

## Deformaciones cenozoicas en la cobertura de la falla Caltepec en la región de Tamazulapam, sur de México

**Alfredo Santamaría-Díaz<sup>1</sup>, Susana Alicia Alaniz-Álvarez<sup>2,\*</sup> y Ángel Francisco Nieto-Samaniego<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Blvd. Juriquilla 3001, 76230 Querétaro, Qro., México.

<sup>2</sup> Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Blvd. Juriquilla 3001, 76230 Querétaro, Qro., México.

\* alaniz@geociencias.unam.mx

### RESUMEN

*La región de Tamazulapam se encuentra localizada en la continuación al sur de la falla de Caltepec, que pone en contacto a los complejos Oaxaqueño y Acatlán. En Tamazulapam afloran ambos complejos pero su contacto está cubierto por rocas mesozoicas y cenozoicas. En este trabajo se estudia la estratigrafía y las estructuras de esta región para conocer si la presencia de la falla de basamento influyó en la deformación cenozoica. El análisis estructural mostró que las fallas de la región estudiada tienen orientaciones en al menos cuatro direcciones preferenciales y que su cinemática, en conjunto, es compleja. Para entender la deformación cenozoica se propone en este trabajo el uso de los Diagramas de Compatibilidad Cinemática, los cuales definen el rango de direcciones de deslizamiento que puede ocurrir sobre los planos de fallas bajo un sistema de esfuerzos determinado. El análisis de los Diagramas de Compatibilidad Cinemática indica que del lado poniente de la falla, donde subyace el Complejo Acatlán, la deformación se liberó en dos eventos tectónicos fácilmente diferenciables: un evento transcurrente con compresión máxima al NE-SW activado entre el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano (entre 35.9 y 29 Ma) y un segundo evento, de extensión principalmente, en el Oligoceno tardío (entre 26 y 29 Ma) con dirección máxima de extensión al NE-SW, lo cual es consistente con las fases propuestas a nivel regional. Del lado oriente, donde subyace el Complejo Oaxaqueño, la deformación no tiene la simetría ortorrómbica homogénea típica de la deformación generada por un tensor de esfuerzos, y nuestras observaciones sugieren que la deformación es heterogénea, quizá generada por el movimiento sincrónico de las fallas de Oaxaca y de Tamazulapam en un bloque parcialmente infrayacido por una capa de anhidritas. La diferencia en el estilo de deformación de la cobertura a ambos lados de la falla de Caltepec demuestra que, en este caso, la falla de basamento influye en la deformación de la cobertura.*

*Palabras clave: falla de basamento, deformación heterogénea, compatibilidad cinemática, Cenozoico, falla Caltepec, falla Tamazulapan, Oaxaca, México.*

### ABSTRACT

*The Tamazulapam region is located in the southern extension of the Caltepec fault, which places the Acatlán and Oaxaca complexes in contact. In the Tamazulapam region, both complexes crop out but the contact is covered by Mesozoic and Cenozoic rocks. This paper presents the detailed stratigraphy of the area and a structural analysis in order to establish if the Caltepec fault has exerted a structural control on the Cenozoic deformation. The structural analysis is difficult because the faults show a multiple fault pattern with complex kinematics. In order to resolve the kinematics of this region, we propose the use of Cinematic Compatibility Diagrams (CCD), which illustrate the whole possible movement of faults under a unique stress tensor. The CCD show that in the western side of the fault, where the Acatlan Complex*

constitutes the basement, the Cenozoic deformation occurred in two tectonic events, the first one under a tectonic transcurrent regime with a maximum shortening towards NE-SW during the late Eocene-Early Oligocene, followed by the second event, extensional, with maximum extension in the same direction, which occurred during late Oligocene (between 26 and 29 Ma). The direction and regime type of these events correspond with previous deformational events recorded in other areas in southern Mexico. In contrast, in the eastern side, where the Oaxaca Complex constitutes the basement, the deformation is heterogeneous, probably generated by the synchronous movement of the Oaxaca and the Tamazulapam faults above a detachment formed partially by anhydrites. The differences in the deformation styles on both sides of the southern extension of the Caltepec fault shows that, in this case, the basement fault influenced the deformation style of the Cenozoic units.

**Key words:** Basement fault, heterogeneous deformation, kinematic compatibility, Cenozoic, Caltepec fault, Tamazulapam fault, Oaxaca, Mexico.

## INTRODUCCIÓN

La influencia de las estructuras presentes en el basamento (que nombraremos como fallas de basamento) en la deformación de la cobertura ha sido abordada desde varios puntos de vista. En general, se considera que una falla de basamento preexistente favorece la formación de un patrón de fallas paralelas a dicha falla, independientemente del nuevo régimen, siempre y cuando la deformación afecte a ambas, cobertura y basamento, y haya cierto grado de acoplamiento entre ellos (e.g., Dubois *et al.*, 2002). Se han realizado modelos analógicos para conocer cómo las fallas preexistentes determinan el patrón de fallas subsecuente analizando los casos de regímenes extensional (e.g., Higgins y Harris, 1997), lateral y contractivo (e.g., Costa y Vendeville, 2002; Finch *et al.*, 2004). También se ha estudiado el control de la sedimentación para conocer cómo influye en la deformación el aumento en la carga litostática, así como la presencia de una capa dúctil en el sustrato. En la mayoría de los casos se ha visto que el patrón de fallas subsecuente es paralelo a las fallas preexistentes (Viola *et al.*, 2004).

Uno de los rasgos tectónicos más sobresalientes en la geología del sur de México son las fallas de basamento que limitan bloques corticales bien diferenciados, nombrados terrenos tectonoestratigráficos. Los ejemplos de fallas de basamento estudiadas en México (e.g., Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005) nos permiten inferir que estas estructuras tienen como principal característica que dividen dominios con distinto estilo estructural. De éstas, las mejor estudiadas en el sur de México son: la falla de Oaxaca (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 1997; Dávalos-Álvarez *et al.*, 2007), la falla de Caltepec (Eliás-Herrera *et al.*, 2005) y la falla Chacalapa (Tolson, 2005) (Figura 1). En algunas partes de estas tres fallas está yuxtapuesta la zona de cizalla dúctil, formada a más de 15 km de profundidad, con fallas formadas cerca de la superficie bajo un régimen frágil. Esto evidencia que la zona de cizalla sirvió como plano de debilidad en deformaciones posteriores permitiendo, en ciertas zonas, exhumar las partes profundas de la misma falla.

En este trabajo nos enfocaremos a la deformación cenozoica ocurrida en la región de Tamazulapam, donde

la falla que pone en contacto a los complejos Acatlán y Oaxaqueño está cubierta por sedimentos mesozoicos y cenozoicos. Se ha considerado que el bloque Acatlán-Oaxaca, formado por ambos complejos y su cobertura, ha actuado como un bloque rígido durante las deformaciones posteriores a su yuxtaposición, que ocurrió en el Pérmico, debido a la concentración de la deformación en sus límites (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006, Cerca *et al.*, 2007). Sin embargo sabemos que ha habido deformación cenozoica dentro del bloque (e.g., Martiny, 2008), por lo que esta zona es ideal para estudiar la influencia de una falla de basamento en una cobertura aparentemente uniforme. Con este propósito, el presente trabajo analiza 1) las características de la deformación ocurrida durante el Cenozoico; 2) si la falla del basamento, que se encuentra cubierta, separa dominios

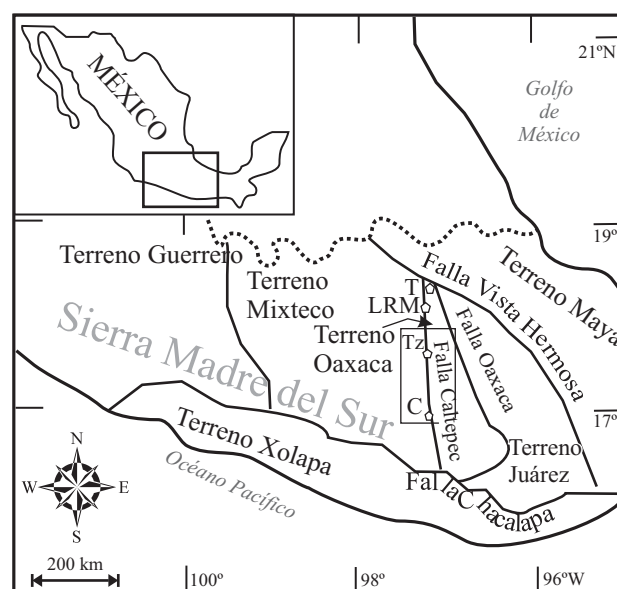


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio en el marco de terrenos estratigráficos del sur de México. Se indica la posición de las fallas en los límites de los terrenos. Los pentágonos indican las ciudades localizadas cerca o a lo largo de la falla de Caltepec, T: Tehuacán, LRM: Los Reyes Metzontla, Tz: Tamazulapam, C: Cuananá.

estructurales diferentes en la cubierta sedimentaria; y 3) el registro de los eventos regionales de deformación en el sur de México dentro del bloque Acatlán-Oaxaca.

## DEFINICIÓN DE LA FALLA DE CALTEPEC

La falla de Caltepec se localiza al noroeste del estado de Oaxaca y representa el límite tectónico entre dos basamentos priesozoicos (Figura 1). Los primeros estudios sobre esta estructura fueron realizados por Ortega-Gutiérrez (1975, 1981) y Vega-Carrillo *et al.* (1998), asignándole una longitud de 150 km y sugiriendo su continuidad, de norte a sur, desde el oeste de Tehuacán, en Los Reyes Metzontla, Puebla, pasando por el poblado de Cuananá (Vega-Carrillo *et al.*, 1998) y siguiendo hasta el sur de Juchatengo, en el estado de Oaxaca. Posteriormente, Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (2002) y Elías-Herrera *et al.* (2005) la estudiaron con detalle en la zona donde aflora y la caracterizaron como una zona de cizalla dúctil, formada durante el Pérmico temprano, la cual tiene de 2 a 6 km de ancho y presenta una estructura en semiflor con un rumbo general NNW. Estudiaron la falla de Caltepec a lo largo de unos 15 km en tres zonas: en Los Reyes Metzontla, al sur del poblado de Caltepec sobre el Cañón de Cozahuico y en el Cañón del Carrizal. En los cañones Cozahuico y Carrizal, Elías-Herrera *et al.* (2005) reportaron que, de oriente a poniente, la falla tiene la siguiente distribución de rocas asociadas a deformación dúctil: 100 a 500 m de ancho de gneises, 200 a 500 m de milonita con foliación vertical, 2 a 4 km de ancho de un granito milonitizado con foliación que varía de vertical a moderada inclinándose hacia ENE. Hacia el poniente se encuentra un paquete de esquistos de mica y granate (Complejo Acatlán), todos ellos dislocados por fallamiento frágil.

Hacia el sur de la zona donde aflora la falla de Caltepec, con sus características de una zona de cizalla dúctil, la falla desaparece bajo una cubierta de rocas volcánicas y sedimentarias tanto mesozoicas como cenozoicas; sin embargo hay una falla con un rumbo semejante en la región de Tamazulapam, la cual ha sido propuesta por López-Ticha (1985) como la continuación hacia el sur de la falla de Caltepec. Esta falla, nombrada como falla Tamazulapam, pone en contacto a rocas del Cretácico con rocas del Terciario en la cobertura y se encuentra en el borde poniente del anticlinal de Teposcolula, mientras que en el basamento delimitaría a los complejos Acatlán y Oaxaqueño. Por otro lado, Elías-Herrera *et al.* (2005) proponen que la manifestación superficial de la falla de Caltepec en esta zona se encuentra 15 km al oriente del anticlinal de Teposcolula, ya que hay varias fallas norte-sur que cortan la secuencia volcánica cenozoica. De esta manera, aunque se sabe que el límite entre los basamentos está en la región de Tamazulapam, no se sabe su ubicación precisa, ni cuál es su manifestación superficial, ni tampoco si controló en alguna forma la deformación en la cobertura.

## MARCO GEOLÓGICO

El sur de México está constituido por un mosaico de terrenos tectonoestratigráficos denominados Guerrero, Mixteco, Juchatengo, Oaxaca, Xolapa y Juárez (Campa y Coney, 1983), cuyos límites son estructuras tectónicas mayores (Figura 1). La falla de Caltepec limita a los terrenos Mixteco y Oaxaca (Campa y Coney, 1983) cuyos basamentos están formados por los complejos Acatlán y Oaxaqueño, respectivamente.

La historia geológica de la región está registrada desde el Precámbrico hasta el Reciente. Se pueden mencionar, como eventos tectónicos mayores que han afectado al sur de México, los siguientes: el amalgamamiento y ruptura de Pangea, la apertura del Golfo de México, la orogenia Lámide, la subducción de la placa de Farallón y actualmente la subducción de la placa de Cocos debajo la placa Norteamericana. Los eventos de subducción han generado una actividad magmática intensa y también la sobreposición de varios eventos de deformación en la corteza superior. Dentro de este marco geológico peculiar, la estratigrafía de la región ha sido estudiada ampliamente; en este trabajo únicamente se describirán las características más relevantes, observadas en la zona de estudio, que permitan establecer si existió alguna influencia de la falla de Caltepec en la evolución geológica de la región.

## Secuencia estratigráfica en y sobre el Complejo Oaxaqueño

El Complejo Oaxaqueño está compuesto por una secuencia de rocas metasedimentarias y ortogneises en facies de granulita cuya edad de metamorfismo va de 990 a 1300 Ma (Solari *et al.*, 2003, Keppie *et al.*, 2003); su cobertura estratigráfica la forman rocas del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico (Figuras 2 y 3). Las rocas paleozoicas son sedimentarias marinas que incluyen las formaciones Tiñú, Santiago, Ixtaltepec y Yododeñe (Robinson y Pantoja-Alor, 1968, Navarro-Santillán *et al.*, 2002).

