

03095



Universidad Nacional Autónoma de México

Posgrado en Ciencias de la Tierra

Deformación y magmatismo Cretácico Tardío - Terciario

Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos

TESIS

Que para obtener el grado de

Doctor en Ciencias de la Tierra

(Geología Estructural y Tectónica)

presenta

Luis Mariano Cerca Martínez

Tutor: Dr. Luca Ferrari Pedraglio
Centro de Geociencias, campus UNAM Juriquilla
2004

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: Luis Mariano Cerca

Martínez
FECHA: 18-Mayo-2004

FIRMA: [Firma]



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

**ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA**

CONTENIDO

	<i>Página</i>
<i>Resumen</i>	v
<i>Abstract</i>	vii
<i>Lista de Figuras</i>	ix
<i>Lista de Tablas</i>	xvii
<i>Agradecimientos</i>	xviii
Capítulo 1 Introducción	
1.1 Antecedentes	1
1.2 Área de estudio	8
1.3 Objetivo	11
1.3.1 Metas específicas	
1.4 Metodología	11
Capítulo 2 Marco Geológico	
2.1 Estructura cortical del sur de México	14
2.2 El bloque Mixteco-Oaxaca-Juárez	15
2.3 La frontera entre los terrenos Guerrero y Mixteco	20
2.4 La frontera con el terreno Xolapa	22
2.5 Antecedentes y generalidades sobre la PGM	23
2.6 Estratigrafía regional propuesta a partir del trabajo de campo	28
2.6.1 Metodología de los fechamientos	32
2.6.2 Basamento Pre-Mesozoico: Complejo Acatlán (C. A.)	34
2.6.3 Unidades Jurásicas	36
– Formación Las Lluvias (Jm TR)	36
– Conglomerado Cualac (Jm Cgo Ar)	37
– Grupo Tecocoyunca (Jm Ar Lu)	37
– Formación Chapolapa	38
2.6.4 Unidades Cretácicas	38
– Formación Zicapa (Ki Cgp Cz)	38
– Formación (Calizas) Morelos (Ki Cz)	41
– La frontera Cenomaniano–Turoniano, Formación Cuautla	42
– Formación Mezcala (Ks Ar Lu)	43
2.6.5 Unidades del Maestrichtiano y Terciario Inferior	44
– Magmatismo Maastrichtiano-Paleoceno, Rocas volcánicas y sedimentarias (Formación Tetelcingo), e intrusivos (Ks-Tpe Cgp-Volc)	47
– Grupo Balsas (Teo Cgp Ar)	58
– Magmatismo Eoceno Tardío – Oligoceno Temprano, Intrusivos, Ignimbritas, riolitas y rocas de composición basáltica intercalados con depósitos de ambiente lacustre	

	<i>Página</i>
y fluvial (Teo R Ig, To Ig, Teo Lac, To Intrusivo, To A-D)	59
– Depósitos continentales de origen fluvio-lacustre de edades diversas desde el Oligoceno (Tn Lac)	67
2.6.6 Lahares (Q Lh) y Aluvión (Q Al)	71
2. 7 Resumen de las edades obtenidas	71
Capítulo 3 Base de datos de edades isotópicas del sur de México <i>Episodios magmáticos del Cretácico Superior y Terciario Inferior</i>	74
3.1 Patrones espacio – temporales del magmatismo del Cretácico Superior y Terciario Inferior en el sur de México	77
Capítulo 4 Eventos de deformación durante el Cretácico Tardío y Terciario Inferior	
4.1 Rasgos tectónicos generales y datos estructurales mesoscópicos de la Plataforma Guerrero Morelos	96
4.2 Geometría, cinemática y edad del acortamiento Laramide en la parte oriental de la PGM	102
4.3 Geometría, cinemática y edad de la deformación del Terciario Inferior	115
4.4 Efectos del evento de deformación del Terciario Inferior	124
4.5 Régimen de deformación durante el Terciario	125
Capítulo 5 Modelos analógicos de la deformación	
5.1 Introducción	128
5.2 Modelos analógicos de la deformación del Cretácico tardío y Terciario inferior del sur de México	129
5.2.1 Construcción del modelo	129
5.2.2 Estructura reológica del modelo y materiales analógicos	132
5.2.3 Comportamiento frágil	134
5.2.4 Comportamiento dúctil	134
5.2.5 Escalamiento de los modelos	136
5.3 Resultados del modelado	
5.3.1 Evolución de la deformación durante la primera fase	139
5.3.2 Evolución de la deformación en la segunda fase	140
5.3.3 Secciones longitudinales	144
5.4 Resumen de los resultados	144

	<i>Página</i>
5.5 Comparación cualitativa de los resultados del modelo con el prototipo natural	
5.5.1 Limitaciones del modelo	<i>146</i>
5.5.2 Comparación con el prototipo natural	<i>147</i>
5.6 Acoplamiento vertical y desacoplamiento en la corteza durante el Cretácico Tardío y el Terciario	<i>151</i>
5.7 Conclusiones de los modelos analógicos	<i>152</i>
Capítulo 6 Discusión de los resultados y modelos de evolución geológica	 <i>154</i>
Capítulo 7 Conclusiones	 <i>163</i>
Referencias	 <i>165</i>

RESUMEN

La zona de la Plataforma Guerrero Morelos en el sur de México está caracterizada por una compleja tectónica desarrollada durante el Cretácico Tardío y Terciario Inferior, asociada con deformación por acortamiento (Laramide) y transcurrencia en la margen pacífica durante el movimiento izquierdo del Bloque de Chortís. Además, los contrastes litológicos entre los bloques involucrados influyeron en la propagación de la deformación. El análisis de los episodios magmáticos y su relación con los eventos de deformación ayudan a documentar la evolución geológica de esta zona entre el Cretácico Inferior y el Oligoceno. La integración de la cartografía geológico-estructural, la información de la base geocronológica existente y nuevos fechamientos, y modelos analógicos de la deformación se utilizaron para inferir tanto la historia geológica de la zona de la Plataforma Guerrero Morelos como las posibles implicaciones para la evolución del sur de México durante el desarrollo de la frontera de placas Norte América y Caribe. Las edades ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenidas integradas con una base de datos del sur de México, definen dos episodios magmáticos: (1) Maastrichtiano-Paleoceno y (2) Eoceno-Oligoceno. De los datos estructurales se infiere que la deformación Laramide en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos comenzó como una flexura litostática y una subsidencia rápida posterior a los 88 Ma, seguida por cabalgamiento con dirección al oriente, y habría finalizado con el retrocabalgamiento de las secuencias del Cretácico Inferior hacia el Maestrichtiano Tardío. Las características estructurales indican que hubo una progresión de la deformación hacia el oriente y el primer cabalgamiento con ese sentido de transporte ocurrió en algún momento posterior al final del Coniaciano (~85.5 Ma). En particular, el espesor de las calizas disminuye hacia el Complejo Acatlán lo que sugiere que este último se encontraba sobre el nivel del mar. Durante el Terciario Inferior, los depósitos sedimentarios de ambiente continental rellenan cuencas limitadas por pliegues y cabalgaduras formadas durante la deformación laramídica. En particular, se infiere que el origen de las cuencas de Copalillo, Atenango del Río y Tuliman está relacionado con el movimiento del complejo Acatlán durante este intervalo de tiempo. Por otro lado, durante el mismo intervalo de tiempo el desplazamiento lateral-izquierdo y la exhumación del terreno Xolapa en el Terciario inferior también afectaron la parte sur de la Plataforma Guerrero Morelos causando el replegamiento de las estructuras a lo largo de ejes este-oeste y vergencia al norte, el levantamiento y el arrastre de los pliegues laramídicos. Este evento de deformación del Terciario Inferior (~57 a ~38 Ma) constituye una fase de deformación diferente del acortamiento Laramide y de la transtensión documentada y posterior al Eoceno. La deformación del Terciario Inferior esta caracterizada en general por rotación antihoraria alrededor de los ejes verticales y efectos de arrastre localizados de las estructuras formadas previamente y de bloques corticales semi-rígidos. En este contexto, se propone que esta deformación puede ser debida a un régimen de desplazamiento de rumbo lateral-izquierdo con una componente de acortamiento durante las etapas iniciales de la transferencia del bloque de Chortís a la placa Caribe. La deformación se distribuye en una amplia zona a lo largo y a ambos lados de la frontera en desarrollo. Además la presencia de un bloque más rígido y de mayor espesor cortical (Bloque Mixteco-Oaxaca-Juárez; MOJ) provoco la propagación de la deformación hacia dentro de la placa en el régimen transpresivo. Dentro de este marco, se realizó una serie de experimentos de modelado analógico para simular el efecto de dos fases de deformación sobre una corteza estratificada dúctil-frágil y con un bloque cortical

de mayor espesor. El bloque cortical de mayor espesor fue construido alternativamente con diferentes materiales para comparar los efectos de la anisotropía mecánica causados por el alto contraste en resistencia y cohesión. Los resultados han permitido la reinterpretación de estructuras clave para entender la evolución geológica del Terciario Inferior en el sur de México. En la interpretación presentada en este trabajo, las estructuras de acortamiento que se observan alrededor del bloque MOJ (en la naturaleza y el modelo) son consistentes con un régimen transpresivo durante Terciario Inferior, y además, interfieren con las estructuras que se formaron durante la primera fase. Además, la propagación de la deformación hacia la zona de la Plataforma Guerrero Morelos se relaciona con contrastes mecánicos de resistencia y la cohesión del bloque MOJ con respecto a la corteza adyacente.

ABSTRACT

The Plataforma Guerrero Morelos area in southern México is characterized by complex tectonic evolution during the late Cretaceous and early Tertiary. Two major tectonic events affected the Pacific margin of Mexico during this time period: shortening associated to the Laramide orogeny and a left-lateral flow regime associated to the displacement of the Chortis Block. Lithological contrasts between involved blocks influenced in the propagation of deformation. The analysis of the magmatic episodes and their relationship with deformational events helped to document the geologic evolution of this area. The integration of geologic and structural cartography, with the information of the geochronological database and new ^{40}Ar - ^{39}Ar dating, and analogue models of deformation was useful to infer the tectonic implications in the geological evolution of Mexico during the development of the limit between North America and Caribbean plates. New and available ^{40}Ar - ^{39}Ar ages define two major magmatic episodes in this area (1) Maastrichtian – Paleocene and (2) Eocene – Oligocene. It can be inferred from structural data that Laramide deformation in the Plataforma Guerrero Morelos began as a flexural response of the lithosphere to shortening and fast subsidence rates after 88 Ma, followed by east-verging thrusting, and ended with the backthrusting during the Maastrichtian of early Cretaceous sequences. The structural characteristics indicate that deformation progressed eastward and the first thrusting in that direction occurred at the end of the Coniacian (~85.5 Ma). Likely, the metamorphic Acatlan complex formed and uplifted block that remained emerged from sea level as is suggested by the thinning of the limestone sequences. In the Tertiary, the sedimentary environment changes from marine to continental in basins restricted to the folds and thrusts formed during the previous Laramide shortening. Furthermore, the origin and deformation of some basins such as Copalillo, Atenango del Rio, and Tuliman, in the northern part of the area is related to vertical movements of the Acatlan complex during the early Tertiary (Paleocene – late Eocene). During this same time interval, a left-lateral regime and the exhumation of the Xolapa complex affected the southern part of the area causing refolding, uplifting and counterclockwise rotation of Laramide structures. This deformation event of the early Tertiary (~57 to ~38 Ma) is considered a different phase from previous Laramide shortening, but also from Eocene transtensional deformation. This deformation event could have been caused by a left-lateral transpressive regime during the transfer of the Chortis block from North America to Caribbean plates. Deformation is distributed on both sides of the developing boundary. The presence of a more rigid and thicker cortical block (Mixteco – Oaxaca – Juarez block; MOJ) influenced the propagation of deformation toward more interne zones of the plate. In order to explain these processes a series of analogue models of deformation was performed. A built-in thicker cortical block was constructed within a two-layer stratified crust; brittle – ductile and deformed in two phases representing Laramide shortening and early Tertiary transpressive regime. The thicker crustal block was constructed alternatively with different materials in order to compare mechanical anisotropy effects caused by contrasts in strength and cohesion. Results permitted the re-interpretation of key structures to understand the geological evolution of southern Mexico in the early Tertiary. In the interpretation presented in this thesis, the shortening structures observed around the MOJ block (in nature and in models) are consistent with a transpressive regime, and affect the structures formed during the first phase. Furthermore, the propagation of deformation to the Plataforma Guerrero

Morelos area is related to strength and cohesion contrasts of the MOJ block with respect to the modeled adjacent crust.

LISTA DE FIGURAS

Página

- Figura 1.**
Relieve sombreado del oeste de la placa de Norte América que muestra la localización del cinturón de pliegues y cabalgaduras con deformación de película delgada (*thin-skinned*) y los bloques levantados (*thick-skinned*) y la posición aproximada de la placa subduciendo horizontalmente durante el Cretácico según Saleeby et al. (2003) y de acuerdo con English et al (2003). Se muestra además, el contexto tectónico actual de la esquina suroeste de la Placa de Norte América y su relación con la frontera de placas Norte América - Caribe. 2
- Figura 2.**
Esquema que muestra la posición relativa del bloque de Chortís con respecto a Norte América en: a) posición hipotética en el Eoceno Inferior y, b) en el presente. Note la posición del bloque MOJ en el sur de México. Redibujado de Moran-Zenteno et al. (1996). 4
- Figura 3.**
División original de terrenos tectono-estratigráficos de México de acuerdo con Campa y Coney (1983). 6
- Figura 4.**
Modelo de elevación digital sombreado del sur de México en donde se muestran las estructuras principales de acortamiento que se observan alrededor y definen aproximadamente la geometría del bloque MOJ. La deformación dentro del bloque no esta considerada. 7
- Figura 5.**
Ubicación del área de estudio. 9
- Figura 6.**
Fronteras de los Terrenos tectonoestratigráficos del sur de México (líneas grises discontinuas) y estructuras mayores (modificado de Campa y Coney 1983; Sedlock et al. 1993). FVTM, Faja Volcánica Trans-Mexicana. Terrenos: G, Guerrero; M, Mixteco; O, Oaxaca; J, Juárez; Ma, Maya; y X, Xolapa. PGM, Plataforma Guerrero Morelos. Estructuras: (1) Sistema de cabalgaduras Teloloapan-Ixtapan de la Sal; (2) Sistema de cabalgaduras Zitlala-Cuernavaca; (3) pliegues laramídicos que muestran evidencias de rotación y re-plegamiento; (4) Cabalgadura de Papalutla; (5) Pliegues en forma de semi-circulo en la Sierra del Tentzo; (6) Falla Oaxaca; y (7) Cabalgadura de Vista Hermosa. A lo largo de la frontera norte del Terreno Xolapa afloran varias zonas miloníticas (Mz), entre las cuales se encuentran la zona de cizalla de Tierra Colorada, TC, y la falla de Chacalapa, Ch. Las líneas discontinuas oscuras muestran las fronteras aproximadas e inferidas del bloque Mixteco – Oaxaca – Juárez (MOJ), mientras que las líneas sólidas muestran las fronteras indicadas por cabalgaduras. 16
- Figura 7.**
Mapa esquemático que muestra las principales unidades litológicas del sur de México (Modificado de Ortega-Gutiérrez et al. 1992; Consejo de Recursos Minerales 2001). GC, Complejo Guichicovi. Las líneas gruesas indican estructuras (fallas) mayores de alcance litosférico. 17

Figura 8.

Mapa geológico simplificado que muestra el área de la plataforma Guerrero Morelos definida por la cobertura de los afloramientos de la Fm. Morelos. Se muestran las estructuras principales que delimitan la plataforma. Hacia el norte, los afloramientos desaparecen debajo de rocas volcánicas del Terciario y depósitos sedimentarios recientes; mientras que al sur los afloramientos se encuentran mejor expuestos. Nótese además la diferencia entre la frontera occidental (Cabalgaduras con orientación norte-sur) y oriental (deformación semicircular imitando la geometría de los afloramientos del complejo Acatlán) de la PGM. Redibujado de Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG (1997).

19

Figura 9.

Mapa geológico-estructural del área de estudio sobre el modelo de elevación digital. Los detalles de esta figura, así como las localidades mencionadas en el texto no se muestran en esta figura pero pueden ser consultados con mayor claridad en el mapa anexo.

29

Figura 10.

Columna estratigráfica compuesta del área de estudio. Las claves de la estratigrafía se explican con detalle en el texto.

30

Figura 11.

Columnas esquemáticas representativas de la Plataforma Guerrero Morelos con las edades de las secuencias del Terciario. Las edades en negritas se obtuvieron en este trabajo. Las otras edades son discutidas con detalle en el texto.

31

Figura 12.

Ubicación de las muestras seleccionadas para su fechamiento por ^{40}Ar - ^{39}Ar , serie CCH. Se muestran además las edades publicadas cercanas al área de estudio. La muestra CH-18 se encuentra ligeramente fuera del área de estudio y corresponde a un intrusivo granodiorítico en la zona de Chiautla.

33

Figura 13.

Diagrama K/Ca, espectro de edad aparente, e isócrona del experimento realizado sobre la muestra CCH-621 (AI-28).

49

Figura 14.

Espectro de edad aparente, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isócrona de dos experimentos realizados sobre la muestra CH-601.

51

Figura 15.

Espectro de edad aparente, e isócrona del experimento realizado sobre la muestra CCH-399.

52

Figura 16.

Espectro de edad aparente, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isócrona de dos experimentos realizados sobre la muestra CCH-786.

54

Figura 17. Espectro de edad aparente, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isócrona de dos experimentos realizados sobre la muestra CCH-264.	56
Figura 18. Espectro de edad aparente, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isócrona de dos experimentos realizados sobre la muestra CH-08.	57
Figura 19. Espectro de edad aparente, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isócrona del experimento realizado sobre la muestra CH-16.	61
Figura 20. Diagrama K/Ca, espectro de edad aparente, e isócrona del experimento realizado sobre la muestra CCH-668 (AI-21).	62
Figura 21. Espectro de edad aparente, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isócrona de dos experimentos realizados sobre la muestra CH-05.	64
Figura 22. Espectro de edad aparente, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isócrona de dos experimentos realizados sobre la muestra CH-14.	65
Figura 23. Diagrama K/Ca, espectro de edad aparente, e isócrona del experimento realizado sobre la muestra CCH-647 (AI-29).	66
Figura 24. Espectro de edad aparente, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isócrona de dos experimentos realizados sobre la muestra CH-15.	68
Figura 25. Espectro de edad aparente, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isócrona de dos experimentos realizados sobre la muestra CH-18.	69
Figura 26. Espectros de edad aparente combinados de las muestras analizadas en este trabajo, exceptuando las muestras CCH-601 y CCH-399. Se omitieron estos espectros debido a que la interpretación del espectro de edad de la muestra CCH-399 solo permite inferir que es mas antigua de 54 Ma, mientras que el espectro de la muestra CCH-601 no presenta una meseta definida y el error en los pasos complica la visualización de los otros espectros. En esta figura se observan los dos grupos de edades que se documentan en el área de estudio: Maestrichtiano-Paleoceno y Eoceno -Oligoceno.	73
Figura 27. Ubicación de las edades compiladas y el método de fechamiento. FVTM, Franja Volcánica Transmexicana.	76

Figura 28.	78
Histograma de frecuencias de las edades compiladas para este trabajo.	
Figura 29.	79
Diagrama de barras que muestra la frecuencia con que ocurren los fechamientos de rocas del sur de México para los intervalos mostrados. (a) Base de edades completa n=370; (b) base de edades excluyendo las muestras del bloque Jalisco n=269.	
Figura 30.	79
Diagrama de barras que muestra la frecuencia con que ocurren los fechamientos de rocas del sur de México en el sub-juego analizado para los intervalos mostrados. (a) Base de edades completa n=236; (b) base de edades excluyendo las muestras del bloque Jalisco n=179.	
Figura 31.	80
Diagrama de edad contra ubicación (longitud) que muestra los patrones espacio-temporales de los episodios magmáticos del sur de México.	
Figura 32.	81
Patrones espacio-temporales de los episodios magmáticos del sur de México, para los intervalos de edad: (a) 130-83 Ma; (b) 83-70 Ma; (c) 70-58 Ma; (d) 58-38 Ma; (e) 38-25 Ma; (f) 25-13 Ma. La zona sombreada corresponde a la Faja Volcánica Trans-Mexicana.	
Figura 33.	82
Ubicación de las edades en el intervalo Maestrichtiano – Paleoceno y su relación con la discontinuidad asociada al Río Balsas.	
Figura 34.	83
Diagrama de edad contra ubicación (longitud) que muestra los patrones espacio-temporales de la base geocronológica, entre los 98 y 100° de longitud oeste, la zona de la Plataforma Guerrero Morelos.	
Figura 35.	85
Relación de los episodios magmáticos con la estratigrafía de la Plataforma Guerrero Morelos. Las claves de la estratigrafía se explican con detalle en el texto.	
Figura 36.	97
Mapa geológico simplificado de la zona adyacente al flanco poniente del bloque MOJ (Terreno Mixteco) en la Plataforma Guerrero Morelos y localización de las cuencas del Terciario Temprano deformadas.	
Figura 37.	98
Modelo de elevación digital del área de estudio; (b) Mapa hipsométrico del área de estudio.	
Figura 38.	
Vista panorámica hacia el noreste viendo desde Tetelcingo de la secuencia del Balsas en la parte central de la Plataforma Guerrero Morelos mostrando los cambios en la inclinación de los estratos que definen un amplio pliegue (a), de la base a la cima afloran las secuencias de las formaciones Tetelcingo, Balsas, y Oapán (b), la secuencia se encuentra cubierta por rocas volcánicas del Oligoceno; (c) ejemplo de la deformación de una	

secuencia volcano – sedimentaria en la cuenca de Copalillo al frente noroeste de la Cabalgadura de Papalutla; (d) vista hacia el oeste en un afloramiento de la carretera de cuota México - Acapulco mostrando un replegamiento en la caliza Cretácica; y (e) estratificación vertical de un conglomerado de edad Paleoceno dentro de un pliegue cerrado en la secuencia de Yanhuitlan. 100

Figura 39. Pagina anterior...

Datos estructurales seleccionados en las unidades cretácicas de la Plataforma Guerrero Morelos. En el mapa se muestran las localidades donde se colectaron los datos. En los estereogramas se muestran las proyecciones estereográficas de algunos pliegues (p) y cabalgaduras (c). 103

Figura 40.

Panorámica de las cabalgaduras en la parte central del área de estudio. (a) Cabalgadura de Tulumán con dirección noroeste-sureste; (b) Cabalgadura del Balsas con dirección este-oeste y vergencia al sur; (c) detalle del anticlinal volcado hacia el sur en el frente de la cabalgadura. 107

Figura 41.

Mapa geológico y estructural de la parte noreste del área de estudio. 108

Figura 42.

Sección geológica interpretada y simplificada que corta la cuenca de Copalillo. La estructura del basamento y la interpretación de la estructura de la Cuenca esta basada en las observaciones de campo y apoyada por los resultados de los modelos analógicos. C.A., basamento metamórfico pre-Cretácico; Ki Cgp Cz, Formación Zicapa del Cretácico Inferior; Ki Cz, Calizas Morelos de edad Albiano - Cenomaniano; Ks Ar Lu, Formación Mezcala del Cretácico Tardío; Ks-Tp Cgp V, Secuencias volcánicas y sedimentarias posteriores a la deformación Laramide. Las líneas punteadas indican estructuras inferidas; las estructuras Laramide se muestran en rojo, mientras que las estructuras del Terciario Inferior se muestran en azul. Parte del desplazamiento de las estructuras Laramide pudo haber ocurrido durante el Terciario. 110

Figura 43.

Ejemplo de las estructuras de acortamiento que afectan a las calizas Morelos en la zona del Río Amacuzac. (b) La estructura general se interpreta como una cabalgadura con vergencia hacia el suroeste en el esquema con los principales marcadores de la estratificación y pliegues. Se observa que la cobertura de calizas cabalgando presenta una deformación menos intensa que la parte por debajo. Este es un rasgo común en la esta zona. 112

Figura 44.

Datos estructurales seleccionados en las unidades del Terciario Inferior, principalmente sedimentarias, de las cuencas en la Plataforma Guerrero Morelos. 116

Figura 45.

Fotografía en escala de afloramiento de los conglomerados terciarios en la cuenca de Tulumán. Se pueden observar discordancias intraformacionales. 117

Figura 46.

Mapa geológico y estructural de la parte central del área de estudio. 119

- Figura 47.**
Sección geológica interpretada y simplificada que corta la parte central del área de estudio en dirección este-oeste. La profundidad del basamento se encuentra interpretada a partir del pozo Huiziltepec (PEMEX 1989) y Zoquiapan (Vélez 1990). Simbología como en la figura 39. 120
- Figura 48.**
Mapa geológico y estructural de la parte suroeste (zona de Chilpancingo) del área de estudio. 122
- Figura 49.**
Sección geológica interpretada y simplificada que corta la parte suroeste del área de estudio en dirección suroeste-noreste. Simbología como en la figura 39. 123
- Figura 50.**
Relación de los eventos de deformación con la estratigrafía de la Plataforma Guerrero Morelos. 125
- Figura 51.**
Aparato motorizado de modelado analógico utilizado para realizar los experimentos: (a) vista con un modelo construido; (b) detalle de los motores. 130
- Figura 52.**
Construcción del modelo: (a) vista tridimensional; (b) vista de planta; (c) sección longitudinal esquemática de los modelos Chortis 02 y 03 y localización de los perfiles; perfiles de resistencia de (d) corteza “normal” modelada, (e) corteza dentro del bloque modelado con arena, (f) sección longitudinal del modelo Chortis 04, y (g) el bloque modelado con arcilla. 131
- Figura 53.**
(a) Modelo de elevación digital del margen continental del sur de México y (b) sección longitudinal idealizada. Los modelos analógicos fueron diseñados para investigar la influencia de un bloque con mayor espesor y rigidez embebido dentro de la corteza frágil. En los modelos la sección fue simplificada suponiendo una estructura estratificada de dos capas frágil-dúctil y una corteza de espesor uniforme. 133
- Figura 54.**
(a) Curvas de flujo en una gráfica log-log para halita (granos de 1 cm de diámetro deformados a una presión confinante de 200 MPa y tasas de deformación de $10^{-13} - 10^{-15} \text{ s}^{-1}$) y diferentes materiales experimentales. La similitud reológica se cumple cuando la forma y la pendiente de la línea que describe el comportamiento de los materiales naturales y del modelo son similares. La línea gris con la etiqueta SC555 indica el material utilizado en los experimentos para simular la corteza dúctil. (b) A la temperatura de los experimentos (295° K) la curva de flujo de SC555 es aproximada a la de la halita, indicando una cercanía al comportamiento newtoniano bajo las condiciones de deformación. Los materiales SGM38 y DC3179 son materiales utilizados en los experimentos de Corti et al. (2003). La gráfica (a) fue modificada de Weijermars y Schmeling (1986) y Corti et al. (2003). 135

Figura 55.

En esta figura y la siguiente se presentan vistas de planta de la evolución de las estructuras de deformación en las dos fases modeladas, en la forma de una tabla de esquemas. Los tres experimentos que se discuten con detalle en este trabajo se presentan como columnas mientras que los pasos progresivos de acortamiento se presentan en los renglones. El área sombreada en los dibujos corresponde a la zona del bloque con mayor espesor cortical. Los símbolos de las estructuras son similares a los de la figura 35.

141

Figura 56.

Vista de planta de la evolución de las estructuras de deformación durante la segunda fase de acortamiento oblicuo; a. o. n.: acortamiento oblicuo neto.

143

Figura 57.

Fotografías de las secciones longitudinales de los modelos discutidos en este trabajo.

145

Figura 58.

Esquema simplificado de los dominios resultantes de la deformación en los experimentos. Las flechas muestran la dirección de la convergencia de las paredes móviles durante las dos fases de deformación progresiva.

146

Figura 59.

Comparación de los modelos con la deformación observada en el sur de México. Las estructuras están basadas principalmente en los trabajos de Campa y Coney (1983), Sedlock et al. (1993), Ortega-Gutiérrez et al. (1999), Elías-Herrera & Ortega-Gutiérrez (2002), Ham-Wong (1981), y los datos de campo obtenidos en este trabajo.

150

Figura 60.

Caricatura que muestra el desarrollo del retrocabalgamiento durante la fase tardía de la deformación Laramide en la parte oriental de la PGM. (a) Durante el inicio del acortamiento la Formación Mezcala se deposita en una cuenca de retroarco, formada por una flexura de la corteza relacionada al acortamiento (Hernández-Romano 1999); durante esta fase el movimiento inverso reactiva posiblemente fallas normales (flechas con relleno en blanco) que exponen el complejo Acatlán en el margen continental. (b) Durante la deformación progresiva el contraste de resistencia entre las rocas sedimentarias de la PGM y las rocas metamórficas del complejo Acatlán provocan el retrocabalgamiento de las primeras. Este tipo de estructuras es típico de una inversión de cuencas (McClay 1992). Los números representan el orden de formación de estas estructuras.

156

Figura 61.

Comparación de los patrones de deformación observados en: (a) modelos analógicos de Cotton y Koyi (2000) y (b) en la parte central del área de estudio. Los modelos fueron diseñados para explicar las deflexiones observadas en cinturones de pliegues y cabalgaduras debido a la presencia de un estrato dúctil en la base. Las deflexiones son causadas por la mayor rapidez y propagación del frente de la deformación en los modelos. En nuestro caso, se infiere que estas deflexiones fueron formadas durante el retrocabalgamiento Laramide y son influenciadas por el menor espesor de los estratos de caliza y la topografía existente.

158

Figura 62.

Caricatura que muestra el modelo hipotético de las fases de deformación: (a)

Acortamiento Laramide durante el Cretácico Tardío que resulto en un amplio cinturón de pliegues y cabalgaduras; (b) durante la Transpresión del Terciario Temprano se formaron nuevas estructuras alrededor del bloque MOJ, rotación en sentido contrario a las manecillas de reloj y las estructuras laramídicas fueron replegadas la rotación alcanza alrededor de 15°. La nomenclatura utilizada es similar a la de la figura 6, excepto Yu, Bloque de Yucatán. También se indica la posición del complejo Xolapa (X) que fue exhumado más tarde. Las flechas indican la dirección de convergencia aproximada entre las placas de Farallón y Norte América tomado de Engebretson et al. (1985); Meschede y Frisch (1998); Bunge y Grand (2000).

161

LISTA DE TABLAS

	<i>Página</i>
Tabla 1. Resumen de las edades $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ obtenidas en este trabajo para la zona oriental de la Plataforma Guerrero Morelos.	35
Tabla 2. Detalles de los resultados del calentamiento por pasos de la muestra CCH-601	53
Tabla 3. Detalles de los resultados del calentamiento por pasos de la muestra CCH-264	55
Tabla 4. Detalles del calentamiento por pasos de las muestras procesadas en el laboratorio de Termocronología del USGS*.	57
Tabla 5. Base de datos de edades para el sur de México.	86
Tabla 6. Características de los experimentos analizados en este trabajo.	132
Tabla 7. Parámetros del modelo y de la naturaleza utilizados en los experimentos.	136

AGRADECIMIENTOS

La culminación de este trabajo fue posible gracias a la ayuda de una gran cantidad de personas que se involucraron en distintas fases del trabajo. Al Dr. Luca Ferrari le agradezco que me haya invitado a colaborar en su grupo de trabajo y la guía y el apoyo para desarrollar esta investigación. A los Drs. Dante Morán Zenteno, Margarita López Martínez, Thierry Calmus, Gustavo Tolson Jones, Susana Alaniz Alvarez y Enrique Cabral Cano les agradezco que fueran sinodales o formaron parte de mi comité tutorial y sus observaciones y sugerencias académicas. Al Dr. Thierry Calmus le agradezco su disposición a revisar el trabajo pre-doctoral.

Quiero agradecer a todas las personas que me ayudaron durante las estancias en el laboratorio de Geocronología del CICESE. A la Dra. Margarita López Martínez por su apoyo para realizar los fechamientos reportados en este trabajo y a su familia por recibirme en su casa. A los técnicos Oc. Susana Rosas, Oc. Victor Moreno, Oc. Victor Pérez y Fis. Miguel A. García agradezco su ayuda durante las horas de separación de minerales y frente al espectrómetro. A mis amigos José Manuel Puig “Yoyo”, Mariana Guevara, Sara Ducoing y Eduardo que hicieron mucho más fácil las estancias en Ensenada. Un agradecimiento especial es para el Dr. Alexander Iriondo que realizó algunos de los fechamientos reportados en el laboratorio del USGS.

Los experimentos de modelado analógico fueron posibles gracias al apoyo del Prof. Piero Manetti del centro CNR en la Universidad de Florencia, Italia. A los Drs. Marco Bonini y Giacomo Corti les agradezco su confianza y que me hayan introducido en el fascinante mundo de los modelos analógicos. Al Prof. Federico Sani y los Drs. Giovanna Moratti, Chiara Dell Ventisette y Domenico Montanari que facilitaron la estancia y el trabajo en el laboratorio.

Una parte importante de esta investigación fue el trabajo de campo durante el cual nacieron muchas de las ideas geológicas presentadas en esta tesis. Quiero agradecer calidamente a todas las personas que me acompañaron o participaron durante las campañas a la Plataforma Guerrero Morelos: Dr. Luca Ferrari, Dra. Dora Celia Carreón, M. en C. Martín Hernández Marín, Ing. Miguel Morales, a la Ing. Norma Cervantes, y a la Dra. Barbara Martiny por sus sugerencias. Agradezco también a los Drs. Roberto Molina y Maya Elrick que me invitaron a participar en una salida de campo a la zona de Chilpancingo.

El tiempo que duró esta investigación recibí un gran apoyo del Centro de Geociencias de la UNAM. Quiero agradecer a todas las personas que trabajan en el Centro y en especial a: Lupita Hernández, Dionisio León, Aarón Gutiérrez, Patty Burgos por su apoyo en los trámites y por su amistad. Don Crecencio Garduño y Juan Tomas Vásquez hicieron láminas petrográficas que se utilizaron para decidir los separados minerales. Juan Manuel López y Emilio Nava por su apoyo para el uso de computadoras e impresoras. Otro agradecimiento especial es para la M. en Geografía Laura Luna del Instituto de Geografía, UNAM, que me ayudó a entender como funcionan los sistemas de información geográfica.

A mis compañeros y amigos del posgrado que estuvieron siempre atentos al desarrollo de mi trabajo y contribuyeron con interminables discusiones y comentarios: Rodolfo Díaz, Martín Hernández, Nacho Navarro, Carlos Vargas, Eloisa Domínguez, Tere Orozco, Lalo Alaniz, Jesús Silva, Soledad Medina “Sol”. Quiero agradecer especialmente a la Dra. Aline Concha Dimas quien me ayudó a revisar parte de este trabajo.

Agradezco a CONACYT por la beca de doctorado y la beca para la estancia en Italia. Además, de CONACYT, los fondos para este proyecto fueron proporcionados por el posgrado de la UNAM, el posgrado de Ciencias de la Tierra, la AGU para la asistencia a un congreso, el Centro de Geociencias, el CICESE (estancia en Ensenada) y el CNR (Italia).

Nada sería lo mismo sin el decidido apoyo en estos años de Dora Carreón y en el último año de Deria Mariana Cerca Carreón, a ellas les dedico este trabajo. Por último quiero agradecer a mis padres Dr. Samuel Cerca García y Profra. Olga Martínez Mandujano, abuelos, hermanos y toda mi familia y amigos que siempre me han apoyado.

CAPITULO 1

Introducción

1.1 Antecedentes

La evolución geológica de México al sur de la Faja Volcánica Trans-mexicana (FVTM) durante el Cretácico Tardío y Terciario Temprano, y especialmente la deformación ocurrida cerca del margen sur de la placa de Norte América durante este periodo, representa un estimulante tema de estudio y debate. Previamente, se han documentado dos eventos tectónicos principales que afectaron una amplia zona del sur de México durante este lapso de tiempo. El primer evento es una deformación progresiva por acortamiento dirigido hacia el este-noreste, que ha provocado el plegamiento y cabalgamiento de las secuencias mesozoicas de cobertura, apilándolas hacia la parte continental. Este primer evento ha sido relacionado por su estilo y edad con la Orogenia Laramide del suroeste de la cordillera Norteamericana (Campa et al. 1976; Campa y Ramírez 1979; Salinas-Prieto et al. 2000; Dickinson et al. 1988). En la Figura 1, se muestra la extensión de la deformación laramídica en la parte occidental de la placa de Norte América. Por otro lado, y a diferencia de la zona al norte de la FVTM en donde la deformación pos-Laramide se caracteriza esencialmente por extensión (Henry y Aranda-Gómez 1992; Nieto-Samaniego et al. 1999), en el sur, el segundo evento de deformación esta caracterizado principalmente por fallas con desplazamiento lateral.

Estos dos eventos tectónicos han deformado una amplia zona dentro de la margen suroeste de la placa de Norteamérica, en el sur de México. Sin embargo, sus relaciones no han sido totalmente esclarecidas hasta la fecha. Por ejemplo, las edades de inicio y de finalización de la deformación laramídica han sido determinadas con precisión en la cordillera norteamericana entre 75 y 35 Ma (Dickinson et al. 1988; Bird 1998) y han sido relativamente bien delimitadas en el noroeste de México con un pico de deformación en el Eoceno (Eguiluz 2000 y referencias citadas en ese trabajo). En el suroeste de México, se ha inferido que el acortamiento comienza con el ahogamiento de las plataformas de carbonatos y el inicio de la sedimentación clástica en la frontera Cenomaniano – Turoniano (Lang y Frierichs 1998; Hernández-Romano 1999). La

sedimentación clástica habría sido disparada por la subsidencia tectónica en combinación con un evento global de elevación del nivel del mar relacionado con el Evento Anóxico Oceánico del Cenomaniano-Turoniano (Hernández-Romano et al. 1997; Hernández-Romano 1999). De esta manera, la sedimentación de tipo clástico de las formaciones Formación Mezcala o Pachivia-Mihuatepec fue contemporánea a la deformación por acortamiento. La mayoría de los autores concuerdan en ubicar el final del acortamiento en el Terciario Inferior (Salinas-Prieto et al. 2000); por ejemplo en la zona de Zongolica unos 700 km al oriente de la Plataforma Guerrero Morelos, la deformación por acortamiento se ha documentado hasta el Eoceno (Meneses-Rocha et al. 1996). Sin embargo, hay también un reporte de edades de rocas volcánicas del Maestrichtiano que indica que el acortamiento terminaría en este tiempo, al menos en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos (Ortega-Gutiérrez 1980).

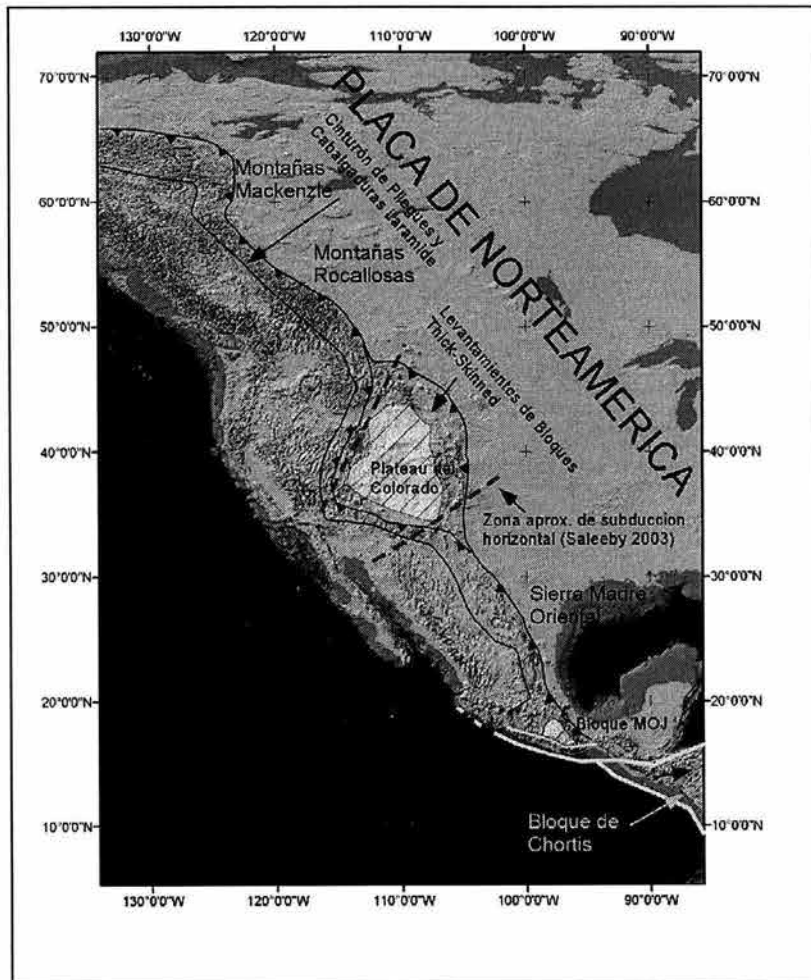


Figura 1. Relieve sombreado del oeste de la placa de Norte América que muestra la localización del cinturón de pliegues y cabalgaduras con deformación de película delgada (*thin-skinned*) y los bloques levantados (*thick-skinned*) y la posición aproximada de la placa subduciendo horizontalmente durante el Cretácico según Saleeby et al. (2003) y de acuerdo con English et al (2003). Se muestra además, el contexto tectónico actual de la esquina suroeste de la Placa de Norte América y su relación con la frontera de placas Norte América - Caribe.

Por otro lado, en las últimas dos décadas se han realizado trabajos geológicos que, desde diferentes puntos de vista, tratan de entender las relaciones entre volcanismo y deformación durante el Terciario en el sur de México (Robinson et al. 1989; Ratsbacher et al. 1991; Riller et al. 1992; Herrmann et al. 1994; Schaaf et al. 1995; Tolson 1998; Morán-Zenteno et al. 1996; Morán-Zenteno et al. 1999; Alaniz-Álvarez et al. 2002; entre otros). La hipótesis más aceptada en la actualidad, y en la que la mayoría de los trabajos concuerda, sugiere que el régimen de deformación lateral-izquierdo que se observa en la mayor parte del sur de México podría estar asociado con el movimiento del Bloque de Chortís, desde su supuesta posición original en el sur de la Placa Norteamericana hacia su ubicación actual en Centroamérica. Dentro de esta hipótesis, el Bloque de Chortís era parte integral de la placa de Norte América durante el Cretácico y la continuidad litológica y estructural, observada por algunos autores, en las rocas del Cretácico Inferior entre México y Centroamérica ha sido utilizada como evidencia para apoyar esta hipótesis (Mills 1998; Rogers et al. 2003).

Durante el Terciario el bloque de Chortís habría sido truncado y desplazado a lo largo de la trinchera actual hacia el sureste, para formar parte de la placa del Caribe en la actualidad (Figura 2). De esta manera, se habría creado un punto triple trinchera-trinchera-transforme con diferencias en la velocidad de convergencia al sur y al norte, lo cual resultó en el desplazamiento hacia el sureste de este bloque cortical (Morán-Zenteno et al. 1996; Tolson 1998; Meschede et al. 1998). Debido a que también se ha observado que las edades de actividad magmática son más jóvenes hacia el sureste, se ha inferido que el arco migró en esa dirección durante el Terciario (Herrmann et al. 1994; Schaaf et al. 1995; Morán-Zenteno et al. 1996). Esta observación de la migración magmática se ha utilizado para reforzar la idea del despegue del Bloque de Chortís y su desplazamiento hacia el sureste para formar parte de Centroamérica (Herrmann et al. 1994; Schaaf et al. 1995; Morán-Zenteno et al. 1996). Durante este proceso, la corteza media fue exhumada en una faja de alrededor de 60 km de ancho (Complejo Xolapa) delimitada al norte por zonas de milonitas (Morán -Zenteno et al. 1996; Tolson 1998). Sin embargo, el inicio de la transferencia del bloque de Chortís de la placa de Norteamérica hacia la placa del Caribe, y la evolución en términos de estilo y extensión espacial de la deformación asociada con este movimiento es un tema que no se ha explicado en su totalidad hasta la fecha. Se han propuesto edades contrastantes para el inicio de esta transferencia y para el desplazamiento del bloque de Chortís, con base en los estudios realizados en la porción sur de la placa Norteamericana. Por ejemplo, Meschede et al. (1998) proponen que el inicio del movimiento lateral-izquierdo se ubica en el Paleoceno (60 Ma), mientras que Schaaf et al. (1995) argumentan que la esquina noroeste

del Bloque de Chortís comenzó su movimiento en el Eoceno Tardío (40 Ma). La geometría de subducción diferente en ambos lados del punto triple habría generado además un pliegue litosférico, que migró con el punto triple y provocó, a su paso, la exhumación del Complejo Xolapa. En la actualidad este pliegue se ubicaría en la zona de Tehuantepec (Tolson 1998) y ha sido reconocido en perfiles sísmicos perpendiculares a la costa, reportados recientemente en la zona de Fractura de Tehuantepec (Guzmán-Speziale 2003).

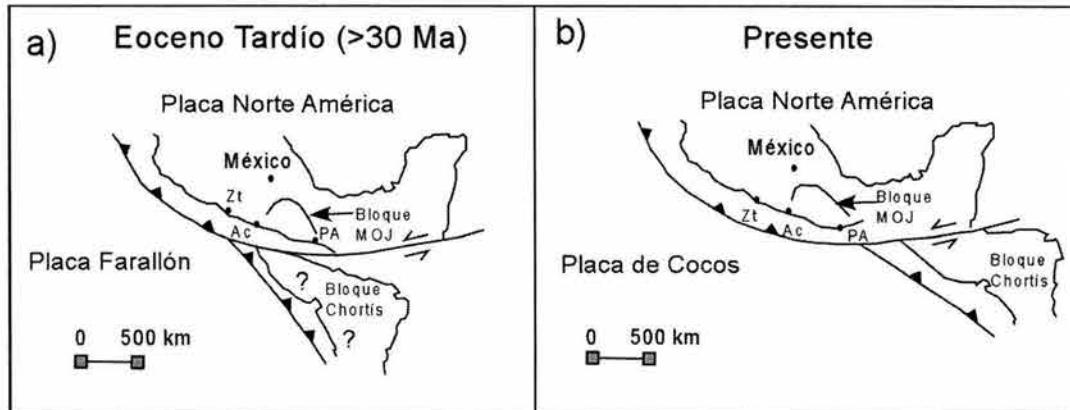


Figura 2.

Esquema que muestra la posición relativa del bloque de Chortís con respecto a Norte América en: a) posición hipotética en el Eoceno Inferior y, b) en el presente. Note la posición del bloque MOJ en el sur de México. Redibujado de Moran-Zenteno et al. (1996).

También recientemente, se ha cuestionado la pertenencia original del Bloque Chortís a la parte sur de México. El argumento principal de esta teoría, presentada por Keppie y Morán-Zenteno (2003) y Morán-Zenteno et al (2003), es la incompatibilidad entre el desplazamiento del bloque de Chortís y el polo de rotación calculado para la placa del Caribe desde el Eoceno. Además, la ocurrencia de una cuenca sedimentaria marina poco deformada en el Golfo de Tehuantepec muestra una historia ligeramente diferente a partir del Turoniano. Esta secuencia se encuentra sólo ligeramente basculada hacia el norte después del Cretácico Superior debido a un levantamiento del margen de la cuenca; y se encuentra afectada por estructuras en flor (¿fallas con desplazamiento lateral-izquierdo?) a lo largo de aproximadamente 150 km paralelos a la costa en su parte norte (Velasquillo-Martínez 2000).

En cualquier caso, se ha observado que a partir del Eoceno Tardío u Oligoceno Temprano, la deformación intraplaca al norte de la zona de cizalla que limita al Complejo Xolapa está repartida en una componente de desplazamiento lateral-izquierdo y otra de extensión (Morán -Zenteno et

al. 1999), que produjo fallas con desplazamiento lateral subparalelas a la trinchera actual. La deformación extensional asociada fue acomodada en gran medida por el magmatismo Terciario (Álaniz-Álvarez et al. 2002), lo que explicaría la ausencia casi total de fallas normales. Este episodio magmático de arco está bien delimitado por la gran cantidad de edades disponibles de las rocas volcánicas, y su correspondencia con el episodio magmático de edad similar en la Sierra Madre Occidental sugiere que estas rocas podrían representar su continuación hacia el sur (Ferrari et al. 1999).

Un factor de gran importancia para el estudio de la deformación y que no ha sido considerado anteriormente en esta zona, es la heterogeneidad cortical existente en términos de litología y espesor. El sur de México está formado por un mosaico de bloques que han sido agrupados y clasificados en terrenos tectono-estratigráficos por diferentes autores (Campa y Coney 1983; Sedlock et al. 1993). Estos terrenos se han reconocido porque presentan características litológicas y tectónicas, observadas en la superficie, diferentes a las de sus vecinos. Las fronteras entre los terrenos son, o se supone que sean, fallas corticales mayores (Campa y Coney 1983). En la Figura 3 se muestra la división original de terreno tectonoestratigráficos propuesta por Campa y Coney (1983). Se muestra sólo como una referencia para localizar zonas que mencionaremos a través del texto (ver capítulo 2).

El bloque formado por los terrenos Mixteco, Oaxaca y Juárez (MOJ) representa el mayor contraste de litología y espesor cortical del sur de México con fronteras relativamente bien definidas (Figura 4). Litológicamente, dentro de este bloque afloran los complejos metamórficos Acatlán y Oaxaqueño del Paleozoico y Precámbrico respectivamente, los cuales fueron unidos tectónicamente en el Pérmico Temprano (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez 2002). De la litología del basamento metamórfico del terreno Juárez se sabe poco, pero trabajos recientes sugieren que podría ser Paleozoico (Consejo de Recursos Minerales 1998, 2001). En cuanto a su espesor cortical, los datos geofísicos disponibles indican que el espesor alcanza un máximo de ca. 45 km en la parte central del bloque cratónico y disminuye progresivamente hacia sus flancos hasta llegar a un mínimo de ca. 28 km en la zona correspondiente al subterreno Zihuatanejo y ca. 30 km en la zona del Istmo de Tehuantepec (Valdés et al. 1986; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz 1996; García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi 1997; Ortega-Gutiérrez et al. 1994; Geolimex Group 1994; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz 1996; Campos-Enriquez y Sanchez-Zamora 2000). Topográficamente, el bloque MOJ se encuentra por arriba de los 2000 m de altura, más alto que los afloramientos de la cobertura mesozoica adyacentes. Esta condición de bloque elevado

corresponde al mayor espesor cortical del bloque cratónico, y es probable que haya prevailecido antes de la deformación laramídica. Las secuencias de cobertura mesozoica se adelgazan hacia los complejos Acatlán y Oaxaqueño, y son particularmente escasas sobre estos últimos; lo que sugiere que el bloque ya se encontraba elevado cuando se depositaron estas secuencias, o bien que fueron erosionadas durante un levantamiento posterior del bloque. Sin embargo, la existencia de extensos depósitos continentales del Cretácico inferior reforzaría más la primera hipótesis.

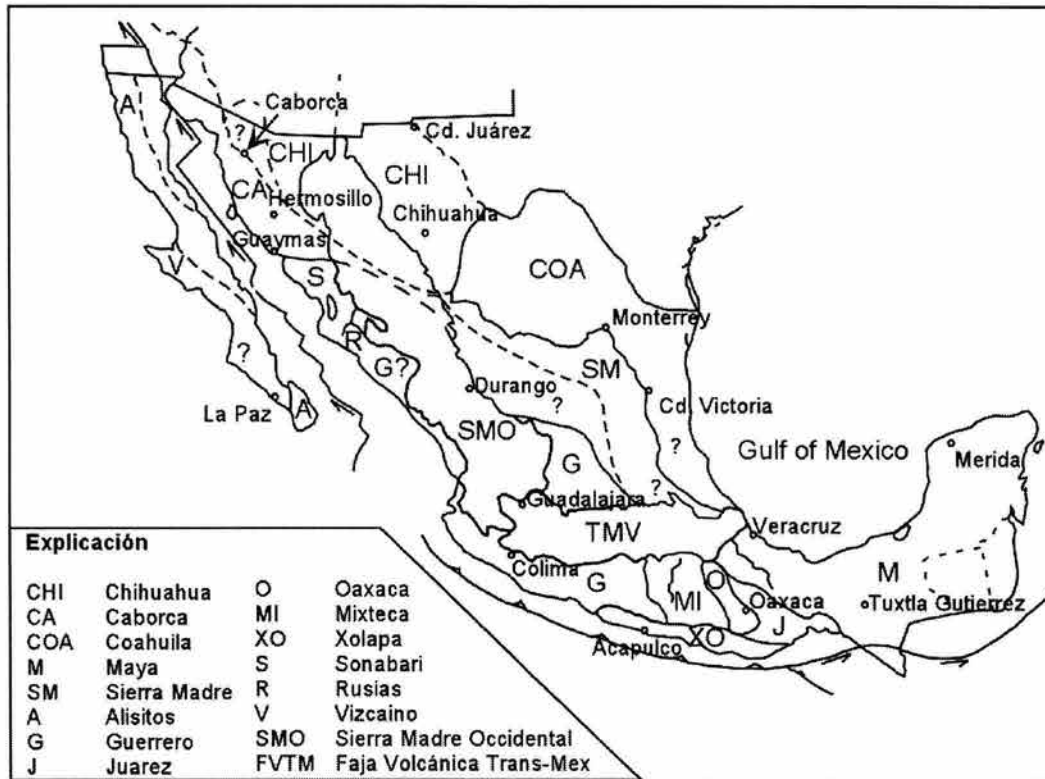


Figura 3. División original de terrenos tectono-estratigráficos de México de acuerdo con Campa y Coney (1983).

Aunque el bloque MOJ presenta discontinuidades y deformación internas, en su conjunto se puede observar que tiene una forma semicircular y está delimitado por estructuras compresivas que afectan a la cobertura mesozoica adyacente. Estas últimas estructuras definen en lo general una geometría de arco con vergencia radial hacia el exterior del bloque e incluyen: 1) pliegues y cabalgaduras con dirección noroeste en la sierra de Zongolica, al oriente de la Sierra de Juárez, la Sierra Cosoltepec y al oeste de la zona de Tehuacan; 2) pliegues y cabalgaduras que definen una

saliente en forma de arco convexo hacia el norte, con vergencia radial hacia el exterior del bloque en la Sierra del Tentzo y; 3) pliegues y cabalgaduras con dirección predominante hacia el noreste y vergencia al noroeste en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos (que de aquí en adelante se abrevia como PGM), entre Izucar de Matamoros y Chilpancingo (anticlinal de Atenango y San Juan de las Joyas). En algunas partes del contacto del bloque con la corteza adyacente, se observa que los complejos metamórficos incluso llegan a cabalgar sobre las secuencias del Cretácico implicando que la deformación ocurrió en el Terciario. Como ejemplo señalamos las cabalgaduras de Papalutla (De Cserna et al. 1980) y Vista Hermosa (Ham-Wong 1981) en los flancos occidental y oriental del bloque MOJ, respectivamente.

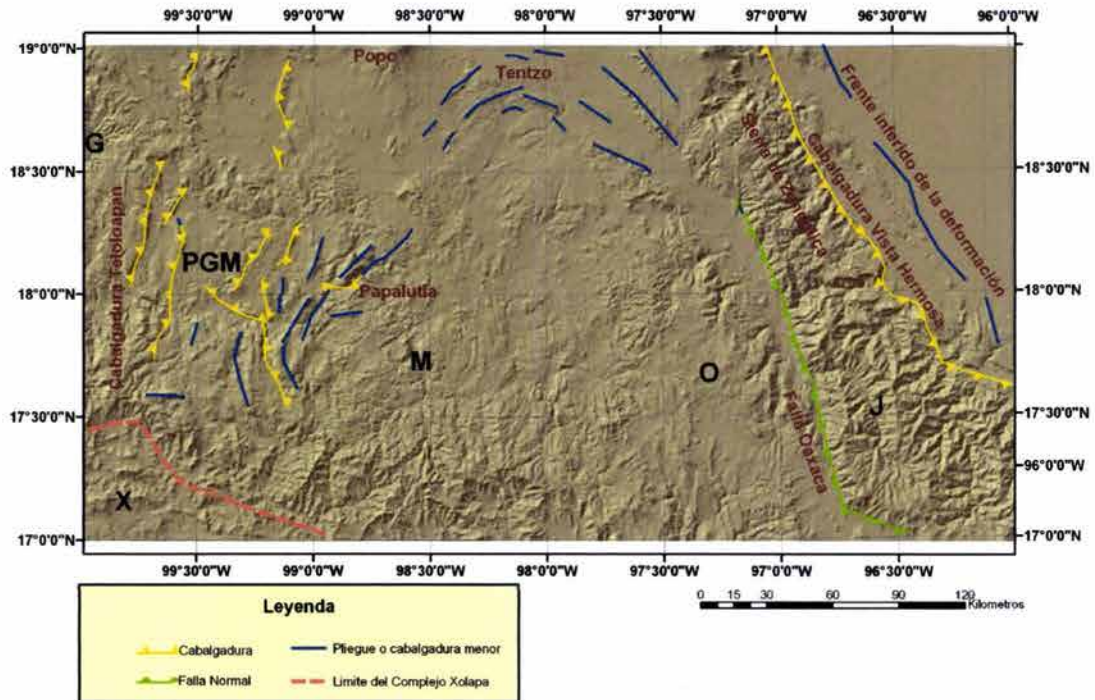


Figura 4.

Modelo de elevación digital sombreado del sur de México en donde se muestran las estructuras principales de acortamiento que se observan alrededor y definen aproximadamente la geometría del bloque MOJ. La deformación dentro del bloque no está considerada.

De esta manera, la deformación alrededor del bloque MOJ representa una anomalía que no tiene una explicación trivial. No puede ser explicada de manera satisfactoria en términos de acortamiento progresivo hacia el oriente (deformación Laramide), ni por la propagación de los esfuerzos aplicados en el límite de placas hacia zonas más internas de la placa durante el régimen transtensivo izquierdo del Terciario.

Este trabajo doctoral se inició como parte de un proyecto más amplio que pretende estudiar la influencia de la heterogeneidad cortical y del levantamiento del bloque MOJ sobre la deformación intraplaca del Cretácico Superior y Terciario Inferior en el sur de México. Para alcanzar este objetivo se analiza la evolución tectónica y magmática en un área adyacente al oeste del bloque MOJ, la PGM, durante el Cretácico Superior y Terciario Inferior.

Los estudios sistemáticos de la estructura en esta amplia zona son escasos y fallan en explicar los complejos patrones de deformación observados en esta área. En este trabajo se presentan nuevos datos geológicos, edades isotópicas y datos estructurales que permiten analizar la historia relativa de los eventos de deformación y la evolución tectónica de una amplia zona de la PGM. También se ha realizado una aproximación por modelos analógicos de la deformación para investigar las complejas relaciones entre el levantamiento del bloque cratónico y el desarrollo de cuencas sedimentarias compresivas alrededor de este, en escala regional. El estudio de los procesos de deformación y los episodios magmáticos que ocurrieron en esta área puede ayudar a dilucidar los efectos del margen del bloque MOJ y a reinterpretar estructuras que son clave para entender la evolución geológica del sur de México. En particular, se reporta por primera vez un evento de deformación transpresiva que ocurrió entre el Paleoceno y el Eoceno Tardío, y que afectó de manera compleja a las rocas de la PGM. Por su estilo e interferencia con los patrones tectónicos anteriores este evento de deformación puede separarse del acortamiento con vergencia al oriente de la tectónica Laramide, que estaría limitada entonces al Cretácico superior. Por último, cabe señalar que en este trabajo se presenta un trabajo de síntesis sobre la historia geológica del área de estudio de manera altamente esquemática y se plantean interrogantes que pueden ser resueltas con trabajos posteriores.

1.2. Área de estudio

La zona de estudio está situada en la margen suroeste de la Placa de Norteamérica. El área de estudio se encuentra localizada al sur de la ciudad de México, entre los 99° 40' y 98° 40' de longitud oeste y 17° 30' y 18° 15' de latitud norte, en la parte oriental de la PGM (Figura 5). La

PGM es un área donde aflora extensivamente una secuencia de rocas carbonatadas del Cretácico inferior, la Formación Morelos (Fries 1960; Hernández-Romano et al. 1997). Se ha diferenciado de la secuencia Vulcano-sedimentaria del Terreno Guerrero, que aflora al oeste, por la ausencia de rocas volcánicas intercaladas con las secuencias sedimentarias de carbonatos del Cretácico (Campa y Coney 1983). El límite tectónico propuesto por estos autores se ubicaría en la cabalgadura Teloloapán (Campa y Coney 1983), aunque en realidad el estilo estructural es similar en ambos lados de la cabalgadura.

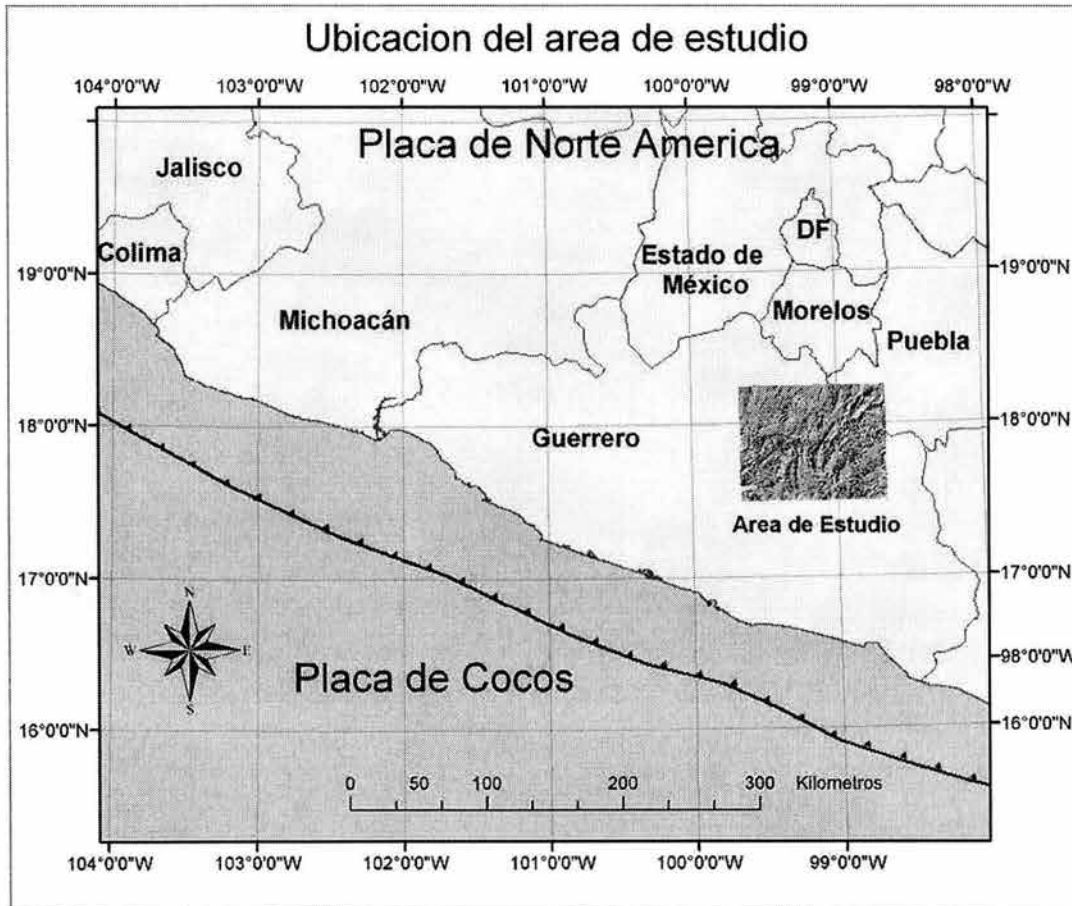


Figura 5.
Ubicación del área de estudio.

Como se mencionó anteriormente, la PGM se encuentra en el flanco poniente del bloque MOJ. En la parte oriental de la PGM, los sedimentos cretácicos de plataforma se encuentran en contacto tectónico con rocas metamórficas del Paleozoico (Complejo Acatlán) a lo largo de la cabalgadura de Papalutla (De Cserna et al. 1980).

Con relación a su litología, en la PGM aflora una secuencia sedimentaria y volcánica que registra de manera casi continua el intervalo de tiempo entre el Cretácico Superior y el Terciario Inferior. Para el Terciario, los episodios volcánicos en el área de estudio permiten la determinación de su edad absoluta y el análisis de las limitantes que imponen a las edades relativas de la deformación. Con relación a su estructura, se observan pliegues y cabalgaduras laramídicas con dirección norte-sur y vergencias hacia el este y oeste. Cerca del límite con el complejo Acatlán, el estilo laramídico característico de estructuras de acortamiento, con ejes verticales con dirección norte-sur, y doble vergencia, que se observa en el oriente del Estado de Guerrero, y en particular en la parte occidental de la PGM, es menos evidente y se observan perturbaciones importantes en la dirección de transporte de la deformación. La consistencia entre la geometría de los afloramientos de las rocas metamórficas Paleozoicas y las estructuras que se observan en esta área es evidente y sugiere que la forma del límite jugó un papel importante en la distribución de la deformación en la parte oriental de la PGM, en los eventos de deformación pos-Laramide. En efecto, la presencia de conglomerados continentales del Cretácico Inferior alrededor de los afloramientos del complejo Acatlán, se utiliza en este trabajo como evidencia de que la geometría de este límite era similar a la actual antes de la deformación Laramide.

Hacia el sur, la PGM está limitada por zonas de cizalla izquierda que ponen en contacto rocas de la corteza inferior y media con las calizas cretácicas de la PGM (Rastbacher et al. 1991; Riller et al. 1992). Los efectos de estas zonas de cizalla en las rocas de la PGM han sido documentados previamente. Mills (1998) sugiere que las brechas de caliza observadas al norte de la zona de cizalla (al sur de Chilpancingo) y en el norte de Honduras son evidencia del rompimiento de una plataforma carbonatada común entre el sur de México y el bloque de Chortís, durante el desarrollo del límite de placas transforme.

De esta manera, la zona de la PGM presenta una evolución geológica compleja pero clave para entender la evolución geológica del sur de México. Específicamente, para analizar cuales son los factores que influenciaron la propagación de la deformación de los límites de placa hacia la intraplaca y de la corteza inferior hacia la superficie. Esto último es particularmente importante pues en el área de la PGM, los eventos tectónicos mencionados anteriormente han quedado impresos y preservados en el registro estratigráfico de la corteza superior en las rocas del Cretácico y Terciario Inferior.

1.3 Objetivo

Este trabajo tiene como objetivo principal analizar la evolución tectónica y magmática de la parte oriental de la PGM durante el Cretácico Tardío y el Terciario Temprano. Para ello, se han documentado y delimitado las edades relativas de deformación en una amplia región del sur de México y se ha llegado a proponer un modelo de su evolución geológica en el marco de la tectónica de placas.

1.3.1 Metas específicas

- Revisión de la estratigrafía regional del área de estudio.
- Análisis de la edad de los episodios magmáticos mediante edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que ayudaran a delimitar la distribución temporal de los eventos tectónicos estudiados.
- Reconstrucción de la geometría y cinemática de la deformación Laramide en la parte oriental de la PGM y su contacto con el Complejo Acatlán.
- Reconstrucción de la geometría, cinemática y edad de la deformación del Terciario.
- Realizar modelos analógicos de la deformación para simular el papel de la heterogeneidad cortical en la evolución estructural de la PGM y la deformación alrededor del bloque MOJ.
- Finalmente, proponer un modelo geológico consistente con la historia geodinámica regional.

1.4 Metodología

Para desarrollar este trabajo se integraron diferentes herramientas que permitieron caracterizar la deformación de las secuencias del Cretácico y Terciario. Para iniciar se utilizaron como base topográfica y cartográfica los siguientes mapas escala 1:50,000 publicados por INEGI; Atenango del Río E14-A89, Chilpancingo E14-C28, Ahuacutzingo E14-D21, Zicapa E14-C19, Chilapa E14-C29, Temalac E14-B81, Olinalá E14-D11, Santa Teresa E14-A88, Xochipala E14-C18; y en escala 1:250,000, Cuernavaca E14-5 y Chilpancingo E14-8.

Como documento preliminar se integró la información cartográfica existente en los mapas 1:50,000 y se realizó una interpretación de las fotos aéreas 1:75,000 disponibles para el área de estudio. La información geológica previa procede en gran medida de las cartas geológicas Chilpancingo y Cuernavaca en escala 1:250,000 editadas por el Consejo de Recursos Minerales (1997 y 1998a), que sintetizan los trabajos anteriores en el área de estudio.

Se realizó una cartografía geológica en escala 1:50,000, y medición de rasgos meso-estructurales a lo largo de transectos estratégicos, pero tratando de cubrir toda la extensión del área. El trabajo de campo incluyó levantamientos estructurales detallados en transectos perpendiculares a las estructuras principales con observaciones en más de 900 estaciones de trabajo y muestreo de rocas para su fechamiento.

Los fechamientos fueron realizados en gran medida en el laboratorio de geocronología de CICESE. Cuatro fechamientos más se obtuvieron en el laboratorio de termocronología del USGS en Denver, Colorado. Una parte de la molienda y separación mineral se realizó en el laboratorio de separación de minerales del Centro de Geociencias. Para este trabajo se utilizó principalmente la metodología realizada en el laboratorio de Geocronología del CICESE, en el cual el autor analizó nueve de las muestras durante estancias de investigación realizadas durante los años de 2000 y 2001.

Se seleccionaron 13 muestras, que fueron trituradas, tamizadas y lavadas con agua destilada y ultrasonido. En este caso se prepararon muestras molidas entre 710 μ y 355 μ (malla -25 + 45). Se prepararon muestras de roca total (Rt), matriz de andesitas (Mtx), plagioclasa (Plag) y biotita (biot).

Los resultados obtenidos se muestran en la sección de la estratigrafía (Capítulo 2). Los errores en las edades de meseta, integrada e isócrona se reportan al nivel 1σ , e incluyen la incertidumbre en el parámetro J. El cálculo de la isócrona se realizó mediante las formulas de York (1969) para ajuste de mínimos cuadrados y una discusión más amplia fue presentada por López-Martínez et al. (2000).

Las muestras fechadas fueron incorporadas a una base de datos de edades isotópicas del sur de México. La base de datos fue analizada para delimitar temporalmente los eventos de deformación regionales.

La información cartográfica fue digitalizada e integrada en un Sistema de Información Geográfica (SIG, ArcView 8.2 de ESRI). Como base topográfica para este trabajo, se obtuvo un modelo compuesto de elevación digital (DEM) a partir de la base de información de elevación digital GEMA (INEGI 1994), con una resolución de malla de 250 m para un modelo regional que comprende el área entre 100° y 96° de longitud oeste y 19° y 16° de latitud norte, y una resolución de 125 m para un modelo que comprende el área de estudio entre los 99° 40' y 98° 40' de longitud oeste y 17° 30' y 18° 15' de latitud norte. El uso de un sistema de información geográfica permitió la actualización dinámica de la cartografía y visualizar de manera general los resultados obtenidos.

Se realizó un análisis geométrico y cinemático de las meso y macro estructuras. La deformación de interés principal en esta tesis ocurrió durante el Terciario inferior, es de magnitud y escala menor que la deformación por acortamiento del Cretácico Tardío, y se encuentra localizada en el margen noroccidental del terreno Mixteco, principalmente se estudio la zona de la Plataforma Guerrero Morelos. Se observan principalmente pliegues abiertos que afectan a las estructuras laramídicas y levantamientos de bloques corticales. Debido a esto, para reconstruir esta deformación se midieron y utilizaron principalmente los planos de estratificación de las unidades del Terciario Inferior involucradas y se realizaron diagramas de polos de estratificación que ayudaron a definir las orientaciones de los pliegues.

Se realizó una serie de experimentos de modelado analógico que simulan dos fases de deformación que afectan un modelo estratificado de la corteza frágil-dúctil con un bloque de mayor espesor y más rigidez, que simula el bloque MOJ. Los experimentos fueron realizados en el laboratorio de modelado analógico de la Universidad de Florencia, Italia. Vale la pena subrayar que estos son los primeros resultados de modelado analógico de la deformación para un caso real mexicano, además el escalamiento (*scaling*) de los modelos pretende simular el caso específico del sur de México en la deformación de edad Cretácico Superior y Terciario Inferior.

