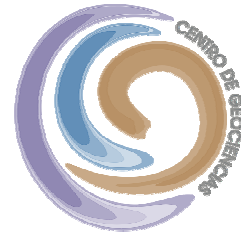


**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO**

Centro de Geociencias, Juriquilla, Querétaro



Posgrado en Ciencias de la Tierra

EVOLUCIÓN TECTÓNICA CENOZOICA EN LA PORCIÓN NORTE DE LA FALLA DE OAXACA

TESIS

**Que para obtener el grado de:
Maestro en Ciencias de la Tierra
(Geología Estructural y Tectónica)**

Presenta:

Oscar Gabriel Dávalos Álvarez

Tutor: Dr. Ángel Francisco Nieto Samaniego

Juriquilla, Querétaro, 2006.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

DEDICATORIA

Dedico este trabajo con cariño a mis padres, Sr. Javier Dávalos Dueñas y Sra. Martha Elba Álvarez de Dávalos (†), a mis hermanos Paola y Javier. Gracias por su apoyo, comprensión y confianza.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Ángel Francisco Nieto Samaniego, quién fungió como director del presente trabajo, por su apoyo humano, académico y económico a lo largo de mi estancia en el Centro de Geociencias. Quiero agradecerle infinitamente su paciencia, confianza, disposición, así como, por compartir conmigo su conocimiento y su ética profesional. Me ha ayudado mucho en mi formación personal y profesional. Gracias Dr. Nieto!!!.

A los proyectos que financiaron esta investigación: CONACyT 41044-F “Estudio de las grandes fronteras tectónicas de la República Mexicana; su influencia en la deformación cenozoica de la corteza superior” y PAPIIT IN102602-3 “Estudio sobre la invariabilidad de escalas en fallas con pseudotaquilitas: posibles causas que generan películas de vidrio en fracturas pequeñas”.

También de forma especial quiero agradecer a la Dra. Susana Alicia Alaniz Álvarez, por su apoyo humano y académico. De igual manera agradezco al Dr. Juan Martín Gómez y a la Dra. Ma. Teresa Orozco por su amistad, comentarios y apoyo en todo momento.

A mi comité de grado, Dr. José Jorge Aranda Gómez, Dr. Dante Morán Zenteno, Dr. Rafael Barboza Gudiño y Dr. Armando García Palomo, agradezco sus revisiones y comentarios que ayudaron mucho a mejorar la tesis, también agradezco su paciencia y disposición.

Al Dr. Luca Ferrari director del Centro de Geociencias, al secretario académico Dr. Gerardo Carrasco y al coordinador del posgrado Dr. Roberto Molina, por su apoyo y facilidades que me otorgaron durante toda mi estancia en el Centro de Geociencias.

A los doctores Gerardo Aguirre, Arturo Gómez Tuena, Román Pérez, Harald Böehnel, Luis Vassallo, Jordi Tritlla, Antoni Camprubi, Eduardo González, Gilles Levresse, y nuevamente a los doctores Ángel Nieto, Gerardo Carrasco, Roberto Molina, Luca Ferrari, y a las doctoras Susana Alaniz y Teresa Orozco... A todos ellos agradezco enormemente su conocimiento que compartieron conmigo en los diferentes cursos que realice a lo largo de la maestría.

A Isidro Loza, Alfredo Santamaría, Iván Barajas, Jorge Cervantes y Hugo Murcia que me apoyaron en el trabajo de campo.

Al personal técnico que me apoyó en los laboratorios, especialmente a Juan Tomás Vázquez, al Sr. Crecencio Garduño y a Oscar Aguilar Moreno, por su ayuda en la preparación de láminas delgadas. Al Ing. Solorio Munguía, por facilitarme material de laboratorio y darme el tiempo de explicarme su uso. También quiero agradecer a Manuel Albarran por su valiosa ayuda en el laboratorio de molienda y a Bartolo Rodríguez.

Al Ing. Margarito Tristán, al Dr. Oscar Carranza y al Dr. Alexander Iriondo, por sus comentarios y motivación.

Muy especialmente a Jesús Silva Corona por su paciencia, disposición, amistad y apoyo en todo momento, realmente agradezco tantos momentos en que me saco de dudas con los software y me ayudo incondicionalmente.

Quiero agradecer enormemente a Marta Pereda secretaria del posgrado, quién me ayudo con todos los tramites y papelería necesaria durante toda mi estancia en el posgrado. Gracias por tu paciencia, apoyo y buen trato.

A mis primeros compañeros en Geociencias, Gabriel Chávez, Janett García, Rodolfo Díaz, Mariano Cerca, Eloisa Domínguez, Cesar Rodríguez, Carlos Vargas, Blanca Estela Mata, Andrea Rossotti, Jesús Pacheco, Irving Arvízu, Ángel Ojeda, Iair Montemayor, José Manuel Morales, Amador Núñez, Nancy Gutiérrez, Alberto Gómez y Gerardo Bocanegra.

A los compañeros que llegaron después, Rafael Puente, Janet Villareal, Iván Barajas, Isidro Loza, José Luis Rodríguez, Javier Hernández, Marisol Cano, Nelly Rincón, Jacqueline Calzada, Lenin Ávila, Emilio Martínez, Miguel Dórame, Francisco González, Laura Mori, Michelangelo Martíni, Alfredo Santamaría, Andrés Felipe Arango, Antonio del Rosal, Gildardo González, Ienisei Peña, Aldo Ramos, Joel Torices, Jorge Cervantes, Edagar Oviedo, Paula González, Daniel González, Maru Ulloa, Guadalupe López, Norma Hinojo, Pedro Evodio, Manuel Ortiz y Salvador Sánchez.

Muy especialmente a mis compañeros Lina Serrano, Norma Cervantes, José Guadalupe Cavazos, Tania Norato, Martín Hernández, Carmen Jaimes, Isaac Gutiérrez, Blanca Méndez, Fernando Corbo y Montserrat Hernández, les agradezco su amistad y todos los momentos compartidos.

A Mi tía Ma. del Carmen Dávalos por su eterna hospitalidad y cariño.

A compañeros del posgrado en el D. F., Daniel Bolaños, Beatriz Díaz, Valerie Pompa, Karina Cervantes, Guadalupe Dávalos, Guillermo Hernández, Hugo Murcia y Natalia Pardo. De manera especial a Edgar Ángeles y Elisa Fitz, por compartir conmigo su entusiasmo por la geología y amistad.

Al Dr. Enrique Martínez Hernández y la Dra. Elía Ramírez Arriaga por su apoyo, comentarios y por el análisis palinológico que elaboraron para varias muestras de mi área de estudio.

Al personal administrativo del centro de Geociencias por aguantarme y apoyarme, gracias Dionisio León, Elena Galván, Guadalupe Hernández y especialmente a Juanita Pérez.

A Teresa Soledad Medina Malagón y Teresita de Jesús Pérez, por su valioso apoyo y entrega a su trabajo, lo que me facilitó mucho las búsquedas bibliográficas que necesite para mi tesis y diversos trabajos de los cursos elaborados durante la maestría.

A Gabriel Origel por su ayuda en la elaboración de modelos de elevación digital y por sus explicaciones sobre sistemas de información geográfica.

A Gildardo Gonzáles Naranjo quiero agradecerle que se haya tomado el tiempo para ayudarme y explicarme el uso del Arc View.

A mis compañeros de carrera de la UASLP, Arturo Pérez, Hugo Silva, Omar Martínez, Jesús Betancour, Carlos Cham, Federico Limón.

A mis eternos amigos Rodrigo Alcántara, Delhi Jordan, Carlos Herrera, y Miguel García.

ÍNDICE

Resumen.....	v
Capítulo I	
Introducción.....	1
I.1 Generalidades.....	3
I.1.1 Localización.....	3
I.1.2 Vías de acceso.....	4
I.1.3 Fisiografía y geomorfología.....	4
I.2 Antecedentes.....	7
I.3 Problemática.....	9
I.4 Objetivo.....	10
I.5 Metodología.....	10
Capítulo II	
Marco geológico regional.....	11
II.1 Geología del sur de México.....	11
II.1.1 Estratigrafía regional.....	14
II.1.1.1 Terreno Zapoteco.....	14
II.1.1.2 Terreno Mixteco.....	16
II.1.1.3 Cuenca de Tlaxiaco.....	17
II.1.1.4 Cuenca de Zongolica.....	18
II.1.1.5 Plataforma de Córdoba.....	18
II.1.1.6 Cuenca Cuicateca.....	19
II.1.2 Estructuras Mayores.....	19
II.1.2.1 Falla de Oaxaca.....	20
II.1.2.2 Falla Caltepec.....	20
II.1.2.3 Falla Chacalapa.....	20
II.2 Evolución tectónica del sur de México.....	20
II.2.1 Deformación post-Laramide (Paleoceno tardío-Reciente).....	21
Capítulo III	
Estratigrafía región de Tehuacán-Teotitlán.....	23
III.1 Unidades pre-cenozoicas.....	23
III.1.1 Precámbrico.....	23
III.1.1.1 Complejo Oaxaqueño (Proterozoico Medio-Tardío).....	23
III.1.2 Paleozoico.....	28
III.1.2.1 Formación Matzitzi (Pensilvánico-Pérmico).....	28
III.1.3 Mesozoico.....	29
III.1.3.1 Formación Chivillas (Jurásico Tardío-Neocomiano).....	29
III.1.3.2 Formación Zapotitlán (Berriasiano-Barremiano).....	31
III.1.3.3 Conglomerado Tecachil (Hauteriviano-Barremiano).....	33
III.1.3.4 Formación Tamaulipas Superior (Aptiano-Cenomaniano).....	35