Sobre el Complejo Oaxaqueño y la secuencia paleozoica descansan en discordancia angular rocas sedimentarias del Cretácico Inferior de las formaciones San Isidro y San Juan Teita. La primera es una secuencia de arenisca, conglomerados, limolita y lutita, depositada en abanicos aluviales, cuya edad del Berriasiano-Aptiano se infiere por su posición estratigráfica (López-Ticha, 1970). La Formación San Juan Teita es una secuencia compuesta de yeso, anhidrita, dolomía y horizontes de limolita intercalados con yeso (López-Ticha, 1969), que fue depositada en planicies costeras de clima árido y cuya edad inferida es Albiano ya que subyace a la Formación Teposcolula.-(López-Ticha, 1985). El espesor mayor que 1,000 m de la Formación San Juan Teita, bajo el anticlinal de Teposcolula (López-Ticha, 1985; Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991), probablemente se deba a la acumulación de anhidritas y yesos

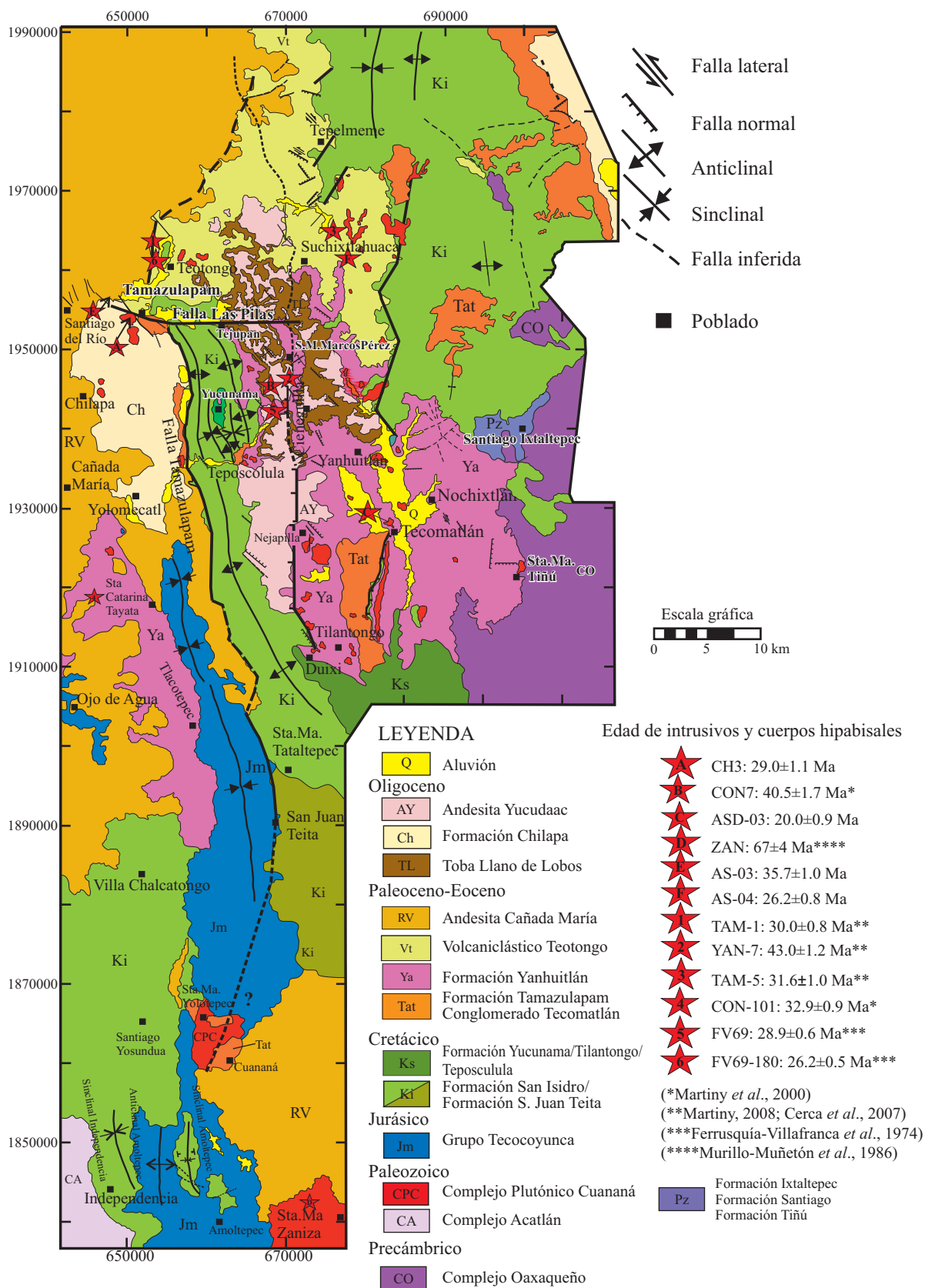


Figura 2. Mapa geológico del área de estudio. Las estrellas indican la ubicación de las muestras que han sido fechadas y que están referenciadas en la Tabla 1. Las edades sin asterisco se presentan por primera vez en este trabajo.

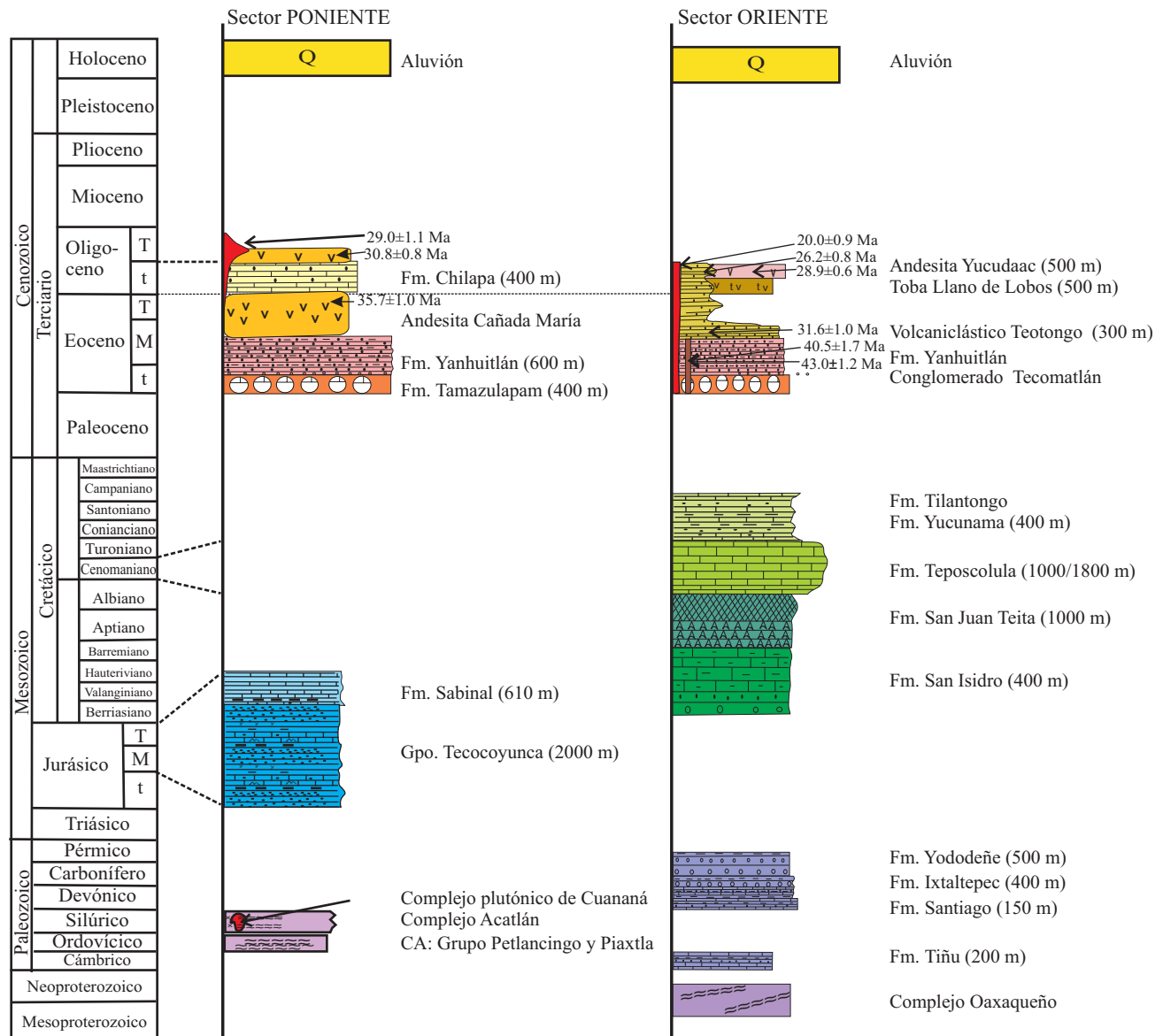


Figura 3. Columnas estratigráficas en la región de estudio al poniente y oriente de la falla Tamazulapam.

por diapirismo activo, provocado por desplazamiento en una zona de fallas (Weijermars *et al.*, 1993).

Las rocas del Cretácico Superior incluyen las formaciones Teposcolula, Yucunama y Tilantongo. La Formación Teposcolula está constituida por calizas de plataforma marina carbonatada (*wackestone-packstone* y *mudstone*, con foraminíferos bentónicos y rudistas) (Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991) y con intercalaciones de dolomías y calizas arcillosas. En la zona de estudio, la Formación Teposcolula está compuesta por un paquete potente de calizas delgadas a masivas de color gris claro de edad albiana-cenomaniana (Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991; Ferrusquía-Villafranca, 1976).

La Formación Yucunama, que aflora en el poblado de San Pedro Yucunama (Figura 2), corresponde a calizas margosas de color crema de edad Cenomaniano-

Maastrichtiano (Ferrusquía-Villafranca, 1976; Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991); fueron depositadas en un ambiente de plataforma interna semiprofunda (González-Alvarado, 1970; Ferrusquía, 1970; Ferrusquía-Villafranca, 1976). La Formación Tilantongo son rocas calcáreo-arcillosas margosas que afloran en la región de Tilantongo, Oaxaca. Su edad se ubica entre el Turoniano y el Campaniano, e incluso hasta el Maastrichtiano, y su ambiente de depósito es de cuenca marina (Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991; Zaldivar-Ruiz *et al.*, 1993).

La cubierta cenozoica del Complejo Oaxaqueño está formada por rocas sedimentarias y volcánicas continentales que van en edad del Eoceno al Mioceno. Las rocas cenozoicas más antiguas forman el Conglomerado Tecomatlán, el cual sobreyace con discordancia angular al Mesozoico. Es un conglomerado calcáreo que aflora únicamente en las

inmediaciones del poblado del mismo nombre. Éste, a su vez, está cubierto discordantemente por areniscas y limolitas rojas de la Formación Yanhuítlán, con espesores de 300 a 600 m. La Formación Yanhuítlán se depositó en un ambiente fluvial y su edad se ha establecido por el fechamiento de un dique que la intrusión, el cual dio edades K-Ar de  $40.5 \pm 1.7$  Ma (Martiny *et al.*, 2000) y Ar-Ar de  $43.0 \pm 1.2$  (Cerca *et al.*, 2007) (Tabla 1), por lo que su edad máxima es el Eoceno medio (de acuerdo con la Carta Estratigráfica Internacional: www.stratigraphy.org).

Hacia la parte noreste del área de estudio, la Formación Yanhuítlán está cubierta discordantemente por una secuencia constituida por arenisca con influencia volcánica e intercalaciones de toba lítica denominada en este trabajo volcánico Teotongo (Figuras 2 y 3). Se tienen cuatro fechas isotópicas de los componentes volcánicos intercalados en el volcánico Teotongo (Tabla 1) que permiten asignarle una edad del Oligoceno, entre 31.6 y 26.2 Ma. Dos de estas fechas, en muestras colectadas al norte de Tamazulapam, se habían asignado a la Toba Llano de Lobos (Tabla 1; Ferrusquía-Villafranca, 1976 y Cerca, *et al.* 2007), sin embargo nosotros las cartografiamos como parte del volcánico Teotongo ya que observamos diferencias entre estas dos unidades. El volcánico Teotongo corresponde

a una secuencia sedimentaria epiclástica con intercalación de cenizas volcánicas; mientras que al sur, la Toba Llano de Lobos está compuesta principalmente por depósitos de caída y flujos piroclásticos.

En la parte suroriente del área de estudio, sobreyaciendo discordantemente a la Formación Yanhuítlán, se encuentra la unidad Toba Llano de Lobos. Esta unidad está compuesta por toba de caída, limolita tobácea e ignimbrita con conglomerado y arenisca subordinadas. Se encuentra aflorando entre Yanhuítlán y Suchixtlahuaca bajo derrames de lava de la Andesita Yucudaac. La Andesita Yucudaac corona edificios volcánicos pequeños, tiene una edad oligocénica determinada por un fechamiento K-Ar de  $28.9 \pm 0.6$  Ma en roca total (Ferrusquía-Villafranca, 1976) (Tabla 1).

Hay numerosos cuerpos intrusivos que se presentan en forma de diques o pequeños domos hipabisales. Estos cuerpos, en su mayoría, son de composición andesítica y algunos de ellos están emplazados en fallas. La edad de estos intrusivos va desde el Pérmico hasta el Mioceno. Elías-Herrera *et al.* (2005) documentaron varios cuerpos intrusivos pérmicos e interpretaron que fueron emplazados a lo largo de la falla de Caltepec. Un dique, que se emplazó parcialmente sobre la falla Cieneguilla (Figura 2), dio una edad del Eoceno medio ( $43.0 \pm 1.2$  a  $40.5 \pm 1.7$  Ma, Tabla

Tabla 1. Edades isotópicas de rocas volcánicas de la región de Tamazulapam.

Muestra	Tipo de roca	Localidad	Unidad	Método	Edad (Ma)	Material Fechado	Coordenadas		Referencia
							Longitud W	Latitud N	
YAN-7 <sup>2</sup>	Andesita hipabisal	Yanhuítlán	Cuerpos hipabisal	<sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar	$43.0 \pm 1.2$	Plagioclasa	97°23'37"	17°34'03"	4
CON-7 <sup>B</sup>	Lacolito Andesítico	Yanhuítlán	Cuerpo hipabisal corta la Formación Yanhuítlán	K-Ar	$40.5 \pm 1.7$	Hornblenda	97°23'36"	17°34'05"	2
CH-3 <sup>A</sup>	Dique	W Tamazulapam	Cuerpo hipabisal que corta la Formación Chilapa	K-Ar	$29.0 \pm 0.9$	Plagioclasa	97°35'05"	17°39'40"	1
ASD-03 <sup>C</sup>	Dique	NE Tecamatlán	Cuerpo hipabisal	K-Ar	$20.0 \pm 0.9$	Biotita	97°16'27"	17°26'18"	1
AS-03 <sup>E</sup>	Andesita	W Tamazulapam	Andesita Cañada María	K-Ar	$35.7 \pm 1.0$	Matriz	97°36'	17°41'36"	1
TAM-1 <sup>1</sup>	Ignimbrita	Tamazulapam	Volcánico Teotongo	<sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar	$30.0 \pm 0.8$	Biotita	97°33'51"	17°42'25"	4
FV69-180 <sup>6</sup>	Toba	N Tamazulapam	Toba Llano de Lobos (Volcánico Teotongo)	K-Ar	$26.2 \pm 0.5$	Biotita	97°34'8"	17°42'8"	6
AS-048	Toba	NE Suchixtlahuaca	Volcánico Teotongo	K-Ar	$26.2 \pm 0.8$	Biotita	97°18'37"	17°43'48"	1
TAM-5 <sup>3</sup>	Flujo de cenizas	Tequixtepec	Volcánico Teotongo	<sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar	$31.6 \pm 1.0$	Plagioclasa, vidrio	97°21'38"	17°46'39"	4
CON-101 <sup>4</sup>	Toba silícica	N Tlaxiaco	Unidad volcánica inferior	K-Ar	$32.9 \pm 0.9$	Biotita	97°36'45"	17°21'37"	5
FV69-182	Andesita	E Tamazulapam	Andesita Yucudac	K-Ar	$28.9 \pm 0.6$	Matriz	97°25'	17°34'8"	6
ZNZD	Granito	Sta. Ma. Zaniza	Batolito de Zaniza	K-Ar	$67 \pm 4$				3

1: Este trabajo, 2: Martiny *et al.*, 2000, 3: Murillo-Muñetón *et al.*, 1986, 4: Cerca *et al.*, 2007, 5: Martiny, 2008, 6: Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 1974. El sobreíndice en la muestra indica la ubicación en el plano geológico (Figura 2).