CAPITULO 2

Marco Geológico

2.1 Estructura cortical del sur de México

La corteza de México al sur de la Faja Volcánica Trans-mexicana (FVTM) es un mosaico heterogéneo de litologías superficiales y bloques corticales. Basándose principalmente en las diferencias de su historia geológica, estos bloques han sido clasificados usando el análisis de terrenos tectonoestratigráficos (Campa y Coney 1983; Sedlock et al. 1993). La división en terrenos caracterizados por tener un basamento lito-tectónico homogéneo dentro de sus límites (Campa y Coney 1983), ha tenido una buena aceptación implícita o explícita pues explica algunos de los rasgos tectónicos y de distribución de yacimientos minerales distintivos de México, además de que permitió manejar un lenguaje común para designar amplias zonas con características geológicas particulares (Figura 3). En general, la aceptación de esta división en Terrenos ha permitido avanzar en problemas que no podían haber sido resueltos anteriormente; por ejemplo la explicación de la distribución de yacimientos minerales o en la sistematización de la cartografía. Sin embargo, en el caso del sur de México, mucha discusión que se ha generado a partir de esta división “preliminar” de los terrenos ha tenido que ver con el número y nomenclatura de las divisiones, su existencia, su extensión geográfica, secuencias litológicas y actividad magmática, posición paleogeográfica y movilidad, patrones de deformación, edad y mecanismo de acreción, y fallas que los delimitan (Urrutia-Fucugauchi et al. 1987; Urrutia-Fucugauchi 1988; Böhnelt et al., 1989; Ratschbacher et al. 1991; Delgado-Argote et al. 1992; Sedlock et al. 1993; Tolson 1993; Centeno-García et al. 1993; Herrmann et al. 1994; Keppie et al. 1995; Ortega-Gutiérrez et al. 1995; Ortega-Gutiérrez et al. 1999; Elías-Herrera et al. 2000; Cabral-Cano et al. 2000 a y b; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui 2000; Talavera-Mendoza 2000; Salinas-Prieto et al. 2000; Dickinson y Lawton 2001; entre otros).

Una discusión más amplia sobre los terrenos de basamento del sur de México queda fuera de los objetivos de este trabajo. Se considera que cuando comienzan los episodios de deformación que son estudiados en este trabajo, los terrenos de México se encontraban ya en su posición relativa con respecto al núcleo continental (conjunto Mixteco-Oaxaca) de acuerdo con la interpretación de

Dickinson y Lawton (2001), y la placa de Farallón se encontraba subduciendo hacia el este bajo Norte América, a lo largo de la margen continental (Bunge y Grand 2000). Sin embargo, debido a que el área de estudio se encuentra delimitada por la historia geológica y en la zona de frontera de tres terrenos importantes del sur de México, en los siguientes párrafos se delinearán algunas de las características geológicas y problemas que se han observado al definir las fronteras entre los Terrenos Guerrero y Mixteco y Complejo Xolapa. Por ejemplo, los trabajos recientes del sur de México han demostrado que algunas de las divisiones consideradas anteriormente no son tales (i.e. Xolapa – Mixteco o Guerrero – Mixteco). Debido a esto, en este trabajo se prefiere hablar de los terrenos para referirse principalmente a áreas con características geológicas reconocibles y aunque las fronteras no son tan evidentes en todos los casos, este trabajo está basado específicamente en la división de Campa y Coney (1983) (Figura 3).

El mayor espesor de la corteza y su resistencia, son las propiedades relevantes que influyen en la deformación estudiada alrededor del bloque cortical compuesto por los terrenos Mixteco, Oaxaca y Juárez (Figura 4 y 6). De esta manera, los límites de este bloque se infieren en superficie, por debajo de la zona deformada que sirve de contacto entre las rocas metamórficas y la zona adyacente. Debido a esto, en los flancos oeste y norte del bloque, son límites que no corresponden exactamente con los límites de los terrenos propuestos anteriormente. Los argumentos utilizados para definir este bloque son expuestos a continuación.

2.2 El bloque Mixteco- Oaxaca-Juárez

Como se mencionó anteriormente, por su evolución anterior a la orogenia Laramide y sus características geológicas, en este trabajo se considera que el bloque formado por los terrenos Mixteco, Oaxaca y Juárez (MOJ) presenta espesor cortical y rigidez mayor que las regiones adyacentes (Figura 6). Los datos geofísicos disponibles indican que el espesor cortical disminuye desde 45 km en la parte central del bloque (Zona de Oaxaca) hasta 28 km en el norte de Zihuatanejo y 25 km en la zona del Istmo de Tehuantepec (Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora 2000; Valdés et al. 1986; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz 1996; García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi 1997).

La zona de estudio de mayor relevancia para este trabajo es la corteza adyacente al margen poniente de este bloque, en la PGM. Sin embargo, en este apartado es necesaria una discusión sobre la geometría y espesor de este bloque, puesto que esta tiene relevancia al realizar los modelos analógicos de la deformación.

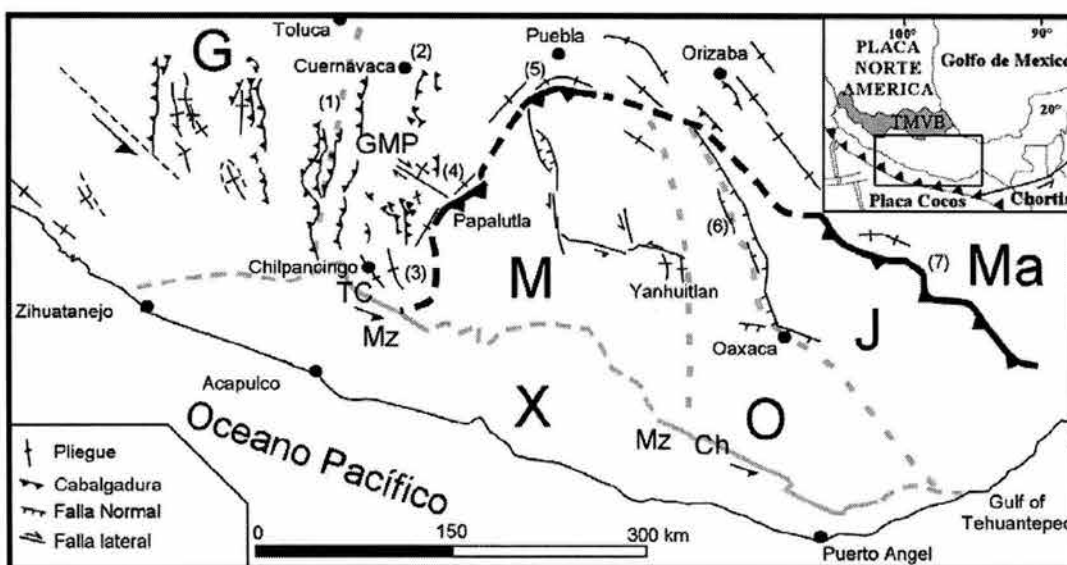


Figura 6.

Fronteras de los Terrenos tectonoestratigráficos del sur de México (líneas grises discontinuas) y estructuras mayores (modificado de Campa y Coney 1983; Sedlock et al. 1993). FVTM, Faja Volcánica Trans-Mexicana. Terrenos: G, Guerrero; M, Mixteco; O, Oaxaca; J, Juárez; Ma, Maya; y X, Xolapa. PGM, Plataforma Guerrero Morelos. Estructuras: (1) Sistema de cabalgaduras Teloloapan-Ixtapan de la Sal; (2) Sistema de cabalgaduras Zitlala-Cuernavaca; (3) pliegues laramídicos que muestran evidencias de rotación y re-plegamiento; (4) Cabalgadura de Papalutla; (5) Pliegues en forma de semi-círculo en la Sierra del Tentzo; (6) Falla Oaxaca; y (7) Cabalgadura de Vista Hermosa. A lo largo de la frontera norte del Terreno Xolapa afloran varias zonas miloníticas (Mz), entre las cuales se encuentran la zona de cizalla de Tierra Colorada, TC, y la falla de Chacalapa, Ch. Las líneas discontinuas oscuras muestran las fronteras aproximadas e inferidas del bloque Mixteco – Oaxaca – Juárez (MOJ), mientras que las líneas gruesas muestran las fronteras indicadas por cabalgaduras.

Se considera que los terrenos Mixteco y Oaxaca tienen el basamento más antiguo que aflora en el sur de México (Figura 7). Estos terrenos están compuestos principalmente de rocas metamórficas Precámbricas o Paleozoicas, y una cobertura volcánica y sedimentaria de edad Jurásica a Terciario inferior (Campa y Coney 1983; Sedlock et al. 1993). Las rocas del Terreno Mixteco registran un evento de colisión continental de edad Ordovícico Tardío – Siluriano Temprano (Orogenia Acatecana) relacionado con el cierre del Océano de Iapetus (Ortega-Gutiérrez et al. 1999). Posteriormente el terreno Mixteco fue suturado con el Terreno Oaxaca de afinidad Grenviliense en el Pérmico Temprano a lo largo de la falla de Caltepec (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez 2002).

Sobre el basamento del Terreno Juárez se conoce poco, pero estudios recientes sugieren que puede ser pre-Mesozoico (Consejo de Recursos Minerales 2001). El límite entre los terrenos

Juárez y Oaxaca es el complejo milonítico Sierra de Juárez que se encuentra alineado aproximadamente norte-sur y que registra desplazamientos con sentido lateral-derecho relacionados con el movimiento hacia el sur del bloque de Yucatán y la apertura del Golfo de México en el Jurásico medio (Álaniz-Álvarez et al. 1996).

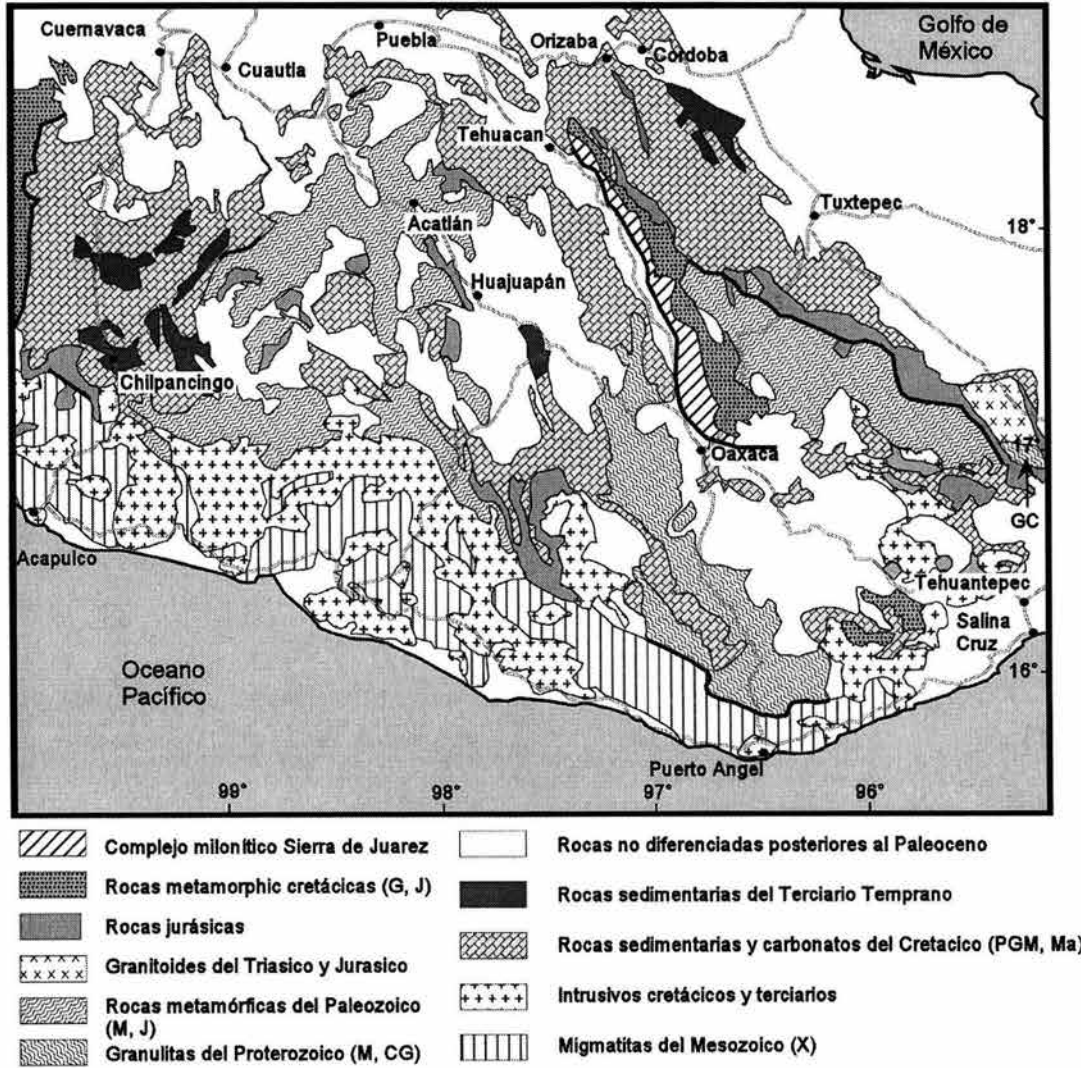


Figura 7.

Mapa esquemático que muestra las principales unidades litológicas del sur de México (Modificado de Ortega-Gutiérrez et al. 1992; Consejo de Recursos Minerales 2001). GC, Complejo Guichicovi. Las líneas gruesas indican estructuras (fallas) mayores de alcance litosférico.

También se ha propuesto que el Terreno Juárez fue una zona de *rift* en el Jurásico (Sedlock et al. 1993, y referencias en ese trabajo). Sin embargo, el volcanismo de edad Jurásico es muy limitado y los mapas publicados recientemente muestran un área de rocas metamórficas Paleozoicas en el núcleo del Terreno Juárez (Consejo de Recursos Minerales 1998, 2001). Además, los protolitos de las milonitas de la Sierra de Juárez son, al menos en parte, similares a las rocas grenvilianas del terreno Oaxaca (Alaniz-Álvarez et al. 1996) y mas aún, rocas de afinidad grenviliana han sido reportadas también en el complejo Guichicovi al sureste del Terreno Juárez (Murillo et al. 1992; Weber y Köhler 1999) (ver Figura 7). Esto sugiere una continuidad de las rocas del basamento al menos entre los terrenos Oaxaca, Juárez y posiblemente con el terreno Maya, donde se localiza el complejo Guichicovi.

Esta idea parece ser apoyada por una sección magneto-telúrica que corta la frontera de los terrenos Oaxaca y Juárez que indica que podrían compartir un basamento similar (Jörding et al. 2000). Por otro lado, el límite oriental actual del Terreno Juárez se ha definido a lo largo de la falla de Vista Hermosa (Ortega-Gutiérrez et al. 1990), hacia donde la corteza correspondiente a la parte oriental del Terreno Juárez y el Terreno Maya se encuentra adelgazada, posiblemente como consecuencia de los procesos de apertura del Golfo de México. Además, sobre una gran parte del terreno Juárez se formó una cuenca rellena con sedimentos mesozoicos que fueron posteriormente deformados por contracción. De esta manera, el límite oriental del bloque MOJ durante el Cretácico es difuso y en este trabajo se prefiere la idea de que al menos una parte del terreno Juárez forma parte del bloque con mayor rigidez.

El límite poniente de este bloque corresponde al contacto entre el basamento deformado y metamórfico (Complejo Acatlán) del terreno Mixteco y las secuencias de carbonatos de la PGM (Figura 8). Hacia el poniente de este límite, afloran rocas volcánicas de arco y calizas de edad Mesozoica, en el Terreno Guerrero y la PGM, además de que la corteza es relativamente más delgada. Finalmente, la geometría del bloque MOJ está limitada por la presencia de un cinturón de pliegues y cabalgaduras que afecta a las secuencias mesozoicas y tiene forma de semi-arco cóncavo hacia el norte que imita de manera aproximada su frontera.

Otra observación importante es que las secuencias de calizas del Cretácico se adelgazan o desaparecen hacia el bloque MOJ. Esto sugiere que el bloque se encontraba emergido, al menos

parcialmente, y representaba una heterogeneidad mayor en el sur de México con fronteras similares a las actuales en el Cretácico Tardío.

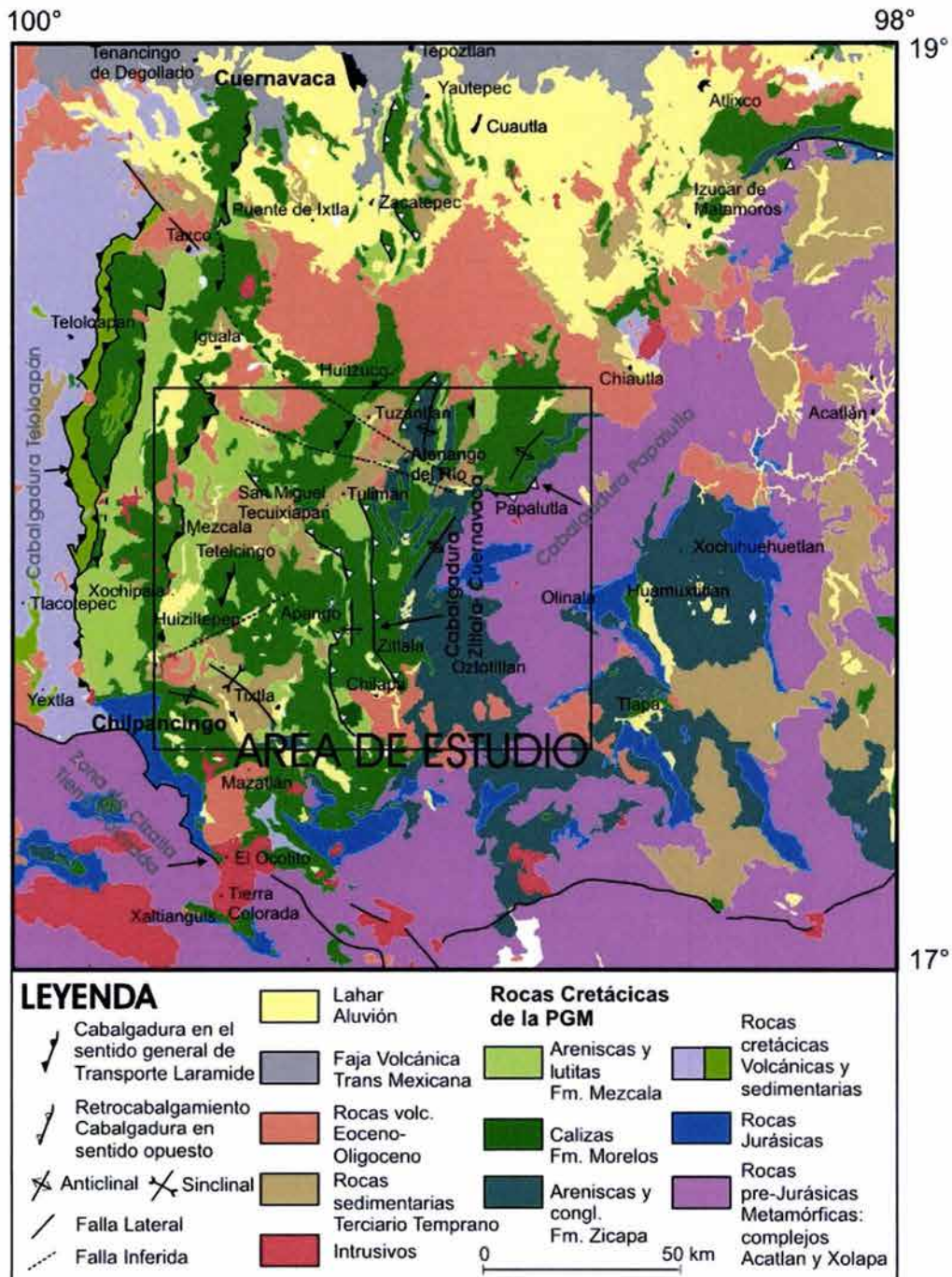


Figura 8. Mapa geológico simplificado que muestra el área de la plataforma Guerrero Morelos definida por la cobertura de los afloramientos de la Fm. Morelos. Se muestran las estructuras principales que

delimitan la plataforma. Hacia el norte, los afloramientos desaparecen debajo de rocas volcánicas del Terciario y depósitos sedimentarios recientes; mientras que al sur los afloramientos se encuentran mejor expuestos. Nótese además la diferencia entre la frontera occidental (Cabalgaduras con orientación norte-sur) y oriental (deformación semicircular imitando la geometría de los afloramientos del complejo Acatlán) de la PGM. Redibujado de Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG (1997).

2.3 La frontera entre los terrenos Guerrero y Mixteco

Una de las fronteras más controvertidas entre los terrenos del sur de México es la frontera entre el Terrero Guerrero y el Terreno Mixteco. Según Campa y Coney (1983), el terreno Guerrero se habría acrecionado o amalgamado hacia el continente al final de Cretácico o principios del Terciario. Estos autores sugieren que el límite de este terreno estaría ubicado en el sistema de cabalgaduras de Teloloapán, un conjunto de estructuras de bajo ángulo que están orientadas norte-sur, con vergencia hacia el oriente, y ponen en contacto tectónico las secuencias de arco volcánico sobre las calizas de la PGM, considerada la cobertura del Terreno Mixteco (Figura 8).

Analizando los trabajos previos se observa que las secuencias del Cretácico en la zona oriental del Terreno Guerrero pueden ser divididas en tres grupos sobreyaciendo un basamento común, pobremente expuesto. Estas secuencias incluyen:

1. Secuencias sedimentarias de ambiente marino con intercalación de rocas volcánicas de edad principalmente del Valanginiano – Hauteriviano (en la zona de Arcelia y Teloloapán);
2. Secuencias sedimentarias marinas con predominancia de carbonatos y rocas volcánicas de tipo arco que se formaron posiblemente en una cuenca intra-arco (Huetamo y Teloloapán) con edades del Aptiano al Cenomaniano; y
3. Depósitos siliciclásticos (de tipo *flysch*) de ambiente marino y lechos rojos continentales con intercalaciones volcánicas y de calizas con edades del Cenomaniano al Maestrichtiano.

La diferencia mas notoria en la historia geológica de la PGM con respecto al Terreno Guerrero durante el Cretácico es la ausencia de rocas volcánicas intercaladas con las calizas de plataforma.

Recientemente se ha argumentado que la cabalgadura de Teloloapán no representa una estructura cortical importante y por ende tampoco la frontera entre los terrenos Guerrero y Mixteco (Lang et al. 1996; Cabral-Cano et al. 2000 a, b) debido principalmente a que rocas de litología, edad y

posición estratigráfica similares aforan en ambos lados de la supuesta frontera. Esta suposición se encuentra apoyada por fechamientos de U-Pb en zircones de intrusivos que han arrojado edades de intersección superior de concordia similares en ambos lados de la cabalgadura implicando que comparten un basamento similar de edad Proterozoico (ca. 960 a 1400 Ma en el granito Tizapa, Elías-Herrera et al. 2000; ca. 1100 en los granitoides de Mezcala, Gilles Levresse comunicación personal). Además, del descubrimiento de una secuencia de rocas volcánicas (Arco de Cascalote) intercalada con las calizas Morelos en la parte oriental de la PGM parece indicar que existen rocas similares a las del Terreno Guerrero en la PGM (Consejo de Recursos Minerales 1996) y se han reportado estratos delgados de rocas volcanoclasticas dentro de la secuencia de calizas de la Formación Morelos, en la Barranca del Tigre (Hernández-Romano et al. 1997). Por último, un perfil magnetotelúrico que cruza la cabalgadura no arrojó un contraste que pueda ser interpretado como un límite cortical (Jörding et al. 2000)

Dos posibles límites fueron discutidos por Sedlock et al. (1993) como alternativas a la cabalgadura de Teloloapán. La primera es la cabalgadura de Papalutla y la segunda es que el límite se encuentre cubierto por la PGM.

Los estudios sistemáticos sobre la edad y estilo de la deformación Laramide en el sur de México parecen soportar la idea de que el Terreno Guerrero y la PGM compartían una historia geológica similar antes de la deformación Laramide (Lang et al. 1996; Cabral-Cano et al. 2000a y b). En el supuesto de que el límite oriental del terreno Guerrero se encontrara por debajo de la PGM éste debería ser anterior al Cretácico y sería muy probablemente reactivado durante la orogenia Laramide. Esta deformación está caracterizada por pliegues y cabalgaduras con ejes verticales orientados en dirección norte-sur y por una dirección general de transporte tectónico hacia el este-noreste. Hacia la parte oriental del Terreno Guerrero y en toda la extensión de la PGM, es evidente la presencia de sentidos opuestos en la dirección del transporte tectónico (Salinas-Prieto 1994; Salinas-Prieto et al. 2000). Las estructuras principales son cabalgaduras que ponen en contacto tectónico rocas más viejas sobre rocas jóvenes y enmascaran posibles cambios de facies en las unidades litológicas.

En este contexto, la interpretación del Terreno Guerrero como un arco de islas con una paleogeografía lejana y acrecionado durante el Cretácico Tardío – Terciario Inferior (deformación Laramide) al México continental (Campa y Coney 1983) necesita ser revisada e incorporar nuevos datos para mejorar el entendimiento de la evolución geológica del suroeste de México.

2.4 La frontera con el Complejo Xolapa

Otra frontera que tiene relevancia para este trabajo, es la frontera norte del terreno Xolapa (Campa y Coney, 1983). El Terreno Xolapa está compuesto por un complejo metamórfico de orto-gneises de alto grado y para-gneises además de migmatitas (Ortega-Gutiérrez 1981) y un gran número de intrusivos; mejor conocido como Complejo Xolapa (Herrmann et al. 1994) o terreno Chatino (Sedlock et al. 1993). En este trabajo se utiliza de aquí en adelante el nombre de Complejo Xolapa. Aflora en un cinturón de menos de 60 km de ancho alineado a la costa del Pacífico, desde Zihuatanejo hasta Salina Cruz aproximadamente (Figuras 6 y 7). Este cinturón corta abruptamente el patrón litológico y tectónico, pues expone rocas de la corteza media con intrusivos de diferentes edades, a lo largo de una banda orientada noroeste-sureste que rompe el estilo estructural norte-sur que contrasta con el que se observa al norte. El estudio de este complejo cinturón metamórfico en las últimas dos décadas ha llevado a desechar la hipótesis de que se trate de un terreno con una paleogeografía lejana y que fue acrecionado al continente. La teoría más aceptada es que se trata de un arco magmático formado *in situ* en el Mesozoico, y que continuó hasta el Cenozoico (Herrmann et al. 1994; Schaaf et al. 1995; Morán-Zenteno et al. 1996). En el Cretácico también se formaron gneisses posteriormente exhumados y actualmente expuestos en el Complejo Xolapa (Herrmann et al. 1994; Ducea et al. 2003). Es muy probable que los protolitos de las rocas metamórficas del Xolapa sean rocas grenvilianas y paleozoicas de los terrenos Oaxaca y Mixteco (Ortega-Gutiérrez 2003). De esta manera, el Complejo Xolapa registraría la deformación lateral-izquierda distribuida sobre el margen de la placa de Norteamérica relacionada con el movimiento de rumbo de la Placa Caribeña.

Sobre el límite al norte del Complejo Xolapa se conoce poco, pues sólo zonas selectas de esta frontera han sido analizadas con detalle, debido a la vegetación que cubre los afloramientos. Una de las zonas más estudiadas es la zona de Tierra Colorada, al sur de Chilpancingo (Figura 8), que se encuentra caracterizada por milonitas y rocas cataclásticas que indican un movimiento oblicuo de cizalla izquierda (Riller et al. 1992; Ratsbacher et al. 1991; Meschede et al. 1997). Se considera que la milonitización en esta zona ocurrió entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno – Eoceno (Riller et al. 1992; Ratsbacher et al. 1991; Herrmann et al. 1994; Morán-Zenteno et al. 1999). Además, se ha interpretado que el desplazamiento lateral-izquierdo es consecuencia de la convergencia oblicua entre las placas de Farallón y Norteamérica (Riller et al. 1992). La deformación extensional que acompañó al desplazamiento lateral-izquierdo se asocia al

levantamiento del Complejo Xolapa durante y posterior al episodio de magmatismo Eoceno-Oligoceno (Morán-Zenteno et al. 1996, 1999)

Por otro lado, en la zona de Chacalapa cerca de Puerto Ángel, también se encuentran milonitas y rocas cataclásticas que registran un régimen de deformación transtensional; Tolson (1998) considera que la milonitización ocurrió entre 29 y 23 Ma. De esta manera, la frontera al norte del Complejo Xolapa ha sido interpretada en términos de fallas con movimiento lateral-izquierdo y una componente normal, al menos desde el Eoceno Tardío asociada con un episodio de magmatismo intenso (Ratsbacher et al. 1991; Riller et al. 1992; Morán-Zenteno et al. 1996; Meschede et al. 1997; Tolson 1998). Sin embargo, el reconocimiento de que rocas consideradas anteriormente parte del Complejo Xolapa podrían ser en realidad rocas de los terrenos Mixteco y Oaxaca con mayor deformación y metamorfismo (Ducea et al. 2003; Ortega-Gutiérrez 2003), plantea nuevas interrogantes sobre la extensión reportada originalmente de este terreno e implica que las zonas de milonitas y rocas cataclásticas no representan necesariamente una frontera entre terrenos.

Basados en estudios geotermobarométricos varios autores han propuesto que las rocas del Complejo Xolapa registran una exhumación que ocurrió con gran velocidad y que fue calculada entre 13 y 20 km (Morán-Zenteno et al. 1996; Tolson 1998). Aunque se piensa que la exhumación fue causada por el régimen transtensional a partir del Eoceno – Oligoceno (Morán-Zenteno et al. 1996; Tolson 1998), su edad no se encuentra bien establecida (Shoemaker et al. 2003). Por otro lado, las rocas volcánicas oligocénicas que afloran en la parte sur de la PGM, en la zona adyacente al Complejo Xolapa, se encuentran deformadas por fallas con desplazamiento lateral principalmente y su componente normal es pequeña. Se esperaría que estas rocas registraran una deformación extensional más intensa de manera consistente con esta interpretación. Tampoco hay acuerdo sobre la interpretación cinemática de las fallas que controlaron la exhumación, pues mientras que en los trabajos mencionados anteriormente (Ratsbacher et al. 1991; Riller et al. 1992) se muestran fallas normales, la cartografía geológica reciente del Consejo de Recursos Minerales muestra cabalgaduras con vergencia al norte, al menos en la zona de Tierra Colorada - Chilpancingo.

2.5 Antecedentes y generalidades sobre la PGM

El término Plataforma Guerrero-Morelos (PGM) ha sido utilizado informalmente para designar un área caracterizada por afloramientos extensivos de calizas depositadas en un ambiente de

plataforma marina de la Formación Morelos (Fries 1960; Hernández-Romano et al. 1997). La zona de la PGM se extiende en una banda con dirección aproximada norte – sur, de poco más de 170 km de largo y aproximadamente 80 km de ancho en su parte más angosta (Figura 8). Hacia el norte de Cuernavaca, las rocas Cretácicas de la PGM desaparecen por debajo de las rocas volcánicas de la Faja Volcánica Transmexicana, mientras que al sur de Chilpancingo la PGM termina abruptamente donde las calizas de la plataforma se encuentran en contacto tectónico con rocas de la corteza media (Complejo Xolapa). Como se observa en la actualidad, los flancos laterales de la PGM son cordilleras levantadas por sistemas de cabalgaduras con vergencia diferente y casi opuesta. Hacia el oeste, la cabalgadura de Teloloapán con dirección norte-sur y vergencia hacia el este-noreste, pone en contacto las rocas de la PGM con rocas volcánicas del Cretácico Inferior (Campa y Coney 1983). El mismo arreglo de cabalgaduras con orientación norte-sur se observa también dentro del área de la PGM en su mitad poniente. Al sureste y este de la cabalgadura de Papalutla, las rocas que afloran son principalmente metamórficas del complejo Acatlán con una cubierta de rocas Jurásicas, restos aislados de calizas del Albiano y rocas del Terciario (De Cserna et al. 1980). La cabalgadura de Papalutla es una estructura con orientación general noreste-suroeste y vergencia hacia el noroeste; de esta manera, el límite oriental de la PGM se encontraría delimitado de forma general por los afloramientos del complejo Acatlán.

El basamento regional consiste de rocas metamórficas del Paleozoico (Complejo Acatlán; Ortega-Gutiérrez 1978). Este basamento aflora en la parte más oriental del área de estudio y se encuentra cubierto por secuencias volcánicas y sedimentarias de edad Jurásico, que no afloran en el área de la PGM. Estas rocas incluyen al Grupo Tecocoyunca, sedimentos siliciclásticos, y las formaciones Cualac (Guzmán 1950), conglomerado de cuarcita, e Ignimbritas Las Lluvias (Corona-Esquivel 1983). De esta secuencia fueron fechadas mediante el método de K-Ar muestras de ignimbritas y lavas andesíticas y basálticas que arrojaron edades del Jurásico al Cretácico temprano (181, 176, 165, 147 y 143 Ma; Martínez-Keem 1986, *en* García-Díaz 1999), aunque no se encuentra reportada su localización exacta. Las lavas básicas se encuentran ligeramente metamorfoseadas y afloran principalmente en el área de Mitlalingo (Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997). A partir del Cretácico Inferior, el área cubierta por la PGM está caracterizada por rocas sedimentarias depositadas en ambientes marinos y continentales, las intercalaciones de rocas volcánicas y sedimentarias ocurren principalmente en el Terciario. Desde el Neocomiano y hasta principios del Albiano, se depositaron potentes espesores de lechos rojos, especialmente conglomerados, (Fm. Zicapa) con algunas lavas basálticas intercaladas que se observan principalmente en la zona cercana al complejo Acatlán, en

lo que se interpreta como el borde del continente (Salinas-Prieto 1986). La edad asignada mediante el método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ a estas lavas es de 125 ± 2 Ma (Fitz-Díaz y Campa-Uranga, 2002). Con base en escasos afloramientos de evaporitas (Anhidrita Huitzucó), cuya relación con otras unidades no se encuentra bien determinada, pero se ubica bajo las calizas Morelos, se ha interpretado un ambiente de *sabkha* en la transición entre una planicie costera al oriente (Fm. Zicapa) y una plataforma abierta de carbonatos al occidente (Fm. Acahuizotla) durante este periodo de tiempo (de Cserna et al. 1980; Salinas-Prieto 1986; Hernández-Romano et al. 1997). Durante el Albiano - Cenomaniano, el depósito estuvo caracterizado por sedimentos de carbonatos en un ambiente de Plataforma abierta hacia el poniente (Fries 1960; Hernández-Romano et al. 1997). Las condiciones de subsidencia que prevalecieron a partir del Albiano permitieron el depósito prácticamente no interrumpido de más de 1000 m de calizas (Hernández-Romano et al. 1997). Esta condición fue finalmente interrumpida hacia el final del Cenomaniano cuando la plataforma fue sumergida por los efectos combinados de un evento anóxico global y el aporte de sedimentos clásticos terrígenos presumiblemente provocado por el levantamiento Laramide (Hernández-Romano et al. 1997). Durante la orogenia Laramide los potentes depósitos de ambiente marino de la Formación Mezcala y sus cambios de facies son consistentes con el desarrollo de una cuenca de antepaís cerrada hacia el poniente y una alta tasa de subsidencia (Hernández-Romano et al. 1997). Hacia el final del Cretácico e inicios del Terciario, el ambiente de depósito cambió de marino a continental de forma abrupta en el poniente y de forma gradual hacia la parte oriental de la PGM. Las evidencias paleontológicas indican que algunos afloramientos de depósitos marinos costeros asociados con la Formación Mezcala alcanzarían una edad del Maestrichtiano Inferior en el extremo noreste de la PGM (Perrilliat et al. 2000). En todo caso, hacia finales del Maestrichtiano (~67 Ma) se encuentran evidencias de un primer episodio magmático de importancia durante el cual se emplazaron cuerpos intrusivos (Meza-Figueroa et al. 2003; González-Partida et al. 2003) que cortan fallas inversas en la parte oeste de la PGM, y rocas volcánicas asociadas con este episodio en la zona del Río Mezcala cerca de Tetelcingo (Ortega-Gutiérrez 1980). Durante este tiempo la zona emergió sobre el nivel del mar y se depositaron potentes estratos de conglomerados continentales posiblemente desarrollados en las cuencas intramontana y ríos en los sinclinatorios formados durante la deformación anterior. A finales del Eoceno y principios del Oligoceno comenzó otro episodio magmático, distribuido en toda la Sierra Madre del Sur y que está representado por intrusivos, lavas de composición riolítica y en menor grado andesítica, además de ignimbritas (Morán-Zenteno et al. 1999; Martiny et al. 2000). Este episodio coincide aproximadamente en edad con la expulsión en gran cantidad de ignimbritas de la Sierra Madre Occidental al norte del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, por

lo que se ha interpretado como continuación al sur de este arco (Ferrari et al. 1999; Ferrari et al. 2002). Entre estos dos episodios magmáticos importantes, las secuencias de rocas son principalmente sedimentarias continentales con algunas lavas y diques cortando la secuencia en diferentes niveles y se agrupan dentro de la Formación Balsas y otras formaciones nombradas localmente (De Cserna et al. 1980). En el área de estudio, las rocas volcánicas de este episodio magmático se encuentran distribuidas principalmente en la zona de Zumpango, Chilapa, Tuzantlán y Santa Bárbara. Hacia el sur de la PGM, las calizas de plataforma se encuentran formando potentes espesores de conglomerados en el contacto con rocas de la corteza media, lo que ha sido interpretado como una exhumación del Complejo Xolapa, asociado al desplazamiento del Bloque Chortís (Morán-Zenteno et al. 1996; Mills 1998). Mills (1998) reporta que la estratigrafía del Mesozoico en el norte de Honduras es similar a la de México y que posiblemente el rompimiento de una plataforma continua entre México y el bloque de Chortís provocó la presencia de brechas y conglomerados en ambos lados del rompimiento. Finalmente, es probable que el levantamiento tectónico de bloques estructurales y la exhumación del Complejo Xolapa hayan causado además una reorganización de la sedimentación en la zona.

En cuanto a su geología estructural, posterior a la deposición de las calizas Morelos, la PGM esta caracterizada por pliegues y cabalgaduras producto del acortamiento dirigido hacia el este-noreste durante el Cretácico Superior (De Cserna et al. 1980; PEMEX 1989; Salinas-Prieto et al. 2000). Este acortamiento ha sido interpretado anteriormente como consecuencia de la acreción y amalgamación del terreno Guerrero hacia el continente (Campa y Coney 1983; Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997) o asociado con el cinturón de deformación de la Sierra Madre Oriental (De Cserna et al. 1980). Como se menciono anteriormente, por su similitud en edad y estilo se ha asociado a la deformación Laramide de la cordillera Norteamericana (Salinas-Prieto et al. 2000). En su mitad poniente la estructura de la PGM esta constituida por un cinturón de pliegues y cabalgaduras con orientación consistente norte-sur y vergencia general hacia el E-NE, aunque también se observan estructuras con vergencia opuesta (Salinas-Prieto et al. 2000). En su mitad oriental, los patrones laramídicos se observan claramente perturbados, los pliegues y cabalgaduras presentan orientaciones entre el noroeste-sureste y noreste-sureste y vergencias en sentidos opuestos. Particularmente, se ha reportado la presencia de un anticlinorio complejo en forma de abanico, que rompe el patrón estructural dominante al frente de la cabalgadura de Papalutla (Anticlinorio de Huixastla-Tuzantlán, De Cserna et al. 1980; Anticlinorio de San Juan de las Joyas, Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997). La deformación compleja observada en esta área fue interpretada por De Cserna et al. (1980) como provocada por la

presencia de una secuencia evaporítica que actuó como superficie de despegue (*décollement*), y la concordancia entre los pliegues con dirección noreste-suroeste con la geometría del basamento metamórfico indicaría la importancia del papel que este último desempeño posteriormente durante la deformación. En esta misma zona, la cabalgadura de Papalutla es la estructura más importante pues involucra al basamento y conforma el límite oriental de la PGM. Según De Cserna et al. (1980), se puede especular que esta estructura afecta a rocas cretácicas plegadas previamente y por lo tanto sería una estructura terciaria. El mismo autor considera que esto es mecánicamente difícil de explicar considerando un régimen de deformación extensional prevaleciente durante el Terciario. De forma evidente, la cabalgadura de Papalutla marca un cambio abrupto en edad y litología entre la PGM del Cretácico y el complejo Acatlán del Paleozoico, y su estilo de deformación NE-SW pareciera afectar tanto a los pliegues laramídicos como a rocas terciarias. Un evento de deformación por acortamiento en el Terciario fue reportado por Campa (1998) para amplias zonas del sur de México, aunque en ese trabajo no se ubican con precisión las limitantes de edad y se sugiere que este episodio estuvo activo durante el Mioceno y hasta el presente. En este trabajo se intenta probar la hipótesis de que existe un evento no reportado anteriormente que es esencialmente transpresivo y se ubica en el Terciario Inferior.

En los mapas estructurales de la zona de estudio (PEMEX 1989; Meneses-Rocha et al. 1994; Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997) se observa que en la parte sur de la PGM dominan los pliegues con dirección noroeste-sureste y con vergencia al noreste. Estos pliegues muestran una diferencia importante con respecto a los pliegues laramídicos que no ha sido explicada previamente. Entre estos pliegues sobresale un gran pliegue sinclinatorio de forma “semicircular” alrededor de Chilapa (Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997), que cambia su dirección noreste-suroeste por noroeste-sureste al sur de Chilapa, además de que la estratificación de las calizas se vuelve vertical cerca del contacto con las rocas de la corteza media del Complejo Xolapa. Otro sinclinatorio importante es el pliegue (también llamado fosa) de Chilpancingo, el flanco sur de esta estructura se encuentra afectado por pliegues recostados al noreste y un cabalgamiento de rocas del Complejo Xolapa reportado por el Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG (1997).

Resumiendo, de los trabajos previos se pueden interpretar de manera esquemática dos episodios tectónicos importantes afectaron la zona de la PGM: la deformación laramídica, del Cretácico Superior a Eoceno; y el movimiento lateral-izquierdo del Terciario a partir del Eoceno Tardío al Mioceno. También se ha delineado anteriormente la posibilidad de acortamiento en el Terciario

que no puede ser fácilmente explicado por ninguno de estos dos eventos. Los patrones estructurales regionales observados en las cartografías previas indican una faja de deformación compleja de forma “semicircular” alrededor de los afloramientos del basamento metamórfico, que sugieren que la geometría y el desplazamiento del basamento influyeron en esta deformación. Por otro lado, las edades disponibles a la fecha sugieren que existe un episodio magmático en el Eoceno Tardío – Oligoceno asociado a fallas con desplazamiento lateral y una menor componente de extensión. También se delinea otro episodio magmático en el Maestrichtiano – Paleoceno cuya magnitud y control estructural no se conocen y que marcaría el final de la deformación Laramídica.

2.6 Estratigrafía regional propuesta a partir del trabajo de campo

En este trabajo se presenta la cartografía geológica y estructural de la zona oriental de la PGM, en un área comprendida entre 99° 40' y 98° 40' de longitud oeste y 17° 30' y 18° 15' de latitud norte (Figura 9). Se realizó una cartografía geológica en escala 1:50,000 apoyada por los mapas geológicos previos (principalmente: De Cserna et al., 1980; Consejo de Recursos Minerales, ERCT-UAG. 1997 y Consejo de Recursos Minerales, 1998a) y con alrededor de 900 estaciones de verificación en campo.

Para ello, se definieron 14 unidades litoestratigráficas que se incluyeron en la cartografía y fueron divididas en secuencias pre-Mesozoicas, Mesozoicas y Terciarias (Figura 9). Debido a que el objetivo de este trabajo es documentar la evolución geológica de la zona durante el final del Cretácico y el inicio del Terciario, la litología y descripción de los afloramientos pre-Mesozoicos y Jurásicos que afloran al oriente del límite del Complejo Acatlán fue en gran parte compilada de los trabajos previos y se prestó mayor atención a cartografiar las unidades del Mesozoico y Terciario que aforan al poniente de este contacto. Las unidades litológicas y estructuras dentro del polígono que delimita el complejo Acatlán y en menor medida del área de la PGM, fue retomada principalmente de los mapas publicados por el Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG (1997) y Consejo de Recursos Minerales (1998a). En particular, la estratigrafía del Mesozoico y especialmente del Cretácico ha sido estudiada ampliamente en el área de estudio y sobresalen entre muchos otros, los trabajos de Fries (1960) y De Cserna et al. (1980). En la década de los ochentas y noventas se llevaron a cabo diferentes trabajos sobre la estratigrafía del Cretácico en esta zona. Todos estos trabajos fueron ampliados, discutidos y sintetizados en los trabajos de Hernández-Romano et al. (1997) y Hernández-Romano (1999) que han establecido las relaciones

estratigráficas y cambios de facies entre las cuatro unidades más importantes de este periodo, las formaciones Zicapa, Morelos, Cuautla y Mezcala (Figura 10).

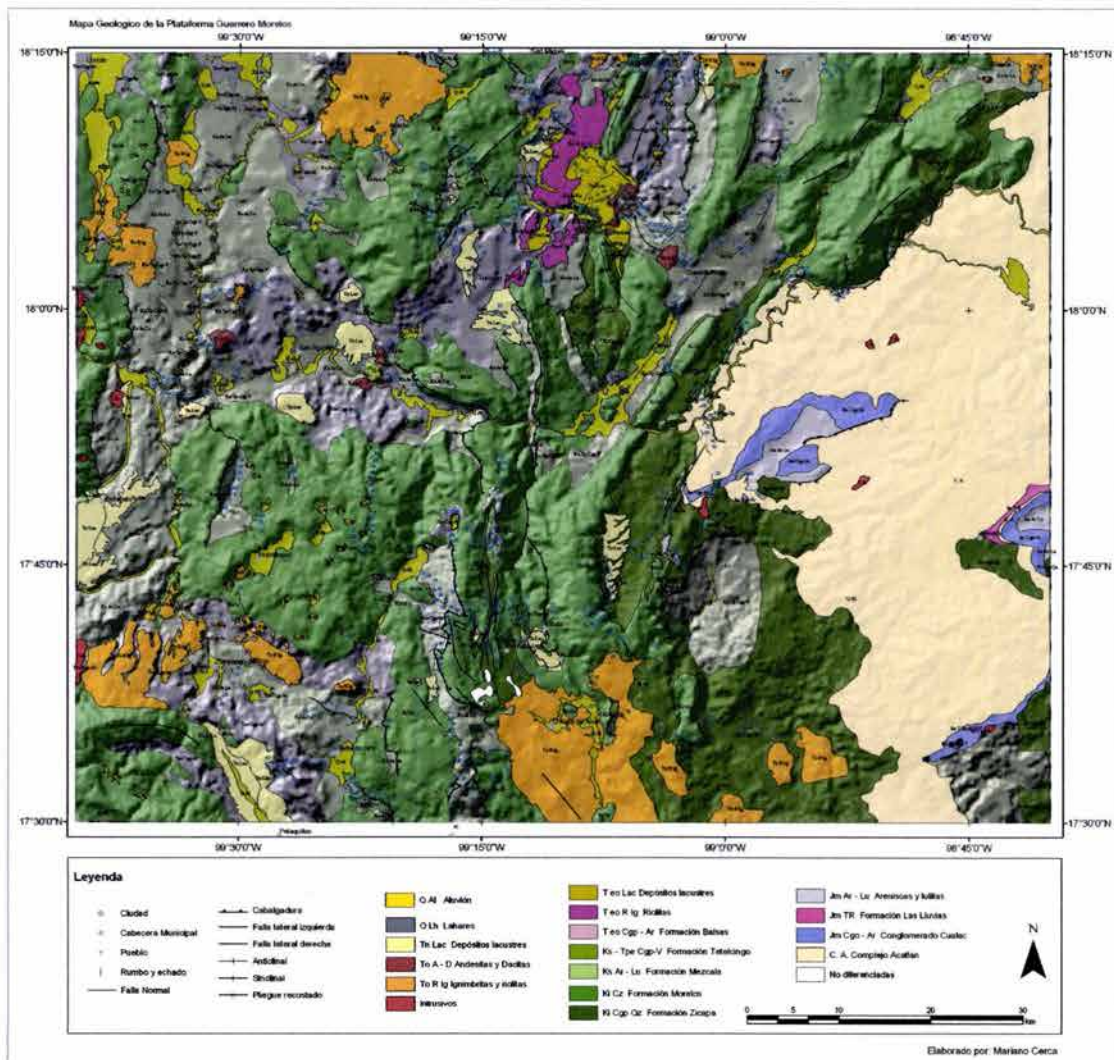


Figura 9.

Mapa geológico-estructural del área de estudio sobre el modelo de elevación digital. Los detalles de esta figura, así como las localidades mencionadas en el texto no se muestran en esta figura pero pueden ser consultados con mayor claridad en el mapa anexo.

La estratigrafía del Terciario inferior no se encuentra tan bien conocida, y las unidades volcánicas y sedimentarias han sido tradicionalmente ubicadas dentro del Grupo Balsas. Este grupo fue originalmente descrito por Fries (1960) y agrupa una gran variedad de unidades litológicas: evaporitas, conglomerados, sedimentos continentales de tamaño de grano fino, tobas y lavas, con un intervalo de edad amplio, entre el Cretácico superior y el Eoceno - Oligoceno, que se presentan en la cuenca del Alto Balsas. Muchas de estas unidades tienen nombres locales, lo que dificulta su ubicación dentro de la columna estratigráfica. En la zona de la PGM los fechamientos

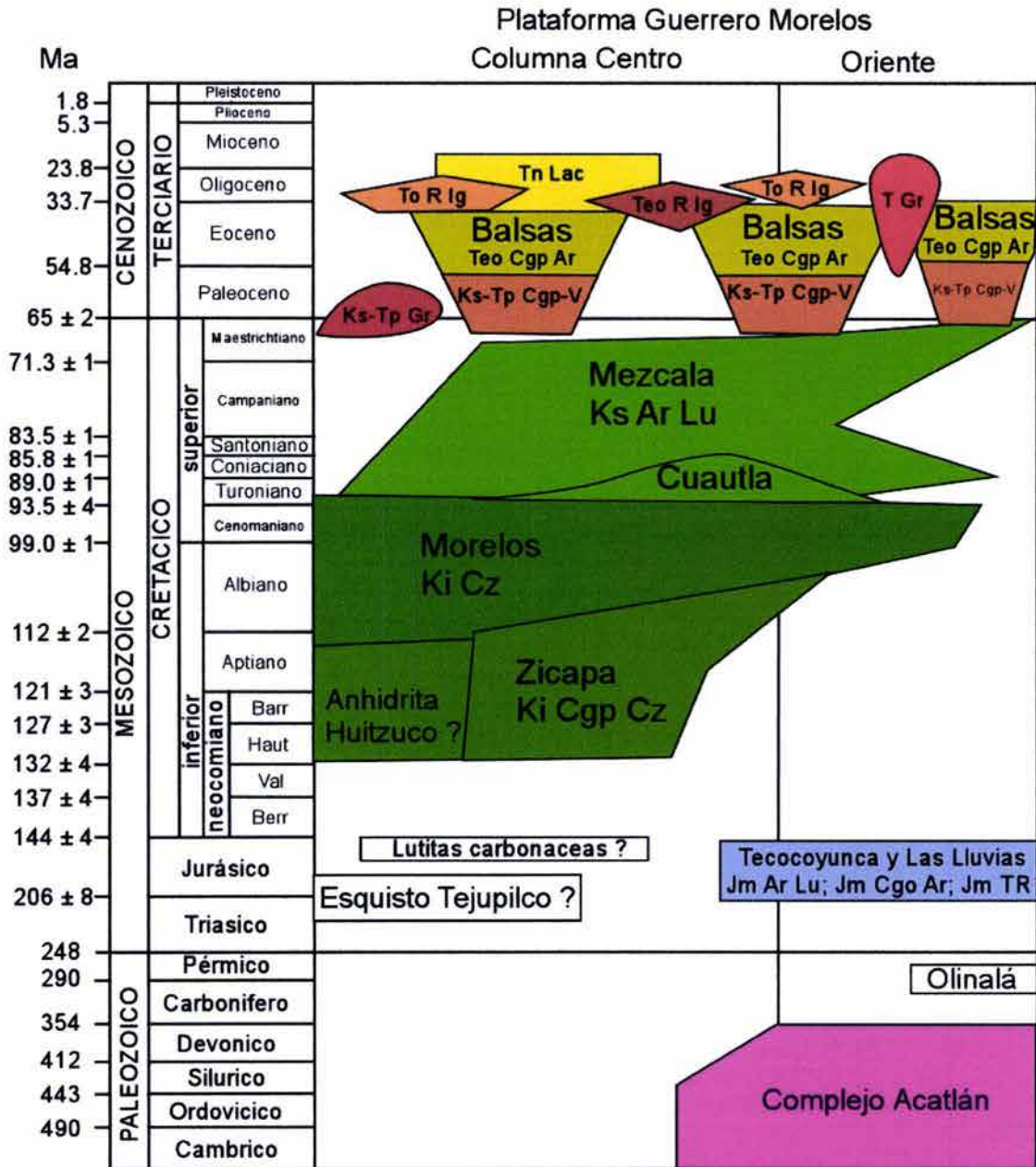


Figura 10.

Columna estratigráfica compuesta del área de estudio. Las claves de la estratigrafía se explican con detalle en el texto.

existentes son escasos, pero como se mencionó anteriormente, definen de manera clara un evento volcánico en el Eoceno Tardío y Oligoceno (entre 34 y 30 Ma; ver Morán-Zenteno et al. 1999 y referencias citadas en ese trabajo). Existen también algunas referencias a edades más antiguas obtenidas mediante el método K-Ar en rocas volcánicas intercaladas en la base del Grupo Balsas (Formación Tetelcingo) que han arrojado edades del Maastrichtiano (Ortega-Gutiérrez 1980) o

Eoceno (Formación Agua de Obispo). Fechamientos recientes en plutones pos-Laramídicos de la parte poniente de la PGM han arrojado edades consistentes con un episodio volcánico importante en el Maastrichtiano-Paleoceno (Meza-Figueroa et al. 2003) que se encuentra distribuido en la PGM. Anteriormente, el reconocimiento de estas rocas volcánicas se encontraba restringido a la zona de la localidad de Tetelcingo en el curso del Río Mezcala. En la Figura 11 se muestran dos columnas representativas de la zona oriental y occidental del área de estudio, las edades que se muestran serán discutidas mas adelante.

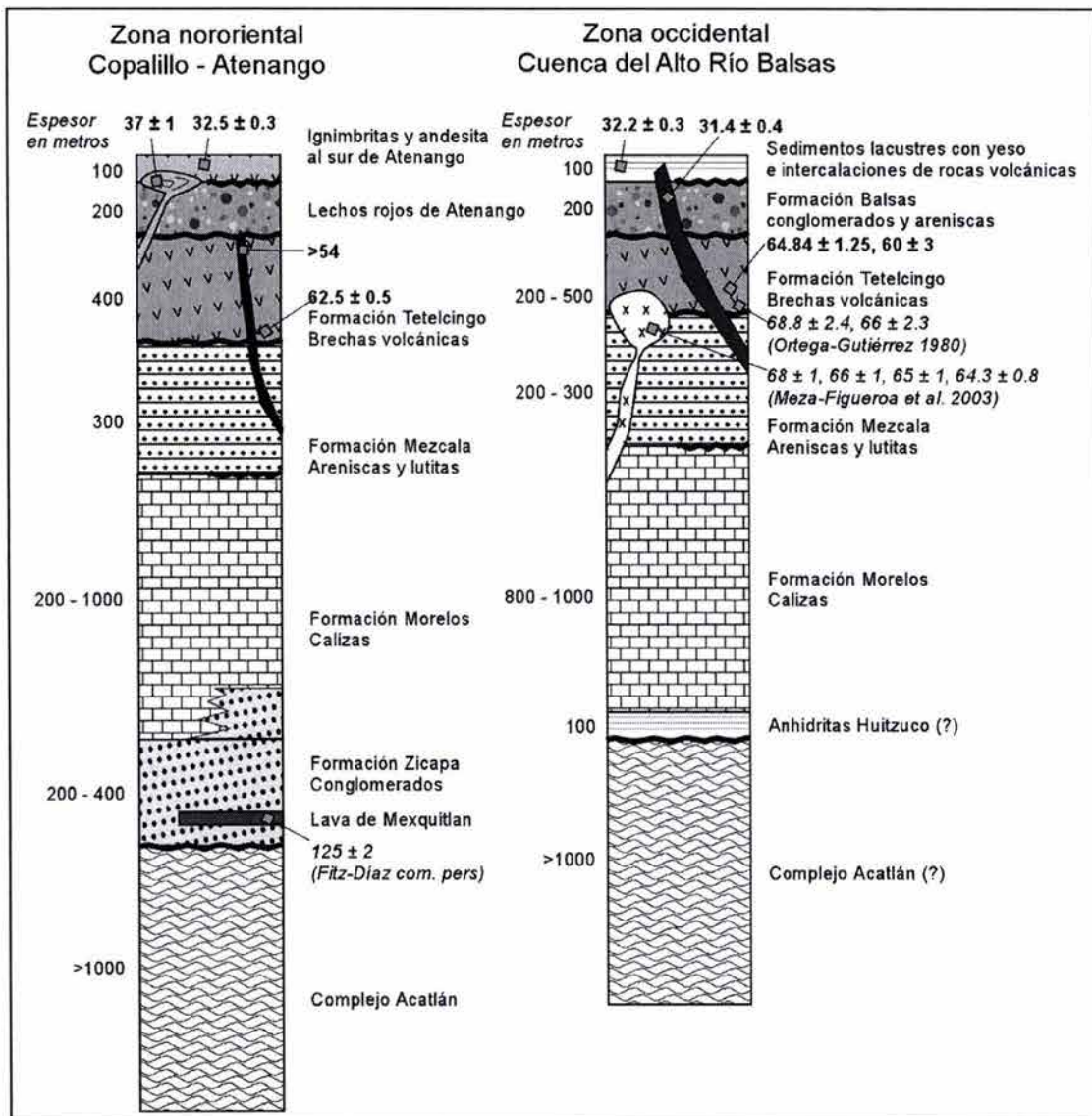


Figura 11.

Columnas esquemáticas representativas de la Plataforma Guerrero Morelos con las edades de las secuencias del Terciario. Las edades en negritas se obtuvieron en este trabajo. Las otras edades son discutidas con detalle en el texto.

Las claves que se utilizaron para definir las unidades litológicas están compuestas por su edad (por ejemplo: K, Cretácico; T eo, Terciario Eoceno) y el tipo de roca predominante (por ejemplo: Ar – Lu, areniscas y lutitas). En las secciones 2.6.2 a 2.6.5 se detallan las unidades litoestratigráficas y las claves utilizadas en el mapa geológico (Figura 9) y en la columna estratigráfica (Figura 10).

2.6.1. Metodología de los fechamientos

Para detallar la estratigrafía del Terciario se llevó a cabo un muestreo sistemático y se seleccionaron 12 muestras de rocas volcánicas y de 1 intrusivo cercano al área (en la zona de Chiautla, Puebla). La ubicación espacial de las muestras se presenta en la Figura 12, y sus coordenadas geográficas son presentadas en la Tabla 1. Las muestras colectadas fueron fechadas mediante la técnica ^{40}Ar - ^{39}Ar . Nueve de las muestras fueron analizadas por el autor bajo la supervisión de la Dra. Margarita López-Martínez, en el Laboratorio de Geocronología del CICESE (en Ensenada) usando un espectrómetro de masas MS-10 y otras cuatro fueron enviadas para su análisis en el laboratorio de Termo-cronología del United States Geological Survey (USGS) en Denver, Colorado, usando un espectrómetro de masas VG Isotopes Ltd., Modelo 1200B. Antes de su análisis en el laboratorio del CICESE, las muestras fueron encapsuladas e irradiadas, por 40 horas en el reactor nuclear de la universidad de McMaster, Canadá. Las muestras que se analizaron en el laboratorio del CICESE se calentaron por pasos entre 700° y 1500° y la mayoría fue analizada por duplicado, los detalles del calentamiento por pasos de dos muestras (CCH-601 y CCH-264) se muestran en las tablas 2 y 3. Para su análisis en el laboratorio del USGS las muestras se irradiaron por 20 horas en el reactor TRIGA (GSTR) del USGS. Estas muestras se calentaron 10 minutos por cada paso y se llevaron a cabo entre 4 y 7 pasos para cada muestra. En la Tabla 4 se muestran los detalles del calentamiento por pasos de las muestras analizadas en el laboratorio del USGS. Cabe señalar que el molido y tamizado de las muestras y la separación fina de algunas muestras fue realizado en el laboratorio de separación de minerales del Centro de Geociencias (UNAM), mientras que la preparación de la mayor parte de los concentrados minerales se llevó a cabo en el Departamento de Geología del CICESE. La metodología del laboratorio de Geocronología del CICESE fue detallada en (López-Martínez y Moreno-Rivera 1996; Cerca-Martínez 1998; López-Martínez et al. 2000).

En general, los resultados de geocronología por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se presentan en diagramas de espectros de edad, en los cuales se grafica el porcentaje acumulativo de $^{39}\text{Ar}_K$ de cada uno de los pasos de calentamiento contra la edad aparente en millones de años (Ma). Además, se grafica la relación

de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ contra el porcentaje acumulativo de $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$. Esta grafica muestra la relación aparente de Ca/K, que es útil para discriminar la fase mineral que se está analizando. En el caso

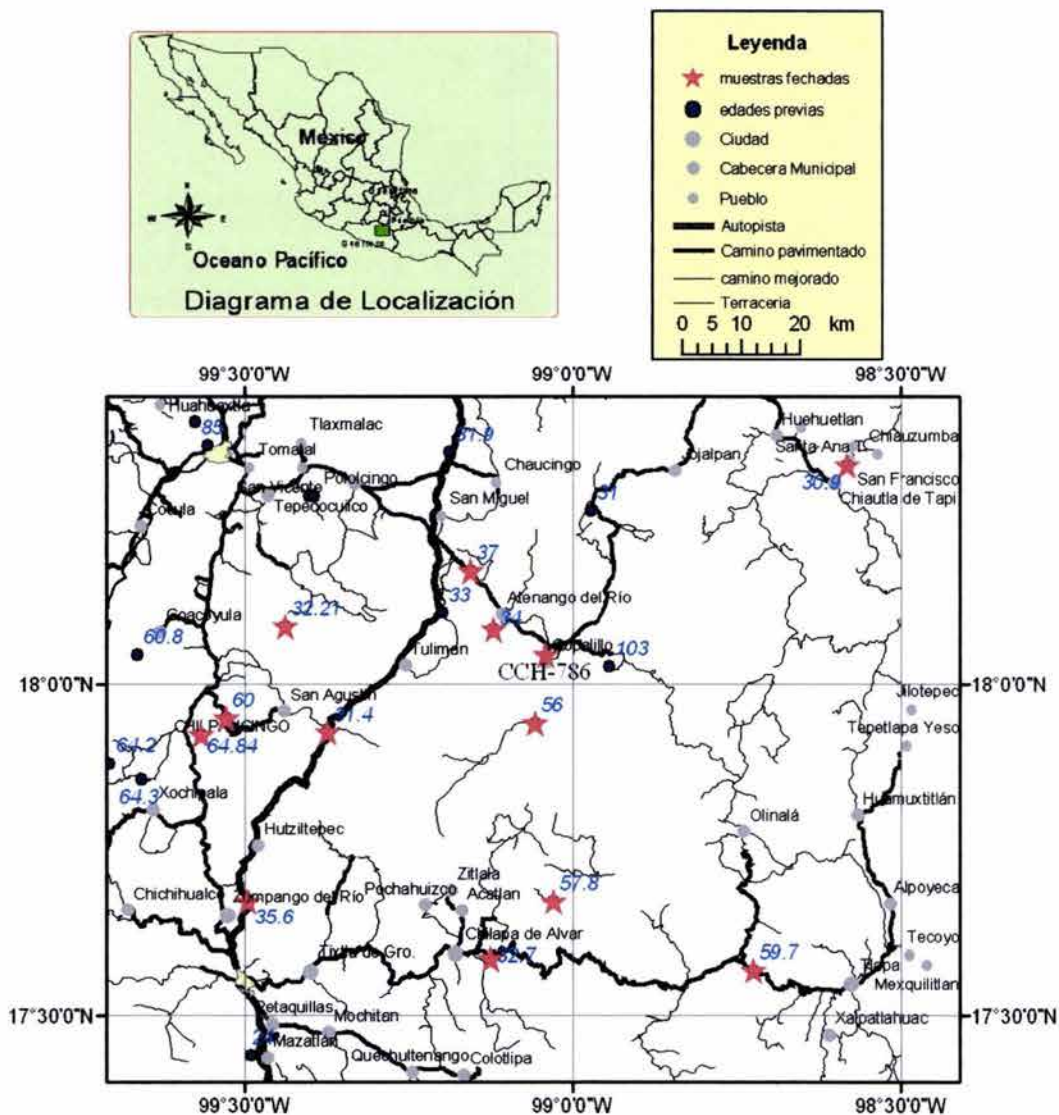


Figura 12.

Ubicación de las muestras seleccionadas para su fechamiento por ^{40}Ar - ^{39}Ar , serie CCH. Se muestran además las edades publicadas cercanas al área de estudio. La muestra CH-18 se encuentra ligeramente fuera del área de estudio y corresponde a un intrusivo granodiorítico en la zona de Chiautla.

de los datos obtenidos en el laboratorio del USGS, la grafica muestra la relación inversa K/Ca. La tercer grafica reportada en cada fechamiento es el diagrama de correlación inversa. En este trabajo se calcularon las edades de isocrona usando diagramas de correlación inversa que grafican $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}/^{40}\text{Ar}$ contra $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Cuando se reportan estas edades de isocrona se incluye la edad aparente de la muestra (calculada del inverso de la intercepción del eje x), la relación inicial

$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de la muestra (calculada a partir de la intercepción con el eje y), el MSWD de los datos (que es un indicador de la calidad del ajuste), y el número de puntos que se utilizaron en la regresión. En el caso de las muestras analizadas en el CICESE, las edades de isócrona se calculan utilizando todos los pasos individuales obtenidos de los experimentos duplicados. En la mayoría de los casos se prefiere utilizar la edad de isócrona como mejor estimación de la edad de enfriamiento de la roca (ver Tabla 1). Las estimaciones de la precisión están reportadas al nivel de 1σ . Las edades de pasos individuales no incluyen el error en el parámetro de irradiación J. En las muestras realizadas en el laboratorio del USGS, el error para la edad de gas total no está calculado.

Las nuevas edades que se presentan en este trabajo permiten asignar edades a los episodios tectónicos que afectaron la zona durante el Terciario. Estos resultados han permitido documentar una historia más compleja de volcanismo y deformación en el Cretácico Superior y Terciario inferior de lo que se pensaba anteriormente.

2.6.2 Basamento pre-Mesozoico: Complejo Acatlán (C. A.)

Las secuencias anteriores al Mesozoico se incluyeron dentro de un grupo de unidades litoestratigráficas que se nombra en este trabajo Basamento pre - Mesozoico. En general, todas estas unidades junto con las rocas del Jurásico afloran al oriente de la zona de estudio dentro del polígono delimitado por los afloramientos de las rocas metamórficas del Paleozoico. Cabe señalar que este basamento pre-Mesozoico es heterogéneo en composición y se ha inferido de los registros de pozos disponibles (ver Vélez 1990) como presente bajo la secuencia de la PGM. Estas secuencias incluyen mayormente al CA, secuencia metamórfica del Paleozoico y su cobertura compuesta por una secuencia clástica ligeramente metamorfoseada. El CA consiste de más de 3000 m de esquisto, filita, eclogita, migmatita y anfibolita que fue definido como una agrupación de unidades lito-tectónicas, producto de la apertura y del cierre de una cuenca oceánica (Ortega-Gutiérrez 1978) y agrupa todas las rocas ígneas y metamórficas de edad Paleozoica del Terreno Mixteco (Weber et al. 1997).

Según Sedlock et al (1993), y Ortega-Gutiérrez et al. (1999) el CA está formado por un grupo inferior para-autóctono, llamado subgrupo Petlalcingo, sobreyacido tectónicamente por el subgrupo Acateco, alóctono. El contacto está cubierto por una secuencia fuertemente deformada y metamorfoseada a facies de esquistos verdes, conocida como Formación Tecomate.

Tabla 1. Resumen de las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas para la zona oriental de la Plataforma Guerrero Morelos*

Muestra	Localidad	Longitud, W	Latitud, N	Tipo de roca	Material fechado	t_p Ma	t_c Ma	$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$	MSWD
<i>Edades obtenidas en el Laboratorio de Geocronología de CICESE, Ensenada, Baja California</i>									
CH-05 exp1						33.4 ± 0.5			
CH-05 exp 2	Chilapa, Gro.	099° 07.4467'	17° 35.1963'	Ignimbrita	plagioclasa	33.3 ± 0.5			
CH-05 todos							32.7 ± 0.4	303 ± 4	0.63
CH-14 exp 1						35.8 ± 0.8			
CH-14 exp 2	Zumpango, Gro.	099° 29.6858'	17° 40.3963'	Ignimbrita	plagioclasa	35.5 ± 0.7			
CH-14 todos							35.6 ± 0.7	296 ± 11	0.35
CH-15 exp 1						32.3 ± 0.3			
CH-15 exp 2	Rio Mezcala, Gro	099° 22.3915'	17° 55.6627'	Andesita basáltica	roca entera	32.7 ± 0.3			
CH-15 todos							31.4 ± 0.4	313 ± 03	2.14
CH-18 exp 1						30.9 ± 0.3			
CH-18 exp 2	Chiautla, Pue.	098° 34.9225'	18° 19.8158'	Granodiorita	biotita	30.6 ± 0.4			
CH-18 todos							30.9 ± 0.3	294 ± 03	0.90
CH-16	Apanguito, Gro.	099° 09.3237'	18° 10.2087'	Ignimbrita	plagioclasa	37.6 ± 0.3			
CH-08 exp 1						60.6 ± 0.9			
CH-08 exp 2	Chiltepec, Gro.	098° 43.4325'	17° 34.1360'	Riolita	plagioclasa	59.8 ± 0.9			
CH-08 todos							59.7 ± 0.7	300 ± 8	0.76
CCH-264 exp 1						59.7 ± 1.4			
CCH-264 exp 2	Oztotitlan, Gro.	099° 01.7520'	17° 40.3923'	Dacita (?)	plagioclasa	62.3 ± 0.4			
CCH-264 todos							57.8 ± 1.4	314 ± 06	0.42
CCH-601 exp 1						65 ± 5			
CCH-601 exp 2	Tetelcingo, Gro.	099° 31.6431'	17° 56.9212'	Riolita	plagioclasa	65 ± 7			
CCH-601 todos							60 ± 3	306 ± 03	0.13
CCH-786 exp 1	Copalillo, Gro.	099° 02.4342'	18° 02.6454'	Toba litica	biotita	62.1 ± 0.4			
CCH-786 exp 2						62.2 ± 0.5			
CCH-786 todos							62.5 ± 0.5	301 ± 6	2.37
<i>Edades obtenidas en el Laboratorio de Termocronología de U.S. Geological Survey, Denver Colorado, USA</i>									
CCH-647	Zoquiapan, Gro.	099° 26.2595'	18° 05.1954'	Andesita	Matriz volcánica		32.2 ± 0.3	191 ± 92	0.19
CCH-668	Atenango del Río	099° 07.2137'	18° 04.9903'	Andesita	Matriz volcánica		32.5 ± 0.3	269 ± 34	0.43
CCH-399	Zicapa, Gro.	099° 03.4464'	17° 56.4316'	Andesita	Matriz volcánica	> 54	-	-	-
CCH-621	Tetelecingo, Gro.	099° 33.9342'	17° 55.4434'	Dacita	Biotita	65.3 ± 0.4	64.8 ± 1.3	481 ± 144	0.15

* Todos los errores se encuentran reportados al 1σ. Abreviaciones: exp, experimento (s); Gro, Guerrero; Pue, Puebla; t_p , edad de meseta; t_c , edad de isocrona calculada con el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ contra $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$; MSWD, parámetro estadístico que representa el ajuste de los datos; n, número de puntos ajustados. Las edades que se eligieron como representativas están en negritas.

Todas las rocas del CA se encuentran intensamente deformadas y afectadas por foliaciones localmente plegadas (De Cserna 1980). El CA aflora desde los límites de Guerrero con Puebla y Oaxaca hasta la región cercana de las grutas de Juxtlahuaca, Guerrero. Hacia el sur de la zona de estudio es difícil agrupar las rocas metamórficas presentes ya que existen otras unidades estratigráficas que presentan metamorfismo regional similar, entre ellas la Formación Chapolapa (De Cserna 1965; Sabanero-Sosa, 1990).

Finalmente, el Terreno Mixteco está cubierto por depósitos someros marinos y continentales con edades del Misisípico al Pérmico tardío (Ortega-Gutiérrez 1993). La Formación Olinalá (Formación Los Arcos; Corona-Esquivel 1983) sobreyace al CA en la zona más oriental del área de estudio. Está compuesta por una secuencia de conglomerado de cuarzo, lutitas y limonitas con concreciones esferoidales, calizas con abundante fauna de crinoides y areniscas finas y conglomerados con amonitas del Pérmico (Flores de Dios y Buitrón 1982). Su espesor total se ha calculado en aproximadamente 635 m (Flores de Dios y Buitrón 1982). Los amonites y braquiópodos presentes sugieren una edad Pérmica Superior para esta formación (Corona-Esquivel 1983) y el ambiente de depósito representa facies costeras de alta y baja energía, así como arrecifal.

