

00364



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

Posgrado en Ciencias de la Tierra

Instituto de Geología

**CARACTERIZACIÓN TECTÓNICA Y PROCEDENCIA
DE LA FORMACIÓN TARAY, REGIÓN DE PICO
DE TEYRA, ESTADO DE ZACATECAS**

T E S I S

Que para obtener el grado de:

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS
(GEOQUÍMICA Y PETROLOGÍA)

P R E S E N T A

CIRO DÍAZ SALGADO

DIRECTORA DE TESIS: DRA. ELENA CENTENO GARCÍA



México D.F.

Julio, 2004



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

Í N D I C E

Resumen

Introducción

| | |
|---------------------------------------|---|
| Generalidades y trabajos previos..... | 4 |
| Localización y vías de acceso..... | 6 |
| Objetivos..... | 8 |
| Metodología..... | 8 |

Geología Regional

| | |
|--|----|
| Estratigrafía..... | 11 |
| Basamento | 11 |
| Formaciones Rodeo, Caopas y Nazas..... | 12 |
| Formación Zuloaga..... | 20 |
| Rocas carbonatadas cretácicas..... | 20 |
| Intrusivo Pico de Teyra..... | 21 |
| Basaltos..... | 23 |

Descripción de la Formación Taray

| | |
|--|----|
| Características sedimentológicas y estratigráficas..... | 24 |
| Asociación de facies que representan la matriz..... | 25 |
| Facies de lutita..... | 25 |
| Facies Arenosa..... | 27 |
| Facies conglomerática..... | 28 |
| Facies de calizas bioclásticas..... | 28 |
| Bloques exóticos dentro de la matriz siliciclástica..... | 30 |
| Bloques de caliza recristalizada..... | 30 |
| Bloques de pedernal negro..... | 31 |
| Bloques de pedernal verde..... | 31 |
| Bloques de basalto..... | 33 |
| Bloques de serpentinita..... | 35 |

Paleontología y edad 37

Petrografía e isotopía de U/Pb y Sm/ Nd de las rocas sedimentarias

| | |
|--|----|
| Petrografía..... | 41 |
| Isotopía de U/Pb en zircones detríticos..... | 44 |
| Isotopía de Sm/Nd de lutitas y areniscas..... | 49 |
| Comparación de los isótopos de Sm/Nd de la Formación Taray con otras unidades siliciclásticas..... | 51 |
| Complejo Arteaga (Formación Varales)..... | 52 |
| Formación Zacatecas..... | 52 |
| Formación La Ballena..... | 52 |
| Formación Venadillo..... | 53 |

Geoquímica de los bloques tectónicos

| | |
|---|----|
| Diagrama de Nb, Y, Zr y TiO ₂ para la clasificación de rocas volcánicas..... | 57 |
| Diagramas multielementales de tierras raras y arcnigramas..... | 58 |
| Diagramas de discriminación petro-tectónica de elementos traza..... | 63 |
| Isótopos de Sm/Nd..... | 68 |
| Comparación de los basaltos almohadillados de la Formación Taray, con unidades ígneas basálticas del Complejo Arteaga y la Formación Zacatecas..... | 70 |


Geología estructural

| | |
|--|----|
| Características estructurales de la Formación Taray..... | 72 |
| Discusión | 82 |
| Conclusiones | 88 |
| Referencias | 90 |

Anexo 1: Mapa geológico

Anexo 2: Mapa de ubicación de muestras

Anexo 3: Mapa de ubicación de figuras

Ciro Diaz
Salgado
15 de Junio 2004
Ciro Diaz 

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1.- Mapa de terrenos tectonoestratigráficos de México modificado de Campa and Coney (1983), indicando la localización de la Formación Taray..... | 6 |
| Figura 2.- Mapa de localización y acceso al área de estudio..... | 7 |
| Figura 3.- Microcontinente Oaxaquia y sus posibles extensiones, modificado de Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i> , (1995), mostrando la ubicación del área de estudio..... | 11 |
| Figura 4.- a) Intercalación de areniscas, limolitas y conglomerados de la Formación Nazas en el área de las Norias..... | 14 |
| Figura 4.- b) Conglomerado clasto soportado de la Formación Nazas, cerca del cañón El Mimbres, al norte del área de estudio..... | 15 |
| Figura 5.- a) Conglomerado con matriz arenosa de la Formación Nazas, con clastos de cuarzo lechoso, areniscas y pedernal negro derivados de la Formación Taray. Además de algunos clastos volcánicos. b) Fotografía de la gradación inversa, de izquierda a derecha, del mismo afloramiento, localizado en el Arroyo El Rucio..... | 16 |
| Figura 6.- a) Afloramiento del contacto entre la Formación Taray (izquierda) y el conglomerado basal de la Formación Nazas (derecha); b) vista más amplia de (a) para mostrar la cizalla y fuerte deformación de la Formación Taray, que contrasta con la incipiente deformación de la Formación Nazas..... | 17 |
| Figura 7.- a-b) Acercamiento de la discordancia entre las formaciones Taray y Nazas, mostrando el conglomerado basal (derecha) y una deformación más intensa en la Formación Taray (izquierda); c) Intercalación del conglomerado basal y areniscas de la Formación Nazas en la discordancia, obsérvese como no muestra mayor deformación; d) Acercamiento de la discordancia..... | 18 |
| Figura 8.- Afloramiento del contacto tectónico entre la Formación Nazas y Zuloaga en el área de Las Norias. Aunque regionalmente los echados de ambas formaciones son casi paralelos, en el contacto se formó una gruesa brecha tectónica..... | 19 |
| Figura 9.- Vista hacia el suroeste del intrusivo Pico de Teyra..... | 22 |
| Figura 10.- Fotomicrografía en nícoles cruzados del intrusivo Pico de Teyra, es una granodiorita con textura fanerítica..... | 22 |
| Figura 11.- Fotomicrografía en nícoles cruzados del basalto con microtextura traquítica, se observan tanto microlitos como fenocristales de plagioclasa y de olivino..... | 23 |

| | |
|---|----|
| Figura 12.- Columna estratigráfica esquemática de las facies litológicas de la Formación Taray..... | 25 |
| Figura 13.- Afloramiento de lutitas con laminación, intercaladas con estratos delgados de arenisca..... | 26 |
| Figura 14. Fotomicrografía en nícoles cruzados de una lutita con desarrollo de sericita y moscovita..... | 26 |
| Figura 15.- Estrato de arenisca fracturado con laminación y estratificación convoluta..... | 27 |
| Figura 16.- Calizas bioclásticas arenosas intercaladas con lutitas y areniscas..... | 29 |
| Figura 17.- Acercamiento de las calizas bioclásticas, las flechas señalan bioclastos de gasterópodos..... | 29 |
| Figura 18.- Bloque de caliza recristalizada dentro de la matriz de lutita..... | 30 |
| Figura 19.- Intercalación de pedernal verde con laminaciones de lutita; en la esquina superior izquierda se observa una zona de cizalla intensa..... | 32 |
| Figura 20.- Fotomicrografía en nícoles cruzados de pedernal verde con laminaciones de lutita en color oscuro y tres fantasmas de radiolarios deformados en color blanco.. | 32 |
| Figura 21.- Fragmento de basalto almohadillado con relleno “interpillow” de Carbonato de Calcio en color claro..... | 33 |
| Figura 22.- Basalto almohadillado con fracturas y vesículas rellenas de calcita..... | 34 |
| Figura 23.- Fotomicrografía en nícoles cruzados de los basaltos almohadillados, formados por fenocristales de plagioclasa y calcita (secundaria), la matriz es microcristalina..... | 34 |
| Figura 24.- a) Afloramiento de serpentinita en colores más claros, mezclada tectónicamente con material carbonatado de colores más oscuros. El recuadro negro es un acercamiento, ver figura 24.-b..... | 35 |
| Figura 24.- b) Es un acercamiento de (a) para mostrar el clivaje facoidal de la roca y un fragmento relicto de gabro..... | 36 |
| Figura 25.- Muestra de mano de caliza bioclástica, mostrando placas columnares de crinoides..... | 38 |
| Figura 26.- Muestra de mano de caliza bioclástica, mostrando placas columnares de | |

| | |
|--|----|
| crinoides..... | 38 |
| Figura 27.- Diagrama de concordia U/Pb para los 94 granos de zircones detríticos de la muestra de la Formación Taray (Pt-1, ver mapa anexo). El diagrama fue construido con los programas de Ludwig (2001)..... | 46 |
| Figura 28.- Gráfica de probabilidad relativa de los 94 granos de zircones detríticos de la muestra de arenisca de la Formación Taray (Pt-1)..... | 47 |
| Figura 29.- Mapa de las unidades de procedencia de zircones detríticos y firmas Sm/Nd en areniscas y lutitas, así como las unidades con las que se correlaciona la Formación Taray..... | 51 |
| Figura 30.- Evolución isotópica de Nd de los sedimentos de las formaciones Taray, Zacatecas, La Ballena, Varales y Venadillo, cada muestra está graficada con el valor ϵ_{Nd} actual y el inicial calculado a 260 Ma..... | 54 |
| Figura 31.- Diagrama de elementos traza para clasificación de rocas volcánicas de Winchester and Floyd (1977)..... | 57 |
| Figura 32a-e).- Diagramas de tierras raras para las muestras de los 5 bloques de basaltos almohadillados de la Formación Taray, normalizados con los valores de condritas propuestos por Evensen <i>et al.</i> , (1978)..... | 60 |
| Figura 33.- Diagrama de elementos traza (aracnigrama) de los bloques de basaltos almohadillados de la Formación Taray..... | 62 |
| Figura 34.- Diagrama de Cr <i>versus</i> Ti para discriminación tectónica de toleitas bajas en potasio y basaltos de piso oceánico de Pearce <i>et al.</i> , (1975)..... | 64 |
| Figura 35.- Diagrama Ti/100 <i>versus</i> V de discriminación tectónica para toleitas de arco volcánico y basaltos de piso oceánico (Ocean Flood Basalts, OFB), propuesto por Shervais (1982)..... | 65 |
| Figura 36.- Diagrama Y/Nb <i>versus</i> TiO ₂ de discriminación tectónica entre basaltos alcalinos y basaltos tipo MORB, propuesto por Floyd and Winchester (1975)..... | 65 |
| Figura 37.- Diagrama Ta/Yb <i>versus</i> Th/Yb de discriminación tectónica y fuente magmática, propuesto por Pearce (1983)..... | 66 |
| Figura 38.- Diagrama ternario Zr/4-Nb*2-Y de discriminación tectónica, propuesto por Meschede (1986)..... | 67 |
| Figura 39.- Diagramas ternarios de discriminación tectónica propuestos por Wood (1980). La leyenda es aplicable a los dos diagramas..... | 68 |
| Figura 40.- Diagrama de tierras raras que muestra la comparación de los patrones de | |

| | |
|---|----|
| los basaltos de la Formación Taray, del Complejo Arteaga y Formación Zacatecas, normalizados con los valores de condrita de Evensen <i>et al.</i> , (1978)..... | 71 |
| Figura 41.- Afloramientos de la matriz de la Formación Taray; a-c) indican el comportamiento de la matriz alrededor de los bloques..... | 73 |
| Figura 42. Fotomicrografía en nícoles cruzados de una arenisca de grano fino con desarrollo de sericita y granos de cuarzo alargados paralelos a los planos de clivaje denso..... | 74 |
| Figura 43.- Forma de bloques de arenisca de la Formación Taray; a, e, f) bloques simétricos de diferentes tamaños, b) bloque asimétrico; c) bloque oblado; d) bloque sigmoidal..... | 75 |
| Figura 44.- Muestra la variación del tamaño de los bloques de la Formación Taray; a) bloques de serpentinita con carbonato de calcio y óxidos de hierro; b) bloque de serpentinita en la mina La Cejita con más de 300 m de largo..... | 76 |
| Figura 45.- Bloques con estructuras generadas por extensión paralela a los estratos; a) bloque de arenisca con vetas <i>en echelon</i> ; b) bloque de arenisca con estructuras de “pinch and swell”, “boudinage” y estrangulamiento de los estratos; c) pliegues muy apretados en bloques de pedernal negro y d) bloque de arenisca con una estructura sigmoide con rotación..... | 77 |
| Figura 46.- Diagrama de polos de planos de vetas <i>en echelon</i> , mostrando la dirección de transporte tectónico (SW-NE) de la Formación Taray. Hemisferio inferior de la red estereográfica de igual área. N= Número de planos graficados..... | 78 |
| Figura 47.- Pliegue con clivaje axial en lutitas de la Formación Taray generados durante la segunda fase de deformación..... | 80 |
| Figura 48.- Diagrama de polos del clivaje en las formaciones Taray y Nazas. Hemisferio inferior en la red de igual área. N= Número de planos graficados..... | 80 |

Í N D I C E D E T A B L A S

| | |
|--|----|
| Tabla 1.- Edades isotópicas obtenidas de los zircones detríticos de la muestra Pt-1.... | 45 |
| Tabla 2.- Resultados de los análisis isotópicos de Sm/Nd de las muestras de lutitas y areniscas..... | 50 |
| Tabla 3.- Indica el número de muestra, tipo de análisis realizado en cada una, símbolo con el cual fueron graficadas en los distintos diagramas y su ubicación geográfica..... | 55 |

| | |
|--|----|
| Tabla 4.- Análisis de elementos mayores, tierras raras y traza de los basaltos almohadillados de la Formación Taray..... | 56 |
| Tabla 5.- Valores de la relación $(La/Sm)_n$ para los basaltos de la Formación Taray..... | 63 |
| Tabla 6.- Resultados de los análisis de isótopos de Sm/Nd de los basaltos almohadillados de la Formación Taray..... | 69 |
| Tabla 7.- Lista de argumentos a favor y en contra de un modelo de margen convergente o de margen pasiva, para el ambiente de depósito de la Formación Taray..... | 86 |

Resumen

La Formación Taray se localiza en la Sierra del Solitario de Teyra, Norte de Zacatecas, México. Está constituida por una sucesión intensamente deformada de areniscas ricas en cuarzo, lutitas, conglomerados, y lentes de calizas bioclásticas con fragmentos de crinoides, gasterópodos, corales, bivalvos y briozoarios. Estas litologías constituyen una matriz sedimentaria que contiene bloques de las mismas areniscas ricas en cuarzo y de conglomerados, y bloques exóticos de pedernal verde y negro, basaltos almohadillados, serpentinita y escasos bloques de calizas recristalizadas. Donde la estratificación de la matriz clástica se preservó, se observa laminación, gradación inversa, pliegues sin-sedimentarios y estratificación convoluta, que indican flujos turbidíticos depositados en un ambiente marino profundo. La Formación Taray es la unidad más antigua que aflora en el área y por su posición estratigráfica y naturaleza tectónica, probablemente constituye el basamento de la región. Aunque el contacto no aflora, es posible que cabalque o esté en contacto tectónico con el basamento Precámbrico del terreno Sierra Madre. La Formación Taray está cubierta discordantemente por la Formación Nazas.

La fábrica estructural de esta unidad varía de desmembrada a *melange*, con bloques tectónicos nativos y exóticos en una matriz lutítica-arenosa fuertemente cizallada, con un clivaje denso, deformada y con metamorfismo local en facies de esquistos verde baja. Estas características estructurales definen a la Formación Taray como un prisma de acreción.

Las lutitas y areniscas que forman la matriz son principalmente siliciclásticas. Las areniscas están formadas principalmente por granos de cuarzo (cuarzoarenitas), y presentan valores de $\epsilon_{Nd}(0) = -7.0$ a -9.2 , con edades modelo Sm-Nd (TDM) de 1.0 a 1.5 Ga, que

sugieren procedencias de rocas proterozoicas cratónicas. Edades U-Pb en zircones detríticos analizados de una muestra de arenisca (Pt-1) indican 3 fuentes de procedencia: 1) los zircones con edades de 970 a 1260 Ma, corresponden al Cinturón Grenviliano, 2) de 480 a 690 Ma derivados probablemente del orógeno Pan-Africano y 3) de 260 a 390 Ma de los arcos Carbonífero-Permiano y Permiano-Triásico del Noreste de México.

Se estima que la sedimentación de la matriz de la Formación Taray ocurrió entre el Permiano Tardío y Triásico Superior, esto con base en la edad del zircón detrítico más joven contenido en las areniscas de la Formación Taray (260.2 ± 3.9 Ma), y por la posible correlación con las formaciones Zacatecas, La Ballena y Varales, que contienen poblaciones de zircones similares y que han sido fechadas paleontológicamente como del Cárnico-Nórico. No se tienen evidencias concluyentes sobre el ambiente de depósito de los siliciclásticos que forman la matriz (margen pasiva o trinchera), sin embargo la composición de los sedimentos tiene mayor similitud con la sedimentación en márgenes pasivas.

Los bloques de basaltos almohadillados varían en composición de basalto subalcalino, basalto alcalino a basanita-nefelinita. Las tierras raras analizadas de muestras de diversos bloques de basaltos almohadillados presentan dos tipos de patrones, unos planos a empobrecidos en tierras raras ligeras (LREE) con valores de La_N/Yb_N entre 0.8 y 2.45, y otros muy enriquecidos en LREE con valores de La_N/Yb_N entre 3.77 y 40.8 que sugieren una afinidad de corteza oceánica tipo N-MORB y de islas oceánicas (OIB) respectivamente. Otros elementos traza y los valores de $\epsilon Nd_{(340)}$ en los basaltos subalcalinos van de +6.2 a +6.1, y de +3.0 a +4.5 en basaltos alcalinos y basanitas-nefelinitas, lo cual confirma el origen oceánico de estas rocas. La variación en composición de los bloques ígneos de la Formación Taray es similar a la que se ha registrado en prismas de acreción en otras partes del mundo. Los bloques

tectónicos de pedernal verde y negro probablemente representan escamas tectónicas de los sedimentos depositados originalmente en la cuenca oceánica y posteriormente arrancados por los procesos de acreción. La edad de al menos una porción de dicha cuenca oceánica puede ser del Misisípico, con base en los taxos de conodontos encontrados en los bloques. En cambio, los bloques de calizas recristalizadas, pueden haber sido acarreados de la plataforma y podrían representar olistolitos.

La Formación Taray tiene dos fases de deformación compresiva, la más antigua produjo un clivaje denso de rumbo NE-SW, originado por la deformación asociada a la formación del prisma de acreción. El clivaje espaciado de rumbo SE-NW, que también se observa en las formaciones Nazas y Zuloaga es asociado a una deformación pos-Jurásico Tardío. La primera fase de deformación ocurrió en algún momento entre el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano, esto se infiere por la discordancia angular con la Formación Nazas, la cual presenta un conglomerado basal con clastos previamente deformados de la Formación Taray. Además hay diques que cortan a la Formación Taray que aparentemente pertenecen a la Formación Nazas.

Introducción

Generalidades y trabajos previos

La Formación Taray, localizada al Norte del Estado de Zacatecas, juega un papel muy importante en la reconstrucción de la evolución tectónica del centro de México, debido a que es uno de los escasos afloramientos de rocas pre-jurásicas en la región. Existe poca información sobre el origen de dicha formación, algunos de los problemas principales que se han planteado son la edad de su depósito y de su deformación, su ambiente de depósito y su ambiente tectónico, el origen de su deformación y sus relaciones estratigráficas con el basamento y unidades más jóvenes. En el contexto regional, poco se ha entendido cual es su posición e influencia en las reconstrucciones paleogeográficas de México. Por estas razones se eligió dicha formación como objetivo del presente estudio.

La estratigrafía de las rocas previas al desarrollo de la plataforma carbonatada del Jurásico Tardío-Cretácico de la región de Pico de Teyra-Sierra de San Julián, está constituida por las formaciones Taray, Caopas, Rodeo y Nazas. La Formación Taray es la unidad estructuralmente inferior y la más antigua, y fue definida en la Sierra del Solitario de Teyra (Córdoba-Méndez, 1964; Ortega-Gutiérrez, 1984; Silva-Romo *et al.*, 2000; Blickwede, 2001).

La Formación Taray fue informalmente nombrada y descrita por primera vez por Córdoba-Méndez (1964). Ortega-Gutiérrez, (1984); Barboza-Gudiño *et al.*, (1998); Silva-Romo *et al.*, (2000); Bartolini *et al.*, (2001) discuten el ambiente de depósito de la Formación Taray y coinciden en que representa un ambiente marino profundo. En cuanto a la edad, hay debate entre los diversos autores, unos la han considerado como paleozoica (Rogers *et al.*,

1961; Córdoba-Méndez, 1964) y otros como mesozoica (López-Infanzón, 1986; Anderson *et al.*, 1990; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998).

En cuanto al origen de la deformación de la Formación Taray, varios autores coinciden en que se desarrolló en una margen convergente. Ortega-Gutiérrez (1984) propone que representa una trinchera paleopacífica, mientras que Anderson *et al.*, (1990) consideran que es un prisma de acreción del Jurásico desplazado desde el NW de México por la megacizalla Mojave-Sonora. McKee *et al.*, (1999) al igual que Blickwede (2001), sugieren que dicho prisma de acreción (Formación Taray) está genéticamente relacionado con el arco volcánico Nazas-Caopas-Rodeo. Dickinson and Lawton (2001) consideran que las formaciones Taray, Zacatecas y La Ballena, representan un prisma de acreción correspondiente al arco Nazas y proponen el Complejo de subducción de la Mesa Central. Sin embargo, el ambiente tectónico de las formaciones Taray y La Ballena son distintos y el contacto con el arco Nazas es una discordancia regional mayor.

Regionalmente, la Formación Taray fue considerada como parte del terreno tectonoestratigráfico Sierra Madre, de Campa and Coney (1983, figura 1). En otra clasificación de terrenos tectonoestratigráficos de México propuesta por Sedlock *et al.*, (1993), la Formación Taray es parte del terreno Tepehuano. En estudios de la evolución tectónica del centro de México, Centeno-García and Silva-Romo (1997) proponen que el límite entre los terrenos Guerrero y Sierra Madre se localiza al este de Fresnillo y de la ciudad de Zacatecas; bajo este contexto la Formación Taray pertenecería al terreno Sierra Madre. Sin embargo, por el ambiente tectónico que representa, en este estudio se concluye que la Formación Taray representa un límite entre terrenos.

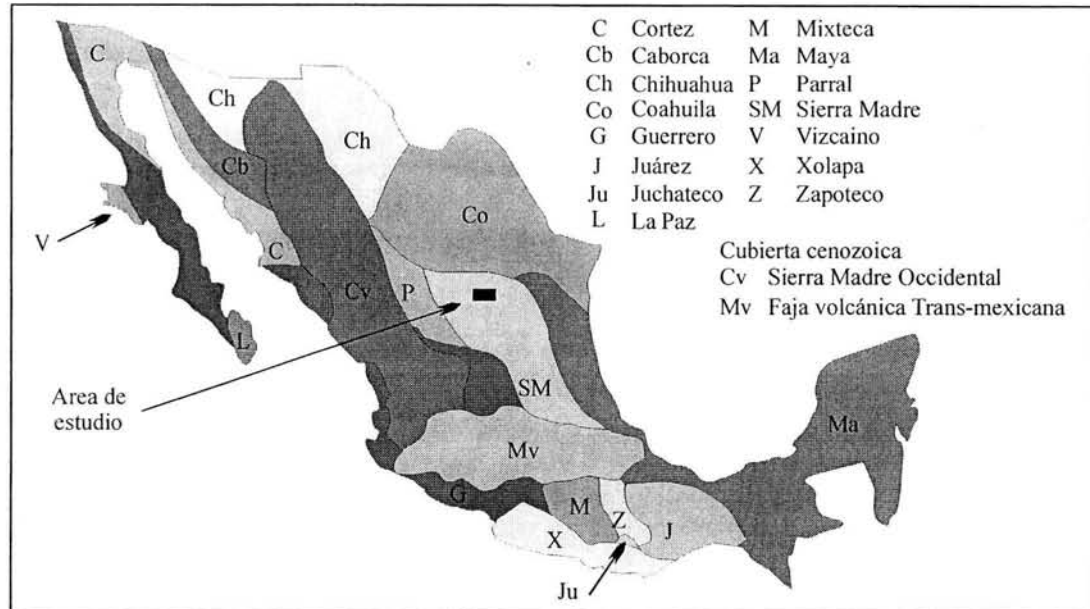


Figura 1.- Mapa de terrenos tectonoestratigráficos de México, modificado de Campa and Coney (1983), indicando la localización de la Formación Taray.

Localización y vías de acceso

El área de estudio se localiza en la región Norte del Estado de Zacatecas, dentro del municipio de Mazapil y en la carta topográfica Pico de Teyra (G-13-D-69) escala 1:50,000 del INEGI. Se ubica entre las coordenadas geográficas: 24°33'-24°40' Latitud Norte y 102°10'-102°15' Longitud Oeste (figura 2).

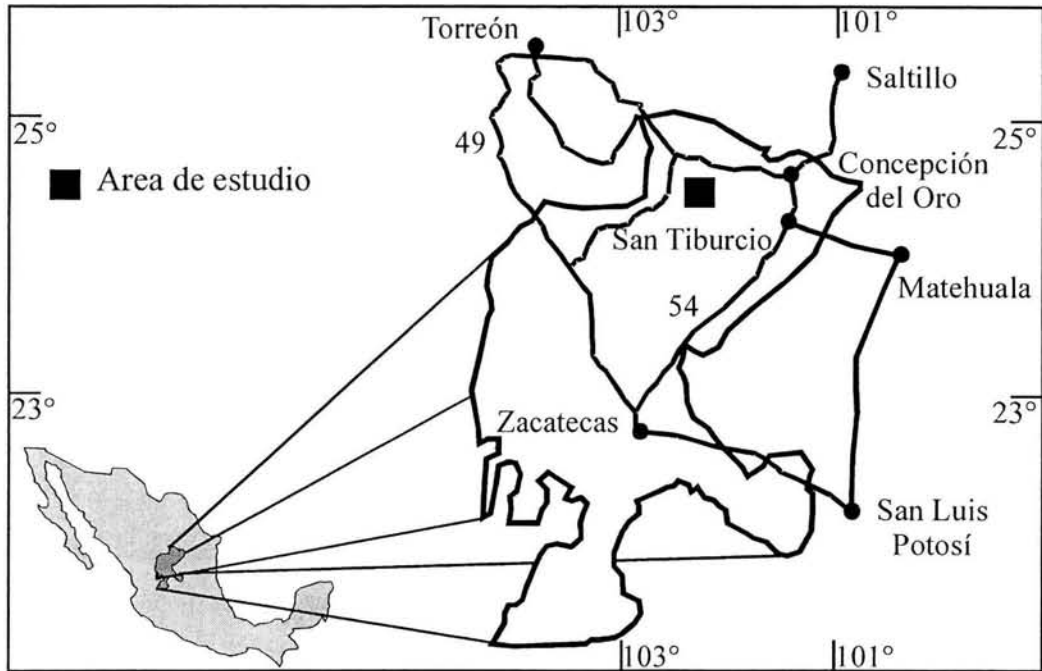


Figura 2.- Mapa de localización y acceso al área de estudio.

El acceso al área de estudio es por la autopista número 57-D México-Querétaro, tomando la desviación a la ciudad de San Luis Potosí y Matehuala. A 8 Km adelante de Matehuala se toma la desviación que comunica a San Tiburcio, Zacatecas, que se encuentra aproximadamente a 75 Km de la desviación. De este lugar se continúa al Norte por la carretera federal número 54 Zacatecas-Saltillo, hasta el poblado de Concepción del Oro, donde se toma la carretera de terracería al pueblo de Mazapil que se encuentra a 18 Km de Concepción del Oro. Se continúa sobre la misma terracería hasta la desviación del camino que se encuentra a 23 Km de Mazapil y que conduce al poblado Los Tecolotes localizado a 20 Km, pasando por el rancho Los Rodríguez. 10 Km adelante de Los Tecolotes se encuentra el pueblo Gallegos, donde se toma el camino que conduce a La Tasajera y La Palmilla, ubicados a 40 Km aproximadamente de Gallegos. En La Palmilla se toma la desviación hacia La Valenciana que se localiza a 15 Km y es la ranchería más cercana a la localidad tipo de la Formación Taray (ver figura 2 y mapa anexo).

Objetivos

Como se observa en los trabajos previos, hay aspectos importantes de la Formación Taray que no han sido resueltos, entre ellos, su estratigrafía interna, edad, ambiente de depósito, proceso de acreción, y su relación con las unidades más jóvenes, lo cual ha hecho difícil la interpretación de su evolución tectónica. El objetivo principal de este trabajo es la caracterización tectónica de la Formación Taray. Para alcanzar dicho objetivo se definieron como objetivos particulares determinar:

1. La estratigrafía interna de la unidad.
2. Las características de la sedimentación y ambiente de depósito.
3. La composición y procedencia de sus rocas sedimentarias clásticas.
4. La edad de depósito y de la deformación.
5. La afinidad geoquímica de sus rocas ígneas.
6. El significado de sus características estructurales.
7. Y por último, su relación estratigráfica con la Formación Nazas.

Metodología

Durante este trabajo se realizaron varias visitas al área de estudio en las que se elaboró un mapa geológico escala 1:35,000. En otras estancias de trabajo de campo se realizó el muestreo para llevar a cabo análisis petrológicos, paleontológicos, geoquímicos e isotópicos. Con dicha información se elaboró un mapa geológico final a escala 1:12,500 para representar la distribución de los bloques tectónicos y rasgos principales de la Formación Taray. Por la intensa deformación y el alto grado de fracturamiento de los estratos de la Formación Taray, el trabajo sedimentológico fue limitado; sin embargo, se realizaron algunas descripciones de las estructuras primarias conservadas entre y dentro de los bloques tectónicos para determinar el

ambiente de depósito, y se dividió esta unidad en facies litológicas diversas. La deformación y características estructurales de la Formación Taray son muy importantes y complejas. En el presente trabajo se determinaron las fases de deformación que la han afectado y se midieron algunas estructuras secundarias como clivaje, pliegues y vetas escalonadas que permitieron inferir la dirección de transporte tectónico de esta unidad.

Aproximadamente 20 secciones delgadas de todas las litologías de la Formación Taray fueron analizadas petrográficamente. Estos estudios petrográficos se llevaron a cabo en el Laboratorio de Microscopios “Francisco Fabregat” del Instituto de Geología (UNAM), con un microscopio de la marca Olympus modelo XC 60. Se obtuvieron radiolarios y conodontos de estratos de pedernal verde con la finalidad de obtener la edad de depósito. Los estudios micropaleontológicos en pedernales verdes y negros fueron hechos por el Maestro en Ciencias Víctor Manuel Dávila Alcocer, el Ingeniero Gerardo Hernández Rodríguez, y la doctora Palmira Bruner en el Laboratorio de Radiolarios del Instituto de Geología (UNAM).

Muestras de calizas bioclásticas fueron procesadas y analizadas con el fin de obtener conodontos por el doctor Robert Blodgett de la Universidad Estatal de Oregon en Estados Unidos, así mismo, fragmentos de braquiópodos, gasterópodos y bivalvos fueron analizados para determinar su especie y obtener la edad de depósito de la Formación Taray. El doctor Carlos Esquivel de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo realizó la determinación de los crinoides encontrados. La doctora Socorro Lozano García del Departamento de Paleontología del Instituto de Geología, realizó estudios en lutitas de la matriz, en busca de granos de palinomorfos que pudieran determinar la edad de depósito de la Formación Taray.

En el laboratorio comercial Actlabs (Activation Laboratories, Ltd) de Canadá, se analizaron 11 muestras de roca total de basaltos almohadillados por elementos mayores con la

técnica de fluorescencia de rayos X (XRF) y con la técnica ICP-MS, se determinó la concentración de elementos de tierras raras y otros elementos traza. También, se analizaron 6 muestras de basaltos almohadillados y de 3 pares de lutitas y areniscas para obtener las relaciones isotópicas de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, con el fin de determinar el origen y procedencia de dichas rocas. Estos análisis se realizaron por el método de dilución isotópica en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS-UNAM) respectivamente. Con la técnica de ablación con láser se analizó una muestra de arenisca de la Formación Taray, para determinar la edad de sus zircones detríticos e inferir su procedencia. 94 granos de zircones detríticos fueron analizados por el método U-Pb en los Laboratorios del Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona, por la doctora Elena Centeno García y el doctor George E. Gehrels. Con todos los datos obtenidos, se elaboró un modelo de la evolución tectónica de la Formación Taray.

Geología Regional

Estratigrafía

Basamento

En este trabajo se propone que la Formación Taray probablemente representa el basamento de la región. Por su naturaleza tectónica, la Formación Taray podría estar adherida a una corteza más antigua o pudiera cabalgarla, como ocurre en algunos prismas de acreción actuales y antiguos. Las evidencias de la existencia de corteza continental antigua más cercanas al área de estudio, se localizan en el Estado de San Luis Potosí, donde los análisis isotópicos de samario-neodimio en xenolitos colectados en rocas basálticas cuaternarias, indican que esta parte del centro de México es subyacida por corteza continental inferior proterozoica (Ruiz *et al.*, 1988; Schaaf *et al.*, 1994), probablemente del Cinturón Grenviliano que forma el micro-continente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995, figura 3).

