



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

---

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**Geología del terreno Cuicateco en el Istmo de Tehuantepec y sus implicaciones tectónicas en la evolución del sur de México**

**T E S I S**

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:  
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
P R E S E N T A

**ROSALVA PÉREZ GUTIÉRREZ**

Dr. Luigi A. Solari  
Dr. Fernando Ortega Gutiérrez  
Dr. Peter Schaaf  
Dr. Luca Ferrari Pedraglio  
Dr. Arturo Gómez Tuena



México, D.F. 2010



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.

## Agradecimientos

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca de doctorado y el apoyo extraordinario 56302.

Gracias al Posgrado en Ciencias de la Tierra y en especial al Instituto de Geología por brindarme la oportunidad de realizar mis estudios de posgrado dentro de sus instalaciones y permitirme formar parte de la gran familia UNAM.

Agradezco al Dr. Jorge Meave del Castillo la invitación a participar en el proyecto PAPIIT-DGAPA (IN221503) *Análisis de las relaciones ecológicas, geológicas, edafológicas y biogeográficas, y su importancia en la diferenciación biológica en un paisaje complejo del Istmo de Tehuantepec*, cuyos recursos permitieron la realización del trabajo de campo.

Gracias a los recursos de los proyectos PAPIIT-DGAPA IN101407 (LAS) y CONACyT 54559 (LAS) se cubrieron parte de los gastos del trabajo analítico.

Mil gracias a mi tutor el Dr. Luigi A. Solari.

Agradezco al Jurado Examinador formado por los doctores Fernando Ortega Gutiérrez, Peter Schaaf, Luca Ferrari Pedraglio y Arturo Gómez Tuena ya que su revisión y valiosos comentarios enriquecieron este trabajo.

Se agradece el apoyo y atenciones del Dr. George Gehrels y el Dr. Víctor Valencia durante la estancia en las instalaciones del Arizona LaserChron Center, en Tucson, Arizona.

Doy gracias a el Dr. Eduardo Pérez García, Cesar Martínez Serena, Edgar Ángeles Moreno y Mario Alfredo Ramos Arias por su apoyo en las actividades de campo.

La separación de minerales se llevo a cabo en las instalaciones de los Institutos de Geología y Geofísica, con la asesoría de los ingenieros María del Consuelo Macías Romo y Teodoro Hernández Treviño.

Los análisis de Fluorescencia por Rayos X los realizó el Quím. Rufino Lozano Santa Cruz.

Los análisis geoquímicos de tierras raras y elementos en traza por ICPMS se realizaron con la ayuda del Dr. Juan Pablo Bernal Uruchurtu (IGL), la M.C. Elena Lounejeva Baturina (IGL) y la M.C. Ofelia Pérez Arvizu (CGEO).

Agradezco el apoyo de la Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo, Gloria Angélica Alba, María Luisa Reyes, Rosario Flores Ramos y Francisco Montaña Coahuilaz.

De manera especial doy las gracias a la familia Reyes Manuel quienes me brindaron hospedaje, alimentos y sobre todo su amistad durante la campaña de trabajo de campo en Nizanda, Oaxaca.

Gracias a Cesar por su amor, comprensión y apoyo incondicional.

Mil gracias a Beta, Marco Antonio, Eugenia, Patricia, Adriana y Sebastian por permitirme vivir con ellos durante mi estancia en el posgrado.

A mis padres, a Livia, Luis y Luis Alberto por estar siempre cerca.

Doy gracias a mis compañeros de la UACT Joel Ramírez Espinosa, Martín Guerrero Suástegui, Gabriel Valdez Moreno y Luis Martín Garibay Romero por el apoyo que me brindaron en todo momento.

A mis compañeros del posgrado: Berlaine, Karina, Sandra, Lener, Carlos, Daniel y Gonzalo, les agradezco los momentos compartidos.

Con especial cariño doy las gracias a mi gran amigo Mario Alfredo.

Gracias a mi querido "Vecino" por su apoyo, consejos, regaños y sobre todo por su amistad.

Con cariño a Pedro.

A todas las personas que formaron parte de mi vida en el posgrado....MIL GRACIAS.

*A la alegría de mi vida...*

**Karen Uxue**

## Resumen

La porción suroriental del terreno Cuicateco, en el área de Nizanda, en el estado de Oaxaca, está compuesta por una secuencia volcanosedimentaria de grado metamórfico bajo que está cubierta por rocas sedimentarias, flujos piroclásticos y derrames dacíticos, e intrusionada por cuerpos monzonítico-granodioríticos. La secuencia metamórfica presentan por lo menos cuatro fases de deformación: D<sub>1</sub>) Plegamiento recumbente a isoclinal F<sub>1</sub>, con vergencia hacia el noreste y desarrollo de minerales metamórficos asociados a una esquistosidad (S<sub>1</sub>) de plano axial relacionada a un evento transpresivo con cinemática sinistral de edad post-maastrichtiana. D<sub>2</sub>) evento paleocénico? caracterizado por cabalgaduras con dirección de desplazamiento al noreste, como la Falla Vista Hermosa que define el límite con el terreno Maya, y el desarrollo de la superficie de esquistosidad S<sub>2</sub> sin una recristalización asociada aparente. D<sub>3</sub>) Evento pre miocénico definido por fallamiento de tipo normal. D<sub>4</sub>) Fallamiento de tipo lateral principalmente izquierdo.

La composición química de las rocas básicas de la secuencia volcanosedimentaria del Terreno Cuicateco es de basaltos toleíticos, con empobrecimientos relativos en tierras raras ligeras y patrones casi planos de tierras raras pesadas. Los elementos traza muestran un patrón empobrecido en elementos más incompatibles con respecto a los menos incompatibles y anomalías negativas de Th y Nb. En el caso de las rocas volcánicas, que cubren la secuencia volcanosedimentaria, la relación de elementos mayores definen una composición dacítica; mientras que para las rocas intrusivas, la misma relación indica una variación de monzonita a granodiorita. En ambos casos, muestran patrones enriquecidos en tierras raras ligeras y casi planos en las tierras raras pesadas, con pequeñas anomalías negativas de Eu. En los perfiles de elementos en traza se aprecia un enriquecimiento relativo elementos traza ligeros altamente solubles y la mayor parte de las muestras presentan anomalías negativas de Nb, Ce, P y Ti. La génesis de estas rocas parece estar asociada a subducción en un ambiente de margen activo continental

Los fechamientos de U-Pb por LA-MC-ICPMS y LA-ICPMS determinaron una edad de  $65.7 \pm 1.2$  Ma (Maastrichtiano) para un metabasalto, que es interpretada como la edad de cristalización del protolito basáltico. Análisis U-Pb en zircones detríticos de una filita volcanoclástica y una siliclástica sugieren una edad máxima de depósito campaniana (78 y 72 Ma, respectivamente). Los zircones magmáticos de una diorita que intrusiona a la secuencia metavolcanosedimentaria tienen una edad de cristalización de  $16.0 \pm 1.2$  Ma. Finalmente, los zircones detríticos de una arenisca de la Formación Todos Santos indican una edad máxima del depósito, posterior al Triásico Medio - Superior (228 Ma).

La secuencia metavolcanosedimentaria de Nizanda evidencia la apertura y evolución de una cuenca tras-arco en el sureste de México durante el Maastrichtiano-

Paleoceno, cuyo cierre se dio posterior al Paleoceno por un evento colisional transpresivo entre el Arco del Caribe y el margen sur del Bloque Maya.

## ABSTRACT

The southeastern portion of the Cuicateco terrane, in the Nizanda area, state of Oaxaca, is made up by a vulcanosedimentary sequence of low-medium metamorphic grade that is covered by sedimentary rocks, pyroclastic and dacitic lava flows, and intruded by monzonitic-granodioritic bodies. The rocks of the metamorphic sequence show at least four deformation phases: D<sub>1</sub>) recumbent-isoclinal F<sub>1</sub> folding with northeastern verging, development of metamorphic minerals associated to S<sub>1</sub> axial plane cleavage and related to a post-Maastrichtian left transpressive event. D<sub>2</sub>) Paleocene (?) event characterized by thrust faulting with displacement direction to north-northeast, such as the Vista Hermosa Fault, which is the boundary with the Maya terrane, and the development of the S<sub>2</sub> cleavage without associated recrystallization. D<sub>3</sub>) Pre miocenic event, defined by normal faulting. D<sub>4</sub>) Mainly strike-slip sinistral faulting .

Chemical composition of the metabasaltic rocks of the Cuicateco terrane resembles that of tholeiitic basalts, with a depletion in LREE and flat HREE patterns. Trace elements show a pattern depleted in the highly incompatible elements with respect to the less incompatible elements, and negative anomalies of Th and Nb. In the case of the volcanic rocks, that cover to the vulcanosedimentary sequence, the major element relationships define a dacitic composition, whereas for the plutonic rocks, the same relationships indicate a monzonite to granodiorite variation. Both rock types show enriched LREE patterns and almost flat HREE patterns, as well as small negative anomalies of Eu. Trace element patterns show a relative enrichment in highly soluble LIL elements, like Cs, Rb, Ba, U, K and Pb, and most of the samples display a negative anomalies of Nb, Ce, P and Ti. The genesis of these rocks seems to be associated with subduction in a continental active margin environment.

U-Pb dating by LA-MC-ICPMS and LA-ICPMS, yielded a age of  $65.7 \pm 1.2$  Ma (Maastrichtian) for a metabasalt that is interpreted as the crystallization age of the basaltic protolith. U-Pb analyses on detrital zircons of a vulcanoclastic and a siliciclastic phyllite suggest a Campanian maximum depositional age (78 and 72 Ma, respectively). Magmatic zircons of a diorite that cuts the metavolcanosedimentary sequence show a crystallization age of  $16.0 \pm 1.2$  Ma. Finally, detrital zircons from a sandstone belonging to the Todos Santos Formation indicate a maximum depositional age of the Middle-Upper Triassic (228 Ma).

The Nizanda metavolcanosedimentary sequence shows the opening and evolution of a back-arc basin in southeastern Mexico during the Maastrichtian-Paleocene age, which was closed by a transpressive collisional event of post-Paleocene age occurred between the Caribbean Arc and the southern margin of the Mayan Block.

	<b>Página</b>
<b>Resumen</b>	
<b>Capítulo I Introducción</b>	<b>1</b>
I.1 Localización	2
I.2 Marco Geológico	2
I.3 Justificación	7
I.4 Objetivo	7
I.5 Metodología	7
I.5.1 Geoquímica de RocaTotal	8
I.5.1.1 Elementos Mayores	8
I.5.1.2 Elementos en Traza	8
I.5.2 Geocronología U-Pb	11
<b>Capítulo II Geología</b>	<b>14</b>
II.1 Terreno Maya	14
II.1.1 Formación Todos Santos	15
II.2.2 Formación Sierra Madre	17
II.2 Terreno Cuicateco	18
II.2.1 Secuencia metavolcanosedimentaria	18
II.2.1.1 Filita siliciclástica	18
II.2.1.2 Filita volcanoclástica	19
II.2.1.3 Mármol	20
II.2.1.4 Metabasalto	21
II.2.1.5 Serpentinita	22
II.2.2 Rocas sedimentarias continentales	24
II.2.3 Rocas volcánicas	25
II.2.4 Rocas intrusivas	27
<b>Capítulo III Estructuras</b>	<b>29</b>
III.1 Primera fase de deformación (D <sub>1</sub> )	29
III.2 Segunda fase de deformación (D <sub>2</sub> )	34
III.3 Tercera fase de deformación (D <sub>3</sub> )	38
III.4 Cuarta fase de deformación (D <sub>4</sub> )	39
III.5 Falla Vista Hermosa	41
<b>Capítulo IV Petrografía y Geoquímica</b>	<b>45</b>
IV.1 Petrografía del metabasalto	45
IV.2 Resultados geoquímicos del metabasalto	48
IV.3 Petrografía de las rocas volcánicas e intrusivas	54
IV.4 Resultados geoquímicos de las rocas volcánicas e intrusivas	57
<b>Capítulo V Geocronología</b>	<b>62</b>
V.1 Filita siliciclástica	62
V.2 Filita volcanoclástica	65
V.3 Metabasalto	65
V.4 Diorita	70
V.5 Arenisca	73
V.6 Procedencias	73

	<b>Página</b>
<b>Capítulo VI Discusión</b>	79
VI.1 El origen y la temporalidad de la cuenca	79
VI.2 El carácter geoquímico y la edad del magmatismo	83
VI.3 La deformación	89
<b>Capítulo VII Conclusiones</b>	102
<b>Referencias</b>	104

## Índice de Figuras

Número de Figura	Descripción	Página
I.1	Ubicación del área de estudio en la región del Istmo de Tehuantepec	3
I.2	Distribución de los terrenos tectonoestratigráficos en el sureste de México según Sedlock <i>et al</i> (1993), modificado de Solari <i>et al</i> (2004). Se muestra la ubicación de las áreas previamente estudiadas y el área que cubre este trabajo.	4
I.3	Modelos planteados para explicar el origen del terreno Cuicateco: A) cuenca oceánica marginal (Carfantán, 1983); B) cuenca de <i>rift</i> o <i>pull apart</i> relacionada a una cizalla lateral izquierda (Sedlock <i>et al.</i> , 1993), P= Pericú, SG= Guachichil Sur, NG= Guachichil Norte, ChM= Macizo de Chiapas, C= Cuba; y C) cuenca <i>pull apart</i> asociada a un régimen transtensional dextral (Ángeles, 2006).	6
II.1	Columna estratigráfica esquemática para la zona de estudio	15
II.2	A) Laminación dentro de limolitas de la Formación Todos Santos al noroeste de Santo Domingo Petapa. B) Afloramiento de areniscas de la Formación Todos Santos, noreste de Lagunas. C) Fotomicrografía de la arenisca que muestra algunos de sus componentes, Qz= cuarzo, Pl= plagioclasa, Hbl= hornblenda, Cl= clorita, Zr= zircón. D) Conglomerado polimíctico con matriz de ceniza al norte de Lázaro Cárdenas.	16
II.3	A) Caliza en estratos gruesos en el extremo suroriental del cerro Verde (corte del ducto de PEMEX). B) Detalle en el que se aprecian restos de rudistas recristalizados.	17
II.4	A) Afloramiento de la filita siliciclástica en un corte de la vía del tren trans-ístmico. B) Fotomicrografía en nícoles cruzados que muestra los componentes de la filita siliciclástica.	18
II.5	Dique estrato básico emplazado en la filita siliciclástica, noroeste de El Zapote en el arroyo Guichilona.	19
II.6	A) Filita volcanoclástica al norte de El Porvenir, Oaxaca. B) Fotomicrografía en nícoles cruzados que muestra los componentes mineralógicos de la filita volcanoclástica. Ep= epidota, Pl= plagioclasa, Qz= cuarzo, Zr= zircón.	20
II.7	A) Estratos delgados de mármol al oriente del cerro Verde. B) Horizonte de mármol foliado que aflora en Lagunas, Oaxaca.	21
II.8	A) Afloramiento de metabasalto en el que se aprecia su estructura masiva, arroyo Guichilona al norte de El Zapote. B) Fotomicrografía en nícoles cruzados en la que se observan los componentes minerales del metabasalto. Hbl= hornblenda, Ep= epidota, Pl= plagioclasa.	22
II.9	A) Afloramiento de la serpentinita en el Llano de La Soledad. B) Fotomicrografía en la que se aprecia la textura enrejada característica de las serpentinitas y fracturas rellenas por ilmenita, nícoles cruzados. C) Serpentinita cortada por fracturas con relleno de clorita.	23

Número de Figura	Descripción	Página
II.10	A) Aspecto del conglomerado polimíctico que aflora en la carretera de cuota La Ventosa-Salina Cruz, noreste de Ciudad Ixtepec. B) Imagen que muestra la transición del conglomerado a areniscas de grano fino a medio. Cg= conglomerado, Ar= arenisca.	24
II.11	Depósito piroclástico ubicado en el cerro Campanario, norte de Santo Domingo Chihuitán. A) Imagen que muestra la estructura estratificada del depósito. B) Detalle del depósito en el que se aprecian sus componentes.	25
II.12	A) Afloramiento de dacita en el cerro Campanario, sur de Guevea de Humboldt. B) Fotomicrografía en la que se aprecian los principales componentes minerales de la dacita, luz natural. Hbl= hornblenda, Plg= plagioclasa, Ttm= pseudomorfo de titanomagnetita.	26
II.13	A) Monzonita al sureste del cerro Taberna. B) Fotomicrografía en nícoles paralelos que muestra la composición mineralógica de la monzonita. C) Diorita que intrusión a la filita siliciclástica al sur de Guevea de Humboldt. D) Fotomicrografía de la diorita en la que se aprecian sus componentes minerales, nícoles paralelos. E) Granodiorita que aflora al sur de El Porvenir, intrusión a la filita volcánoclastica. F) Fotomicrografía en nícoles paralelos de la granodiorita, que permite observar su composición mineralógica. Ep= epidota, Hbl= hornblenda, Pl= plagioclasa, Ttm= pseudomorfo de titanomagnetita.	28
III.1	Estructuras principales que afectan a las rocas de la zona de estudio. 1: Formación Todos Santos, 2: Formación Sierra Madre, 3: Filita siliciclástica, 4: Filita volcánoclastica, 5: Mármol, 6: Metabasalto, 7: Rocas sedimentarias continentales, 8: Aluvión.	30
III.2	A) Pliegue recostado de la superficie de estratificación ( $S_0$ ), camino a El Zapote. B) Afloramiento que muestra los planos delgados, continuos y lisos de la esquistosidad ( $S_1$ ), vía del tren trans-ístmico. C) Fotomicrografía del metabasalto que muestra el arreglo paralelo de los cristales de hornblenda (Hbl), epidota (Ep) y plagioclasa (Pl) respecto a la superficie de esquistosidad ( $S_1$ ).	31
III.3	Estereogramas que muestran la geometría de las superficies de estratificación ( $S_0$ ) y esquistosidad ( $S_1$ ), hemisferio inferior, polos.	32
III.4	Proyección estereográfica (hemisferio inferior) que muestra la geometría de los ejes de pliegues generados por la fase de deformación $D_1$ .	32
III.5	Pliegues generados por la primera fase de deformación ( $D_1$ ), la distribución de sus isógonas corresponde a pliegues de Clase 1C (Ramsay, 1967) y se muestra la elipsoide inferida por la reconstrucción de isógonas.	33
III.6	Estereogramas que muestran la geometría de las lineaciones: A) estiramiento, B) intersección y C) asociadas a microplegamiento; hemisferio inferior.	33
III.7	Milonitas desarrolladas en zonas de cizalla asociadas a la fase de deformación $D_1$ . A) milonita en metabasalto al oeste de El Zapote y B) milonita en filitas volcánoclasticas al sur de Carrasquedo.	34

Número de Figura	Descripción	Página
III.8	A) Lineaciones de estiramiento ( $L_1$ ) asociadas a un desplazamiento lateral izquierdo sobre un plano de esquistosidad vertical ( $S_1$ ) que posteriormente fue plegado por el evento $D_2$ ( $S_2$ ), vía del tren transístmico, cerro La Pedrera. B) y C) Zonas de cizalla asociadas a $D_1$ que muestran objetos con geometría asimétrica (tipo $\sigma$ ) e indican una dirección del flujo de la cizalla al sureste, afloramientos al sur de Carrasquedo.	35
III.9	A) Superficies axiales de pliegues de crenulación ( $S_2$ ) en el kilómetro 231 de la carretera Juchitán-Matías Romero. B) Estereograma (hemisferio inferior) con los polos de planos de la superficie de crenulación ( $S_2$ ) y el plano promedio.	36
III.10	Pliegues formados por la fase de deformación $D_2$ , el arreglo de sus isógonas corresponde en su mayoría a pliegues Clase 2 o similares (Ramsay, 1967). Se esquematiza la distorsión de la elipse de deformación bidimensional perpendicular al eje del pliegue. 1C: Pliegue Clase 1C; 2: Pliegue Clase 2.	36
III.11	A) Variación en la relación $t\sigma$ (espesor limbo/espesor charnela) obtenida a través del análisis de las isógonas. El pliegue $D_1$ queda incluido en el campo 1C, mientras que el pliegue de la fase $D_2$ , es un pliegue Clase 2 que muestra aplanamiento generado por cizallamiento paralelo a su plano axial (B).	37
III.12	A) Falla inversa (Falla Vista Hermosa) relacionada a la fase $D_2$ , noroeste de Chivela. B) y C) Fallas inversas al sur de El Zapote que afectan a la filita volcánoclastica y al metabasalto, respectivamente. D) Proyección estereográfica (hemisferio inferior) que contiene los polos de los planos de fallas inversas relacionadas al evento $D_2$ y el plano promedio.	38
III.13	A) Falla normal que afecta a la filita volcánoclastica en un corte del ducto de PEMEX, sureste de Chivela. B) Falla normal que corta a la filita siliciclástica en el kilómetro 232 de la carretera Matías Romero-Juchitán. C) Estrías relacionadas a una falla normal ubicada al noroeste de Santo Domingo Petapa. D) Estereograma (hemisferio inferior) que muestra la geometría de las fallas normales generadas por $D_3$ , polos de los planos de falla y plano promedio.	39
III.14	A) Falla lateral izquierda que afecta a rocas de la Formación Todos Santos en un corte del camino Lázaro Cárdenas-Santa María Chimalapa. B) Detalle de plano de falla en el que se aprecia material de fricción (coloración rojiza). C) Estrías subhorizontales en un plano de falla lateral izquierda al sur de Carrasquedo. D) Estereograma (hemisferio inferior) que muestra la geometría de las fallas laterales generadas por $D_4$ , polos de los planos de falla y plano preferencial.	40
III.15	Esquema que muestra la distribución espacial de la Falla Vista Hermosa, límite entre los terrenos Cuicateco y Maya	42
III.16	Afloramientos en los que se aprecian estructuras asociadas a la Falla Vista Hermosa: A) en el camino Santiago-Santa María Chimalapa, Oax. y B) en la carretera Oaxaca-Valle Nacional a la altura de La Esperanza, Oax. C) la Falla Vista Hermosa al noreste de Yagalaxi, Oax., y D) en el camino Chivela-Cieneguillas, Oax.	43

Número de Figura	Descripción	Página
III.17	Estereograma (hemisferio inferior) que muestra la orientación preferencial de la Falla Vista Hermosa y los planos de falla asociados a ella, polos de los planos de falla.	44
IV.1	Fotomicrografías que muestran las variaciones texturales del metabasalto: A) granoblástica, B) foliada, C) porfidoblástica, D) cataclástica, E) blastomilonítica y F) milonítica, nícoles cruzados.	46
IV.2	Fotomicrografías en nícoles cruzados de los minerales principales en el metabasalto: A) hornblenda (Hbl), B) epidota (Ep) y C) plagioclasa (Pl).	47
IV.3	Fotomicrografías que muestran algunos de los minerales accesorios en el metabasalto: A) clinozoisita, B) cuarzo y C) tremolita, en nícoles cruzados. D) rutilo, en nícoles paralelos. Hbl= hornblenda, Qz= cuarzo.	48
IV.4	Fotomicrografía que muestra el desarrollo de cristales de clorita a lo largo de las superficies de esquistosidad $S_1$ , nícoles paralelos.	49
IV.5	A) Diagrama $SiO_2$ vs $Na_2O+K_2O$ (TAS, Le Maitre <i>et al.</i> , 1989). B) Diagramas Nb/Y vs Zr/TiO <sub>2</sub> (Pearce, 1996). C) Diagrama $SiO_2$ vs $K_2O$ (Le Maitre <i>et al.</i> , 1989). La mayor parte de las muestras son rocas de composición básica, corresponden a basaltos subalcalinos y pertenecen a la serie toleítica.	51
IV.6	A) Datos de elementos de tierras raras del metabasalto normalizados a condrita (valores normalizados de McDonough y Sun, 1995). B) Elementos en traza obtenidos en el metabasalto normalizados a basaltos de cordillera meso-oceánica normal (NMORB), valores normalizados de Sun y McDonough (1989).	52
IV.7	A) Diagramas Ti vs V de Shervais (1982) y B) Diagrama La-Y-Nb de Cabanis y Lecolle (1989) que definen a las muestras como basaltos MORB y N-MORB, respectivamente, y las ubican en un ambiente de cuenca tras arco.	54
IV.8	Diagramas A) Th-Ta-Hf (Wood, 1980) y B) Ti-Zr-Y (Pearce y Cann, 1973), que indican para el metabasalto una fuente de manto empobrecida dentro de un ambiente de cuenca marginal.	55
IV.9	Fotomicrografía que muestra la textura porfídica y los principales minerales de la dacita, nícoles paralelos. Hbl= hornblenda, Pl= plagioclasa, Qz= cuarzo y Ttm=pseudomorfo de titanomagnetita.	56
IV.10	Fotomicrografías que muestran las texturas de las rocas intrusivas, nícoles paralelos. A) monzonita, B) diorita, C) granodiorita y D) granodiorita.	57
IV.11	Fotomicrografías en las que se aprecian los minerales de las rocas intrusivas: A) granodiorita y B) monzonita, nícoles paralelos. Pl= plagioclasa, Hbl= hornblenda, Fk= feldespato potásico, Qz= cuarzo y Ttm= pseudomorfo de titanomagnetita.	58
IV.12	A) Diagrama de elementos mayores $SiO_2-Na_2O+K_2O$ (Le Bas <i>et al.</i> , 1986) que define a las rocas volcánicas como dacitas. B) Diagrama de elementos mayores $SiO_2-Na_2O+K_2O$ (modificado de Le Bas <i>et al.</i> , 1986) que indica que las rocas intrusivas varían de monzonita a granodiorita. C) Diagrama $SiO_2-MgO$ vs $Al_2O_3/TiO_2$ (Middlemost, 1997), la mayor parte de las muestras pertenecen a la serie calcoalcalina.	60

Número de Figura	Descripción	Página
IV.13	A) Datos de elementos de tierras raras de las rocas volcánicas e intrusivas normalizados a condrita (valores normalizados de McDonough y Sun, 1995). B) Elementos en traza obtenidos en las rocas volcánicas e intrusivas normalizados a basaltos de cordillera meso-oceánica normal (NMORB), valores normalizados de Sun y McDonough (1989).	60
IV.14	Diagrama Ta/Yb-Th/Yb (Pearce, 1983). Notar que las muestras están asociadas a un proceso de subducción dentro de un margen activo continental. S: subducción; C: contaminación cortical; I: enriquecimiento intraplaca; CF: cristalización fraccionada.	61
V.1	Imagen de catodoluminiscencia de los zircones detríticos de la filita siliciclástica (Gv-08) que muestra los puntos analizados por ablación láser.	64
V.2	A) Curva de concordia que muestra las edades de zircones detríticos de la filita siliciclástica (Gv-08) y detalle de 0 a 750 Ma. B) Histograma de frecuencia.	64
V.3	Imagen de los zircones detríticos fechados de la filita volcanoclástica Nz-136.	65
V.4	Curva de concordia que muestra las edades de zircones detríticos de la filita volcanoclástica (Nz-136) e histograma de frecuencia.	68
V.5	Imagen de catodoluminiscencia de los zircones analizados en el metabasalto Nz-37	69
V.6	Curva de concordia que indica la edad obtenida para los zircones del metabasalto Nz-137.	70
V.7	Relación Th/U para los zircones del metabasalto Nz-137, como se aprecia los valores de esta relación son mayores a 0.01, por lo que se consideran de origen magmático.	71
V.8	Imagen de los zircones de la diorita (Gv-01) que fueron fechados.	71
V.9	Curva de concordia obtenida para los zircones de la diorita Gv-01.	72
V.10	Imagen que muestra una porción de los zircones detríticos de la arenisca de la Formación Todos Santos que fueron fechados.	73
V.11	Curva de concordia que indica las edades de los zircones detríticos de la arenisca de la Formación Todos Santos (SAMCH-5) e histograma de frecuencia.	74
VI.1	Reconstrucción paleogeográfica para México en el Triásico-Jurásico Medio, modificado de Pindell y Kennan (2009).	80
VI.2	Modelo paleotectónico que muestra la apertura de la cuenca donde se tuvo el depósito de la Formación Todos Santo durante el Triásico-Jurásico Medio.	81
VI.3	Reconstrucción paleogeográfica para México en el Albiano, periodo en el que se tuvo predominantemente el depósito de secuencias calcáreas. Modificado de Pindell y Kennan (2009).	82
VI.4	Modelo paleotectónico que representa el depósito de las rocas carbonatadas de la Formación Sierra Madre en el Albiano-Cenomaniano.	84

Número de Figura	Descripción	Página
VI.5	Reconstrucción paleogeográfica para México en el Maastrichtiano-Paleoceno, se tiene el depósito de la secuencia volcanosedimentaria de la región de Nizanda en una cuenca tras-arco asociada a la actividad del Arco del Caribe. Modificado de Pindell y Kennan (2009). FA= Placa Farallón, NA= Placa de Norteamérica, CA= Placa del Caribe	85
VI.6	Modelo paleotectónico que muestra el depósito de la secuencia volcanosedimentaria de Nizanda relacionado a la actividad volcánica del Arco del Caribe durante el Maastrichtiano-Paleoceno.	86
VI.7	Diagrama de clasificación química de rocas volcánicas e intrusivas (Cox <i>et al.</i> , 1979) en el que se incluyen las muestras de roca analizadas por Delgado-Argote (1989) en la porción noroccidental del terreno Cuicateco (círculos en color gris) y los metabasaltos analizadas en este trabajo en la región de Nizanda (cuadros).	87
VI.8	Reconstrucción paleogeográfica para México en el Paleoceno, periodo en el que dio inicio la deformación de la secuencia volcanosedimentaria por la dinámica transpresiva impuesta por el desplazamiento del Caribe al oriente. Modificado de Pindell y Kennan (2009). FA= Placa Farallón, NA= Placa de Norteamérica	90
VI.9	Modelo paleotectónico propuesto para el Eoceno temprano (?), periodo para el que se plantea el plegamiento y metamorfismo de la secuencia volcanosedimentaria (fase de deformación D <sub>1</sub> ).	91
VI.10	Modelo paleotectónico propuesto para el Eoceno medio (?), periodo para el que se propone actúa la fase de deformación D <sub>2</sub> generando replegamiento y fallamiento inverso.	93
VI.11	Reconstrucción paleogeográfica que muestra el evento transpresivo que origina el replegamiento y fallamiento inverso, fase de deformación D <sub>2</sub> , en la secuencia volcanosedimentaria. Modificado de Pindell y Kennan (2009). FA= Placa Farallón, NA= Placa de Norteamérica	95
VI.12	Reconstrucción paleogeográfica para el Oligoceno temprano (?), en la que se plantea la generación de cuencas sedimentarias por fallamiento normal (fase de deformación D <sub>3</sub> ). Modificado de Pindell y Kennan (2009). FA= Placa Farallón, NA= Placa de Norteamérica	95
VI.13	Modelo paleotectónico propuesto para el Oligoceno temprano (?), periodo en el que predominó el fallamiento normal que propició la formación de cuencas sedimentarias y su posterior relleno con sedimentos de carácter continental.	96
VI.14	Reconstrucción paleogeográfica para el Mioceno medio (?), periodo en el que se tiene la actividad del Arco Centroamericano en la región. Modificado de Pindell y Kennan (2009).	97
VI.15	Modelo paleotectónico planteado para el Mioceno tardío (?), periodo en el que el fallamiento lateral, fase de deformación D <sub>4</sub> , predominó en la región.	98
VI.16	Reconstrucción paleogeográfica para el Mioceno medio donde se tuvo principalmente fallamiento lateral izquierdo como respuesta a la dinámica del límite norte de la Placa del Caribe. Modificado de Pindell y Kennan (2009).	110

## Índice de Tablas

Número de tabla	Descripción	Página
I.1	Estándares de Referencia Geoquímica empleados en la medición de elementos mayores por Fluorescencia de Rayos X.	9
I.2	Estándares de Referencia empleados en el análisis de elementos en traza.	10
IV.1	Análisis de elementos mayores y en traza de los metabasaltos de la secuencia metavolcanosedimentaria.	50
IV.2	Análisis de elementos mayores y en traza de las rocas volcánicas e intrusivas del terreno Cuicateco.	59
V. 1	Análisis geocronológicos U-Pb para zircones detríticos de la filita siliciclástica (Gv-08). Longitud 95° 22'31.31"O, latitud 16° 48'38.15" N.	63
V.2	Análisis geocronológicos U-Pb de zircones detríticos de la filita volcanoclástica (Nz-136). Longitud 95° 04'1.96" O, latitud 16° 44'15.23" N.	66
V.3	Análisis geocronológicos U-Pb para zircones del metabasalto (Nz-137). Longitud 95° 09' 04.95" O, latitud 16° 42'41.85" N.	69
V.4	Análisis geocronológicos U-Pb de zircones de la diorita (Gv-01). Longitud 95° 23' 08.62" O, latitud 16° 48' 38.08" N.	72
V.5	Análisis geocronológicos U-Pb de zircones detríticos de una muestra de arenisca de la Formación Todos Santos (SAMCH-5). Longitud 94° 58' 27.45" O, latitud 16° 45' 09.25" N.	75

# CAPÍTULO I

## Introducción

La geología del sur de México es el resultado de una variedad de procesos geológicos (deformación, metamorfismo, magmatismo, etc.), que han actuado desde el Proterozoico hasta nuestros días. Para analizar la complejidad que resulta de tal diversidad de procesos, se han desarrollado trabajos encaminados a identificar las características y temporalidad de cada uno de los eventos geológicos presentes, tarea que no ha sido fácil.

A partir de la década de los 80's, con la implementación de la metodología de los terrenos tectonoestratigráficos y recientemente, con el uso de nuevas tecnologías para la obtención de datos geoquímicos y geocronológicos, se ha logrado un avance significativo en el entendimiento de la región meridional de México.

El terreno Cuicateco (Sedlock *et al.*, 1993), también conocido como dominio Cuicateco (Carfantán, 1981) o terreno Juárez (Campa y Coney, 1983), se ha considerado como un cinturón orientado NO-SE que corre desde Tehuacán y hasta la región del Istmo de Tehuantepec formado por rocas de arco y oceánicas del Jurásico y Cretácico fuertemente plegadas, cizalladas y en algunos casos metamorfozadas a facies de esquisto verde (Carfantán, 1981; 1983; Sedlock *et al.*, 1993).

Los protolitos sedimentarios y volcánicos del terreno Cuicateco fueron depositados en una cuenca jurásico-cretácica temprana cuyo origen ha sido considerado como enigmático (Sedlock *et al.*, 1993). Se plantea que esos protolitos fueron deformados durante el cierre de la cuenca, en el Cretácico tardío-Paleoceno, debido a la convergencia de los macizos continentales Zapoteco y Maya, durante la orogenia Laramide.

El trabajo de diversos autores ha permitido el planteamiento de modelos tectónicos y paleogeográficos encaminados a explicar la naturaleza y evolución del terreno Cuicateco. Estos modelos incluyen: el depósito de la secuencia

volcanosedimentaria en una cuenca marginal donde la oceanización no fue suficiente para originar una verdadera cuenca oceánica, ya que no hay el desarrollo de una secuencia ofiolítica completa (Carfantan, 1985); cuencas interiores pequeñas asociadas a un arco (Delgado-Argote, 1989), o una cuenca de rift o *pull-apart* (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994; Ángeles, 2006) cuya evolución ha sido planteada para el Jurásico superior-Cretácico medio.

A pesar del conocimiento hasta ahora adquirido respecto al terreno Cuicateco, aún existen cuestionamientos por resolver. En este sentido, este trabajo aporta datos: 1) cartográficos, que muestran la distribución espacial y relaciones entre las distintas unidades litológicas; 2) estructurales, encaminados a definir las fases y condiciones de deformación, y a establecer la relación metamorfismo-deformación; 3) geoquímicos, que permiten determinar el ambiente de formación de las rocas ígneas; y 4) geocronológicos, que acotan la temporalidad máxima para el depósito de las rocas sedimentarias, precisan la edad de cristalización de las rocas ígneas y ubican temporalmente los eventos de deformación. Considerando lo anterior, se pretende establecer la naturaleza y evolución de la cuenca en la que se depositó la secuencia metavolcanosedimentaria de la región de Nizanda, Oaxaca que hasta ahora ha sido incluida dentro de la Cuenca Cuicateca.

## **I.1 Localización**

El área de estudio se ubica en el sureste de México, en la región del Istmo de Tehuantepec (Figura I.1), está limitada por las coordenadas 95° 23" y 94° 40" longitud oeste y 16° 34" y 16° 52 " latitud norte. Las poblaciones más importantes son: Matías Romero, Ciudad Ixtepec, Nizanda, San Miguel Chimalapa y Guevea de Humboldt.

La vía de acceso principal es la carretera Trans-ístmica número 185, en su tramo Matías Romero-La Ventosa-La Venta. Adicionalmente, existen carreteras pavimentadas de segundo orden (Ciudad Ixtepec-Guevea de Humboldt, El Mezquite-Santa María Chimalapa, La Venta-San Miguel Chimalapa y Lagunas-Santo Domingo Petapa) y caminos de terracería que permiten el fácil acceso a los afloramientos y que se encuentran en buen estado la mayor parte del año.

## **I.2 Marco Geológico**

El terreno Cuicateco (Carfantan, 1981; Sedlock *et al.*, 1993) también definido como terreno Juárez (Campa y Coney, 1983), se ubica en el sureste de México, entre los terrenos Zapoteco y Maya (Sedlock *et al.*, 1993; Figura 2). Es una franja orientada noroeste-sureste con una longitud mayor a los 230 kilómetros y está formada por una secuencia de rocas volcanosedimentarias con

metamorfismo de grado bajo que ha sido considerada hasta ahora como del Jurásico-Cretácico (Carfantan, 1983; Campa y Coney, 1983; Delgado-Argote, 1988; Barboza-Gudiño, 1994; Ángeles, 2006).

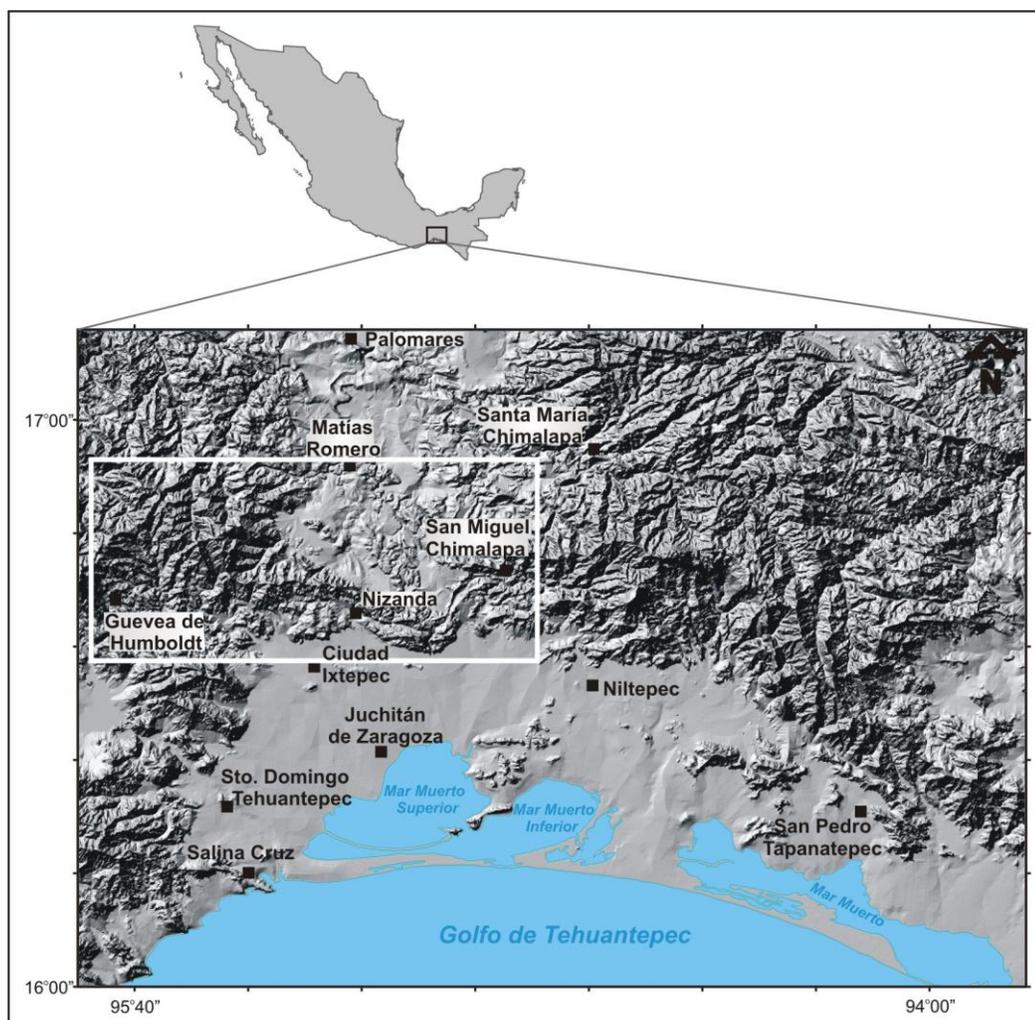


Figura I.1. Ubicación del área de estudio en la región del Istmo de Tehuantepec.

La asociación litológica del terreno Cuicateco, definida principalmente para la Sierra Mazateca y una porción del Istmo de Tehuantepec, incluye serpentinitas, leucogranitos, metagranitoides, migmatitas, metalavas y sedimentos vulcanogénicos (Carfantan, 1981; 1983; 1985; Delgado-Argote, 1989; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990; Barboza-Gudiño y Schwab, 1996; Ángeles, 2006). A partir de los escasos análisis geoquímicos realizados en rocas ígneas de la Sierra Mazateca, se ha obtenido que éstas muestran un comportamiento químico atípico, ya que presentan una variedad desde una toleíta (Delgado-Argote, 1989) hasta un carácter alcalino (Ángeles, 2006). La presencia de rocas ultramáficas ha permitido sugerir que éstas sean parte de un complejo ofiolítico (Carfantan, 1983) y por consiguiente representar el remanente de una corteza oceánica del Jurásico

tardío-Cretácico temprano (Carfantan, 1981), o que sean parte de las raíces de un arco volcánico andesítico que fueron transportadas a la superficie durante la tectónica compresiva a finales del Cretácico (Delgado-Argote, 1988; 1989).

La edad cretácica de estas rocas ha sido determinada por varios métodos: para la región de la Sierra Mazateca, Delgado-Argote *et al.* (1992) obtuvieron una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  promedio para hornblendas de una diorita y clinopiroxenita de 130 Ma (Cretácico Temprano) que afloran en el área de Teotitlán, Oaxaca; mientras que Alzaga-Ruiz y Pano (1989) y Carrasco (1978) determinaron la edad de sedimentación volcanoclástica en el intervalo Titoniano-Barremiano con base en microfaua de la familia de los Calpionélidos (*Crassicolaria sp.*, *Tintinnopsella sp.* y *Lorenzielle sp.*). En la región del Istmo de Tehuantepec, la presencia de radiolarios berriasianos-valanginianos dentro de las rocas volcanosedimentarias (Carfantan, 1981) y el depósito de las rocas carbonatadas del Albiano son indicadores del cese del vulcanismo en la zona, y restringen la edad de la cuenca Cuicateca al pre-Albiano (Carfantan 1985).

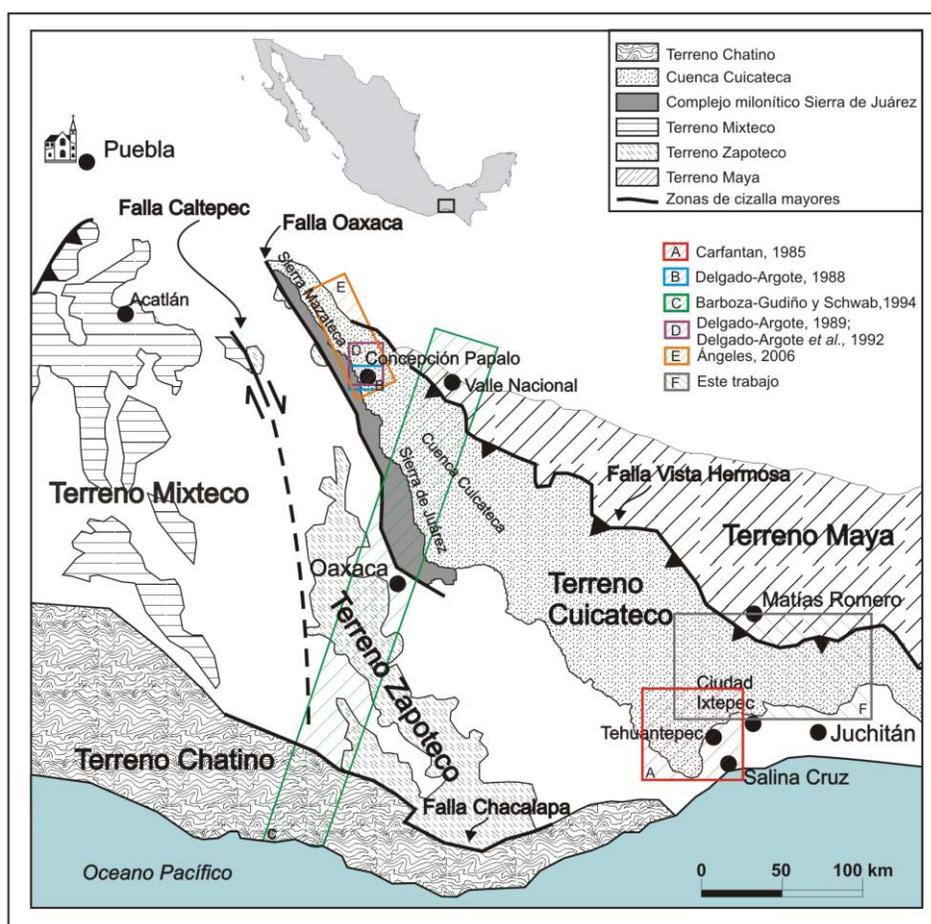


Figura 1.2. Distribución de los terrenos tectonoestratigráficos en el sureste de México según Sedlock *et al.* (1993), modificado de Solari *et al.* (2004). Se muestra la ubicación de las áreas previamente estudiadas y el área que cubre este trabajo.

El metamorfismo y metasomatismo parcial que sufrieron algunas de las rocas del terreno Cuicateco han sido considerados de origen sintectónico y asociados a un evento transtensional dextral de edad Titoniano-Barremiano (Ángeles, 2006), producto de una fase compresiva en el Coniaciano (Carfantan, 1985), o bien un evento compresivo hacia finales del Cretácico (Delgado-Argote, 1988).

La secuencia del terreno Cuicateco define un cinturón de pliegues y cabalgaduras orientado NNO–SSE con vergencia al oriente, cuyo origen se ha atribuido a la Orogenia Laramide del Cretácico Tardío-Terciario Temprano (Carfantan, 1985; Delgado-Argote, 1989; Ángeles, 2006). Dentro de este cinturón se incluye el cinturón milonítico del frente suroccidental de la Sierra de Juárez definido por Barboza-Gudiño y Schwab (1996). El evento que generó el cinturón de pliegues y cabalgaduras dio lugar al cierre de la cuenca, por la convergencia de los macizos continentales Mixteco/Zapoteco y Maya (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990; Sedlock *et al.*, 1993). Los eventos tectónicos más jóvenes están caracterizados por una deformación frágil representada por fallamiento lateral y normal del Eoceno-Mioceno (Carfantan, 1985; Ángeles, 2006).

Un episodio magmático en el Mioceno generó una secuencia importante de derrames riolíticos y dacíticos, y el emplazamiento de cuerpos plutónicos de composición granodiorítica, que cubrieron e intrusieron a las rocas de la cuenca Cuicateca. Este evento fue considerado como consecuencia de la migración de la placa Caribe y la evolución de la zona de subducción pacífica en ese tiempo (Carfantan, 1985), o como resultado del cambio en la geometría de la zona de subducción determinada por el paso del punto triple trinchera-trinchera-transformante que acompañó al Bloque Chortís y la exhumación del margen continental (p. ej. Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1996).

Los límites tectónicos que se han establecido para el terreno Cuicateco corresponden a dos estructuras importantes (Figura 1.2): en el borde occidental, el Complejo Milonítico Sierra de Juárez o la Falla Oaxaca como límite con el terreno Zapoteco (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990; Barboza-Gudiño y Schwab, 1996), y en el oriente, la Falla Vista Hermosa constituyendo el límite con el terreno Maya (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990; Barboza-Gudiño y Schwab, 1996; Jording *et al.*, 2000).

Las características litológicas, químicas y los datos geocronológicos escasos del terreno Cuicateco han permitido plantear tres hipótesis para explicar el origen y evolución de este terreno: 1) una cuenca oceánica marginal pre-albiana (Figura 1.3A), caracterizada por rocas básicas y ultrabásicas con afinidad de piso oceánico, cubiertas por depósitos de detritos provenientes de dominios continentales emergidos y de procedencia relacionada a los basamentos de Chiapas y de Oaxaca (Carfantan, 1983;1985); 2) una cuenca tras-arco o de arco volcánico del Jurásico superior-Cretácico inferior relacionada a una serie de

cuencas menores con asociaciones de lavas andesíticas, tobas y rocas sedimentarias, en un escenario de zona de subducción (Delgado-Argote, 1989); y 3) una secuencia volcanosedimentaria que se depositó en una cuenca de *rift* o cuenca *pull-apart* (Figura I.3B) establecida durante el Jurásico superior- Cretácico medio y relacionada a un sistema de cizalla lateral izquierda en la margen occidental del Golfo de México (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994), o una cuenca *pull apart* asociada a un régimen transtensional dextral (Figura I.3C, Ángeles, 2006).

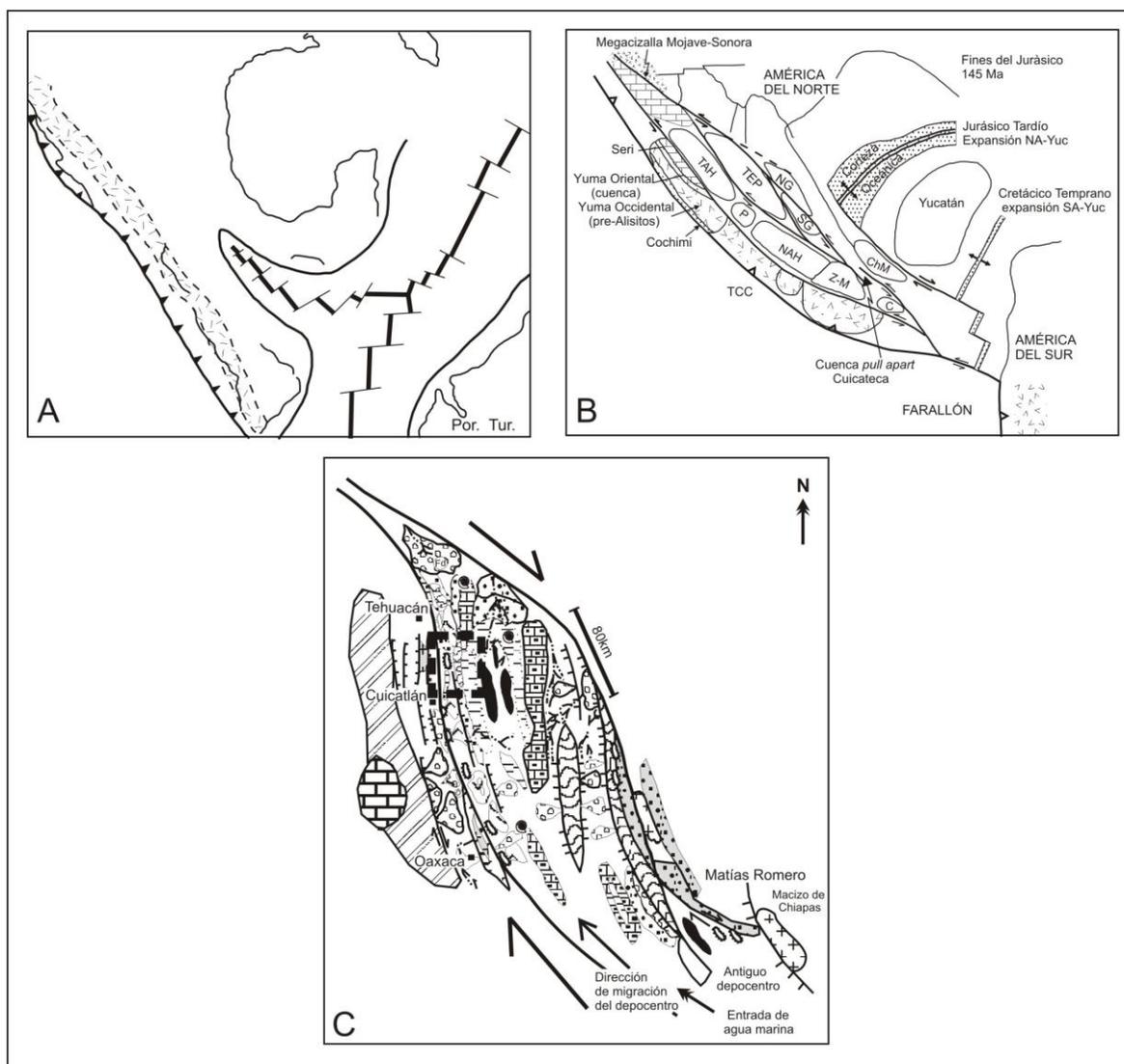


Figura I.3. Modelos planteados para explicar el origen del terreno Cuicateco: A) cuenca oceánica marginal (Carfantán, 1983); B) cuenca de *rift* o *pull apart* relacionada a una cizalla lateral izquierda (Sedlock *et al.*, 1993), P= Pericú, SG= Guachichil Sur, NG= Guachichil Norte, ChM= Macizo de Chiapas, C= Cuba; y C) cuenca *pull apart* asociada a un régimen transtensional dextral (Ángeles, 2006).

### **I.3 Justificación**

Los trabajos previos han aportado información acerca de las características de las rocas del terreno Cuicateco, sin embargo, los análisis realizados son poco representativos del terreno en su conjunto, ya que la mayor parte se han hecho en la porción noroccidental. Los datos geoquímicos obtenidos para las rocas volcánicas no han permitido establecer el ambiente tectónico para su formación, aún cuando se ha planteado que el vulcanismo puede estar asociado a una cuenca tipo *rift* o una cuenca oceánica (Carfantan, 1983; Sedlock *et al.*, 1993), hay datos que sugieren vulcanismo relacionado a un arco (Delgado-Argote, 1989). La edad de las rocas de la secuencia volcanosedimentaria se ha considerado como del Cretácico temprano (Carfantan, 1985; Delgado-Argote *et al.*, 1992; Ángeles, 2006), no obstante, entre las unidades litológicas existen relaciones de campo que sugieren una edad más joven para ellas y para los eventos de deformación que las afectaron. Considerando lo anterior, se planteó el resolver la problemática que atañe al terreno Cuicateco estudiando de manera detallada la porción sureste, región donde afloran unidades litológicas representativas del mismo.

### **I.4 Objetivo**

El objetivo principal de este trabajo es determinar la naturaleza de la cuenca en la que se depositó la secuencia metavolcanosedimentaria que aflora en el área de Nizanda Oaxaca, considerada a ser parte de la Cuenca Cuicateca, y sus implicaciones tectónicas en la evolución mesozoica-cenozoica del sureste de México, con base en el análisis geológico, estructural, geoquímico y geocronológico.

### **I.5 Metodología**

Para lograr el objetivo principal, se desarrollaron las actividades e implementaron las metodologías que se describen a continuación:

Durante el trabajo de campo se identificaron, describieron y plasmaron en un mapa geológico las distintas unidades litológicas, además de un análisis estructural encaminado a la identificación de fases de deformación y a establecer la relación estructura - metamorfismo.

Se realizó el muestreo de rocas para análisis químicos enfocados a determinar las concentraciones de los elementos mayores, tierras raras y elementos en traza del metabasalto, de las rocas volcánicas e intrusivas, y para la geocronología por el método U-Pb por ablación láser en zircones detríticos de filitas y una arenisca, y zircones ígneos de un metabasalto y una diorita.

## **I.5.1 Geoquímica de Roca Total**

Se llevaron a cabo análisis geoquímicos en 14 muestras de metabasalto, 2 ejemplares de rocas volcánicas y 4 muestras de rocas intrusivas. Los elementos mayores fueron analizados por Fluorescencia de Rayos X (XRF), siguiendo la metodología de Lozano y Bernal (2005), mientras que, las concentraciones de los elementos en traza se determinaron con un Espectrómetro de Masas de Plasma Acoplado por Inducción (ICP-MS) en el Centro de Geociencias de la UNAM, de acuerdo con la metodología reportada por Mori *et al.* (2007).

### **I.5.1.1 Elementos Mayores**

Las muestras de roca triturada y pulverizada se homogenizaron y fueron secadas en una parrilla a 110°C durante un periodo de dos horas, a fin de obtener polvos en base calcinada. Se pesaron 0.5 g de cada una de las muestras, que posteriormente fueron fundidas junto con 10 g de metaborato de litio y tetraborato de litio en relación 1:1 para obtener una perla, la cual fue analizada por elementos mayores dentro de un sistema secuencial de Fluorescencia de Rayos X *Siemens* SRS 3000 calibrado con estándares internacionales certificados y dos estándares internos (IG2 y BCU3; Tabla I.1) en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología (UNAM). La pérdida por calcinación (PXC) se determinó en 1.0 g de muestra calentado a 1000° C por una hora.