2.6.3 Unidades Jurásicas

Formación Las Lluvias (Jm TR)

La formación Las Lluvias consiste de rocas volcánicas de composición riolítica que se encuentran estratigráficamente entre la Formación Olinalá y el conglomerado Cualac (Corona-Esquivel 1983). El contacto inferior de esta unidad es discordante, mientras que en su parte superior se encuentra interestratificada con los conglomerados Cualac (Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997; García-Díaz 1999). La edad de esta unidad se encuentra ubicada en el Jurásico por las edades K-Ar de rocas de composición andesítica a riolítica que se obtuvieron de la región pero de las cuales no se cuenta con su ubicación exacta (181, 176, 165, 147, y 143 Ma realizadas por Martínez-Keem en 1986 y reportadas por García-Díaz 1999). En cualquier caso, por su posición estratigráfica se supone una edad posterior al Pérmico y anterior al Jurásico Tardío. García-Díaz (1999) delinea la posibilidad de una edad Triásico y Corona-Esquivel (1983) la ubica desde el Jurásico Inferior al Jurásico Medio. El espesor reportado para esta unidad se encuentra entre 50 y 80 m (Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997). Esta unidad se ha interpretado como evidencia de un evento volcánico ligado a la subducción en la margen pacífica de México que finalizó en el Jurásico Medio probablemente por una reorganización dinámica durante la apertura

del Golfo de México (García-Díaz 1999). Sin embargo, este evento volcánico también podría estar relacionado con la extensión que permitió el desplazamiento del bloque de Yucatán (Salinas-Prieto 1986). En efecto, el desplazamiento extensional y transcurrente del bloque de Yucatán estuvo activo durante el intervalo de 169 – 163 Ma (Alaniz-Alvarez et al. 1996).

Conglomerado Cualac (Jm Cgo Ar)

Consiste en un conglomerado de clastos de cuarcita de color gris a blanco, con una matriz también cuarcítica, que muestra estratificación de mediana a gruesa (De Cserna y Ortega-Gutiérrez 1980; Corona-Esquivel 1983; García-Díaz 1999). Además de la cuarcita distintiva presenta clastos de rocas metamórficas (micaesquisto, gneiss) e ignimbritas con mayor frecuencia hacia la base. Entre los bancos de conglomerado se intercalan algunos estratos de limolita y arenisca fina de estratificación delgada (Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997). Sobreyace en discordancia angular al CA, y se ha reportado interdigitado con las rocas volcánicas de la Formación Las Lluvias y con el Grupo Tecocoyunca que lo sobreyace con un marcado cambio litológico. El espesor de esta unidad va desde los 30 m hasta los 500 m (Guzmán 1950) y aflora en las estructuras mayores con dirección noreste-suroeste en el área de Olinalá (el Sinclinal de la Carbonera y el anticlinal del Cerro de Cualac). Debido a su intercalación con rocas sedimentarias marinas, Flores de Dios y Buitrón (1982) proponen incluir el Conglomerado Cualac como la base del grupo Tecocoyunca. La edad asignada a este conglomerado por su posición estratigráfica se encuentra en el Jurásico Medio (Guzmán 1950; Erben 1956). En el área de estudio aflora principalmente en la zona de Olinalá y en la región de Mitlancingo en donde se encuentra en la base de una secuencia de areniscas de color rojizo.

Grupo Tecocoyunca (Jm Ar Lu)

Es un grupo con depósitos continentales en la base (principalmente areniscas) con algunos niveles de carbón y con sedimentos marinos hacia la cima (Guzmán 1950; Corona-Esquivel 1983). Su litología comprende areniscas, limolitas, lutitas, lodolitas, calizas, margas y conglomerados. Las lutitas contienen concreciones calcáreas abundantes y en algunos horizontes estratos de caliza con abundantes fósiles. En la base se encuentra intercalado con el conglomerado Cualac y en la parte superior se encuentra en discordancia bajo los depósitos continentales de la Formación Zicapa. La parte superior de esta unidad en el área de Olinalá está constituida por lutitas de color morado y son notables las intercalaciones de yeso (Corona-Esquivel 1981; Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997). Su edad se ha ubicado en el Jurásico Medio por la presencia de fósiles (Erben 1956) y su espesor varía de 250 a 510 m. El Grupo Tecocoyunca registra una transgresión

marina que ocurrió durante el Jurásico Medio y terminó en el Cretácico Temprano cuando se depositaron los lechos rojos de la Formación Zicapa.

Formación Chapolapa

Al sur del área de estudio se encuentra la formación Chapolapa definida como una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias metamorfoseadas. Según De Cserna (1965) la Formación Chapolapa está integrada por dos miembros, el superior que contiene pizarras de color morado que muestran una transición a conglomerados de cuarzo en una matriz de color gris-morado con foliación incipiente. El miembro inferior consta de rocas volcánicas de composición heterogénea y color verdoso, además de rocas sedimentarias que consisten de conglomerados con fragmentos de arenisca y riolitas en una matriz arenoso-calcárea, interdigitados con filitas y conglomerados de fragmentos de cuarzo lechoso y foliación incipiente.

Debido a que todos los contactos de esta unidad son discordantes, pues se encuentra en una zona con deformación intensa en el límite entre el Terreno Mixteco y el Complejo Xolapa, se le han asignado edades contrastantes, desde el Triásico Tardío al Jurásico Medio (De Cserna 1965; Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997). Salinas-Prieto (1986) considera que esta unidad podría ser una parte metamorfoseada de la formación Zicapa del Cretácico Inferior.

2.6.3 Unidades Cretácicas

Dentro de las secuencias Mesozoicas, las unidades más importantes en orden estratigráfico son: la Formación Zicapa constituida por lechos rojos del Cretácico Inferior; las formaciones Morelos y Cuautla que incluyen calizas y clásticos de edad Aptiano-Cenomaniano; y la secuencia siliclástica de la Formación Mezcala de edad Turoniano-Maastrichtiano.

Formación Zicapa (K_i C_{gp} Cz)

Consiste principalmente en conglomerados, areniscas y limonitas de color rojo formadas en un ambiente continental, con algunos lentes de caliza intercalados y con un espesor total mayor a los 1,000 m (Guzmán 1950; De Cserna et al. 1980; Salinas-Prieto 1986; Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG 1998a). Guzmán (1950) y Erben (1956) mencionan por primera vez la presencia de los estratos de lechos rojos y tobas intercaladas en esta área. Posteriormente, De Cserna et al. (1980) describe formalmente a la formación Zicapa y ubica su localidad tipo “a unos 5 km al suroeste del poblado de Zicapa, Guerrero” (Figura 9). Esta unidad aflora principalmente

en una faja de ancho variable (~20 km) alrededor y sobre los afloramientos del CA, el ancho de esta faja es mayor en la porción sur del área de estudio.

Estas capas rojas consisten de estratos delgados de limolitas, areniscas y conglomerados polimícticos bien consolidados, con fragmentos abundantes de cuarcita, filita, metareniscas, metandesita y clastos de rocas volcánicas. La estratificación gradada es un rasgo común en las areniscas y en los conglomerados. La mayor parte de la arenisca contiene limo o arcilla como cementante.

En la zona de Zitlala y La Esperanza (Figura 9), la formación Zicapa consiste de areniscas finas de cuarzo y lutitas con algunas capas de conglomerado. Sabanero-Sosa (1990) menciona que la parte superior de esta secuencia consiste de lutitas, las cuales se encuentran interdigitadas con areniscas finas de cuarzo. Hacia la cima de la secuencia aumenta paulatinamente la ocurrencia de las areniscas en las lutitas y el tamaño de los fragmentos de cuarzo, hasta tener estratos potentes de conglomerados de cuarzo lechoso con fragmentos subangulosos a subredondeados mal clasificados.

En cuanto a su edad, Hernández (1976 *en* Sabanero-Sosa, 1990) describe fósiles del Aptiano en una secuencia de calizas intercaladas dentro de los conglomerados de San Juan de las Joyas. Recientemente, se reportó una edad $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ de 125 ± 2 Ma de roca total en unas lavas intercaladas en los conglomerados que afloran en el Arroyo de Mezquitlán, al suroeste de Papalutla (Fitz-Díaz y Campa-Uranga 2002). El contacto entre la Formación Zicapa y la Formación Morelos es transicional en la zona de San Juan de Las Joyas y Zicapa, aunque este contacto se encuentra deformado. De Cserna et al. (1980) proponen que la intercalación de capas rojas y calizas en la zona de Zicapa indica que esta unidad se encuentra intercalada en su cima con la Formación Morelos.

La formación Zicapa indica un periodo de regresión marina posterior al Jurásico que ha sido interpretado como un evento de deformación extensional (Salinas-Prieto 1986). La distribución de esta unidad que limitan la geometría de las rocas metamórficas y el cambio de facies a secuencias marinas hacia el oeste, sugiere que estos conglomerados se depositaron en una costa, es decir las rocas metamórficas se encontraban sobre el nivel del mar durante este periodo de tiempo. Esto había sido observado por Salinas-Prieto (1986) que propone que la paleogeografía de esta unidad es transicional entre condiciones marinas y continentales (¿paleo-delta?). La

geometría de los afloramientos de la Formación Zicapa marcaría de manera aproximada la línea de costa, y de esta manera el CA se encontraría aflorando sobre el nivel de la planicie costera en éste periodo de tiempo. Además, las unidades cretácicas posteriores se adelgazan o desaparecen sobre el CA. De esta manera, se puede inferir de esta observación que el bloque compuesto por el CA se ha conservado en su posición elevada, con respecto a las unidades que afloran al oeste, desde el Cretácico Inferior y probablemente su geometría está definida por estructuras (fallas) mayores que afectan toda la corteza. Esta especulación tiene importancia en la evolución de la cabalgadura de Papalutla durante el Cretácico Superior y Terciario Inferior que será discutida con detalle posteriormente. La mayoría de los autores concuerda en que la secuencia Cretácica de la PGM se encuentra cubriendo a rocas similares a las del CA.

La intercalación de lechos rojos continentales con las calizas marinas del Cretácico Inferior indica condiciones cambiantes en el margen continental que han sido interpretadas como una transgresión progresiva del nivel del mar sobre una planicie costera (Hernández-Romano et al. 1997).

Cabe señalar que la Formación Zicapa se encuentra en algunas zonas subyaciendo a conglomerados rojos del Maastrichtiano - Paleoceno con litología similar. Esta similitud provoca una dificultad para separar estas unidades en campo, y por ello algunos autores de cartografías geológicas han asignado indistintamente los lechos rojos a cualquiera de estas dos unidades en las zonas problemáticas, principalmente en la zona cercana al CA. Por ejemplo, De Cserna et al. (1980) diferencia entre los lechos rojos de Copalillo que ubica dentro de la Formación Balsas y los conglomerados del Cretácico Inferior de la Formación Zicapa en su localidad tipo, pero al sur de Mitlancingo propone que todos los lechos rojos son parte del grupo Balsas. Por otro lado el Consejo de Recursos Minerales (1998) propone que los lechos rojos de la zona de Atenango del Río son del Cretácico Inferior, mientras que algunos resultados preliminares de estudios palinológicos los ubican en el Terciario (Fitz-Díaz 2001; Campa-Uranga et al. 2002). En este trabajo colectamos algunas muestras de las escasas rocas volcánicas intercaladas con los lechos rojos en el área adyacente al CA, cuyas edades Cretácico Superior y Terciario Inferior discutiremos mas adelante, pero que permiten distinguirlas en campo de las rocas del Cretácico Inferior.

Formación (Calizas) Morelos (Ki Cz)

La Formación Morelos fue cartografiada y definida originalmente por Fries (1960), esta unidad se encuentra ampliamente distribuida en toda el área al oeste del CA. Como se mencionó anteriormente, el ambiente de plataforma continental somera que prevaleció durante el Cretácico Inferior en una amplia zona de los estados de Guerrero, Morelos, y Puebla se ha utilizado tradicionalmente para nombrar a la extensa área en la que aflora esta unidad. La Formación Morelos consiste de calizas (*wackestone* y *packestone*) de plataforma y arrecifales masivas de edad Albiano - Cenomaniano (*Formación Morelos*) y una secuencia de anhidritas (*Huitzucu*). Esta secuencia de anhidritas se ha ubicado en la base de la secuencia de calizas (Fries 1960; De Cserna et al. 1980) y tiene una relevancia mayor en la interpretación de las zonas de despegue dúctil existentes en la zona central de la plataforma. Sin embargo, los afloramientos son escasos y las relaciones estratigráficas con las calizas no son claras. Los principales afloramientos de esta secuencia de anhidritas en el área de estudio ocurren al sur de la ciudad de Huitzucu, en la carretera México-Acapulco entre Paso de Morelos y Quetzalapa, y en la zona de Huiziltepec. En todos estos afloramientos la anhidrita se encuentra poco deformada, aunque en otras zonas se le han observado estructuras de deformación intensa, particularmente cerca de la localidad de Tlacozotitlan (De Cserna et al. 1980) y específicamente en los afloramientos de Huiziltepec se observa intercalada dentro de la caliza. Por ello, en este trabajo se considera a las secuencias de anhidrita como parte de la Formación Morelos.

El depósito de carbonatos de plataforma se estableció en el Albiano Tardío durante una transgresión marina de larga duración (Hernández-Romano et al. 1997), coincidente aparentemente con un intervalo largo de polaridad geomagnética normal (Helsley y Steiner 1969; Lowrie et al. 1980; Urrutia-Fucugauchi 1988; Molina-Garza et al. 2003). De hecho, de acuerdo con diferentes autores (Böhnel et al. 1989; Urrutia-Fucugauchi 1988; Böhnel 1999), el polo paleomagnético de la Formación Morelos es similar al polo de referencia para 100 Ma de Norte América estable lo que indicaría que no hubo movimientos relativos posteriores y que la mayoría del sur de México se encontraba en su posición relativa después de que se depositaron las calizas Morelos (incluyendo al Terreno Guerrero). Las condiciones de baja y constante tasa de subsidencia necesarias para el depósito no interrumpido de calizas de esta formación perduraron hasta el final del Cenomaniano, cuando comienza el depósito de calizas pelágicas del miembro basal de la Formación Mezcala (Hernández-Romano et al. 1997). Esta situación sugiere que las condiciones tectónicas permanecieron relativamente estables durante este periodo en esta área del sur de México, mientras que al oeste la margen continental se encontraba caracterizada por un

sistema de subducción al oriente y un arco de islas (*Terreno Guerrero*). Por ejemplo, durante el Albiano y Cenomaniano en la zona de Arcelia-Palmar Chico se emplazaron lavas masivas y almohadilladas, intercaladas con calizas de ambiente marino somero (Delgado-Argote et al. 1992; Elias-Herrera et al. 2000). En las calizas Morelos no se han encontrado evidencias claras de volcanismo contemporáneo y esta observación ha sido utilizada para separar esta unidad de las secuencias vulcano-sedimentarias que afloran hacia el occidente. Sin embargo, en la zona de Chiautla, Puebla se ha reportado la presencia de lavas de composición básica intercaladas con la secuencia de calizas (Sabanero-Sosa et al. 1996), y dentro de la secuencia de calizas se ha observado un estrato volcánicoclástico distintivo (Hernández-Romano et al. 1997).

En general se observa que las facies de la Formación Morelos son más someras hacia el este (Hernández-Romano et al. 1997), y las facies costeras y arrecifales de la Formación Morelos sobreyacen en algunas zonas a las rocas del CA o al conglomerado Cualac (De Cserna et al. 1980). Más al oriente, en la zona de Tlapa – Tlaltepexi, la secuencia de calizas someras se encuentra intercalada con secuencias potentes de yesos. Por otro lado, la secuencia cercana al CA presenta variaciones importantes en su espesor, en la zona de Zitlala y en la zona al noroeste de Papalutla el espesor de la secuencia de calizas alcanza más de 700 m, mientras que en la parte entre el San Juan de las Joyas y Papalutla los espesores son menores a los 100 m. Al oriente y sobre el CA el espesor de las calizas disminuye considerablemente o se encuentran ausentes. De esta manera se puede especular que el nivel del mar cubrió solo parcialmente los afloramientos del CA durante el intervalo de tiempo durante el cual se depositó la Formación Morelos.

La frontera Cenomaniano – Turoniano, Formación Cuautla

La secuencia de calizas de la Formación Morelos fue clasificada originalmente por Fries (1960) en dos unidades, las formaciones Morelos y Cuautla. De Cserna et al. (1980) considera que el contacto de la Formación Cuautla con la Formación Morelos es discordante. Posteriores trabajos han planteado que la Formación Cuautla corresponde al cambio gradual de sedimentación carbonatada a siliciclástica. Este cambio en la sedimentación ha sido estudiado en detalle en su bio-estratigrafía por Hernández-Romano et al. (1997) en tres zonas ubicadas en una sección con dirección oeste-este de la parte central de la PGM: Barranca del Tigre, Axaxacoalco y Zotoltilán, y ubicado aproximadamente en la frontera Cenomaniano – Turoniano. La correlación de estas secciones se hizo suponiendo que la deformación no altero su posición relativa original y los abruptos cambios de facies entre las secciones fueron explicados por las irregularidades en la topografía de la plataforma.

En un trabajo más reciente Elrick y Molina-Garza (2002) analizan los cambios en la concentración del isótopo de C, en dos de las secciones que cruzan la frontera entre las formaciones Morelos y Mezcala: Barranca del Tigre y Axaxacoalco; ellos proponen que los carbonatos de la Formación Morelos registran la excursión global del $\delta^{13}\text{C}$ asociada con la frontera Cenomaniano – Turoniano. De esta manera, estos autores proponen que dicha frontera se ubica totalmente dentro de la Formación Morelos y no corresponde con el cambio propuesto con la bio-estratigrafía (Contacto Morelos – Mezcala). Debido a esto, en este trabajo se considera que la Formación Cuautla es parte de la Formación Morelos, unidad que continúa depositándose después de la frontera Cenomaniano – Turoniano volviéndose gradualmente más profunda, hasta que comienza la deposición de sedimentos pelágicos de la Formación Mezcala en zonas localizadas de la PGM. En resumen, el cambio relacionado con el evento anóxico del Cenomaniano – Turoniano no estaría relacionado con el efecto de la subsidencia en la parte oeste y el levantamiento de la parte oriental provocada por la deformación Laramide, la cual comenzaría en el Turoniano. Esta última observación parece ser apoyada por el alto contenido de terrígenos que existe desde el Turoniano inferior en la zona de La Esperanza (Aguilera-Franco 1995).

Formación Mezcala (Ks Ar Lu)

Esta unidad se ha definido como una secuencia de ambiente marino compuesta principalmente de arenisca, limolita y lutita calcáreas con intercalaciones de conglomerados y estratos de caliza, con edades que varían desde el Turoniano hasta el Maestrichtiano Inferior y tienen un espesor de más de 1200 m (Fries 1960; Hernández-Romano et al. 1997; Lang y Frierich 1998; Perrilliat et al. 2000; Monod et al. 2000). Las rocas de esta unidad afloran entre la cabalgadura de Teloloapan hacia el oeste y el complejo Acatlán hacia el oriente, aunque rocas de edad y litología similar se han descrito en la cobertura del terreno Guerrero y en la zona de Tehuacán.

Hernández-Romano (1997) dividió a esta unidad en tres miembros por su asociación de facies en las tres secciones mencionadas anteriormente: plataforma abierta, prodelta y pelágica, aunque la correlación estratigráfica entre estas facies no es tan evidente. De manera similar a lo que ocurre con la Formación Morelos, las facies de la Formación Mezcala son en general más someras hacia el este. También se ha reportado que la edad de la Formación Mezcala disminuye hacia el oriente como consecuencia de condiciones de subsidencia que fueron mayores en el oeste (Hernández-Romano 1999). Posterior al establecimiento de las condiciones pelágicas hubo una disminución

gradual de la cantidad de sedimentos carbonatados y un mayor aporte de sedimentos siliciclásticos.

Por otro lado, las edades reportadas de la Formación Mezcala van del Albiano Tardío en la zona de Teloloapán (Monod et al. 2000), pasando por el Turoniano en la parte central de la plataforma (secciones de Barranca del Tigre, Axaxacoalco; Hernández-Romano 1997), Coniaciano en la zona de Atenango del Río (Lang y Frierich 1998) hasta el Maestrichtiano Inferior en la zona de Temalac (Perrilliat et al. 2000).

En la zona de Atenango del Río – Temalac, la Formación Mezcala incluye margas de color café claro, con algunos estratos de areniscas calcáreas de grano fino, de alrededor de 30 a 50 cm de espesor. La litología cambia gradualmente a arena hacia la cima de la sección. En el área de Temalac y Mitepec (parte más oriental de la PGM) la secuencia de la Formación Mezcala cambia progresivamente a un ambiente deltaico continental, e incluso se ha reportado la presencia de huellas de dinosaurio (Villafranca et al. 1995 en Perrilliat et al. 2000). La fauna de moluscos del Maestrichtiano Inferior en esta zona de la Formación Mezcala se reportaron como la presencia más al sur de la Provincia Faunística de la Planicie Costera del Golfo, sin embargo algunas de estas especies han sido reportadas recientemente como del Maestrichtiano de Chiapas (Perrilliat et al. 2000). Las formaciones Tetelcingo del Maestrichtiano Superior – Paleoceno y Balsas del Terciario Inferior sobreyacen a la Formación Mezcala. En la mayoría de los casos este contacto es discordante. Sin embargo, en la parte más oriental del área de estudio, entre las localidades de Temalac y Mitepec, los depósitos costeros de la Formación Mezcala cambian gradualmente a depósitos continentales.

De acuerdo con varios autores (Fries 1960; Ontiveros-Tarango 1973; Lang et al. 1996; Lang y Frerichs 1998; Hernández-Romano 1999; Cabral-Cano et al. 2000b) el inicio de la deposición clástica marina en una cuenca de tipo antifosa “*foreland*” con cambios abruptos de facies de la Formación Mezcala se puede interpretar como una unidad sin- tectónica relacionada a los primeros pulsos del acortamiento Laramídico. La presencia de clastos de cuarcita ha sido utilizada como evidencia del levantamiento de la parte oriental de la plataforma (Hernández-Romano 1999)

2.6.4 Unidades del Maestrichtiano y Terciario Inferior

A partir del Maestrichtiano y durante el Terciario Inferior (Paleoceno – Eoceno) predominan las rocas volcánicas y sedimentarias que se depositaron en un ambiente continental (fluvial y lacustre). La distribución de estas unidades en el área de estudio indica que durante este periodo de tiempo la deposición se restringió y se rellenaron preferentemente depresiones formadas ya sea entre los pliegues provocados por la deformación Laramídica y por la deformación transpresiva del Terciario Inferior (intramontana), o por el desplazamiento de estructuras de desplazamiento lateral (predominantemente izquierdo). Las secuencias del Terciario Inferior se encuentran posteriormente cubiertas por rocas volcánicas del Oligoceno. Para este trabajo se definen algunas de las cuencas en las que se encuentran evidencias de deposición continental a partir del Maestrichtiano y donde posteriormente se depositó la secuencia del Terciario comenzando con los lechos rojos del Grupo Balsas. La división de las cuencas se hizo con base en criterios geométricos-estructurales y se enfoca el trabajo en las cuencas adyacentes o cercanas al CA, pero hay otras zonas de deposición que no se encuentran definidas aquí debido a que la erosión ha sido intensa por lo que el registro stratigráfico no es completo o porque se encuentran cubiertas por rocas volcánicas. Las secuencias del Terciario Inferior se encuentran deformadas en todas las cuencas definidas. Cabe señalar que en ningún caso se observó que las secuencias marinas del Cretácico Superior cabalgaran a las secuencias continentales del Maestrichtiano, por lo que considero que estas últimas fueron deformadas en una fase posterior al acortamiento Laramide. Las cuencas sedimentarias con rocas volcánicas intercaladas con una edad Terciario Inferior que fueron definidas en este trabajo incluyen (ver Figura 9, también ver Figura 36):

(1) *Cuenca Copalillo*, se localiza en la parte noroeste del área de estudio al frente noroeste de la cabalgadura de Papalutla. Es una cuenca alargada en dirección noreste-suroeste, con una longitud aproximada de 36 km de largo por 8 km en su parte más ancha, los depósitos Terciarios se encuentran dentro de una estructura sinforme construida en calizas. La estructura anterior a los depósitos del Terciario es compleja y parece estar afectada por movimientos transcurrentes que dieron origen a la deposición continental a partir del Maestrichtiano. En la parte norte de la cuenca se encuentran expuestos lechos rojos en contacto discordante sobre las calizas o sobre la Formación Zicapa, mientras que en la parte sur, los sedimentos son más jóvenes y rellenan la cuenca hasta una superficie horizontal.

(2) *Cuenca de Atenango del Río*. Esta cuenca de ~23 km de largo por ~7 km de ancho es subparalela a la anterior y se localiza alrededor de 5 km al noroeste de la Cuenca de Copalillo con

una orientación aproximada norte-sur, entre las localidades de Atlapa y Atenango del Río. Los sedimentos terciarios se encuentran depositados en una estructura Laramídica compleja al parecer antiforme y los datos estructurales de la secuencia terciaria definen un anticlinal como se verá más adelante (ver capítulo 3). Al norte de Atlapa los sedimentos del Terciario Inferior se encuentran cubiertos por rocas volcánicas aparentemente de edad Oligoceno (Fitz-Díaz 2001). Entre Atlapa y Atenango esta cuenca está limitada lateralmente por elevaciones topográficas (>1000 m. s. n. m.) construidas en las formaciones Morelos y Mezcala. Al sur de Atenango, la cuenca se vuelve más ancha y se une con la cuenca de Tuzantlán-Tulimán. En la parte media de esta cuenca (~700 m. s. n. m.) se encuentra el río Amacuzac, que corre en dirección norte-sur hasta su confluencia con el río Balsas. Sin embargo al sur de Atenango, el río disecta a las calizas de la Formación Morelos y no se encuentran depósitos terciarios.

(3) *Cuenca de Tuzantlán-Tulimán*. Es una depresión irregular con forma alargada con orientación noreste-suroeste que se encuentra en la parte central-norte del área de estudio. Mide aproximadamente 50 km de largo por 10 km de ancho, en su parte sur se encuentra comunicada con la cuenca del Alto Río Balsas, al norte del río Balsas (Mezcala). En su base, los depósitos de conglomerados de ambiente continental se encuentran en contacto discordante sobre las formaciones Morelos y Mezcala.

(4) *Cuenca del Alto Río Balsas*. Esta es la mayor depresión que se encuentra en el área de estudio, está formada por la estructura Cretácica más compleja y en ella se encuentra el mejor registro estratigráfico de secuencias terciarias. Esta cuenca se encuentra disectada por el río Balsas que corre en dirección este-oeste. En la Cuenca del Alto Río Balsas se observa un cambio de orientación abrupto con respecto a las cuencas anteriores pues presenta una forma ovalada elongada dirección noroeste – sureste y con un lóbulo con mayor anchura hacia el oeste. Es la mayor depresión en el área de estudio y se encuentra disectada por el río Balsas, a ambos lados de éste se observa una potente secuencia volcanosedimentaria que se encuentra coronada por mesetas horizontales compuestas de secuencias de yesos y rocas volcánicas del Terciario Medio. La base de esta secuencia se encuentra en contacto discordante sobre la Formación Mezcala y las edades de las rocas volcánicas en la base indican que el inicio del depósito continental de esta cuenca ocurrió en el Cretácico Superior.

(5) *Cuenca de Chilpancingo*. Es una cuenca compuesta por una depresión que en la zona de Zumpango del Río tiene una orientación aproximada este-oeste y en la zona de Chilpancingo

cambia su dirección a noroeste-sureste. La parte más elevada de esta cuenca se encuentra en su flanco sur y los principales ríos y arroyos de esta zona corren hacia el norte hasta que confluyen con el río Balsas. La base de la secuencia continental que rellena la cuenca, está compuesta por potentes estratos de conglomerado, arenisca y limonita intercalados con rocas volcánicas.

(6) *Cuenca de Oztotitlán*. En la zona de Oztotitlán se encuentra la secuencia vulcano-lacustre menos estudiada del área. No existen trabajos sistemáticos en esta zona y los mapas previos ubican a esta secuencia dentro de la Formación Zicapa por el parecido litológico y porque ambas se encuentran deformadas. Sin embargo, es probable que una buena parte de la secuencia volcánica y sedimentaria que aflora en esta zona del área de estudio sea Terciaria. En este trabajo se identifica una secuencia volcánica del Terciario Inferior en una depresión alrededor del área de Oztotitlán, aunque los contactos con las rocas de la Formación Zicapa no son evidentes.

Magmatismo Maastrichtiano-Paleoceno, Rocas volcánicas y sedimentarias (Formación Tetelcingo), e intrusivos (Ks-Tpe Cgp-Volc)

Desde las primeras cartografías de la zona, Fries (1960) había considerado que algunas de las rocas sedimentarias en la base del Grupo Balsas podrían incluir rocas del Cretácico Superior. En este trabajo se documenta para este intervalo de tiempo un episodio magmático de extensión geográfica regional que marca el final de la deformación Laramide. Este episodio se encuentra muy poco conocido en el área de estudio, pues rocas de esta edad se habían documentado en la secuencia volcánica y sedimentaria de la Formación Tetelcingo que forma parte de una potente secuencia de lechos rojos con rocas volcánicas intercaladas (~350 m) que fue definida por Ortega-Gutiérrez (1980) y recientemente en los intrusivos en la zona de Mezcala (Meza-Figueroa et al. 2003; González-Partida et al. 2003).

Hacia el oeste de la zona de estudio, en la región minera de Mezcala, afloran rocas intrusivas que han arrojado edades ^{40}Ar - ^{39}Ar similares entre 68 y 60 Ma (Meza-Figueroa et al. 2003). Los cuerpos intrusivos en esta zona se encuentran suturando a las cabalgaduras Laramídicas, y su emplazamiento se encuentra controlado por estructuras con dirección noroeste-sureste (González-Partida et al. 2003 y referencias incluidas) Estos intrusivos granodioríticos presentan una composición química calciocalina con alto contenido de potasio y afinidades de intrusivos tipo - I (Meza-Figueroa et al. 2003; González-Partida et al. 2003). Algunas de las peculiaridades mineralógicas y químicas de estas rocas se han interpretado como características de intrusivos adakíticos, producto de la fusión parcial de la placa subducida en la transición anfíbolita-eclogita

que reaccionó con una cuña de manto incipiente al terminar la subducción horizontal que causó la orogenia Laramide (González-Partida et al. 2003). Según Meza-Figueroa et al. (2003), la diferencia en las características geoquímicas con los plutones del Terciario medio indican también diferentes orígenes petrogenéticos. La presencia de intrusivos y rocas volcánicas piroclásticas y lavas de la misma edad sugiere que el volcanismo fue explosivo.

En el área de estudio al oriente de la zona de Mezcala, no se han encontrado hasta la fecha evidencias de intrusivos de esta edad, pero predominan las rocas volcánicas distribuidas en toda el área. Anteriormente, rocas de esta edad se habían reportado en la cuenca del Alto Río Balsas (Formación Tetelcingo, Ortega-Gutiérrez 1980). Con las nuevas edades reportadas en este trabajo queda confirmado el evento volcánico del Maestrichtiano – Paleoceno que se encuentra distribuido ampliamente en el sur de México.

Ortega-Gutiérrez (1980) dividió la secuencia volcánica de Tetelcingo, en la cuenca del Alto Río Balsas, en tres partes en orden aparente de superposición, brechas y tobas, lavas y brechas, y brechas piroclásticas. Las lavas varían de composición entre andesítica y riolítica (De Cserna et al. 1980). Entre las lavas hay estratos potentes de brechas volcánicas y sedimentos de ambientes lacustre-fluviales principalmente conglomerados. Las edades K-Ar reportadas para una muestra de basalto (roca entera) y biotita de una toba obtenidas respectivamente en la base y en la mitad de la secuencia por Ortega-Gutiérrez (1980) arrojaron edades de 68.8 ± 2.4 y 66 ± 2.3 Ma. Rocas similares habían sido reportadas también en la cuenca Tuzantlán-Tuliman en la parte inferior de la Formación Balsas (Dávila-Alcocer 1974)

Para este trabajo se colectaron muestras en rocas volcánicas de composición silícica intercaladas en una secuencia de brechas y rocas volcánicas explosivas cuya edad podría ser cretácica. Se colectaron dos muestras en la secuencia de la Formación Tetelcingo en la cuenca del Alto Río Balsas, en localidades cercanas a las muestras reportadas por Ortega-Gutiérrez (1980) para corroborar las edades obtenidas anteriormente de esta unidad. Una de las muestras se obtuvo de la base de la secuencia de la Formación Tetelcingo (Muestra CCH-621, Tabla 1). Es una dacita con fenocristales poco alterados de biotita que fueron separados para el experimento. El espectro de edades aparentes muestra una forma escalonada pero define una meseta a los 65.3 ± 0.4 Ma. La edad de isócrona rindió 64.8 ± 1.2 Ma con 8 fracciones de argón liberado (Figura 13). Los detalles del calentamiento por pasos de las cuatro muestras se presentan en la Tabla 4.

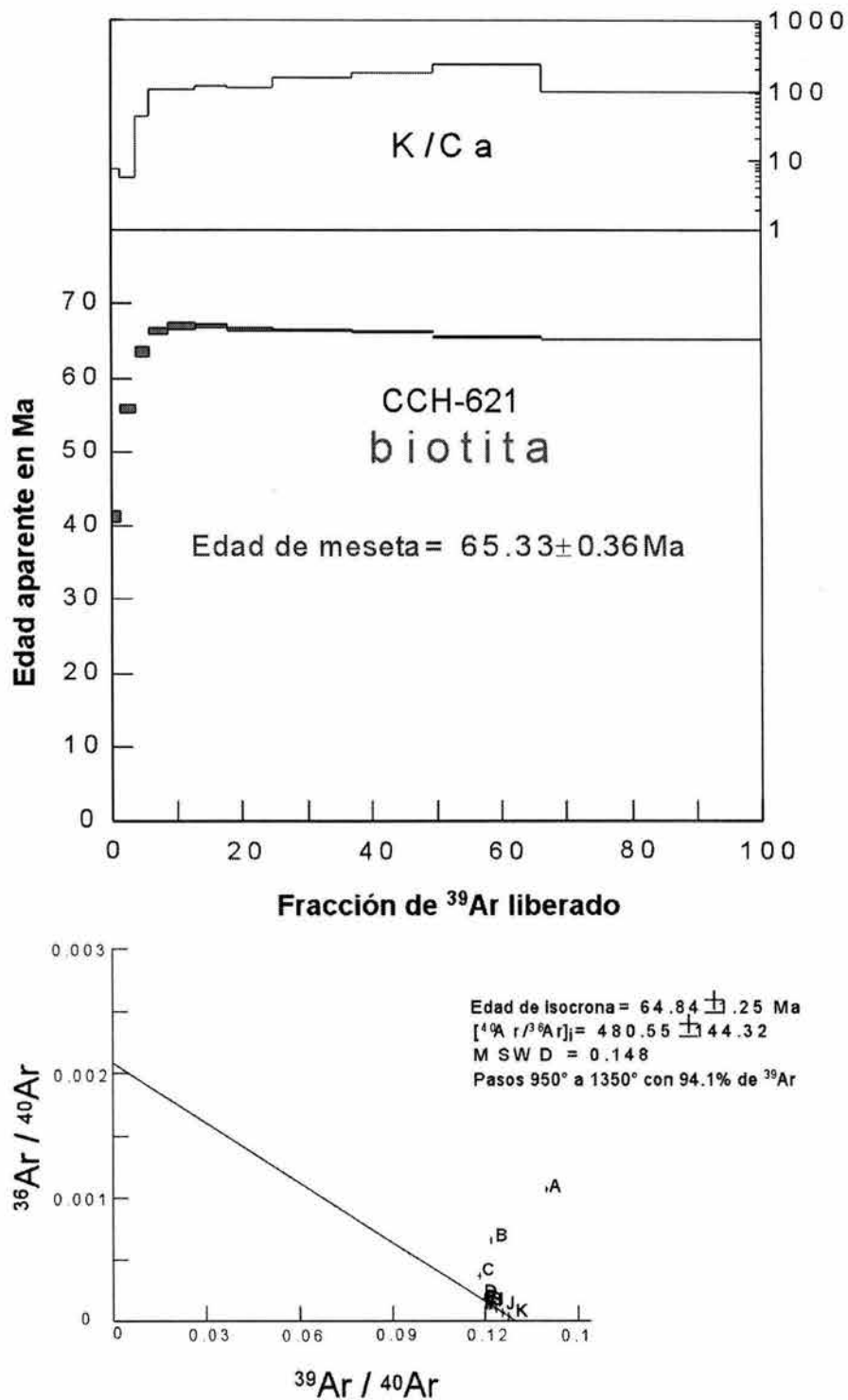


Figura 13. Diagrama K/Ca, espectro de edad aparente, e isócrona del experimento realizado sobre la muestra CCH-621 (AI-28).

Otra de las muestras fue colectada en la parte media de la secuencia (Muestra CCH-601, Tabla 1), cerca de la localidad de Tetelcingo, Guerrero, en el curso del Río Balsas. En esta zona la secuencia volcánica alcanza un espesor de más de 300 m y consiste de brechas volcánicas y conglomerados sedimentarios con lavas intercaladas. La muestra corresponde a una lava de composición riolítica de color rojizo con fenocristales de biotita y plagioclasa. Los cristales de biotita se encuentran ligeramente alterados por lo que se decidió separar un concentrado de plagioclasas que presentaban menor alteración. El separado mineral fue analizado en dos experimentos que arrojaron edades integradas de 65 ± 5 y 65 ± 7 Ma respectivamente y el diagrama de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ indica que es una fase homogénea (Figura 14). Aunque el segundo experimento fue realizado por fusión total en un solo paso de la muestra se obtuvo una edad similar al primer experimento realizado calentando por pasos. La interpretación de los espectros de edades es más complicada en este caso debido a la incertidumbre obtenida en las edades de cada paso de los experimentos. Sin embargo, las edades integradas obtenidas para esta muestra son equivalentes a la edad de 66 ± 2.3 Ma obtenida mediante K-Ar en un concentrado de biotitas en una muestra de la misma secuencia (Ortega-Gutiérrez 1980). La distribución de los puntos de cada paso en el diagrama de correlación inversa permite una mejor definición en la intercepción con el eje $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ que arroja una relación inicial del argón atmosférico de 306 ± 6 (similar a la actual de 295.5) y la edad que se obtiene es 60 ± 3 Ma. En la Tabla 2 se muestran los detalles del calentamiento de los dos experimentos.

De la cuenca de Copalillo se obtuvieron dos muestras de la base de la secuencia. Una muestra de una lava con textura traquítica de composición andesítica fue colectada cerca de la localidad de Zicapa (Muestra CCH-399; Tabla 1; ver también Fig.12). Esta lava proviene de un dique que corta la secuencia de calizas en el flanco este del anticlinal de Copalillo. El espectro de edad obtenido de la roca total presenta una forma escalonada que indica que sufrió pérdida de argón, posiblemente por un evento de recalentamiento en el Eoceno-Oligoceno. Las edades obtenidas de las últimas fracciones sugieren que esta roca debe ser más antigua de 54 Ma (Figura 15). Debido a que este dique corta el pliegue de calizas se considera que es posterior a la deformación laramídica y por lo tanto se encontraría en el intervalo Maestrichtiano – Paleoceno.

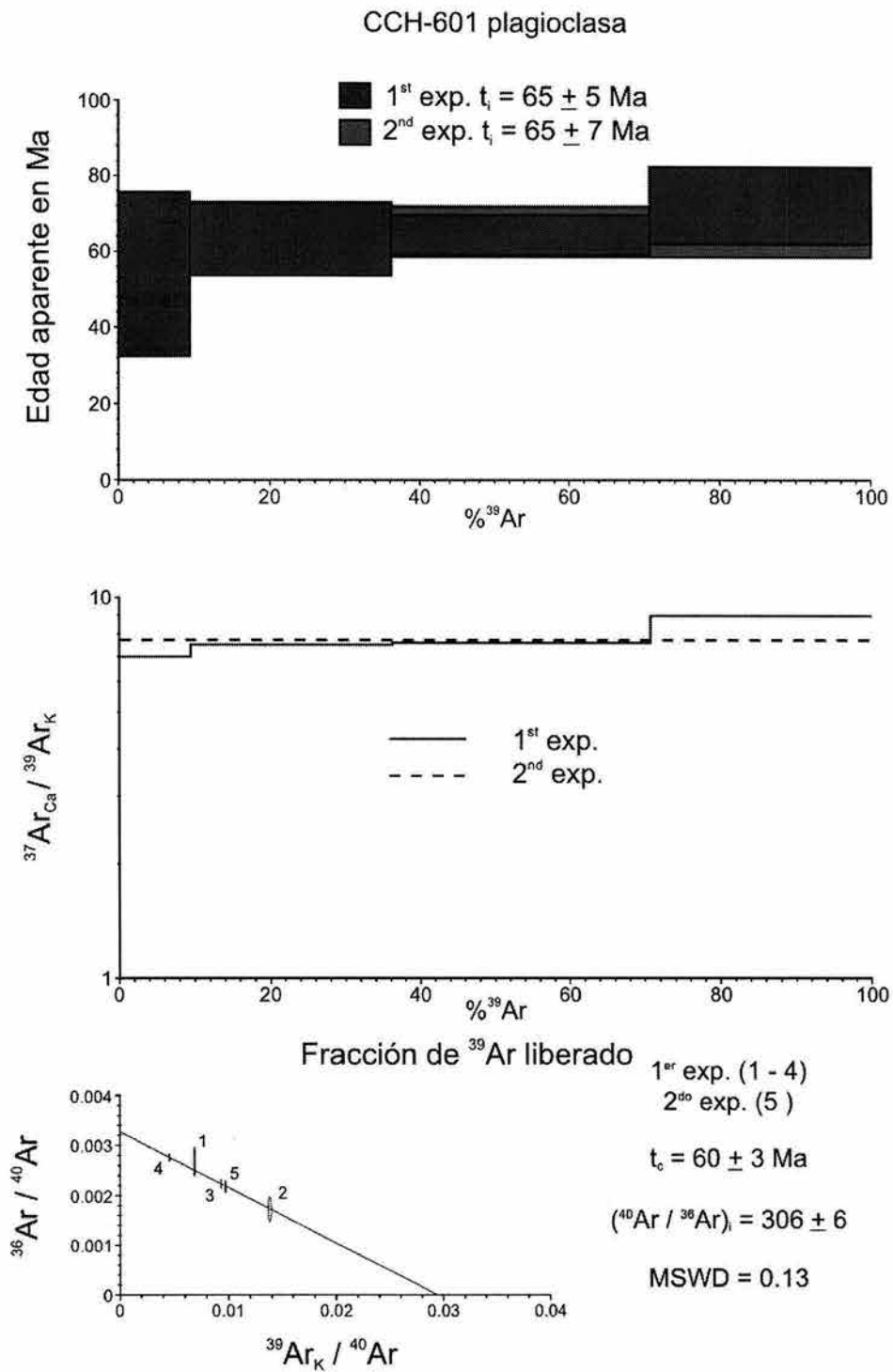


Figura 14.

Espectro de edad aparente, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isócrona de dos experimentos realizados sobre la muestra CH-601.

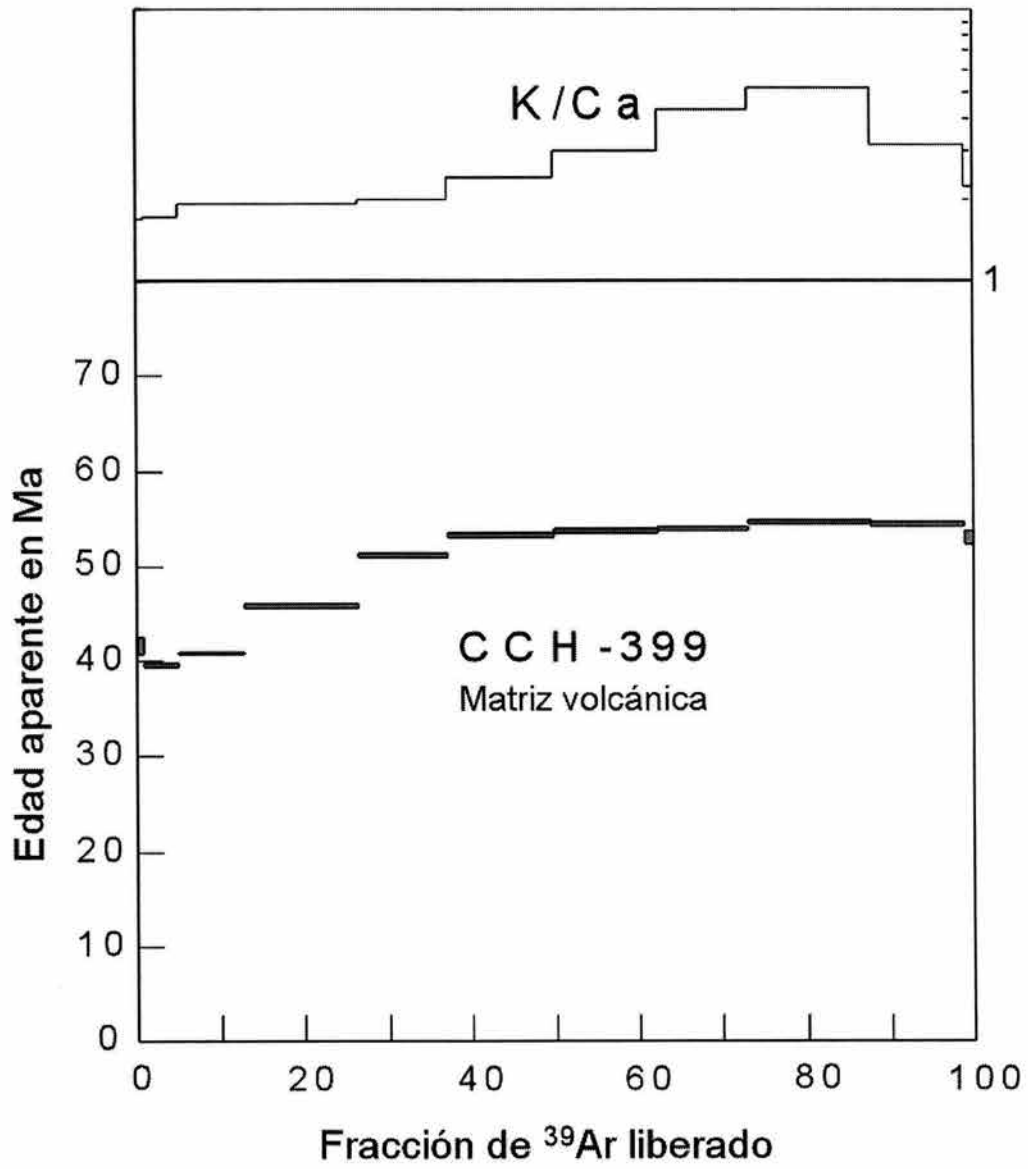


Figura 15. Espectro de edad aparente, e isócrona del experimento realizado sobre la muestra CCH-399.

Tabla 2. Detalles de los resultados del calentamiento por pasos de la muestra CCH-601

Temp °C	% ³⁹ Ar	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
	1 st exp. t _i = 65 ± 5 Ma; J = 2.30 ± 0.02 × 10 ⁻³			
900	9.5	54 ± 22	79.0	6.97
1100	26.7	63 ± 10	50.6	7.51
1300	34.5	64 ± 5	66.1	7.59
1450	29.3	72 ± 10	81.2	8.93
	2 nd exp. t _i = 65 ± 7 Ma; J = 2.30 ± 0.02 × 10 ⁻³			
1450	100	65 ± 7	64.2	7.79

t_c = 60 ± 3 Ma; (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 306 ± 6; MSWD = 0.13

Por otro lado, en la localidad de Copalillo aflora una secuencia de brechas volcánicas, tobas y sedimentos (conglomerados y areniscas principalmente). De esta secuencia se separó un concentrado de biotita de una toba lítica retrabajada entre dos brechas volcánicas (Muestra CCH-786; Tabla 1). Toda la secuencia se encuentra plegada de forma consistente con la deformación Terciaria de la cabalgadura de Papalutla como se verá más adelante. El espectro de edades muestra una forma escalonada (Figura 16); sin embargo, se pueden definir edades de meseta para el porcentaje de ³⁹Ar_K liberado a alta temperatura (~1350° a 1450° C). Estas edades son concordantes con la edad de isocrona calculada del diagrama de correlación inversa en 62.5 ± 0.5 Ma que se considera representativa de la secuencia.

En la cuenca de Chilpancingo aflora una secuencia de brechas volcánicas y tobas líticas intercaladas en rocas sedimentarias, conglomerados, areniscas, limonitas, con abundantes horizontes de yeso. Estas rocas se encuentran formando los flancos de un sinclinal mayor y sobreyacen discordantemente a la Formación Mezcala en la porción este, mientras que al suroeste de Chilpancingo cubren a la Formación Morelos. Su posición estratigráfica sobre la Formación Mezcala es evidente en los afloramientos sobre la carretera de cuota México-Acapulco, a la altura de Zumpango del Río. Se colectaron varias muestras de esta unidad que resultaron demasiado alteradas para fecharlas. Por su posición estratigráfica y estilo de deformación se considera que son equivalentes a la Formación Tetelcingo y de esta manera fueron cartografiadas. Sin embargo, es necesario realizar fechamientos de esta unidad para verificar su posición estratigráfica.

En la zona de Oztotitlán aflora una secuencia de rocas principalmente volcánicas. De esta localidad se colectó una lava riolítica intercalada en una secuencia de lechos rojos (Muestra CCH-264; Tabla 1). Esta roca presenta fenocristales de biotita, plagioclasa y cuarzo en una matriz vítrea de color rojo. El conglomerado en el que se encuentra intercalada contiene clastos abundantes de cuarcita y caliza y había sido considerado anteriormente parte de la secuencia de la

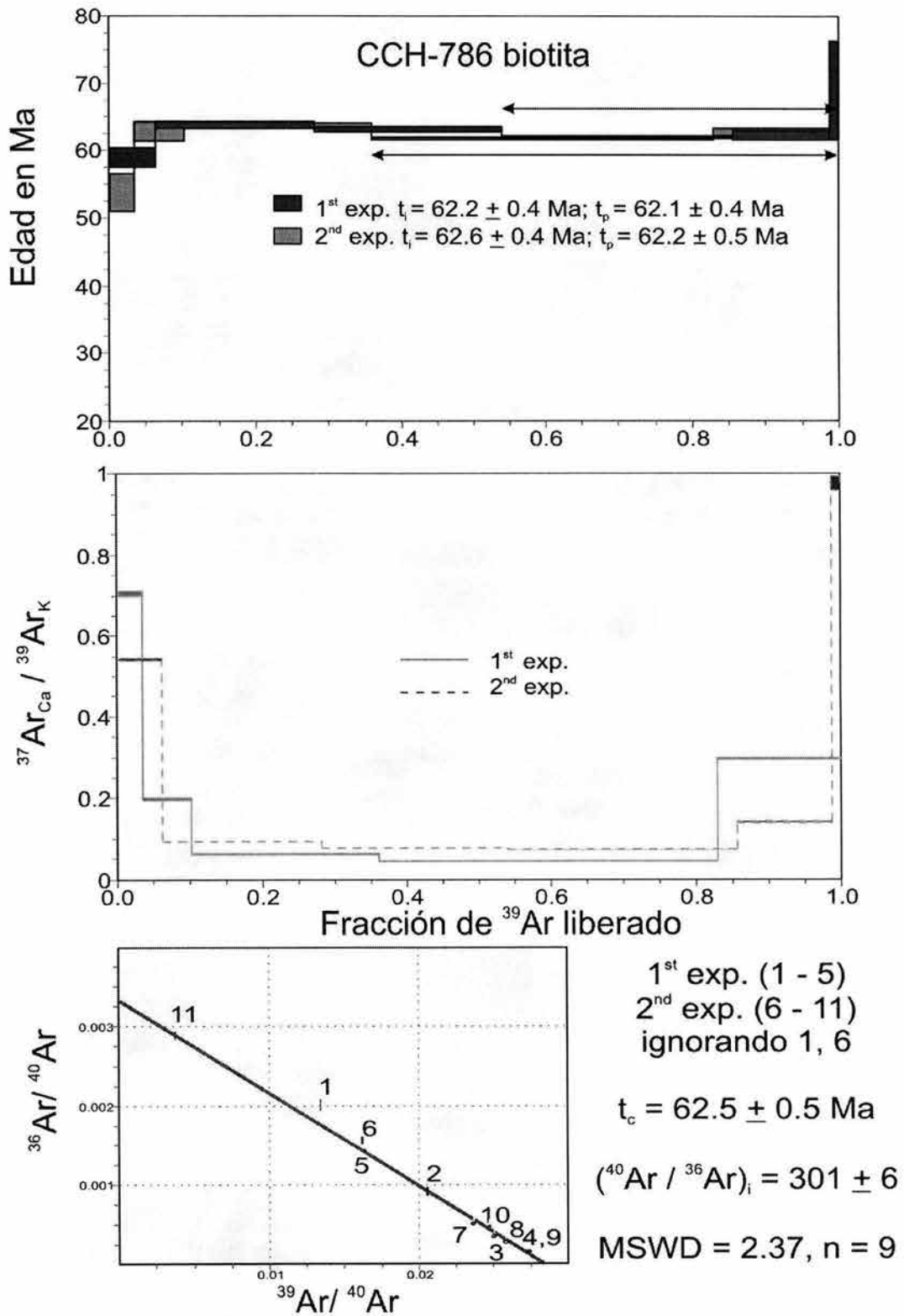


Figura 16. Espectro de edad aparente, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isócrona de dos experimentos realizados sobre la muestra CCH-786.

Formación Zicapa. Los dos experimentos realizados en esta muestra arrojaron edades integradas similares con espectros que tienen una forma escalonada (Figura 17). Del diagrama de correlación se obtiene una edad de isócrona bien definida de 57.8 ± 1.4 Ma. En la Tabla 3 se presentan los resultados detallados del calentamiento por pasos para los dos experimentos. La edad Paleoceno de esta muestra confirma que una buena parte de los lechos rojos cartografiados anteriormente como parte de la Formación Zicapa tienen en realidad una edad más joven. En esta zona, los lechos rojos son difíciles de diferenciar en campo pues presentan características litológicas y deformación similares, y por ello son necesarios más estudios detallados para detallar sus contactos.

Tabla 3. Detalles de los resultados del calentamiento por pasos de la muestra CCH-264

Temp °C	% ³⁹ Ar	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
	1 ^{er} exp. $t_i = 59.7 \pm 1.4$ Ma; $J = 2.30 \pm 0.02 \times 10^{-3}$			
900	12.4	55 ± 3 §	61.5	3.09
1100	40.0	58.2 ± 1.3	20.3	4.63
1300	23.8	60.6 ± 1.6	36.6	4.84
1450	23.8	64 ± 3	61.4	5.32
	2 ^o exp. $t_i = 62.3 \pm 1.4$ Ma; $J = 2.30 \pm 0.02 \times 10^{-3}$			
1100	48.3	61.0 ± 1.6	54.2	4.50
1300	29.5	62.7 ± 1.3	50.2	4.84
1450	22.2	65 ± 2	63.6	5.48

$t_e = 57.8 \pm 1.4$ Ma; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 314 \pm 6$; MSWD = 0.42

Finalmente, en la parte sureste del área de estudio, cerca de la localidad de Tlapa hay una secuencia de riolitas e ignimbritas sobreyaciendo directamente al complejo Acatlán y que anteriormente habían sido agrupadas por correlación en el evento oligocénico. Sin embargo, las edades paleocénicas de esta y otras rocas en la región revelan la existencia de un evento volcánico más antiguo que no se había reportado en esta zona. Para este trabajo, se colectó una muestra de esta secuencia cerca de la localidad de Chiletepec, Guerrero (Muestra CH-08; Tabla 1). Es una riolita de color rosa con fenocristales de plagioclasa y biotita. Se obtuvo un concentrado de plagioclasa que rindió edades integradas semejantes en dos experimentos (Figura 18). El diagrama de ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K muestra que la fase que rindió el 96% del argón liberado es homogénea. Finalmente, el diagrama de correlación arrojó una edad bien definida de 59.7 ± 0.7 Ma, que se considera como la mejor estimación de la edad aunque no varía significativamente de las edades integradas.

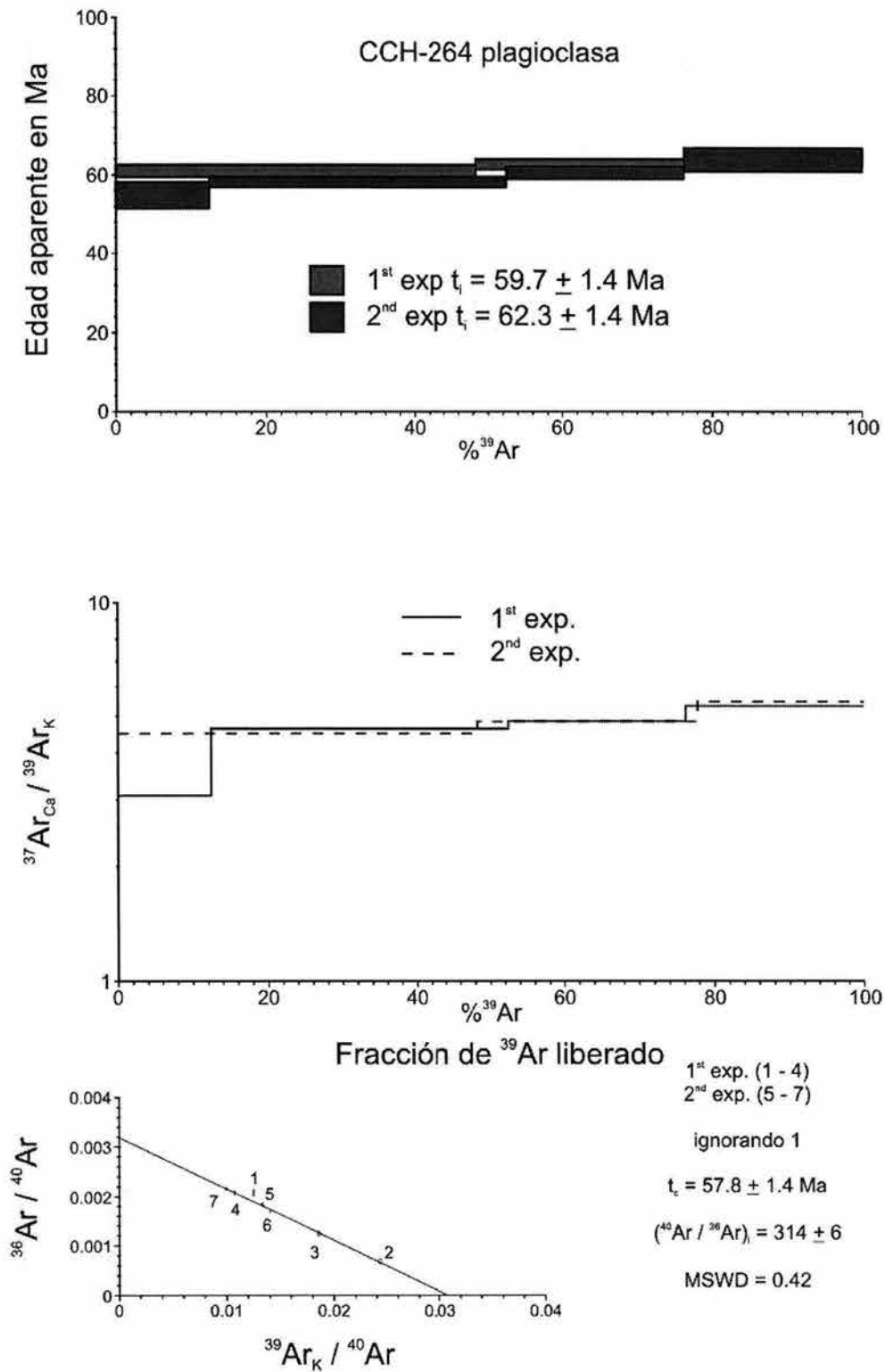


Figura 17. Espectro de edad aparente, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isócrona de dos experimentos realizados sobre la muestra CCH-264.

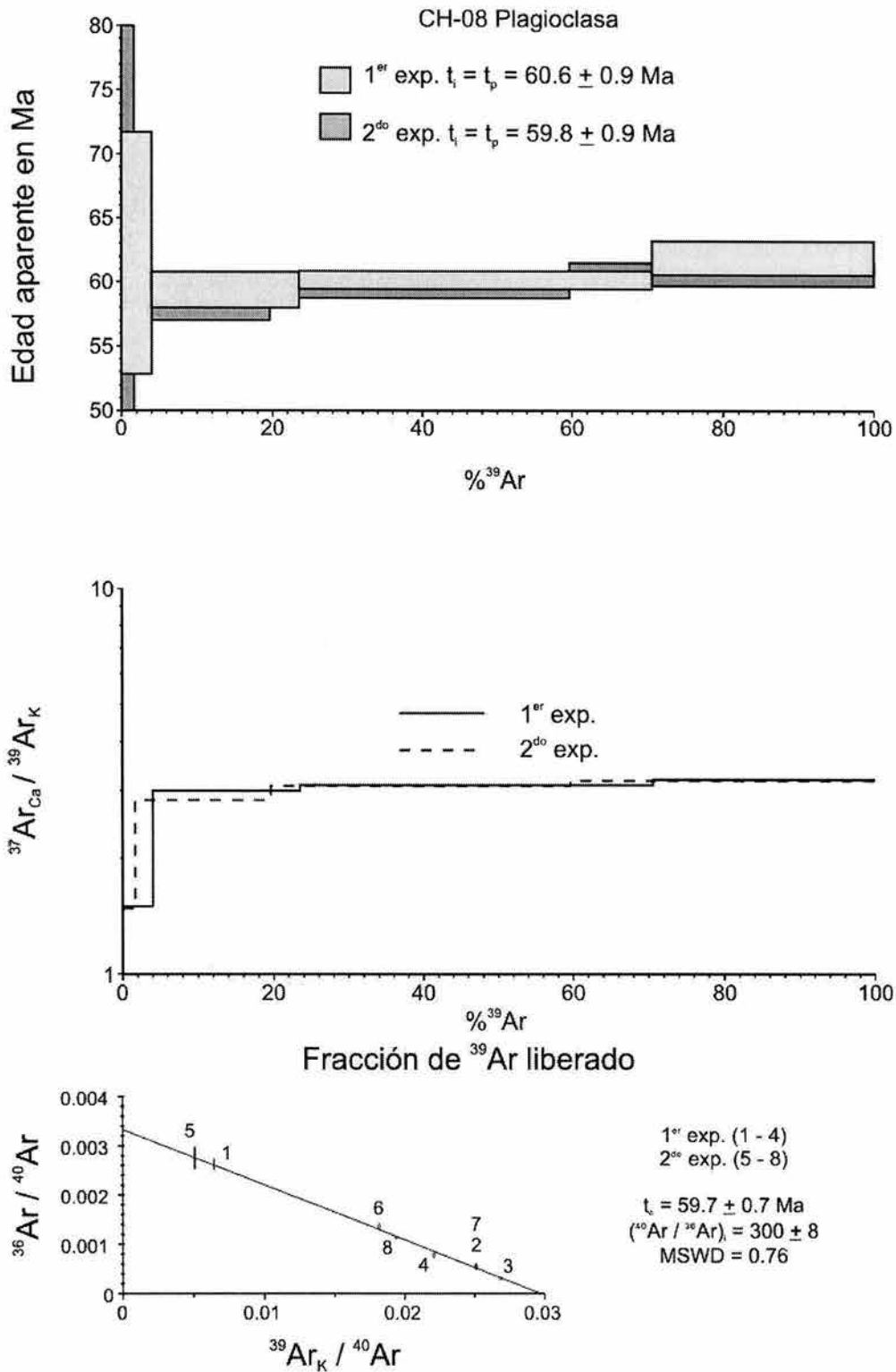


Figura 18.

Espectro de edad aparente, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}} / ^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isócrona de dos experimentos realizados sobre la muestra CH-08.

Grupo Balsas (Teo Cgp Ar)

La Formación Balsas fue definida por Fries (1960) como una secuencia de depósitos continentales, conglomerados, areniscas y limonitas. En este trabajo, se agrupan dentro del Grupo Balsas a todos los lechos rojos continentales con rocas volcánicas intercaladas con edades en el intervalo Paleoceno – Eoceno, dentro de las cuencas definidas anteriormente. En la cuenca del Alto Río Balsas, donde se observa la secuencia más completa, esta unidad se encuentra sobreyaciendo discordantemente a la Formación Tetelcingo y sobre las unidades Cretácicas y anteriores con una discordancia pronunciada. Dentro de la secuencia se observan también discordancias angulares que indican que se depositó contemporánea a la deformación del Terciario Inferior. En la cima, estos depósitos continentales se encuentran cubiertos por una secuencia horizontal de sedimentos lacustres y rocas volcánicas del Eoceno-Oligoceno. Notablemente, existe una importante variación espacial del ambiente de depósito de estos sedimentos que reflejaría las condiciones topográficas y climáticas que ocurrieron durante su formación (De Cserna et al. 1980). En la base de la secuencia del Alto Río Balsas predominan los conglomerados de caliza y clastos de areniscas provenientes de las formaciones Morelos y Mezcala. Esta secuencia se encuentra gradada normalmente y hacia la cima predominan las limolitas y secuencias evaporíticas.

En la cuenca de Tuzantlán-Tuliman, la base está compuesta por conglomerados con clastos de caliza de hasta 0.5 m de radio, de angulosos a sub-redondeados y con una matriz de arenisca. En los afloramientos al este de Paso Morelos se observa que están en contacto angular sobre una superficie de erosión cubriendo a la Formación Mezcala. Dentro de la misma cuenca, al sur de Tuliman, estos depósitos están compuestos de limolitas y estratos abundantes de yeso. En esta zona son más abundantes los clastos volcánicos. La geometría de los afloramientos dentro de la cuenca de Tuzantlán-Tuliman sugiere que los sedimentos se depositaron en un ambiente fluvial. Es probable que este antiguo río desembocara en la cuenca del Alto Río Balsas que funcionaba como un lago (De Cserna et al. 1980).

En Copalillo, la secuencia correlacionable con el grupo Balsas se encuentra en la parte sur y en los flancos de la cuenca. En el flanco este, cerca de la localidad de Zicapa, la secuencia sedimentaria está compuesta por conglomerados no consolidados de clastos de caliza y cuarcita. En el lado oeste, al norte de Copalillo, la secuencia se encuentra compuesta por conglomerados exclusivamente con clastos de caliza. En la parte media se observó cortada por diques de composición máfica que resultaron muy alterados para ser fechados.

Las edades de las rocas volcánicas que cubren a esta secuencia de lechos rojos, imponen un límite a su edad en el Eoceno Tardío. Existen muy pocos reportes de rocas volcánicas intercaladas dentro de la secuencia de la Formación Balsas, por lo que se ha interpretado que existen sólo centros aislados de volcanismo Paleoceno – Eoceno (Morán-Zenteno et al. 1999). Los reportes de fechamientos K-Ar que se han realizado a las rocas volcánicas dentro de esta secuencia no presentan suficiente información que permita estimar su confiabilidad. Entre los escasos reportes no publicados se encuentra el de un derrame andesítico intercalado con capas rojas en el área de Xochihuehuetlán (carr. Tlapa, Gro. – Acatlán, Pue) al noreste del área de estudio que arrojó una edad K-Ar de 37 Ma (Grajales-Nishimura y López-Infanzón 1983), o la edad K-Ar en plagioclasas de un derrame de basalto de olivino en la zona al oeste de Tetelcingo (Tetela del Río) que arrojó una edad de 42.3 ± 1.4 Ma (Maycotte 1981).

Magmatismo Eoceno Tardío – Oligoceno Temprano, Intrusivos, Ignimbritas, riolitas y rocas de composición basáltica intercalados con depósitos de ambiente lacustre y fluvial (Teo R Ig, To Ig, Teo Lac, To Intrusivo, To A-D).

Las secuencias del Terciario Inferior se encuentran cubiertas por una secuencia volcánica que atestigua un evento magmático en el Eoceno Tardío y Oligoceno Temprano. Esta unidad litológica corresponde a las rocas magmáticas Terciarias de la Sierra Madre del Sur que se extiende desde Colima y Michoacán hasta la zona del Istmo de Tehuantepec. De acuerdo con Morán-Zenteno et al. (1999) las rocas volcánicas de la Sierra Madre del Sur definen un cinturón plutónico en la parte cercana a la costa y otro volcánico en su parte continental con una orientación general noroeste-sureste y una tendencia geoquímica subalcalina. Como se mencionó anteriormente, se ha documentado una disminución gradual de las edades de estas rocas hacia el sureste desde el Paleoceno hasta el Mioceno (Herrmann et al. 1994; Schaaf et al. 1995; Morán-Zenteno et al. 1999). En la PGM, este segundo episodio volcánico se encuentra representado en el área de estudio por ignimbritas y riolitas, productos de campos volcánicos distribuidos en toda la zona, además de algunos intrusivos. En cuanto a su edad, este episodio volcánico comenzó ligeramente antes que el episodio ignimbritico-silíceo del Oligoceno (~32-28 Ma) de la Sierra Madre Occidental al norte de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Ferrari et al. 2002 y referencias incluidas en ese trabajo), aunque su volumen en el sur de México es menor y no se encuentra asociado a una deformación extensional significativa. A diferencia de la Sierra Madre Occidental, donde se han reportado grandes cantidades de extensión asociada al emplazamiento del volcanismo, en el sur de México este ha sido interpretado como consecuencia de una

reorganización de las placas a partir del Eoceno asociada con una deformación transtensional (Morán-Zenteno et al. 1999).

Las rocas más representativas de esta unidad en el área de estudio son ignimbritas de color verde y rosa moderadamente soldadas y con fenocristales de plagioclasa y biotita. Generalmente se encuentran discordantemente sobre sedimentos lacustres de la Formación Balsas. Las rocas más antiguas que se fecharon en el área de estudio se encuentran cubriendo la cuenca de Tuzantlán-Tulimán donde la secuencia se encuentra en mesetas y alcanza un espesor de más de 100 m. En la base los sedimentos lacustres tienen intercalados horizontes de tobas e ignimbritas de color verde. Cerca de la localidad de Apanguito, sobre esta secuencia se encuentra una riolita de color blanco a rosa, que varía de pobremente a bien soldada. Los fenocristales incluyen cuarzo, plagioclasa y biotita. La biotita es poco abundante, por lo que se preparó un concentrado de plagioclasa (Muestra CH-16; Tabla 1). En esta muestra se realizó solamente un experimento que arrojó una edad de 37.6 ± 0.3 Ma con las dos fracciones que definen la base del espectro con forma de "u". La forma de este espectro sugiere la presencia de exceso de argón (Figura 19). En el diagrama de correlación se obtuvo una edad de 37 ± 1 Ma que concuerda con la edad calculada para las dos fracciones más radiogénicas. Esta secuencia se siguió hacia el sur, donde se encuentra cubierta por una ignimbrita que tiene una edad $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ preliminar de alrededor de 35 Ma, en la zona de Tecuicuilco (Fitz-Díaz comunicación personal; Campa-Uranga et al. 2002).

En la zona de Atenango del Río, se fechó una lava andesítica que aflora a lo largo del Río Amacuzac (Muestra CCH-668; Tabla 1). Esta muestra presenta una textura afanítica. Se preparó un concentrado de la matriz volcánica. La edad asignada a esta muestra es la obtenida en el diagrama de isócrona 32.5 ± 0.3 Ma (Figura 20). Fitz-Díaz (comunicación personal) realizó fechamientos $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en esta misma roca obteniendo como resultado preliminar una edad de 35 Ma. En la zona se encuentran diferentes diques de composición basáltica, entre los cuales resalta uno con fenocristales de hornblenda con longitud de hasta 1 cm que corta la secuencia de la formación Mezcala con una orientación noroeste-sureste y aflora en la carretera hacia Copalillo. En esta misma zona pero en la parte norte se encuentra el campo volcánico de Buenavista que está compuesto por rocas de composición dacítica y riolítica (Morán-Zenteno et al. 1999). Fitz-Díaz (comunicación personal) obtuvo una edad $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ de 33 Ma en biotitas de una riolita en la localidad de Cruz de Palma.