III.1.3.5 Cretácico Superior indiferenciado (¿Turoniano-Santoniano?).....	37
III.2 Unidades cenozoicas.....	39
III.2.1 Paleógeno.....	39
III.2.1.1 Lechos rojos Tilapa (Eoceno temprano-medio).....	39
III.2.1.2 Formación Mequitongo (Eoceno temprano-medio).....	42
III.2.1.3 Conglomerado El Campanario (Eoceno medio-Oligoceno temprano).....	46
III.2.1.4 Andesita San Juan Atzingo (Oligoceno tardío-Mioceno medio).....	49
III.2.1.5 Formación Tehucán (Oligoceno tardío-Mioceno medio).....	52
III.2.1.6 Conglomerado San Isidro (Mioceno medio-tardío).....	55
III.3 Neógeno.....	58
III.3.1 Depósitos lacustres Altepexi (Mioceno medio-Pleistoceno).....	58
III.3.2 Depósitos lacustres del Neógeno-Cuaternario (Plioceno-Pleistoceno).....	60
III.3.2.1 Travertinos Cerro Prieto.....	60
III.3.2.2 Lacustres Villa Alegría.....	62
III.3.3 Conglomerados Coyoltepec (Plioceno-Pleistoceno).....	65
III.3.4 Basaltos Cuayucatepec (Pleistoceno).....	67
III.3.5 Conglomerados Teotitlán (Pleistoceno).....	68
III.3.6 Abanicos aluviales y aluvión (Holoceno-Reciente).....	69
 Capítulo IV	
Teoría sobre deformación frágil, reactivación, propagación de fallas y zonas de enlace de fallas.....	71
IV.1 Deformación.....	71
IV.1.1 Deformación frágil.....	74
IV.2 Crecimiento y zonas de relevo de falla.....	76
IV.2.1 Rampas de Relevo.....	81
 Capítulo V	
Estructura y evolución tectónica cenozoica de la porción norte de la falla de Oaxaca.....	88
V.1 Sistema falla de Oaxaca.....	88
V.1.1 Zona de cizalla de Oaxaca.....	88
V.1.2 Falla de Oaxaca.....	89
V.1.2.1 Sector norte de la falla de Oaxaca.....	90
V.1.2.1.1 Geometría y cinemática del sector norte de la falla de Oaxaca.....	92
V.1.2.1.2 Fases de deformación cenozoica en el sector norte de la falla de Oaxaca.....	100
 Capítulo VI	
Discusión y conclusiones.....	103
VI.1 Discusión.....	103
VI.2 Conclusiones.....	108
Bibliografía.....	111

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa que muestra algunas de las fallas mayores de México.....	1
Figura 2. Fallas del sur de México.....	2
Figura 3. Mapa de ubicación.....	3
Figura 4. Mapa de vías de comunicación.....	4
Figura 5. Mapa de provincias fisiográficas.....	5
Figura 6. Rasgos orográficos principales en la región aledaña al área de estudio.....	6
Figura 7. Mapa de la geología regional del sur de México.....	12
Figura 8. Mapa de provincias geológicas de México.....	13
Figura 9. Terrenos tectonoestratigráficos del sur de México.....	14
Figura 10. Elementos paleogeográficos del sur de México.....	15
Figura 11. Modelos propuestos para la migración del Bloque de Chortis.....	22
Figura 12. Mapa geológico-estructural del área de estudio.....	25
Figura 13. Secciones geológico-estructurales del área de estudio.....	25
Figura 14. Fotografía de rocas gnéissica correspondientes al Complejo Oaxaqueño.....	26
Figura 15. Fotografía que muestra contacto por falla normal de rocas precámbricas con depósitos cenozoicos.....	27
Figura 16. Fotografía muestra de mano de la Formación Matzitzi.....	28
Figura 17. Fotografías de la Formación Chivillas.....	31
Figura 18. Fotografía de margas correspondientes a la Formación Zapotitlán.....	33
Figura 19. Conglomerado Tecachil.....	34
Figura 20. Fotografías del conglomerado Tecachil.....	35
Figura 21. Fotografías de la Formación Tamaulipas Superior.....	37
Figura 22. Fotografía aérea en la que se muestra un afloramiento interpretado como Cretácico Superior indiferenciado.....	38
Figura 23. Fotografías de los lechos rojos Tilapa.....	40
Figura 24. Fotomicrografía correspondiente a una arenisca de los lechos rojos Tilapa.....	41
Figura 25. Fotografías de la formación Mequitongo.....	43
Figura 26. Pliegues en la formación Mequitongo.....	44
Figura 27. Fotografía de muestra de mano y fotomicrografías de la toba intercalada en la formación Mequitongo.....	45
Figura 28. Fotografías del conglomerado El Campanario.....	47
Figura 29. Tipos de polen identificados para la unidad conglomerado El Campanario.....	48
Figura 30. Afloramiento de la andesita San Juan Atzingo.....	50
Figura 31. Fotomicrografías de andesita San Juan Atzingo.....	51
Figura 32. Fotografías de la Formación Tehuacán.....	53
Figura 33. Fotomicrografías correspondientes a una toba de la Formación Tehuacán.....	54
Figura 34. Afloramientos del conglomerado San Isidro.....	57
Figura 35. Afloramientos de los lacustres Altepexi.....	59
Figura 36. Fotomicrografía para muestra de los lacustres Altepexi.....	60
Figura 37. Afloramientos de los travertinos Cerro Prieto.....	61
Figura 38. Fotografías de los lacustres Villa Alegría.....	63
Figura 39. Icnofósiles en la localidad Villa Alegría, Santiago Miahuatlán, Puebla.....	64
Figura 40. Afloramiento del conglomerado Coyoltepec.....	66
Figura 41. Fotomicrografías del basalto Cuayucatepec.....	68
Figura 42. Conglomerado Teotitlán.....	69
Figura 43. Afloramiento de abanico aluvial.....	70
Figura 44. Propiedades geométricas de la deformación.....	72
Figura 45. Diagrama de Flinn.....	73
Figura 46. Componentes de la deformación.....	73

Figura 47. Tipos de fracturas.....	74
Figura 48. Esquema de dominios de la deformación.....	75
Figura 49. Configuración del sistema de fracturas tipo Riedel.....	76
Figura 50. Esquema de la geometría para inflexiones de falla.....	77
Figura 51. Esquema que muestra dos tipos de mecanismos por los cuales una falla puede crecer.....	78
Figura 52. Esquema que muestra la redistribución de esfuerzos en las terminaciones de falla..	79
Figura 53. Esquema de las componentes geométricas en zonas de relevo.....	80
Figura 54. Esquema de tipos de relevo de falla según su cinemática.....	80
Figura 55. Bloque esquemático que muestra una rampa de falla.....	81
Figura 56. Combinaciones posibles de un relevo de falla respecto a su sentido de deslizamiento oblicuo y de su escalonamiento.....	82
Figura 57. Bloque diagramático y vista en planta de los enlaces en una rampa de falla.....	83
Figura 58. Bloques diagramáticos que muestran el desarrollo progresivo de una rampa de falla.....	84
Figura 59. Mapa hipsográfico región aledaña a la falla de Oaxaca.....	91
Figura 60. Mapa de la región del valle de Tehuacán.....	93
Figura 61. Esquema de segmentos y relevos de falla en el SNFO.....	95
Figura 62. Imágenes de modelos de elevación digital que muestran la configuración de la rampa Tilapa.....	96
Figura 63. Redes estereográficas de Schmidt hemisferio inferior, reconstrucción para paleoinclinaciones en el conglomerado El Campanario.....	99

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Columna litoestratigráfica del área de estudio, región de Tehuacán-Teotitlán.....	24
Tabla 2. Edades por el método K-Ar determinadas para rocas del valle de Tehuacán.....	46
Tabla 3. Tabla de abundancia relativa para el polen en la unidad conglomerado El Campanario.....	49
Tabla 4. Datos de fechamiento por radiocarbón.....	71

RESUMEN

En México hay sistemas de fallas que se cree son estructuras de basamento que han acomodado gran parte de la deformación a través del tiempo. El sistema falla de Oaxaca es uno de los más estudiados ya que se conocen las edades cuando se activó, su asociación con el vulcanismo y con rocas sedimentarias y de falla, así como con estructuras menores formadas durante distintos eventos de actividad. La información acerca de este sistema de falla es principalmente sobre su actividad anterior al Cenozoico, de su evolución más reciente se conoce poco. La porción septentrional de la falla de Oaxaca es una región representativa de la deformación cenozoica ocurrida en el sistema falla de Oaxaca y la actividad de este sector de la estructura formó una fosa tectónica extensa conocida como valle de Tehuacán.

En el valle de Tehuacán la cubierta cenozoica registra tres pulsos sedimentarios (PS1, PS2 y PS3) y un evento de deformación progresiva con cuatro fases (D1, D2, D3 y D4). Entre el Cretácico Superior y las rocas asociadas al PS1 existe una discordancia, esta corresponde con la deformación de la orogenia Laramide. El evento de deformación Cenozoico que se estudia en este trabajo es posterior al acortamiento de la orogenia Laramide y es una deformación por alargamiento. El régimen de alargamiento produjo fallamiento frágil, que originó las primeras estructuras del sector norte de la falla de Oaxaca; esta actividad corresponde a la fase de deformación D1. La edad de esta fase de deformación está acotada por el PS1 que abarcó del Eoceno temprano al medio, siendo esa la edad mínima de dicha fase y del inicio de la formación del valle. Después de PS1 y hasta el Oligoceno temprano sucedió D2. Posteriormente hubo un *hiatus* producto de un cambio del nivel de base regional, esto formó una discordancia que se asoció a la deformación D3. Esta fase abarcó del Oligoceno temprano al tardío. El PS2 posiblemente inició en el Oligoceno tardío, indicando el final de D3, y se prolongó a lo largo del Mioceno posiblemente hasta el Plioceno-Pleistoceno. Durante el desarrollo del PS2, ocurrió D4, esta fase de fallamiento fue posterior al Mioceno medio. Finalmente el PS3 corresponde a depósitos de abanicos y rellenos aluviales, que se depositaron del Pleistoceno al Reciente.

Los pulsos sedimentarios y las fases de deformación en el valle de Tehuacán son producto de la actividad de la falla de Oaxaca durante el levantamiento progresivo de la Sierra Mazateca y el hundimiento relativo del valle de Tehuacán. Este registro muestra que el sistema tiene actividad desde la base del Eoceno hasta el Cuaternario. Sin embargo, la ausencia de fases de fallamiento

posterior a PS3 indica que el sector norte de la falla de Oaxaca no ha tenido actividad significativa en el Reciente.

Por su arreglo geométrico, la porción septentrional de la falla de Oaxaca está formada por cuatro segmentos principales, los cuales son fallas normales y tienen un arreglo *en échelon* izquierdo. Se cree que dichos segmentos crecieron a través de enlaces de falla ya que se reconocieron dos rampas y un relevo.