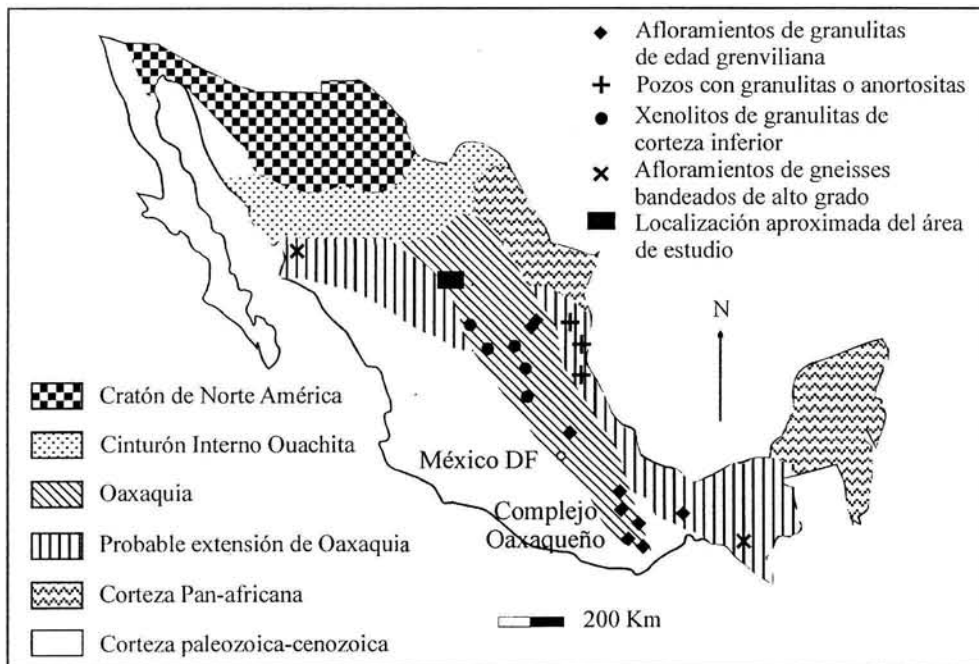


Figura 3.- Microcontinente Oaxaquia y sus posibles extensiones, modificado de Ortega-Gutiérrez *et al.*, (1995), mostrando la ubicación del área de estudio.

A mayor distancia, hacia el sureste del área de Pico de Teyra, en los cañones Novillo, Peregrina y Caballeros cerca de Ciudad Victoria, Tamaulipas (figura 3), aflora el basamento Proterozoico (Carrillo-Bravo, 1961; De Cserna *et al.*, 1977; Patchett and Ruiz, 1987; Ruiz *et al.*, 1988; Ramírez-Ramírez, 1992; Stewart *et al.*, 1999). Dicho basamento metamórfico está formado por el Gneiss Novillo de edad grenviliana (Patchett and Ruiz, 1987), que se encuentra cubierto por secuencias sedimentarias y volcánicas paleozoicas (Stewart *et al.*, 1999). Sin embargo, en el área de estudio no se ha observado dicho basamento y las rocas más antiguas que afloran son de la Formación Taray (ver mapa anexo). Hacia el poniente de esta localidad no existen datos geológicos o isotópicos que permitan inferir la composición de su basamento. Esta unidad es descrita a detalle en el capítulo 3 (ver página 24).

Formaciones Rodeo, Caopas y Nazas

En este trabajo no se estudió a detalle la relación entre las formaciones Caopas, Rodeo, Nazas y Taray, porque las formaciones Caopas y Rodeo no afloran en el área de estudio y debido a que no fueron objetivos de este trabajo. Existe aún mucho debate sobre la edad y relaciones estratigráficas de estas unidades. De las observaciones de campo y de los trabajos previos en la región de Caopas-Rodeo (fuera del área de estudio), en especial con base en el trabajo de López-Infanzón (1986), se considera en el presente estudio que la Formación Taray subyace a las otras formaciones, y que las formaciones Rodeo y Nazas probablemente constituyen una sola unidad, mientras que la Formación Caopas es un intrusivo hipabisal que corta a todas las unidades, incluyendo la Formación Taray.

La Formación Caopas está constituida por un intrusivo hipabisal, cuya edad U-Pb en zircones es de 158 ± 4 Ma (Jones *et al.*, 1995), es de composición intermedia y está afectado por fuerte deformación (López-Infanzón, 1986; Jones *et al.*, 1995). Por su afinidad subvolcánica, relaciones de campo y similitud química, la Formación Caopas ha sido interpretada por Jones *et al.*, (1995), como equivalente a la Formación Nazas.

La Formación Rodeo fue propuesta por Rogers *et al.*, (1961) como una serie de filitas verdes y grises con sericita y clorita, con capas intercaladas de metaconglomerado, que afloran en el poblado de El Rodeo, Norte de Zacatecas. En el área de Caopas-Rodeo López-Infanzón (1986) describió rocas volcánicas (derrames andesíticos y tobas) y volcanoclásticas, de las cuales obtuvo una edad K-Ar de 183 ± 8 Ma en hornblenda, lo cual coloca a la Formación Rodeo en el Jurásico Temprano a Medio (Toarciano-Aaleniano).

De Cserna (1956) propone que la Formación Caopas se depositó sobre la Formación Rodeo. En cambio, Córdoba-Méndez (1964) considera que la Formación Caopas es la unidad más antigua de la región y que está cubierta discordantemente por la Formación Rodeo, que la Formación Taray cubre a la Formación Rodeo y que la Formación Nazas cubre por discordancia angular a la Formación Taray. Ortega-Gutiérrez (1984), describe a la Formación Caopas en contacto transicional con la Rodeo y que, junto con la Nazas, cubren por discordancia angular a la Formación Taray. López-Infanzón (1986) en un estudio petrogenético de la Formación Nazas, propone que el miembro inferior de la Formación Rodeo sea asignado a la Formación Taray y el miembro superior sea asignado a la Formación Nazas. En contraste, Anderson *et al.*, (1990) consideran que la Formación Taray subyace y a su vez está en contacto transicional con la Formación Nazas.

En gran parte de la Sierra del Solitario de Teyra (ver mapa anexo) y en la Sierra de San Julián al norte del área de estudio, aflora una sucesión de depósitos continentales que fueron asignados a la Formación Nazas (Jones *et al.*, 1995). En el área de estudio se observó que dicha formación está compuesta por conglomerados, areniscas, limolitas, lutitas, y derrames andesíticos, dacíticos y riolíticos (figura 4a-b). El espesor de los estratos de las areniscas es de 3 hasta 20 cm y predominan los de 4-6 cm de espesor, su estratificación es plana y ondulante, con gradación normal e inversa. Las areniscas varían en el tamaño de grano de arenisca fina a arenisca conglomerática. Los conglomerados son clasto soportado y presentan estratificación cruzada, estratificación masiva y probablemente constituyen relleno de canales. Los clastos son subredondeados y su tamaño varía de 1 hasta 20 cm de diámetro, pero predominan los de 3 cm, su composición es de riolitas, andesitas, areniscas y limolitas. Cerca de la ranchería de San José de la Montaña, al noroeste del área de estudio (ver mapa anexo), afloran rocas volcánicas andesíticas, dacíticas y riolíticas de la Formación Nazas, las rocas andesíticas son masivas y no presentan estructuras de flujo, son de color verde oscuro y con textura porfídica. En cambio, las rocas riolíticas presentan estructuras esferulíticas y de flujo.

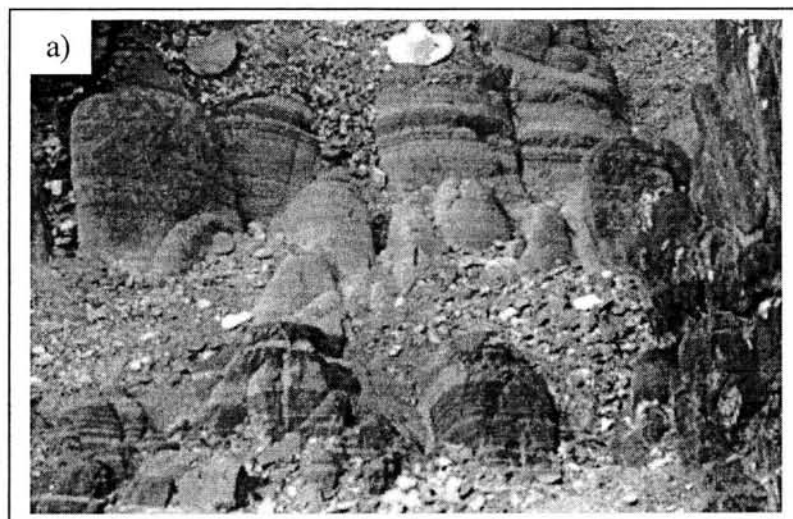


Figura 4.- a) Intercalación de areniscas, limolitas y conglomerados de la Formación Nazas en el área de las Norias (ver mapa anexo).



Figura 4.- b) Conglomerado clasto soportado de la Formación Nazas, cerca del cañón El Mímbré, al norte del área de estudio.

El contacto de la Formación Taray con la Formación Nazas fue descrito como una discordancia angular por Córdoba-Méndez (1964) y Silva-Romo *et al.*, (2000). Sin embargo, Dickinson and Lawton (2001), en una reconstrucción de la margen oeste de México, lo han considerado tectónico en origen. En el presente trabajo se documentó con precisión que el contacto entre la Formación Taray y Nazas es por discordancia angular. El afloramiento más representativo de este contacto se encuentra en el arroyo El Rucio al norte del área de estudio, en las coordenadas geográficas (24°37'52''-102°12'07'') de Latitud Norte y Longitud Oeste, respectivamente (ver mapa anexo). En dicho afloramiento se observó que hacia la base de la Formación Nazas, se encuentra un conglomerado polimíctico, matriz soportado, con fragmentos subredondeados y redondeados de 0.5 hasta 4 cm de diámetro, predominando los de 2 cm. Los clastos están compuestos principalmente por fragmentos derivados de la Formación Taray, entre ellos abundan los clastos de areniscas ricas en cuarzo, pedernal verde y negro, conglomerados, cuarzo lechoso y escasos fragmentos de lutitas. Además, algunos fragmentos de rocas volcánicas similares a los derrames intercalados en la misma Formación

Nazas (figura 5). Los estratos del conglomerado basal se encuentran intercalados con areniscas de la misma composición. En este afloramiento se observa claramente una deformación más intensa en la Formación Taray, que no existe en la Nazas. La actitud estructural del contacto es subvertical (figuras 6 y 7).

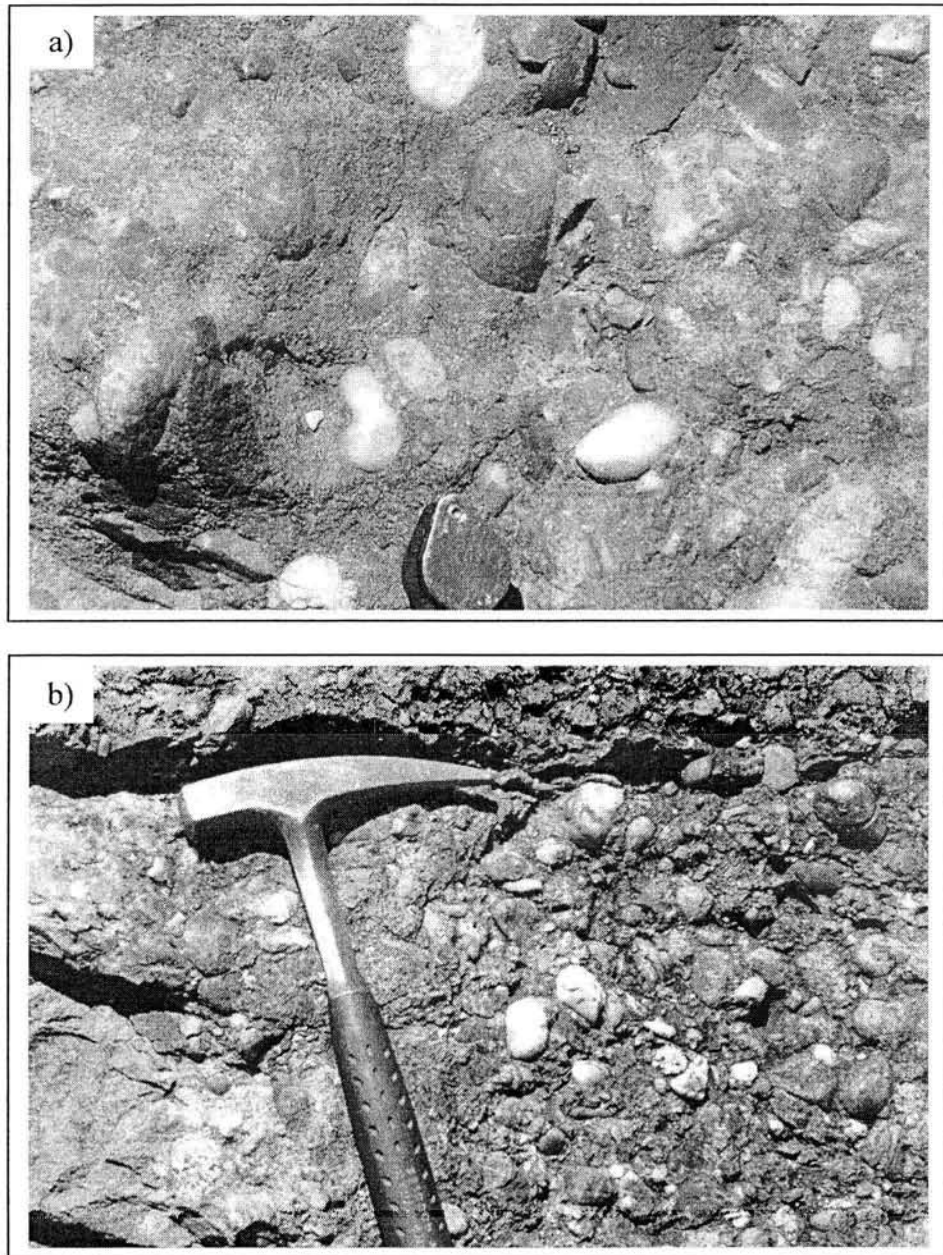


Figura 5.- a) Conglomerado con matriz arenosa de la Formación Nazas, con clastos de cuarzo lechoso, areniscas y pedernal negro derivados de la Formación Taray. Además de algunos clastos volcánicos. b) Fotografía de la gradación inversa, de izquierda a derecha, del mismo afloramiento, localizado en el Arroyo El Rucio (ver mapa anexo).

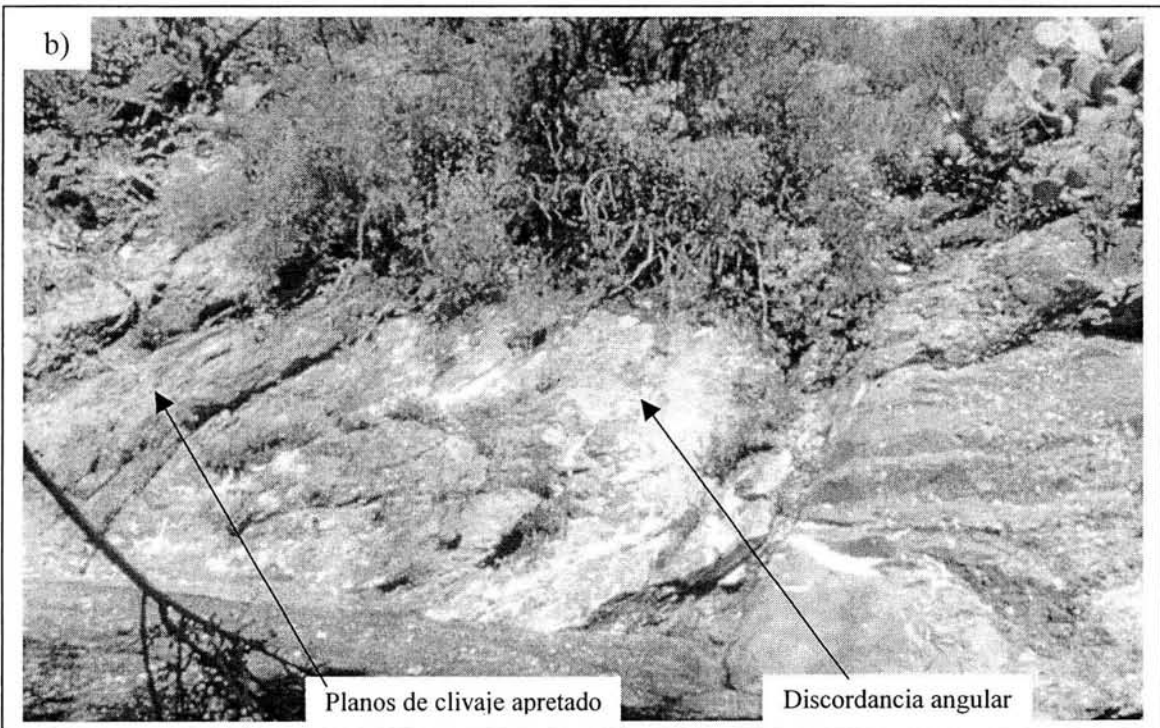
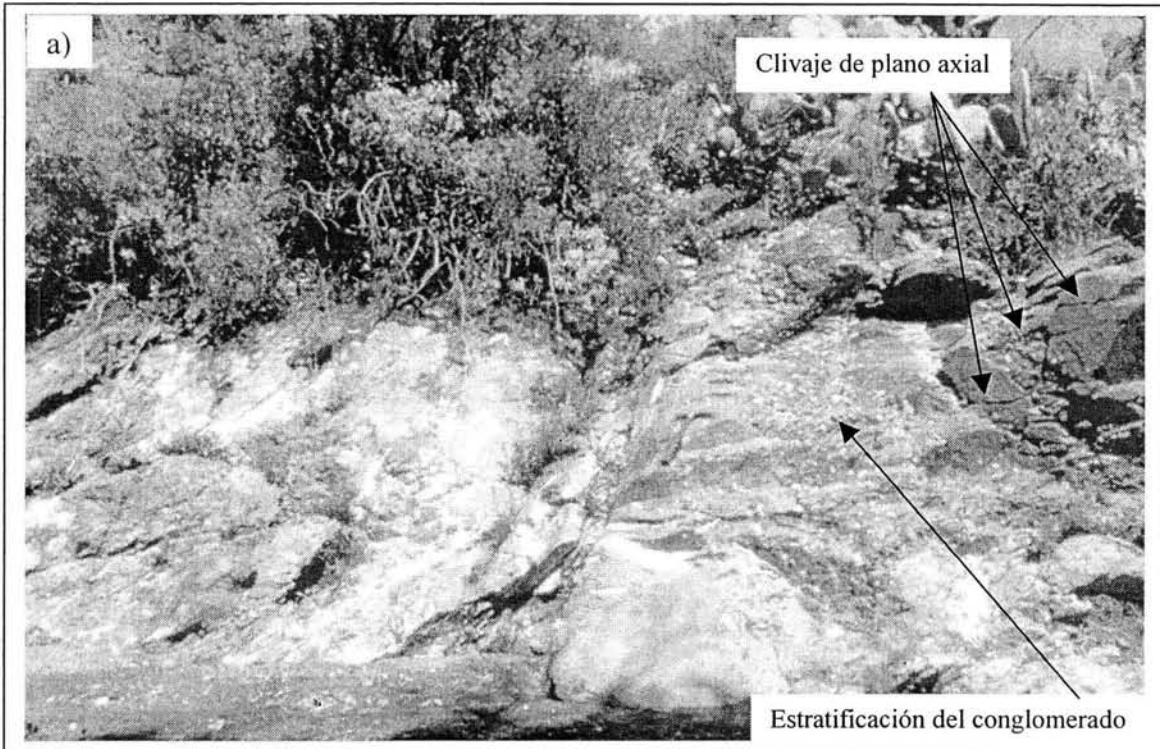


Figura 6.- a) Afloramiento del contacto entre la Formación Taray (izquierda) y el conglomerado basal de la Formación Nazas (derecha); b) vista más amplia de (a) para mostrar la cizalla y fuerte deformación de la Formación Taray, que contrasta con la incipiente deformación de la Formación Nazas (ver localización mapa anexo).

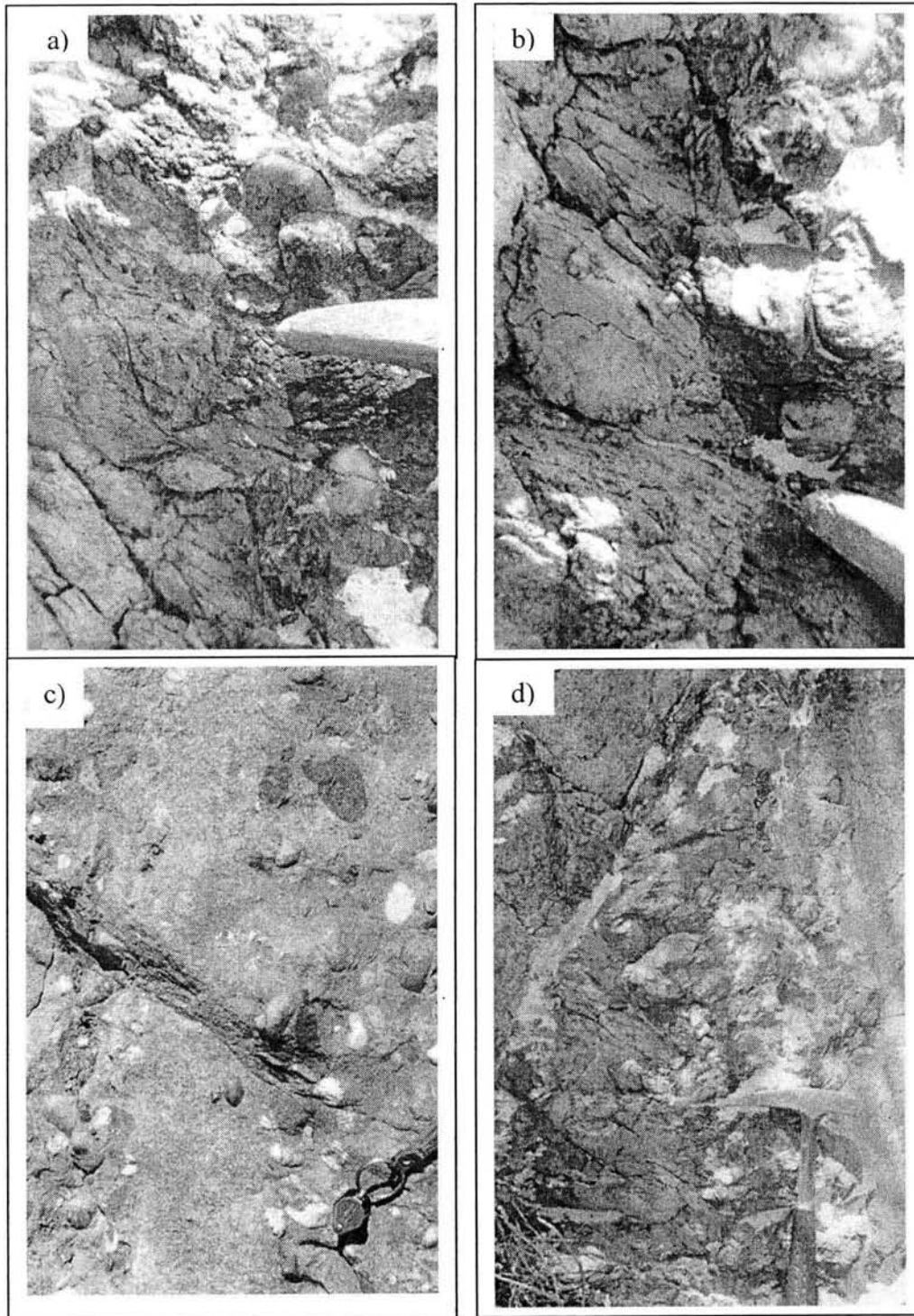


Figura 7.- a-b) Acercamiento de la discordancia entre las formaciones Taray y Nazas, mostrando el conglomerado basal (derecha) y una deformación más intensa en la Formación Taray (izquierda); c) Intercalación del conglomerado basal y areniscas de la Formación Nazas en la discordancia, obsérvese como no muestra mayor deformación; d) Acercamiento de la discordancia (ver mapa anexo).

El contacto entre las formaciones Nazas y Zuloaga (ver siguiente párrafo) aflora en el Cerro Los Ibarra al sur-sureste del poblado de La Valenciana (ver mapa anexo); cerca a la cima de este cerro se observa un cambio transicional de rocas clásticas continentales, incluyendo limolitas y areniscas rojas, a rocas carbonatadas de la Formación Zuloaga. En este mismo sitio, se observa que los planos de clivaje espaciado con rumbo SE-NW, afecta también a las rocas carbonatadas de la Formación Zuloaga. Sin embargo, en el área de Las Norias al noreste del intrusivo Pico de Teyra, se observa una brecha tectónica paralela al contacto original entre las formaciones Nazas y Zuloaga (figura 8), lo cual sugiere que el contacto en esta zona es tectónico, probablemente originado por cizalla entre capas (*decollement*), asociada a la orogenia Laramide.

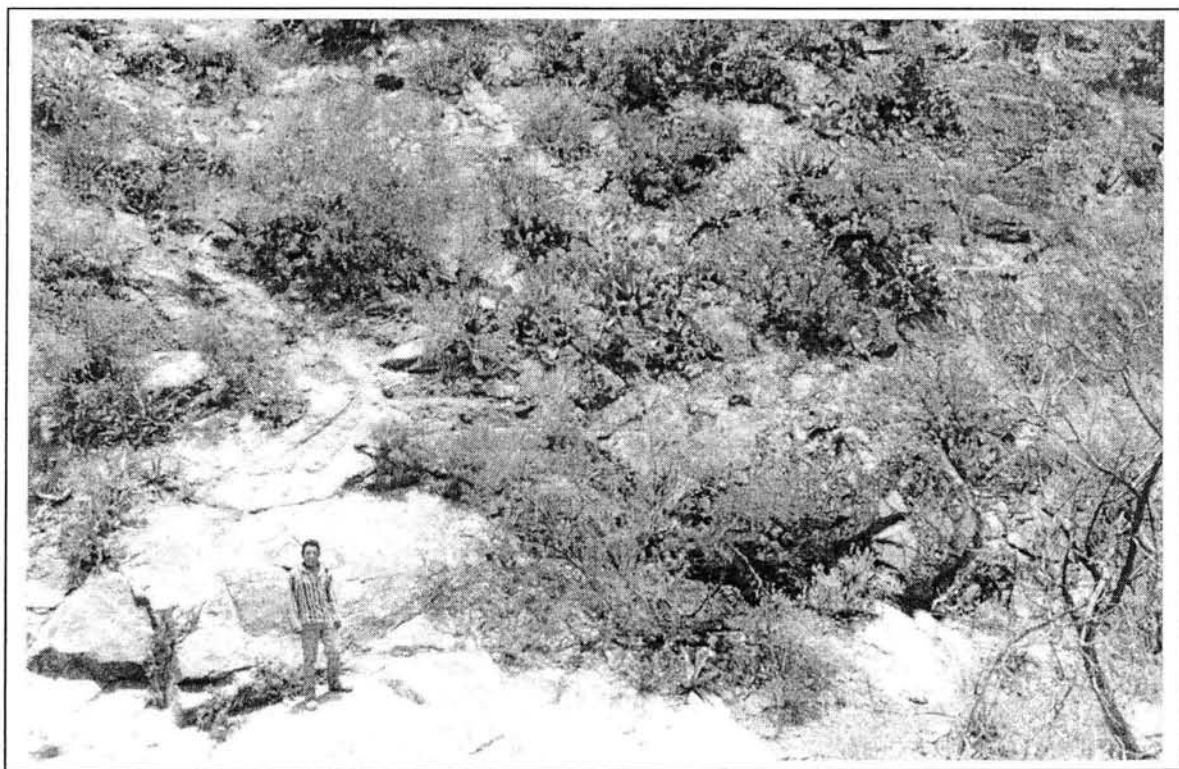


Figura 8.- Afloramiento del contacto tectónico entre la Formación Nazas y Zuloaga en el área de Las Norias. Aunque regionalmente los echados de ambas formaciones son casi paralelos, en el contacto se formó una gruesa brecha tectónica (ver mapa anexo).

Formación Zuloaga

La Formación Zuloaga fue descrita por Imlay (1938) como una unidad compuesta por capas gruesas de calizas estratificadas color gris oscuro y nódulos de pedernal. Esta unidad cubre el flanco oriental de la Sierra del Solitario de Teyra y también aflora en las partes bajas del flanco poniente en el Cerro Los Ibarra, Cerro Los Borregos y Cerro Las Trincheras, donde cubre a la Formación Nazas de manera transicional (ver mapa anexo).

Los estratos de la Formación Zuloaga varían de medianos a gruesos y también pueden verse paquetes masivos. La textura varía de mudstone a wackstone, la roca es de color gris oscuro y contiene nódulos de pedernal negro. Algunas partes presentan recristalización y clivaje espaciado. En el flanco poniente de la sierra se observan fallas normales que afectan tanto a la Formación Nazas como a la Zuloaga (ver mapa anexo). En este trabajo no se determinó la edad de la Formación Zuloaga. Sin embargo, Burckhardt (1921) le asignó una edad Oxfordiano con base en Nerineas que colectó en la Sierra de Simón, al noreste del área de estudio.

Rocas carbonatadas cretácicas

En el presente trabajo, no se estudiaron con detalle las rocas carbonatadas del Cretácico y no se hizo la división litoestratigráfica para este tiempo. Estas rocas sólo afloran en el flanco oriental de la Sierra del Solitario de Teyra y se encuentran en contacto concordante con la Formación Zuloaga. En el área de San Rafael se observan rocas carbonatadas de color gris oscuro con estratos continuos, los planos de clivaje que contienen son muy espaciados y presentan recristalización de la textura original debido a la intrusión de diques granodioríticos menores, que pueden estar alimentados por el intrusivo Pico de Teyra.

Intrusivo Pico de Teyra

Este cuerpo intrusivo forma una sierra prominente que sobresale 1100 m por encima del Valle de Estación Camacho (figura 9). Es una granodiorita de textura fanerítica, compuesta por fenocristales de plagioclasa, hornblenda y cuarzo (figura 10). En el arroyo El Taray puede verse el contacto intrusivo con la Formación Taray y en la cima de la Sierra del Solitario de Teyra, sobre el camino que conduce de La Valenciana al poblado de San Rafael, se observa el contacto intrusivo con calizas de la Formación Zuloaga (ver mapa anexo), que a raíz del metamorfismo de contacto, desarrollaron minerales calci-silicatados.

En el flanco oriental del intrusivo Pico de Teyra y en los alrededores del poblado de San Rafael, afloran diques granodioríticos con hornblenda de 2 cm de largo y diques pegmatíticos de feldespatos potásico y plagioclasa, con cristales de hasta 7 cm de largo que intrusionan a lutitas y areniscas de la Formación Taray, a las rocas carbonatadas de la Formación Zuloaga y a calizas del Cretácico. Su relación con el intrusivo Pico de Teyra no se definió, pero pueden ser cuerpos alimentados por este mismo. La edad de este cuerpo intrusivo no ha sido obtenida por ningún método isotópico. En Concepción del Oro, un cuerpo granodiorítico en contacto intrusivo con calizas de la Formación Zuloaga fue fechado por K-Ar en 40 ± 1.2 Ma en biotita por Buseck (1962). Rogers *et al.*, (1963) por observaciones de campo correlacionó las rocas plutónicas del área de Apizolaya al Noroeste del área de estudio con el intrusivo Pico de Teyra y con el de Concepción del Oro, asignándoles una edad terciaria. Por lo tanto, tomando en cuenta su relación intrusiva con la Formación Zuloaga y las rocas carbonatadas cretácicas, la posible correlación con las rocas intrusivas de Apizolaya y los datos K-Ar del cuerpo intrusivo de Concepción del Oro, la edad del intrusivo Pico de Teyra puede considerarse como terciaria.

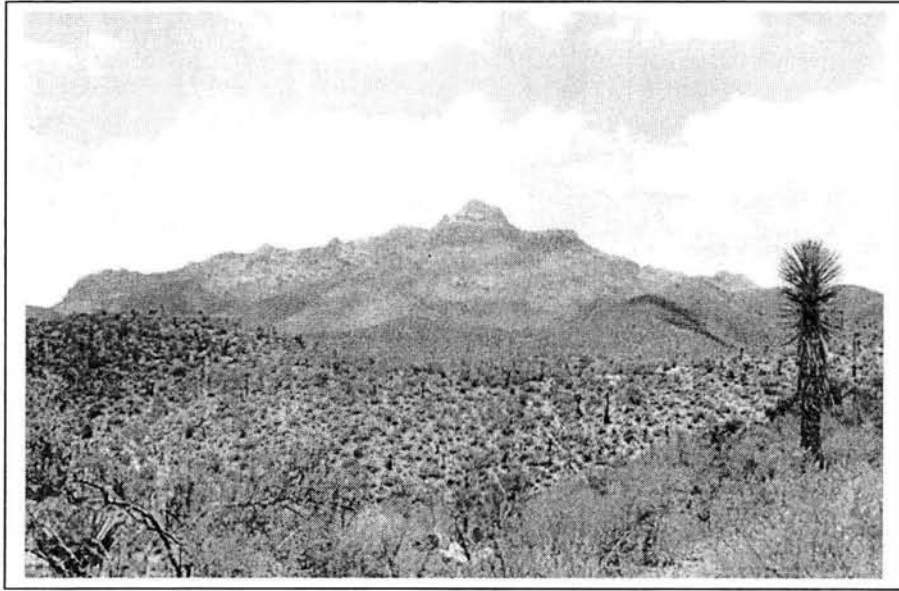


Figura 9- Vista hacia el suroeste del intrusivo Pico de Teyra (ver mapa anexo).