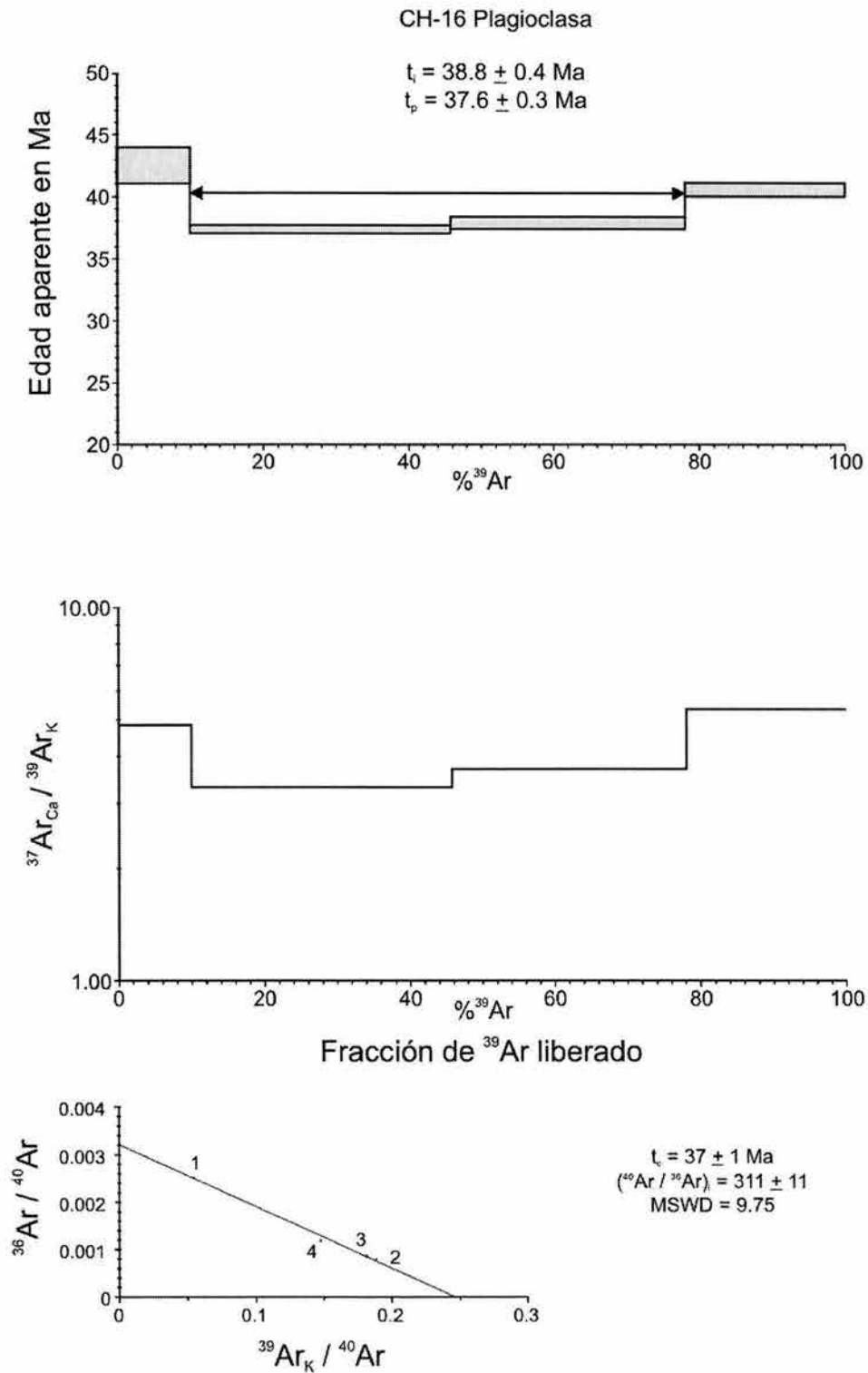


Figura 19. Espectro de edad aparente, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isócrona del experimento realizado sobre la muestra CH-16.

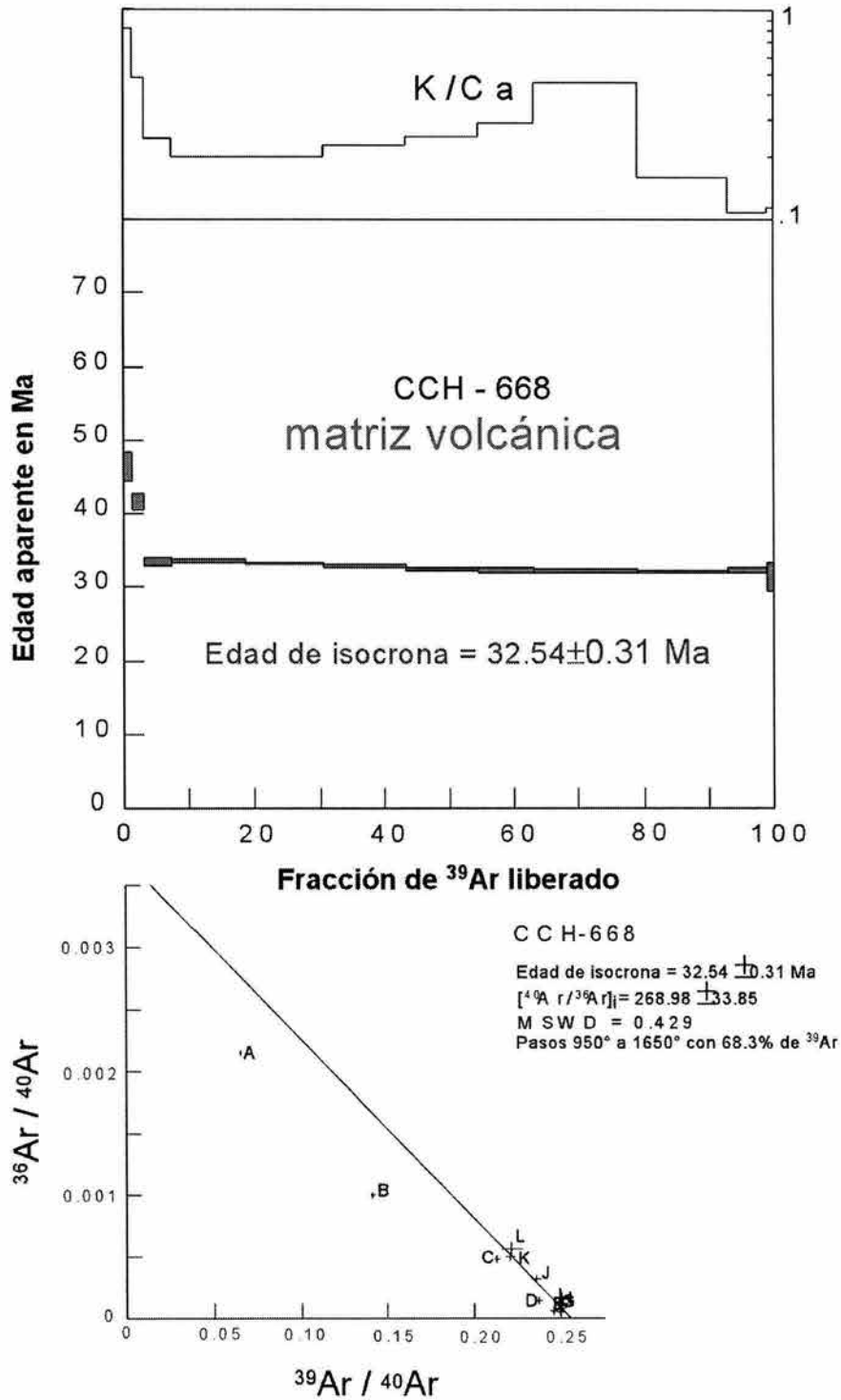


Figura 20.

Diagrama K/Ca, espectro de edad aparente, e isócrona del experimento realizado sobre la muestra CCH-668 (AI-21).

En la zona de Chilapa la secuencia del Terciario Medio está compuesta por brechas volcánicas, lavas, ignimbritas y tobas de composición heterogénea. Toda esta secuencia se encuentra dentro de una depresión formada por un lado por la cabalgadura de Zitlala y por fallas con desplazamiento lateral y dirección noroeste-sureste. Dentro de esta depresión se depositaron sedimentos lacustres que se encuentran intercalados con la secuencia volcánica. Una muestra de esta secuencia fue colectada en los alrededores de Chilapa, Guerrero (Muestra CH-05; Tabla 1). Es una ignimbrita que presenta variaciones de color verde y rosa, moderadamente soldada, con abundante pómez, algunos clastos y fenocristales de plagioclasa. La ignimbrita de color rosa tiene una menor cantidad de cristales por lo que se seleccionó la de color verde. En dos experimentos realizados en un concentrado de plagioclasas se obtuvieron edades integradas similares, en espectros con forma ligeramente escalonada (Figura 21). El diagrama de isócrona utilizando todas las fracciones de argón extraído en los dos experimentos arroja una edad bien definida en 32.7 ± 0.4 Ma que se utiliza como la mejor estimación de la edad de enfriamiento de esta roca.

En Zumpango del Río, la secuencia volcánica cubre discordantemente a los conglomerados rojos y se encuentra ligeramente inclinada hacia el norte. En esta zona las ignimbritas se observan como remanentes de una cubierta que se encuentra apoyada en el flanco norte de un alto topográfico compuesto por calizas y conglomerados. En las mesas que se encuentran al noroeste de Zumpango del Río se observan dos capas de ignimbrita que se diferencian por el color verde en la base y rosa en la cima. La cubierta de ignimbritas sobreyace a una secuencia de limos y areniscas de color rojizo con abundante yeso. Los dos experimentos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ efectuados en un concentrado de plagioclasas de la ignimbrita de color verde (muestra CH-14, Tabla 1) rindieron edades integradas, reproducibles y estadísticamente iguales a la edad calculada en el diagrama de correlación utilizando todas las fracciones de argón obtenidas. La edad de isocrona 35.6 ± 0.7 Ma se considera como la mejor estimación de la edad de esta roca (Figura 22).

Al norte de la cuenca del Alto Río Balsas se encuentran algunos diques que cortan la secuencia sedimentaria del Cretácico. Cerca de la localidad de Zoquiapan, Gro, se colectó una muestra de un dique de composición andesítica que corta la secuencia de la Formación Mezcala (Muestra CCH-647; Tabla 1). En este caso también se preparó un concentrado de la matriz volcánica. El espectro de edades presentado en la Figura 23 muestra una meseta mal definida, sin embargo, el diagrama de correlación permite definir de manera adecuada la intercepción del eje de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, arrojando una edad de 32.2 ± 0.3 Ma.

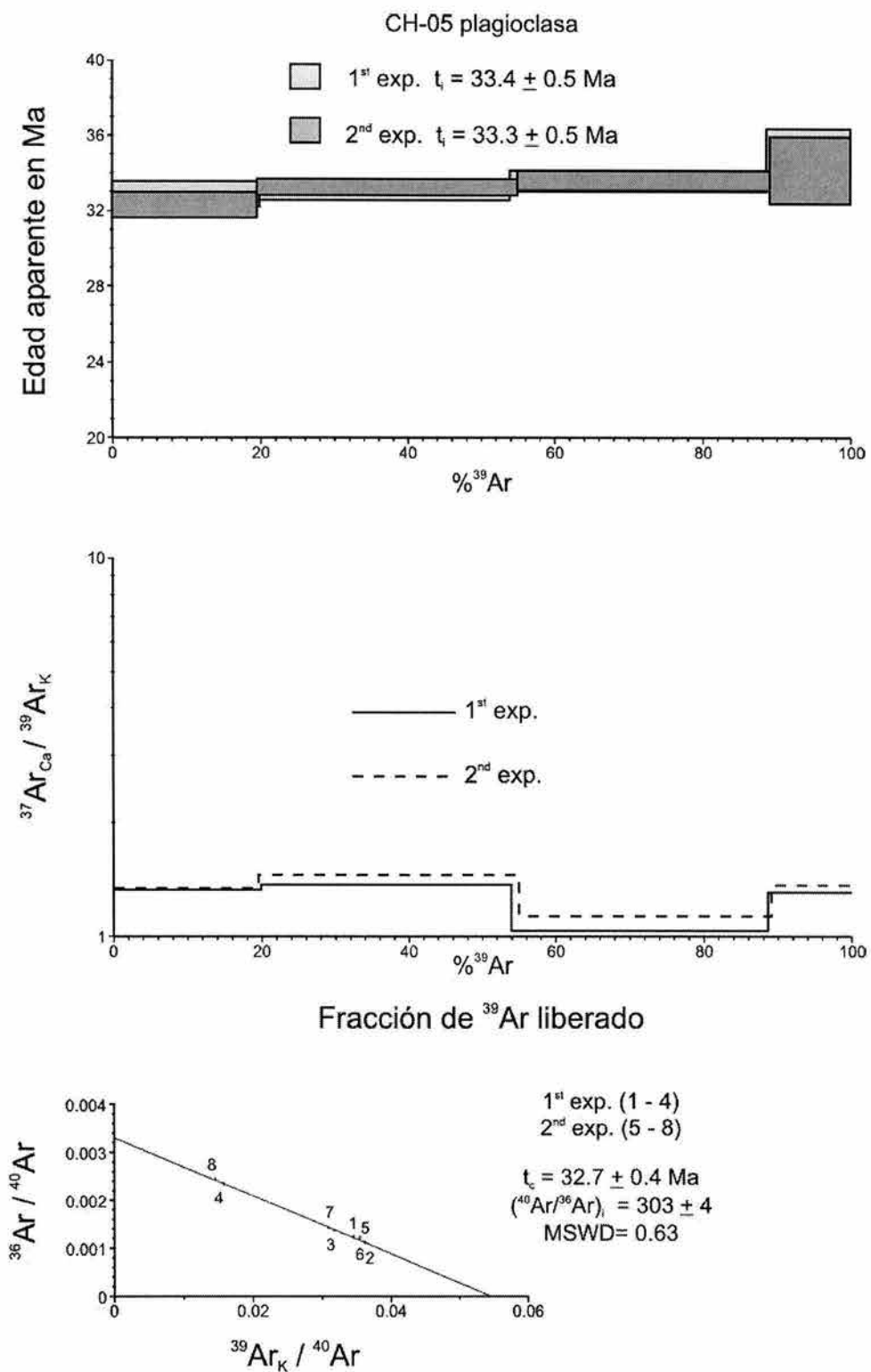


Figura 21. Espectro de edad aparente, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isócrona de dos experimentos realizados sobre la muestra CH-05.

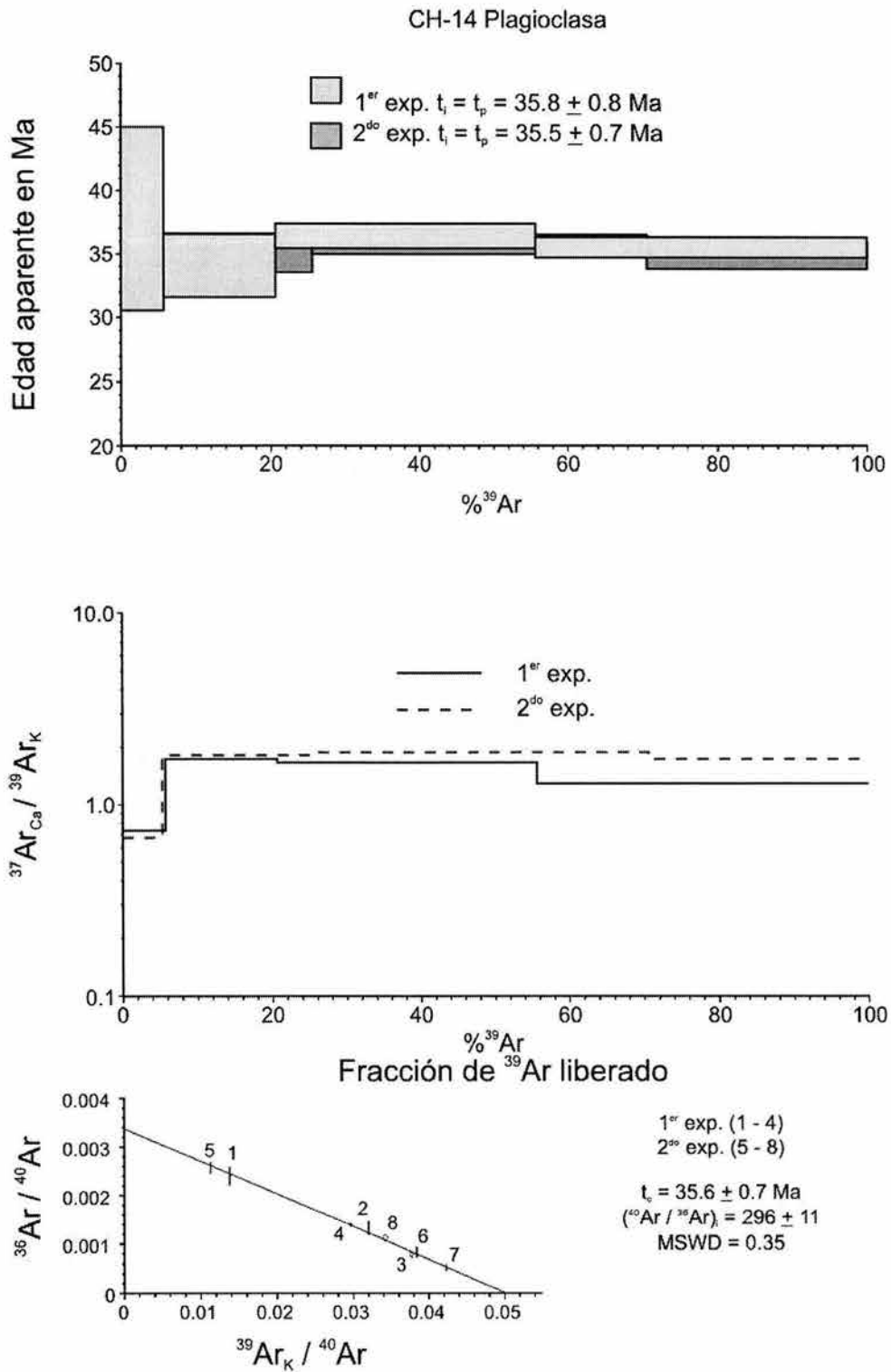


Figura 22.

Espectro de edad aparente, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}} / ^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isócrona de dos experimentos realizados sobre la muestra CH-14.

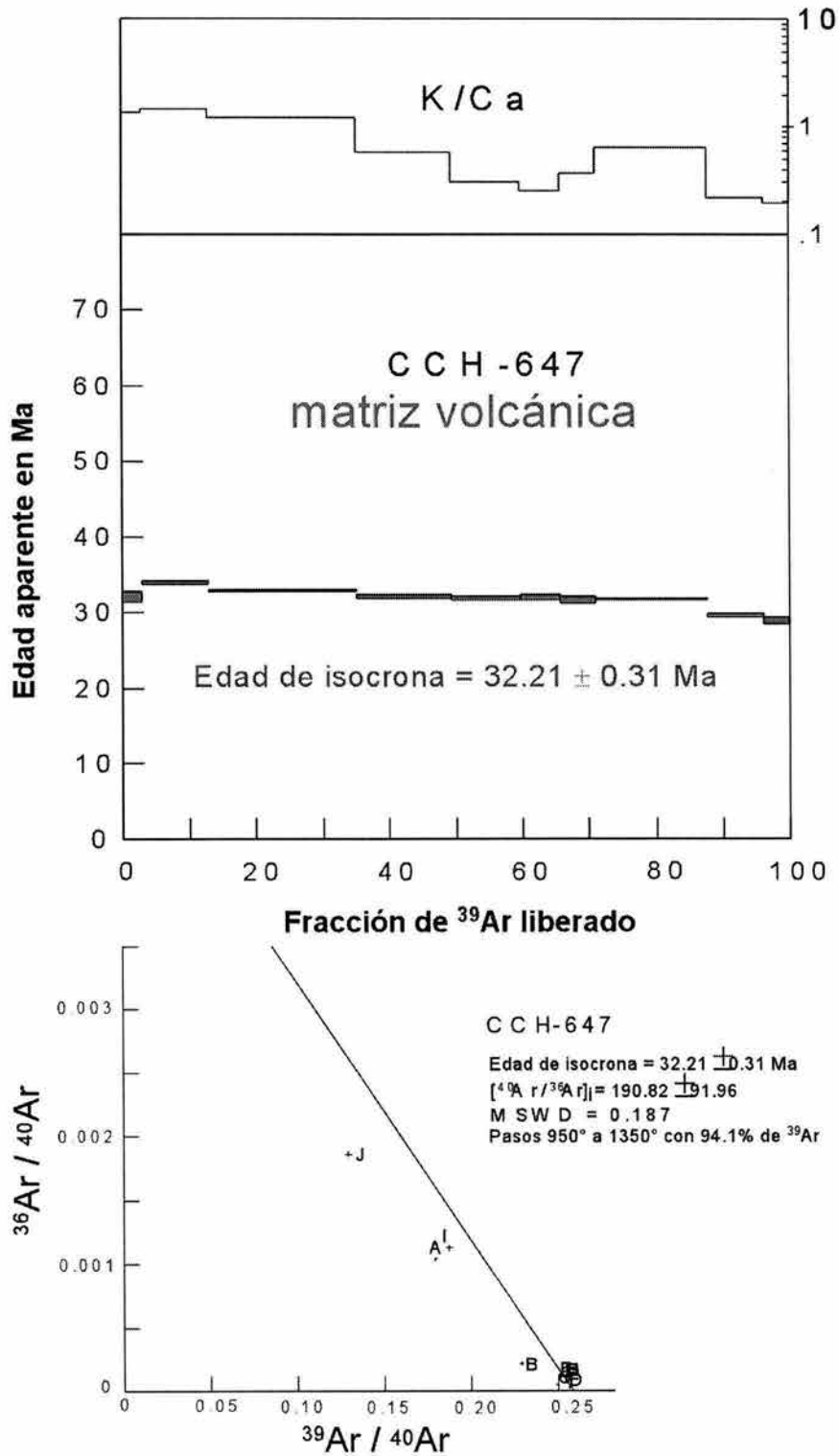


Figura 23. Diagrama K/Ca, espectro de edad aparente, e isócrona del experimento realizado sobre la muestra CCH-647 (AI-29).

En la intersección de la cuenca de Tuzantlán-Tuliman y el Río Balsas, la secuencia se encuentra cortada por un cuerpo volcánico en forma de intrusivo. Se colectó una muestra de un cuerpo hipabisal que corta la secuencia terciaria de lechos rojos en la intersección del Río Balsas con la autopista México-Acapulco (Muestra CH-15; Tabla 1). Es una roca volcánica intermedia de textura afanítica y color café oscuro con algunos fenocristales de plagioclasa. En este caso se preparó un concentrado de la matriz afanítica y se realizaron dos experimentos que arrojaron edades similares, aunque una de las fracciones se perdió en el primer experimento (Figura 24). El diagrama de correlación muestra una línea bien definida ignorando las fracciones 1, 6, 11 y 12 que están en los extremos del espectro. Las fracciones 1 y 6 muestran un enriquecimiento de argón y en el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ se observa una diferencia notable entre estas fracciones. La edad de esta muestra es 31.4 ± 0.4 Ma.

Finalmente, se colectó una muestra (CH-18; Tabla 1) de la granodiorita San Miguel en las cercanías de Chiautla, Puebla (Sabanero et al. 1996), que corta discordantemente a las calizas de la Formación Morelos. Este intrusivo se encuentra en el contacto entre las rocas metamórficas del CA y muestra foliación magmática y una aureola de contacto que metamorfiza a las calizas de la Formación Morelos. Aunque se encuentra ligeramente fuera del área de estudio, es importante mencionarlo pues no existen reportes de intrusivos terciarios en el área de estudio y además, este intrusivo es particularmente interesante pues corta el contacto entre el CA y la Formación Morelos. De esta roca se obtuvo un concentrado de biotita que rindió experimentos completamente reproducibles, espectros de edad planos, con edades integradas indistinguibles de las edades de meseta, y en completo acuerdo con la edad de isocrona calculada utilizando todas las fracciones de argón obtenidas (Figura 25). Se toma la edad de 30.9 ± 0.3 Ma como la mejor estimación de edad para esta roca.

Depósitos continentales de origen fluvio-lacustre de edades diversas desde el Oligoceno (Tn Lac).

A partir del final del Eoceno y el Oligoceno, se encuentran en el área de estudio diferentes secuencias sedimentarias de ambiente lacustre que se encuentran intercaladas con las rocas volcánicas o cubriéndolas. La secuencia mas notable se encuentra en la cima de la cuenca del

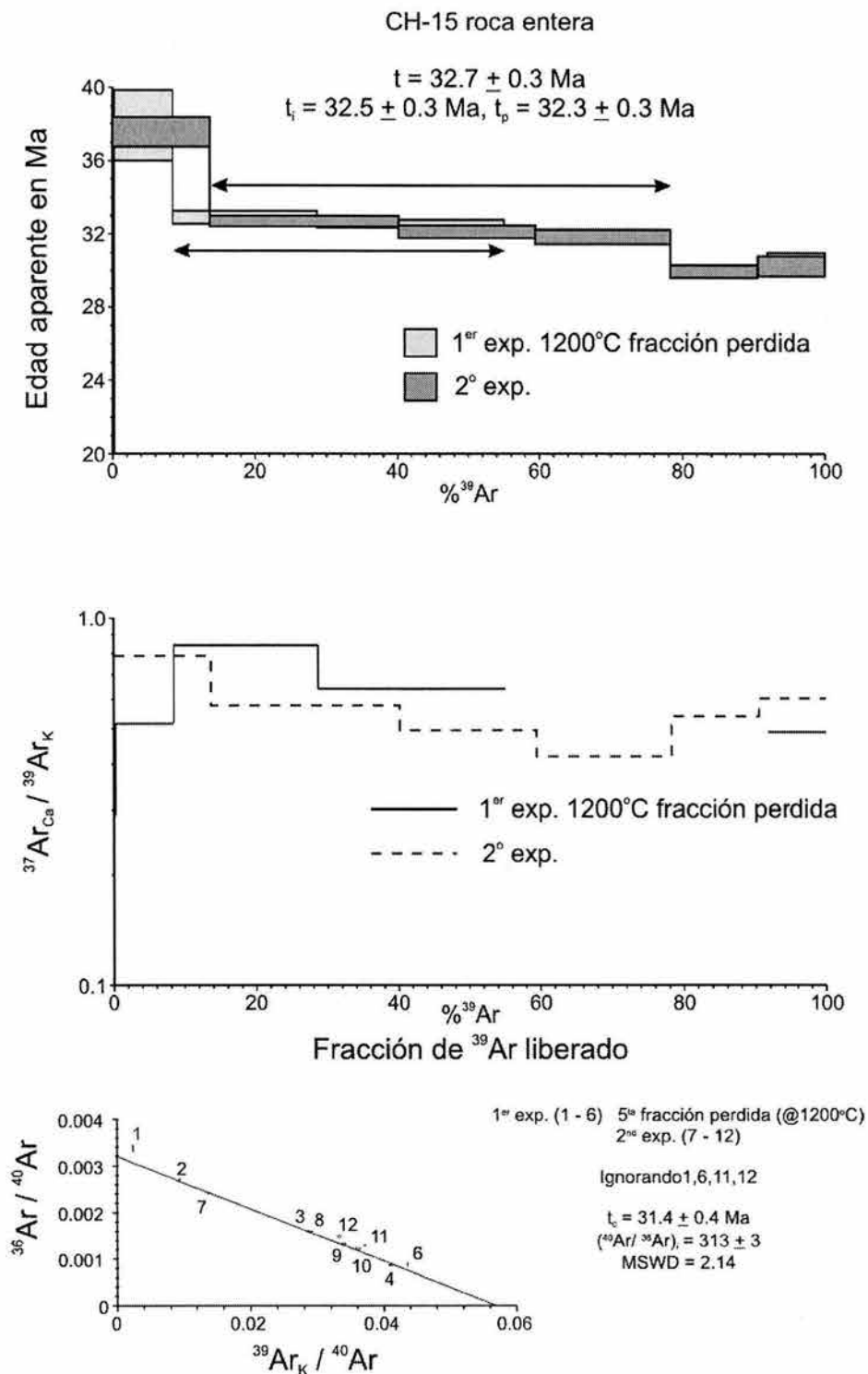


Figura 24. Espectro de edad aparente, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isócrona de dos experimentos realizados sobre la muestra CH-15.

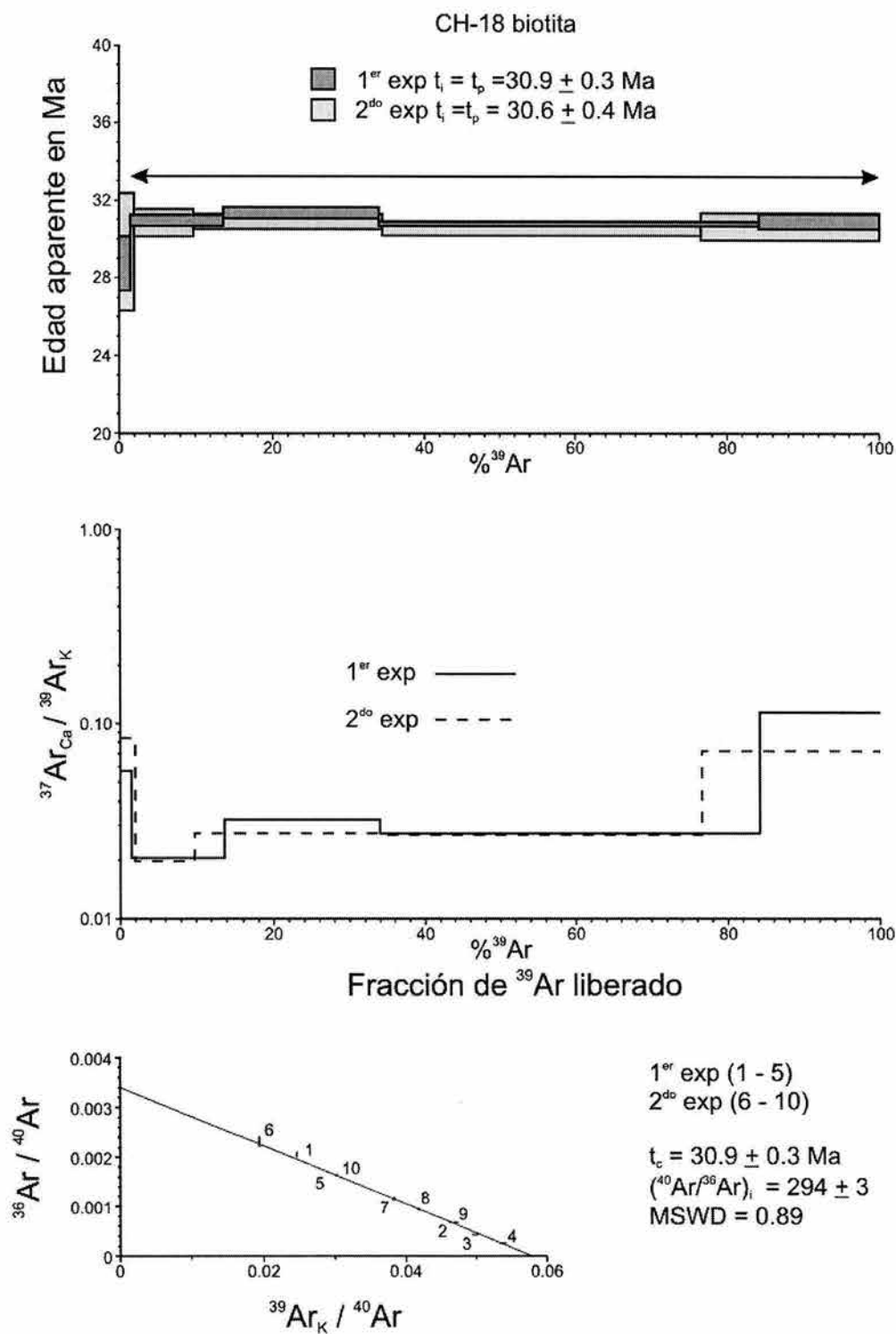


Figura 25. Espectro de edad aparente, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isócrona de dos experimentos realizados sobre la muestra CH-18.

Tabla 4. Detalles del calentamiento por pasos de las muestras procesadas en el laboratorio de Termocronología del USGS*.

Paso	Temp °C	% ³⁹ Ar del total	Radiogénico obtenido (%)	³⁹ Ar _k (Moles x 10 ⁻¹²)	⁴⁰ Ar* ³⁹ Ar _k	K/Ca Aparente	K/Cl Aparente	Edad Aparente (Ma)	Error (Ma)	
CCH-647 Andesita matriz volcánica J = 0.004665 ± 0.50% peso = 246.8 mg #41KD22										
A	650	3.1	69.3	0.178608	3.857	1.36	189	32.17 ±	0.34	
B	750	9.9	93.6	0.574653	4.083	1.47	2159	34.04 ±	0.10	
C	850	22.0	98.5	1.279440	3.942	1.23	8957	32.88 ±	0.05	
D	900	14.4	99.1	0.837708	3.853	0.58	2227	32.14 ±	0.08	
E	950	10.3	97.7	0.597901	3.826	0.30	647	31.91 ±	0.11	
F	1000	6.0	96.4	0.347855	3.828	0.26	224	31.93 ±	0.17	
G	1050	5.1	96.7	0.298630	3.799	0.36	157	31.69 ±	0.20	
H	1150	16.8	96.8	0.974292	3.806	0.64	187	31.75 ±	0.07	
I	1450	8.3	66.6	0.484163	3.548	0.21	47	29.62 ±	0.14	
J	1650	4.0	44.9	0.233310	3.471	0.19	51	28.97 ±	0.26	
Gas		100.0	91.8	5.806560	3.840	0.74	2640	32.03		
Total										
CCH-399 Andesita matriz volcánica J = 0.004655 ± 0.50% peso = 255.7 mg #44KD22										
A	550	1.0	44.3	0.139218	5.012	1.68	108	41.61 ±	0.43	
B	650	4.1	84.8	0.600376	4.765	1.72	817	39.58 ±	0.11	
C	750	.7	98.4	1.125894	4.920	1.90	110516	40.85 ±	0.05	
D	850	13.7	99.5	2.001919	5.515	1.93	0	45.73 ±	0.10	
E	900	10.5	99.5	1.533223	6.165	2.01	20530	51.05 ±	0.13	
F	950	12.8	99.6	1.863594	6.418	2.38	11426	53.11 ±	0.11	
G	1000	12.6	99.6	1.843065	6.476	2.98	7231	53.58 ±	0.11	
H	1050	10.7	99.6	1.560659	6.509	4.24	2701	53.85 ±	0.14	
I	1150	14.4	99.5	2.101545	6.590	5.10	1182	54.51 ±	0.10	
J	1450	11.3	98.2	1.643723	6.578	3.19	245	54.41 ±	0.12	
K	1650	1.1	93.8	0.163724	6.388	2.24	245	52.86 ±	0.35	
Total		100.0	98.1	14.57694	6.130	2.97	13595	50.76		
CCH-668 Andesita matriz volcánica J = 0.004655 ± 0.50% peso = 239.5 mg #45KD22										
A	550	1.4	36.4	0.062887	5.597	0.81	63	46.40 ±	0.95	
B	650	1.9	70.5	0.088034	5.008	0.48	149	41.57 ±	0.60	
C	750	4.1	85.8	0.188553	4.025	0.24	494	33.49 ±	0.28	
D	850	11.1	95.8	0.510016	4.033	0.20	1810	33.56 ±	0.11	
E	900	12.0	98.1	0.548574	3.986	0.20	3588	33.16 ±	0.10	
F	950	12.8	98.5	0.587885	3.952	0.23	2702	32.88 ±	0.09	
G	1000	11.1	97.5	0.507326	3.892	0.25	1122	32.39 ±	0.12	
H	1050	8.6	96.9	0.396026	3.883	0.29	492	32.32 ±	0.15	
I	1150	16.1	96.2	0.737365	3.870	0.45	284	32.21 ±	0.08	
J	1450	13.8	90.7	0.630745	3.846	0.16	92	32.01 ±	0.09	
K	1650	5.9	85.4	0.269551	3.874	0.11	120	32.25 ±	0.20	
L	1650	1.2	83.5	0.052796	3.768	0.11	121	31.37 ±	1.01	
Total		100.0	93.6	4.579758	3.964	0.26	1236	32.98		
CCH-621 Andesita-Dacita (?) biotita J = 0.004750 ± 0.50% peso = 23.4 mg #39KD22										
A	750	1.5	68.3	0.045240	4.873	7.54	58	41.28 ±	0.46	
B	850	2.2	80.6	0.065652	6.619	5.67	55	55.85 ±	0.34	
C	900	2.1	89.2	0.063520	7.547	41.48	55	63.54 ±	0.34	
D	950	2.8	94.4	0.083673	7.889	103.87	56	66.36 ±	0.23	
E	1000	4.2	95.9	0.123287	7.966	104.48	57	67.01 ±	0.21	
F	1050	4.8	96.1	0.142955	7.971	112.19	57	67.04 ±	0.13	
G	1100	7.2	96.3	0.213319	7.913	106.96	57	66.57 ±	0.11	
H	1150	12.0	96.3	0.356019	7.908	149.96	58	66.52 ±	0.09	
I	1200	12.8	97.0	0.377431	7.861	184.21	58	66.14 ±	0.06	
J	1250	16.6	97.9	0.490637	7.791	233.69	48	65.56 ±	0.05	
K	1350	33.7	98.9	0.996354	7.751	99.65	60	65.23 ±	0.04	
Total		100.0	96.5	2.958087	7.752	135.44	57	65.24		
50.27% del gas en la meseta entre los pasos de 1250° y 1350°								Edad de meseta =	65.33 ±	0.4

* Las edades están calculadas suponiendo una relación inicial de ⁴⁰Ar/³⁶Ar = 295.5 ± 0. Las estimaciones de la precisión están dentro del nivel 1σ. Las edades de pasos individuales no incluye el error en el parámetro de irradiación J. El error para la edad de gas total no esta calculado.

Alto Río Balsas, donde se conoce con el nombre de Formación Oapán (Najera-Garza 1956). La presencia de esta unidad en la secuencia del Balsas se ha interpretado como deposición en una cuenca endorreica lacustre de gran tamaño (De Cserna et al. 1980). En efecto, los remanentes de esta unidad se encuentran en mesas horizontales ubicadas en los márgenes del río Balsas, con una altura de ~ 300 m mas arriba que la parte baja de la secuencia. Esta cuenca podría extenderse al suroeste hasta la zona de Xochipala donde se encuentra una mesa ubicada a la misma altura. Como se mencionó anteriormente, esta unidad se encuentra discordante sobre la Formación Balsas, generalmente en forma horizontal, cubriendo una paleotopografía. Estas mesetas contienen estratos de yesos y travertinos intercalados con tobas. Las tobas muestran estructuras sedimentarias, tales estratificación cruzada y gradación, que indican que sufrieron retrabajamiento después de su deposición. Secuencias similares se observan en los márgenes de la cuenca de Tuzantlán-Tuliman, donde están compuestas por conglomerados de caliza cementados por una matriz calcárea y travertinos. Los travertinos afloran principalmente en las mesa de Tecuicuilco.

En la zona de Atenango del Río se encuentra otra secuencia lacustre con tobas intercaladas. La secuencia está compuesta por areniscas de grano fino y limolitas con una coloración blanca a ligeramente verde. Esta secuencia se encuentra ligeramente deformada formando un pliegue sinclinal abierto. Mientras que en Copalillo y San Juan de la Joyas, los remanentes de mesetas similares se encuentran compuestas principalmente por travertinos.

2. 6. 6 Lahares (Q Lh) y Aluvión (Q Al)

La unidad cartografiada como aluvión se encuentra restringida a las partes bajas de las cañadas y ríos, además de los rellenos recientes de dolinas y poljes. Consiste de gravas, arenas y limos no consolidados. Por otro lado, en una faja de 1 km en los márgenes del río Amacuzac se encuentra un depósito de lahares con clastos de basalto y andesita que posiblemente provienen de la Faja Volcánica Transmexicana y que se cartografiaron en la unidad *Q Lh*.

2. 7 Resumen de las edades obtenidas

En la Tabla 1, se muestra el resumen de las edades obtenidas. De forma evidente, se definen dos episodios magmáticos en el área de estudio. En la Figura 26 se muestran combinados los espectros de edad obtenidos en las muestras analizadas en este trabajo (exceptuando CCH-399 y CCH-601) y que definen de manera general los episodios magmáticos documentados en este trabajo.

Un primer episodio dentro del intervalo de edad Maastrichtiano-Paleoceno delimitado por las edades publicadas anteriormente (Ortega-Gutiérrez 1980; Meza-Figueroa et al. 2003) y las edades obtenidas de las muestras CH-08, CCH-264, CCH-601, CCH-621, CCH-786, delimitado entre 68 y 57 Ma. El espectro de edad de la muestra CCH-399 permite inferir que es que es más antigua de 54 Ma y podría pertenecer también a este episodio. Es también posible que este episodio pueda dividirse en pulsos, aunque son necesarios más fechamientos en estas rocas para corroborar esta idea.

El segundo episodio magmático es de composición heterogénea, aunque predominan las rocas riolíticas. Se ubica en el intervalo de edad Eoceno-Oligoceno y ha sido documentado ampliamente en trabajos previos en el sur de México (Morán-Zenteno et al. 1999 y referencias incluidas). Las edades obtenidas en este trabajo de las muestras CH-05, CH-14, CH-15, CH-16, CCH-647 y CCH-668, aportan nuevos datos sobre este evento de volcanismo que se encuentra ampliamente distribuido en la Sierra Madre del Sur. Las edades indican que este evento ocurrió aproximadamente entre 37 y 30 Ma.

Finalmente la edad de la muestra CH-18 obtenida de una granodiorita al noreste del área de estudio aporta evidencias sobre la edad de enfriamiento de los intrusivos que dieron origen al segundo episodio volcánico y sobre la erosión que afectó a la zona posterior a los 30 Ma.

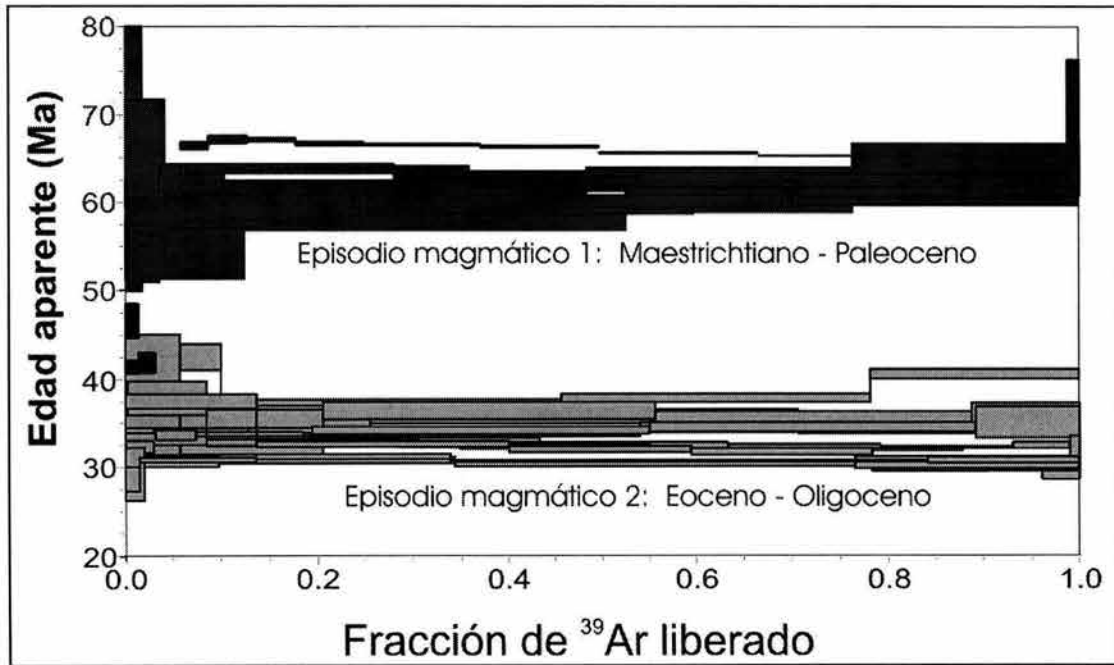


Figura 26.

Espectros de edad aparente combinados de las muestras analizadas en este trabajo, exceptuando las muestras CCH-601 y CCH-399. Se omitieron estos espectros debido a que la interpretación del espectro de edad de la muestra CCH-399 solo permite inferir que es más antigua de 54 Ma, mientras que el espectro de la muestra CCH-601 no presenta una meseta definida y el error en los pasos complica la visualización de los otros espectros. En esta figura se observan los dos grupos de edades que se documentan en el área de estudio: Maestrichtiano-Paleoceno y Eoceno - Oligoceno.

CAPITULO 3

Base de datos de edades isotópicas del sur de México. *Episodios magmáticos del Cretácico Superior y Terciario Inferior*

Antes de continuar con la descripción de los eventos de deformación en el área de estudio, en este capítulo se presenta un ejercicio y una discusión que se realizaron para intentar delimitar cronológicamente los episodios magmáticos del Cretácico Superior y Terciario Inferior y correlacionarlos de manera apropiada con los eventos regionales de deformación en el sur de México. Para lograr este objetivo se compiló y analizó una base de 371 edades isotópicas de rocas publicadas anteriormente y nuevas al sur de la Faja Volcánica Transmexicana en el intervalo de ~120 a ~15 Ma, incluyendo las edades de la zona del Bloque Jalisco, debido a que éste ha sido tradicionalmente clasificado dentro del Terreno Guerrero del sur de México. Además de que su evolución geológica durante el Cenozoico parece estar desligada de los procesos que afectaron la zona de la PGM. La comparación de los patrones espacio temporales del magmatismo en ambas zonas, resultó útil para estudiar las historias relativas de deformación y magmatismo. La mayoría de las rocas fechadas están relacionadas con la subducción en la margen del Pacífico mexicano que prevaleció desde del Cretácico Inferior; varios autores han propuesto que desde el Cretácico inferior, la subducción se localizaría en una trinchera ubicada al oeste con convergencia hacia el noreste (e. g. Atwater 1989; Lonsdale 1991; Böhnelt et al. 1992 y Schaaf et al. 1995) y son pocas las edades que están relacionadas con fechamiento directo de la deformación.

La base de datos de edades isotópicas del sur de México presentada en este trabajo, integra compilaciones publicadas anteriormente para diferentes zonas del sur de México, entre otras, las de Pantoja-Alor (1983); Herrmann et al. (1994); Schaaf et al. (1995); Richter et al. (1995); Ferrari et al. (1999); Morán-Zenteno et al. (1999) y Martiny et al. (2000), así como edades presentadas en otros trabajos mas locales. Adicionalmente, esta base de datos incluye las nuevas edades obtenidas en este trabajo, además de algunas edades no publicadas, que fueron amablemente

facilitadas por comunicación personal de los autores: 9 edades inéditas de intrusivos del Bloque Jalisco obtenidas por Amabel Ortega, y 4 edades de rocas volcánicas de la zona de la PGM obtenidas por Elisa Fitz-Díaz. Estas últimas se discutieron con detalle en el capítulo anterior. Los fechamientos incluidos dentro de la compilación (371 edades) fueron realizados mediante diferentes métodos: K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar , Rb-Sr, y U-Pb, y en una gran diversidad de tipos de roca y separados minerales. Debido a esto, se realizó una selección de datos que se basó en la evaluación de la información disponible para cada uno de ellos. Uno de los criterios que se utilizó para separar este subconjunto de edades, fue que se contara con la información de localización precisa de la muestra. Dentro de lo posible se trató de ubicar las muestras en los mapas disponibles, especialmente para los datos que ayudaron a mejorar la distribución espacial y temporal de las muestras. En el caso de edades obtenidas de intrusivos suponemos de acuerdo con Morán-Zenteno et al. (1999), que el enfriamiento ocurrió en un intervalo de tiempo suficientemente corto, como para no afectar los patrones de edad regionales. De esta manera se obtuvo un subconjunto de 235 edades con información completa de localización, tipo de roca, método de fechamiento, material fechado, y fuente de la edad reportada, que se muestran en la Tabla 5. La mayoría de las edades compiladas fueron calculadas originalmente, o recalculadas en compilaciones anteriores, usando las constantes de decaimiento recomendadas por la Internacional Union for Geosciences (Steiger y Jager 1977).

En una base de datos de este tipo, el análisis de los patrones de edad tiene limitaciones importantes que deben ser tomadas en cuenta. Entre estas limitantes se pueden incluir que no es posible cuantificar la representatividad de los datos ni su confiabilidad. Por ejemplo, las edades que indicaban un episodio magmático en el Paleoceno y que no se consideraban confiables en algunos trabajos previos fueron corroboradas con las nuevas edades obtenidas en este trabajo. Por otro lado, la cantidad de edades isotópicas es aún limitada en el sur de México y se ha puesto énfasis en el muestreo amplio de las rocas del Terciario (Oligoceno – Mioceno) mientras que las rocas volcánicas del Cretácico Inferior y Superior no han sido fechadas sistemáticamente al oriente del Bloque Jalisco. Las incertidumbres reportadas solo en pocos casos exceden el 20% de la edad; sin embargo, en el juego de 235 edades solo una excede el 10%. Además, en muchas partes del sur de México la vegetación y la alteración de las rocas dificultan el muestreo, debido a esto las edades muestran una distribución espacial cercana a las carreteras y accesos con afloramientos disponibles. En algunas zonas hay grandes espacios sin fechamientos. Esto es más evidente en la zona de Colima, el oriente de Jalisco, el occidente de Michoacán; el occidente de Guerrero y la zona centro oriental de Oaxaca. Como se observa en la Figura 27, la mayoría de las

edades se encuentra en el sur de México, debido a que son escasas las zonas en la parte sur de la Faja Volcánica Trans-Mexicana donde afloran rocas del basamento pre-Mioceno. En la Faja Volcánica, el volcanismo comenzó en el Mioceno y por ello los patrones observados en el sur de México posteriores a los 25 Ma se encuentran oscurecidos por la cantidad limitada de edades y deben ser tomados con precaución.

Edades del sur de Mexico n=235

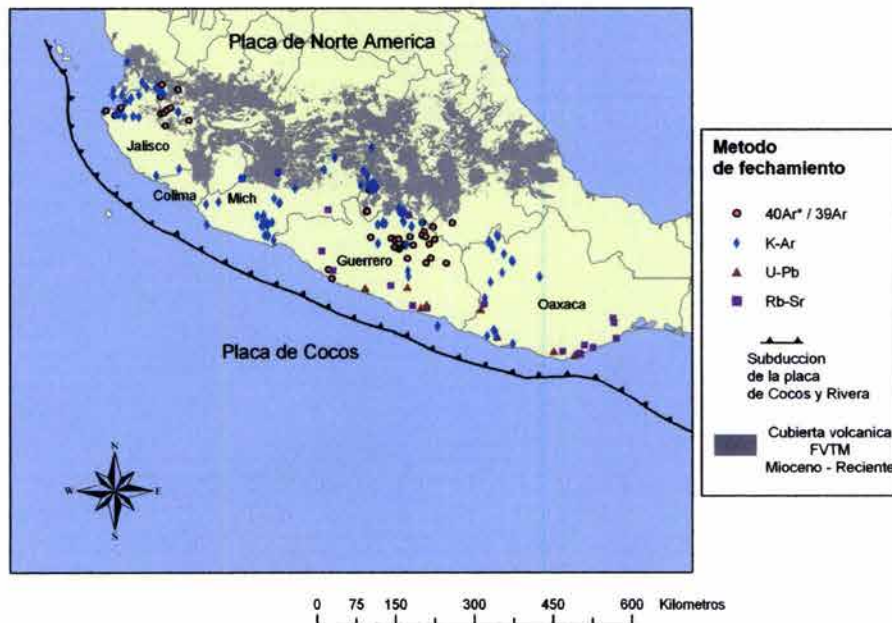


Figura 27.

Ubicación de las edades compiladas y el método de fechamiento. FVTM, Franja Volcánica Transmexicana.

A pesar de estas limitaciones, la base de datos fue analizada para delimitar en el tiempo de forma aproximada: (1) la edad de las secuencias volcánicas submarinas del Cretácico Tardío en el suroeste de México; (2) las edades de inicio y final de la deformación Laramide y; (3) las edades de inicio del episodio termo-magmático del Terciario Inferior.

3.1 Patrones espacio – temporales del magmatismo del Cretácico Superior y Terciario Inferior en el sur de México

Para analizar los patrones temporales de los episodios magmáticos se realizaron diagramas de frecuencia con toda la base de datos (n=370) para intervalos de edades elegidos de forma que representaran convenientemente los patrones de edades con énfasis en el Cretácico Superior y Terciario Inferior. Los límites de los intervalos de tiempo que se utilizaron para este análisis son 130 – 83 - 70 – 58 – 38 -25 -13 Ma, fueron obtenidos después de analizar las configuraciones espacio-temporales (Figuras 27 y 28) y de la literatura previa, y delimitan de manera aproximada a los episodios que se analizan en este trabajo entre el Turoniano y el Oligoceno. En la Figura 29, se muestran las gráficas de barras obtenidas con estos intervalos para todas las edades y para las edades al este del bloque Jalisco (~104° longitud oeste). En la Figura 30, se muestran las gráficas de barras obtenidas con estos intervalos para el subjuego de edades (235) y para los datos de este subjuego al oriente del bloque Jalisco (~104° longitud oeste). Los resultados obtenidos confirman algunas de las tendencias observadas anteriormente. Se ha reportado que el magmatismo de arco estuvo activo desde el Paleoceno hasta el Mioceno con diferentes distribuciones espaciales (Morán-Zenteno et al. 1999), un episodio principalmente silícico de importancia mayor y correlación regional ocurrió durante el Oligoceno (Ferrari et al. 1999; Ferrari et al. 2002) y también se ha observado que la extinción del volcanismo ocurrió gradualmente desde el Eoceno hasta el Mioceno con una tendencia hacia el sureste (Schaaf et al. 1995; Morán-Zenteno et al. 1999).

Además, el análisis de la base de datos sugiere que hay dos zonas con patrones de edad diferentes a ambos lados de una zona comprendida aproximadamente entre 104° y 103° de longitud oeste (Figura 31 y 32). Hacia el poniente de esta zona en el bloque Jalisco, el magmatismo ocurre de manera distribuida durante el Cretácico Superior y hasta el Eoceno Superior. Los datos del bloque Jalisco y del batolito de Baja California indican una migración hacia el oriente del arco magmático entre 118 y 80 Ma (Ortega-Rivera 2003).

Por otro lado, hacia el oriente de esta zona no existen datos suficientes para sugerir una tendencia del magmatismo antes de los 80 Ma. En esta zona, las rocas magmáticas cuyas edades son más antiguas que 83 Ma corresponden a diques máficos, lavas masivas y lavas almohadilladas intercaladas dentro de secuencias de carbonatos de edad Albiano – Cenomaniano. Aparentemente, este volcanismo estaría concentrado en las zonas de Teloapán y Arcelia-Palmar Chico, aunque hay una edad que sugiere volcanismo aislado al oriente de la PGM (~99° de

longitud oeste). Los patrones de edad sugieren una finalización del volcanismo submarino en la zona de Arcelia y Teloloapán alrededor de los 83 Ma (Figura 32), que coincide burdamente con las edades de enfriamiento mas jóvenes de los intrusivos en el oeste de México (~80 Ma) y con el inicio de la sedimentación siliciclástica marina y continental (<88 Ma). Posteriormente, se puede interpretar un intervalo de tiempo con muy poca, o nula, actividad magmática que ocurre aproximadamente en el intervalo de edad entre 83 y 70 Ma. Como se mencionó anteriormente, en la zona de la PGM, la edad de inicio de la deformación Laramide se ubica en la frontera Cenomaniano – Turoniano (Hernández-Romano 1999) o Turoniano-Coniaciano (Lang y Frerich 1998). Los datos más recientes de ciclo-estratigrafía y la firma isotópica de carbono y oxígeno colectados en dos de las columnas reportadas por Hernández-Romano et al. (1997) y que cruzan el límite entre las formaciones Morelos y Mezcala, sugieren que el inicio de la deposición de las areniscas y lutitas se ubicaría ya dentro del Turoniano (Elrick y Molina-Garza 2002).

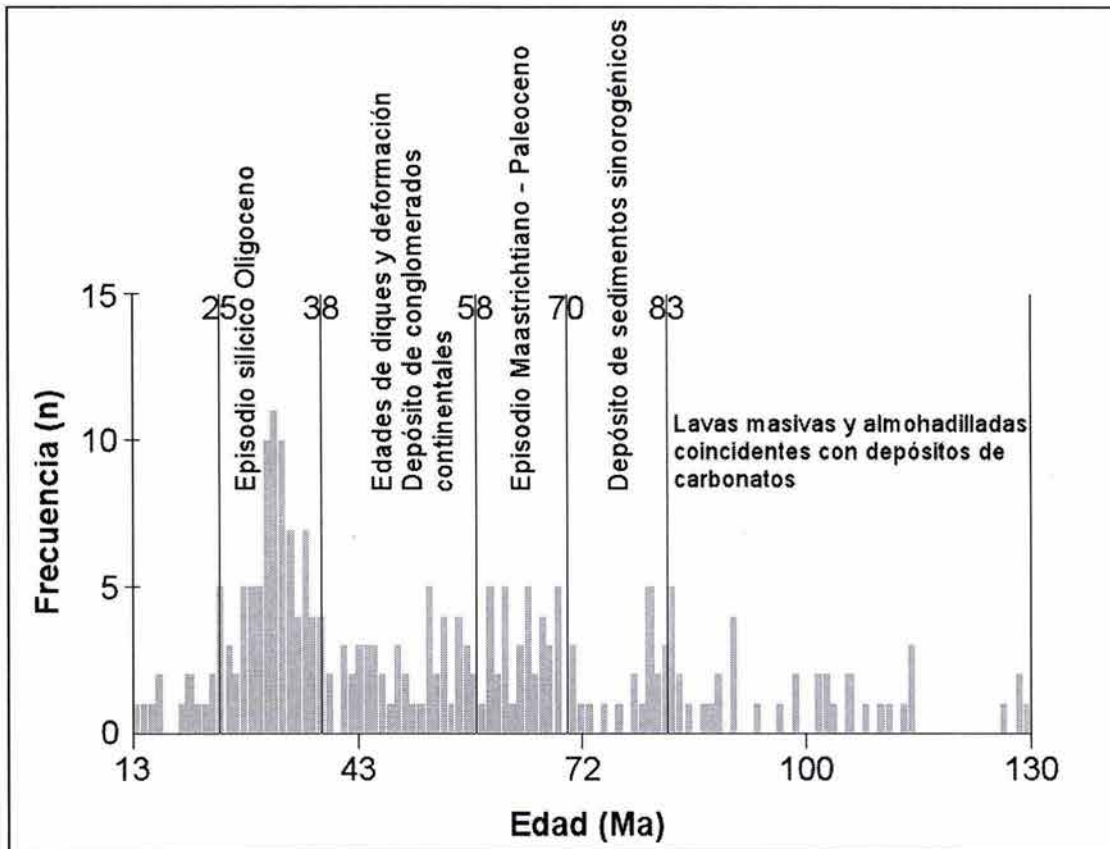


Figura 28.
Histograma de frecuencias de las edades compiladas para este trabajo.

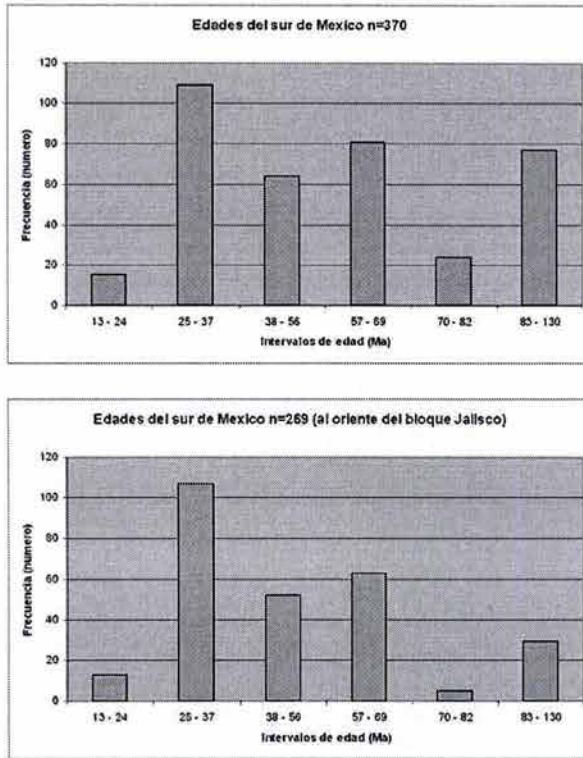
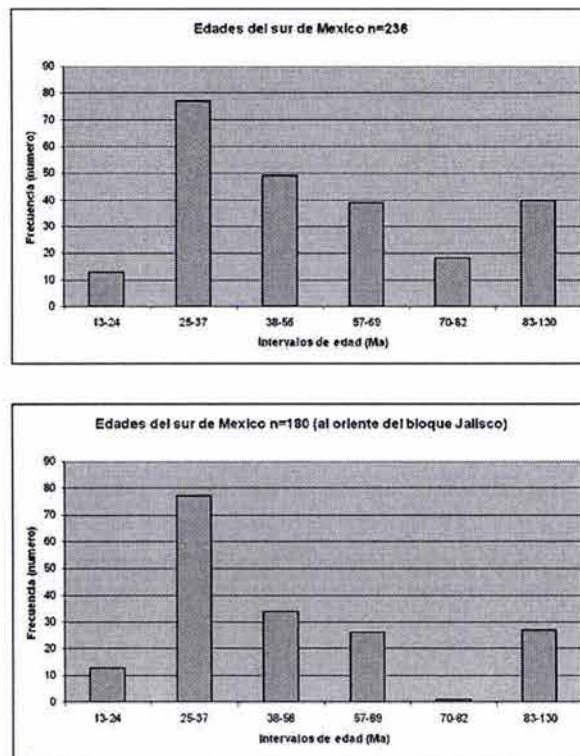


Figura 29.

Diagrama de barras que muestra la frecuencia con que ocurren los fechamientos de rocas del sur de México para los intervalos mostrados. (a) Base de edades completa n=370; (b) base de edades excluyendo las muestras del bloque Jalisco n=269.

Figura 30.

Diagrama de barras que muestra la frecuencia con que ocurren los fechamientos de rocas del sur de México en el sub-juego analizado para los intervalos mostrados. (a) Base de edades completa n=236; (b) base de edades excluyendo las muestras del bloque Jalisco n=179.



Las edades de intrusivos que afloran dentro del bloque Jalisco indican que la actividad magmática continuaba de forma no interrumpida en el oeste al mismo tiempo que cesaba casi por completo en el este. Este magmatismo puede interpretarse como una prolongación hacia el sur del cinturón batolítico relacionado a la convergencia en la margen oeste de Norte América durante el Cretácico Inferior que está bien registrado en el noroeste de México (Ortega-Rivera 2003). Al igual que en el noroeste de México (Valencia-Moreno et al. 2001), el magmatismo en esta zona continuó activo durante la deformación Laramide. La ausencia de actividad magmática al este del bloque Jalisco indicaría el periodo de acortamiento laramídico. Se podría argumentar que esta tendencia podría también ser causada por un sesgo de la información geocronológica causada por la diferencia en el nivel cortical entre ambas partes. Sin embargo, este intervalo de edad es coincidente con la deposición de molasas y sedimentos siliciclásticos contemporáneos a la deformación; además, los intrusivos que cortan las estructuras de acortamiento y se han fechado en la PGM indican una edad similar a la edad de finalización de estos depósitos sedimentarios (ver Meza-Figueroa et al. 2003).

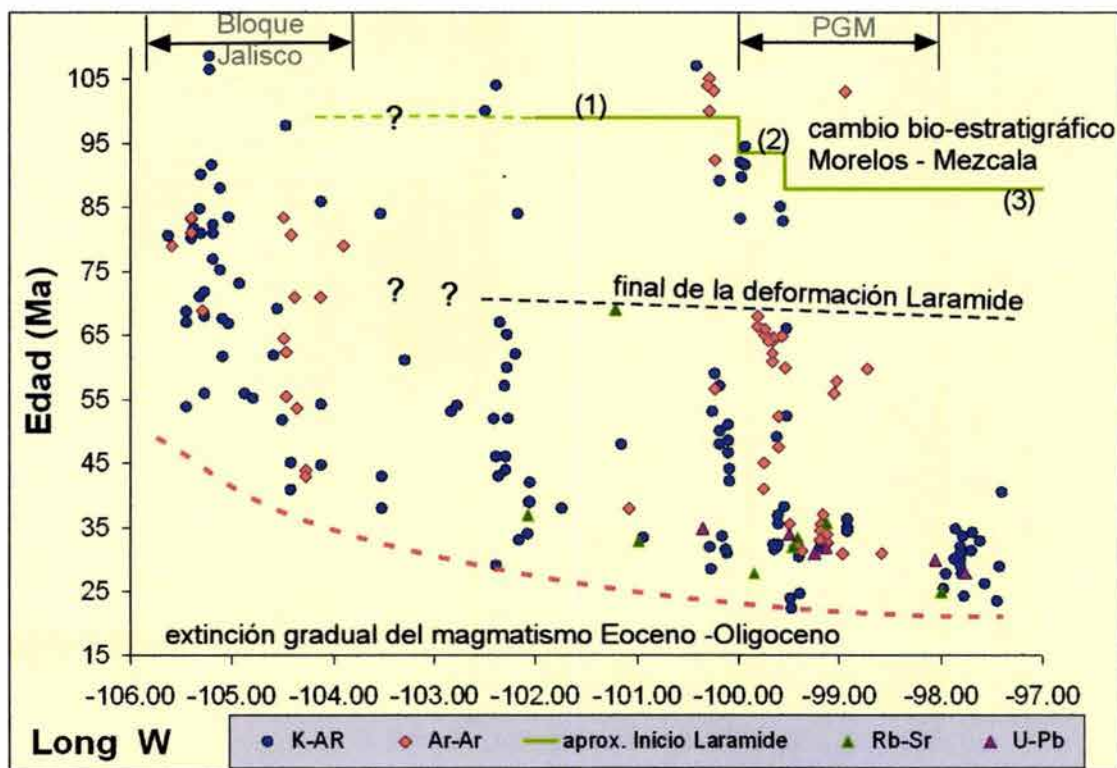


Figura 31.

Diagrama de edad contra ubicación (longitud) que muestra los patrones espacio-temporales de los episodios magmáticos del sur de México. PGM; Plataforma Guerrero Morelos. (1) Monod et al. 2000; (2) Lang y Frerichs 1998; (3) Hernández-Romano et al. 1997.

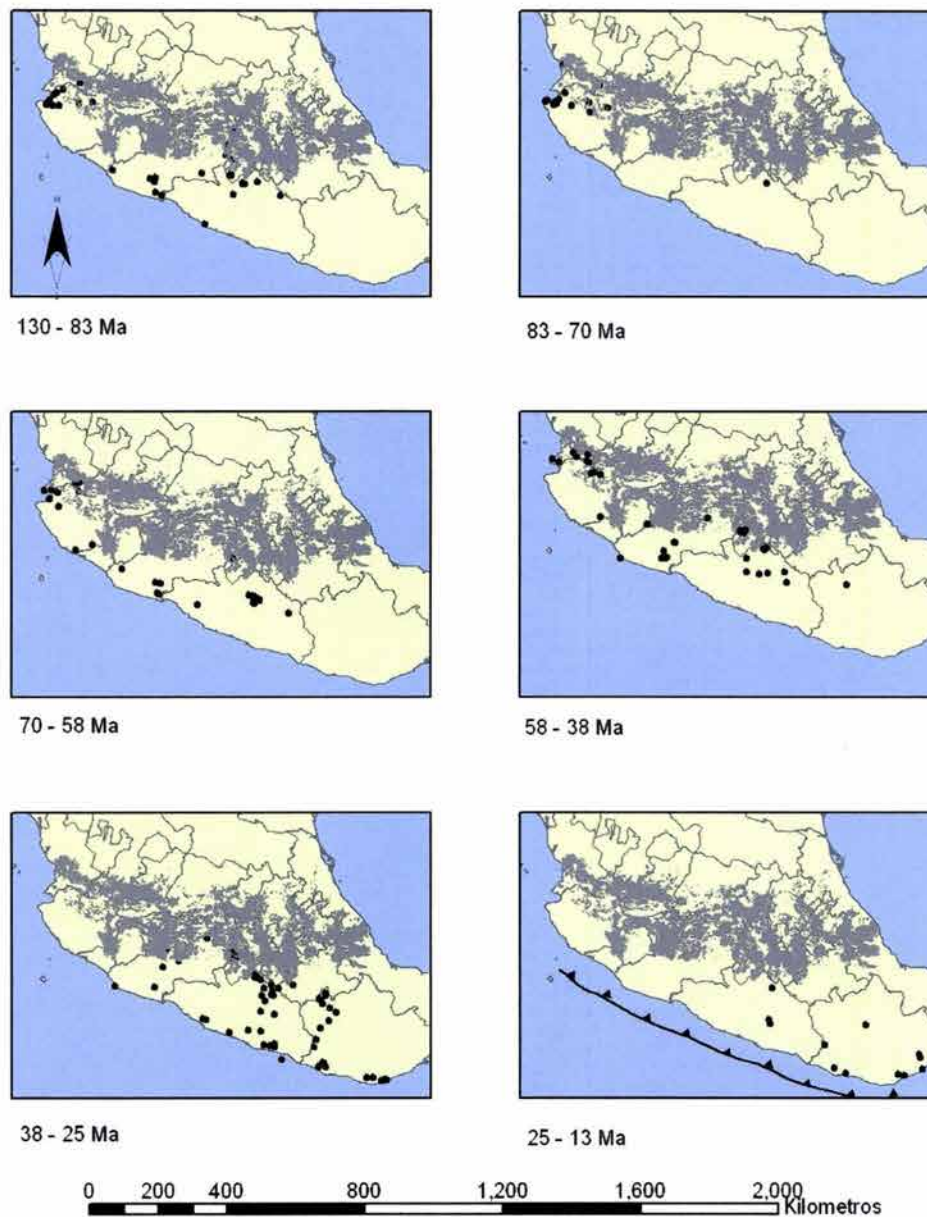


Figura 32.

Patrones espacio-temporales de los episodios magmáticos del sur de México, para los intervalos de edad: (a) 130-83 Ma; (b) 83-70 Ma; (c) 70-58 Ma; (d) 58-38 Ma; (e) 38-25 Ma; (f) 25-13 Ma. La zona sombreada corresponde a la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

Al este del bloque Jalisco, desde el Paleoceno y hasta el Mioceno, el magmatismo se encuentra distribuido durante todo el intervalo de tiempo pero se delinea un primer episodio magmático que comenzaría en el Maestrichtiano y continuaría hasta el Paleoceno Inferior. Este primer evento magmático posdataría el final del acortamiento E-W atribuido a la orogenia Laramide en una

buena parte del sur de México al oeste del bloque MOJ y marcaría el inicio de la sedimentación continental en cuencas restringidas.

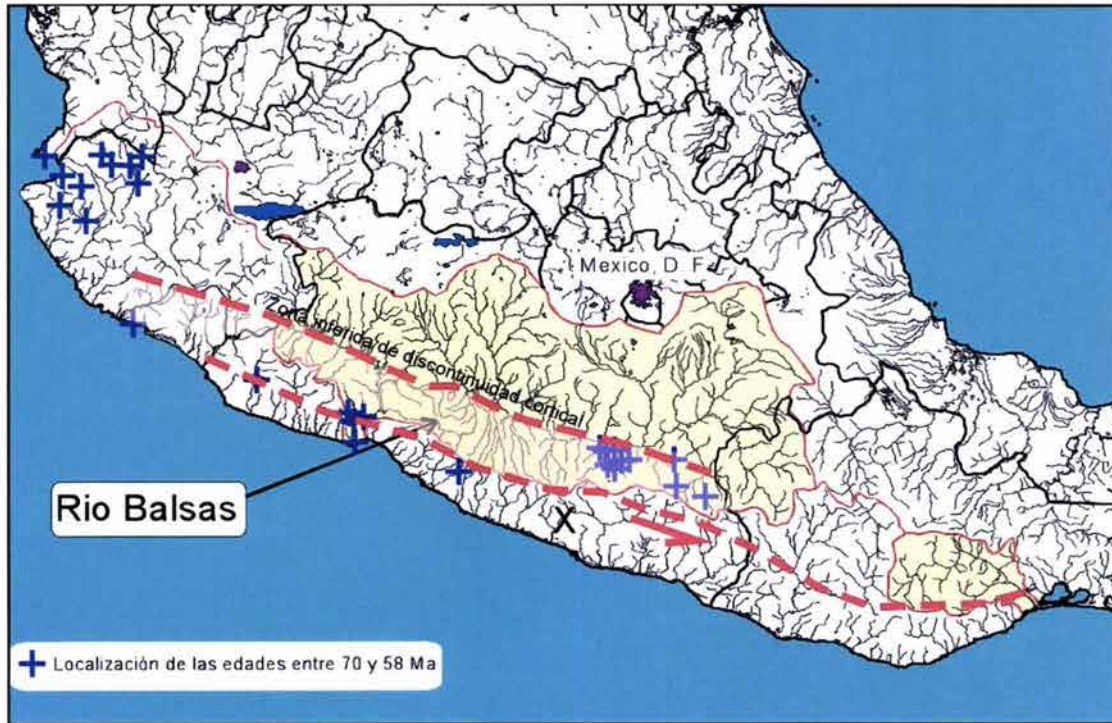


Figura 33. Ubicación de las edades en el intervalo Maestrichtiano – Paleoceno y su relación con la discontinuidad asociada al Río Balsas.