Por el arreglo escalonado de los segmentos, así como considerando la interpretación de los pulsos sedimentarios, de las fases de deformación cenozoica y el modelo de propagación del fallamiento, se infiere que el sector norte de la falla de Oaxaca creció por enlaces de falla, que hubo una migración de la deformación del suroeste al noroeste y que la estructura se formó en un régimen tectónico de alargamiento, con una componente dextral pequeña.

Capítulo I. INTRODUCCIÓN

En México existen una serie de fallas mayores (Figura 1), las cuales son sistemas de estructuras con extensión regional y posiblemente son fallas de basamento. A lo largo de ellas se ha acomodado mucha de la deformación ocurrida en territorio mexicano a través de su historia geológica. El estudio de estas estructuras es importante para comprender la evolución tectónica de México. A partir del análisis de dichos sistemas se puede elaborar o complementar modelos existentes que explican la historia geológica del país, de aquí la relevancia de documentarlas y así poder elaborar un marco evolutivo de su actividad y contribuir al conocimiento geológico de la República Mexicana.



Figura 1. Mapa que muestra algunas de las fallas mayores de México (Imagen de CONABIO, 2003).

El sur de México tiene una larga y compleja historia geológica, la cual está estrechamente ligada con fallas mayores. La evolución tectónica de la porción meridional del país se remonta al Proterozoico, y también se han documentado eventos ocurridos en el Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico (Ortega-Gutiérrez, 1981; Carfatan, 1981; Centeno-García, 1988; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996; Morán-Zenteno *et al.*, 1996; Ferrari *et al.*, 1998; Tolson, 1998; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002b; Solari *et al.*, 2003; Cerca *et al.*, 2004; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006; entre otros).

Éste trabajo se enfoca en el sector norte de la falla de Oaxaca (SNFO). La falla de Oaxaca (FO) es una de las estructuras regionales que han controlado la evolución tectónica del sur de México (Figura 1). Esta falla es una zona de deformación formada por estructuras con rumbos preferentes al N y NW. La FO se puede seguir por aproximadamente 200 km, en el estado de Oaxaca, su traza se sobrepone a la zona de cizalla de Oaxaca (ZCO) que define un alineamiento topográfico claro, desde un poco al norte de Teotitlán, Oax. hasta Oaxaca, Oax., aunque se ha propuesto su prolongación hacia el norte hasta Perote, Veracruz, y hacia el sur hasta el poblado de Miahuatlán, Oaxaca (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995). En los alrededores del poblado de Teotitlán, la FO cambia de dirección separándose de la ZCO, se desvía hacia Tehuacán, Puebla, tomando un rumbo al NW (Figura 2). En esta zona la FO forma el borde oriente del valle de Tehuacán (VT), que es la región donde se desarrolló el presente estudio.

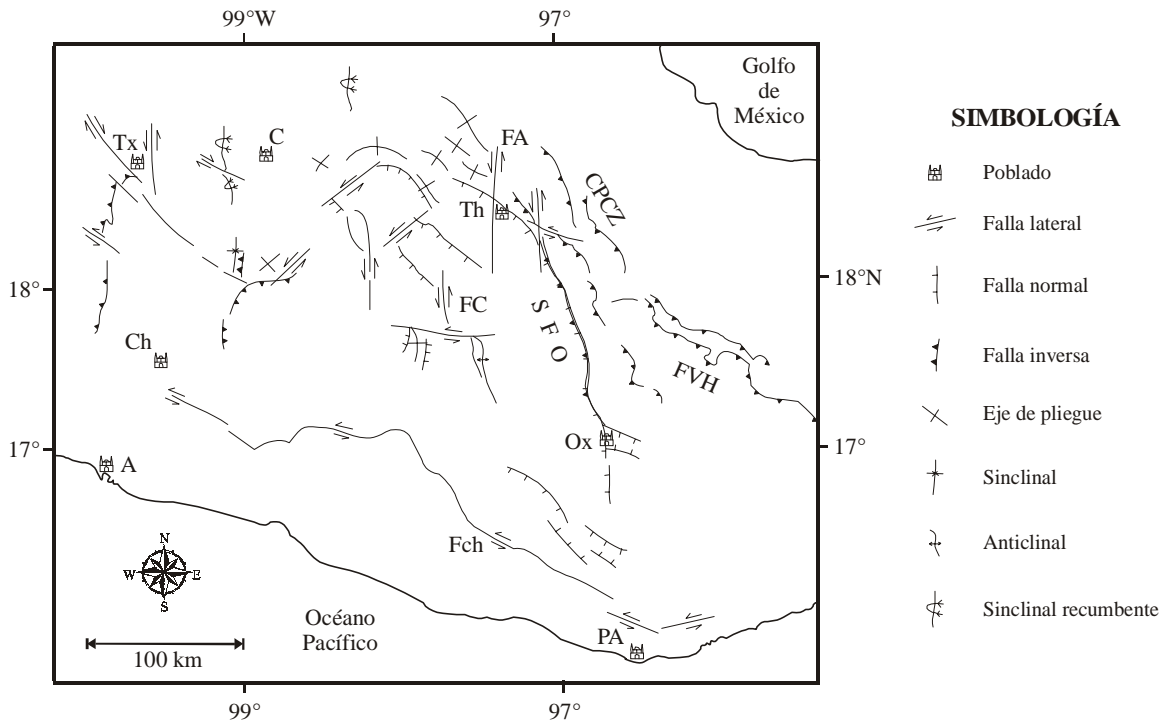


Figura 2. Fallas del sur de México (modificado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). CPCZ: Cinturón de pliegues y cabalgaduras de Zongolica; FA: Falla Azumbilla; Fch: Falla Chacalapa; FC: Falla Caltepec (Falla Tamazulapan en López-Ticha, 1985); FVH: Falla Vista Hermosa; SFO: Sistema falla de Oaxaca. A: Acapulco; C: Cuautla; Ch: Chilpancingo; Ox: Oaxaca; PA: Puerto Ángel; Th: Tehuacán; Tx: Taxco.

I.1 Generalidades del área de estudio

I.1.1 Localización

El área de estudio se encuentra al sur del país, aproximadamente a 250 km al SE de la Ciudad de México. Se ubica entre los estados de Puebla y Oaxaca, principalmente en la porción sur-oriental del Estado de Puebla, extendiéndose ligeramente dentro de territorio oaxaqueño (Figura 3).

El trabajo se desarrolló dentro de la Hoja Orizaba 1:250 000 (E 14-6; INEGI, 1994; Martínez-Amador *et al.*, 2001), principalmente en territorio comprendido en las hojas escala 1:50 000 del INEGI: Santiago Miahuatlán (E 14B65; 2000), Tehuacán (E 14B75; 1999), Zinacatepec (E 14B76; 2000) y Teotitlán de Flores Magón (E 14B86; 2001) (Figura 3). Abarca aproximadamente un área de 2185 km².

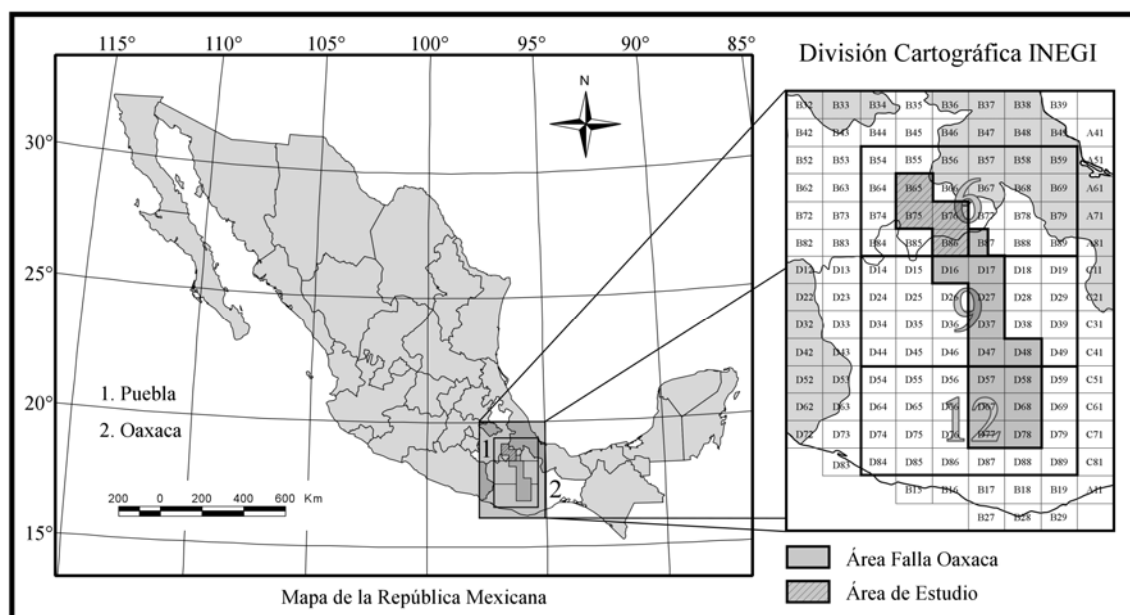


Figura 3. Mapa de ubicación, la división cartográfica del INEGI corresponde a la zona E 14.

La población más importante en la zona de estudio es la ciudad de Tehuacán, Puebla. Otros poblados significativos dentro del área son: San Gabriel Chilac, San José Miahuatlán, Ajalpan, Altepexi, Zinacatepec, Calipan, Coxcatlán y Tilapa, en el Estado de Puebla; y Teotitlán de Flores Magón, perteneciente al Estado de Oaxaca.

I.1.2 Vías de acceso

Las principales carreteras que conectan a la zona con el resto del país son: Autopista de Cuota #150, comunica México-Puebla-Orizaba-Córdoba-Veracruz; Autopista de Cuota #190, Puebla-Atlixco; Super Carretera Federal #135, Tehuacán-Oaxaca; Carretera Federal #150, México-Puebla-Tehuacán; Carretera Federal #131 y #125, Tehuacán-Oaxaca (CRM, 1995, 1996) (Figura 4).