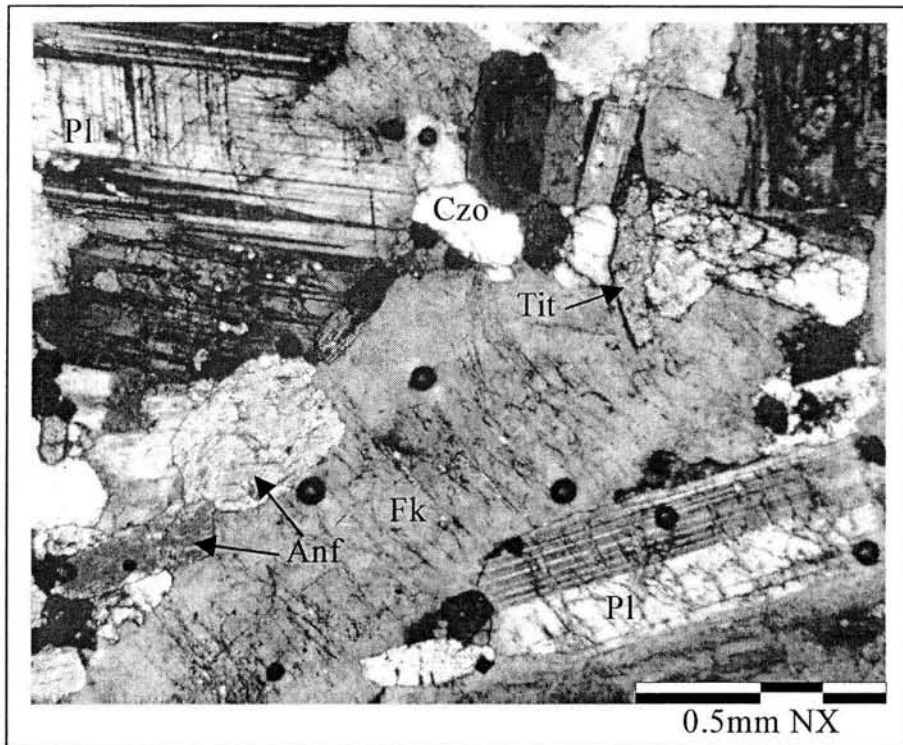


Figura 10.- Fotomicrografía en nicoles cruzados del intrusivo Pico de Teyra, es una granodiorita con textura fanerítica.

Basaltos

Hacia el flanco poniente del Pico de Teyra en el Cerro El Sobaco, Córdoba-Méndez (1964) describió un afloramiento de basaltos de olivino, con extensión de 18 km² aproximadamente. Los describió como basaltos color gris oscuro de grano fino, con abundantes fenocristales de olivino y un espesor aproximado de 20 m cubriendo las formaciones Taray, Nazas y Zuloaga. La edad de este cuerpo basáltico no ha sido determinada pero se considera de probable edad pleistocénica (Córdoba-Méndez, 1964). En sección delgada la roca presenta una textura porfídica con fenocristales de olivino y plagioclasa; la mesostasis está compuesta por microlitos de plagioclasa que forman una microtextura traquítica (figura 11). Presenta muchas vesículas sin relleno y corresponde a un basalto de olivino.

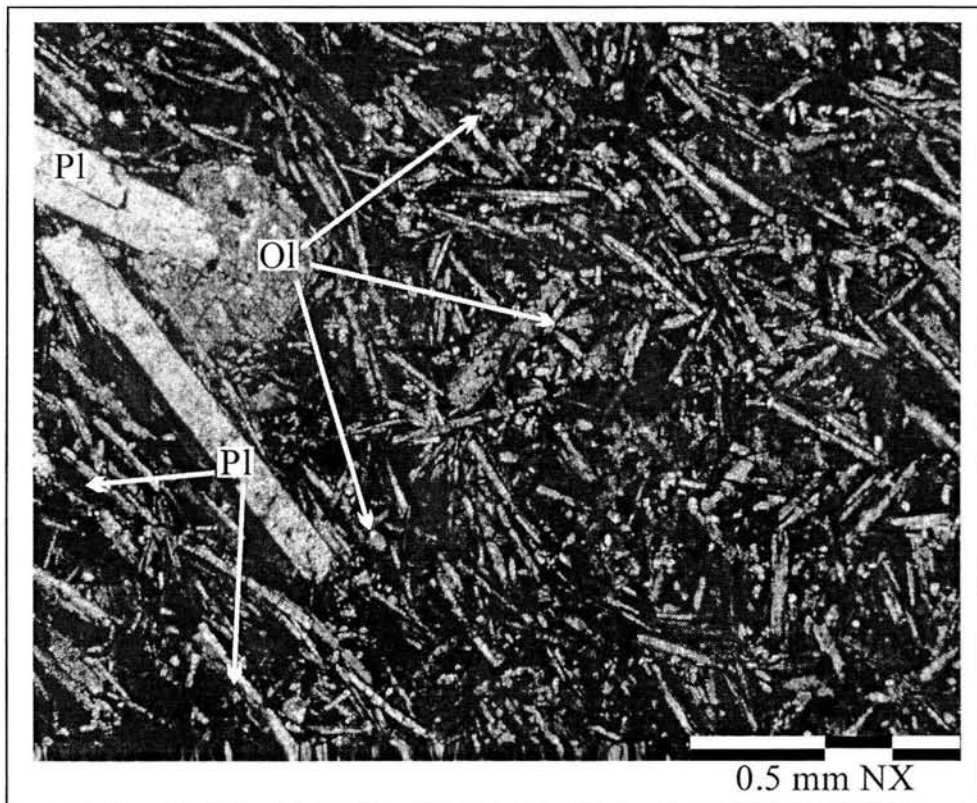


Figura 11.- Fotomicrografía en nicoles cruzados del basalto con microtextura traquítica, se observan tanto microlitos como fenocristales de plagioclasa y de olivino.

Descripción de la Formación Taray

La Formación Taray aflora en el extremo poniente del Sector Transversal de la Sierra Madre Oriental, en el flanco poniente de la Sierra del Solitario de Teyra y es el núcleo de un anticlinal con vergencia hacia el noreste. Los afloramientos principales son los de su localidad tipo que se encuentran en el arroyo El Taray al sur de área de estudio. Otros afloramientos importantes se observan en los arroyos, Tanquecillos, El Rucio, Tunas Verdes, mina La Cejita y la ranchería San José de la Montaña (ver mapa anexo).

Características sedimentológicas y estratigráficas

En este trabajo, se realizó una descripción de las facies litológicas y se determinaron las características sedimentológicas y variaciones estratigráficas de la Formación Taray para determinar su ambiente de depósito. Sus características estructurales son descritas con detalle en el capítulo de geología estructural.

La Formación Taray es una sucesión terrígena compuesta por lutitas, areniscas ricas en cuarzo, areniscas conglomeráticas y conglomerados, muy rota y deformada. También contiene escasos lentes de calizas bioclásticas que representan relleno de canales. Las rocas siliciclásticas forman la matriz que contiene bloques de pedernal negro y verde, basaltos almohadillados, serpentinitas y calizas recristalizadas. También contiene bloques cizallados de areniscas ricas en cuarzo, areniscas conglomeráticas y conglomerados. Los bloques de pedernal negro y verde, de basaltos almohadillados, serpentinitas y calizas recristalizadas son muy distintos a aquellas litologías que forman parte de la matriz y nunca se observan en una relación estratigráfica original con esta, por lo que se interpretan como bloques exóticos incorporados por procesos tectónicos. En cambio, los bloques de arenisca, conglomerado y

arenisca conglomerática son considerados como bloques autóctonos, originados por la deformación. Dentro de la matriz se conservan intervalos sin deformación, en los cuales se pueden observar las características sedimentológicas originales y que fueron utilizados para definir las litofacies (figura 12).



Figura 12.- Columna estratigráfica esquemática de las facies litológicas de la Formación Taray.

Asociación de facies que representan la matriz

Por la variación en su composición se hizo una subdivisión en las siguientes facies: a) facies de lutita; b) facies de arenisca; c) facies conglomerática; y d) facies de calizas bioclásticas.

Facies de lutita

Las lutitas son la litología más abundante dentro de la Formación Taray y forman alrededor del 60 % de las rocas siliciclásticas de la matriz. Aunque localmente las areniscas

llegan a ser más abundantes. Están constituidas por lutitas color ocre y también por lutitas negras, con poca preservación de estructuras primarias, sin embargo existen zonas donde la deformación es menos intensa y se observa laminación y gradación normal de lutitas a areniscas (figura 13). En escala de afloramiento presentan clivaje denso y bloques tectónicos de areniscas inmersos dentro de ellas. También localmente se observan estructuras de lápiz. Secciones delgadas de lutitas muestran clivaje denso y el desarrollo incipiente de minerales de sericita y moscovita, característicos de facies metamórficas de esquisto verde baja (figura 14).



Figura 13.- Afloramiento de lutitas con laminación intercaladas con estratos delgados de arenisca (ver mapa anexo).

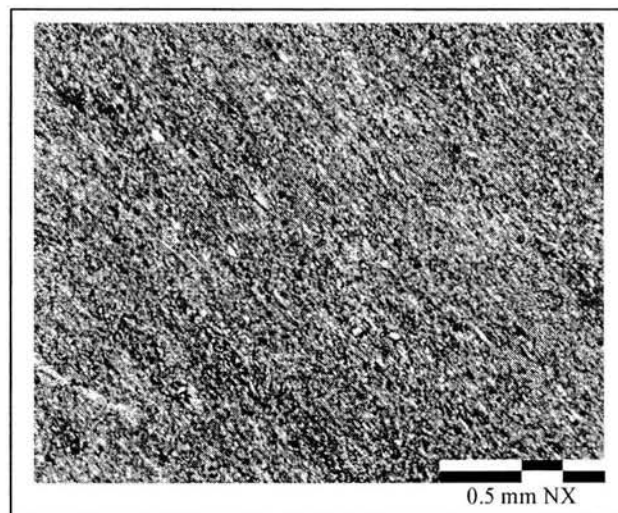


Figura 14.- Fotomicrografía en nícoles cruzados de una lutita con desarrollo de sericita y moscovita.

Facies arenosa

Otro componente de la matriz, pero en menor proporción respecto a las lutitas, son las areniscas, que forman cerca del 30% del área que cubre la matriz. Su tamaño de grano varía de grueso a fino, son ricas en cuarzo, feldespatos y en menor cantidad contienen fragmentos líticos (ver petrología y procedencia), están bien clasificadas y varían de clasto soportada a matriz soportada (wackas). El espesor de los estratos fue difícil definirlo por el grado de adelgazamiento y fracturamiento producido por la deformación; sin embargo, dentro de algunos bloques se logran reconocer estratos delgados a muy gruesos, que presentan bases erosivas, gradación inversa, relleno de canales, laminación y estratificación convoluta (figura 15). Estas estructuras primarias sugieren que las areniscas fueron depositadas por corrientes turbidíticas, en un ambiente marino profundo.



Figura 15.- Estrato de arenisca fracturado con laminación y estratificación convoluta (ver mapa anexo).

Facies conglomerática

Esta facies se presenta en una proporción menor (8% aproximadamente), se compone de conglomerados matriz soportados intercalados con areniscas y afloran principalmente en la zona sur del área de estudio (ver mapa anexo). Los clastos varían en tamaño entre 0.5 y 10 cm de diámetro, aunque predominan los de 4-6 cm, son subredondeados a redondeados y están compuestos principalmente de cuarzoarenitas, granito, pedernal negro, pedernal verde y pocos fragmentos de pizarras y granodioritas. Los paquetes de conglomerado están mal clasificados. El espesor de los estratos varía de delgados a muy gruesos y tienen forma lenticular. En zonas donde ocurre menor deformación, se observan cuerpos masivos de conglomerados donde se preservaron estructuras primarias como gradación normal y gradación inversa. Estos lentes de conglomerados se interpretan en este trabajo como relleno de canales submarinos.

Facies de calizas bioclásticas

La facies de calizas bioclásticas es muy escasa y representa alrededor del 2% del total de la matriz. Las calizas están formadas casi totalmente por una gran cantidad de fragmentos de crinoides, algunos bivalvos, gasterópodos, braquiópodos y corales, son clasto soportada en una matriz calcáreo-arenosa poco abundante. Por la cantidad de fragmentos de crinoides se considera una encrinita (figuras 16 y 17). Los estratos tienen forma lenticular, con base erosiva y espesores de delgado a medio. Se encuentran asociadas al depósito de areniscas y lutitas y no se observan como bloques tectónicos dentro de la matriz. Probablemente representan relleno de canales formados por el arrastre de materiales de un ambiente somero (plataforma) hacia el talud por corrientes turbidíticas, siendo depositados en un ambiente marino profundo.

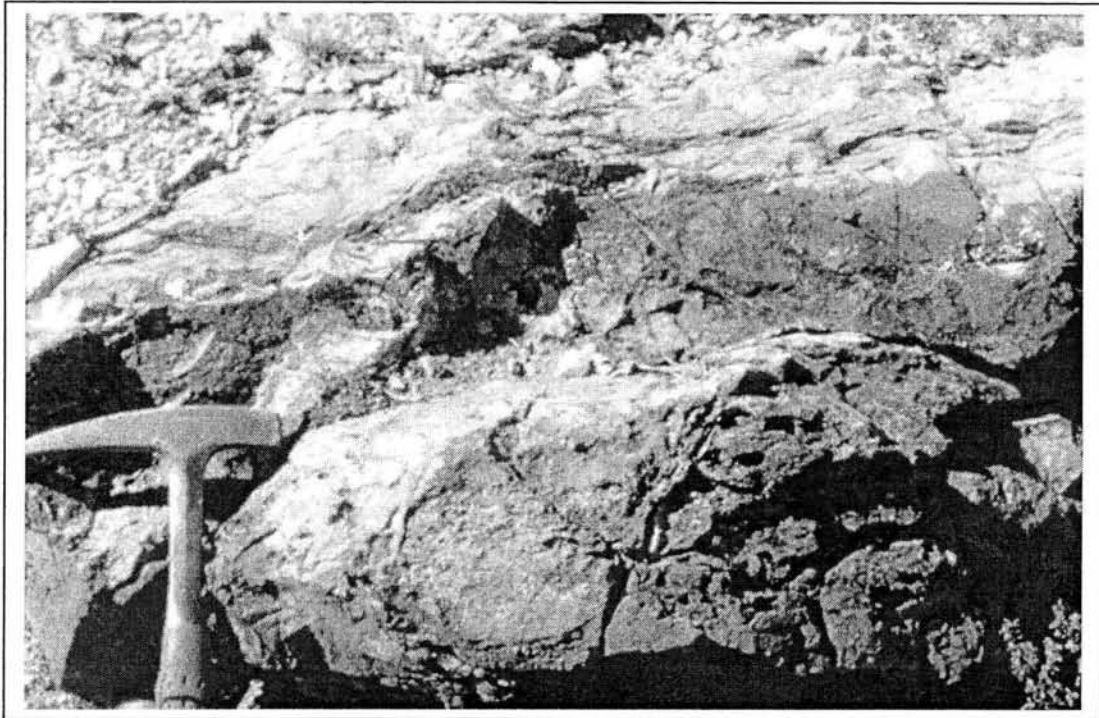


Figura 16.- Calizas bioclásticas arenosas intercaladas con lutitas y areniscas (ver mapa anexo).



Figura 17.- Acercamiento de las calizas bioclásticas, las flechas señalan bioclastos de gasterópodos (ver mapa anexo).

Bloques exóticos dentro de la matriz siliciclástica

Bloques de caliza recristalizada

Los bloques de caliza recristalizada son poco abundantes y forman alrededor del 2% del total de los bloques exóticos. Su tamaño varía entre 7 m de largo por 3 m de ancho aproximadamente. Estos bloques están representados por calizas recristalizadas (mármol), su forma es sigmoidal y presentan fracturamiento perpendicular a su eje mayor, sus bordes están fuertemente cizallados y rodeados por lutitas con desarrollo local de facies metamórficas de esquistos verde baja. En sección delgada se observan cristales de calcita recristalizados, sin fósiles o fantasmas de ellos y no se observa material siliciclástico entre los cristales, esto significa que estos bloques no están asociados con la facies siliciclástica y de calizas bioclásticas, por lo que se consideran exóticos (olistolitos?) (figura 18).

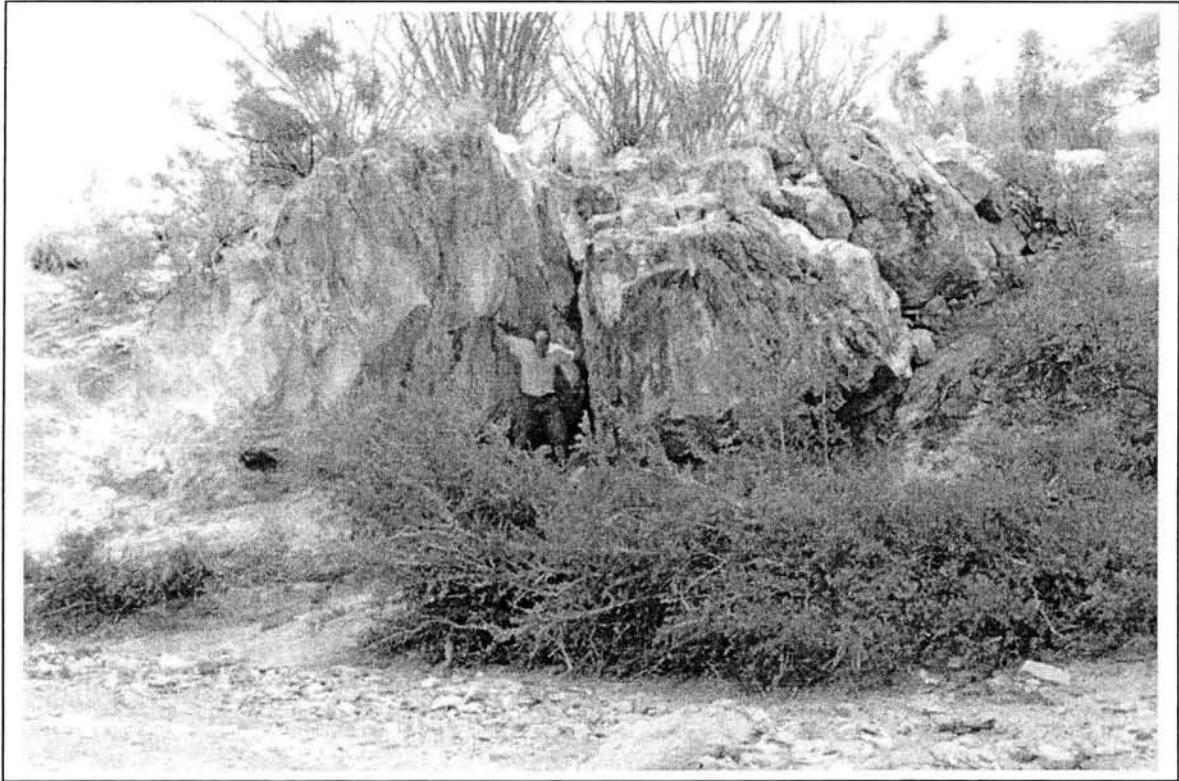


Figura 18.- Bloque de caliza recristalizada dentro de la matriz de lutita (ver mapa anexo).

Bloques de pedernal negro

Los bloques de pedernal negro son abundantes dentro de esta secuencia siliciclástica, constituyen cerca del 30% de los bloques. Su tamaño varía entre 1 y 30 m de largo por 1 y 15 m de ancho. El espesor de los estratos dentro de los bloques de pedernal es entre 2 y 10 cm, con algunas intercalaciones de lutita laminar. Se encuentran fuertemente plegados y no presentan una relación estratigráfica original con la matriz, sólo se observan en contacto por zonas de cizalla, por lo que son tomados como exóticos a la secuencia en general. En sección delgada se observan fantasmas de radiolarios deformados.

Bloques de pedernal verde

También hay bloques exóticos de pedernal verde que contienen estratos delgados de lutitas verdes. Estos bloques forman aproximadamente el 50% del total de los bloques exóticos y su tamaño varía de 1 a 80 m de largo por 1 a 50 m de ancho. El espesor de los estratos de pedernal verde alcanza los 8 cm, aunque se observan algunos acuñamientos y los paquetes de lutitas no llegan a los 10 cm de espesor. En su interior los estratos se encuentran plegados (figura 19). El pedernal verde en sección delgada muestra granos de cuarzo microcristalino y laminaciones de lutita, con fantasmas de radiolarios y conodontos deformados que generan formas elípticas, su eje mayor es paralelo a la estratificación (figura 20).

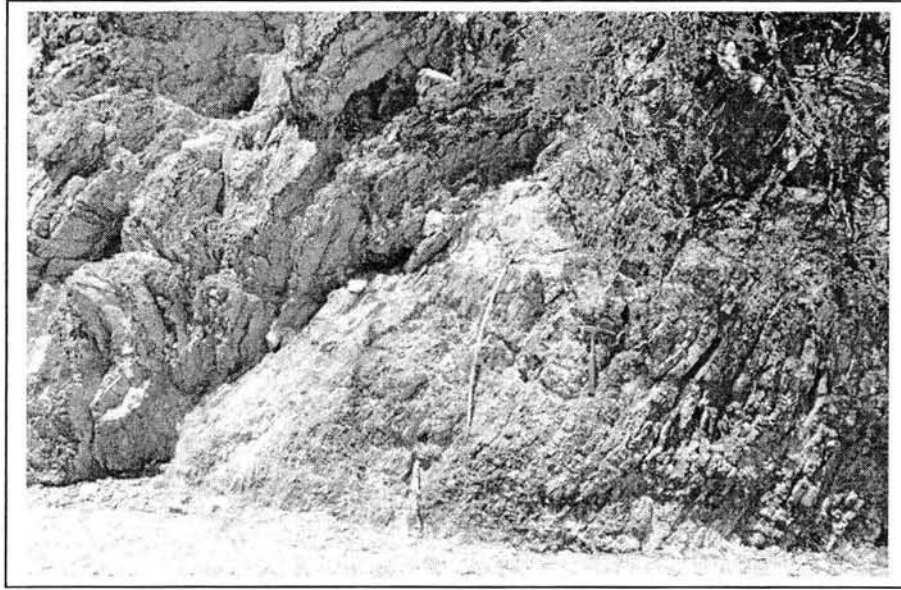


Figura 19.- Intercalación de pedernal verde con laminaciones de lutita; en la esquina superior izquierda se observa una zona de cizalla intensa (ver mapa anexo).

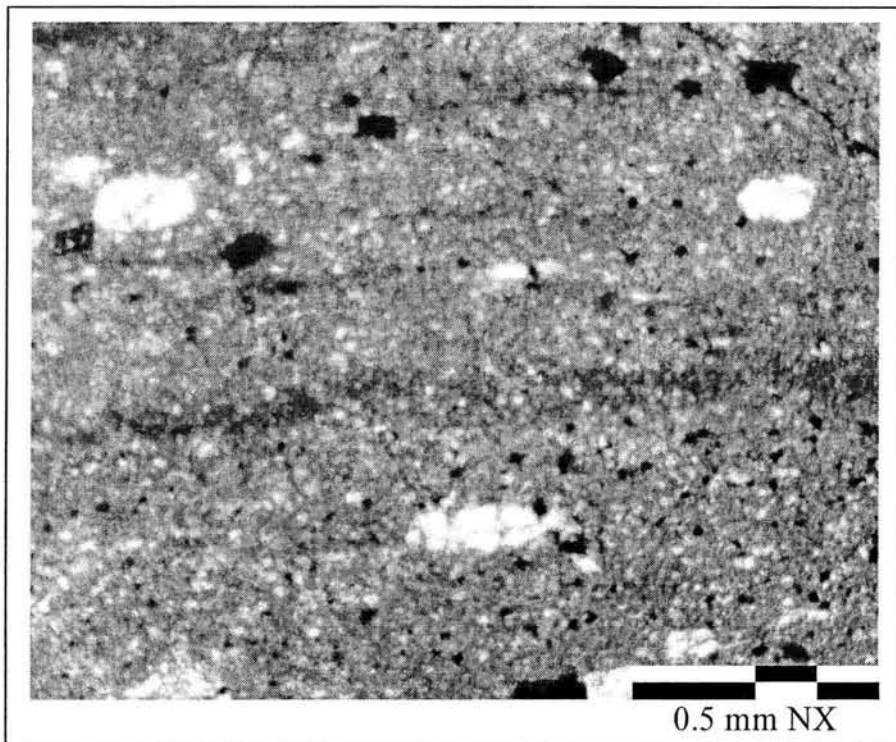


Figura 20.- Fotomicrografía en nícoles cruzados de pedernal verde con laminaciones de lutita en color oscuro y tres fantasmas de radiolarios deformados en color blanco.

Bloques de basalto

Los bloques de basaltos son menos abundantes que los bloques de pedernal y constituyen cerca del 10% del total de los bloques. Su tamaño varía de 1 a 300 m de largo y de 1 a 150 m de ancho aproximadamente. La mayoría de estos bloques, presentan almohadillas totalmente deformadas y difíciles de reconocer. En afloramiento y en sección delgada se observan vesículas rellenas de carbonato de calcio, así como rellenos “interpillow” compuestos por carbonato de calcio (figuras 21 y 22). En sección delgada se distingue una textura relictas con fenocristales de plagioclasa y calcita, no se encontraron cristales de olivino o piroxeno (figura 23). Su relación con la matriz es tectónica, con contactos formados por zonas de cizalla intensa. En los bordes del bloque localizado al noroeste de la mina La Cejita se observa una mezcla tectónica de pedernales verdes, material carbonatado, areniscas y lutitas que originan texturas típicas de *melange* (ver mapa anexo). La clasificación y afinidad tectono-magmática de estos bloques se describen en el capítulo de geoquímica.

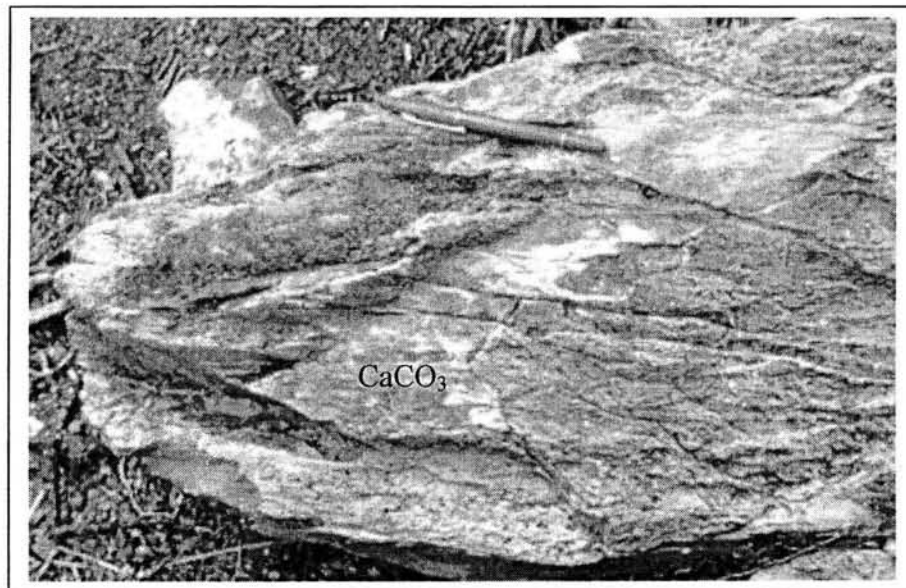


Figura 21.- Fragmento de basalto almohadillado con relleno “interpillow” de Carbonato de Calcio en color claro (ver mapa anexo).

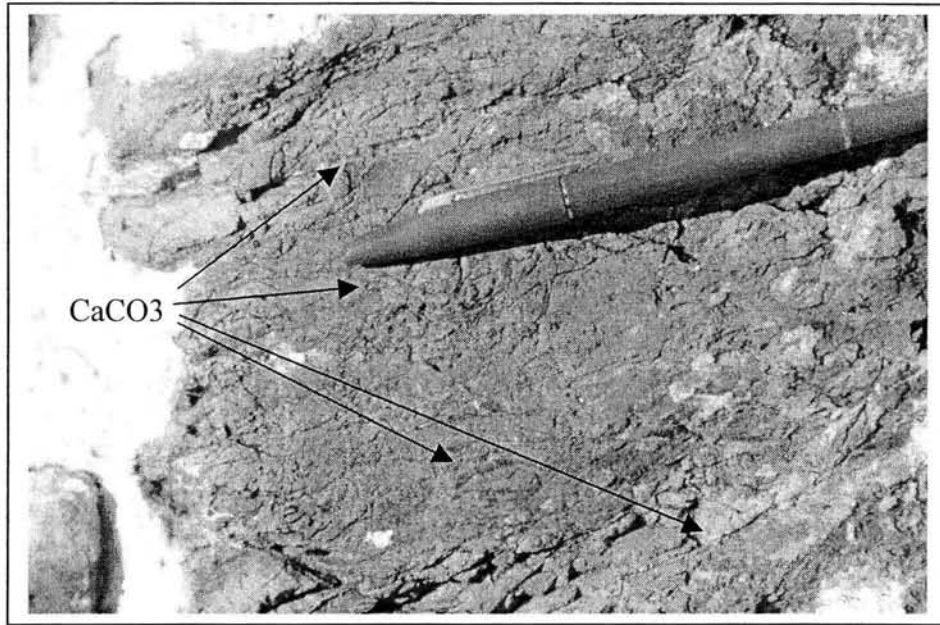


Figura 22.- Basalto almohadillado con fracturas y vesículas rellenas de calcita (ver mapa anexo).

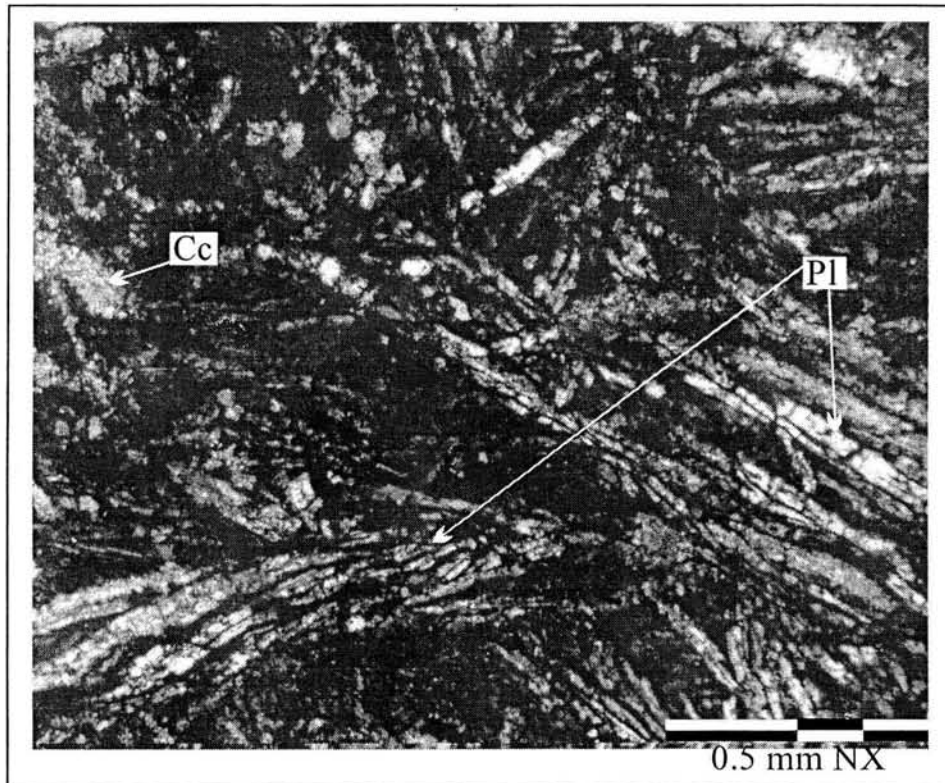


Figura 23.- Fotomicrografía en nícoles cruzados de los basaltos almohadillados, formados por fenocristales de plagioclasa y calcita (secundaria), la matriz es microcristalina.

Bloques de serpentinita

Se ha identificado un conjunto de bloques de serpentinitas que representan aproximadamente el 8% de los bloques tectónicos (figura 24 a-b). Tienen un tamaño que varía de 3 a 300 m de largo y de 1 a 120 m de ancho. Este conjunto se ubica en la mina La Cejita al noroeste del poblado de La Valenciana (ver mapa anexo) y son los únicos bloques de serpentinita dentro del área de estudio. Son de forma sigmoidal y presentan clivaje facoidal (figura 24b), están compuestos en un 90% de serpentina y en sus bordes se observa una mezcla tectónica de pedernales negros, pedernales verdes, areniscas, conglomerados y vetas rotas de calcita y cuarzo que generan una textura típica de *melange*.