### **I.5.1.2 Elementos en Traza**

La concentración de elementos en traza se obtuvo en el Laboratorio de Espectrometría de Masas del Centro de Geociencias (UNAM), Campus Juriquilla, utilizando un espectrómetro de masas de fuente de plasma inducido acoplado (ICP-MS, marca *Thermo Series Xii*). Las muestras analizadas fueron 14 metabasaltos, 2 rocas volcánicas y 4 rocas intrusivas, junto con 6 estándares internacionales certificados y dos estándares internos (Tabla I.2), y 2 blancos analíticos (Mori *et al.*, 2007).

Todas las muestras fueron diluidas con una solución estándar interna de Ge (10 ppb), In (5 ppb), Tm (5 ppb) y Bi (5 ppb) a fin de monitorear la variación instrumental.

La preparación de las muestras se realizó en recipientes de teflón marca *Savillex* de 15 ml, en donde se pesaron en promedio 50 mg de polvo homogenizado de roca total y estándares. Las muestras fueron digerida en 1 ml de HF más 0.5 ml 8 N HNO<sub>3</sub> y puestas en un parrilla a ~ 100°C. Los ácidos fueron evaporados para su secado y posteriormente fundidos dos veces con 15 gotas de 16 N HNO<sub>3</sub> que fueron agregadas para romper los fluoruros. Una vez que el ácido fue evaporado para su secado, se agregaron 2 ml de agua deionizada más 2 ml 8

N HNO<sub>3</sub>, y las muestra se dejaron cerradas sobre una parrilla a ~ 100°C. Todas las muestras estuvieron en solución completa después de este paso.

Estándares	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
<b>NIM-S</b> (Sienita)	63.54	0.05	17.16	1.44	0.01	0.48	0.68	0.41	15.40	0.14
<b>NIM-P</b> (Piroxenita)	51.18	0.20	4.27	12.78	0.22	25.35	2.67	0.38	0.09	0.02
<b>JB1A</b> (Basalto)	52.16	1.30	14.51	9.10	0.15	7.75	9.23	2.74	1.42	0.26
<b>NIM-N</b> (Riolita)	52.65	0.20	16.47	8.95	0.18	7.56	11.47	2.47	0.25	0.04
<b>JG1</b> (Granodiorita)	72.31	0.25	14.25	2.21	0.06	0.76	2.15	3.37	3.92	0.09
<b>QLO-1</b> (Latita)	65.55	0.62	16.18	4.35	0.09	1.00	3.17	4.20	3.60	0.25
<b>NIM-G</b> (Granito)	75.73	0.09	12.13	1.96	0.02	0.05	0.77	3.36	5.04	0.02
<b>IG2*</b> (Arena)	98.01	0.08	0.29	0.86	0.01	0.17	0.00	0.14	0.02	0.00
<b>ES3</b> (Caliza)	4.63	0.07	1.07	0.62	0.06	0.79	50.86	0.08	0.52	0.42
<b>ES4</b> (Dolomita)	2.88	0.04	0.74	0.38	0.06	20.47	29.35	0.07	0.26	0.01
<b>FKN</b> (Feldespató)	65.02	0.02	18.61	0.09	0.01	0.01	0.11	2.58	12.81	0.02
<b>BCU3*</b> (Basalto)	50.58	1.75	16.17	9.53	0.14	8.17	8.04	3.86	1.15	0.54
<b>BE-N</b> (Basalto)	38.20	2.61	10.07	12.84	0.20	13.15	13.87	3.18	1.39	1.05
<b>AL-I</b> (Albita)	69.34	0.01	18.59	0.08	0.00	0.04	0.38	10.59	0.14	0.04
<b>DTN</b> (Distena)	36.45	1.40	59.20	0.66	0.01	0.04	0.04	0.04	0.12	0.09
<b>DTS1</b> (Dunita)	40.47	0.00	0.32	8.69	0.12	49.65	0.14	0.00	0.00	0.00

Tabla I.1. Estándares de Referencia Geoquímica empleados en la medición de elementos mayores por Fluorescencia de Rayos X.

Las muestras fueron diluidas a 1:2000 para proveer una concentración adecuada a los límites de detección del instrumento y para producir señales fuertes requeridas para una precisión alta. La calibración y la reducción de los datos fueron basadas en la digestión de seis estándares de roca certificados internacionalmente (AGV-2, BCR-2, BHVO-2, JB-2, JR-1 y ZZ), dos blancos que siguieron el mismo procedimiento químico de las muestras, y repetidos análisis de

un basalto estándar interno (MAR, muestra PS-99-25 del Macizo de Palma Sola; Gómez Tuena *et al.*, 2003). La reproducibilidad de los datos de los elementos traza está basada en digestión múltiple de los estándares de roca internacionales certificados reportados en la Tabla 1.2.

Estándares	AGV-2 (Andesita)	BCR-2 (Basalto)	BHVO-2 (Basalto)	JB-2 (Basalto)	JR-1 (Riolita)	MAR (Basalto)	SMAR (Basalto)	ZZ (Basalto)
Li	10.98	9.20	4.53	8.12	63.59	5.49	5.45	7.35
Be	2.47	2.28	1.28	0.32	3.46	0.41	0.40	2.23
Sc	13.50	32.56	31.20	54.21	6.26	40.14	39.96	21.76
V	117.36	441.81	318.03	576.06	4.81	271.32	269.62	231.37
Cr	16.73	16.31	282.68	24.89	2.66	317.71	316.97	149.38
Co	15.88	36.69	44.94	36.44	0.71	56.65	56.33	46.64
Ni	18.42	12.68	114.53	13.64	1.47	154.19	152.77	88.11
Cu	53.22	24.75	135.45	222.29	-0.33	69.71	69.31	51.64
Zn	86.35	129.54	103.05	102.62	27.48	77.82	77.23	102.41
Ga	21.31	22.60	21.90	16.74	16.56	16.49	16.52	21.77
Sr	658.57	337.55	395.43	177.52	28.76	91.98	91.87	783.89
Rb	69.16	47.24	9.30	6.45	243.60	1.09	1.08	23.25
Y	20.25	37.61	27.07	24.46	43.39	32.44	32.39	29.14
Zr	233.50	184.22	174.46	49.70	93.13	77.43	77.17	269.70
Nb	15.02	13.04	19.50	0.58	15.64	1.56	1.55	43.06
Sn	1.85	2.12	1.66	0.48	2.66	0.62	0.61	2.01
Sb	0.58	0.39	0.12	0.26	1.21	0.05	0.05	0.10
Cs	1.16	1.12	0.10	0.76	19.45	0.03	0.03	0.18
Ba	1144.06	683.20	129.14	218.25	46.98	8.07	8.00	286.59
La	38.35	24.92	15.23	2.34	18.88	2.25	2.23	31.06
Ce	68.60	52.25	37.91	6.44	41.40	7.23	7.19	67.68
Pr	8.17	6.76	5.32	1.09	5.78	1.28	1.27	8.38
Nd	30.46	28.39	24.44	6.48	22.82	7.69	7.67	34.53
Sm	5.68	6.75	6.20	2.26	5.93	2.83	2.85	7.60
Eu	1.57	1.88	2.01	0.82	0.29	1.04	1.04	2.35
Tb	0.67	1.08	0.95	0.58	0.98	0.76	0.75	1.04
Gd	4.66	6.87	6.20	3.25	5.71	4.21	4.21	6.98
Dy	3.53	6.29	5.35	3.94	6.11	5.14	5.14	5.60
Ho	0.68	1.33	1.02	0.89	1.26	1.16	1.16	1.08
Er	1.82	3.66	2.53	2.51	3.75	3.28	3.30	2.76
Yb	1.65	3.40	2.00	2.55	4.62	3.20	3.19	2.24
Lu	0.25	0.52	0.28	0.39	0.71	0.48	0.48	0.32
Hf	5.17	4.76	4.37	1.46	4.46	2.00	2.01	5.79
Ta	0.91	0.81	1.24	0.04	1.74	0.22	0.22	2.61
Tl	0.22	0.22	0.00	0.01	1.17	0.00	-0.01	0.03
Pb	14.04	10.68	1.55	5.33	19.36	0.34	0.34	2.77
Th	6.42	6.19	1.25	0.25	21.28	0.08	0.08	3.63
U	1.89	1.68	0.41	0.15	8.88	0.06	0.07	1.10

Tabla I.2. Estándares de Referencia empleados en el análisis de elementos en traza.

### I.5.2 Geocronología U-Pb

Con la finalidad de obtener información acerca de las edades de cristalización, procedencia y depósito de las rocas de la secuencia metavolcanosedimentaria, se llevaron a cabo fechamientos por el método de U-Pb en zircones del metabasalto (Nz-137), en zircones detríticos de la filita vulcanoclástica (Nz-136), y una arenisca de la Formación Todos Santos (SAMCH-5); utilizando el método de Ablación Láser acoplada a un ICPMS multicolector, siguiendo la metodología reportada por Gehrels *et al.* (2008), en el *Arizona Laserchron Center* de la Universidad de Arizona, E.U.

Adicionalmente, se fecharon por el método U-Pb zircones de una roca volcánica (Gv-01) y zircones detríticos de una filita siliciclástica (Gv-08), utilizando el método Ablación Láser-ICPMS y aplicando la metodología sugerida por Solari *et al.* (2009b) en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM.

Los concentrados minerales resultantes de la trituración y pulverización de las rocas colectadas en campo, se sometieron a un proceso de separación que inició con la mesa *Wilfley* del taller de separación de minerales del Instituto de Geología (UNAM). Las fracciones de los minerales más densos fueron separadas en taller de separación de minerales del Instituto de Geofísica por medio de un separador isodinámico *Frantz* a diferentes ángulos e intensidades de corriente, a fin de obtener un concentrado de minerales no magnéticos a 2.0A. El concentrado resultante constituido en su mayoría por cristales de plagioclasa, cuarzo y accesorios fue sometido a separación por líquidos pesados (ioduro de metileno), con lo que fue posible obtener concentrados de zircón.

Los zircones fueron seleccionados manualmente bajo un microscopio estereoscópico y montados en resina epóxica. Posteriormente fueron desvastados con papel lija (#1500) hasta los niveles medios de los cristales, y finalmente pulidos con un compuesto de polvo de diamante de 6  $\mu\text{m}$  y 1  $\mu\text{m}$ .

Con el fin de identificar las estructuras internas, así como los posibles núcleos heredados en los zircones, éstos fueron analizados por catodoluminiscencia con un luminoscopio ELM-3R.

Justo antes de la introducción de las muestras en la celda de ablación, estas fueron bañadas en agua MiliQ en el ultrasonido y finalmente limpiadas con  $\text{HNO}_3$  1M, de esta manera se evitaron impurezas y contaminación de Pb común.

Los fechamientos de U-Pb en zircones de las muestras Nz-136, Nz-137 y SMCH-5 se llevaron a cabo en el *Arizona Laserchron Center* de la Universidad de

Arizona, E.U., mediante un sistema formado por un espectrómetro de masas de fuente de plasma inducido (LA-ICPMS, *GVI Isoprobe*) que es acoplado a un sistema de ablación láser de exímeros (*New Wave Instruments and Lambda Physik*) de 193 nm. La ablación láser produce un diámetro de perforación de 35 o 25  $\mu\text{m}$  para la mayoría de las aplicaciones. El láser se fija en un índice de repetición de 8 Hz y densidad de energía de  $\sim 4 \text{ J/cm}^2$ , de los cuales se ablaciona en una velocidad de  $\sim 1 \mu\text{m/s}$  generando una profundidad de perforación de  $\sim 12 \mu\text{m}$ . Esto produce una señal de  $\sim 100,000$  cps por ppm de U en el zircón. El material ablacionado se remueve de la celda de ablación por medio de He mezclado con Ar, y pasa a través del espectrómetro de masas (ICP-MS). La adquisición de los datos involucra: 1) una sola integración de 12 segundos en picos sin el láser encendido para medir intensidades del fondo en-pico, 2) 12 segundos de ablación láser durante los cuales las intensidades son integradas una vez por segundo, y 3)  $\sim 30$  segundos con el láser apagado para permitir que todo el material de la muestra se purgue a través del sistema y preparar para el siguiente análisis.

Todos los aspectos de la reducción de los datos son conducidos fuera de línea con una hoja de balance de Excel (*agecalc*) equipada con macros VBA. Este sistema es completamente automatizado para importar datos de los archivos *Isoprobe*, realizando las correcciones necesarias, y el cálculo de edades, incertidumbres, y correlaciones de error. Siguiendo la extracción de los archivos *Isoprobe*, sólo son aplicadas tres correcciones antes del cálculo de la edad.

Los fechamientos de U-Pb en zircones de las muestras Gv-01 y Gv-08 se realizaron en el Centro de Geociencias (UNAM), con un sistema compuesto por un láser de excímeros (LPX220, *Lambda Physik*) de ArF de 193 nm que forma parte del equipo *Resolution Laser Ablation System* producido por *Resonetics* y conectado a un espectrómetro de masas de fuente de plasma inducido acoplado (ICP-MS) de cuádruplo marca *Thermo Series Xii* equipado con juego de conos Xs (alta sensibilidad) especiales para análisis isotópicos U-Pb por ablación láser, así como una antorcha de cuarzo, electrodos y conectadores. El transporte del material ablacionado en dirección del ICP-MS es realizado con 600 ml He que son mezclados al salir de la celda con 3 ml  $\text{N}_2$  y posteriormente con 700 ml de Ar.

Los parámetros analíticos durante la medición fueron los siguientes: energía de láser a 160 mJ, desmagnificación de 25X que corresponde a una densidad de energía de  $8 \text{ J/cm}^2$  en el objetivo, diámetro del punto en la muestra de 34  $\mu\text{m}$  generando una profundidad de perforación de 25  $\mu\text{m}$  en el zircón después de un total de 150 pulsos con una frecuencia de 5 Hz en un tiempo de 30 segundos. El ICP-MS es optimizado antes de cada sesión analítica usando un vidrio estándar NIST 612 con un escaneo tipo *raster* a 0.5 mm/min y 34  $\mu\text{m}$  de diámetro de punto. Los parámetros de intensidad alcanzados por el detector son  $^{238}\text{U}$  (110 000 cps),

$^{208}\text{Pb}$  (50 000 cps), la relación  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$  (aproximadamente 1.05), y la relación de óxidos expresada como  $\text{ThO}^+/\text{Th}^+$  menor al 0.4%.

Una secuencia analítica típica de zircones comprende el análisis de 5 zircones estándar, seguido de 5 zircones de muestra, para continuar con un análisis de estándar cada 5 muestras. La medición de cada muestra termina con la corrida de dos zircones estándar. El tiempo total para cada análisis es de 75 segundos, de los cuales 20 segundos son de ruido de fondo (*background*), 30 segundos de ablación del zircón para finalizar con 25 segundos de lavado y reposicionamiento.

En el análisis de los zircones se obtienen las señales isotópicas de  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  para determinar las relaciones isotópicas necesarias para el cálculo y determinación de las edades U-Pb. De manera adicional se obtienen los isótopos  $^{29}\text{Si}$ ,  $^{31}\text{P}$ ,  $^{49}\text{Ti}$ ,  $^{89}\text{Y}$ ,  $^{91}\text{Zr}$ ,  $^{139}\text{La}$ ,  $^{140}\text{Ce}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{153}\text{Eu}$ ,  $^{163}\text{Dy}$ ,  $^{175}\text{Lu}$  y  $^{177}\text{Hf}$  como estándares internos (Si y Zr) para la cuantificación de elementos en traza. Las tierras raras, P, Ti e Y son monitoreados como indicadores de inclusiones como algunos fosfatos u otros silicatos que pudieran modificar las relaciones de U-Th-Pb en el zircón, generando una cantidad anómala de Pb común.

Finalmente, las concentraciones de U y Th se calibraron con los valores de elementos en traza del vidrio NIST 612. La corrección de las relaciones isotópicas y de las edades por exceso de Pb, Pb común, la corrección de los diagramas de Tera-Wasserburg, y la construcción de los diagramas de concordia y gráficas, se realizaron siguiendo la metodología sugerida por Solari *et al.* (2009b).

## CAPÍTULO II

### Geología

La zona de estudio está caracterizada por una secuencia metavolcanosedimentaria que hasta ahora ha sido considerada como parte de la evolución de la Cuenca Cuicateca dentro del terreno Cuicateco (Carfantan, 1981; Sedlock *et al.*, 1993; Figura I.2). La secuencia está formada por metabasaltos y serpentinitas con protolitos ígneos volcánicos y subvolcánicos y filitas–esquistos (pelítico–calcáreos) que presentan un metamorfismo de grado bajo y una deformación importante. La secuencia es sobreyacida por rocas sedimentarias continentales terciarias y por depósitos piroclásticos de composición intermedia-riolítica de 16 Ma (Williams y McBirney, 1969), depósitos de bloques y cenizas, y derrames de dacitas miocénicos (Iriondo *et al.*, 2004), y está intrusionada por cuerpos de monzonita-granodiorita miocénicos (Solé *et al.*, 2007).

Al norte, en las inmediaciones de Matías Romero, afloran conglomerados, areniscas y limolitas de carácter continental relacionados a la Formación Todos Santos (Terreno Maya; Herrera y Estavillo, 1991), así como calizas de la Formación Sierra Madre (Quezada, 1978). Se considera que las rocas del terreno Cuicateco cabalgan a las del terreno Maya por medio de una falla inversa que en las cercanías de Valle Nacional fue identificada y denominada como Falla Vista Hermosa (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990; Barboza-Gudiño, 1994; Barboza-Gudiño y Schwab, 1996; Figura II.1).

La distribución de las unidades litológicas de ambos terrenos se muestra en el mapa geológico anexo, y son descritas a continuación en orden estratigráfico.

#### II.1 Terreno Maya

En la región, se ha considerado que el basamento del terreno Maya es un complejo cristalino que aflora al norte de Matías Romero (Campa y Coney, 1983). Las rocas más antiguas de este complejo están agrupadas en el Complejo Güichicovi (Murillo-Muñetón, 1994; Weber y Köhler, 1999), e incluyen granulita félsica y máfica de dos piroxenos, anfibolita, gneises cuarzo-feldespáticos con o sin clinopiroxeno, granate, hornblenda, biotita y grafito; un plutón diorítico granulítico, mármol, gneis calcisilicatado y cuarcita, de edad grenviliense (Murillo-

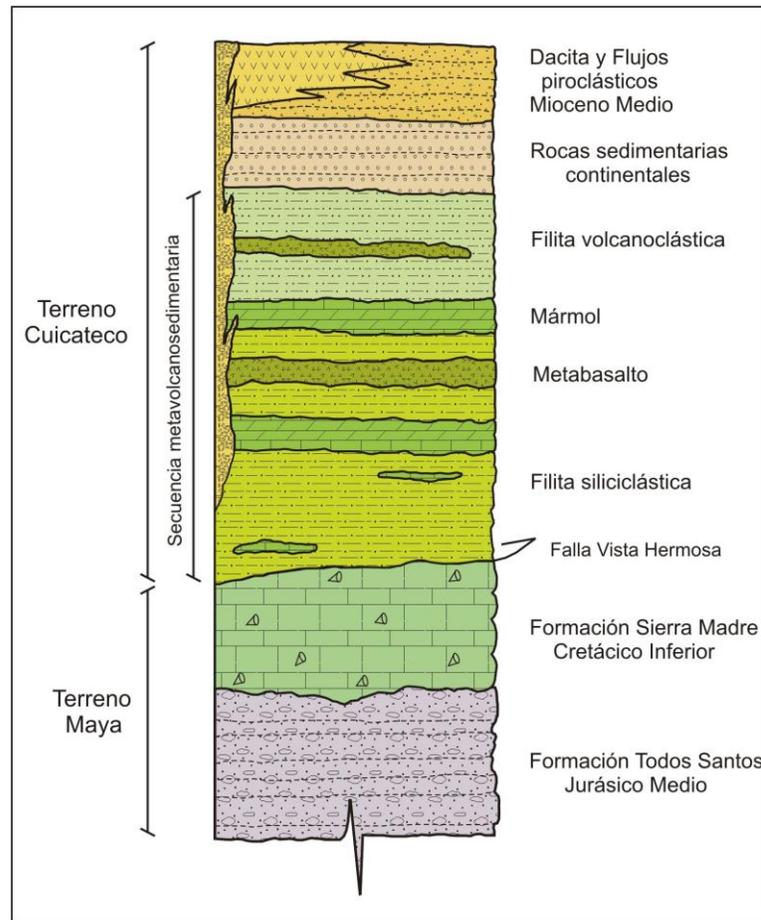


Figura II.1. Columna estratigráfica esquemática para la zona de estudio.

Muñetón, 1994). Estas rocas fueron intrusionadas por el batolito La Mixtequita, que está compuesto por granitoides pérmicos, plutones de edad Jurásico Temprano y en menor proporción por diques de edad post-Jurásico Temprano (Murillo-Muñetón, 1994).

Al basamento del terreno Maya lo sobreyace de manera discordante una potente sucesión de rocas sedimentarias que va desde el Jurásico medio al Terciario. Esta cubierta sedimentaria incluye a la Formación Todos Santos, Formación Mogoñé, Caliza La Victoria, Grupo La Zacatera y Formación Sierra Madre (Herrera y Estavillo, 1991; Murillo-Muñetón, 1994).

### **II.1.1 Formación Todos Santos**

En el área de estudio la Formación Todos Santos aflora en las inmediaciones de Matías Romero, Santo Domingo Petapa y al norte de Lázaro Cárdenas (ver mapa geológico) y esta formada por una secuencia de limolitas,

areniscas y conglomerado polimíctico. Las limolitas tienen un color que varía de verde claro a rojizo y están dispuestas en capas delgadas en las que es posible apreciar estructuras primarias como gradación, estratificación cruzada y laminación (Figura II.2A).

Las areniscas tienen un color variable entre púrpura y ocre, se encuentran en capas con espesor que varía entre 5 y 20 cm (Figura II.2B), su granulometría es fina a gruesa, presentan gradación y ocasionalmente estratificación cruzada. Los componentes principales de las areniscas son cristales de cuarzo, feldespatos, plagioclasa, zircón y fragmentos de hornblenda (Figura II.2C).



Figura II.2. A) Laminación dentro de limolitas de la Formación Todos Santos al noroeste de Santo Domingo Petapa. B) Afloramiento de areniscas de la Formación Todos Santos, noreste de Lagunas. C) Fotomicrografía de la arenisca que muestra algunos de sus componentes. Qz= cuarzo, Pl= plagioclasa, Hbl= hornblenda, Cl= clorita, Zr= zircón. D) Conglomerado polimíctico con matriz de ceniza al norte de Lázaro Cárdenas.

El conglomerado polimíctico aflora principalmente al norte de Lázaro Cárdenas, es de color ocre y está distribuido en capas gruesas y ocasionalmente masivas. Está constituido por clastos de granito, riolita, andesita, gneis y caliza. Las formas de los fragmentos de los conglomerados son subredondeadas a

redondeadas, y con tamaños variables entre 1 y 10 cm de diámetro, incluidos en una matriz arenosa o de ceniza volcánica (Figura II.2D).

La secuencia presenta una deformación importante evidenciada por meso y microplegamiento de la superficie de estratificación en el camino a Santa María Chimalapa. En lámina delgada se aprecia el desarrollo de bandas de foliación determinadas por dominios bien definidos, pero discontinuos y ondulados, formados principalmente por micas.

Las rocas de la Formación Todos Santos son sobreyacidas discordantemente por calizas de la Formación Sierra Madre al norte de Santo Domingo Petapa y cabalgadas por la filita volcanoclástica al noreste de Chivela y norte de Lázaro Cárdenas.

Esta unidad fue definida en los Altos Cuchumatanes en Guatemala por Sapper (1894), y posteriormente correlacionada con rocas similares en México por Vinson (1962). Su edad se considera del Jurásico Medio con base en palinomorfos y el ambiente de depósito sugerido es de abanicos aluviales y ambientes fluviales (Herrera y Estavillo, 1991).

### **II.1.2 Formación Sierra Madre**

Al norte de los poblados Santo Domingo Petapa y Nizanda se tienen afloramientos de rocas pertenecientes a la Formación Sierra Madre. Son calizas de color gris claro a gris medio dispuestas en estratos de 50 cm a 1.5 m de espesor (Figura II.3A). Dentro de la roca es posible identificar nódulos y bandas de pedernal, además de restos fósiles de rudistas y corales con alto grado de recristalización (Figura II.3B).

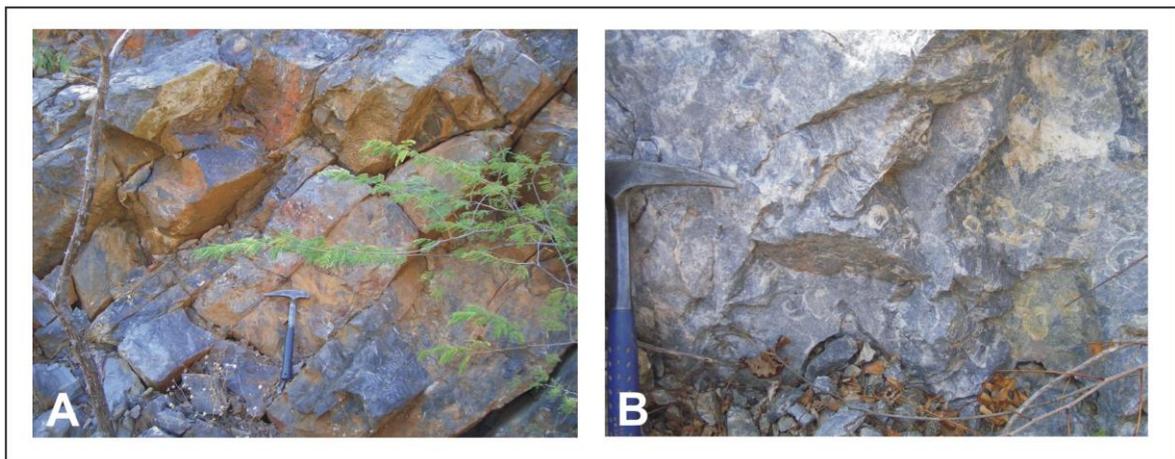


Figura II.3. A) Caliza en estratos gruesos en el extremo suroriental del cerro Verde (corte del ducto de PEMEX). B) Detalle en el que se aprecian restos de rudistas recristalizados.

La presencia de las especies *Sellaea sp.* y *Pachytraga sp.* ha permitido sugerir una edad del Albiano-Cenomaniano para estas rocas (Carfantan, 1985). Rocas similares encontradas en afloramientos ubicados al norte, en Uzpanapa, son consideradas de edad Cretácico Temprano (Quezada, 1978).

En esta unidad se infieren pliegues de amplitud media por las variaciones en el rumbo del echado de los estratos, pero sin el desarrollo evidente de una superficie de esquistosidad o foliación.

Estas rocas sobreyacen por discordancia angular a las rocas de la Formación Todos Santos en Santo Domingo Petapa, y sobreyacen a la filita siliciclástica y a la filita volcanoclástica por medio de una superficie de cabalgadura en el cerro Verde, al norte de Nizanda (ver mapa geológico).

## **II.2 Terreno Cuicateco**

### **II.2.1 Secuencia metavolcanosedimentaria**

#### **II.2.1.1 Filita siliciclástica**

Las mejores exposiciones de esta unidad se encuentran en la porción centro y noroeste de la zona de estudio, en los alrededores de Nizanda, La Cueva y Mazahua. Se trata de una roca de color ocre, estratificada en capas de 0.2 a 10 cm de espesor, afectada por una esquistosidad penetrativa (Figura II.4A).

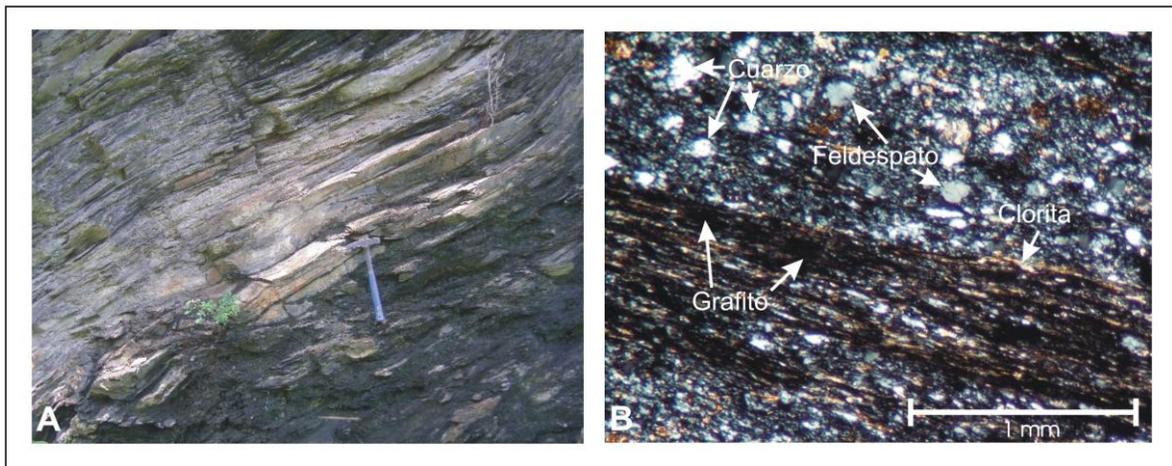


Figura II.4. A) Afloramiento de la filita siliciclástica en un corte de la vía del tren trans-ístmico. B) Fotomicrografía en nícoles cruzados que muestra los componentes de la filita siliciclástica.

Su textura varía de granular fina-media a lepidoblástica, formada por granos de cuarzo, feldespato y plagioclasa con forma redondeada a lobular, y minerales de óxido de hierro con hábito tabular. Adicionalmente, se aprecia el desarrollo de cristales de clorita en los bordes de los cristales y su reacomodo para definir la

superficie de esquistosidad. En algunos afloramientos se observa grafito delineando la superficie de esquistosidad (Figura II.4B).

En afloramientos del arroyo Guichilona y al oeste del cerro Guivisilla, se observa el emplazamiento de dique estratos (*sills*) de composición básica con formas irregulares y espesores de 6 a 30 cm. La disposición de estos cuerpos es de forma paralela a las superficies de estratificación y esquistosidad. Los contactos con la filita son irregulares y se aprecia una distorsión de la laminación primaria de los sedimentos, evidenciando que la intrusión se produjo en sedimentos no consolidados (Figura II.5). Adicionalmente, en las inmediaciones de El Zapote-Guichilona y al sur de San Miguel Chimalapa, la filita siliciclástica fue intrusionada por dos *stocks*, que son el protolito máfico de los metabasaltos.



Figura II.5. Dique estrato básico emplazado en la filita siliciclástica, noroeste de El Zapote en el arroyo Guichilona.

Los contactos de la filita siliciclástica con la filita volcanoclástica y calizas de la Formación Sierra Madre son de tipo tectónico por medio de fallas inversas (sur de Carrasquedo y norte de Nizanda, respectivamente); mientras que, el contacto con el mármol es principalmente mediante fallas de tipo lateral izquierdo, en la vía del tren trans-ístmico a la altura del cerro La Pedrera.

### **II.2.1.2 Filita volcanoclástica**

Esta unidad aflora principalmente en la parte occidental y norte del área, en las inmediaciones de Lázaro Cárdenas, Chivela y Almoloya (ver mapa geológico). Corresponde a filitas de color gris, verde u ocre, dispuestas en capas de espesor variable entre 0.5 y 10 cm que muestran una estructura esquistosa (Figura II.6A). Son rocas con granulometría media a fina con cristales subredondeados de cuarzo, feldespato y epidota, en una matriz arcillosa.

En lámina delgada se aprecia una textura lepidoblástica y granoblástica formada por cristales de epidota, hornblenda, plagioclasa, cuarzo, zircón y turmalina detríticos, líticos volcánicos y calcita-dolomita, con formas redondeadas o lobulares y bordes de grano suturados o migrados. Se observa la recrystalización de mica blanca y clorita, que definen dominios de esquistosidad continuos y anastomasados (Figura II.6B).

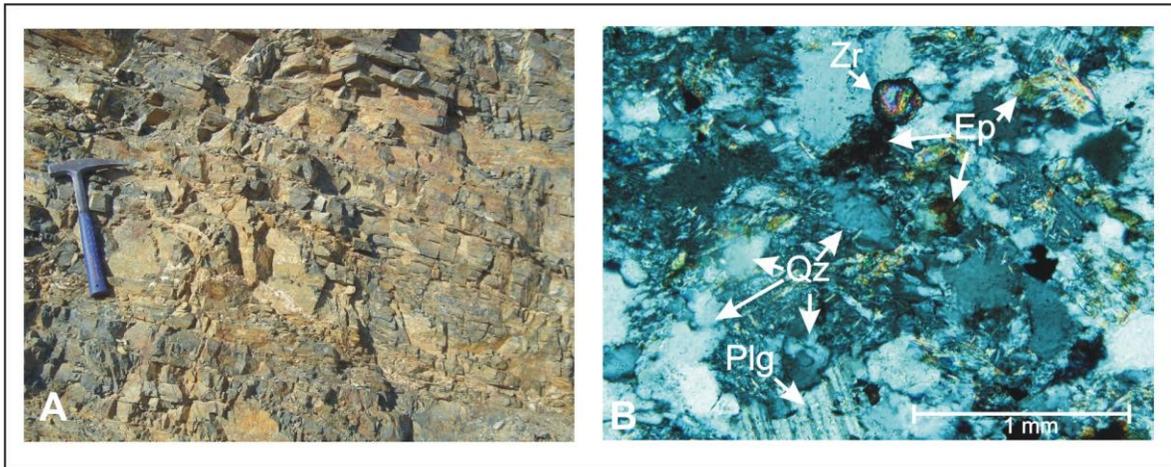


Figura II.6. A) Filita volcanoclástica al norte de El Porvenir, Oaxaca. B) Fotomicrografía en nícoles cruzados que muestra los componentes mineralógicos de la filita volcanoclástica. Ep= epidota, Pl= plagioclasa, Qz= cuarzo, Zr= zircón.

La filita volcanoclástica se sobrepone a la filita siliciclástica por medio de una falla inversa al sur de Carrasquedo; sobreyace al metabasalto, por medio de una falla inversa en la carretera El Porvenir-San Miguel Chimalapa, y a las rocas de la Formación Todos Santos a través de la Falla Vista Hermosa, al noreste de Chivela. El contacto con el mármol es mediante una falla lateral izquierda (vía del tren trans-ístmico, a la altura del cerro la Pedrera).

Las filita volcanoclástica fue intrusionada por stocks y *sills* de composición básica, estos últimos en su mayoría no son cartografiables (por ejemplo, en el arroyo El Campanario, al sur del cerro Palma Sola y en el camino Carrasquedo-El Zapote).

### II.2.1.3 Mármol

El mármol aflora en franjas discontinuas orientadas noroeste-sureste y con espesor aproximado de 100 m que están distribuidas al noroeste de Nizanda, en las inmediaciones de Carrasquedo, El Zapote y oeste-norte de San Miguel Chimalapa (ver mapa geológico). En la Sierra Tolostoque el espesor de esta

unidad aumenta considerablemente debido al plegamiento intenso que presenta, alcanzando hasta 2 km aproximadamente.

Es una roca de color gris claro-blanco, en estratos delgados de 3 a 10 cm de espesor (Figura II.7A). Su textura es microsacaroides y está compuesta principalmente por cristales de calcita subeuhedral alineados por la deformación. En algunos afloramientos se aprecia cierto bandeamiento composicional definido por franjas o bandas delgadas (0.5 a 6 cm) de color claro y oscuro, que reflejan su contenido de arcilla y/o materia orgánica.

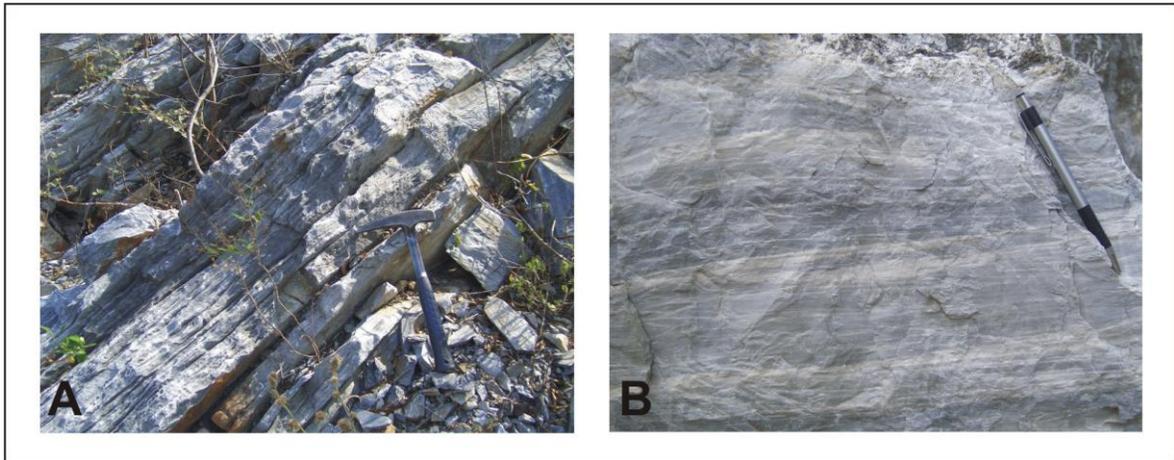


Figura II.7. A) Estratos delgados de mármol al oriente del cerro Verde. B) Horizonte de mármol foliado que aflora en Lagunas, Oaxaca.

La roca presenta una foliación tectónica con dominios delgados (1 a 3 mm), continuos y lisos (Figura II.7B), además muestra meso y microplegamiento (por ejemplo, en el kilómetro 232 de la carretera trans-istmica).

El contacto del mármol con la filita siliciclástica es tectónico y corresponde a una falla lateral izquierda al sur de Carrasquedo, a una falla lateral derecha al noreste de San Miguel Chimalapa y a una falla normal al oriente de Guevea de Humboldt. Los contactos con la filita volcanoclástica también son tectónicos, por medio de una falla inversa al oriente del cerro Guivisilla y en el cerro Timbón, y por falla lateral izquierda en el cerro La Pedrera (ver mapa geológico).

#### **II.2.1.4 Metabasalto**

La roca metavolcánica que aflora al occidente de El Zapote y al sur de San Miguel Chimalapa (ver mapa geológico), es un metabasalto de color verde oscuro, con estructura masiva (Figura II.8A) y texturas que varían de porfidoblástica, cataclástica, blastomilonítica a milonítica.

La asociación mineralógica representativa del metabasalto está caracterizada por fenocristales de hornblenda, epidota, plagioclasa y clorita, los cuales se observan en proporciones variables. En lámina delgada además se aprecian minerales accesorios como tremolita, clinozoisita, rutilo (ocasionalmente como relicto), cuarzo, muscovita, zircón, esfena y hematita.

Tanto en muestra de mano como en lámina delgada se observa que la orientación de los cristales de epidota, hornblenda y clorita constituye la superficie de esquistosidad (Figura II.8B), definida por dominios anastomasados, delgados y continuos.

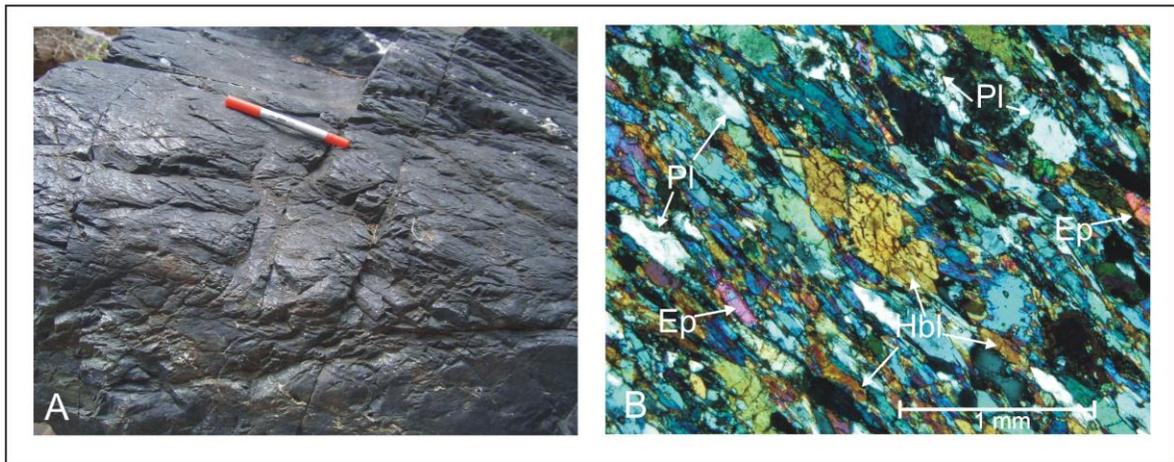


Figura II.8. A) Afloramiento de metabasalto en el que se aprecia su estructura masiva, arroyo Guichilona al norte de El Zapote. B) Fotomicrografía en nícoles cruzados en la que se observan los componentes minerales del metabasalto. Hbl= hornblenda, Ep= epidota, Pl= plagioclasa.

El protolito máfico de los metabasaltos intrusión a la filita siliciclástica y a la filita volcanoclástica en forma de *sills* en el norte de Almoloya, al sur de Carrasquedo y al oeste del cerro Guivisilla, y *como stocks* elongados en el Zapote-Guichilona y al sur de San Miguel Chimalapa.

### II.2.1.5 Serpentinita

Un cuerpo de 0.6 km de diámetro de serpentinita aflora en la comunidad de El Llano de La Soledad (ver mapa geológico). Es una roca de color verde oscuro y estructura masiva que muestra una textura porfídica de grano medio formada por cristales de serpentina, epidota y clorita (Figura II.9A).

En lámina delgada se aprecia una textura enrejada que es típica de las serpentinitas (Figura II.9B) y cristales de espinela, clorita e ilmenita. Por medio de difracción de rayos X y microsonda, Robles (2006) determinó que los cristales de serpentina son lizardita-antigorita.

Carfantan (1985) realizó análisis de microsonda en la serpentinita y determino que la espinela es magnetita prácticamente pura pero sin la cantidad de cromo suficiente que permitiera definir la naturaleza de la peridotita original.

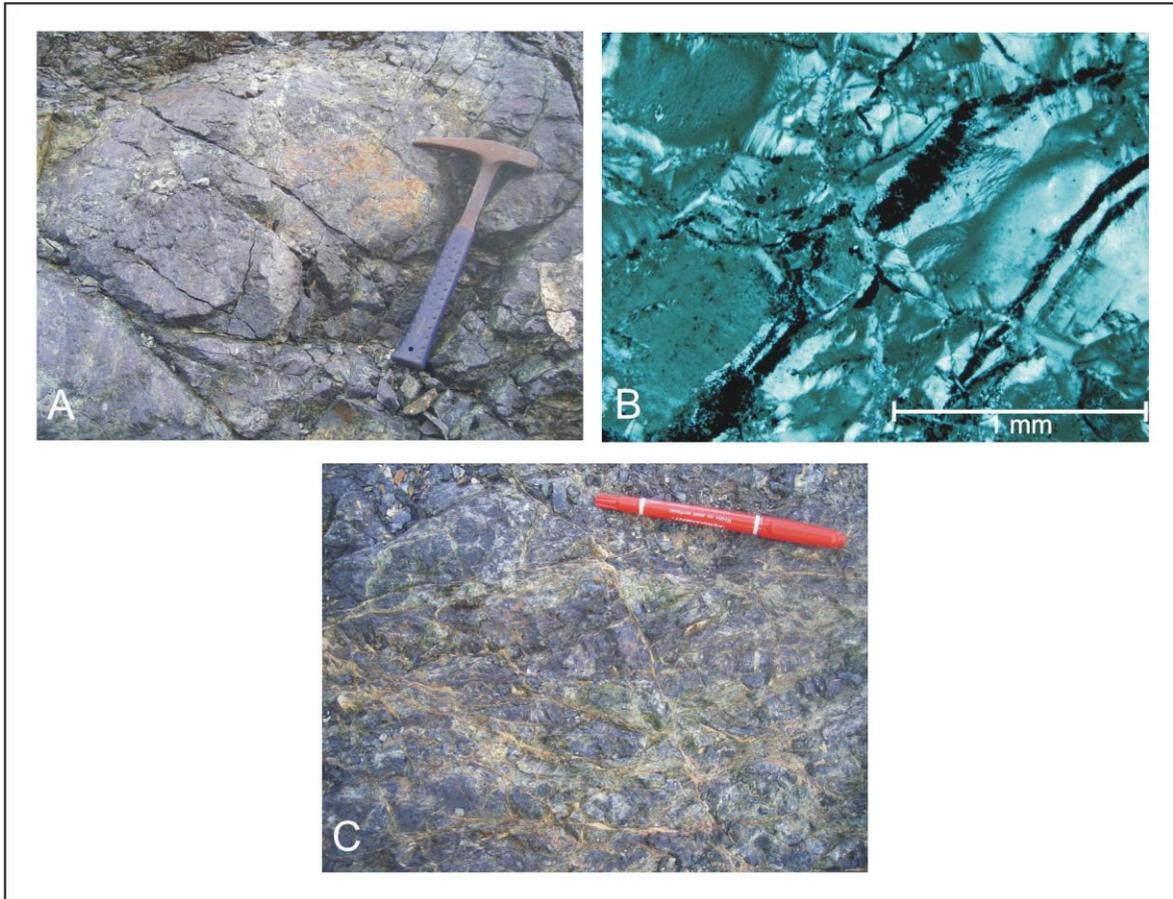


Figura II.9. A) Afloramiento de la serpentinita en el Llano de La Soledad. B) Fotomicrografía en la que se aprecia la textura enrejada característica de las serpentinitas y fracturas rellenas por ilmenita, nícoles cruzados. C) Serpentinita cortada por fracturas con relleno de clorita.

La roca es cortada por una cantidad importante de fracturas y los rellenos de éstas son óxidos de hierro y clorita (Figura II.9C).

Las serpentinitas han sido consideradas a formar parte de una secuencia ofiolítica (Carfantán, 1983, 1985; Sedlock *et al.*, 1993), sin embargo, el resto de las unidades que conformarían la secuencia (p. ej. sedimentos pelágicos, basaltos almohadillados y gabros) no aflora en la zona.

La relación de contacto con la filita volcanoclástica no se aprecia de manera directa, sólo se puede inferir que el protolito de la serpentinita fue emplazado de manera tectónica dentro de la filita volcanoclástica.

## II.2.2 Rocas sedimentarias continentales

Al sur y occidente del área de estudio, sobre la carretera de cuota La Ventosa-Salina Cruz y en la carretera Ciudad Ixtepec-Guevea de Humbolt, aflora una secuencia de rocas sedimentarias de carácter continental color púrpura a verde que consiste en conglomerados, areniscas y limolitas.

Los conglomerados forman estratos gruesos frecuentemente alternados con las areniscas y limolitas. Los clastos que lo componen tienen forma angulosa a subangulosa y tamaño variable entre grava y bloque; son principalmente de filita, metabasalto, toba, mármol, caliza, pedernal y cuarzo, y están soportados por una matriz arenácea, arcillosa o de calcita espática (Figura II.10A).

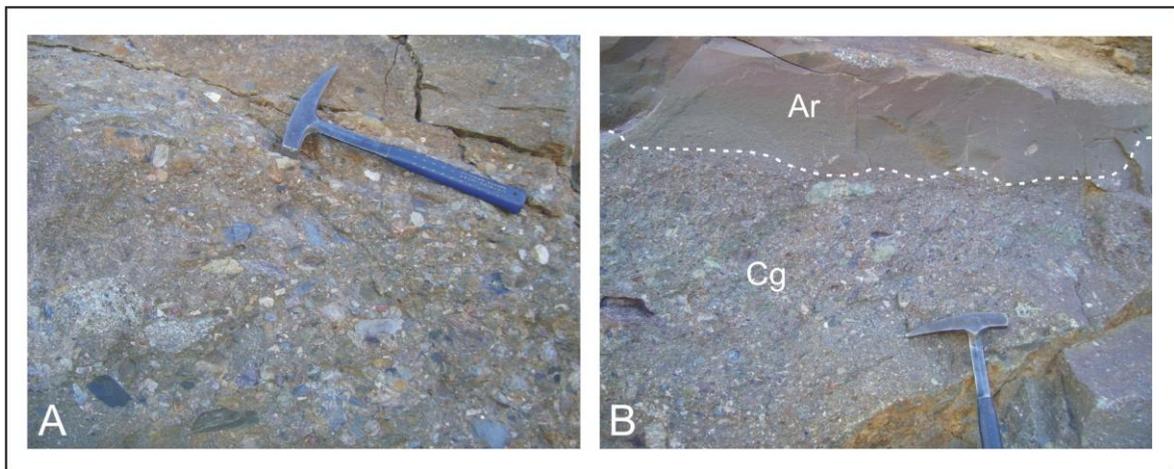


Figura II.10. A) Aspecto del conglomerado polimíctico que aflora en la carretera de cuota La Ventosa-Salina Cruz, noreste de Ciudad Ixtepec. B) Imagen que muestra la transición del conglomerado a areniscas de grano fino a medio. Cg= conglomerado, Ar= arenisca.

Las areniscas son de grano medio a fino y se encuentran en estratos gruesos de 0.5 a 1.2 m de espesor. Los fragmentos líticos son similares a los de los conglomerados (Figura II.10B) y están embebidos en una matriz de arcilla y limo. Muestran una clasificación pobre y es posible observar estructuras sedimentarias como estratificación cruzada.

Las limolitas se disponen en estratos delgados a medianos, aunque en algunos sitios se aprecian en capas laminares. Los clastos tienen el tamaño de limo y una parte importante de ellos son micas y anfíboles. Estas rocas son cortadas por vetillas delgadas de yeso.

La secuencia aparentemente no se aprecia deformada de manera importante, sólo muestra una inclinación de la superficie de estratificación principalmente hacia el sureste y suroeste. Aún cuando no se observa un contacto

directo, se infiere que esta unidad sobreyace a las rocas de la secuencia volcanosedimentaria en la porción sur de la zona de estudio. Al noroeste de Santiago Laollaga estas rocas se encuentran subyaciendo a un depósito piroclástico miocénico de 16 Ma (Williams y McBirney, 1969; Ferrusquía-Villafranca, 1999; 2001). Considerando lo anterior, la edad de estas rocas es por lo menos previa al Mioceno medio.

Esta unidad fue definida informalmente como Filarenita Guichixú por Ferrusquía-Villafranca (1999), quien interpretó un ambiente marino somero o transicional de baja energía para el depósito de estas rocas.

### II.2.3 Rocas volcánicas

En la porción occidental del área de estudio aflora una secuencia volcánica compuesta por flujos piroclásticos (cenizas y escombros), y derrames, principalmente dacíticos (ver mapa geológico).

Entre las comunidades Santiago Laollaga y Guevea de Humboldt, la secuencia de filitas siliciclásticas y las rocas sedimentarias continentales están sobreyacidas por un conjunto de flujos piroclásticos de color crema, rosa, rojo o verde claro, con grado de soldamiento variable. En general, los depósitos presentan una estructura estratificada (Figura II.11A) que puede ser laminar gradada o cruzada. La textura de las rocas es brechoide y esta formada por fragmentos de pómez, dacita, riolita, riodacita y andesita que muestran forma angulosa, subangulosa y elongada, y tamaño variable entre 0.1 y 60 cm de diámetro (Figura II.11B).

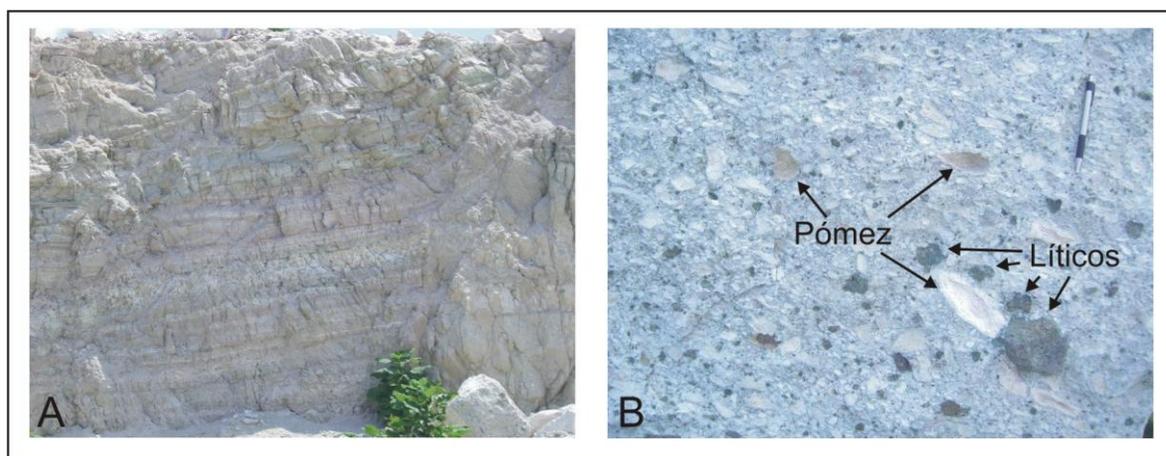


Figura II.11. Depósito piroclástico ubicado en el cerro Campanario, norte de Santo Domingo Chihuitán. A) Imagen que muestra la estructura estratificada del depósito. B) Detalle del depósito en el que se aprecian sus componentes.

Los fenocristales son principalmente cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, hornblenda, biotita, olivino y hematita, la mayoría tienen forma euédrica y tamaño variable entre 1 y 3 mm. El porcentaje de clastos y fenocristales es variable entre 15 y 60 %, y ambos están incluidos o dispersos en una matriz de vidrio o, como en el caso de algunos microcristales, llegan a ser parte de la matriz.

Williams y McBirney (1969) obtuvieron una edad por el método K-Ar de 16 Ma para una ignimbrita riolítica perteneciente a un depósito piroclástico similar que aflora al oeste de Tehuantepec. Ferrusquía-Villafranca (1999) obtuvo edades K-Ar para una biotita ( $14.74 \pm 0.23$ ) y dos plagioclasas ( $13.46 \pm 0.32$  y  $16.92 \pm 0.40$ ) de rocas piroclásticas que afloran en el área Laollaga-Lachivizá y definió de manera informal a estos depósitos como Toba Los Perros.

Los derrames de composición dacítica afloran en las inmediaciones de Guichixu, Lachivixa y Guevea de Humboldt. Son derrames superpuestos, compuestos por varios flujos lávicos individuales con espesores de 15 m en promedio y una dirección de flujo principalmente hacia el sur. Son rocas de color gris claro con textura porfídica a fanerítica formada por cristales de hornblenda, plagioclasa y cuarzo incluidos en una matriz compuesta por vidrio y microcristales, principalmente de plagioclasa y hornblenda (Figura II.12A). En lámina delgada se aprecian como minerales accesorios pseudomorfos de titanomagnetita (opacita) (Figura II.12B).

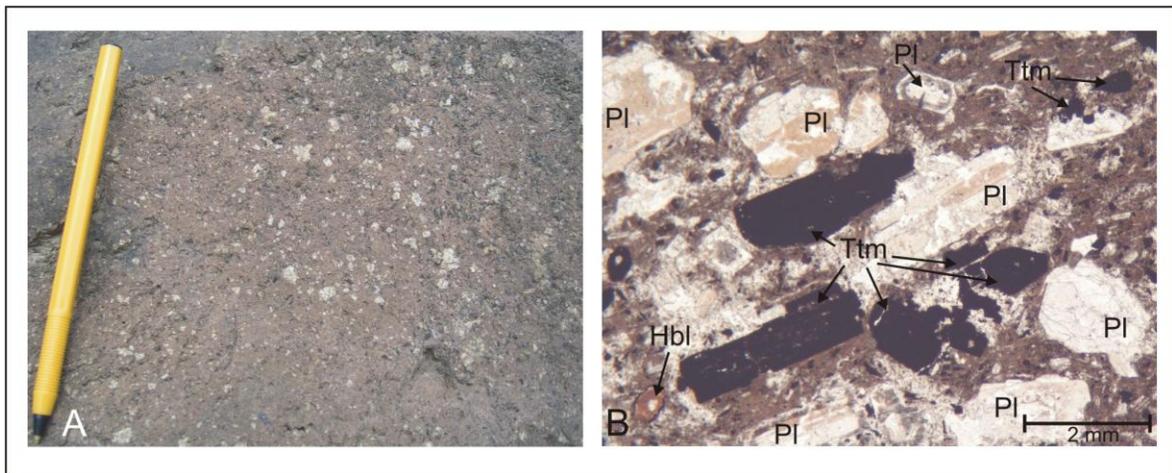


Figura II.12. A) Afloramiento de dacita en el cerro Campanario, sur de Guevea de Humboldt. B) Fotomicrografía en la que se aprecian los principales componentes minerales de la dacita, luz natural. Hbl= hornblenda, Pl= plagioclasa, Ttm= pseudomorfo de titanomagnetita.

Los derrames dacíticos sobreyacen discordantemente a la filita siliciclástica en Guevea de Humboldt y a los flujos piroclásticos al norte de Santa María Guienagati. Las edades Ar-Ar de 17 Ma obtenidas por Iriondo *et al.* (2004) en

matriz volcánica y plagioclasa en rocas similares que afloran al occidente, en San Pedro Totolapan, ubican a estas lavas en el Mioceno Inferior-Medio.

#### **II.2.4 Rocas intrusivas**

Parte de la secuencia metavolcanosedimentaria está cortada por cuerpos intrusivos con estructura diversa (aguja, diques, *stocks*) cuya composición varía entre monzonita, dorita y granodiorita.