Por lo tanto, apoyados en el análisis de la base de edades y tomando en cuenta las limitantes descritas anteriormente, se puede suponer que la deformación gradual por acortamiento durante el evento Laramide se ubicaría en el intervalo de edad entre ~88 (dentro del Turoniano) y 67 Ma. Es muy probable que la mayor intensidad de la deformación ocurrió en un periodo ubicado entre 80 y 71 Ma. Esta idea parece ser apoyada por el cambio en el estilo observado de la deformación, y la configuración espacial de los depósitos sedimentarios que se encuentran alineados en estructuras noroeste-sureste y oeste-este al menos en la zona de la PGM (Figura 33). Además, la distribución de los intrusivos del Maestrichtiano – Paleoceno de la zona de Mezcala se encuentra controlada por estructuras con orientación noroeste-sureste (González-Partida et al. 2003 y referencias incluidas). Estos intrusivos de composición adakítica se formarían después de un intervalo de convergencia rápida y una corteza de gran espesor (González-Partida et al. 2003). Esta edad de la deformación Laramide implica que en el sur de México ocurrió un poco antes y

por un intervalo menor que en la cordillera de Norte América (75 – 40 Ma; Bird 1988; 1998 y referencias en ese trabajo). Además, esta diferencia sugiere que podría haber ocurrido un cambio importante en el ambiente tectónico en el sur de México durante el Maestrichtiano Tardío o Paleoceno Temprano. De hecho, los patrones geográficos sugieren que las rocas de esta edad podrían haberse emplazado en zonas de debilidad orientadas en dirección E-W, en lugar de emplazarse en un arco volcánico amplio al norte de la frontera de placas. Por último, se enfatiza que la incertidumbre de esta aproximación al intervalo de edad Laramide aún es alta y deberá ser confirmada con nuevos estudios geológicos y fechamientos que se incorporen en la base de datos.

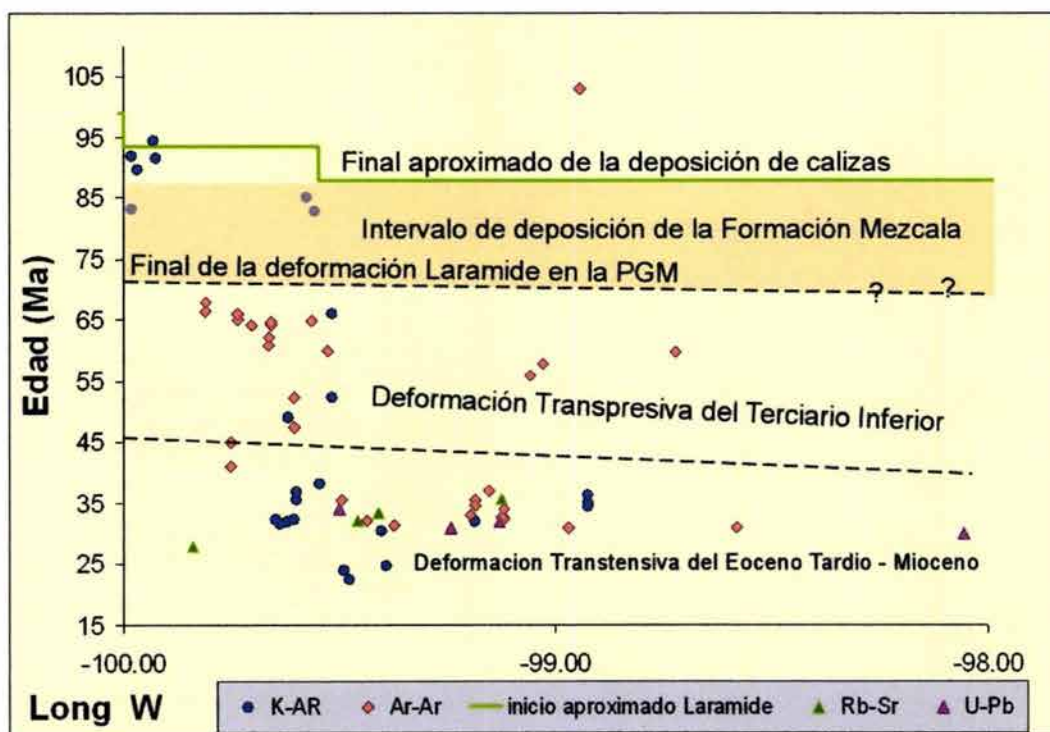


Figura 34.

Diagrama de edad contra ubicación (longitud) que muestra los patrones espacio-temporales de la base geocronológica, entre los 98 y 100° de longitud oeste, la zona de la Plataforma Guerrero Morelos.

Edades del Maestrichtiano – Paleoceno Temprano se habían reportado en trabajos previos, pero la escasez de datos no permitía delinear un episodio regional. Por otro lado, el magmatismo del Terciario del Paleoceno al Mioceno y su relación con la historia tectónica en el sur de México han sido estudiados ampliamente con anterioridad (Schaaf et al. 1995; Morán-Zenteno et al. 1996;

Morán-Zenteno et al. 1999; Martiny et al. 2000; Alaniz-Álvarez et al. 2002). En general, todos estos trabajos concuerdan en que el magmatismo es de arco y se encuentra relacionado ampliamente con fallas laterales asociadas con un régimen de flujo lateral – izquierdo (e.g. Tolson 1998). Al contrario de lo observado en el episodio magmático anterior, los patrones espaciales de las edades reportadas sugieren que durante el intervalo de edad entre 38 y 25 Ma se desarrolló un amplio arco magmático paralelo a la costa (Figura 32), confirmando las observaciones anteriores (Martiny et al. 2000).

En resumen, el análisis del sub-juego de la base de datos (n=235 datos al sur de la Faja Volcánica Transmexicana) del sur de México ayudó a definir dos episodios magmáticos que ocurrieron en el Cretácico Tardío - Terciario:

1. un episodio durante el Maestrichtiano – Paleoceno temprano, este episodio marcaría el final del acortamiento laramídico; y
2. un episodio Eoceno tardío – Oligoceno de amplia distribución que se encuentra asociado a un evento de deformación transtensiva.

En la zona de la PGM, entre 98° y 100° de longitud oeste, la situación es similar aunque las edades disponibles se encuentran concentradas en la parte occidental y hay muy pocos fechamientos en la parte oriental (Figura 34). A pesar de esto, también se puede observar un hiato en las edades del magmatismo en el intervalo entre 83 y 67 Ma. En esta zona, se define claramente el episodio magmático del Maestrichtiano que limita la finalización de la deformación Laramide y el episodio en el Eoceno – Oligoceno. La deformación del Terciario Inferior se encontraría limitada entre estos dos eventos como se verá a continuación, aunque son necesarias más restricciones geológicas y geocronológicas para delimitar con mayor certidumbre el intervalo de edad de este evento de deformación. Para finalizar, en la Figura 35 se muestra la relación de los episodios magmáticos documentados con la estratigrafía de la PGM.

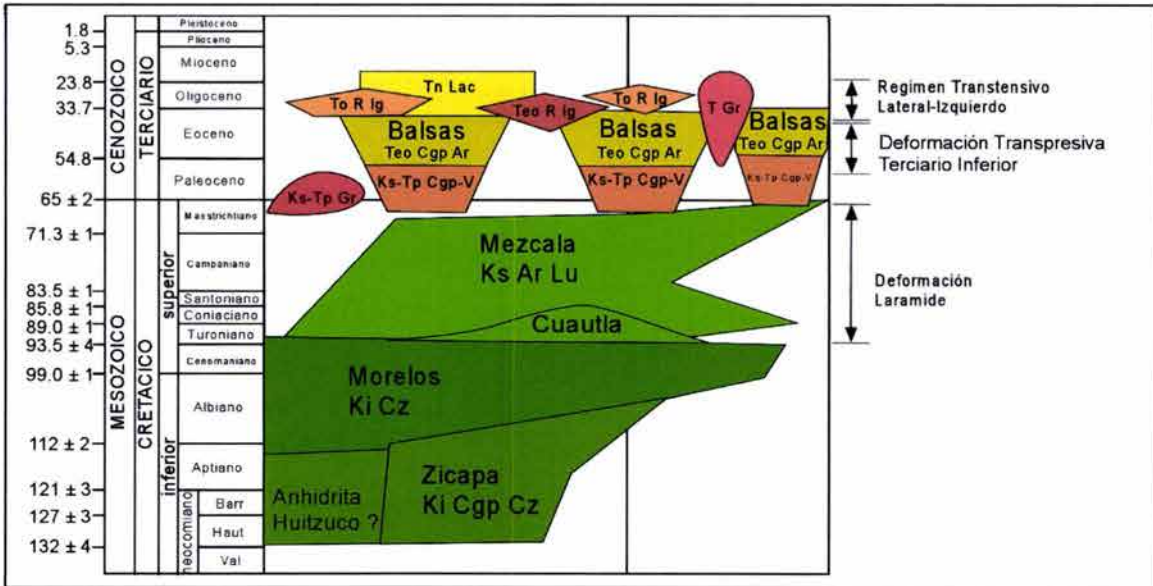


Figura 35.

Relación de los episodios magmáticos con la estratigrafía de la Plataforma Guerrero Morelos. Las claves de la estratigrafía se explican con detalle en el texto.

Tabla 5. Base de datos de edades para el sur de México

Latitud	Longitud	Muestra	TipoRoca	Localidad	Metodo	SepMineral	Edad Ma	Error Ma	Referencia
18.5011	102.5000		pizarra de qzo-ser	Playitas, Mich.	K-Ar	roca total	130	10	1
18.1333	102.3500		Monzonita de qzo-hbl	Lazaro Cardenas, Mich.	K-Ar	hornblenda	129	10	1
19.3528	100.3617		diorita	Presa del Bosque, Mich.	K-Ar	hornblenda	129	5	1
18.5181	102.3667		granodiorita de biotita	Tumbiscatio, Mich.	K-Ar	biotita	127	3	1
18.4833	102.3833		esquistos de qzo-ser	Tumbiscatio, Mich.	K-Ar	roca total roca total-	115	3	1
18.6167	101.0806		cuarzo-monzonita	Montecillos, Mich.	Rb-Sr	biotita	115	0.42	1
20.7831	104.9267	506	cuarzo porfídico	bloque Jalisco	K-Ar	plagioclasa	114.3	2.2	Gastil et al. 1978 (en 2)
		XII-87-		Sn Pedro Limon, SW					
18.5676	100.3073	13	máficas y ultramáficas	Edo.Mex.	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	hornblenda	114	3	3
17.3150	101.0100	ANF-1	máficas y ultramáficas	El Tamarindo, Guerrero	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	hornblenda	112	3	3
18.4833	102.3833		esquistos de qzo-ser	Tumbiscatio, Mich.	K-Ar	roca total	111	5	1
20.3500	105.2167	CFE.14	granito	bloque Jalisco	K-Ar	roca total	108.4	7.8	Zimmermann et al. 1988 (2)
				La Punta de Tingambato,					
				Las Mesas					
19.0792	100.4106	ME3-3	batolito Tingambato	bloque Jalisco	K-Ar	hornblenda	107	5	4
20.3500	105.2167	CFE.14	granito	Sn Pedro Limon, SW	K-Ar	biotita	106.3	6.1	Zimmermann et al. 1988 (2)
		XII-87-		Edo.Mex.					
18.5740	100.2885	19	máficas y ultramáficas	Edo.Mex.	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	hornblenda	105	1	3
18.4167	102.3917	ME-V-	esquistos de qz-bt-ms	Toscano, Mich.	K-Ar		104	3	1
18.5884	100.2948	18	máficas y ultramáficas	Sn Pedro Limon, SW	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	hornblenda	104	6	3
18.9836	100.2428	ME26-2	andesita almohadillada	Edo.Mex.	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	roca total	103.1	1.3	4
18.0265	098.9433	3	dike	El Limón, Carr.S.Juan	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	roca total	103	5	5
18.5000	102.5000		granito	Acatitlan-El Sauz	K-Ar	roca total	100	2	1
		XII-87-		Mezquitlan					
18.5782	100.2870	17	máficas y ultramáficas	Tumbiscatio, Mich.	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	hornblenda	100	3	3
20.9581	104.4667	451	gabro pegmatítico	Sn Pedro Limon, SW	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	hornblenda	100	3	3
		24.01.91-	andesita porfídica	Edo.Mex.					
18.3423	099.9313	2	(metalava)	bloque Jalisco	K-Ar	hornblenda	97.6	2.6	Gastil et al., 1978 (en 2)
18.0833	100.2292	ME26-1	andesita almohadillada	R.verde Taxco Viejo Sup.	K-Ar	roca total	94.4	2	6
		07.05.92-	andesita porfídica	Los Epazotes, Luvianos-	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	roca total	92.2	0.4	4
18.3393	099.9813	1	(metalava)	Tejupulco, Edo.Mex.					
		06.05.92-	andesita porfídica	R.verde Taxco Viejo Inf.	K-Ar	roca total	91.9	2.4	6
18.3482	099.9250	2	(metalava)	R.verde Taxco Viejo Sup.	K-Ar	roca total	91.5	4	6
20.6350	105.1950	1154	toba soldada	bloque Jalisco	K-Ar	feldespatos	91.5	2.3	Gastil et al., 1978 (en 2)

Tabla 5. continuación

Latitud	Longitud	Muestra	TipoRoca	Localidad	Metodo	SepMineral	Edad_Ma	Error_Ma	Referencia
20.4833	105.3000	CFE.11	granito	bloque Jalisco	K-Ar	biotita	90	4.4	Zimmermann et al., 1988 (en 2)
18.3750	099.9688	06.11.93-18	andesita porfídica (metalava)	R.verde Taxco Viejo Sup.	K-Ar	roca total	89.6	2	6
19.7850	100.1856		filonita	Maravatio, Mich.	K-Ar	roca total	89	2	1
20.6750	105.1081	1168	toba soldada	bloque Jalisco	K-Ar	feldespatos	88	1.8	Gastil et al., 1978 (en 2)
20.4667	104.1167	PV-II	granito andesita porfídica (metalava)	bloque Jalisco R.verde Taxco Viejo Sup.	K-Ar	hornblenda	85.8	1.7	Kohler et al., 1988 (en 2)
18.3958	099.5750	?	granodiorita	bloque Jalisco	K-Ar	roca total	85	2.2	6
20.4000	105.3167	CFE.12	granodiorita	bloque Jalisco	K-Ar	biotita	84.7	2.7	Zimmermann et al., 1988 (en 2)
18.0417	102.1750		diorita de qz-bt-hbl	Lazaro Cardenas, Mich.	K-Ar	hornblenda	84	6	1
18.7167	103.5333		diorita de bt-hbl	Aguila (Aguila), Mich.	K-Ar	hornblenda	84	3	1
20.3667	105.0333	CFE.30	granito	bloque Jalisco	K-Ar	biotita	83.3	5.3	Zimmermann et al., 1988 (en 2) Wallace and Carmichael, 1989 (en 2)
20.4308	104.4833	LV-250	ignimbrita	bloque Jalisco	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	83.3	0.3	2)
20.3820	105.4047	PV-27	granodiorita andesita porfídica (metalava)	bloque Jalisco R.verde Taxco Viejo Inf.	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	hornblenda	83.27	0.66	7
18.3482	099.9813	3	granodiorita	bloque Jalisco	K-Ar	roca total	83.2	2.2	6
20.3820	105.4047	PV-27	granodiorita andesita porfídica (metalava)	bloque Jalisco R.verde Taxco Viejo Sup.	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	hornblenda	83.08	0.91	7
18.3601	099.5563	?	tonalita	bloque Jalisco	K-Ar	roca total	82.8	2.2	6
21.4090	105.1868	133	tonalita	bloque Jalisco	K-Ar	hornblenda	82.2	1.6	Gastil et al., 1978 (en 2)
20.4367	105.3731	1161	tonalita	bloque Jalisco	K-Ar	biotita	81.6	1.6	Gastil et al., 1978 (en 2)
20.3820	105.4047	PV-27	granodiorita	bloque Jalisco	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	81.05	0.36	7
20.4833	105.3000	CFE.11	granito	bloque Jalisco	K-Ar	roca total	80.9	4.9	Zimmermann et al., 1988 (en 2)
21.4090	105.1868	134	tonalita	bloque Jalisco	K-Ar	biotita	80.8	1.6	Gastil et al., 1978 (en 2) Wallace and Carmichael, 1989 (en 2)
20.4430	104.4117	LV-237	ignimbrita	bloque Jalisco	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	80.7	0.4	2)
20.4431	105.6331	1159	tonalita	bloque Jalisco	K-Ar	biotita	80.5	1.6	Gastil et al., 1978 (en 2)
20.3931	105.3950	134	tonalita	bloque Jalisco	K-Ar	hornblenda	80.2	1.6	Gastil et al., 1978 (en 2)
20.3100	103.9000	ZHG/JRE	Ignimbrita	Guadalajara	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	79	2	8
20.4686	105.5919	PV-36	granodiorita	bloque Jalisco	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	78.96	0.99	7
21.4090	105.1868	133	tonalita	bloque Jalisco	K-Ar	biotita	76.8	1.7	Gastil et al., 1978 (en 2)
20.6750	105.1081	1170	toba soldada	bloque Jalisco	K-Ar	feldespatos	75.2	1.4	Gastil et al., 1978 (en 2)
20.3500	104.9167	CFE 31	monzodiorita	bloque Jalisco	K-Ar	roca total	73	4.6	Zimmermann et al., 1988 (en 2)
20.5167	105.2667	CFE.10	granito	bloque Jalisco	K-Ar	roca total	71.7	4.5	Zimmermann et al., 1988 (en 2)

Deformación y magmatismo Cretácico Tardío - Terciario Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos

Tabla 5. continuación

Latitud	Longitud	Muestra	TipoRoca	Localidad	Método	SepMineral	Edad Ma	Error Ma	Referencia
20.8977	104.1302	MAS-808 MAS-	flujo de ceniza	bloque Jalisco	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	sanidino	71	0.11	2
20.1948	104.3802	607	flujo de ceniza	bloque Jalisco	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	71	0.11	2
20.4000	105.3167	CFE.12	granodiorita andesita (paquete volcánico)	bloque Jalisco El Gran Cundán, Zihuatanejo, Gro.	K-Ar	roca total	70.9	5.3	Zimmermann et al., 1988 (en 2)
17.8333	101.2167	CFE.122			Rb-Sr		69.08	6.81	9
19.2500	104.5500	38	granito	bloque Jalisco	K-Ar	roca total	69	1	Bohnel et al., 1989 (en 2)
20.5330	105.2938	PV-19B	granodiorita	bloque Jalisco	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	K feldspar	68.97	0.95	7
20.5330	105.2938	PV-19B	granodiorita	bloque Jalisco	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	K feldspar	68.84	0.78	7
20.7500	105.4500	CFE.62	cuarzodiorita	bloque Jalisco	K-Ar	roca total	68.7	4.3	Zimmermann et al., 1988 (en 2)
20.7833	105.2667	CFE.63	tonalita	bloque Jalisco	K-Ar	roca total	68	3	Zimmermann et al., 1988 (en 2)
18.0635	099.8099	GM-51	Intrusivo	Mezcala	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	68	1	10
20.7167	105.0833	CFE.56	cuarzodiorita	bloque Jalisco	K-Ar	biotita	67.6	3.5	Zimmermann et al., 1988 (en 2)
18.4167	102.3472		filita	Barranca Honda, Mich.	K-Ar	sercita	67	2	1
20.7500	105.4500	CFE.62	cuarzodiorita	bloque Jalisco	K-Ar	biotita	67	1.7	Zimmermann et al., 1988 (en 2)
20.3667	105.0333	CFE.30	granito	bloque Jalisco	K-Ar	roca total	66.8	4.4	Zimmermann et al., 1988 (en 2)
18.0635	099.8099	GM-51	Intrusivo	Mezcala	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	66.4	0.9	10
17.9333	099.5167		toba	Sn. Juan Tetelcingo	K-Ar	biotita	66	2.3	11
18.0258	099.7348	GM-46	Intrusivo	Mezcala	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	66	1	10
18.1486	102.2858		diorita de qz-hbl	Arteaga-Playa Azul, Mich	K-Ar	plagioclasa	65	5	1
18.0258	099.7348	GM-46 CCH-	Intrusivo riolita con qzo, fds y bt	Mezcala	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	65	1	10
17.9241	099.5656	621		Riolita Tetelcingo, Gro	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar		64.84	1.25	12
17.8559	099.6577	GM-11 MAS-	Intrusivo	Mezcala	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	64.6	0.9	10
20.7535	104.4917	427	flujo de ceniza	bloque Jalisco	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	sanidino	64.49	0.11	2
17.8559	099.6577	GM-11	Intrusivo	Mezcala	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	64.3	0.8	10
17.8800	099.7050	LS	Intrusivo	Mezcala	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	64.2	0.8	10
17.8800	099.7050	LS	Intrusivo	Mezcala	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	64.2	0.8	10
20.9917	104.4667	433	flujo de ceniza	bloque Jalisco	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	plagioclasa	62.5	0.11	2
18.0437	099.6637	GM-13	Intrusivo granodiorita de bt-hbl	Chilpancingo	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	62.2	0.7	10
18.3833	102.2000		tonalita	Las Juntas, Mich.	K-Ar	biotita	62	1	1
20.9381	104.5831	453		bloque Jalisco	K-Ar	homblenda	61.9	1.2	Gastil et al., 1978 (en 2)

Deformación y magmatismo Cretácico Tardío - Terciario Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos

Tabla 5. continuación

Latitud	Longitud	Muestra	TipoRoca	Localidad	Metodo	SepMineral	Edad Ma	Error Ma	Referencia
20.9381	104.5831	453	tonalita	bloque Jalisco	K-Ar	biotita	61.8	1.2	Gastil et al., 1978 (en 2)
20.7167	105.0833	CFE.56	cuarzodiorita	bloque Jalisco	K-Ar	roca total	61.7	2.3	Zimmermann et al., 1988 (en 2)
18.7614	103.2844		diorita de augita	El Limón, Mich.	K-Ar	plagioclasa	61	5	1
18.0437	099.6637	GM-13	Intrusivo tonalita de biotita	Chilpancingo	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	60.8	0.8	10
18.1167	102.2833		riolita con qzo, fds y bt	Playa Azul, Mich.	K-Ar	biotita	60	5	1
17.9487	099.5273	CCH-601	riolita con qzo, fds y bt	Riolita Tetelcingo, Gro	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	plagioclasa	60	3	12
17.9487	099.5273	601	riolita con qzo, fds y bt	Riolita Tetelcingo, Gro	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	plagioclasa	60	3	12
17.5689	098.7239	CH-08	Riolita rosa	Riolita Chilatepec, Gro.	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	plagioclasa	59.7	0.7	12
17.5689	098.7239	CH-08	Riolita rosa	Riolita Chilatepec, Gro.	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	plagioclasa	59.7	0.7	12
19.0303	100.2319	ME25-2	esquistos blastomilonítico lava con bt y plg	Arroyo El Ahogado, Tizapa.Edo.Mex.	K-Ar	muscovita	59	3	4
17.6732	099.0292	CCH-264	interc.c/lechos rojos lava con bt y plg	cerca de Oztotitlan, Gro.	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	plagioclasa	57.8	1.4	12
17.6732	099.0292	264	interc.c/lechos rojos	cerca de Oztotitlan, Gro.	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	plagioclasa	57.8	1.4	12
18.3333	102.2981		granodiorita de bt-hbl	Tumbiscatio, Mich.	K-Ar	biotita	57	2	1
18.9800	100.1828	m 01-1	esquistos de muscovita	Los Martinez, Tejupilco	K-Ar	muscovita	57	3	4
19.0303	100.2319	ME25-2	esquistos blastomilonítico	Arroyo El Ahogado, Tizapa.Edo.Mex.	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	muscovita	56.7	0.3	4
20.7833	105.2667	CFE.63	tonalita	bloque Jalisco	K-Ar	biotita	56	2.5	Zimmermann et al., 1988 (en 2)
21.0333	104.8667	CFE.67	tonalita	bloque Jalisco	K-Ar	roca total	56	4.7	Zimmermann et al., 1988 (en 2)
17.9405	099.0574	CCH-399	Andesita	Zicapa	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar		56		12
20.9917	104.4667	433	flujo de ceniza	bloque Jalisco	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	plagioclasa	55.5	0.11	2
20.9333	104.7833	CFE.68	granodiorita	bloque Jalisco	K-Ar	roca total	55.2	5.2	Zimmermann et al., 1988 (en 2)
20.4667	104.1167	CFE.72	tonalita tonalita de hbl-bt	bloque Jalisco	K-Ar	roca total	54.3	4.2	Zimmermann et al., 1988 (en 2)
19.2161	102.7750		bt	Piedras Blancas, Mich.	K-Ar	biotita	54	4	1
20.8631	105.4531	1157	tonalita	bloque Jalisco	K-Ar	biotita	53.8	1.4	Gastil et al., 1978 (en 2)

Deformación y magmatismo Cretácico Tardío - Terciario Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos

Tabla 5. continuación

Latitud	Longitud	Muestra	TipoRoca	Localidad	Metodo	SepMineral	Edad_Ma	Error_Ma	Referencia
20.5053	104.3536	PV-4	Basalt dyke (riolita-dacita) esquisto de calco-	bloque Jalisco	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	whole rock	53.64	1.79	7
19.0317	100.2489	m 01-4	muscovita	C. De la Pila, Zacazonapan	K-Ar	muscovita	53	3	4
19.2117	102.8300		porfido diorítico de qzo-hbl	Piedras Blancas, Mich.	K-Ar	plagioclasa	53	3	1
17.9333	099.5167	CFE-1	basalto	Teteila del Río	K-Ar	roca total	52.4	1.8	De Cserna, 1981 (en 14)
18.5369	099.6067	TX10M	gabro	Taxco	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	hornblenda	52.3	1.1	13
18.3167	102.4167		pizarra de qz- se-vt	Arteaga, Mich.	K-Ar	roca total	52	3	1
18.3556	102.2733		granodiorita de bt-hbl	Arteaga, Mich.	K-Ar	biotita	52	4	1
20.8333	104.5000	CFE.69	granodiorita	bloque Jalisco	K-Ar	roca total	51.7	2.8	Zimmermann et al., 1988 (en 2)
19.0458	100.0975	ME3-1	granito Temascaltepec	Los Timbres, Temascaltepec	K-Ar	biotita	51	3	4
18.9878	100.1800	ME1-1	esquisto de flogopita	Río Temascaltepec, Tejupilco	K-Ar	flogopita	50	2	4
18.5567	099.6178	M48-51	toba riolitica	Taxco, Gro	K-Ar	roca total	49	3	Linares and Urrutia-Fucugauchi, 1981 (en 14)
19.0458	100.0975	EN-179	granito Temascaltepec	Los Timbres, Temascaltepec	K-Ar	biotita	48.6	2	4
18.9878	100.1800	ME1-2	esquisto de biotita	Los Martínez, Tejupilco	K-Ar	biotita	48	2	4
19.3800	101.1522		microdiorita	Villa Madero, Mich.	K-Ar	plagioclasa	48	2	1
18.5339	099.6050	TX3M	gabro	Taxco	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	hornblenda	47.6	3.6	13
19.0194	100.1000	M-01	lamprofido	Arroyo el Castillo, Mich.	K-Ar	biotita	46.6	1.2	Chávez-Agure y Mendoza-Flores, 1998 (en 14)
18.3167	102.3833		esquisto de mica	Arteaga, Mich.	K-Ar	roca total	46	2	1
18.3250	102.2917		pizarra de sericita	Arteaga, Mich.	K-Ar	roca total	46	1	1
20.8050	104.4200	454	tonalita	bloque Jalisco	K-Ar	plagioclasa	45.1	1.1	Gastil et al., 1978 (en Righter et al., 1995)
17.8941	099.7522	GM-33	Intrusivo	Mezcala	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	whole rock	45	2	10
20.4667	104.1167	311	diorita	bloque Jalisco	K-Ar	plagioclasa	44.7	2.2	Lange and Carmichael, 1991 (en 2)
18.3214	100.0813	24.11.93- 4	andesita porfídica (metalava)	R. verde Taxco Viejo Sup.	K-Ar	roca total	44.1	2	6
18.3333	102.2917		tonalita de bt-hbl	Arteaga, Mich.	K-Ar	biotita	44	3	1
20.5428	104.2752	PV-3	Basalt dyke (dacita)	bloque Jalisco	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	whole rock	43.95	1.07	7

Tabla 5. continuación

Latitud	Longitud	Muestra	TipoRoca	Localidad	Metodo	SepMineral	Edad Ma	Error Ma	Referencia
18.3333	103.5167		granodiorita de bt-hbl	El Faro, Mich.	K-Ar	biotita	43	2	1
18.5167	102.3667		granodiorita de bt-rms	Toscana, Mich.	K-Ar ⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	43	2	1
20.5428	104.2752	PV-3	Basalt	bloque Jalisco	K-Ar	whole rock	42.99	0.82	7
17.9667	100.0833	CFE-2	basalto	Sn.Juan Tetelcingo	K-Ar	roca total	42.3	1.4	De Cserna, 1981 (en 14)
18.7461	102.0469		andesita porfídica	San Francisco, Mich.	K-Ar ⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	plagioclasa	42	4	1
17.8941	099.7522	GM-33	Intrusivo	Mezcala	K-Ar	whole rock	41	4	10
20.8050	104.4200	454	tonalita lacolito	bloque Jalisco Yanhuitlán, WE Oaxaca sector N	K-Ar	biotita	40.8	0.8	Gastil et al., 1978 (en 2)
17.5681	097.3933	CON-7	andesítico	Rancho San Francisco, Mich.	K-Ar	hornblenda	40.5	1.7	15
18.7433	102.0667		andesita porfídica		K-Ar	roca total	39	3	1
18.7461	102.0469		andesita porfídica	San Francisco, Mich.	K-Ar	plagioclasa	39	3	1
18.5708	099.5458	TX-4	vitrofiro	Taxco, Gro.	K-Ar	roca total	38.2	1	Morán-Zenteno et al., in press (en 14)
18.3333	103.5167		granodiorita de bt-hbl	El Faro, Mich.	K-Ar	biotita	38	1	1
19.0181	101.7406		granito de biotita máficas y ultramáficas	La Huacana, Mich.	K-Ar	biotita	38	3	1
17.4870	101.0820	VIII-6		Loma Baya, Guerrero Apanguito (h. Atenango), Gro.	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar ⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	hornblenda plagioclasa roca total- biotita	38 37 37	10 1	3 12
18.1701	099.1554	CH-16	toba blanca tonalita-	Uruapan, Mich.	Rb-Sr		37	0.91	Corona Chavez et al., en prep. (en 1)
19.3333	102.0764		granodiorita riolita Tizapolitla base	Taxco, Gro	K-Ar	roca total	36.9	1.3	De Cserna y Fries, 1981 (en 14)
18.5667	099.6000		riolita Tizapolitla base	Taxco, Gro	K-Ar	roca total	36.9	1.3	De Cserna y Fries, 1981 (en 14)
18.5667	099.6000		diorita	DSDP Leg 66 sitio493	K-Ar	roca total	36.4	2	Bellon et al., 1982 (en 14)
16.3812	098.9255	493-59-1		Cruz Grande, gro.	Rb-Sr	biotita-roca total	35.7	0.7	Alba-Aldave et al., 1998 (en 14)
16.7203	099.1250	DM94b	granodiorita	Zumpango del Río, Gro.	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	plagioclasa	35.6	0.7	12
17.6733	099.4948	CH-14	Ignimbrita verde	Zumpango del Río, Gro.	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	plagioclasa	35.6	0.7	12
17.6733	099.4948	CH-14	Ignimbrita verde riolita Tizapolitla base	Taxco, Gro	K-Ar	feld.potásico	35.5	1.2	De Cserna y Fries, 1981 (en 14)
18.5667	099.6000		riolita Tizapolitla base	Taxco, Gro	K-Ar	feld.potásico	35.5	1.2	De Cserna y Fries, 1981 (en 14)
18.3455	099.1865	ABC-07	Intrusivo	Mezcala	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	35.5	0.6	10

Deformación y magnetismo Cretácico Tardío - Terciario Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos

Tabla 5. continuación

Latitud	Longitud	Muestra	TipoRoca	Localidad	Metodo	SepMineral	Edad_Ma	Error_Ma	Referencia
16.3812	098.9255	493-59-2	diorita	DSDP Leg 66 sito493	K-Ar	roca total	35	2	Bellon et al., 1982 (en 14)
17.1342	100.3494	Mu17	granodiorita	SE Atoyac L.de Guadalupe, WE Oaxaca sector S	U-Pb	zircones (2)	35	0.9	16
17.1881	097.8556	CON- 59A	toba silicica	Mezcala	K-Ar	hornblenda	34.8	1.4	15
18.3455	099.1865	ABC-07	Intrusivo	DSDP Leg 66 sito493	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	34.7	0.6	10
16.3812	098.9255	493-59-1	diorita	N Huajuapán, WE Oaxaca sector N	K-Ar	roca total	34.5	2	Bellon et al., 1982 (en 14)
18.0433	097.6811	CON-91	dique andesítico granodiorita de píroxenos	Oaxaca sector N	K-Ar	hornblenda	34.2	1.4	15
19.3153	102.0719		Basalto	Nueva Italia, Mich.	K-Ar	plagioclasa	34	3	1
18.0832	099.1202	4	granodiorita	Atenango	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	zircones (3)	34	5	5
17.1317	099.5011	Mu14	stock andesítico	Tierra Colorada Huajuapán, WE Oaxaca sector N Mata redonda, Mich.	U-Pb	hornblenda	34	0.4	16
17.8286	097.7833	CON-8A	toba riolitica	San Marcos, Gro.	K-Ar	feldespato-K biotita-roca total	33.6	1.4	15
19.1367	100.1567	AM-11	granodiorita	Tzitzio, Mich. Mesa Tzitzio, Mich.	K-Ar	Sanidino	33.6	0.9	14)
16.7789	099.4114	DM941b Mx-88-	Ignimbrita	Arteaga-Nueva Italia, Mich.	Rb-Sr	Sanidino	33.5	0.7	Alba-Aldave et al., 1998 (en 14)
19.6000	100.9333	17	andesita	Tecuquico Sierra Conejo, Zihuatanejo, Gro. Tlaxiaco, WE	K-Ar	plagioclasa	33.4	1.7	17
19.6000	100.9400		granito de biotita (intrusivo)	Oaxaca sector S Chilapa, Gro. Chilapa, Gro.	K-Ar	biotita	33.4	1.7	17
18.8333	102.1572	2	toba silicica	Oaxaca sector S	K-Ar	plagioclasa	33	3	1
18.1078	099.1980	CFE 133 CON-	Ignimbrita verde	Oaxaca sector S	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	plagioclasa	33	3	5
17.4667	100.9900	101	andesita	Oaxaca sector S	Rb-Sr	plagioclasa	32.96	8.02	9
17.3603	097.6125	CH-05	Ignimbrita verde	Chilapa, Gro.	K-Ar	biotita	32.9	0.9	15
17.5866	099.1241	CH-05	Ignimbrita verde	Chilapa, Gro.	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	plagioclasa	32.7	0.4	12
17.5866	099.1241	CCH-	andesita	Chilapa, Gro.	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	plagioclasa	32.7	0.4	12
18.0832	099.1202	668	vitrofiro	Atenango	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	roca total	32.54	0.31	12
18.5972	099.6042	TX-16	Ignimbrita	Taxco, Gro.	K-Ar	biotita	32.4	0.9	Morán-Zenteno et al., in press. (en 14)
18.6306	099.6486	TX-21	andesita	Taxco, Gro. Zoquiapan, norte de Ahuelicán	K-Ar ⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	32.4	0.8	Morán-Zenteno et al., in press. (en 14)
18.0866	099.4377	CCH-647	andesita				32.21	0.31	12

Deformación y magnetismo Cretácico Tardío - Terciario Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos

Tabla 5. continuación

Latitud	Longitud	Muestra	TipoRoca	Localidad	Metodo	SepMineral	Edad_Ma	Error_Ma	Referencia
18.4958	099.4583	BV-21	granodiorita	Coxcaclán, Gro. Zapotitlan	Rb-Sr	biotita-roca total	32.2	0.7	Alba-Aldave et al., 1998 (en 14)
17.8897	097.8081	SVZA-3	basalto stock Ixtapan del Oro, granodiorita	Palmas, Oax. Ixtapan del Oro, Zitacuaro	K-Ar	roca total	32	1	Galina-Hidalgo, 1996 (en 14)
19.2639	100.2761	m 07-1	granodiorita		K-Ar	plagioclasa	32	2	4
16.8000	099.1314	Mu11	granodiorita	Cruz Grande	U-Pb	zircon	32	0.8	16
18.3500	099.1875	SOL-5	ignimbrita dacítica	Quetzalapa, Gro.	K-Ar	biotita	31.9	0.8	Morán-Zenteno et al., in press. (en 14)
18.5639	099.6214	TX-25	vitrofiro	Taxco, Gro.	K-Ar	roca total	31.9	0.8	Morán-Zenteno et al., in press. (en 14)
18.5750	099.6375	TX-10	riolita	Taxco, Gro. C. el Peñon, Mich.	K-Ar	plagioclasa	31.6	1.2	Morán-Zenteno et al., in press. (en 14)
19.0606	100.1186	AT-2	riolita	N Huajuapán, WE Oaxaca	K-Ar	feldespato-K	31.6	0.8	Chávez-Agure y Mendoza-Flores, 1998 (en 14)
18.0808	097.6967	CON-75	toba silicica	Rio Mezcala (Pte Solidaridad, Autop.del Sol)	K-Ar	biotita	31.4	0.8	15
17.9277	099.3732	CH-15	dique de basalto, lacolito	Rio Mezcala (Pte Solidaridad, Autop.del Sol)	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	roca total	31.4	0.4	12
17.9277	099.3732	CH-15	dique de basalto, lacolito	Rio Mezcala (Pte Solidaridad, Autop.del Sol)	⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	roca total	31.4	0.4	12
17.8261	097.7875	SILC-1	andesítico	Huajuapán, Oax. Zapotitlan	K-Ar	roca total	31	1	Galina-Hidalgo, 1996 (en 14)
17.8897	097.8081	SVZA-1	basalto	Palmas, Oax. C. el Peñon,	K-Ar	roca total matriz	31	1	Galina-Hidalgo, 1996 (en 14)
19.0539	100.1136	ME3-2	riolita "plug"	Temas.-Zacaz.	K-Ar ⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	microcristalina	31	2	4
18.2615	098.9716	1	riolita	Huachinanta	³⁹ Ar		31	2	5
16.7443	099.2428	Mx10	tonalita	San Marcos	U-Pb ⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	zircones (4)	31	0.6	16
18.3303	098.5820	CH-18	granodiorita Sn Fco., de hbl, bt y fel k	Chiautla	³⁹ Ar ⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	30.9	0.3	12
18.3303	098.5820	CH-18	granodiorita Sn Fco., de hbl, bt y fel k	Chiautla	³⁹ Ar ⁴⁰ Ar* / ³⁹ Ar	biotita	30.9	0.3	12
18.2833	099.4014	BV-17	lava dacítica	Buenavista, Gro. Zapotitlan	K-Ar	plagioclasa	30.5	1.1	Morán-Zenteno et al., in press. (en 14)
17.8897	097.8081	SVZA-4 SICHIL-A-	basalto andesítico	Palmas, Oax.	K-Ar	roca total	30	1	Galina-Hidalgo, 1996 (en 14)
17.9592	097.8689	1	lacolito andesítico	Chila, Oax.	K-Ar	roca total	30	1	Galina-Hidalgo, 1996 (en 14)

Tabla 5. continuación

Latitud	Longitud	Muestra	TipoRoca	Localidad	Metodo	SepMineral	Edad_Ma	Error_Ma	Referencia
16.6814	098.0558	Mu20	granodiorita	N de S.P. Amuzgos, WE Oaxaca pluton costero, Pinotepa Nacional	U-Pb	zircon	30	0.2	16
16.2772	097.8231	MS-35	tonalita	Jamiltepec, WE Oaxaca pluton costero	K-Ar	homblenda	29.9	1.1	Hernández-Bernal y Morán Zenteno, 1996 (en 15)
17.8897	097.8081	SVZA-2	basalto andesítico esquistoso de bt-qz- mus	Zapotitlan Palmas, Oax.	K-Ar	roca total	29	1	Galina-Hidalgo, 1996 (en 14)
18.3333	102.3917			El Mulato, Mich.	K-Ar	roca total	29	1	1
15.7544	096.2381	ML52 FV69-	granito	Huatulco E Tamazulapan, WE	U-Pb	zircones (3)	29	0.2	16
17.5797	097.4167	182	andesita Yucudaac	Oaxaca sector N	K-Ar	roca total	28.9	0.6	Ferrusquia-Villafranca et al., 1975 (en 14)
19.1000	100.2600	FC19	latita	Sur de Zitacuaro, Mich.	K-Ar	roca total	28.6	3	1
17.1658	099.8405	a,b,c	granodiorita a diorita	Xaltianguis, Gro. NW de Progreso, WE	Rb-Sr	isocrona	28	1.5	Correa-Mora, 1997 (en 14)
16.1633	097.7519	Mx12	tonalita	Oaxaca pluton costero, E Pinotepa Nacional	U-Pb	zircones (4)	28	0.4	16
16.1725	097.9503	G-17	granito	Jamiltepec, WE Oaxaca pluton costero	K-Ar	biotita	27.7	0.7	Hernández-Bernal y Morán Zenteno, 1996 (en 15)
16.2611	097.7900	MS-42	granodiorita	Progreso, WE Oaxaca pluton costero	K-Ar	homblenda	27.7	1	Hernández-Bernal y Morán Zenteno, 1996 (en 15)
15.7667	096.1167	H-247	granito	Huatulco NW de Pochutla, WE	Rb-Sr	biotita-roca tota	27.6	0.5	Solis-Pichardo, tesis en prep (en 14)
15.8500	096.6353	Mu9	granodiorita	Oaxaca pluton costero	U-Pb	zircones (3)	27	0.3	16
15.7667	096.1167	H247 FV69-	granito toba silicica, Fm. Llano de lobos	Huatulco, Oax N Tamazulapan, WE	Rb-Sr	biotita-roca total	26.7	0.5	18
17.7137	097.5680	180	granito	Oaxaca sector N	K-Ar	biotita	26.2	0.5	Ferrusquia-Villafranca et al., 1975 (en 14)
15.8333	096.4667	H-230	granodiorita	Huatulco	Rb-Sr	biotita-roca total	26	5	Solis-Pichardo, tesis en prep (en 14)
15.7833	096.1500	H-113	granodiorita	Huatulco S.Ma.Zacatepec, WE	Rb-Sr	biotita-roca tota	25.8	0.5	Solis-Pichardo, tesis en prep (en 14)
16.8881	097.9767	CON-53	granito	Oaxaca pluton costero	K-Ar	biotita	25.5	0.7	15
15.8333	096.4667	H230	granito	Huatulco, Oax	Rb-Sr	biotita-roca total	25.2	0.5	18
15.7833	096.1500	H113	granito	Huatulco, Oax Zacatepec,	Rb-Sr	biotita-roca total	25.1	0.5	18
16.7693	097.9933	JG73-16A	granodiorita	Oax. Rb-Sr	biotita-roca total		25	1	Guerrero-Garcia y Herrero-Bervera, 1993 (en 14)

Deformación y magmatismo Cretácico Tardío - Terciario Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos

Tabla 5. continuación

Latitud	Longitud	Muestra	TipoRoca	Localidad	Metodo	SepMineral	Edad	Error	Ma	Referencia
18.2833	099.3931	BV-12	lava dacítica	Buena Vista, Gro. Progreso, WE Oaxaca	K-Ar	homblenda	24.8			Morán-Zenteno et al., in press. (en 14)
16.1636	097.7653	MS-28	granito	pluton costero S.de	K-Ar	biotita	24.4	0.6	15)	Hernández-Bernal y Morán Zenteno, 1996 (en 14)
17.4403	099.4897	ALV96	ignimbrita	Alquitran, Gro. Río Grande, WE Oaxaca	K-Ar	vidrio volcánico	24	0.8		Hernández-Treviño, 1996 (en 14)
16.0111	097.4456	MS-34	granito	pluton costero S.de	K-Ar	biotita	23.5	0.6	15)	Hernández-Bernal y Morán Zenteno, 1996 (en 14)
17.3317	099.4778	AOV96	ignimbrita	Alquitran, Gro.	K-Ar	vidrio volcánico	22.5	0.6		Hernández-Treviño, 1996 (en 14)
15.9333	096.0333	H-250	cuarzodiorita	Xadami	Rb-Sr	biotita-roca tota	21.1	0.4		Solis-Pichardo, tesis en prep (en 14)
15.8833	095.8667	H-239	granito	Ayuta, Oax.	Rb-Sr	biotita-roca total	20.9	0.4		Solis-Pichardo, tesis en prep (en 14)
15.9333	096.0333	H250 FV69-	tonalita	Xadami, Oax	Rb-Sr	biotita-roca total	20.4	0.4	18	
17.2582	096.8620	185	Toba,Fm.Suchilquitongo	Huitzo-Etla	K-Ar	biotita	17.4	0.3		Ferresquia-Villafranca et al., 1975 (en 14)
16.0333	095.4000	H-029 FV69-	granito	Bomba, Oax.	Rb-Sr	biotita-roca total	16.6	0.3		Solis-Pichardo, tesis en prep (en 14)
17.2582	096.8620	185	Toba,Fm.Suchilquitongo	Huitzo-Etla	K-Ar	biotita	16.5	0.3		Ferresquia-Villafranca et al., 1975 (en 14)
16.3333	095.4333	H-235	cuarzodiorita	Juarez, Oax.	Rb-Sr	biotita-roca total	14.9	0.3		Solis-Pichardo, tesis en prep (en 14)
16.4167	095.4500	H-234	tonalita	Juarez, Oax.	Rb-Sr	biotita-roca total	13.6	0.3		Solis-Pichardo, tesis en prep (en 14)
19.3832	104.0880	CHIN	deposito de Fe masivo	Colima (Peña Colorada)	K-Ar	Feldespatos K	57.3	2.1	19	
19.3832	104.0880	PN18	deposito de Fe masivo	Colima (Peña Colorada)	K-Ar	Feldespatos K	65.3	1.5	19	

Referencias: 1, UMSNH-IIM, 1999; 2 Richter et al., 1995; 3 Delgado-Argote et al., 1992b; 4 Elías-Herrera et al., 2000; 5 Fitz-Díaz inédito; 6 Cabral-Cano et al., 2000; 7 Ortega-Rivera inédita; 8 Rosas-Elguera et al (1997); 9 González-Partida et al., 1989; 10 Meza et al (2003); 11 Ortega-Gutiérrez, 1980; 12 este trabajo; 13 Alaniz et al., (2002); 14 Morán-Zenteno et al., 1999; 15 Martiny et al., 2000; 16 Hermann et al., 1994; 17 Pasquaré et al., 1991; 18 Schaaf et al., 1995; 19 Tritilla et al., 2003. Las referencias que se muestran son de trabajos que se encuentran en alguna de las publicaciones consultadas.

CAPITULO 4

Eventos de deformación durante el Cretácico Tardío y Terciario Inferior

4.1. Rasgos tectónicos generales y datos estructurales mesoscópicos de la Plataforma Guerrero Morelos

La estructura general de la zona de la PGM puede ser representada de manera esquemática como una gran forma sinclinal limitada por dos sistemas de cabalgadura con dirección norte-sur y vergencia aproximadamente opuesta. Dentro de esta gran estructura sinclinoria se encuentra un patrón estructural complejo formado por estructuras de escala menor, anticlinales y sinclinales, con orientaciones diferentes como se muestra en la Figura 36. A lo largo de su margen oriental, la PGM se encuentra delimitada por los afloramientos casi continuos del basamento Paleozoico (complejo Acatlán), que en la zona de Papalutla cabalgan sobre las Calizas Morelos a lo largo de una estructura cuya orientación general es noreste-suroeste. Aunque los afloramientos de rocas metamórficas delimitan de manera general el área de la Plataforma, es importante mencionar otra cabalgadura con orientación norte-sur y vergencia al oeste que se encuentra cerca del margen de la Plataforma y que aflora de forma más o menos continua desde la zona de Zitlala y hasta Cuernavaca al norte de la zona investigada, y que en este trabajo llamaremos Cabalgadura de Zitlala (ver Figura 8). En su parte central, esta estructura corresponde aproximadamente con el anticlinorio de Huixastla-Tuzantlán descrito por De Cserna et al. (1980). La orientación principal de esta estructura se encuentra perturbada en la zona al norte del Río Balsas, en donde se observan rotaciones antihorarias alrededor de ejes verticales, de los pliegues y cabalgaduras que forman una estructura en forma de abanico, llamado anticlinal "Floreado" (Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997). Esta singularidad estructural es evidente en fotografías aéreas, en el modelo de elevación digital (figura 37) y se encuentra cartografiada en todos los mapas previos (De Cserna et al. 1980; PEMEX 1989; Meneses-Rocha et al. 1994; Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997). Las interpretaciones sobre el origen del anticlinal "Floreado" incluyen: un despegue tectónico sobre una unidad evaporítica (De Cserna et al. 1980) o una rotación antihoraria generalizada de los pliegues alrededor de ejes verticales producida por

desplazamientos laterales y asociada al posible despegue sobre las evaporitas en algunos anticlinales (Meneses-Rocha et al. 1994). Sin embargo, la presencia de evaporitas en esa zona ha sido interpretada a partir de rasgos morfológicos que podrían indicar la presencia en el subsuelo de diapiros salinos (De Cserna et al. 1980) y escasos afloramientos en la zona de Huitzuc y Taxco fuera del área de estudio (Fries 1960). Los anticlinales en el frente de las cabalgaduras que conforman este sistema anticlinal presentan típicamente su flanco oeste recostado posiblemente asociado al plegamiento durante el despegue. Estas estructuras involucran a la secuencia de areniscas y lutitas del Cretácico Superior (Formación Mezcala) y a las calizas Morelos que la subyacen.

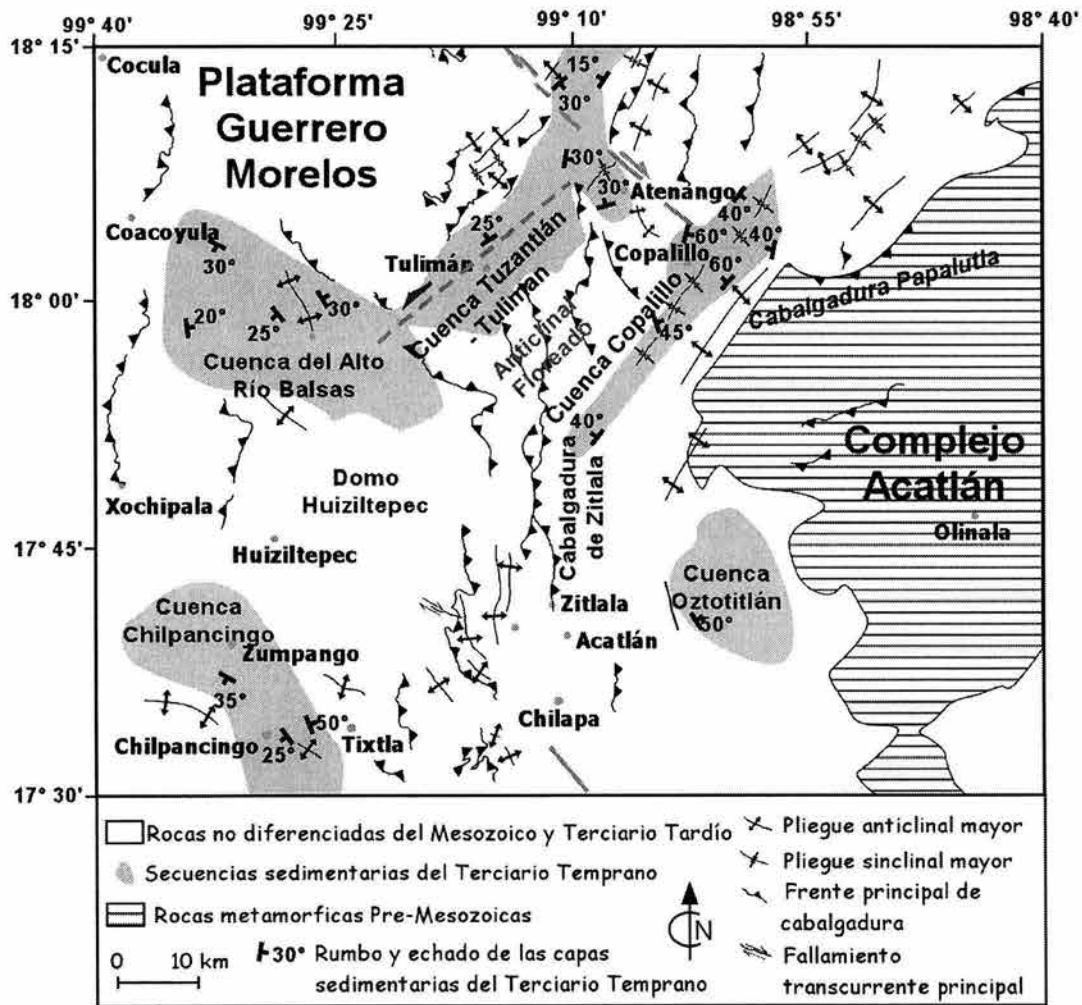


Figura 36.

Mapa geológico simplificado de la zona adyacente al flanco poniente del bloque MOJ (Terreno Mixteco) en la Plataforma Guerrero Morelos y localización de las cuencas del Terciario Temprano deformadas.

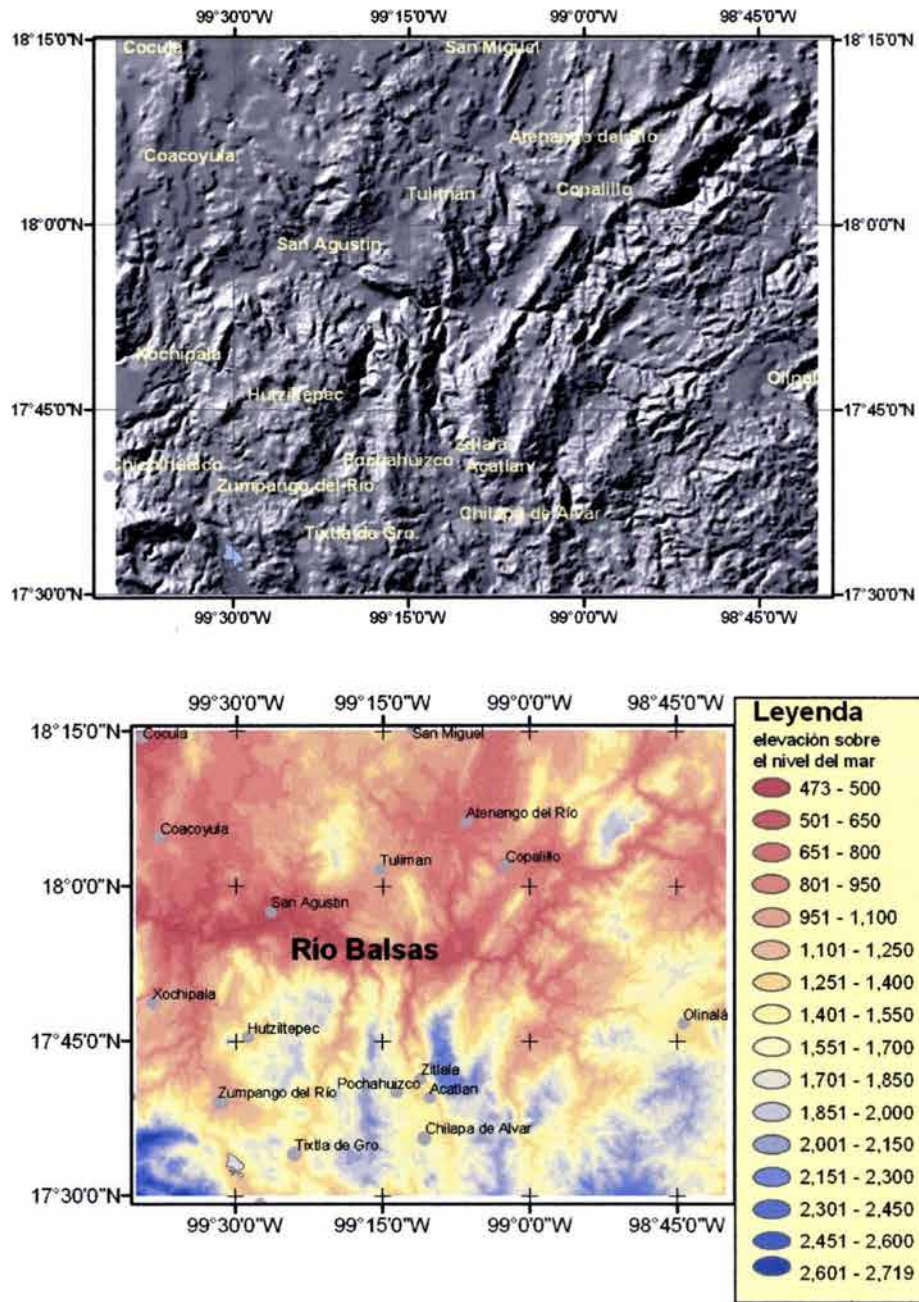


Figura 37. Modelo de elevación digital del área de estudio; (b) Mapa hipsométrico del área de estudio.

Por otro lado, el margen poniente de la PGM está caracterizado por un sistema de pliegues y por lo menos tres cabalgaduras de bajo ángulo, con orientación general norte-sur y vergencia al este, que constituyen un sistema llamado Cabalgadura de Teloloapán o Cabalgadura de Pachivia (Campa et al. 1976; Salinas-Prieto et al. 2000; Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997). Los pliegues y las cabalgaduras de esta estructura definen un cinturón de deformación de alrededor de 10 km de ancho que aflora de manera casi continua con algunos cambios de dirección desde la zona de Taxco al norte del área de estudio hasta ~20 km al suroeste de Chilpancingo, donde termina abruptamente (Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997). La deformación por acortamiento involucra el cabalgamiento con vergencia al oriente, de una secuencia de rocas volcánicas del Cretácico Inferior que subyacen y se encuentran intercaladas con calizas de edad similar a la Formación Morelos, sobre areniscas y lutitas de la Formación Mezcala (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala 1992; Salinas-Prieto et al. 2000; Cabral-Cano et al. 2000). Hacia el norte de Taxco, este cinturón de deformación se encuentra desplazado por fallas laterales derechas y tiene una orientación ligeramente noreste-suroeste.

El desarrollo de estas estructuras con orientación norte-sur y el depósito contemporáneo de las rocas de la Formación Mezcala han sido utilizados para interpretar la zona de la PGM como una fosa de retroarco (*antepaís*) en el marco del modelo de acortamiento Laramide clásico para el sur de México durante el Cretácico Tardío (Hernández-Romano 1999). Dentro de esta interpretación, el sentido de transporte tectónico dominante es hacia el este-noreste y las estructuras con vergencia opuesta que se observan en la parte oriental de la PGM corresponderían a retrocabalgamientos durante la deformación Laramide. Este retrocabalgamiento es opuesto a la dirección del cabalgamiento inicial y podría ser debido a varias causas, entre otras: (a) un pequeño ángulo hacia el oeste definido por la pendiente de la topografía en la zona de la PGM (Salinas-Prieto et al. 2000) o (b) a la subsidencia debida al apilamiento tectónico y subsiguiente flexura de la cuenca de antepaís donde se depositó la Formación Mezcala que propició el retrocabalgamiento en la zona de Papalutla (Hernández-Romano 1999). Sin embargo, ambas interpretaciones fallan en explicar como se produjo el cabalgamiento de las rocas paleozoicas sobre las calizas cretácicas con un cambio de orientación y vergencia hacia el noroeste a lo largo de la cabalgadura de Papalutla. Además, las edades de las rocas volcánicas del Terciario Inferior y que se encuentran deformadas de manera consistente con el movimiento de la cabalgadura de Papalutla indican que al menos una parte del movimiento de esta falla ocurrió durante el Terciario Inferior (Figura 38c). Debido a esto se considera que la deformación asociada a la cabalgadura de

Papalutla fue provocada por un evento tectónico diferente al que provocó la deformación laramídica.

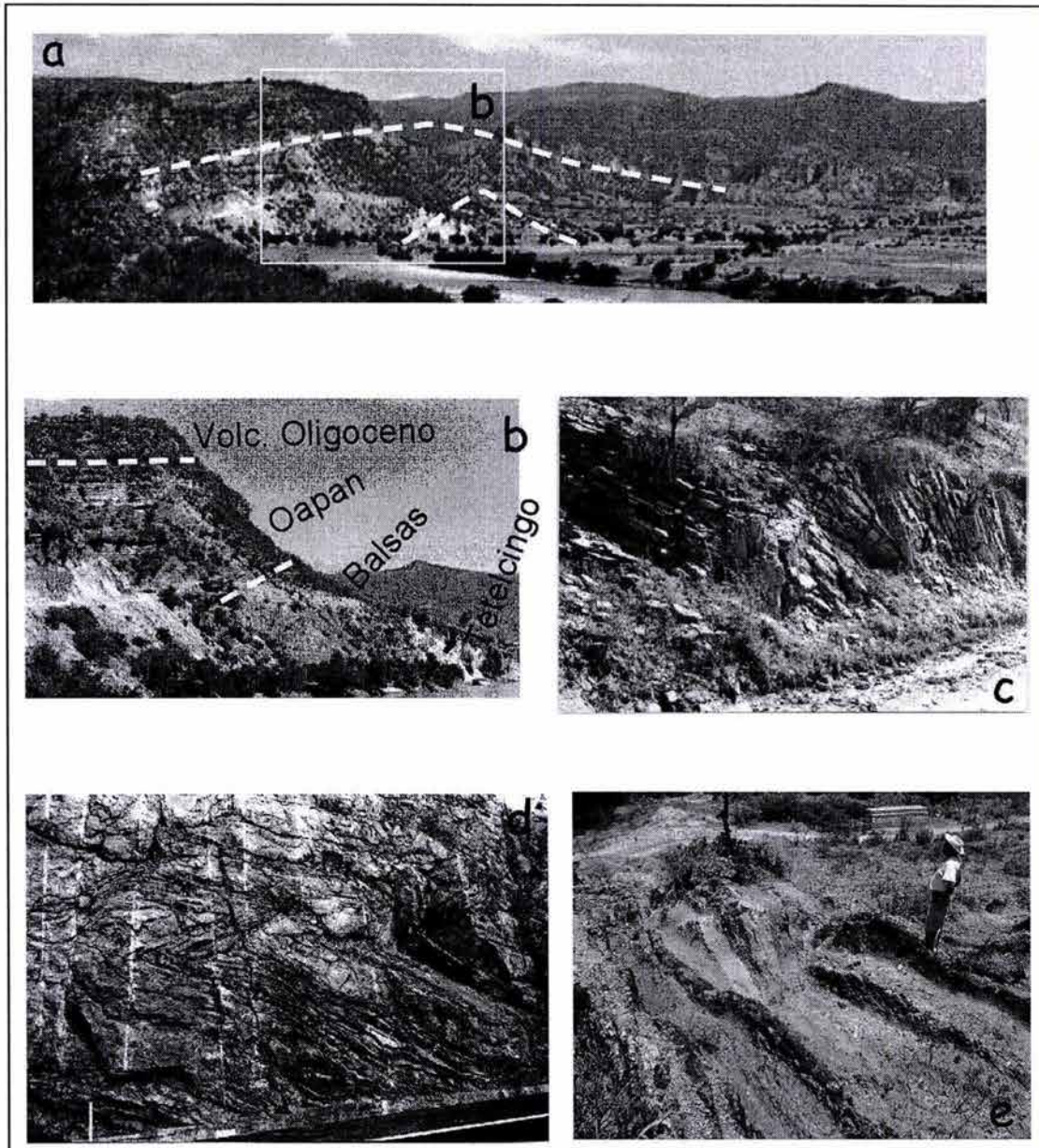


Figura 38.

Vista panorámica hacia el noreste viendo desde Tetelcingo de la secuencia del Balsas en la parte central de la Plataforma Guerrero Morelos mostrando los cambios en la inclinación de los estratos que definen un amplio pliegue (a), de la base a la cima afloran las secuencias de las formaciones Tetelcingo, Balsas, y Oapan (b), la secuencia se encuentra cubierta por rocas volcánicas del Oligoceno; (c) ejemplo de la deformación de una secuencia volcánico – sedimentaria en la cuenca de Copalillo al frente noroeste de la Cabalgadura de Papalutla; (d) vista hacia el oeste en un afloramiento de la carretera de cuota México - Acapulco mostrando un replegamiento en la caliza Cretácica; y (e) estratificación vertical de un conglomerado de edad Paleoceno dentro de un pliegue cerrado en la secuencia de Yanhuítlan.

Hacia la parte sur de la PGM, los pliegues y las cabalgaduras terminan abruptamente y se encuentran truncados a lo largo de un contacto tectónico, complicado estructuralmente hablando, con rocas exhumadas de la corteza media del Complejo Xolapa (Morán-Zenteno et al. 1996; Mills 1998). Gran parte de la deformación que provocó la exhumación del Complejo Xolapa está asociada a un régimen de desplazamiento lateral-izquierdo con una componente de extensión subparalela a la actual trinchera mesoamericana que ocurrió durante el intervalo Eoceno-Mioceno y que ha sido ampliamente documentada en la literatura previa (Riller et al. 1992; Ratschbacher et al. 1992; Herrmann et al. 1994; Schaaf et al. 1995; Morán-Zenteno et al. 1996; Tolson 1998; Morán-Zenteno et al. 1999). Es evidente que el régimen lateral-izquierdo de la deformación Terciaria interfiere con las estructuras laramídicas al norte de la frontera del Complejo Xolapa; además existe un grupo de estructuras formadas durante el Paleoceno- Eoceno de la PGM y que ha sido atribuido tradicionalmente a la orogenia Laramide. Por ejemplo, De Cserna et al. (1980) mencionan que la cabalgadura de Papalutla tiene una edad Terciaria pero subestiman esta observación por no ser consistente con la supuesta extensión generalizada en el Terciario. Más recientemente, Campa-Uranga (1998) y Fitz-Díaz (2001) proponen de forma provocativa la existencia de una orogenia (deformación por acortamiento y fallas laterales; ¿transpresión?) posterior a la Laramide, que afecta a las rocas terciarias. Sin embargo, la ubican en el Mioceno de forma preliminar sin tener un buen control de las edades de las rocas involucradas.

Por otro lado, en los mapas topográficos de la zona se puede observar (ver Figura 36), que en la porción del área estudiada al sur del Río Balsas la altura es mayor que en la parte al norte; la altura aumenta cerca del contacto con las rocas metamórficas y en esta zona las calizas se encuentran fuertemente brechadas y se observan pliegues con orientación este-oeste y volcados hacia el norte. Además de la diferencia de alturas se observa una diferencia significativa en el estilo estructural al sur y al norte del Río Balsas, lo que sugiere que existe una discontinuidad que separa estas dos zonas.

Como se mencionó anteriormente, en este trabajo se propone que la diferencia en el estilo tectónico entre las estructuras Laramide que se encuentran bien limitadas en el intervalo Turoniano – Maestrichtiano y las estructuras de acortamiento que afectan a las secuencias volcánicas y sedimentarias del Maestrichtiano – Paleoceno, es provocada por un evento de deformación transpresivo no reportado anteriormente. Para ello es necesario tener un control apropiado de las edades de las rocas involucradas en estas deformaciones. Las cabalgaduras de estilo y edad Laramide fueron reconocidas en los lugares donde se observa la estratigrafía

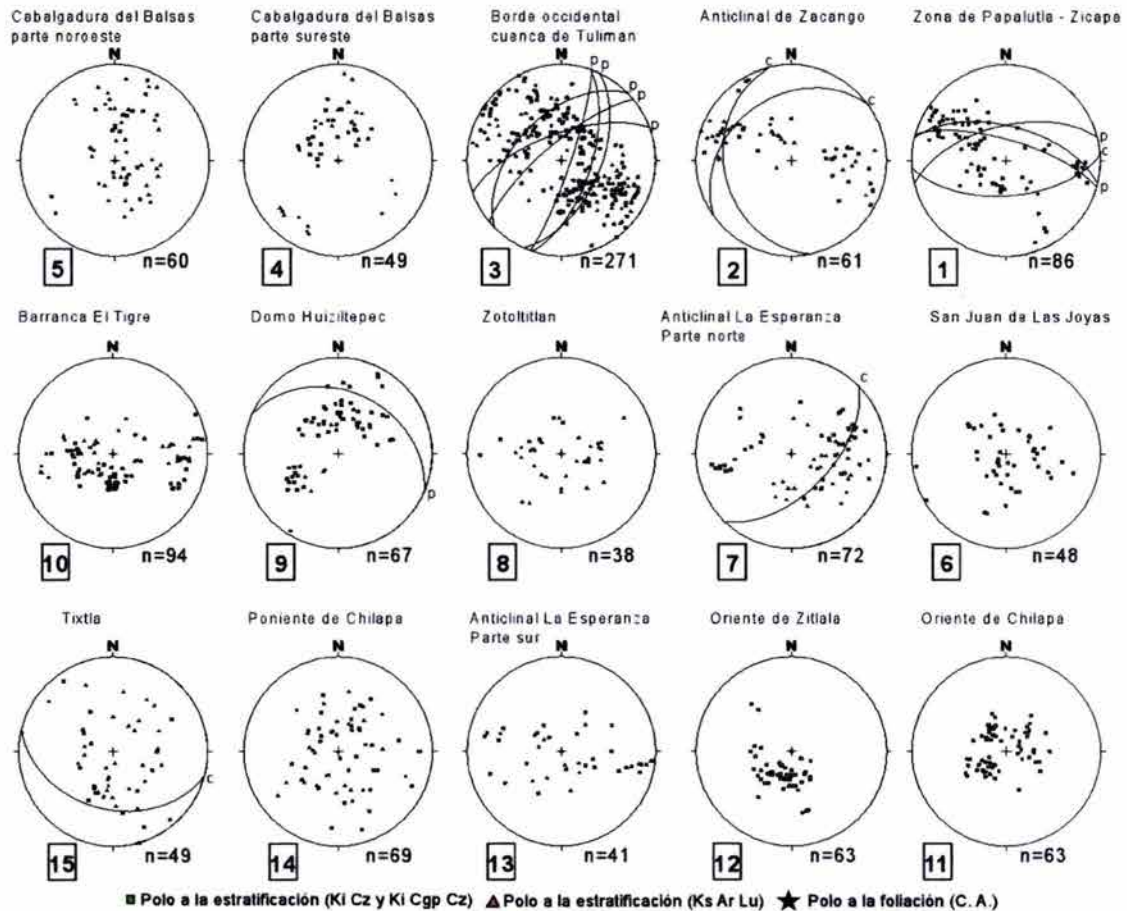
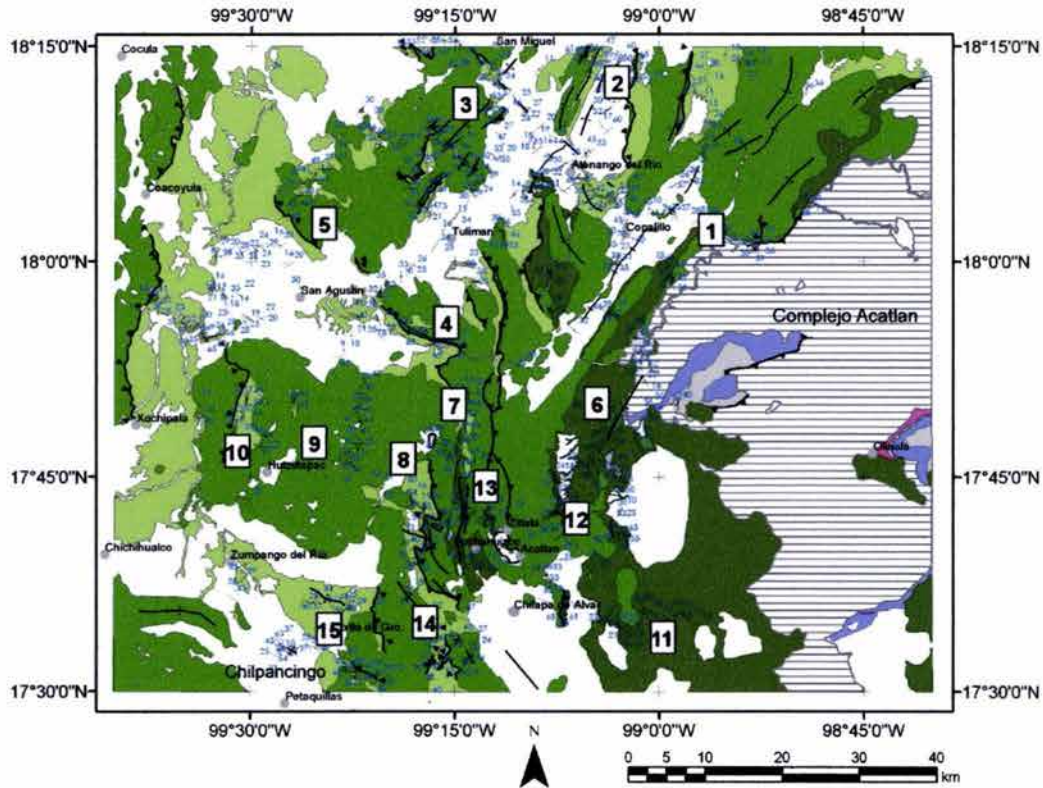
invertida, generalmente las calizas Morelos sobre la Formación Mezcala, o repeticiones de la estratigrafía. En ninguno de los casos se observó que estas cabalgaduras afectaran rocas más jóvenes que el Maestrichtiano. En el caso de la deformación en las cuencas sedimentarias del Terciario Inferior se colectaron datos en el relleno de la cuenca y en el sustrato adyacente a la cuenca.