1). En este trabajo se fechó también un cuerpo intrusivo parcialmente emplazado sobre la falla Tecamatlán (Figuras 2 y 4), el cual dio una edad de  $20.0 \pm 0.9$  Ma (Tabla 1).

### Secuencia estratigráfica en y sobre el Complejo Acatlán

Las rocas del Complejo Acatlán han sido estudiadas desde principios del siglo pasado (Ordóñez, 1906; Salas, 1949; Fries y Rincón-Orta, 1965; Rodríguez-Torres, 1970; Ortega-Gutiérrez, 1976, 1978, 1993, Ramírez-Espinosa y Talavera-Mendoza; 1997; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005). El Complejo Acatlán es un ensamble de rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias paleozoicas que ha sido deformado y metamorfozido con distintas intensidades. Muchas unidades de este complejo han sido fechadas y registran una historia compleja de magmatismo, sedimentación y deformación ocurrida desde el Ordovícico hasta principios del Pérmico. Con base en sus características geoquímicas y litológicas, se ha interpretado que las rocas que conforman a este complejo se formaron en ambientes de trinchera-frente de arco (Grupo Petlalcingo), litósfera oceánica (Grupo Piaxtla) y arco volcánico (Formación Tecomate) (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Ramírez-Espinosa, 2001; Meza-Figueroa *et al.*, 2003).

En la región de estudio, el Complejo Acatlán está compuesto por esquistos cuarzo-feldespáticos de biotita o muscovita, gneises cuarzo-feldespáticos, esquistos granatíferos, anfibolitas, meta-andesitas y metatobas. Aflora únicamente al suroeste del pueblo de Independencia (Figura 2), en donde está sobreyacido en discordancia angular por las rocas de la Formación Teposcolula.

La cobertura sedimentaria del Complejo Acatlán, en la región de estudio, está constituido por rocas del Mesozoico y Cenozoico (Figuras 2 y 3). Esta región es el límite oriental de la Cuenca de Tlaxiaco, en la cual se depositaron *ca.* 6,000 m de sedimentos del Jurásico y el Cretácico (Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991). Sobre el Complejo Acatlán se depositaron las rocas del Grupo Tecocoyunca que representa ambientes transicionales entre continental palustre y lagunar a marino. La edad de este grupo es del Bajociano superior-Calloviano (Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991) y subyace a la Formación Sabinal, que representa ambientes marinos profundos con condiciones reductoras, cuya edad es el Kimmeridgiano-Tithoniano (Ortega-González y Lambarria-Silva, 1991). Durante el Cretácico Inferior se depositó la Formación Teposcolula mencionada anteriormente y no hay registro del Cretácico Superior.

Las rocas cenozoicas que forman parte de la cobertura del Complejo Acatlán incluyen depósitos continentales y rocas volcánicas. Las rocas más antiguas depositadas sobre el Mesozoico corresponden al Conglomerado Tamazulapam, que aflora únicamente en el borde norponiente del anticlinal de Teposcolula y sobre la Formación Teposcolula. Esta unidad fue descrita por Ferrusquía-Villafranca (1976)

como un conglomerado compuesto por fragmentos de caliza principalmente, incluidos en una matriz arenosa de color rojizo. La edad de esta formación, con base en sus relaciones estratigráficas, es del Paleoceno?-Eoceno y es correlacionable con el conglomerado Tecamatlán (Salas, 1949). Sobreyaciendo al Conglomerado Tamazulapam está depositada la Formación Yanhuitlán descrita anteriormente.

Sobre la Formación Yanhuitlán se encuentra emplazada la andesita Cañada María, ampliamente distribuida al poniente de la falla Tamazulapam conformando una sierra alargada con orientación N-S. La andesita tiene más de 400 m de espesor en forma de derrames y de pequeños aparatos volcánicos. Esta unidad se correlaciona con la secuencia volcánica oligocénica superior fechada por Martiny *et al.* (2000) en  $34.2 \pm 1.4$  a  $33.6 \pm 1.4$  Ma (Tabla 1). En el área de estudio, la andesita Cañada María se interdigita con la Formación Chilapa (que se mencionará adelante). Una muestra de la andesita Cañada María, que está a pocos metros debajo de la base de la Formación Chilapa, dio una edad isotópica K-Ar en roca total de  $35.7 \pm 1.0$  Ma (Tabla 1), por lo que le asignamos una edad del Eoceno tardío.

La Formación Chilapa está formada por depósitos lacustres compuestos por caliza silicificada, arenisca y limonita (Ferrusquía-Villafranca, 1976). La Formación Chilapa sobreyace discordantemente a las formaciones Tamazulapam, Yanhuitlán y se interdigita con la andesita Cañada María. Esta unidad se depositó en una cuenca endorreica limitada por las fallas Las Pilas y Tamazulapam, que fue formada al mismo tiempo en que se emplazó la andesita Cañada María. Fue intrusionada por un cuerpo hipabisal de  $29.0 \pm 1.1$  Ma (Tabla 1), lo cual permite determinar la edad del depósito entre 35.6 y 29.0 Ma.

### Síntesis estratigráfica

Con base en estudios regionales y este trabajo, se puede hacer una reconstrucción del papel de la falla de Caltepec en la estratigrafía. Se ha documentado que la yuxtaposición de los complejos Acatlán y Oaxaqueño ocurrió durante el Pérmico, ya que la Formación Matzitzi cubre discordantemente a ambos (Hernández-Lascares, 2000, García-Duarte, 1999; Carrillo y Martínez, 1983); sin embargo, las diferencias en el registro estratigráfico sobre ambos complejos, que abarca del Jurásico al Cenozoico, sugieren que la actividad de la falla de Caltepec ha influido en la evolución geológica de la región (Figura 3).

Durante el Jurásico Medio y Superior, la falla Caltepec fue un límite tectónico que separó el bloque emergido del Complejo Oaxaqueño, sobre el que se depositaron lechos rojos continentales de la Formación Etlaltongo del Jurásico Medio (Schlaepfer, 1970), de la cuenca de Tlaxiaco, cuyo basamento es el Complejo Acatlán, que se desarrolló hacia el poniente de la falla de Caltepec.

Durante el Cretácico, todo el bloque Acatlán-Oaxaca, junto con gran parte de México, estuvieron sumergidos en





aguas marinas. El Cretácico Inferior está reportado a lo largo de todo el bloque Acatlán-Oaxaca. Durante esta época se depositaron el yeso y anhidrita de la Formación San Juan Teita en las cercanías de la falla de Tamazulapam. Las evaporitas del Cretácico Inferior afloran espaciadamente sobre el Complejo Acatlán, pero sobre el Complejo Oaxaqueño únicamente se han reportado en la base del anticlinal de Teposcolula, alcanzando en ese lugar más de mil metros de espesor, sugiriendo que la actividad de la falla acumuló estas rocas ahí. Hay muy pocos afloramientos del Cretácico Superior dentro del bloque Acatlán-Oaxaca, únicamente afloran en la cima del anticlinal de Teposcolula (González-Ramos *et al.*, 2000) y en el extremo oriental del bloque, sugiriendo que en esa época la parte poniente estaba levantada mientras que el lado oriente estaba sumergido.

Para el Cenozoico, las diferencias en la sedimentación en el área de estudio no son tan obvias. Los depósitos más viejos corresponden a conglomerados calcáreos depositados en cuencas sedimentarias sobre el Mesozoico (Formación Yanhuatlán, conglomerado Tecomatlán, Formación Tamazulapam) y son correlacionables con los conglomerados de la base del Grupo Balsas del sur de México (Molina-Garza *et al.*, 2006; Morán-Zenteno *et al.*, 2007). El volcanismo es diferente a ambos lados de la zona de falla de Caltepec. En el lado suroriental predominan pequeños aparatos volcánicos, mientras que en el nororiental predominan los depósitos piroclásticos y depósitos de caída intercalados con sedimentos epiclásticos. Por otro lado, en el lado poniente, el volcanismo dio lugar a un cuerpo masivo compuesto principalmente por un apilamiento de derrames de lavas. El pico del volcanismo ocurrió entre 36 y 26 Ma en toda la región (Martiny *et al.*, 2000; Alaniz-Alvarez *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2007) y en la parte suroriental aflora el volcanismo más joven de la región ( $20.0 \pm 0.9$  Ma; Tabla 1). El volcanismo miocénico ya había sido reportado hacia la parte oriental de la Sierra Madre del Sur en Etna, Mitla, (Martínez-Serrano *et al.*, 2008) y Salina Cruz (Solé *et al.*, 2007), en el estado de Oaxaca. De acuerdo con estas observaciones es posible inferir que, en la zona de estudio, cerca de la zona de falla, el lado poniente fue más susceptible al volcanismo que el lado oriental donde subyace el Complejo Oaxaqueño.

## ANÁLISIS ESTRUCTURAL

En el área de estudio, las unidades mencionadas están fuertemente afectadas por deformaciones de varias intensidades y tipos, desde deformación metamórfica en facies de granulita en el Complejo Oaxaqueño, hasta fallas y pliegues en unidades oligocénicas. Este trabajo se enfocó a la medición de las estructuras cenozoicas.

Las fallas y estructuras mayores tienen orientaciones variables y, sobre muchas de ellas, los indicadores cinemáticos muestran al menos dos eventos de actividad distintos. El primer acercamiento del análisis estructural fue determinar

la orientación de los esfuerzos principales que se ajustarían al movimiento observado en las fallas. El método utilizado para obtener la orientación del paleotensor de esfuerzos reducido fue el de Angelier (1990). Este método de inversión asume que (1) todas las fallas se mueven durante un solo evento tectónico, (2) que la distorsión es infinitesimal y (3) que no hay interacción entre fallas. El principio básico es que la dirección y el sentido del movimiento observados sobre el plano de falla (definidos por la estría) son paralelos al esfuerzo de cizalla máximo resuelto sobre el plano de falla. Es necesario contar con al menos cuatro fallas para obtener un tensor de esfuerzo reducido, el cual incluye la orientación de los esfuerzos principales ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ ) y la razón de esfuerzos.

El análisis por inversión de estrías se hizo por estación (Figura 4). Con este análisis no se pudo encontrar un campo de esfuerzos general ni la sobreposición de eventos que pudieran separarse en el tiempo, por formación o por región geográfica. El siguiente paso fue tratar de explicar esa complejidad ya que puede tener varias causas. Para entender cómo se ha desarrollado la deformación cenozoica se tienen que considerar varios factores: 1) el papel que juegan las fallas mayores en la deformación; 2) cómo influyen las fallas de basamento que no afloran; y 3) cómo intervienen los depósitos de anhidrita que se encuentran en el subsuelo. En primer lugar se necesita determinar cuáles son las fallas mayores y bajo cuál cinemática fueron activadas durante el mismo evento; en segundo lugar analizar si las fallas menores son paralelas a las fallas mayores y si se activaron durante los mismos eventos que las fallas mayores; y finalmente ver si hay diferencias en el estilo de deformación en ambos lados de la falla oculta de basamento.

### Estructuras mayores

En la región de estudio las principales estructuras son: el anticlinal de Teposcolula, la falla Tamazulapam, la falla Las Pilas, la falla Cieneguilla (Figura 4) y la falla de Oaxaca.

#### *Anticlinal de Teposcolula*

El anticlinal de Teposcolula, localizado al sur de Tamazulapam, es una estructura con una longitud de 53 km orientada NNW-SSE, está compuesto por anticlinales y sinclinales que tienen una anchura de *ca.* 5 km. Los estratos de los flancos que conforman esta estructura presentan inclinaciones de 49° a 52°. Los ejes de los anticlinales presentan una orientación NNW-SSE, mientras que los ejes de los sinclinales presentan un rumbo N-S, para luego cambiar a un rumbo NW-SE.

El anticlinal de Teposcolula plegó calizas de la Formación Teposcolula, de edad Albiano-Cenomaniano (Ferrusquía-Villafranca, 1976). Las rocas más jóvenes que presentan deformación por acortamiento son las calizas margosas de la Formación Yucunama del Santoniano-

Maastrichtiano (Ferrusquía-Villafranca, 1976). Esta estructura se formó durante la orogenia Laramide, considerando que se le ha nombrado así al evento que generó deformación por acortamiento a lo largo del oriente y sur de México a fines del Cretácico. Se ha documentado que esta orogenia migró hacia el oriente con dirección de transporte hacia el este-noreste en el sur de México (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006) y hacia el noreste en el noroeste de México (Eguiluz de Antuñaño, 2000). En este trabajo se considera que las estructuras de acortamiento que afectan regionalmente las unidades mesozoicas fueron producto de esa orogenia tal como lo han propuesto Campa *et al.* (1976), Campa y Ramírez-Espinoza (1979) y Salinas-Prieto *et al.* (2000), entre otros.

El fin del evento laramídico está representado estratigráficamente en la zona de estudio por el depósito de secuencias de arenisca, lutita y conglomerado de las formaciones Tamazulapam y Yanhuatlán en los bordes de los anticlinales previamente formados. Estas formaciones no están deformadas contractivamente a nivel regional, mientras que la Formación Yucunama representa un depósito preorogénico y sinorogénico (Meneses-Rocha, *et al.*, 1994), por lo que se puede pensar que el evento de acortamiento inició en el Maastrichtiano y terminó antes del Eoceno medio.

La Formación Yanhuatlán presenta deformación contractiva pero, a diferencia de la generada por la orogenia Laramide, esta deformación se encuentra localizada en zonas muy particulares de esta formación. Se presentan pliegues amplios tales como los anticlinales San Miguel Marcos Pérez y Cieneguilla (Figura 4), los cuales tienen una longitud de ca. 1 km. Los ejes de los pliegues tienen un rumbo NW-SE. Las capas que conforman los flancos del anticlinal San Miguel Marcos Pérez tienen una inclinación de 20° a 67°, mientras que para el anticlinal Cieneguilla, las capas que conforman sus flancos tienen una inclinación de 33° a 42°. Estos pliegues se localizan en el extremo suroriente de la falla Las Pilas, por lo que los asociamos con un movimiento izquierdo de la falla. Además de los descritos, dentro de la Formación Yanhuatlán sólo observamos pliegues adyacentes a cuerpos hipabisales. Es importante resaltar que el resto de la Formación Yanhuatlán no está deformada.

### **Falla Tamazulapam**

Se le conoce como falla de Tamazulapam a la estructura que se encuentra en el flanco poniente del anticlinal Tamazulapam, en el contacto de las rocas del Cretácico y del Terciario, desde el sur del poblado Tamazulapam, hasta Santa María Yolotepec (Figura 4). Tiene una longitud mayor que 100 km y un rumbo promedio Norte-Sur, aunque su traza varía 20° siguiendo la forma del flanco del anticlinal; se inclina hacia el poniente. En la parte norte, en el contacto entre la Formación Teposcolula y la Formación Tamazulapam, esta estructura presenta los mejores planos de falla con dos direcciones de movimiento: como falla normal y como falla lateral derecha. En esta región la falla se bifurca, siguiendo, por un lado, el rumbo del anticlinal y desviándose, por otro

lado, con rumbo NW-SE. Más al sur, los planos de falla no están bien desarrollados. Las formaciones Tamazulapam y Chilapa se depositaron en una cuenca formada en un flanco del anticlinal Teposcolula. La orientación de los ejes de los pliegues que se observan en las formaciones Chilapa, Teposcolula y Yanhuatlán (en el extremo oriente de la falla Las Pilas) son casi horizontales, con rumbo hacia el NW (Figura 4) sugiriendo un acortamiento máximo noreste-suroeste, congruente con una cinemática derecha de la falla de Tamazulapam e izquierda de la falla Las Pilas. López-Ticha (1985) propone que la manifestación superficial de la falla de contacto entre los complejos Oaxaqueño y Acatlán es la falla de Tamazulapam.