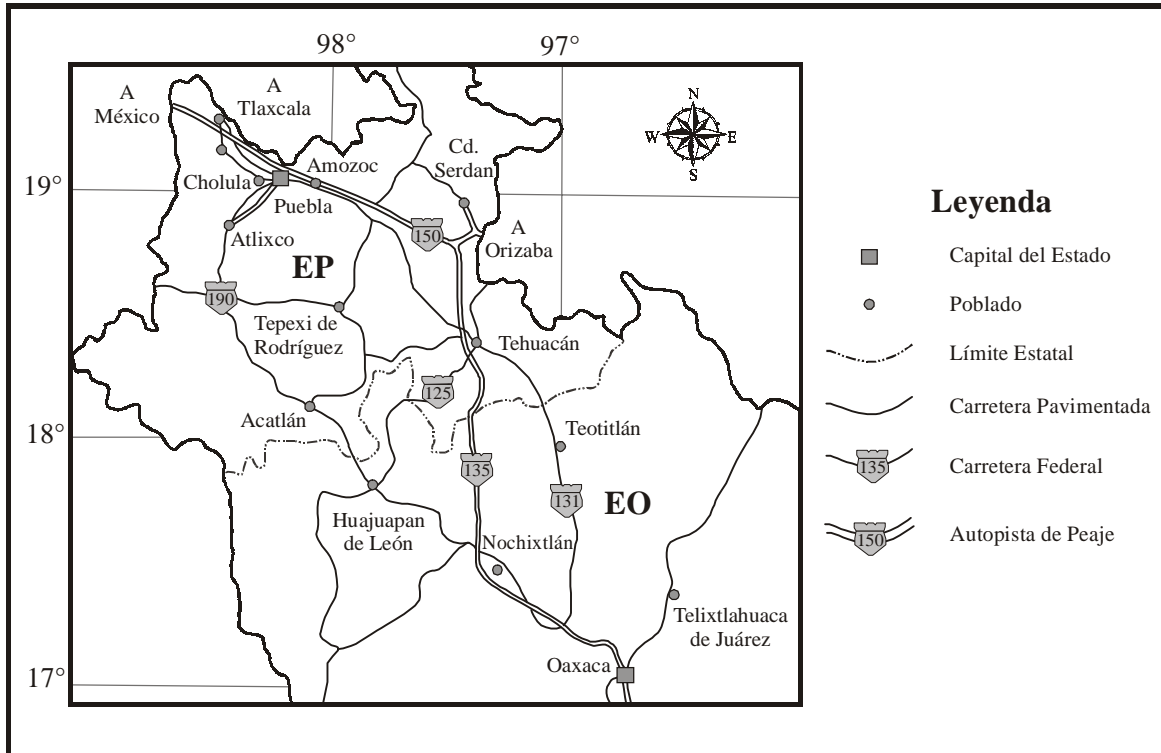


Figura 4. Mapa de vías de comunicación. EP: Estado de Puebla y EO: Estado de Oaxaca.

A lo largo de la zona analizada hay caminos pavimentados, terracerías y brechas, que son transitables todo el año. Estas vías conectan a las ciudades principales con diversas poblaciones menores localizadas fuera de la red carretera principal. Además de la infraestructura carretera que comunica el área de estudio, existe un aeropuerto nacional, este se ubica en la ciudad de Tehuacán.

I.1.3 Fisiografía y Geomorfología

La geomorfología del sur del país es compleja; diferentes litologías y la evolución tectónica de esta porción de México se manifiestan con cadenas montañosas y valles extensos. La zona de estudio

queda dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur (Figura 5), en la porción correspondiente a territorio oaxaqueño la provincia se divide en dos subprovincias: Sierras Plegadas del Noreste y Tierras Altas de Oaxaca (Raisz, 1959; INEGI, 1989; CRM, 1995 y 1996).

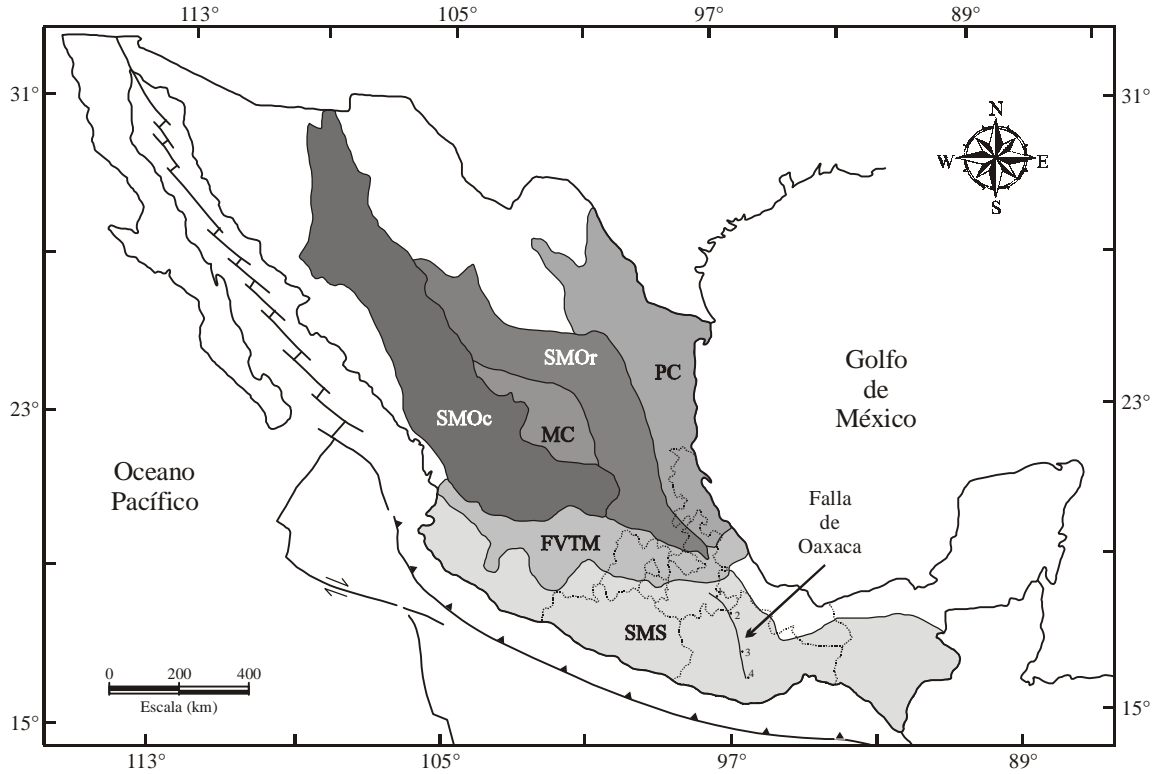


Figura 5. Mapa de provincias fisiográficas (modificado de Raisz, 1959). SMOc: Sierra Madre Occidental; MC: Mesa Central; SMOr: Sierra Madre Oriental; PC: Planicie Costera; FVTM: Faja Volcánica Transmexicana; SMS: Sierra Madre del Sur. 1: Tehuacán; 2: Teotitlán; 3: Oaxaca; 4: Miahuatlán. Las líneas discontinuas indican límites estatales en el sur de México.

En el área de estudio sobresalen los sistemas montañosos de las sierras Zongolica, Mazateca, Mixteca y Tecamachalco, además se observan planicies como el valle de Tehuacán (Figura 6), que se prolonga hacia el sur del área para formar la Cañada Oaxaqueña. En esta zona existe un contraste geomorfológico importante, los desniveles topográficos varían aproximadamente desde cotas 3250 msnm en la parte oriental (Sierra Mazateca), a 900 msnm en la parte central (valle de Tehuacán) y sur (Cañada Oaxaqueña), y 2500 msnm en la porción poniente (Sierras de la Mixteca), en la porción septentrional las alturas promedio son entre los 2700 y 2800 msnm (Sierra de Tecamachalco).

EVOLUCIÓN TECTÓNICA CENOZOICA EN LA PORCIÓN NORTE DE LA FALLA DE OAXACA

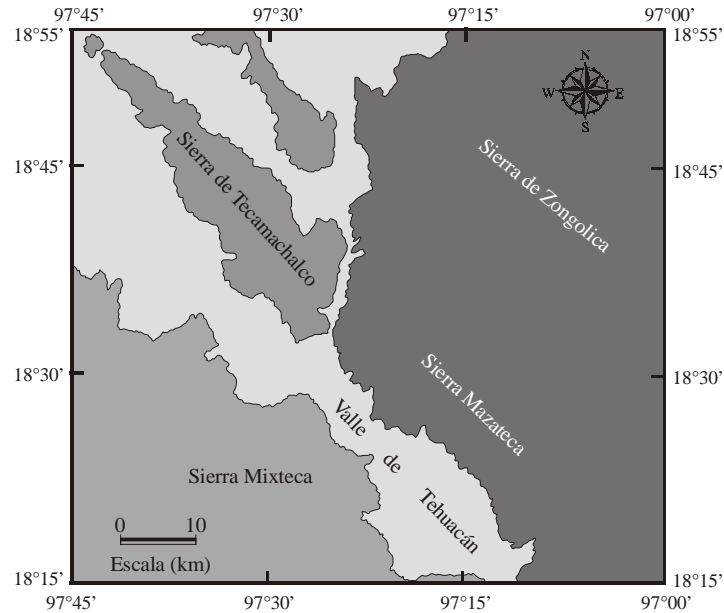


Figura 6. Rasgos orográficos principales en la región aledaña al área de estudio (redibujado de Eguiza-Castro, 2001).

Los rasgos característicos de estas regiones son:

- Sierra de Zongolica: La sierra tiene una orientación preferente NW-SE, se caracteriza por un relieve abrupto con pendientes pronunciadas, elevación promedio 2600 msnm. Barrientos (1985) señaló una extensión de 12 a 19 km para este sistema montañoso. La litología predominante es calcárea, por lo que es común encontrar una topografía kárstica (Centeno-García, 1988). Al oriente termina, muchas veces de manera abrupta, en el Golfo de México, y en su porción occidental limita con el VT.
- Sierra Mazateca: Es una cadena montañoso alta, con pendientes abruptas y valles estrechos, altura promedio de 3250 msnm. Su orientación preferente es NW-SE. Limita al oriente con la vertiente del Golfo de México y al poniente con el VT. Las rocas predominantes en la sierra son metamórficas y sedimentarias.
- Sierra de la Mixteca: Esta zona presenta una morfología formada por montañas de pendientes suaves y aquí se pueden apreciar valles amplios. Es de menor altitud que las sierras de Zongolica y la Mazateca. Tiene una orientación promedio NW-SE. Forma el límite poniente del VT.