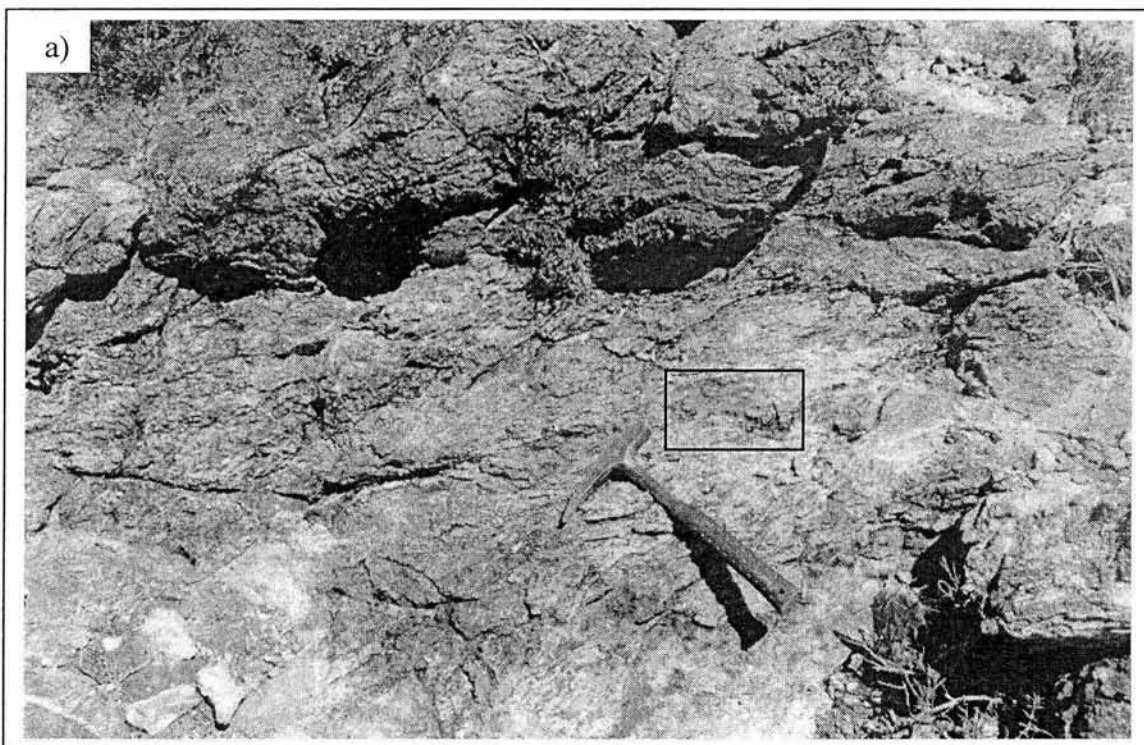


Figura 24.- a) Afloramiento de serpentinita en colores más claros, mezclada tectónicamente con material carbonatado de colores más oscuros (ver mapa anexo). El recuadro negro es un acercamiento, ver figura 24.-b.

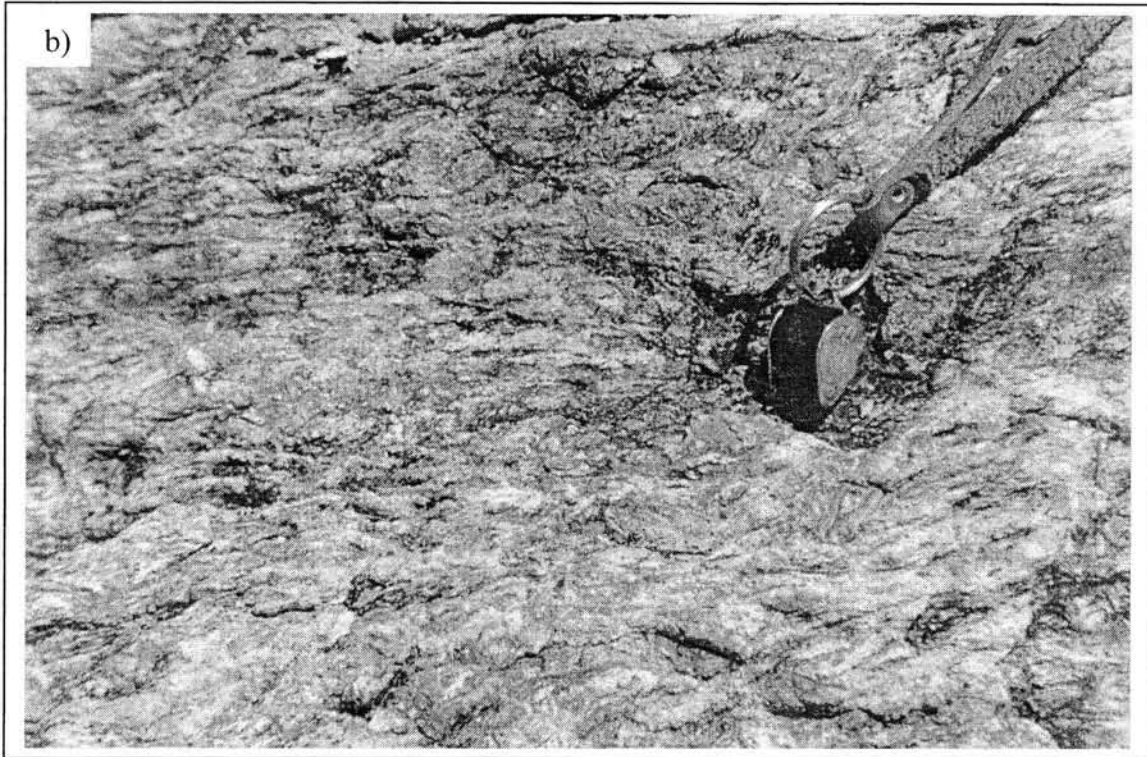


Figura 24.- b) Es un acercamiento de (a) para mostrar el clivaje facoidal de la roca y un fragmento relicto de gabro (ver mapa anexo).

Por la composición de la matriz, los bloques exóticos y la ausencia de rocas volcánicas se infiere que la matriz se depositó en una zona de margen continental pasiva, y que los bloques representan fragmentos de la parte superior y media de la corteza oceánica (basaltos y serpentinita) y su cubierta sedimentaria (pedernales negros y verdes con lutitas verdes) incorporados a la matriz por el proceso de subducción.

Paleontología y edad

Como se observa en los trabajos previos, se ha intentado determinar la edad de la Formación Taray desde 1960, sin obtener datos definitivos. Rogers *et al.*, (1961) asignaron una edad pérmica con base en las relaciones de campo. López-Infanzón (1986), por correlación con la Formación Zacatecas le asignó una edad del Triásico Tardío, mientras que Anderson *et al.*, (1990) proponen una edad jurásica ya que infieren un contacto transicional con las rocas volcánicas jurásicas que la cubren (Formación Nazas). Barboza-Gudiño *et al.*, (1998) concluyen que la Formación Taray es de edad Triásico Tardío, con base en la estratigrafía y similitud litológica con las rocas siliciclásticas de las áreas de Real de Catorce y Charcas en San Luis Potosí, y por la presencia de moldes de probables pelecípodos (*Palaeoneilo sp.*). McKee *et al.*, (1999) mencionan como comunicación personal con T. Anderson, que este último encontró fusulínidos del Pérmico en la Formación Taray, sin embargo, no especifica en que calizas fueron colectados, si de los bloques exóticos o de las calizas bioclásticas, por lo cual no puede considerarse como la edad de depósito. Como puede notarse, no hay un consenso sobre la edad de la Formación Taray y aún no se obtiene información suficiente para realizar una determinación precisa.

El principal problema para determinar la edad de ésta unidad es que no se han encontrado fósiles dentro de la matriz que sean indicadores cronoestratigráficos. Uno de los objetivos del presente trabajo fue obtener la edad de depósito de la matriz de esta formación, por lo que se estudiaron los restos fósiles de las calizas bioclásticas y lutitas de la matriz. Los fragmentos de crinoides en dichas calizas aparentemente pertenecen a la especie *Pentaridica pentagonalis*, probablemente del Pensilvánico medio, (C. Esquivel, com. pers., figuras 25 y 26).

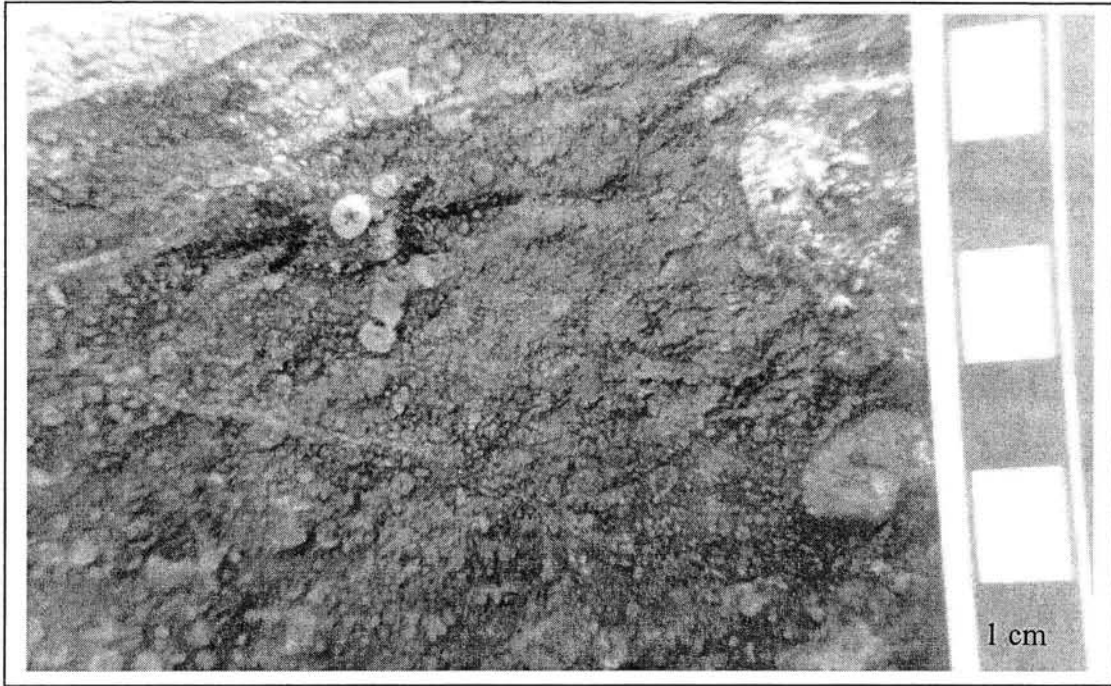


Figura 25.- Muestra de mano de caliza bioclástica, mostrando placas columnares de crinoides (ver mapa anexo).

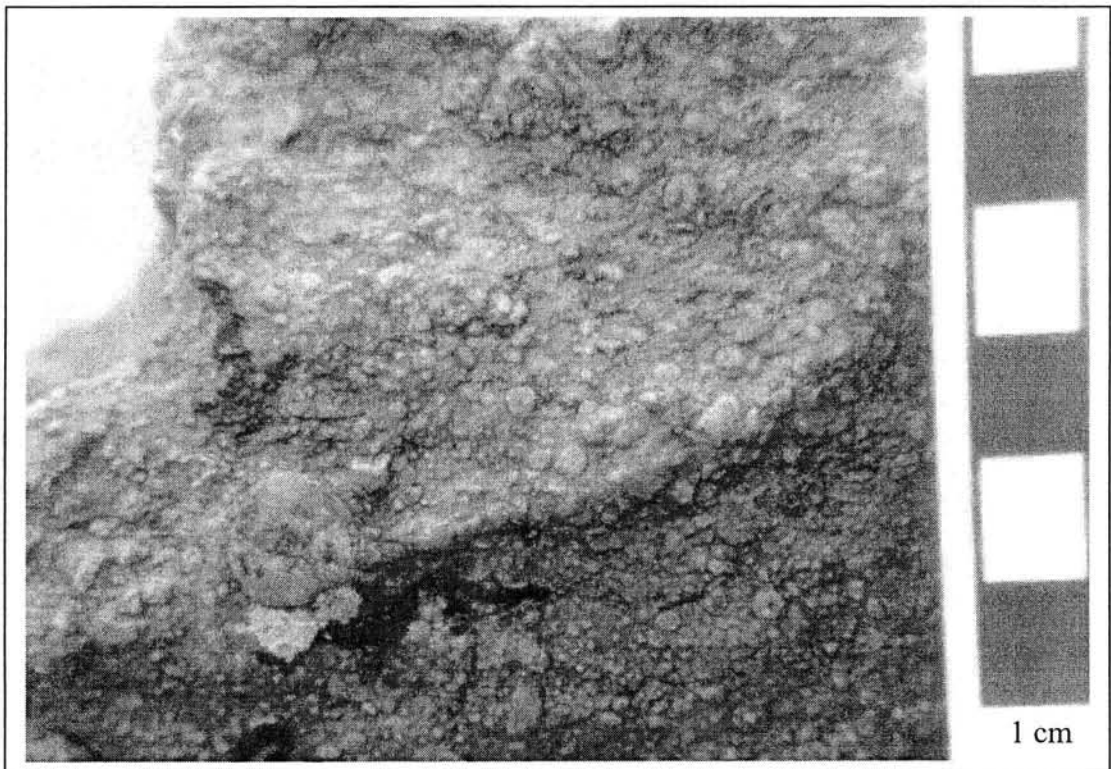


Figura 26.- Muestra de mano de caliza bioclástica, mostrando placas columnares de crinoides (ver mapa anexo).

Los fragmentos de bivalvos, braquiópodos y gasterópodos de estas calizas fueron analizados sin lograr determinar su especie, aunque es probable que los gasterópodos sean del Paleozoico Tardío más que del Mesozoico (R. Blodgett, com. pers.), no se encontraron conodontos en estas rocas. Según R. Blodgett (com. pers.), por la gran cantidad de crinoides y asociación faunística es probable que esta fauna pertenezca al Paleozoico Superior.

También fueron recuperados 3 ejemplares de palinomorfos de una muestra de lutita que no son diagnósticos y se encuentran poco preservados. Se determinó la presencia de una espora trilete, un grano colgado y otros granos que corresponden a coníferas. La presencia del grano colgado sugiere un conjunto Mesozoico, sin embargo, no es posible asegurarlo debido a que no se encontró ninguna taxa que de información precisa de la edad (S. Lozano-García, com. pers.).

Se procesaron varias muestras de los bloques exóticos de pedernal verde con lutitas verdes y pedernal negro en busca de material fósil que permitiera asignarle una edad. Algunos ejemplares de radiolarios fueron recuperados y se encuentran mal preservados (muestras pt-37, pt-285), pero presentan evidencias de ser de edad paleozoica más que mesozoica (Dávila-Alcocer, com. pers.). Ejemplares de conodontos fueron recuperados de la muestra de pedernal verde (pt-37) sin ser posible determinar su especie, sin embargo, su morfología sugiere una edad misisípica (P. Bruner, com. pers.).

Las edades obtenidas para la Formación Taray a partir de los análisis paleontológicos deben ser interpretadas con precaución. Los radiolarios obtenidos de la muestra pt-285 son de un bloque exótico de pedernal negro, por lo que no representan la edad de depósito de la matriz y sólo fueron reconocidos a nivel de género. Los conodontos de posible edad misisípica, fueron recuperados también de un bloque exótico de pedernal verde con intercalaciones de lutita. Los resultados de los análisis de palinomorfos fueron hechos en

lutitas que representan la matriz, sin embargo, no fue posible determinar su edad, sólo se obtuvo una posible edad mesozoica y que los granos corresponden a coníferas. La edad obtenida de fragmentos de crinoides en calizas bioclásticas puede representar la edad del depósito de la Formación Taray, debido que estas rocas fueron incorporadas como sedimento en la sucesión siliciclásticas por corrientes turbidíticas; sin embargo, la edad Pensilvánico medio no es precisa, debido a que fue obtenida de placas columnares de crinoides que no son tan buenos indicadores de edad. Hay que considerar que Barboza-Gudiño *et al.*, (1998) reportan moldes de probables pelecípodos (*Palaeoneilo sp*), por lo cual le asignan a la Formación Taray, una edad Triásico Tardío, y que la edad del zircón detrítico más joven es de 260.2 ± 3 Ma (ver siguiente capítulo).

Sintetizando toda la información, se puede inferir que parte de la corteza oceánica subduccida contenía sedimentos de edad Misisípico y que el depósito de la matriz (sucesión siliciclástica) pudo haber iniciado en el Pensilvánico medio considerando las edades de las calizas bioclásticas; sin embargo, la edad del zircón detrítico más joven es más precisa, por lo tanto, es posible que el depósito haya iniciado en el Pérmico Tardío más que en el Pensilvánico medio y finalizado en el Triásico Tardío, como también lo sugiere el reporte de los moldes de pelecípodos y la posible correlación de la Formación Taray con las Formaciones Zacatecas y La Ballena, que han sido fechadas paleontológicamente como del Cárnico-Nórico.

Petrografía e isotopía de U/Pb y Sm/ Nd de las rocas sedimentarias

Uno de los objetivos de este trabajo fue la determinación de la composición y la procedencia de los sedimentos de la Formación Taray, para lo cual se realizaron análisis petrográficos de areniscas y conglomerados, y análisis isotópicos de U/Pb en zircones detríticos y de Sm/Nd de roca total de muestras de areniscas y lutitas.

Petrografía

El estudio petrográfico consistió en el análisis de 14 secciones delgadas de areniscas y conglomerados de la Formación Taray, colectadas en zonas con menor deformación para determinar su composición primaria, clasificación y obtener evidencias de su procedencia. No se realizó conteo de puntos, por lo cual los porcentajes son aproximados. A continuación se describe la composición y características de los granos que constituyen a las areniscas.

En general, las areniscas de la Formación Taray varían en tamaño de grano fino a grueso y llegan a ser conglomeráticas, varían de pobremente a moderadamente clasificadas y en menor proporción son bien clasificadas. La mayoría son clasto soportadas y cuando llega a haber más matriz son ligeramente matriz soportadas, abundan los clastos subangulosos a subredondeados y un mínimo están bien redondeados. Los contactos son principalmente rectos y tangenciales, en algunas muestras son cóncavos-convexos, pero predominan los contactos rectos, aunque un alto porcentaje de las areniscas son matriz soportadas. Por el porcentaje de matriz y la composición de sus granos, las areniscas de la Formación Taray varían de grauvacas a cuarzoarenitas. La matriz es arcillosa y presenta algunos crecimientos aislados de clorita y moscovita, asociados al metamorfismo regional.

Cuarzo monocristalino: Representa aproximadamente el 70 al 90% del total de los clastos, presentan una extinción recta a ligeramente ondulante. Pueden observarse vacuolas en la mayoría de los granos y en menor cantidad se observan inclusiones de zircón y apatito. Estas características sugieren que el cuarzo pudo haberse originado como cuarzo de veta y derivado de una roca ígnea y/o metamórfica de alto grado.

Cuarzo policristalino: Aproximadamente representa entre el 4 a 10% de los granos. Hacia el interior del grano pueden verse contactos suturados y también cuarzo cizallado, con cristales elongados. En la mayoría la extinción es ondulante. Se observan pocas vacuolas y no se observan inclusiones de otros minerales. Las características de estos granos de cuarzo sugieren una fuente de rocas metamórficas (esquistos y/o milonitas).

Cuarzo microcristalino: Formado principalmente por clastos de pedernal. Se presenta en porcentajes de 1 al 5 % aproximadamente. Los granos son muy pequeños y su concentración de una muestra a otra tiene una variación considerable. No se observaron relictos de microfósiles dentro de los clastos de pedernal.

Feldespatos: El porcentaje en las secciones delgadas varía de 5 a menos de 15%. El feldespato potásico es poco abundante y están reemplazados principalmente por sericita en los planos de cruceo y en los bordes de los cristales. En cuanto a la plagioclasa, en algunas secciones delgadas abundan más que en otras, su concentración varía del 2 al 8% y en algunos granos pueden verse claramente el maclado tipo albita y también plagioclasas zoneadas. Dentro de los granos de feldespato se logran identificar intercrecimientos granofíricos,

micrográficos, micropertíticos y de albita gemelada polisintéticamente, que sugieren una procedencia de roca plutónica de intermedia a ácida.

Líticos: Los fragmentos de roca dentro de las areniscas estudiadas de la Formación Taray, corresponden a granos de rocas metamórficas y por el tipo de granos que se observan, es posible que procedan de esquistos y/o gneisses. No se observan clastos de rocas volcánicas o volcanoclásticas y se observan algunos granos formados por un mosaico de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, que pueden corresponder a fragmentos de granitos y/o granodioritas. Estos se observaron principalmente en los conglomerados.

Los minerales accesorios que se identificaron en las areniscas son principalmente zircón, mica detrítica, apatito y muy pocos cristales de esfena. Los granos de zircón se observan formando parte de la roca y también como inclusiones dentro de los granos de feldespato. Las micas se encuentran dentro de la matriz y están alteradas a sericita. Estos minerales indican procedencia de rocas plutónicas de composición intermedia a ácida (granitos y granodioritas) y/o rocas metamórficas.

Los conglomerados dentro de la Formación Taray, están compuestos por clastos de cuarcitas que presentan una textura distinta a aquellas que forman parte de la matriz. Dentro de los conglomerados se observan otros clastos de cuarzo lechoso, granitos, fragmentos de pedernal verde y negro, clastos de granodioritas y algunos de lutitas verdes. En los conglomerados se observan escasos clastos con textura traquítica que pudieran representar fragmentos de rocas volcánicas.

En resumen, los fragmentos de cuarzo son los más abundantes y las proporciones de fragmentos de feldespato ligeramente mayores que los fragmentos líticos, aunque ambos representan menos del 30%. Con base en la composición de las areniscas, conglomerados y de la abundancia de los distintos tipos de clastos, se infiere que la fuente dominante de estos es cratónica (Cr), según la clasificación de Dickinson (1985), que incluye cuerpos graníticos y rocas metamórficas (gneisses y esquistos), además del cuarzo de veta, que es común en dichos ambientes.

Isotopía de U/Pb en zircones detríticos

Se fecharon con el método isotópico de U/Pb por medio de la técnica ablación con láser, 94 granos individuales de zircones detríticos de una muestra de arenisca de la Formación Taray (Pt-1), colectada cerca del poblado de La Valenciana (ver mapa anexo). Para obtener los zircones de la roca, la muestra fue triturada en una quebradora de quijadas y después fue pulverizada en un molino de rodillos. La muestra pulverizada fue procesada en una mesa Wilfley para separar los minerales pesados, por último, la muestra fue tratada con el separador magnético Frantz LB-1. Los granos de zircones fueron separados por color, forma, grado de redondez, transparencia y tamaño, excepto aquellos con fracturas, inclusiones o zoneamiento composicional. Los zircones obtenidos fueron vaciados en un contenedor de resina epóxica de una pulgada de diámetro, el contenedor se adelgazó aproximadamente a 40 micras y después fue pulido para obtener una superficie lisa y plana que expusiera el interior de los zircones. La edad se obtuvo del núcleo de los zircones, por lo que representa la edad de cristalización de la roca fuente. Los datos isotópicos y edades son reportados en la tabla 1 y la figura 27 representa el diagrama de concordia U/Pb de los 94 granos de zircones, donde se observa que las edades de la muestra son principalmente concordantes a ligeramente discordantes.

Tabla 1.- Edades isotópicas obtenidas de los zircones detríticos de la muestra Pt-1

| Edad interpretada | Ma ± | Edad interpretada | Ma ± | Edad interpretada | Ma ± | Edad interpretada | Ma ± | Edad interpretada | Ma ± |
|-------------------|------|-------------------|------|-------------------|------|-------------------|------|-------------------|------|
| 260.2 | 3.9 | 300.9 | 2.1 | 351.8 | 11.7 | 690.9 | 4.8 | 1158.4 | 13 |
| 266.1 | 0.8 | 301.6 | 1.5 | 352.1 | 9.8 | 977.2 | 10.3 | 1163.9 | 9.3 |
| 270.9 | 0.9 | 301.9 | 1.7 | 363.1 | 9.3 | 989.6 | 5 | 1165.6 | 11 |
| 272.8 | 1.9 | 303.3 | 1.9 | 364.5 | 3 | 994.3 | 5.4 | 1185 | 7.5 |
| 274.1 | 3.3 | 305 | 1.9 | 380.5 | 6.8 | 995.1 | 6.3 | 1200.7 | 10.7 |
| 282.2 | 1.7 | 305.3 | 1.8 | 387.6 | 8.4 | 1014.2 | 4.8 | 1215.3 | 10.7 |
| 284.7 | 1.7 | 311.1 | 1.9 | 485.5 | 2.1 | 1015.9 | 6.7 | 1227.5 | 7.2 |
| 287.2 | 2.1 | 312.1 | 8.1 | 515.5 | 3.3 | 1021.6 | 3.6 | 1239.7 | 23.6 |
| 287.9 | 1.6 | 313.8 | 4.7 | 554.5 | 4 | 1022.8 | 3.9 | 1246 | 11.6 |
| 288.2 | 2.2 | 316.4 | 1.7 | 555.1 | 4.8 | 1027.6 | 6.1 | 1257.4 | 17.2 |
| 291.8 | 2.1 | 317.3 | 1.9 | 558.7 | 6.1 | 1032.4 | 5.3 | 1678 | 7 |
| 292.9 | 2.5 | 317.9 | 1.4 | 562.1 | 6.2 | 1046.2 | 9.6 | 1829 | 33 |
| 293.5 | 1.9 | 319.1 | 2 | 562.8 | 2.4 | 1048.7 | 10.6 | 1958 | 32 |
| 294.5 | 1.9 | 319.4 | 1.9 | 579.9 | 2.7 | 1049.5 | 11.3 | 2841 | 23 |
| 295.7 | 1.9 | 323.6 | 2.5 | 593.9 | 1.9 | 1081.3 | 4.9 | | |
| 296 | 2.9 | 330 | 2.5 | 613.9 | 4.9 | 1101.7 | 7.1 | | |
| 296.2 | 3.7 | 330.3 | 4 | 622.2 | 3.1 | 1123.4 | 6.5 | | |
| 297.7 | 2.4 | 333.3 | 4.3 | 638.6 | 3.1 | 1125 | 7.4 | | |
| 298.5 | 2 | 345.2 | 5.4 | 653.4 | 4.9 | 1146.1 | 12.4 | | |
| 299.8 | 2.1 | 349.7 | 13.6 | 671.1 | 4.4 | 1154.8 | 7.3 | | |

Los análisis isotópicos de U/Pb se realizaron con un espectrómetro de masas con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS Micromass Isoprobe Multicollector), en los laboratorios del Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona. El equipo cuenta con 9 colectores Faraday, un sistema láser axial de la marca New Wave DUV 193 Excimer, con una emisión de longitud de onda de 193 nm. La configuración del colector permite medidas simultáneas de ^{204}Pb en un canal contador de iones mientras que ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th y ^{238}U son medidos con los detectores Faraday.

Todos los análisis fueron hechos en modo estático. Los análisis se realizaron con una bomba de láser de 50 micras de diámetro, operada con una salida de energía de aproximadamente 32 mJ a 22 kv y un pulso de 8 Hz. Esto permitió un orificio con una profundidad de aproximadamente 20 micras en cada grano. El fraccionamiento inter-elemento fue monitoreado por el análisis de un cristal de zircón concordante que tiene una edad conocida por ID-TIMS de 564 ± 4 Ma (2σ , G. E. Gehrels, datos no publicados). Este zircón de referencia fue analizado una vez por cada 5 no conocidos. Las relaciones isotópicas fueron corregidas para plomo común usando la medida de ^{204}Pb , asumiendo una composición inicial de Pb de acuerdo a Stacey and Kramers (1975) y las incertidumbres de 1.0 y 0.3 respectivamente para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Los errores sistemáticos permiten una incertidumbre de aproximadamente 3% (2σ) para las edades de $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Las edades utilizadas son basadas sobre las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ para edades mayores a 1.0 Ga y sobre las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para edades menores de 1.0 Ga.

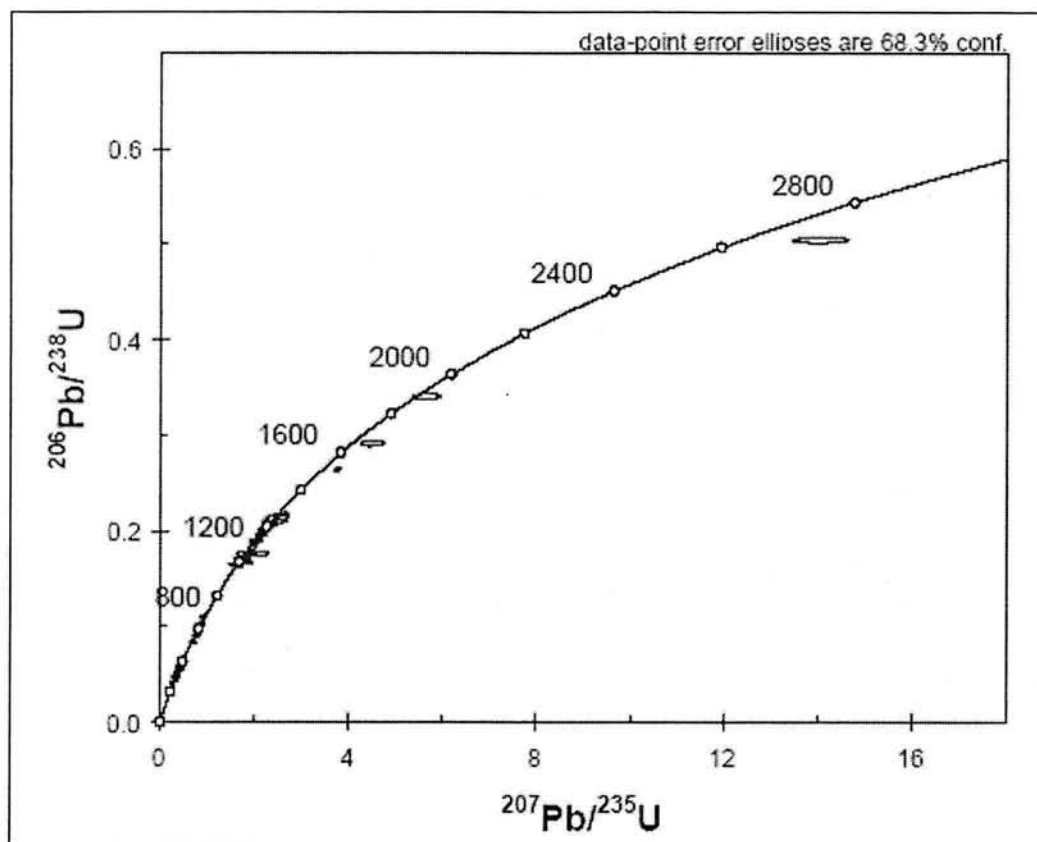


Figura 27.- Diagrama de concordia U/Pb para los 94 granos de zircones detríticos de la muestra de la Formación Taray (Pt-1, ver mapa anexo). El diagrama fue construido con los programas de Ludwig (2001).

En la gráfica de la figura 28 pueden observarse las variaciones en la abundancia de las principales edades. La gráfica presenta picos importantes alrededor de 300 Ma, 600 Ma y entre 1.0 y 1.2 Ga, con escasos zircones más antiguos. El zircón más joven que se obtuvo de esta muestra es de 260.2 ± 3.9 Ma, la cual puede considerarse como la edad máxima del depósito de la Formación Taray. En otras palabras, el depósito no puede ser más antiguo que el Pérmico Tardío.

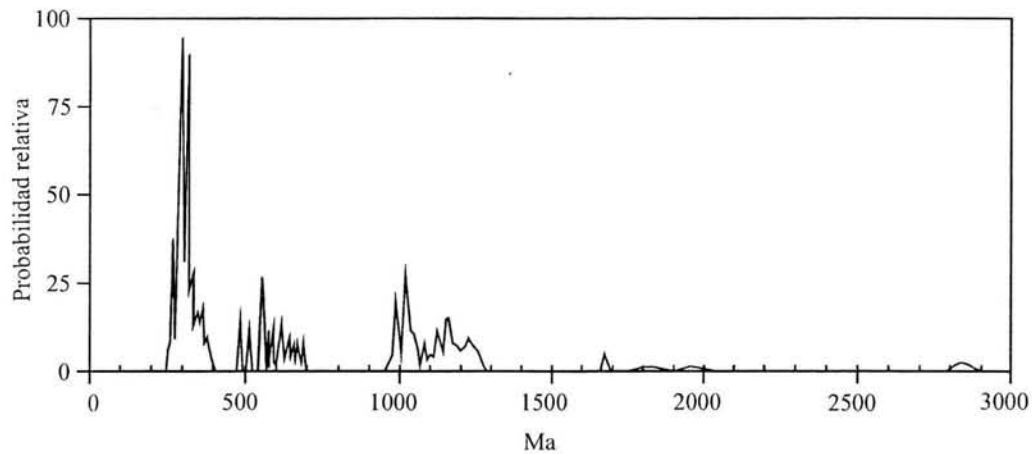


Figura 28.- Gráfica de probabilidad relativa de los 94 granos de zircones detríticos de la muestra de arenisca de la Formación Taray (Pt-1).