### **Falla de Oaxaca**

La falla de Oaxaca es un sistema de fallas normales, con una longitud de 250 km, orientadas NNW e inclinadas hacia el poniente. Su traza va desde el poblado de Miahuatlán, al sur de la ciudad de Oaxaca, hasta Tehuacán, Puebla (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995). Esta estructura afecta desde rocas precámbricas hasta rocas del Cuaternario. Dávalos-Álvarez *et al.* (2007) proponen que, durante el Cenozoico, la falla de Oaxaca se activó bajo un régimen tectónico extensional. Esos mismos autores documentan que la falla de Oaxaca se mantuvo activa desde el Eoceno temprano-medio hasta el Plioceno-Pleistoceno, registrando una migración de la actividad cenozoica de la falla desde Calipam hacia el Noroeste.

Esta estructura ha tenido, a través del tiempo geológico, diferentes etapas de actividad tectónica con movimientos y magnitudes de deslizamiento diferentes; ha actuado como cabalgadura, falla lateral, y como falla normal, presentando fases de actividad desde el Pérmico hasta el Mioceno (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996; Dávalos-Álvarez *et al.*, 2007) y se ha sugerido que su actividad más reciente es cuaternaria (Centeno-García, 1988). La falla de Oaxaca es interpretada como el límite tectónico entre los terrenos Oaxaca y Juárez.

### **Falla Las Pilas**

La falla Las Pilas se localiza al norte del anticlinal de Teposcolula, tiene un rumbo E-W desde Tejupan hasta Tamazulapam, cambiando a WNW al poniente de Tamazulapam (Figura 4), su inclinación es hacia el norte. Tiene una longitud de aproximadamente 20 km. En la región de Tamazulapam-Tejupan, esta estructura se manifiesta superficialmente como un lineamiento con orientación E-W y a lo largo de él se observan escalones topográficos sobre rocas del Mesozoico; el fallamiento de este lineamiento está desarrollado en el régimen frágil con fallas laterales izquierdas con rumbo E-W y WNW-ESE y fallas oblicuas derechas con componente inversa con rumbo NW-SE (LP en la Figura 4).

La falla Las Pilas delimita a rocas de la Formación Teposcolula, poniéndolas en contacto con el volcániclastico Teotongo, y es el límite norte de las formaciones Chilapa

y Tamazulapam. Considerando que la falla Las Pilas termina en el área de estudio, podemos inferir que, para que plegara las rocas lacustres de las formaciones Chilapa, Tamazulapam y Yanhuatlán, debió de actuar como falla lateral izquierda; las fallas medidas en campo registran ese movimiento. Esta estructura es muy conspicua porque dobla hacia el poniente el eje del anticlinal de Teposcolula, por lo cual se le ha asignado un movimiento lateral izquierdo (Cerca et al., 2007).

### Falla Cieneguilla

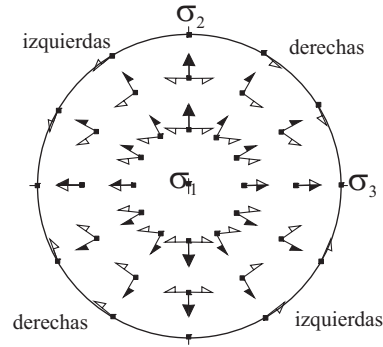
La falla Cieneguilla, con rumbo N-S, tiene una longitud de 22 km de traza continua desde Duixi y continúa hacia el norte por otros 32 km como segmentos pequeños de falla (Figura 4). Es una falla normal con echado hacia el poniente. En la parte norte corta a la Toba Llano de Lobos y al volcánico Teotongo (Figura 2), mientras que al sur esta estructura corta a la Formación Yanhuatlán y la pone en contacto con la Andesita Yucudaac. Aunque la falla buza al poniente, el relieve muestra a la Formación Yanhuatlán menos elevada que la Andesita Yucudaac, debido a la erosión. Cerca de Nejapilla, la falla Cieneguilla pone en contacto a la Formación Yanhuatlán con un cuerpo intrusivo de composición andesítica; la zona de falla tiene 8 m de anchura y presenta material cizallado y brechado. Un cuerpo subvolcánico que se emplazó en la Formación Yanhuatlán y sobre la falla, fue datado por los métodos K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , obteniéndose  $40.5 \pm 1.7$  (Martiny et al., 2000) y  $43.0 \pm 1.2$  Ma (Cerca et al., 2007), respectivamente. La falla que propusieron Elías-Herrera et al. (2005) como continuación de la falla de Caltepec al sur de Tejupan, corresponde a la zona donde nosotros ubicamos la falla Cieneguillas.

### Diagramas de Compatibilidad Cinemática

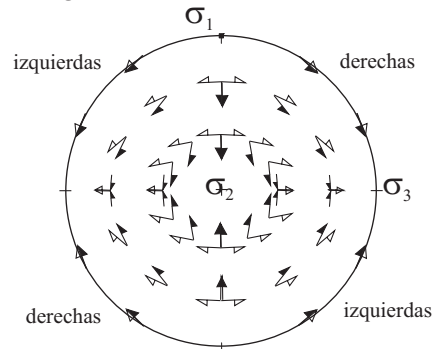
Considerando que algunas fallas mayores pudieron haberse activado en más de una ocasión, según indican sus múltiples direcciones de estrías, y que con el método de análisis de inversión de estrías no pudimos establecer claramente los eventos de deformación ocurridos en la zona de estudio, decidimos primero establecer cuáles fallas se activaron durante un mismo evento de deformación. Para ello se asumió que las fallas que presentan compatibilidad cinemática se activaron en un solo evento, a menos que la evidencia estratigráfica indicara lo contrario.

En una zona de cizalla pueden ocurrir tanto zonas de acortamiento como de alargamiento, dependiendo de la orientación de las estructuras con respecto a las direcciones principales de esfuerzo y de deformación. En este trabajo se desarrollaron los diagramas que se muestran en la Figura 5, a los que denominamos Diagramas de Compatibilidad Cinemática (DCC). Estos diagramas nos permiten visualizar la dirección y sentido de movimiento de las fallas dependiendo de su orientación con respecto a los esfuerzos principales. Para elaborarlos se consideró lo siguiente:

#### Régimen tectónico extensional



#### Régimen tectónico transcurrente



#### Régimen tectónico contractivo

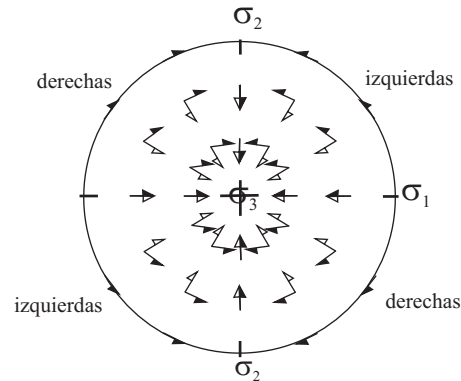


Figura 5. Diagramas de Compatibilidad Cinemática (DCC). Estereogramas equiareales con la ubicación de los polos cada  $30^\circ$ . Las flechas indican el rango de movimiento que puede tener el bloque del bajo de un plano preexistente, representado por su polo, bajo un estado de esfuerzos determinado. Estos diagramas pueden ser útiles para ver si un grupo de fallas, de una determinada localidad, se activaron bajo un mismo campo de esfuerzos. Se ubican los polos de los planos con su respectiva cinemática (con una flecha que indique el movimiento del bloque del bajo) en un estereograma equiareal y se empalma el DCC que corresponda (tectónica extensional, tectónica transcurrente o tectónica contractiva); posteriormente se rota el DCC buscando que coincidan el máximo número de flechas con él. Así se puede estimar cuáles son las fallas se activaron en el mismo evento y las orientaciones aproximadas del campo de esfuerzos que activó el grupo de fallas.

1. Se asume que el movimiento de una falla es paralelo al esfuerzo de cizalla máximo resuelto sobre un plano (Bott, 1959) (Figura 6) y que su dirección y sentido se obtiene de la estría e indicadores cinemáticos localizados sobre el plano de falla.

2. La dirección del esfuerzo de cizalla se obtiene con la ecuación  $\vec{\tau} = (\vec{T} \times \vec{N}) \times \vec{N}$  (Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 1997), donde  $\vec{\tau}$  es el vector esfuerzo de cizalla resuelto sobre un plano,  $\vec{T}$  es el vector tracción resuelto sobre el plano,  $\vec{N}$  es el vector unitario normal al plano y "×" representa el producto vectorial.

3. Las direcciones que puede tener una estría se distribuyen en un campo cuyos límites están determinados por las siguientes condiciones: 1) cuando el esfuerzo principal compresivo intermedio es igual al esfuerzo principal compresivo máximo ( $\sigma_2 = \sigma_1$ ); y 2) cuando el esfuerzo principal compresivo intermedio es igual al esfuerzo principal compresivo mínimo ( $\sigma_2 = \sigma_3$ ) (Angelier, 1994) (Figura 7); es decir, tomará distintas direcciones entre los límites mencionados al variar la razón de esfuerzos  $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  desde 1 hasta 0. La orientación del esfuerzo de cizalla cuando  $\sigma_2 = \sigma_1$  está definida por la proyección ortogonal de  $\sigma_3$  sobre el plano de falla; es decir, será paralelo a la línea de intersección del plano de falla y el plano que contiene tanto a la normal al plano como al esfuerzo principal mínimo compresivo ( $\sigma_3$ ). De la misma manera, cuando  $\sigma_2 = \sigma_3$ , la dirección de movimiento se establece con la proyección ortogonal de  $\sigma_1$  sobre el plano de falla.

4. Es posible calcular la orientación geográfica del esfuerzo de cizalla máximo, ya que tanto el campo de esfuerzos como el campo geográfico pueden representarse en un marco de referencia cartesiano.

5. Se considera un sistema de esfuerzos Andersoniano, es decir con uno de los esfuerzos principales en posición

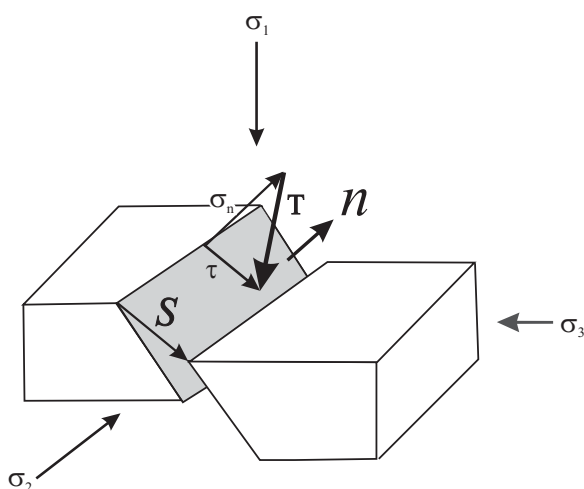


Figura 6. Nomenclatura en un bloque afectado por un campo de esfuerzos.  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  son los esfuerzos compresivos principales máximo, intermedio y mínimo respectivamente. T es el vector tracción resuelto sobre el plano; S es la dirección de movimiento, n vector es el vector unitario perpendicular al plano,  $\sigma_n$  es el esfuerzo normal y  $\tau$  es el esfuerzo de cizalla resueltos sobre el plano.

vertical (Anderson, 1951; Lisle *et al.*, 2006).

6. Para utilizar los diagramas se tiene que asumir que el campo de esfuerzos es compresivo homogéneo en la escala de observación y que uno de los ejes de esfuerzos coincide con la vertical.

Los Diagramas de Compatibilidad Cinemática (DCC) (Figura 5) están contruidos en redes equiareales (tipo Schmidt), donde los ejes de los esfuerzos principales coinciden con los ejes del estereograma. En cada diagrama de compatibilidad cinemática aparecen polos de fallas pre-existentes cada  $30^\circ$ ; se calculó cuáles son las direcciones límite del movimiento que puede ocurrir sobre cada plano para  $\Phi=1$  y  $\Phi=0$ , bajo un estado de esfuerzos compresivo determinado. Sobre cada polo se graficaron con flechas (que indican el movimiento del bloque del bajo) las dos direcciones extremas posibles (Figura 7). De esta manera es posible representar sobre un punto la dirección y sentido de movimiento de un plano en tres dimensiones. La Figura 5 muestra tres diagramas que representan los regímenes tectónicos: extensional con  $\sigma_1$  vertical, transcurrente con  $\sigma_2$  vertical, y contractivo con  $\sigma_3$  vertical.

Diagramas semejantes ya han sido propuestos anteriormente. Twiss y Gefell (1990) propusieron los "tangent-lineation diagrams" basados en el método de proyección de líneas de deslizamiento "slip-linear plot" de Goldstein y Marshak (1988). Aunque los principios en que se basan los diagramas slip-linear plot y los de compatibilidad cinemática son diferentes, el resultado es bastante parecido ya que en los DCC se está considerando que los ejes de deformación y esfuerzo coinciden. A diferencia de los tangent-lineation diagrams, en los que se establece el movimiento de planos bajo ciertos parámetros de deformación, los Diagramas de Compatibilidad Cinemática muestran todo el rango de movimiento que puede tener un plano de falla en un cierto campo de esfuerzos.

### Descripción y discusión de los Diagramas de Compatibilidad Cinemática

Los DCC (Figura 5) permiten hacer las siguientes aseveraciones:

1. La dirección y el sentido de desplazamiento de un plano de falla estarán restringidos a un intervalo siempre menor que  $90^\circ$ , que estará determinado por la razón de esfuerzos.

2. Las direcciones de las flechas también muestran cualitativamente la oblicuidad de las estrías mostrando si el movimiento es principalmente hacia el rumbo o hacia el echado.

3. La tendencia general es que el bloque del bajo se mueva hacia la dirección del eje del esfuerzo principal compresivo mínimo ( $\sigma_3$ ) y alejándose de la dirección del eje del esfuerzo principal compresivo máximo ( $\sigma_1$ ).

4. La simetría de los diagramas es ortorrómbica, es decir los ejes son cartesianos pero la magnitud de cada eje es distinta, ya que se generaron utilizando un tensor simétrico de segundo orden con esa simetría (tensor de esfuerzos).