- Sierra de Tecamachalco: Se orienta en dirección NW-SE. Es el límite norte-oriente del área de estudio, forma parte del borde septentrional del VT. Se caracteriza por pendientes suaves en su porción occidental y más abruptas hacia el borde oriente, sus elevaciones varían entre 1050 y 2500 msnm. Esta formada principalmente por rocas sedimentarias y volcánicas (Eguiza-Castro, 2001).
- Valle de Tehuacán (VT): Es una depresión topográfica de origen tectónico que se extiende con dirección NW-SE, con una altura promedio de 1500 msnm. Está bordeado por las sierras antes descritas, tiene una longitud aproximada de 100 km y un ancho entre 10 a 20 km. Se encuentra relleno por sedimentos continentales cenozoicos.
- Cañada Oaxaqueña: Se forma hacia la porción sur del VT, donde éste comienza a ser más angosto. La cañada conserva la misma orientación del valle. En esta zona hay cerros pequeños que se presentan generalmente escarpados (Centeno-García, 1988).

I.2 Antecedentes

En México hay fallas regionales en las que se ha concentrado parte de la deformación a lo largo de su historia geológica. Estas estructuras tienen longitudes de cientos de kilómetros y a lo largo de ellas se han inferido desplazamientos del orden de kilómetros. Algunas de estas estructuras son las siguientes: graben de Aguascalientes (Aranda-Gómez, 1989; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), sistema San Luis-Teprehuanes (Loza-Aguirre, 2005), sistema Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002a), falla Caltepec (Elías-Herrera *et al.*, 2005), falla Chacalapa (Tolson, 2005), falla de Oaxaca (Alaniz-Álvarez, 1996) y falla San Marcos (Chávez-Cabello *et al.*, 2005) (Figura 1).

La falla de Oaxaca (FO) es una de las estructuras regionales más estudiadas del país, hay diversos trabajos que describen zonas relacionadas a esta estructura, ya sea desde un punto de vista estratigráfico o que tratan de explicar la cinemática con que ha actuado (*e.g.* Centeno-García, 1988; Alaniz-Álvarez, 1996). La FO ha tenido una participación importante para la configuración actual de parte del territorio nacional. Se piensa que posiblemente a través de ella se han desplazado fragmentos continentales durante la apertura del Golfo de México (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996).

Las primeras descripciones de la FO son de Barrera (1931; 1946), quien en su primer trabajo señaló su relación con el origen del valle de Oaxaca e identificó su posible traza. En el segundo trabajo

describió truncamientos en las unidades litológicas asociándolos a la existencia de fallamiento durante el Terciario.

Centeno-García (1988) indicó que la traza de la FO se extiende desde Tehuacán, Puebla, a la Ciudad de Oaxaca con una orientación preferente N-NW; describió la fisiografía asociada a la falla, la litología en los bloques y la geometría de sus segmentos recientes. Ella calculó un salto vertical mínimo de 1700 m para la zona central de la estructura, y un desplazamiento aparentemente nulo en sus límites norte y sur. También señaló que la FO se formó durante el Terciario como una reactivación del contacto entre los terrenos Cuicateco y Zapoteco (de acuerdo con la nomenclatura de Sedlock *et al.*, 1993). Esta autora consideró una edad probable de actividad en la falla previa al Mioceno medio hasta el Holoceno. También documentó que el fallamiento ocurrió de forma alternada con periodos pasivos y mencionó la relación del Conglomerado Cuicatlán con la actividad de la FO.

Nieto-Samaniego *et al.* (1995) estimaron que la FO tuvo actividad entre el Mioceno y el Pleistoceno, y basados en la presencia de rocas miocénicas rellenando la fosa de Oaxaca (Formación Suchilquitongo), le calcularon un desplazamiento vertical mínimo de 1800 m. Estos autores notaron que las diferentes litologías a lo largo de la traza de la falla influyeron en los estilos de deformación del sistema.

Alaniz-Álvarez (1996), documentó la zona de cizalla de Oaxaca (ZCO) como una estructura poliorogénica, e identificó cuatro fases de actividad: 1) Se originó antes del Jurásico Medio, como una cabalgadura con vergencia al oriente producto de la colisión entre los terrenos Zapoteco y Cuicateco; 2) Fue reactivada como falla lateral en el Jurásico Medio durante la apertura del Golfo de México; 3) Se exhumó el cinturón milonítico de la ZCO, por su reactivación como falla normal, ocurrida entre el Jurásico Medio y el Cretácico Temprano; 4) Hubo un evento de extensión que reactivó la zona de cizalla como falla normal en el Cenozoico.

Alaniz-Álvarez *et al.* (1996) documentaron la edad de la segunda fase de actividad de la ZCO, que causó un segundo evento de milonitización (D2) en el sistema de falla. Ellos señalaron que esto ocurrió durante un régimen lateral. Estos autores fecharon por U-Pb circones (165 ± 20 Ma) y monazita ($163 \pm 42/-13$) en un granito sintectónico; además, obtuvieron una edad integrada $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ (técnica de incrementos de temperatura) para una muscovita sintectónica (169.3 ± 1.7 Ma), contenida en el granito. Con estos datos argumentaron que la actividad D2 ocurrió hace 163-169

Ma, y lo asociaron con la apertura del Golfo de México en el Jurásico. Dichos autores también mencionaron que este cinturón milonítico permitió el acomodo de parte de la deformación asociada al desplazamiento del bloque de Yucatán hacia el sureste.

En un trabajo más reciente, se analiza el comportamiento de la corteza superior durante eventos de deformación en el sur de México. Nieto-Samaniego *et al.* (2006) abordaron este problema tratando de explicar la geometría, edad y cinemática de las principales estructuras, formadas durante y después de la orogenia Laramide en la Sierra Madre del Sur. Estos autores distinguieron tres eventos principales: Un primer evento contractivo correspondiente a la orogenia Laramide (Cretácico Tardío-Eoceno medio), un segundo evento de fallamiento lateral producto de acortamiento horizontal NE-SW (Eoceno-Oligoceno), y un tercer evento con fallas normales y laterales que indica extensión NE-SW (Oligoceno-Mioceno).

I.3 Problemática

La tectónica cenozoica del sur de México tiene una relación intrínseca con la evolución de las placas Farallón, Norteamérica, Caribe, Cocos y Rivera (Engebretson *et al.*, 1985). Para el sur de México se han reconocido diferentes estilos de deformación (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006), pero no se han identificado los mecanismos regionales que motivaron los diferentes regímenes estructurales. Se ha documentado la influencia de una deformación contráctil, la cual se asocia a la orogenia Laramide (Salinas-Prieto *et al.*, 2000), para la ocurrencia de este evento se han propuesto diversos mecanismos (English y Johnston, 2004), uno de los más aceptados implica la subducción de la placa Farallón en una posición subhorizontal bajo la placa de Norteamérica por varios cientos de kilómetros a partir de la trinchera, pero la migración del volcanismo identificada en el sur de México (Morán-Zenteno *et al.*, 1999), no es consistente con dicho modelo, ya que existe volcanismo de arco, contemporáneo a la orogenia Laramide, entre la zona de deformación activa y la trinchera (English *et al.*, 2003; Morán-Zenteno *et al.*, 2006).

Para poder entender la evolución tectónica del sur de México, es evidente que hacen falta trabajos de detalle y semidetalle. El estudio sistemático de estructuras regionales, nos permitirá entender el comportamiento e influencia de las fallas mayores en la configuración actual de la región.

La FO es una de las estructuras mayores más estudiadas en el país, ya que se conocen datos de edades en que se activó, de su asociación con el volcanismo, con rocas sedimentarias y de falla, y

de su relación con fallas menores formadas durante sus distintas fases de actividad, pero de su evolución tectónica durante el Cenozoico se tienen pocos datos, y se desconocen detalles de su configuración, migración, cinemática e intensidad de la deformación y su relación con los depósitos clásticos del Cenozoico y con la sismicidad de la región.

I.4 Objetivo

En este trabajo se estudia una porción de la FO, en específico su sector norte. El estudio tiene como objetivo identificar el comportamiento de dicha estructura durante el Cenozoico. Las metas específicas del estudio son:

- Elaborar un mapa geológico de la cubierta cenozoica del área de estudio.
- Identificar edades y analizar cinemática del fallamiento.
- Reconocer y modelar el mecanismo de propagación del fallamiento.
- Reconstruir la evolución tectónica durante el cenozoico para la región analizada.

I.5 Metodología

Para elaborar este trabajo se siguió una metodología clásica para un estudio geológico-estructural. Se seleccionó la falla mayor a estudiar y se definió la región a analizar. La estructura elegida fue la FO, decidiéndose enfocar el estudio a su sector norte (borde oriente del VT). De esta manera se adquirió el material base para el desarrollo del proyecto, se obtuvieron las cartas Orizaba 1:250 000 (E 14-6; geológica del INEGI, 2002; geológico-minera del CRM, Martínez-Amador *et al.*, 2001), y las cartas escala 1:50 000 del INEGI: Santiago Miahuatlán (E 14B65; 2000a), Tehuacán (E 14B75; 1999), Zinacatepec (E 14B76; 2000b), Teotitlán de Flores Magón (E 14B86; 2001). Asimismo se cubrió la región con fotografías aéreas vuelo SINFA, escala 1:75 000 del INEGI. Se elaboró un mapa fotogeológico base y a la par se compiló bibliografía referente al área de interés. Posteriormente, se realizaron campañas de campo para identificar, describir e interpretar las diferentes unidades litoestratigráficas de la región y ubicarlas tanto espacial como temporalmente. Con esto, se buscó definir las relaciones estratigráficas de las rocas y sus relaciones de corte con las estructuras. El estudio estratigráfico de la región fue complementado con análisis petrográficos, palinológicos y fechamientos isotópicos por el método K-Ar y carbono catorce.

Capítulo II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

II.1 Geología del Sur de México

El sur de México es un mosaico de litologías, la edad de las rocas en esta región va del Precámbrico hasta el Cuaternario. En esta zona del país, afloran rocas metamórficas de grados diferentes, rocas sedimentarias depositadas en ambientes continentales y marinos, rocas ígneas intrusivas, extrusivas y piroclásticas, y rocas de falla (Figura 7).

