sedimentológico del Jurásico Superior en la Cuenca Mesozoica del Centro de México: Inst. Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Proy. C-1153 (inédito).
- AGUILLÓN-ROBLES, A., 1994; Estructura interna de los domos riolíticos del Área del Tepetate, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de geología, Folleto Técnico No. 118, 58 p.
- ANDERSON, T. H., Mc KEE, J. W., JONES, N. W., 1991; A Northwest Trending, Jurassic Fold Nappe, Northernmost Zacatecas, Mexico. Rev. Tectonics Vol. 10 No. 2 pp. 383-401.
- ANDUAGA SIMON Jr., 1925; Informe Preliminar Sobre Depósitos Minerales de la Sierra Santa Gertrudis, Municipios de Santo Domingo y Charcas, S.L.P: Archivo Técnico CRM, 240029-16 (inédito).
- BARBOZA-GUDIÑO, J. R., 1989; Geologische Kartierung (1: 10,000) des Gebretes "Cañón General", Sierra de Catorce, San Luis Potosí / México.mit besonderer Berücksichtigung des para-aber jurassischen Grundgebirges: Clausthal Alemania, Universität Clausthal, Institut für Geologie und Paleontologie, levantamiento geológico e informe para obtener el grado de diploma, 107 p. (inédito).
- BARBOZA-GUDIÑO, J. R., ÁLVAREZ-MAYA V. M., TORRES-HERNÁNDEZ J. R., 1998; Carta Geológico-Minera Hoja Real de Catorce: Editada por el COREMI.
- BARBOZA-GUDIÑO, J. R., TRSTÁN-GONZÁLEZ, M., TORRES-HERNÁNDEZ J. R., 1998; The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in north eastern Mexico.- Geofísica International, Vol. 37, Num. 4, p 283-292. México, D. F.
- BARBOZA-GUDIÑO, J. R., TRISTÁN-GONZÁLEZ, M., TORRES-HERNÁNDEZ, J. R. 1999; Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern Mexico: A review., in BARTOLINI, C., WILSON, J. L. and LAWTON, T. F., eds. Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Geology Society of America Special Paper 340, p. 197-210.
- BARTOLINI, C., 1998; Stratigraphy, geochemistry, geochronology and tectonic setting of the Mesozoic Nazas Formation, north-central Mexico: Ph. D. dissertation, University of Texas at el Paso 557 p.
- BARTOLINI, C., LANG H., CANTÚ-CHAPA A., AND BARBOZA-GUDINO J. R., 2001; The Triassic Zacatecas Formation in central Mexico: Paleotectonic, Paleogeographic, and Paleobiogeographic implications, in BARTOLINI C., BUFFLER R. T., AND CANTU-CHAPA A., The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basin, and petroleum systems: AAPG Memoir 75, p. 295-315.
- BARRAGÁN-MANZO, R., DÍAZ-OTERO, C., 2004; Análisis de Microfacies y Datos Paleontológicos de la Transición Barremiano-Aptiano en la Sierra del Rosario, Durango, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas Vol. 21, núm 2, 2004, p. 247-259.

- BELCHER, R. C. 1979; Depositional environments, paleomagnetism; and tectonic significance of Huizachal Redbeds (Lower Mesozoic), northeastern Mexico: Ph D. dissertation, University of Texas at Austin (inédita).
- BLICKWEDE, J.F., 1981; Stratigraphy and Petrology of Triassic (?) "Nazas Formation", Sierra de San Julián, Zacatecas, Mexico: Louisiana, Nueva Orleans, university of New Orleans, tesis de Maestría, 100 p. (inédita).
- BÖSE, E., 1923; Vestiges of an ancient continent in northeast Mexico: American Journal Science, 5a Serie, v. 6, p 127 – 136.
- BURKHARDT, C., 1905; La Faune Marine du Trias Superieur de Zacatecas: Bol Instituto Geológico de México No. 21 pp. 5-38.
- BURKHARDT, C., 1910; Estudio geológico de la Región de San Pedro del Gallo: Instituto Geológico de México, p. 307 – 357.
- BURKHARDT, C., 1912; Faunes Jurassiques et Cretaciques de San Pedro del Gallo: Instituto Geológico de México, Boletín 29, 264 p.
- BURKHARDT, C., 1930; Etude Synthetique sur le Mesozoique Mexicain: Memorie de la Société paléontologique Suisse, v. 49, p. 1 – 123, v. 50, p. 123 – 280.
- BURKHARDT, C., SCALIA, S., 1906; Sobre el descubrimiento del Triásico Marino en Zacatecas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, V. 2, p. 43 – 45.
- BURKHARDT, C., SCALIA, S., 1906; Geologie des Environs de Zacatecas: X Congreso Geológico Internacional. Guía de Excursiones No. 16, pp. 1-45.
- BUTLER, J. H., 1972; Geology of the Charcas Mineral District San Luis Potosí, México: Colorado, School of Mines, tesis de Maestría, 170 p. (inédita).
- CAMPA-URANGA, M. F., CONEY PETER, J., 1983; Tectonostratigraphic Terranes and Mineral Distribution in Mexico: Can. Jour. of Science, 20, pp.1040-1051.
- CANTÚ-CHAPA, A., 1969; Una nueva localidad del Triásico superior Marino en México: Instituto Mexicano del Petróleo (I.M.P.), Revista, v. 1, p. 71 - 72.
- CARRILLO-BRAVO, J., 1961; Geología del Anticlinorio Huizachal Peregrina al noreste de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 13, 100 p.
- CARRILLO-BRAVO, J., 1968; Reconocimiento Geológico Preliminar de la Porción Central del Altiplano Mexicano: Informe inédito de Petróleos Mexicanos, Subgerencia de Exploración, Zona Norte.
- CARRILLO-BRAVO, J., 1971; La Plataforma Valles-San Luis Potosí: Bol. AMGP, Vol. XXIII, Nos. 1-6.