Los zircones más abundantes forman un pico en un rango de 260 a 390 Ma, que se define claramente en la gráfica de la figura 28 y está representado por 46 granos de zircones. Corresponde a un intervalo de edades similar a las edades de dos eventos magmáticos importantes que se extienden al este y noreste del área de estudio: 1) el arco volcánico Carbonífero-Pérmico Delicias-Tuzancoa (Rosales-Lagarde, 2002; López *et al.*, 2001) y las rocas plutónicas que definen un cinturón de granitoides en el este y noreste de México (Torres-Vargas *et al.*, 1999). Las unidades volcánicas de Delicias afloran en el estado de Coahuila y Tuzancoa en el Estado de Hidalgo (figura 29). Están formadas, la primera por turbiditas volcanoclásticas que contiene bloques de lavas y cuya edad varía del Osageano al Leonardiano (348-270 Ma.), la segunda unidad está formada por turbiditas volcanoclásticas y derrames andesítico-basálticos, cuya edad es principalmente Wolfcampiano-Leonardiano (299-270 Ma). También existen reportes de rocas volcánicas en Ciudad Victoria que constituyen a la Riolita Aserradero con edades de 334 ± 39 Ma (Stewart *et al.*, 1999). Este intervalo, se traslapa con las edades de 37 granos de zircones detríticos de la muestra de arenisca de la Formación Taray. El cinturón de granitoides ha sido interpretado como las

raíces de un arco, formado por intrusivos con edades (K/Ar) de cristalización de 232 hasta 287 Ma (Torres-Vargas *et al.*, 1999). Este intervalo se traslapa con las edades de 9 granos de zircones detríticos de la muestra de arenisca de la Formación Taray. Además, existen edades similares en las rocas plutónicas de Sonora y Chihuahua (Grajales-Nishimura *et al.*, 1992). También en Coahuila, el plutón Pesuña con edad de 331 ± 4 Ma se encuentra intrusionando a la Formación Las Delicias (López, 1997). Dentro del rango de 480 a 690 Ma se encuentran 15 granos de zircones, que indican edades relacionadas a los eventos magmáticos en los estadios finales de la orogenia Pan-Africana (Wright and Seiders, 1980; Dallmeyer *et al.*, 1986; Dennis and Wright, 1997; Barker *et al.*, 1998; Wortman *et al.*, 2000; Hibbard *et al.*, 2002). Hay reportes de estas rocas en el subsuelo de la Península de la Florida y en la Península de Yucatán (Dennis and Wright, 1997; Barker *et al.*, 1998; Wortman *et al.*, 2000; Hibbard *et al.*, 2002; Krogh *et al.*, 1993), respectivamente. Es importante resaltar que López *et al.*, (2001) encuentran clastos de edades similares en los conglomerados que forman parte de la Formación Las Delicias. Considerando que la petrología sugiere la presencia de zircones de múltiple ciclo, estos podrían haber sido reciclados de la Formación Las Delicias. En el rango de 1080 a 1260 Ma se encuentran 16 granos de zircones, estas edades son similares con las edades de los protolitos del Cinturón Grenviliano. En el rango de 970 a 1050 Ma se encuentran 13 granos de zircones, intervalo similar para las rocas plutónicas generadas durante los últimos estadios de la orogenia Grenviliana. Al oriente y norte del área de estudio, está registrado en el subsuelo y en afloramiento un cinturón de rocas Grenvilianas que constituyen al Bloque Oaxaquia (Ruiz *et al.*, 1988; Schaaf *et al.*, 1994; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995), el cual se considera como la probable fuente de estos zircones. Existen otros granos de zircones que muestran edades de 1600 Ma, con una posible fuente de los protolitos de la Provincia Mazatzal (Goodwin, 1996), del Sur de América del Norte (figura 29). Los zircones con edades

alrededor de 1800 a 2000 Ma, pueden ser procedentes de las rocas de la Provincia Yavapai y la Provincia Churchill del cratón de América del Norte o de la provincia de América del Sur “Guiana Shield” de 1.8 a 2.2 Ga (Goodwin, 1996; figura 29). El zircón de 2841 Ma puede tener su fuente en las rocas que forman la Provincia Superior, Slave o Kaminak del cratón de América del Norte con edades mayores de 2.5 Ga (Goodwin, 1996; figura 29). Hay que considerar en todas las interpretaciones que un porcentaje de los zircones detríticos analizados pueden ser de múltiple ciclo.

Isotopía de Sm/Nd de lutitas y areniscas

Se midieron las relaciones isotópicas de Sm/Nd de roca total, de 3 pares de lutitas y areniscas obtenidas de la Formación Taray. Los pares se definen por la fracción gruesa (arenisca) y la fracción fina (lutita) depositadas por un mismo evento turbidítico. Estos se midieron así porque hay registro de variaciones importantes en la composición de ambas fracciones en algunas turbiditas (McLennan *et al.*, 1990). Con los valores obtenidos de las 6 muestras se calcularon su edad modelo, valores ϵ_{Nd} actual e inicial para 260 Ma, que es la edad máxima del depósito (ver tabla 2).

Tabla 2.- Resultados de los análisis isotópicos de Sm/Nd de las muestras de lutitas y areniscas.

| Muestra | Roca | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\pm 1\sigma$ | 2SE(M) | n | ϵNd CHUR | $\pm 2\sigma$ | $\epsilon\text{Nd i}$ CHUR | Sm (ppm) | Nd (ppm) | Edad modelo DM (Ga) |
|---------|----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------|--------|----|-----------------------------|---------------|-------------------------------|-------------|-------------|------------------------|
| Pt-19 | Arenisca | 0.115 | 0.512235 | 17 | 5 | 57 | -7.86 | 0.33 | -5.13 | 4.20 | 22.13 | 1.251 |
| Pt-109 | Lutita | 0.115 | 0.512165 | 21 | 6 | 44 | -9.23 | 0.41 | -6.5 | 5.90 | 31.06 | 1.350 |
| Pt-104 | Arenisca | 0.137 | 0.512242 | 18 | 5 | 58 | -7.72 | 0.35 | -5.7 | 4.53 | 19.97 | 1.560 |
| Pt-106 | Lutita | 0.114 | 0.512198 | 20 | 6 | 52 | -8.58 | 0.39 | -5.8 | 7.15 | 37.84 | 1.291 |
| Pt-111 | Arenisca | 0.105 | 0.512280 | 20 | 5 | 56 | -6.98 | 0.39 | -4.0 | 3.69 | 21.16 | 1.086 |
| Pt-113 | Lutita | 0.118 | 0.512226 | 20 | 5 | 55 | -8.04 | 0.39 | -5.42 | 6.42 | 32.77 | 1.300 |

Los análisis de Nd se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca Finnigan Mat 262 en el LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM. El espectrómetro cuenta con 8 colectores Faraday ajustables y todas las mediciones se hicieron de manera estática. Las mediciones de Sm se realizaron con un espectrómetro de masas NBS en el Instituto de Geología, UNAM.

Las muestras se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos, se analizaron 60 relaciones isotópicas para Nd y Sm. Los valores ($1\sigma = \pm 1\sigma$) se refieren a los errores durante la medición en los últimos dos dígitos y $2\text{ SE(M)} = 2\sigma/\text{raíz } n$. Los valores del LUGIS para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511877 \pm 21$ ($n = 142$). Todas las relaciones isotópicas de Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización con $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ y la incertidumbre relativa de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 1.5\%$ (1σ). La reproducibilidad relativa (1σ) de las concentraciones de Sm y Nd es de $\pm 3.2\%$ y $\pm 2.7\%$ respectivamente. Dos blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron en: 0.16 y 0.09 ng de Sm y 118 y 0.38 ng de Nd (blancos totales). El valor ϵ psilon neodimio inicial se calculó a 260 Ma.

Las edades modelo fueron calculadas respecto al reservorio del manto empobrecido (TDM) con valores actuales de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.222$ y de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513114$ propuestos por Michard *et al.*, (1985), se obtuvieron edades de 1251 a 1560 Ma que no representan la edad de depósito de la Formación Taray, sino la edad promedio de la fuente de los sedimentos en la corteza continental, de los cuales se derivaron. Las edades obtenidas indican que los materiales que constituyen la sucesión siliciclástica de la Formación Taray son el resultado del reciclado de materiales corticales y que no existe un aporte importante de materiales jóvenes de alguna fuente oceánica. Las edades modelo promedio sugieren una fuerte influencia de firmas Grenvilianas o más antiguas, lo cual es compatible con la petrología y las edades de los zircones detríticos.

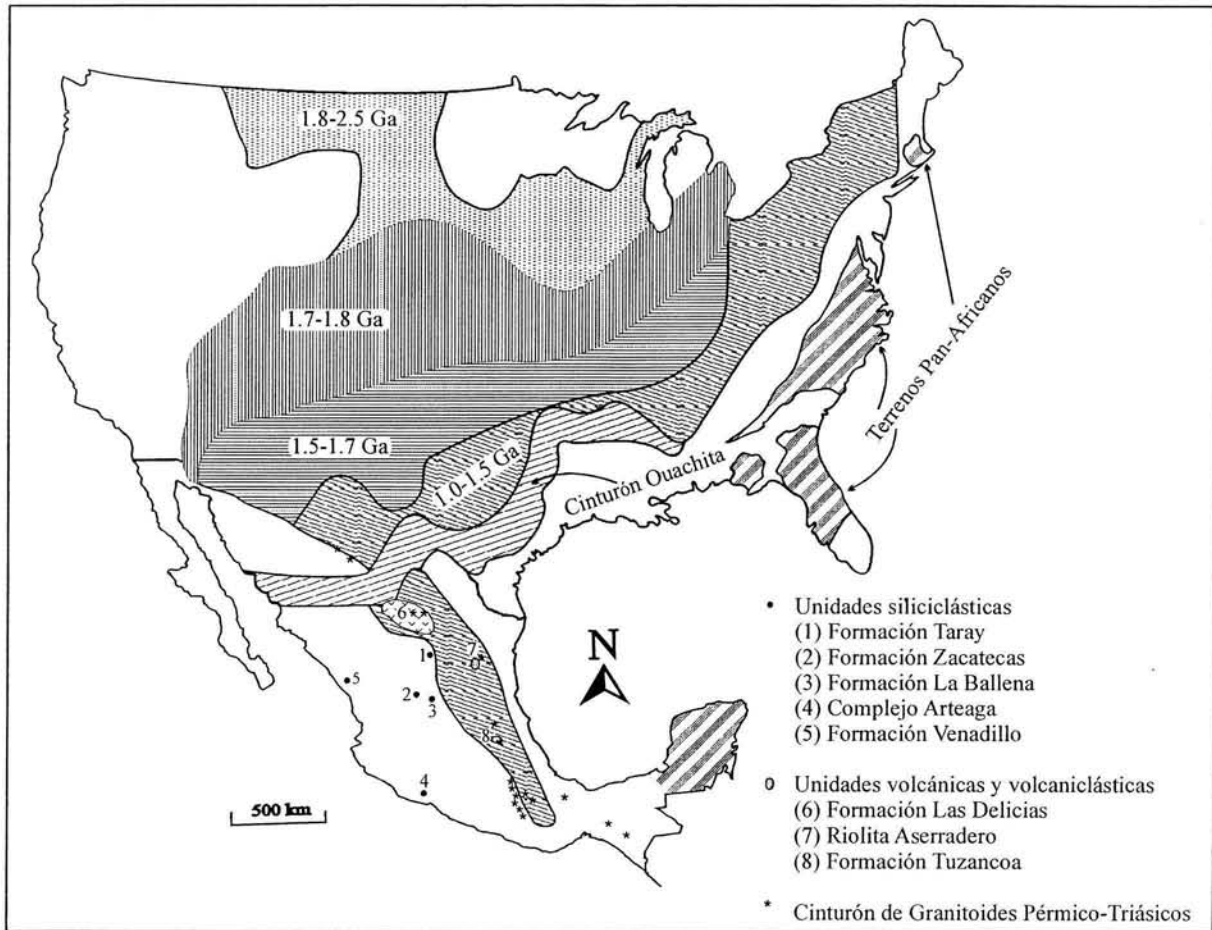


Figura 29.- Mapa de las unidades de procedencia de zirrones detríticos y firmas Sm/Nd en areniscas y lutitas, así como las unidades con las que se correlaciona la Formación Taray.

Comparación de los isótopos de Sm/Nd de la Formación Taray con otras unidades siliciclásticas

Con todos los datos de campo y de isótopos de Sm/Nd obtenidos de las rocas siliciclásticas de la Formación Taray y los que existen de otras formaciones que también contienen gruesos paquetes de turbiditas siliciclásticas, se ha hecho una correlación entre ellas. Estas formaciones son Zacatecas, La Ballena, Varales y Venadillo, a continuación se describen sus características litológicas y la comparación de sus isótopos de Sm/Nd.

Complejo Arteaga (Formación Varales)

El Complejo Arteaga es una secuencia volcano-sedimentaria metamorfizada de posible edad Mesozoico temprano, aflora en la región de Arteaga-Tumbiscatio en el Estado de Michoacán (figura 29). Dentro de este complejo se encuentra la Formación Varales, compuesta por una intercalación de lutitas negras, areniscas ricas en cuarzo, pedernales y escasos conglomerados como relleno de canales (Centeno-García, 1994). Las estructuras primarias que se observan son estratificación normal, estratificación cruzada, pliegues sin-sedimentarios y “flute marks”, las cuales indican facies B, C y E de las facies turbidíticas definidas por Bouma. Sus valores ϵNd inicial para 260 Ma son de -3.2 a -6.6, recalculados con los valores presentados por Centeno-García (1994) y las edades modelo son de 1.34 a 1.41 Ga.

Formación Zacatecas

Es una unidad clástica y volcániclastica con metamorfismo de bajo grado que aflora cerca de la ciudad de Zacatecas (figura 29). Esta unidad incluye gruesos intervalos alternados de lutitas negras y areniscas ricas en cuarzo. Con base en fósiles de ammonites Burckhardt and Scalia (1906), le asignaron una edad Cárnico-Nórico (Triásico Superior). Presenta valores de ϵNd iniciales para 260 Ma de -5.2 recalculados a partir los valores presentados por Centeno-García (1994), la edad modelo es de 1.54 Ga.

Formación La Ballena

Esta unidad aflora en los alrededores del pueblo La Ballena, cerca del límite estatal entre los estados de San Luis Potosí y Zacatecas (figura 29). Está compuesta por lutitas negras,

areniscas ricas en cuarzo y escasos conglomerados. Las estructuras primarias indican que sus sedimentos fueron depositados por corrientes turbidíticas en un ambiente marino profundo, en facies de abanico submarino medio a distal. Ammonites y bivalvos de edad Triásico Tardío (Cárnico) similares a los de la Formación Zacatecas, han sido reportados en el área de Peñón Blanco y Charcas (Silva-Romo, 1993). Una muestra de arenisca tiene un valor ϵNd inicial para 260 Ma de -4.8, recalculados con los valores presentados por Centeno-García (1994) y una edad modelo de 1.43 Ga.

Formación Venadillo

La Formación Venadillo aflora al Norte de Mazatlán, Sinaloa (figura 29). Es una secuencia siliciclástica con lutitas, areniscas de cuarzo y escasos bloques de caliza. Sus estructuras primarias son estratificación gradada normal e inversa, estratificación cruzada (cóncava y convexa), laminación paralela y paleocanales que indican corrientes turbidíticas en ambientes marinos profundos (Arredondo-Guerrero, 2003). Las rocas de la Formación Venadillo han sido afectadas por metamorfismo regional en facies de esquistos verdes y han sido intrusionadas por gabros del Cretácico Temprano, fechados por Henry and Fredrikson (1987) por K-Ar en hornblenda, se desconoce la edad del depósito. Sus valores de ϵNd inicial para 260 Ma varían de -5.3 a -7.1, y son similares a los de la Formación Taray (Arredondo-Guerrero, 2003), además sus edades modelo van de 1.26 a 1.44 Ga.

La Formación Taray comparte con estas unidades siliciclásticas varias características similares como asociación litológica y los patrones de procedencia de zircones detríticos (Centeno-García *et al.*, 2003). Las curvas de evolución de ϵNd inicial calculado para 260 Ma

de los sedimentos de la Formación Taray, son similares a los valores de las formaciones Zacatecas, La Ballena, Varales y Venadillo (figura 30). Estas características indican que estas unidades compartieron las mismas fuentes de sus sedimentos, aunque fueron depositadas en ambiente distintos, ya que la Formación La Ballena representa depósitos de una margen pasiva al igual que la Formación Venadillo, en cambio, la Formación Zacatecas y el Complejo Arteaga presentan rocas volcánicas de piso oceánico, con lo cual hay la posibilidad de que hubieran sido depositadas en un conjunto de subcuencas que fueran parte de una cuenca mayor.

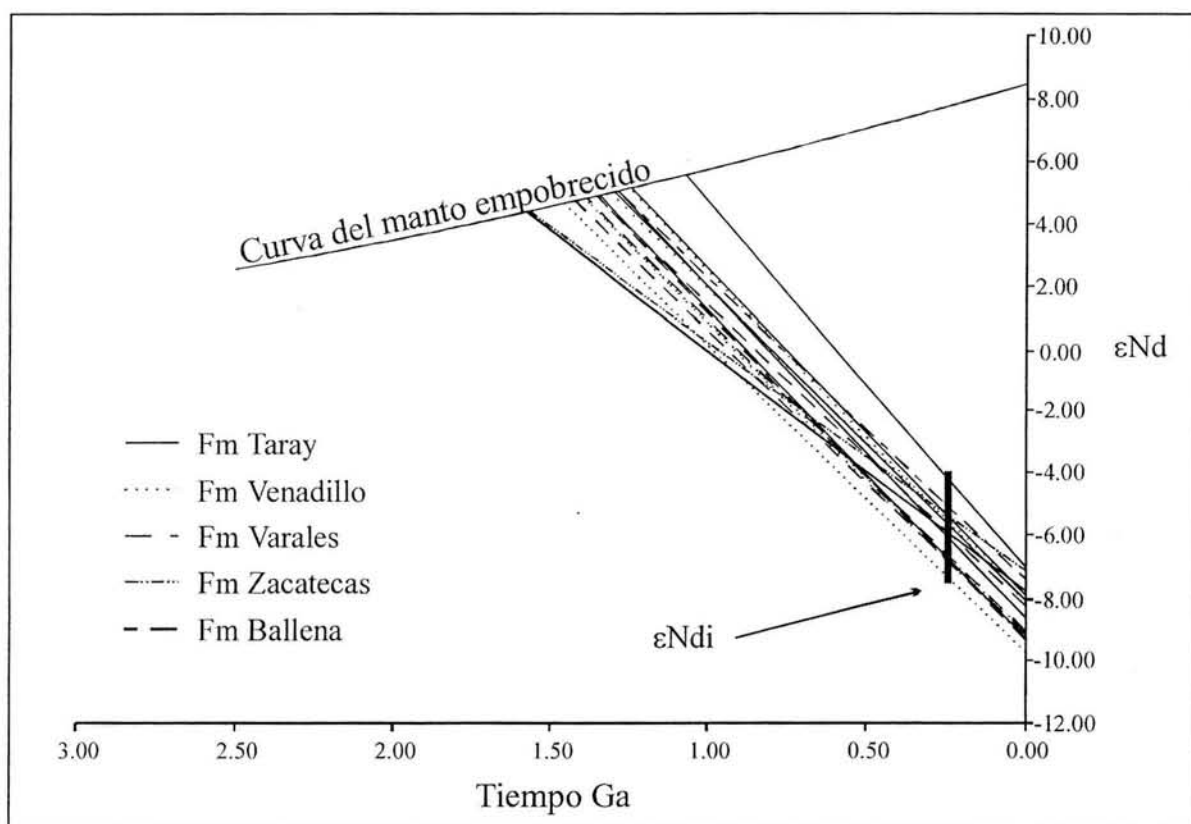


Figura 30.- Evolución isotópica de Nd de los sedimentos de las formaciones Taray, Zacatecas, La Ballena, Varales y Venadillo, cada muestra está graficada con el valor εNd actual y el inicial calculado a 260 Ma.

Geoquímica de los bloques tectónicos

En este capítulo se reportan los resultados de los análisis geoquímicos de elementos mayores, tierras raras (REE) y otros elementos traza, realizados en 11 muestras de basaltos almohadillados de la Formación Taray. Las muestras fueron tomadas de 5 bloques distintos (tabla 3) y los resultados se presentan en la tabla 4. Los elementos mayores fueron determinados por fluorescencia de rayos X (XRF), los elementos traza, que incluyen las tierras raras, fueron medidos con la técnica ICP-MS, ambos análisis se realizaron en los laboratorios comerciales Act Labs de Canadá. Con estos resultados se construyeron diagramas de clasificación química y de discriminación tectónica, para la interpretación del origen de estas rocas.

Tabla 3.- Indica el número de muestra, tipo de análisis realizado en cada una, símbolo con el cual fueron graficadas en los distintos diagramas y su ubicación geográfica.

| Número de muestra | Coordenadas geográficas | Bloques y leyenda | Análisis geoquímicos |
|-------------------|---|-------------------|-------------------------------|
| Pt-228 | 24°38'02.2'' L. Norte 102°12'15.6'' L. Oeste | Bloque 1 ◆ | REE, traza, isótopos de Sm/Nd |
| Pt-230 | 24°38'03.6'' L. Norte 102°12'17.3'' L. Oeste | Bloque 2 ■ | REE, traza, isótopos de Sm/Nd |
| Pt-231 | 24°38'03.6'' L. Norte 102°12'17.3'' L. Oeste | Bloque 2 ■ | REE y elementos traza |
| Pt-232 | 24°38'03.6'' L. Norte 102°12'17.3'' L. Oeste | Bloque 2 ■ | REE y elementos traza |
| Pt-233 | 24°38'03.6'' L. Norte 102°12'17.3'' L. Oeste | Bloque 2 ■ | REE y elementos traza |
| Pt-256 | 24°36'32.1'' L. Norte 102°12'47.5'' L. Oeste | Bloque 3 ● | REE, traza, isótopos de Sm/Nd |
| Pt-257 | 24°36'32.1'' L. Norte 102°12'47.5'' L. Oeste | Bloque 3 ● | REE y elementos traza |
| Pt-277 | 24°34'58.3'' L. Norte 102°12'28.8'' L. Oeste | Bloque 4 + | REE y elementos traza |
| Pt-278 | 24°34'58.3'' L. Norte 102°12'28.8'' L. Oeste | Bloque 4 + | REE y elementos traza |
| Pt-283 | 24°34'58.3'' L. Norte 102°12'28.8'' L. Oeste | Bloque 4 + | REE, traza, isótopos de Sm/Nd |
| Pt-294 | 24°35'16.0'' L. Norte 102°12'06.1'' L. Oeste | Bloque 5 * | REE, traza, isótopos de Sm/Nd |

Tabla 4.- Análisis de elementos mayores, tierras raras y traza de los basaltos almohadillados de la Formación Taray.

| Bloque | B.S.A (1) | A.B. (2) | B.S.A (2) | B.S.A (2) | B.S.A (2) | B.A. (3) | B.A. (3) | B.A. (4) | B.A. (4) | B./N. (4) | B.A. (5) |
|--------------------------------|-----------|----------|-----------|-----------|-----------|----------|----------|----------|----------|-----------|----------|
| | Pt-228 | Pt-230 | Pt-231 | Pt-232 | Pt-233 | Pt-256 | Pt-257 | Pt-277 | Pt-278 | Pt-283 | Pt-294 |
| SiO ₂ | 43.99 | 46.03 | 53.68 | 37.45 | 39.41 | 42.92 | 41.90 | 16.92 | 24.16 | 36.33 | 38.53 |
| TiO ₂ | 0.988 | 0.966 | 1.190 | 0.606 | 0.650 | 1.700 | 1.499 | 1.571 | 1.906 | 2.917 | 3.541 |
| Al ₂ O ₃ | 16.11 | 15.92 | 17.82 | 11.78 | 12.50 | 7.54 | 6.72 | 6.11 | 7.14 | 12.35 | 14.48 |
| Fe ₂ O ₃ | 9.94 | 9.96 | 10.70 | 15.31 | 7.93 | 11.77 | 11.55 | 5.32 | 10.96 | 16.25 | 12.60 |
| MnO | 0.085 | 0.113 | 0.069 | 0.127 | 0.252 | 0.175 | 0.213 | 0.203 | 0.143 | 0.192 | 0.208 |
| MgO | 5.15 | 8.59 | 3.34 | 4.07 | 6.10 | 11.83 | 10.46 | 2.28 | 3.09 | 9.31 | 5.64 |
| CaO | 8.29 | 5.28 | 1.77 | 14.25 | 10.95 | 8.08 | 9.86 | 35.59 | 26.90 | 7.37 | 8.81 |
| Na ₂ O | 4.88 | 3.36 | 2.26 | 0.20 | 3.92 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 3.47 |
| K ₂ O | 0.05 | 0.44 | 2.66 | 1.15 | 0.49 | 0.05 | 0.07 | 1.06 | 0.59 | 0.46 | 0.10 |
| P ₂ O ₅ | 0.09 | 0.10 | 0.12 | 0.05 | 0.05 | 0.19 | 0.22 | 0.60 | 1.18 | 1.01 | 0.85 |
| Total | 99.87 | 100.43 | 99.37 | 100.14 | 99.41 | 99.79 | 99.68 | 99.01 | 98.59 | 98.89 | 99.28 |
| LOI | 10.31 | 9.68 | 5.76 | 15.16 | 17.17 | 15.52 | 17.17 | 29.33 | 22.50 | 12.67 | 11.05 |

| | | | | | | | | | | | |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| La | 3.15 | 4.71 | 4.49 | 3.72 | 1.56 | 13.6 | 4.80 | 60.3 | 89.4 | 98.2 | 49.8 |
| Ce | 8.32 | 11.9 | 10.7 | 8.79 | 3.97 | 30.8 | 11.4 | 113 | 161 | 179 | 106 |
| Pr | 1.24 | 1.67 | 1.42 | 1.03 | 0.70 | 3.93 | 1.61 | 13.1 | 19.0 | 20.6 | 13.7 |
| Nd | 6.31 | 8.07 | 6.77 | 4.97 | 4.28 | 17.0 | 7.97 | 53.9 | 78.7 | 83.0 | 60.7 |
| Sm | 1.98 | 2.29 | 1.95 | 1.44 | 1.65 | 3.69 | 2.44 | 11.0 | 16.0 | 15.5 | 13.9 |
| Eu | 0.764 | 0.770 | 0.611 | 0.536 | 0.630 | 0.988 | 0.813 | 3.53 | 5.01 | 4.47 | 4.32 |
| Gd | 2.38 | 2.54 | 2.14 | 1.54 | 2.12 | 3.01 | 2.45 | 8.03 | 11.8 | 10.4 | 11.5 |
| Tb | 0.50 | 0.49 | 0.41 | 0.28 | 0.43 | 0.47 | 0.41 | 1.17 | 1.71 | 1.44 | 1.88 |
| Dy | 3.15 | 3.15 | 2.54 | 1.77 | 2.72 | 2.47 | 2.23 | 5.43 | 7.58 | 6.91 | 9.78 |
| Ho | 0.61 | 0.64 | 0.52 | 0.36 | 0.53 | 0.43 | 0.39 | 0.79 | 1.11 | 1.12 | 1.69 |
| Er | 1.78 | 1.88 | 1.55 | 1.05 | 1.52 | 1.14 | 1.03 | 1.79 | 2.42 | 2.73 | 4.35 |
| Tm | 0.274 | 0.285 | 0.239 | 0.171 | 0.220 | 0.165 | 0.149 | 0.195 | 0.274 | 0.338 | 0.604 |
| Yb | 1.57 | 1.70 | 1.29 | 1.02 | 1.31 | 0.94 | 0.86 | 1.08 | 1.48 | 1.90 | 3.62 |
| Lu | 0.220 | 0.231 | 0.173 | 0.138 | 0.185 | 0.128 | 0.110 | 0.126 | 0.174 | 0.245 | 0.475 |

| | | | | | | | | | | | |
|----|------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|------|------|
| Sr | 218 | 113 | 44 | 149 | 338 | 105 | 83 | 370 | 287 | 168 | 237 |
| Rb | 1 | 12 | 88 | 39 | 24 | -1 | -1 | 51 | 25 | 19 | 1 |
| Ba | 88 | 89 | 271 | 360 | 88 | 11 | 8 | 607 | 426 | 193 | 79 |
| Th | 0.30 | 0.40 | 0.49 | 0.26 | 0.08 | 1.05 | 0.93 | 6.00 | 7.04 | 8.90 | 3.82 |
| Ta | 0.18 | 0.24 | 0.31 | 0.15 | 0.03 | 0.92 | 0.75 | 3.26 | 3.72 | 4.67 | 3.40 |
| Nb | 2.3 | 3.4 | 4.6 | 2.9 | 1.4 | 11.8 | 12.0 | 51.6 | 68.1 | 89.8 | 68.1 |
| Zr | 53 | 69 | 84 | 53 | 33 | 105 | 92 | 198 | 230 | 275 | 380 |
| Hf | 1.6 | 2.0 | 2.5 | 1.5 | 1.1 | 3.1 | 2.7 | 4.9 | 5.7 | 6.7 | 9.7 |
| Y | 16.0 | 16.1 | 13.5 | 9.3 | 13.7 | 10.7 | 10.1 | 20.6 | 28.9 | 27.3 | 43.8 |
| Sc | 34 | 32 | 35 | 25 | 26 | 26 | 26 | 11 | 15 | 17 | 21 |
| Cr | 359 | 522 | 476 | 293 | 472 | 1,320 | 1,240 | 311 | 394 | 593 | -20 |
| V | 205 | 210 | 184 | 341 | 184 | 246 | 210 | 118 | 136 | 232 | 220 |

A.B.= andesita/basalto, B.S.A= basalto sub-alcálico, B.A.= basalto alcálico, B./N.= basanita/nefelinita. Los valores de elementos mayores son reportados en porcentaje, las tierras raras y traza en partes por millón (ppm). Los valores negativos indican concentraciones por debajo del límite de detección y no están graficados. Los números entre paréntesis indican el número de bloque al que pertenece cada muestra.

Diagrama de Nb, Y, Zr y TiO₂ para la clasificación de rocas volcánicas

Como las rocas presentan cierto grado de intemperismo y metamorfismo, no se consideraron confiables los valores de K, Na y otros elementos mayores para clasificar las rocas volcánicas que constituyen los bloques. Por lo cual se utilizó el diagrama de Winchester and Floyd (1977). Con los valores de Nb, Y, Zr y TiO₂, se calcularon las razones Nb/Y y Zr/TiO₂ y se construyó el diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ (figura 31). Estos valores indican que todas las rocas estudiadas son basaltos. Las rocas del bloque 1 y bloque 2 son basaltos sub-alcinos, con una muestra más cercana al campo de basalto andesítico. Las muestras de los bloques 3, 4 y 5 caen en el campo de los basaltos alcalinos y una muestra del bloque 4 cae en el campo de basanita/nefelinita. De este diagrama puede inferirse que existen dos series magmáticas, una sub-alcina identificada en las muestras de los bloques 1 y 2; y una alcalina representada por las muestras de los bloques 3, 4 y 5.

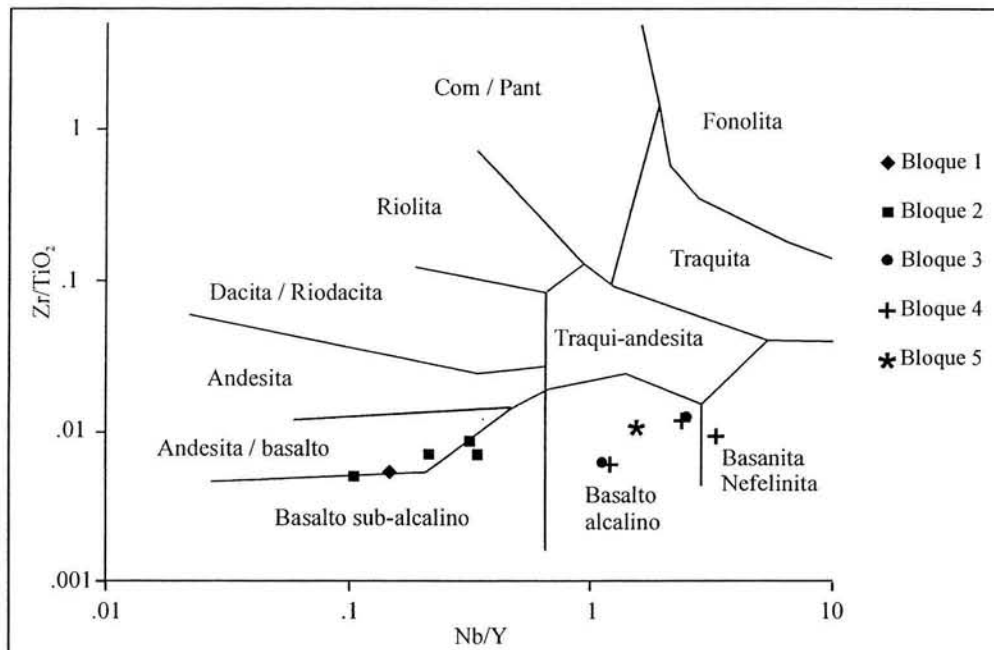


Figura 31.- Diagrama de elementos traza para clasificación de rocas volcánicas de Winchester and Floyd (1977).