La monzonita aflora en los cerros Taberna y Nizavilichi (ver mapa geológico), corresponde a un cuerpo circular con diámetro aproximado de 4 km. Es una roca de color verde claro a ocre con textura porfídica de grano fino-medio compuesta por fenocristales de plagioclasa, hornblenda, epidota, cuarzo, feldespato potásico y pseudomorfos de titanomagnetita con forma euhedral y tamaño variable entre 1 y 3 mm, que están incluidos en una matriz formada por vidrio y microcristales de hornblenda, plagioclasa y cuarzo (Figura II.13A y B). Esta roca intrusiona al metabasalto en el límite oriental del cerro Nizavilichi.

Al sureste de Guevea de Humboldt, la filita siliciclástica es intrusionada por un dique de composición diorítica de forma irregular y con espesor que varía de 8 a 20 m. Es una roca de color rosa claro con textura porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasa y hornblenda incluidos en una matriz mesocristalina (Figura II.13C). En sección delgada además se aprecian pseudomorfos de titanomagnetita que reemplaza a los cristales de hornblenda (Figura II.13D). En su límite con la filita siliciclástica se observa una aureola de contacto, de aproximadamente 10 cm de espesor.

La granodiorita aflora en el extremo noroccidental del cerro Palo Blanco, al sur de El Porvenir, su color es ocre y presenta una textura porfídica de grano fino formada por fenocristales de hornblenda, feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo (Figura II.13E); el principal mineral accesorio observado en sección delgada es titanomagnetita (Figura II.13F). Esta roca intrusionó a la filita volcanoclástica, su geometría original, aparentemente ovoide, ha sido modificada por fallamiento normal y lateral (ver mapa geológico).

Solé *et al.* (2007) obtuvieron edades K-Ar de 14 y 17 Ma para los anfíboles de un granito y biotitas de una granodiorita, respectivamente, ubicados al oeste de Juchitán. Ferrusquía-Villfranca (1999) propuso como Unidad Informal Afanítico Porfídica Guienagati al conjunto de cuerpos de rocas ígneas cristalinas afaníticas y porfídicas emplazados en las zona de Laollaga-Lachivizá, y le asignó una edad Mioceno Medio con base en edades K-Ar en plagioclasa, biotita y piroxeno ( $15.16 \pm 0.075$ ,  $14.92 \pm 0.24$  y  $13.01 \pm 0.76$  Ma, respectivamente).

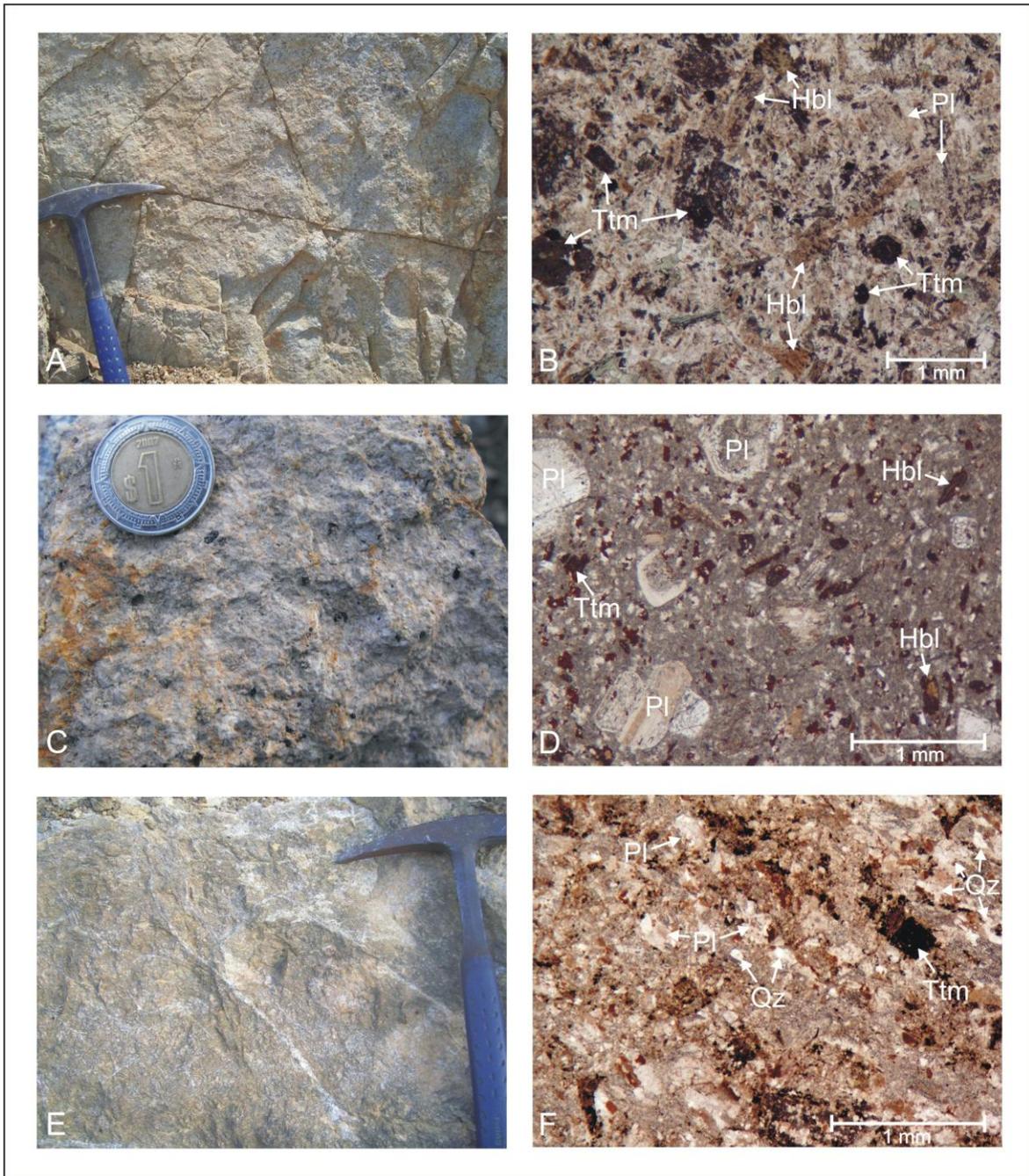


Figura II.13. A) Monzonita al sureste del cerro Taberna. B) Fotomicrografía en nícoles paralelos que muestra la composición mineralógica de la monzonita. C) Diorita que intrusiona a la filita siliciclástica al sur de Guevea de Humboldt. D) Fotomicrografía de la diorita en la que se aprecian sus componentes minerales, nícoles paralelos. E) Granodiorita que aflora al sur de El Porvenir, intrusiona a la filita volcanoclástica. F) Fotomicrografía en nícoles paralelos de la granodiorita, que permite observar su composición mineralógica. Ep= epidota, Hbl= hornblenda, Pl= plagioclasa, Ttm= pseudomorfo de titanomagnetita.

## CAPÍTULO III

### Estructuras

El terreno Cuicateco ha sido considerado como un cinturón de pliegues y cabalgaduras orientado norte-noroeste con vergencia al oriente y afectado por procesos de metamorfismo de grado bajo (Carfantan, 1983; Campa y Coney, 1983; Delgado-Argote, 1988; Barboza-Gudiño, 1994). El origen de esta deformación se ha atribuido a la Orogenia Laramide en el Cretácico tardío-Terciario temprano (Carfantan, 1985; Delgado-Argote, 1989; Barboza-Gudiño y Schwab, 1996; Ángeles, 2006). Se considera que los eventos tectónicos más jóvenes están caracterizados por una deformación frágil y corresponden a fallamiento lateral y normal de edad Eoceno-Mioceno (Carfantan, 1985; Ángeles, 2006).

Los límites que se han establecido para el terreno Cuicateco corresponden a dos estructuras importantes (Figura I.2): al occidente, la zona milonítica de la Sierra de Juárez como límite con el terreno Zapoteco, y al oriente, la Falla Vista Hermosa en el límite con el Terreno Maya (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990; Barboza-Gudiño y Schwab, 1996).

Las estructuras observadas en el área se muestran en el mapa geológico y en la Figura III.1, pertenecen por lo menos a cuatro fases de deformación que son descritas enseguida.

#### III.1 Primera fase de deformación ( $D_1$ )

El evento  $D_1$  genera el rasgo estructural más importante en la zona de estudio, que está caracterizado por una superficie de esquistosidad penetrativa  $S_1$  que afecta a las filitas siliciclástica y volcanoclástica, el metabasalto, el mármol y la serpentinita. El origen de la superficie  $S_1$  se relaciona a un plegamiento de tipo recostado y recumbente  $F_1$  de la superficie de estratificación  $S_0$  (Figura III.2A), cuya vergencia es principalmente al noreste (ver Sección Geológica). Los planos de esquistosidad son dominios delgados, continuos y lisos (Figura III.2B), caracterizados por el alineamiento de minerales de hábito tabular como

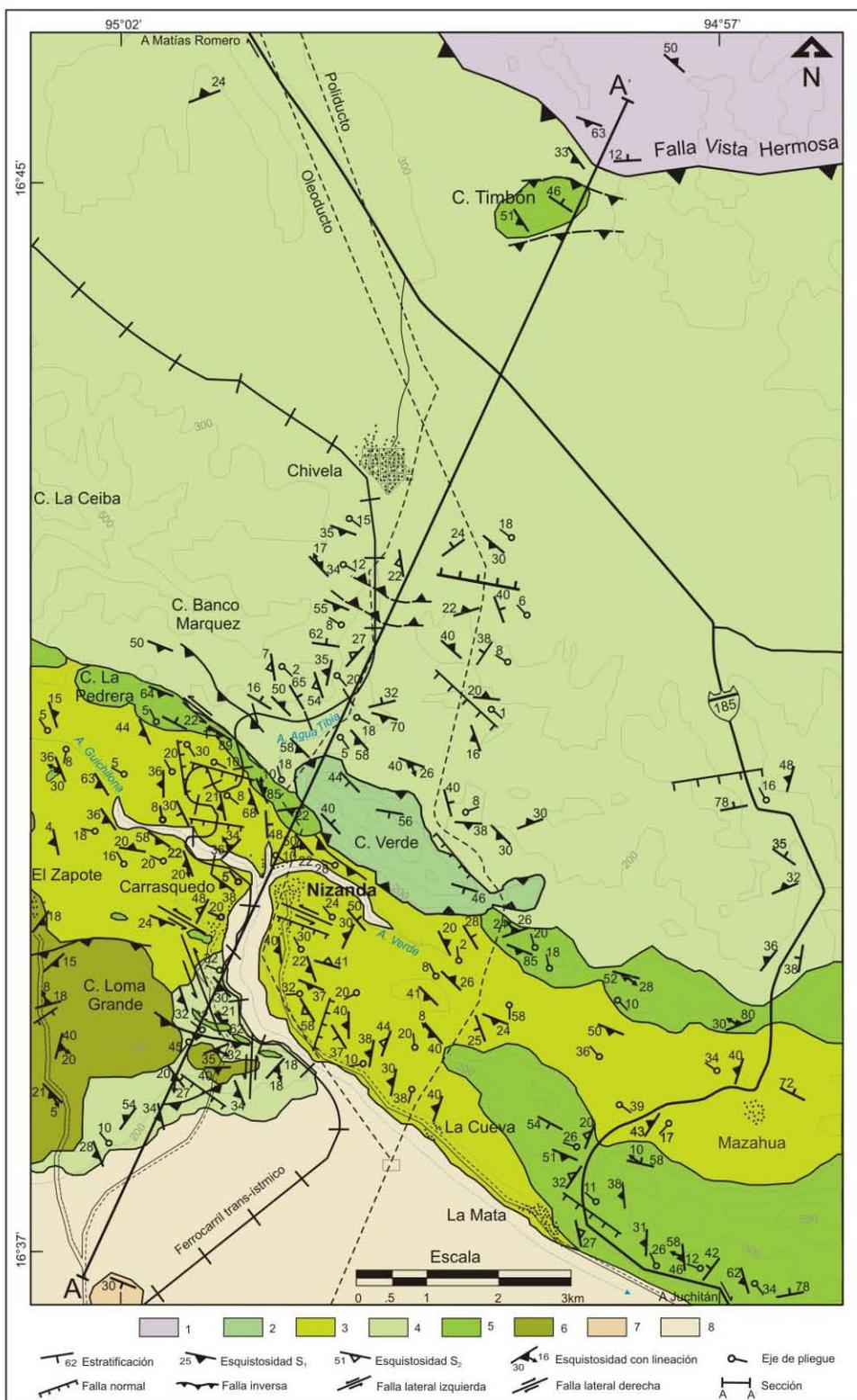


Figura III.1. Estructuras principales que afectan a las rocas de la zona de estudio. 1: Formación Todos Santos, 2: Formación Sierra Madre, 3: Filita siliciclástica, 4: Filita volcanoclástica, 5: Mármol, 6: Metabasalto, 7: Rocas sedimentarias continentales, 8: Aluvión.

hornblenda, epidota y plagioclasa (Figura III.2C), y el desarrollo de cristales metamórficos, principalmente clorita y mica blanca.

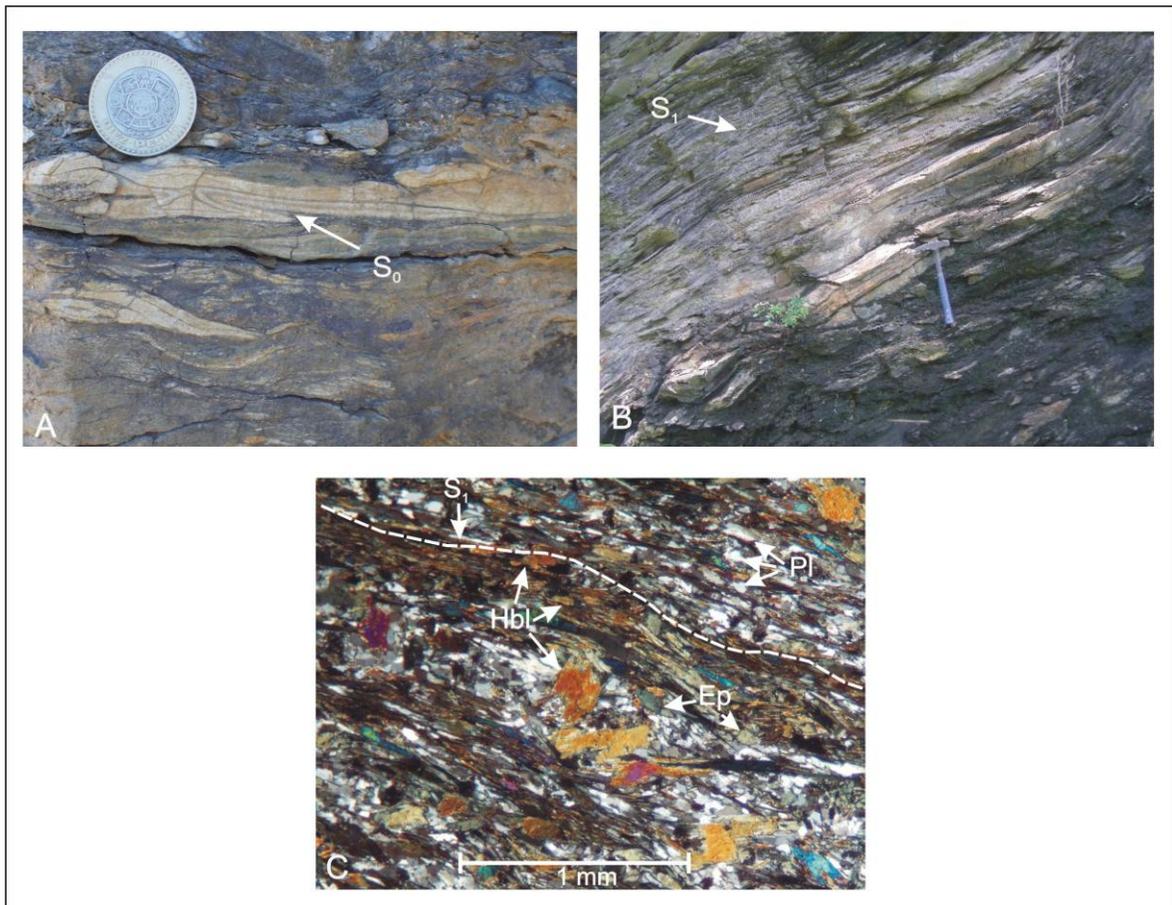


Figura III.2. A) Pliegue recostado de la superficie de estratificación ( $S_0$ ), camino a El Zapote. B) Afloramiento que muestra los planos delgados, continuos y lisos de la esquistosidad ( $S_1$ ), vía del tren trans-ístmico. C) Fotomicrografía del metabasalto que muestra el arreglo paralelo de los cristales de hornblenda (Hbl), epidota (Ep) y plagioclasa (Pl) respecto a la superficie de esquistosidad ( $S_1$ ).

La orientación preferencial de la superficie de estratificación  $S_0$  y de la esquistosidad  $S_1$  es muy parecida, con un rumbo de  $155^\circ$  y con buzamiento promedio de  $S_1$  de  $50^\circ$  al suroeste, como la mayoría de los datos de  $S_0$  (Figura III.3A y B), lo cual se debe a la geometría recostado-recumbente de los pliegues  $F_1$  (ver sección geológica).

La mayoría de los pliegues  $F_1$  tienen ejes orientados  $270^\circ$  a  $290^\circ$  con inclinaciones variables entre  $10^\circ$  y  $35^\circ$  (Figura III.4). Las variaciones en orientación de los ejes de pliegues  $F_1$  ( $150^\circ$ ,  $240^\circ$  y  $330^\circ$ ) podrían ser resultado de una rotación posterior que sufrieron por efecto del evento  $D_2$ .

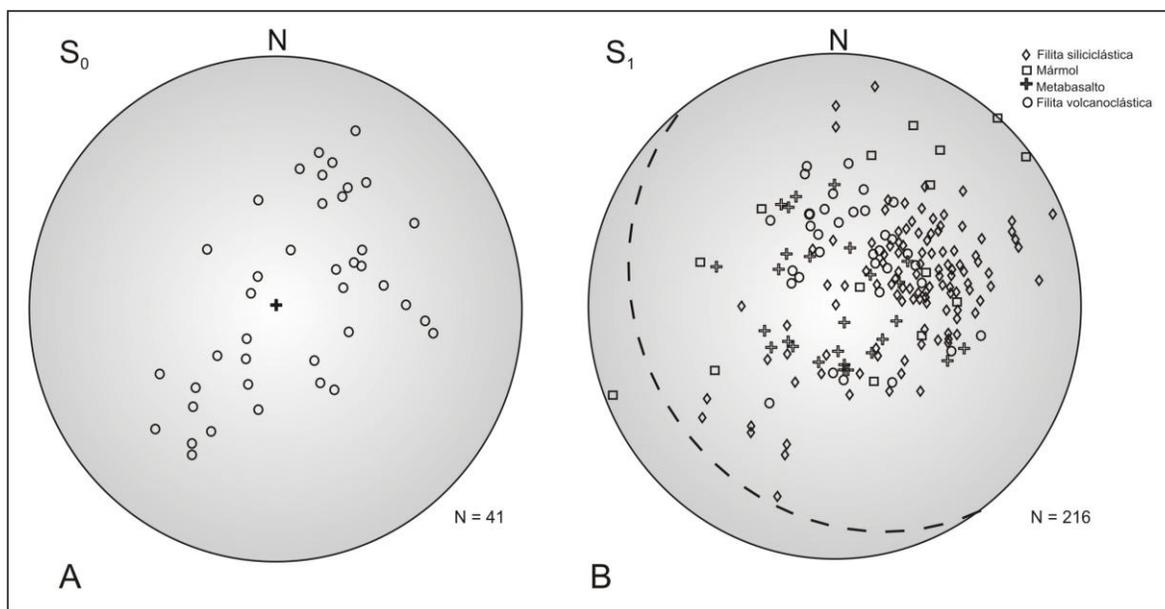


Figura III.3. Estereogramas que muestran la geometría de las superficies de estratificación ( $S_0$ ) y esquistosidad ( $S_1$ ), hemisferio inferior, polos.

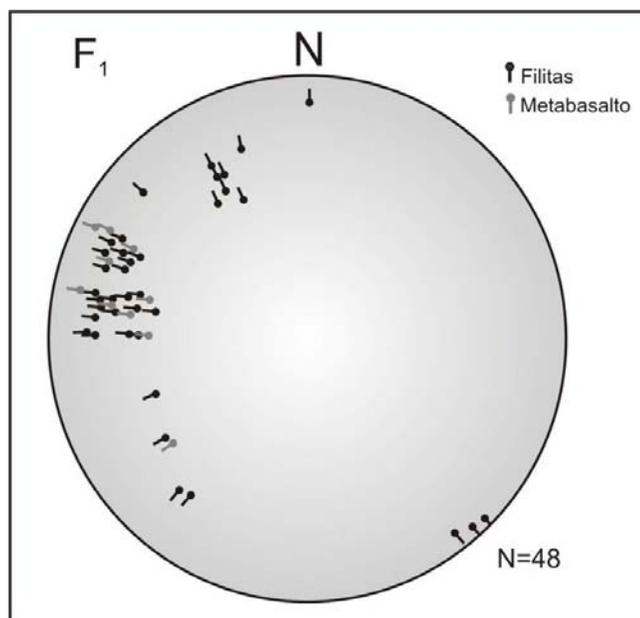


Figura III.4. Proyección estereográfica (hemisferio inferior) que muestra la geometría de los ejes de pliegues generados por la fase de deformación  $D_1$ .

Los pliegues  $F_1$  generados por la primera fase de deformación ( $D_1$ ) son generalmente pliegues multicapa armónicos con arco interior más curvado que el arco exterior (Figura II.5). El espesor perpendicular decrece desde la zona de la charnela hacia los limbos. Las isógonas son convergentes hacia la parte interna del pliegue generando una geometría Clase 1C (Ramsay, 1967).

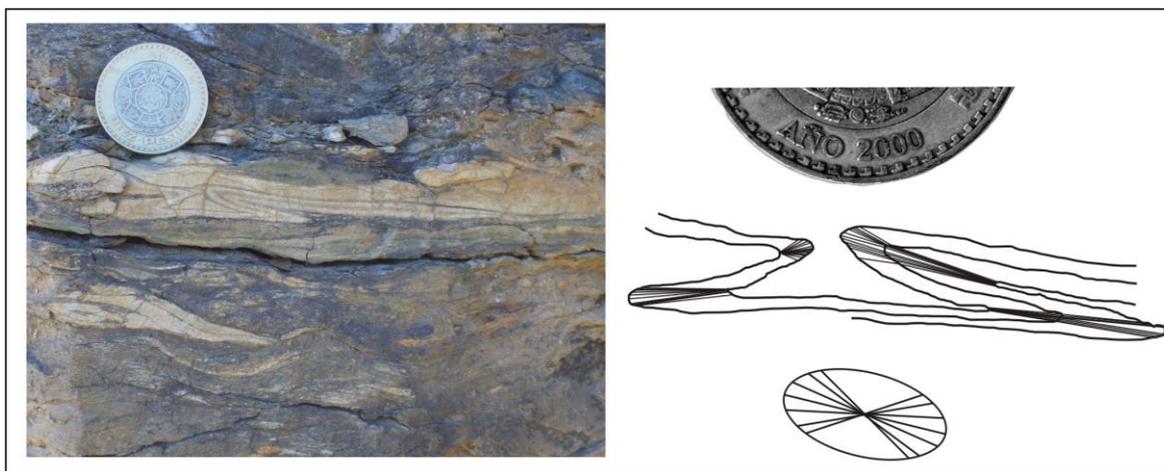


Figura III.5. Pliegues generados por la primera fase de deformación ( $D_1$ ), la distribución de sus isógonas corresponde a pliegues de Clase 1C (Ramsay, 1967) y se muestra la elipsoide inferida por la reconstrucción de isógonas.

Las lineaciones de estiramiento, de intersección y las relacionadas al plegamiento, asociadas al evento  $D_1$  muestran una orientación preferencial  $290^\circ$  a  $320^\circ$  con inclinaciones variables entre  $2^\circ$  y  $36^\circ$ . Al igual que en el caso de los ejes de pliegues, algunas lineaciones muestran una rotación clara en su orientación por la influencia del evento  $D_2$  (Figura III.6).

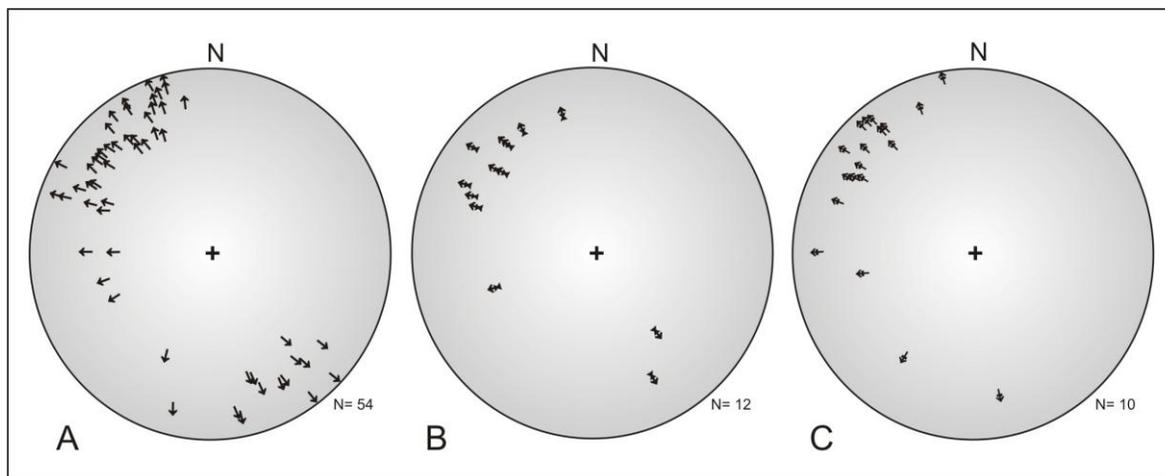


Figura III.6. Estereogramas que muestran la geometría de las lineaciones: A) estiramiento, B) intersección y C) asociadas a microplegamiento; hemisferio inferior.

Asociadas a la fase de deformación  $D_1$  se identificaron zonas de cizalla en las que se desarrollaron milonitas. Los planos de foliación en las milonitas son ondulados, continuos, penetrativos y comúnmente delinean una geometría anastomasada (Figura III.7A y B). Los porfidoclastos son principalmente de cuarzo y plagioclasa, su tamaño varía de  $< 1$  mm hasta 10 cm; varios de ellos muestran

formas asimétricas, del tipo  $\delta$  y  $\sigma$ , que permitieron su uso como indicadores cinemáticos (Figura III.7 A).

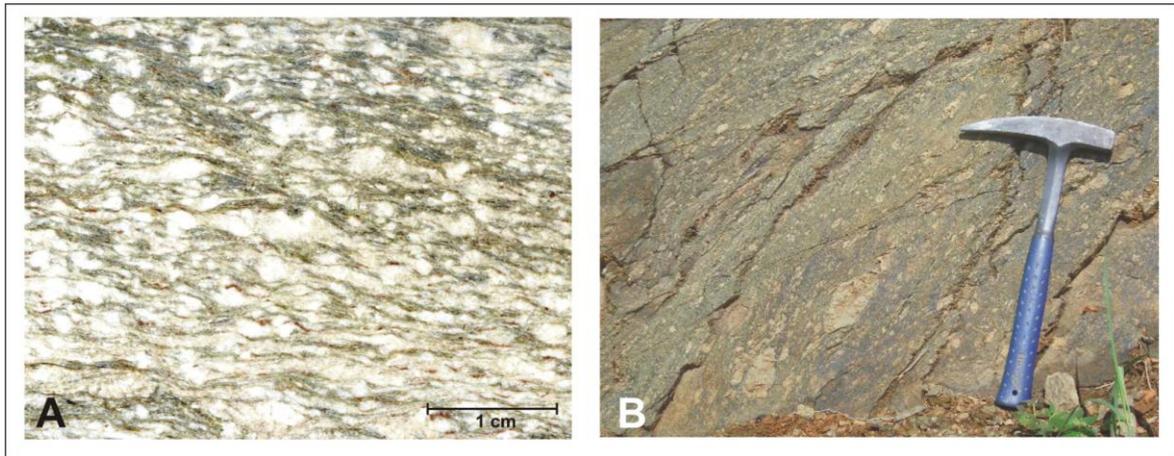


Figura III.7. Milonitas desarrolladas en zonas de cizalla asociadas a la fase de deformación  $D_1$ . A) milonita en metabasalto al oeste de El Zapote y B) milonita en filitas volcanoclásticas al sur de Carrasquedo.

La presencia de plegamiento y milonitas en la fase  $D_1$  sugieren un régimen de deformación principalmente dúctil-frágil que tuvo una relación directa con el metamorfismo.

El evento responsable de esta deformación podría ser un desplazamiento transpresivo sinistral evidenciado por lineaciones de estiramiento subhorizontales, que indican un desplazamiento lateral izquierdo y se encuentran sobre un plano vertical de  $S_1$  que posteriormente fue plegado durante el evento  $D_2$  (Figura III.8A).

La presencia de lineaciones de estiramiento e indicadores cinemáticos (objetos tipo  $\sigma$ , foliaciones S-C, deflexiones en la foliación, etc.) dentro de las zonas de cizalla y milonitas permitieron definir una dirección de cizalla hacia el sureste (Figura III.8B y C).

La edad de este evento no fue determinada de manera satisfactoria, Vila-Gómez (1977) obtuvo por el método K-Ar en roca total (filita) una edad de 82.5 Ma, Campaniano Inferior, que Carfantan (1985) relacionó con la edad del metamorfismo.

### III.2 Segunda fase de deformación ( $D_2$ )

La deformación  $D_2$  está definida por la superficie de esquistosidad  $S_2$  que corresponde a los planos axiales de pliegues de la superficie  $S_1$ , principalmente de

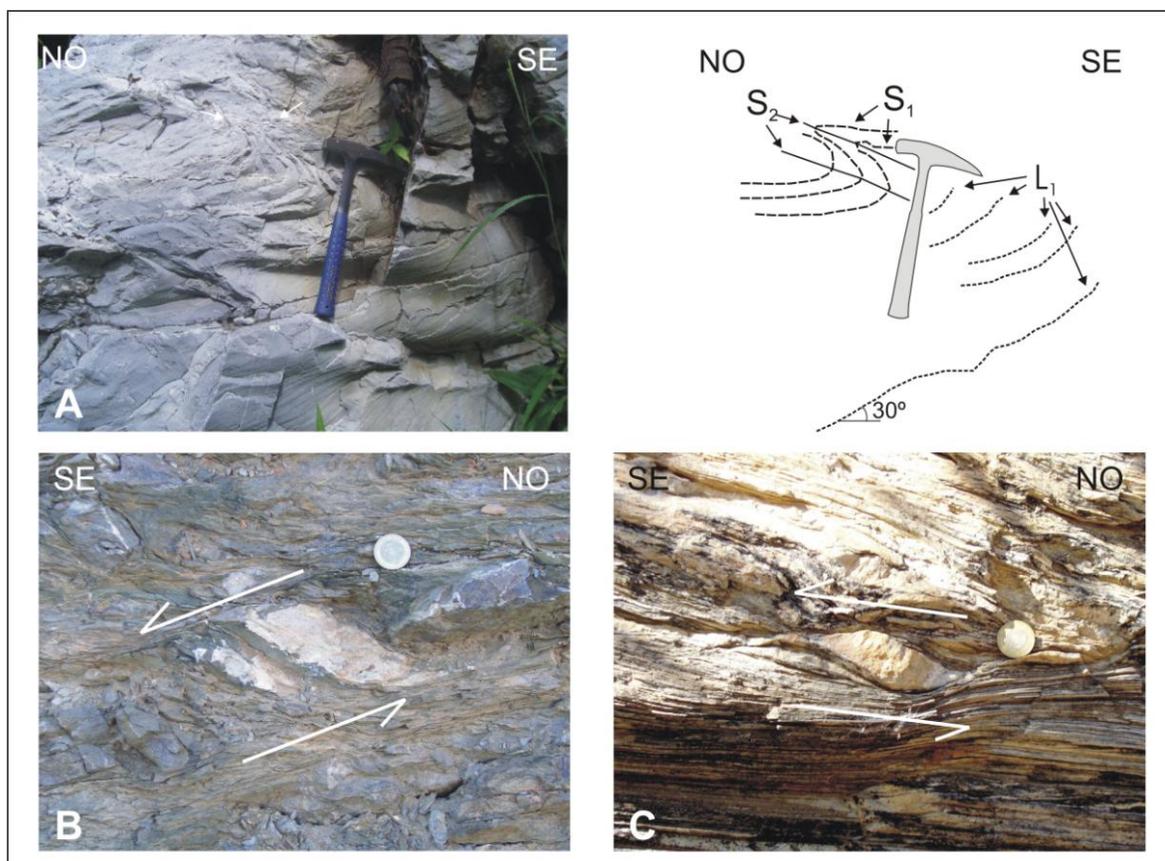


Figura III.8. A) Lineaciones de estiramiento ( $L_1$ ) asociadas a un desplazamiento lateral izquierdo sobre un plano de esquistosidad vertical ( $S_1$ ) que posteriormente fue plegado por el evento  $D_2$  ( $S_2$ ), vía del tren trans-ístmico, cerro La Pedrera. B) y C) Zonas de cizalla asociadas a  $D_1$  que muestran objetos con geometría asimétrica (tipo  $\sigma$ ) e indican una dirección del flujo de la cizalla al sureste; afloramientos al sur de Carrasquedo.

tipo recumbente (Figura III.9A). Su orientación preferencial es  $162^\circ$  de rumbo con inclinaciones de  $15^\circ$  al suroeste (Figura III.9B). A diferencia de la superficie  $S_1$ , en los planos de  $S_2$  no se aprecia desarrollo mineral relacionado.

Los pliegues formados durante la segunda fase de deformación ( $D_2$ ) son pliegues multicapa armónicos con curvaturas del arco interior y exterior similares (Figura III.10). Presentan un engrosamiento de la charnela y adelgazamiento de los limbos. La distribución de las isógonas es paralela a la superficie axial, indicando que las superficies limitadas del pliegue son geoméricamente idénticas y por lo tanto, corresponde a pliegues Clase 2 o pliegues similares (Ramsay, 1967). Sin embargo, al menos dos de las capas muestran una geometría de pliegue Clase 1C (Figura III.10).

Las formas o perfiles de los pliegues Clase 1C, 2 o 3 (charnelas engrosadas y limbos adelgazados) se consideran típicas de los pliegues pasivos. El mecanismo de plegamiento aludido para la generación de los pliegues pasivos es

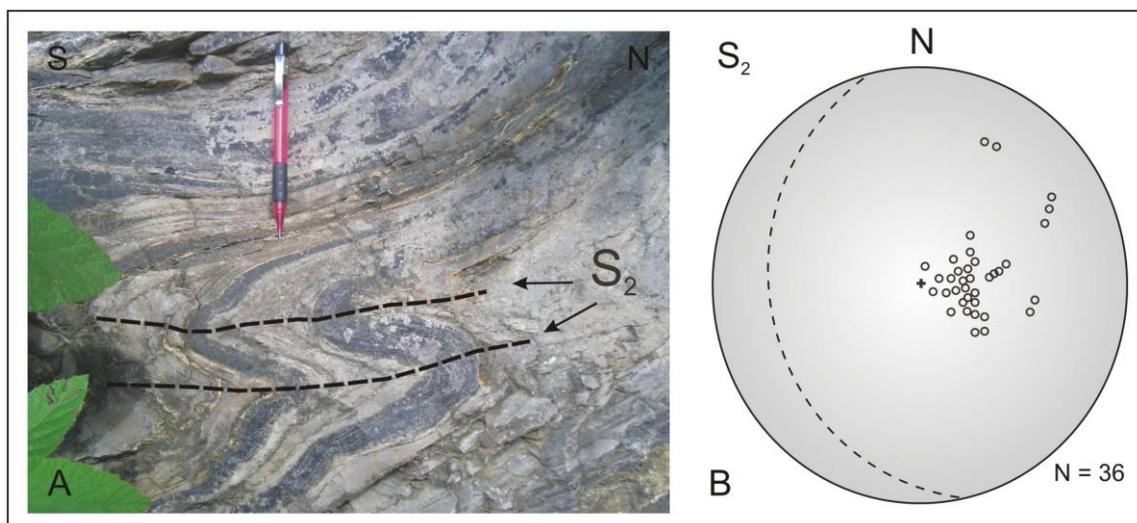


Figura III.9. A) Superficies axiales de pliegues de crenulación ( $S_2$ ) en el kilómetro 231 de la carretera Juchitán-Matías Romero. B) Estereograma (hemisferio inferior) con los polos de planos de la superficie de crenulación ( $S_2$ ) y el plano promedio.

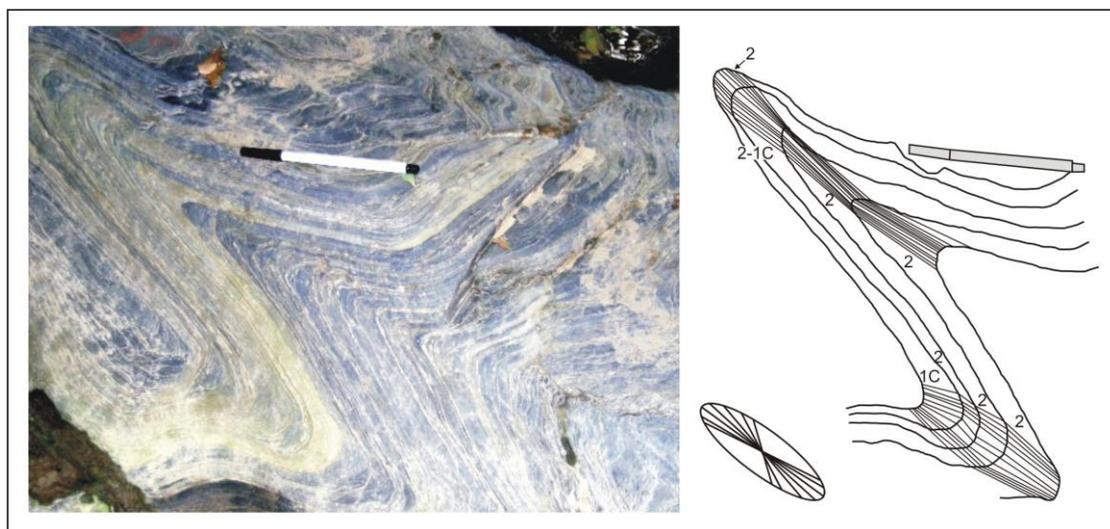


Figura III.10. Pliegues formados por la fase de deformación  $D_2$ , el arreglo de sus isógonas corresponde en su mayoría a pliegues Clase 2 o similares (Ramsay, 1967). Se esquematiza la distorsión de la elipse de deformación bidimensional perpendicular al eje del pliegue. 1C: Pliegue Clase 1C; 2: Pliegue Clase 2.

aplanamiento sobrepuesto a pliegues originalmente formados por *buckling* o flexurales y puede estar acompañado por remoción de material inducido por presión (Davis y Reynolds, 1996).

El plegamiento Clase 1B puede ser transformado a pliegues clase 1C, 2, o 3 por el desplazamiento generado por cizalla simple de pequeñas secciones de roca a lo largo superficies paralelas a los planos axiales de los pliegues. La

relación entre los espesores de la charnela y limbos de los pliegues ( $t\sigma$ ) generados por  $D_1$  y  $D_2$  se muestra en la Figura III.11A; el pliegue generado por  $D_1$  corresponde a un pliegue clase 1C (Figura III.5), mientras que la relación de espesores del pliegue producido durante  $D_2$  (Figura III.10) define una geometría de clase 2 que involucra un aplastamiento adicional por cizallamiento como se puede observar en algunos pliegues (Figura III.11B).

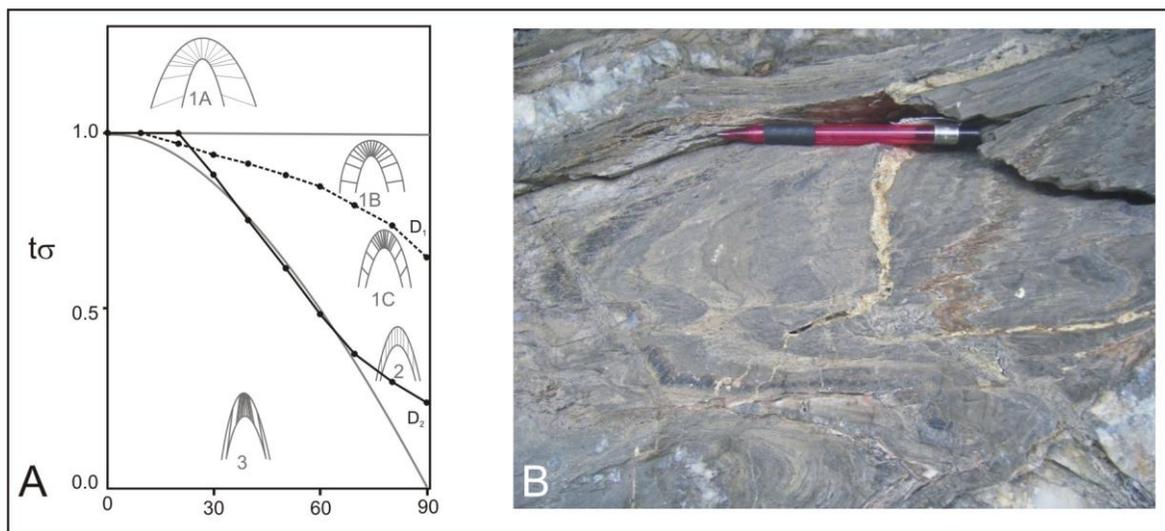


Figura III.11. A) Variación en la relación  $t\sigma$  (espesor limbo/espesor charnela) obtenida a través del análisis de las isógonas. El pliegue  $D_1$  queda incluido en el campo 1C, mientras que el pliegue de la fase  $D_2$ , es un pliegue Clase 2 que muestra aplanamiento generado por cizallamiento paralelo a su plano axial (B).

Asociado al plegamiento, se aprecia fallamiento de tipo inverso con planos ondulados y continuos de ángulo medio (Figura III.12A, B y C). Las superficies de las fallas inversas tienen un rumbo preferencial  $140^\circ$  e inclinación variable entre  $25-48^\circ$  hacia el suroeste (Figura III.12D, mapa geológico, sección geológica).

Las zonas de cizalla generadas por el fallamiento inverso tienen forma irregular y un espesor variable entre 3 y 70 cm. En ellas se observan microplegamiento, foliaciones S-C y lineaciones, que permitieron determinar la dirección de transporte del bloque de techo de estas estructuras, que en su mayoría es hacia el norte. Adentro de estas estructuras se encuentra la Falla Vista Hermosa (Figura III.12A).

De manera general, la geometría de las superficies de las fallas inversas y el plegamiento relacionado a  $D_2$ , sugieren un cinturón de pliegues y cabalgaduras aparentemente de tipo *duplex* (ver sección geológica), en el que la Falla Vista Hermosa sería la estructura mayor que define el límite inferior del cinturón (*floor thrust*).

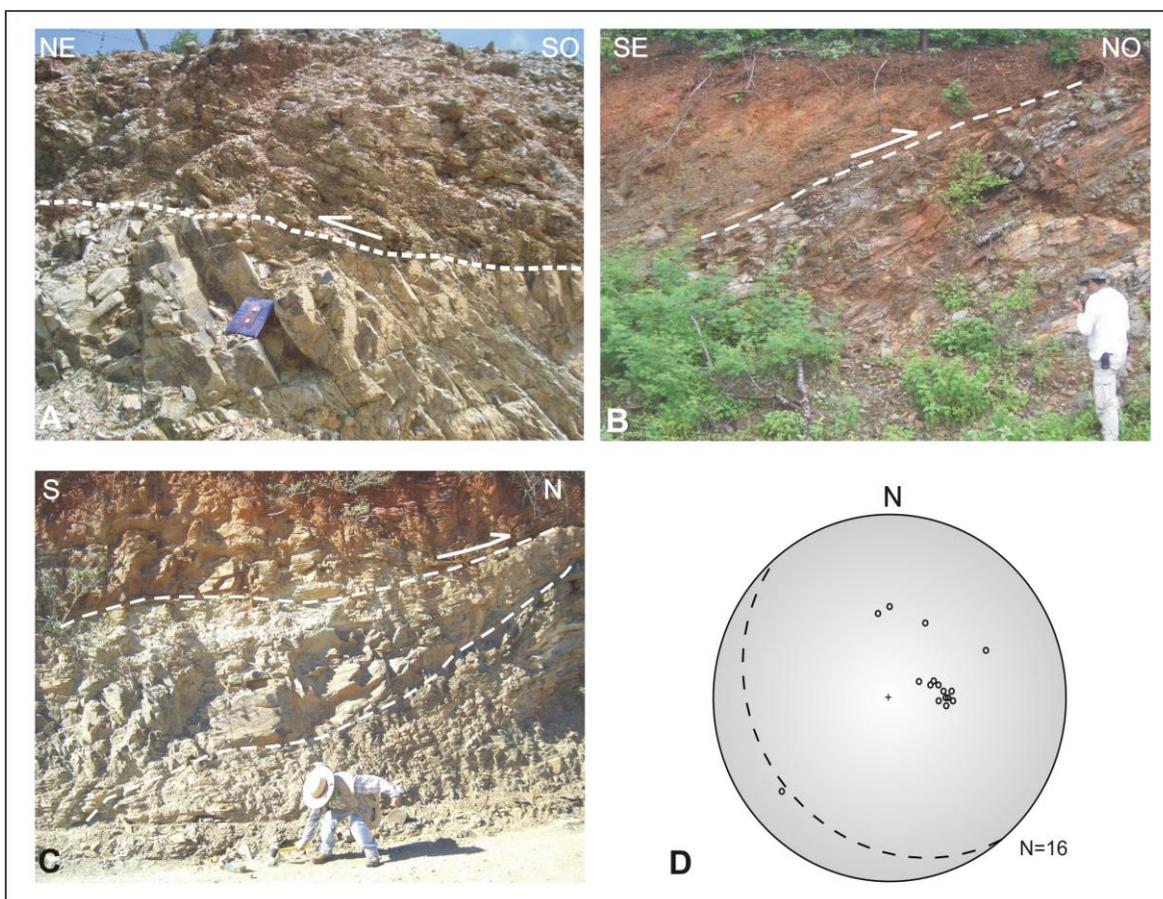


Figura III.12. A) Falla inversa (Falla Vista Hermosa) relacionada a la fase  $D_2$ , noroeste de Chivela. B) y C) Fallas inversas al sur de El Zapote que afectan a la filita volcanoclástica y al metabasalto, respectivamente. D) Proyección estereográfica (hemisferio inferior) que contiene los polos de los planos de fallas inversas relacionadas al evento  $D_2$  y el plano promedio.

### III.3 Tercera fase de deformación ( $D_3$ )

La fase de deformación  $D_3$ , está definida por fallas de tipo normal que presentan planos continuos y ondulados (Figuras III.13A y B). Estas estructuras desarrollan zonas de cizalla de forma irregular y espesor variable entre 30 cm y 7 m, caracterizadas por rocas de falla como cataclasita y salvanda. En algunos casos, sobre los planos de falla se desarrollaron estrías y escalones que permitieron determinar la cinemática normal (Figura III.13C).

Las superficies de falla de la fase  $D_3$  muestran una orientación preferencial  $122^\circ$  con inclinaciones variables de  $59$  a  $72^\circ$  hacia el sureste (Figura III.13D, sección geológica).

Estas estructuras se desarrollaron bajo un régimen frágil y dieron origen a cuencas en las que se depositó una secuencia sedimentaria de carácter

continental y fueron aprovechadas para el emplazamiento de las rocas ígneas más jóvenes, por lo que se considera que su formación es anterior al Mioceno.

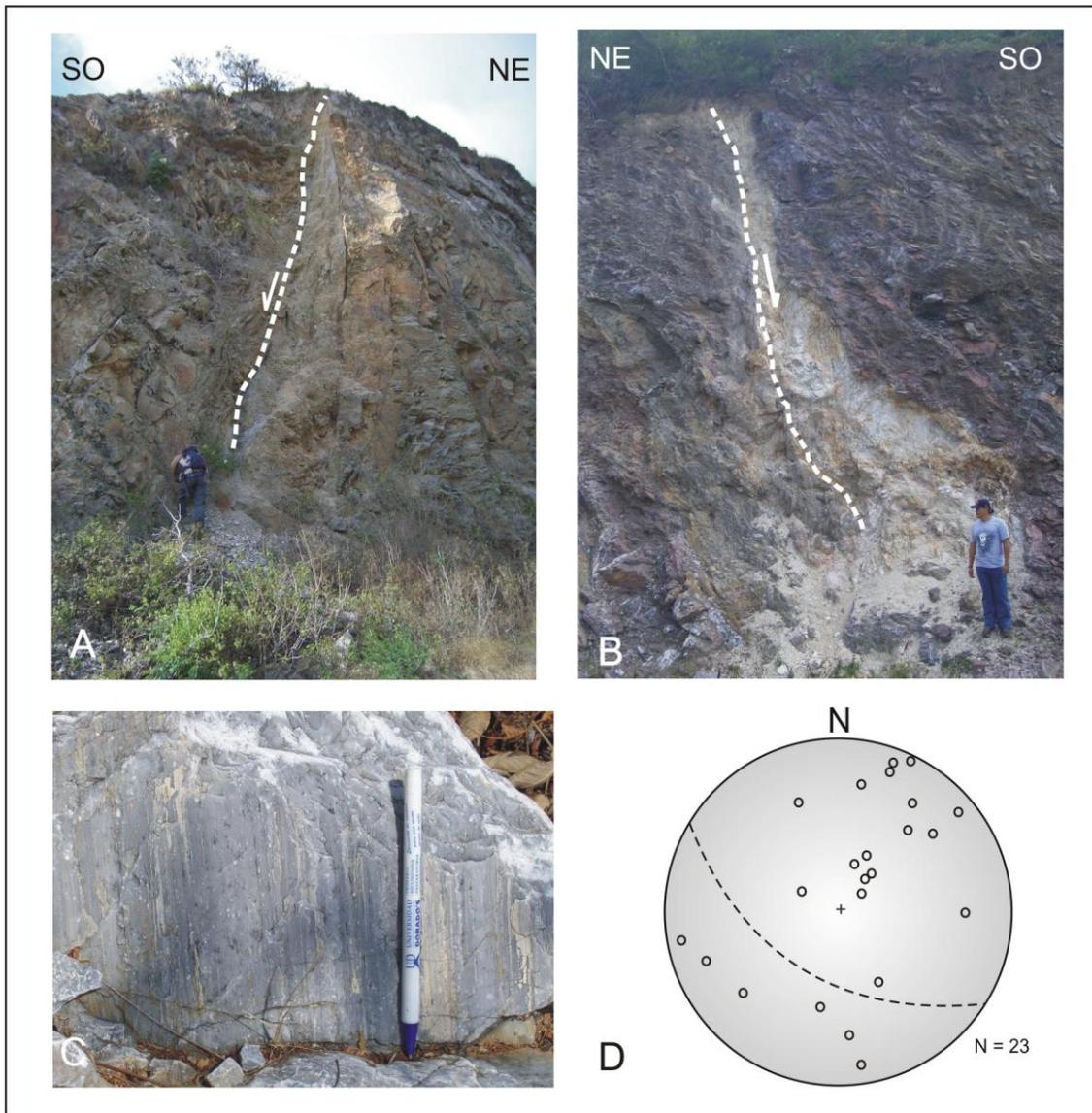


Figura III.13. A) Falla normal que afecta a la filita volcanoclástica en un corte del ducto de PEMEX, sureste de Chivela. B) Falla normal que corta a la filita siliciclástica en el kilómetro 232 de la carretera Matías Romero-Juchitán. C) Estrías relacionadas a una falla normal ubicada al noroeste de Santo Domingo Petapa. D) Estereograma (hemisferio inferior) que muestra la geometría de las fallas normales generadas por  $D_3$ , polos de los planos de falla y plano promedio.

#### III.4 Cuarta fase de deformación ( $D_4$ )

La fase de deformación  $D_4$  está representada por fallas de tipo lateral con planos ondulados y continuos (Figura III.14A) que generan zonas de cizalla con espesor que varía de 3 a 30 cm caracterizadas por cataclasita y salvanda. Sobre

algunos de los planos se observa material de fricción (*slickensides*) y estrías producto del desplazamiento relativo entre los bloques (Figura III.14 B y C).

Las superficies de falla tienen un rumbo aproximado E-O con inclinación de  $82^\circ$  al norte (Figura III.14D, sección geológica). A partir de indicadores cinemáticos, como estrías y escalones, se determinó que estas estructuras corresponden en su mayoría a fallas de desplazamiento lateral izquierdo.

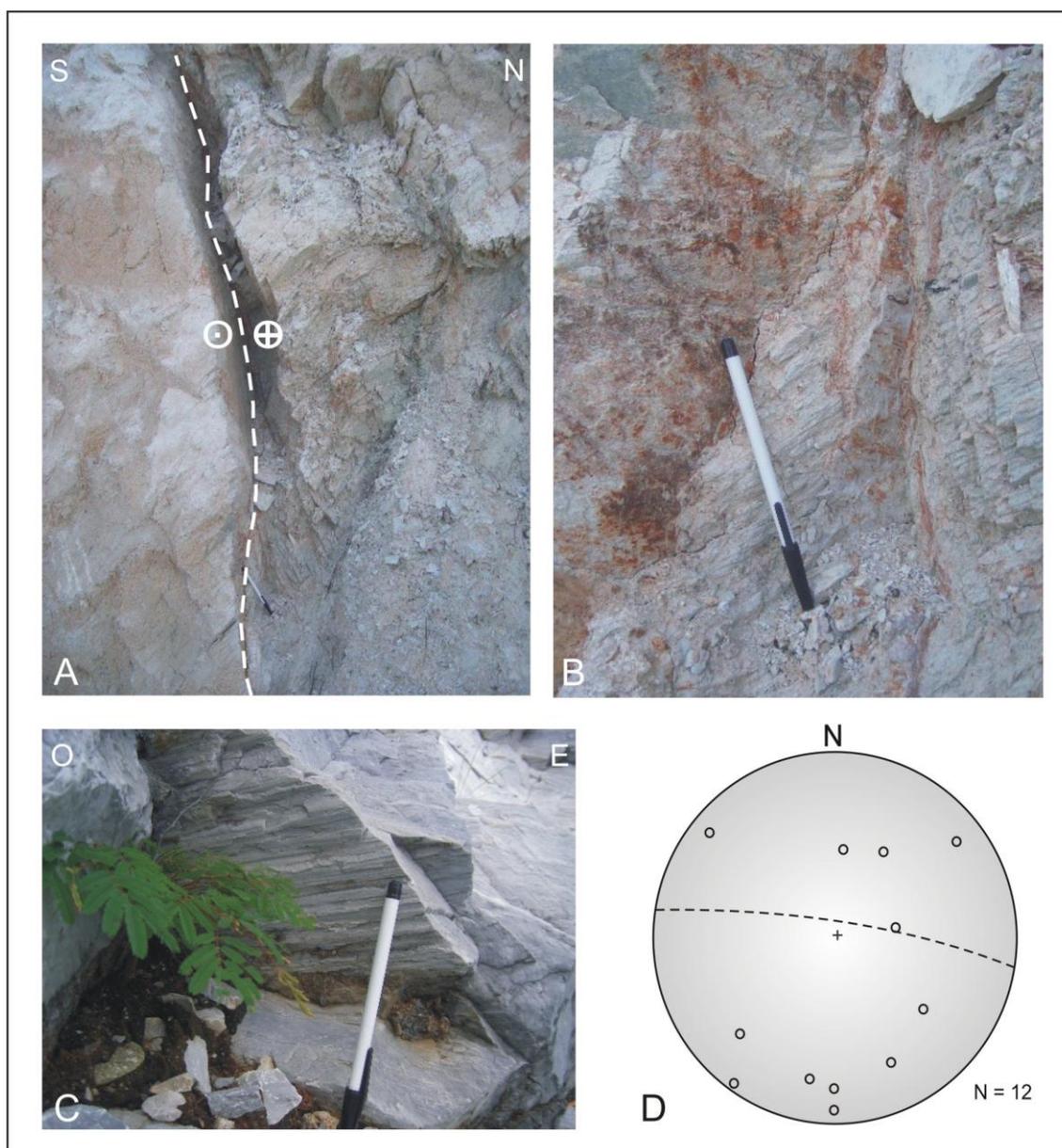


Figura III.14. A) Falla lateral izquierda que afecta a rocas de la Formación Todos Santos en un corte del camino Lázaro Cárdenas-Santa María Chimalapa. B) Detalle de plano de falla en el que se aprecia material de fricción (coloración rojiza). C) Estrías subhorizontales en un plano de falla lateral izquierda al sur de Carrasquedo. D) Estereograma (hemisferio inferior) que muestra la geometría de las fallas laterales generadas por  $D_4$ , polos de los planos de falla y plano preferencial.

Las fallas laterales afectan a todas las unidades litológicas de la región, pero son más evidentes en las rocas ígneas más jóvenes, y se formaron bajo un régimen de deformación frágil.

Ocasionalmente, se observa que las superficies de falla normal fueron aprovechadas y/o reactivadas por el fallamiento lateral.