- CARRILLO-BRAVO, J., 1982; Exploración petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 34, No. 1, p. 21 – 46.
- CENTENO-GARCÍA, E., 1994; Tectonic Evolution of the Guerrero Terrane, Western Mexico: University of Arizona, Ph. D. Dissertation, 220 pp.
- CHAVEZ-AGUIRRE, J. M., 1968; Bosquejo Geológico de la Sierra de Peñón Blanco, Zac: Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México, 78 p. (inédita).
- CORDOBA-MÉNDEZ, D. A., 1965; Hoja Apizolaya 13 R – 1 (9), con resumen de la geología de la Hoja Apizolaya, Estados de Zacatecas y Durango: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de geología.
- CUEVAS-PÉREZ, E., 1985; Geologie des älteren mesozoicums in Zacatecas und San Luis Potosí, Mexiko (Ph. D. Thesis): Universität Marburg, Alemania, 189 p.
- DE CSERNA, Z., 1956; Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey: 20 th, Congreso Geológico Internacional.
- DE CSERNA, Z., 1976; Geology of the Fresnillo Area, Zacatecas, Mexico: Geological Society of America Bull., Vol. 87, pp. 1191-1199.
- DUNHAM, R. J., 1962; Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in W. E. Ham, ed., Classification of carbonate rocks: AAPG Memoir 1, p. 108 – 121.
- DURAN-M., H. 1980; Informe Sobre la Visita de Reconocimiento a los Lotes Mineros OH-1, OH-2, OH-3, OH-4, Los Hornitos y Santa Gertrudis, Municipio de Charcas, S.L.P: Archivo Técnico CRM, 240107 (inédito).
- EGUILUZ-DE ANTUÑANO, S., ARANDA-GARCÍA, M., MARRET RANDAL., 2000; Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, A.C., Núm. Especial: Avances de la Geología Mexicana en la última década, Tomo LIII, No. 1, p. 1-26.
- ERBEN, H.K., 1956; Estratigrafía a lo largo de la Carretera México, D.F., Necaxa, y Huayacocotla, Veracruz, México: 20 th, Congreso Geológico Internacional. Libreto guía de la Excursión C – 8.
- FASTOVSKY, D. E., BOWRING, S. A. Y., HERMES, O. D., 1997; Radiometric Age Dates for the La Boca Vertebrate Assemblage (Late Early Jurassic), Huizachal Canyon, Tamaulipas: Mexico. 2ª Conv. Sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados. Pachuca Hidalgo, Resúmenes. Inst. Geol. UNAM.
- FLORES-AGUILLÓN. G., 1986; Informe de la Visita de Reconocimiento Efectuada en el Lote Tres Estrellas, Municipio de Charcas, S.L.P: Archivo Técnico CRM, 240114 (inédito).
- FLORES-AGUILLÓN, G., PALACIOS-GARCÍA, R., 1991; Resultados de la Exploración Regional con Apoyo de Helicóptero, 2ª Etapa Zonas Catorce, Rita, Guangoche y Gertrudis Estado de San Luis Potosí: Archivo Técnico CRM, 240213-01 (inédito).