Con los resultados del análisis de tierras raras y otros elementos traza, se construyeron diagramas de tierras raras, multielementales y otros diagramas petrotectónicos para determinar la afinidad de la fuente magmática de los basaltos. A continuación se definen términos y abreviaturas que se utilizan en este capítulo:

N-MORB: "*Normal mid-ocean ridge basalt*" (basaltos de dorsal oceánica normales), son basaltos asociados a rifts con fuente magmática del manto empobrecido en elementos incompatibles.

E-MORB: "*Enriched mid ocean ridge basalt*" (basaltos de dorsal oceánica enriquecidos), son basaltos también de zonas de rifts pero con una fuente magmática del manto enriquecido en elementos incompatibles.

T-MORB: "*Transitional mid ocean ridge basalt*" (basaltos de dorsal oceánica transicionales), basaltos con fuente magmática del manto transicional entre N-MORB y E-MORB.

P-MORB: "*Plume ocean ridge basalt*" (basaltos de pluma de dorsal oceánica), basaltos originados en puntos calientes (hot spot) asociados a un rift.

OIB: "*Oceanic island basalt*" (basaltos de islas oceánicas), son aquellos basaltos originados por magmatismo de puntos calientes independientes de dorsales.

Diagramas multielementales de tierras raras y arcnigramas

La figura 32 muestra los diagramas de tierras raras (REE) para las muestras de cada bloque, los datos fueron normalizados con los valores para condrita propuestos por Evensen *et al.*, (1978). En ellos se observan tres tendencias diferentes de los patrones de REE, ya que las muestras del bloque 1 y bloque 2 (figura 32a-b) tienen patrones horizontales, similares a los de rocas de dorsal oceánica tipo N-MORB. En cambio, el bloque 3 (figura 32c), presenta un enriquecimiento en las tierras raras ligeras respecto a las pesadas, pero estas no sobrepasan las

100 unidades de la relación roca/condrita. Además, no presenta anomalías de Eu y las tierras raras pesadas en este bloque muestran una pendiente constante, este patrón es similar al reportado para basaltos de islas oceánicas (OIB) (Wilson, 1989; Rollinson, 1993).

Los bloques 4 y 5 presentan un mayor enriquecimiento de las tierras raras ligeras respecto a las pesadas (figuras 32d y 32e), con valores normalizados de tierras raras ligeras entre 200 y 600, y sin anomalía de Eu; además, las tierras raras pesadas muestran una pendiente constante. Estos valores son parecidos a aquellos reportados para rocas basálticas de islas oceánicas (OIB) (Wilson, 1989; Rollinson, 1993; Haase and Devey, 1996).

La similitud de las firmas de las rocas basálticas de dorsal oceánica y de islas oceánicas actuales con las de la Formación Taray, sugiere que las muestras del bloque 1 y bloque 2 corresponden a rocas de corteza oceánica tipo (N-MORB) y las muestras de los bloques 3, 4 y 5 corresponden con rocas volcánicas de islas oceánicas (OIB). No se registra la presencia de patrones relacionados con rocas volcánicas de arco.

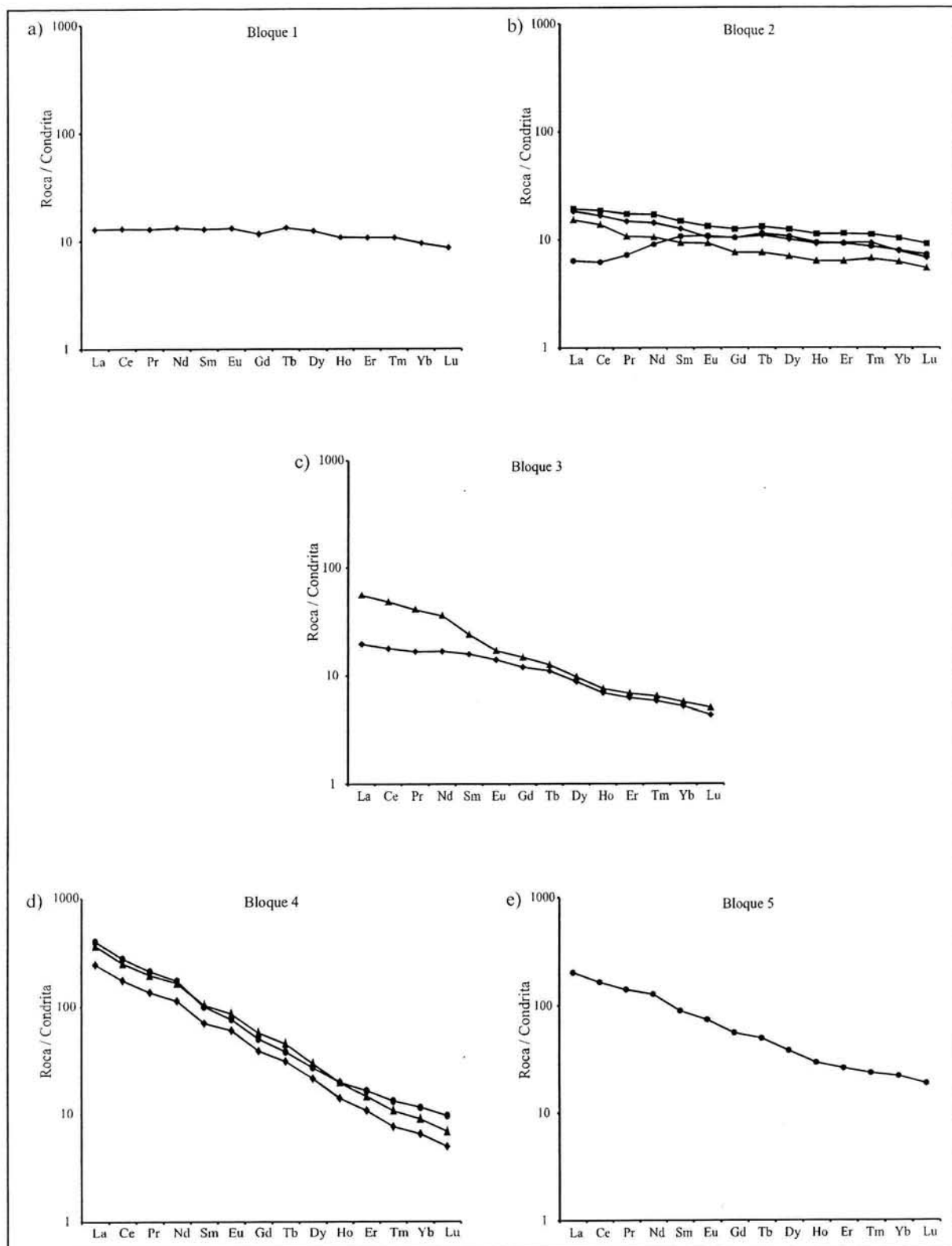


Figura 32a-e).- Diagramas de tierras raras para las muestras de los 5 bloques de basaltos almohadados de la Formación Taray, normalizados con los valores de condritas propuestos por Evensen *et al.*, (1978).

Los resultados de los análisis de elementos traza (tabla 4) se utilizaron en la construcción de diagramas multielementales (aracnigramas), los cuales fueron normalizados con los valores propuestos para rocas de dorsal oceánica tipo N-MORB, por Pearce (1983). La figura 33 muestra los diagramas multielementales para los 5 bloques de basaltos. El diagrama del bloque 1 (figura 33a) muestra valores bajos de Sr, K₂O, Rb y Ba y un patrón ligeramente plano entre 0.6 y 1 de la razón roca/MORB, solamente los elementos Sc y Cr muestran un enriquecimiento, tal vez por la presencia de clinopiroxeno y espinela en la fuente. Debido que el enriquecimiento de los elementos incompatibles de estas rocas no concuerda con los modelos de concentraciones para rocas de corteza oceánica actual, se interpreta que fueron alterados por la deformación, metamorfismo o el intemperismo que han sufrido estas rocas, mientras que los valores normalizados de los elementos compatibles son similares a los que muestran las rocas de dorsal oceánica tipo N-MORB, (Wilson, 1989; Rollinson, 1993).

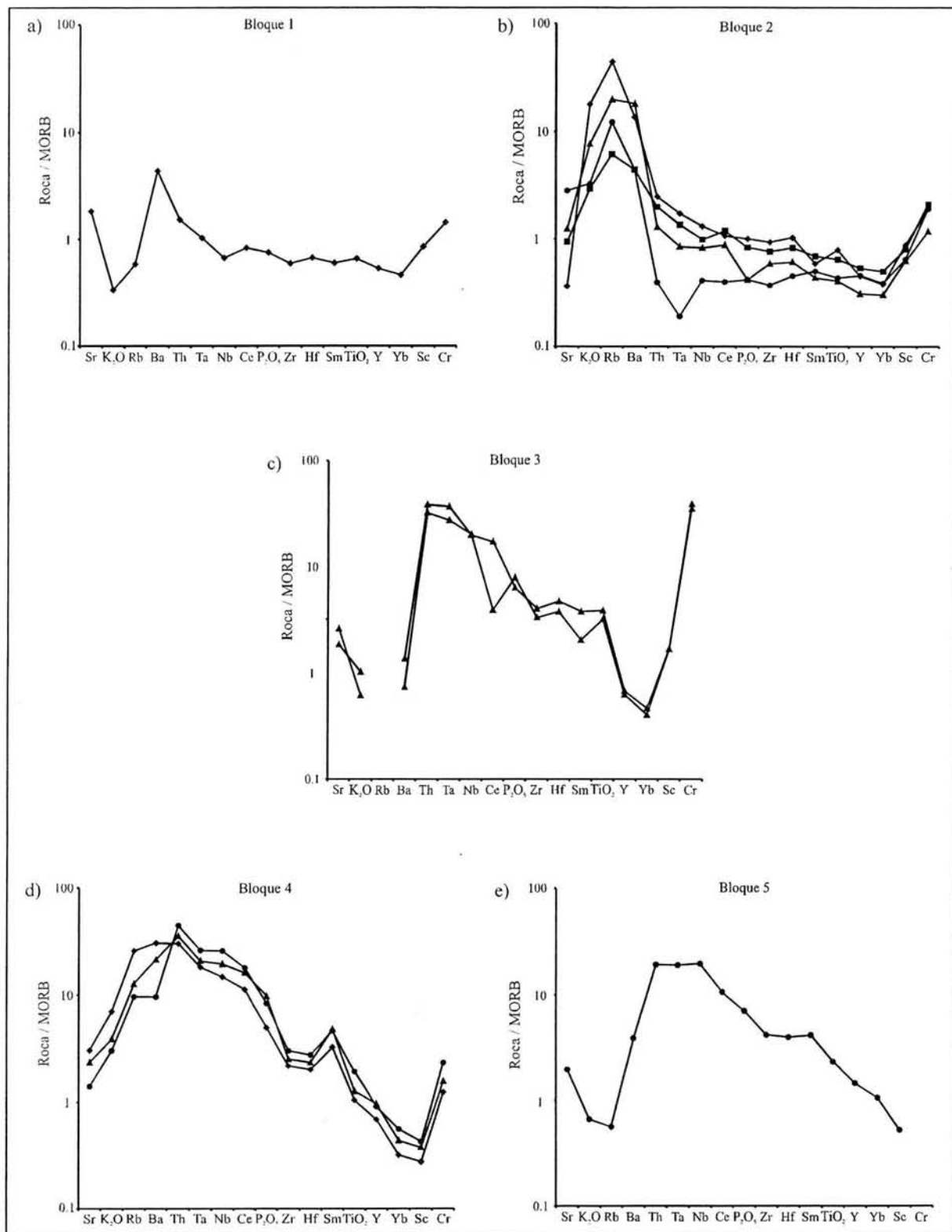


Figura 33.- Diagrama de elementos traza (aracnigrama) de los bloques de basaltos almohadillados de la Formación Taray.

La relación $(La/Sm)_n$ normalizados con los valores para condrita de Evensen *et al.*, (1978), es un indicador de las distintas fuentes para rocas basálticas, por lo cual fue utilizada para las muestras de los bloques de basalto de la Formación Taray (tabla 5). Los resultados indican que las muestras de los bloques 1, 2 y solamente una del bloque 3, tienen valores entre 0.6 y 1.6 correspondientes con rocas basálticas tipo N-MORB. Las muestras de los bloques 3, 4 y 5, tienen valores entre 2.26 y 4 que corresponden con valores típicos de rocas de islas oceánicas (OIB).

Tabla 5.- Valores de la relación $(La/Sm)_n$ para los basaltos de la Formación Taray.

| Muestra | $(La/Sm)_n$ |
|-----------------|-------------|
| Bloque 1 pt-228 | 1 Baja |
| Bloque 2 pt-230 | 1.3 Baja |
| Bloque 2 pt-231 | 1.45 Baja |
| Bloque 2 pt-232 | 1.6 Baja |
| Bloque 2 pt-233 | 0.6 Baja |
| Bloque 3 pt-256 | 2.32 Alta |
| Bloque 3 pt-257 | 1.23 Baja |
| Bloque 4 pt-277 | 3.46 Alta |
| Bloque 4 pt-278 | 3.52 Alta |
| Bloque 4 pt-283 | 4 Alta |
| Bloque 5 pt-294 | 2.26 Alta |

Diagramas de discriminación petro-tectónica de elementos traza

Los valores de varios elementos tanto traza como mayores, de las rocas ígneas básicas de la Formación Taray muestran (tabla 4), al igual que las tierras raras, dos distintas fuentes magmáticas para estas rocas, como puede observarse en todos los diagramas de discriminación petro-tectónica que se presentan a continuación. Los valores de Cr y Ti de los basaltos almohadillados se muestran en la figura 31, se observa que 10 de las 11 muestras caen en el campo de basaltos de piso oceánico y una muestra del bloque 2 cae dentro del campo de toleitas bajas en potasio.

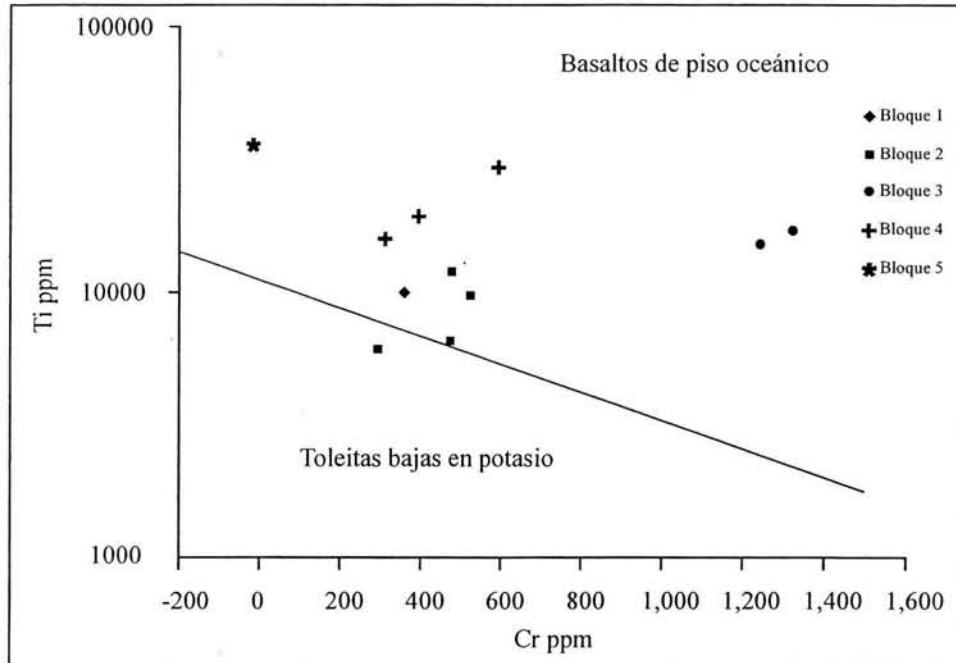


Figura 34.- Diagrama de Cr *versus* Ti para discriminación tectónica de toleitas bajas en potasio y basaltos de piso oceánico de Pearce *et al.*, (1975).

El diagrama de Ti/100-V de la figura 35, es útil en la discriminación tectónica de rocas con alteración hidrotermal y metamorfismo de grado medio a alto, ya que se ha demostrado que el Ti y V son elementos relativamente inmóviles bajo estas condiciones (Shervais, 1982). Este diagrama permite discriminar entre toleitas de arco volcánico y basaltos de piso oceánico. En la figura 35 la mayoría de las muestras caen en el campo de los basaltos de piso oceánico, con excepción de una muestra del bloque 2 que cae en el campo de toleitas de arco volcánico. Lo cual confirma la afinidad oceánica de dichas rocas.

Las muestras colectadas en los bloques 1 y 2 presentan menor porcentaje de TiO₂ y valores mayores de Y/Nb que las muestras analizadas de los bloques 3, 4, y 5 (figura 36). Como puede observarse las muestras de los bloques 3, 4 y 5 caen en el campo de los basaltos alcalinos, y las muestras de los bloques 1 y 2 en el campo de rocas tipo MORB.

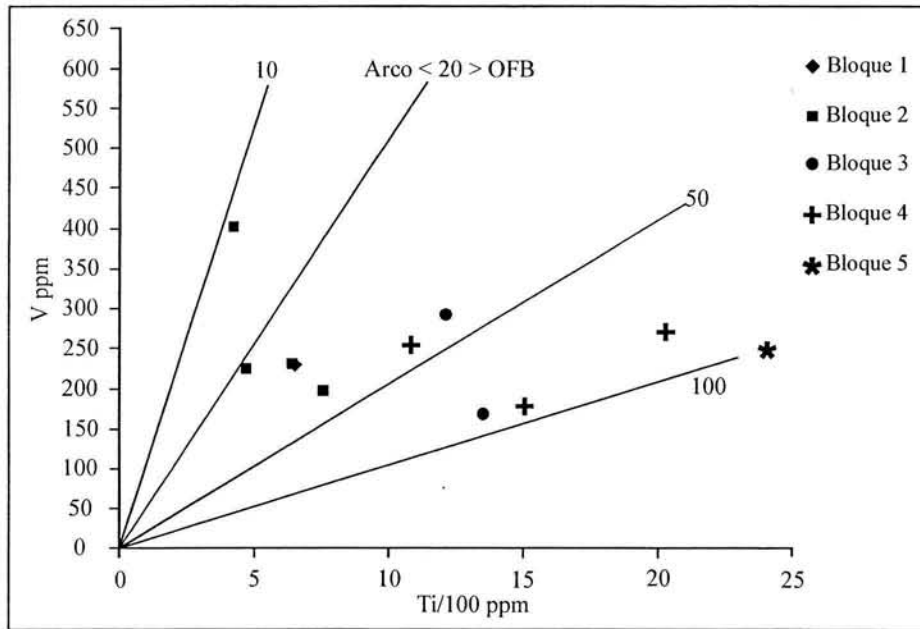


Figura 35.- Diagrama Ti/100 versus V de discriminación tectónica para toleitas de arco volcánico y basaltos de piso oceánico (Ocean Flood Basalts, OFB), propuesto por Shervais (1982).

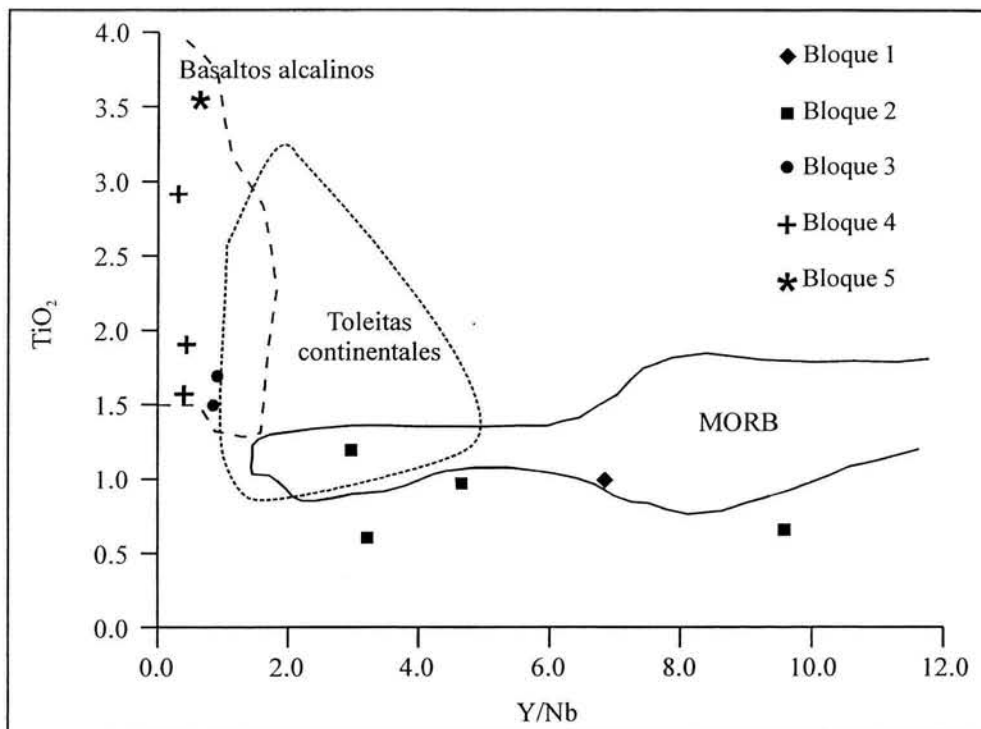


Figura 36.- Diagrama Y/Nb versus TiO_2 de discriminación tectónica entre basaltos alcalinos y basaltos tipo MORB, propuesto por Floyd and Winchester (1975).

Con los valores de las razones Ta/Yb y Th/Yb es posible discriminar los basaltos originados en márgenes continentales activas, de los basaltos de intraplaca y MORB. En la figura 37, que muestra el diagrama Ta/Yb-Th/Yb propuesto por Pearce (1983), la mayoría de rocas basálticas de los bloques 1 y 2 caen en el campo de basaltos tipo MORB, con fuente probable de un manto empobrecido. En cambio, las muestras de los bloques 3, 4 y 5 están dentro del campo de los basaltos de intraplaca, con una fuente enriquecida del manto.

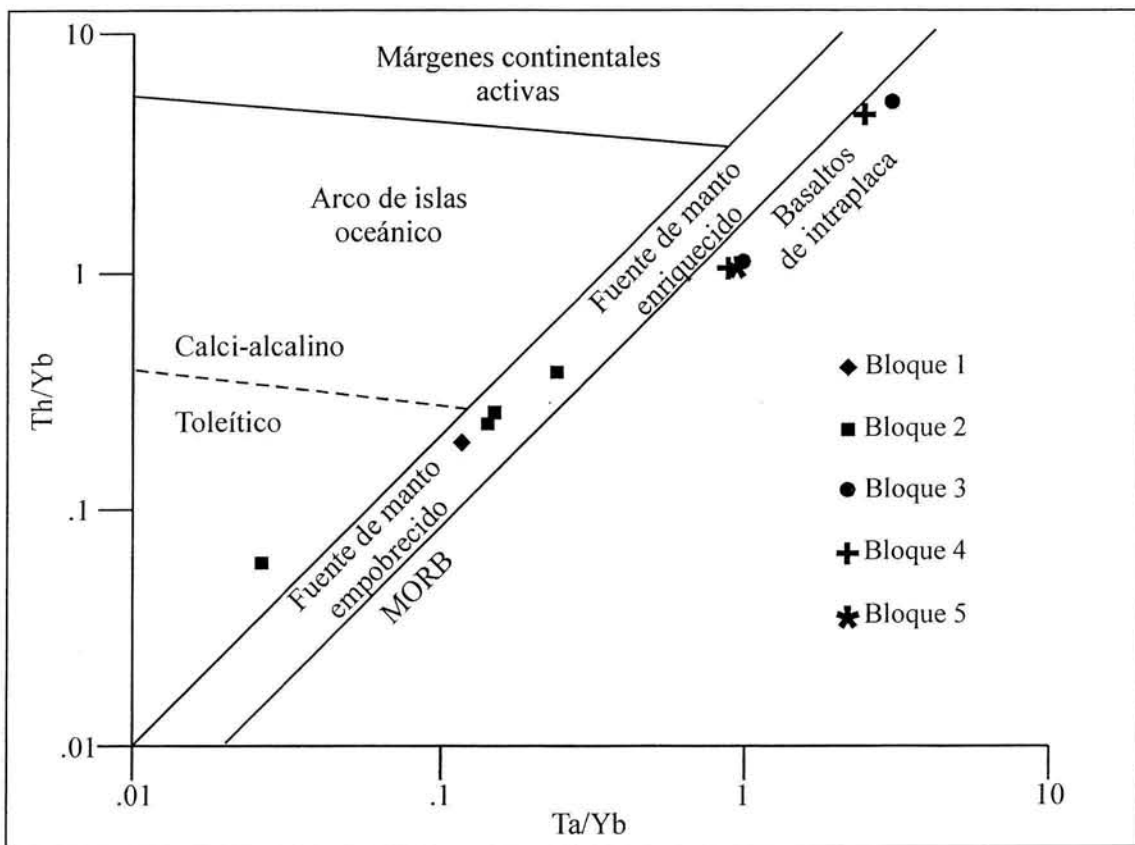


Figura 37.- Diagrama Ta/Yb versus Th/Yb de discriminación tectónica y fuente magmática, propuesto por Pearce (1983).

En el diagrama ternario Zr/4-Nb*2-Y propuesto por Meschede (1986; figura 38) para basaltos oceánicos, las muestras de los bloques 3, 4 y 5 caen en el campo de los basaltos

alcalinos de intraplaca, mientras que las muestras de los bloques 1 y 2 caen en el campo de las toleitas de intraplaca y N-MORB.

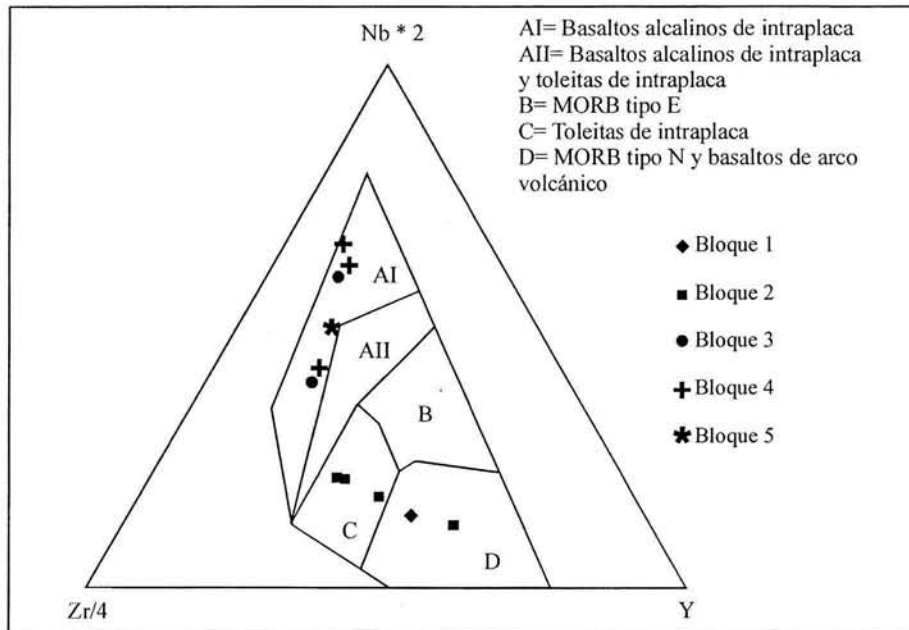


Figura 38.- Diagrama ternario $Zr/4-Nb*2-Y$ de discriminación tectónica, propuesto por Meschede (1986).

Al igual que con otros elementos, en los diagramas ternarios de la figura 39 se observa que los bloques 1 y 2 caen dentro del campo de N-MORB en contraste con las muestras de los bloques 3, 4 y 5, que caen en los campos de E-MORB toleitas de intraplaca y el campo de basaltos alcalinos de intraplaca.

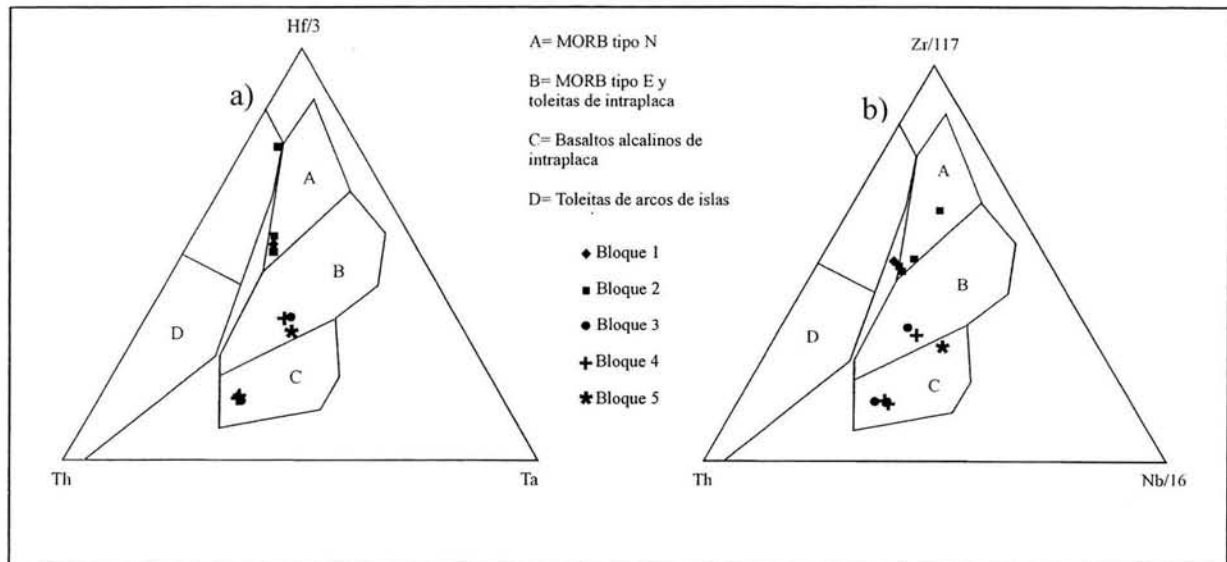


Figura 39.- Diagramas ternarios de discriminación tectónica propuestos por Wood (1980). La leyenda es aplicable a los dos diagramas.

En resumen, la composición geoquímica de las rocas basálticas que constituyen los bloques exóticos incluidos en la matriz sedimentaria de la Formación Taray, tienen un origen oceánico. Los bloques 1 y 2 representan fragmentos arrancados tectónicamente del piso oceánico, ya que presentan clara afinidad de basaltos de dorsal oceánica tipo N-MORB. En cambio los bloques 3, 4 y 5 fueron originados de la acreción de un volcán de escudo oceánico (“*sea mount*”) o de una isla oceánica (“*hot spot*”), ya que presentan una afinidad OIB y/o P-MORB.

Isótopos de Sm/Nd

Los resultados del análisis de roca total de isótopos de Sm/Nd de 6 muestras de basaltos almohadillados de los distintos bloques tectónicos de la Formación Taray, se muestran en la Tabla 6. Con las relaciones isotópicas de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, se calcularon el valor ϵNd actual e inicial para 340 Ma y sus edades modelo (tabla 6).