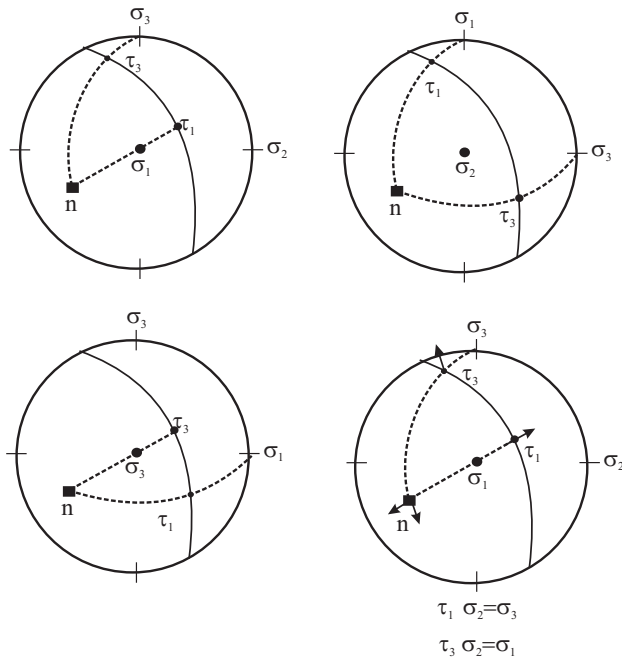


Figura 7. Estereogramas que muestran el rango de orientación que puede tener un plano de falla (modificado de Angelier, 1994). Nótese que la guirnalda es el plano y  $n$  es el polo. Para la razón de esfuerzos  $\Phi=0$ ,  $\tau_1$  cae en la intersección del plano de falla con el plano formado por dos líneas: el polo y  $\sigma_1$ . Para una razón de esfuerzos  $\Phi=1$ ,  $\tau_3$  cae en la intersección del plano de falla con el plano formado por el polo y  $\sigma_3$ . Ésas son las orientaciones límite que puede tener ese plano de falla bajo ese sistema de esfuerzos; para otros valores de la razón de esfuerzos el movimiento caerá entre  $\tau_1$  y  $\tau_3$ .

5. En el DCC con  $\sigma_1$  vertical, las componentes del movimiento serán normales y normales-oblicuas. Sólo serán laterales cuando  $\sigma_1 = \sigma_2$ .

6. En el DCC con  $\sigma_2$  vertical, las componentes del movimiento serán laterales, oblicuas-inversas y oblicuas-normales.

7. En el DCC con  $\sigma_3$  vertical, las componentes de movimientos serán inversas, oblicuas-inversas y laterales, esto último cuando  $\sigma_3 = \sigma_2$ .

8. Cuando las fallas con una inclinación menor que  $60^\circ$  tienen una componente lateral importante corresponderá a un régimen transcurrente (con  $\sigma_2$  vertical), mientras que si el *pitch* es mayor que  $45^\circ$  corresponderá a un campo de esfuerzos con  $\sigma_3$  o  $\sigma_1$  vertical.

9. Las fallas verticales podrán tener, independientemente del régimen, una componente lateral importante dependiendo de la razón de esfuerzos, exceptuando cuando las magnitudes de los dos esfuerzos horizontales son iguales o muy cercanas, en cuyo caso la magnitud del esfuerzo de cizalla tiende a cero. Esto tiene implicaciones importantes ya que una falla vertical con movimiento lateral no indica necesariamente que haya sido activada en un régimen tectónico transcurrente. Es necesario medir una falla inclinada para poder saber con certeza a qué régimen perteneció.

#### Aplicación

Los DCC tienen como propósito establecer, de ma-

nera gráfica y rápida, si un grupo de fallas con distintas orientaciones pudo haberse movido en un mismo evento de deformación, considerando un sistema de esfuerzos regional homogéneo. Para utilizar los diagramas se analiza primero si las direcciones de las estrías son hacia el echado, hacia el rumbo o en contra del echado; de acuerdo con esto se elige el DCC correspondiente: tectónica extensional (con  $\sigma_1$  vertical), transcurrente (con  $\sigma_2$  vertical) o contractiva (con  $\sigma_3$  vertical), respectivamente. Se hace coincidir el DCC con el estereograma que contiene las direcciones de estrías del grupo de fallas a analizar y se rota el DCC hasta lograr el mejor ajuste posible. Se analiza si las estrías caen dentro del rango posible en el DCC, entonces la dirección de los esfuerzos principales que marca el DCC es una estimación del posible tensor de esfuerzos que activó ese grupo de fallas.

#### Verificación del método

Con objeto de comprobar la validez de los Diagramas de Compatibilidad Cinemática, se utilizó el programa de inversión de estrías de Angelier (1990) y se comparó el resultado con el obtenido con los DCC para un mismo grupo de fallas, ya que, de alguna manera, éstos pueden estimar la dirección de los esfuerzos principales (Figura 8). Se utilizaron los datos de fallas de seis sitios de muestreo, utilizando únicamente aquellos sitios cuyo análisis con el método de Angelier dio un sistema andersoniano. En estos casos hay una diferencia de menos de  $20^\circ$  entre los dos métodos, y se observa una distribución de las direcciones de estrías con simetría ortorrómbica.

Los DCC tienen la ventaja de ser un método gráfico para determinar direcciones de paleoesfuerzos en una población heterogénea de fallas sin necesidad de utilizar una computadora. Tanto en el programa de Angelier como en los DCC, las fallas que no se ajustan al campo de esfuerzos aparecen en el estereograma pero no se consideran en el resultado (Figura 8). El programa de Angelier utiliza un sistema estadístico para desechar las fallas que no se ajustan, pero en el caso de los DCC se deja al juicio del observador, permitiendo así analizar las fallas individualmente. Las posibles causas por las que una falla no sea compatible cinemáticamente con el resto del grupo son: (1) porque pertenezca a otra fase de deformación, (2) porque tenga una orientación no favorable (Alaniz-Álvarez et al., 1998), (3) porque se haya movido en la intersección de dos planos preexistentes (Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 1997) o bien (4) el movimiento corresponda a un sistema local de esfuerzos.

#### Fallamiento cenozoico en la región de Tamazulapam

Para determinar si hay una diferencia sustancial en la deformación a ambos lados de la zona donde suponemos pasa la falla de Caltepec, en la región de Tamazulapam, primero se consideró la cinemática de las fallas mayores

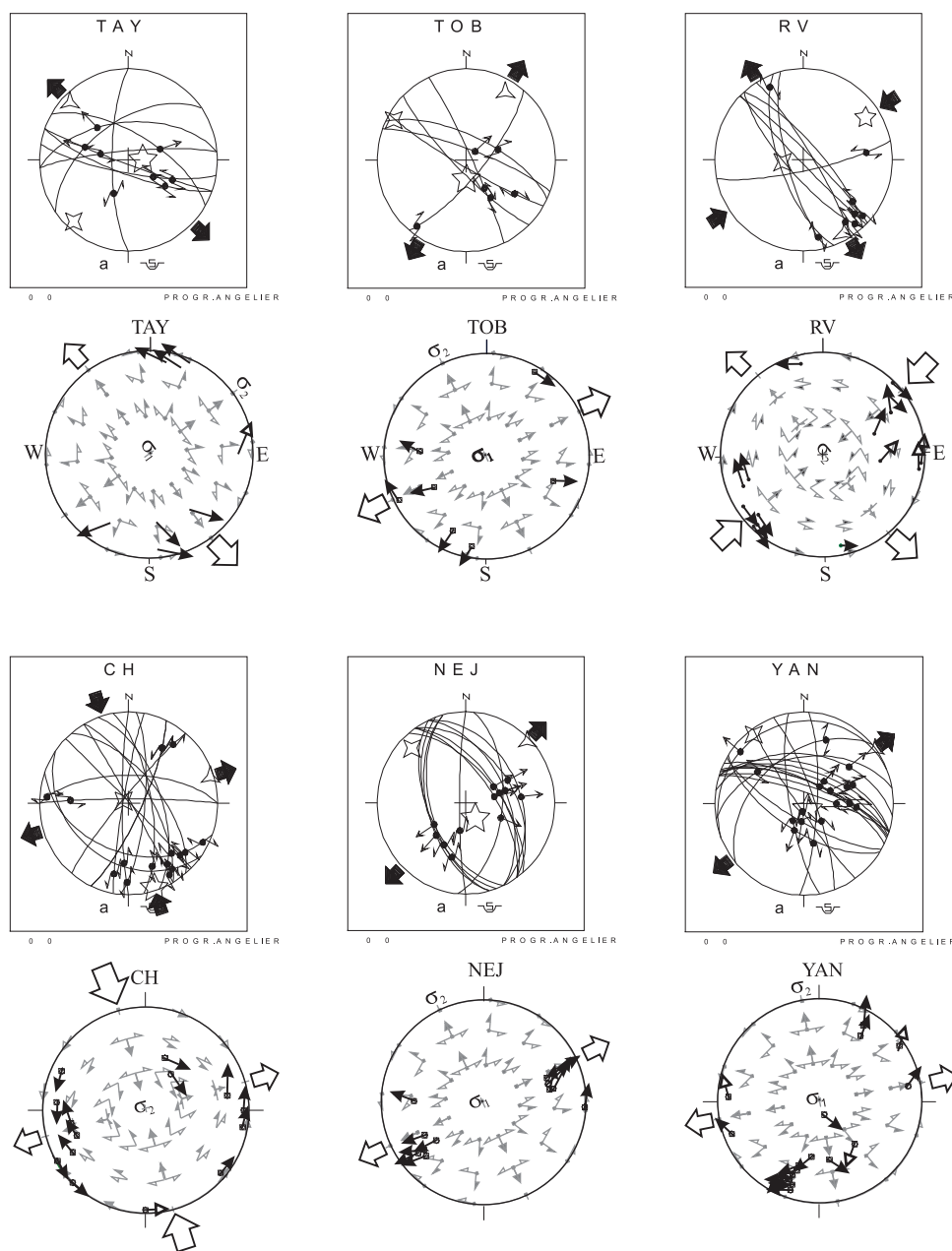


Figura 8. Comparación de los Diagramas de Compatibilidad Cinemática con el análisis de inversión de esfuerzos de Angelier (1990). Las fallas en los DCC están representados por flechas que indican la ubicación del polo, cuya punta indica la dirección del movimiento del bloque del bajo. En los diagramas de Angelier, las fallas están representadas por guirnaldas y las flechas muestran la dirección del bloque del alto. Para el análisis con los DCC se traslaparon dos estereogramas: el que contiene las flechas de las fallas y uno de los DCC de la Figura 5. Para decidir cuál DCC elegir, se observó el movimiento de los planos inclinados, y si en la mayoría la componente es normal se eligió el del régimen tectónico extensional, si la componente principal es lateral se eligió el del régimen tectónico transcurrente y si es inversa, el diagrama de régimen tectónico contractivo. Posteriormente se rotó el DCC hasta que la mayoría de las flechas coincidieran. Las flechas hacia adentro indican la dirección de máxima compresión horizontal y las que están hacia fuera, la de máxima extensión horizontal, asumiendo paralelismo de ejes de esfuerzo y de deformación. Las siglas de cada estereograma permite su localización en la Figura 4.

mostradas en la Figura 4 y después se analizaron las estructuras locales por sectores.

#### **Análisis de las fallas mayores de la cobertura**

Las fallas mayores tienen orientaciones diversas y su cinemática es variada. Se graficó en un estereograma equiareal los polos de las fallas y con una flecha se muestra

la dirección de la estría y el sentido del movimiento que corresponde al bloque del bajo. Estos estereogramas se colocaron encima de los DCC, los cuales se rotaron hasta hacer que el mayor número de fallas coincidiera con la congruencia establecida por los DCC. Del análisis de las fallas mayores con los DCC (Figura 9) se observa lo siguiente:

1. Hay fallas con orientación semejante que han tenido

diferente cinemática (Figura 9a). Las fallas del sector NW, Tamazulapam, Chilapa y otras fallas con inclinaciones menores a  $60^\circ$  tienen desplazamientos tanto laterales como normales. Esto sugiere que la región se activó en dos eventos tectónicos, uno transcurrente y otro extensional.

2. Se identificaron las fallas que tienen componentes laterales (Las Pilas, Nw, Tz1), y se cotejó con el DCC con  $\sigma_2$  vertical. Como se ajustan a la cinemática propuesta por el DCC es posible inferir que este grupo de fallas se pudieron activar en un evento transcurrente con extensión al NW (Figura 9a). Utilizando el programa ReActiva (Alaniz-Álvarez et al., 1998) para determinar el potencial de reactivación de las fallas, podemos ver que las fallas N-S tienen las orientaciones más desfavorables para activarse, sin embargo la falla de Tamazulapam fue activada a lo largo de un segmento con orientación al Noroeste. La falla de Cieneguilla está parcialmente sobre el contacto de la Formación Yanhuitlán y las Andesita Yucudaac (Figura 4) y no presenta movimiento lateral. Las fallas con rumbo NE-SW del sector noreste no se activaron, no obstante que con ReActiva se sabe que están orientadas favorablemente para deslizarse; es notable que las fallas NE sólo se encuentran en el lado oriental de la zona de estudio (Figura 9a).

3. Las fallas Tamazulapam 1 y 2, Cieneguilla, Las Pilas y Chilapa (Tz1y Tz2, C, LP y Ch en la Figura 9a, respectivamente) se activaron en un evento tectónico extensional, ya que tienen una componente normal mayor. Estas fallas se ajustan bien a una dirección de máxima extensión al NE (Figura 9b).

#### **Análisis de fallas menores de la cobertura por sectores**

En la zona de estudio, las estructuras menores (fallas normales y laterales) presentan un rumbo preferencial NW-SE y en menor proporción rumbo NE-SW, N-S y E-W. El fallamiento frágil está presente tanto en las rocas mesozoicas como en las rocas cenozoicas. El fallamiento normal tiene rumbos principales NW-SE y NNE-SSW con inclinaciones de  $50^\circ$  a  $60^\circ$  al NE y al SW. El fallamiento lateral presenta un rumbo preferencial NNW-SSE con inclinaciones de  $70^\circ$  a  $90^\circ$  al NE y al NW.

El área de estudio se dividió en cuatro sectores: el límite que separa los sectores ubicados al este y oeste son la falla Tamazulapam y la falla que pone en contacto la Andesita Cañana María y volcániclastico Teotongo; y a los sectores al norte y sur los separa la falla Las Pilas (Figura 10).

*Sector noroeste.* Las fallas del sector noroeste tienen un rumbo preferencial NW-SE, se midieron al noroeste del poblado de Tamazulapam sobre la carretera Tamazulapam-Huajuapán y sobre el camino de terracería en Santiago del Río. Los planos de falla tienen una longitud de varios cientos de metros y presentan estrías, brecha y salbanda. Las estrías encontradas sobre los planos de falla tienen un pitch entre  $5^\circ$  y  $30^\circ$ , el material brechado llega a tener 2 m de ancho y la salbanda hasta 5 cm de ancho, los indicadores cinemáticos que presentan estos planos muestran que las fallas tuvieron un movimiento con una componente lateral tanto derecha

como izquierda. Estas fallas se encuentran cortando a las rocas volcánicas del Eoceno medio y Oligoceno temprano.

Analizando los datos con los DCC se infiere que hay dos eventos tectónicos sobrepuestos, uno transcurrente con dirección de  $\sigma_3$  al NW-SE y el otro extensional con dirección de  $\sigma_3$  al NE-SW (Figura 10a).