- FLÜGEL, E., 2004; *Microfacies of Carbonates Rocks, Analysis, Interpretation and Application*, editorial Springer.
- FOLK, R. L., 1954; The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Journal of Geology* 62 (4), 344-359.
- FOLK, R. L., 1962; Spectral subdivision of limestone types, in W. E. Ham, ed., *Classification of carbonates rocks: AAPG Memoir 1*, p. 62 – 84.
- GALLO, PADILLA-GÓMEZ, E., CONTRERAS, B. Y CEDILLO, E., 1993; Hallazgos paleontológicos del Triásico Marino en la región central de México: *Revista de la Sociedad Mexicana de Pelontología*, v. 6, No. 1, p. 1 – 9.
- GARCÍA-D., ZWANSIGER, J. A., 1971; Reconocimiento Geológico del Área General Cepeda Coah., y Concepción del Oro, Zac: Informe Geológico de Petróleos Mexicanos NEM-1182 (inédito).
- GÓMEZ-LUNA, M. E., CEDILLO-PARDO, E., CONTRERAS Y MONTERO, B., GALLO-PADILLA, I., MARTÍNEZ-CORTÉS, A., 1997; El Triásico Marino en la Mesa Central de México: Implicaciones paleogeográficas: II Convención sobre la evolución geológica de México y recursos asociados (Simposio y Coloquio): Instituto de Investigación en Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Hidalgo e Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 67-71.
- GUEL-DÍAZ DE LEÓN, A., 1985; Monografía: Mesa Central y Plataforma de Valles-San Luis Potosí: Petróleos Mexicanos, Superintendencia General de Distritos de Exploración Petrolera, Zona Norte. Publicación inédita.
- GUEL-DÍAZ DE LEÓN, A., TENORIO-LAVIN, J. L., 1982; Compendio de Estudios Realizados en el Pozo Taponá No.1: Petróleos Mexicanos, Superintendencia General de Distritos de Exploración Petrolera, Zona Norte. Publicación inédita.
- GUTIERREZ-AMADOR, M., 1908; Las capas cárnicas de Zacatecas: *Boletín de la sociedad Geológica Mexicana*, v. 4, p. 29 – 35.
- HENRICH, E. WM., 1972; *Petrografía Microscópica*: Ediciones Omega, S. A., 2ª. Edición. Barcelona, España.
- HOPPE, M., BARBOZA-GUDINO, J.R., AND, HANS-MARTIN, S., 2002; Late Triassic submarine fan deposits in northwestern San Luis Potosí, México – lithology, facies and diagenesis.- *N. Jb. Geol... Paläont. Mh.*, p. 705-724; Stuttgart, Alemania.
- HUMPHREY, W. E., 1949; *Geology of the Sierra de Los Muertos Área, México*: *Geol Soc of América Bull.*, Vol. 60, pp. 80-176
- HUMPHREY, W. E., DIAZ, T., 1956; *Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphy and Tectonics of Northeast Mexico*: Petróleos Mexicanos, Informe Inédito.
- IMLAY, R. W., 1936; *Geology of the Western Part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico*: *Geol. Soc. of America Bull.* Vol. 47, pp. 1091-1152.

- IMLAY, R W., 1937; Geology of the Middle Part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: Geol. Society of America Bull. Vol.48 pp. 587-630
- IMLAY, R. W., 1938; Studies of the Mexican Geosyncline: Geol Soc. of America Bull. Vol. 49, pp.1657-1662.
- IMLAY, R. W., 1943; Jurassic formations of the gula region: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 27, p. 407-1533.
- INEGI, 1971; (Hoja) Presa de Santa Gertrudis (F14A-33). Carta Geológica y Topográfica (Hoja) Matehuala (F14-1), San Luis Potosí: Cartas geológica y topográfica escala 1:50,000
- JIMÉNEZ-CAMARGO D.I., PORRES-LUNA, R.P., RIVERA-CARRANCO, E., 1982; Geología de la Región Charcas-Venado, San Luis Potosí: Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- JONES, N. W., MCKEE, J. W., ANDERSON, T. H., AND SILVER, T. H., 1990; Nazas Formation: A remnant of the Jurassic arc of western North America in north-central Mexico: Geological Society of America Abstract with Programs, v. 22, no. 7, p. A327
- KELLUM, L.B., 1936; Geology of the mountains best of the Laguna District: Geological Society of American Bulletin, v. 47, p. 1039 – 1090.
- KELLY, W. A., 1936; Geology of the Mountains Bordering the Valleys of Acatita and Las Delicias: Geol. Soc. of America Bull. Vol. 47, pp. 969-1008.
- LABARTHE-HERNÁNDEZ, G., TRISTÁN-GONZÁLEZ, M., ARANDA-GÓMEZ, J J., 1982; Revisión Estratigráfica del Cenozoico en la Parte Central del Estado de San Luis Potosí: Folleto Técnico no. 85, Instituto de Geología y Metalurgia UASLP.
- LABARTHE-HERNÁNDEZ, G., AGUILLÓN-ROBLES, A., 1986; Cartografía Geológica 1:50,000 Hojas: Salinas y Villa de Ramios, Edos. De San Luis Potosí y Zacatecas. Folleto Técnico No. 106, Instituto de Geología UASLP.
- LABARTHE-HERNÁNDEZ, G., JIMÉNEZ-LÓPEZ, L., 1991; Cartografía Geológica 1:50,000 de las Hojas Cerritos de Bernal, Santo Domingo, El Estribo y La Herradura, Estado de San Luis Potosí, México: Folleto Técnico N. 113, Instituto de Geología UASLP.
- LÓPEZ-DONCEL, R., LABARTHE-HERNÁNDEZ, G., MATA-SEGURA, J. L., 2005; Estudio Sedimentológico-Estratigráfico de la Sierra Las Pilas (Paleozoico) y Sierra El Cartucho (Mesozoico) en la porción noroccidental del Estado de Chihuahua, México (Distrito Minero de Bismark): Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 22, núm. 3, 2005, p. 298-314.
- LÓPEZ-INFANZÓN, M., 1986; Estudio petrogenético de las rocas igneas en las formaciones Huizachal y Nazas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 47, p. 1-42.
- LÓPEZ-LINARES, A. S., 1982; Cartografía Geológica 1:50,000 Hoja Venado S.L.P: Revista Instituto de Geología y Metalurgia UASLP, pp. 29-59.