Durante el trabajo estructural de este proyecto se prestó mayor atención a la definición de la geometría de grandes estructuras de deformación, y a la colección de datos mesoscópicos estructurales, principalmente rumbo y echado de la estratificación, pliegues y fallas en más de 900 estaciones. Los resultados de este análisis y los estereogramas se presentan en las Figuras 39 y 44. En las secciones que siguen se describen las principales estructuras observadas, las cuales se dividen en estructuras formadas durante la deformación Laramide y estructuras formadas durante la deformación del Terciario Inferior.

4.2. Geometría, cinemática y edad del acortamiento Laramide en la parte oriental de la PGM

El sur de México fue deformado en el Cretácico Superior por acortamiento relacionado con la Orogenia Laramide (Lang et al. 1996; Cabral-Cano et al. 2000a; Salinas-Prieto et al. 2000). El acoplamiento mecánico entre la placa de Farallón subduciendo de forma horizontal y la corteza de la placa de Norteamérica durante un periodo de convergencia rápida es la hipótesis más aceptada de la causa de esta orogenia a lo largo de toda la cordillera Norteamericana (Dickinson et al. 1988; Bird 1988; Bird 1998; Bunge y Grand 2000). Sin embargo, una de las principales inconsistencias de la hipótesis de subducción subhorizontal es la presencia de un arco magmático activo cerca de la paleotrinchera hacia el oeste en algunas zonas de la cordillera (English et al. 2003; ver también los patrones de edades en el capítulo 3; en el caso del sur de México este arco magmático se encuentra ubicado en el bloque Jalisco). Otra de las limitaciones de esta hipótesis proviene del hecho de que el vector de convergencia entre las placas de Norte América y Farallón durante este tiempo calculado por Engebretson et al. (1985) es oblicuo a las estructuras formadas. Alternativamente, se ha propuesto de manera implícita la colisión de un arco (¿o arcos?) volcánico insular con el continente mediante la acreción o amalgamación de terrenos (Campa y Coney 1983). En cualquier caso, la orogenia Laramide en el sur de México produjo acortamiento con dirección de transporte hacia el este-noreste que condujo al apilamiento de las secuencias volcánicas y sedimentarias del Terreno Guerrero depositadas hacia la zona de *traspais* sobre una corteza atenuada (Cabral-Cano et al. 2000a, b). El resultado del acortamiento se manifiesta en un amplio cinturón de pliegues y cabalgaduras de bajo ángulo con orientación consistente norte-sur

Deformación y magmatismo Cretácico Tardío - Terciario Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos



y vergencia principal hacia el oriente. Una vergencia opuesta interpretada como resultado del acortamiento progresivo ha sido documentada en la zona de Teloloapan (Salinas-Prieto et al. 2000) y en la zona de la PGM (este trabajo).

En general, las cabalgaduras principales al oeste del bloque MOJ son de bajo ángulo e involucran la deformación de rocas de edad Cretácica, excepto en algunas zonas localizadas como en Tejupilco, Estado de México (Elías-Herrera et al. 2000), Pinzón Morado, Guerrero (Consejo de Recursos Minerales 2000), y Arteaga, Michoacán (Centeno-García 1994), donde se encuentran expuestas rocas sedimentarias de edad pre-Cretácico y afinidad continental que conforman altos estructurales en el basamento.

Las perturbaciones más evidentes del patrón Laramídico de orientación norte-sur pueden observarse en la zona de la PGM, donde se observa un complejo patrón de rotaciones de las estructuras alrededor de ejes verticales (Figura 36). Al oriente del bloque MOJ, el estilo tectónico que se observa en la zona de la Sierra de Zongolica es ligeramente diferente. En esta zona el cinturón de pliegues y cabalgaduras tiene una orientación general noroeste-sureste y una vergencia principal hacia el noreste, además de zonas de cizalla lateral subparalelas al plano axial de los pliegues y cabalgaduras que se ha interpretado en términos de una fase tectónica que continua hasta el Eoceno (Meneses-Rocha et al. 1996; Eguiluz et al 2000). De esta manera la deformación Laramide tendría edades diferentes en ambos lados del bloque MOJ.

La edad de la deformación Laramide es otro de los puntos no discutidos suficientemente en los trabajos previos. En particular, el inicio de la deformación laramídica en el suroeste de México ha sido limitado por la deposición de la Formación Mezcala, una secuencia de areniscas y lutitas marinas que registran un cambio abrupto de sedimentación con respecto a los depósitos de carbonatos de plataforma (Formación Morelos). También registra importantes cambios en su edad, más joven hacia el oriente. Esta unidad es además la más joven afectada por la deformación

Figura 39. Pagina anterior...

Datos estructurales seleccionados en las unidades cretácicas de la Plataforma Guerrero Morelos. En el mapa se muestran las localidades donde se colectaron los datos. En los estereogramas se muestran las proyecciones estereográficas de algunos pliegues (p) y cabalgaduras (c).

de estilo Laramide y en ningún caso se encontró que las rocas cretácicas se encuentren cabalgando sobre los lechos rojos de la Formación Balsas. Esta observación es pertinente pues en algunos trabajos se había considerado a la Formación Balsas como contemporánea a la deformación Laramídica (Lang et al. 1996). La transición entre sedimentación de carbonatos y sedimentación terrígena se ha ubicado en la frontera Cenomaniano – Turoniano (ca. 93 Ma) (Hernández-Romano et al. 1997) o en la frontera Turoniano – Coniaciano (ca. 89 Ma) (Lang y Frerichs 1998) mediante análisis bioestratigráficos. Un análisis reciente de los datos paleomagnéticos disponibles sugiere que la placa de Norteamérica experimentó un desplazamiento absoluto rápido hacia el sur durante el intervalo entre 88 y 80 Ma (Beck y Housen 2003) coincidente con el inicio de la deformación Laramide en el sur de México. Además, resultados preliminares de análisis de isótopos de oxígeno y carbón indican que la excursión positiva en $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ en las columnas de Barranca del Tigre y Axaxacoalco (ver Hernández-Romano et al. 1997 y figura 9, para la localización de estas secciones) se encuentra dentro de la secuencia de calizas y está caracterizada por un cambio abrupto de 2.5-3‰, una meseta positiva de ~20 metros, seguida de un retorno abrupto a los valores iniciales (Elrick y Molina-Garza 2002). Según estos autores, patrones similares se observan en otros registros de la frontera Cenomaniano-Turoniano pero en depósitos de aguas profundas. El hecho de que la excursión positiva concluya antes del ahogamiento de la plataforma y la deposición de la secuencia de la Formación Mezcala implica que el aporte de terrígenos asociado al inicio de la deformación Laramídica ocurrió posterior a la frontera Cenomaniano-Turoniano (93.5 ± 4 Ma). Además, las edades Cenomaniano de rocas volcánicas al oeste del área de estudio apoyan esta idea y juntando todos los datos mencionados anteriormente se puede ubicar el inicio del acortamiento Laramídico alrededor de los 88 Ma, aunque son necesarios más fechamientos para definir su edad e incertidumbre.

Por otro lado, la mayoría de los autores anteriores a este trabajo están de acuerdo en ubicar el final de la orogenia Laramide del sur de México en el Paleoceno-Eoceno, principalmente por correlación con las edades publicadas de término al norte de la Faja Volcánica Transmexicana (Salinas-Prieto et al. 2000) en la zona al oeste del MOJ, o por la deformación de secuencias sedimentarias del Eoceno Tardío en la porción sur de la Sierra Madre Oriental (Eguiluz de Antuñano et al. 2000). En el trabajo de Lang et al. (1996) se propone que los lechos rojos de la Formación Balsas presentaban una deposición contemporánea a la orogenia. Sin embargo, las rocas volcánicas e intrusivas de 67 a 62 Ma de edad no fueron afectadas por este estilo de deformación y mas bien sugieren una edad Maestrichtiano para el final de la orogenia Laramide,

al menos en la zona de la PGM (Ortega-Gutiérrez 1980; Meza-Figueroa et al. 2001; González-Partida et al. 2003). Las rocas intrusivas presentan una mineralogía y firma geoquímica que han sido interpretadas como características de adakitas formadas al final de la orogenia, debido a que se emplazan en estructuras con orientación noroeste-sureste que cortan las cabalgaduras Laramílicas (González-Partida et al. 2003). Las edades de rocas volcánicas y sedimentarias de edad Maestrichtiano – Paleoceno documentadas en este trabajo sugieren además que un cambio importante en el movimiento de las placas ocurrió durante este intervalo de tiempo. Aunque no se cuenta con una cantidad suficiente de edades para este intervalo, los patrones mostrados en el capítulo anterior sugieren que un arco volcánico con orientación noroeste-sureste comenzó a formarse durante este tiempo en el suroeste de México. Se podría especular que la orientación noroeste-sureste observada en los patrones espacio-temporales del magmatismo fue controlada por estructuras orientadas en la misma dirección, a su vez paralelas al nuevo límite de placa.

La deformación Laramide en el área de la PGM es consistente con los patrones estructurales regionales y se manifiesta como pliegues y cabalgaduras orientados norte – sur y con vergencia opuesta. Este patrón produce levantamiento de sierras y valles y además repetición de la estratigrafía de las secuencias sedimentarias del Cretácico. Los resultados del análisis estructural de las secuencias del Cretácico deformadas se muestran en la Figura 39. De forma notable, como se observa en la Figura 40, la mayor parte del cabalgamiento en la PGM involucra el desplazamiento de un paquete de calizas (techo tectónico de comportamiento frágil y más competente) sobre un despegue tectónico (*decollement*) compuesto por las secuencia de tipo flysch más jóvenes de la Formación Mezcala (piso tectónico de comportamiento dúctil). Este tipo de secuencias puede actuar como superficie de despegue cuando se encuentran bajo efectos de sobrepresión. Es posible que el despegue haya sido influido o disparado por la presencia de evaporitas en la base de la secuencia de las calizas de la Formación Morelos, principalmente en la parte oeste de la Plataforma (Anhidritas Huitzucu); sin embargo, esta secuencia de anhidritas se encuentra ausente en las cabalgaduras principales observadas. En el frente de las cabalgaduras se formaron pliegues anticlinales volcados en el sentido del transporte tectónico. En dos secciones en la transición Morelos - Mezcala que se encuentran bajo las cabalgaduras, la Formación Mezcala alcanza una edad al menos del Coniaciano (Aguilera-Franco 2003), por lo que es posible delimitar de forma aún más precisa el inicio del despegue de las calizas sobre las secuencias sin-tectónicas más jóvenes entre el Coniaciano medio (el Coniaciano se ubica entre 89.0 ± 0.5 y 85.8 ± 0.5 Ma) y el Maestrichtiano Temprano.

En la parte oeste del área de estudio, la cabalgadura principal con orientación norte-sur paralela a la cabalgadura de Teloloapán y vergencia al este, se ubica en la longitud de la localidad de Xochipala y puede ser trazada con la misma orientación hacia el norte de Mezcala. Esta estructura es subhorizontal y se observa su traza alrededor de los 1000 m de altura. Varios cuerpos intrusivos de edad Maestrichtiano-Paleoceno y controlados por estructuras de dirección noroeste-sureste (Meza-Figueroa et al. 2003; González-Partida et al. 2003) cortan de forma discordante la estructura, principalmente en la zona de Mezcala. De esta manera se puede limitar la actividad de esta cabalgadura antes del Maestrichtiano tardío.

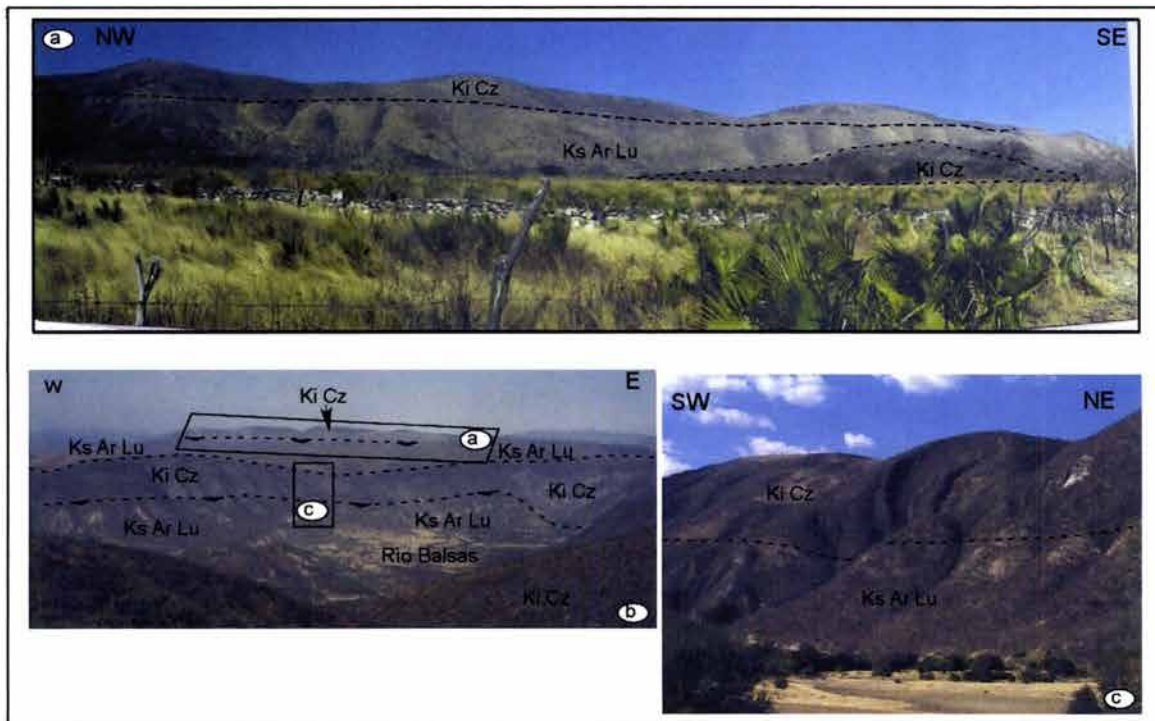


Figura 40.

Panorámica de las cabalgaduras en la parte central del área de estudio. (a) Cabalgadura de Tulimán con dirección noroeste-sureste; (b) Cabalgadura del Balsas con dirección este-oeste y vergencia al sur; (c) detalle del anticlinal volcado hacia el sur en el frente de la cabalgadura.

Al oriente y por debajo de la cabalgadura, en el cañón del Zopilote, se encuentra una secuencia deformada con mayor intensidad que incluye a las calizas de la Formación Morelos, la Formación Xochipala (equivalente a la Formación Cuautla) y la Formación Mezcala (Figura 41; parte central del área de estudio). En el flanco oriental del cañón del Zopilote (Fig. 9) se observa nuevamente la secuencia subhorizontal de calizas que cubre a toda la secuencia de la Formación Mezcala sobre una superficie de despegue. Aún más al oriente, en la Barranca del Tigre (Fig. 9), se observa nuevamente esta relación, una cobertura de calizas subhorizontal sobre una secuencia

basculada de forma consistente con la dirección de transporte de la cabalgadura, la discordancia entre ambas secuencias es evidente. Esta estructura fue interpretada de forma contrastante en mapas previos como un anticlinal (PEMEX 1989; Hernández-Romano et al. 1997), o como una falla normal con el bloque de piso hacia el oeste (Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997). La repetición de la estratigrafía hacia la cima indica que se trata de una cabalgadura de las calizas de la Formación Morelos sobre la Formación Mezcala. La bioestratigrafía de la secuencia deformada subyacente fue estudiada por Hernández-Romano et al. (1997) e incluye el contacto entre la Formación Morelos y Mezcala. Esta última se encuentra constituida en esta zona principalmente por calizas arcillosas y lutitas carbonáceas que alcanzan una edad Turoniano Medio en los primeros 155 m (Hernández-Romano et al. 1997).

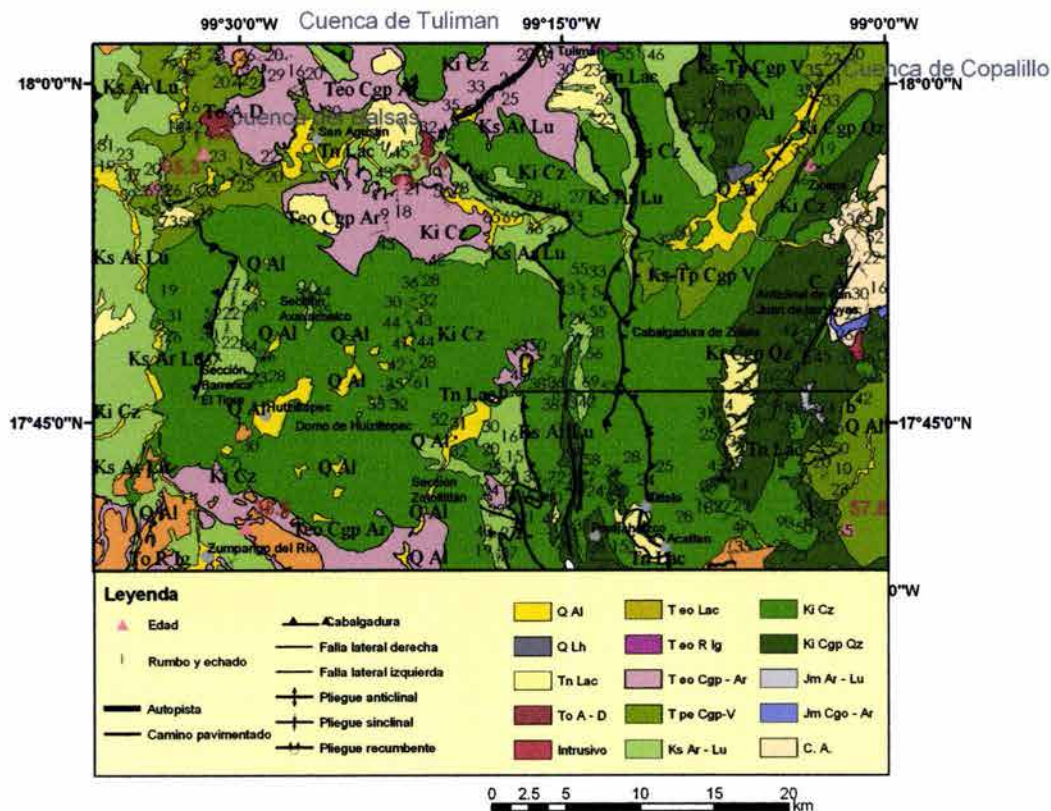


Figura 41. Mapa geológico y estructural de la parte noreste del área de estudio.

Entre la Barranca del Tigre y la localidad de Zotoltiltan, en la parte central del área de estudio se observa una estructura en forma de domo anticlinorio compuesta de calizas de la Formación Morelos con algunos remanentes de la Formación Mezcala en la cima, llamada domo Huiziltepec

(Figura 39). En el flanco oeste de esta estructura se encuentra la columna bioestratigráfica de Axaxacoalco estudiada por Hernández-Romano et al. (1997). La estructura de esta forma anticlinoria no puede ser descrita sin ambigüedad debido a que en sus cuatro flancos parece estar sobreyacida de manera concordante por la secuencia de tipo flysch y los datos de echados colectados en un transecto sobre la cima presentan orientaciones en varias direcciones. Sin embargo, la presencia de esta estructura en forma de domo sugiere la superposición de dos deformaciones por acortamiento con direcciones ortogonales. El flanco norte es particularmente complicado debido a que las calizas presentan una estratificación inclinada fuertemente hacia el norte (Río Mezcala). Sin embargo, en la cima del domo se encuentran dolinas que definen un alineamiento noreste-suroeste que podría indicar la posición aproximada de la charnela del anticlinorio principal inferido (Figura 39). El tamaño de estas dolinas es mayor en la parte sur del domo, y han sido interpretadas como colapsos debidos a la presencia de diapiros salinos por debajo (Olea-Gomezcaña 1965; De Cserna et al. 1980). La presencia de evaporitas puede ser observada en escasos afloramientos en el flanco sur del domo, cerca de Zumpango del Río, pero su relación con las calizas de la Formación Morelos no es clara y más bien parece intercalarse entre estratos de caliza. Además, un pozo perforado por PEMEX (1989) en Huitziltepec reporta la presencia de conglomerados de la formación Zicapa subyaciendo directamente a las calizas. De estas observaciones se puede inferir que el espesor mayor de la secuencia de calizas de plataforma en esta zona sobre un estrato con mayor fricción que condicionó la deformación de esta zona.

Hacia el oriente del domo de Huitziltepec, las secuencias de la Formación Mezcala descansan concordantemente sobre las calizas y son cabalgadas con una vergencia hacia el oeste en la zona de Apango-Zotoltilán. La vergencia contraria al sentido general de transporte de esta cabalgadura, esta indicada por un anticlinal volcado ligeramente hacia el oeste que se observa en el bloque de techo compuesto por la secuencia de calizas. La secuencia de tipo flysch en esta zona se encuentra fuertemente deformada y se observa una repetición de la estratigrafía del contacto entre las calizas Morelos y el flysch.

La cabalgadura de Zitlala es una cabalgadura mayor que pone en contacto un paquete potente (~1000 m) de calizas sobre calizas y remanentes de la Formación Mezcala (Figura 42). Esta cabalgadura presenta una traza más o menos lineal alrededor de los 1000 m de altura sobre el nivel del mar, con orientación norte-sur entre Zitlala y el Río Balsas. Como otras muchas de la zona, esta estructura se había interpretado previamente como una falla normal (Consejo de

Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997). Al sur de Zitlala, la cabalgadura se curva hacia el oriente y es cubierta por rocas volcánicas del Terciario en la zona de Chilapa. Entre las localidades de Zitlala y Tlapenualapa, la cabalgadura se observa horizontal, mientras que entre Tlapenualapa y el Río Balsas, se observa una rampa frontal que expone la estructura de la cabalgadura (Figura 41). Entre la cabalgadura de Zotoltitlan y la cabalgadura de Zitlala se observa una franja de deformación por acortamiento más intensa que define un pliegue anticlinal (Figura 36). En el núcleo del pliegue aflora la Formación Zicapa. Los polos de estratificación obtenidos en esta zona definen de manera clara la estructura de un pliegue anticlinal (Anticlinal de Esperanza-Zoquiapan) orientado norte-sur (Figuras 42 y 39).

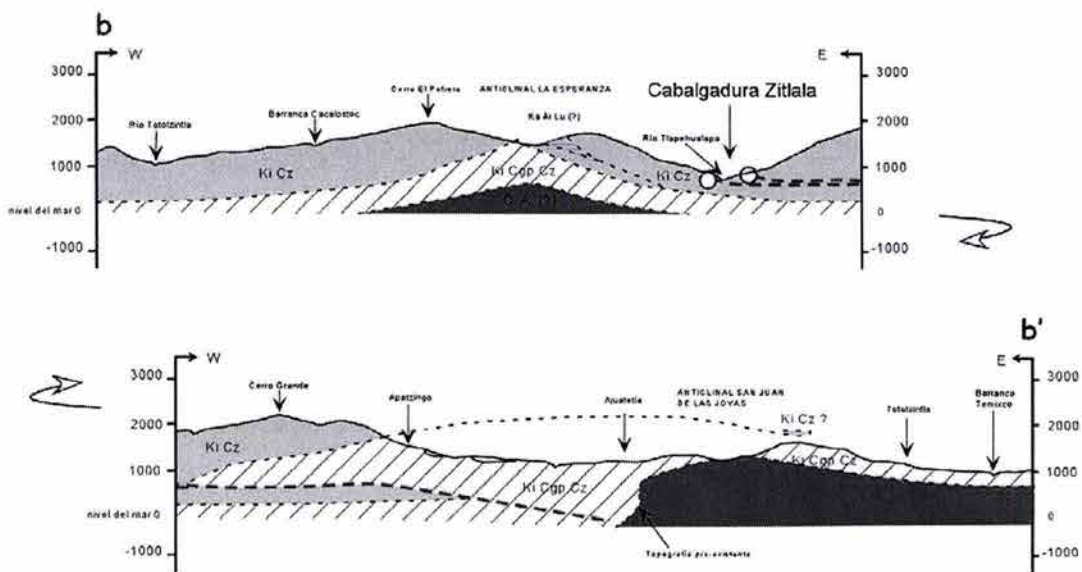


Figura 42.

Sección geológica interpretada y simplificada que corta la cuenca de Copalillo. La estructura del basamento y la interpretación de la estructura de la Cuenca esta basada en las observaciones de campo y apoyada por los resultados de los modelos analógicos. C.A., basamento metamórfico pre-Cretácico; Ki Cgp Cz, Formación Zicapa del Cretácico Inferior; Ki Cz, Calizas Morelos de edad Albiano - Cenomaniano; Ks Ar Lu, Formación Mezcala del Cretácico Tardío; Ks-Tp Cgp V, Secuencias volcánicas y sedimentarias posteriores a la deformación Laramide. Las líneas punteadas indican estructuras inferidas; las estructuras Laramide se muestran en rojo, mientras que las estructuras del Terciario Inferior se muestran en azul. Parte del desplazamiento de las estructuras Laramide pudo haber ocurrido durante el Terciario.

Aparentemente dentro de una franja en la zona central del área de estudio, las estructuras de edad Laramide (Cabalgadura de Xochipala, Cabalgadura de Zotoltitlan, Anticlinal Esperanza-Zoquiapan y cabalgadura de Zitlala) no fueron afectadas por deformaciones posteriores.

Por otro lado, la rotación antihoraria de estructuras laramídicas es evidente en el norte del área de estudio, y las relaciones de corte indican sin ambigüedad que al menos una parte de esta rotación ocurrió antes del Terciario, en la zona más complicada estructuralmente. Un grupo de estas estructuras rotadas se observa al norte del Río Balsas, donde cabalgaduras con orientaciones noroeste-sureste hasta norte sur definen una zona de deformación en forma de abanico. También la vergencia principal de estas estructuras define un abanico con direcciones entre el suroeste y el oeste. Es notorio que la vergencia de estas cabalgaduras se desarrolló durante el retrocabalgamiento ocurrido durante el final de la orogenia Laramide, posiblemente en el Maestrichtiano temprano. En particular, dentro de la cuenca del Río Balsas puede observarse que la estratigrafía inversa se repite en cada estructura marcada por un pliegue anticlinal volcado hacia el suroeste (Figura 40c). La cabalgadura que se observa en la base del Río Balsas tiene una orientación casi este-oeste y vergencia hacia el sur, se ubica alrededor de los 800 m de altura sobre el nivel del mar. Esta cabalgadura puede ser trazada desde unos cinco kilómetros al oriente de San Juan Totolzintla hasta San Francisco Oztomatlan donde se pierde debajo de rocas del Terciario para volver a aparecer cerca de Ahuelican. Contrario a lo esperado, la deformación de las rocas volcánicas del Maestrichtiano que afloran dentro de la cuenca del Balsas no es consistente con esta estructura sino que estas son afectadas por un pliegue anticlinal con orientación aproximada norte-sur de gran extensión y acortamiento limitado. La segunda estructura que se ubica al noroeste de la anterior, tiene una orientación noroeste-sureste, vergencia hacia el suroeste, y se ubica unos 300 metros por encima de la anterior a los 1100 m sobre el nivel del mar (Figura 40a). Aflora en un tramo pequeño, alrededor de 4 km entre el Río Balsas y Tuliman. Por encima de esta estructura se observa una tercera cabalgadura, continuación de la cabalgadura de Zitlala que presenta un pequeño cambio de dirección hacia el noroeste, un aumento gradual en la altura sobre el nivel del mar de la traza, desde 1000 a 1500 m de altura sobre el nivel del mar, vergencia al oeste y que se observa truncada al sur de Tuliman. El espesor observado de la secuencia de calizas en esta zona es de alrededor de 200 m que es una disminución considerable comparada con el espesor de más de 1000 m registrado en otras zonas de la PGM. Por ultimo, una estructura con características similares se infiere en el Río Amacuzac, donde se observaron pliegues recostados hacia el occidente (Figura 43).

La deformación en esta zona ha sido interpretada como un despegue dúctil sobre una superficie de despegue compuesta posiblemente de anhidritas (De Cserna et al. 1980). Sin embargo, se esperaría que esta unidad dúctil que supuestamente sirve de despegue, se observara por debajo de las estructuras o rellenara las partes internas de los anticlinales, pero esto no ocurre así y el piso

de las cabalgaduras se encuentra compuesto exclusivamente por las secuencias de lutitas y areniscas de la Formación Mezcala. Además, el volumen observado de anhidritas es pequeño y su relación estratigráfica con la Formación Morelos no es clara. Una posible explicación es que el despegue de las secuencias menos potentes de calizas, haya ocurrido sobre una superficie dúctil formada por lutitas (arcillas sometidas a una presión considerable). Esto pudo haber ocurrido durante el retrocabalgamiento de una zona levantada en la parte posterior de la cuenca de *antepaís* en sentido contrario a la vergencia principal de la deformación cuando la secuencia de calizas ya se encontraba sobre una parte de los sedimentos sin-tectónicos de la Formación Mezcala. Es posible que esta deformación involucrara un levantamiento y cabalgamiento del Complejo Acatlán en la zona de Papalutla como ha sido propuesto anteriormente (Hernández-Romano 1999; De Cserna et al. 1980).

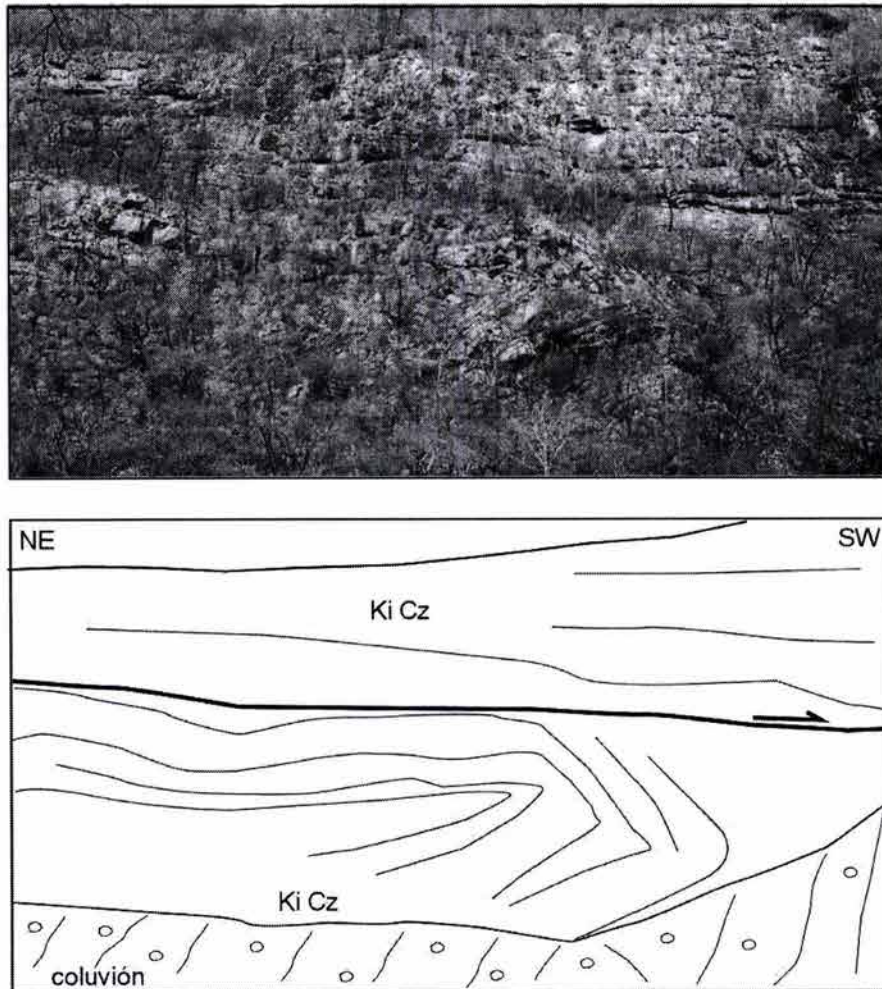


Figura 43. Ejemplo de las estructuras de acortamiento que afectan a las calizas Morelos en la zona del Río Amacuzac. (b) La estructura general se interpreta como una cabalgadura con vergencia hacia el

suroeste en el esquema con los principales marcadores de la estratificación y pliegues. Se observa que la cobertura de calizas cabalgando presenta una deformación menos intensa que la parte por debajo. Este es un rasgo común en la esta zona.

Por otro lado, en la mayoría del área de estudio se observan secuencias deformadas que registran la transición entre las formaciones Morelos y Mezcala. Estas secuencias se encuentran cabalgadas por paquetes que registran una deformación generalmente menor de las calizas de la Formación Morelos. Esto no ocurre solamente cerca de las cabalgaduras principales pues dentro de la capa de cobertura se observan ocasionalmente ventanas tectónicas que ponen de manifiesto que debajo se encuentran sedimentos más jóvenes (Formación Mezcala). Esto es especialmente evidente en la zona del Cañón de la Víbora y la Barranca del Tigre en las zonas noreste y central del área de estudio.

El grupo de estructuras rotadas dentro del anticlinal en forma de abanico se encuentra delimitado entre estructuras del basamento con orientación contrastante noreste-suroeste y dos cuencas sedimentarias del Terciario con la misma orientación. La deformación observada en los sedimentos Terciarios es consistente con las cabalgaduras con dirección noreste, lo que sugiere que estas estructuras fueron deformadas durante el Terciario. Al oeste de Tuliman se observa una franja de deformación caracterizada por pliegues y cabalgaduras con vergencia dominante al sureste. Debido a que la rotación antihoraria registrada sólo puede ser explicada mediante un rompimiento con desplazamiento diferencial, se puede inferir que el límite entre estos dos grupos de cabalgaduras es una zona de falla con movimiento lateral derecho y una orientación noreste-suroeste, cubierta por rocas del Terciario sedimentarias y volcánicas de la cuenca de Tuzantlán - Tuliman. El desplazamiento lateral ocurrió contemporáneamente a la rotación de las estructuras de acortamiento.

Hacia el oriente, el anticlinorio en forma de abanico se encuentra limitado por el pliegue anticlinal de San Juan de las Joyas y la cuenca Terciaria de Copalillo. El anticlinorio de San Juan de las Joyas (Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997) se ubica adyacente a los afloramientos del complejo Acatlán, tiene una orientación aproximada hacia el noreste-suroeste y expone en su núcleo a la Formación Zicapa. Los flancos de este anticlinorio están construidos sobre las calizas Morelos que además tienen un menor espesor sobre el complejo Acatlán. Debido a que la secuencia Terciaria de la cuenca de Copalillo se encuentra deformada de manera consistente con este anticlinorio se piensa que la deformación ocurrió durante el Terciario (ver capítulo siguiente).

Una zona de cizalla lateral-derecha con orientación noroeste-sureste delimita la zona de las estructuras rotadas de forma antihorario que definen el pliegue anticlinorio en forma de abanico (también llamado anticlinal “floreado” y descrito por Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997) hacia el norte. El desplazamiento lateral-derecho es inferido por el sentido de rotación de las cabalgaduras descritas anteriormente. Esta zona de debilidad provoca que la continuidad de las estructuras Laramídicas sea truncada abruptamente y se extiende entre Paso de Morelos y Copalillo con una dirección noroeste-sureste. De forma notable, al norte de esta estructura la secuencia de calizas aumenta de espesor y las estructuras observadas presentan un patrón consistente con orientaciones noreste-suroeste y una ligera rotación en el sentido de las manecillas del reloj. Nuevas evidencias estructurales presentadas recientemente indican que esta zona de cizalla registra una historia de reactivación compleja durante el Terciario que incluye desplazamientos normales y laterales derechos (Fitz-Díaz 2001; Morán-Zenteno et al. 2003). Sin embargo, el desplazamiento lateral-derecho del Terciario no llega a los 100 m pues de forma notoria, las cuencas del Terciario inferior (Tuzantlán y Copalillo) no se encuentran afectadas significativamente. Además, esta zona de cizalla delimita dos áreas con estilos diferentes de deformación laramídica al sur y al norte; a partir de esta zona y hacia el sur, son evidentes las rotaciones antihorarias de las estructuras preexistentes. Estas observaciones sugieren que esta zona de cizalla se formó sobre una estructura preexistente.

Por último, al sur de Zitlala, las estructuras Laramídicas muestran una rotación en sentido antihorario alrededor de un eje vertical, hasta llegar a una orientación casi este-oeste paralela al límite norte del Complejo Xolapa. Las secuencias sedimentarias del Terciario se encuentran también deformadas de forma consistente por lo que esta deformación se describe con detalle en el capítulo siguiente. Un estudio paleomagnético reciente en la zona del cañón del Zopilote, sugiere que las estructuras laramídicas sufrieron una rotación antihoraria de $19.2 \pm 4.0^\circ$ que fue interpretada como ligada al régimen de deformación que afectó el sur de México en el Terciario (Molina-Garza et al. 2003).

Con las evidencias presentadas de la edad y datos estructurales se propone que la deformación Laramide en la zona de la PGM comenzó como una flexura litostática y subsidencia rápida posterior a los 88 Ma y habría finalizado con el retrocabalgamiento de las secuencias del Cretácico Inferior hacia el Maestrichtiano Tardío. Las características estructurales indican que hubo una progresión de la deformación hacia el oriente y el primer cabalgamiento con ese sentido de transporte ocurrió en algún momento posterior al final del Coniaciano (~85.5 Ma). Las

principales cabalgaduras con orientación norte-sur parecen estar controladas por los límites de una cuenca extensional (¿una estructura con forma de graben?) donde se depositó la secuencia de carbonatos. En particular, el espesor de las calizas disminuye hacia el CA, lo que sugiere que este último se encontraba por encima del nivel del mar. Las rotaciones alrededor de un eje vertical de las estructuras laramídicas fueron presumiblemente formados durante el despegue de una secuencia de calizas con menor espesor sobre la secuencia de lutitas y areniscas de la Formación Mezcala durante las últimas fases de la orogenia antes del Maestrichtiano Inferior.

4.3. Geometría, cinemática y edad de la deformación del Terciario Inferior

Las secuencias de rocas que registran el intervalo de tiempo entre el Maestrichtiano y el Eoceno tardío en el área de estudio consisten principalmente de depósitos sedimentarios de ambiente continental y rocas volcánicas e intrusivas (e. g. formaciones Tetelcingo, Balsas, Oapán, y otras formaciones nombradas localmente) intercaladas que rellenan cuencas limitadas por pliegues y cabalgaduras formadas durante la deformación laramídica. Cabe señalar que los depósitos posteriores al Eoceno rellenan también algunas cuencas delimitadas por fallas laterales eocénicas al norte del área de estudio (Alaniz-Alvarez et al. 2002).

Hasta recientemente, las estructuras de acortamiento que afectan a estas secuencias del Terciario Inferior habían sido atribuidas a la deformación Laramide (Figura 44). Sin embargo, en este trabajo se considera que estas estructuras pueden ser atribuidas a un evento de deformación posterior provocado por el inicio del régimen lateral izquierdo que dominó el Terciario. Esta división está basada en las siguientes consideraciones: (1) las estructuras observadas presentan estructuras de acortamiento en dirección radial alrededor de los afloramientos del CA; (2) estas estructuras interfieren de manera clara con las estructuras laramídicas y la intensidad de la deformación es menor; (3) la intensidad de la deformación disminuye progresivamente al alejarse del CA; (4) las rocas involucradas en esta deformación tienen edades del Terciario Inferior y la presencia de magmatismo en una franja orientada este-oeste al final del Maestrichtiano, y en particular la presencia de intrusivos que cortan las cabalgaduras en la zona de Mezcala sugiere que para este tiempo había finalizado el acortamiento Laramide (González-Partida et al. 2003; Meza-Figueroa et al. 2003; Ortega-Gutiérrez 1980); (5) el ambiente de depósito sedimentario cambia de marino a continental y se encuentra restringido en cuencas de menor escala.

En particular, evidencias de deformación por acortamiento que disminuye gradualmente hacia la cima (pliegues que se vuelven gradualmente más suaves) pueden ser observadas en los depósitos

continentales de las formaciones Balsas y Tetelcingo (Fries 1960; De Cserna et al. 1980; Ortega-

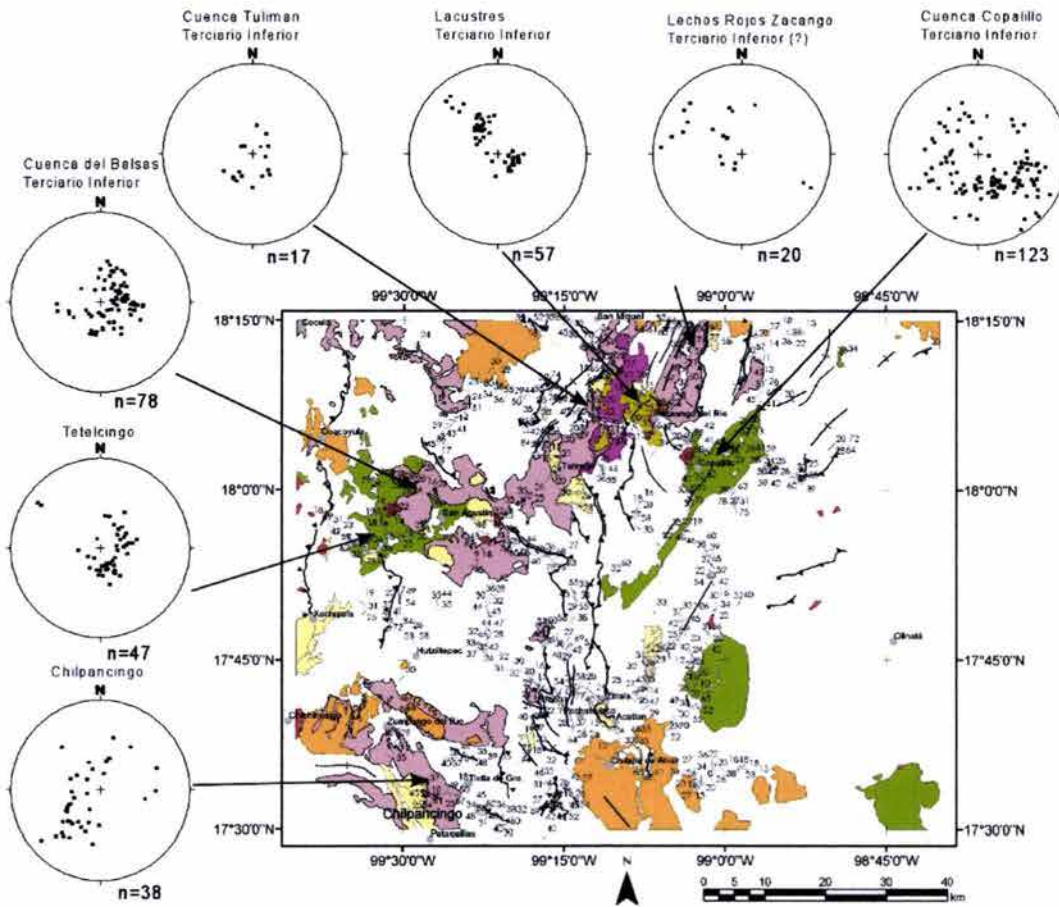


Figura 44.

Datos estructurales seleccionados en las unidades del Terciario Inferior, principalmente sedimentarias, de las cuencas en la Plataforma Guerrero Morelos.

Gutiérrez 1980) (Figura 45). El ejemplo más notable es una amplia franja de deformación (~60 km) que involucra a los depósitos volcanosedimentarios en las cuencas de Copalillo, Atenango del Río y Tuzantlán-Tuliman al frente de la cabalgadura de Papalutla (Figura 46 y 47). En esta zona, la frontera oriental de la PGM está definida por la cabalgadura de Papalutla, una estructura mayor con orientación noreste-suroeste y vergencia hacia el noroeste. A lo largo de nueve kilómetros sobre el curso actual del Río Balsas, entre las localidades de Papalutla y Chila de las Juntas, esta falla pone en contacto rocas del Paleozoico del complejo Acatlán sobre conglomerados rojos de la Formación Zicapa y las calizas de la Formación Morelos. Al norte y al sur de estas localidades, el cabalgamiento no se observa con claridad en la superficie, pero se observa la secuencia cretácica plegada en un anticlinorio. El modelo de la deformación Laramide que implica cabalgamiento de las secuencias del Cretácico Tardío con dirección de transporte

hacia el noreste (Campa 1978; Campa y Coney 1983; Salinas-Prieto et al. 2000) falla en explicar la geometría y cinemática contrastante de esta falla.

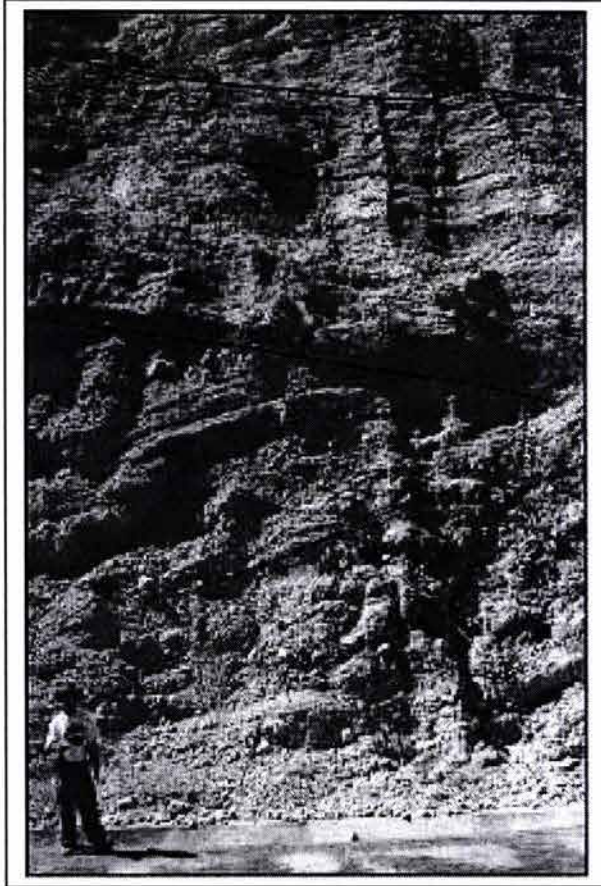


Figura 45. Fotografía en escala de afloramiento de los conglomerados terciarios en la cuenca de Tulimán. Se pueden observar discordancias intraformacionales.

Por otro lado, el reconocimiento de una franja con deformación consistente con la cabalgadura de Papalutla en los depósitos continentales de Copalillo y Tuzantlán sugiere que al menos una parte del desplazamiento de esta estructura ocurrió durante el Terciario Inferior, aunque movimientos anteriores no pueden ser descartados. La deformación en las cuencas al frente de la cabalgadura de Papalutla está caracterizada por acortamiento dirigido hacia el noroeste y por fallas con desplazamiento lateral y rumbo noroeste-sureste. Esta deformación es consistente con la dirección noreste-suroeste de la cabalgadura y es más intensa cerca de esta última estructura (Cerca y Ferrari 2001). La deformación terciaria en el frente de la cabalgadura de Papalutla afecta de manera clara dos estructuras formadas durante el acortamiento previo: el anticlinal de San Juan de las Joyas y el sinclinorio laramídico de Atenango del Río que se encuentra roto. Ambas estructuras se encuentran orientadas hacia el noreste – suroeste. El anticlinal de San Juan de las Joyas es la

prolongación hacia el sur de la cabalgadura de Papalutla, su charnela se encuentra fracturada y erosionada formando una cuenca rellena con mesetas aluviales de diferente edad.

La *Cuenca de Copalillo*, es una estructura sinforme localizada al frente de la cabalgadura de Papalutla. Se encuentra limitada por dos pliegues anticlinales, al oriente por el Anticlinal de San Juan de las Joyas, mientras que al poniente por el anticlinorio “floreado” en su parte sur. A la altura de la localidad de Copalillo la cuenca alcanza su mayor anchura de 8 km. Los depósitos volcanosedimentarios más antiguos dentro del relleno tienen una edad posterior a 62 Ma (edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenida en la muestra CCH-785; ver Tabla 1). La arquitectura del relleno volcanosedimentario define de manera clara un sinclinorio (Figuras 44 y 46) y la profundidad máxima (~500 m) al basamento cretácico de la cuenca se puede inferir de la sección (Figura 47). Hacia el sur de Zicapa, la cuenca de Copalillo es más estrecha y está cubierta por sedimentos más recientes que no permiten ver su estructura a profundidad. La secuencia sedimentaria del Terciario Inferior de la cuenca de Copalillo consiste de conglomerados y areniscas con clastos abundantes de cuarcita y rocas volcánicas intercaladas. Se infiere que la fuente de los fragmentos de cuarcita es el conglomerado Cualac, localizado al oriente sobre las rocas metamórficas del CA. Las rocas volcánicas en la base de la secuencia muestran evidencias de retrabajamiento en un ambiente fluvio-lacustre. En esta cuenca, a diferencia de las otras descritas, no se observan remanentes de las rocas volcánicas del Oligoceno sobre el relleno sedimentario del Terciario Inferior. Cerca del flanco oriental de la cuenca se observa un dique aparentemente de composición máfica que corta a la secuencia sedimentaria con una orientación noreste-suroeste y se encuentra demasiado alterado para ser analizado y fechado. Un dique con una relación de corte similar que afecta el pliegue de San Juan de las Joyas en el camino a Zicapa, arrojó una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que se interpreta como mayor que 54 Ma (Muestra CCH-399; Tabla 1; Figura 11).

La *Cuenca de Atenango del Río* está considerada dentro de la deformación del Terciario Inferior, aunque los datos geocronológicos disponibles no son concluyentes en cuanto a su edad. A lo largo del Río Amacuzac las rocas cretácicas se encuentran plegadas formando una estructura sinclinal que fue rellena por lechos rojos de edad Paleoceno. Estos últimos también se encuentran plegados pero de forma contrastante definen una estructura anticlinal. El replegamiento de la estructura laramídica se observa como un pliegue volcado. En la zona interpretada como la ruptura se encuentra un relleno de rocas oligocénicas volcánicas cerca de Atenango del Río. Los depósitos considerados Terciarios incluyen la secuencia de lechos rojos Zacango descrita por Fitz-Díaz (2001), consistente en arenisca y limolita con capas de yeso

abundantes. Aunque no es clara la relación, los lechos rojos del Terciario probablemente sobreyacen concordantemente a la Formación Mezcala. Hacia los flancos de la estructura y la base de esta unidad, aflora una secuencia ligeramente diferente de conglomerados y areniscas con abundantes clastos de cuarcita, caliza y rocas metamórficas. La interpretación sobre la formación del anticlinal terciario dentro de la cuenca de Atenango del Río no es trivial. De acuerdo con Fitz-Díaz (2001), se trata de un pliegue sinclinal que registra dos eventos de deformación en el Terciario (Laramide y Mioceno) separados por una discordancia. Los datos obtenidos apoyan la idea de una segunda fase de deformación posterior al evento Laramide, pero la estructura que definen las secuencias terciarias es claramente un anticlinal (Figura 44 y 46) y la edad es anterior al Eoceno-Oligoceno pues rocas volcánicas de esa edad no se encuentran deformadas (Muestra CH-16; Tabla 1).

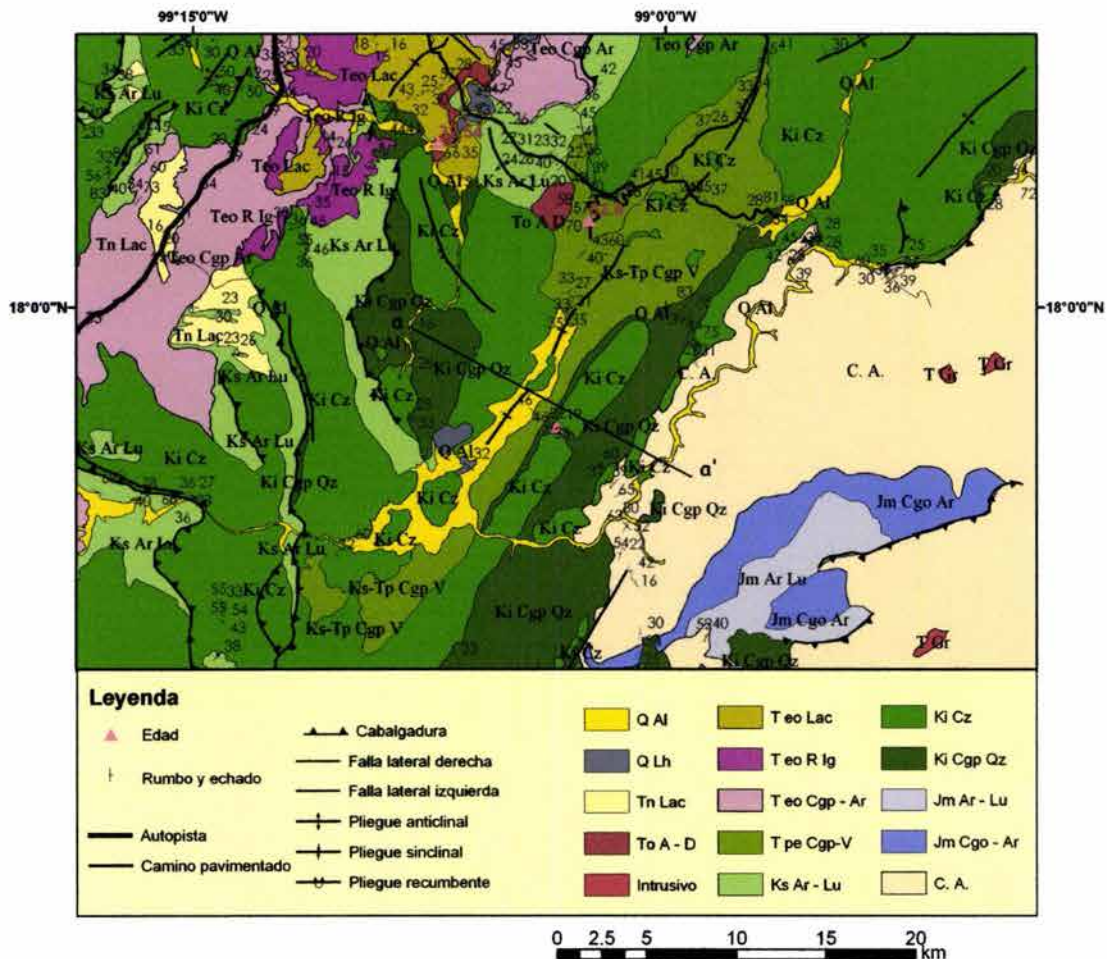


Figura 46.
Mapa geológico y estructural de la parte central del área de estudio.

La deformación que se observa en los sedimentos terciarios de la *Cuenca de Tuzantlán-Tuliman* es de magnitud menor que la descrita en las cuencas anteriores. Como se mencionó anteriormente, esta secuencia sedimentaria cubre una falla de desplazamiento lateral izquierdo que se infiere se formó durante el despegue dúctil en la últimas fases de la deformación Laramide. La base de la secuencia está constituida por un conglomerado con clastos casi exclusivamente de calizas. La discordancia entre esta unidad conglomerática y la formación Mezcala es evidente cerca de Paso Morelos (Figura 46). Los depósitos conglomeráticos pasan gradualmente a areniscas y limolitas con capas abundantes de yeso y algunos horizontes volcánicos. Los datos estructurales que se colectaron en los flancos de la cuenca definen una estructura sinforme suave. Estructuras de acortamiento más intenso pueden observarse en el flanco occidental de esta cuenca, en donde la secuencia de calizas está afectada por pliegues complejos de tipo caja.

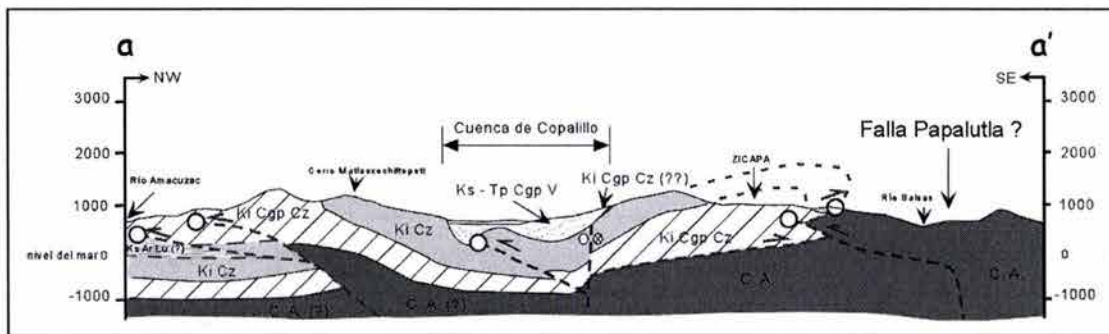


Figura 47.

Sección geológica interpretada y simplificada que corta la parte central del área de estudio en dirección este-oeste. La profundidad del basamento se encuentra interpretada a partir del pozo Huiziltepec (PEMEX 1989) y Zoquiapan (Velez 1990). Simbología como en la figura 42.

En la parte central del área de estudio se encuentra la *Cuenca del Alto Río Balsas* en donde la secuencia del Terciario inferior alcanza su espesor máximo (alrededor de 500 m) y la deformación está caracterizada por un ligero plegamiento orientado hacia el noroeste-sureste y la ausencia notoria de fallas normales mayores. La magnitud del plegamiento disminuye hacia la cima de la secuencia (Figura 38). En la secuencia del Grupo Balsas se observan discordancias angulares, plegamientos y fallas transcurrentes. Dos discordancias principales observadas en la secuencia permiten diferenciar tres paquetes litológicos diferentes. La primera discordancia angular se observa entre la secuencia vulcanosedimentaria de la Formación Tetelcingo y la secuencia predominantemente sedimentaria de la Formación Balsas. La segunda discordancia es observada entre la Formación Balsas y el depósito de secuencias lacustres y volcánicas asociadas

con la Formación Oapán. Un lacolito de composición andesítica que corta toda la secuencia cerca del puente sobre el Río Balsas en la carretera de cuota a Acapulco indica que la formación del pliegue es anterior a 31 Ma (Muestra CH-15; Tabla 1).

La intercalación de rocas volcánicas y secuencias sedimentarias de planicie de desecación horizontales con abundantes estratos de yeso (mesas de Xochipala, Ixtlahuatlipan sur y Tetelcingo), alrededor de los 900 a 1000 m de altura sobre el nivel del mar al sur del Río Balsas, sugieren que esta depresión del Balsas fue rellenada gradualmente hasta ese nivel hacia el Oligoceno o Mioceno. La diferencia de nivel de estas mesas entre la zona al sur (900-1000 m) y al norte (700 m) del Río Balsas podría haber sido causada por un desplazamiento normal hacia el noreste posterior al Oligoceno-Mioceno. En efecto, la secuencia vulcanosedimentaria muestra algunas fallas normales de pequeña escala consistentes con esta interpretación.

Hacia la parte sur de la PGM, la deformación se caracteriza por estructuras de tipo sinclínorio asimétrico orientadas hacia el noroeste-sureste y fallas con desplazamiento lateral noroeste-sureste (Figura 48 y 44). Cerca de la frontera con el Complejo Xolapa, los carbonatos del Cretácico se encuentran replegados en estructuras que tienden a alinearse en dirección este-oeste (Figura 48). En esta área afloran zonas extensas de brechas de carbonatos adyacentes a la zona milonítica y subyaciendo a las secuencias del Terciario Inferior que han sido presentadas como evidencia de la ruptura y movimiento del Bloque de Chortís (Mills 1998).

Las estructuras más importantes en esta zona son: (1) la cuenca (sinclinal) de Chilpancingo, una estructura noroeste con un flanco oriental formado por conglomerados, areniscas y lutitas del Terciario inferior (Figura 49); (2) el anticlinal replegado de Omeapa-Quechultenango; y la cuenca de Oztotitlan en la zona oriental.

La *Cuenca de Chilpancingo* define un sinclínorio volcado hacia el noreste. Los flancos están formados por calizas plegadas fuertemente en la parte suroccidental y por el domo de Huiziltepec en la parte nororiental. En el núcleo del sinclinal aflora la Formación Mezcala y sobreyaciendo discordantemente se encuentra una secuencia vulcanosedimentaria de capas rojas (Formación Agua de Obispo). Esta secuencia tiene un espesor de ~ 400 m y define también de manera clara una estructura sinclinal (Figura 49).

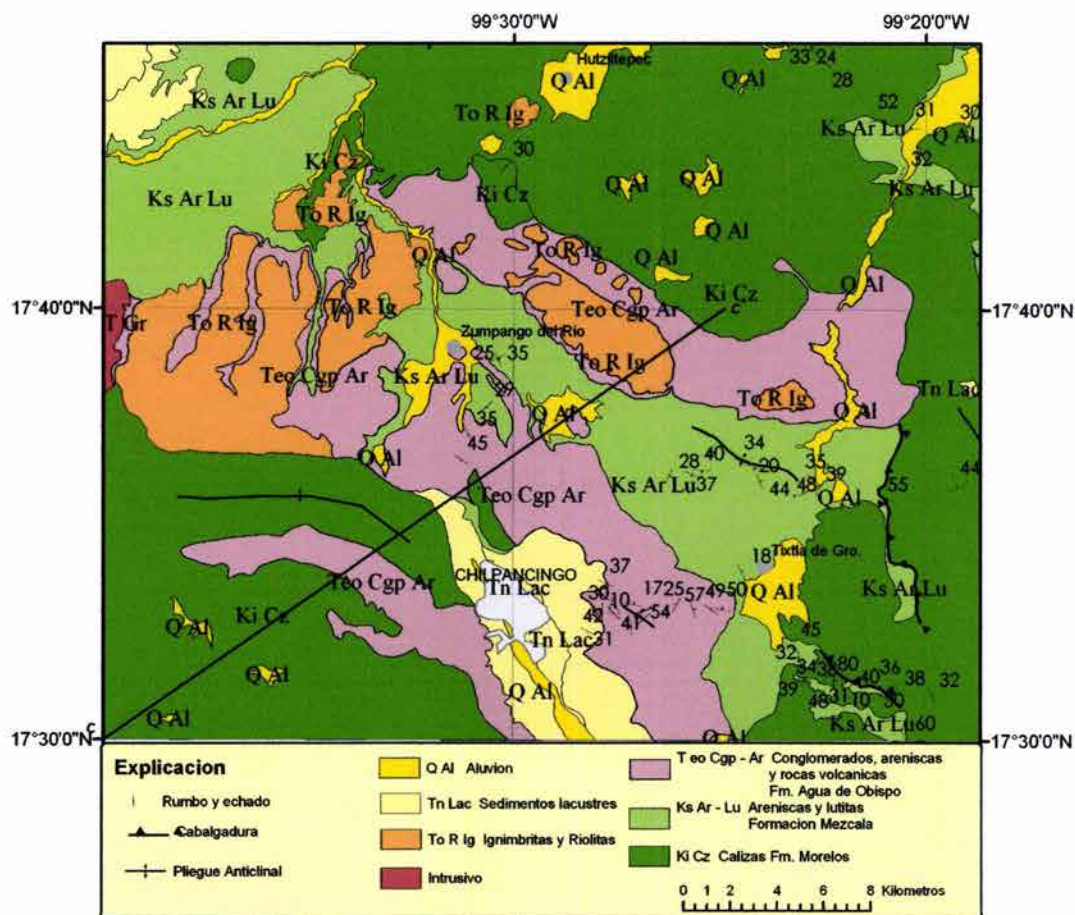


Figura 48.

Mapa geológico y estructural de la parte suroeste (zona de Chilpancingo) del área de estudio.

El pliegue de Omeapa-Quechultenango se encuentra documentado en mapas previos (Consejo de Recursos Minerales y ERCT-UAG 1997). Es una estructura compuesta por pliegues y cabalgaduras que en su parte norte tienen una orientación norte-sur. Sin embargo, cerca de la localidad de Omeapa presenta un cambio de dirección hacia el noroeste-sureste. Hacia la frontera con el Complejo Xolapa, la secuencia de calizas es levantada y replegada en estructuras orientadas oeste-este y vergencia al norte.

Por ultimo, en la zona suroriental del área de estudio no es fácil diferenciar las secuencias de capas rojas del Terciario de las capas rojas de la Formación Zicapa debido a que presentan una litología similar. Además de que pocos datos estructurales se colectaron en esta zona. Sin embargo, en la zona de Oztotitlán se colecto una muestra de una roca volcánica de composición

dacítica (¿?) que arroja una edad de ~ 58 Ma (Muestra CCH-264; Tabla 1) y que permitió distinguir una secuencia del Terciario Inferior al menos en la *Cuenca de Oztotitlán* (Figura 36).

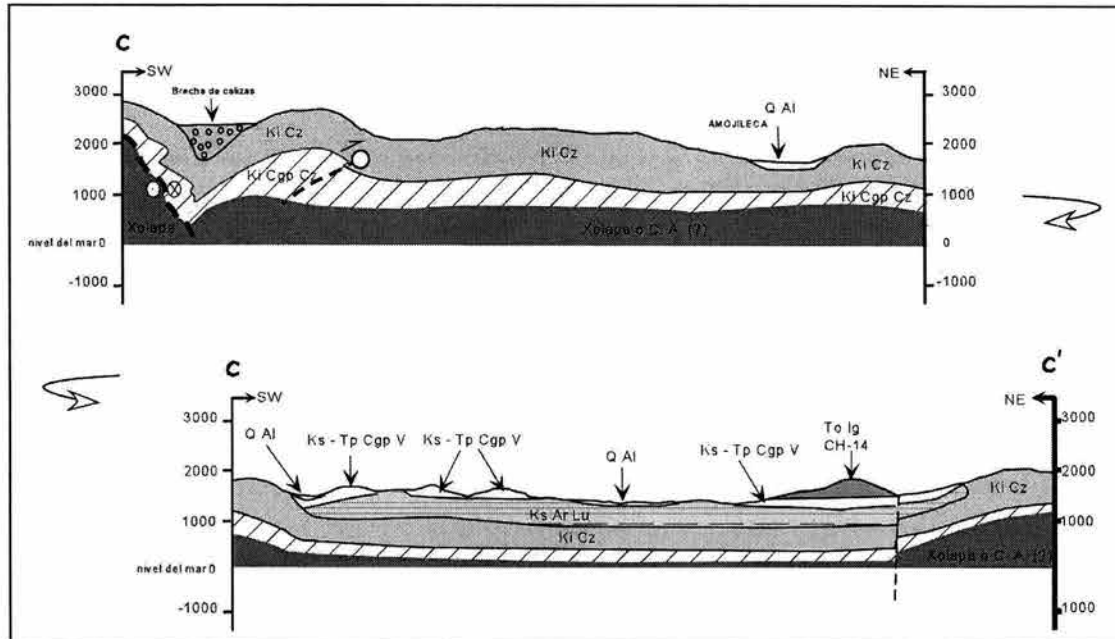


Figura 49.

Sección geológica interpretada y simplificada que corta la parte suroeste del área de estudio en dirección suroeste-noreste. Simbología como en la figura 42.

En este trabajo se propone que el origen de las cuencas de Copalillo, Atenango del Río y Tuzantlán - Tuliman está relacionado con el movimiento del complejo Acatlán durante el Terciario Inferior. Este evento de deformación en el Terciario Inferior se encuentra soportado por las edades de rocas volcánicas e intrusivas distribuidas en la base de la secuencia sedimentaria que indican un episodio magmático que ocurrió al final del Maestrichtiano y principio del Paleoceno (Figura 50). La deformación de estas cuencas disminuye progresivamente hacia el noroeste y hacia la cima de la secuencia y es despreciable en las rocas volcánicas del Eoceno que cubren la secuencia sedimentaria en la cuenca de Tuliman. Por lo tanto, este evento de deformación se encuentra limitado dentro del intervalo comprendido entre el Paleoceno y el Eoceno Temprano.

Por otro lado, durante el mismo intervalo de tiempo el desplazamiento lateral-izquierdo y la exhumación del Complejo Xolapa en el Terciario inferior también afectaron la parte sur de la

PGM causando el replegamiento de las estructuras que rotan alrededor de ejes verticales hasta llegar a una orientación este-oeste, el levantamiento y el arrastre de los pliegues laramídicos. Las secuencias del Terciario inferior en el sinclinorio de Chilpancingo definen también un sinclinal orientado casi este-oeste.

Dentro del bloque constituido por los terrenos Mixteco y Oaxaca se observan también plegamientos localizados, asociados con fallas de desplazamiento lateral en el área de Yanhuatlán con edad similar a la deformación del Terciario inferior documentada en la PGM (Figura 38e). La inspección de los mapas geológicos publicados por el Consejo de Recursos Minerales sugiere que hay otras estructuras (en su mayoría fallas de rumbo y pliegues menores) dentro y hacia el este del bloque, que tendrían edades del Paleoceno al Eoceno y que afectaron la margen de la placa de Norteamérica en una área de espesor variable al norte de las zonas de cizalla que limitan el Complejo Xolapa. De esta manera, se propone que el evento de deformación que se documenta de manera detallada en la PGM tiene un efecto similar en gran parte del sur de México.

4.4 Efectos del evento de deformación del Terciario Inferior

En resumen, en este capítulo se ha documentado un evento de deformación del Terciario Inferior (~57 – 38 Ma) posterior a la deformación Laramide y que provocó los siguientes efectos en la zona de la PGM.

1. Deformación de las estructuras pre-existentes (laramídicas)
 - a. Los pliegues se encuentran rotados en dirección anti-horaria alrededor de un eje vertical. Este efecto es más evidente en la parte sur del área en donde se interpreta que fue producido por el arrastre tectónico cercano a fallas con movimiento lateral-izquierdo durante las fases iniciales del desplazamiento lateral izquierdo del Bloque Chortís y de la exhumación del Complejo Xolapa.
 - b. Replegamiento en ejes este-oeste y efectos de arrastre de los pliegues durante la transpresión.

2. Levantamiento del basamento metamórfico y formación de nuevas estructuras por acortamiento.
 - a. Desplazamiento inverso sobre la cabalgadura de Papalutla.
 - b. Fallas con desplazamiento lateral-izquierdo este-oeste y noroeste-sureste

Este evento de deformación se encuentra limitado por dos episodios magmáticos principales en el Terciario Inferior

1. Un evento de edad Maestrichtiano – Paleoceno (68 – 57 Ma) que se encuentra emplazado en estructuras que cortan el patrón Laramide
2. Un evento Eoceno - Oligoceno (38 – 30), que marca el inicio de la deformación caracterizada por un régimen lateral-izquierdo acompañado de extensión

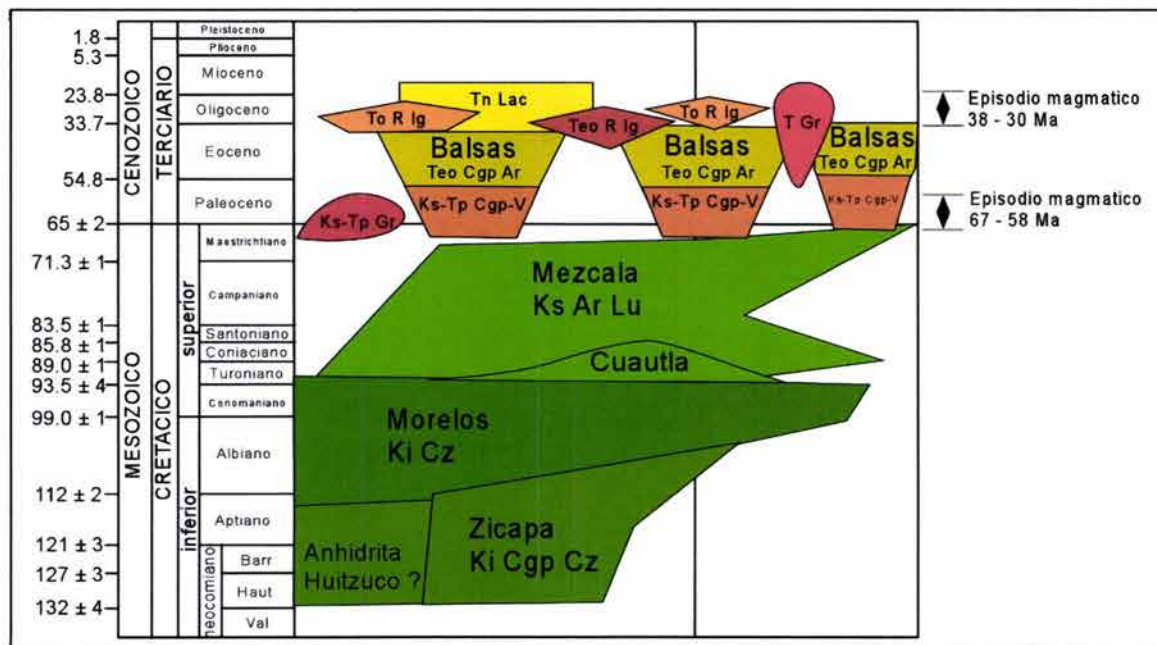


Figura 50. Relación de los eventos de deformación con la estratigrafía de la Plataforma Guerrero Morelos.