Según Barrier (1998), la evolución neotectónica de la región del Istmo de Tehuantepec está caracterizada por estructuras relacionadas a tres episodios tectónicos: 1) basculamiento del extremo oriental del Istmo durante el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano como consecuencia de la deformación de la placa subducente de Cocos a lo largo de la porción subducida de la denominada Zona de Fractura Tehuantepec; 2) la subsidencia del sur del Istmo en relación a una extensión N-S asociada con el desplazamiento de la parte occidental de la placa del Caribe respecto a Norteamérica a lo largo del sistema de falla Polochic-Motagua; y 3) la extensión que se desarrolló en la mitad norte del Istmo relacionada a la evolución del margen pasivo del Golfo de México.

### **III.5 Falla Vista Hermosa**

La Falla Vista Hermosa fue definida como la estructura que constituye el límite oriental del terreno Cuicateco con el terreno Maya en las inmediaciones de Vista Hermosa (Figura I.2), al sur de Valle Nacional, Oaxaca (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990).

A fin de determinar las características y la posible continuidad de la Falla Vista Hermosa hasta la zona de estudio se realizaron varios transectos perpendiculares a la traza del contacto propuesto por Ortega-Gutiérrez *et al.* (1990), Barboza-Gudiño y Schwab (1996), desde Valle Nacional hasta el sureste de Matías Romero, Oaxaca (Figura III.15).

En la mayoría de las secciones no fue posible apreciar directamente el contacto entre las rocas del terreno Cuicateco y las rocas del terreno Maya. En algunos casos, la relación geométrica entre la superficie de esquistosidad ( $S_1$ ) de la secuencia metavolcanosedimentaria y la superficie de estratificación ( $S_0$ ) de las rocas de la Formación Todos Santos, indica la sobreposición del terreno Cuicateco sobre el terreno Maya, por ejemplo en Santiago Jalahui y Santiago Etla-San Juan Mazatlán (Figura III.15).

En las inmediaciones de La Esperanza, Santa María Puxmetacán, Lázaro Cárdenas y Cieneguillas se apreciaron varios planos de falla inversa, que se considera forman parte de la Falla Vista Hermosa (Figura III.16).

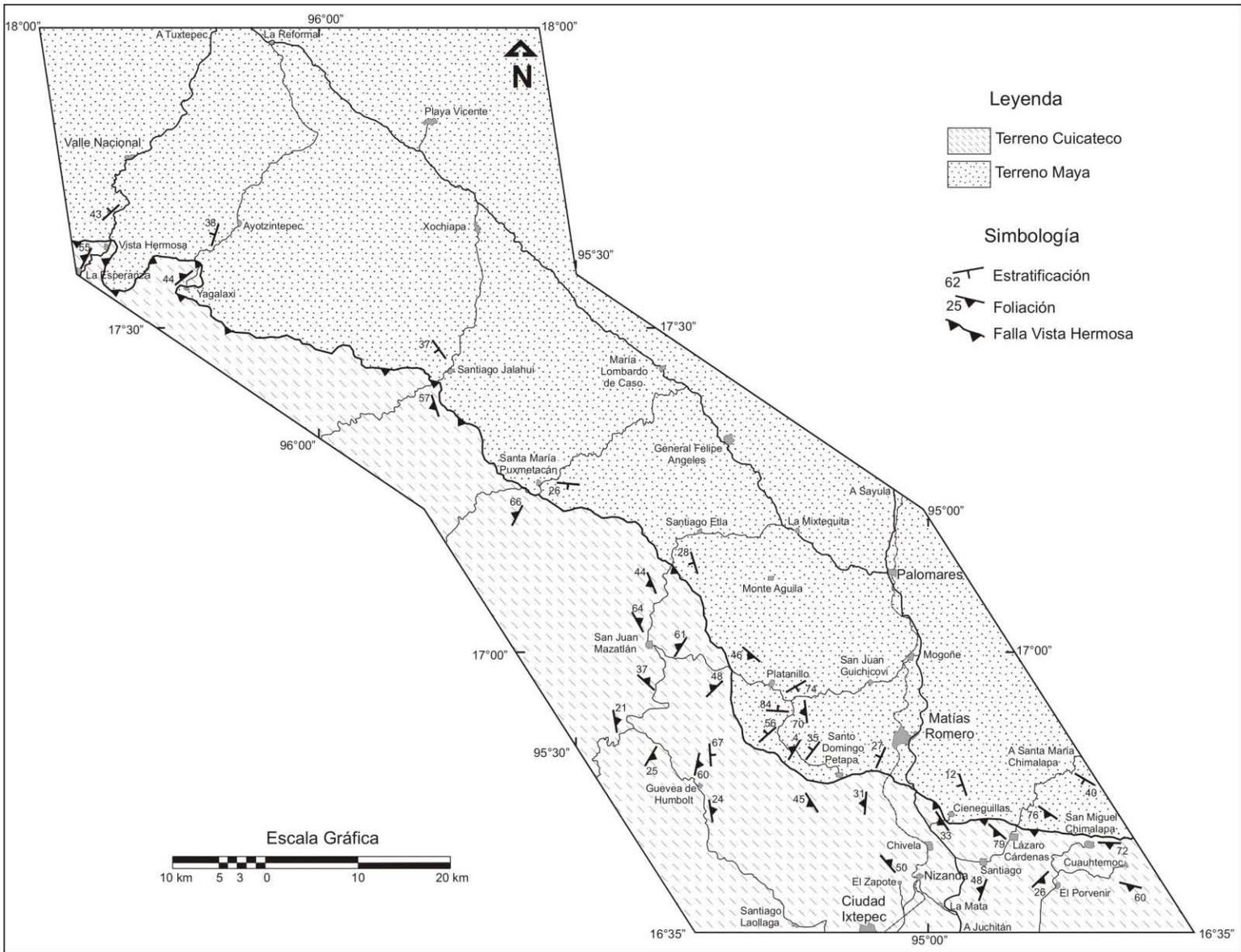


Figura III. 15. Esquema que muestra la distribución espacial de la Falla Vista Hermosa, límite entre los terrenos Cuicateco y Maya.

Las zonas de cizalla asociadas a la Falla Vista Hermosa muestran una geometría irregular y espesores cercanos a los 200 m. Dentro de estas zonas se pueden apreciar varios planos de falla inversa con superficies irregulares y un ángulo variable entre  $30^\circ$  y  $50^\circ$  (por ejemplo al norte de Lázaro Cárdenas, Figura III.16A), y el desarrollo de una esquistosidad penetrativa con dominios delgados, continuos y anastomasados que, en algunos casos, delimitan bloques de roca con geometría sigmoidal y tamaño variable entre 5 y 80 cm (Figura III.16B y III.16C).

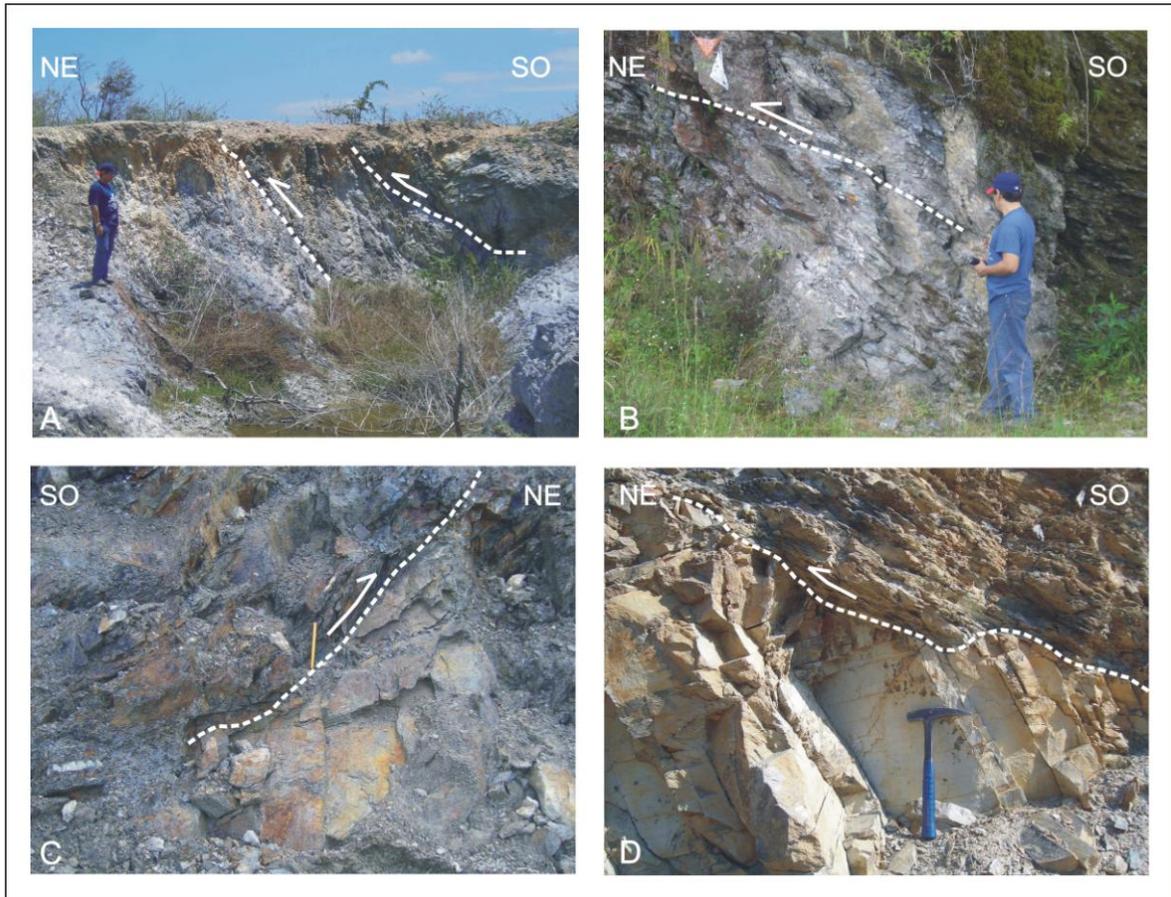


Figura III.16. Afloramientos en los que se aprecian estructuras asociadas a la Falla Vista Hermosa: A) en el camino Santiago-Santa María Chimalapa, Oax. y B) en la carretera Oaxaca-Valle Nacional a la altura de La Esperanza, Oax. C) la Falla Vista Hermosa al noreste de Yagalaxi, Oax., y D) en el camino Chivela-Cieneguillas, Oax.

En la zona de cizalla que se encuentra en los alrededores de Lázaro Cárdenas es común la presencia de pliegues de crenulación con plano axiales muy cercanos a la vertical en las rocas de ambos terrenos.

Las características geométrica de los bloques sigmoidales, las líneas de estiramiento y en menor proporción el microplegamiento, permitieron definir una dirección de desplazamiento del bloque de techo (formado por la secuencia

metavolcanosedimentaria) hacia el norte-noreste, sobre las rocas de la Formación Todos Santos del terreno Maya (Figura III.16C y III.16D).

En la Figura III.17 se muestra la orientación preferencial de la Falla Vista Hermosa,  $151^\circ$  con inclinación de  $46^\circ$  al SO, y de las estructuras de falla inversa que se considera están asociadas a ella.

La similitud geométrica y el tipo de estructuras relacionadas a la Falla Vista Hermosa hacen suponer que ésta tuvo su origen durante la fase de deformación  $D_2$ .

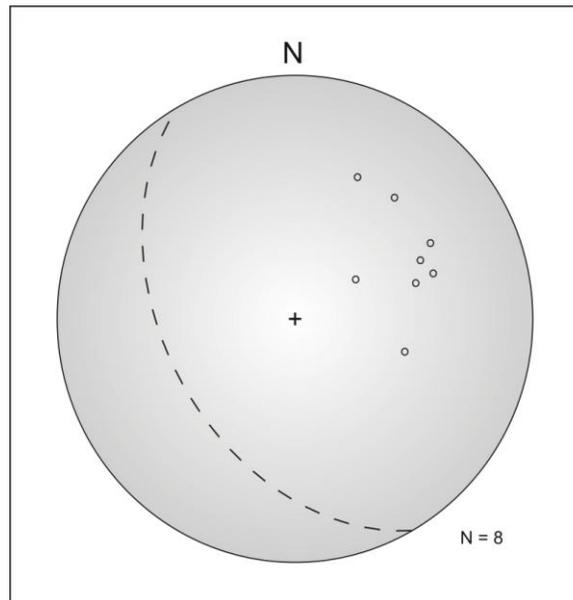


Figura III.17. Estereograma (hemisferio inferior) que muestra la orientación preferencial de la Falla Vista Hermosa y planos de falla inversa asociados a ella, polos de los planos de falla.

## **CAPÍTULO IV**

### **Petrografía y Geoquímica**

El análisis petrográfico permitió obtener información acerca de las texturas, los componentes minerales y posibles alteraciones en el metabasalto, las rocas volcánicas e intrusivas. Este análisis fue la base para la discriminación de las muestras para los análisis geoquímicos.

#### **IV. 1 Petrografía del metabasalto**

Las muestras del metabasalto presentan una variedad textural que puede separarse en dos grupos principales: granoblásticas y foliadas. Las rocas con textura granoblástica muestran planos de esquistosidad discontinuos y muy espaciados, y los minerales relacionados muestran una orientación al azar (Figura IV.1A).

Dentro del metabasalto foliado se aprecian ejemplares con textura foliada, porfidoblástica, cataclástica, blastomilonítica y milonítica. El metabasalto que tiene textura foliada presenta planos de esquistosidad bien definidos, con un arreglo anastomasado y con una orientación preferencial de los minerales asociados (Figura IV.1B). Las rocas con textura porfidoblástica muestran esquistosidad fina, lisa y continua que rodea a los porfidoblastos (Figura IV.1C).

El metabasalto con textura cataclástica presenta planos de esquistosidad finos, continuos y ondulados que rodean cristales que muestran evidencias de cataclasis (Figura IV.1D). Las rocas con textura blastomilonítica tienen dominios de esquistosidad muy finos y continuos que rodean a porfidoblastos (Figura IV.1E). El metabasalto con textura milonítica contiene planos de foliación muy finos y continuos formados por porfidoclastos y porfidoblastos (Figura IV.1F).

Los fenocristales principales del metabasalto son hornblenda, epidota y plagioclasa (Figura IV.2). Dentro de los minerales accesorios destacan la clinozoisita, el cuarzo, la tremolita, el rutilo, la esfena y la hematita (Figura IV.3).

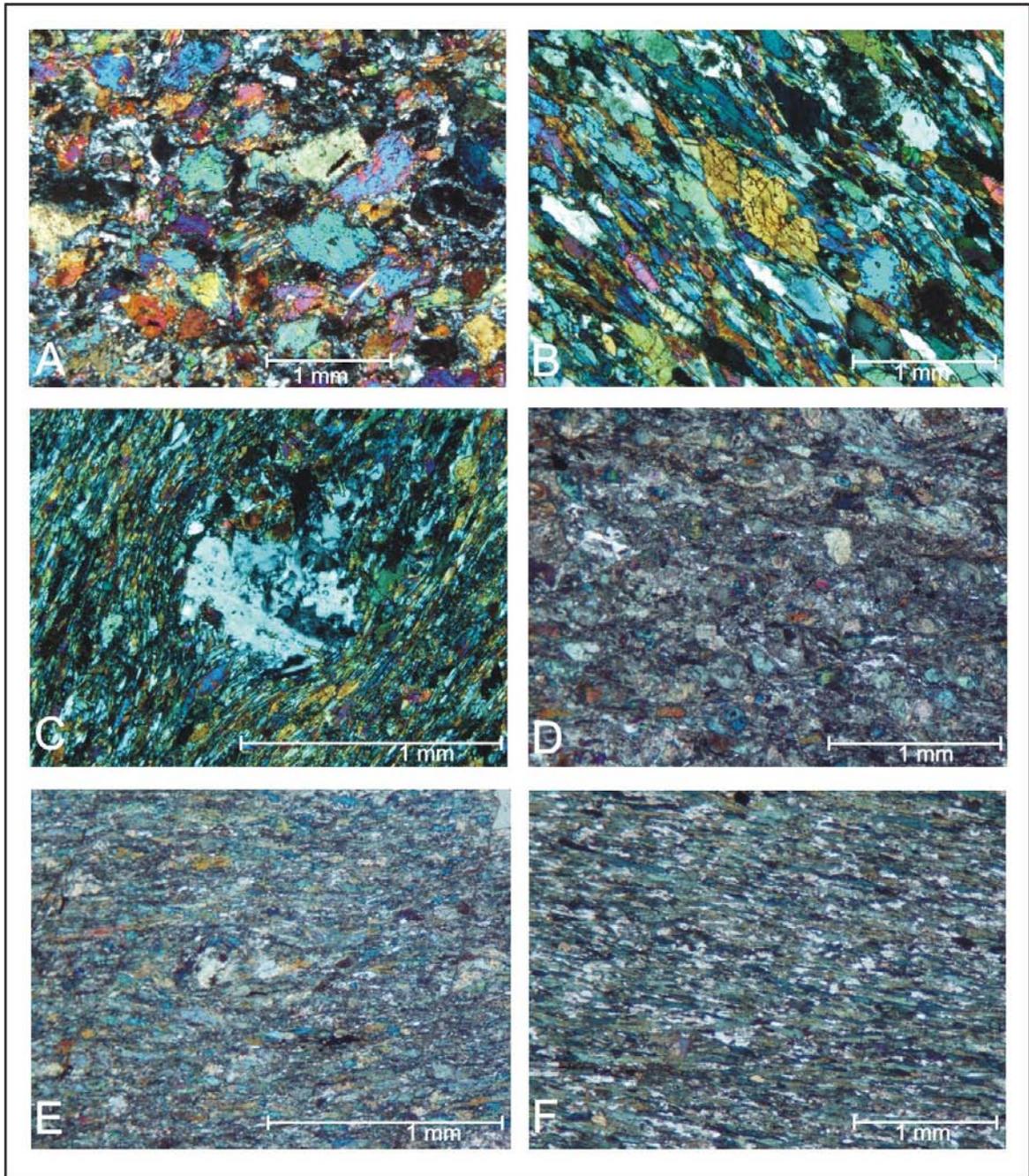


Figura IV.1. Fotomicrografías que muestran las variaciones texturales del metabasalto: A) granoblástica, B) foliada, C) porfidoblástica, D) cataclástica, E) blastomilonítica y F) milonítica, nícoles cruzados.

El tamaño de grano de la roca está determinado por el grado de deformación. Las rocas menos deformadas, de textura granoblástica, son de grano fino con cristales de dimensiones variables entre 1 y 3 mm. El metabasalto deformado en general es de grano más fino con cristales de tamaño menor a 1 mm.

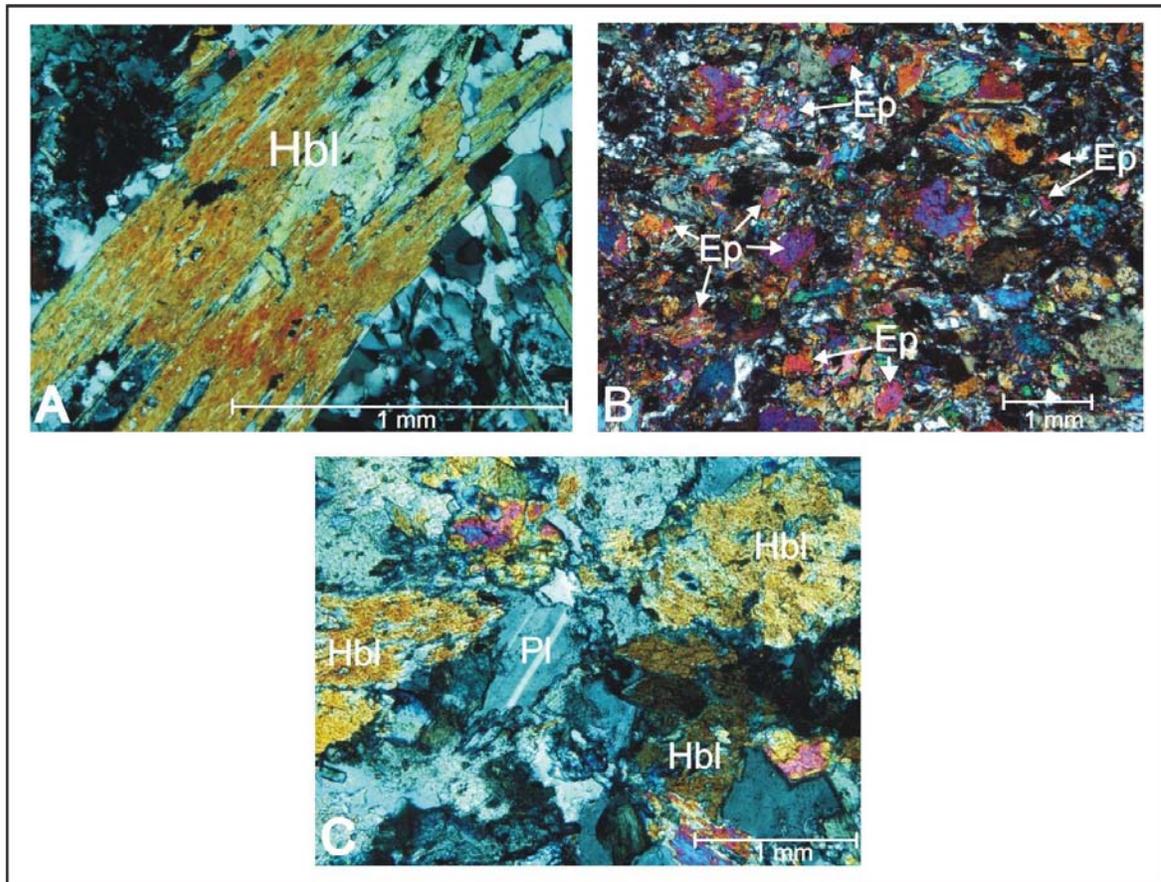


Figura IV.2. Fotomicrografías en nícoles cruzados de los minerales principales en el metabasalto: A) hornblenda (Hbl), B) epidota (Ep) y C) plagioclasa (Pl).

La hornblenda presenta una forma idiomorfa-subidiomorfa con un hábito tabular-prismático cuando está incluida en una textura granoblástica. En el caso del metabasalto con textura foliada, la hornblenda tiene forma subidiomorfa-alotriomorfa y adquiere un hábito acicular.

Los cristales de epidota generalmente tienen forma subidiomorfa-alotriomorfa con un hábito prismático en el metabasalto con textura granoblástica y un hábito acicular en muestras con textura foliada.

La plagioclasa presenta forma subidiomorfa-alotriomorfa con hábito tabular-prismático en las muestras con textura granoblástica y foliada. En el metabasalto con mayor grado de deformación, los cristales de plagioclasa son principalmente alotriomorfos con hábito acicular.

La orientación de la hornblenda, la epidota y la plagioclasa constituyen la superficie de esquistosida  $S_1$ .

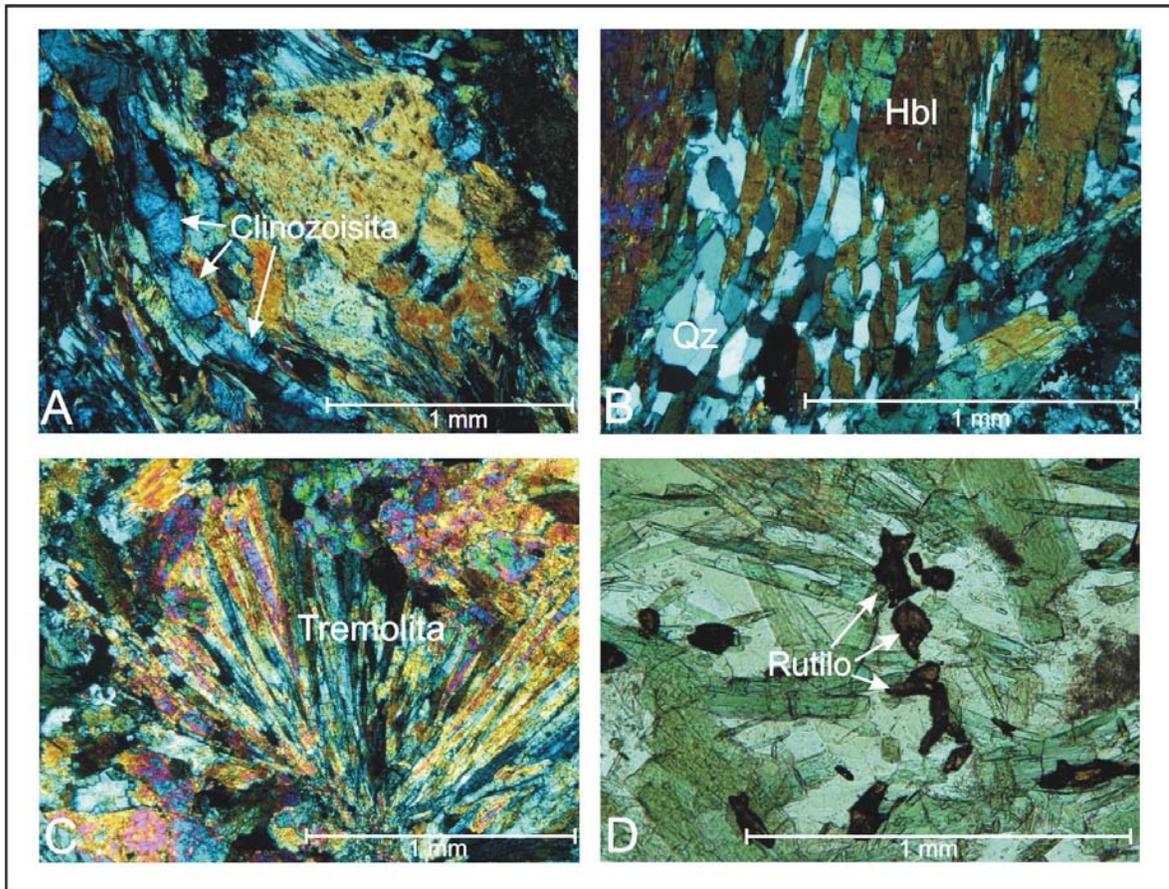


Figura IV.3. Fotomicrografías que muestran algunos de los minerales accesorios en el metabasalto: A) clinozoisita, B) cuarzo y C) tremolita, en nícoles cruzados. D) rutilo, en nícoles paralelos. Hbl= hornblenda, Qz= cuarzo.

El metabasalto es afectado por metamorfismo de facies de esquistos verdes, que es evidenciado por el desarrollo de cristales de mica blanca o clorita a lo largo de los planos de esquistosidad  $S_1$  (Figura IV.4).

## IV.2 Resultados geoquímicos del metabasalto

A partir de los análisis químicos del metabasalto de la secuencia volcanosedimentaria se obtuvieron los elementos mayores, tierras raras (*rare-earth-elements* (REE), por sus siglas en inglés) y elementos en traza (Tabla IV.1)

Los elementos mayores permiten clasificar y nombrar las distintas rocas volcánicas, el diagrama de álcalis-silice total (*total alkalis-silica diagram* (TAS), por sus siglas en inglés), es uno de los esquemas más utilizados en la clasificación de rocas volcánicas. Este diagrama considera los porcentajes de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ , y en base a su contenido en  $\text{SiO}_2$  separa rocas ultrabásicas, básicas, intermedias y ácidas (Le Maitre *et al.*, 1989).

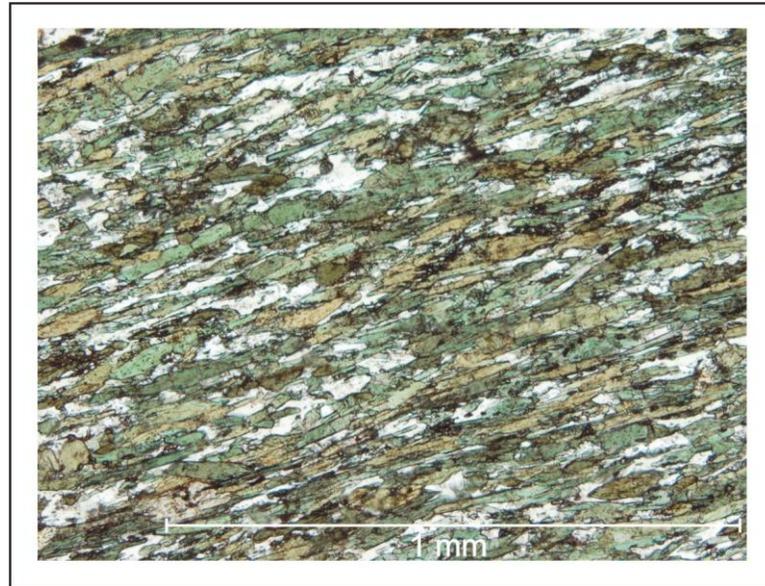


Figura IV.4. Fotomicrografía que muestra el desarrollo de cristales de clorita a lo largo de las superficies de esquistosidad  $S_1$ , nícoles paralelos.

En el caso de las muestras de metabasalto, éstas tienen una composición básica con porcentajes de  $\text{SiO}_2$  que varían entre 45 y 50 wt% en el diagrama TAS (Figura IV.5A); sin embargo, el uso de este diagrama para la clasificación de la roca sería limitado, ya que las muestras analizadas han sufrido un proceso de metamorfismo de grado bajo y existe la posibilidad de que el álcalis haya sido removido durante este evento.

Considerando lo anterior, para la clasificación de la roca, se empleó el diagrama Nb/Y-Zr/Ti (Pearce, 1996), que es muy similar al diagrama TAS, pero con la ventaja de que los elementos seleccionados son relativamente inmóviles durante procesos secundarios, lo que permite la determinación del tipo de roca aún si está alterada.

La clasificación de las rocas obtenida por la relación Nb/Y-Zr/TiO<sub>2</sub> (Figura IV.5B) corresponde a basaltos sub alcalinos con un índice bajo de fraccionamiento que es evidenciado por los valores del radio Zr/Ti de alrededor de 0.01.

Las rocas volcánicas de las series subalcalinas pueden ser divididas en base a su concentración de  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{SiO}_2$ . El diagrama de Le Maitre *et al.* (1989) separa a las rocas subalcalinas en K bajo, K medio y K alto, que coinciden con la serie de toleitas (K bajo), la serie calci-alcalina y la calci-alcalina (K alto), definidas por Rickwood (1989). Al graficar las muestras del metabasalto en el diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{SiO}_2$  se aprecia que corresponden en su mayoría a la serie toleítica con valores de  $\text{K}_2\text{O}$  de 0.058 a 0.283 %wt y rango de  $\text{SiO}_2$  de 38.9 a 49.9 %wt (Tabla IV.1, Figura IV.5C).

Muestra	Nz-0104	Nz-0504	Nz-0704	Nz-130	Nz-1304	Nz-137	Nz-182	Nz-38	Nz-42	Nz-5	Nz-8	SDI-20	SMCH-7	SMCH-13
Latitud	16°38'40"	16°37'18"	16°38'34"	16°40'46"	16°37'44"	16°42'41"	16°40'33"	16°37'50"	16°39'02"	16°38'04"	16°39'16"	16°41'57"	16°42'30"	16°40'53"
Longitud	95°02'28"	95°02'06"	95°01'04"	95°04'20"	95°00'46"	95°09'04"	95°05'29"	95°01'01"	95°02'28"	95°02'25"	95°03'15"	95°07'12"	94°45'56"	94°47'42"
SiO <sub>2</sub> (%)	49.9	48.4	49.6	48.9	48.9	47.8	49.7	46.9	49.2	48.5	49.0	38.9	48.2	49.2
TiO <sub>2</sub>	1.63	1.232	1.36	1.216	1.207	1.905	2.006	1.177	1.658	1.5	1.272	1.676	1.434	1.714
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.39	15.78	14.31	13.50	17.12	14.24	14.31	16.81	14.37	14.39	14.90	14.41	14.68	14.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.78	9.82	10.43	10.41	9.68	12.58	11.60	10.41	11.37	10.79	11.10	11.64	10.73	11.89
MnO	0.181	0.158	0.155	0.155	0.21	0.177	0.176	0.156	0.207	0.168	0.156	0.173	0.173	0.18
MgO	7.51	7.77	7.44	8.87	8.48	6.74	5.96	6.70	6.94	6.66	7.50	7.63	7.40	6.92
CaO	9.49	11.31	11.13	11.67	8.53	9.50	11.83	12.06	11.41	14.32	13.06	10.62	12.72	11.49
Na <sub>2</sub> O	3.26	2.74	3.29	2.60	3.78	3.47	2.47	1.83	2.28	1.77	2.10	3.44	1.89	2.54
K <sub>2</sub> O	0.283	0.246	0.071	0.149	0.214	0.247	0.242	0.114	0.224	0.125	0.058	0.221	0.104	0.104
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.191	0.114	0.124	0.085	0.126	0.198	0.215	0.083	0.157	0.143	0.096	0.161	0.132	0.151
PxC	1.11	1.58	1.61	2.14	1.77	3.15	1.11	2.57	1.94	1.2	1.05	1	3.33	0.93
Suma	99.7	99.5	99.5	99.7	100.0	100.0	99.7	98.8	99.8	99.6	100.3	99.9	100.8	99.1
La (ppm)	6.42	3.28	2.99	2.08	3.44	4.67	6.66	1.69	3.68	3.39	1.99	4.67	2.75	3.74
Ce	17.33	9.73	9.30	6.94	9.51	14.65	18.67	5.83	11.93	10.95	6.61	13.48	8.76	11.81
Pr	2.70	1.62	1.56	1.24	1.49	2.43	2.98	1.09	2.04	1.76	1.23	2.15	1.50	2.03
Nd	13.67	9.02	8.86	7.42	8.12	13.25	15.42	6.87	11.42	9.80	7.59	11.47	8.70	11.43
Sm	4.200	2.990	3.140	2.713	2.657	4.486	4.902	2.559	3.959	3.475	2.852	3.742	3.047	3.963
Eu	1.297	1.107	1.070	1.049	1.054	1.483	1.577	0.957	1.348	1.221	1.077	1.326	1.122	1.363
Gd	5.295	4.063	4.330	3.855	3.598	6.010	6.321	3.852	5.398	4.581	4.177	5.020	4.215	5.462
Tb	0.903	0.703	0.761	0.684	0.622	1.054	1.086	0.687	0.944	0.802	0.744	0.872	0.747	0.963
Dy	5.767	4.650	5.059	4.618	4.178	6.831	6.845	4.617	6.170	5.448	4.949	5.657	4.999	6.258
Ho	1.247	1.008	1.116	1.015	0.902	1.541	1.524	1.036	1.370	1.199	1.096	1.245	1.098	1.394
Er	3.423	2.773	3.087	2.831	2.479	4.255	4.229	2.875	3.805	3.349	3.047	3.452	3.058	3.881
Yb	3.139	2.559	2.817	2.611	2.275	3.845	3.897	2.749	3.485	2.972	2.843	3.205	2.889	3.639
Lu	0.445	0.359	0.413	0.370	0.329	0.521	0.554	0.396	0.493	0.428	0.409	0.463	0.425	0.522
Cs	0.07	0.20	0.04	0.16	0.07	0.25	0.13	0.08	0.08	0.08	0.04	0.08	0.04	0.05
Rb	1.29	3.71	0.72	3.58	1.53	2.95	4.17	1.44	2.23	2.45	0.69	2.46	1.12	1.42
Ba	11.80	13.77	9.53	36.90	32.91	13.17	29.98	4.42	12.53	14.62	16.65	12.00	15.08	18.30
Th	0.49	0.12	0.07	0.04	0.19	0.15	0.45	0.03	0.10	0.13	0.04	0.25	0.08	0.09
U	0.18	0.07	0.03	0.03	0.07	0.09	0.24	0.02	0.05	0.06	0.03	0.11	0.04	0.05
Nb	1.67	2.20	1.87	1.00	0.68	3.18	5.28	0.89	2.33	2.37	1.06	3.75	1.74	2.26
Ta	0.12	0.16	0.14	0.08	0.05	0.23	0.37	0.07	0.17	0.18	0.08	0.27	0.13	0.17
Pb	8.39	0.34	0.44	0.37	0.94	0.55	1.22	0.30	0.68	0.67	0.25	0.45	0.27	0.55
Sr	1.69	1.52	1.43	1.12	2.22	1.21	1.86	1.06	1.38	2.35	0.87	1.45	1.41	1.37
Zr	81.40	47.10	58.50	-	80.40	-	-	-	-	84.70	71.30	-	-	-
Hf	2	11	14	-	2	-	-	-	-	2.1	2	-	-	-
Y	35	28	30	28	25	43	43	29	38	32	32	35	30	39
Li	10.88	6.31	3.21	12.54	5.76	14.21	5.41	9.72	6.17	3.22	2.93	5.63	5.35	5.75
Be	0.97	0.51	0.52	0.38	0.74	0.76	0.86	0.30	0.57	0.55	0.37	0.56	0.45	0.59
Sc	34.36	39.01	45.08	43.81	37.37	44.30	42.01	38.52	42.28	38.52	42.49	42.99	42.45	44.17
V	2.61	2.60	2.95	2.92	2.50	3.55	3.37	2.88	3.32	2.90	2.89	3.23	2.94	3.41
Cr	2.76	4.21	1.74	4.35	2.86	2.53	1.37	2.68	3.31	2.78	3.50	1.91	5.11	2.12
Co	39.4	40.2	38.1	46.1	37.2	39.3	37.7	44.0	41.8	39.7	41.1	43.7	47.1	47.4
Ni	107.9	83.7	70.6	82.1	70.4	56.8	48.2	74.1	67.9	80.2	45.6	53.3	42.15	65.9
Cu	1.5	36.7	10.7	397.5	40.4	75.1	16.6	127.5	71.9	68.3	99.7	55.5	63.6	72.0
Zn	67.4	64.4	82.3	65.3	94.7	94.9	85.3	72.2	80.9	68.7	74.5	82.7	110.3	85.0
Ga	17.76	16.33	17.10	15.22	17.93	17.66	19.64	17.30	17.99	19.12	16.88	18.84	16.82	18.21
Sn	1.44	0.65	0.58	0.61	0.99	1.11	1.26	0.59	1.01	0.81	0.71	0.96	0.64	0.90
Sb	0.09	0.09	0.10	1.26	0.05	0.18	0.13	0.08	0.17	0.96	0.07	0.10	0.11	0.08
Th/Nb	0.29	0.05	0.034	0.035	0.283	0.046	0.084	0.029	0.041	0.055	0.036	0.065	0.041	0.042

Valores debajo del límite de detección (-)

Tabla IV.1. Análisis de elementos mayores y en traza de los metabasaltos de la secuencia metavolcanosedimentaria.

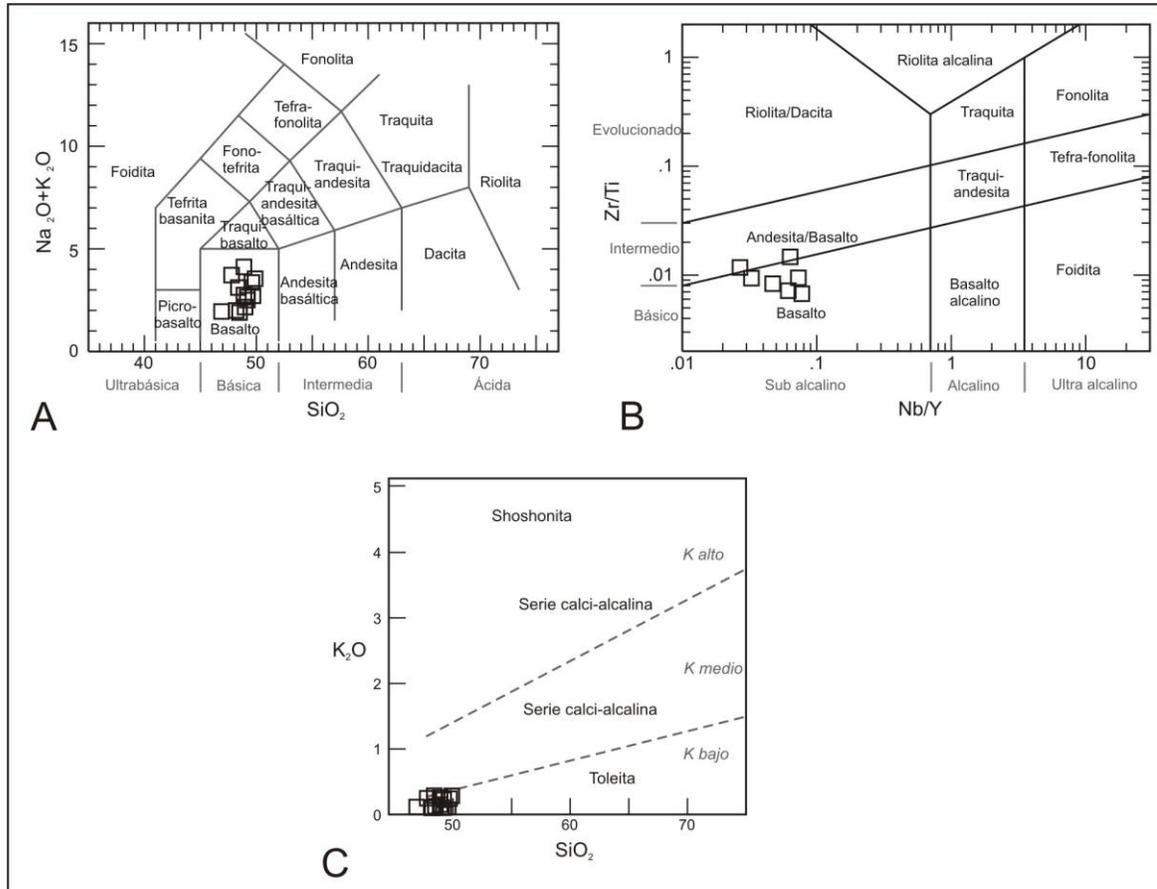


Figura IV.5. A) Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (TAS, Le Maitre *et al.*, 1989). B) Diagrama  $\text{Nb}/\text{Y}$  vs  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  (Pearce, 1996). C) Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{K}_2\text{O}$  (Le Maitre *et al.*, 1989). La mayor parte de las muestras son rocas de composición básica, corresponden a basaltos subalcalinos y pertenecen a la serie toleítica.

Las tierras raras y los elementos en traza reflejan una variedad de factores que incluyen la fuente del magma, el porcentaje de la roca fuente que fue sometida a fusión, la cantidad de fraccionamiento cristalino y la contaminación del magma (Murphy, 2007). Las concentraciones de tierras raras en las rocas son usualmente normalizadas a un estándar de referencia, que generalmente es una condrita la cuál es pensada a representar muestras del sistema solar relativamente no fraccionadas (Rollinson, 1993).

En el caso del metabasalto, los patrones de tierras raras normalizados con respecto a una condrita muestran un patrón ligeramente empobrecido en tierras raras ligeras (*light rare-earth-element* (LREE), por sus siglas en inglés) y casi plano, o incluso ligeramente cóncavo, en las tierras raras medias y pesadas (*médium rare-earth element* y *heavy rare-earth-element* (MREE y HREE por sus siglas en inglés)), con anomalías negativas pequeñas de Eu (Figura IV.6A).

El patrón ligeramente cóncavo en las tierras raras medias evidencia un enriquecimiento de éstas en relación a las ligeras y pesadas, lo que es principalmente controlado por la hornblenda (Rollinson, 1993).

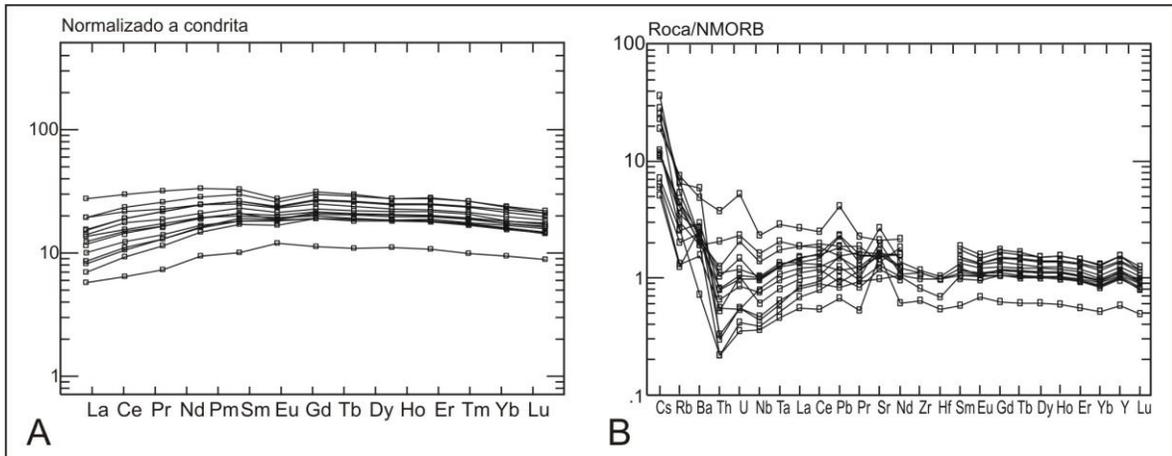


Figura IV.6. A) Datos de elementos de tierras raras del metabasalto normalizados a condrita (valores normalizados de McDonough y Sun, 1995). B) Elementos en traza obtenidos en el metabasalto normalizados a basaltos de cordillera meso-oceánica normal (NMORB), valores normalizados de Sun y McDonough (1989).

En el patrón de REE normalizado a condrita además se observa una anomalía negativa de Eu que indica que este elemento se quedó atrapado o retenido en la plagioclasa; considerando que el tamaño de la anomalía se incrementa con el fraccionamiento de plagioclasa (Murphy, 2007), se tiene que en el caso de las muestras del metabasalto analizadas la anomalía de Eu es pequeña, por lo que se considera que el fraccionamiento de la plagioclasa en el magma fue poco.

En los diagramas de elementos en traza o multielementos (*spider diagrams*), el magma MORB tipo N (*normal mid-ocean ridge basalt* (N-MORB, por sus siglas en inglés)) es el valor normalizador que representa la composición que un magma lograría sin el enriquecimiento de la fuente del manto, sin ensamblajes residuales complejos durante el fundido y sin interacción con la corteza continental (Pearce, 1996).

Los valores obtenidos para los elementos en traza en las muestras son similares a los determinados para un magma tipo N-MORB (Rollinson, 1993). En la gran mayoría de las muestras analizadas los perfiles de elementos en traza muestran un empobrecimiento de elementos incompatibles e inmóviles en fluidos acuosos (i.e.  $Th/Nb = 0.9-1.3$ ) y un enriquecimiento relativo en elementos de radio iónico grande (LILE), altamente solubles como el Cs, Rb, Ba, U, Pb y Sr (Figura IV.6B), que puede relacionarse a un grado bajo de alteración. Sólo dos de las

muestras analizadas muestran un enriquecimiento relativo en Th y otros elementos LILE con respecto a los elementos de alto potencial iónico (HFSE).

Las anomalías negativas en los elementos incompatibles como el Th y Rb sugieren que la fuente de donde provienen esta empobrecida en estos elementos o que procesos como el metamorfismo provocaron la pérdida de estos. Las anomalías positivas de Pb y Sr pueden indicar un efecto de alteración.

Una de las principales aplicaciones de los análisis geoquímicos es la caracterización del ambiente tectónico en que se generó el material magmático analizado. En ese sentido, la mayoría de los diagramas de discriminación están basados en elementos que no son afectados por eventos secundarios como intemperismo y metamorfismo.

El diagrama de discriminación Ti vs V de Shervais (1982) permite diferenciar entre toleítas de arco volcánico, MORB, basaltos de cuenca tras arco y basaltos alcalinos. El Ti es un elemento altamente incompatible durante la fusión del manto y la cristalización fraccionada de magma básico y se conserva durante la subducción; mientras que, el V es un elemento moderadamente incompatible durante la fusión del manto y cristalización fraccionada de magma tholeítico, es conservativo durante la subducción y es sensible a las condiciones reductoras. Ambos elementos son inmóviles bajo condiciones de alteración hidrotermal y en metamorfismo de grado intermedio a alto.

Al graficar los datos del metabasalto el diagrama de Shervais (Figura IV.7A), se obtiene que las muestras tienen radios de Ti/V entre 20 y 50, pero con enriquecimiento menor de Ti y V (valores de V  $\approx$  300 ppm y de Ti/1000  $\approx$  10 ppm) que el observado en los basaltos MORB o en los basaltos de arcos de islas (valores de V  $\approx$  400 ppm y de Ti/1000  $\approx$  15 ppm). El enriquecimiento menor de Ti y V ha sido relacionado por Shervais (1982) a centros de expansión lenta y difusa en una cuenca tras arco, la cual carece de una cámara magmática bien desarrollada.

El diagrama La-Y-Nb de Cabanis y Lecolle (1989) se basa en tres elementos altamente incompatibles durante la fusión del manto y cristalización fraccionada. Este diagrama permite discriminar entre los tres principales grupos de basaltos: oceánicos, continentales y de arco volcánico, que además son subdivididos en basaltos calci-alcalinos, toleítas de arcos de islas, toleítas de arcos volcánico, N-MORB, E-MORB y basaltos alcalinos.

Al graficar las muestras del metabasalto se obtiene que éstas se distribuyen en los límites entre los campos N-MORB, cuenca tras arco y toleítas de arcos de islas (Figura IV.7B).

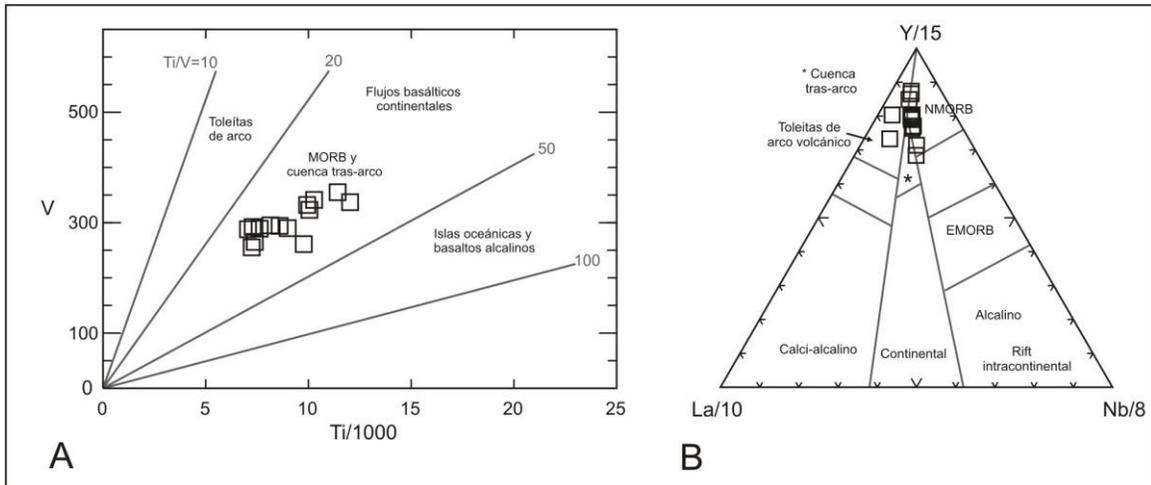


Figura IV.7. A) Diagramas Ti vs V de Shervais (1982) y B) Diagrama La-Y-Nb de Cabanis y Lecolle (1989) que definen a las muestras como basaltos MORB y N-MORB, respectivamente, y las ubican en un ambiente de cuenca tras arco.

Los diagramas Th-Ta-Hf (Wood, 1980) y Ti-Zr-Y (Pearce y Cann, 1973), permiten reconocer entre distintos tipos de basaltos MORB, ambiente tectónico y características de la fuente.

En el diagrama Th-Ta-Hf (Figura IV.8A), se graficaron los valores de Zr y Hf de seis muestras, se observa que cuatro de los ejemplares caen en el campo N-MORB y dos más en el campo de basaltos de arco. Cuatro muestras se relacionan a una cuenca marginal asociada a una fuente de manto N-MORB empobrecida o con porcentaje alto de fusión.

En el diagrama Ti-Zr-Y (Figura IV.8B), las muestras quedan en el límite entre los campos arcos de islas-piso oceánico, dentro de un ambiente de cuenca marginal y se relacionan a una fuente de manto empobrecida o de porcentaje alto de fusión.

Se considera que los basaltos que son plotados en los campos MORB y basaltos de arco volcánico de los diagramas Ti-Zr-Y y Th-Ta-Hf son más probables a haber sido generados en una cuenca marginal con un eje de expansión (Pearce, 1996), alternativamente pudieron producirse en una corteza con grado de atenuación grande.

### IV.3 Petrografía de las rocas volcánicas e intrusivas

Las rocas volcánicas que afloran en la porción suroccidental del área de estudio corresponden a dacitas (ver mapa geológico). Son rocas de color ocre a

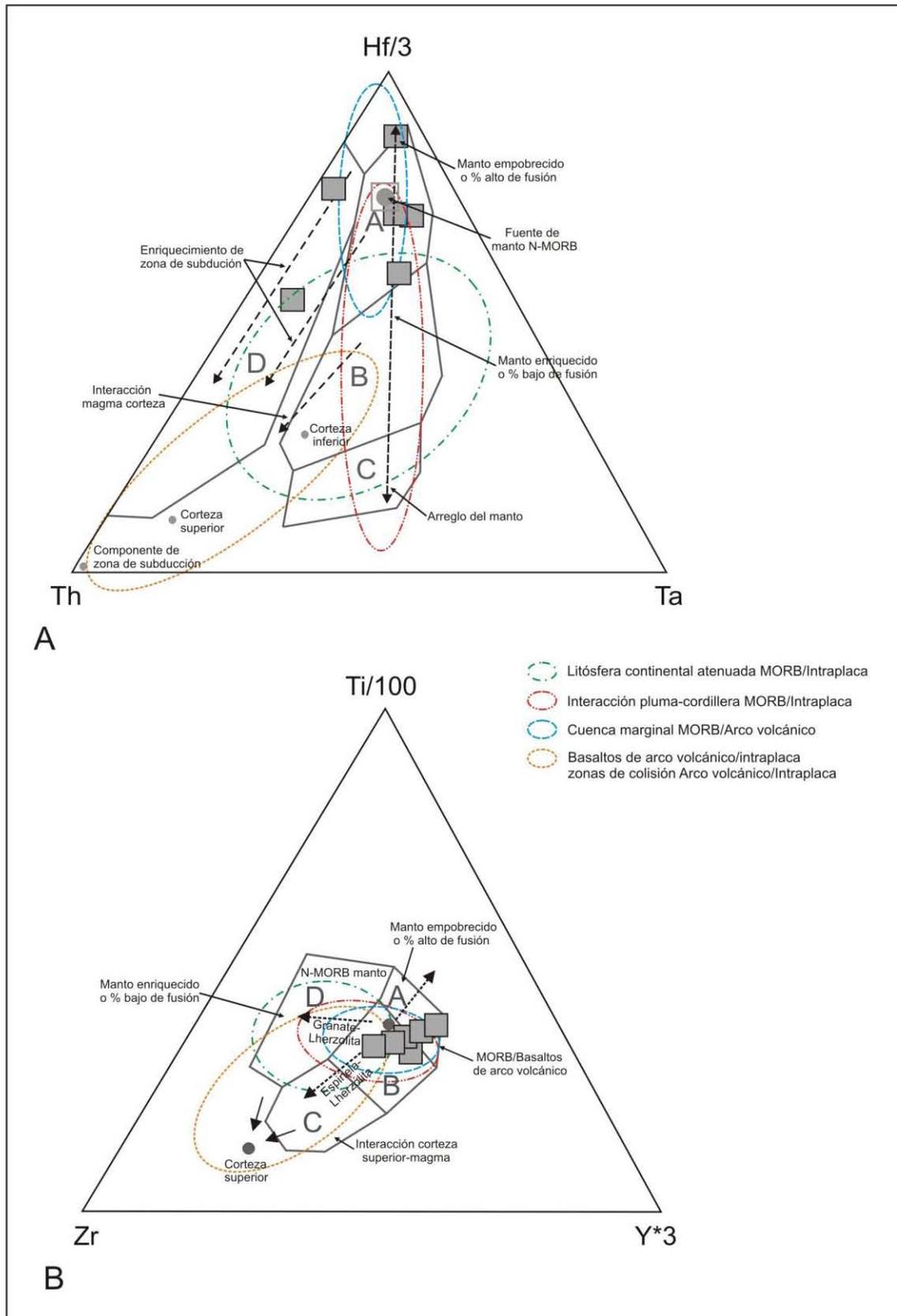


Figura IV.8. Diagramas A) Th-Ta-Hf (Wood, 1980) y B) Ti-Zr-Y (Pearce y Cann, 1973), que indican para el metabasalto una fuente de manto empobrecida dentro de un ambiente de cuenca marginal.

gris que tienen una textura porfídica formada por fenocristales de plagioclasa y hornblenda, que son rodeados por una matriz de grano fino de plagioclasa, titanomagnetita y vidrio (Figura IV.9).

Dentro de los minerales accesorios se observa cuarzo y pseudomorfos de titanomagnetita que reemplazaron principalmente a los cristales de hornblenda (Figuras IV.9A y B).