*Sector suroeste.* Las estructuras presentes en este sector tienen rumbos NW-SE y NE-SW, son principalmente fallas normales, laterales (derechas e izquierdas), así como pequeños pliegues en rocas oligocénicas de la Formación Chilapa y en rocas jurásicas (sinclinal La Ciénega-Atoyaquillo). Las trazas de falla tienen longitudes de varias decenas de metros y zonas de salbanda de hasta 10 cm de ancho. En general las fallas normales tienen rumbos preferenciales hacia el NW, con inclinaciones de  $60^\circ$  a  $80^\circ$  al SW y al NE. Las fallas laterales tienen rumbos que van de  $N05^\circ W$  a  $N68^\circ W$ , con inclinaciones de alto ángulo. La estructura más grande que medimos fue en el contacto de la Formación Chilapa con la andesita Cañada María, tiene una orientación  $N20^\circ W/45^\circ SW$ , muestra dos direcciones de movimiento, siendo el principal lateral derecho, contiene hasta 7 m de brecha y ca. de 15 cm de salbanda. Estas estructuras cortan a las rocas del Terciario (formaciones Yanhuitlán, Chilapa, andesita Cañada María y cuerpos intrusivos) y del Mesozoico (Grupo Tecocoyunca, Formación Teposcolula). Los pliegues en este sector se encuentran en la Formación Chilapa como pequeños anticlinales y sinclinales de unos cuantos metros de amplitud, cuyos ejes tienen una dirección NW-SE ( $149^\circ/16^\circ$ ,  $166^\circ/4^\circ$ ) indicando un acortamiento máximo en dirección NE-SW (Figura 4), mientras que en las rocas jurásicas se encuentra el sinclinal La Ciénega-Atoyaquillo con un rumbo axial N-S ( $179^\circ/12^\circ$ ).

El análisis con los DCC muestra que en el sector suroeste las fallas NW/verticales se movieron en dos eventos tectónicos. En el evento transcurrente, con extensión hacia el NW, pocas fallas se activaron, entre ellas las fallas mayores N-S Tamazulapam y Las Pilas. Tal vez la deformación era de menor magnitud por eso únicamente se movieron las fallas mayores, las cuales tienen baja cohesión y alta permeabilidad. En el evento con extensión al NE-SW, la mayoría de las fallas se activaron. Es notable que las fallas con rumbo NW con echados cercanos a  $60^\circ$ , con alto potencial de reactivación durante el evento transcurrente (Figura 9), únicamente se activaron en este segundo evento (Figura 10b).

*Sector noreste.* Las estructuras que se encuentran en este sector tienen rumbos que van de WNW-ESE, NE-SW y E-W (Figura 10c). Las estructuras principales presentes en este sector son de tipo normal y lateral (derechas e izquierdas). Las trazas de falla tienen una longitud desde unos cuantos metros hasta centenas de metros, los planos de falla presentan zonas de brecha de 1 a 5 m de ancho y salbanda de 1 a 5 cm de ancho compuesta de arcilla o clorita. Estas estructuras cortan las secuencias del Terciario (Formación Yanhuitlán, volcániclasticos Teotongo, Toba Llano de Lobos y Andesita Yucudaac). La falla más importante en este sector

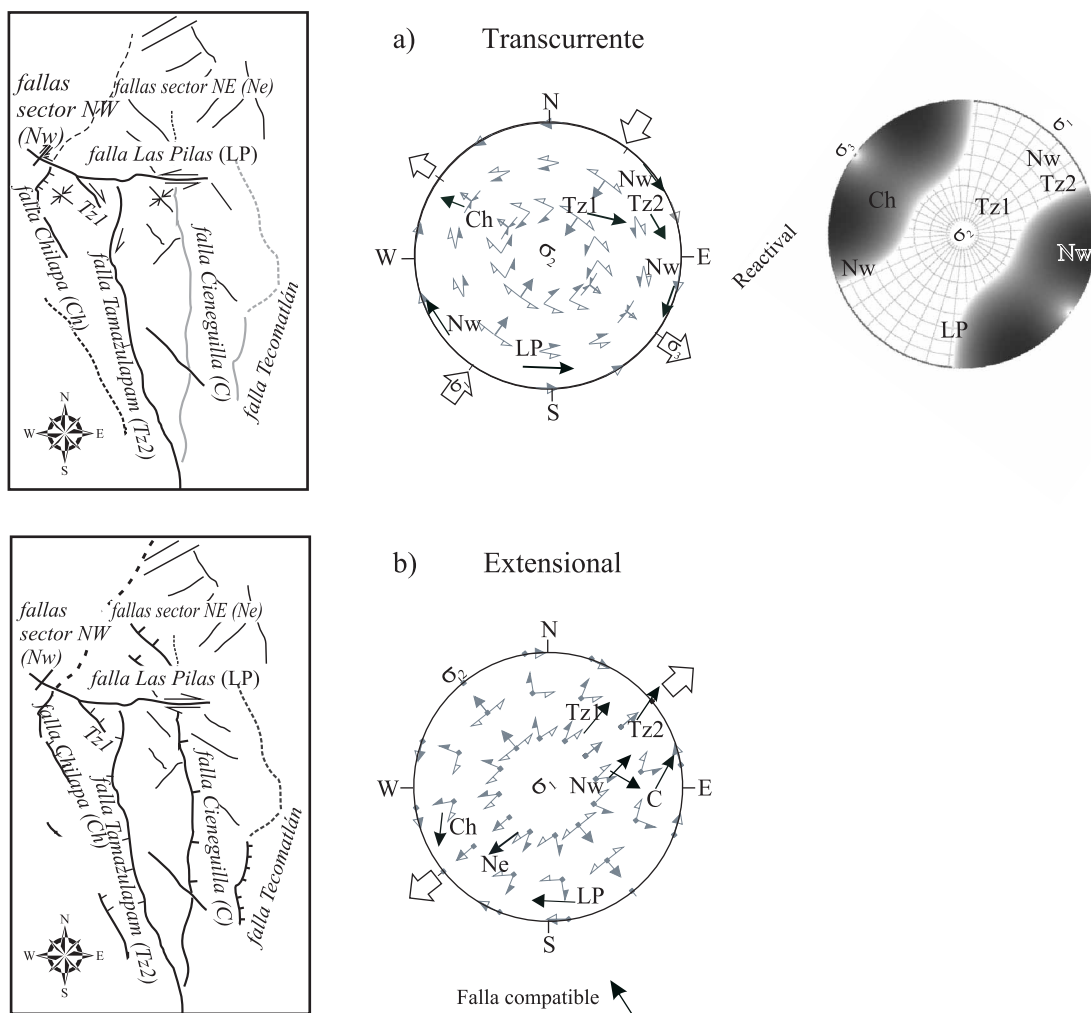


Figura 9. Análisis de las fallas mayores con los Diagramas de Compatibilidad Cinemática (ver explicación en el texto). Tz1: falla Tamazulapam 1.

es la falla Suchixtlahuaca (Figura 4) que corresponde a la continuación norte de la falla Cieneguilla y correspondería al límite oriente de la zona de falla de Caltepec.

**Sector sureste.** En este sector la estructura contractiva más importante es el anticlinal de Teposcolula, descrito anteriormente, está bordeado por fallas normales y laterales, así como pequeños pliegues presentes en rocas de la Formación Yanhuatlán (pliegues Cieneguilla y Marcos Pérez). Las fallas en este sector no tienen un rumbo preferencial bien definido, el rango de sus orientaciones es muy amplio, casi de 290° con inclinaciones desde 30 a 90° (Figura 10d). La falla más importante en este sector es la falla Cieneguilla descrita anteriormente, esta estructura es el límite oriental de la zona de falla de Caltepec, mientras que la falla Tamazulapam es el borde occidental. El anticlinal Marcos Pérez se localiza en el poblado de San Miguel Marcos Pérez, tiene una longitud de 1 km aproximadamente, afecta areniscas y limolitas de la Formación Yanhuatlán, y tiene un rumbo axial de 145°/04°. El anticlinal Cieneguilla presenta la misma orientación (NW-SE); el eje de esta estructura coincide con el trazo del río Negro. Estas estructuras están restringidas localmente

sobre la Formación Yanhuatlán y presentan el mismo rumbo que el anticlinal de Teposcolula.

En los sectores del lado oriental del área de estudio la orientación de las fallas y su cinemática son muy variables. A diferencia del lado poniente, no es posible ajustar los datos a un DCC ya que las direcciones de movimiento están dirigidas hacia tres direcciones de extensión (Figura 10). Este patrón indica que las fallas: (1) no muestran un patrón con simetría ortorrómbica, (2) no fueron formadas por un sistema de esfuerzos Andersoniano, y (3) la deformación es distinta a ambos lados de la zona de falla de Caltepec, es decir en los sectores oriente y poniente.

Las fallas activadas por un campo de esfuerzos, al ser un tensor de segundo orden presentan una simetría ortorrómbica, aunque uno de los esfuerzos no sea vertical. En general es posible ver esa simetría si se tienen fallas en los cuatro cuadrantes delimitados por los tres planos principales de esfuerzo. Es posible ver que las fallas mayores y las fallas del sector occidental se ajustan bien a esta simetría. Sin embargo, en el lado oriental de la falla de Tamazulapam la simetría es de un grado menor, es decir que los ejes no son



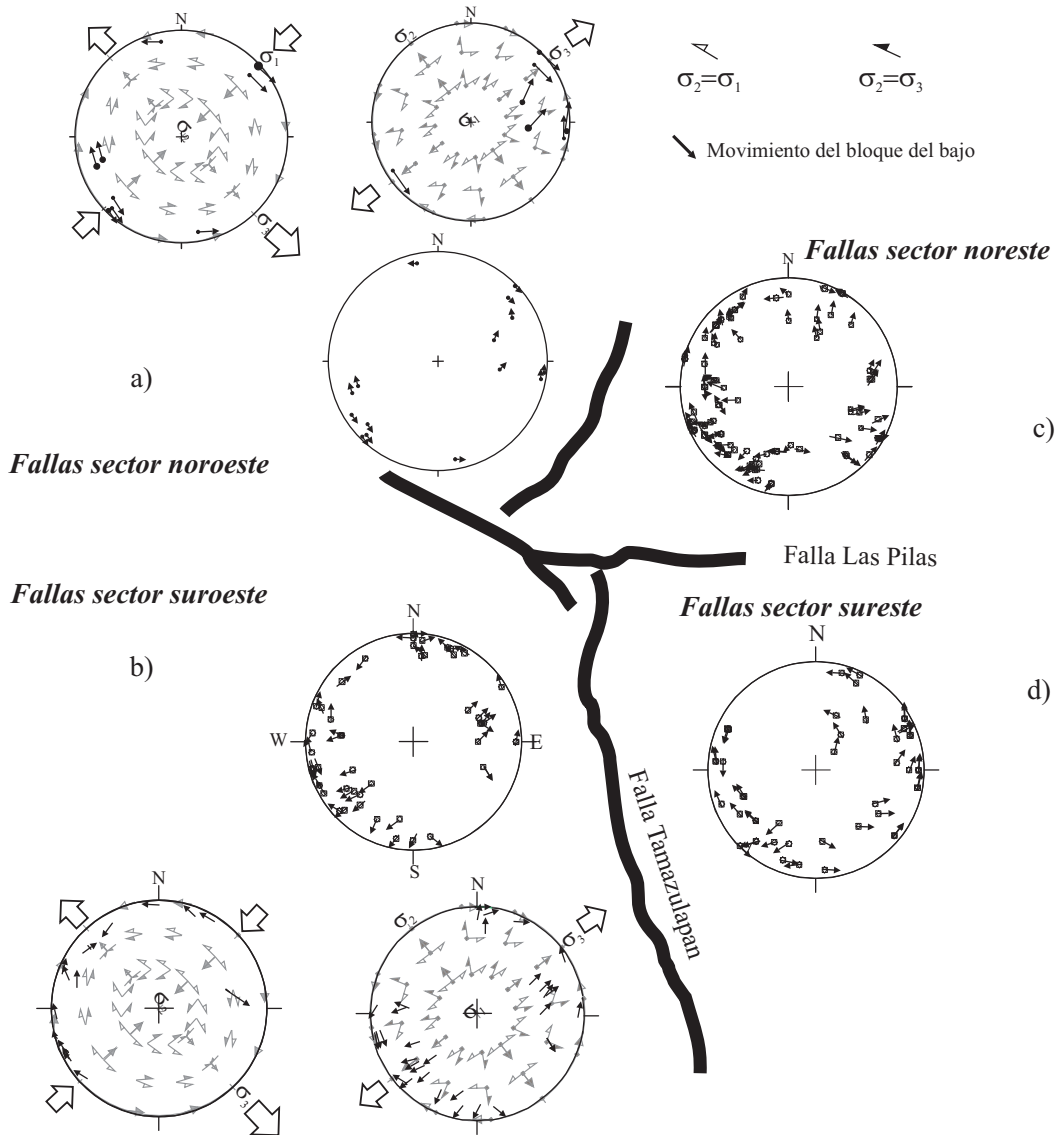


Figura 10. Análisis de las fallas menores con los DCC (ver explicación en el texto).

perpendiculares entre sí (simetría monoclinica o triclinica), lo cual indica que la deformación es heterogénea a la escala de los sectores noreste y sureste. Esto puede deberse a una deformación compleja en un bloque limitado por las fallas de Oaxaca y de Tamazulapam, y cuya base corresponde parcialmente a una zona de despegue, formado por las anhidritas de la Formación San Juan Teita. Las rocas de esta unidad tienen muy bajo esfuerzo crítico necesario para deslizarse (*yield point*), lo cual pudo causar un desplazamiento irregular y temprano en la base de este bloque.

#### Edad de la deformación cenozoica en la región de Tamazulapam

Para definir la edad de la deformación se considerará el lado occidental, ya que ahí se establecieron bien los dos

eventos de deformación cenozoica. Las fallas que afectan a la formación Chilapa, y unidades anteriores, se activaron durante el evento tectónico transcurrente (Figura 10b) que ocurrió entre 35.7 y 29 Ma. Esto es consistente con el desplazamiento lateral izquierdo de la falla Las Pilas, y con la orientación de los ejes de los pliegues de las capas de calizas lacustres de la Formación Chilapa, los conglomerados de la Formación Tamazulapam y el pliegue de la Formación Yanhuitlán ubicado en el extremo oriental de la falla Las Pilas (Figura 4). Estos datos indican un acortamiento máximo hacia el NE-SW.

El segundo evento fue registrado en la andesita Cañada María depositada sobre la Formación Chilapa, fue de tipo extensional con máxima extensión hacia el NE-SW (Figura 10a y 10b) y ocurrió posteriormente a los 29 Ma.

La edad relativa de la deformación en el sector oriental se puede establecer por la edad de las intrusiones de diques

sobre las fallas. El dique andesítico eocénico (Tabla 1) fue emplazado en la falla Cieneguillas y afallado posteriormente. La falla también corta a la Andesita Yucudaac de 28.9 Ma (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 1974). Lo anterior indica una actividad al menos desde el Eoceno hasta el Oligoceno tardío. Por otro lado, se infiere que para el Mioceno tardío ya había cesado la deformación ya que un dique de 20.9 Ma (Tabla 1) que está emplazado en la falla Tecamatlán no está cortado por ella. Los diques emplazados en el lado oriental muestran un rumbo preferencial NW-SE (Figura 4), una longitud mayor que 20 m y 2 a 4 m de ancho. Este rumbo indica una extensión hacia el NE-SW durante el lapso Eoceno-Mioceno tardío. Esta interpretación es consistente con la extensión hacia el NE-SW documentada para gran parte del Cenozoico a lo largo de la falla de Oaxaca desde el Eoceno hasta el Cuaternario (Dávalos-Álvarez *et al.*, 2007).