Tabla 6.- Resultados de los análisis de isótopos de Sm/Nd de los basaltos almohadillados de la Formación Taray.

| | Muestra | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\pm 1\sigma$ | 2 SE(M) | n | ϵNd CHUR | $\pm 1\sigma$ | ϵNd i CHUR | Sm (ppm) | Nd (ppm) | Edad modelo DM (Ga) |
|----------|----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------|---------|----|-----------------------------|---------------|-------------------------------|-------------|-------------|------------------------|
| Bloque 1 | Pt-228 | 0.185 | 0.512933 | 20 | 5 | 57 | + 5.75 | 0.39 | + 6.2 | 1.81 | 5.93 | 0.746 |
| Bloque 2 | Pt-230 | 0.159 | 0.512867 | 20 | 5 | 56 | + 4.47 | 0.39 | + 6.1 | 2.04 | 7.73 | 0.598 |
| Bloque 2 | Pt-230II | 0.154 | 0.512856 | 19 | 5 | 57 | + 4.25 | 0.37 | + 6.1 | 1.95 | 7.63 | 0.579 |
| Bloque 3 | Pt-256 | 0.130 | 0.512721 | 20 | 5 | 58 | + 1.62 | 0.39 | + 4.5 | 3.03 | 14.21 | 0.651 |
| Bloque 4 | Pt-283 | 0.112 | 0.512667 | 17 | 4 | 59 | 0.57 | 0.33 | + 4.2 | 14.14 | 76.34 | 0.620 |
| Bloque 5 | Pt-294 | 0.132 | 0.512643 | 18 | 5 | 57 | 0.1 | 0.35 | + 3.0 | 12.55 | 57.55 | 0.798 |

Ver texto de la tabla 2

Una característica importante sobre las razones isotópicas de Nd en basaltos actuales, es que las rocas basálticas de islas oceánicas presentan valores más bajos respecto de los valores de corteza oceánica. La relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para la muestra del bloque 1 es: 0.512933 y para el bloque 2 son: 0.512867 y 0.512856, los valores de las muestras de los bloques 3, 4 y 5 son más bajos: 0.512721, 0.512667 y 0.512643 respectivamente. El valor de la razón $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sugiere, que las muestras de los bloques 1 y 2 pueden representar rocas basálticas con una fuente magmática N-MORB y para las rocas de los bloques 3, 4 y 5 una fuente similar a la que origina P-MORB u OIB; de igual manera lo indican los diagramas de elementos de tierras raras, traza y de discriminación tectónica. Las edades modelo de estas muestras fueron calculadas con los valores actuales para el manto empobrecido (TDM) de: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}= 0.222$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}= 0.513114$ propuestos por Michard *et al.*, (1985), dichas edades representan el tiempo de residencia en la corteza. La edad modelo más joven es de 579 Ma y la más antigua de 798 Ma, mientras que la edad paleontológica más antigua hasta ahora registrada en bloques de pedernal verde de la Formación Taray, es probablemente misisípica (P. Bruner com. pers.). De estas observaciones, se interpreta que estas rocas pudieron ser generadas de la mezcla de

corteza oceánica reciclada y sedimentos marinos en la fuente de los magmas, o que presentaron procesos complejos de fraccionamiento.

Comparación de los basaltos almohadillados de la Formación Taray, con unidades ígneas basálticas del Complejo Arteaga y la Formación Zacatecas

Al igual que se realizó una comparación de la composición petrológica e isotópica entre las turbiditas de la Formación Taray y las mismas de las formaciones Zacatecas, La Ballena, Venadillo y del Complejo Arteaga, en esta sección se presenta una comparación entre la geoquímica de los basaltos de los bloques exóticos de la Formación Taray y bloques analizados de la Formación Zacatecas y el Complejo Arteaga (Centeno-García, 1994; Centeno-García and Silva-Romo, 1997; figura 40).

Se observa que los bloques de la Formación Taray 1 y 2 son más radiogénicos que los bloques 3, 4 y 5. Los bloques 1 y 2 tienen valores $\epsilon Nd_{(0)}$ más cercanos a los basaltos del Complejo Arteaga y los de la Formación Zacatecas, mientras que los bloques 3, 4 y 5 son menos radiogénicos y este tipo de basaltos no se han registrado para la Formación Zacatecas y el Complejo Arteaga. Los patrones de tierras para los tres grupos de basaltos, muestran similitud para los bloques 1 y 2 de la Formación Taray con aquellos basaltos del Complejo Arteaga y Formación Zacatecas y los bloques 3, 4 y 5 son distintos (figura 40).

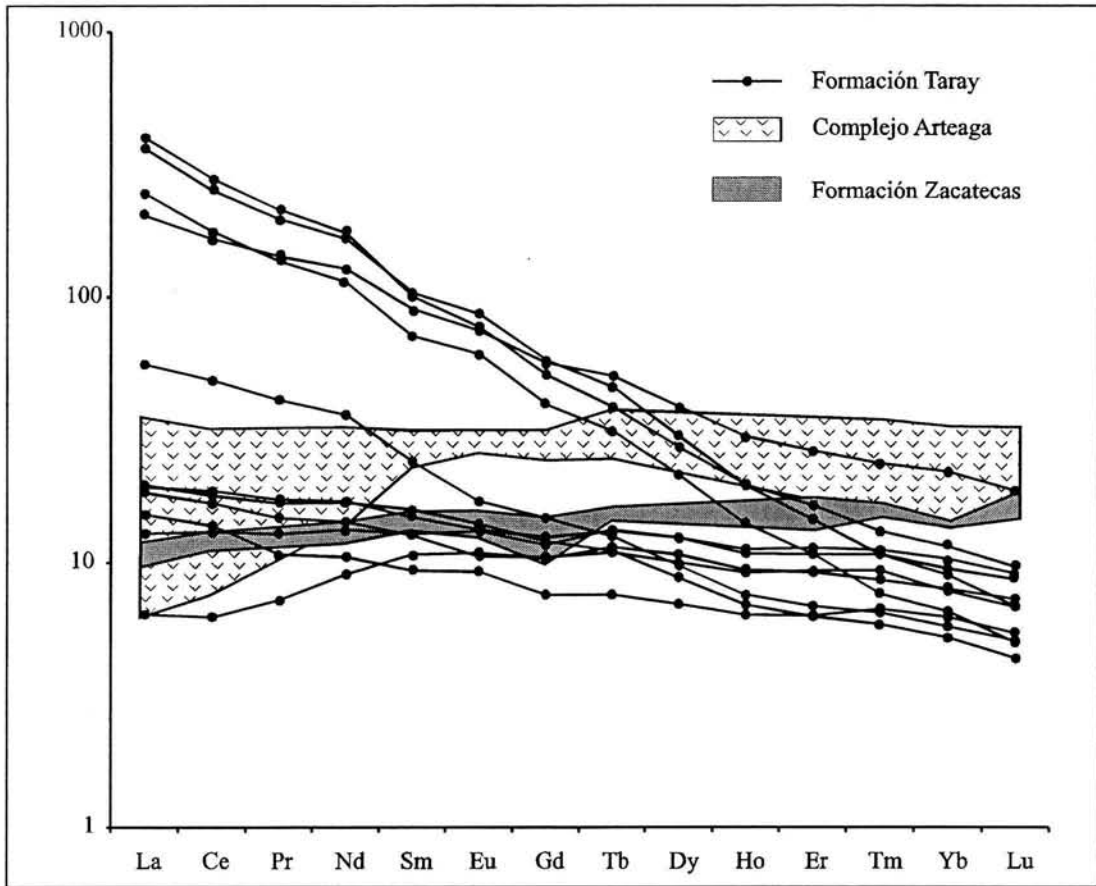


Figura 40.- Diagrama de tierras raras que muestra la comparación de los patrones de los basaltos de la Formación Taray, del Complejo Arteaga y Formación Zacatecas, normalizados con los valores de condrita de Evensen *et al.*, (1978).

Geología estructural

La Formación Taray ha sido interpretada como una secuencia siliciclástica originada en un ambiente tectónico convergente. Bajo este contexto, varios autores la han descrito como un prisma de acreción relacionado con una tectónica paleopacífica, (Ortega-Gutiérrez, 1984; Anderson *et al.*, 1990; McKee *et al.*, 1999; Silva-Romo *et al.*, 2000; Blickwede, 2001; Dickinson and Lawton, 2001). A continuación, se describen con detalle las estructuras secundarias de la Formación Taray y su significado tectónico.

Características estructurales de la Formación Taray

La Formación Taray se caracteriza por una fábrica estructural de bloques tectónicos autóctonos y exóticos, dentro de una matriz siliciclástica fuertemente cizallada y deformada. En la Formación Taray se observan dos fases de deformación, la primera está marcada por un clivaje denso que presenta un rumbo NE-SW y la segunda está caracterizada por un clivaje espaciado que se observa también en las Formaciones Nazas y Zuloaga con rumbo SE-NW.

La matriz de los bloques está compuesta alrededor del 60 % por lutitas y en menor abundancia de areniscas y conglomerados, su tamaño de grano varía de lutitas a areniscas de grano muy fino. La matriz presenta un clivaje pervasivo paralelo a la estratificación y localmente estructuras tipo lápiz (figura 41). Cuando la matriz está compuesta por lutitas, tiende a presentar mayor grado de deformación e inclusive metamorfismo en facies de esquisto verde baja. La matriz sigue la forma de los bloques, rellena fracturas y zonas de estrangulamiento de los bloques, de lo cual puede inferirse un comportamiento más dúctil de la matriz que de los bloques (figura 41).

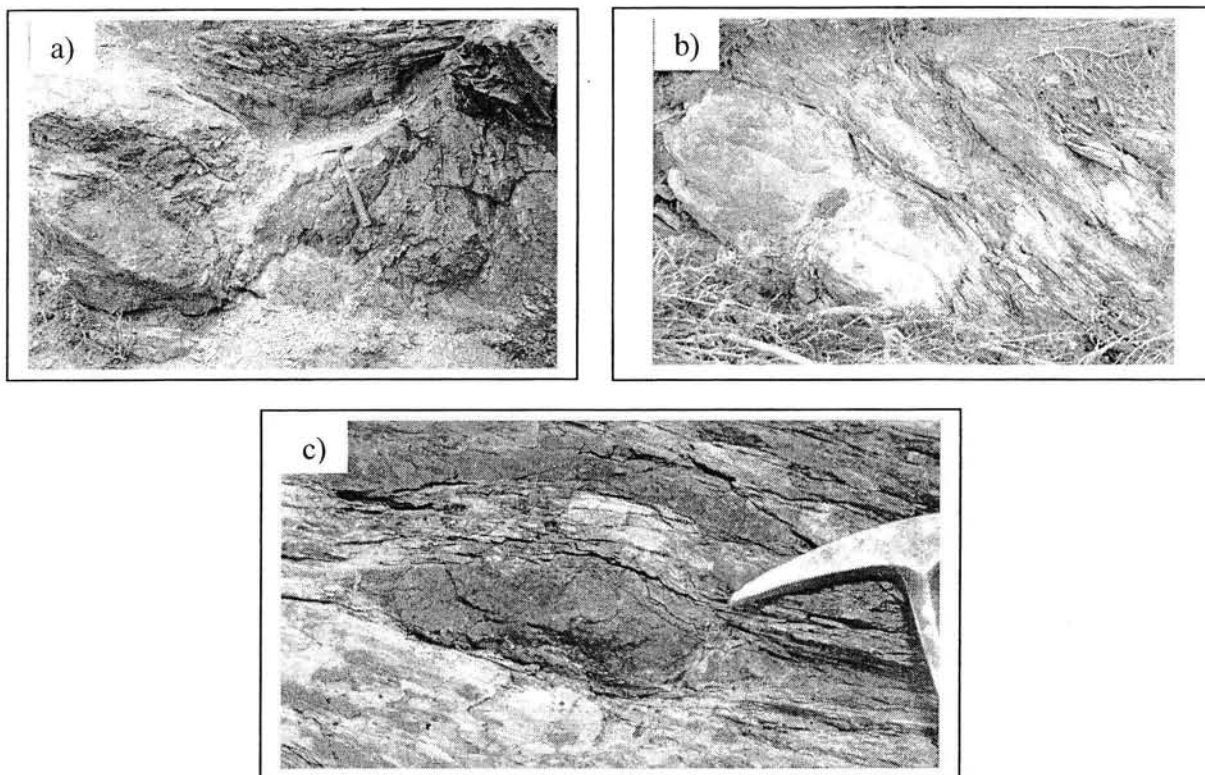


Figura 41.- Afloramientos de la matriz de la Formación Taray; a-c) indican el comportamiento de la matriz alrededor de los bloques (ver mapa anexo).

El clivaje puede observarse también en secciones delgadas en las cuales se aprecia el desarrollo de sericita y clorita a lo largo de dichos planos. En sección delgada de areniscas, también se observaron algunas zonas donde el fuerte estiramiento dio lugar al desarrollo de granos de cuarzo alargados con forma sigmoidal (figura 42). No se realizó un estudio detallado de la petrología metamórfica, por lo que está pendiente determinar si existen minerales que indiquen facies metamórficas de alta presión y baja temperatura.

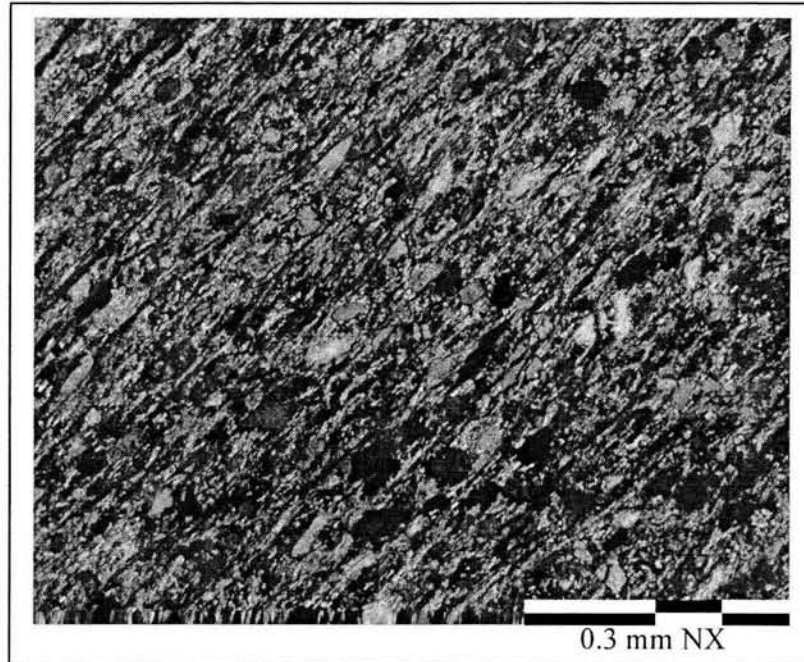


Figura 42. Fotomicrografía en nícoles cruzados de una arenisca de grano fino con desarrollo de sericita y granos de cuarzo alargados paralelos a los planos de clivaje denso.

Los bloques están formados tanto de las litologías que constituyen la matriz (lutitas, areniscas ricas en cuarzo, areniscas conglomeráticas y conglomerados), como de litologías exóticas a la matriz como pedernales verdes y negros, basaltos almohadillados, serpentinitas y calizas recristalizadas. Dichos bloques presentan una variedad de formas y tamaños. La mayoría de ellos son simétricos y en menor abundancia se observan bloques asimétricos, elongados, lenticulares, romboidales, sigmoidales y oblados; su tamaño varía de unos centímetros a decenas de metros (figura 43 y 44). El rompimiento de los estratos en bloques es homogéneo a través de toda la Formación Taray y la deformación ha borrado las estructuras primarias en la mayoría de las rocas sedimentarias e ígneas que la constituyen.

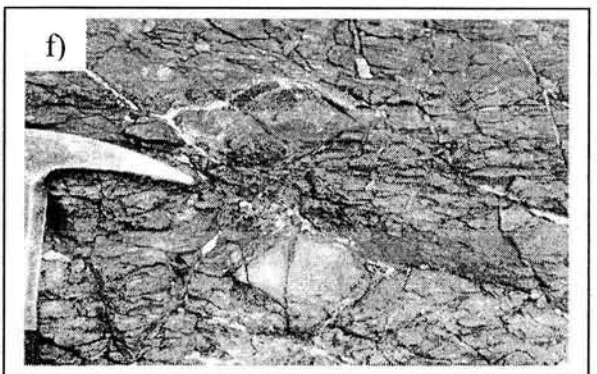
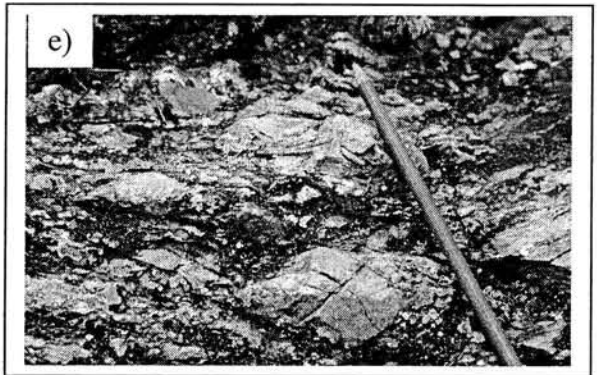
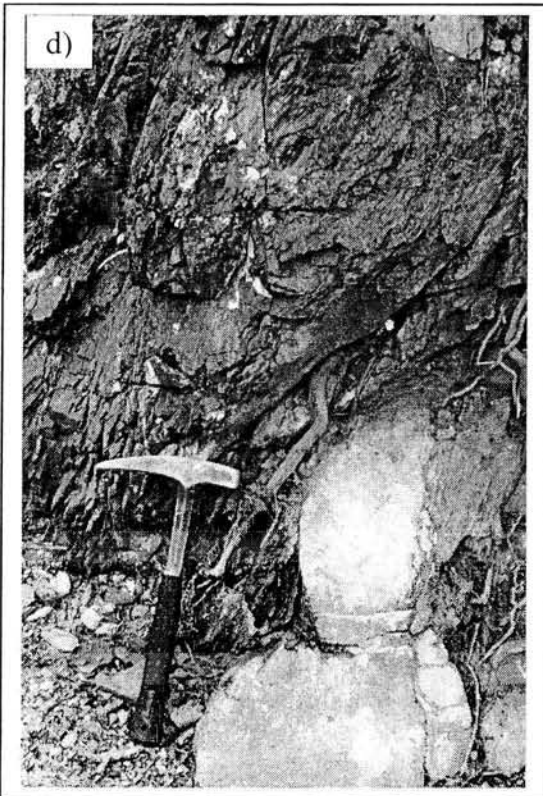
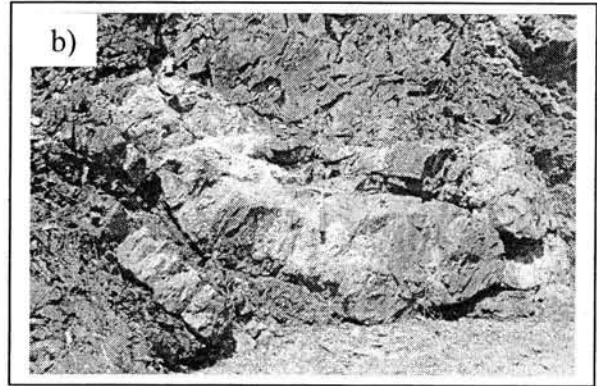
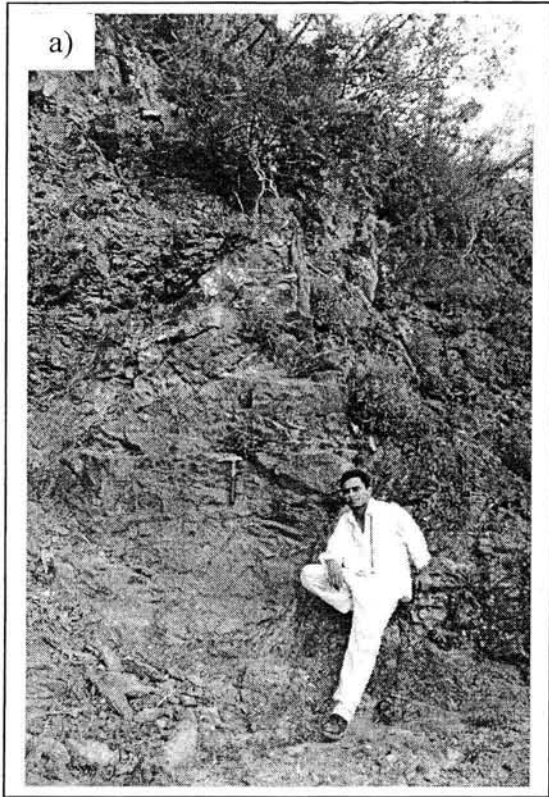


Figura 43.- Forma de bloques de la Formación Taray; a, e, f) bloques simétricos de diferentes tamaños, b) bloque asimétrico; c) bloque oblongo; d) bloque sigmoidal (ver mapa anexo).

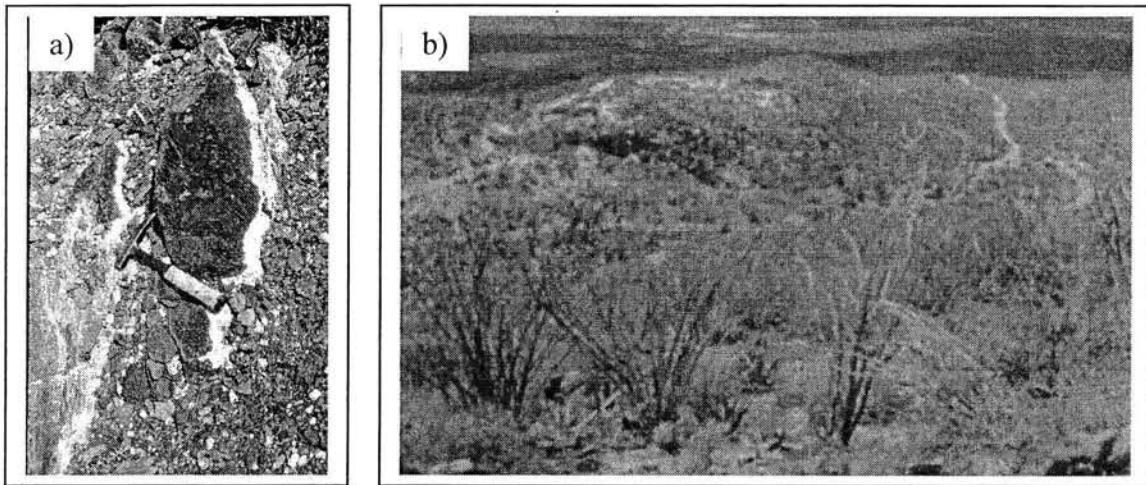


Figura 44.- Muestra la variación del tamaño de los bloques de la Formación Taray; a) bloques de serpentinita con carbonato de calcio y óxidos de hierro; b) bloque de serpentinita en la mina La Cejita con más de 300 m de largo, visto hacia el suroeste (ver mapa anexo).

En los bloques de la Formación Taray se observan estructuras como zonas de cizalla, “pinch and swell”, “boudinage”, estrangulamiento de los estratos, vetas *en echelon* y sigmoides simétricos y asimétricos (figura 45). Los bloques de pedernal verde y negro presentan pliegues cerrados tipo “chevron” y pliegues muy apretados (figura 45). Dichas estructuras son similares a aquellas que se observan en *melanges* asociados con prismas de acreción antiguos y actuales, como el Complejo Franciscano en California y otros prismas de la Cordillera de América del Norte (Cowan, 1974, 1978, 1985; Byrne, 1984; Raymond, 1984), en el “Shimanto Belt” en el suroeste de Japón (Cowan, 1990; Taira, 1992, 1992b; Needham, 1995; Hashimoto and Kimura, 1999) y en los complejos de acreción del sur de Escocia (Needham, 1995).

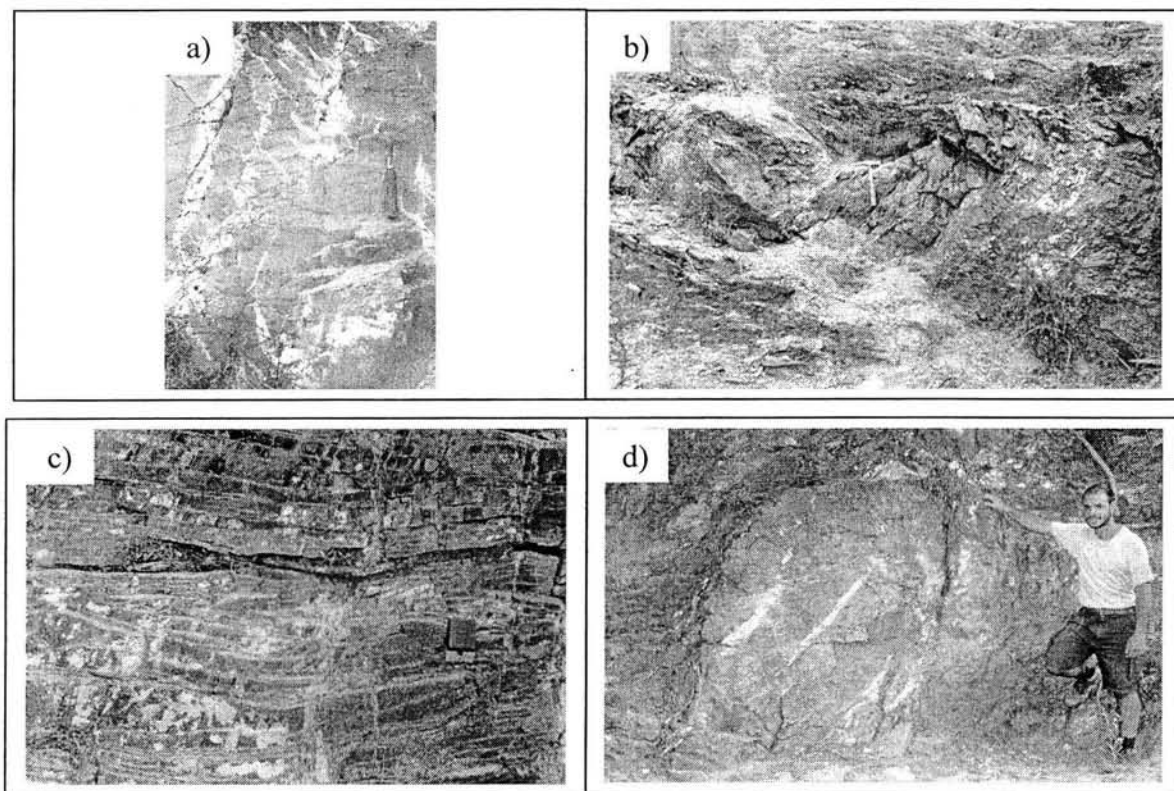


Figura 45.- Bloques con estructuras generadas por extensión paralela a los estratos; a) bloque de arenisca con vetas *en echelon*; b) bloque de arenisca con estructuras de “pinch and swell”, “boudinage” y estrangulamiento de los estratos; c) pliegues muy apretados en bloques de pedernal negro y d) bloque de arenisca con una estructura sigmoide con rotación (ver mapa anexo).

Las zonas de cizalla que rodean las márgenes de los bloques, se extienden a través de la matriz y son paralelas al eje mayor de estos, estas zonas de contacto muestran una intensa deformación donde se desarrollaron localmente facies metamórficas de esquisto verde baja. Dichas zonas de cizalla produjeron la mayoría de las estructuras que se observan en los bloques y se caracterizan por el desarrollo de extensión paralela a los estratos, que posteriormente los desplazan y aíslan dentro de la matriz, generando una fábrica de bloques inmersos en una matriz característica de *melanges* generados en prismas de acreción (Byrne, 1984; Cowan, 1985; Neddham, 1995; figuras 41, 43 y 45).

La mayoría de los bloques presentan en su interior vetas de cuarzo *en echelon*, las cuales son perpendiculares al eje largo de los bloques y no se extienden dentro de la matriz. Sin embargo, no todos los bloques contienen vetas de cuarzo y algunos se observan sin fracturas, lo cual indica que sus condiciones de deformación fueron más dúctiles que frágiles. Las vetas *en echelon*, son buenos indicadores de la dirección de transporte tectónico (Needham, 1995). Del análisis estadístico de la orientación de dichas vetas, se determinó que la dirección de transporte tectónico es del SW al NE (figura 46), aunque algunos bloques presentan con menor proporción una dirección NW-SE, esta variación en la dirección tal vez fue originada por el plegamiento asociado a la segunda fase de deformación.

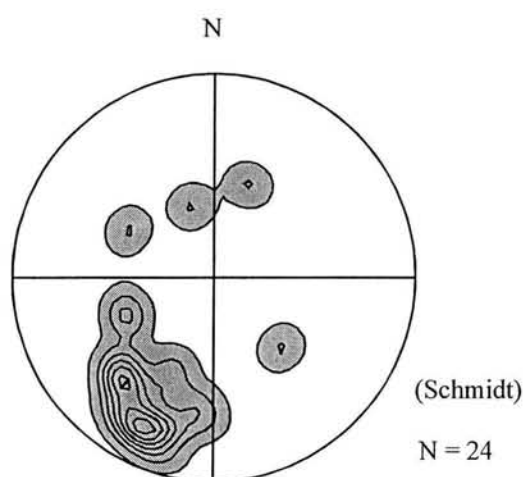


Figura 46.- Diagrama de polos de planos de vetas *en echelon*, mostrando la dirección de transporte tectónico (SW-NE) de la Formación Taray. Hemisferio inferior de la red estereográfica de igual área. N= Número de planos graficados.

Como se mencionó anteriormente, en la Formación Taray se observan dos fases de deformación, la primera desarrolló el clivaje denso en la matriz y estructuras de cizalla S-C. El rumbo del clivaje es NE-SW y es contemporáneo con el metamorfismo de facies de esquistos verde y las estructuras generadas en los bloques tectónicos. Esta fase de deformación se

generó por el proceso de subducción en el prisma de acreción, como lo indican las estructuras de extensión paralela a los estratos.

Raymond (1984) definió un *melange*, como un cuerpo de roca caracterizado por la mezcla de bloques y fragmentos de litologías autóctonas y exóticas de todos los tamaños, falta de continuidad en sus estratos y contactos entre sus unidades y una fábrica de bloques en una matriz de grano fino. La Formación Taray bajo esta definición y por las características estructurales que presenta, es definida como un *melange*. De acuerdo a la clasificación propuesta por Cowan (1985), sobre los estilos estructurales de los *melanges* de la Cordillera de América del Norte, la Formación Taray corresponde con el *melange* tipo I de dicha clasificación. La extensión paralela a los estratos es un proceso de deformación típico de los prismas de acreción (Cowan, 1985; Needham, 1995), por lo que la Formación Taray es un *melange* generado en un prisma de acreción.

La segunda deformación originó un clivaje espaciado, asociado a un plegamiento regional (figura 47), con planos axiales inclinados a recumbentes con vergencia al NE, que en algunas estructuras están rotos en la charnela y forman cabalgaduras. Esta deformación también se observa en las formaciones Nazas, Zuloaga y otras unidades calcáreas más jóvenes. Este segundo clivaje presenta un rumbo SE-NW (figura 48) y es paralelo al plano axial de un pliegue regional, el Anticlinal de la Sierra de Solitario de Teyra. Dicho pliegue tiene una vergencia hacia el NE y cambia de inclinado a recostado. Hacia la parte norte del área, la charnela está rota y presenta una zona de mayor deformación. Se interpreta, en este trabajo, que su origen estuvo asociado con la formación de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, originados durante la Orogenia Laramide.

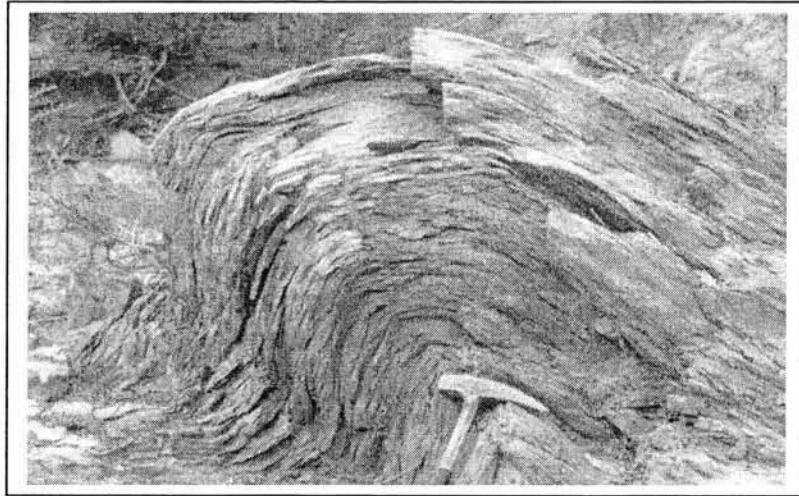


Figura 47.- Pliegue con clivaje axial en lutitas de la Formación Taray generados durante la segunda fase de deformación (ver mapa anexo).

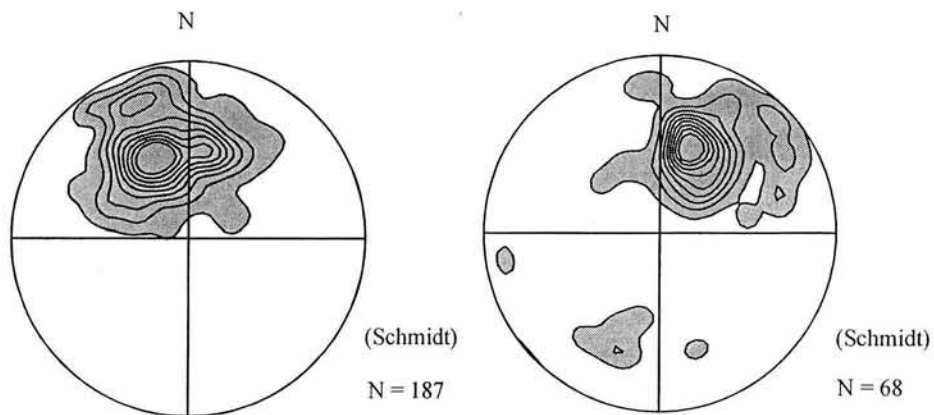


Figura 48.- Diagrama de polos del clivaje en las formaciones Taray y Nazas. Hemisferio inferior en la red de igual área. N= Número de planos graficados.

Además de las estructuras asociadas a las deformaciones 1 y 2, la sierra donde aflora la Formación Taray está limitada al sur por fallas normales más jóvenes, con rumbo SE 30° NW, que probablemente controlan la morfología de la región (ver mapa anexo).