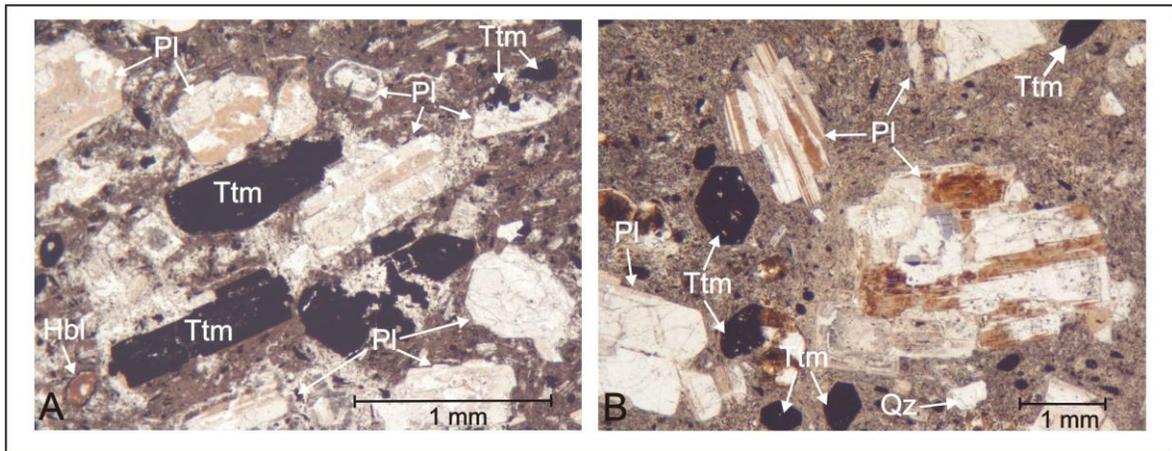


Figura IV.9. Fotomicrografía que muestra la textura porfídica y los principales minerales de la dacita, nícoles paralelos. Hbl= hornblenda, Pl= plagioclasa, Qz= cuarzo y Ttm= pseudomorfo de titanomagnetita.

Las dacitas presentan un tamaño de grano medio con cristales de hasta 3 mm de diámetro. Los cristales de plagioclasa son idiomorfos-subidiomorfos con hábito prismático, ocasionalmente zonados y sin una orientación preferencial. El cuarzo presenta una forma subidiomorfa-alotriomorfa y contornos redondeados. La forma de los cristales de hornblenda es idiomorfa con hábito prismático con bordes angulosos.

Las rocas intrusivas varían de monzonita a granodiorita. Son rocas de color ocre a gris claro que muestran una textura porfídica formada por fenocristales de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, hornblenda y epidota con una matriz vítrea que evidencia un enfriamiento rápido debido a su proximidad a la superficie (Figura IV. 10).

El mineral accesorio principal en estas rocas es el pseudomorfo de titanomagnetita (opacita), que reemplaza principalmente a los minerales ferromagnesianos.

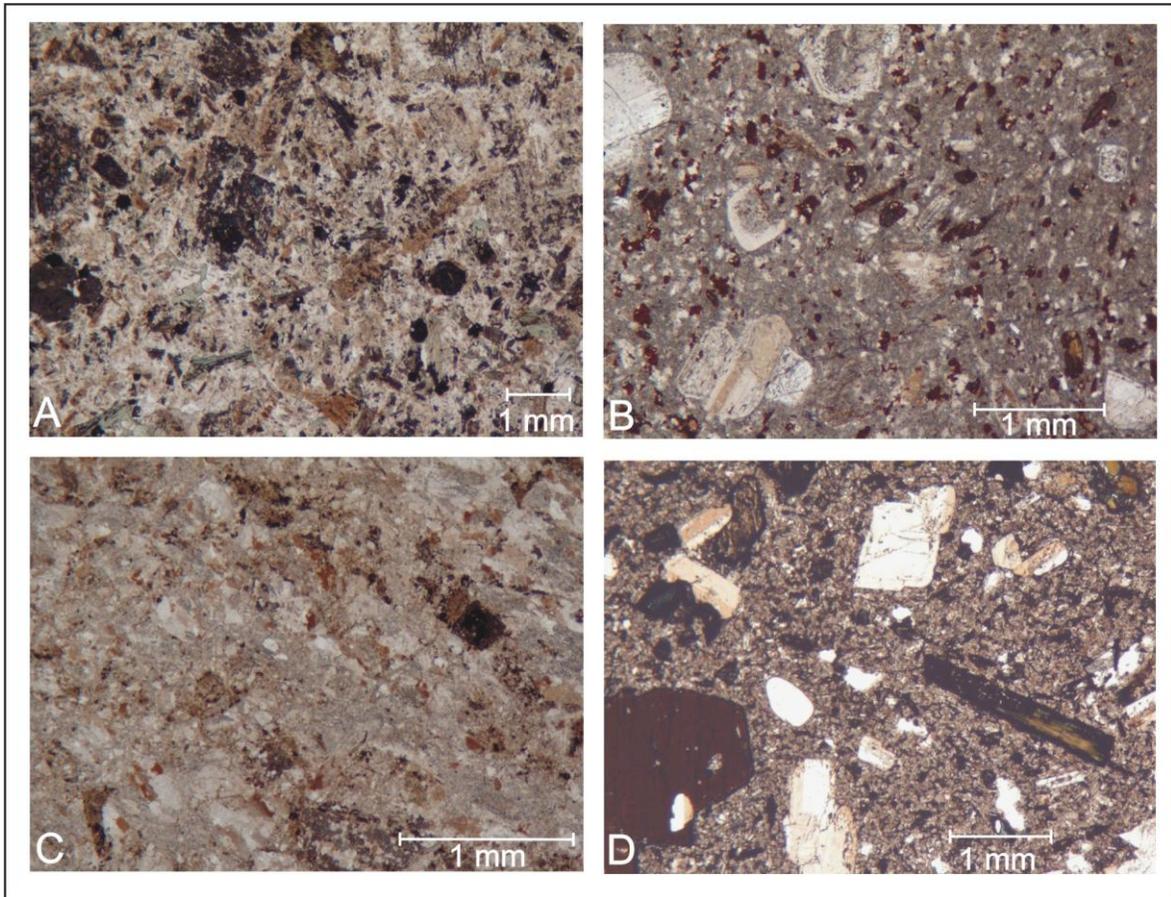


Figura IV.10. Fotomicrografías que muestran las texturas de las rocas intrusivas, nícoles paralelos. A) monzonita, B) diorita, C) granodiorita y D) granodiorita.

El tamaño de grano de las rocas intrusivas es medio, con cristales con diámetro variable entre 1 y 2 mm. Los cristales de plagioclasa tienen forma idiomorfa y hábito prismático con bordes agudos (Figura IV.11A y B). El cuarzo presenta una forma subidiomorfa-alotriomorfa con hábito prismático y bordes redondeados (Figura IV.11A). El feldespato potásico muestra una forma subidiomorfa con hábito prismático y bordes redondeados (Figura IV.11A). Los cristales de hornblenda tienen forma idiomorfa con hábito prismático y tabular con bordes rectos o redondeados (Figura IV.11A y B).

#### IV.4 Resultados geoquímicos de las rocas volcánicas e intrusivas

Los resultados de los análisis geoquímicos de las rocas volcánicas e intrusivas se muestran en la Tabla IV.2. La relación de elementos mayores  $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (Le Bas *et al.*, 1986) de las rocas volcánicas del terreno Cuicateco definen una composición dacítica con porcentajes de  $\text{SiO}_2$  de 64 wt% (Figura IV.12A). Mientras que, para las rocas intrusivas, la misma relación indica una variación de monzonita a granodiorita, es decir, un porcentaje de  $\text{SiO}_2$  de 50 a 72 wt% (Figura IV.12B).

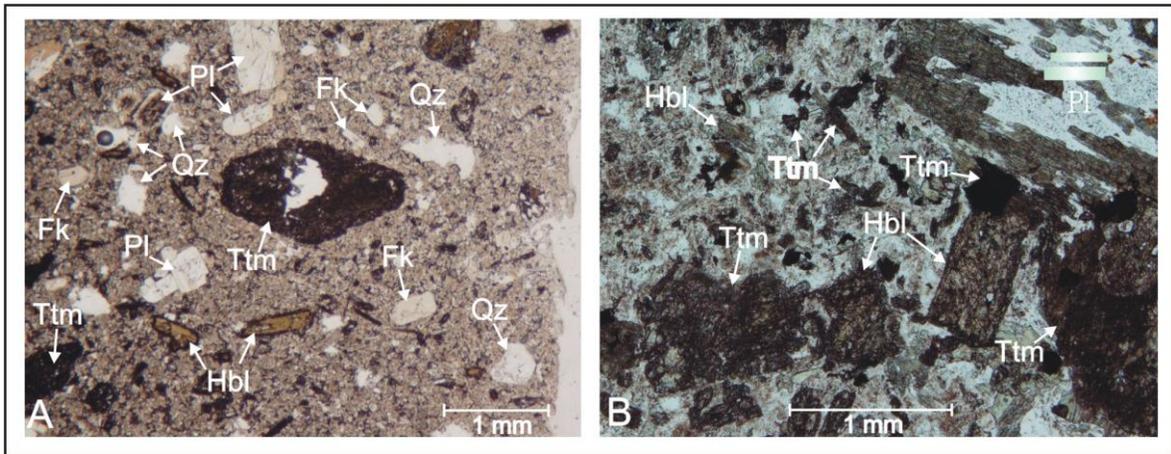


Figura IV.11. Fotomicrografías en las que se aprecian los minerales de las rocas intrusivas: A) granodiorita y B) monzonita, nícoles paralelos. PI= plagioclasa, Hbl= hornblenda, Fk= feldspato potásico, Qz= cuarzo y Ttm= pseudomorfo de titanomagnetita.

En el diagrama  $\text{SiO}_2\text{-MgO/Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$  (Middlemost, 1997) los elementos mayores sugieren una afinidad calci-alcalina para la mayoría de las muestras (Figura IV.12C).

Los patrones de tierras raras normalizados con respecto a una condrita muestran un patrón enriquecido en tierras raras ligeras (LREE) y casi plano en las tierras raras pesadas (HREE), con anomalías negativas pequeñas de Eu (Figura IV.13A).

Los perfiles de elementos en traza de la gran mayoría de las rocas analizadas muestran un enriquecimiento relativo en elementos de radio iónico grande (LILE), altamente solubles como el Cs, Rb, Ba, U, K y Pb (Figura IV.13B). Por otro lado, casi todas las muestras presentan anomalías negativas de Nb, Ce, P y Ti.

Al utilizar el diagrama de discriminación Ta/Yb vs Th/Yb de Pearce (1983), se observa que las muestras quedan incluidas dentro del campo de márgenes activos continentales con subducción asociada (Figura IV.14) y sugieren una componente de enriquecimiento intraplaca.

Muestra	Gv-14	Gv-16	Gv-23	Nz-121	SAM Ch-1	SM Ch-15
Latitud	16°47'24"	16°46'29"	16°41'46"	16°36'15"	16°45'41"	16°38'31"
Longitud	95°36'46"	95°21'29"	95°20'30"	95°06'23"	94°46'7"	94°47'49"
SiO <sub>2</sub> (%)	62.13	63.86	63.55	57.21	50.27	69.9
TiO <sub>2</sub>	0.713	0.786	0.676	1.001	1.434	0.414
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.98	16.2	15.84	16.74	15.84	14.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	5.309	5.866	4.079	6.532	9.159	2.722
MnO	0.055	0.036	0.067	0.06	0.119	0.03
MgO	0.866	1.241	2.065	3.489	7.348	14.12
CaO	5.612	4.365	4.427	5.585	6.158	1.21
Na <sub>2</sub> O	3.341	3.204	3.305	4.149	3.004	4.896
K <sub>2</sub> O	2.49	2.576	2.772	2.228	2.333	1.372
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.177	0.178	0.154	0.19	0.6	0.079
PxC	3.33	2	2.86	2.09	3.57	2.9
Suma	100.1	100.3	99.79	99.27	99.84	99.29
La (ppm)	23.07	21.31	24.55	20.88	35.29	24.19
Ce	41.71	40.12	40.99	43.71	75.16	41.22
Pr	5.191	5.019	5.754	5.385	9.741	4.802
Nd	19.73	19.52	22.16	21.57	39.71	16.81
Sm	3.853	4.008	4.4695	4.821	7.836	3.478
Eu	1.146	1.123	1.143	1.273	2.123	0.666
Gd	3.377	3.625	4.037	4.426	6.677	4.131
Tb	0.491	0.542	0.601	0.681	0.958	0.765
Dy	2.661	3.055	3.344	3.996	5.121	5.043
Ho	0.493	0.597	0.651	0.787	0.994	1.101
Er	1.288	1.595	1.744	2.066	2.547	3.102
Yb	1.271	1.591	1.701	1.764	2.071	3.011
Lu	0.191	0.241	0.257	0.247	0.262	0.413
Cs	5.247	8.268	3.973	1.447	0.537	0.747
Rb	74.22	82.96	91.93	69.99	35.5	65.11
Ba	798.1	714.2	786.4	525.5	621.2	251.5
Th	7.03	6.859	7.118	6.399	3.309	17.48
U	2.189	1.863	2.065	1.261	0.685	4.519
Nb	8.063	7.994	8.201	7.454	1.181	10.32
Ta	0.637	0.615	0.638	0.563	0.556	0.901
Pb	14.09	10.87	12.21	10.51	4.776	5.188
Sr	443.9	378.8	380.4	417.1	491.7	92.38
Y	14.3	17.18	18.91	21.77	28.08	36.29
Li	23.26	45.25	68.73	19.48	21.59	15.63
Be	1.61	1.56	1.57	1.58	1.53	1.33
Sc	10.25	13.07	11.18	22.80	18.65	6.31
V	82.15	101.60	93.02	185.80	170.10	30.97
Cr	72.71	103.30	84.34	96.80	320.90	70.44
Co	8.62	17.45	11.02	13.00	32.04	5.62
Ni	8.29	14.34	10.55	8.14	169.90	9.49
Cu	10.52	10.56	9.10	3.32	6.36	19.65
Zn	78.27	71.14	69.56	59.61	104.30	30.98
Ga	19.68	19.33	19.57	20.19	20.85	12.10

Tabla IV.2. Análisis de elementos mayores y en traza de las rocas volcánicas e intrusivas del terreno Cuicateco.

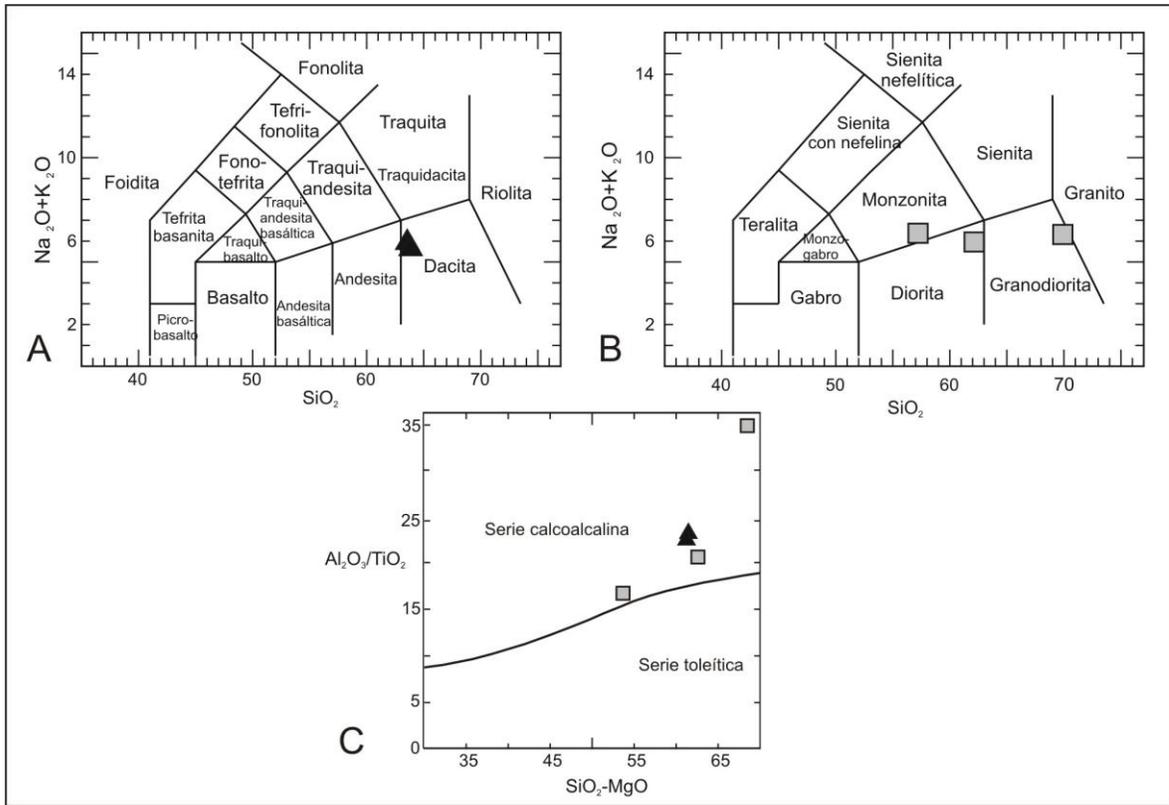


Figura IV.12. A) Diagrama de elementos mayores  $SiO_2-Na_2O+K_2O$  (Le Bas *et al.*, 1986) que define a las rocas volcánicas como dacitas. B) Diagrama de elementos mayores  $SiO_2-Na_2O+K_2O$  (modificado de Le Bas *et al.*, 1986) que indica que las rocas intrusivas varían de monzonita a granodiorita. C) Diagrama  $SiO_2-MgO$  vs  $Al_2O_3/TiO_2$  (Middlemost, 1997), la mayor parte de las muestras pertenecen a la serie calcoalcalina.

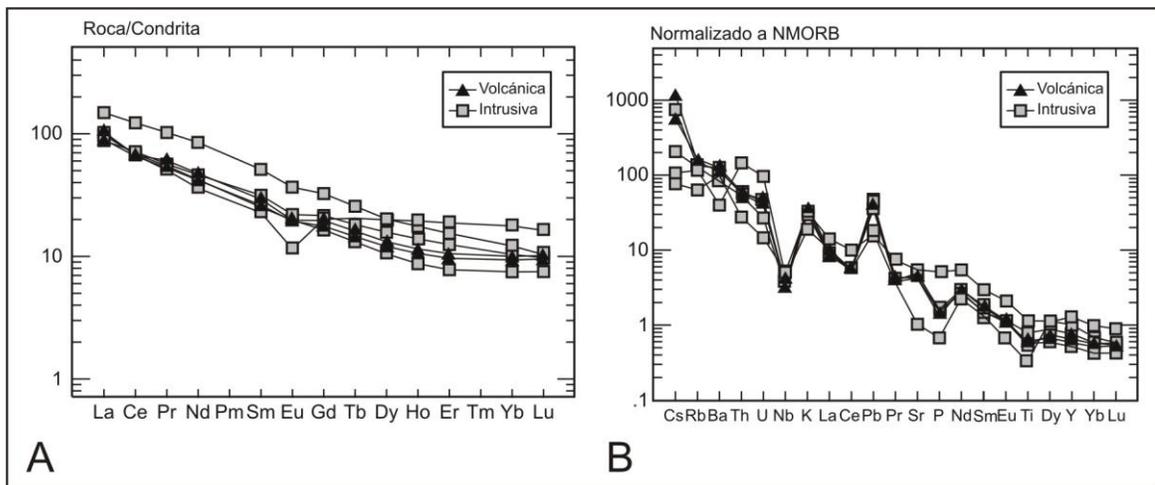


Figura IV.13. A) Datos de elementos de tierras raras de las rocas volcánicas e intrusivas normalizados a condrita (valores normalizados de McDonough y Sun, 1995). B) Elementos en traza obtenidos en las rocas volcánicas e intrusivas normalizados a basaltos de cordillera meso-oceánica normal (NMORB), valores normalizados de Sun y McDonough (1989).

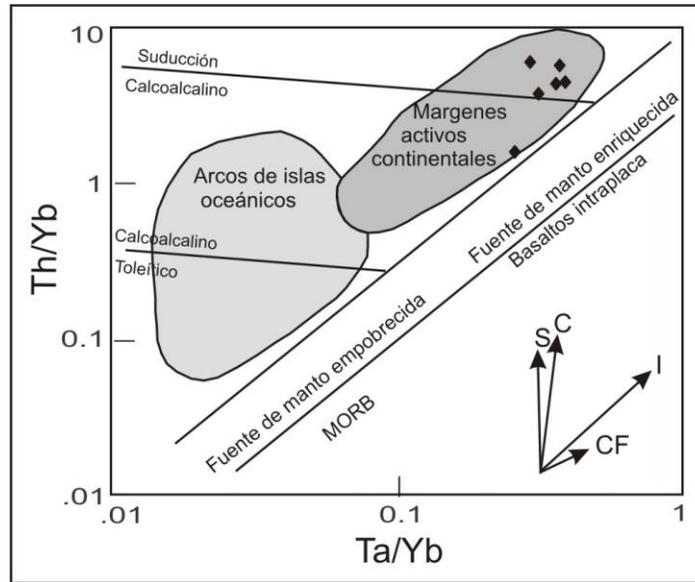


Figura IV.14. Diagrama Ta/Yb vs Th/Yb (Pearce, 1983). Notar que las muestras están asociadas a un proceso de subducción dentro de un margen activo continental. S: subducción; C: contaminación cortical; I: enriquecimiento intraplaca; CF: cristalización fraccionada.

## **CAPÍTULO V**

### **Geocronología**

Con la finalidad de obtener información acerca de las edades de cristalización, procedencia y depósito de las rocas de la zona de estudio, se llevaron a cabo fechamientos en cinco muestras por el método de U-Pb, utilizando un sistema de Ablación Láser acoplada a un ICPMS multicolector, en zircons detríticos de una muestra de filita siliciclástica (Gv-08) y una filita volcánoclastica (Nz-136); en zircons ígneos de una muestra de metabasalto (Nz-137) y una diorita (Gv-01), y finalmente, en zircons detríticos de una arenisca de la Formación Todos Santos (SAMCH-5).

Los resultados isotópicos de las muestras Gv-08, Nz-136, Nz-137, Gv-01 y SAMCH-5 se muestran en las tablas V.1, 2, 3, 4 y 5. A continuación se describen las principales características de los zircons y las edades obtenidas.

#### **V.1 Filita siliciclástica**

Los zircons de la filita siliciclástica (Gv-08) son de carácter detrítico, tienen un color ocre iridiscente con formas subredondeadas y redondeadas (Figura V.1). Los ejemplares analizados fueron 75 y los resultados obtenidos se presentan en la Tabla V.1.

Los zircons más jóvenes muestran edades concordantes que varían de 72 a 254 Ma (Figura V.2). Otras poblaciones de zircons presentan rangos en su mayoría concordantes con picos en 497 Ma, 676 Ma, 1031 Ma y 1175 Ma. Los zircons más antiguos, en su mayoría discordantes, tienen edades de 1518, 2122 y 2521 Ma (Figura V.2).

Considerando las edades de los zircons más jóvenes, se sugiere que la edad máxima de depósito de la filita siliciclástica corresponde al Cretácico Superior (Campaniano).

Análisis	U Th Th/U			Relaciones isotópicas										Edades corregidas (Ma)						Edad		
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>207</sup> Pb		<sup>207</sup> Pb		<sup>206</sup> Pb		<sup>208</sup> Pb		Rho	<sup>206</sup> Pb		<sup>207</sup> Pb		<sup>208</sup> Pb		mejor (Ma)	±1σ		
				±1σ	±1σ	±1σ	±1σ	±1σ	±1σ	±1σ	±1σ		±1σ	±1σ	±1σ							
Gv08-54	402	322	0.84	0.0555	0.0012	0.3347	0.01	0.0438	0.0009	0.0129	0.0005	0.69	276	6	293	8	432	50	260	11	276	50
Gv08-55	1531	539	0.37	0.0823	0.0013	1.3374	0.059	0.1179	0.0048	0.0371	0.0015	0.93	718	28	862	26	1252	33	736	29	718	33
Gv08-56	541	545	1.05	0.0522	0.0019	0.1046	0.004	0.0145	0.0003	0.0047	0.0002	0.53	93	2	101	4	294	86	95	4	93	86
Gv08-57	99	47	0.50	0.1239	0.0022	4.3569	0.229	0.2550	0.0126	0.0814	0.0039	0.94	1464	65	1704	43	2014	33	1581	73	2014	33
Gv08-58	481	172	0.37	0.0705	0.0014	1.4841	0.082	0.1528	0.0079	0.0506	0.0017	0.93	917	44	924	34	942	43	998	33	917	43
Gv08-60	312	80	0.27	0.0709	0.0013	1.7521	0.045	0.1794	0.0033	0.0504	0.0017	0.72	1063	18	1028	16	953	38	994	33	953	38
Gv08-61	120	44	0.38	0.0678	0.0017	1.7924	0.054	0.1918	0.0031	0.0522	0.0019	0.54	1131	17	1043	20	862	55	1029	37	1131	55
Gv08-62	213	67	0.33	0.0571	0.0014	0.3080	0.009	0.0391	0.0007	0.0116	0.0005	0.57	247	4	273	7	497	57	234	10	247	57
Gv08-63	259	64	0.26	0.0484	0.0045	0.2457	0.026	0.0368	0.0010	0.0117	0.0012	0.63	233	6	223	22	119	195	234	23	233	195
Gv08-64	191	105	0.57	0.0824	0.0047	2.2659	0.162	0.1994	0.0044	0.0594	0.0012	0.76	1172	24	1202	50	1256	108	1167	22	1256	108
Gv08-66	239	52	0.23	0.0538	0.0016	0.3922	0.016	0.0529	0.0011	0.0165	0.0003	0.66	332	7	336	12	364	65	331	6	332	65
Gv08-67	766	111	0.15	0.0502	0.0008	0.1583	0.004	0.0229	0.0005	0.0078	0.0002	0.77	146	3	149	4	203	38	156	4	146	38
Gv08-68	1788	703	0.41	0.0525	0.0009	0.1220	0.005	0.0168	0.0006	0.0066	0.0001	0.90	108	4	117	4	309	38	134	2	108	38
Gv08-69	343	101	0.31	0.0744	0.0010	1.7449	0.039	0.1702	0.0030	0.0504	0.0008	0.80	1013	17	1025	14	1051	26	994	16	1013	26
Gv08-70	479	113	0.25	0.0526	0.0016	0.1753	0.006	0.0242	0.0005	0.0082	0.0003	0.52	154	3	164	5	312	68	164	6	154	68
Gv08-72	285	42	0.15	0.0719	0.0010	1.6926	0.041	0.1708	0.0034	0.0503	0.0013	0.81	1016	19	1006	16	983	28	991	24	1016	28
Gv08-73	286	144	0.53	0.0751	0.0012	1.8447	0.058	0.1782	0.0049	0.0521	0.0016	0.87	1057	27	1062	21	1071	30	1026	30	1071	30
Gv08-74	1111	236	0.22	0.0542	0.0020	0.1266	0.009	0.0170	0.0007	0.0053	0.0002	0.84	108	5	121	8	380	80	107	4	108	80
Gv08-75	345	171	0.52	0.0681	0.0021	0.8442	0.03	0.0900	0.0018	0.0271	0.0010	0.55	555	11	621	17	870	60	540	19	555	60
Gv08-76	82	39	0.50	0.1318	0.0011	7.3152	0.168	0.4026	0.0086	0.1169	0.0088	0.94	2181	40	2151	20	2122	14	2234	159	2122	14
Gv08-78	462	46	0.10	0.0827	0.0007	2.4226	0.055	0.2126	0.0044	0.0581	0.0044	0.92	1242	23	1249	16	1261	17	1141	83	1261	17
Gv08-79	282	347	1.28	0.0791	0.0007	2.2333	0.052	0.2047	0.0044	0.0533	0.0040	0.93	1200	24	1192	16	1176	16	1049	76	1176	16
Gv08-80	80	34	0.44	0.0781	0.0010	2.2339	0.055	0.2075	0.0043	0.0567	0.0042	0.85	1216	23	1192	17	1149	25	1115	80	1149	25
Gv08-81	200	102	0.53	0.0673	0.0017	0.7240	0.025	0.0780	0.0019	0.0249	0.0020	0.70	484	11	553	15	848	50	497	39	484	50
Gv08-82	242	191	0.82	0.0837	0.0011	2.8846	0.083	0.2500	0.0064	0.0695	0.0054	0.89	1438	33	1378	22	1285	24	1358	103	1285	24
Gv08-84	434	129	0.31	0.0494	0.0009	0.1602	0.004	0.0235	0.0004	0.0069	0.0002	0.68	150	2	151	3	166	40	138	4	150	40
Gv08-85	570	144	0.26	0.0736	0.0009	1.6586	0.028	0.1634	0.0019	0.0461	0.0015	0.67	975	10	993	11	1031	25	910	29	1031	25
Gv08-86	249	99	0.42	0.0736	0.0010	1.7517	0.035	0.1727	0.0026	0.0510	0.0017	0.74	1027	14	1028	13	1029	26	1006	33	1029	26
Gv08-87	29	10	0.36	0.0871	0.0021	2.6475	0.078	0.2206	0.0037	0.0630	0.0020	0.57	1285	20	1314	22	1362	45	1234	38	1362	45
Gv08-88	54	23	0.44	0.0811	0.0017	2.4394	0.064	0.2180	0.0036	0.0620	0.0022	0.63	1271	19	1254	19	1225	38	1216	41	1225	38
Gv08-90	286	83	0.30	0.0773	0.0010	2.0818	0.046	0.1953	0.0035	0.0548	0.0016	0.81	1150	19	1143	15	1130	25	1078	31	1130	25
Gv08-91	180	54	0.31	0.0750	0.0008	1.8496	0.038	0.1789	0.0031	0.0486	0.0014	0.84	1061	17	1063	14	1068	21	960	27	1068	21
Gv08-92	158	48	0.32	0.0780	0.0010	2.1388	0.04	0.1988	0.0027	0.0586	0.0018	0.72	1169	14	1161	13	1148	25	1150	34	1169	25
Gv08-93	205	89	0.45	0.0791	0.0007	2.1356	0.038	0.1958	0.0030	0.0552	0.0016	0.85	1152	16	1160	12	1175	17	1087	30	1175	17
Gv08-94	275	218	0.83	0.0713	0.0006	1.6335	0.027	0.1661	0.0023	0.0470	0.0014	0.84	990	12	983	10	967	17	928	26	990	17
Gv08-96	80	17	0.22	0.0696	0.0015	1.6037	0.043	0.1672	0.0028	0.0482	0.0017	0.63	996	16	972	17	916	41	952	34	996	41
Gv08-97	306	83	0.28	0.0680	0.0011	0.7589	0.039	0.0810	0.0039	0.0194	0.0012	0.95	502	23	573	22	867	32	889	23	502	32
Gv08-98	235	52	0.23	0.0697	0.0009	1.5295	0.032	0.1592	0.0026	0.0450	0.0015	0.77	952	14	942	13	919	26	390	28	952	26
Gv08-99	506	65	0.13	0.0960	0.0020	2.1574	0.171	0.1630	0.0125	0.0467	0.0034	0.96	973	69	1167	55	1548	38	922	65	1548	38
Gv08-100	486	108	0.23	0.0731	0.0009	1.7055	0.034	0.1692	0.0026	0.0491	0.0015	0.77	1008	14	1011	13	1017	25	968	29	1017	25
Gv08-102	406	208	0.54	0.0568	0.0010	0.8267	0.02	0.1056	0.0018	0.0317	0.0011	0.71	647	11	612	11	483	36	630	22	647	36
Gv08-103	210	80	0.40	0.1664	0.0022	8.0021	0.154	0.3489	0.0040	0.0968	0.0011	0.68	1929	19	2231	17	2521	21	1868	20	2521	21
Gv08-104	916	152	0.17	0.0578	0.0012	0.2439	0.009	0.0306	0.0009	0.0085	0.0003	0.81	194	5	222	7	520	43	171	6	194	43
Gv08-105	138	54	0.41	0.0515	0.0039	0.1239	0.01	0.0175	0.0003	0.0055	0.0001	0.30	112	2	119	9	261	162	111	3	112	162
Gv08-106	608	205	0.33	0.0690	0.0010	0.9604	0.02	0.1010	0.0015	0.0414	0.0010	0.73	620	9	683	10	897	28	821	19	620	28
Gv08-108	204	43	0.22	0.0517	0.0027	0.2324	0.016	0.0326	0.0009	0.0103	0.0003	0.64	207	6	212	13	272	114	206	6	207	114
Gv08-109	564	73	0.13	0.0697	0.0009	1.4465	0.027	0.1505	0.0020	0.0465	0.0016	0.73	903	11	908	11	920	29	918	31	903	29
Gv08-110	130	69	0.55	0.0746	0.0010	1.8277	0.047	0.1778	0.0040	0.0532	0.0013	0.86	1055	22	1055	17	1056	29	1048	25	1056	29
Gv08-111	137	41	0.32	0.0777	0.0012	1.9608	0.044	0.1831	0.0029	0.0529	0.0015	0.71	1084	16	1102	15	1139	34	1042	28	1139	34
Gv08-112	156	35	0.24	0.0902	0.0011	3.6366	0.091	0.2926	0.0065	0.0765	0.0019	0.88	1654	32	1558	20	1429	24	1491	35	1429	24
Gv08-114	263	87	0.35	0.0945	0.0008	3.5906	0.063	0.2755	0.0042	0.0836	0.0021	0.87	1569	21	1547	14	1518	18	1623	39	1518	18
Gv08-115	310	78	0.26	0.0594	0.0011	0.8673	0.027	0.1059	0.0026	0.0303	0.0011	0.79	649	15	634	15	583	45	603	21	649	45
Gv08-116	179	91	0.53	0.0656	0.0022	0.3390	0.012	0.0375	0.0005	0.0112	0.0003	0.37	237	3	296	9	795	75	226	6	237	75
Gv08-117	176	108	0.64	0.0802	0.0009	2.3917	0.039	0.2164	0.0025	0.0618	0.0015	0.70	1263	13	1240	12	1201	24	1212	29	1201	24
Gv08-118	97	28	0.30	0.0799	0.0013	2.1732	0.043	0.1972	0.0022	0.0596	0.0015	0.55	1160	12	1173	14	1195	35	1169	29	1160	35
G																						

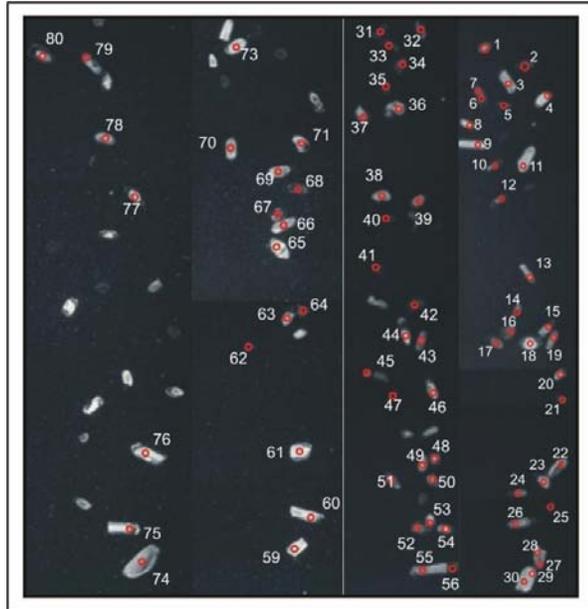


Figura V.1. Imagen de catodoluminiscencia de los zirrones detríticos de la filita siliciolástica (Gv-08) que muestra los puntos analizados por ablación láser.

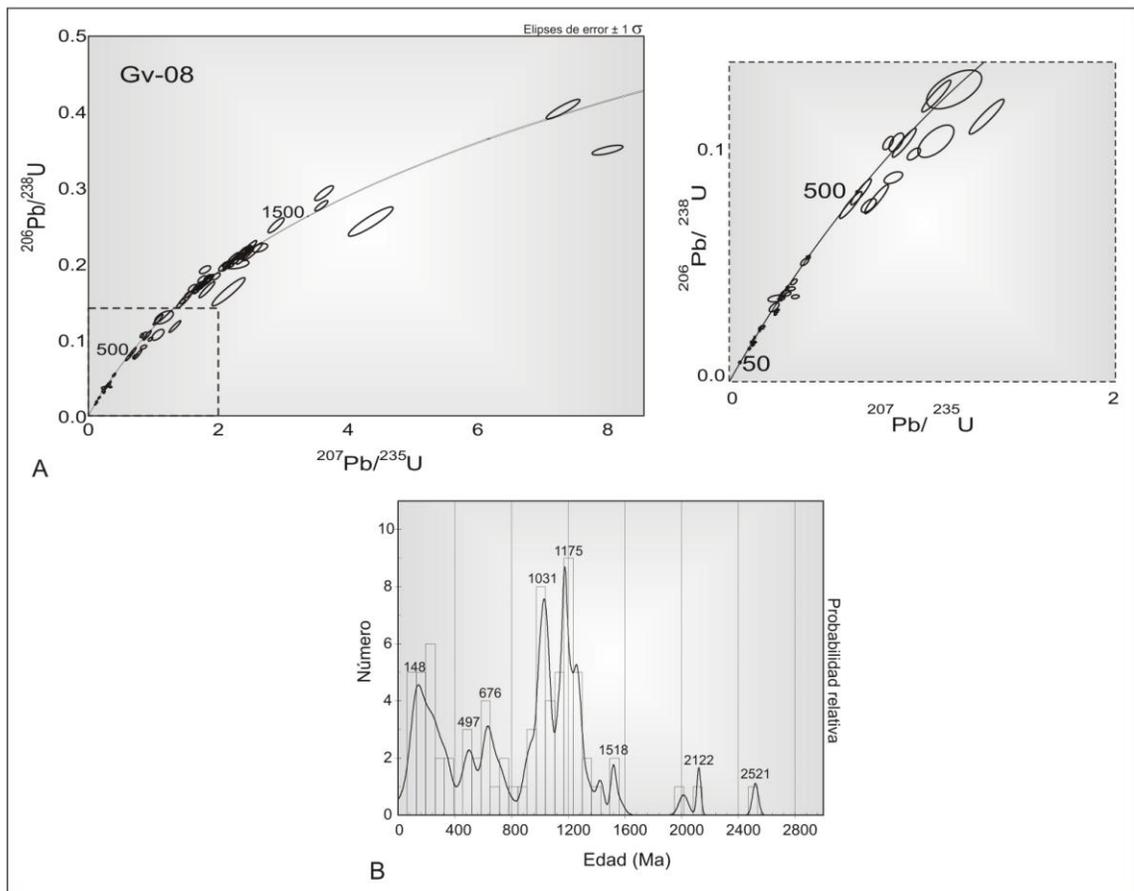


Figura V.2. A) Curva de concordia que muestra las edades de zirrones detríticos de la filita siliciolástica (Gv-08) y detalle de 0 a 750 Ma. B) Histograma de frecuencia.

## V.2 Filita volcanoclástica

En la filita volcanoclástica (Nz-136) los zircones son detríticos, presentan un color de miel a rosado y sus formas son principalmente redondeadas (Figura V.3). Se obtuvieron análisis geocronológicos U-Pb en el núcleo de 120 cristales que fueron elegidos de manera aleatoria. Los resultados se muestran en la Tabla V.2.

Los zircones más jóvenes definen un grupo que varía de 77-94 Ma (pico en 78 Ma) y de 112 y 120 Ma (pico en 113 Ma; Figura V.4). Otras poblaciones de zircones tienen rangos de edades en su mayoría concordantes de 225-282 Ma, 491-733 Ma, 1018-1278 Ma y 1453-2096 Ma. Los zircones más antiguos, discordantes, tienen una edad entre 2703 y 2806 Ma.

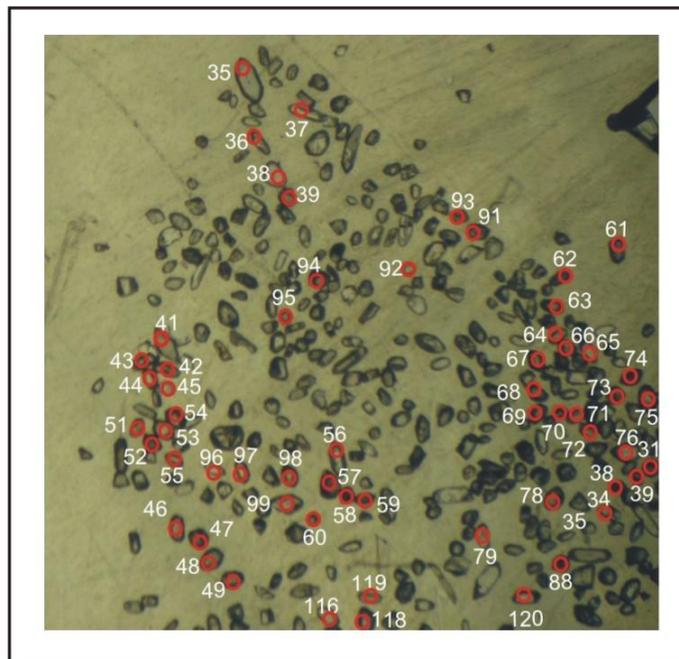


Figura V.3. Imagen de los zircones detríticos fechados de la filita volcanoclástica Nz-136.

La edad de los zircones más jóvenes, sugiere que la edad máxima del depósito para la filita volcanoclástica es del Cretácico Superior (Turoniano - Campaniano).

## V.3 Metabasalto

Los zircones del metabasalto (Nz-137) presentan un color rosa claro iridiscente con geometría bipiramidal elongada. Las imágenes de catodoluminiscencia sugieren que algunos de los cristales muestran zonación magmática (Figura V.5).

Análisis	U (ppm)	<sup>206</sup> Pb <sup>204</sup> Pb	U/Th	Relaciones isotópicas							Edades aparentes (Ma)						Edad mejor (Ma)	±
				<sup>206</sup> Pb*	±	<sup>207</sup> Pb*	±	<sup>206</sup> Pb*	±	error	<sup>206</sup> Pb*	±	<sup>207</sup> Pb*	±	<sup>206</sup> Pb*	±		
				<sup>207</sup> Pb*	(%)	<sup>235</sup> U*	(%)	<sup>238</sup> U	(%)	corr.	<sup>238</sup> U*	(Ma)	<sup>235</sup> U	(Ma)	<sup>207</sup> Pb*	(Ma)		
NZ136-2	18	2127	1.6	7.9280	2.0	6.4420	2.8	0.3704	2.0	0.71	2031.3	34.9	2038.0	24.9	2044.8	35.5	2044.8	35.5
NZ136-1	126	22956	1.8	4.3637	1.9	14.1389	2.1	0.4475	1.0	0.48	2384.0	19.9	2759.1	19.9	3046.2	29.6	3046.2	29.6
NZ136-3	234	8568	3.2	11.9715	2.1	2.5430	2.3	0.2208	1.0	0.43	1286.1	11.7	1284.4	17.0	1281.7	40.9	1281.7	40.9
NZ136-4	94	2831	81.9	18.4707	3.3	0.4169	3.4	0.0558	1.0	0.29	350.3	3.4	353.8	10.2	376.8	73.5	350.3	3.4
NZ136-5	298	21573	1.7	13.2888	1.2	1.9503	1.5	0.1880	1.0	0.66	1110.4	10.2	1098.6	10.2	1075.2	23.1	1075.2	23.1
NZ136-6	67	5606	0.8	13.0362	1.2	1.9617	1.5	0.1855	1.0	0.65	1096.8	10.1	1102.5	10.4	1113.6	23.4	1113.6	23.4
NZ136-7	400	3976	1.5	20.5299	1.7	0.1428	3.8	0.0213	3.5	0.90	135.6	4.6	135.5	4.9	133.9	39.6	135.6	4.6
NZ136-9	65	3588	1.8	12.9513	2.5	1.9679	4.3	0.1848	3.5	0.81	1093.4	34.9	1104.6	29.0	1126.7	50.6	1126.7	50.6
NZ136-9A	89	6843	0.9	16.3694	1.9	0.8578	2.1	0.1018	1.0	0.47	625.2	6.0	628.9	9.9	642.4	39.8	625.2	6.0
NZ136-10	659	4794	11.7	20.4668	2.6	0.1269	2.8	0.0188	1.0	0.36	120.3	1.2	121.3	3.2	141.1	61.4	120.3	1.2
NZ136-11	239	6551	1.4	16.9980	2.7	0.6698	3.0	0.0826	1.1	0.38	511.5	5.5	520.6	12.0	560.8	59.7	511.5	5.5
NZ136-12	270	26049	2.7	13.4809	2.0	1.8607	2.3	0.1819	1.0	0.44	1077.5	9.9	1067.2	15.0	1046.3	41.2	1046.3	41.2
NZ136-13	404	6329	14.9	18.8843	2.1	0.3556	2.5	0.0487	1.3	0.53	306.6	4.0	308.9	6.7	326.8	48.8	306.6	4.0
NZ136-14	470	43527	1.9	12.2166	1.8	2.2287	2.7	0.1975	2.0	0.74	1161.7	20.9	1190.1	18.8	1242.1	35.5	1242.1	35.5
NZ136-15	200	1556	1.6	19.5300	6.8	0.1244	7.0	0.0176	1.6	0.23	112.6	1.8	119.1	7.9	250.0	157.7	112.6	1.8
NZ136-16	100	11705	4.7	11.0833	1.8	2.5392	3.3	0.2041	2.8	0.83	1197.4	30.1	1283.4	24.0	1430.3	34.6	1430.3	34.6
NZ136-17	113	8729	1.8	12.6511	1.0	2.0005	1.4	0.1836	1.0	0.70	1086.4	10.0	1115.7	9.7	1173.2	20.5	1173.2	20.5
NZ136-18	301	18857	3.7	8.9356	1.6	3.1250	1.9	0.2025	1.0	0.52	1188.9	10.9	1438.9	14.7	1830.7	29.4	1830.7	29.4
NZ136-19	80	588	1.4	18.1504	16.2	0.1258	16.4	0.0166	2.5	0.15	105.9	2.6	120.3	18.6	416.1	365.0	105.9	2.6
NZ136-20	43	357	2.5	16.1987	28.2	0.1123	28.4	0.0132	3.3	0.12	84.5	2.8	108.1	29.1	664.9	615.6	84.5	2.8
NZ136-21	222	1139	0.8	19.4611	8.8	0.0872	9.0	0.0123	1.8	0.20	78.9	1.4	84.9	7.3	258.1	202.4	78.9	1.4
NZ136-21A	369	17583	5.3	13.1236	1.9	1.8741	2.2	0.1784	1.1	0.50	1058.1	10.6	1072.0	14.4	1100.3	37.6	1100.3	37.6
NZ136-22	51	1981	2.2	14.3105	2.5	1.4072	2.7	0.1460	1.0	0.37	878.8	8.2	892.0	16.2	924.8	52.3	924.8	52.3
NZ136-23	180	5628	1.6	17.0609	1.3	0.7457	3.2	0.0923	2.9	0.92	568.9	16.0	565.7	13.8	552.7	27.5	568.9	16.0
NZ136-24	296	9604	3.0	18.8547	2.0	0.3674	3.3	0.0502	2.6	0.79	316.0	8.1	317.7	9.0	330.4	46.1	316.0	8.1
NZ136-25	89	6937	1.9	12.4273	2.2	2.0434	3.2	0.1842	2.4	0.73	1089.7	23.8	1130.1	22.0	1208.5	43.1	1208.5	43.1
NZ136-27	295	2261	1.8	19.7622	3.7	0.1632	3.9	0.0234	1.0	0.26	149.0	1.5	153.5	5.5	222.7	86.2	149.0	1.5
NZ136-28	90	7693	5.5	13.3181	1.8	1.8645	2.1	0.1801	1.0	0.48	1067.5	9.8	1068.6	13.8	1070.8	36.9	1070.8	36.9
NZ136-29	904	10461	3.6	13.3473	1.9	1.5854	3.9	0.1535	3.4	0.88	920.4	29.0	964.5	24.0	1066.4	37.5	1066.4	37.5
NZ136-30	112	9548	3.6	12.1505	1.2	2.1978	2.3	0.1937	2.0	0.85	1141.3	20.6	1180.3	16.1	1252.7	23.6	1252.7	23.6
NZ136-31	112	10705	2.6	13.5451	1.5	1.7070	2.3	0.1677	1.7	0.76	999.4	16.1	1011.2	14.7	1036.7	30.3	1036.7	30.3
NZ136-32	278	1460	7.6	17.7628	15.8	0.1438	15.8	0.0185	1.0	0.06	118.4	1.2	136.5	20.2	464.1	352.0	118.4	1.2
NZ136-33	89	8638	0.8	13.4426	1.6	1.7621	1.9	0.1718	1.0	0.54	1022.0	9.5	1031.6	12.0	1052.1	31.5	1052.1	31.5
NZ136-34	328	975	0.5	19.1829	9.0	0.1065	9.1	0.0148	1.1	0.13	94.8	1.1	102.7	8.9	291.1	206.7	94.8	1.1
NZ136-35	190	1688	4.9	19.9799	4.9	0.1272	5.2	0.0184	1.8	0.34	117.8	2.0	121.6	6.0	197.3	114.2	117.8	2.0
NZ136-36	444	2219	3.7	20.2525	3.2	0.1213	3.3	0.0178	1.0	0.30	113.8	1.1	116.2	3.7	165.7	74.2	113.8	1.1
NZ136-37	366	602	5.1	19.5851	6.3	0.1287	6.4	0.0183	1.1	0.17	116.8	1.3	122.9	7.4	243.5	145.3	116.8	1.3
NZ136-38	341	33011	3.3	13.1991	4.8	1.6018	5.0	0.1533	1.2	0.25	919.7	10.6	970.9	31.1	1088.8	96.5	1088.8	96.5
NZ136-39	540	74131	3.0	14.0138	1.9	1.5770	2.4	0.1603	1.5	0.64	958.4	13.7	961.2	15.0	967.7	38.0	967.7	38.0
NZ136-40	55	2318	1.0	18.3017	9.4	0.2524	10.0	0.0335	3.6	0.35	212.4	7.4	228.5	20.5	397.5	210.5	212.4	7.4
NZ136-41	283	7014	2.7	19.4495	2.0	0.2731	2.6	0.0385	1.7	0.65	243.7	4.1	245.2	5.7	259.5	45.3	243.7	4.1
NZ136-42	112	9638	1.3	15.2229	1.9	1.1439	3.0	0.1263	2.3	0.76	766.7	16.3	774.3	16.1	796.5	40.5	766.7	16.3
NZ136-43	219	1872	1.3	20.3607	4.8	0.0965	5.0	0.0142	1.0	0.21	91.2	0.9	93.5	4.4	153.3	113.6	91.2	0.9
NZ136-44	101	12055	2.3	12.3447	2.4	2.2551	3.6	0.2019	2.6	0.73	1185.6	28.5	1198.4	25.2	1221.6	47.7	1221.6	47.7

Tabla V.2. Análisis geocronológicos U-Pb de zircones detríticos de la filita volcanoclástica (Nz-136). Longitud 95° 04' 01.96" O, latitud 16° 44' 15.23" N.

Analysis	U (ppm)	<sup>206</sup> Pb <sup>204</sup> Pb	U/Th	Relaciones isotópicas								Edades aparentes (Ma)						Edad mejor (Ma)	± (Ma)		
				<sup>206</sup> Pb*		±		<sup>207</sup> Pb*		±		<sup>206</sup> Pb*		±		<sup>207</sup> Pb*				±	
				<sup>206</sup> Pb*	±	<sup>207</sup> Pb*	±	<sup>206</sup> Pb*	±	<sup>207</sup> Pb*	±	<sup>206</sup> Pb*	±	<sup>207</sup> Pb*	±	<sup>206</sup> Pb*	±			<sup>207</sup> Pb*	±
				(%)	(%)	<sup>235</sup> U*	(%)	<sup>238</sup> U	(%)	error	corr.	<sup>238</sup> U*	(Ma)	<sup>235</sup> U	(Ma)	<sup>207</sup> Pb*	(Ma)			<sup>207</sup> Pb*	(Ma)
NZ136-45	178	15483	1.9	13.7124	1.4	1.6520	1.9	0.1643	1.4	0.71	980.6	12.4	990.3	12.2	1011.9	27.5	1011.9	27.5			
NZ136-46	422	11994	1.6	16.6741	1.1	0.7269	1.5	0.0879	1.0	0.68	543.1	5.2	554.7	6.2	602.6	23.0	543.1	5.2			
NZ136-47	46	1474	1.6	17.9670	8.3	0.3240	8.4	0.0422	1.4	0.17	266.6	3.7	285.0	2.10	438.7	185.3	266.6	3.7			
NZ136-48	106	4010	1.7	16.3461	2.1	0.8538	2.6	0.1012	1.5	0.57	621.6	8.8	626.7	12.2	645.4	46.1	621.6	8.8			
NZ136-49	174	29143	1.3	8.9058	1.0	5.0488	1.4	0.3261	1.0	0.71	1819.5	15.9	1827.5	12.0	1836.7	18.2	1836.7	18.2			
NZ136-50	144	17841	2.3	12.4252	1.3	2.1783	1.6	0.1963	1.0	0.61	1155.4	10.6	1174.1	11.4	1208.8	25.7	1208.8	25.7			
NZ136-51	244	20413	1.8	9.5323	1.0	3.8613	1.4	0.2669	1.0	0.71	1525.3	13.6	1605.6	11.4	1712.7	18.4	1712.7	18.4			
NZ136-52	307	38009	1.9	9.8462	1.3	3.7880	4.6	0.2705	4.4	0.96	1543.4	60.8	1590.2	37.2	1652.8	24.5	1652.8	24.5			
NZ136-53	157	23781	2.6	13.5880	1.5	1.4568	2.2	0.1436	1.6	0.73	864.8	13.2	912.7	13.4	1030.3	30.5	1030.3	30.5			
NZ136-54	621	8438	2.6	20.0875	1.2	0.1874	1.5	0.0273	1.0	0.66	173.6	1.7	174.4	2.4	184.8	26.8	173.6	1.7			
NZ136-56	69	4278	0.8	16.2307	2.9	0.8701	3.1	0.1024	1.0	0.33	628.6	6.0	635.6	14.4	660.6	61.9	628.6	6.0			
NZ136-57	595	104170	1.3	13.0380	1.0	2.0037	1.8	0.1895	1.5	0.84	1118.5	15.8	1116.8	12.4	1113.4	20.0	1113.4	20.0			
NZ136-58	227	2746	4.5	7.8617	5.8	4.5659	6.0	0.2603	1.2	0.20	1491.6	15.7	1743.1	49.7	2059.6	103.2	2059.6	103.2			
NZ136-59	964	24612	5.5	5.2622	2.0	7.7616	3.1	0.2962	2.4	0.77	1672.6	35.5	2203.8	28.2	2742.4	32.9	2742.4	32.9			
NZ136-60	130	14669	1.7	12.8339	1.1	2.0487	2.4	0.1907	2.1	0.89	1125.1	22.0	1131.9	16.3	1144.8	21.5	1144.8	21.5			
NZ136-61	113	17630	1.6	11.5089	2.0	2.5977	2.5	0.2168	1.5	0.60	1265.1	17.1	1300.0	18.1	1358.0	38.0	1358.0	38.0			
NZ136-62	891	15436	13.6	20.3295	1.8	0.1671	2.2	0.0246	1.3	0.60	156.9	2.0	156.9	3.2	156.9	41.4	156.9	2.0			
NZ136-63	180	7777	2.3	16.7480	1.5	0.7961	2.0	0.0967	1.3	0.65	595.1	7.2	594.6	8.8	593.0	32.2	595.1	7.2			
NZ136-64	134	5609	0.8	16.8057	4.0	0.7132	4.2	0.0869	1.1	0.27	537.3	5.8	546.6	17.7	585.6	87.4	537.3	5.8			
NZ136-65	297	8186	1.3	9.7737	1.0	4.0024	1.8	0.2837	1.5	0.82	1610.0	20.9	1634.7	14.5	1666.5	18.8	1666.5	18.8			
NZ136-66	722	17182	1.4	17.7507	1.0	0.6250	1.4	0.0805	1.0	0.70	498.9	4.8	493.0	5.6	465.6	22.5	498.9	4.8			
NZ136-67	72	2694	0.6	16.9137	3.0	0.7240	3.2	0.0888	1.0	0.32	548.5	5.3	553.1	13.6	571.6	65.7	548.5	5.3			
NZ136-68	89	9350	1.7	12.1969	1.4	2.3283	1.7	0.2060	1.0	0.57	1207.3	11.0	1221.0	12.4	1245.2	28.0	1245.2	28.0			
NZ136-69	117	7938	1.4	16.9758	1.6	0.7119	2.6	0.0876	2.0	0.79	541.6	10.5	545.8	10.8	563.7	34.0	541.6	10.5			
NZ136-70	144	787	1.1	19.2099	9.1	0.0973	9.5	0.0136	2.6	0.27	86.8	2.2	94.3	8.5	287.9	209.2	86.8	2.2			
NZ136-72	268	18587	3.4	15.1472	1.1	0.9878	3.2	0.1085	3.0	0.94	664.1	18.7	697.6	15.9	806.9	22.2	664.1	18.7			
NZ136-73	59	9178	1.0	9.9120	1.0	4.0098	1.4	0.2883	1.0	0.70	1632.8	14.4	1636.2	11.6	1640.5	18.9	1640.5	18.9			
NZ136-74	132	42164	2.6	12.1728	1.0	2.3234	1.4	0.2051	1.0	0.69	1202.8	11.0	1219.5	10.2	1249.1	20.4	1249.1	20.4			
NZ136-75	19	1770	2.8	13.6306	3.1	1.6455	4.0	0.1627	2.6	0.64	971.6	23.4	987.8	25.6	1024.0	62.9	1024.0	62.9			
NZ136-76	77	7330	2.7	13.7397	1.6	1.7032	3.1	0.1697	2.7	0.86	1010.6	25.2	1009.7	20.0	1007.9	32.4	1007.9	32.4			
NZ136-77	98	15789	2.4	11.0039	1.5	3.1670	1.8	0.2528	1.0	0.57	1452.7	13.0	1449.2	13.6	1444.0	27.8	1444.0	27.8			
NZ136-78	85	7276	1.4	16.8349	4.4	0.6437	4.5	0.0786	1.2	0.26	487.7	5.4	504.6	18.0	581.8	95.2	487.7	5.4			
NZ136-79	493	5517	7.5	20.2098	2.7	0.1644	3.3	0.0241	1.9	0.58	153.5	2.9	154.6	4.7	170.7	62.4	153.5	2.9			
NZ136-80	175	4883	0.9	18.8216	3.1	0.3352	3.3	0.0458	1.0	0.31	288.4	2.8	293.5	8.4	334.4	70.7	288.4	2.8			
NZ136-81	146	13331	2.7	12.5886	1.0	2.2007	1.5	0.2009	1.2	0.75	1180.3	12.5	1181.3	10.7	1183.0	20.0	1183.0	20.0			
NZ136-82	247	3153	2.2	15.9979	3.9	0.7525	4.1	0.0873	1.0	0.25	539.6	5.2	569.7	17.7	691.5	84.1	539.6	5.2			
NZ136-83	282	7039	3.6	18.2974	1.1	0.4616	4.2	0.0613	4.0	0.96	383.2	14.9	385.3	13.3	398.0	25.2	383.2	14.9			
NZ136-84	59	774	1.1	18.1323	11.7	0.2262	12.0	0.0298	2.3	0.19	189.0	4.2	207.1	22.4	418.3	263.2	189.0	4.2			
NZ136-85	521	50246	1.3	12.6936	1.2	2.0461	3.1	0.1884	2.9	0.93	1112.5	29.2	1131.0	21.1	1166.6	23.0	1166.6	23.0			
NZ136-86	48	4945	1.3	13.4730	2.3	1.7934	2.5	0.1752	1.0	0.41	1040.9	9.6	1043.1	16.1	1047.5	45.4	1047.5	45.4			
NZ136-87	1364	9175	10.3	12.3519	1.6	1.6183	1.9	0.1450	1.0	0.54	872.7	8.2	977.3	11.8	1220.4	31.1	1220.4	31.1			
NZ136-88	274	7880	6.7	17.2405	2.8	0.6481	3.0	0.0810	1.0	0.33	502.3	4.8	507.3	11.9	529.9	61.7	502.3	4.8			

Tabla V.2. continuación...