4.5 Régimen de deformación durante el Terciario

Las evidencias presentadas sugieren que en la parte oeste del Bloque MOJ y en particular, en la PGM, la deformación durante el Terciario Inferior difiere del acortamiento Laramide del Cretácico y fue esencialmente transpresión. Limitar el acortamiento Laramide entre el intervalo de ~88 a ~67 Ma implica que en el sur de México inició antes y por un intervalo menor que en el norte (75 – 40 Ma; Bird 1998 y referencias en ese trabajo). Esta diferencia sugiere que un cambio importante en el ambiente tectónico, con respecto al resto de Norteamérica, ocurrió en el sur de México al final del Maestrichtiano o al inicio del Paleoceno. Por otro lado, hay amplia evidencia de que un régimen de movimiento lateral-izquierdo que afectó una amplia zona, domina la

historia tectónica del Cenozoico en el sur de México. Este régimen ha sido relacionado con el despegue del Bloque Chortís de la placa de Norteamérica y su transferencia hacia la placa Caribeña con movimiento hacia el oriente. Este proceso podría haber comenzado al final del Cretácico Tardío como consecuencia de cambios en el ángulo de convergencia y subducción entre las placas de Farallón y Norteamérica (Engebretson et al. 1985; Ratschbacher et al. 1991; Herrmann et al. 1994; Meschede et al. 1996). Otro cambio importante ocurrió cuando la punta noroeste del Bloque Chortís y el punto triple trinchera-trinchera-transforme pasó a lo largo de la costa del sur de México. De acuerdo al modelo de Morán-Zenteno et al. (1996) el levantamiento de la margen continental y la exhumación de las rocas de la corteza media del Complejo Xolapa siguieron el paso del punto triple. El levantamiento y la exhumación se llevaron a cabo a través del desarrollo de la zona de milonitas que limita el Complejo Xolapa hacia el norte. Las edades isotópicas disponibles y las relaciones de corte entre plutones y las zonas miloníticas indican que el magmatismo era activo justo antes y después del paso del punto triple (Schaaf et al. 1995; Morán-Zenteno et al. 1999).

Si la migración del magmatismo hacia el sureste se encuentra relacionada con el desplazamiento del punto triple como ha sido sugerido anteriormente (Morán-Zenteno et al. 1999), en el área de la PGM, este evento se encontraría relativamente bien documentado por un evento volcánico ampliamente distribuido en el Eoceno Tardío – Oligoceno Temprano (36 – 30 Ma). En la parte norte de la PGM, este episodio volcánico ha sido asociado con un régimen de transtensión (Álaniz-Álvarez et al. 2002). La deformación transcurrente y de transtensión posterior al Eoceno también se observa distribuida hacia el oriente. De hecho, Meschede et al. (1996) obtuvieron un paleotensor de esfuerzos que indica desplazamiento lateral de falla en rocas volcánicas de Chilapa (sitio CHI2-S) cuya edad se determinó en este trabajo en 32.7 Ma y un paleotensor de transtensión obtenido por inversión de fallas en la toba Etlá (sitio ETV-S2) fechada en ~ 17 Ma (Urrutia-Fucugauchi y Ferrusquía-Villafranca 2001).

Resumiendo toda la información se propone que la deformación del Terciario Inferior (~57 a ~38 Ma) constituye una fase de deformación diferente del acortamiento Laramide y de la transtensión posterior al Eoceno. Esta deformación está caracterizada en general por rotación antihoraria de los pliegues alrededor del eje vertical y efectos de arrastre localizados de las estructuras formadas previamente y de bloque corticales semi-rígidos.

También propongo que un régimen transpresivo afectó la región de estudio durante este intervalo de tiempo con base en las siguientes consideraciones: a) se observa un plegamiento consistente y fallas laterales asociadas en la secuencia de lechos rojos del Terciario inferior que registran específicamente el intervalo de tiempo entre el Paleoceno temprano y el Eoceno tardío, esta deformación disminuye en intensidad gradualmente hacia la cima de la secuencia; b) hay una notable ausencia de fallas normales mayores afectando estas secuencias en este intervalo de tiempo; y c) los planos axiales de las estructuras Laramide presentan efectos de arrastre y replegamiento como consecuencia del desplazamiento lateral y exhumación de rocas de la corteza media.

En este contexto, se infiere la deformación del Terciario Inferior es heterogénea y puede ser debida a un régimen de desplazamiento de rumbo lateral-izquierdo con una componente de acortamiento que estuvo activa durante las etapas iniciales de la transferencia del Bloque Chortís a la placa Caribe. Como se mencionó anteriormente, este régimen de deformación pudo haber sido disparado por cambios en la dirección de convergencia y en el ángulo de subducción entre las placas de Farallón y Pacífico. La deformación cortical se distribuiría en una amplia zona a lo largo y a ambos lados de la frontera en desarrollo. Además la presencia de un bloque más rígido y de mayor espesor cortical (bloque MOJ) provocó la propagación, hacia la placa, de la deformación dentro del régimen transpresivo. Para explicar mejor esta idea se realizaron modelos analógicos de la deformación alrededor de un bloque más rígido que se describen en el capítulo 5. Esta deformación disminuye gradualmente cuando fue acomodada de manera heterogénea por la rotación de estructuras y zonas de cizalla discretas. Con el paso del punto triple trincheratrinchera-transforme en el Eoceno Tardío – Oligoceno la frontera transforme fue remplazada por subducción. Esta representó una frontera libre que disparó la transtensión dentro de la margen continental.

CAPITULO 5

Modelos analógicos de la deformación

5.1. Introducción

La complejidad de los fenómenos de deformación geológica, así como sus escalas espaciales y temporales dificultan, en algunas ocasiones, un análisis directo de los mismos. Una de las aproximaciones que se ha utilizado desde el siglo XIX es el modelado analógico, el cual permite el estudio del problema en diferentes etapas de la evolución del fenómeno. La importancia de estudiar la deformación con modelos analógicos radica en el hecho de que el modelo tiene una evolución que simula la del original, pero en una escala geométrica más pequeña y en un tiempo menor (Ranalli 2001). Además de que representa un método útil y relativamente barato de estudio (Bonini 2001). Para que un modelo analógico represente una situación natural las condiciones del experimento deben ser similares en geometría, cinemática y dinámica (Hubbert 1937; Ramberg 1981). Las condiciones de similitud o escalamiento se determinan por la relación entre las propiedades reológicas del modelo y la naturaleza.

Los modelos analógicos de deformación han demostrado ser una forma útil y visualmente efectiva para demostrar los procesos que deforman una zona, debido a que pueden simular complejos patrones de fallas. En particular, la evolución y comportamiento mecánico de los cinturones de pliegues y cabalgaduras han sido exploradas y modeladas de varias maneras para entender los procesos que producen la deformación durante una orogenia (ver por ejemplo los siguientes trabajos, Davis et al. 1983; Mulugeta y Koyi 1987; Mulugeta 1988; Colletta et al. 1991; Davy y Cobbold 1991; Cobbold et al. 1993, 2001; Burg et al. 1994; Martinod y Davy 1994; Gutscher et al. 1998; Koyi et al. 2000; Storti et al. 2000).

Sin embargo, los problemas principales del modelado analógico son la selección de los materiales que se utilizan (Ranalli 2001) y la imposibilidad de modelar patrones térmicos complejos. Se han utilizado diversos materiales (arcillas, arenas, silicón, parafina, harina, etc.) con propiedades mecánicas conocidas para la elaboración de modelos analógicos. En este trabajo se construyeron modelos analógicos con arena de cuarzo, silicón y arcilla. Con estos

materiales se produjo un modelo sencillo de la corteza superior y media con un bloque de mayor espesor embebido en la corteza. Este modelo fue deformado de manera tal que el resultado simula las fases de deformación (1) Laramídica y del (2) Terciario Inferior que se describieron en los capítulos anteriores para el sur de México, con énfasis en la parte oriental de la PGM. Además, los resultados se encuentran publicados en Cerca et al. (2004).

5.2. Modelos analógicos de la deformación del Cretácico tardío y Terciario inferior del sur de México

5.2.1 Construcción del modelo

Los experimentos descritos en este trabajo se realizaron en el Laboratorio de Modelado de Procesos Tectónicos y Geomorfológicos del Centro Nacional de Investigación de la Universidad de Florencia, Italia. En este laboratorio se cuenta con un aparato de tipo “squeeze box”, que consiste de una mesa metálica con una pared del mismo material que se encuentra fija en uno de sus lados. Sobre el lado opuesto se encuentra una pared paralela, la cual se puede mover en diferentes direcciones. El desplazamiento de esta pared es producido por motores eléctricos. Los motores son controlados en términos de dirección y velocidad por una unidad central, que es capaz de simular la deformación progresiva por extensión normal y oblicua, contracción ortogonal a transpresión y deformación de desplazamiento lateral (Figura 51).

Sobre la mesa del aparato y entre las paredes paralelas se construyeron modelos con dimensiones de 40 cm de largo por 39 cm de ancho y 1.55 cm de espesor promedio (Figura 52). Los experimentos se diseñaron para reproducir convergencia en dos fases: una primera fase de compresión ortogonal seguida de una segunda fase de movimiento lateral-izquierdo con una componente menor de acortamiento que resulta en transpresión con dirección hacia el noreste. Estas dos fases simulan los eventos de deformación reconocidos en el sur de México descritos en el capítulo anterior.

Para producir convergencia ortogonal durante la primera fase, la pared móvil del aparato experimental se modificó añadiéndole a un extremo una pared metálica y más corta de manera ortogonal (pared móvil perpendicular a la pared fija) para producir una pared en forma de L que se movió en una dirección paralela con respecto a la pared fija. De esta manera, la pared más corta produjo el acortamiento ortogonal de los modelos con una dirección de acortamiento también paralela a la pared metálica fija (Figura 51).

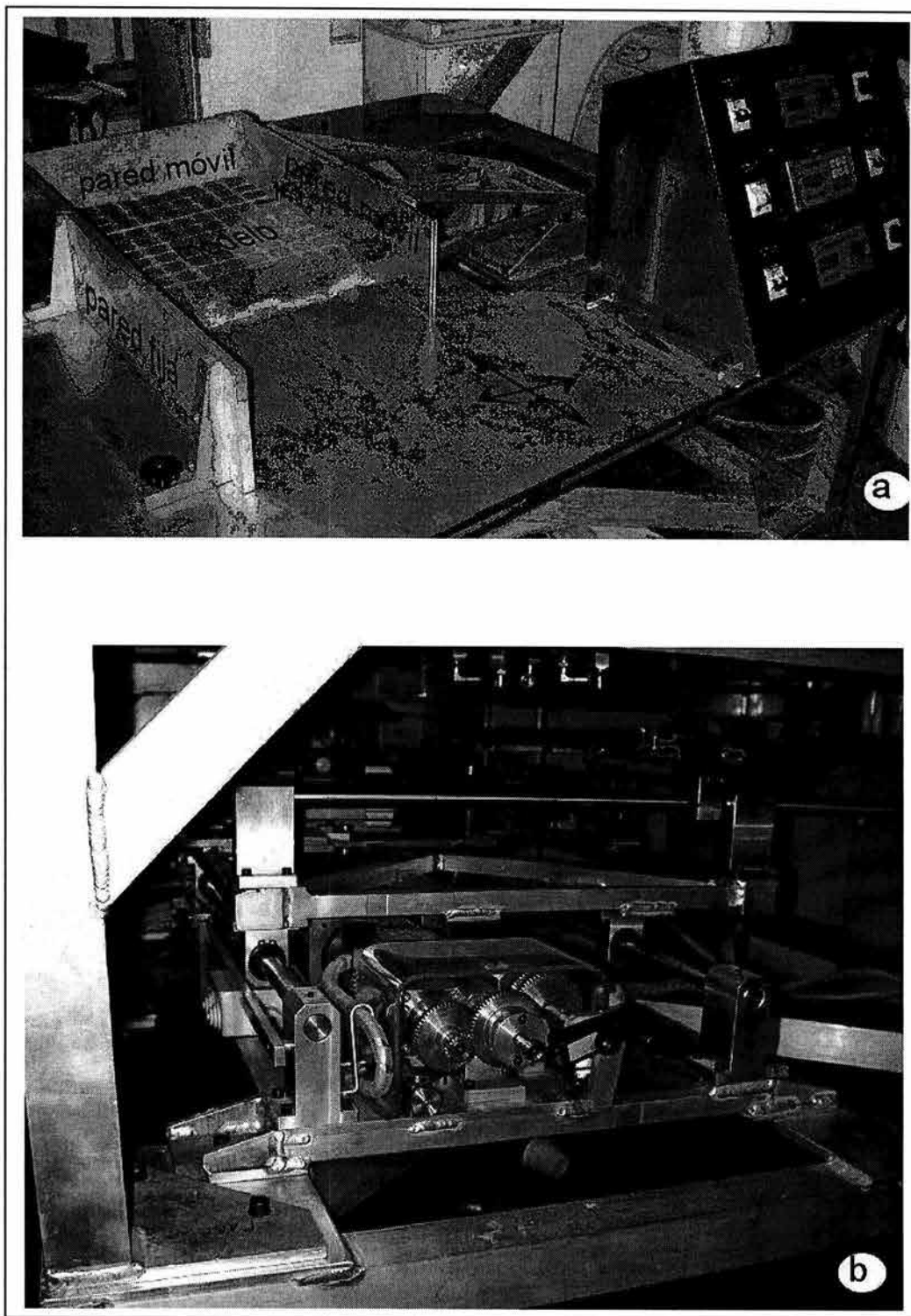


Figura 51.

Aparato motorizado de modelado analógico utilizado para realizar los experimentos: (a) vista con un modelo construido; (b) detalle de los motores.

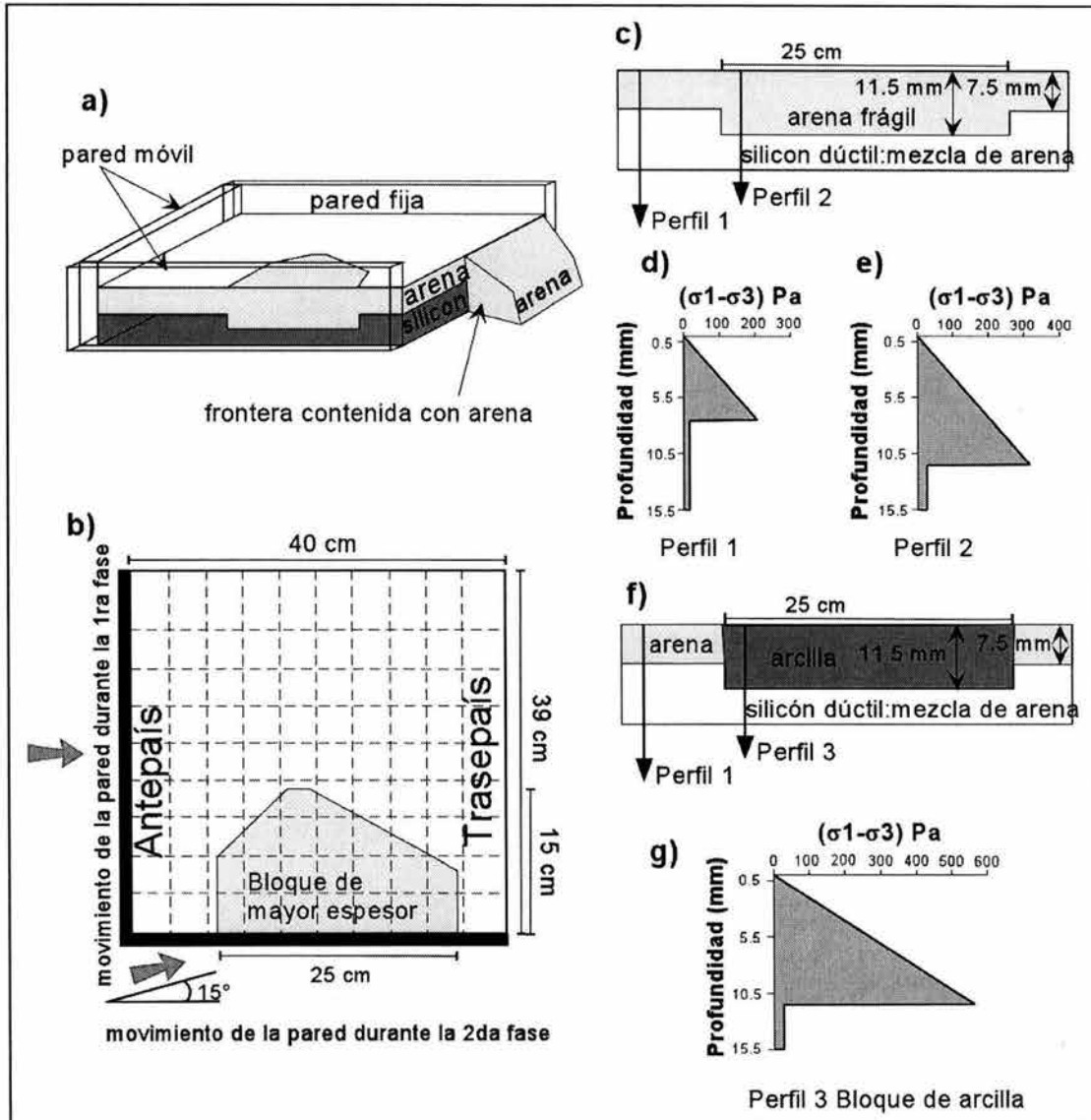


Figura 52.

Construcción del modelo: (a) vista tridimensional; (b) vista de planta; (c) sección longitudinal esquemática de los modelos Chortis 02 y 03 y localización de los perfiles; perfiles de resistencia de (d) corteza "normal" modelada, (e) corteza dentro del bloque modelado con arena, (f) sección longitudinal del modelo Chortis 04, y (g) el bloque modelado con arcilla.

Los modelos fueron acortados con la pared metálica corta alrededor de 42 mm (~11 % de acortamiento neto) con una velocidad de 6 mm h⁻¹ durante la primera fase. En la segunda fase, la pared metálica corta se removió de su posición y la pared móvil paralela se desplazó de manera tal que produjo transpresión con un ángulo de 15° con respecto a la pared fija. De esta manera los modelos se acortaron en total 72 mm (~ 17% de acortamiento oblicuo neto) con una velocidad de

15 mm h⁻¹ durante esta segunda fase. En total se produjeron nueve modelos y en esta sección se describen los resultados de tres modelos representativos; Chortís 2, 3 y 4 (ver Tabla 6).

Se tomaron fotografías de vista aérea a intervalos regulares y con iluminación lateral y de planta para observar el desarrollo progresivo en el tiempo y la propagación espacial de las estructuras. Al final de cada experimento, los modelos fueron cubiertos por arena de color blanco para preservar la topografía original y posteriormente fueron saturados con agua para permitir el corte de las secciones longitudinales sin perturbar la estructura producida durante el experimento.

Tabla 6. Características de los experimentos analizados en este trabajo.

	Chortís 02	Chortís 03	Chortís 04
Material utilizado para modelar el bloque de mayor espesor	Arena	Arena	Arcilla húmeda y plástica
Contraste de cohesión entre el bloque y la corteza superior adyacente	No	No	Alta
Lubricación en la base del modelo	No	Aceite de Vaselina	No
Forma de la frontera inicial entre el bloque de mayor espesor y la corteza inferior	vertical	vertical	vertical

5.2.2 Estructura reológica del modelo y materiales analógicos

Los modelos construidos fueron diseñados para simular una reología estratificada vertical de dos capas, una capa frágil que simula la corteza superior y una capa dúctil simula la corteza inferior (Figura 52 c y f). Un bloque con forma de paralelepípedo con mayor espesor construido dentro de la corteza superior representa un bloque de mayor rigidez (bloque formado por los terrenos Mixteco, Oaxaca y Juárez en el prototipo natural). Este bloque fue construido en uno de los lados del modelo, adyacente a la pared móvil que simula la segunda fase de deformación. Las dimensiones de este bloque rígido se mantuvieron constantes: 25 cm de largo por 15 cm de ancho. Los lados externos (oeste y este) del paralelepípedo se construyeron a ángulos de 45° y 35° respectivamente con respecto a la pared móvil. En general, el espesor del material frágil fue de 7.5 mm, pero se incrementó hasta 11.5 mm dentro del bloque.

Debido a que la hipótesis de trabajo es que el movimiento de un bloque con mayor rigidez afectó las estructuras laramídicas, se modeló el bloque formado por los terrenos Mixteco, Oaxaca y Juárez (MOJ) representando el mayor contraste de litología y espesor cortical del sur de México

como se dijo anteriormente (Figura 53). Dentro de este bloque afloran los complejos metamórficos Acatlán y Oaxaqueño del Paleozoico y Precámbrico respectivamente, y el basamento metamórfico Paleozoico del terreno Juárez. Los datos geofísicos indican que este bloque además tiene un espesor cortical mayor como se observa en la Figura 53 (Valdés et al. 1986; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz 1996; García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi 1997; Ortega-Gutiérrez et al. 1994; Geolimax Group 1994; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz 1996); el bloque presenta una forma semicircular y está delimitado por estructuras compresivas que afectan a la cobertura mesozoica adyacente. Estas últimas estructuras definen en lo general una geometría de arco con vergencia radial hacia el exterior del bloque e incluyen los pliegues y cabalgaduras con dirección predominante hacia el noreste y vergencia al noroeste en la zona de la PGM. En algunas partes del contacto del bloque con la corteza adyacente, se observa que los complejos metamórficos incluso llegan a cabalgar sobre las secuencias del Cretácico implicando que la deformación ocurrió en el Terciario, como ejemplo se menciona la cabalgadura de Papalutla y el cabalgamiento en la zona de la sierra del Tentzo.

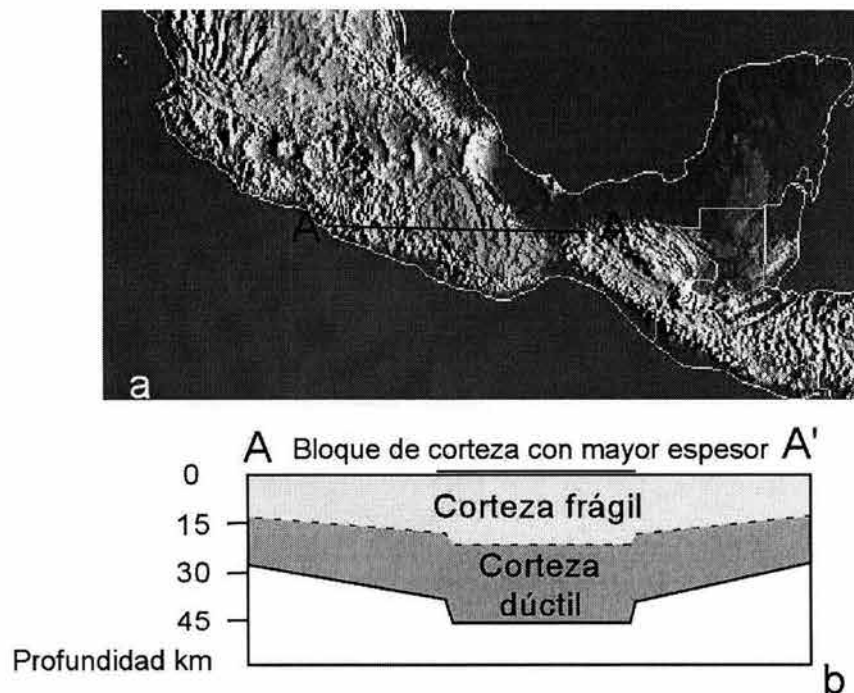


Figura 53.

(a) Modelo de elevación digital del margen continental del sur de México y (b) sección longitudinal idealizada. Los modelos analógicos fueron diseñados para investigar la influencia de un bloque con mayor espesor y rigidez embebido dentro de la corteza frágil. En los modelos la sección fue simplificada suponiendo una estructura estratificada de dos capas frágil-dúctil y una corteza de espesor uniforme.

De esta manera, el área que se consideró para el modelado es significativamente mayor que el área de estudio, aunque los resultados se enfocan principalmente en la Plataforma Guerrero Morelos.

5.2.3 Comportamiento frágil

Para modelar la conducta frágil de la corteza superior se utilizó una arena seca de cuarzo con granos de tamaño uniforme (~0.24 mm) y redondeados. La arena de cuarzo utilizada tiene una densidad media de 1400 kg m^{-3} y cohesión insignificante (~70 Pa). Capas sucesivas de arena con diferentes colores fueron tamizadas y sedimentadas como marcadores pasivos para observar la deformación al cortar las secciones longitudinales.

En los modelos construidos con arena (ej. Chortís 02 y 03) la variación en el espesor de la capa de arena que produce el bloque rígido provoca una heterogeneidad y creó un contraste lateral importante en la resistencia. En el modelo Chortís 04 el bloque rígido fue simulado usando arcilla plástica húmeda para aumentar el contraste de resistencia entre el bloque y la corteza normal además de exagerar la influencia del bloque más rígido en los patrones de deformación del modelo. El material utilizado es arcilla de Creta, una arcilla producida comercialmente para fines artísticos y que es homogénea y compacta. Esta arcilla plástica tiene una densidad media de 2500 kg m^{-3} y una cohesión alta y fuera de escala comparada con la arena. Una estimación preliminar de la cohesión de la arcilla usando un torcometro de campo arrojó valores entre ca. 37 a 59 kPa.

El modelo Chortís 03 varió ligeramente con respecto al correspondiente modelo Chortís 02 por que se agregó una capa lubricante de vaselina para reducir la fricción en la base del modelo.

5.2.4 Comportamiento dúctil

Para modelar el comportamiento dúctil, manteniendo la similitud dinámica, se requiere que se cumpla la condición de similitud reológica, es decir, la forma de las curvas de flujo de las rocas y de los materiales del modelo deben ser similares (Weijermars y Schmeling 1986). Para este objetivo se han utilizado materiales que pueden ser deformados en el laboratorio en escalas geométricas y de tiempo convenientes pero sin introducir efectos de baja viscosidad tales como las fuerzas de inercia (Weijermars y Schmeling 1986).

En este trabajo, para simular la conducta dúctil de la corteza inferior en los modelos, se utilizó una mezcla homogeneizada manualmente de polímero de silicón (“mastic silicon rebondissant” num. 29 provisto por Industrias CRC, Francia) y arena (con una relación de silicón: arena de 5:5.5 en peso). La mezcla presenta una coloración rosada oscuro, una densidad que varía entre 1450 y 1500 kg m⁻³, y viscosidad dinámica de cizalla $\eta = 3 \cdot 10^5$ Pa, determinada a ~21° C en un viscosímetro cilíndrico (Figura 54). Este material tiene una conducta cercana al comportamiento newtoniano cuando se somete a tasas de deformación bajas como aquellas que ocurren en los experimentos ($<10^{-3}$ s⁻¹). Después de construidos los modelos, se dibujo una ligera red de arena sobre la superficie del modelo que sirvió como un marcador pasivo de la distorsión para las vistas de planta.

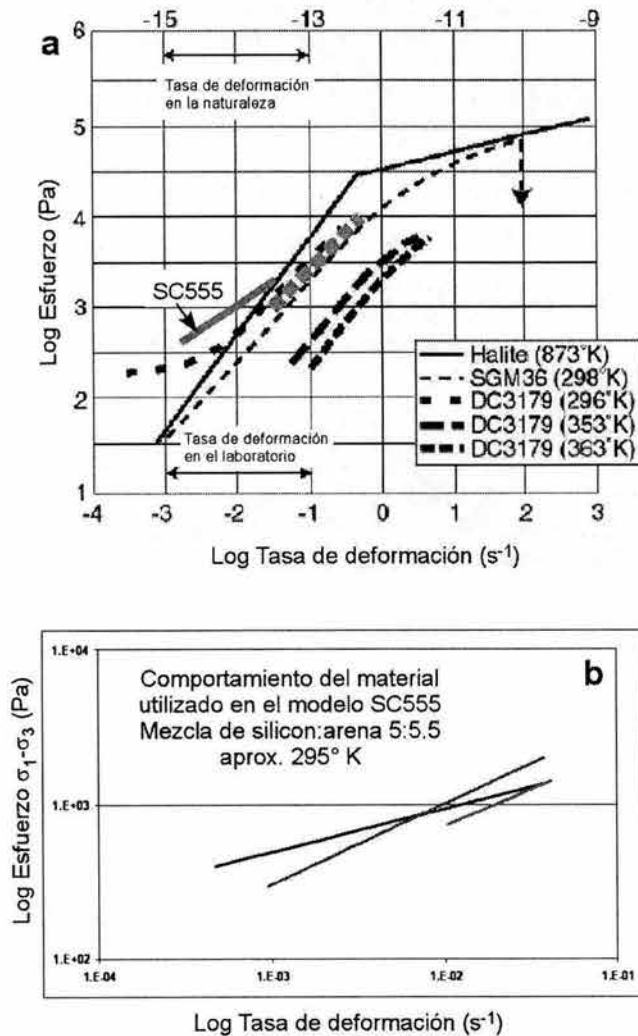


Figura 54.

(a) Curvas de flujo en una gráfica log-log para halita (granos de 1 cm de diámetro deformados a una presión confinante de 200 MPa y tasas de deformación de $10^{-13} - 10^{-15}$ s⁻¹) y diferentes materiales experimentales. La similitud reológica se cumple cuando la forma y la pendiente de la línea que describe el comportamiento de los materiales naturales y del modelo son similares. La línea gris con la etiqueta SC555 indica el material utilizado en los experimentos para simular la corteza dúctil. (b) A la temperatura de los experimentos (295° K) la curva de flujo de SC555 es aproximada a la de la halita, indicando una cercanía al comportamiento newtoniano bajo las condiciones de deformación. Los materiales SGM38 y DC3179 son materiales utilizados en los experimentos de Corti et al. (2003). La gráfica (a) fue modificada de Weijermars y Schmeling (1986) y Corti et al. (2003).

Los perfiles de resistencia iniciales de los modelos para los valores máximos de la tasa de deformación ($\dot{\epsilon} \sim 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) producidos en la segunda fase se presentan en la Figura 52. Las propiedades de los materiales utilizados y comparados con el prototipo natural se resumen en la Tabla 7.

Tabla 7. Parámetros del modelo y de la naturaleza utilizados en los experimentos.

parámetro	Chortis 02 y 03	Chortis 04 bloque de arcilla	naturaleza	relación modelo /naturaleza (en los modelos Chortis 02 y 03)
Densidad CF (kg cm^{-3})	1400	2500	2750	0.51
Cohesión CF (kPa)	insignificante	~37-59*	$6 \cdot 10^7$	
Coefficiente de fricción CF, μ	0.7		0.6 -0.85	
Densidad CD (kg cm^{-3})	1450		~2900	0.5
Viscosidad CD, ν (Pa s)	$3 \cdot 10^5$		$10^{21} - 10^{23}$	$3 \cdot 10^{-17}$
Gravedad, g (m s^{-2})	9.81	9.81	9.81	1
Longitud, l (m)	0.01	0.01	20000	$5 \cdot 10^{-7}$
Esfuerzo, σ (Pa)				$2.55 \cdot 10^{-7}$
Tasa de deformación, $\dot{\epsilon}$ (s^{-1})	$2 \cdot 10^{-4}$		$2.3 \cdot 10^{-14}$	$8.5 \cdot 10^9$
Tiempo 1ª fase, t (s)	$2.82 \cdot 10^4$	$2.82 \cdot 10^4$	$6.62 \cdot 10^{14}$	$3.80 \cdot 10^{-11}$
Tiempo 2ª fase, t (s)	$1.72 \cdot 10^4$	$1.72 \cdot 10^4$	$8.19 \cdot 10^{14}$	$2.11 \cdot 10^{-11}$
Velocidad de desplazamiento, 1ª fase v (m s^{-1})	$1.67 \cdot 10^{-6}$ (6 mm h ⁻¹)	$1.67 \cdot 10^{-6}$	$3.93 \cdot 10^{-10}$	$4.25 \cdot 10^3$
Velocidad de desplazamiento, 2ª fase v (m s^{-1})	$4.17 \cdot 10^{-6}$ (15 mm h ⁻¹)	$4.17 \cdot 10^{-6}$	$9.83 \cdot 10^{-10}$	$4.25 \cdot 10^3$

CF: Corteza frágil (arena); CD: Corteza dúctil (mezcla de silicón-arena). * calculada con un contenido de agua de 24% con un torcometro de campo.

5.2.5 Escalamiento de los modelos

El escalamiento de un modelo se basa en la similitud cinemática, dinámica y geométrica entre el modelo y el prototipo natural (Hubbert 1937; Ramberg 1981). Como se ha mencionado anteriormente, los modelos realizados en este trabajo se diseñaron específicamente para simular las dos fases de deformación que afectaron el sur de México durante el Cretácico Tardío y el Terciario Inferior. De esta manera, las condiciones de frontera y la geometría simplificada fueron reproducidas utilizando toda la información geológica, estructural, geocronológica y geofísica disponible para la mayor parte del sur de México.

Debido a que en la naturaleza el esfuerzo requerido para activar el desplazamiento de una falla es en gran medida insensible a la composición de la roca (Byerlee 1978), la conducta frágil de las rocas naturales se puede ajustar a un criterio de Mohr-Coulomb con constante $c = 0$ MPa y $\mu = 0.85$ para profundidades someras (<10 km) y $c = 60$ MPa y $\mu = 0.6$ para corteza mas profunda (>10 km). De esta manera, partiendo de la ley de Mohr-Coulomb $\tau = c + \mu\sigma$ (donde τ y σ son los esfuerzos normal y de cizalla que actúan sobre el plano de falla), el criterio de Byerlee puede ser expresado como:

$$\begin{aligned} \tau &= 0.85\sigma && \text{para } z < 10 \text{ km, y} \\ \tau &= 60 \text{ MPa} + 0.6 \sigma && \text{para } z > 10 \text{ km} \end{aligned}$$

De esta manera, el escalamiento de la conducta frágil parte de la ecuación de Mohr-Coulomb. De acuerdo con Hubert (1937) y Ramberg (1981), las relaciones de esfuerzo normales y tangenciales (τ^* y σ^*) entre el modelo y la naturaleza pueden ser obtenidos de la ecuación general de reducción de esfuerzos, $\sigma^* = \sigma_{\text{modelo}} / \sigma_{\text{naturaleza}} = \rho^* g^* l^*$, donde ρ^* ($\rho_{\text{modelo}} / \rho_{\text{naturaleza}}$), g^* ($g_{\text{modelo}} / g_{\text{naturaleza}}$), l^* ($l_{\text{modelo}} / l_{\text{naturaleza}}$) y el asterisco representa la relación de la variable en el modelo entre la naturaleza (Hubbert 1937; Ramberg 1981). Esta ecuación puede ser reducida a $\sigma^* = \rho^* l^*$, debido a que los modelos se llevaron a cabo bajo condiciones de gravedad normal $g^* = 1$. Los modelos fueron escalados de manera apropiada a la naturaleza de tal manera que 1 cm en el modelo es equivalente a 20 km en la naturaleza y la similitud geométrica es $l^* = l_{\text{modelo}} / l_{\text{naturaleza}} = 5 \cdot 10^{-7}$. Los valores medios de densidad en la corteza frágil son aproximadamente 2750 kg cm^{-3} , y la relación $\rho^* = 0.51$ (impuesta por la densidad de la arena utilizada en los experimentos), la relación de densidad entre las cortezas frágil y dúctil CF/CD es aproximadamente 0.95. Con estos valores se puede calcular la relación de escalamiento de los esfuerzos normales de $\sigma^* = 2.55 \cdot 10^{-7}$, en este caso, entre el modelo y la naturaleza. Debido a que la dimensión utilizada con los esfuerzos es la misma (Pa), entonces la cohesión debe tener una relación de escala similar $c^* = c_{\text{modelo}} / c_{\text{naturaleza}} = \sigma^*$.

Por otro lado, también el coeficiente de fricción interna $\mu = \tan\phi$ debe de tener valores comparables entre el modelo y la naturaleza. En la naturaleza, los coeficientes de fricción interna varían entre 0.6 y 0.85 (Byerlee 1978), mientras que los valores calculados para la arena de cuarzo varían entre 0.4 y 1 dependiendo de la forma en que se agregue la arena a los modelos (Krantz 1991; Faccenna et al. 1995; Cobbold y Castro 1999).

En el caso de la corteza con altas temperaturas y baja tasa de deformación se espera un comportamiento dúctil con una ley de deformación expresada por una ecuación de deslizamiento lento (*creep*) exponencial. Para los efectos de escalamiento se puede utilizar una ecuación simplificada (ver por ejemplo Bonini 2001; Corti et al. 2003) del tipo $\dot{\epsilon} = A(\sigma_1 - \sigma_3)^n$; donde $A = a_0 \exp(-Q/RT)$ es una constante que involucra parámetros del material que son independientes o solo parcialmente dependientes de la presión y temperatura. Cuando $n=1$, entonces el flujo es newtoniano y la fórmula se simplifica a $\dot{\epsilon} = (\sigma_1 - \sigma_3)/\eta$, donde η representa la viscosidad. En el caso del flujo newtoniano en materiales dúctiles, las fuerzas viscosas se relacionan con la viscosidad dinámica de cizalla y la tasa de deformación por la ecuación $\sigma^* = \dot{\epsilon}^* \eta^*$; $\dot{\epsilon}^* = \sigma^* / \eta^*$. Suponiendo un valor razonable de viscosidad dinámica de cizalla para la corteza inferior de $10^{21} - 10^{23}$ Pa s (Corti et al. 2002; Willner et al. 2002), y dado que la viscosidad dinámica de la mezcla de silicón-arena es $3 \cdot 10^5$ Pa s, entonces $\eta^* = 3 \cdot 10^{-17}$ y $\dot{\epsilon}^* = 8.5 \cdot 10^9$.

De acuerdo con Merle y Abidi (1995), las velocidades de los modelos pueden ser escaladas por medio de la ecuación $v^* = v_{\text{modelo}}/v_{\text{naturaleza}} = \dot{\epsilon}^* l^*$, la cual implica que $v_{\text{naturaleza}}$ es altamente sensible a la relación l^* elegida. $v^* = 4250$.

En la primera fase de deformación los experimentos representaron acortamiento progresivo dirigido hacia el este-noreste que estuvo activo durante el intervalo del Turoniano hasta el Maestrichtiano. La velocidad pico calculada para el Plateau del Colorado durante la orogenia Laramide es de alrededor de 1.5 mm a^{-1} (Bird 1998). En esa área de la cordillera, la orogenia Laramide ocurrió dentro de una placa continental, no involucra grandes deformaciones o desplazamientos y ocurrió en un diferente lapso de tiempo de 75 a 35 Ma (Bird 1998). En el sur de México, la orogenia Laramide es una deformación progresiva con dirección hacia el este que afectó una amplia zona y bloques corticales de diferente litología (Salinas-Prieto et al. 2000; Cabral-Cano et al. 2000b). El acortamiento Laramídico en el sur de México se estimó en alrededor de 60 km en una sección balanceada que se realizó en el terreno Guerrero oriental (Lang et al. 1996) y las edades disponibles indican que ocurrió en aproximadamente 20 Ma. Usando estos valores se obtuvo una estimación de la velocidad de 3 mm a^{-1} , igual a la obtenida por De Cserna et al. (1980) para la zona de la PGM, y una v_{modelo} de 1.5 mm h^{-1} . Sin embargo, para poder realizar los modelos en un tiempo experimental conveniente se utilizó una velocidad de desplazamiento horizontal mayor de $v_{\text{modelo}} = 6 \text{ mm h}^{-1}$, con esta velocidad se disminuyó el

tiempo experimental sin un cambio significativo en los patrones estructurales resultantes. Esta velocidad es comparable además con valores observados en sistemas naturales (e.g. Kukul 1990; Zapata y Allmendinger 1996).

La segunda fase de deformación, simula el régimen transpresivo con movimiento lateral-izquierdo que afectó el área en el intervalo de tiempo entre el Paleoceno Temprano y el Eoceno Tardío. Meschede y Frisch (1998) estimaron más de 1000 km de desplazamiento del bloque de Chortís durante el Paleógeno. Otros estudios previos calcularon velocidades de deformación entre 54 y 56 mm a⁻¹ (Herrmann et al. 1994; Schaaf et al. 1995) suponiendo que esta deformación se acomodó en zonas de cizalla localizadas en una frontera de placas angosta. Sin embargo en una frontera de placas difusa las velocidades pueden disminuir considerablemente por que la deformación se acomoda en una área mayor (Gordon 1998) y de manera más o menos homogénea. Además, las heterogeneidades reológicas y la anisotropía mecánica de la margen continental juegan un papel importante en la propagación y partición de la deformación durante los eventos orogénicos (Vauchez et al. 1998). Con estas consideraciones se utilizó una velocidad de deformación razonable de aproximadamente 32 mm a⁻¹ y se calculó una velocidad horizontal del modelo de 15 mm h⁻¹ en una dirección este-noreste.

5.3 Resultados del modelado

5.3.1 Evolución de la deformación durante la primera fase

En la Figura 55 se muestran fotografías en vista de mapa y esquemas que muestran la evolución de la deformación durante la primera fase de deformación. Al 3 % de acortamiento total (3% = 12mm), la deformación se manifiesta en la superficie como fallas inversas con dirección norte – sur y vergencia hacia el oriente. Estas cabalgaduras se desarrollaron alrededor de 3.5 a 4 cm al frente de la pared en movimiento (Figuras 55 b, f y j).

Hacia 9% de acortamiento neto (a. n.) una segunda cabalgadura se formo a 4 cm en frente de la primer estructura en los modelos Chortís 02 y Chortís 04. En el modelo Chortís 03, la segunda cabalgadura con vergencia normal fue formada más temprano hacia los 4.5 % de acortamiento neto hacia 4 cm en frente de la primer estructura. En el mismo modelo, hacia 9 % de acortamiento neto, varios pliegues y cabalgaduras discontinuas se formaron entre las dos estructuras principales y hasta 3 cm en frente de ellas.

Los modelos muestran diferencias en la deformación al finalizar la primera fase, hacia 10.5 % a. n. Una tercera cabalgadura a intervalo regular de 4 cm se formó en frente de la segunda estructura en el modelo Chortís 02. Esta estructura siguió e imitó la forma del bloque rígido sin afectarlo significativamente. En los modelos Chortís 03 y Chortís 04, se registraron aumentos en los desplazamientos a lo largo de las estructuras existentes, pero no se formaron nuevas estructuras. Una característica general de la deformación durante la primera fase es el crecimiento periódico de las cabalgaduras principales con una longitud de onda de $\sim 3.5 - 4$ cm. El modelo Chortís 03 desarrolló además pequeñas estructuras de vergencia opuesta a la dirección general de transporte al parecer como consecuencia de la disminución de la fricción por la lubricación de la base con aceite de vaselina.

Es importante notar que debido al diseño del modelo, durante la primera fase la pared móvil y la pared ortogonal corta se encontraban fijas y el movimiento de la pared adyacente al bloque rígido causó un pequeño efecto de frontera que se reflejó en la distorsión ligera de las líneas de marca pasiva y el efecto de arrastre hacia el este de la punta sur de las cabalgaduras en los tres modelos. Este efecto de frontera no afecta significativamente el resultado de los modelos.

5.3.2 Evolución de la deformación en la segunda fase

La Figura 56 muestra la evolución del modelo durante la segunda fase de deformación (transpresión lateral-izquierda). En este caso el acortamiento oblicuo neto (a. o. n.) es calculado como el porcentaje del desplazamiento con respecto a la longitud resultante del modelo en la misma dirección (414 mm).

En los modelos Chortís 02 y Chortís 03, durante los primeros 5.8% de a. o. n. (24 mm), la deformación se acomodó en una falla de desplazamiento lateral con una componente inversa que se produjo de manera ortogonal con respecto a las estructuras de la primera fase y paralela a la pared en movimiento. A ambos lados de esta estructura se formaron además fallas y pliegues menores con un ángulo de 45° con respecto a la estructura principal y una longitud de ~ 2 cm. Las fallas pre-existentes formadas durante la primera fase iniciaron su rotación antihoraria cerca de la pared móvil durante la transpresión, un patrón de rotación similar caracterizó los marcadores pasivos en la superficie del modelo. De manera notable durante la segunda fase, la deformación se propagó al frente este del bloque determinando el desarrollo de una cabalgadura con vergencia hacia el antepaís que se propagó progresivamente hacia el noroeste siguiendo la frontera del bloque.

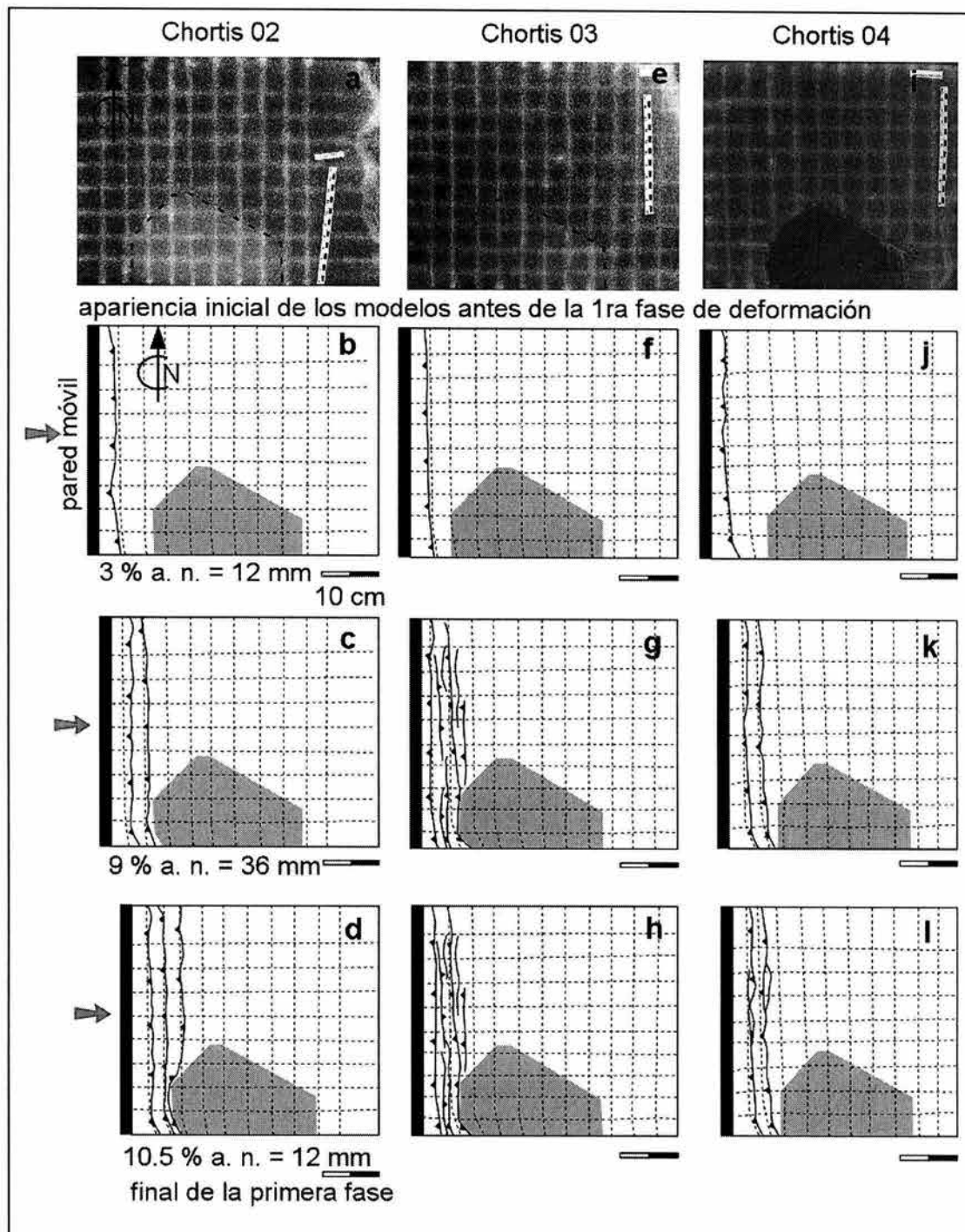


Figura 55.

En esta figura y la siguiente se presentan vistas de planta de la evolución de las estructuras de deformación en las dos fases modeladas, en la forma de una tabla de esquemas. Los tres experimentos que se discuten con detalle en este trabajo se presentan como columnas mientras que los pasos progresivos de acortamiento se presentan en los renglones. El área sombreada en los dibujos corresponde a la zona del bloque con mayor espesor cortical. Los símbolos de las estructuras son similares a los de la figura 35.

En el caso del modelo Chortís 04, el bloque de arcilla se comportó como una cuña rígida en la cual la deformación fue controlada por el alto contraste de resistencia con respecto a la corteza frágil adyacente y con menor espesor. No se formaron estructuras dentro del bloque y la deformación se propagó en las fronteras del bloque con una velocidad mayor; hacia 3% de a. o. n., todas las estructuras mostradas en la Figura 56i ya se habían formado. Alrededor del bloque, las cabalgaduras formadas en la frontera arcilla-arena y a alrededor de 2 cm al frente del bloque rígido. Mientras que en el lado poniente del bloque estos dos juegos de cabalgaduras mostraron una vergencia hacia el traspais, las cabalgaduras en el lado oriental se caracterizaron por doble vergencia. Hacia 5.8% de a. o. n., el bloque rígido se desplazó aproximadamente 1 cm hacia el noreste como se indica por la distorsión observada en la red dibujada sobre el modelo.

La transpresión progresiva en los modelos Chortís 02 y Chortís 03 determinó por un lado el movimiento continuo en la estructura principal y por otro lado mayor rotación de las estructuras preexistentes. Esta rotación también determina que las fallas oblicuas y pliegues formados durante la segunda fase reduzcan su ángulo con respecto a la cabalgadura principal hasta llegar a ser paralelas a la traza de esta última. La distorsión ligera de los marcadores pasivos y el rompimiento de la cabalgadura principal sugieren una pequeña rotación antihoraria del bloque rígido. En el modelo Chortís 04, el efecto mas importante durante esta deformación fue que el bloque rígido continuó desplazándose hasta ~1 cm hacia el noreste, provocando estructuras con desplazamiento de rumbo lateral-izquierdo. La distorsión de la red pasiva indica una pequeña rotación en el sentido de las manecillas del reloj del bloque que indujo el desarrollo de una cuenca de extensión en el lado oeste del bloque.

Al finalizar los experimentos (17.4% a. o. n., 72 mm de compresión), las cabalgaduras desarrolladas en los modelos Chortís 02 y 03 en la parte oriental del bloque rígido han migrado hacia el noreste y alcanzan la parte norte del bloque; la distorsión de los marcadores pasivos indica también que se desarrollaron fallas laterales con desplazamiento lateral-derecho a lo largo de esta margen. En el modelo Chortís 04, el desplazamiento total del bloque rígido hacia el noreste fue de alrededor de ~3 cm y la rotación antihoraria alcanzo los 9°. Una parte del bloque cercana a la pared móvil fue ligeramente levantada y la cuenca formada en la parte oeste del bloque dobló su área. La rotación antihoraria de las cabalgaduras de la primera fase fue evidente en esta parte del bloque al finalizar el experimento.

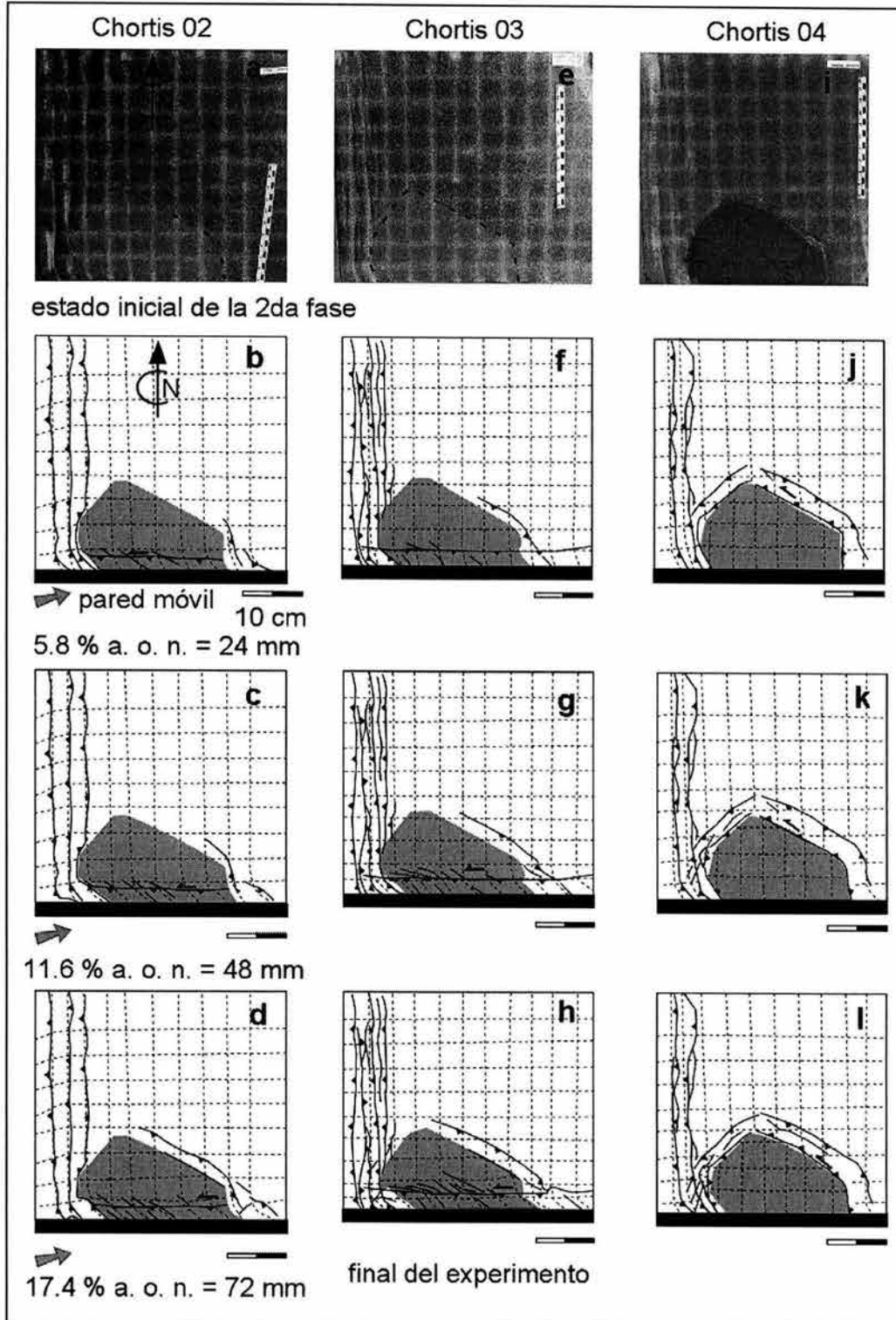


Figura 56. Vista de planta de la evolución de las estructuras de deformación durante la segunda fase de acortamiento oblicuo; a. o. n.: acortamiento oblicuo neto.

5.3.3 Secciones longitudinales

En las Figura 57 se muestran secciones longitudinales representativas de los estadios finales de deformación de los modelos. Estas secciones ilustran las diferentes influencias de las dos fases de deformación en diferentes partes del modelo y permiten distinguir tres regiones distintivas: (1) una zona que se extiende hacia el norte mas allá del bloque rígido y que fue afectada solamente por la primera fase de deformación; (2) un área que corresponde a la parte norte del bloque afectada por estructuras que pertenecen a ambas fases de deformación; y (3) una región al sur cercana al contacto entre el bloque rígido y la pared móvil durante la segunda fase que fue afectada por estructuras formadas en su mayoría durante esta fase.

En la región (1), el acortamiento resultó en el desarrollo de cabalgaduras y pliegues de tipo caja que muestran una vergencia prevaleciente hacia el antepaís y que se propagaron hasta 9 cm al frente de la pared móvil. Debido al alto contraste de resistencia relacionado con la presencia del bloque rígido, la deformación se propagó una menor distancia en frente de la pared móvil en las regiones 2 y 3.

La región (2), correspondiente a la parte norte del bloque muestra cabalgaduras con vergencia opuesta. En el lado oeste del bloque, las cabalgaduras relacionadas con el cinturón de pliegues y cabalgaduras se caracterizan por una vergencia hacia el antepaís, por el contrario las cabalgaduras en el lado este del bloque muestran una vergencia hacia la pared en movimiento. Estas últimas estructuras fueron formadas durante la segunda fase de deformación (ver sección previa *Evolución de la deformación durante la segunda fase*)

En la región (3), las secciones muestran estructuras formadas principalmente durante la segunda fase de deformación. Las secciones longitudinales del modelo Chortís 04 muestran como el bloque de arcilla actuó como una cuña rígida provocando fallas inversas de alto ángulo con vergencia hacia fuera del bloque y levantamiento cortical en sus fronteras. El bloque permaneció sin deformación como muestran las secciones que interceptan la parte sur del bloque.

5.4 Resumen de los resultados

Los patrones estructurales generales que resultaron de la deformación progresiva de los modelos se presentan esquemáticamente en la Figura 58. Durante la primera fase se formó un cinturón de pliegues y cabalgaduras con vergencia dominante hacia el antepaís paralelo a la pared móvil. Exceptuando el modelo Chortís 04, la deformación relacionada con la segunda fase se acomodó

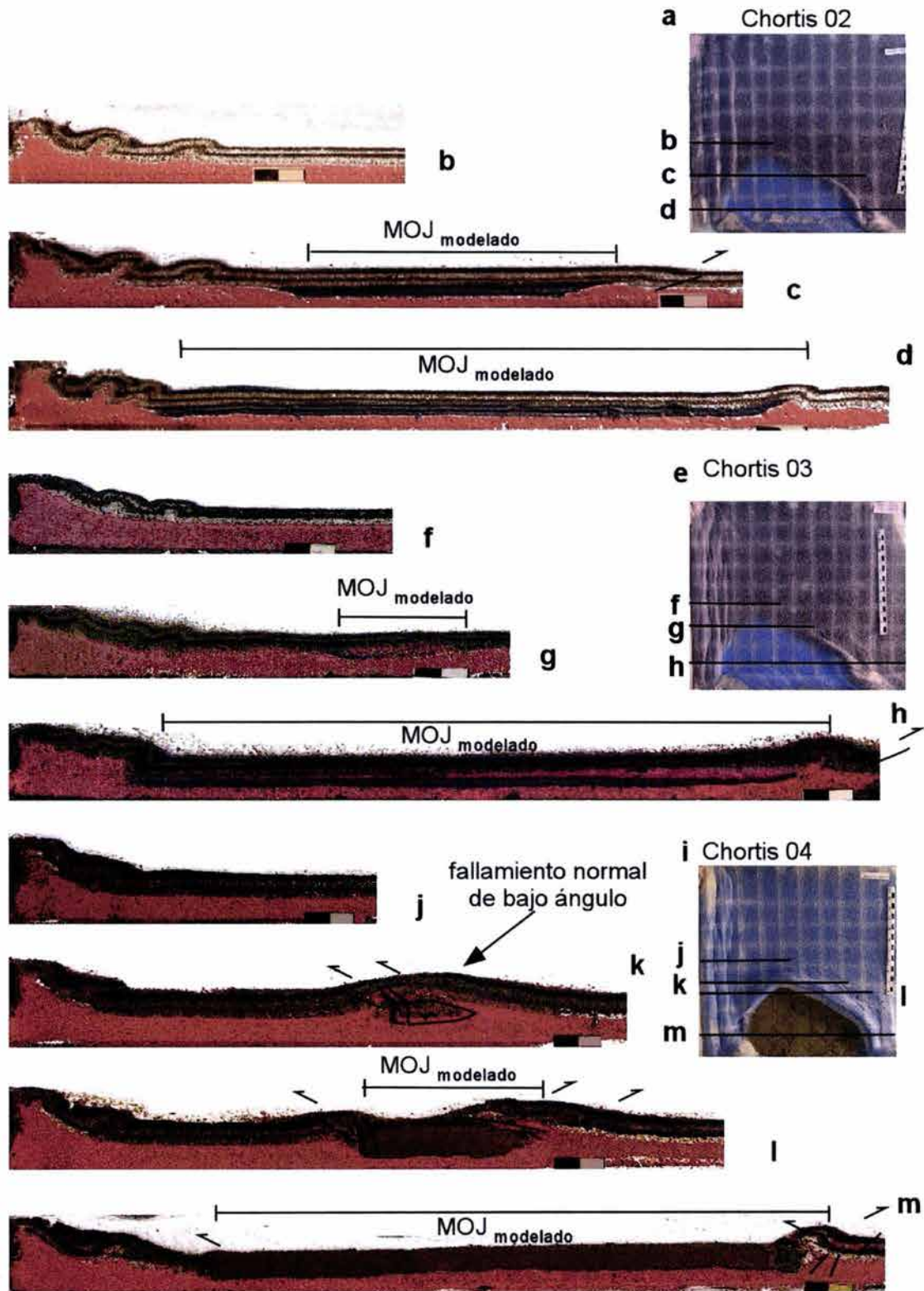


Figura 57.
Fotografías de las secciones longitudinales de los modelos discutidos en este trabajo.

principalmente por la formación de una estructura con desplazamiento lateral-izquierdo con levantamiento de la parte sur orthogonal al patrón de las fallas de la primera fase y por traslación lateral y rotación del bloque rígido.

La alta cohesión del bloque de arcilla en el modelo Chortís 04 previno la deformación interna y provocó el acuñamiento de la corteza adyacente. Un segundo sistema de cabalgaduras se formó en el margen oriental en la corteza adyacente y se propagó posteriormente hacia el noroeste en el dominio I. Cuando se incrementa la deformación, un segundo dominio de sistemas de fallas se formó también en la parte oeste del bloque rígido, dominio II. La rotación antihoraria de las estructuras alrededor de un eje vertical se observó en todos los modelos en la zona de interferencia entre las dos zonas de deformación. Además, el bloque de arcilla en el modelo Chortís 04 rotó en el sentido de las manecillas del reloj durante la deformación progresiva; esta rotación determinó el desarrollo de una cuenca de extensión y el desarrollo de fallas con dirección noreste y desplazamiento lateral-izquierdo en el dominio II.

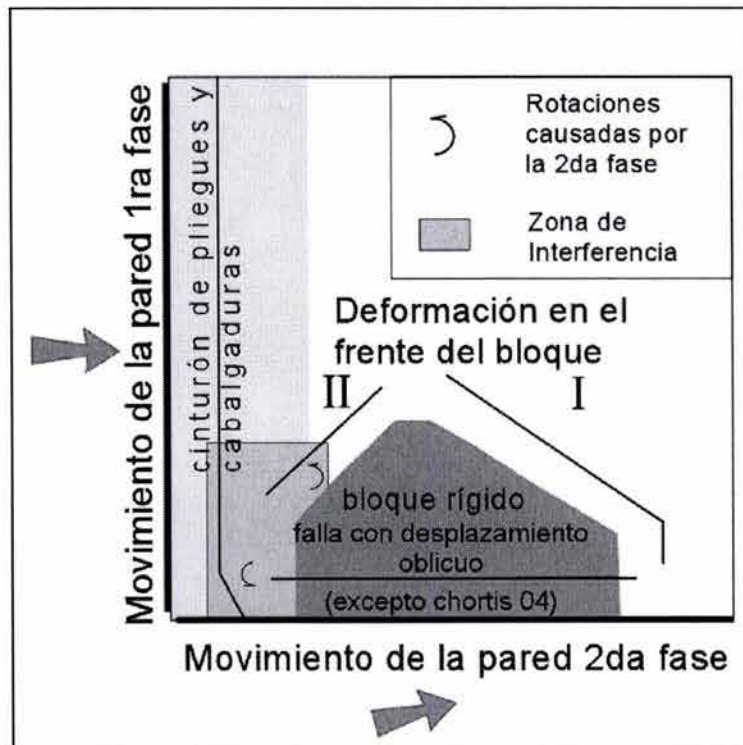


Figura 58.

Esquema simplificado de los dominios resultantes de la deformación en los experimentos. Las flechas muestran la dirección de la convergencia de las paredes móviles durante las dos fases de deformación progresiva.

5.5 Comparación cualitativa de los resultados del modelo con el prototipo natural

5.5.1 Limitaciones del modelo

Muchos parámetros naturales que tienen que ver con la reología y las condiciones de frontera de los procesos de deformación que se investigan, no son fáciles de obtener y frecuentemente los datos en la literatura son escasos como en el caso del sur de México. Como consecuencia, los modelos analógicos simplifican la geometría y la reología de los complejos procesos naturales y estas simplificaciones tienen que ser mencionadas antes de comparar los resultados con el prototipo natural.

Las simplificaciones geométricas de los modelos involucran la simulación de la orogenia Laramide, que provocó la deformación en un amplio cinturón de pliegues y cabalgaduras en el sur de México. Esta fase de deformación ha sido atribuida al acoplamiento mecánico y friccional entre una placa subduciendo y una corteza continental en la parte superior (Dickinson et al. 1988; Bird 1998). Sin embargo se ha observado que los modelos acortados por una pared rígida móvil simulan la mayoría de las características de cinturones de pliegues y cabalgaduras (Bonini 2001). En la segunda fase, la deformación se atribuye al movimiento del Bloque Chortís después de su separación de Norteamérica en el Terciario Inferior (Herrmann et al. 1994). La zona de cizalla que sirve como frontera norte del Complejo Xolapa tiene una dirección general este-sureste, pero como las estructuras observadas en el campo son más bien compatibles con un régimen transpresivo, el movimiento de la pared fue diseñado para simular una dirección hacia el este de las trayectorias de deformación y las variaciones en la frontera de placas a través del tiempo no fueron consideradas. Además, en algunos de los modelos, el bloque rígido se localizó adyacente a la pared móvil. Esto implica que se previnieron rotaciones importantes del bloque que pudieron haber ocurrido en el prototipo natural.

Desde un punto de vista reológico, la estructura simplificada de dos capas del modelo que pretende simular la corteza es una simplificación más del proceso natural. Aunque la heterogeneidad de la corteza simulada en el modelo pudiera ser observada en el manto, la diferencia en el espesor cortical puede producir efectos de acuñaamiento inversos. De hecho como fue demostrado por Harry et al. (1995), la compresión de dos secciones corticales adyacentes con diferentes espesores puede resultar en el acuñaamiento del manto superior del bloque más delgado en la corteza inferior menos rígida del bloque de mayor espesor.

Asimismo la cohesión de la arcilla utilizada en el modelo Chortís 04 no se encuentra propiamente escalada y claramente excede la rigidez del prototipo natural, esto implica que el bloque construido con arcilla se comporte como una cuña enfatizando los efectos de la deformación en las fronteras del bloque. Por esta razón los resultados solamente pueden ser comparados cualitativamente con las estructuras en el campo.

Además, hay varios factores que pueden tener una influencia importante sobre el resultado de la deformación tales como erosión y deposición en cuencas, estructuras pre-existentes, el efecto de la presión de poro en el crecimiento y la propagación de las estructuras, evolución térmica o efectos de isostasia que no fueron considerados en el modelado. Sin embargo a pesar de las simplificaciones mencionadas, la comparación de los resultados del modelo con el prototipo natural resultó útil para entender los procesos de deformación.

5.5.2 Comparación con el prototipo natural

Aunque nuestro modelo no puede explicar toda la complejidad estructural observada en el prototipo natural, los resultados combinados de los experimentos realizados simularon la mayoría de los estilos de deformación y las estructuras mayores que se observan alrededor del bloque cortical más rígido MOJ. De esta manera, los resultados sugieren que los procesos que afectaron al modelo y al prototipo natural fueron similares. Es importante enfatizar que estos modelos son más pertinentes en un intervalo de tiempo entre ~88 a ~36 Ma. En la Figura 59, se presentan esquemas de los modelos y su comparación con un mapa estructural esquemático del sur de México.

El cinturón de pliegues y cabalgaduras (estructura (1); Figura 59) del sur de México ha sido asociado con la amalgamación de bloques tectónicos durante el Mesozoico o el Terciario Inferior, el tiempo del episodio de deformación de estilo Laramide. Los datos micro-estructurales del área de Teloloapán sugieren que las estructuras presentan doble vergencia y estas estructuras han sido interpretadas en términos de una cizalla dúctil progresiva (Salinas-Prieto et al. 2000). Durante los experimentos la doble vergencia consistente con esta interpretación se forma y se vuelve más evidente donde el acortamiento se acentúa por la presencia del bloque rígido.

El primer efecto de la segunda fase de deformación es el arrastre y rotación en sentido contrario de las manecillas del reloj de las cabalgaduras y pliegues en la porción suroeste del modelo (estructura (2); Figura 59). Efectos similares han sido documentados en la parte sur de la PGM.

La traslación lateral y la rotación del eje vertical del bloque de mayor resistencia del modelo produce estructuras complejas y cabalgamiento de este bloque sobre la corteza frágil adyacente (estructura (3); Figura 59), consistente con la geometría de la cabalgadura de Papalutla y la deformación relacionada en las cuencas del Terciario Inferior que se encuentran al frente de esta falla.

La distorsión progresiva en el margen oriental del bloque rígido produjo una cabalgadura que se propagó hacia el noroeste siguiendo la geometría del bloque. Esta estructura producida en el modelo es similar a la geometría y cinemática de la Falla de Vista Hermosa (estructura (4); Figura 59), que pone en contacto tectónico esquistos Paleozoicos sobre rocas Jurasicas (Sedlock et al. 1993).

Al norte del bloque rígido, se observa un levantamiento y plegamiento de la corteza adyacente en forma de arco. Este patrón de la deformación que fue claramente influenciado por la geometría del bloque rígido se enfatizó en el modelo con el bloque construido por arcilla. Estructuras similares se observan en el prototipo natural en la Sierra del Tentzo (estructura (5); Figura 59) donde los pliegues involucran carbonatos Cretácicos y definen un arco convexo hacia el norte.

Aunque la mayoría de estos pliegues es producto del despegue de la secuencia carbonatada, este proceso fue posiblemente disparado por el levantamiento del basamento subyacente como se simula en el modelo. Como en el caso de la cabalgadura de Papalutla, la Sierra del Tentzo se consideraba parte de la deformación Laramide. Sin embargo su orientación es anómala con respecto a la orientación general de las estructuras laramídicas y no existe un modelo dinámico que explique su formación.

Una diferencia obvia entre los modelos analógicos y el sur de México es que las estructuras observadas dentro del bloque no se desarrollaron en los modelos. Estas estructuras pueden ser explicadas como reactivación de discontinuidades existentes antes del evento de deformación Laramide. Un ejemplo mayor es la zona de cizalla de Oaxaca que presenta una historia compleja de desplazamientos laterales, inversos y normales comenzando desde el Jurásico o Paleozoico (Álaniz-Álvarez et al. 1994, 1996). Solamente los pliegues cerrados y los desplazamientos laterales que afectan lechos rojos en las zonas de Huajuapán y Yanhuitlán (estructura (6); Figura 59) semejan las estructuras que se formaron en los modelos.