## DISCUSIÓN

Para la parte central de la Sierra Madre del Sur se han propuesto cuatro eventos tectónicos que ocurrieron a partir del Cretácico Superior y durante el Cenozoico. El primer evento corresponde a un acortamiento *ca.* E-W a ENE-WSW producido por la orogenia Laramide. La deformación asociada migró hacia el oriente desde el Cretácico Superior en la Plataforma Morelos-Guerrero, hasta el Eoceno medio en las costas de Veracruz (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). El segundo evento corresponde a un acortamiento menor ocurrido del Paleoceno al Eoceno temprano que plegó suavemente rocas sedimentarias continentales de la Plataforma Guerrero-Morelos (Cerca *et al.*, 2007). El tercer evento fue transcurrente con dirección de acortamiento aproximadamente perpendicular a la costa del Pacífico en el sur de México; este evento se manifestó desde el Eoceno hasta el Oligoceno, con fallas laterales que indican acortamiento al NE-SW (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006) y fue documentado desde la Plataforma Morelos-Guerrero hasta la falla de Oaxaca. El cuarto evento corresponde a una transtensión con dirección de alargamiento perpendicular a la costa, que se manifestó con fallas laterales y normales y ha sido documentado desde la región de Taxco hasta la falla de Oaxaca desde el Oligoceno al Cuaternario (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006, Dávalos-Álvarez *et al.*, 2007). Estos eventos muestran una tendencia general de migración hacia el oriente.

En este trabajo se reevalúa la deformación post-Paleoceno considerando los nuevos datos obtenidos con el fin de ver si son consistentes con la migración de la deformación hacia el Este y si ésta es contemporánea a la migración del magmatismo cerca de la costa y del sur de México. La deformación contractiva del Paleógeno-Eoceno, documentada por Cerca *et al.* (2007), no se registró dentro del área estudiada ya que los pliegues observados en sedimentos de la Formación Yanhuatlán los

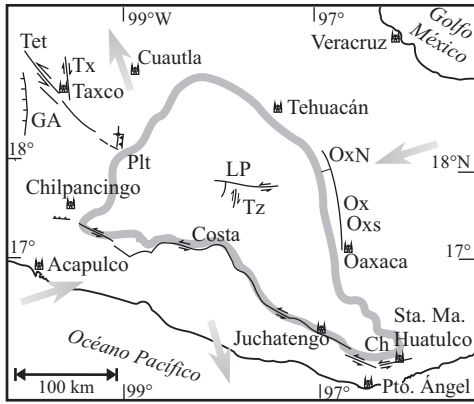
hemos atribuido a una deformación contractiva local asociada a la falla Las Pilas, producto de su movimiento lateral izquierdo.

En el análisis regional siguiente sólo se considerarán los eventos posteriores al Paleoceno, es decir los eventos 3 y 4. El primero con compresión máxima al NE y el segundo con extensión máxima al NE. Se proyectaron los polos de las fallas principales que han sido reconocidas en la parte central de la Sierra Madre del Sur (Figura 11). Las fallas que se utilizaron para el análisis son de poniente a oriente: el graben de Arcelia (Jansma y Lang, 1997), la falla de Papalutla (Cerca *et al.*, 2007), las fallas Taxco y Tetipac que se activaron como fallas laterales izquierdas y derechas (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002), falla de Chacalapa (Tolson, 2005), las fallas Las Pilas y Tamazulapam (este trabajo) y la falla normal de Oaxaca (Dávalos-Álvarez *et al.*, 2007) (Figura 11a).

Para un régimen tectónico transcurrente con acortamiento perpendicular a la costa ( $\sigma_1$  está orientado NE-SW) son compatibles cinemáticamente las fallas de Chacalapa, (lateral izquierda y oblicua normal), las fallas derechas Tamazulapam y Taxco y las fallas izquierdas paralelas a la costa, Las Pilas y Tetipac. No son compatibles cinemáticamente: la falla de Papalutla, el graben de Arcelia y la falla de Oaxaca (Figura 11b).

Para un régimen tectónico transcurrente con alargamiento perpendicular a la costa ( $\sigma_3$  está orientado NE-SW), son compatibles cinemáticamente: las fallas normales Tamazulapam, Oaxaca y el graben de Arcelia, las fallas izquierdas de Taxco, inversa-izquierda de Papalutla y la falla derecha Tetipac (Figura 11c). Nótese que la orientación de la falla de Papalutla cambia de NE-SW a ENE-WSW (Figura 11c); la falla tiene esta última orientación en el lugar donde se ha documentado que el Complejo Acatlán cabalga sobre la Formación Morelos. De acuerdo con nuestros datos, este evento ocurrió en el Oligoceno tardío dentro del bloque Acatlán-Oaxaca.

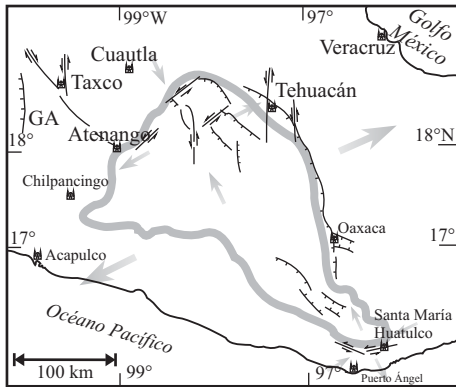
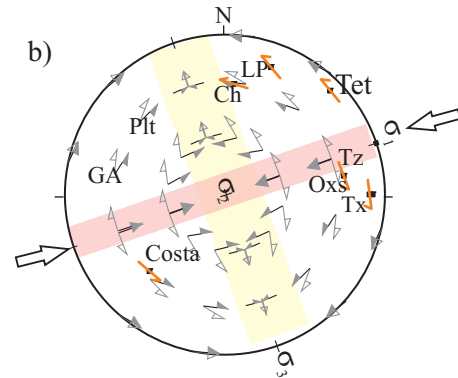
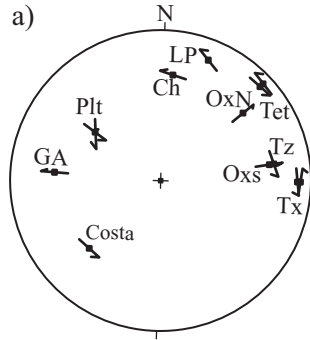
Por último, para verificar que nuestros datos sean compatibles con los eventos de deformación propuestos previamente (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Tolson, 2005; Nieto-Samaniego *et al.* 2006; Dávalos-Álvarez *et al.*, 2007), los eventos cenozoicos, con edades de deformación máxima y mínima, se graficaron con respecto a su ubicación en la longitud oeste (Figura 12a). Se observa que hay dos eventos diferenciados ligeramente en el tiempo mostrando una migración de la actividad de las fallas hacia el oriente y que nuestros datos se ubican dentro de esta tendencia. Por otro lado, en vista de que se documentó la sincronía entre volcanismo y plutonismo en la parte central de la Sierra Madre del Sur (Martiny *et al.*, 2000), asumimos que la zona de estudio (Figura 12a) puede encajar en el diagrama de Schaaf *et al.* (1995) de edades de plutones vs. distancia, donde propone la migración del magmatismo hacia el SE, desde Puerto Vallarta hasta Huatulco. La Figura 12b muestra edades parecidas tanto del magmatismo como de la deformación, apreciándose una migración hacia el sureste.



**Evento con  $\sigma_1$  al ENE**

Son congruentes cinemáticamente:  
 Las fallas de Chalcalapa (lateral izq. y transtensión)  
 Fallas derechas: Tamazulapam y Taxco.  
 Fallas izq: paralelas a la costa, Las Pilas y Tetipac.

No son congruentes cinemáticamente:  
**Falla de Papalutla**  
**Graben de Arcelia**  
**Falla de Oaxaca**



**Evento transcurrente con  $\sigma_3$  al ENE**

Son congruentes cinemáticamente:  
 Fallas normal de Tamazulapam y Oaxaca, Arcelia.  
 Fallas izq de Taxco  
 Inversa-izq Papalutla.  
 Falla derecha Tetipac

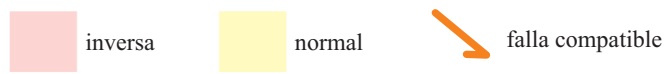
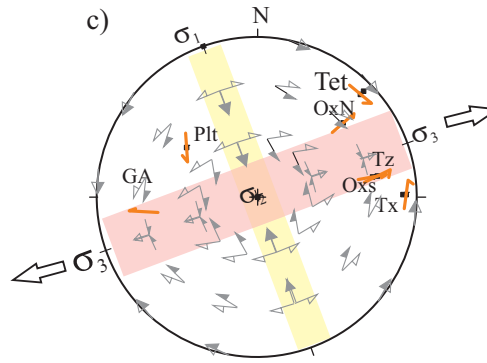


Figura 11. Análisis de las fallas del sur de México con los Diagramas de Compatibilidad Cinemática (DCC). a: Ubicación de los polos de las fallas en un estereograma equiareal. Las siglas indican las fallas ubicadas en el mapa. b: DCC en un régimen transcurrente con la dirección del esfuerzo compresivo máximo hacia el ENE-WSW. Nótese que el esfuerzo compresivo vertical puede ser tanto  $\sigma_1$  como  $\sigma_2$ . c: DCC en un régimen transcurrente con la dirección del esfuerzo compresivo mínimo hacia el ENE-WSW. Las flechas hacia adentro indican la dirección de máxima compresión horizontal y las que están hacia fuera de máxima extensión horizontal, asumiendo paralelismo de ejes de esfuerzo y de deformación. Las flechas grises en los mapas indican las direcciones de acortamiento y alargamiento horizontal propuesto por Nieto-Samaniego et al. (2006).

**CONCLUSIONES**

Se presentan los Diagramas de Compatibilidad Cinemática (DCC) como una herramienta útil para determinar la compatibilidad cinemática de un grupo de fallas con

al menos tres rumbos preferenciales. Los DCC se proponen en este trabajo para documentar la deformación cenozoica ocurrida en la cubierta de la falla de Caltepec.

Con base en la cartografía y la estratigrafía cenozoica se documentó que, en la región de Tamazulapam, la falla de

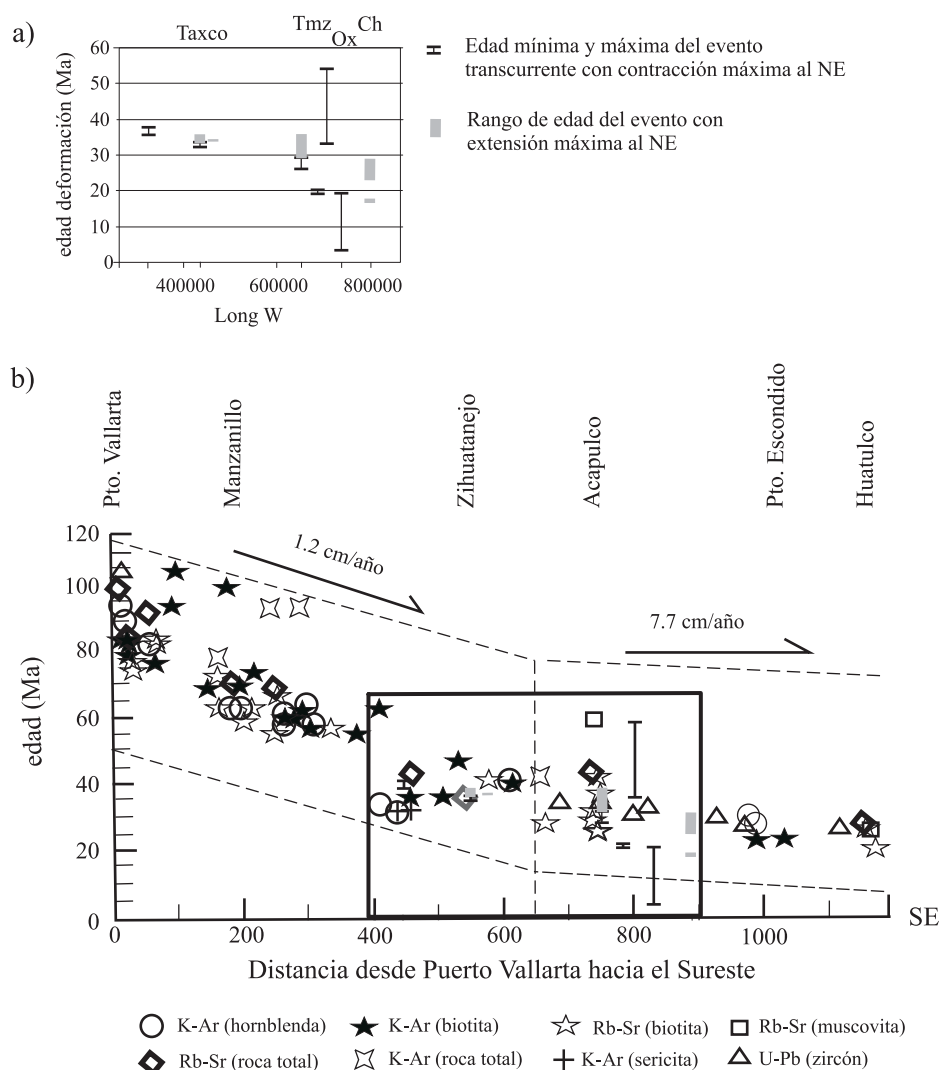


Figura 12. a) Diagrama de edad de deformación contra Longitud Oeste, en el cual se utilizaron los datos de Alaniz-Álvarez *et al.* (2002) para Taxco, los de Tamazulapam (Tmz) de este trabajo, los de Oaxaca (Ox) de Dávalos-Álvarez *et al.* (2007) y de Chacalapa (Ch) de Tolson (2005). b) Correlación entre la migración de la deformación (Figura 12a) y el emplazamiento de plutones del complejo Xolapa a partir del diagrama de Schaaf *et al.* (1995).

Caltepec es una zona de fallas normales y laterales-derechas, con poco más de 10 km de ancho, que se extiende desde la falla de Tamazulapam hasta la falla Cieneguillas.

Con los DCC se documentaron dos eventos tectónicos al poniente de Tamazulapam: un evento transcurrente con compresión máxima al NE-SW activo entre el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano (entre 35.9 y 29 Ma) y otro de extensión principalmente, en el Oligoceno tardío (entre 26 y 29 Ma) con dirección máxima de extensión al NE-SW. Del lado oriente no fue posible encontrar un DCC que mostrara que las fallas se activaron bajo el mismo estado de esfuerzos, ya que el patrón de fallas no muestra la simetría ortorrómbica característica de un régimen de cizalla pura, y por el contrario muestra una deformación de simetría menor (¿monoclínica?), heterogénea en la escala de trabajo. Esto pudo ocurrir al aislar un bloque independiente entre las dos grandes fallas de basamento, Oaxaca y Caltepec, y

una zona de despegue parcial de anhidritas de la Formación San Juan Teita.

Integrando los datos de este trabajo con la edad de las deformaciones de otras regiones en el sur de México, se ve que las fallas activadas en los dos eventos post-paleocénicos que fueron documentados en este trabajo son compatibles cinemáticamente con una transcurrencia con extensión al NW-SE y un segundo evento con extensión hacia el NE-SW. Este segundo evento se manifiesta principalmente en las fallas N-S que son límites de terrenos. No se encontraron evidencias de un evento de deformación transpresivo del Paleoceno-Eoceno en la región de estudio, lo cual sugiere que este evento ocurrió únicamente en la Plataforma Morelos-Guerrero.