Para hacer un panorama general de la geología de México, Ortega-Gutiérrez *et al.* (1991), dividieron al territorio nacional en provincias geológicas (Figura 8). Al sur de la Faja Volcánica Transmexicana y hacia el Istmo de Tehuantepec, en una región relativamente pequeña del territorio nacional, encontramos provincias de orígenes sedimentario marino, complejo, vulcanosedimentario y plutónico (Figura 8; provincias 14, 11, 10, 9, 20, 13 y 12).

Otra división empleada para el análisis de la historia geológica de México son los terrenos tectonoestratigráficos (*e.g.* Campa y Coney 1983). Howell *et al.* (1985), definieron el concepto de terreno tectonoestratigráfico como un conjunto de rocas de extensión regional, que se caracterizan por tener una evolución geológica diferente a terrenos adyacentes. El límite entre los terrenos es tectónico.

En el sur de México hay bloques delimitados por estructuras regionales. Cada bloque tiene una historia geológica larga y compleja. Ortega-Gutiérrez *et al.* (1994), empleando el concepto de terrenos tectonoestratigráficos, propusieron un modelo evolutivo para explicar la geología de México.

Existen diversas opiniones acerca de la concepción de los terrenos en México y un análisis detallado de estos se sale de los objetivos de este trabajo. Aquí se emplea la terminología de terrenos solo para describir características geológicas generales del entorno regional de la zona aledaña al VT.

Los terrenos implicados en la zona del área de estudio son el Mixteco, Zapoteco y Cuicateco (Sedlock *et al.*, 1993; Figura 9).

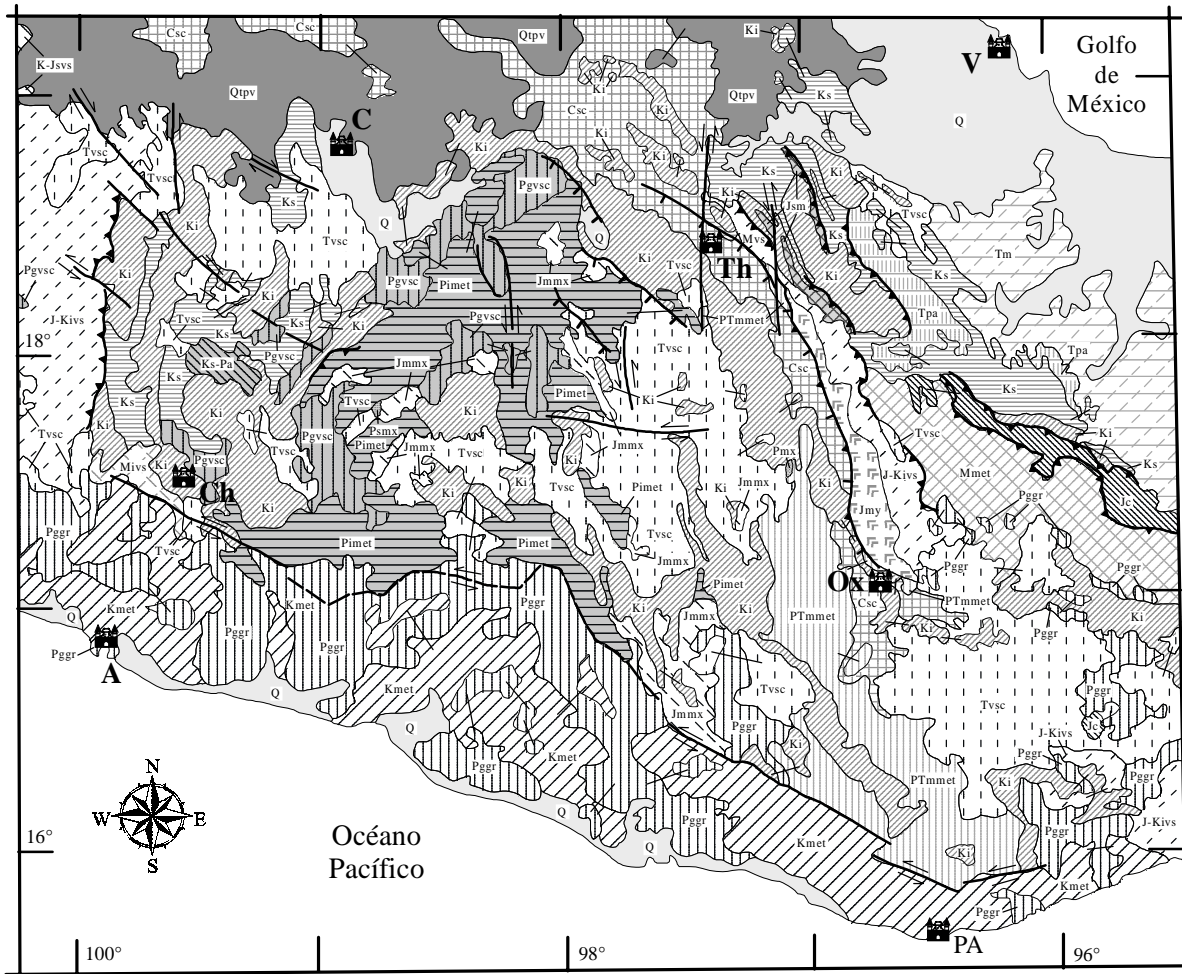


Figura 7. Mapa de la geología regional del sur de México (modificado de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Ptmmet: Complejo Oaxaqueño Proterozoico metamórfico; Pmx: Paleozoico marino; Pimet: Paleozoico Metamórfico; Psmx: Devónico-Pérmico marino y continental; Mivs: Mesozoico volcánico y sedimentario; Jc: Jurásico continental; Jmmx: Jurásico Medio continental y marino; Jmy: Jurásico milonitas; Jsm: Jurásico Tardío-Cretácico Temprano continental y marino; J-Kivs: Jurásico Tardío-Cretácico Temprano marino volcanosedimentario; Mmet: Mesozoico metamórfico; Kmet: Complejo Xolapa Cretácico metamórfico; Ki: Cretácico Temprano marino; Ks: Cretácico Tardío clástico marino; Ks-Pa: Maastrichtiano-Paleoceno volcánico y sedimentario continental; Tpa: Paleoceno marino; Pgvsc: Paleógeno volcanosedimentario continental; Ppgr: Paleógeno granito; Tvsc: Terciario volcanosedimentario continental; Tm: Terciario Marino; Csc: Cenozoico continental indiferenciado; Qtpv: Cuaternario volcánico; Q: Cuaternario aluvión. A: Acapulco; C: Cuatla; Ch: Chilpancingo; Ox: Oaxaca; PA: Puerto Ángel; Th: Tehuacán; V: Veracruz.

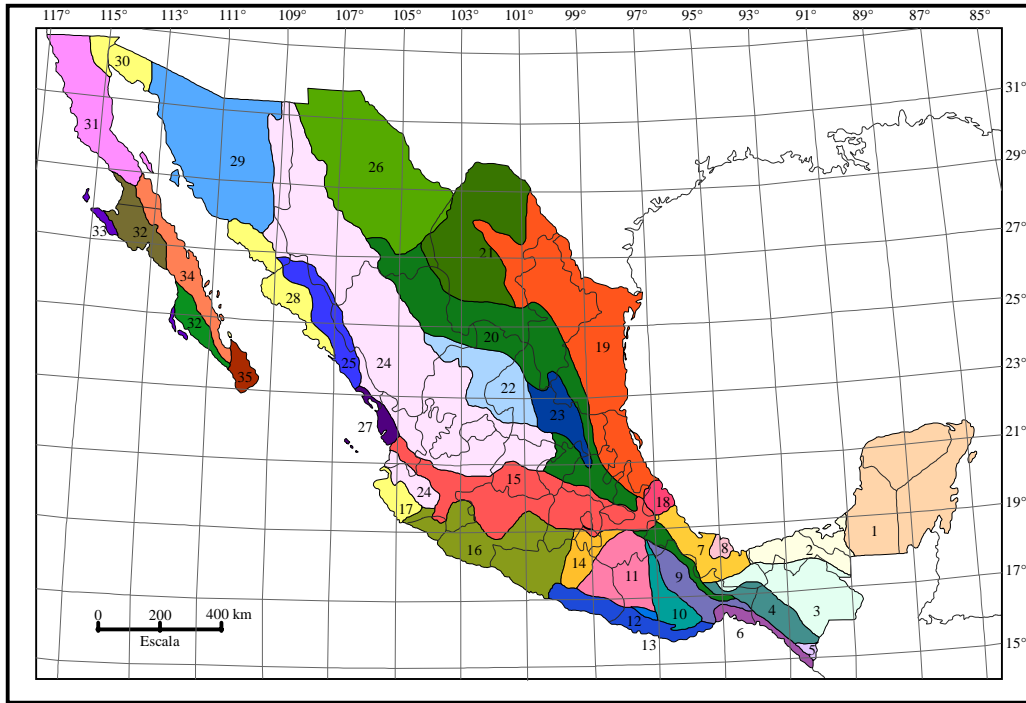


Figura 8. Mapa de Provincias geológicas de México (redibujado de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). 1, Plataforma de Yucatán (C, sm, p); 2, Cuenca Deltaica de Tabasco (C, sc, g); 3, Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas (C, sm, or); 4, Batolito de Chiapas (P, p, ra); 5, Macizo Ígneo de Sononusco (C, p, ra); 6, Cuenca de Tehuantepec (C, sm, g); 7, Cuenca Deltaica de Veracruz (C, sc, g); 8, Macizo Volcánico de los Tuxtlas (C, v, ac); 9, Cuicateca (M, vs, as); 10, Zapoteca (pE, c, co); 11, Mixteca (P, c, co); 12, Chatina (M, p, ra); 13, Juchateca (P, vs, as); 14, Plataforma de Morelos (M, sm, p); 15, Faja Volcánica Transmexicana (C, v, ac); 16, Complejo Orogénico de Guerrero-Colima (M, vs, as); 17, Batolito de Jalisco (M, p, ra); 18, Macizo Ígneo de Palma Sola (C, v, ac); 19, Miogeoclinal del Golfo de México (C, sm, g); 20, Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas (M, sm, or); 21, Plataforma de Coahuila (M, sm, p); 22, Zacatecana (M, c, co); 23, Plataforma de Valles-San Luis Potosí (M, sm, p); 24, Faja Ignimbrítica Mexicana (C, v, ac); 25, Cinturón Orogénico Sinaloense (M, vs, as); 26, Chihuahense (C-M, c, co); 27, Cuenca de Nayarit (C, sm, g); 28, Cuenca Deltaica de Sonora-Sinaloa (C, sc, g); 29, Sonorense (pE, c, co); 30, Delta del Colorado (C, sc, g); 31, Batolito de Juárez-San Pedro Mártir (M, p, ra); 32, Cuenca de Vizcaíno-Purísima (C, sm, g); 33, Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita (M, vs, cs); 34, Faja Volcánica de La Giganta (C, v, ac); 35, Complejo Plutónico de La Paz (M, p, ra). Explicación: **Edad.**- pE-precámbrico; P-paleozoico; M-mesozoico; C-cenozoico; **Origen.**- m-metamórfico; p-plutónico; v-volcánico; vs-volcanosedimentario; sm-sedimentario marino; sc-sedimentario continental; c-complejo; **Ambiente geotectónico.**- cs-complejo de subducción; ra-raíz de arco; as- arco submarino; ac-arco continental; g-geoclinal; or-orógeno; p-plataforma; co-compuesto.