En resumen, la cronología de los eventos de deformación que se infiere a partir de las observaciones de campo es la siguiente:

A) Deformación D1:

- 1) Desarrollo de clivaje y zonas de cizalla paralelas a la estratificación y formación de las vetas de cuarzo en los estratos.
- 2) Formación de las estructuras de “pinch and swell” y estrangulamiento de los estratos.
- 3) Rompimiento de los estratos y generación de los bloques.
- 4) Desplazamiento, aislamiento y rotación de los bloques en la matriz siliciclástica.

B) Deformación D2:

- 1) Plegamiento regional, formación del anticlinal recostado de la Sierra del Solitario de Teyra.
- 2) Desarrollo del clivaje espaciado, asociado al plegamiento.

C) Deformación D3:

- 1) Fallas normales regionales.

Discusión

En este trabajo se define a la Formación Taray como una secuencia siliciclástica intensamente cizallada, compuesta por lutitas, areniscas ricas en cuarzo, conglomerados y escasos lentes de calizas bioclásticas. Se caracteriza por una fábrica estructural de bloques autóctonos y exóticos deformados, envueltos por una matriz compuesta de lutitas y areniscas que desarrolla localmente facies metamórficas de esquisto verde baja. Los bloques autóctonos son de areniscas y conglomerados y los bloques exóticos son de pedernal verde y negro, basaltos almohadillados, serpentinitas y escasos bloques de calizas recristalizadas.

Pequeñas columnas conservadas dentro de la matriz y bloques autóctonos de la Formación Taray, presentan estructuras primarias que indican corrientes turbidíticas, que sugieren un ambiente de depósito marino profundo, como lo proponen varios autores (Ortega-Gutiérrez, 1984; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; Silva-Romo *et al.*, 2000; Bartolini *et al.*, 2001).

En este trabajo se obtuvieron de los crinoides de las calizas bioclásticas posibles edades del Pensilvánico medio y su asociación faunística indica que corresponden al Paleozoico Superior más que al Mesozoico. Sin embargo, la edad del zircón detrítico más joven de areniscas de la Formación Taray es de 260.2 ± 3.9 Ma, lo cual indica que la sedimentación de la Formación Taray no puede ser más antigua que el Pérmico Tardío, como lo han sugerido Rogers *et al.*, (1961) y Córdoba-Méndez (1964). Con base en la probable correlación con las formaciones Zacatecas y La Ballena del Cárnico-Nórico y el reporte de un molde de pelecípodo de edad Triásico Superior dentro de la Formación Taray, se estima que dicha sedimentación también podría extenderse hasta el Triásico Superior. En los bloques exóticos de pedernal verde se obtuvieron conodontos de posible edad misisípica, lo cual sugiere que la corteza oceánica acrecionada fue de dicha edad.

El contacto entre las formaciones Taray y Nazas ha sido descrito como una discordancia angular (Córdoba-Méndez, 1964; Ortega-Gutiérrez, 1984; López-Infanzón, 1986; Silva-Romo *et al.*, 2000), como transicional (Anderson *et al.*, 1990) y en trabajos recientes lo han descrito como de origen tectónico (Blickwede, 2001; Dickinson and Lawton, 2001). En el presente trabajo se confirmó que el contacto entre la Formación Taray y Formación Nazas es por discordancia angular y que la Formación Taray ya estaba expuesta y deformada en el momento de depósito de la Formación Nazas.

La Formación Taray tiene estructuras generadas por dos fases de deformación. La primera desarrolló un clivaje denso de rumbo NE-SW y en zonas locales se observan facies metamórficas de esquistos verdes. La segunda presenta un clivaje espaciado con rumbo SE-NW que afecta también a las formaciones Nazas y Zuloaga. No se obtuvieron edades precisas de la primera fase de deformación, sin embargo, se estima que pudo ocurrir en cualquier momento entre el Triásico Tardío y el Jurásico Medio, debido a que su relación con la Formación Nazas del Jurásico Medio es por discordancia angular y esta sólo presenta estructuras asociadas a la segunda fase de deformación. Lo anterior indica que la Formación Taray no es del Jurásico Medio como proponen Anderson *et al.*, (1990) y que no está genéticamente relacionada con el arco Nazas como lo plantean Anderson *et al.*, (1990), McKee *et al.*, (1999), Blickwede (2001), y Dickinson and Lawton (2001).

Los análisis petrológicos de las rocas siliciclásticas de la Formación Taray, indican que las fuentes de sus sedimentos son principalmente rocas ígneas plutónicas ácidas, rocas metamórficas de medio a alto grado y rocas volcánicas y sedimentarias muy escasas. La presencia de cuarzo monocristalino, policristalino, feldespatos potásicos y de minerales como zircón, mica, apatito y esfena, sugiere fuentes de rocas como granodioritas, granitos, esquistos y gneissos. Los fragmentos líticos que se observan en conglomerados corresponden a granito,

granodiorita, rocas metamórficas (esquistos y gneisses), cuarzoarenitas y pedernales. Los fragmentos volcánicos representan menos del 5%. La composición de las areniscas analizadas varía de grauvaca cuarzosa a cuarzoarenita. De estos análisis se deduce que la fuente es predominantemente cratónica.

Las relaciones isotópicas de Sm/Nd de lutitas y areniscas y los datos de zircones detríticos en areniscas de la Formación Taray indican que existen tres fuentes de procedencia: 1) el arco Delicias-Tuzancoa del Carbonífero-Pérmico y el arco Pérmico-Triásico del Noreste de México; 2) las rocas de los terrenos Pan-Africanos del este de América del Norte y de la Península de Yucatán y 3) las rocas del Cinturón Grenviliano. Los datos de zircones detríticos indican una menor procedencia de las rocas de los cinturones orogénicos Mazatzal, Yavapai y de las rocas cratónicas más antiguas del núcleo de América del Norte y del Sur.

Las curvas de evolución de $\epsilon Nd_{(260)}$ obtenidas en este trabajo en los sedimentos de la Formación Taray, aquellas obtenidas por Centeno-García (1994) en los sedimentos siliciclásticos de las formaciones Zacatecas, La Ballena, Varales y en la Formación Venadillo por Arredondo-Guerrero (2003), indican que las formaciones Taray, Zacatecas, La Ballena, Varales y Venadillo tienen procedencia de las mismas fuentes y que pudieron haberse depositado en la misma cuenca de depósito o en cuencas asociadas, lo cual implica una evolución tectónica similar para estas formaciones.

Los análisis de elementos de tierras raras, elementos traza, isotópicos y la relación (La_N/Sm_N) de los bloques de basalto de la Formación Taray, indican que corresponden a basaltos alcalinos y subalcalinos asociados a ambientes de dorsal oceánica (N-MORB) y de islas oceánicas (OIB), aunque presentan ciertas similitudes, no son iguales a los patrones de

tierras raras de las “pillow lavas” de la Formación Zacatecas y aquellas dentro del Complejo Arteaga encontradas por Centeno-García (1994).

La Formación Taray ha sido descrita por varios autores como un prisma de acreción relacionado a una margen convergente en el Océano Pacífico (Ortega-Gutiérrez, 1984; Anderson *et al.*, 1990; Jones *et al.*, 1995; Blickwede 2001; Dickinson and Lawton, 2001). En el presente trabajo se confirma el carácter tectónico de prisma de acreción, con base en las características estructurales de la Formación Taray, tales como: bloques exóticos en una matriz lutítica fuertemente cizallada y deformada y las estructuras generadas por extensión paralela a los estratos que se observan en los bloques (“pinch and swells”, boudinage, vetas *en echelon*, estrangulamiento de los estratos, y sigmoides), y se concluye que la primera fase de deformación es la que generó dicho prisma. La afinidad MORB y OIB de los bloques de basaltos de la Formación Taray, indican la subducción de corteza oceánica y de montes marinos o islas oceánicas. Dichos bloques fueron arrancados de la corteza oceánica al momento de la subducción y su presencia es congruente con las rocas encontradas en prismas de acreción antiguos y actuales. La edad de los bloques exóticos de pedernal verde indica que al menos una parte de la corteza oceánica subducida es del Misisípico.

No es posible confirmar el escenario tectónico en el cual se depositaron las turbiditas siliciclásticas que forman la matriz del *melange* de la Formación Taray antes de su deformación, sin embargo, sus características sedimentológicas y composición petrológica son similares con las de márgenes pasivas. A continuación, en la tabla 7 se presentan los argumentos a favor y en contra de un ambiente de depósito bajo un escenario tectónico de margen convergente o de margen pasiva.

Tabla 7.- Lista de argumentos a favor y en contra de un modelo de margen convergente o de margen pasiva, para el ambiente de depósito de la Formación Taray.

| Argumentos a favor de una margen convergente | Argumentos en contra de una margen convergente |
|---|---|
| La mezcla de sedimentos de carácter oceánico como son, el pedernal verde y negro, lutitas intercaladas con pedernal verde, con areniscas ricas en cuarzo, areniscas conglomeráticas, conglomerados y calizas bioclásticas, pueden indicar un ambiente de trinchera. | No se han identificado bloques con deformación y metamorfismo distinto a aquellos de la Formación Taray. |
| La presencia de bloques exóticos de serpentinita, basaltos almohadillados y las calizas recristalizadas. Los bloques de serpentinita tienen facies metamórficas de mayor grado que la matriz. | No hay bloques que indiquen reciclamiento de un prisma de acreción antiguo y tampoco se observan en los clastos de los conglomerados y areniscas. |
| La diferencia en grado de recristalización entre las calizas recristalizadas y las calizas bioclásticas. | No hay procedencia de sedimentos del arco o de una cuenca ante-arco, pertenecientes a este prisma de acreción. |
| Argumentos a favor de una margen pasiva | Argumentos en contra de una margen pasiva |
| La presencia de sedimentos típicos de margen pasiva (pedernales verdes y negros con lutitas intercaladas). | Falta el resto de la secuencia de corteza oceánica (diques, gabros). |
| La presencia de bloques de corteza oceánica tipo N-MORB y OIB. | |
| La ausencia de sedimentos volcánicos y volcanoclásticos. | |
| La diferencia de edad entre los fósiles y los zircones detríticos. | |

Por otra parte, Anderson *et al.*, (1990); Jones *et al.*, (1995); Blickwede (2001); Dickinson and Lawton, (2001), sugieren que la Formación Taray es el prisma de acreción del arco del Jurásico Medio representado por la Formación Nazas, la cual interpretan como una cuenca de antearco. En este trabajo se concluye que dicho prisma debe ser más antiguo que el arco, por dos razones: 1) la Formación Taray es cortada por los intrusivos asociados al magmatismo Jurásico (intrusivo Caopas) (López-Infanzón, 1986), además de los intrusivos

asociados a la Formación Nazas que se observaron en el área de estudio. Esto no sería posible si la Formación Taray fuera su prisma de acreción, ya que en la zona de subducción no hay condiciones para la fusión (zona de baja temperatura y alta presión). 2) regionalmente existen más afloramientos de rocas volcánicas del Jurásico Medio al occidente de la Formación Taray.

La naturaleza tectónica de la Formación Taray indica que es un límite entre terrenos tectonoestratigráficos para el centro de México y los datos isotópicos de Sm-Nd en xenolitos del norte y centro de México (Ruiz *et al.*, 1988), de San Luis Potosí, Durango y Chihuahua (Schaaf *et al.*, 1994), sugieren que hacia el oriente de dicha formación, se extiende el basamento cristalino del terreno Sierra Madre, con el cual la Formación Taray puede estar en contacto tectónico. Los datos isotópicos actuales en xenolitos, no indican la existencia de un basamento antiguo en el área y al occidente de la región de Pico de Teyra, por lo que la Formación Taray representa el basamento de la región. De lo anterior se deduce que la Formación Taray no es parte del terreno Sierra Madre como lo propusieron Campa and Coney (1983), Centeno-García and Silva-Romo (1997) y Silva-Romo *et al.*, (2000), si no el límite entre el terreno Sierra Madre y un terreno con basamento desconocido (terreno Central).

Conclusiones

- 1) La Formación Taray es una secuencia de lutitas, areniscas ricas en cuarzo, conglomerados y escasos lentes de calizas bioclásticas, con una fábrica de bloques autóctonos y exóticos envueltos por una matriz de lutitas y areniscas fuertemente cizallada, con desarrollo local de facies metamórficas de esquistos verdes de baja temperatura.
- 2) Esta unidad se depositó en un ambiente marino profundo, probablemente en el talud o cuenca oceánica, en un margen pasivo en algún momento entre el Pérmico Tardío y Triásico Superior.
- 3) Los sedimentos de la Formación Taray tienen una procedencia principalmente cratónica. Las fuentes de los sedimentos son el Cinturón Grenviliano de América del Norte, el orógeno Pan-Africano del este de Estados Unidos, el arco Carbonífero-Pérmico (Delicias-Tuzancoa), el arco Pérmico-Triásico del Noreste de México y con menor influencia, las rocas de la provincia Mazatzal, Yavapai y de los cratones de América del Norte y del Sur.
- 4) La similitud litológica, el ambiente de depósito y la procedencia de las formaciones Taray, Zacatecas, La Ballena, Varales y Venadillo indican que estas formaciones pudieran ser cogenéticas, que recibieron sedimentos de las mismas fuentes y que posiblemente se depositaron en una o varias cuencas asociadas.
- 5) La Formación Taray presenta dos fases de deformación, la primera desarrolló el clivaje denso NE-SW y la segunda el clivaje espaciado SE-NW que afecta también a las formaciones Nazas y Zuloaga.
- 6) Las características estructurales de la Formación Taray indican que es un prisma de acreción y que dicho prisma generó la primera fase de deformación en algún

momento entre el Triásico Superior y Jurásico Temprano. La segunda fase de deformación fue generada durante la orogenia Laramide.

- 7) La afinidad geoquímica de (N-MORB) y (OIB) de los bloques de basaltos de la Formación Taray, indican subducción de corteza oceánica y de islas oceánicas. La edad de conodontos recuperados de bloques exóticos de pedernal verde, sugieren que parte de esta corteza oceánica es de edad Misisípico.
- 8) Por su naturaleza tectónica y posición estratigráfica, la Formación Taray representa el basamento de la región y debe estar en contacto tectónico con el basamento del terreno Sierra Madre. El contacto entre la Formación Taray y Nazas es por discordancia angular e implica que la Formación Taray ya estaba deformada y exhumada cuando se depositó la Formación Nazas, y no representa el prisma de acreción de dicho arco.
- 9) La Formación Taray es un prisma de acreción y representa un contacto entre terrenos para el centro de México. No es parte del terreno Sierra Madre y por correlación con las formaciones Zacatecas, La Ballena, Varales y Venadillo, puede haberse generado en el mismo evento tectónico que dio origen a dichas unidades.

Referencias

- Anderson, T. H., McKee, J. W., and Jones, N. W., 1990. Jurassic (?) Melange in North-Central Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs. Vol. 22, No. 3.
- Arredondo-Guerrero, P., 2003. Geology of the Mazatlan Region Southern Sinaloa State, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs. Vol. 35, No. 4, 71 p.
- Barboza-Gudiño, J. R., Tristán-González, M., and Torres-Hernández, J. R., 1998. The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico: *Geofísica Internacional*. Vol. 37, No. 4, p. 283-292.
- Barker, C. A., Secor, D. T. Jr., Pray, J. R., Wright, J. E., 1998. Age and deformation of the Longtown Metagranite, South Carolina Piedmont; a possible constraint on the origin of the Carolina Terrane: *Journal of Geology*. Vol. 106, No. 6, p. 713-725.
- Bartolini, C., Cantú-Chapa, A., Lang, H., Barboza-Gudiño, J. R., 2001. The Triassic Zacatecas Formation in Central Mexico, Paleotectonic, Paleogeographic, and Paleobiogeographic implications, *in* Bartolini, C., Bluffer, R. T., and Cantú-Chapa, A., eds. *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir 75*, p. 295-315.
- Blickwede, J. F., 2001. The Nazas Formation: A Detailed Look at the Early Mesozoic Convergent Margin along the Western Rim of the Gulf of Mexico Basin, *in* Bartolini, C., Bluffer, R. T., and Cantú-Chapa, A., eds. *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir 75*, p. 317-342.
- Burckhardt, C., Scalia, S., 1906. Geologie des environs de Zacatecas, *in* International Geological Congress 10th, Mexico, Guide Excursion No. XVI. 26 p.
- Burckhardt, C., 1921. Faunas Jurásicas de Symón (Zacatecas) y faunas Cretácicas de Zumpango del Río (Guerrero): *Boletín del Instituto de Geológico de México*. Vol. 33, No. 1, 135 p.
- Buseck, P. B., 1962. Contact metasomatic ores at Concepción del Oro, México, *in* Geological Society of America Special Paper 68, p. 144.
- Byrne, T., 1984. Early deformation in melange terranes of the Ghost Rocks Formation, Kodiak Islands, Alaska, *in* Raymond, L. A., ed. *Melanges: their nature, origin and significance: Geological Society of America Special Paper 198*, p. 21-51.
- Campa, M. F., and Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*. Vol. 20, p. 1040-1051.
- Carrillo Bravo, J., 1961. Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria Tamps: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. Vol. 13, p. 1-98.

Centeno-García, E., 1994. Tectonic evolution of the Guerrero terrane, western Mexico. (Ph.D. thesis): Tucson, University of Arizona, Department of Geosciences, 220 p. (unpublished).

Centeno-García, E., and Silva-Romo, G., 1997. Petrogenesis and tectonic evolution of Central Mexico during Triassic-Jurassic time: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 14, No. 2, p. 244-260.

Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., Iriondo, A., 2003. Geology and tectonic evolution of the western Guerrero terrane-a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico, *in* Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section, Annual Meeting, p. 201-228.

Córdoba, M. D. A., 1964. Geology of Apizolaya Quadrangle (East Half), Northern Zacatecas, Mexico. (M. A. thesis): Faculty of the Graduate School of The University of Texas, 111 p. (unpublished).

Cowan, D. S., 1974. Deformation and Metamorphism of the Franciscan Subduction Zone Complex Northwest of Pacheco Pass, California: *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 85, No. 10, p. 1623-1634.

Cowan, D. S., Boss, R. F., 1978. Tectonic framework of the southwestern Kenai Peninsula, Alaska: *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 89, No. 1, p. 155-158.

Cowan, D. S., 1985. Structural styles in Mesozoic and Cenozoic mélanges in the western Cordillera of North America: *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 96, p. 451-462.

Cowan, D. S., 1990. Kinematic analysis of shear zones in sandstone and mudstone of the Shimanto Belt, Shikoku, SW Japan: *Journal of Structural Geology*. Vol. 12, No. 4, p. 431-441.

Dallmeyer, R. D., Wright, J. E., Secor, D. T. Jr., Snoke, A. W., 1986. Character of the Alleghanian Orogeny in the Southern Appalachians; Part II, Geochronological constraints on the tectonothermal evolution of the eastern Piedmont in South Carolina: *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 97, No. 11, p. 1329-1344.

De Cserna, Z., 1956. Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey. *Interantional Geological Congress 20th, México*. 87 p.

De Cserna, Z., Graf, J. L. Jr., Ortega-Gutierrez, F., 1977. Alóctono del Paleozoico inferior en la región de Ciudad Victoria, estado de Tamaulipas: *Revista del Instituto de Geología*. Vol. 1, No. 1, p. 33-43.

Dennis, A. J., Wright, J. E., 1997. The Carolina Terrane in northwestern South Carolina, U.S.A., late Precambrian-Cambrian deformation and metamorphism in a peri-Gondwanan oceanic arc: *Tectonics*. Vol. 16, No. 3, p. 460-473.

- Dickinson, W. R., Lawton, T. F., 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: Geological Society of America Bulletin. Vol. 113, No. 9, p. 1142-1160.
- Dickinson, W. R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. Provenance of arenites: Mathematical and Physical Sciences. Vol. 148, p. 333-361.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J., O'Nions, R. K., 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites: Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol. 42, No. 8, p. 1199-1212.
- Floyd, P. A., Winchester, J. A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements: Earth and Planetary Science Letters. Vol. 27, No. 2, p. 211-218.
- Goodwin, A. M., 1996. Principles of Precambrian Geology: San Diego, CA, Academic Press. 327 p.
- Grajales-Nishimura, J. M., and Terrell, D. J., 1992. Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Vol. 42, No. 2, p. 1-18.
- Haase, K. M., Devey, C. W., 1996. Geochemistry of lavas from the Ahu and Tupa volcanic fields, Easter Hotspot, southeast Pacific: Implications for intraplate magma genesis near a spreading axis: Earth and Planetary Sciences Letters. Vol. 137, p. 129-143.
- Hashimoto, Y., Kimura, G., 1999. Underplating processes from melange formation to duplexing: example from the Cretaceous Shimanto Belt, Kii Peninsula, Southwest Japan: Tectonics. Vol. 18, No. 1, p. 92-107.
- Henry, C. D., Fredrikson, G., 1987. Geology of part of southern Sinaloa, Mexico, adjacent to the Gulf of California: Geological Society of America Map and Chart Series. MCH063. p. 1-14 text.
- Hibbard, J. P., Stoddard, E. F., Secor, D. T., Dennis, A. J., 2002. The Carolina Zone: overview of Neoproterozoic to early Paleozoic peri-Gondwanan terranes along the eastern flank of the Southern Appalachians: Earth Science Reviews. Vol. 57, No. 3-4, p. 299-339.
- Imlay, R. W., 1938. Studies of Mexican geosyncline. Geological Society of America Bulletin: Vol. 49, p. 1651-1694.
- Krogh, T. E., Kamo, S. L., Sharpton, V. L., Martin, L. E., 1993. U-Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta to the Chicxulub crater. Nature. Vol. 366, No. 6457, p. 731-734.
- López-Infanzón, M., 1986. Estudio petrogenético de las rocas ígneas en las Formaciones Huizachal y Nazas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. 47, No. 2, p. 1-42.

Lopez, R., 1997. High-Mg andesites from the Gila Bend Mountains, southwestern Arizona: evidence for hydrous melting of lithosphere during Miocene extension; the pre-Jurassic geotectonic evolution of the Coahuila Terrane, northwestern Mexico; Grenville basement, a late Paleozoic arc, Triassic plutonism, and the events south of the Ouachita suture. (Ph.D. thesis): University of California, Santa Cruz, CA, United States, 147 p. (unpublished).

Lopez, R., Cameron, K. L., Jones, N. W., 2001. Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico: *Precambrian Research*. Vol. 107, No. 3-4, p. 195-214.

Ludwig, K. J., 2001. Isoplot/Ex (rev. 2.49): Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 1a, 56 p.

McKee, J. W., Jones, N. W., and Anderson, T. H., 1999. Late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, México, *in* Bartolini, C., and Lawton, T. F., eds. *Geological Society of America Special Paper 340*, p. 161-189.

McLennan, S. M., Taylor, S. R., McCulloch, M. T., Maynard, J. B., 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations: *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 54, No. 7, p. 2015-2050.

Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram: *Chemical Geology*. Vol. 56, No. 3-4, p. 207-218.

Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M., Albarede, F., 1985. Nd isotopes in French phanerozoic shales: external vs internal aspects of crustal evolution: *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 49, No. 2, p. 601-610.

Needham, T. D., 1995. Mechanism of melanges formation: examples from SW Japan and southern Scotland: *Journal of Structural Geology*. Vol. 17, No. 7, p. 971-985.

Jones, N. W., McKee, J. W., Anderson T. H., Silver, L. T., 1995. Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: A possible remnant of a Cordilleran magmatic arc, *in* Jacques-Ayala, C., González-León, C., and Roldán-Quintana, J., eds. *Studies on the Mesozoic on Sonora and adjacent areas*. *Geological Society of America Special Paper 301*, p. 179-190.

Ortega-Gutiérrez, F., 1984. Relaciones estratigráficas del basamento pre-oxfordiano de la Región Caopas-Rodeo, Zacatecas, y su significado tectónico: Resúmenes de la VII Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana. p. 56-57.

Ortega-Gutiérrez, F., Ruíz, J., and Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the Late Paleozoic: *Geology*. Vol. 23, No. 12, p. 1127-1130.

Patchett, P. J., and Ruiz, J., 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 96, No. 4, p. 523-528

Pearce, T. H., Gorman, B. E., Birkett, T. C., 1975. The TiO (sub 2) -K (sub 2) O-P (sub 2) O (sub 5) diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts: *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 24, No. 3, p. 419-426.

Pearce, J. A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, *in* Hawkesworth, C. J., and Norry, N. L., eds. *Continental basalts and mantle xenoliths*, Shiva Publishing Limited, 372 p.

Ramírez-Ramírez, C., 1992. Pre-Mesozoic geology of Huizachal-Peregrina anticlinorium, Ciudad Victoria, Tamaulipas, and adjacent parts of eastern Mexico. (Ph.D. thesis): Austin, University of Texas, 317 p. (Unpublished).

Raymond, L. A., 1984. Classification of melanges, *in* melanges: their nature, origin and significance: *Geological Society of America Special Paper 198*, p. 7-20.

Rogers, C. L., De Cserna, Z., VanVloten, R., Tavera, E., Ojeda, R. J., 1961. Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí: *Boletín del Consejo de Recursos Naturales no renovables*. Vol. 56, 322 p.

Rogers, C. L., VanVloten, R., Tavera, E., Ojeda, R. J., 1963. Plutonic rocks of Northern Zacatecas and adjacent areas, México: *United States Geological Survey Professional Paper*. 475-C Art. 61, p. C7-C10.

Rollinson, H. R., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. New York. Longman Scientific & Technical. 352 p.

Rosales, L. L., 2002. Estratigrafía y geoquímica de la secuencia volcanosedimentaria paleozoica del Noreste del Estado de Hidalgo, México. (Tesis de M. en C). México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 88 p. (No publicada).

Ruiz, J., Patchett, P. J., and Ortega-Gutierrez, F., 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 100, No. 2, p. 274-281.

Schaaf, P., Heinrich, W., and Besch, T., 1994. Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosi, central Mexico; evidence from a granulite-facies xenolith suite: *Chemical Geology*. Vol. 118, No. 1-4, p. 63-84.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R. C., eds. 1993. *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America Special Paper 278*, 143 p.

Shervais, J. W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas: *Earth and Planetary Sciences Letters*. Vol. 59, p. 101-118.

Silva-Romo, G., 1993. Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la sierra de Salinas, estados de San Luis Potosí y Zacatecas. (Tesis de M. en C). México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, 111 p. (No publicada).

Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., Nieto-Obregón, J., 2000. A submarine fan in the Mesa Central, Mexico: *Journal of Sudamerican Earth Sciences*. Vol. 13, p. 429-442.

Stacey, J. S., and Kramers, J. D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 26, p. 207-221.

Stewart, J. H., Blodgett, R. B., Boucot, A. J., Carter, J. L., López, R., 1999. Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico, *in* Ramos, V. A., and Keppie J. D., eds. *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*. Geological Society of America Special Paper 336, p. 227-252.

Taira, A., Pickering, K. T., Windley, B. F., Soh, W., 1992. Accretion of Japanese island arcs and implications for the origin of Archean greenstone belts: *Tectonics*. Vol. 11, No. 6, p. 1224-1244.

Taira, A., Byrne, T., Ashi, J., 1992b. Photographic atlas of an accretionary prism; geologic structures of the Shimanto Belt, Japan. New York, NY Springer-Verlag. 124 p.

Torres-Vargas, R., Ruiz, J., Patchett, P. J., Grajales, J. M., 1999. A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of Southern North America, *in* Bartolini, C., and Lawton, T. F., eds. *Geological Society of America Special Paper 340*, p. 191-196.

Wilson, B. M., 1989. *Igneous petrogenesis*. London. Unwin Hyman. 466 p.

Winchester J. A., and Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology*. Vol. 20, p. 325-343.

Wood, D. A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province: *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 50, p. 11-30.

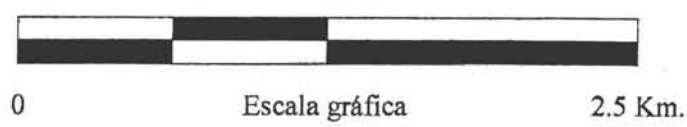
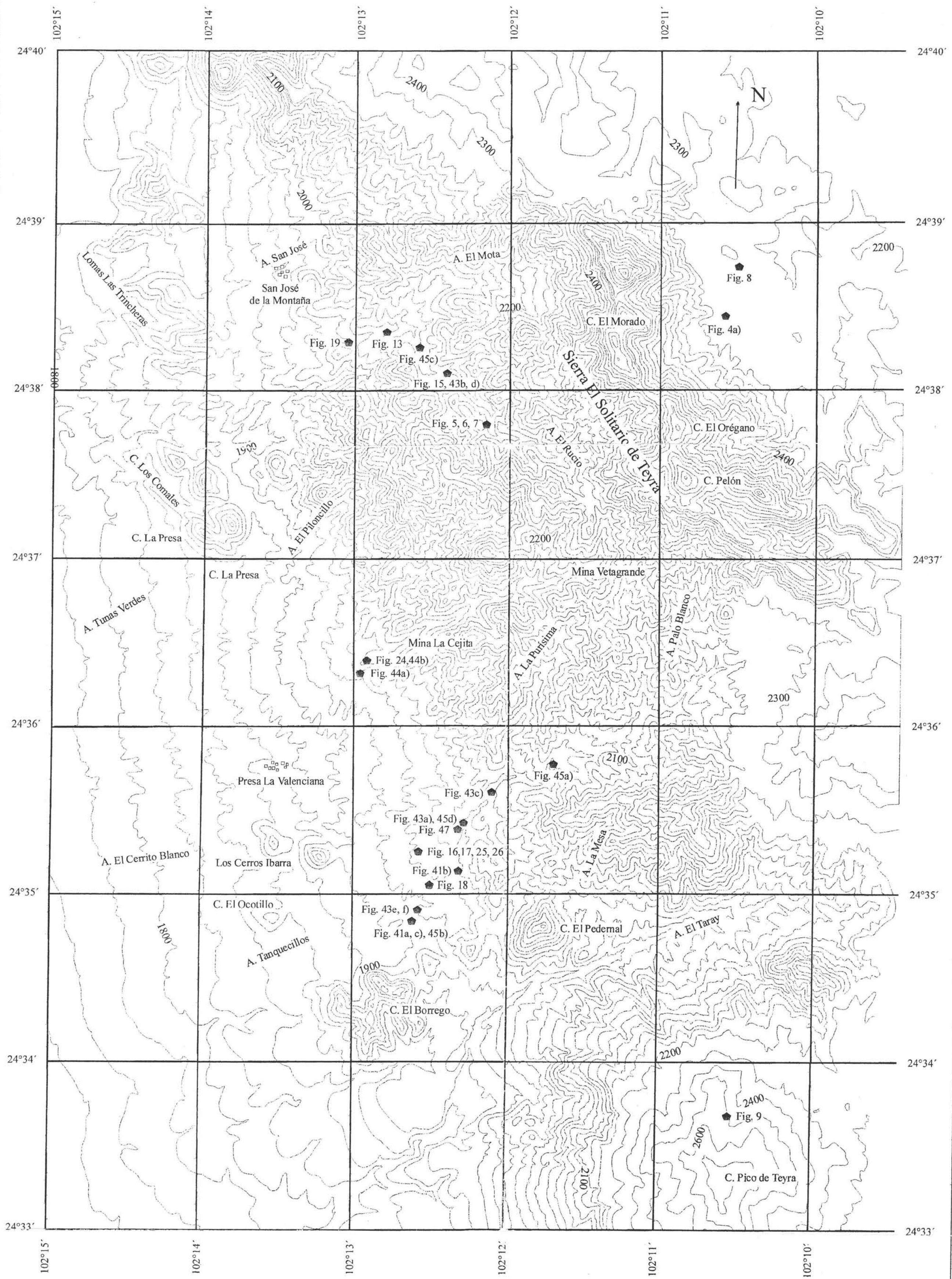
Wortman, G. L., Samson, S. D., Hibbard, J. P., 2000. Precise U-Pb zircon constraints on the earliest magmatic history of the Carolina Terrane: *Journal of Geology*. Vol. 108, No. 3, p. 321-338.

Wright, J. E., Seiders, V. M., 1980. Age of zircon from volcanic rocks of the central North Carolina Piedmont and tectonic implications for the Carolina volcanic slate belt: *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 91, No. 5, p. 287-294.



- | | | | |
|---|-----------------------------------|---------------------------|--|
| * Bloque de caliza recristalizada | | | |
| Bloques de basaltos almagadillados y serpentinita | Escala gráfica 2.5 Km. | Planos de estratificación | |
| Intrusivo Pico de Teyra (Terciario?) | Bloques de pedernal verde y negro | Planos de clivaje | |
| Formación Zuloaga (Jurásico Superior) | Calizas bioclásticas | Plano axial | |
| Formación Nazas (Jurásico Medio) | Bloques de conglomerado | Fallas normales | |
| Formación Taray (Pérmico Tardío-Triásico Tardío) | Bloques de arenisca | | |

Mapa Geológico
 Ciro Díaz Salgado
 Tesis de Maestría en Ciencias Geológicas
 Anexo 1



◆ Fig. 19 Ubicación de las figuras presentadas en el texto

Mapa de ubicación de figuras

Ciro Díaz Salgado

Tesis de Maestría en Ciencias Geológicas

Añexo 3