Análisis	U (ppm)	<sup>206</sup> Pb <sup>204</sup> Pb	U/Th	Relaciones isotópicas								Edades aparentes (Ma)					Edad mejor (Ma)	±
				<sup>206</sup> Pb*	±	<sup>207</sup> Pb*	±	<sup>206</sup> Pb*	±	error	<sup>206</sup> Pb*	±	<sup>207</sup> Pb*	±	<sup>206</sup> Pb*	±		
				<sup>207</sup> Pb*	(%)	<sup>235</sup> U*	(%)	<sup>238</sup> U	(%)	corr.	<sup>238</sup> U*	(Ma)	<sup>235</sup> U	(Ma)	<sup>207</sup> Pb*	(Ma)		
NZ136-90	311	34131	6.4	13.1070	1.0	1.8412	1.5	0.1750	1.2	0.76	1039.7	11.2	1060.3	10.2	1102.8	20.2	1102.8	20.2
NZ136-91	276	33640	2.3	12.4577	1.0	2.3594	1.4	0.2132	1.0	0.71	1245.7	11.3	1230.4	10.1	1203.7	19.8	1203.7	19.8
NZ136-93	609	9182	4.4	12.4430	3.0	2.0957	5.7	0.1891	4.8	0.85	1116.7	49.4	1147.4	39.1	1206.0	59.5	1206.0	59.5
NZ136-92	409	11856	5.7	14.9135	3.0	1.0643	3.1	0.1151	1.0	0.32	702.4	6.7	735.9	16.3	839.4	61.5	702.4	6.7
NZ136-94	85	37344	1.3	12.3823	1.7	2.2639	3.1	0.2033	2.6	0.83	1193.1	28.4	1201.1	22.1	1215.6	34.4	1215.6	34.4
NZ136-95	710	7866	1.2	18.7048	2.8	0.3049	3.0	0.0414	1.0	0.34	261.2	2.6	270.2	7.0	348.4	62.9	261.2	2.6
NZ136-96	203	8716	2.0	16.0236	3.0	0.9077	3.7	0.1055	2.2	0.60	646.5	13.7	655.8	17.9	688.1	63.1	646.5	13.7
NZ136-97	879	9865	0.9	19.8413	3.0	0.1887	4.5	0.0272	3.4	0.75	172.7	5.8	175.5	7.3	213.5	69.5	172.7	5.8
NZ136-98	290	14534	6.8	16.4809	2.5	0.7886	3.6	0.0943	2.6	0.73	580.7	14.5	590.4	16.0	627.8	52.9	580.7	14.5
NZ136-99	217	4289	6.5	19.5417	5.7	0.1333	6.8	0.0189	3.7	0.54	120.6	4.4	127.0	8.1	248.6	131.3	120.6	4.4
NZ136-100	160	3425	1.0	18.6172	5.1	0.3304	5.3	0.0446	1.6	0.29	281.3	4.3	289.8	13.4	359.0	114.9	281.3	4.3
NZ136-101	141	9811	2.3	12.2915	1.0	2.4880	1.4	0.2218	1.0	0.70	1291.3	11.7	1268.5	10.3	1230.1	20.0	1230.1	20.0
NZ136-102	177	1795	1.3	18.9586	6.7	0.1947	6.8	0.0268	1.2	0.18	170.3	2.1	180.6	11.2	317.9	152.0	170.3	2.1
NZ136-103	141	5417	2.3	12.5570	1.3	2.0742	2.1	0.1889	1.7	0.79	1115.4	17.0	1140.3	14.4	1188.0	25.7	1188.0	25.7
NZ136-104	100	6833	1.5	14.0237	1.5	1.5595	2.1	0.1586	1.4	0.66	949.1	11.9	954.3	12.7	966.2	31.5	966.2	31.5
NZ136-105	240	17142	2.3	12.5097	2.0	2.2658	2.3	0.2056	1.0	0.46	1205.2	11.4	1201.7	15.9	1195.4	39.6	1195.4	39.6
NZ136-106	202	22580	1.8	12.8064	1.1	2.1673	1.5	0.2013	1.0	0.67	1182.3	10.8	1170.6	10.4	1149.1	22.3	1149.1	22.3
NZ136-107	33	3122	1.3	12.4389	2.9	2.2329	3.6	0.2014	2.1	0.58	1183.0	22.3	1191.4	25.1	1206.6	57.7	1206.6	57.7
NZ136-108	99	958	2.1	18.8266	10.9	0.1079	10.9	0.0147	1.0	0.09	94.3	0.9	104.1	10.8	333.7	246.7	94.3	0.9
NZ136-109	148	1418	3.0	19.0320	4.8	0.2629	4.9	0.0363	1.2	0.23	229.8	2.6	237.0	10.4	309.1	108.9	229.8	2.6
NZ136-110	299	35701	3.7	10.6979	1.0	3.3397	1.7	0.2591	1.4	0.80	1485.4	17.9	1490.4	13.1	1497.5	19.0	1497.5	19.0
NZ136-111	384	89208	190.2	5.1115	1.0	12.4001	1.5	0.4597	1.1	0.74	2438.2	22.1	2635.2	13.9	2790.1	16.4	2790.1	16.4
NZ136-112	294	37384	4.2	12.7150	2.2	2.0245	2.4	0.1867	1.0	0.41	1103.5	10.1	1123.8	16.5	1163.3	43.8	1163.3	43.8
NZ136-113	60	5092	1.6	14.0565	2.6	1.5428	2.9	0.1573	1.5	0.49	941.7	12.7	947.6	18.1	961.5	52.2	961.5	52.2
NZ136-114	405	48286	12.4	12.5854	1.1	2.2889	1.6	0.2089	1.2	0.74	1223.1	13.1	1208.9	11.2	1183.5	21.0	1183.5	21.0
NZ136-116	241	38460	2.3	15.0871	3.1	0.8129	3.3	0.0890	1.2	0.36	549.3	6.2	604.1	14.9	815.3	63.9	549.3	6.2
NZ136-117	87	18371	4.0	11.0928	1.4	2.5172	2.4	0.2025	2.0	0.81	1188.8	21.3	1277.0	17.7	1428.7	27.5	1428.7	27.5
NZ136-118	148	4868	1.6	12.5882	4.1	1.6147	4.7	0.1474	2.2	0.46	886.5	17.8	975.9	29.2	1183.1	81.6	1183.1	81.6
NZ136-119	201	22409	4.3	11.8613	1.7	2.1605	3.1	0.1859	2.6	0.85	1098.9	26.5	1168.4	21.5	1299.7	32.1	1299.7	32.1
NZ136-120	167	22565	1.3	13.2769	1.5	1.8830	1.8	0.1813	1.0	0.56	1074.2	9.9	1075.1	11.9	1077.0	30.0	1077.0	30.0

Tabla V.2. continuación...

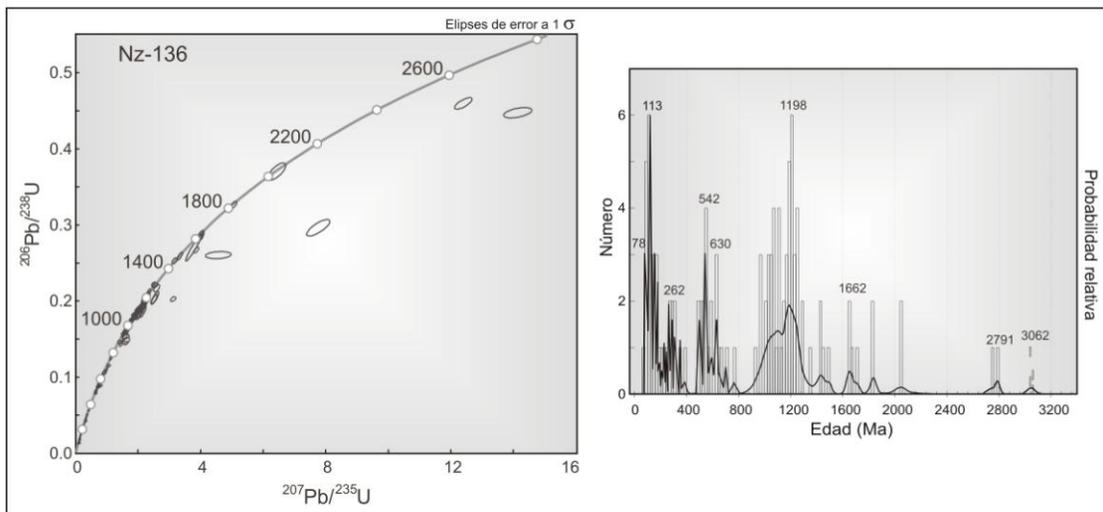


Figura V.4. A) Curva de concordia que muestra las edades de zirrones detríticos de la filita volcanoclástica (Nz-136) e histograma de frecuencia.

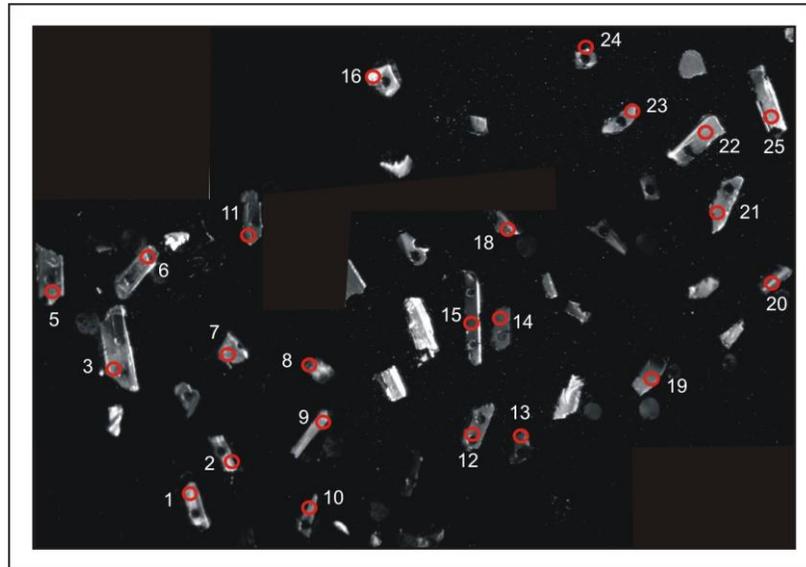


Figura V.5. Imagen de catodoluminiscencia de los zircons analizados en el metabasalto Nz-137.

De esta muestra se realizaron 24 análisis, los datos obtenidos se concentran en la Tabla V.3.

Análisis	U (ppm)	<sup>206</sup> Pb <sup>204</sup> Pb	U/Th	Relaciones isotópicas								Edades aparentes (Ma)				Edad mejor (Ma)	±	
				<sup>206</sup> Pb*	±	<sup>207</sup> Pb*	±	<sup>206</sup> Pb*	±	error	<sup>206</sup> Pb*	±	<sup>207</sup> Pb*	±	<sup>206</sup> Pb*			±
				<sup>207</sup> Pb* (%)	<sup>235</sup> U* (%)	<sup>238</sup> U (%)	<sup>238</sup> U (%)	corr.	<sup>238</sup> U* (Ma)	<sup>235</sup> U (Ma)	<sup>207</sup> Pb* (Ma)	<sup>207</sup> Pb* (Ma)						
Nz137-1	1355	9776	2.2	20.9316	3.9	0.0675	4.6	0.0102	2.5	0.54	65.7	1.6	66.3	3.0	88.1	91.8	65.7	1.6
Nz137-2	288	1592	1.6	18.8337	10.1	0.0761	10.5	0.0104	3.0	0.28	66.6	2.0	74.4	7.5	332.9	228.7	66.6	2.0
Nz137-3	527	3080	1.3	22.3837	7.4	0.0635	7.6	0.0103	13	0.18	66.1	0.9	62.5	4.6	-73.3	182.0	66.1	0.9
Nz137-5	588	3924	1.2	21.3180	6.5	0.0657	6.6	0.0102	10	0.15	65.2	0.6	64.6	4.1	44.6	155.9	65.2	0.6
Nz137-6	633	4032	1.3	22.7157	4.9	0.0615	5.1	0.0101	16	0.31	65.0	1.0	60.6	3.0	-109.5	120.0	65.0	1.0
Nz137-7	918	1584	1.0	21.6416	4.3	0.0651	4.4	0.0102	10	0.23	65.5	0.7	64.0	2.7	8.4	102.6	65.5	0.7
Nz137-8	736	3820	1.2	20.9954	5.8	0.0688	5.9	0.0105	12	0.20	67.2	0.8	67.5	3.9	80.9	137.5	67.2	0.8
Nz137-9	963	4984	1.2	20.7555	4.6	0.0695	4.7	0.0105	10	0.21	67.1	0.7	68.2	3.1	108.1	108.8	67.1	0.7
Nz137-10	767	5068	1.2	20.6050	4.3	0.0687	4.9	0.0103	2.3	0.47	65.9	1.5	67.5	3.2	125.3	102.1	65.9	1.5
Nz137-11	584	3764	1.1	21.9040	4.6	0.0639	4.7	0.0102	10	0.21	65.1	0.6	62.9	2.9	-20.7	112.2	65.1	0.6
Nz137-12	358	2600	1.6	23.7828	6.1	0.0601	6.5	0.0104	2.3	0.35	66.5	1.5	59.3	3.7	-223.7	153.4	66.5	1.5
Nz137-13	962	5600	1.1	21.1668	4.9	0.0662	5.5	0.0102	2.3	0.43	65.2	1.5	65.1	3.4	61.5	117.7	65.2	1.5
Nz137-14	361	1592	1.3	16.8324	12.5	0.0841	13.2	0.0103	4.2	0.32	65.8	2.8	82.0	10.4	582.1	272.5	65.8	2.8
Nz137-15	926	6948	1.4	22.1025	3.5	0.0633	3.8	0.0101	15	0.39	65.1	1.0	62.3	2.3	-42.5	85.9	65.1	1.0
Nz137-16	858	6328	1.1	21.6978	4.6	0.0645	4.8	0.0102	1.1	0.23	65.1	0.7	63.5	2.9	2.2	112.0	65.1	0.7
Nz137-19	575	5168	1.2	22.0116	6.3	0.0656	6.4	0.0105	1.1	0.17	67.2	0.7	64.6	4.0	-32.5	154.1	67.2	0.7
Nz137-18	583	4256	1.0	20.8495	5.0	0.0667	5.6	0.0101	2.5	0.46	64.7	1.6	65.6	3.5	97.4	117.4	64.7	1.6
Nz137-20	738	5600	1.2	21.5473	3.7	0.0647	4.1	0.0101	16	0.39	64.8	1.0	63.6	2.5	18.9	89.9	64.8	1.0
Nz137-21	646	4164	1.2	21.9033	7.3	0.0640	7.4	0.0102	16	0.21	65.2	1.0	63.0	4.5	-20.6	175.8	65.2	1.0
Nz137-22	455	2692	1.2	20.9426	6.1	0.0677	6.4	0.0103	18	0.28	66.0	1.2	66.6	4.1	86.9	145.9	66.0	1.2
Nz137-23	743	5700	1.7	21.0999	4.6	0.0659	4.8	0.0101	14	0.30	64.7	0.9	64.8	3.0	69.1	109.7	64.7	0.9
Nz137-24	763	5764	1.3	20.9391	4.8	0.0669	5.0	0.0102	14	0.28	65.2	0.9	65.8	3.2	87.2	113.0	65.2	0.9
Nz137-25	479	3292	1.2	21.2817	9.1	0.0652	9.3	0.0101	2.1	0.23	64.5	1.4	64.1	5.8	48.6	217.2	64.5	1.4

Tabla V.3. Análisis geocronológicos U-Pb para zircons del metabasalto (Nz-137).

Longitud 95° 09' 04.95" O, latitud 16° 42' 41.85" N.

La curva de concordia obtenida para esta muestra indica una edad de cristalización en el límite Maastrichtiano - Paleoceno con zircones de  $65.7 \pm 1.20$  Ma (Figura V.6).

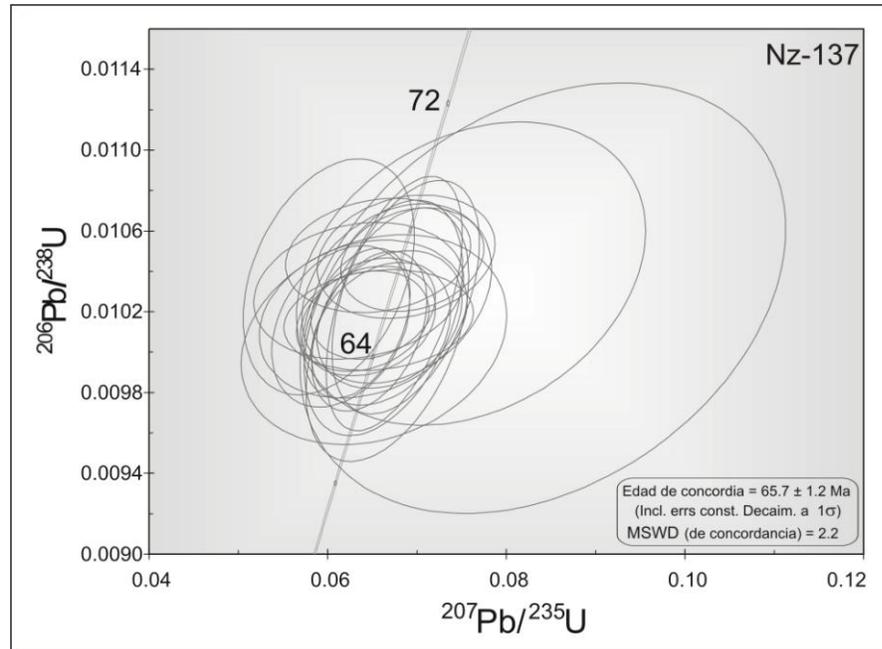


Figura V.6. Curva de concordia que indica la edad obtenida para los zircones del metabasalto Nz-137.

De manera adicional, se obtuvo la relación Th/U que es un parámetro utilizado para la discriminación entre zircones metamórficos y magmáticos, las relaciones Th/U obtenidas en los zircones del metabasalto Nz-173 tienen un valor de  $\approx 0.8$  (Figura V.7), que indica un origen magmático para éstos (Thompson *et al.*, 1997; Rubatto, 2002; Visoná *et al.*, 2007).

#### V.4 Diorita

En el caso de las rocas intrusivas, se obtuvo la edad de una diorita (Gv-01), que aflora en las inmediaciones de Guevea de Humboldt. Los zircones son de color miel y rosa iridiscente, con geometría bipiramidal elongada que denota su origen magmático (Figura V.8).

De esta roca se realizaron 30 análisis, los resultados obtenidos se concentran en la Tabla V.4.

La curva de concordia obtenida para esta muestra indica una edad de cristalización del Mioceno Medio con zircones de  $16.0 \pm 1.2$  Ma (Figura V.9).

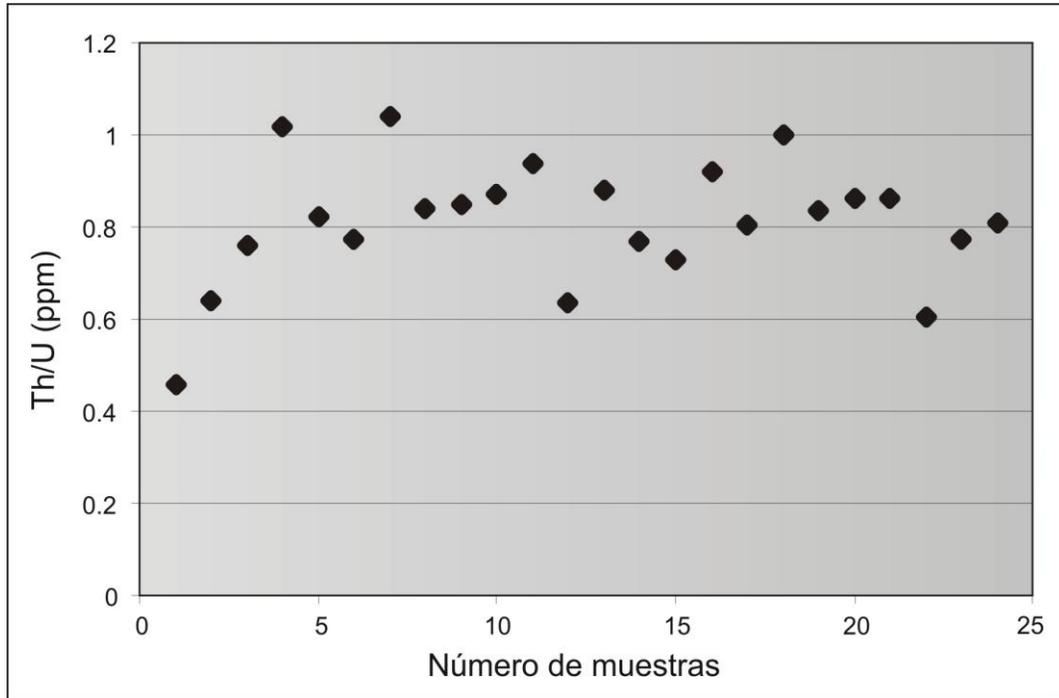


Figura V.7. Relación Th/U para los zirrones del metabasalto Nz-137, como se aprecia los valores de esta relación son mayores a 0.01, por lo que se consideran de origen magmático.

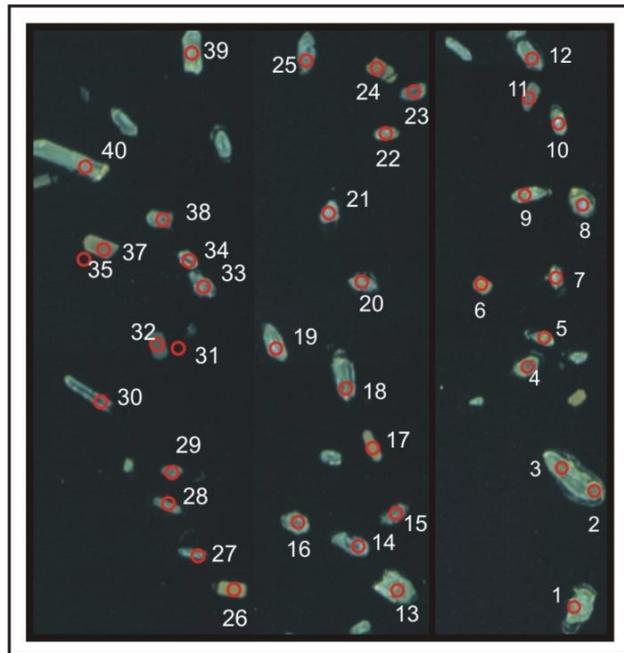


Figura V.8. Imagen de los zirrones de la diorita (Gv-01) que fueron fechados.

Análisis	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Relaciones isotópicas										Edades corregidas (Ma)					Edad			
				<sup>207</sup> Pb <sup>206</sup> Pb	±1σ	<sup>207</sup> Pb <sup>235</sup> U	±1σ	<sup>206</sup> Pb <sup>238</sup> U	±1σ	<sup>208</sup> Pb <sup>232</sup> Th	±1σ	Rho	<sup>206</sup> Pb <sup>238</sup> U	±1σ	<sup>207</sup> Pb <sup>235</sup> U	±1σ	<sup>207</sup> Pb <sup>206</sup> Pb	±1σ	<sup>208</sup> Pb <sup>232</sup> Th	±1σ	mejor (Ma)	±1σ
Gv01-6	505	46	0.37	0.06724	0.007	0.02515	0.003	0.00271	0.00006	0.00008	0.00002	0.3	17.5	0.4	25	3	845	230	16.7	0	18	0.4
Gv01-7	478	47	0.36	0.08394	0.005	0.02909	0.002	0.00251	0.00007	0.00008	0.00002	.43	16.2	0.4	29	2	1291	120	15.1	0	16	0.4
Gv01-8	194	80	0.34	0.10063	0.006	0.03768	0.002	0.00272	0.00008	0.00009	0.00005	.44	17.5	0.5	38	2	1636	104	18	1	18	0.5
Gv01-9	217	88	0.40	0.07551	0.007	0.02672	0.003	0.00257	0.00007	0.00008	0.00002	0.3	16.5	0.4	27	3	1082	173	15.6	0	17	0.4
Gv01-10	211	82	0.58	0.065	0.012	0.02097	0.005	0.00234	0.00008	0.00007	0.00004	0.5	15.1	0.5	21	4	774	389	14.5	1	15	0.5
Gv01-13	308	139	0.47	0.066	0.004	0.03722	0.004	0.00409	0.00028	0.0013	0.0001	0.7	26	2	37	3	806	131	27	2	26	2
Gv01-14	504	327	0.27	0.18995	0.022	0.10913	0.015	0.00417	0.00033	0.0015	0.00019	0.6	27	2	105	14	2742	183	30	4	2742	183.0
Gv01-15	558	48	0.26	0.0723	0.008	0.03672	0.006	0.00368	0.00033	0.0011	0.00009	.84	24	2	37	6	995	210	22	2	24	2.0
GV01-16	442	233	0.22	0.07428	0.002	0.43359	0.019	0.04234	0.00144	0.012	0.0007	0.8	267	9	366	14	1049	57	224	14	267	9
Gv01-18	54	16	1.83	0.85004	0.019	6.37591	0.3	0.0544	0.00224	0.0512	0.00228	.88	341	14	2029	41	5008	31	1009	44	5008	31.0
Gv01-19	550	159	0.30	0.04611	0.023	0.01739	0.01	0.00274	0.00016	0.0009	0.00063	0.3	18	1	18	10	4	776	19	13	18	1.0
Gv01-20	228	56	0.31	0.08084	0.005	0.03104	0.003	0.00278	0.00015	0.0009	0.00007	0.6	17.9	1	31	3	1218	128	18	1	18	1.0
Gv01-21	357	29	0.44	0.06542	0.005	0.02216	0.002	0.00246	0.00011	0.0008	0.00005	0.5	15.8	0.7	22	2	788	151	16	1	16	0.7
Gv01-22	17	35	0.32	0.07148	0.007	0.02398	0.003	0.00243	0.00012	0.0007	0.00003	0.8	15.7	0.8	24	3	971	190	14.9	1	16	0.8
Gv01-24	221	76	0.40	0.0735	0.006	0.0284	0.003	0.0028	0.00014	0.0009	0.00005	0.5	18	0.9	28	3	1028	160	18	1	18	0.9
Gv01-26	228	80	0.77	0.07969	0.004	0.02698	0.002	0.00246	0.0001	0.0007	0.00006	0.6	15.8	0.6	27	2	1189	101	14	1	16	1
Gv01-27	324	161	1.06	0.06171	0.004	0.18079	0.018	0.02125	0.00167	0.0079	0.00074	.77	136	11	169	16	664	139	159	15	136	11.0
Gv01-28	319	117	0.35	0.07037	0.006	0.02315	0.002	0.00239	0.00006	0.0007	0.00002	.38	15.4	0.4	23	2	939	182	14.6	0	15	0.4
GV01-30	844	87	0.34	0.06718	0.006	0.0243	0.002	0.00262	0.00007	0.0008	0.00002	0.4	16.9	0.5	24	2	843	190	16.2	0	17	0.5
Gv01-31	395	179	0.35	0.07303	0.006	0.02405	0.002	0.00239	0.00005	0.0007	0.00002	0.3	15.4	0.3	24	2	1015	176	14.6	0	15	0.3
Gv01-32	400	345	0.34	0.07156	0.006	0.02554	0.003	0.00259	0.00007	0.0008	0.00002	.45	16.7	0.5	26	3	974	183	15.8	1	17	1
Gv01-33	360	429	1.74	0.70675	0.237	1.75968	2.885	0.01806	0.02542	0.0044	0.0304	.67	115	161	1031	1062	4745	795	89	612	4745	795.0
Gv01-34	361	142	0.29	0.10366	0.013	0.03646	0.005	0.00255	0.00009	0.0007	0.00004	0.5	16.4	0.6	36	5	1691	235	15	1	16	0.6
Gv01-37	211	80	0.41	0.07858	0.009	0.02846	0.004	0.00263	0.00014	0.0008	0.00004	0.5	16.9	0.9	28	4	1162	243	15.9	1	17	0.9
Gv01-38	304	120	0.37	0.10851	0.027	0.04014	0.013	0.00268	0.0002	0.0008	0.00008	0.8	17	1	40	12	1775	516	16	2	17	1.0
Gv01-39	285	109	0.34	0.07366	0.007	0.0244	0.003	0.0024	0.00012	0.0007	0.00004	.63	15.5	0.8	24	3	1032	183	14.6	1	16	0.8
Gv01-45	13	25	0.33	0.07681	0.014	0.02721	0.006	0.00257	0.00016	0.0008	0.00005	.56	17	1	27	6	1116	385	16	1	17	1
Gv01-50	211	69	0.19	0.05213	0.002	0.31251	0.026	0.04348	0.00194	0.0137	0.00056	.93	274	12	276	20	291	102	274	11	274	12
Gv01-51	778	99	0.32	0.07145	0.002	0.76603	0.037	0.07776	0.00338	0.0216	0.00056	0.9	483	20	577	21	970	41	431	11	483	20.0
Gv01-52	152	69	0.37	0.07208	0.006	0.02816	0.002	0.00263	0.00012	0.0008	0.00005	0.5	16.9	0.8	26	2	988	162	16	1	17	0.8

Tabla V.4. Análisis geocronológicos U-Pb de zirones de la diorita (Gv-01). Longitud 95° 23' 08.62" O, latitud 16° 48' 38.08" N.

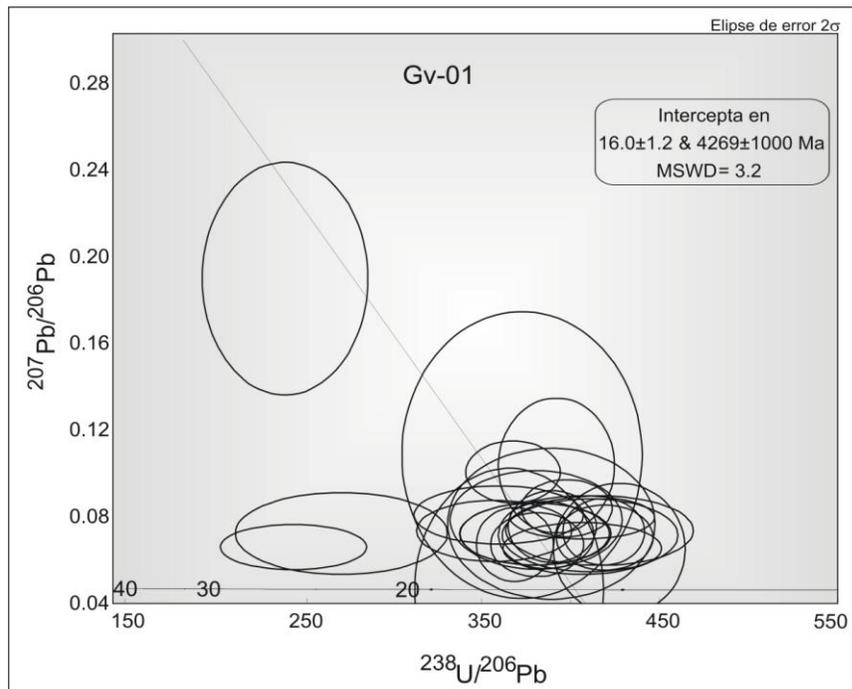


Figura V.9. Curva de concordia obtenida para los zirones de la diorita Gv-01.

## V.5 Arenisca

Finalmente, para la arenisca de la Formación Todos Santos (SAMCH-5) del terreno Maya, se obtuvieron zircones detríticos de color rosa e incoloros, iridiscentes y de formas redondeadas y subredondeadas (Figura V.10).

Se realizaron 120 análisis geocronológicos U-Pb en núcleos de cristales elegidos al azar (Figura V.10), las edades resultantes se muestran en la Tabla V.5.

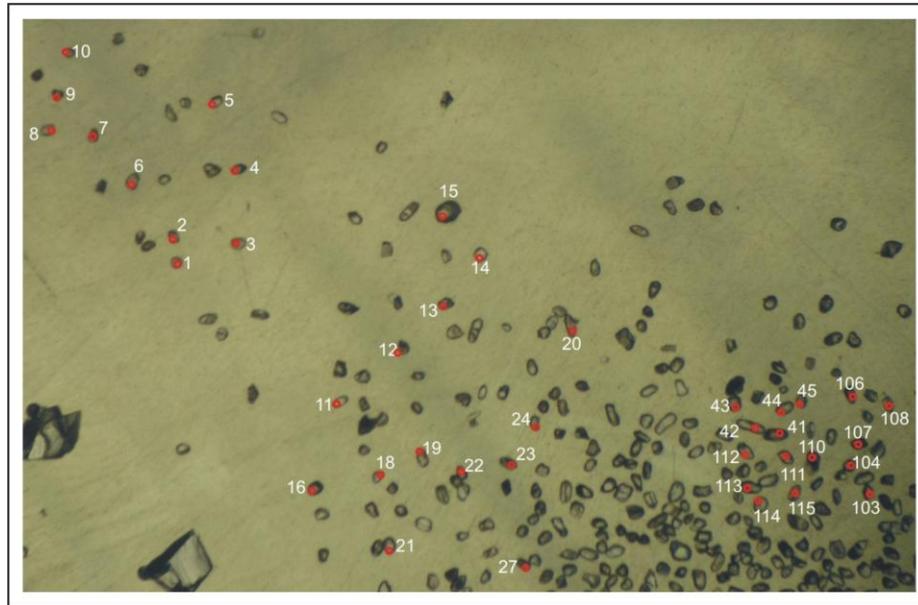


Figura V.10. Imagen que muestra una porción de los zircones detríticos de la arenisca de la Formación Todos Santos que fueron fechados.

Para el zircón más joven, número 13 de la Figura V.10, se obtuvo una edad de 228 Ma (Triásico Medio-Superior) que es considerada a ser la edad máxima para el depósito de la arenisca (Figura V.11).

Otras poblaciones tienen rangos de edad entre 491-733 Ma con pico en 571 Ma; 1018-1200 Ma con pico en 1026 Ma; 1400 a 1580 Ma con pico en 1530 Ma; y 1819-2096 Ma con pico en 1978 Ma.

Los zircones más antiguos tienen una edad de 2.8 a 2.9 Ga (Figura V.11).

## V.6 Procedencias

Dentro de las posibles fuentes de los zircones detríticos de la filita siliciclastica y la filita volcanoclástica cuyas edades oscilan entre 72 y 94 Ma, se encuentran la Plataforma Guerrero-Morelos (Cerca *et al.*, 2007), rocas del

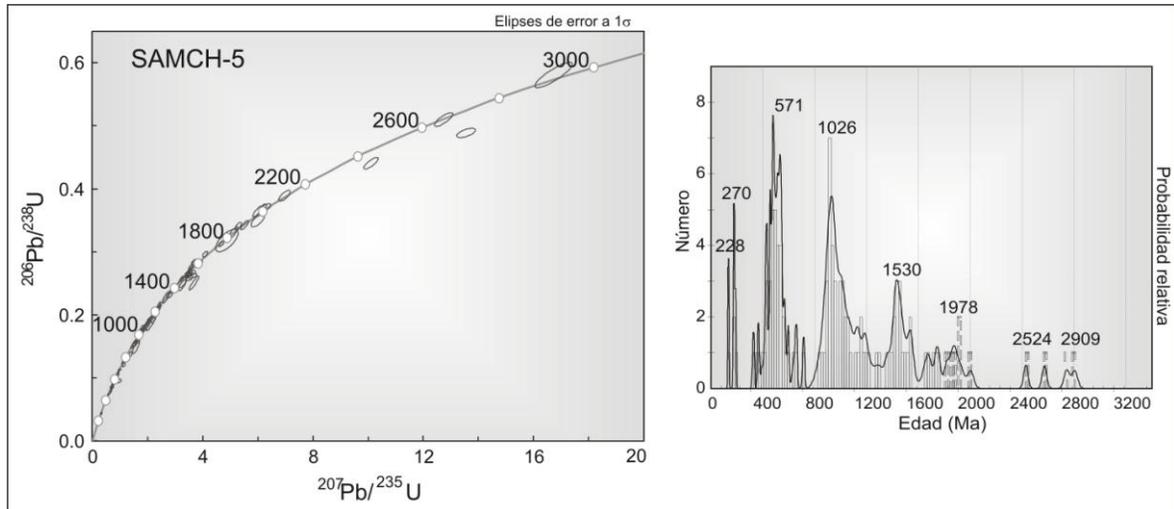


Figura V.11. Curva de concordia que indica las edades de los zircones detríticos de la arenisca de la Formación Todos Santos (SAMCH-5) e histograma de frecuencia.

Arco Caribe (Meschede y Frisch, 1998), del Gran Arco del Caribe frontal al oriente de la Placa del Caribe (Pindell *et al.*, 2006), el Arco Trans Americano (90 Ma, Mann *et al.*, 2007); el Granito Río Julian (93 Ma), el ortogneis Río Cangrejal (80 Ma), la Granodiorita El Carbón (81 Ma) definidos para Guatemala y Honduras por Ratschbacher *et al.* (2009), el protolito de la anfibolita del Complejo Las Ovejas (88 Ma, Ratschbacher *et al.*, 2009); o la *Caribbean Large Igneous Province* de 88-92 Ma (Donnelly *et al.*, 1990).

Para los zircones cuyas edades oscilan entre 112 y 120 Ma, las posibles fuentes pueden ser la diorita de hornblenda, el gneis migmatítico, el gneis granítico y los diques del Complejo Metamórfico Mazateco y Complejo Migmatítico Teotitlán, ubicados en la porción más noroccidental del terreno Cuicateco (Delgado-Argote *et al.*, 1992; Ángeles, 2006), las rocas ígneas del terreno Guerrero (Taxco y Taxco El Viejo, Campa-Uranga e Iriondo, 2004; Mortensen *et al.*, 2008), los complejos metamórficos de Cuba (Escambray, Cangre y el *Melange* de la Serpentina Norte) con edades de 119-106 Ma (García-Casco *et al.*, 2001), el terreno Amaine de Colombia de 113-126 Ma (McCurt y Feininger, 1984); el Complejo Romeral en Guatemala de 113-125 Ma (Harlow *et al.*, 2004); el complejo metamórfico El Tambor en Guatemala de 132 Ma (Brueckner *et al.*, 2005); o el volcanismo de arco Aptiano Superior-Albiano Temprano (121-105 Ma) en Cuba, Jamaica, Hispañola, Puerto Rico, etc. (Pindel y Kennan, 2009).

El grupo de zircones con edades de 225-282 pueden ser parte del evento tectonotermal permo-triásico que afectó al Macizo de Chiapas (260–250Ma, Weber *et al.*, 2005), de los granitoides de los altos Cuchumatanes de 269 Ma (Solari *et al.*, 2009a); formar parte del Complejo Rabinal de 268 Ma o de los granitos del Complejo Las Ovejas de 272 Ma (Ratschbacher *et al.*, 2009);

Análisis	U (ppm)	<sup>206</sup> Pb	U/Th	Relaciones isotópicas										Edades aparentes (Ma)				Edad mejor (Ma)	±
				<sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb*	±	<sup>207</sup> Pb*	±	<sup>206</sup> Pb*	±	error	<sup>206</sup> Pb*	±	<sup>207</sup> Pb*	±	<sup>206</sup> Pb*	±		
SAMCH5-01	904	26881	6.4	14.0874	2.1	1.6423	2.5	0.1678	1.5	0.58	1000.0	13.6	986.6	16.0	957.0	42.2	957.0	42.2	
SAMCH5-03	119	27688	2.4	11.7642	1.8	2.6652	3.4	0.2274	2.8	0.84	1320.9	33.4	1318.9	24.7	1315.6	35.7	1315.6	35.7	
SAMCH5-04	234	6855	1.0	12.9558	2.9	1.5733	5.3	0.1478	4.4	0.83	888.8	36.2	959.7	32.7	1126.0	58.7	1126.0	58.7	
SAMCH5-05	169	5357	1.7	14.5967	2.4	1.1379	3.1	0.1205	1.9	0.61	733.2	13.0	771.5	16.7	884.0	50.6	733.2	13.0	
SAMCH5-06	344	29341	1.0	10.4508	1.4	3.4698	1.8	0.2630	1.2	0.64	1505.2	15.7	1520.4	14.5	1541.6	26.7	1541.6	26.7	
SAMCH5-07	557	11113	1.6	16.4748	1.4	0.8694	1.7	0.1039	1.0	0.59	637.1	6.1	635.2	8.0	628.6	29.5	637.1	6.1	
SAMCH5-08	383	22718	1.8	15.1290	2.6	1.2158	2.8	0.1334	1.0	0.36	807.2	7.6	807.8	15.6	809.5	54.6	807.2	7.6	
SAMCH5-09	58	14489	0.9	8.1226	1.6	6.2905	1.8	0.3706	1.0	0.54	2032.1	17.4	2017.1	16.2	2001.8	27.6	2001.8	27.6	
SAMCH5-10	178	5990	0.3	16.1274	1.6	0.9198	1.9	0.1076	1.0	0.53	658.7	6.3	662.3	9.2	674.3	34.6	658.7	6.3	
SAMCH5-11	345	15463	1.9	16.4499	1.9	0.8437	2.8	0.1007	2.0	0.73	618.3	12.0	621.2	12.9	631.8	40.7	618.3	12.0	
SAMCH5-12	194	26280	2.5	13.5557	1.1	1.7541	1.9	0.1725	1.6	0.83	1025.6	15.4	1028.7	12.6	1035.2	21.7	1035.2	21.7	
SAMCH5-13	116	906	0.6	19.3010	4.7	0.2576	4.9	0.0361	1.3	0.28	228.4	3.0	232.7	10.1	277.0	###	228.4	3.0	
SAMCH5-15	225	26048	2.1	12.6452	1.0	2.1822	1.7	0.2001	1.4	0.81	1176.0	15.0	1175.4	12.0	1174.2	20.0	1174.2	20.0	
SAMCH5-16	143	12416	2.0	16.8536	1.5	0.7833	2.3	0.0957	1.6	0.73	589.4	9.2	587.3	10.1	579.4	33.6	589.4	9.2	
SAMCH5-17	109	10781	1.1	13.0770	1.0	1.8177	2.1	0.1724	1.8	0.87	1025.3	17.2	1051.9	13.7	1107.4	20.9	1107.4	20.9	
SAMCH5-18	160	9038	2.6	16.5570	2.5	0.7787	3.0	0.0935	1.6	0.52	576.2	8.5	584.7	13.2	617.8	54.6	576.2	8.5	
SAMCH5-19	296	16716	1.4	16.4349	1.6	0.7728	2.1	0.0921	1.5	0.68	568.1	7.9	581.4	9.5	633.8	33.8	568.1	7.9	
SAMCH5-21	105	14452	2.3	13.6864	1.3	1.7167	1.7	0.1704	1.0	0.60	1014.4	9.4	1014.8	10.6	1015.8	26.8	1015.8	26.8	
SAMCH5-22	149	12727	1.7	16.9187	1.1	0.7744	2.3	0.0950	2.0	0.87	585.2	11.1	582.3	10.2	571.0	24.7	585.2	11.1	
SAMCH5-23	65	5687	1.5	16.5016	4.2	0.7421	4.4	0.0888	1.0	0.23	548.5	5.3	563.6	18.8	625.1	91.3	548.5	5.3	
SAMCH5-24	204	30956	1.8	10.4278	2.1	3.4753	2.4	0.2628	1.0	0.42	1504.3	13.4	1521.6	18.6	1545.8	40.3	1545.8	40.3	
SAMCH5-25	131	13235	1.4	12.7962	1.3	2.2101	1.6	0.2051	1.0	0.61	1202.7	11.0	1184.2	11.5	1150.6	25.9	1150.6	25.9	
SAMCH5-26	185	31175	1.6	12.8753	1.2	2.0470	1.9	0.1911	1.4	0.75	1127.6	14.8	1131.3	12.9	1138.4	24.7	1138.4	24.7	
SAMCH5-28	40	4606	2.8	11.4006	2.1	2.7969	2.5	0.2313	1.4	0.56	1341.1	17.3	1354.7	18.9	1376.2	40.2	1376.2	40.2	
SAMCH5-27	62	2954	2.3	18.6543	5.5	0.3196	5.8	0.0432	1.8	0.30	272.9	4.7	281.6	14.2	354.6	###	272.9	4.7	
SAMCH5-29	326	18364	0.6	16.2266	1.6	0.8672	2.3	0.1021	1.6	0.70	626.4	9.4	634.0	10.6	661.2	34.7	626.4	9.4	
SAMCH5-30	178	13569	2.4	13.4651	1.4	1.7486	2.2	0.1708	1.7	0.76	1016.3	15.9	1026.6	14.3	1048.7	28.8	1048.7	28.8	
SAMCH5-31	13	4772	0.8	8.9912	4.0	4.8732	5.5	0.3178	3.7	0.68	1778.9	57.7	1797.6	46.2	1819.4	73.2	1819.4	73.2	
SAMCH5-32	480	41756	1.2	16.4560	1.0	0.8569	1.4	0.1023	1.0	0.71	627.7	6.0	628.4	6.6	631.0	21.6	627.7	6.0	
SAMCH5-33	106	5725	1.7	16.8368	1.9	0.7512	2.7	0.0917	1.9	0.71	565.8	10.4	568.9	11.8	581.5	41.6	565.8	10.4	
SAMCH5-35	66	21387	1.5	6.0107	1.0	10.1061	1.7	0.4406	1.4	0.81	2353.2	27.6	2444.5	15.9	2521.4	16.8	2521.4	16.8	
SAMCH5-36	120	22074	2.4	12.3222	1.0	2.3508	1.4	0.2101	1.0	0.70	1229.3	11.2	1227.8	10.1	1225.2	19.8	1225.2	19.8	
SAMCH5-37	351	44438	1.4	13.6442	2.2	1.6787	2.6	0.1661	1.4	0.54	990.7	12.9	1000.5	16.5	1022.0	44.0	1022.0	44.0	
SAMCH5-38	34	1241	0.5	16.5522	5.1	0.7063	5.3	0.0848	1.3	0.24	524.7	6.6	542.6	22.3	618.5	111.1	524.7	6.6	
SAMCH5-40	342	8609	0.8	16.1477	1.2	0.7097	1.8	0.0831	1.4	0.77	514.7	7.0	544.6	7.8	671.6	25.0	514.7	7.0	
SAMCH5-41	204	11030	1.5	10.1435	2.2	3.5049	2.4	0.2578	1.0	0.42	1478.8	13.2	1528.3	18.8	1597.5	40.4	1597.5	40.4	
SAMCH5-42	240	1732	0.9	14.3780	9.5	0.9097	9.7	0.0949	2.2	0.22	584.2	12.1	656.9	47.0	915.1	195.1	584.2	12.1	
SAMCH5-43	478	37757	2.4	10.9490	1.0	3.2441	1.5	0.2576	1.1	0.73	1477.6	14.0	1467.8	11.3	1453.5	19.1	1453.5	19.1	
SAMCH5-44	96	5924	1.0	16.4236	2.3	0.8407	2.8	0.1001	1.6	0.57	615.2	9.3	619.5	12.9	635.3	48.9	615.2	9.3	

Tabla V.5. Análisis geocronológicos U-Pb de zircones detríticos de una muestra de arenisca de la Formación Todos Santos (SAMCH-5). Longitud 94° 58' 27.45" O, latitud 16° 45' 09.25" N.

Análisis	U (ppm)	<sup>206</sup> Pb		Relaciones isotópicas				Edades aparentes (Ma)				Edad mejor (Ma)	±					
		<sup>204</sup> Pb	U/Th	±	±	±	error	±	±	±	±							
														<sup>206</sup> Pb*	<sup>207</sup> Pb*	<sup>206</sup> Pb*	<sup>207</sup> Pb*	<sup>206</sup> Pb*
				(%)	(%)	(%)	(%)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)	(Ma)						
SAMCH5-45	185	24942	2.3	12.3712	1.1	2.3167	4.3	0.2079	4.1	0.97	1217.4	45.8	1217.4	30.3	1217.4	21.5	1217.4	21.5
SAMCH5-46	119	5048	2.6	13.0602	3.6	1.8633	3.8	0.1765	1.0	0.26	1047.8	9.7	1068.2	25.0	1109.9	72.9	1109.9	72.9
SAMCH5-47	143	4493	0.6	16.0556	1.5	0.9344	2.3	0.1088	1.7	0.75	665.8	10.9	669.9	11.3	683.8	32.5	665.8	10.9
SAMCH5-48	106	19861	1.6	10.6462	1.1	3.5667	1.5	0.2754	1.0	0.66	1568.1	13.9	1542.1	11.9	1506.7	21.3	1506.7	21.3
SAMCH5-50	725	6425	0.8	16.3107	2.1	0.6693	4.2	0.0792	3.7	0.87	491.2	17.3	520.3	17.1	650.1	44.3	491.2	17.3
SAMCH5-51	190	31377	1.2	4.9678	1.3	13.5559	1.6	0.4884	1.0	0.61	2563.8	21.2	2719.2	15.5	2836.7	21.2	2836.7	21.2
SAMCH5-52	130	11735	2.2	13.1845	2.5	1.6466	2.7	0.1575	1.0	0.37	942.6	8.8	988.3	17.2	1091.0	50.6	1091.0	50.6
SAMCH5-53	598	49789	2.2	13.5587	1.1	1.7377	1.8	0.1709	1.4	0.80	1017.0	13.5	1022.6	11.6	1034.7	21.7	1034.7	21.7
SAMCH5-54	79	8799	2.5	13.0838	1.1	1.9455	1.8	0.1846	1.4	0.79	1092.1	14.1	1096.9	11.8	1106.3	21.4	1106.3	21.4
SAMCH5-55	105	36308	1.6	8.0401	1.9	5.9912	2.7	0.3494	1.9	0.70	1931.5	31.2	1974.6	23.3	2019.9	33.9	2019.9	33.9
SAMCH5-56	72	11199	0.5	10.0359	3.0	3.5978	3.2	0.2619	1.0	0.31	1499.4	13.4	1549.0	25.4	1617.4	56.5	1617.4	56.5
SAMCH5-57	146	6743	1.2	16.3844	1.6	0.8329	1.9	0.0990	1.0	0.54	608.4	5.8	615.2	8.6	640.4	33.6	608.4	5.8
SAMCH5-58	202	29603	2.5	13.2297	1.0	1.8262	2.5	0.1752	2.3	0.92	1040.8	22.5	1054.9	16.7	1084.2	20.3	1084.2	20.3
SAMCH5-59	221	13896	2.3	15.5096	2.1	0.9303	2.3	0.1047	1.0	0.43	641.6	6.1	667.8	11.3	757.3	43.9	641.6	6.1
SAMCH5-60	124	12074	1.6	9.9200	1.0	3.9082	1.5	0.2812	1.0	0.71	1597.3	14.7	1615.4	11.8	1639.0	18.9	1639.0	18.9
SAMCH5-61	44	4619	1.8	13.6054	1.7	1.7004	2.0	0.1678	1.0	0.51	999.9	9.3	1008.7	12.5	1027.8	34.1	1027.8	34.1
SAMCH5-62	34	5987	0.7	10.7129	2.7	3.2307	3.7	0.2510	2.5	0.67	1443.7	31.8	1464.6	28.5	1494.9	51.7	1494.9	51.7
SAMCH5-63	179	34017	1.1	8.9316	1.3	5.0934	2.3	0.3299	1.9	0.83	1838.1	30.4	1835.0	19.4	1831.5	22.9	1831.5	22.9
SAMCH5-64	181	8131	1.4	16.3771	2.4	0.8209	2.7	0.0975	1.2	0.44	599.8	6.7	608.6	12.2	641.4	51.7	599.8	6.7
SAMCH5-65	87	11408	1.1	14.3085	1.6	1.4366	2.0	0.1491	1.3	0.63	895.8	10.6	904.3	12.1	925.1	32.4	925.1	32.4
SAMCH5-66	162	28160	1.6	10.4616	1.4	3.7196	2.0	0.2822	1.4	0.71	1602.6	20.4	1575.6	16.2	1539.7	26.7	1539.7	26.7
SAMCH5-67	279	15988	1.6	16.0705	2.1	0.8717	2.8	0.1016	1.8	0.65	623.8	10.6	636.5	13.1	681.9	45.2	623.8	10.6
SAMCH5-68	175	12401	2.4	13.6990	1.4	1.6935	2.0	0.1683	1.5	0.74	1002.5	14.0	1006.1	13.0	1013.9	27.5	1013.9	27.5
SAMCH5-69	134	31747	1.9	10.4659	2.2	3.7352	2.4	0.2835	1.0	0.42	1609.1	14.2	1578.9	19.2	1538.9	40.9	1538.9	40.9
SAMCH5-70	240	44553	5.6	8.8793	1.0	5.3021	1.4	0.3414	1.0	0.69	1893.6	16.4	1869.2	12.3	1842.1	18.9	1842.1	18.9
SAMCH5-71	44	6165	1.5	13.5061	3.0	1.7328	3.5	0.1697	1.8	0.51	1010.7	16.7	1020.8	22.5	1042.6	60.8	1042.6	60.8
SAMCH5-72	485	33479	4.1	13.8202	1.4	1.6781	1.8	0.1682	1.2	0.67	1002.2	11.4	1000.2	11.8	996.0	28.1	996.0	28.1
SAMCH5-73	318	75339	8.0	13.8722	1.4	1.7117	2.2	0.1722	1.7	0.76	1024.3	16.0	1012.9	14.2	988.4	29.4	988.4	29.4
SAMCH5-74	327	18912	3.6	13.7169	1.5	1.6515	1.8	0.1643	1.0	0.56	980.6	9.1	990.1	11.3	1011.2	30.2	1011.2	30.2
SAMCH5-75	172	15428	3.2	10.4492	1.7	3.2580	3.0	0.2469	2.4	0.81	1422.5	31.1	1471.1	23.3	1541.9	32.7	1541.9	32.7
SAMCH5-76	341	73217	3.0	11.9500	1.5	2.2059	2.1	0.1912	1.5	0.71	1127.8	15.8	1182.9	15.0	1285.1	29.4	1285.1	29.4
SAMCH5-77	60	3056	0.6	16.4282	2.9	0.8448	3.3	0.1007	1.7	0.50	618.3	9.7	621.8	15.4	634.7	61.8	618.3	9.7
SAMCH5-78	252	25060	2.0	12.7907	2.2	2.0113	4.1	0.1866	3.4	0.84	1102.8	34.7	1119.3	27.5	1151.5	43.3	1151.5	43.3
SAMCH5-79	184	16419	1.3	13.4291	1.0	1.5714	1.4	0.1530	1.0	0.70	918.0	8.6	959.0	8.9	1054.1	20.6	1054.1	20.6
SAMCH5-80	86	11792	1.0	12.1826	2.1	2.3503	2.7	0.2077	1.7	0.64	1216.3	19.2	1227.6	19.3	1247.5	40.8	1247.5	40.8
SAMCH5-81	231	49371	0.9	8.3812	1.0	5.9820	1.9	0.3636	1.6	0.84	1999.3	27.2	1973.2	16.3	1946.0	17.9	1946.0	17.9
SAMCH5-82	184	7787	0.5	16.8057	1.3	0.7442	2.0	0.0907	1.4	0.73	559.7	7.6	564.9	8.5	585.6	29.2	559.7	7.6
SAMCH5-83	171	236114	2.4	4.7837	1.4	16.7301	2.7	0.5804	2.3	0.86	2950.6	54.5	2919.5	25.6	2898.1	22.1	2898.1	22.1

Tabla V.5. Continuación...