- LUGO-HUBP, J., 1990; El Relieve de la República Mexicana: Revista del Instituto de Geología, UNAM, Vol. 9 No.1, pp. 82-111.
- LUHR, J. F., PIER, J. C., ARANDA-GOMEZ, J. J., PODOSEK, I. A., 1993; Crustal Contamination in Early Basin and Range Hawaiites of the Los Encinos Volcanic Field, Central Mexico: Contributions Mineral Petrology 118, Springer Verlag, pp. 321-339.
- MALDONADO-KOERDELL, M., 1948; Nuevos datos geológicos y paleontológicos sobre el Triásico de Zacatecas: Anales de la Escuela Nacional de Ciencias Biológicas, v. 5, No. 3 – 4, p. 292 – 294.
- MARTÍNEZ-CARDONA, A., MALPICA-CRUZ, R., 1983; Estudio Estratigráfico – Sedimentológico de la Formación Zacatecas en la Cuenca del Centro de México: Instituto Mexicano del Petróleo (I.M.P.), Informe interno, C – 1134, 33 p. (inédita).
- MARTÍNEZ-PÉREZ, J., 1972; Exploraciones geológicas del Área, El Estribo – San Francisco (Hojas K – 8 y K – 9): Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 24, p. 325 – 402.
- MARTÍNEZ-RODRÍGUEZ, L., 1993; Verificación de Anomalías, Zona Gertrudis, Municipios de Catorce, Charcas y Santo Domingo, San Luis Potosí: Archivo Técnico CRM (inédito).
- MATTAUER, M. 1976; Las Deformaciones de los Materiales de la Corteza Terrestre: Ediciones Omega Barcelona, Colección Métodos.
- Mc GEHEE, R., 1976; Las Rocas Metamórficas del Arroyo de La Pimienta, Zacatecas, Zac: Bol. De la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. XXXVII, No. 1, pp. 1-10.
- MICHALZIK, D., 1988; Trias bis Tiefste unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko – Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes (Ph. D. thesis): Technische Hochschule Darmstadt, 247 p.
- MIXON, R. B., 1958; Jurassic Formation of the Ciudad Victoria area Tamaulipas, Mexico. Baton Rouge, Luisiana State University, tesis de Maestría, 70 p. (inédita).
- MIXON, R. B., MURRAY, G. E., DIAZ-GONZALEZ, T., 1959; Age and Correlation of the Huizachal Group (Mesozoic) State of Tamulipas: Mexico. Amer. Assoc. of Petroleum Geologists Bull. Vol. 43 pp. 757-771.
- MONOD, O., PARGA-PEREZ, J., 1991; Una Nueva Interpretación Estructural del Distrito Minero de Fresnillo, Estado de Zacatecas: Conv. Sobre la Evolución Geológica de México. Primer Congreso Mexicano de Mineralogía. Instituto de Geología, UNAM, pp.118-120.
- MUIR, J. M., 1836; Geology of the Tampico region Mexico: American Association of Petroleum Geologic, 280 p.
- PANTOJA-ALOR, J., 1972; Datos Geológicos-Estratigráficos de la Formación Nazas: Mem. Soc. Geol. Mexicana, 2ª Convención Nacional. México, D.F. p. 25 – 31.

- PEREA-MARTÍNEZ, J. J., 1961; Bosquejo geológico del Distrito Minero de zacatecas: Consejo de Recursos Naturales no Renovables (México), Boletín 52, 38 p.
- PETTIJOHN, F. J., 1949; Sedimentary rocks: New York, Harper and Brothers, 526 p.
- RANSO, M. W., FERNANDEZ, L., SIMONS, W. Jr., ENCISO-DE LA VEGA, S., 1982; Petrology of the Metamorphic Rocks of Zacatecas, Zac: México. Bol. de la Soc. Geol. Mexicana, Vol. 43, No. 1 pp. 37-59.
- RAISZ, E., 1959; Landforms of México. Cambridge Mass., Private Edition, esc. 1:3 000 000.
- REASER, D. F., BACON, R. W., ENCISO DE LA VEGA, S., 1989; Geology of Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: Abstract for 28 th Internacional Geology Congress, v. 2 of 3, Washington. D. C. p. 2 – 679 - 2 – 680.
- REYNOSO-ROSALES, V – H., 1992; Descripción de los esfenodontes (sphenodontia reptilia) de la fauna del Cañón del Huizachal (Jurásico Temprano – Medio), Tamaulipas, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de Maestría, 86 p. (inérita).
- RIVERA-MENDOZA, O., CHAM-AMARAL, C., ESPINOZA-ARAMBURU E., 1999; Informe de la Carta Geológico Minera y Geoquímica Presa de Santa Gertrudis (F - 14 - A - 33), Escala 1:50,000, Estado de San Luis Potosí. Editada por el COREMI en convenio con la Facultad de Ingeniería de la UASLP.
- ROGER, C.L., DE CSERNA, Z., TAVER, E., OLLOA, S., 1957; Geología General y Depósitos de Fosfatos del Distrito de Concepción del Oro, Estado de zacatecas: Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales, Boletín 38, 129 p.
- ROGER, C.L., DE CSERNA, Z., VLOTEN, R., TAVERA-AMEZCUA, E., OJEDA-RAMÍREZ, J., 1961; Reconocimiento Geológico de Depósitos de Fosfato del Norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí, México: Consejo de Recursos Naturales no Renovables (México), Boletín 56, 322 p.
- ROSS, M. A., 1979; Stratigraphy of the Tamaulipas Limestone, North-eastern Mexico: M.S. Thesis, University of Texas at Arlington, 96 p. (inérita).
- SALAZAR-MITRE L. M., 1989; La Megafalla Laramídica de San Tiburcio, Estado de Zacatecas: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 8, Num. 1, p. 47 – 51.
- SECRETARÍA DE AGRICULTURA Y RECURSOS HIDRAULICOS, 1987; Carta Hidrográfica con Base en Imágenes de Satélite: Regiones Hidrológicas de la República Mexicana, Hoja 1/1, edición SIGSAPROEESA.
- SEDLOCK, R. L., ORTEGA-GUTIERREZ, F., SPEED ROBERT, C., 1993; Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico: Geological Society of America Special Paper No. 278.
- SILVA-ROMO, G., 1993; Estudio de la Estratigrafía y Estructuras Tectónicas de la Sierra de Salinas, Edos. de S.L.P. y Zac: Tesis de Maestría en Ciencias (Geología), Facultad de Ciencias, División de Estudios de Postgrado, UNAM.