Los eventos de deformación cenozoica regionales muestran migración hacia el sureste y son sincrónicos con el magmatismo terciario reportado en el Complejo Xolapa.

## AGRADECIMIENTOS

Se agradece el apoyo económico obtenido de CONACYT (proyecto 049049) y de PAPIIT (proyecto IN114306-3). También queremos agradecer a Gustavo Tolson por la compañía en el trabajo de campo en la región de Huatulco y a Oscar Dávalos e Isidro Loza por su compañía en el trabajo de campo en la región de Tamazulapam. Las revisiones críticas de Armando García Palomo, Gustavo Tolson, Carlos González León y un revisor anónimo mejoraron sustancialmente el manuscrito.

## REFERENCIAS

- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 1997, Representación gráfica de los dominios de ruptura y deslizamiento: aplicación a la Falla de Oaxaca, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14, 26-37.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (eds.), 2005, *Grandes Fronteras Tectónicas de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario*, 57(1), 122 p.
- Alaniz-Álvarez, S.A., van der Heyden, P., Nieto-Samaniego, A.F., Ortega-Gutiérrez, F., 1996, Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern México related to opening of the Gulf of Mexico: *Geology*, 24(5), 443-436.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Tolson, G., 1998, A graphical technique to predict slip along a preexisting plane of weakness: *Engineering Geology*, 49, 53-60.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D.J., Alba-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.
- Anderson, E.M., 1951, *The Dynamics of Faulting*: Edinburg, Oliver & Boyd, 2a edición, 206 p.
- Angelier, J., 1990, Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III. A new rapid direct inversion method by analytical means: *Geophysical Journal International*, 103, 363-373.
- Angelier, J., 1994, Fault slip analysis and paleostress reconstruction *en* Hancock, P.L. (ed.), *Continental Deformation*: Oxford, Pergamon Press, 53-100.
- Bott, M.H.P., 1959, The mechanics of oblique slip faulting: *Geological Magazine*, 96, 109-117.
- Campa, M.F., Oviedo, R., Tardy, M., 1976, La cabalgadura laramídica del dominio volcánico-sedimentario (Arco de Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los estados de Guerrero y México, *en* III Congreso Latinoamericano de Geología, Abstracts: México, D.F., Instituto de Geología, p. 23.
- Campa, M.F., Ramírez-Espinosa, J., 1979, La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero: *Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnica Científica*, 1, 100 p.
- Campa, M.F., Coney, P., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México: *Canadian Journal Earth Science*, 20, 1040-1051.
- Carrillo, M., Martínez, E., 1983, Evidencia de facies continentales en la Formación Matzitzitzi, Estado de Puebla: *Revista del Instituto de Geología*, 5(1), 117-118.
- Centeno-García, E., 1988, Evolución estructural de la falla de Oaxaca durante en Cenozoico: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de maestría, 156 p.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., Iriondo, A., 2007, Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction: *Tectonics*, 26, TC3007, doi:10.1029/2006TC001981.
- Costa, E., Vendeville, B. C., 2002, Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belt above weak, viscous evaporitic décollement: *Journal of Structural Geology*, 24, 1729-1739.
- Dávalos-Álvarez, O.G., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E., 2007, Estratigrafía cenozoica de la región de Tehuacán y su relación con el sector norte de la falla de Oaxaca: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(2), 197-215.
- Dubois, A., Odonne, F., Massonnat, G., Lebourg, T., Fabre, R., 2002, Analogue modeling of reactivation: tectonic inversion and oblique remobilization of grabens: *Journal of Structural Geology*, 24, 1741-1752.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, p. 1-26.
- Eliás-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2002, Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán implications: *Tectonics*, 21(3), 4-14-18.
- Eliás-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriondo, A., 2005, La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre los terrenos continentales del sur de México, *en* Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (eds.), *Grandes Fronteras Tectónicas de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario*, 57(1), 83-109.
- Ferrusquía, I., 1970, Geología del área Tamazulapam-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, *en* Excursión geológica México-Oaxaca: Sociedad Geológica Mexicana, 97-119.
- Ferrusquía-Villafranca, I., 1976, Estudios geológico-paleontológicos en la región de la Mixteca, Parte 1: Geología del área Tamazulapam-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín del Instituto de Geología, 97, 160 p.
- Ferrusquía-Villafranca, I., Denison, J.A., Wilson, R.E., McDowell, F.W., Solorio-Munguia, J., 1974, Tres edades radiométricas oligocénicas y miocénicas de rocas volcánicas de las regiones Mixteca, Alta y Valle de Oaxaca, Estado de Oaxaca: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 26, 249-262.
- Finch, E., Hardy, S., Gawthorpen, R., 2004, Discrete-element modelling of extensional fault propagation folding above rigid basement fault blocks: *Basin Research*, 16, 489-506, doi: 10.1111/j.1365-2117.2004.00241.
- Fries, C.J., Rincón-Orta, C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de geocronología: Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín del Instituto de Geología, 73, 57-133.
- García-Duarte, R., 1999, Evidencias de la naturaleza estructural y relaciones estratigráficas de la Formación Matzitzitzi en el sur de Puebla, México: Hermosillo, Sonora, Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora, tesis profesional, 90 p.
- Goldstein, A., Marshak, S., 1988, Analysis of fracture array geometry, *en* Marshak, S., Mitra, G. (eds.), *Basic Methods of Structural Geology*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, 249-268.
- González-Alvarado, I., 1970, Estudio geológico del área de Chilapa-Tlaxiaco: *Petróleos Mexicanos, Informe inédito, PEMEX-IGZS-548*.
- González-Ramos, A., Sánchez-Rojas, L.E., Mota-Mora, S., Arceo y Cabrilla, F.A., Onofre-Espinosa, L., Zárate-López, J., Soto-Araiza, R., 2000, Carta Geológico-Minera Oaxaca E14-9, Oaxaca y Puebla, escala 1:250,000: Pachuca, Hidalgo, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Hernández-Lascares, D., 2000, Contribución al conocimiento de la estratigrafía de la Formación Matzitzitzi, área de Los Reyes Metzontla-Santiago Coatepec, extremo suroriental del estado de Puebla: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de Ciclos Profesionales y de Posgrado, tesis de Maestría, 117 p.

- Higgins, I.R., Harris, B.L., 1997, The effect of cover composition on extensional faulting above re-activated basement fault: results from analogue modeling: *Journal of Structural Geology*, 19, 89-98.
- Jansma, P.E., Lang, H.R., 1997, The Arcelia graben: New evidence for Oligocene Basin and Range extension in southern Mexico: *Geology*, 25, 455-458.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Lopez, R., 2003, Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico. Tectonic implication: *Precambrian Research*, 120, 365-389.
- Lisle, R.J., Orife, T.O., Arlegui, L., Liesa, C., Srivastava, D.C., 2006, Favoured states of palaeostress in the Earth's crust: evidence from fault-slip data: *Journal of Structural Geology*, 28, 1051-1066.
- López-Ticha, D., 1969, Evaluación petrolífera de la Cuenca de Tlaxiaco, estado de Oaxaca: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros mesa redonda.
- López-Ticha, D., 1970, Reconocimiento geológico de la Cuenca de Tlaxiaco: *Petróleos Mexicanos*, Informe inédito, PEMEX, IGZS-551.
- López-Ticha, D., 1985, Revisión de la estratigrafía y potencial petrolero de la Cuenca de Tlaxiaco: *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 37(1), 49-92.
- Martiny, B., 2008, Estratigrafía y geoquímica de las rocas magmáticas del paleógeno en el occidente de Oaxaca y su significado petrogenético y tectónico: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de doctorado, 160p.
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R.G., Morán-Zenteno, D.J., Macías-Romo, C., Ayuso, R.A., 2000, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico: *Tectonophysics*, 318, 71-98.
- Meneses-Rocha, J.J., Monroy-Audelo, M.E., Gómez-Chavarría, J.C., 1994, Bosquejo paleogeográfico y tectónico del sur de México durante el Mesozoico: *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 54(2), 18-45.
- Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O., Ortega-Gutiérrez F., 2003, Tectonometamorphic evolution of the Acatlan Complex eclogites (southern México): *Canadian Journal Earth Science*, 40, 27-44.
- Martínez-Serrano, R.G., Solís-Pichardo, G., Flores-Márquez, E.L., Macías-Romo, C., Delgado-Durán, J., 2008, Geochemical and Sr-Nd isotopic characterization of the Miocene volcanic events in the Sierra Madre del Sur, central and southeastern Oaxaca, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 1-20.
- Morán-Zenteno, D.J., Monter-Ramírez, A., Centeno-García, E., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., 2007, Stratigraphy of the Balsas Group in the Amacuzac area, southern Mexico: relationship with Eocene volcanism and deformation of the Tilzapota-Taxco sector: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(1), 68-80.
- Molina-Garza, R., Ortega-Rivera, A., 2006, Chronostratigraphy and paleomagnetism of the Balsas Group in the Tuzantlán-Copalillo basin, northern Guerrero state, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(2), 215-232.
- Murillo-Muñetón, G., Grajales-Nishimura, J. M., Torres-Vargas, R., 1986, Estudio petrográfico y radiométrico por K-Ar de la porción centro sur del estado de Oaxaca (resumen), en VIII Convención Geológica Nacional: Sociedad Geológica Mexicana, 149-150.
- Navarro-Santillán, D., Sour-Tovar, F., Centeno-García, E., 2002, Lower Mississippian (Osagean) brachiopods from the Santiago Formation, Oaxaca, Mexico: stratigraphic and tectonic implications: *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 327-336.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 1997, Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns: *Tectonophysics*, 270, 197-206.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Ortega-Gutiérrez, F., 1995, Estructura interna de la Falla de Oaxaca e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12(1), 1-8.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H., Mendoza-Rosales, C.C., 2006, Maastrichtian to Miocene main deformation events in eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures: *Geological Society of America Bulletin*, 118(1-2); 1868-1882; doi: 10.1130/B25734.1.
- Ordóñez, E., 1906, Las rocas Arcaicas de México: *Memoria Sociedad Científica Antonio Alzate*, 22, 315-331.
- Ortega-González, J. V., Lambarria-Silva, C., 1991, Informe geológico del prospecto Hoja Oaxaca, compilación geológica I.G.R.S. 1129: *Petróleos Mexicanos (PEMEX)*, Coordinación Divisional de Exploración, Gerencia de Exploración Región Sur, Subgerencia de Geología superficial y Geoquímica, Reporte inédito.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1975, The Pre-Mesozoic geology of the Acatlán area, south Mexico: Leeds, England, University of Leeds, tesis doctoral, 166p.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1976, Los Complejos Metamórficos del Sur de México y su significado tectónico (resumen), en III Congreso Latinoamericano de Geología: México, D.F., Instituto de Geología, p. 10.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978, Geología del contacto entre la Formación Acatlán paleozoica y el Complejo Oaxaqueño precámbrico, al oriente de Acatlán, Estado de Puebla, en IV Convención Geológica Nacional: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 39(1), 27-28.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern México and their tectonic significance: *Geofísica Internacional*, 20(3), 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Tectonostratigraphic analysis and significance of the Paleozoic Acatlán Complex of southern Mexico, en Ortega-Gutiérrez, F., Centeno-García, E., Morán-Zenteno, D.J., Gómez-Caballero, A. (eds), *Terrane geology of southern Mexico, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guidebook of field trip B: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, 54-60.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., López, R., 1999, Late Ordovician-Early Silurian continental collisional orogeny in southern México and its bearing on Gondwana-Laurentia connections: *Geology*, 27(8), 719-722.
- Ramírez-Espinosa, J., 2001, Tectono-magmatic evolution of the Paleozoic Acatlan Complex in southern Mexico, and its correlation with the Appalachian: *University of Arizona*, tesis doctoral, 170p.
- Ramírez-Espinosa, J., Talavera-Mendoza, O., 1997, Contribuciones al conocimiento del Complejo Acatlán, Sierra Madre del Sur (resumen), en II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo e Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 61.
- Robinson, R., Pantoja-Alor, J., 1968, Tremadocian trilobites from Nochixtlán region, Oaxaca, México: *Journal Paleontology*, 42, 767-800.
- Rodríguez-Torres, R., 1970, Geología metamórfica del área de Acatlán, estado de Puebla, en Segura, L.R., Rodríguez-Torres, R. (eds.), *Libro-guía de la excursión México-Oaxaca: Sociedad Geológica Mexicana*, 51-54.
- Salas, G.P., 1949, Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 1(2), 79-156.
- Salinas-Prieto, J.C., Monod, O. 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(4), 389-402.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, 14 (5), 1339-1350.
- Schlaepfer, C.J., 1970, Geología Terciaria del área de Yanhuitlán-Nochixtlán, Oaxaca, en Segura, L.R., Rodríguez-Torres, R. (eds.), *Libro-guía de la excursión México-Oaxaca: Sociedad Geológica Mexicana*, 85-96.
- Solé, J., Salinas, J.C., González-Torres, E., Cendejas-Cruz, J.E., 2007, Edades K/Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del occidente,

- centro y sur de México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24(1), 104-119.
- Solari, L.A., Keppie, D.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Lopez, R., Hames, W.E., 2003, 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen: Tectonophysics, 365, 257-282.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D.M., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M.F., 2005, U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico: Earth and Planetary Science Letters, 235, 682-699.
- Tolson, G., 2005, La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca, en Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F. (eds.), Grandes Fronteras Tectónicas de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, 52(1), 111-122.
- Twiss, R.J., Gefell, M.J., 1990, Curved slickenfibers: a new brittle shear sense indicator with application to a sheared serpentinite: Journal of Structural Geology, 12(4), 471-481.
- Vega-Carrillo, J.J., Elías-Herrera, M.E., Ortega-Gutiérrez, F., 1998, Complejo plutónico de Cuananá: basamento pre-Jurásico en el borde meridional del Terreno Mixteco e interpretación litotectónica (resumen), en I Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra y XIV Convención Geológica Mexicana, Libro de resúmenes: Sociedad Geológica Mexicana, p.145.
- Viola, G., Odonne, F., Mancktelow, N.S., 2004, Analogue modelling of reverse fault reactivation in strike-slip and transpressive regimes: application to the Giudicarie fault system Italian Eastern Alps: Journal of Structural Geology, 36, 401-418.
- Weijermars, R., Jackson, M.P.A., Vendeville, B., 1993, Rheological and tectonic modeling of salt provinces: Tectonophysics, 217, 143-174.
- Zaldivar-Ruiz, J., Santamaría-Orozco, D., Ortuño-Arzate, S., Guzmán-Vega, M., Adatte, T., Soto-Navarro, P., Soto-Jaramillo, F., Hernández-Jiménez, M.A., Bertrand-Camargo, C., 1993, Estudio de la evolución geodinámica de la Cuenca de Tlaxiaco: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Gerencia de Investigación Aplicada a la Exploración, CAO-3509, reporte inédito.

Manuscrito recibido: Enero 17, 2008

Manuscrito corregido recibido: Agosto 8, 2008

Manuscrito aceptado: Agosto 12, 2008