Análisis	U (ppm)	<sup>206</sup> Pb <sup>204</sup> Pb	U/Th	Relaciones isotópicas								Edades aparentes (Ma)				Edad mejor (Ma)	±	
				<sup>206</sup> Pb*	±	<sup>207</sup> Pb*	±	<sup>206</sup> Pb*	±	error	<sup>206</sup> Pb*	±	<sup>207</sup> Pb*	±	<sup>206</sup> Pb*			±
				<sup>207</sup> Pb* (%)	<sup>235</sup> U* (%)	<sup>238</sup> U (%)	corr.	<sup>238</sup> U* (Ma)	<sup>235</sup> U (Ma)	<sup>207</sup> Pb* (Ma)	<sup>206</sup> Pb* (Ma)							
SAMCH5-84	159	11477	2.6	16.7951	1.0	0.7651	1.9	0.0932	1.6	0.84	574.4	9.0	576.9	8.5	586.9	22.5	574.4	9.0
SAMCH5-85	194	7461	0.5	16.6478	2.9	0.7363	3.1	0.0889	1.0	0.32	549.0	5.3	560.3	13.4	606.0	63.7	549.0	5.3
SAMCH5-86	247	42590	1.5	9.9883	1.1	4.0879	1.5	0.2961	1.0	0.66	1672.1	14.7	1651.9	12.3	1626.2	21.0	1626.2	21.0
SAMCH5-87	199	39860	1.6	10.5888	1.0	3.4949	2.0	0.2684	1.8	0.87	1532.7	23.9	1526.1	15.9	1516.9	18.9	1516.9	18.9
SAMCH5-88	428	116552	2.2	8.2580	1.0	6.1736	1.4	0.3698	1.0	0.71	2028.2	17.4	2000.7	12.4	1972.4	17.8	1972.4	17.8
SAMCH5-90	374	64533	3.3	9.3681	1.3	3.6832	3.2	0.2502	2.9	0.92	1439.8	37.8	1567.7	25.6	1744.6	23.6	1744.6	23.6
SAMCH5-89	180	11987	2.4	13.9441	1.3	1.5446	1.7	0.1562	1.0	0.60	935.7	8.7	948.3	10.2	977.8	26.9	977.8	26.9
SAMCH5-91	354	7647	2.1	19.4158	1.9	0.3020	2.2	0.0425	1.2	0.52	268.5	3.1	268.0	5.3	263.5	43.8	268.5	3.1
SAMCH5-92	129	23709	2.6	11.9885	1.0	2.4377	1.6	0.2120	1.2	0.77	1239.2	13.9	1253.8	11.4	1278.9	19.6	1278.9	19.6
SAMCH5-93	162	36708	2.0	7.6980	1.3	6.9650	2.0	0.3889	1.5	0.75	2117.6	26.9	2107.0	17.7	2096.6	23.4	2096.6	23.4
SAMCH5-96	1010	43681	6.6	13.9056	2.8	1.5278	3.4	0.1541	2.0	0.58	923.8	16.9	941.6	20.7	983.5	56.1	983.5	56.1
SAMCH5-97	142	7657	1.3	15.5975	1.7	1.0927	2.0	0.1236	1.0	0.51	751.3	7.1	749.8	10.4	745.3	35.9	751.3	7.1
SAMCH5-98	249	24039	8.5	13.6685	1.0	1.6271	1.9	0.1613	1.6	0.85	964.0	14.6	980.8	12.0	1018.4	20.4	1018.4	20.4
SAMCH5-99	106	27333	0.4	10.4734	2.2	3.4894	2.5	0.2651	1.2	0.47	1515.7	15.9	1524.8	19.7	1537.5	41.3	1537.5	41.3
SAMCH5-100	110	9008	1.8	11.2963	1.8	2.9087	2.0	0.2383	1.0	0.50	1377.9	12.8	1384.2	15.5	1393.9	33.9	1393.9	33.9
SAMCH5-101	154	37001	1.6	13.1870	1.2	1.9041	1.6	0.1821	1.0	0.64	1078.5	9.9	1082.5	10.4	1090.6	23.9	1090.6	23.9
SAMCH5-103	219	76152	1.3	9.2202	1.0	4.6811	1.4	0.3130	1.0	0.69	1755.6	15.4	1763.9	12.1	1773.7	19.0	1773.7	19.0
SAMCH5-104	318	17285	1.6	16.2159	1.3	0.7292	2.9	0.0858	2.7	0.90	530.4	13.5	556.1	12.6	662.6	27.3	530.4	13.5
SAMCH5-105	94	10752	0.8	15.8302	2.8	0.9820	3.0	0.1127	1.0	0.34	688.7	6.5	694.6	15.0	713.9	59.5	688.7	6.5
SAMCH5-106	556	17954	2.3	16.9409	1.6	0.7538	2.1	0.0926	1.3	0.65	571.0	7.3	570.4	9.0	568.1	33.8	571.0	7.3
SAMCH5-108	171	15583	2.0	13.7412	1.9	1.7475	3.8	0.1742	3.4	0.87	1035.0	32.0	1026.2	24.9	1007.6	38.4	1007.6	38.4
SAMCH5-107	177	13550	1.7	17.1088	2.3	0.6786	2.8	0.0842	1.6	0.58	521.2	8.1	525.9	11.4	546.6	49.6	521.2	8.1
SAMCH5-109	120	5023	1.0	17.7351	2.2	0.5236	2.7	0.0674	1.5	0.56	420.2	6.1	427.6	9.4	467.6	49.7	420.2	6.1
SAMCH5-111	271	2529	1.2	17.4819	2.5	0.5790	2.9	0.0734	1.4	0.47	456.7	6.0	463.8	10.7	499.3	55.9	456.7	6.0
SAMCH5-114	281	15721	2.0	13.7554	2.1	1.7273	2.7	0.1723	1.7	0.62	1024.9	16.0	1018.8	17.5	1005.6	43.4	1005.6	43.4
SAMCH5-113	171	8625	2.2	13.6846	2.2	1.3820	3.0	0.1372	1.9	0.65	828.6	15.1	881.3	17.5	1016.0	45.4	1016.0	45.4
SAMCH5-115	79	21047	1.2	5.5179	1.0	12.7380	1.7	0.5098	1.4	0.81	2655.7	30.5	2660.5	16.4	2664.1	17.1	2664.1	17.1
SAMCH5-116	200	11602	7.0	16.6424	2.2	0.7984	2.8	0.0964	1.7	0.62	593.1	9.8	595.9	12.6	606.7	47.6	593.1	9.8
SAMCH5-117	15	2046	1.4	10.2757	2.9	3.5738	3.1	0.2663	1.1	0.35	1522.2	14.4	1543.7	24.3	1573.3	53.9	1573.3	53.9
SAMCH5-118	516	9742	1.3	19.1431	2.5	0.3222	2.8	0.0447	1.3	0.47	282.1	3.6	283.6	6.9	295.8	56.4	282.1	3.6
SAMCH5-119	138	17931	1.7	12.1811	2.6	2.1521	5.9	0.1901	5.4	0.90	1122.1	55.2	1165.7	41.3	1247.7	50.5	1247.7	50.5
SAMCH5-120	316	46280	19.9	8.5505	1.0	5.5210	1.8	0.3424	1.4	0.82	1898.1	23.7	1903.9	15.1	1910.1	18.0	1910.1	18.0

Tabla V.5. Continuación...

pertenecer a los granitoides permo-triásicos del sureste de México como La Mixtequita o Chiapas (Torres *et al.*, 1999), el tronco de Totoltepec de 287 Ma (Yáñez *et al.*, 1991); o la *suite* anortosita-mangerita-charnockita-granito del complejo Oaxaqueño de 1010 Ma definida por Keppie *et al.* (2003).

Los zircones con edades en el rango de 491 a 733 Ma muestran una afinidad con el ciclo orogénico Pan-Africano-Brasiliano (700-500 Ma) que marcó el ensamble de Gondwana durante el tiempo Neoproterozoico (Weber *et al.*, 2006). Posterior a la fragmentación de Rodinia, la porción occidental de Gondwana fue

amalgamada por convergencia diacrónica y colisión de varias masas cratónicas entre 650 y 500 Ma (Veevers, 2003).

Las poblaciones de zircones de 1018 a 1278 Ma pueden relacionarse a rocas de Oaxaquia con edades de 1000 a 1300 Ma que representan corteza juvenil desarrollada en un arco (Keppie y Ortega, 2009); pueden ser parte de los ortogneises del complejo Chuacús de 1180-1017 Ma (Ratschbacher *et al.*, 2009); o pertenecer al granito Santa Clara de Brasil de 1082-1074 Ma (Bettencourt *et al.*, 1999).

El granito de la Serra da Providencia de 1606-1532 Ma y San Antonio de 1406 Ma; o el magmatismo anarogénico temporalmente relacionado a la etapa final de la orogenia Rondonian-San Ignacio de 1.5 a 1.3 Ga (Bettencourt *et al.*, 1999) puede ser una fuente probable de la población de zircones de 1453 a > 1518 Ma.

Las poblaciones que se han correlacionado a los ciclos orogénicos Pan-Africano-Brasiliano, Grenvilliano (Complejo Oaxaqueño, Proterozóico, y escudos Arqueanos) son también similares a los encontrados en la Formación Santa Rosa Superior del Bloque Maya (Weber *et al.*, 2006). Sí se considera que el material sedimentario más antiguo proviene de rocas relacionadas al orógeno Pan-Africano-Brasiliano (terreno Ventuari-Tapajor y cinturón Río Negro-Juruena, Teixeira *et al.*, 1989; Bettencourt *et al.*, 1999) y cratones precámbricos (Provincia Amazonia Central, > 2.3 Ga, Lopez *et al.*, 2001), es posible plantear que su procedencia corresponde a rocas del occidente de África o del noroccidente de Sudamérica.

## CAPÍTULO VI

### Discusión

En los capítulos anteriores se expusieron las características litológicas, geoquímicas y estructurales de las rocas consideradas a formar parte del terreno Cuicateco en la región de Nizanda, en el Istmo de Tehuantepec. En este apartado se discuten los aspectos más relevantes dentro de su evolución y el papel que juega en la historia geológica del sur de México. Con el apoyo de reconstrucciones paleogeográficas y modelos paleotectónicos que toman como base la geometría y dinámica de los elementos tectónicos propuestos por Pindell y Kennan (2009), se pretende enmarcar la evolución del Pacífico-Caribe para el Jurásico - Terciario.

#### ***VI.1 El origen y la temporalidad de la cuenca***

Durante el Mesozoico, la evolución tectónica del oriente y suroriente de México estuvo ligada a la apertura del Golfo de México, y en consecuencia con la formación incipiente de una serie de *rifts* entre América del Sur y América del Norte (Meschede y Frisch, 1998, Pindell *et al.*, 2006).

Para algunos autores, en el Jurásico medio el Golfo de México estaba en la etapa inicial de su formación, ya que su apertura comenzó en el Batoniano (Pindell y Kennan, 2004) o en el Calloviano–Oxfordiano (Marton y Buffler, 1994), relacionada a un proceso principalmente de extensión intracontinental (Figura VI.1). Pindell *et al.* (2006) consideraron que la rotación antihoraria de 30 a 40° del Bloque Yucatán estuvo directamente relacionada en la evolución del Golfo de México (Figura VI.1) desde el Triásico hasta el Jurásico Tardío (Pindell y Kennan, 2001). Durante su proceso de apertura, el Golfo de México fue una fosa marina independiente del Océano Pacífico por lo menos hasta finales del Jurásico (Iturralde-Vinent, 2006).

Como respuesta a la rotación antihoraria del Bloque de Yucatán en la porción sureste del Golfo de México se desarrollaron estructuras con desplazamiento de bloques con cinemática dextral, que dieron lugar al desarrollo de *rifs* o cuencas en las que se depositaron secuencias de carácter continental como la Formación Huayacocotla. En la región de Matías Romero este evento

quedó registrado en la estratigrafía de secuencias de lechos rojos como la Formación Todos Santos (Blair, 1987; Herrera y Estavillo, 1991; Murillo-Muñetón, 1994), constituida en su mayoría por detritos de origen grenvilliano y paleozoico provenientes principalmente del Complejo Güichicovi, del Granito Mixtequita y probablemente del Macizo de Chiapas (Figura VI.2).

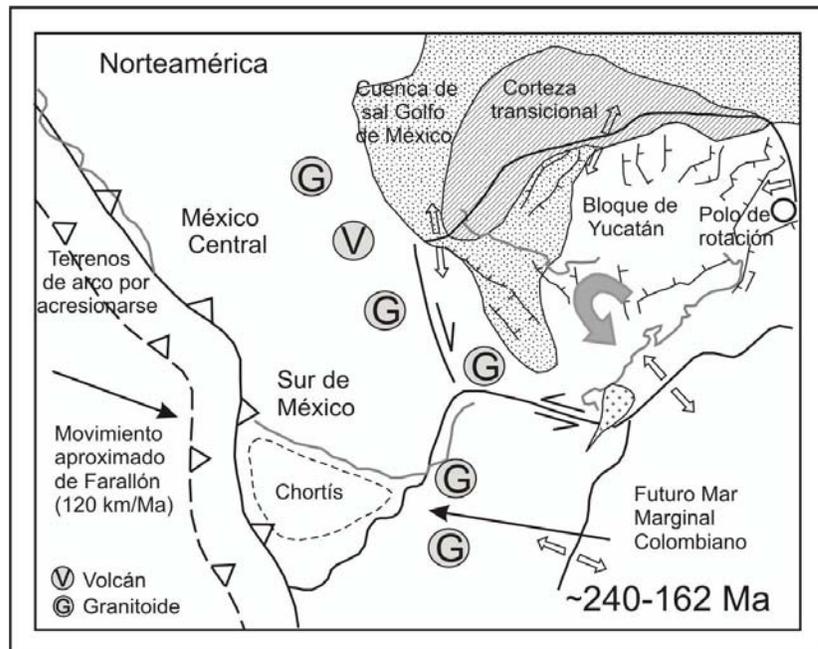


Figura VI.1. Reconstrucción paleogeográfica para México en el Triásico-Jurásico Medio, modificado de Pindell y Kennan (2009).

El contenido faunístico de algunas unidades litológicas pertenecientes a la Formación Todos Santos la ubican en el Jurásico-Cretácico Temprano (por ejemplo, restos probables del amonite neocomiano *Olcostephanus* (Ortega-Gutiérrez y González-Arreola, 1985)). La edad discordante U-Pb de 228 Ma de un zircón detrítico obtenida en el presente trabajo, indica la edad del Triásico Medio para la fuente más joven de la Formación Todos Santos.

La evolución del terreno Cuicateco al occidente del área no está ligada directamente con la apertura del Golfo de México, ya que la formación del Golfo al parecer termina en el Titoniano y Berriasiano (Pindell, 1993; Pindell y Kennan, 2004) y en contraste hay datos en la Sierra Mazateca que documentan edades para la actividad magmática en el terreno Cuicateco que van desde 144 a 131 Ma (Berriasiano al Hauteriviano; Delgado-Argote *et al.*, 1992; Ángeles, 2006), periodo en el que también se tiene documentada la actividad volcánica de los arcos Zihuatanejo y Teloloapan (Pindell y Kennan, 2009).

Posterior a 131 Ma, un evento compresivo generó el cierre de las cuencas o *riffts* formados durante el jurásico produciendo *riffts* invertidos (Figura VI.3), aún

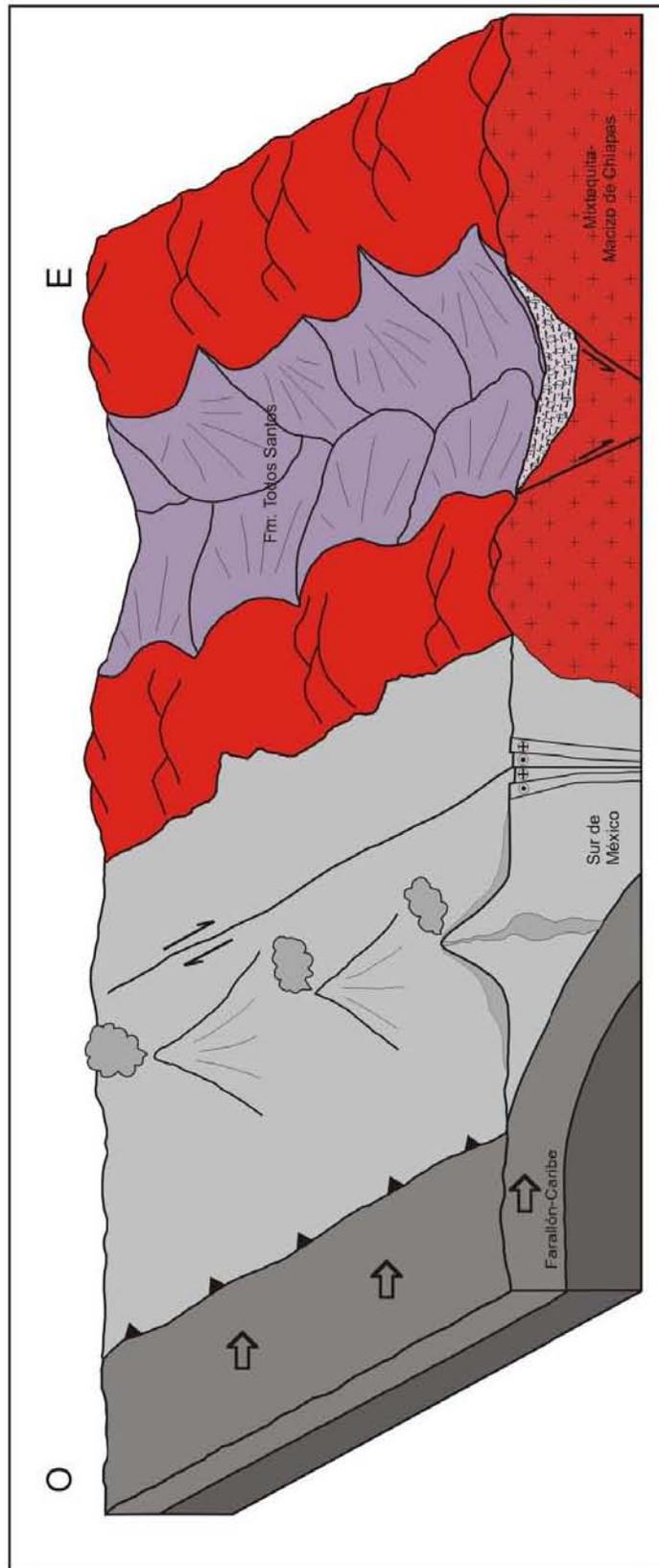


Figura VI.2. Modelo paleotectónico que muestra la apertura de la cuenca donde se tuvo el depósito de la Formación Todos Santos durante el Triásico-Jurásico Medio.

cuando no existe información suficiente acerca de esta fase de deformación, ésta produjo el metamorfismo en el Esquisto Taxco, la Roca Verde Taxco El Viejo y la Formación Chapolapa. Una edad neocomiana para sedimentos calcáreos en la Sierra de Juárez (Barboza-Gudiño, 1994) y una edad pre-albiana en la región del Istmo de Tehuantepec, fueron acotadas por el inicio del depósito de carbonatos albiano-cenomaniños (Carfentan, 1985) similares a los de la Plataforma Guerrero-Morelos y la Plataforma de Córdoba. El depósito de las rocas carbonatadas sugiere una transgresión que estuvo relacionada a periodos de estabilidad tectónica para una buena parte de México y en la que se estableció una comunicación entre el Golfo de México y el Océano Pacífico (Herrera y Estavillo, 1991; Figuras VI.3 y VI.4).

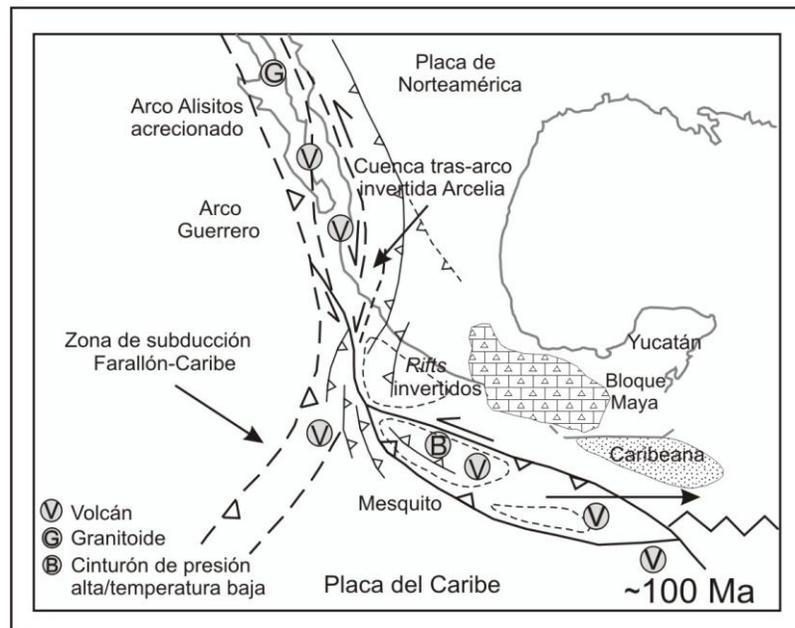


Figura VI.3. Reconstrucción paleogeográfica para México en el Albiano, periodo en el que se tuvo predominantemente el depósito de secuencias calcáreas. Modificado de Pindell y Kennan (2009).

A partir de los datos estructurales, geoquímicos y geocronológicos de la región de Nizanda, obtenidos en este trabajo se considera que, posterior al Cenomaniño, inicia la evolución de la cuenca sedimentaria en la que se tuvo el depósito de la secuencia volcanosedimentaria objeto de este estudio.

La apertura de la cuenca, como parte de un conjunto de cuencas sedimentarias autóctonas, al parecer es producto de la migración hacia el oriente de la Placa del Caribe con respecto a Norteamérica. El arreglo y la dinámica del límite norte del Arco del Caribe de tipo transpresivo sinistral impuesto por la convergencia oblicua de la placa Farallón-Caribe permitió la apertura de una cuenca sedimentaria con geometría tipo *pull-apart* posterior al Cenomaniño (Figura VI.5).

No se puede descartar el papel importante que tuvo la paleotopografía determinada por algunas de las estructuras asociadas a la apertura del Golfo o a rocas más antiguas, como el Complejo Guichicovi, el Macizo de Chiapas o el Batolito La Mixtequita y que fue aprovechada para el desarrollo de este tipo de cuencas. En el caso de la cuenca motivo de este trabajo, el basamento de ésta estuvo formado por los depósitos calcáreos albiano-cenomanianos de la Formación Sierra Madre y muy probablemente por las calizas arcillosas de la Formación Mogoñé-Uzpanapa, los lechos rojos de la Formación Todos Santos, el Granito Mixtequita y el Complejo Güichicovi (Figura VI.6). La Falla Vista Hermosa probablemente constituyó el límite oriental de esta cuenca, lo que implicaría que esta estructura fue de vida larga y ha presentado cambios en su cinemática a través del tiempo (Figuras VI.4 y VI.5).

El espesor considerable de los sedimentos depositados en la cuenca sugiere una subsidencia importante de la misma y las edades U-Pb más jóvenes obtenidas en zircones detríticos de la secuencia metavolcanosedimentaria de la región de Nizanda indican una edad máxima de depósito para la cuenca del Campaniano (72-78 Ma), una edad máxima que ha sido consistente en ambas secuencias de filitas y apoyada por la edad de intrusión del protolito del metabasalto de 65.7 Ma. Adicionalmente, la relación tectónica entre las calizas de la Formación Sierra Madre y las filitas cuyo contacto tectónico corresponde a una falla inversa, favorece la idea de que las filitas son posteriores al Albiano-Cenomaniano.

## **VI.2 El carácter geoquímico y la edad del magmatismo**

En la porción noroccidental del terreno Cuicateco los análisis geoquímicos en las rocas volcánicas e intrusivas han arrojado dos firmas: toleítica y alcalina (Figura VI.7); por lo que se consideró que la génesis de las rocas volcánicas comprende contaminación cortical relacionada con un adelgazamiento continental (Delgado-Argote, 1988). Por otro lado, un carácter alcalino, un enriquecimiento en elementos incompatibles, un enriquecimiento de LREE y una anomalía positiva de Nb, así como la presencia esporádica de cuerpos gabróticos y serpentinas permitieron sugerir un adelgazamiento cortical importante ligado a un régimen tectónico extensional, por ejemplo una cuenca tipo *pull-apart*, para el Titoniano-Berriasiano (Gallo-Padilla y Ruíz-Violante, 1993).

En la zona de Nizanda las características químicas de las rocas volcánicas obtenidas en este trabajo indican que la litósfera fue creada en una cuenca dominada por un magma toleítico (Figura VI.7) formado por un fundido de tipo MORB que refleja una fuente de manto empobrecido. Los diagramas de discriminación evidencian que las rocas máficas se generaron en un ambiente de cuenca marginal, probablemente de tipo tras arco.

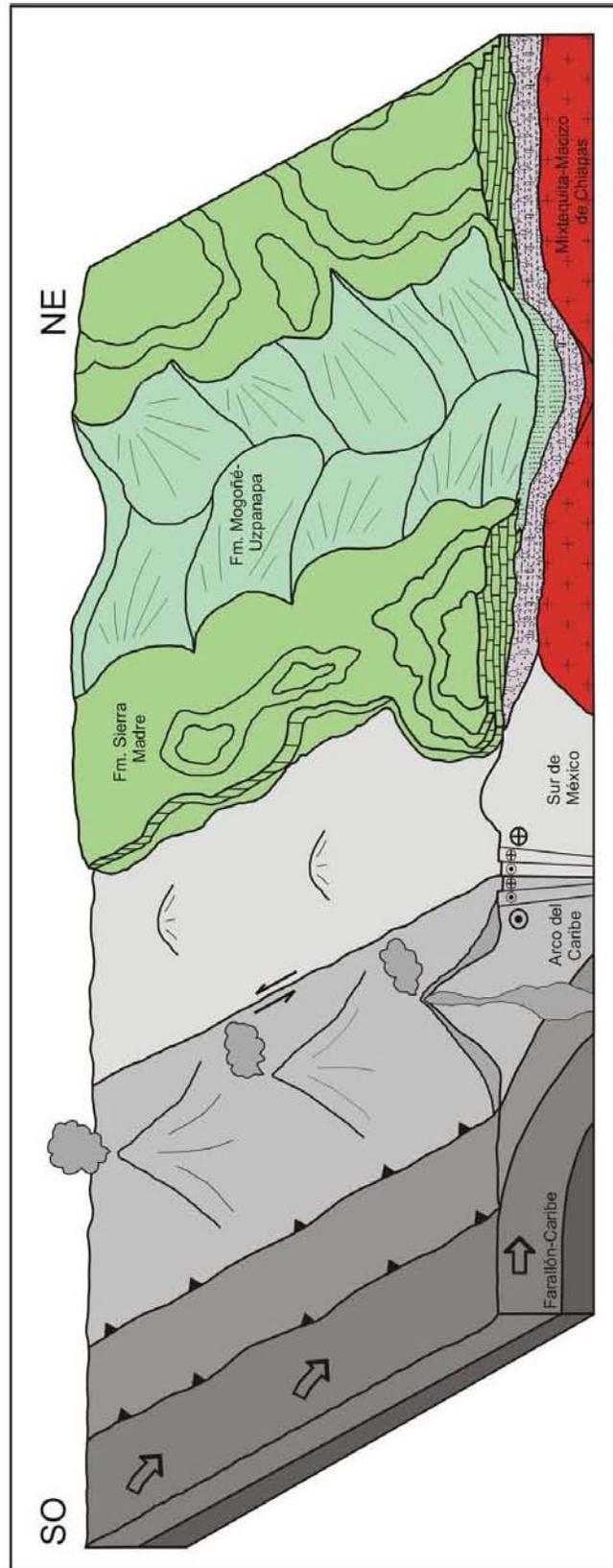


Figura VI.4.- Modelo paleotectónico que representa el depósito de las rocas carbonatadas de plataforma de la Formación Sierra Madre en el Albiano-Cenomaniano.

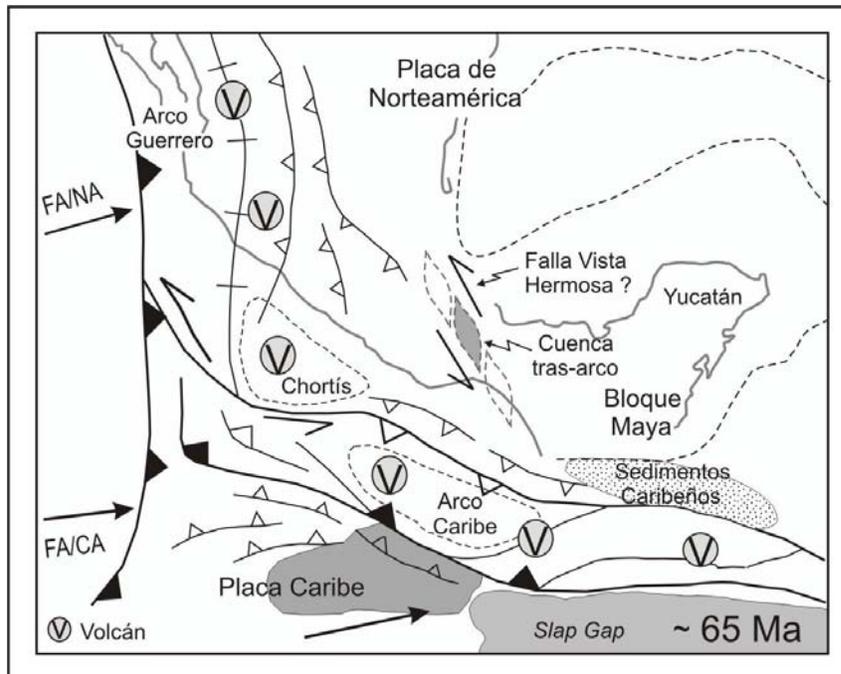


Figura VI. 5. Reconstrucción paleogeográfica para México en el Maastrichtiano-Paleoceno, se tiene el depósito de la secuencia volcanosedimentaria de la región de Nizanda en una cuenca tras-arco asociada a la actividad del Arco del Caribe. Modificado de Pindell y Kennan (2009). FA= Placa Farallón, NA= Placa de Norteamérica, CA= Placa del Caribe

Uno de los problemas no resueltos en el sureste de México es la edad del magmatismo máfico dentro del terreno Cuicateco. En la Sierra Mazateca, los fechamientos obtenidos indican una edad Jurásico Tardío-Cretácico Temprano para las rocas volcánicas y una edad Titoniano-Barremiano para microfauna contenida en la secuencia volcanoclástica asociada (Carrasco, 1978; Alzaga-Ruiz y Pano, 1989); y una edad por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de 130 Ma considerada como la edad de enfriamiento de hornblendas de un cuerpo ultramáfico (Delgado-Argote *et al.*, 1992). En cambio, en la región de Nizanda, la edad U-Pb obtenida para zircones bipiramidales y elongados con zonación magmática del metabasalto es de  $65.7 \pm 1.2$  Ma (Maastrichtiano-Paleoceno), la cual es considerada como la edad de cristalización de su protolito basáltico que intrusionó a las rocas filíticas (Figura VI.6).

Aún cuando se ha documentado que el crecimiento del zircón se produce en temperaturas altas durante un proceso de metamorfismo de temperatura y presión altas (Williams y Claesson, 1987; Vavra *et al.*, 1996; Gebauer, 1996), es también posible la cristalización de zircón a partir de un magma máfico. En general el zircón no debería estar saturado en magmas máficos, sin embargo, se ha observado que cuando el contenido de  $\text{SiO}_2$  se incrementa en un fundido, la saturación del zircón puede aumentar debido a la suma del  $\text{ZrO}_2$  del fundido más el  $\text{SiO}_2$  del fundido, resultando  $\text{ZrSiO}_4$  cortical (Liu *et al.*, 2008). La cristalización de zircón puede facilitarse por la entrada de elementos como CaO y FeO o por

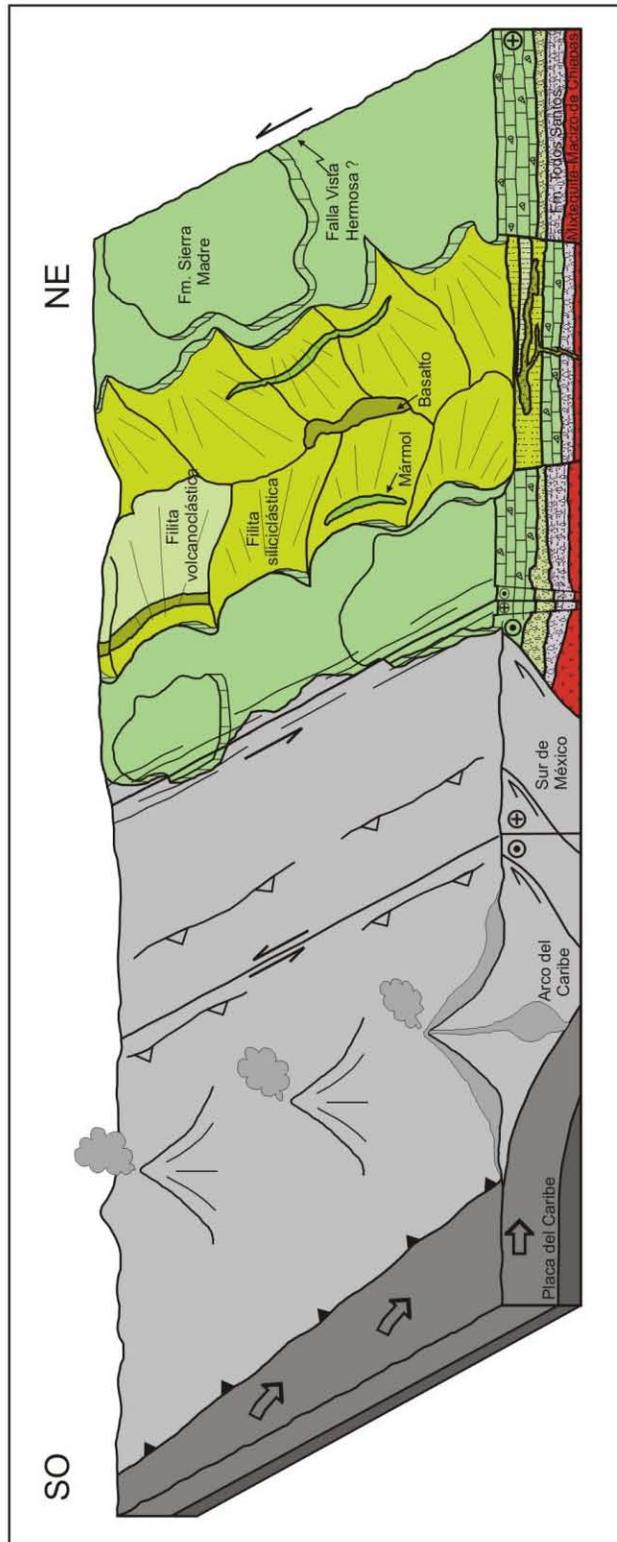


Figura VI.6. Modelo paleotectónico que muestra el depósito de la secuencia volcanosedimentaria de Nizanda relacionado a la actividad volcánica del Arco del Caribe durante el Maastrichtiano-Paleoceno.

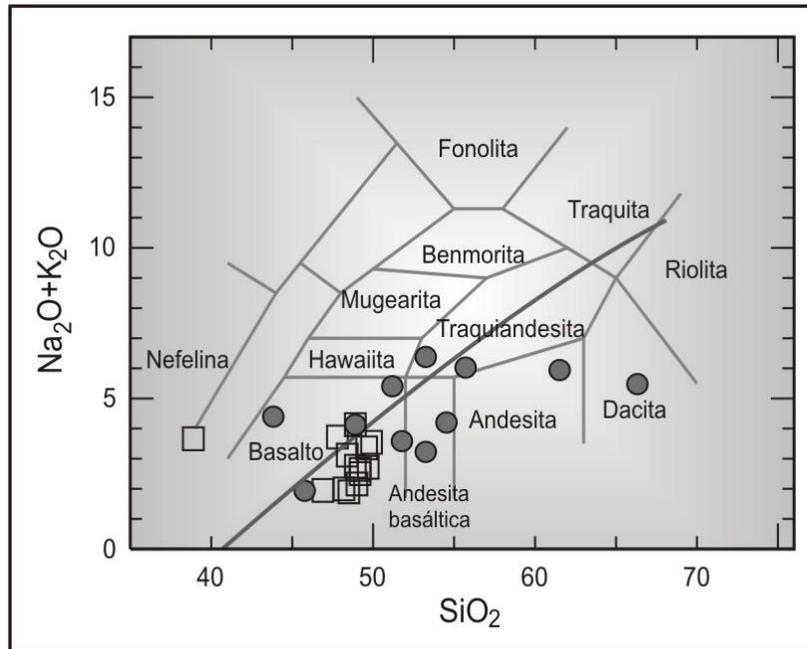


Figura VI.7. Diagrama de clasificación química de rocas volcánicas e intrusivas (Cox *et al.*, 1979) en el que se incluyen las muestras de roca analizadas por Delgado-Argote (1989) en la porción noroccidental del terreno Cuicateco (círculos en color gris) y los metabasaltos analizados en este trabajo en la región de Nizanda (cuadros).

variaciones en las condiciones de presión y temperatura (Watson, 1979). Las rocas máficas con afinidad de manto pueden contener cristales grandes de zircón (megacrístales) que se formaron por procesos múltiples (por ejemplo corteza oceánica subducida) y por su cristalización en un fundido alcalino no fraccionado (primitivo) saturado en Zr (Valley *et al.*, 1998; Visoná *et al.*, 2007).

Un parámetro utilizado para la discriminación entre zirrones metamórficos y magmáticos es la relación Th/U: se considera que los zirrones con relación mayor a 0.01 son zirrones de tipo magmático (Thompson *et al.*, 1997; Rubatto, 2002; Visoná *et al.*, 2007). En este sentido las relaciones Th/U obtenidas en los zirrones del metabasalto tienen un valor de  $\approx 0.8$  (Figura V.7) y una geometría bipiramidal elongada (Figura V.5), indicando un origen magmático para éstos.

De manera adicional, se tiene una edad máxima de depósito de la filita siliciclástica de 72 Ma y de la filita volcanoclástica de 78 Ma (Campaniano) que se obtuvo a partir de zirrones detríticos de siliciclastos y volcanoclastos en los que se emplazaron *sills* de composición basáltica. El emplazamiento se produjo cuando los sedimentos no estaban totalmente consolidados, lo que es evidenciado por la forma irregular de los contactos y la distorsión de la laminación primaria de los sedimentos.

La presencia de serpentinitas en la zona de estudio dio pie al planteamiento del desarrollo de una secuencia de tipo ofiolítico (Carfantán, 1985) sugerida a generarse en ambiente de dorsal oceánica. Sin embargo, la ausencia de afloramientos del resto de los componentes de una secuencia ofiolítica típica (zona de gabros con textura en cúmulos, rocas basálticas almohadilladas y brechas alimentadas por enjambres de diques en la parte inferior (Peters *et al.*, 1991)) indica que la deformación pudo haberla desmembrado o que en realidad el proceso de oceanización no fue completo (Carfantán, 1985).

En el caso de las serpentinitas del Barrio de La Soledad, Robles-Camacho *et al.* (2008) determinaron un protolito de composición máfica (gabro) a ultramáfica para estas rocas y una relación  $\epsilon\text{Nd}^{87}\text{Sr}$  que indica una influencia de la corteza, lo que descarta su desarrollo en un ambiente de dorsal oceánica o en un arco insular. Coleman (1984) y Robertson (2002) han sugerido una génesis más diversificada para las rocas ofiolíticas dentro de una variedad de ambientes tectónicos que incluye dorsal oceánica, cuenca tras-arco o marginal, sistemas de fallas transcurrentes y arcos volcánicos insulares.

Las características geoquímicas de los metabasaltos denotan un ambiente de cuenca tras arco con atenuación cortical determinada por transtensión, que parece ser el más indicado para la génesis del protolito de la serpentinita. Los valores positivos de  $\epsilon\text{Nd}$  y las relaciones de Sr obtenidos por Robles-Camacho *et al.* (2008), sugieren un efecto del metamorfismo e ingreso de fluidos que promovió fraccionamientos diferentes de Nd y Sr, por lo que la serpentinitización debió ser producto del metamorfismo regional asociado a la deformación, específicamente a la fase D<sub>1</sub>, y a su posterior emplazamiento tectónico dentro de las filitas ocurrido por fallamiento inverso durante la fase de deformación D<sub>2</sub>.

Las diferencias en la química y edad del magmatismo de la Sierra Mazateca respecto a la zona de Nizanda hacen poco probable la existencia de una migración noroeste-sureste del mismo, más bien, permite sugerir que no hay relación entre los dos eventos y que se trata de dos episodios magmáticos completamente distintos. Para la región de Nizanda se sugieren la existencia de una cuenca en la que se dio el emplazamiento de un magma tipo MORB en forma de *stocks* y *sills* dentro de la secuencia sedimentaria. Se considera que se trata de una cuenca *pull apart* de tipo tras arco, cuya apertura fue similar a la planteada para el Mar de Japón (Itoh, 2001), en la que se produjo un adelgazamiento cortical considerable, pero en este caso sin ser éste suficiente para el desarrollo de una verdadera cuenca oceánica.

El magmatismo en la cuenca fue activo durante el Cretácico tardío (Figura VI.6) y se infiere que su desarrollo estuvo relacionado a la evolución del Gran Arco del Caribe cuya actividad abarcó del Aptiano al Eoceno (Pindell, 1993; Pindell y Kennan, 2009). La dinámica del Arco el Caribe involucra una zona de subducción, con convergencia oblicua y resultado de zonas de cizalla transpresivas orientadas

este-oeste y relacionada a la interacción de la zona de subducción Farallón-Caribe (Figura VI.5; Pindell y Kennan, 2009).

### **VI.3 La deformación**

Posterior a la apertura del Golfo de México, se tuvo la generación de cuencas de tipo *pull apart* principalmente orientadas noroeste-sureste (por ejemplo la cuenca Cuicateca; Ángeles, 2006), como producto de fallamiento de tipo transtensional. De manera regional, la rotación antihoraria del bloque de Yucatán desde la apertura del Golfo de México en el Jurásico y hasta el Hauteriviano, dio origen a la apertura a una serie inicial de estas cuencas (Pindell y Kennan, 2009). En el Cretácico medio-temprano la dinámica impuesta por la convergencia oblicua de la placa Farallón y la migración consecuente al oriente del Caribe dan lugar a una segunda generación de cuencas, también con geometría tipo *pull apart*, pero con una relación directa a la actividad volcánica del Arco del Caribe. Dentro de una de estas cuencas se tuvo el depósito de una secuencia volcanosedimentaria durante el Campaniano–Paleoceno.

Después del Paleoceno se inició la deformación de la secuencia volcanosedimentaria de la región de Nizanda (Figuras VI.8 y VI.9). Carfantan (1985) identificó en la zona plegamiento isoclinal con vergencia al NE y metamorfismo de esquisto verde a anfibolita-epidota que interpretó como el resultado de un evento compresivo, al cual le asignó una edad post-coniaciana.

Al igual que Carfantan, en la región se observó plegamiento de tipo recostado y recumbente que en este trabajo se designa como fase de deformación  $D_1$ . Relacionada al plegamiento se originó una superficie de esquistosidad penetrativa ( $S_1$ ) en la que se distribuyeron de manera paralela los minerales preexistentes (por ejemplo hornblenda, epidota y plagioclasa) y se desarrollaron los minerales de neo-formación o metamórficos (principalmente clorita), dentro de un metamorfismo regional en facies de esquisto verde con rangos de temperatura de 250 a 300°C.

Las características de los pliegues Clase 1C generados por la fase de deformación ( $D_1$ ), sugieren que éstos son el resultado de un aplastamiento que se sobrepone a un pliegue paralelo o Clase 1B (Ramsay, 1967; Srivastava y Shah, 2008). El mecanismo inicial de plegamiento probablemente fue *buckling*, considerado como el mecanismo que da origen a pliegues de Clase 1B o paralelos (Ramsay, 1967; Srivastava y Shah, 2008), y un aplanamiento posterior modificó su geometría hacia un pliegue paralelo aplanado o clase 1C, caracterizado por una gran curvatura del arco interior, comparada a la del arco exterior, y un engrosamiento de las capas en la zona de la charnela en comparación a la de los limbos del pliegue.

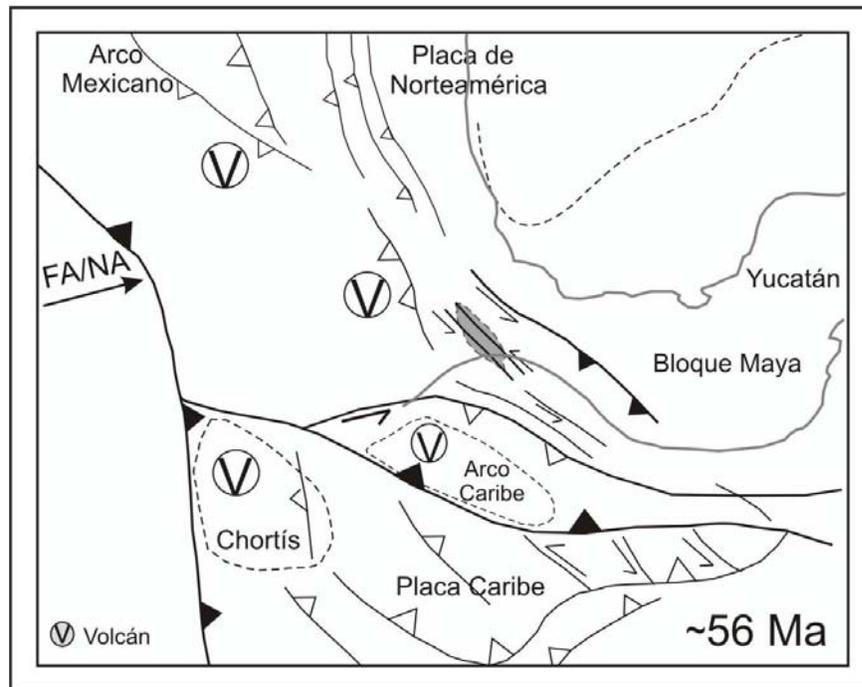


Figura VI.8. Reconstrucción paleogeográfica para México en el Paleoceno, periodo en el que dio inicio la deformación de la secuencia volcanosedimentaria por la dinámica transpresiva impuesta por el desplazamiento del Caribe al oriente. Modificado de Pindell y Kennan (2009). FA= Placa Farallón, NA= Placa de Norteamérica

Al parecer la serpentinización ocurrió durante esta fase de deformación, implicando condiciones de cizallamiento intenso y posiblemente temperatura relativamente constante. La interacción sintectónica roca-fluidos es considerada como uno de los procesos para producir la serpentinización en facies de esquisto verde (Bellot, 2008).

Se determinó que  $D_1$  corresponde a una fase transpresiva con cinemática lateral izquierda (Figura VI.8 y VI.9), dentro de un régimen dúctil, cuya edad sería posterior al Maastrichtiano.

La fase  $D_2$  involucra un fallamiento inverso y un plegamiento de las superficies  $S_1$  (Figura VI.10) dentro de un régimen dúctil-frágil y sin recristalización asociada. Los mecanismos de plegamiento iniciales asociados a la segunda fase de deformación ( $D_2$ ) son parecidos a los de la primera fase; es decir, primero actuó el *buckling* generando pliegues con geometría paralela o Clase 1B que posteriormente fueron sometidos a aplanamiento que modificó su forma a pliegues con geometría de Clase 1C. Sin embargo, a diferencia de los pliegues de la primera fase de deformación, los pliegues  $D_2$  se comportaron como pliegues pasivos y sufrieron un aplanamiento más intenso por cizalla simple a través de

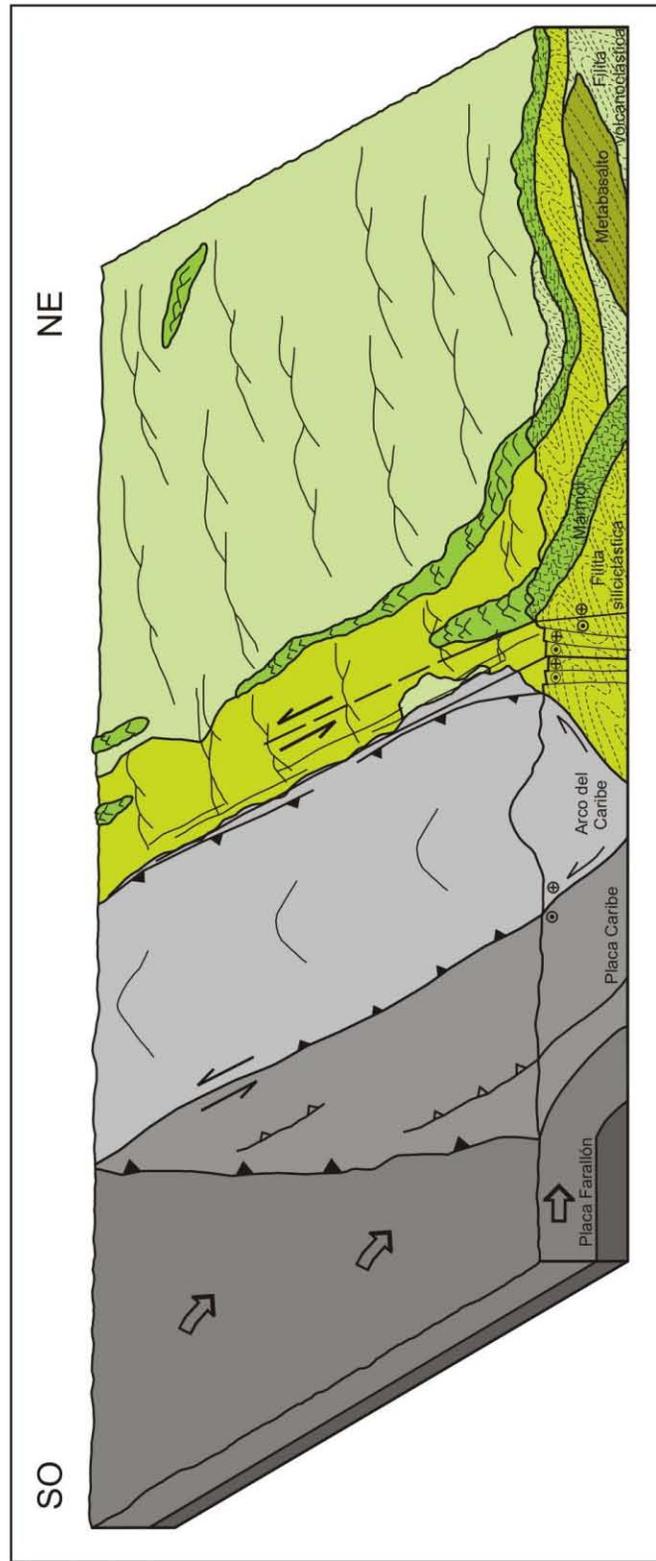


Figura VI.9. Modelo paleotectónico propuesto para el Eoceno temprano (?), periodo para el que se plantea el plegamiento y metamorfismo de la secuencia volcánosedimentaria (fase de deformación  $D_1$ ).

micro fracturas, lo que resultó en un engrosamiento y adelgazamiento mayor de la zona de charnela y de los limbos, respectivamente. Lo anterior implica que los pliegues con geometría de Clase 1C tuvieron cambios progresivos de forma debido a un aplanamiento mayor y por lo tanto, su geometría final es más cercana a la de los pliegues similares o Clase 2 (Ramsay, 1967).

El sistema de cabalgaduras generado durante  $D_2$  consiste en planos de falla inversa ondulados, irregulares y de ángulo bajo, que en conjunto parecen definir un sistema *duplex* (sección geológica y Figura VI.10). La cabalgadura del terreno Cuicateco sobre el terreno Maya a lo largo de la Falla Vista Hermosa, es parte de las estructuras generadas por la fase  $D_2$ . Se considera que esta deformación también es responsable del emplazamiento tectónico de las serpentinitas a manera de un *thrust sheet*.

Ortega-Gutiérrez *et al.* (1994) propusieron una edad Cretácico medio-Paleógeno (Terciario temprano) para el evento que dio origen a la Falla Vista Hermosa. La deformación compresiva no afecta a un cuerpo subplutónico de 16 Ma (U-Pb, este trabajo) que corta a la filita siliciclástica en las inmediaciones de Guevea de Humboldt ni a rocas piroclásticas, similares a las encontradas al occidente de Tehuatepec, en Tequisistlán, y fechadas en 16 Ma por el método K-Ar (Williams y McBirney, 1969), por lo que es posible restringir a la deformación  $D_2$  al pre-Mioceno Medio-Maastrichtiano.

El hecho de que las estructuras de las fases de deformación  $D_1$  y  $D_2$  en general muestren una geometría muy parecida (por ejemplo rumbo preferencial NO-SE), mecanismo de plegamiento similar y una evolución relativamente progresiva, y que al parecer existe un periodo de tiempo relativamente corto entre ellas, permite sugerir que forman parte de un mismo evento de deformación, es decir una transpresión izquierda progresiva. La diferencia de los regímenes de deformación, principalmente dúctil para  $D_1$  y dúctil-frágil para  $D_2$ , puede explicarse por los cambios en la profundidad de las rocas a lo largo de la deformación. Las paragénesis minerales desarrolladas durante de  $D_1$  evidencian una profundidad aproximada de  $\approx 15$ -10 km, mientras que, para  $D_2$  la ausencia de metamorfismo y la generación de estructuras frágiles definen una deformación en rocas que para ese momento se encontraba en una posición más somera ( $\approx 10$  km; Vernon, 2004).

Las estructuras de acortamiento generadas en la mayor parte de México en el Cretácico tardío han sido generalmente relacionadas a los efectos compresivos de la orogenia Laramide. Aún cuando la edad de la deformación Laramide no ha sido bien acotada en muchas partes de México, los datos disponibles son consistentes con un decrecimiento progresivo en la edad del orógeno hacia el noreste y sureste (De Cserna *et al.*, 1980). En Sonora y Sinaloa se considera que el acortamiento ocurrió en el Cretácico tardío, pero cerca de Monterrey y en Veracruz ocurriría durante el Paleoceno tardío-Eoceno medio (Mossman y Viniegra-Osorio, 1976; Padilla y Sánchez, 1985; 1986; Nieto-Samaniego *et al.*,

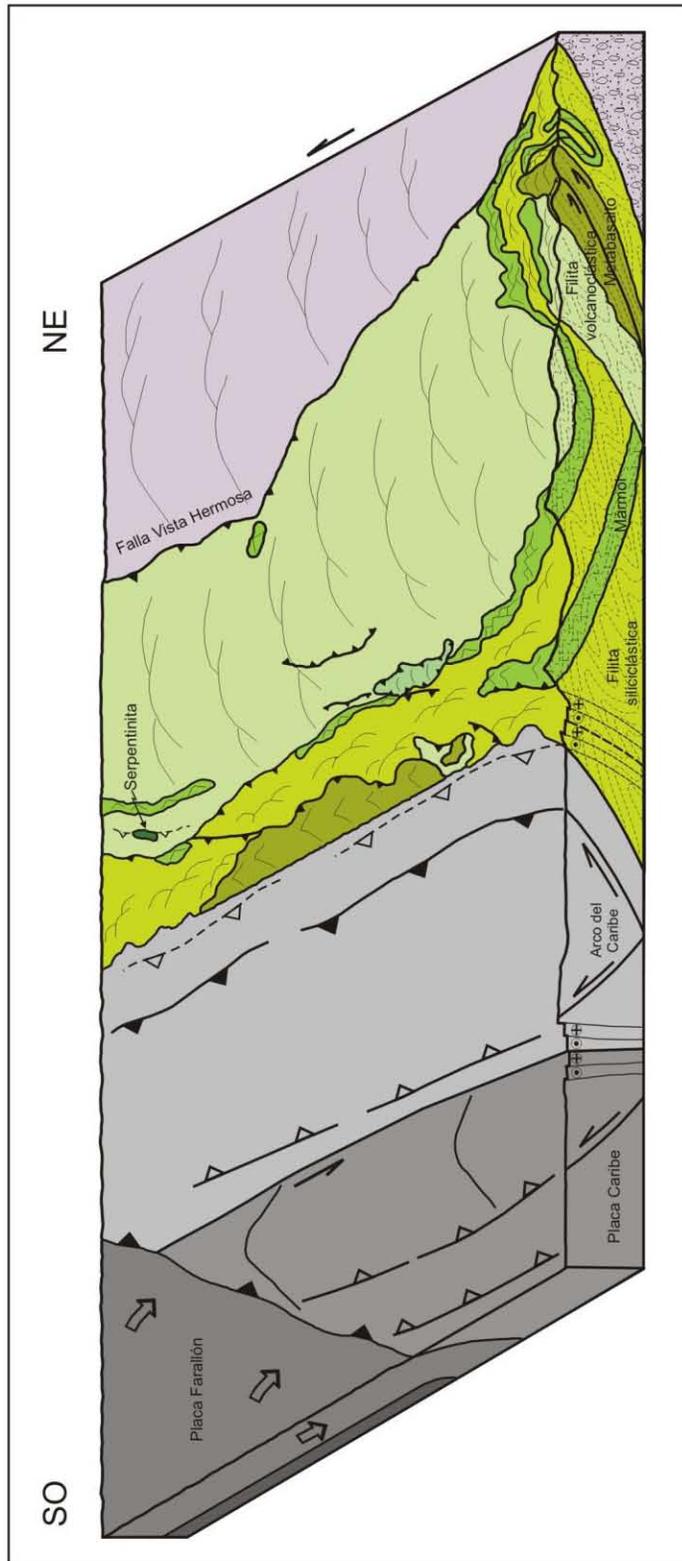


Figura VI.10. Modelo paleotectónico propuesto para el Eoceno medio (?), periodo para el que se propone actúa la fase de deformación de D<sub>2</sub> generando replegamiento y fallamiento inverso.