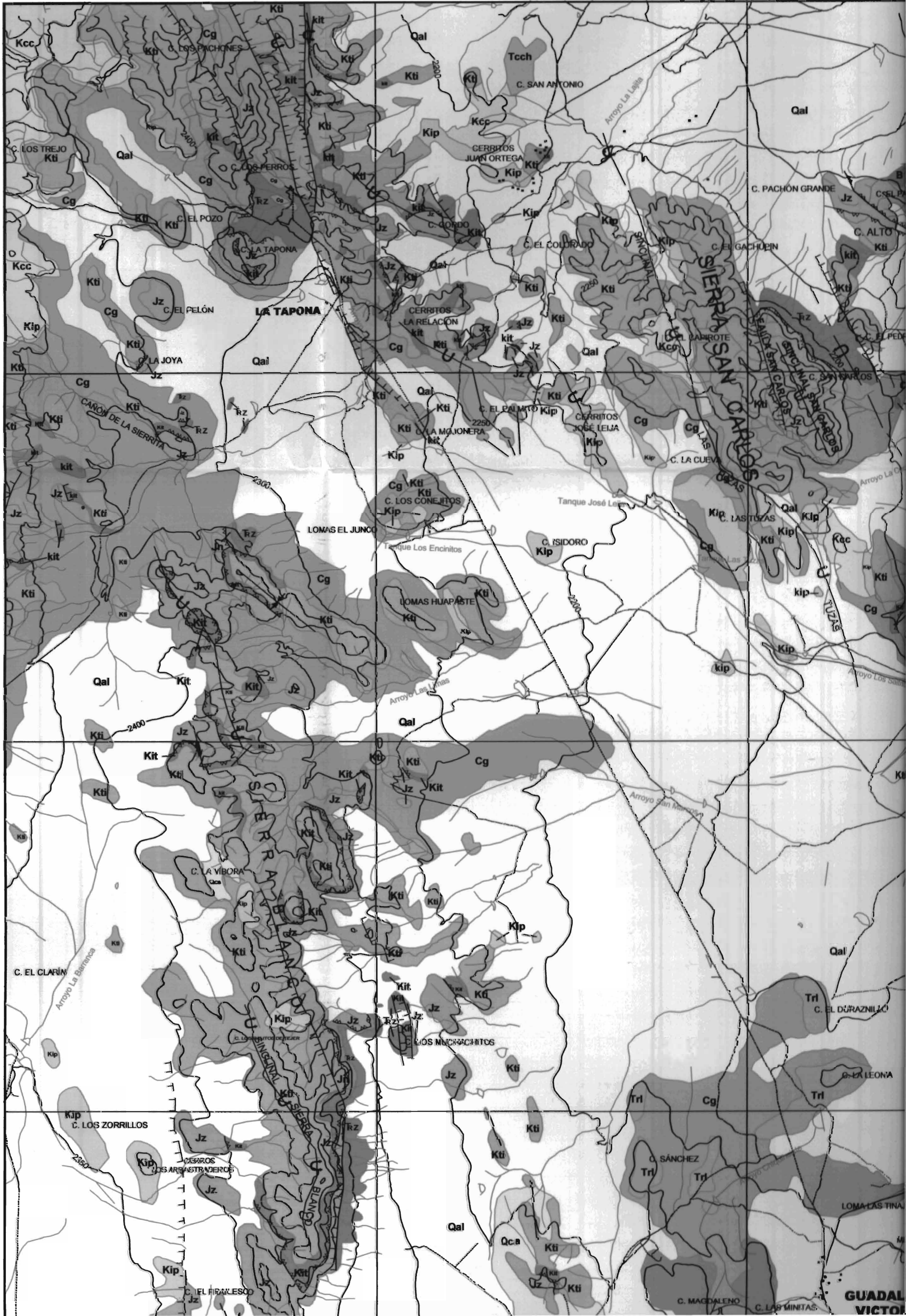
- SILVA-ROMO, G., ARELLANO-GIL, J., MENDOZA-ROSALES, C., NIETO-OBREGON, J., 2000; A Submarine fan in the Mesa Central, Mexico.: *Journal of South American Herat Sciences*, Num. 13, p. 429-442.
- SILVER, L. T., ANDERSON, T. H., 1974; Possible Left Lateral Early to Middle Mesozoic Disruption of the Southwestern North America Craton Margin: *Geol. Soc. of America Abstracts with Programs* Vol. 6, 955 p.
- STEWART, J.H., 1978; Basin and Range structure in Western North America a review: *Geological Society of America Memoir*, v. 152, p. 1 – 30.
- TRISTÁN-GONZÁLEZ, M., 1986; Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes, en los Estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 107, 91 p.
- TRISTÁN-GONZÁLEZ, M., TORRES-HERNÁNDEZ, J. R., 1992; Cartografía Geológica 1:50,000 de la Hoja Charcas, Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología. Folleto Técnico No. 115, 94 p.
- TRISTÁN-GONZÁLEZ, M., TORRES-HERNÁNDEZ, J. R., 1994; Geología de la Sierra de Charcas, Estado de San Luis Potosí, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 11 No. 2, Instituto de Geología UNAM.
- TRISTÁN-GONZÁLEZ, M., TORRES-HERNÁNDEZ, J. R., MATA-SEGURA, J. L., 1995; Geología de la Hoja Presa de Santa Gertrudis, S.L.P., México. Folleto Técnico No. 122, Instituto de Geología UASLP.
- VENEGAS-RODRÍGUEZ, G., 2005; Aportaciones a la Interpretación de los Procesos de Sedimentación en la Secuencia Siliciclástica Marina del Triásico Tardío en la Porción Occidental del Estado de San Luis Potosí: Trabajo de Tesis, Facultad de Ingeniería de la UASLP.
- ZAVALA-MONSIVAÍS, A., 2000; Petrografía de Rocas Volcánicas Pre-Oxfordianas en la Parte Occidental del Estado de San Luis Potosí: Trabajo Recepcional, Facultad de Ingeniería de la UASLP.
- ZWANSIGER, J. A., 1978; Geología Regional del Sistema Sedimentario Cupido: *Bol. AMGP*, Vol. XXX, Números 1 y 2. Pp.1-56.
- <http://www.inegi.gob.mx/>
- <http://www.geologia.uson.mx/academicos/amontijo/carbonatos/ppal.htm>