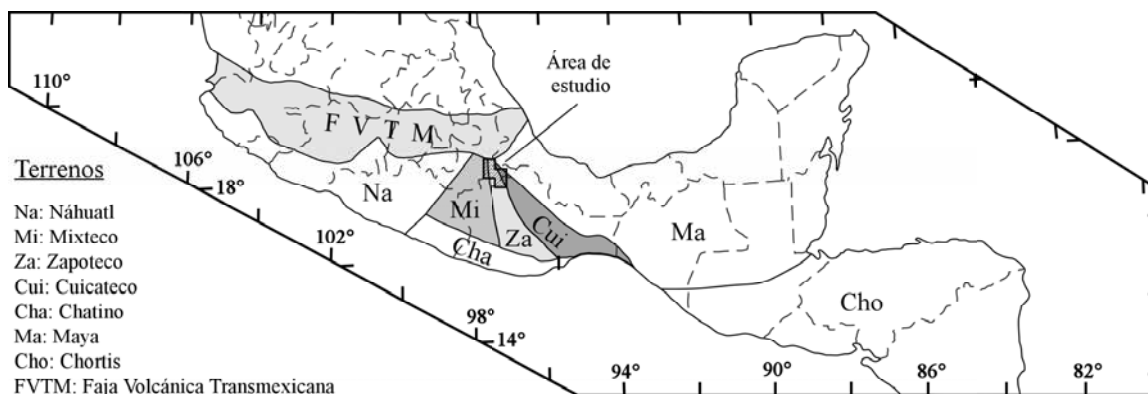


Figura 9. Terrenos tectonoestratigráficos del sur de México (simplificado de Sedlock *et al.*, 1993). Las líneas discontinuas indican los límites estatales.

II.1.1 Estratigrafía Regional

Para hacer un bosquejo de la geología regional, en este trabajo se utilizó unidades litoestratigráficas. Dichas unidades están definidas dentro de elementos geológicos correspondientes con la evolución tectónica del sur de México. En la región aledaña a la zona de estudio se distinguen seis elementos, dos de ellos son los terrenos tectonoestratigráficos Zapoteco y Mixteco (Sedlock *et al.*, 1993), y los otros cuatro, corresponden a elementos paleogeográficos, estos son las cuencas de Tlaxiaco, Zongolica, Cuicateca y la plataforma de Córdoba (Figura 10).

II.1.1.1 Terreno Zapoteco

El Terreno Zapoteco está formado por un basamento de rocas metamórficas en facies granulita y por anortosita, sobre estas rocas hay una cubierta de sedimentos paleozoicos. Se extiende hacia la porción meridional de la Sierra Madre del Sur, desde las inmediaciones de Tehuacán, Puebla, hacia la Ciudad de Oaxaca. En este punto se distribuye alrededor de la ciudad ampliándose hacia el SE del Estado de Oaxaca (Figura 9). El basamento de este terreno es formado por el Complejo Oaxaqueño (Sedlock *et al.*, 1993).

Afloramientos del complejo oaxaqueño se pueden ver al S y SE de Tehuacán. Su afloramiento más extenso es una franja ~ N-S, que va desde 40 km al NE de la Ciudad de Oaxaca y se prolonga hasta la región entre Suchixtepec y Totoltepec (al sur de Miahuatlán de Porfirio Díaz); al norte y hacia la

parte poniente de la Ciudad de Oaxaca, también afloran estas rocas precámbricas (PTmmet en Figura 7).

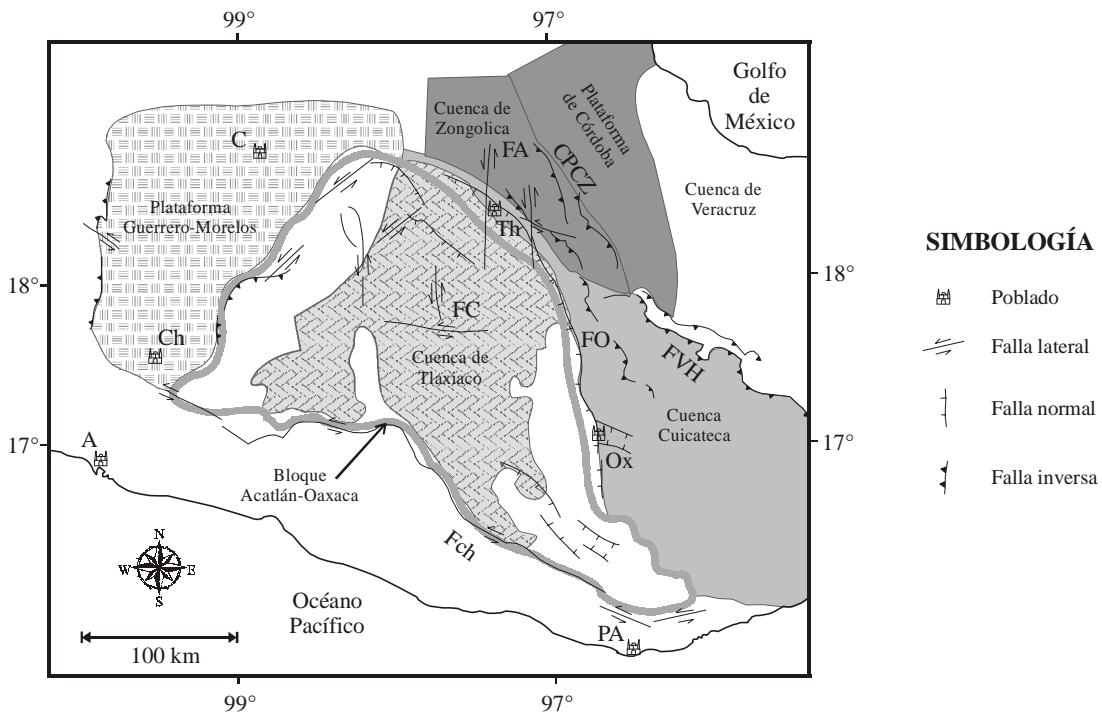


Figura 10. Elementos paleogeográficos del sur de México (modificado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). A: Acapulco; C: Cautla; Ch: Chilpancingo; Ox: Oaxaca; PA: Puerto Ángel; Th: Tehuacán; CPFZ: Cinturón de pliegues y cabalgaduras de Zongolica; FA: Falla Azumbilla; FC: Falla Caltepec (Falla Tamazulapan en López-Ticha, 1985); Fch: Falla Chacalapa; FO: Falla de Oaxaca; FVH: Falla Vista Hermosa.

El Complejo Oaxaqueño está compuesto principalmente por ortogneis cuarzo feldespático, charnokita, metasedimentos (calco-silicatos), metagabro y mármol intrusionado por anortosita (Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994). Las edades del protolito para rocas del basamento cristalino son del Proterozoico, datos isotópicos de U-Pb en zircones dan edades entre los 990 y 1300 Ma (Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003, 2004).

La secuencia paleozoica que cubre de forma discordante al basamento cristalino comienza con intercalaciones de lutita negra y caliza plegada de la Formación Tiñú, estas rocas son del Cámbrico-Ordovícico (Robinson y Pantoja-Alor, 1968); continúa con rocas misisípicas de la Formación Santiago que son arenisca calcárea y conglomerado, sobreyacidas por caliza marina, limolita

calcárea y lutita (Navarro-Santillán *et al.*, 2002); le sigue la Formación Ixaltepec que son intercalaciones de arenisca, limolita, lutita y caliza, esta formación contiene fauna abundante del Pensilvánico (Sour-Tovar y Quiroz-Barroso, 1989); las unidades que coronan la secuencia paleozoica son, la Formación Matzitzi: alternancia de arenisca cuarzo-feldespática y arenisca conglomerática con lutitas del Carbonífero-Pérmico (Carrillo y Martínez, 1983; Martínez-Amador *et al.*, 2001), y la Formación Yododeñe: conglomerado, arenisca, limolita y lutita escasa (Pérmico?, Centeno-García y Keppie, 1999; Permo-Jurásico?, Navarro-Santillán *et al.*, 2002).

II.1.1.2 Terreno Mixteco

El Terreno Mixteco tiene un basamento metamórfico del Paleozoico, este basamento es cubierto por una secuencia de rocas sedimentarias marinas del Carbonífero-Pensilvánico y por rocas volcánicas con edades del Paleozoico al Jurásico Medio (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994). El terreno abarca la porción oriental y el noreste del Estado de Guerrero, la parte sur de Puebla y se extiende al noroeste y oeste de Oaxaca (Figura 9).

El basamento del Terreno Mixteco está formado por el Complejo Acatlán. Afloramientos de este complejo se observan desde la porción S-SW del Estado de Puebla hasta el oriente del Estado de Guerrero, entre los poblados Tehuacán y Chilpancingo (Pimet en Figura 7).