2006) con deformación compresiva predominante y un levantamiento en el frente de montaña durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano (Eguiluz *et al.*, 2000). Mientras que para la zona central de la Sierra Madre del Sur, se considera una edad Coniaciano-Paleoceno para el episodio de acortamiento “Laramide” (Cerca *et al.*, 2007).

En fechas recientes se ha considerado que las estructuras del Cretácico superior-Mioceno observadas en el centro oriente de la Sierra Madre del Sur pueden ser espacial y temporalmente heterogéneas y pueden estar asociadas a una deformación transpresiva asociada con la interacción de las placas de Norteamérica y del Caribe a partir del Cretácico tardío (Cerca *et al.*, 2007), más que al efecto de la Orogenia Laramide (Sedlock *et al.*, 1993) o la colisión del terreno Guerrero al margen occidental de México (Campa y Coney, 1983).

Ratschbacher *et al.* (2009) definieron a partir de datos estructurales, petrológicos y geocronológicos una colisión transpresiva sinistral a lo largo del margen sur del Bloque Maya durante el Cretácico tardío, y consideran que el acortamiento en la Sierra de Juárez-sur del Bloque Maya se produjo por la colisión de la Placa del Caribe hace más o menos 76 Ma (Figura VI.5, VI.8 y VI.11). Estos datos son en su mayoría consistentes con lo establecido en este trabajo para la deformación de acortamiento: un evento transpresivo con cinemática lateral izquierda desarrollado dentro de un régimen dúctil-frágil (Figuras VI.9 y VI.10); pero el rango de edad para este evento tendría que ser más joven que el Maastrichtiano si se considera la edad de las rocas a las que afectó, 72-78 Ma como edad máxima de depósito para los metasedimentos y 65 Ma para el protolito del metabasalto.

La deformación post Eoceno está representada por fallas de tipo normal ( $D_3$ ) dentro de un régimen frágil. Estas estructuras se relacionan a un evento transtensivo en respuesta al reinicio del desplazamiento del Caribe al oriente y cortan a todas las unidades litológicas pre-oligocénicas y a las estructuras formadas por  $D_1$  y  $D_2$  (Figura VI.12 y VI.13).

Asociado al fallamiento normal se tuvo el desarrollo de cuencas pequeñas en las que se depositaron sedimentos de carácter continental (conglomerados y areniscas, Figura VI.12). La distribución de los sedimentos sugiere una orientación noroeste-sureste para dichas cuencas. En la zona de Tehuacán, Dávalos-Alvarez (2006) documentó fallas normales y laterales oblicuas para el periodo Eoceno-Mioceno. En la zona de estudio se sugiere una edad anterior a 16 Ma para el fallamiento normal, ya que es la edad de las rocas volcánicas que sobreyacen a los sedimentos continentales depositados en las cuencas formadas por este evento, por otro lado, no se descarta que estas estructuras sirvieron como conducto para el emplazamiento de las rocas intrusivas y volcánicas miocénicas.

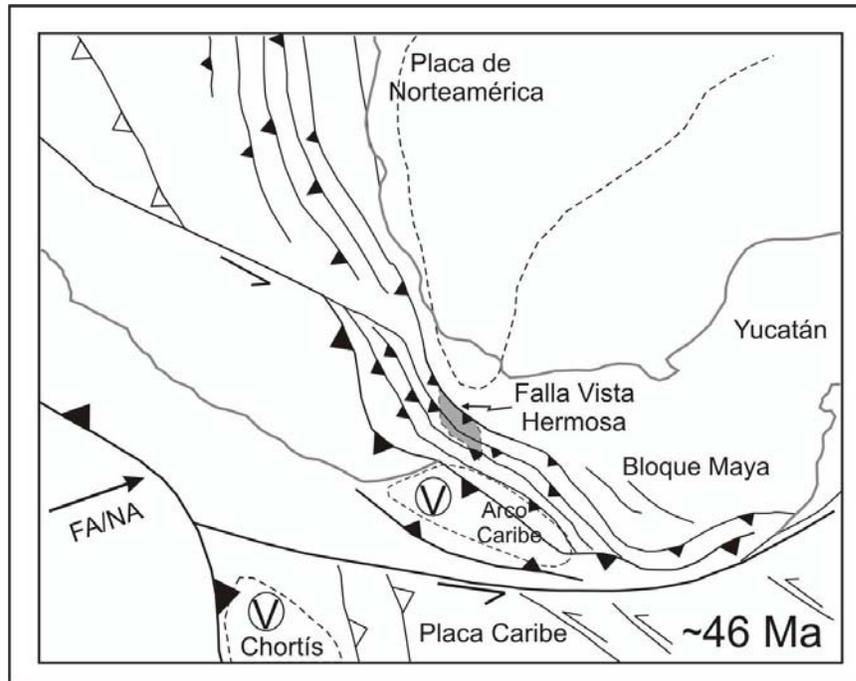


Figura VI.11. Reconstrucción paleogeográfica que muestra el evento transpresivo que origina el repliegamiento y fallamiento inverso, fase de deformación  $D_2$ , en la secuencia volcanosedimentaria. Modificado de Pindell y Kennan (2009). FA= Placa Farallón, NA= Placa de Norteamérica

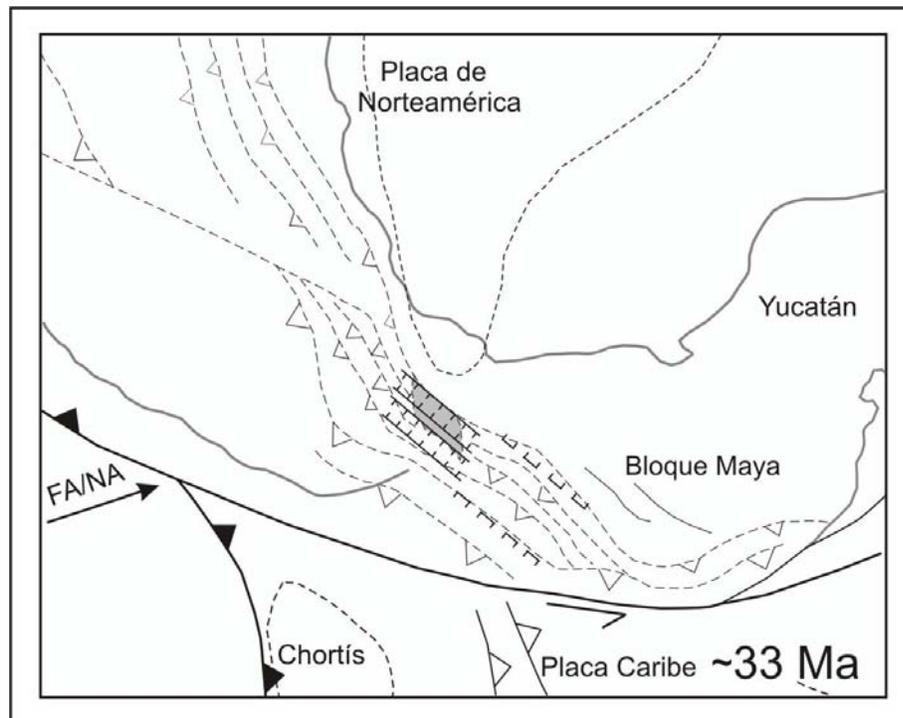


Figura VI.12. Reconstrucción paleogeográfica para el Oligoceno temprano (?) en la que se plantea la generación de cuencas sedimentarias por fallamiento normal (fase de deformación  $D_3$ ). Modificado de Pindell y Kennan (2009). FA= Placa Farallón, NA= Placa de Norteamérica

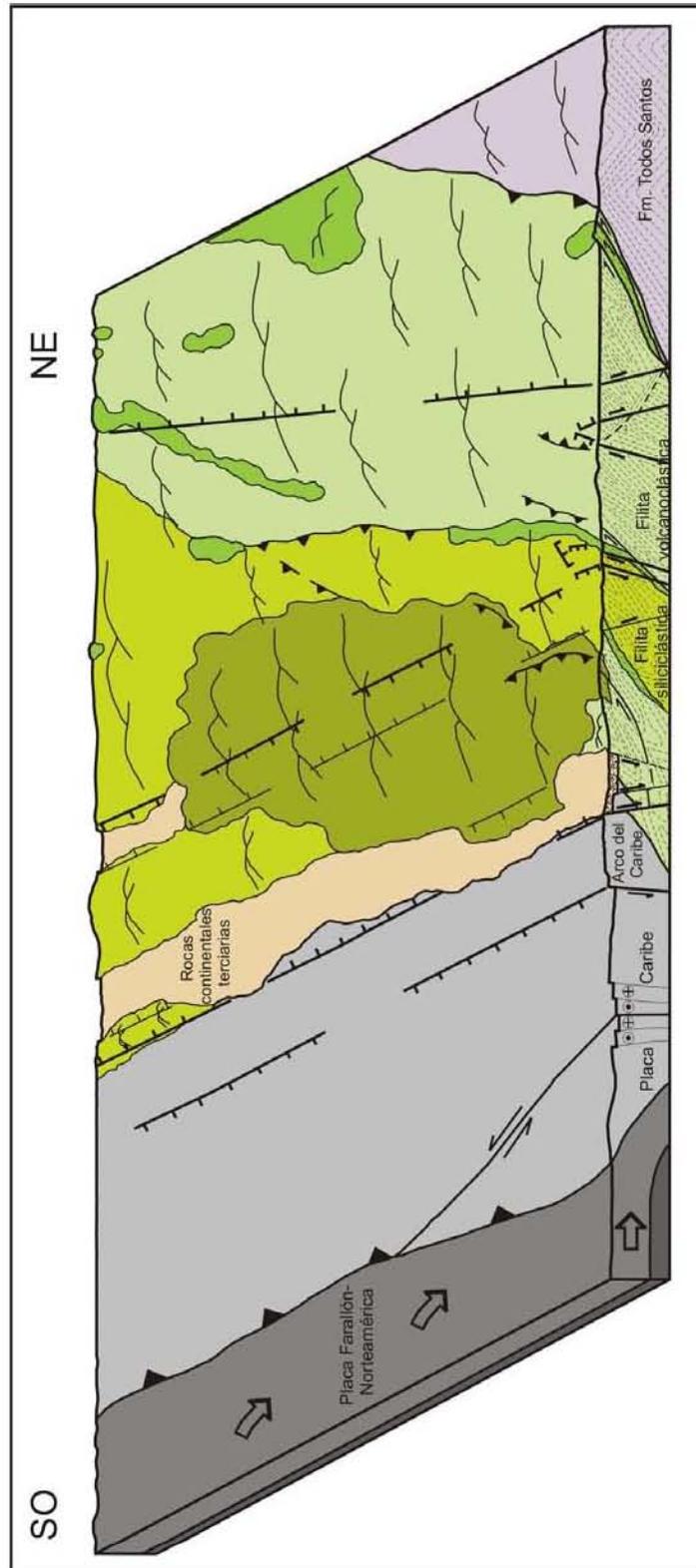


Figura VI.13. Modelo paleotectónico propuesto para el Oligoceno temprano (?), periodo en el que predominó el fallamiento normal que propició la formación de cuencas sedimentarias y su posterior relleno con sedimentos de carácter continental.

En el Mioceno, un episodio volcánico de composición dacítico-riolítica tuvo lugar en la zona. Sus características geoquímicas definen una génesis del magma relacionada a subducción en un ambiente de margen activo continental, la provincia ignimbrítica de América Central (Jordan *et al.*, 2007), relacionada al Arco Centroamericano (Pindell y Kennan, 2009). Este volcanismo ha sido correlacionado al desarrollo de un arco volcánico como consecuencia de la deriva de América Central y la evolución de la zona de subducción pacífica para ese tiempo (Figura VI.14; Jordan *et al.*, 2007).

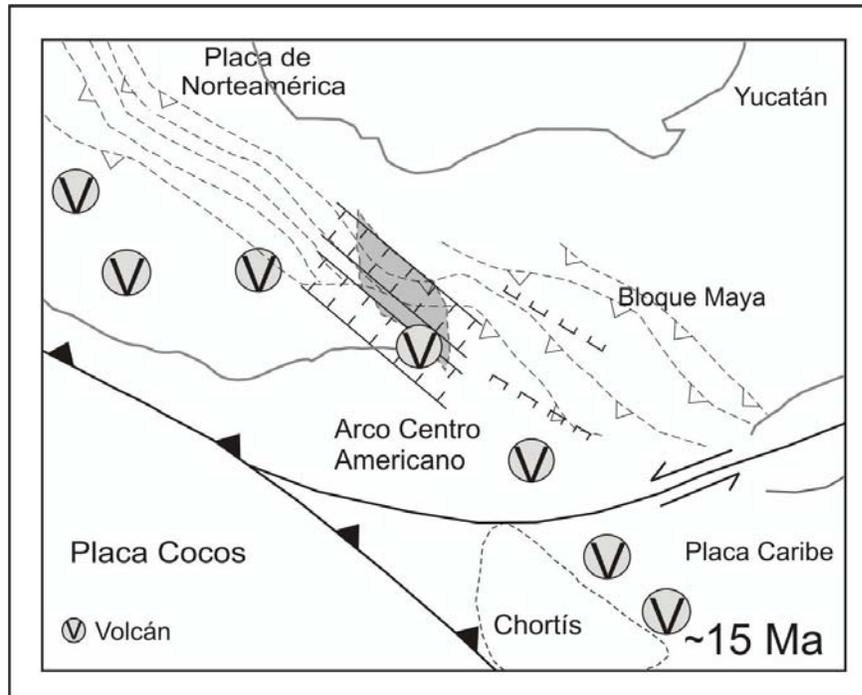


Figura VI.14. Reconstrucción paleogeográfica para el Mioceno medio (?), periodo en el que se tiene la actividad del Arco Centroamericano en la región. Modificado de Pindell y Kennan (2009).

El fallamiento lateral corta a todas las unidades litológicas y sus estructuras (Figura VI.15), y da lugar a la terminación abrupta de las unidades volcanosedimentarias en el Golfo de Tehuantepec, y su edad se considera post Mioceno. En algunos afloramientos se aprecia que las fallas normales se generaron en una etapa inicial y posteriormente sobre el mismo plano se produjo un desplazamiento lateral. Las fallas laterales fragmentaron la cuenca y originaron el truncamiento del margen sur de México, en lo que Carfantan (1985) consideró como el evento post-laramídico más importante, y probablemente asociado al desplazamiento del Bloque Chortís que supone la conexión de la trinchera de Acapulco con el sistema de fallas Polochic-Motagua (Pindell y Barret, 1990; Schaaf *et al.*, 1995; Meschede y Frisch, 1998). Es evidente que el fallamiento lateral está relacionado a cambios en la organización, dirección de desplazamiento y velocidad de las placas que interactúan en el Pacífico desde el Mioceno tardío,

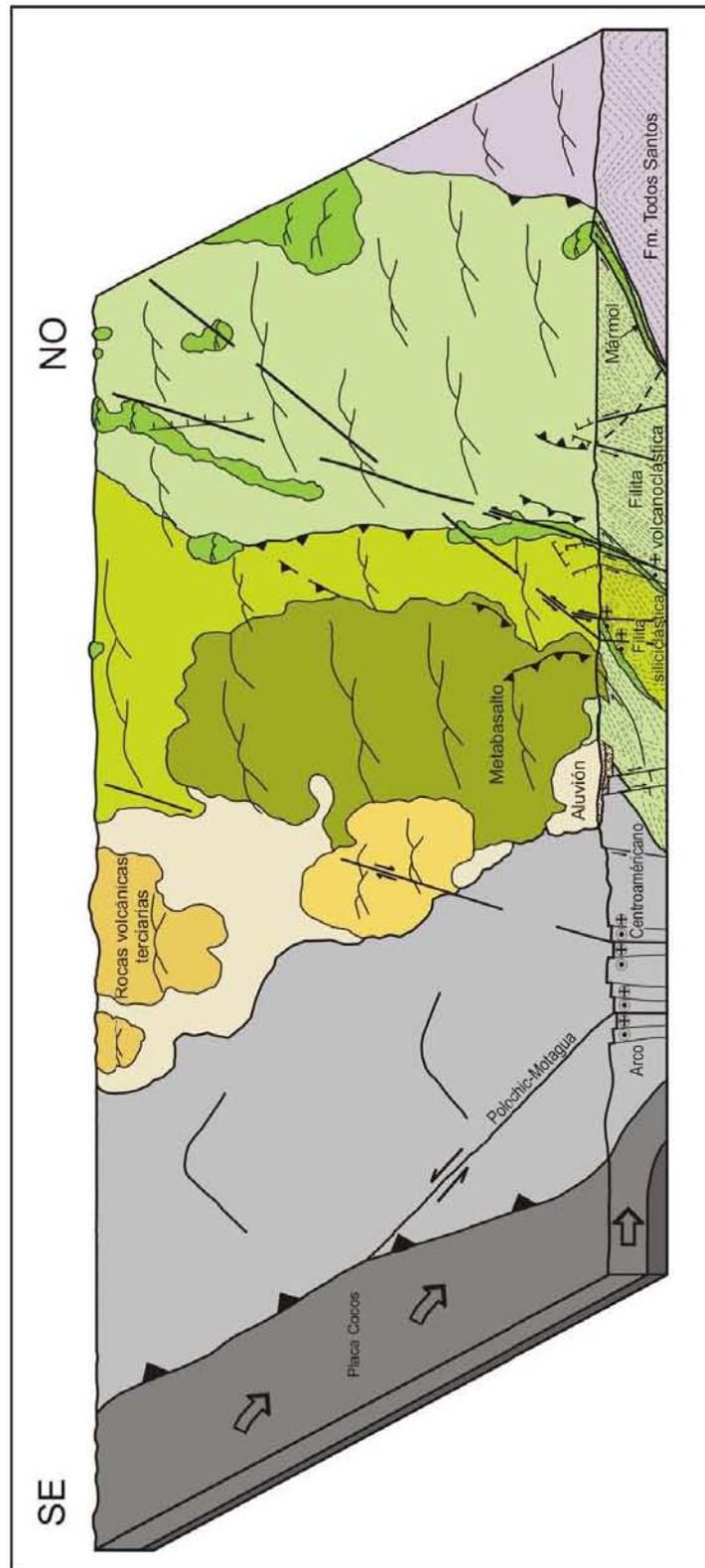


Figura VI.15. Modelo paleotectónico planteado para el Mioceno tardío (?), periodo en el que el fallamiento lateral, fase de deformación D<sub>4</sub>, predominó en la región.

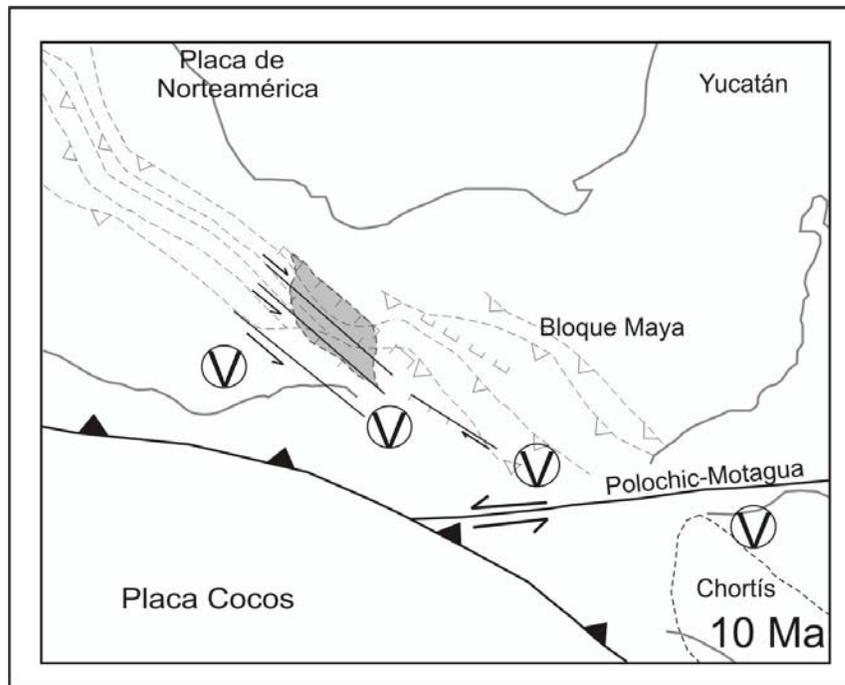


Figura VI.16. Reconstrucción paleogeográfica para el Mioceno medio donde se tuvo principalmente fallamiento lateral izquierdo como respuesta a la dinámica del límite norte de la Placa del Caribe. Modificado de Pindell y Kennan (2009).

es decir las placas del Caribe, Norteamérica y Cocos, y forma parte del sistema de fallas Polochic-Motagua (Figura VI.16).

Modelos alternativos para explicar la falta de continuidad de algunos paquetes litológicos en el sur de México, como el de Keppie y Morán-Zenteno (2005), atribuyen el truncamiento del sur de México a un proceso acentuado de erosión por subducción. Los principales argumentos para su propuesta son: la falta de continuidad entre la trinchera y el sistema Polochic-Motagua, y la presencia de una secuencia del Cretácico Tardío-Reciente sin deformar en la plataforma continental del Golfo de Tehuantepec depositada sobre la proyección aparente de la falla Polochic (Sánchez-Barreda, 1981).

La falta aparente de continuidad de la trinchera de Acapulco y el sistema Polochic-Motagua ha sido explicada por un desplazamiento de esta estructura de 70 km al noreste (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009), que sería el equivalente al desplazamiento acumulado de la Provincia Chiapaneca de Fallas Laterales alternantes entre transpresivas y transtensivas desde el Mioceno tardío (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000); por lo que, para Silva-Romo y Mendoza-Rosales (2009), la continuidad del Sistema Polochic-Motagua hacia la trinchera de Acapulco debería ubicarse 70 km al sureste del actual extremo occidental de la falla Polochic.

En cuanto a la secuencia Cretácico Tardío-Reciente sin deformar aludida por Keppie y Morán-Zenteno (2005) para sugerir que el Bloque Chortís no se desplazó a lo largo de la margen sur de México, los resultados de este trabajo indican claramente una secuencia con características litológicas y edad similares a la descrita por estos autores que presentan una deformación importante impuesta por lo menos por dos fases de deformación, la cual generó plegamiento y fallamiento inverso pertenecientes a un evento transpresivo, cuya edad es posterior al depósito de la secuencia sedimentaria (72-78 Ma) y de la cristalización del protolito del metabasalto (65.7 Ma). La continuidad hacia el suroeste (occidente de Tehuantepec y Salina Cruz) en la distribución de esta secuencia volcánicosedimentaria cretácica deformada ha sido documentada (Sánchez-Barreda, 1981) y definida como el Arco Chontal por Carfantan (1985).

Como resultado de este trabajo se ha observado que existe una diferencia de edad entre las rocas del terreno Cuicateco en la región de Cuicatlán (Tithoniano-Barremiano) y las rocas que afloran en la región de Nizanda (Campaniano-Maastrichtiano), que pone en entredicho la continuidad de la cuenca que ha sido planteada por otros autores (p. ej. Campa y Coney, 1983; Delgado-Argote, 1989; Sedlock *et al.*, 1993; Ángeles, 2006). Esta diferencia de edad difícilmente puede ser atribuida a la migración en la actividad de un arco volcánico y más aún cuando las características químicas de las rocas volcánicas (metabasaltos) denotan ambientes de formación distintos.

Los rasgos estructurales también muestran diferencias sustanciales, mientras que en la porción noroeste del terreno Cuicateco la deformación alcanzó niveles corticales más profundos (evidenciado por la presencia de migmatización y metamorfismo de grado medio-bajo en facies anfibolita-esquistos verde) y se asoció principalmente a la deformación laramídica; en la zona de Nizanda, el metamorfismo sólo alcanzó la facies de esquistos verde y la génesis y geometría de las estructuras (principalmente de tipo transpresivo) podrían estar más bien relacionadas a la dinámica impuesta por la migración del Caribe hacia su posición actual después del Maastrichtiano.

Debe existir una discontinuidad estratigráfica clara que marcó el cambio de un régimen de estabilidad tectónica, en el que predominaron los depósitos calcáreos albiano-cenomanianos de la Formación Sierra Madre, a un régimen caracterizado por actividad ígnea y sedimentación clástica importante durante el Campaniano-Maastrichtiano, sin embargo, dicha discordancia no se reconoció en el área debido a la complejidad estructural. El cambio en el régimen tectónico debió corresponder al desplazamiento progresivo de la placa del Caribe hacia el oriente y provocó la formación de la cuenca (Campaniano-Paleoceno) que evolucionó de manera independiente a las cuencas sedimentarias de edad Tithoniano-Barremiano ubicadas al noroeste.

Tomando en cuenta lo anterior, es posible diferenciar por lo menos dos cuencas dentro del terreno Cuicateco, al noroeste la cuenca Cuicateca y al sureste la cuenca donde se depositó la secuencia volcanosedimentaria campaniano-maastrichtiana de la región de Nizanda, toda vez que se han determinado diferencias sustanciales en su edad, volcanismo y deformación. La secuencia metavolcanosedimentaria de Nizanda evidencia la apertura y evolución de una cuenca tras-arco en el sureste de México durante el Campaniano-Paleoceno, cuyo cierre se dio posterior al Paleoceno por un evento colisional transpresivo entre el Arco del Caribe y el margen sur del Bloque Maya.

## CAPÍTULO VII

### Conclusiones

Posteriormente a la apertura del Golfo de México en el Triásico-Jurásico, al desarrollo de cuencas tras arco como Arperos y a la transgresión marina que dio origen al desarrollo de plataformas albiano-cenomanianas como Morelos-Guerrero y Córdoba, en el sureste de México se tuvo la apertura de una cuenca cuyo basamento más probable son rocas graníticas grenvilianas-paleozoicas, lechos rojos jurásicos y rocas calcáreas albianas. Dentro de esta cuenca y hasta el Maastrichtiano-Paleoceno, se depositó una secuencia volcánico-sedimentaria de espesor importante dentro de un ambiente de aguas profundas.

El paquete sedimentario incluyó rocas siliciclásticas, rocas volcanoclásticas y horizontes calcáreos. Mientras que las rocas volcánicas fueron de composición básica, y su emplazamiento se dio en forma de *stocks* y *sills*. El magmatismo es de carácter subcalino y en su mayoría con afinidad toleítica. Al parecer la actividad magmática se dio en varios pulsos, entre los que hubo periodos erosivos y el consecuente depósito de una secuencia volcanoclástica.

La edad de uno de los pulsos magmáticos se determinó a partir de la edad de cristalización de los zircones de uno de los *sills*, protolito de un metabasalto que se emplazó dentro de las rocas volcanoclásticas, y corresponde al Maastrichtiano Tardío-Paleoceno Temprano ( $65.7 \pm 1.2$  Ma).

La deformación impuesta a la secuencia volcanosedimentaria fue producto de un evento transpresivo con cinemática lateral izquierda que se dio en dos fases. La fase de deformación  $D_1$  produjo plegamiento y el desarrollo de una superficie de esquistosidad de plano axial  $S_1$  penetrativa, y metamorfismo de facies de esquistos verde, en un régimen dúctil. La segunda fase de deformación  $D_2$ , generó fallamiento inverso (por ejemplo la Falla Vista Hermosa), el plegamiento de la esquistosidad  $S_1$  y el consecuente desarrollo de una esquistosidad  $S_2$ . A diferencia de la fase  $D_1$ , no se tuvo el desarrollo de metamorfismo y las estructuras generadas evidencian un régimen dúctil-frágil.

El origen de la serpentinita del Llano de La Soledad está relacionado al metamorfismo regional ocasionado por el evento de deformación  $D_1$  y el cizallamiento durante su emplazamiento provocado por la fase de deformación  $D_2$ .

La edad de las fases de deformación  $D_1$  y  $D_2$  no han sido acotadas con precisión; sin embargo, se considera que son posteriores a 65 Ma, pues es la edad de las rocas a las que afectan y anteriores a 16 Ma, edad de las rocas volcánicas que no muestran deformación dúctil.

Posteriormente al Maastrichtiano y antes del Mioceno, en la zona se produjo fallamiento normal (fase de deformación  $D_3$ ), y la formación de cuencas en las que se dio el depósito de una secuencia sedimentaria continental cuyos planos de estratificación se encuentran basculados.

Un evento volcánico miocénico de carácter regional produjo una secuencia de flujos piroclásticos, derrames dacíticos y el emplazamiento de cuerpos plutónicos hipabisales; esta actividad se extiende al sureste hasta América Central, como parte del denominado Arco Centroamericano.

Las estructuras posteriores a 16 Ma corresponden principalmente a fallas laterales ( $D_4$ ) que están relacionadas a la dinámica de las placas que interactúan en el Pacífico y Caribe desde el Mioceno Tardío.

Se considera que no es pertinente seguir incluyendo el depósito de la secuencia volcanosedimentaria maastrichtiana de la región de Nizanda como parte de la evolución de la cuenca Cuicateca, toda vez que se han determinado diferencias sustanciales en su edad, volcanismo y deformación. La secuencia metavolcanosedimentaria de Nizanda evidencia la apertura y evolución de una cuenca tras-arco en el sureste de México para el Maastrichtiano-Paleoceno.

Es necesario realizar el estudio estructural del denominado Arco Chontal, considerado como una secuencia volcanosedimentaria del Cretácico Temprano (Carfantán, 1985), ya que permitirá obtener información relevante para el mejor entendimiento de la geodinámica en el límite suroeste de la región.

## Referencias

- Alzaga-Ruíz, H., Pano, A.A., 1989, Origen de la Formación Chivillas y presencia del Jurásico tardío en la región de Tehuacán, Puebla, México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, XXI (1), 5-15.
- Ángeles, M.E., 2006, Petrografía, geología estructural y geocronología del borde noroccidental del terreno Cuicateco, Sierra Mazateca, Estado de Oaxaca, México: México D.F., Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 219 p.
- Barboza-Gudiño, J.R., 1994, Regionalgeologische Erkundungen entlang der GEOLIMEX-Traversal in Südmexiko, unter besonderer Berücksichtigung der Sierra de Juárez, Oaxaca. Clausthal-Zellerfeld, Diss., T.U. Clausthal, 139 p.
- Barboza-Gudiño, J.R., Schwab, K., 1996, Contribución a la geología de la Sierra de Juárez en el sur de México: *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1*, 1994 H. 7/8, 991-1005.
- Barrier E., Velasquillo, L., Chávez, M., Gaulon, R., 1998, Neotectonic evolution of the Isthmus of Tehuantepec (southeastern México): *Tectonophysics*, 287, 77-96.
- Bellot, J.P., 2008, Natural deformation related to serpentinitisation of an ultramafic inclusion within a continental shear zone: The key role of fluids: *Tectonophysics*, 449, 133–144.
- Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leiter Jr., W.B., Payolla. B.L., 1999, Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil-I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications: *Precambrian Research* 95, 41-67.
- Blair, T., 1987, Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial, and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic-Lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico: *Journal of Sedimentary Research*, 57 (5), 845-862.
- Brueckner, H.K., Hemmings, S., Sorensen, S., Harlow, G.E., 2005, Synchronous Sm-Nd mineral ages from HP terranes on both sides of the Motagua Fault of Guatemala: Convergent suture and strike-slip fault? *Eos Transactions, AGU Fall Meeting Supplement* 86, 52.
- Cabanis, B., Lecolle, M., 1989, Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale : *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Series II*, 309, 2023-2029.
- Campa, M.F., Coney, P., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Campa-Uranga, M.F., e Iriondo, A., 2004, Significado de dataciones Cretácicas de los arcos volcánicos de Taxco, Taxco Viejo y Chapolapa, en la evolución de la plataforma Guerrero-Morelos: *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra: GEOS* 24 (2), 173.
- Carfantan, J. Ch., 1981 (1984), Evolución estructural del sureste de México: Paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 5, 207-216.
- Carfantan, J. Ch., 1983, Les ensembles géologiques du Mexique Méridional. Evolution géodynamique durant le Mésozoïque et le Cénozoïque: *Geofísica Internacional*, 22 (1), 9-37.

- Carfantan, J. Ch., 1985, Du Systeme Cordilleran nord-american au domaine Caraibe. Etude Geologique du Mexique Meridional. l'Université de Savoie a' Cambéry, Mémoire de Thèse de Docteur d'Etat soutenue.
- Carrasco, B., 1978, Estratigrafía de unas lavas almohadilladas y rocas sedimentarias del Cretácico Inferior en Tehuacán, Puebla (resumen), IV Convención geológica Nacional, Boletín de la Sociedad Geológica, 39, 13.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., Iriondo, A., 2007, Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the Central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction: *Tectonics*, 26, doi: 10.1029/2006TC001981.
- Coleman, R.G., 1984, The diversity of ophiolites: *Geologie en Mijnbouw*, 63, 141-150.
- Cox, K.G., Bell, J.S., Pankhurst, R.J., 1979, *The interpretation of Igneous Rocks*: Allen and Unwin, London, 450 p.
- Dávalos-Álvarez, O.G., 2006, Evolución tectónica cenozoica en la porción norte de la Falla de Oaxaca: Querétaro, México, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría. 122 p.
- Davis, G.H., Reynolds, S.J., 1996, *Structural Geology of rocks and regions*, Second Edition: John Wiley and Sons, Inc., New York, 776p.
- De Cserna, Z., Ortega-Gutiérrez, F., Palacios-Nieto, M., 1980, Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla, en *Sociedad Geológica Mexicana, Field-Trip Guidebook of Geologic Excursions to the Central Part of the Balsas River Basin: Fifth National Geologic Congress*, 2–33.
- Delgado-Argote, L.A., 1988, Geología preliminar de la secuencia volcanosedimentaria y serpentinas asociadas del Jurásico (?) del área de Cuicatlán-Concepción Pápalo, Oaxaca: *Revista del Instituto de Geología*, 7 (22), 127-135.
- Delgado-Argote, L.A., 1989, Regional implications of the Jurassic-Cretaceous volcanosedimentary Cuicateco terrane, Oaxaca, México: *Geofísica Internacional*, 28 (5), 939-973.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., York, D., Hall, C.M., 1992, Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of the southern México: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, 1590-1604.
- Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M.J., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellekens, H., Smith, A.L., Wadge, G., Westercamp, D., 1990, History and tectonic setting of Caribbean magmatism. In: Dengo, G., Case, J.E. (eds.), *The Geology of North America: the Caribbean Region*, Boulder, Geological Society of America, 339-374.
- Eguiluz, S., Aranda, G.M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1-26.
- Ferrusquía-Villafranca, I., 1999, Contribución al conocimiento de Oaxaca, México-El área Laollaga-Lachivizá: *Boletín del Instituto de Geología*, Universidad Nacional Autónoma de México, 110, 103 p.
- Ferrusquía-Villafranca, I., 2001, Contribución al conocimiento geológico de Oaxaca, México-El área de Nejapa de Madero: *Boletín del Instituto de Geología*, Universidad Nacional Autónoma de México, 111, 100 p.
- Gallo-Padilla, I., y Ruíz-Violante, A., 1993, Investigación de los arcos magmáticos en la región centro sur de México, Fase V, Proyecto CAC-1101, Instituto Mexicano del Petróleo, México, Informe inédito.

- García-Casco, A., Torres-Roldán, R.L., Millán, G., Monié, p., Haissen, F., 2001, High grade metamorphism and hydrous melting of metapelites in the Pinos terrane (W Cuba): Evidence for crustal thickening and extension in the northern Caribbean collisional belt: *Journal of metamorphic Geology*, 19, 697-715.
- Gebauer, D., 1996, A P-T-t path for an (ultra?-) high pressure ultramafic/mafic rock-association and its felsic country-rocks based on SHRIMP-dating of magmatic and metamorphic zircon domains; example: Alpe Arami (Central Swiss Alps), in *Earth processes: reading the isotopic code*. American Geophysical Union, Washington, D.C., 309-328.
- Gehrels, G., Valencia, V., Ruiz J. (2008), Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by LA-MCICPMS: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q03017, doi: 10.1029/2007GC001805.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta A., Langmuir C., Goldstein S., Ortega-Gutiérrez F., Carrasco-Núñez G., 2003. Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions and crustal contamination. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(8), 8912, doi:10.1029/2003GC000524.
- Guzmán-Speziale, M., Meneses-Rocha, J.J., 2000, The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 459-468.
- Harlow, G.E., Hemming, S.R., Avé Lallemant, H.G., Sisson, B., 2004, Two high-pressure-low-temperature belts, Motagua fault zone, Guatemala: a record of Aptian and Maastrichtian collisions: *Geology*, 32, 17-20.
- Herrera S.M. y Estavillo G.C., 1991, Análisis estratigráfico y modelo de sedimentación de la Formación Todos Santos en el área del Alto Uzpanapa–Matías Romero, Oaxaca: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 23 (1), 5-42.
- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., CRM, 2004,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating Studies of Minerals and Rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part II), Pen-File Report 04-1444, on-line edition.
- Itoh, Y., 2001, A Miocene pull apart deformation zone at the western margin of the Japan Sea back-arc basin: implications for the back-arc opening mode: *Tectonophysics*, 334, 235-244.
- Iturralde-Vinent, M.A., 2006, Meso-Cenozoic Caribbean Paleogeography: implications for Historical Biogeography of the Region: *International Geology Review*, 48, 791-827.
- Jordan, B.R., Sigurdsson, H., Carey, S., Lundin, S., Rogers, R.D., Singer, B., Barguero-Molina, M., 2007, Petrogenesis of Central American Tertiary ignimbrites and associated Caribbean Sea tephra, in Mann, P. (ed), *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in northern Central America*: Geological Society of America, Special Paper, 428, 151-179.
- Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J, Jödicke, H., 2000, Crustal variations and terrane boundaries in southern Mexico as imaged by magnetotelluric transfer functions: *Tectonophysics*, 37, 1-13.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., López, R., 2003, Geochronology and geochemistry of Grevillian igneous suites in the northern Oaxacan complex, southern México: tectonic implications, *Precambrian Research*, 120, 365.
- Keppie, J.D. Morán-Zenteno, D., 2005 Tectonics implications of Alternative Cenozoic Reconstructions for Southern Mexico and the Chortís Block: *International Geology Review*, 47, 476-491.
- Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., 2009, 1.3-0.9 Ga Oxaquia (Mexico): Remnant of an arc/backarc on the northern margin of Amazonia: *Journal of South American Earth Sciences* doi:10.1016/j.jsames.2009.07.001.

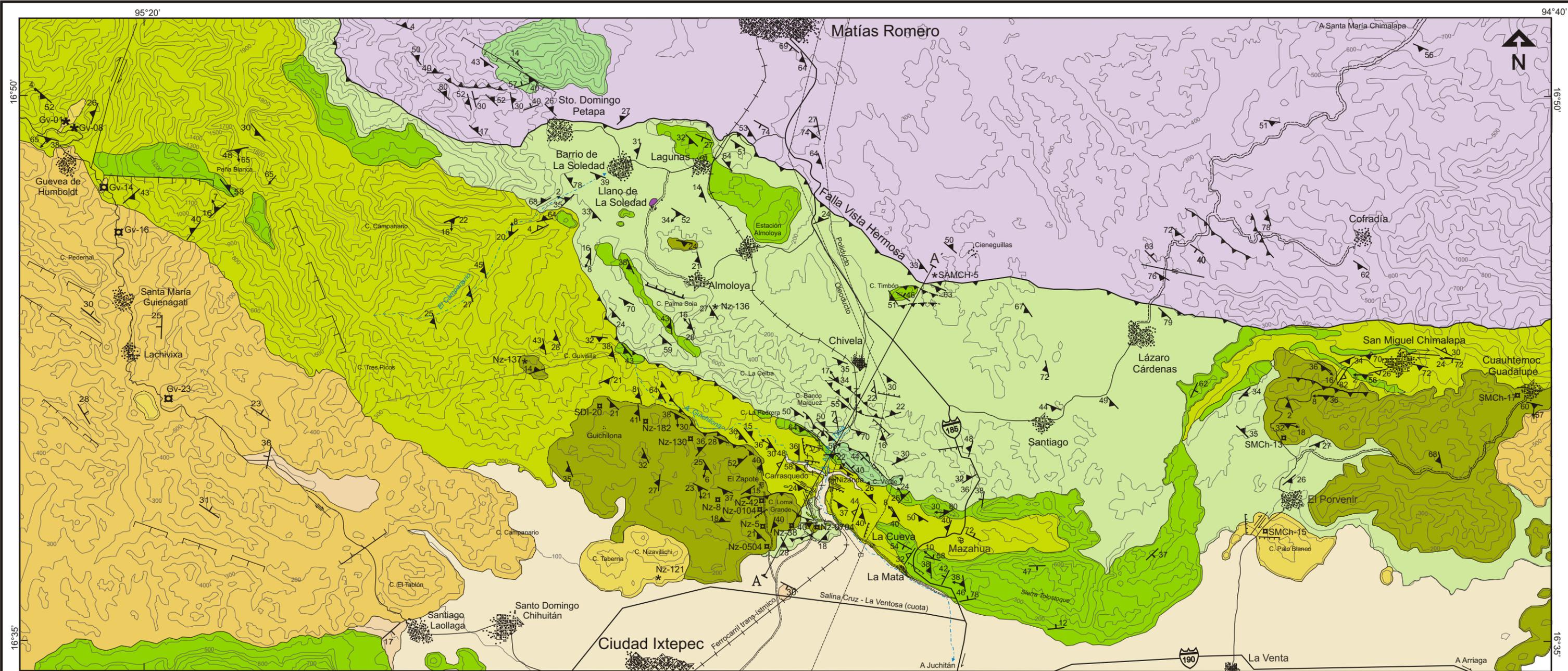
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. and IUGS, 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica diagram: *Journal of Petrology*, 27 (3), 745-750.
- Le Maitre, R.W., ed.; Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lemeyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A.R., Zanettin, B., 1989, *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*: Blackwell Scientific, Oxford, United Kingdom, 193 p.
- Liu, S., Hu, R., Gao, S., Feng, C., Qi, L., Zhong, H., Xiao, T., Qi, Y., Wang, T., Coulson, M.I., 2008, Zircon U–Pb geochronology and major, trace elemental and Sr–Nd–Pb isotopic geochemistry of mafic dykes in western Shandong Province, east China: Constraints on their petrogenesis and geodynamic significance: *Chemical Geology*, 255, 329-345.
- Lopez, R., Cameron, K.L., Jones, N.W., 2001, Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico: *Precambrian Research*, 107, 195-214.
- Lozano, R., y Bernal, J.P., 2005, Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22 (3), 329-344.
- Mann, P., Rogers, R., Gahagan, L., 2007, Overview of the plate Tectonics history and its unresolved tectonic problems, in Bundschuh, J., Alvarado, G. (eds.), *Central America: Geology, Resources and Hazards*. Taylor and Francis, London, 1, 201-237.
- McCurt, W.J., Feininger, T., 1984, High-pressure metamorphic rocks in the Central Cordillera of Colombia: *British Geological Survey Report*, 84 (1), 28-35.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995, The composition of the Earth: *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- Marton, G., Buffler, R.T., 1994, Jurassic Reconstruction of the Gulf of Mexico Basin: *International Geology Review*, 36, 545-586.
- Meschede, M., Frisch, W., 1998, A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean Plate: *Tectonophysics*, 296, 269-291.
- Middlemost, E., 1997, *Magma, Rocks and Planetary Development. A Survey of Magma/Igneous Rock Systems*. Harlow: Addison Wesley Longman, 299 p.
- Morán-Zenteno, D.J., Corona-Chávez, P., Tolson, G., 1996, Uplift and subduction erosion in southwestern México since the Oligocene: Plutón geobarometry constrains: *Earth and Planetary Science Letters*, 141, 51-65.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S.L., 2007, Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the Central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Chemical Geology*, 244 (3-4), 452-473.
- Mortensen, J.K., Hall, B.V., Bissig, T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., Gabites, J.E., 2008, Age and paleotectonic setting of volcanogenic massive sulphide deposits in the Guerrero terrane of Central Mexico: Constraints from U-Pb age and Pb isotope studies: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists* 103, 117–140.
- Mossman, R.W., Viniestra-Osorio, F., 1976, Complex fault structures in Veracruz Province of México: *Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 60, 379-388.
- Murillo-Muñetón, G., 1994, Petrologic and geochronologic study of Grenville-age granulites and post-granulite plutons from la Mixtequita area, state of Oaxaca in Southern Mexico, and their tectonic significance. Los Angeles, CA. University of South California, master sciences thesis, 163 p.

- Murphy, B.J., 2007, Igneous rock association 8. Arc magmatism II: Geochemical and isotopic characteristics: *Geoscience Canada*, 34 (1).
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaníz-Álvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H., Mendoza-Rosales, C.C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures: *Geological Society of America Bulletin*, 118 (1/2), 238-252.
- Ortega-Gutiérrez, F. y González-Arreola, C., 1985, Una edad cretácica de las rocas deformadas de la Sierra de Juárez, Oaxaca: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 6 (37), 100-101.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L., Roldán-Quintana, J, Sánchez-Rubio, G., de la Fuente M., 1990, H-3: Middle America Trench-Oaxaca-Gulf of México: *Geological Society of America, Centennial Continent-Ocean Transect # 14*.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R.L., Speed, R., 1994, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, in Speed, R.C. (ed.), *Phanerozoic tectonic evolution of North American Continent-Ocean Transitions: Boulder, Colorado, Geological Society of America, DNAG Continent-Ocean Transect Volume*, 265-303.
- Padilla y Sánchez, R., 1985, Las estructuras de la curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: *Revista del Instituto de Geología*, 6, 1-20.
- Padilla y Sánchez, R., 1986, Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, 25, 157-206.
- Pearce, J.A., 1983, The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, in Hawkesworth, C.L., Norry, M.J. (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Cambridge, MA, 230-249.
- Pearce J.A., 1996, A user's guide to basalt discrimination diagrams, in Wyman, D.A., (ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration: Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 12, 79-113.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks using trace element analyses: *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290-300.
- Peters, T.J., Nicolas, A., Coleman, R., 1991, Ophiolite génesis and evolution of the oceanic lithosphere: *Conference Proceedings (Petrology and Structural Geology Survey)*. Kluwer Academic Publishers, p. 912.
- Pindell, J.L., 1993, Regional synopsis of the Gulf of México and Caribbean evolution, in Pindell, J.L., Perkins, B.F. (eds.), *Mesozoic and early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region. A context for hydrocarbon exploration: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation*.
- Pindell J.L. y Barret, S.F., 1990, Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective, in Dengo G., Case, J.E. (eds.), *Decade of North American Geology, Volume H: The Caribbean region: Geological Society of America*, 405-434.
- Pindell, J.L., Kennan, L., 2001, Kinematic evolution of the Gulf of México and Caribbean. *Transactions, Petroleum systems of deep-water basins: global and Gulf of Mexico experience. GCSSEPM 21<sup>st</sup> Annual Research Conference, Houston, Texas, GCSSEPM*, 193-220.
- Pindell, J.L., Kennan, L., 2004, Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean (abstract) in *American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting*.
- Pindell, J., Kennan, L., 2009, Tectonic evolution of the Gulf Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update: *Geological Society of London, Special Publication*, 60 p.

- Pindell, J., Kennan, L., Stranel, K.P., Maresch, W.V., Draper, G., 2006, Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: Eight controversies resolved: *Geologica Acta*, 4, 3003-341.
- Quezada, J.M., 1978, Prospecto Jesús Carranza, Ver. I.G.Z.S. 772, PEMEX, Superintendencia General, Distritos de Exploración Zona Sur. Inédito.
- Ramsay, J.G., 1967, *Folding and fracturing of rocks*: New York, McGraw-Hill, 568 p.
- Ratschbacher, L., Franz, L., Min, M., Bachmann, R., Martens, U., Staneck, K., Stübner, K., Nelson, B., Herrmann, U., Weber, B., López-Martínez, M., Jonckheere, R., Sperner, B., Tichomirowa, M., McWilliams, M.O., Gordon, M., Meschede, M., Bock, P., 2009, The North American-Caribbean plate boundary in Mexico-Guatemala-Honduras, in: James K.H., Lorente, M.A., Pindell, J.L., (eds.), *The Caribbean Plate*: Geological Society, London, Special Publications, 328, 219-293.
- Rickwood, P.C., 1989, Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements: *Lithos*, 22, 247-263.
- Robertson, A.H.F., 2002, Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region: *Lithos*, 65, 1 – 67.
- Robles, C.J., 2006, *Uso de técnicas petrológicas para identificar la procedencia de la materia prima de piezas arqueológicas del sitio olmeca de La Merced, elaboradas con serpentinas*. México: D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis doctoral, 187 p.
- Robles-Camacho, J., Köhler, H., Schaaf, P., Sánchez-Hernández, R., 2008, *Serpentinas Olmecas Petrografía aplicada a la Arqueometría: Monografías del Instituto de Geofísica*, 13, 64 p.
- Rollinson, H., 1993, *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*: Logman, Harlow, 352 p.
- Rubatto, D., 2002, Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and link between U-Pb ages and metamorphism: *Chemical Geology*, 184, 123-138.
- Sánchez-Barreda, L.A., 1981, *Geologic evolution of the continental margin of the Gulf of Tehuantepec in southern Mexico*: Austin, Texas, University of Texas, doctoral thesis, 192 p.
- Sapper, K., 1894. Informe sobre la geografía física y la geología de los Estados de Chiapas y Tabasco: México: Agricultura, Minería e Industria Boletín, 3 (9), 187-211.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, 14, 1339-1350.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America, Special Paper 278, 153 p.
- Shervais, J.W., 1982, Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas: *Earth and Planetary Science Letters*, 59 (1), 101-118.
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C.C., 2009, Evaluación geológica de los modelos para el truncamiento cenozoico del sur de México: Erosión por subducción y *detachment* del bloque Chortís: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26 (1), 165-176.
- Solari, L. A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Lopez, R., 2004, ~ 990 Ma peak granulitic metamorphism and amalgamation of Oaxaquia, México: U-Pb zircon geochronological and common Pb isotopic data: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21 (2), 212-215.

- Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Schaaf, P., Norman, M., Torres De León, R., Ortega-Obregón, C., Chiquin, M., Morán-Inclán, S, 2009a, U-Pb zircon geochronology of Paleozoic units in Western and Central Guatemala: insights into the tectonic evolution of Middle America, in James, K.H., Lorente, M.A., Pindell, J.L. (eds.), *The Caribbean Plate: Journal of Geological Society of London, Special Publications*, 328, 295-313.
- Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M. 2009b, U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: and achievements in precision and accuracy: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34 (1), 5-18, doi: 10.1111/j.1751-908x.2009.00027.x.
- Solé, J., Salinas, J.C., González-Torres, E., Cendejas, C.J.E., 2007, Edades K/Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del occidente, centro y sur de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 24(1), 104-119.
- Srivastava, D.C., Shah, J., 2008, The "isogon rosette" method for rapid estimation of strain in flattened folds: *Journal of Structural Geology*, 30, 444-450.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process, in Scunders A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in Oceanic Basins: Geological Society of London, Special Publication* 42, 313-345.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1989, A review of the geochronology of the Amazonian craton: tectonic implications: *Precambrian Research*, 42, 213-227.
- Thompson, G.M., Malpas, J., Smith, I.E.M., 1997, The geochemistry of tholeiitic and alkalic plutonic suites within the Northland ophiolite, northern New Zealand; magmatism in a back arc basin: *Chemical Geology*, 142, 213-223.
- Torres, R., Ruíz, J., Patchett, P.J., Grajales, J.M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America: *Boulder Colorado: Geological Society of America. Special Paper*, 340, 191-196.
- Valley, J.W., Kinny, P.D., Schulze, D.J., Spicuzza, M.J., 1998, Zircón megacrysts from kimberlite: oxygen isotope variability among mantle melts: *Contributions to Mineral and Petrology*, 133 (1-2), 1-11.
- Vavra, G., Gebauer, D., Schmidt, R., Compston, W., 1996, Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study: *Contributions to Mineral Petrology*, 122, 337-358.
- Veevers, J.J., 2003, Pan-African is Pan-Gondwanaland; oblique convergence drives rotation during 650-500 Ma assembly: *Geology*, 31 (6), 501-504.
- Vernon, R.H., 2004, *A practical guide to rock microstructure*, Cambridge, University Press, 594 p.
- Vila-Gómez, O., 1977, *Geología general de una porción al sur del Estado de Oaxaca*. México, D.F., Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional, tesis profesional.
- Vinson, G.L., 1962, Upper Cretaceous and Tertiary stratigraphy in Guatemala: *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 46, 425-456.
- Visoná, D., Caironi, V., Carraro, A., Dallia, L., Fioretti, A.M., Fanning, M., 2007, Zircon megacrysts from basalts of the Venetian Volcanic Province (NE Italy): U-Pb ages, oxygen isotopes and REE data: *Lithos*, 94, 168-180.
- Watson, E.B., 1979, Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry: *Contributions to Mineral Petrology*, 70, 407-419.

- 
- Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983, Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types: *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 295-304.
- Weber, B., Köhler, H., 1999, Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex: *Precambrian Research*, 96, 245-262.
- Weber, B., Cameron, K.L., Osorio, M., Schaaf, P., 2005, A Late Permian tectonothermal event in Grenville crust of the southern Maya terrane: U-Pb zircon ages from the Chiapas Massif, Southeastern Mexico: *International Geology Review*, 47, 509-529.
- Weber, B., Schaaf, P., Valencia, V.A., Iriando, A., Ortega-Gutiérrez, F., 2006, Provenances ages of late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya block, SE Mexico. Implications on the tectonic evolution of western Pangea: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23 (3), 262-276.
- Williams, H., McBirney, A.R. 1969, Volcanic history of Honduras. University of California: Publication of Geological Sciences, 85, 1-99.
- Williams, I.S., Claesson, S., 1987, Isotopic evidence from the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. II ion microprobe zircon U-Th-Pb: *Contributions to Mineral Petrology*, 97, 205-217.
- 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*, 50, 11-30.
- Yañez P., Ruíz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G.E., 1991, Isotopic studies of the Acatlan complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics: *Geological Society of America Bulletin*, 103, 817-828.



**Leyenda**

**Terreno Cuicatenco**

Aluvión
Rocas volcánicas
Rocas intrusivas (16±1.2 Ma)
Conglomerado
Serpentinita
Metabasalto (65.7±1.2 Ma)
Mármol
Filita vulcanoclástica (78 Ma*)
Filita siliciclástica (72 Ma*)

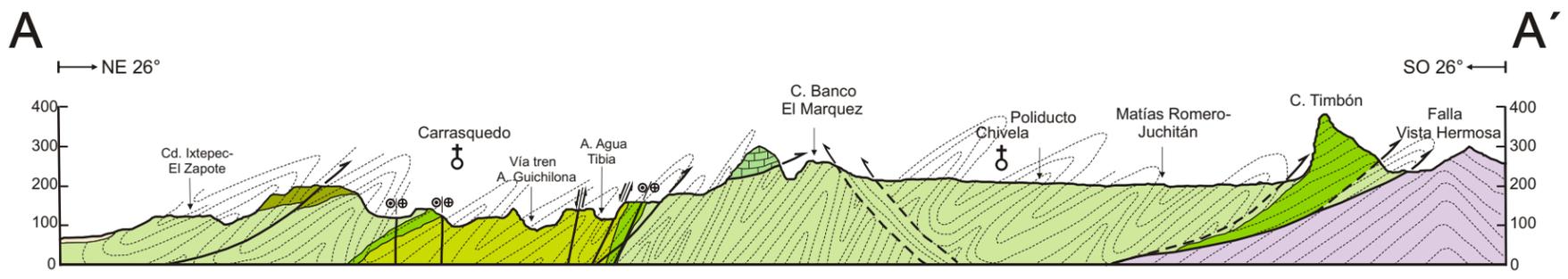
**Terreno Maya**

Formación Sierra Madre
Formación Todos Santos (228 Ma*)

\* edad máxima de depósito

**Simbología**

62	Estratificación
25	Esquistosidad S <sub>1</sub>
31	Esquistosidad con lineación
19	Esquistosidad S <sub>2</sub>
11	Falla normal
12	Falla normal inferida
13	Falla inversa
14	Falla inversa inferida
15	Falla lateral izquierda
16	Falla lateral derecha
*	Análisis geoquímico
□	Análisis U/Pb
100	Curva de nivel
~	Arroyo
185	Carretera pavimentada
~	Carretera de terracería
⊙	Poblado



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
 POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
 INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**Geología del terreno Cuicatenco en el Istmo de Tehuantepec y sus implicaciones tectónicas en la evolución del sur de México**

**Mapa Geológico**

ROSALVA PÉREZ GUTIÉRREZ 2010