2600000

2595000

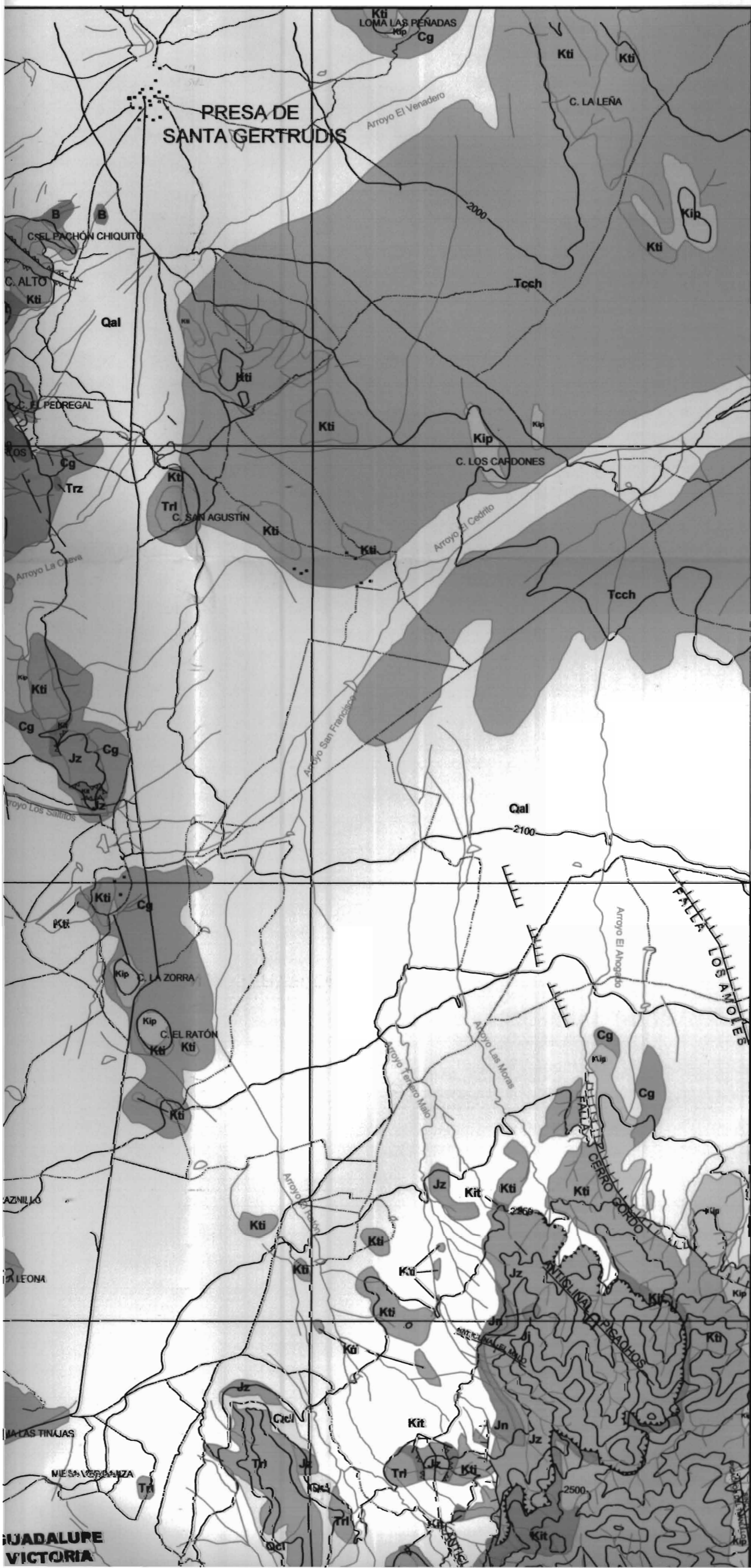
2590000

2585000



GUADAL  
VICTO

# E X P L I C A



TRIÁSICO JURÁSICO CRETÁCICO TERCIARIO CUATERNARIO

Qal	Aluvión
Qca	Caliche
Qcl	Coluvión
Cg	Conglomerado
B	Basalto Los E
Tcch	Conglomerado
Trl2	Riolita Lajas 2
Trl1 / Tpl	Riolita Lajas 1