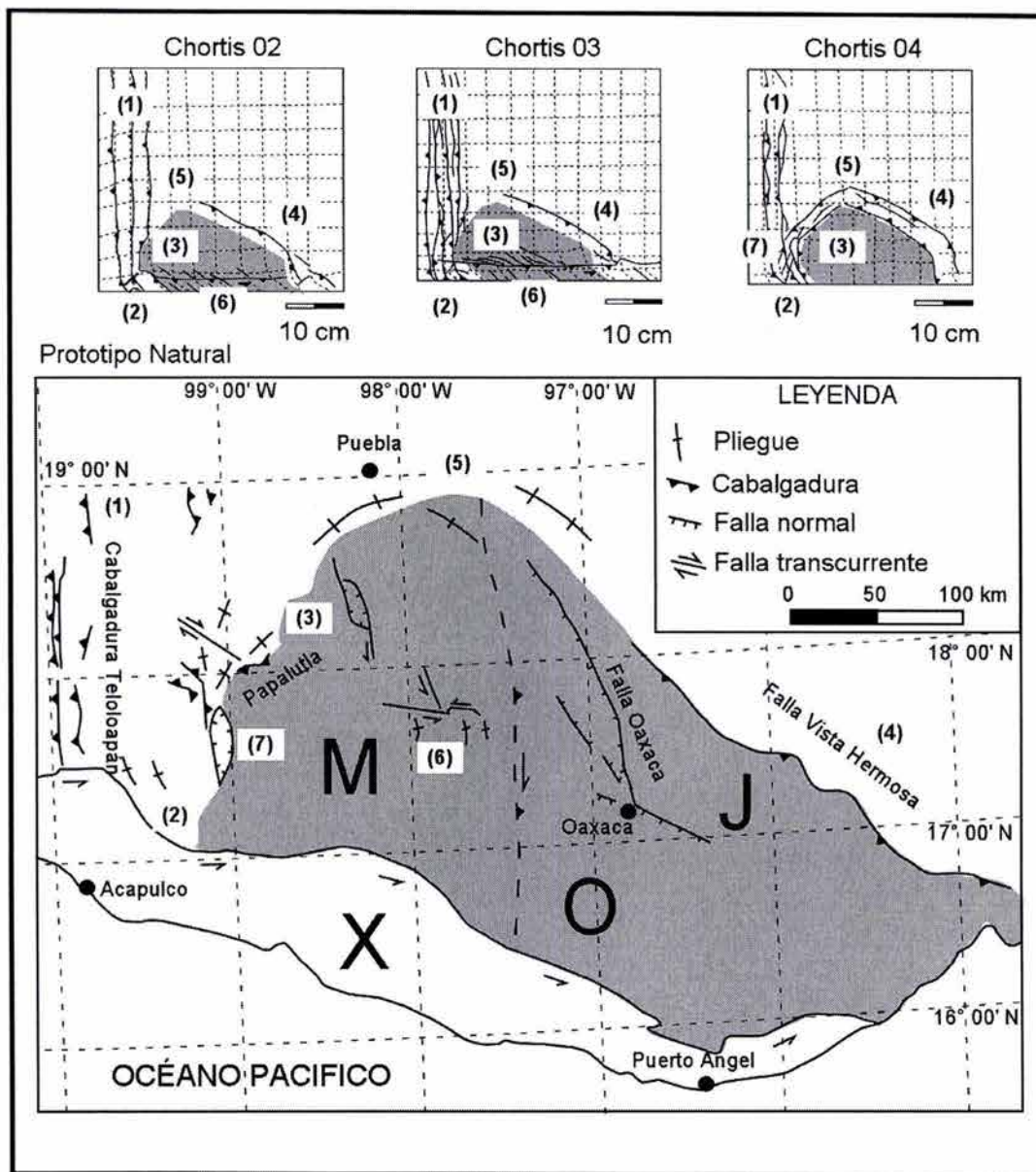


Figura 59.

Comparación de los modelos con la deformación observada en el sur de México. Las estructuras están basadas principalmente en los trabajos de Campa y Coney (1983), Sedlock et al. (1993), Ortega-Gutiérrez et al. (1999), Elías-Herrera & Ortega-Gutiérrez (2002), Ham-Wong (1981), y los datos de campo obtenidos en este trabajo. X, complejo Xolapa; O, Terreno Oaxaca; M, Terreno Mixteco; J, Terreno Juárez.

Finalmente, en el caso del modelo Chortís 04 una zona de cizalla con desplazamiento lateral-izquierdo y una cuenca se formaron en la esquina inferior izquierda coincidente con el depósito de lechos rojos Terciarios en el este del estado de Guerrero (área de Oztoltilan-Ahuacotzingo).

5.6 Acoplamiento vertical y desacoplamiento en la corteza durante el Cretácico Tardío y el Terciario

Como se describió anteriormente el trabajo de campo y el análisis de los trabajos previos permitieron reconocer tres fases de deformación en el sur de México: (1) Acortamiento laramídico durante el Cretácico tardío, (2) Transpresión lateral-izquierda durante el Terciario temprano y (3) Transtensión posterior al Eoceno. En este trabajo se utilizó una serie de modelos analógicos de la deformación para simular el papel de un bloque con mayor espesor y rigidez (Bloque Mixteco-Oaxaca-Juárez) durante las dos primeras fases de deformación.

Los modelos analógicos sugieren que el acoplamiento vertical entre la corteza inferior y superior fue aumentada por la presencia del bloque durante la primera fase. La deformación se concentra en una franja de menor espesor en la zona adyacente al bloque, mientras que en la parte al norte del bloque la deformación se distribuye en una mayor área. La zona de transición está caracterizada por una rotación horaria en una zona de transferencia que une los dos segmentos del frente de cinturones y cabalgaduras al sur y al norte. Los modelos analógicos también confirman que el acoplamiento fue menor durante la segunda fase cuando el sur de México fue afectado por un régimen de desplazamiento lateral-izquierdo a lo largo de la frontera de placas Caribe- Norte América y que esto causó que la deformación se distribuyera en una amplia zona alrededor del bloque en la segunda fase de deformación. De esta manera, la transmisión de la deformación hacia el frente del bloque fue controlada por el contraste de resistencia entre el bloque y la corteza adyacente.

Durante la fase de deformación del Terciario temprano, la deformación disminuyó progresivamente y fue acomodada por un patrón complejo de rotación antihoraria de las estructuras laramídicas y nuevas zonas discretas de cizalla que se observan alrededor del bloque MOJ.

Con el paso progresivo del punto triple trinchera-trinchera-transforme hacia el sureste en el Eoceno tardío – Oligoceno, una parte del sur de México fue finalmente truncada y la subducción reemplazó a la frontera transforme a lo largo de la margen continental. El paso del punto triple trajo como consecuencia volcanismo ampliamente distribuido y un régimen de transtensión hacia el continente (Álaniz-Álvarez et al. 2002; Martiny et al. 2000; Morán-Zenteno et al. 1999; Morán-Zenteno et al. 1996; Schaaf et al. 1995).

Durante esta última fase, la corteza inferior se desacopló mecánicamente de la corteza superior a lo largo de las zonas de cizalla con echado hacia el norte Chacalapa – Tierra Colorada que limita el Complejo Xolapa hacia el norte.

El evidente alineamiento de plutones con edad Eoceno Tardío a Oligoceno a lo largo de la zona de cizalla sugiere que el magmatismo favoreció el desacoplamiento entre las migmatitas y ortogneises del Complejo Xolapa y la corteza superior frágil. En esta etapa, la deformación relacionada con las fuerzas de frontera de placa se concentró entre la zona de cizalla y la interfase de subducción. De esta manera, la transtensión observada en el continente sería más bien el efecto del colapso de bloques continentales hacia la nueva frontera libre.

5.7 Conclusiones de los modelos analógicos

Se realizó una serie de experimentos de modelado analógico para simular el efecto de dos fases de deformación sobre una corteza estratificada dúctil-frágil y con un bloque cortical de mayor espesor. El bloque cortical de mayor espesor fue construido alternativamente con arena y arcilla húmeda para comparar los efectos de la anisotropía mecánica causados por el alto contraste en resistencia y cohesión. Los modelos reprodujeron la mayoría de las estructuras observadas en el prototipo natural, lo que sugiere que procesos similares de deformación ocurrieron en la naturaleza y en el modelo. Los resultados han permitido la reinterpretación de estructuras clave para entender la evolución geológica del Terciario Inferior en el sur de México.

Las estructuras formadas en el modelo son consistentes con un régimen transpresivo durante la segunda fase, y además, interfieren con las estructuras que se formaron durante la primera fase. Esto sugiere que la partición de la deformación tiene un efecto importante al norte de la zona de cizalla que limita el Complejo Xolapa y contrasta con las interpretaciones previas que sugieren que estas estructuras tuvieron movimiento durante la deformación Laramide. Los modelos también predicen un movimiento Terciario no esperado de la Falla Vista Hermosa. Esta estructura se propaga hacia el noroeste siguiendo la geometría del bloque rígido.

En los modelos, la propagación de la deformación hacia el norte se relaciona con contrastes mecánicos de resistencia y cohesión del bloque con respecto a la corteza adyacente. En el caso de mayor resistencia y cohesión modelando el bloque con arcilla, este actúa como una cuña insertándose en la corteza superior.

Las estructuras que se formaron en la zona de interferencia tectónica en el flanco oeste del bloque presentan rotaciones en sentido anti-horario alrededor del eje vertical, consistentes con las evidencias de campo y los datos paleomagnéticos. Las estructuras dentro del bloque observadas en la naturaleza no se desarrollaron en el modelo. Esto puede ser debido a la acción de estructuras pre-existentes que influyen la deformación dentro del bloque, un factor que no fue considerado en estos modelos. Sin estructuras pre-existentes la resistencia del bloque se incrementa en función del espesor cortical.

Los experimentos muestran que la mayoría de las estructuras observadas en el modelo pueden ser reproducidas usando relativamente pocos parámetros en un modelo analógico simple de dos capas.

CAPITULO 6

Discusión de los resultados y modelos de evolución geológica

En este trabajo se ha documentado la historia de la deformación y el magmatismo en la Plataforma Guerrero Morelos para el Cretácico Superior y Terciario Inferior. También se documenta que el evento mayor de acortamiento progresivo con sentido de transporte al oriente y relacionado con la Orogenia Laramide ocurrió aproximadamente en el intervalo entre 88 y 67 Ma (ver capítulo 3). Este intervalo de tiempo está marcado por el final y el inicio de dos episodios termo-magmáticos de escala regional. La ausencia de magmatismo en la zona al oriente del bloque Jalisco coincidente con este intervalo y las edades de deposición de la Formación Mezcala sugieren que esta unidad es sin-tectónica. De acuerdo con Hernández-Romano (1999), el apilamiento de las secuencias sedimentarias y volcánicas hacia el oriente provocó una tasa de subsidencia elevada y la formación de una cuenca de retroarco (*fore-arc*) donde se depositó la Formación Mezcala. Con deformación progradante y después del Coniaciano, la secuencia de calizas de plataforma (Morelos) cabalgó las unidades sintectónicas. Es probable que durante este periodo de tiempo, el despegue de la secuencia de calizas sobre la secuencia de lutitas y areniscas de la Formación Morelos haya dado lugar a una napa tectónica que cubrió una parte de la PGM. El despegue de esta napa pudo haber sido disparado por la presencia de evaporitas en la parte oeste de la Plataforma. La secuencia evaporítica ha sido reconocida en el pozo Zoquiapan I perforado por PEMEX alrededor de los 2000 m de profundidad sobre un basamento metamórfico que podría corresponder al Complejo Acatlán (Velez 1990). Alternativamente, una vez generado el cabalgamiento, la presencia de lutitas con una alta presión de poro pudo haber ayudado al despegue de las calizas.

La deformación Laramídica en la PGM se caracteriza por pliegues y cabalgaduras con ejes orientados norte-sur, inclinaciones de los planos de cabalgamiento menores a los 20°, y doble vergencia de las estructuras, que en su conjunto definen una estructura sinforme. Los bordes, occidental y oriental, de la PGM se encuentran delineados por las cabalgaduras de Teloloapán –

Ixtapan de la Sal y Zitlala – Cuernavaca respectivamente. Los orógenos con doble vergencia hacia el exterior son comunes en el mundo y en los últimos años se han desarrollado numerosos modelos mecánicos que explican su comportamiento (ver por ejemplo, Storti et al. 2000). Según este autor, se han propuestos tres mecanismos principales para balancear la energía en los orógenos: (1) despliegue gravitatorio (*gravitational spreading*), (2) empuje de la parte de atrás y, (3) empuje basal (de la placa subduciendo). Cada uno de estos procesos produce una dinámica diferente en los orógenos resultantes.

En contraste, en la PGM la doble vergencia de las estructuras se desarrolla hacia el interior de la cuenca como resultado del cabalgamiento en sentido opuesto al transporte tectónico general. Es probable que el retrocabalgamiento, y por lo tanto la doble vergencia, se formara en las fases tardías de la orogenia. Este retrocabalgamiento de edad Laramide en la parte oriental de la PGM puede ser explicado por la influencia de tres factores principalmente: (1) la carga debida a la topografía causada por el apilamiento progresivo en el oeste de la PGM; (2) la inclinación de la superficie del basamento (CA) y; (3) por la diferencia de resistencia del basamento y el material sedimentario. La carga por la topografía causada por la progresión de la deformación Laramide pudo haber provocado un aumento en la tasa de subsidencia en la parte occidental de la Plataforma y un ligero levantamiento en la parte oriental. Según Hernández-Romano (1999) este levantamiento afectó al basamento pre-Cretácico y provocaría el retrocabalgamiento en la parte oriental. La plataforma se formó cercana a un margen continental, probablemente afectado por callamiento normal, por lo que la inclinación de la superficie del basamento sobre el que se depositaron las calizas provoco una ligera inclinación hacia el poniente de los sedimentos de la plataforma que pudo ayudar a disparar el retrocabalgamiento. Por último, existe un contraste marcado entre los materiales sedimentarios de la plataforma y las rocas metamórficas del basamento pre-Cretácico. Este contraste es suficiente para producir retrocabalgamiento como se muestra en los modelos analógicos. En la Figura 60 se muestra un modelo conceptual para explicar el retrocabalgamiento en la parte oriental de la PGM.

En la zona central-norte del área de estudio, el estilo de retrocabalgamiento se observa perturbado. Las rotaciones anti-horarias de los pliegues y cabalgaduras alrededor de ejes verticales localizadas en esta zona pueden interpretarse como un despegue dúctil en las últimas etapas de la deformación Laramide. Las rotaciones registradas por estas rocas llegan a ser de más de 60° y se encuentran localizadas solo en esta zona. La edad cretácica de esta rotación queda limitada por que las rocas del Terciario Inferior no se encuentran afectadas por esta deformación,

sino que son consistentes con un acortamiento dirigido hacia el noroeste. El cambio abrupto en la dirección se forma como resultado de la propagación con mayor rapidez y más hacia el frente de la deformación sobre el sustrato dúctil, de acuerdo con Cotton y Koyi (2000). Estos autores produjeron modelos analógicos para investigar la influencia del sustrato dúctil en la deformación. Sus resultados se comparan con los patrones de deformación observados en la zona del Río Balsas en la Figura 61. En el caso de estudio, son el menor espesor de la secuencia más competente (calizas Morelos) y la posible presencia de evaporitas dos factores que influyeron en el despegue dúctil que produce rotación antihoraria de las cabalgaduras y pliegues de despegue.

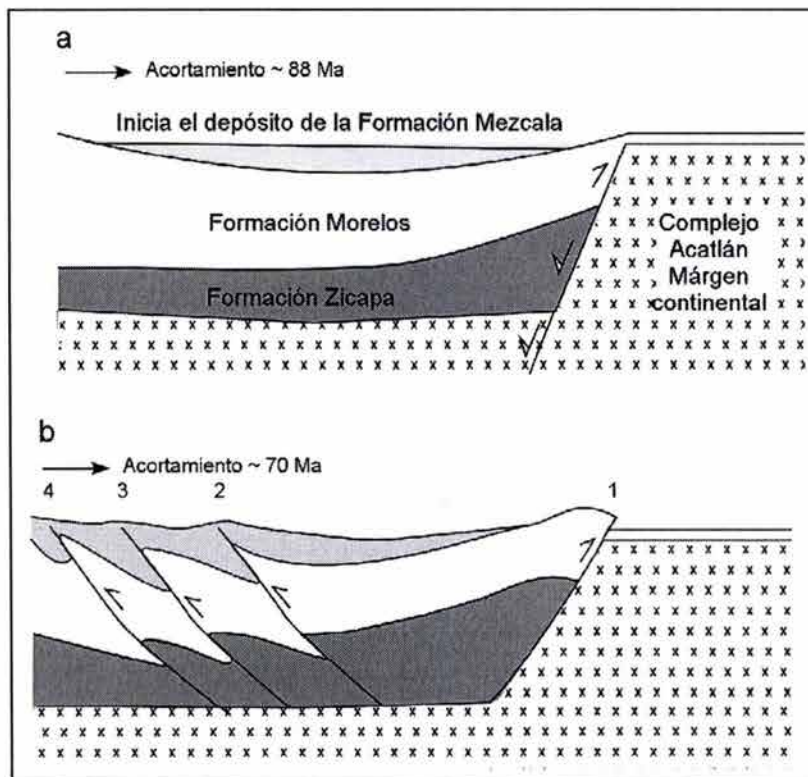


Figura 60.

Caricatura que muestra el desarrollo del retrocabalgamiento durante la fase tardía de la deformación Laramide en la parte oriental de la PGM. (a) Durante el inicio del acortamiento la Formación Mezcala se deposita en una cuenca de retroarco, formada por una flexura de la corteza relacionada al acortamiento (Hernández-Romano 1999); durante esta fase el movimiento inverso reactiva posiblemente fallas normales (flechas con relleno en blanco) que exponen el complejo Acatlán en el margen continental. (b) Durante la deformación progresiva el contraste de resistencia entre las rocas sedimentarias de la PGM y las rocas metamórficas del complejo Acatlán provocan el retrocabalgamiento de las primeras. Este tipo de estructuras es típico de una inversión de cuencas (McClay 1992). Los números representan el orden de formación de estas estructuras.

En el caso de la deformación Laramide, el modelo más aceptado para explicar el origen de este evento de deformación que se observa desde Alaska hasta el sur de México es el empuje (tracción) basal de la placa de Farallón subduciendo de manera sub-horizontal y acoplada mecánicamente bajo la placa de Norte América (Bird 1978; 1988 y 1998). En efecto, el inicio de la deformación Laramide documentada en el suroeste de México coincide con un periodo de aumento de la velocidad absoluta de Norteamérica hacia el sur entre 88 y 80 Ma (Beck y Housen 2003). Sin embargo, el principal argumento contra la subducción horizontal en el sur de México es la presencia de un arco magmático cerca de la trinchera (bloque Jalisco) que continua activo y, que tiene un registro de magmatismo continuo durante la deformación 400 km al oriente y entre 88 y 50 Ma (ver capítulo 3; también English et al. 2003).

Alternativamente, se ha propuesto que la deformación progresiva observada en el sur de México fue causada por el cierre de una cuenca marginal y la acreción de bloques corticales hacia el continente (Campa y Coney 1983; Monod et al. 1994; Salinas-Prieto et al. 2000). Sin embargo, la acreción de bloques implica que la mayor parte de la deformación se concentra en los límites de los bloques, aunque una parte indeterminada de esta deformación puede transmitirse hacia dentro del bloque dependiendo de la intensidad y del tiempo transcurrido. La diferencia entre la deformación localizada y la deformación distribuida se entiende mejor cuando se aprecia que las fallas crecen por propagación de la deformación. Las fallas mayores cortan la litósfera y crean zonas de cizalla. De esta manera, la geometría de la deformación es altamente dependiente de la geometría de los bloques involucrados. En el sur de México, se ha documentado previamente que el evento Laramide involucro estilos de deformación de cobertura consistentes con un cinturón de pliegues y cabalgaduras orientado norte-sur; estos patrones cruzan las fronteras de los supuestos bloques (*terrenos de basamento*), al menos al occidente del CA (ver Lang et al. 1996; Salinas-Prieto et al. 2000; Cabral-Cano et al. 2000 a y b; Elías-Herrera et al. 2000; English et al. 2003).

De acuerdo con estas observaciones se ha formulado una tercera hipótesis que sugiere que las secuencias de rocas volcánicas y sedimentarias de ambiente marino del Cretácico Inferior – Cenomaniano, evolucionaron sobre una corteza continental atenuada (Cabral-Cano et al. 2000 a y b; Elías-Herrera et al. 2000). En el caso de la PGM, la evolución geológica durante el Cretácico Inferior (125 y 88 Ma) parece apoyar esta idea. La cuenca pasó de condiciones continentales de alta energía (Formación Zicapa) transicionalmente a condiciones marinas con subsidencia estable que permitió la deposición de carbonatos de Plataforma.

En resumen, aunque no se cuenta con datos suficientes que permitan definir los procesos que provocaron la deformación Laramide, los datos presentados en este trabajo sugieren que la deformación observada en la PGM está controlada por bloques que permanecieron elevados durante la deposición de carbonatos.

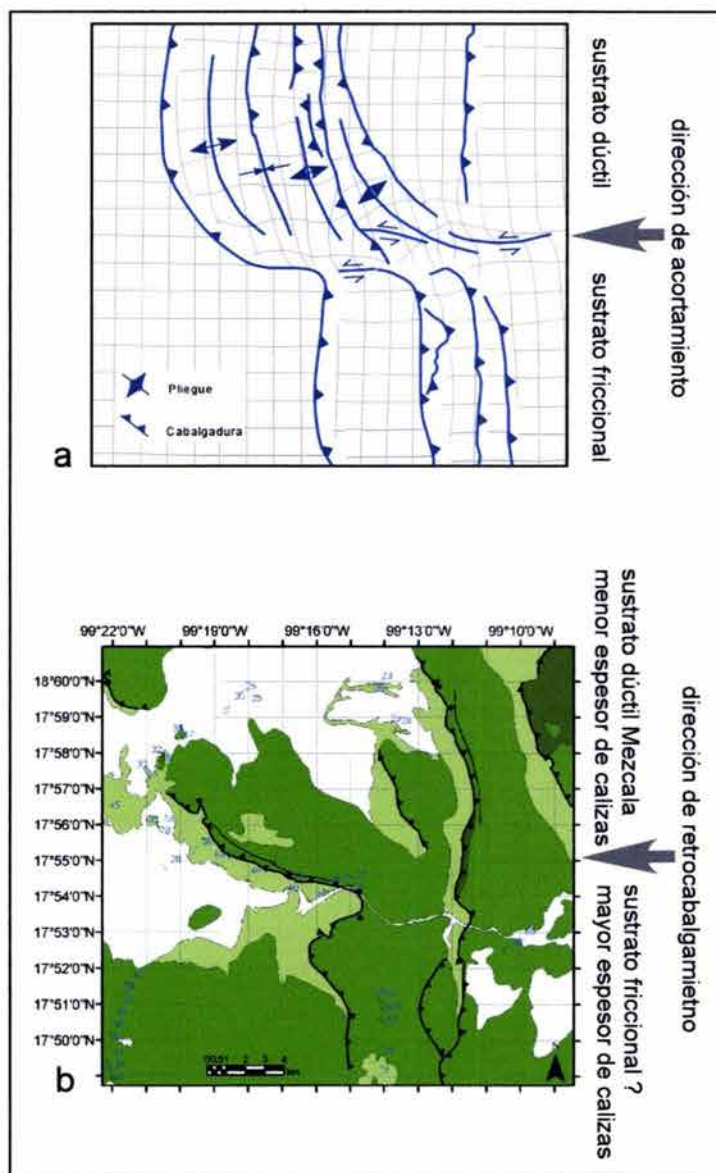


Figura 61.

Comparación de los patrones de deformación observados en: (a) modelos analógicos de Cotton y Koyi (2000) y (b) en la parte central del área de estudio. Los modelos fueron diseñados para explicar las deflexiones observadas en cinturones de pliegues y cabalgaduras debido a la presencia de un estrato dúctil en la base. Las deflexiones son causadas por la mayor rapidez y propagación del frente de la deformación en los modelos. En nuestro caso, se infiere que estas deflexiones fueron formadas durante el retrocabalgamiento Laramide y son influenciadas por el menor espesor de los estratos de caliza y la topografía existente.

En este trabajo, se ha documentado que el acortamiento con estilo laramídico finaliza a partir del Maestrichtiano Tardío, cuando comienza un episodio magmático regional entre 68 y 57 Ma. Las rocas intrusivas de esta edad cortan a las cabalgaduras laramídicas y se emplazan en fallas orientadas noroeste-sureste. Además en una escala más regional, las edades isotópicas compiladas definen un alineamiento casi este-oeste que contrasta con el patrón de cabalgamiento norte – sur y es más consistente con el fallamiento asociado al régimen lateral. La geoquímica de las rocas intrusivas de esta edad tiene una firma característica de “adakitas” que han sido interpretadas como fusión de la corteza en subducción al final de la orogenia Laramide (González-Partida et al. 2003). Las secuencias volcano-sedimentarias de esta edad se encuentran en contacto discordante sobre las secuencias marinas anteriores y sobre las estructuras laramídicas. La deformación observada en las secuencias continentales define un estilo estructural diferente al laramídico, caracterizado por la rotación antihoraria de las estructuras laramídicas y levantamiento de bloques de basamento (complejos Acatlán y Xolapa).

Se propone un modelo en el cual las rotaciones en el sentido contrario a las manecillas del reloj de alrededor de 30°, que se observan sistemáticamente en el sur de México y que interfieren con las estructuras laramídicas son debidas a la actividad de estructuras con movimiento lateral paralelas a la margen continental y se ha asociado este evento de deformación del Terciario Inferior a un régimen de transpresión con movimiento lateral izquierdo que afectó una amplia zona durante el inicio del desarrollo de la frontera de placas Norte América y Caribe.

A diferencia de los márgenes convergentes, la deformación en límites de placas transformes en la litosfera continental puede afectar una zona relativamente angosta en ambos lados de las placas (ej. Falla de Anatolia Norte, Sistema de fallas de Polochic-Motagua en el norte de Centro América). Las fallas transformes en los continentes están caracterizadas por la interrelación entre fallas con movimiento lateral y deformaciones adicionales que acomodan el acortamiento o la extensión (Butler et al. 1998). Sin embargo, durante el desarrollo inicial de un límite transforme, la deformación se acomoda comúnmente en una amplia zona, mientras que en etapas de mayor madurez, la deformación se localiza a lo largo de sistemas discretos de fallas litosféricas de movimiento lateral (e.g. Gordon 1998). El grado de acoplamiento entre el manto superior, la corteza inferior y la corteza superior controla el espesor de la zona de deformación en las etapas iniciales del desarrollo de las fronteras transformes. Además, la presencia de bloques corticales con diferencias de espesor y la resistencia mecánica pueden alterar el acoplamiento y controlar la transmisión de la deformación hacia zonas internas de las placas.

El desarrollo del límite de placas entre Norteamérica y Caribe en el Terciario Inferior puede ayudar a dilucidar la importancia de la heterogeneidad cortical durante el desarrollo inicial de una frontera transforme. Se considera que el Bloque Chortís de América Central fue parte integral de la placa de Norteamérica desde el Jurásico y hasta el Cretácico Superior (Meschede y Frisch 1998, y referencias incluidas en este trabajo). Al final del Cretácico, el Bloque Chortís comenzó a despegarse de Norteamérica y a moverse hacia el este con la placa Caribeña, al parecer como consecuencia de una reorientación de subducción normal a oblicua de la placa de Farallón (Herrmann et al. 1994; Meschede et al. 1996).

Como resultado, la margen continental del sur de México fue truncada (Riller et al. 1992; Herrmann et al. 1994; Schaaf et al. 1995) y las rocas de la corteza inferior y media del Complejo Xolapa fueron exhumadas a lo largo de una banda de más de 60 km de espesor ubicada al norte del nuevo límite de placas (Morán-Zenteno et al. 1996). Es probable que parte de la exhumación ocurriera durante el evento de deformación del Terciario inferior documentado en este trabajo.

Se ha inferido anteriormente que la deformación no-coaxial y la migmatización se desarrollaron entre 70 a 46 Ma en el Complejo Xolapa (Herrmann et al. 1994; Meschede et al. 1996) o en el Cretácico Inferior (Morán-Zenteno 1992; Ducea et al. 2003). Las zonas miloníticas que se observan en la actualidad limitando hacia el norte las rocas del Complejo Xolapa se desarrollaron en un régimen de transtensión con movimiento lateral-izquierdo (Figura 62).

La propagación vertical de la deformación hacia la corteza superior y la transmisión horizontal hacia el norte de la zona de cizalla que limita el Complejo Xolapa no están bien entendidas. Meschede et al. (1996) utilizó la inversión de micro estructuras frágiles medidas en una amplia zona del sur de México para proponer que los esfuerzos aplicados en el límite de placas se transmitieron hacia el norte del Complejo Xolapa, dentro de los terrenos Mixteco y Oaxaca. Estos autores agruparon las estructuras que observaron en rocas con edades desde el Paleozoico hasta el Terciario temprano y que infieren que se formaron entre 70 y 40 Ma en un evento único caracterizado por σ_1 y σ_3 sub-horizontales en un régimen de deformación con movimiento lateral izquierdo.

Desde el Eoceno tardío, la transpresión fue remplazada por transtensión que marca el inicio de volcanismo silícico ampliamente distribuido (Morán-Zenteno et al. 1999; Alaniz-Alvarez et al.

2002). En particular, la deformación del evento transpresivo del Terciario temprano fue difusa en una zona amplia a los lados de la frontera y en el flanco oeste de bloque MOJ de mayor espesor y rigidez, lo que sugiere que tuvo un control importante en la propagación de la zona de deformación relacionada al desarrollo del límite de placas Caribe - Norte América.

En este trabajo se intenta resolver el problema de manera indirecta realizando modelos analógicos diseñados para investigar la propagación en el espacio y el tiempo de la deformación en relación con las heterogeneidades reológicas durante dos fases de deformación que simulan la evolución geológica en la margen sur de México. La similitud entre los modelos y el prototipo natural sugieren que los procesos de deformación también son similares y ayudaron a entender de manera global las estructuras formadas durante la deformación del Terciario Inferior.

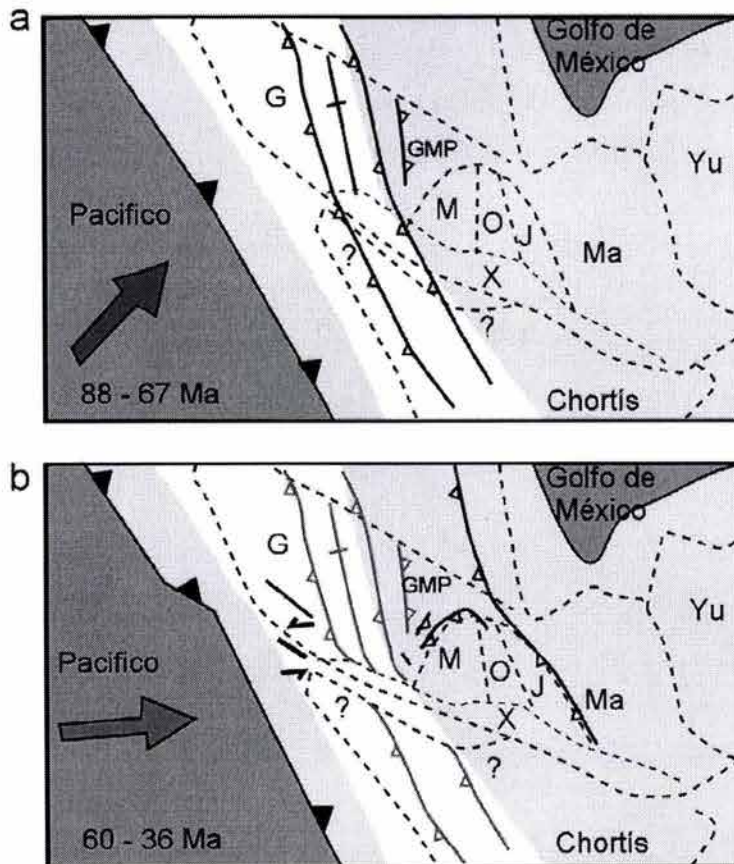


Figura 62.

Caricatura que muestra el modelo hipotético de las fases de deformación: (a) Acortamiento Laramide durante el Cretácico Tardío que resulto en un amplio cinturón de pliegues y cabalgaduras; (b) durante la Transpresión del Terciario Temprano se formaron nuevas estructuras alrededor del bloque MOJ, rotación en sentido contrario a las manecillas de reloj y las estructuras

laramídicas fueron replegadas la rotación alcanza alrededor de 15°. La nomenclatura utilizada es similar a la de la figura 6, excepto Yu, Bloque de Yucatán. También se indica la posición del complejo Xolapa (X) que fue exhumado mas tarde. Las flechas indican la dirección de convergencia aproximada entre las placas de Farallón y Norte América tomado de Engebretson et al. (1985); Meschede y Frisch (1998); Bunge y Grand (2000).

CAPITULO 7

Conclusiones

En este trabajo se ha llevado a cabo un análisis de las relaciones entre la deformación y el magmatismo en la zona de la PGM durante el Cretácico Superior y Terciario Inferior. Con base en diferentes líneas de evidencia se propone un modelo de evolución geológica enfocado en la parte oriental de la PGM, pero que podría ayudar a explicar diversas estructuras del Cretácico Superior y Terciario Inferior del sur de México. La PGM registra dos eventos de deformación que ocurrieron durante el intervalo de tiempo estudiado. El primero está caracterizado por acortamiento dúctil-frágil progresivo con vergencia dominante hacia el oriente. La vergencia opuesta observada en la parte oriental de la Plataforma se desarrolló al final de la deformación y es influenciada por la inclinación (debido a la topografía existente), el espesor del estrato competente (calizas) y la diferencia de resistencia de las rocas sedimentarias de la Plataforma con el complejo Acatlán. La rotación en sentido inverso a las manecillas del reloj de los ejes verticales de pliegues y cabalgaduras al norte del Río Balsas se ha interpretado como un despegue dúctil de estratos más competentes (calizas) sobre una capa de despegue dúctil (evaporitas o lutitas). El despegue pudo haber sido disparado por despliegue gravitatorio durante el retrocabalgamiento laramídico y es influenciado fuertemente por el menor espesor de las calizas en esta zona.

En este trabajo se ha documentado un evento de deformación posterior en edad y con un estilo diferente a los patrones de la deformación Laramide observados en gran parte del sur de México. Este evento interfiere con las estructuras laramídicas y afecta de forma notable a una secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas con edades dentro del intervalo Maestrichtiano – Paleoceno. Además, en una escala más amplia, una parte de la deformación producida durante este evento se encuentra localizada en una franja alrededor del bloque MOJ, un bloque cortical con mayor espesor y rigidez. Otra parte de la deformación asociada con este evento se encuentra distribuida en una franja paralela al norte del límite del Complejo Xolapa. Se asocia esta deformación a un régimen transpresivo durante las primeras fases del desarrollo del límite de placas Norte América

y Caribe cuando el Bloque Chortís era aun parte integral de México. Los efectos de este régimen transpresivo pueden observarse como rotación antihoraria de los pliegues laramídicos y desarrollo de pliegues con orientación este-oeste y vergencia hacia el norte.

La edad de este evento de deformación está delimitada por episodios volcánicos mayores que se definen al analizar la base de datos de edades isotópicas del sur de México y las edades obtenidas en la PGM:

1. un episodio durante el Maestrichtiano – Paleoceno temprano: las rocas fechadas de este episodio se encuentran alineadas en estructuras a lo largo del curso este-oeste del Río Balsas. Este episodio marca el final del acortamiento laramídico en el Cretácico tardío; y
2. un episodio Eoceno tardío – Oligoceno de amplia distribución que marca el final de la fase de deformación en el Terciario temprano y el inicio de la transtensión en el sur de México.

Las secuencias de rocas entre estos eventos consisten de depósitos sedimentarios de ambiente continental y rocas volcánicas. La deformación de estas secuencias es más compleja de lo que se pensaba anteriormente y disminuye gradualmente hacia la cima. Las cuencas de Copalillo y Tuzantlán están afectadas por pliegues con dirección noroeste-suroeste. La deformación de estas cuencas es más intensa cerca de la cabalgadura de Papalutla. En el Río Balsas, la deformación está caracterizada por pliegues con dirección noroeste-sureste. En Chilpancingo y Chilapa, la secuencia del Terciario Inferior se encuentra envuelta en una estructura de tipo sinclinatorio con dirección noroeste-sureste y además se encuentra afectada por fallas con desplazamiento lateral y dirección noroeste-sureste. Contrariamente a los trabajos regionales previos que proponen una deformación por transtensión generalizada durante el Terciario, los datos presentados en este trabajo indican que la deformación del Paleógeno en la zona de la Plataforma Guerrero – Morelos fue esencialmente transpresiva. También indican que las etapas iniciales del rompimiento del Bloque Chortís afectaron una zona de varios cientos kilómetros de ancho al norte de la frontera de placas.

Referencias

- Aguilera-Franco, N. 1995. Litofacies, paleoecología y dinámica sedimentaria del Cenomaniano-Turoniano en el área de Zotoltilán – La Esperanza, Estado de Guerrero. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, División de Estudios de Posgrado, Tesis de Maestría Inédita, 137 p.
- Aguilera-Franco, N. 2003. Cenomanian-Coniacian zonation (foraminifers and calcareous algae) in the Guerrero Morelos basin, southern México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 20 (3), 202-222.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Morán-Zenteno, D. J., y Alva-Aldave, L. 2002. Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 1 – 14.
- Alaniz-Alvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., y Ortega-Gutiérrez, F., 1994. Structural evolution of the Sierra de Juárez mylonitic complex, State of Oaxaca, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11, 147 – 156.
- Alaniz-Alvarez S. A., van der Heyden P., Nieto-Samaniego A. F., and Ortega-Gutierrez F. 1996. Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern México related to the opening of the Gulf of México. *Geology* 24 (5), 443-446.
- Atwater T. 1989. Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. In Winterer, E. L. Hussong, D. M., and Decker, R. W., eds. *Decade of North American Geology*, v, N: The Eastern Pacific region. Geological Society of America, p 21-72.
- Beck, M. E., Housen, B. A. 2003. Absolute velocity of North America during the Mesozoic from Paleomagnetic data. *Tectonophysics* in press.
- Bird, P. 1988. Formation of the Rocky Mountains western United States: a continuum computer model. *Science* 239, 1501-1507.
- Bird P. 1998. Kinematic history of the Laramide orogeny in latitudes 35° - 49° N, western United States. *Tectonics* 17 (5), 780-801.
- Böhlner H. 1999. Paleomagnetic study of Jurassic and Cretaceous rocks from the Mixteca Terrane (México). *Journal of South American Earth Sciences* 12, 545 – 556.
- Böhlner H., Alva-Aldivia L., Gonzalez-Huesca S., Urrutia-Fucugauchi J., y Morán-Zenteno D. J. 1989. Paleomagnetic data and the accretion of the Guerrero Terrane, southern México continental margin. In *Deep structure and past kinematics of accreted terranes* (ed. Hillhouse J. W.). American Geophysical Union, Geophysical Monograph 50, 73 – 92.
- Böhlner H., Morán-Zenteno D. J., Schaaf, and Urrutia-Fucugauchi J. 1992. Paleomagnetic and isotope data from southern México and the controversy over the pre-Neogene position of Baja California. *Geofísica Internacional* 31, 253-261.
- Bonini M. 2001. Passive roof thrusting and forelandward fold propagation in scaled brittle-ductile physical models of thrust wedges. *Journal of Geophysical Research*, 48 (B2), 2291-2311.
- Bunge, H.P., y Grand, S.T., 2000. Mesozoic plate-motion history below the northeast Pacific Ocean from seismic images of the subducted Farallon slab. *Nature*, 405, 337–340.
- Burg, J.-P., Davy, P. y Martinod, J. 1994. Shortening of analogue models of the continental lithosphere: New hypothesis for the formation of the Tibetan plateau. *Tectonics* 13, 475 – 483.
- Butler, R. W. H., Spencer, S., and Griffiths, H. M. 1998. The structural response to evolving plate kinematics during transpression: evolution of the Lebanese restraining bend of the Dead Sea Transform. *in* *Continental Transpression and Transtension Tectonics*, edited by R.E

- Holdsworth, R.A. Strachan, & J.F Dewey. Geological Society, London, Special Publication 135, 81-106.
- Byerlee, J. D. 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics* 116, 615-626.
- Cabral-Cano, E., Lang, H. R., y Harrison, C. G. A. 2000a. Stratigraphic assessment of the Arcelia – Teloloapan area, southern México: implications for southern México's post-Neocomian tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 443 – 457.
- Cabral-Cano, E., Draper, G., Lang, H. R., y Harrison, C. G. A. 2000b. Constraining the Late Mesozoic and Early Tertiary Tectonic Evolution of Southern México: Structure and Deformation History of the Tierra Caliente region, southern México. *Journal of Geology*, 108, 427-446.
- Campa, M. F., Oviedo, R., Tardy, M. 1976. La cabalgadura laramídica del dominio volcano-sedimentario (Arco de Alisitos – Teloloapán) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los estados de Guerrero y México. III Congreso Latino-Americano de Geología, México, p. 23.
- Campa, M. F. 1978. La evolución tectónica de Tierra Caliente, Guerrero. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 39, 52 – 64.
- Campa, U. M. F. y Coney, P. J. 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Campa M. F. y Ramírez J. 1979. La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. Plan Piloto Proyecto de Recursos Naturales de Guerrero. 68 p.
- Campa-Uranga, M. F. 1998. Una orogenia miocénica en el sur de México. *En*, Alaniz Álvarez, Susana A.; Ferrari, Luca; Nieto Samaniego, Ángel Francisco, y Ortega Rivera, Ma. Amabel, Editores, Libro de Resúmenes: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana; Instituto Nacional de Geoquímica; Sociedad Mexicana de Geomorfología; Sociedad Mexicana de Mineralogía; Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Primera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, 21 al 25 de septiembre de 1998, p. 137.
- Campa-Uranga M. F., Fitz E., y Martínez E. 2002. Revisión de la edad de la Fm. Oapan y su significado en el graben de San Agustín Oapan y el Sinclinorio de Zacango, Estado de Guerrero. III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Resúmenes, GEOS-UGM, Boletín informativo, Vol. 22, No. 2.
- Campos-Enriquez, J. O., y Sanchez-Zamora, O. 2000. Crustal structure across southern Mexico inferred from gravity data. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 479 – 489.
- Centeno-García E. 1994. Tectonic evolution of the Guerrero Terrane, western Mexico. The University of Arizona, Department of Geosciences, Unpublished Ph. D. Thesis, 221 p.
- Centeno-García E., Ruíz J., Coney P. J., Patchett P. J. and Ortega Gutiérrez F. 1993. Guerrero Terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology* 21, 419-422.
- Cerca-Martinez L. M. 1998. Relación estratigráfica y geocronológica entre el volcanismo de la Sierra Madre Occidental y el Cinturón Volcánico Mexicano en la parte sur de la Sierra de Guanajuato. Implicaciones geocronológicas y tectónicas. Tesis de Maestría en Ciencias en Geofísica, CICESE, 105 p.
- Cerca, M., y Ferrari, L. 2001. Vertically Decoupled Paleocene-Eocene Wrenching in Southern Mexico and its Possible Relation with the Activation of the Caribbean-North America Boundary. *Eos Trans. AGU* 82 (47), Fall Meet. Suppl., Abstract T12D-0938.
- Cerca M., Ferrari L., Bonini M., Corti G., Manetti P. 2004. The role of crustal heterogeneity in controlling vertical coupling during Laramide shortening and the development of the Caribbean - North American transform boundary in southern Mexico: insights from analogue models. *in* Grocott, J., Taylor G., Tikoff B. (Eds). "Vertical coupling and decoupling in the Lithosphere" Geological Society, London, Special Publication, 227, 117 – 140.
- Cobbold, P. R., Castro, L. 1999. Fluid pressure and effective stress in sandbox models. *Tectonophysics* 301, 1-19.

- Cobbold, P. R., Davy, P., Gapais, D. E., Rossello, A., Sadybakasov, E., Thomas, J. C., Tondji Biyo, J. J., y de Urreiztieta, M. 1993. Sedimentary basins and crustal thickening. *Sedimentary Geology* 86, 77 – 89.
- Cobbold, P. R., Durand, S., y Mourgues, R. 2001. Sandbox modelling of thrust wedges with fluid-assisted detachments. *Tectonophysics* 334, 245 – 258.
- Colletta, B., Letouzey, J., Pinedo, R., Ballard, J. F., y Bale' P. 1991. Computerized X ray tomography analysis of sandbox models: Examples of thin-skinned thrust systems, *Geology* 19, 1063 – 1067.
- Consejo de Recursos Minerales. 1996. Carta geológico-minera y geoquímica de la Hoja Chiautla, Estado de Puebla. Escala 1:50,000 (E14 B-72), Consejo de Recursos Minerales, Pachuca, Hgo., México.
- Consejo de Recursos Minerales, ERCT-UAG. 1997. Mapa geologico-minero Chilpancingo. Escala 1:250,000 (E14-8), Consejo de Recursos Minerales, Pachuca, Hgo., México.
- Consejo de Recursos Minerales, 1998a. Carta geológico-minera y geoquímica de la Cuernavaca. Escala 1:250,000 (E14-5), Consejo de Recursos Minerales, Pachuca, Hgo., México.
- Consejo de Recursos Minerales, 1998b. Carta geológico-minera y geoquímica de la Hoja San Miguel Talea de Castro. Escala 1:50,000 (E14 D-39), Consejo de Recursos Minerales, Pachuca, Hgo., México.
- Consejo de Recursos Minerales, 2000. Carta geológico-minera y geoquímica de la Hoja Ciudad Altamirano. Escala 1:250,000 (E14-4), Consejo de Recursos Minerales, Pachuca, Hgo., México.
- Consejo de Recursos Minerales, 2001. Carta geológico-minera y geoquímica de la Hoja Oaxaca. Escala 1:250,000 (E14-9), Consejo de Recursos Minerales, Pachuca, Hgo., México.
- Corona-Esquivel, R. 1983. Estratigrafía de la región comprendida entre Olinalá y Tecocoyunca, noreste del Estado de Guerrero. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 5, 17-24.
- Corti, G., Bonini, M., Innocenti, F., Manetti, P., y Mulugeta, G. 2001. Centrifuge models simulating magma emplacement during oblique rifting. *Journal of Geodynamics*, 31, 557–576.
- Corti, G., Bonini M., Mazzarini F., Boccaletti, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mulugeta, G., Sokoutis, D. 2002. Magma-induced strain localization in centrifuge models of transfer zones. *Tectonophysics* 348, 205– 218.
- Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Innocenti, F., Manetti, P., Sokoutis, D. 2003. Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magmas. *Earth-Science Reviews* 1291, 1-79.
- Corona-Esquivel, R. J. J. 1981. Estratigrafía de la region de Olinala-Tecocoyunca, noreste del Estado de Guerrero. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 5 (1), 17-24.
- Cotton, J. T., Koyi, H. A. 2000. Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan. *Geological Society of America Bulletin* 112, 351-363.
- Dalrymple B. G. and Lanphere M. A. 1971. ⁴⁰Ar/³⁹Ar technique of K-Ar dating: a comparison with the conventional technique. *Earth and Planetary Science Letters* 12, 300-308.
- Davila-Alcocer, V. M. 1974. Geología del área de Atenango del Río, Estado de Guerrero: México. Facultad de Ingeniería UNAM, tesis profesional inedita, p. 79.
- Davis, D. M., Suppe, J., y Dahlen, F. A. 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research* 88, 1153 – 1172.
- Davy, P., y Cobbold, P. R. 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 188, 1 – 25.
- De Cserna, Z. 1965. Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco. Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín del Instituto de Geología 62, 76 p.

- De Cserna, Z., Ortega-Gutiérrez, F., y 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. Libro Guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto Río Balsas. V Convención Geológica Nacional, 2-33.
- Delgado-Argote L., López Martínez M., York D. and Hall M. 1992. Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences* 29, 1590–1604.
- Dickinson, W. R., and Lawton, T. F. 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *GSA Bulletin* 113 (9), 1142-1160.
- Dickinson, W. R., Klute, M. A., Hayes, M. J., Janecke, S. U., Lundin, E. R., McKittrick, M. A., y Olivares, M. D. 1988. Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1023 – 1039.
- Ducea, M., Shoemaker, S., Gehrels, G., Vervoort, J., y Ruiz, J. 2003. Zircon U-Pb geochronology constraints on the magmatic and tectonic evolution of the Xolapa complex, southern Mexico. *Geological Society of America 99th Cordilleran Section Meeting 2003, Abstract with Programs, Paper 27-7.*
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda Garcia, M. y Marrett, R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* V. LIII, No. 1. p 1-26.
- Elías-Herrera, M., y Ortega-Gutiérrez, F. 2002. Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlan Complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications. *Tectonics*, 21 (3), 1-18.
- Elías-Herrera, M., Sanchez-Zavala, J. L. 1992. Tectonic implications of a mylonitic granite in the lower structural levels of the Tierra Caliente Complex (Guerrero Terrane), southern Mexico. *UNAM, Revista del Instituto de Geología* 9, 113-125.
- Elías-Herrera, M.; Sánchez-Zavala, J.L.; Macías-Romo, C. 2000. Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Teapulco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume: 13, Issue: 4-5, pp. 355-375.
- Elrick, M., Molina-Garza, R. 2002. Cycle stratigraphy and chemostratigraphy of Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) shallow- through deep- marine carbonates and siliciclastics, southern Mexico. *JOI/USSAP/NSF Workshop on Cretaceous Climate and Ocean Dynamics*, Florissant, CO, abst. with programs, p. 19.
- Engelbreton, D. C., Cox, A., y Gordon, R. G. 1985. Relative plate motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. *Geological Society of America Special Paper*, 206, 1 - 64.
- English, J. M., Johnston, S. T., Wang, K. 2003. Thermal modeling of the Laramide orogeny: testing the flat-slab subduction hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters* 6780, 1-14.
- Erben, H. K. 1956. Estratigrafía a lo largo de la carretera entre México, D. F., y Tlaxiaco, Oax., con particular referencia a ciertas áreas de los estados de Puebla, Guerrero y Oaxaca. México, D. F. *Congreso Geol. Internal.*, 20, Excursion A-12, 11-36.
- Faccena, C., Nalpas, T., Brun, J-P., Davy, P. 1995. The influence of pre-existing thrust faults on normal fault geometry in nature and experiments. *Journal of Structural Geology* 17, 1139 – 1149.
- Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Aguirre-Diaz, G., and Carrasco-Nunez, G. 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico – from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology* 27 (4), 303-306.
- Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., and Rosas-Elguera, J. 2002. Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico – implications for the late subduction history of the Farallón plate. *Tectonics* 21 (4), 1-24.

- Fitz-Díaz, E. 2001. Evolución estructural del sinclinatorio de Zacango en el límite oriental de la Plataforma Guerrero Morelos. Tesis profesional inedita. Instituto Politecnico Nacional ESIA, 103 p.
- Fitz-Díaz, E., y Campa-Uranga, M. F., 2002. Fechamiento de lavas andesíticas de la Fm. Zicapa, en el límite oriental de la PGM. III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Resúmenes, GEOS 22 (2).
- Flores de Dios, A., y Buitrón, B. E. 1982. Revisión y aportes a la estratigrafía de la Montaña de Guerrero. Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico Científica, No. 12, 28 p.
- Fries, C. Jr. 1960. Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 60, 236 pp.
- García-Díaz, J. L. 1999. Le volcanisme d'Olinala, Guerrero (Sierra Madre del Sur) : caractérisation de la marge pacifique du Mexique au Mesozoïque. Mémoire D. E. A. inédit. Université de Savoie, Chambéry, 41 p.
- García-Pérez F., Urrutia-Fucugauchi J. 1997. Crustal structure of the Arteaga Complex, Michoacán, southern Mexico, from gravity and magnetics. *Geofísica Internacional* 36 (4), 235 – 244.
- Geolimex Working Group. 1994. Reflections from the subducting plate? First results of a Mexican traverse. *Zbl. Geol. Palaontol.* I, 541-553.
- González-Partida, E., Levresse, G., Carrillo-Chavez, A., Cheilletz, A., Gasquet, D., Jones, D. 2003. Paleocene adakite Au- Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics. *Journal of Geochemical Exploration* 4105, 1-16.
- Gordon R. G. 1998. The plate tectonic approximation: plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 26, 615–42.
- Gutscher M., Kukowski N., Malavieille J., and Lallemand S. 1998. Material transfer in accretionary wedges from analysis of a systematic series of analog experiments. *Journal of Structural Geology* 20 (4), 407-416.
- Grajales-Nishimura, J. M., y Lopez-Infanson, M. 1983. Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas de la cuenca de Guerrero. Reporte inedito, IMP Subgerencia de Exploración.
- Gutscher, M.-A., Kukowski, N., Malavieille, J. y Lallemand, S. 1998. Episodic imbricate thrusting and underthrusting: Analog experiments and mechanical analysis applied to the Alaskan Accretionary Wedge. *Journal of Geophysical Research* 103, 10,161 – 10,176.
- Guzman, E. J. 1950. Geología del Noreste de Guerrero. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín*, 2 (2), 95-136.
- Guzman-Speziale, M. 2003. Aspectos geométricos de la subducción de la placa de Cocos y sus consecuencias tectónicas: de la orientación del arco volcánico al origen de la zona de fractura de Tehuantepec. *GEOS, Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana*, p. 182.
- Ham-Wong, J. M. 1981. Prospecto: Guelatao, Informe Geológico No. 799 Zona Sur. *Petróleos Mexicanos*.
- Harry, D.L., Oldow, J.S. y Sawyer, D.S., 1995. The growth of orogenic belts and the role of crustal heterogeneities in decollement tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 107, 1411-1426.
- Helsley, C. E., y Steiner, M. D. 1969. Evidence for long intervals of normal polarity during the Cretaceous period. *Earth and Planetary Science Letters* 5, 325-332.
- Henry C. D., and Aranda-Gomez J. 1992. The real southern Basin and Range: Mid- to Late-Cenozoic extension in Mexico. *Geology* 20, 701 – 704.
- Herrmann, U. R., Nelson, B. K. y Ratschbacher, L. 1994. The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa Complex (southern Mexico). *Tectonics*, 13, 455-474.

- Hernandez-Romano, U. 1999. Facies stratigraphy and diagenesis of the Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos Platform, southern Mexico. Reading, UK, University of Reading. Postgraduate Research Institute for Sedimentology, Ph. D. Thesis, 322 p.
- Hernandez-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martínez-Medrano, M, y Barceló-Duarte, J. 1997. Guerrero-Morelos Platform drowning at the Cenomanian-Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico. *Cretaceous Research*, 18, 661-686.
- Hubbert, M. K. 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bulletin of the Geological Society of America*, 48 1459-1520.
- INEGI, 1994. GEMA (Geomodelos de Altimetría del Territorio Nacional). Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. Compact Disc con 255 MED de 1° por 1° de los mapas topograficos en escala 1: 250,000. ISBN: 970-13-0474-8.
- Jörding, A., Ferrari, L., Arzate, J., y Jödicke, H., 2000. Crustal variations and terranes boundaries in southern Mexico as imaged by magnetotelluric transfer functions. *Tectonophysics*, 327, 1-13.
- Keep M. 2002. Models of lithospheric-scale deformation during plate collision: effects of indenter shape and lithospheric thickness. *Tectonophysics* 326, 203-216.
- Keppie, J. D., and Morán-Zenteno, D. 2003. Alternative Cenozoic reconstructions for the Chortis Block relative to southern Mexico. Geological Society of America 99th Cordilleran Section Meeting 2003, Abstract with Programs, Paper 36-1.
- Keppie J. D., and Ortega-Gutierrez F. 1995. Provenance of Mexican Terranes: Isotopic Constraints. *International Geology Review* 37, 813-824.
- Klepeis K. A., Clarke G. L., and Rushmer T. 2003. Magma transport and coupling between deformation and magmatism in the continental lithosphere. *GSA Today*, January, 4 – 11.
- Koyi H. 1997. Analogue modelling: from a qualitative to a quantitative technique – a historical outline. *Journal of Petroleum Geology* 20 (2), 223-238.
- Koyi, H. A., Hessami, K., y Teixell, A. 2000. Epicenter distribution and magnitude of earthquakes in foldthrust belts: Insights from sandbox models. *Geophysical Research Letters* 27, 273 – 276.
- Krantz R. W. 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics* 18, 203-207.
- Kukal, Z. 1990. The rate of geological processes. *Earth Sciences Review* 28, 8 – 284.
- Lanphere M. A. and Dalrymple G.B.. 1976. Identification of excess ⁴⁰Ar by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar spectrum technique. *Earth Planet. Sci. Lett.* 32, 141-148.
- Lang H. R., and Frerichs, W. E., 1998, New planktic foraminiferal data documenting Conician age for Laramide Orogeny onset and peloceanography in southern Mexico, *Journal of Geology* 106, 635-640.
- Lang H. R., Barros J. A., Cabral-Cano E., Draper G., Harrison C. G. A., Jansma P. E., and Johnson C. A. 1996. Terrane deletion in northern Guerrero state. *Geofísica Internacional* 35 (4), 349 - 359.
- Lonsdale P. 1991. Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California, in Dauphin J. P. and Simoneit, B. R. T., (eds). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologist Memoir* 47, 87-125.
- López Martínez M., De Basabe Delgado J., York D. 2000. Everything old is new again. *EOS, Transaction AGU* 81: S423.
- López Martínez M. y Moreno Rivera V. 1995. Laboratorio de Geocronología de CICESE. *GEOS, Unión Geofísica Mexicana* 15, No. 2, 109-110.
- Lowrie, W., Channell, J. E. T., y Alvarez, W. 1980. A review of magnetic stratigraphy investigations in Cretaceous pelagic carbonate rocks. *Journal of Geophysical Research* 85, 2586 – 2594.
- Martinod, J., y Davy, P. Periodic instabilities during compression of the lithosphere: 2. Analogue experiments, *Journal of Geophysical Research* 99, 12,057 – 12,069.

- Martiny, B., Martínez-Serrano, R., Morán-Zenteno, D.J., Macías-Romo, C., y Ayuso, R. 2000. Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks in western Oaxaca, southern Mexico. *Tectonophysics*, 318, 71-98.
- Maycotte, I. J. 1981. Geología y Geotecnia del Proyecto Hidroeléctrico El Caracol, Guerrero. Reporte Inedito C. F. E.
- McClay, K. R., and Buchanan, P. G. 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. In *Thrust Tectonics*, edited by K. R. McClay, 93 – 104, Chapman and Hall, New York,
- Meneses-Rocha, J. J., Monroy-Audelo, M. E., y Gomez-Chavarria, J. C. 1994. Bosquejo paleogeográfico y tectónico del sur de México durante el Mesozoico. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 44 (2), 18 – 45.
- Meneses-Rocha, J. J., Rodríguez-Figueroa, D., Toriz-Gama, J., Banda-Hernandez, J., Hernandez De La Fuente, R., Valdivieso-Ramos, V. 1996. Excursion geológica al cinturón plegado y cabalgado de Zongolica. PEMEX Exploración y Producción. Reporte interno.
- Merle, O., y Abidi, N. 1995. Approche expérimentale du fonctionnement des rampes émergentes. *Bull. Soc. Géol. Fr*, 166, 439 – 450.
- Meschede, M., y Frisch, W. 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 296, 269-291.
- Meschede, M., Frisch, W., Herrmann, U. R., y Ratschbacher, L. 1996. Stress transmission across an active plate boundary: an example from southern Mexico. *Tectonophysics*, 266, 81-100.
- Meza-Figueroa, D., Valencia-Gómez, V., Ochoa-Landín, L., Pérez-Segura, E., y Díaz-Salgado, C. 2001. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology and geochemistry of Laramidic plutons from the Mezcala mining district, Guerrero, México. *Actas INAGEQ*, 7 (1), 21.
- Meza-Figueroa, D., Valencia-Moreno M, V., Valencia, V. A., Ochoa-Landín, L., Pérez-Segura, E., y Díaz-Salgado, C. 2003. Major and trace element geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Laramide plutons associated with gold-bearing Fe skarn deposits in Guerrero state, southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*. In press.
- Mills, R. A. 1998. Carbonate detritus and mylonite zones in Guerrero, Mexico and northern Honduras: new evidence for detachment of the Chortis block from southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 11 (3), 291 – 307.
- Molina-Garza, R. S., Böhnell, H., y Hernández, T. 2003. Paleomagnetism of the Cretaceous Morelos and Mezcala Formations, Southern Mexico *Tectonophysics*, 361, 301-317.
- Monod, O., Faure, M., Salinas, J.C. 1994. Intra-arc opening and closure of a marginal sea: the case of the Guerrero terrane (SW Mexico). *The Island Arc* 3, 25-34.
- Monod, O., Busnardo, R.; Guerrero-Suastegui, M. 2000. Late Albian ammonites from the carbonate cover of the Teloloapan arc volcanic rocks (Guerrero State, Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, Volume: 13, Issue: 4-5, pp. 377-388.
- Morán Zenteno, D. J., 1992, Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región Tierra Colorada - Acapulco - Cruz Grande, Estado de Guerrero [PhD thesis]: UNAM, 186 p.
- Morán-Zenteno, D. J., Corona-Chavez, P., y Tolson, G. 1996. Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 141, 51-65.
- Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R. G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alva-Aldave, L., Hernandez-Bernal, M. S., y Solís-Pichardo, G. N. 1999. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 513 – 535.
- Morán-Zenteno, Martiny, B., Alva-Aldave, L., Gonzalez-Torres, E., Hernandez-Treviño T., and Alaniz-Alvarez, S. A. 2003. Tertiary magmatism and tectonic deformation along the Cuernavaca – Acapulco transect. In *Geologic transects across cordilleran Mexico*, Guidebook for the fieldtrips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual

- Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4-6, Publicacion Especial, Universidad Nacional Autonoma de Mexico, Fieldtrip 11, 261 – 280.
- Mulugeta, G. 1988. Modelling the geometry of Coulomb thrust wedges, *Journal of Structural Geology* 10, 847 – 859.
- Mulugeta, G., y Koyi, H. 1987. Three-dimensional geometry and kinematics of experimental piggyback thrusting. *Geology* 15, 1052 – 1056.
- Murillo, G., Torres, R., y Navarrete, O. 1992. El Macizo de la Mixtequita: Redefinición. XI Convención Geológica Nacional. Sociedad Geológica Mexicana. Libro de Resúmenes p., 131.
- Najera-Garza, J. 1956. Estudio geológico del área de San Agustín Oapán, Estado de Guerrero: México. ESIA, Instituto Politecnico Nacional. Tesis profesional inedita, p. 47.
- Nieto-Samaniego A., Ferrari L., Alaniz-Alvarez S., Labarthe-Hernandez G., y Rosas-Elguera J. 1999. Variation of Cenozoic extension and volcanism accross the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 111, 347-363.
- Olea-Gomezcaña, N. 1965. Estudio geologico del area de Huitziltepec, Estado de Guerrero: México. Tesis profesional inedita del Instituto Politecnico Nacional. Escuela Superior de Ingenieria y Arquitectura, 69 p.
- Ontiveros-Tarango G. 1973. Estudio estratigrafico de la porción noroccidental de la cuenca Morelos-Guerrero. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 25, 190 – 234.
- Ortega-Gutierrez F. 1978. Estratigrafía del complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 2, 112-131.
- Ortega-Gutierrez F. 1980. Rocas volcánicas del Maestrichtiano en el área de San Juan Tetelcingo, Estado de Guerrero., in *Sociedad Geológica Mexicana. Libro Guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto Río Balsas. V Convención Geológica Nacional*, 34-38.
- Ortega-Gutierrez F. 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofisica Internacional* 20, 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F. 2003. Wholesale melting of the southern Mixteco Terrane and origin of the Xolapa Complex. *Geological Society of America Cordilleran Section Meeting 2003*, Abstract 27-6.
- Ortega-Gutiérrez F., Elías-Herrera M., Reyes-Salas M., Macías-Romo C., y López R. 1999. Late Ordovician – Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana – Laurentia connections. *Geology* 27, 719 – 722.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldan-Quintana, J., Sánchez-Rubio, G., y De la Fuente, M., 1990. North America Continent-Ocean Transects program, Transect H-3: Acapulco trench to the Gulf of Mexico across southern Mexico. *Geological Society of America*, 1-9.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldan-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S.A. y Nieto-Samaniego, A.F. 1992. Carta Geologica de la Republica Mexicana, 5ª edición 1:2,000,000 con texto explicativo. Intituto de Geología, Universidad Nacional Autonoma de México, Consejo de Recursos Minerales.
- Ortega-Gutierrez, F., Ruiz, J., Centeno-Garcia, E. 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology* 23, 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R.L. and Speed, R.C. 1994. Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. In *Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions* (Ed. by R.C. Speed), *Geol. Soc. Am., DNAG Continent-Ocean Transect Volume*, p. 265-306.
- Ortega-Rivera, A. 2003. Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges batholith of Alta and Baja California: Tectonic implications for western Mexico. In *Johnson, S. E., Paterson, S. R., Fletcher, J. M., Girty, G. H., Kimbrough, D. L., and Martin-Barajas, A. (eds). Tectonic evolution of north western Mexico and the southwestern USA. Geological Society of America Special Paper 374, in press.*

- Pantoja-Alor J. 1983. Geocronometría del magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 47, 1-46.
- Pemex. 1989. Interpretación y evaluación geológica – petrolera Chilpancingo – Oaxaca – Teposcolula. Coordinación regional de exploración zona sur. Mapa e informe técnico. Inédito.
- Perrilliat, M. C., Vega, F., Corona, R. 2000. Early Maastrichtian mollusca from the Mexcala Formation of the State of Guerrero, southern Mexico. *Journal of Paleontology* 74 (1), 7 – 24.
- Ramberg, H. 1981. Gravity, Deformation and Earth's Crust. Academic, San Diego Calif., 452.
- Ranalli, G. 2001. Experimental tectonics: from Sir James Hall to the present. *Journal of Geodynamics* 32 (1-2), 65-76.
- Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., y Frisch, W. 1991. Second look at suspect terranes in southern Mexico. *Geology*, 19, 1233-1236.
- Righter, K., Charnichael, I. S. E., and Becker, T. 1995. Pliocene-Quaternary faulting and volcanism at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt. *GSA Bulletin* 107, 612-626.
- Riller, U., Ratschbacher, L., y Frisch, W. 1992. Left-lateral transtension along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc, of southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 5, 237 – 249.
- Robinson, K. L., Gastil, R. G., Campa, M. F., Ramirez-Espinoza, J. 1989. Geochronology of basement and metasedimentary rocks in southern Mexico and their relation to metasedimentary rocks in Peninsular California, *GSA Abstracts and Programs* 21, 135.
- Rogers, R. D., Patino, L., and Scott, R. 2003. The Cretaceous margins of the extreme southwest corner of the North American Plate. Geological Society of America 99th Cordilleran Section Meeting 2003, Abstract with Programs, Paper 33-6.
- Sabanero-Sosa, M. H. 1990. La ruptura del extremo austral de la Plataforma Guerrero Morelos, determinado por la acresión constructiva transformante del Terreno Xolapa. Tesis profesional inédita. ESIA Instituto Politécnico Nacional, 126 p.
- Sabanero S. M. H., Salinas P. J. C., Talavera M. O., Campa U. M. F., Sanchez R. L. E. 1996. Informe final de la carta geológico-minera y geoquímica de Chiautla, Edo de Puebla, escala 1:50,000, hoja INEGI E14B72. Convenio Consejo de Recursos Minerales – Escuela Regional de Ciencias de la Tierra. 105 pp.
- Saleeby J. 2003. Segmentation of the Laramide Slab – evidence from the southern Sierra Nevada region. *GSA Bulletin* 115 (6), 655-668.
- Salinas-Prieto, J. C. 1986. Estudio Geológico de la Porción Occidental de la Región de la Montana, Estado de Guerrero. Tesis profesional inédita. ESIA Instituto Politécnico Nacional, 85 p.
- Salinas-Prieto, J. C. 1994. Etude structurale du sud-ouest mexicain (Guerrero): Analyse microtectonique des déformations ductiles du Tertiaire Inférieur. Thèse doctorale inédite. Université d'Orléans, Orléans Géosciences Mémoire 16, 226 p.
- Salinas-Prieto J. C., Monod O., and Faure M. 2000. Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico). *Journal of South American Earth Sciences* 13, 389-402.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G. y Köhler H. 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern México: Geochronological evidence. *Tectonics* 14, 1339-1350.
- Schaaf, P., Weber, B., Weis, P., Groß, A., Köhler, H., y Ortega-Gutiérrez, F. 2002. The Chiapas Massif (Mexico) revised: New geologic and isotopic data for basement characteristics. – In: Miller, H. (ed.). *Contributions to Latin-American Geology*. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 225, 1-23.

- Schellart W. P. 2000. Shear results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics* 324, 1-16.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutierrez, F. y Speed, R. C. 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 278, 153.
- Shoemaker, S., Ducea, M., Garver, J., Reiners, P., Campa, M. F., and Ruiz, J. 2003. Cenozoic exhumation and the development of the Sierra Madre del Sur, southern Mexico; evidence from apatite fission track and (U/Th)/He Thermochronometry. *Geological Society of America 99th Cordilleran Section Meeting 2003, Abstract with Programs, Paper 33-10.*
- Sokoutis D., Bonini M., Medvedev S., Boccaletti M., Talbot C. J., Koyi H. 2000. Indentation of a continent with a built-in thickness change: experiment and nature. *Tectonophysics* 320, 243-270.
- Steiger R.H. and Jäger E. 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 359-362.
- Storti F., Salvini F., and McClay K. 1997. Fault related folding in sandbox analogue models of thrust wedges. *Journal of Structural Geology* 19 (3-4), 583-602.
- Storti, F., Salvini, F. y McClay, K. 2000. Synchronous and velocity-partitioned thrusting and thrust polarity reversal in experimentally produced, doubly-vergent thrust wedges: Implications for natural orogens. *Tectonics* 19, 378 – 396.
- Talavera-Mendoza, O. 2000. Pre-accretion metamorphism of the Teloloapan Terrane (southern Mexico): example of burial metamorphism in an island-arc setting. *Journal of South American Earth Sciences* 13 (4-5), 337-354.
- Talavera-Mendoza O., and Guerrero-Suástegui M. 2000. Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences* 13 (4-5), 297-324.
- Tolson, G., 1998. Deformación, exhumación y neotectónica de la margen continental de Oaxaca: Datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos. Tesis Doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México, UACPyP México, D.F., 98 pp.
- Turner, Genville. 1971. Argon 40-Argon 39 dating: The optimization of irradiation parameters. *Earth and Planetary Science Letters* 10, 227-234.
- Urrutia-Fucugauchi, J. 1988. Paleomagnetic study of the Cretaceous Morelos Formation, Guerrero State, southern Mexico. *Tectonophysics* 147, 121 – 125.
- Urrutia-Fucugauchi, J., and Flores-Ruíz J. H. 1996. Bouguer anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *Inter. Geol. Rev.*, 38, 176-194.
- Urrutia-Fucugauchi, J., y Ferrusquía-Villafranca, I., 2001. Paleomagnetic results for the Middle-Miocene continental Suchilquitongo Formation, Valley of Oaxaca, southeastern Mexico. *Geofísica Internacional*, 40, 191-206.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Morán-Zenteno, D. J., and Cabral-Cano, E. 1987. Paleomagnetism and tectonics of Mexico. *Geofísica Internacional* 26, 429 – 458.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M. D., Patchett, P. J., Zurcher, L., Hodkinson, D., Roldan-Quintana, J. 2001. A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: identification of the southern edge of the North American Precambrian basement. *Geological Society of America Bulletin* 113, 1409 – 1422.
- Valdéz, C., Mooney W., Singh K., Meyer S., Lomnitz C., Luetger J., Hesley C., Lewis B., and Mena M. 1986. Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 76, 547 -563.
- Vauchez, A., Tommasi, A., and Barroul, G. 1998. Rheological heterogeneity, mechanical anisotropy and deformation of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 296, 61-86.

- Velasquillo-Martinez, L. G. 2000. Etude sismotectonique de l'Isthme de Tehuantepec, Mexique. These de Doctorat de L'Institut de Physique du Globe de Paris. Departement de Sismologie. Inedite, 407 pp.
- Velez, S. D. 1990. La cuenca Guerrero: un ejemplo de deformacion por transcurrencia en el sur de México. Asociacion Ingenieros Petroleros de México, A. C. Ingenieria Petrolera 30 (1), 25-35.
- Weber B., Meschde M., Ratschbacher L., and Frisch W. 1997. Structure and kinematic history of the Acatlan Complex in the Nuevos Horizontes – San Bernardo region, Puebla. Geofisica Internacional.
- Weber, B., y Köhler, H. 1999. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb isotope geochronology of a Grenville terrane in Southern Mexico: Origin and geologic history of the Guichicovi complex. Precambrian Research, 96, 245-262.
- Weijermars, R., Schmeling, H. 1986. Scaling of Newtonian and non-Newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modeling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity). Physics of the Earth and Planetary Interiors 43, 316-330.
- Willner, A. P., Sebazungu E., Gerya T. V., Maresch W. V., Krohe A. 2002. Numerical modeling of PT-paths related to rapid exhumation of high pressure rocks from the crustal root in the Variscan Erzgebirge Dome (Saxony/Germany). Journal of Geodynamics 33, 281-314.
- York, D. 1969. Least squares fitting of a straight line with correlated errors. Earth and Planetary Science Letters 5, 320-324.
- Zapata, T. R., y Allmendinger R. W. 1996. Growth stratal records of instantaneous and progresive limb rotation in the Precordilleran thrust belt and Bermejo Basin. Tectonics 15, 1065 – 1083.