Kcc	Formación Cu
Kip	Fm. Tamaulip
Kti	Formación Ta
Kit	Formación Ta
Jc	Formación La
Jz	Formación Zu
Jj	Formación La
Jn	Formación Na
Trz	Formación Za

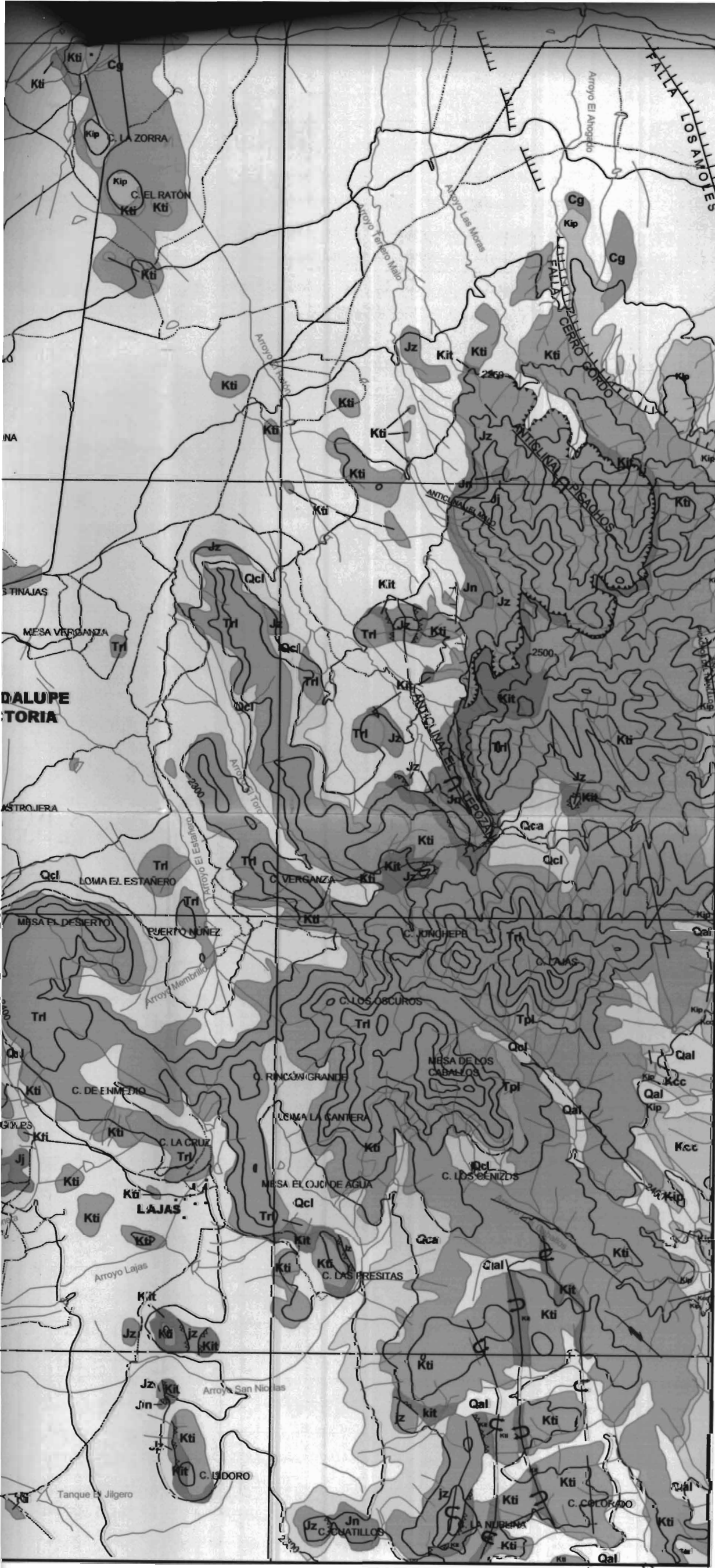
- FALLA NORMAL
- FALLA INVERSA
- ANTICLINAL RECUMBENTE
- SINCLINAL RECUMBENTE
- ANTICLINAL







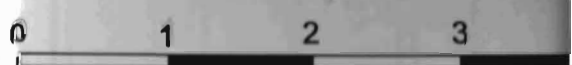




TRIÁSICO JURÁSICO CRETÁCEO

- Kit Formación Tarapacá
- Jc Formación La Cruz
- Jz Formación Zuloaga
- Jj Formación La Jirana
- Jn Formación Nazca
- Trz Formación Zaca

- FALLA NORMAL
- FALLA INVERSA
- ANTICLINAL RECUMBENTE
- SINCLINAL RECUMBENTE
- ANTICLINAL
- SINCLINAL
- FRACTURA
- FALLA NORMAL INFERIDA
- FALLA DE DESPLAZAMIENTO LATERAL
- DECOLLEMENT
- CONTACTO GEOLÓGICO



**ESCALA GRÁFICA**  
 BASE TOPOGRÁFICA UTILIZADA DE 1:50,000  
 CONVERTIDA A DATUM: NAD 27 M. I. E. S.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SUCRE  
 FACULTAD DE CIENCIAS  
 ÁREA DE CIENCIAS DE LA TIERRA

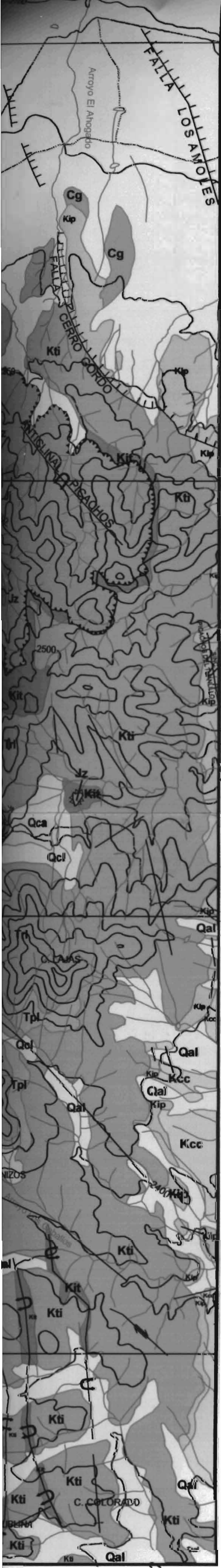
**PLANO GEOLÓGICO DEL ÁREA**  
 (COGYE GALLOS - LA TAPONA)

REALIZÓ:  
 JOSÉ LUIS ESCALANTE MARTÍNEZ

ASESOR:  
 DR. JOSÉ RAFAEL BARBOZA GUDIÑO

280000

285000



TRIÁSICO JURÁSICO C R

- Kit Formación Taraíses
- Jc Formación La Caja
- Jz Formación Zuloaga
- Jj Formación La Joya
- Jn Formación Nazas
- Trz Formación Zacatecas

- |   |   |
|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> <li> FALLA NORMAL</li> <li> FALLA INVERSA</li> <li> ANTICLINAL RECUMBENTE</li> <li> SINCLINAL RECUMBENTE</li> <li> ANTICLINAL</li> <li> SINCLINAL</li> <li> FRACTURA</li> <li> FALLA NORMAL INFERIDA</li> <li> FALLA DE DESPLAZAMIENTO LATERAL</li> <li> DECOLLEMENT</li> <li> CONTACTO GEOLÓGICO</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li> ARROYO O CORRIENTE DE AGUA</li> <li> ESTANQUE O CUERPO DE AGUA</li> <li> BRECHA</li> <li> VEREDA</li> <li> TERRACERÍA</li> <li> POBLADO</li> <li> CURVA DE NIVEL MAESTRA</li> </ul> |
|---|---|



**ESCALA GRAFICA**

BASE TOPOGRÁFICA UTILIZADA DE INEGI 2001  
CONVERTIDA A DATUM: NAD 27 MÉXICO

<b>UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ</b> FACULTAD DE INGENIERÍA ÁREA DE CIENCIAS DE LA TIERRA	
<b>PLANO GEOLÓGICO - ESTRUCTURAL</b> <b>DEL ÁREA DE ESTUDIO</b> (COYOTILLOS - LA TAPONA - PRESA DE SANTA GERTRUDIS, S.L.P.)	
REALIZÓ: <b>JOSÉ LUIS ESCALANTE MARTÍNEZ</b>	<b>TRABAJO RECEPCIONAL</b>
ASESOR: <b>DR. JOSÉ RAFAEL BARBOZA GUDIÑO</b>	<b>ANEXO No. 4</b>

285000