El Complejo Acatlán está constituido por más de 3000 m de rocas metamórficas paleozoicas (Ortega-Gutiérrez, 1978). Parte de la litología de este complejo se forma por los subgrupos Petlalcingo y Acateco (Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Malone *et al.*, 2002). El primero es formado por migmatita (Migmatita Magdalena), metagrauvaca intercalada con metapelita y metagabro (Formación Chazumba) y esquisto pelítico, cuarcita, pedernal y esquisto calcáreo (Formación Cosoltepec); el segundo por rocas miloníticas, anfibolita, metagabro, serpentinita, eclogita, cuarcita y metapelita (Formación Xayacatlán); y por rocas plutónicas graníticas, aplíticas y pegmatíticas (Granitos la Esperanza).

La Formación Tecomate también forma parte del Complejo Acatlán, suprayace discordantemente a los subgrupos Petlalcingo y Acateco. Esta formación es una secuencia de lutita, arenisca, caliza, conglomerado polimíctico y rocas volcánicas, que presentan metamorfismo en facies de esquisto verde (Sánchez-Zavala *et al.*, 2000). La Formación Tecomate es cortada por el Tronco Totoltepec, que es un intrusivo de edad pensilvánica (Yáñez *et al.*, 1991). Hacia la parte superior del

Paleozoico, se depositaron sedimentos marinos de la Formación Los Arcos. Esta formación es una secuencia de: conglomerado polimíctico, arenisca, limolita, lutita y caliza; tiene una edad del Pérmico (Corona-Esquivel, 1983).

II.1.1.3 Cuenca de Tlaxiaco

La cuenca de Tlaxiaco es un depocentro del Jurásico. Este elemento paleogeográfico, se formó sobre los terrenos Zapoteco y Mixteco (Figura 10). Los depósitos correspondientes a esta cuenca se encuentran al sur del Estado de Puebla, hacia la porción centro y norponiente de Oaxaca, y se prolonga hacia el oriente de Guerrero (ver Jmmx y Jsm, en Figura 7).

La actividad de esta cuenca comienza con la unidad sedimentaria continental Conglomerado Cualac, que principalmente está constituida por fragmentos de cuarzo lechoso, en una matriz cuarcítica; también tiene, aunque en menor cantidad, clastos de micaesquisto, gneis e ignimbrita (Erben, 1956a; Corona-Esquivel, 1983). Por su posición estratigráfica se ha considerado que este conglomerado es del Jurásico Medio (Alencaster, 1963). También se han identificado otros depósitos jurásicos en la región, estos corresponden con las formaciones Etlaltongo (Schlaepfer, 1970) y Yogana (Wilson y Clabaugh, 1970), las cuales son lechos rojos continentales y sedimentos marinos, respectivamente.

De manera concordante, al Conglomerado Cualac lo sobreyacen depósitos paludales y marinos, estos son formados por arenisca, limolita, lutita, marga y caliza escasa, correspondientes al Grupo Tecocoyunca (Erben, 1956b). Por su contenido fósil, al grupo se le asigna una edad Jurásico Medio (Bajociano-Caloviano; Alencaster, 1963; Flores de Dios, 1984). Al Grupo Tecocoyunca le sigue el depósito de las formaciones Chimeco y Sabinal; estas unidades están compuestas por caliza, lutita, limolita, y sus edades son Oxfordiano y Kimmeridgiano-Tithoniano, respectivamente (López-Ticha, 1985).

En el Cretácico Temprano se depositó la Formación Tlaxiaco que contiene caliza y lutita de edad Neocomiano-Aptiano (López-Ticha, 1985). Esta unidad es sobreyacida por la Formación San Juan Teita, que es una secuencia de yeso, caliza y anhidrita, del Albiano (González-Ramos *et al.*, 2000). Para el Neocomiano también está la Formación Zapotitlán, la cual está constituida por marga interstratificada con caliza, que varía a secuencias calcáreas rítmicas de lutita y arenisca (Barrientos-Reyna, 1985). Las unidades neocomianas son sobreyacidas por la Formación

Teposcolula, esta se depositó durante el Albiano-Cenomaniano (Alencaster *et al.*, 1984), y está formada por caliza biomicrítica de tipo arrecifal con nódulos de pedernal (Sánchez-Rojas *et al.*, 2000). La Formación Yucunama descansa discordantemente sobre la biomicrita; esta unidad contiene caliza margosa y lutita, con un contenido fósil abundante. Su edad es del Campaniano-Maastrichtiano (Ferrusquía-Villafranca, 1970).

II.1.1.4 Cuenca de Zongolica

Este elemento paleogeográfico se extiende a territorio de los estados de Puebla, Veracruz y Oaxaca (Figura 10) y está formada por depósitos marinos con edades del Kimmeridgiano-Tithoniano al Eoceno temprano.

Las rocas más viejas de la cuenca de Zongolica son depósitos volcanosedimentarios de la Formación Chivillas. Esta formación está compuesta por dos miembros, uno inferior formado por lava almohadillada, horizontes de conglomerado y lutita, arenisca y flujo de lava andesítica. El miembro superior está constituido por arenisca con horizontes conglomeráticos. Por su posición estratigráfica, su contenido fósil y fechamientos isotópicos, se ha estimado que la edad de la Formación Chivillas es del Jurásico Tardío hasta el Barremiano (Carrasco, 1978; Alzaga y Pano, 1989).

Continuando los depósitos mesozoicos en la región, en la cubierta cretácica están las formaciones: Tamaulipas Superior, que es caliza de estratificación media a fina, con nódulos y bandas de pedernal negro (Aptiano Superior-Cenomaniano; Alzaga y Santamaría, 1987); Maltrata, formada por alternancias de caliza con lutita y arenisca (Turoniano-Coniaciano; Arámburu-Pérez *et al.*, 1987); Tecamalucan, que se forma por caliza en capas finas y por una secuencia rítmica de lutita calcárea y limolita arenosa (Turoniano-Santoniano; Alzaga y Santamaría, 1988).

II.1.1.5 Plataforma de Córdoba

La plataforma de Córdoba es un elemento paleogeográfico que se ubica en el límite estatal de Oaxaca y Veracruz (Figura 10). Se extiende principalmente entre los poblados de Córdoba y Jalapa, en Veracruz, y hacia la porción NE del Estado de Oaxaca (González-Alvarado, 1976). Consiste de más de 5 km de depósitos calcáreos cretácicos.

El piso de la plataforma está compuesto por la Formación Todos Santos, que son depósitos de arenisca y conglomerado continentales del Jurásico (Meneses-Rocha, 1987). La sedimentación marina en la plataforma comenzó con la Formación Xonamanca, esta unidad está formada por grauwaca, mudstone y, en menor cantidad, de rocas volcánicas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006).

Los depósitos de la plataforma de Córdoba continúan con una serie de formaciones compuestas por rocas carbonatadas. La Formación Orizaba, formada por caliza arrecifal con estratificación media a gruesa y microfauna del Albiano-Cenomaniano (Fernández-Becerra, 1977). Las formaciones Guzmantla y Atoyac, también de caliza arrecifal, son consideradas del Cretácico Tardío (González-Ramos *et al.*, 2000).

II.1.1.6 Cuenca Cuicateca

La cuenca Cuicateca se extiende en la parte central y oriental del Estado de Oaxaca (Figura 10). Al igual que en la plataforma de Córdoba, la Formación Todos Santos constituye el piso de la cuenca Cuicateca. En la cuenca comenzó la sedimentación marina durante el Jurásico; los primeros depósitos fueron los sedimentos neríticos de la Formación Tepexilotla (Barboza-Gudiño y Schwab, 1996). Ésta formación es una secuencia de caliza oscura con estratificación media, alternada con capas de lutita negra en estratos delgados (Barrientos-Reyna, 1985). Con base en su contenido faunístico, se le asignó una edad del Kimmeridgiano-Tithoniano (Mena, 1960).

El desarrollo de la cuenca Cuicateca continuó en el Cretácico. La Formación Chivillas, representa el Neocomiano, está formada por facies siliciclásticas e intercalaciones de rocas volcánicas; el Albiano-Cenomaniano lo conforman facies calcáreas de la Formación Tamaulipas Superior, y cubriendo esas rocas aparecen turbiditas calcáreas del Turoniano-Coniaciano, correspondientes a la Formación Tecamalucan (Barboza-Gudiño y Schwab, 1996).

II.1.2 Estructuras Mayores

En la región hay estructuras importantes que han sido asociadas con la orogenia Laramide, como el cinturón de pliegues y cabalgaduras de Zongolica (Meneses-Rocha *et al.*, 1996; Figura 2), y estructuras post-Laramide las cuales han controlado parte de la evolución cenozoica en el sur de México. Algunas de las principales estructuras mayores cenozoicas del sur de México se describen a continuación.

II.1.2.1 Falla de Oaxaca

Es un sistema formado por fallas orientadas preferentemente al N y NW. Está expuesto a lo largo de aproximadamente 200 km, desde el poblado de Miahuatlán, al sur de la Ciudad de Oaxaca, hasta Tehuacán, Puebla (Figura 2). Forma el frente montañoso occidental de las sierras Mazateca y Juárez y se asocia al levantamiento de las mismas (Centeno-García, 1988). Se sobrepone a una zona de cizalla antigua, a la que se le estima actividad en diferentes épocas y con distinta cinemática, siendo la FO producto de su más reciente reactivación, la cual ocurrió durante el Cenozoico como falla normal (Alaniz-Álvarez, 1996).

II.1.2.2 Falla Caltepec

La falla Caltepec tuvo actividad como falla lateral derecha durante un régimen transpresivo ocurrido en el Pérmico (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002). Es una zona de cizalla de larga vida, con deformaciones dúctil y frágil sobrepuestas; se ha reactivado en el Mesozoico y durante el Cenozoico (Elías-Herrera *et al.*, 2005). Su orientación preferente es al NNW y tiene un ancho de 2 a 6 km. En su porción oriental tiene como basamento al Complejo Oaxaqueño y una cobertura jurásica continental. Por otro lado, en el sector occidental muestra rocas del Complejo Acatlán, con una cobertura jurásica de origen palustre y, principalmente, marino. La falla Caltepec es interpretada como el límite tectónico entre los terrenos Mixteco y Zapoteco (Sedlock *et al.*, 1993; Figura 9). A esta estructura también se le ha llamado falla Tamazulapan (López-Ticha, 1985).

II.1.2.3 Falla Chacalapa

Es una estructura localizada en la porción sur del Estado de Oaxaca, ubicada hacia la costa del Pacífico; su traza pasa al norte del poblado de Pochutla. A ella se asocian rocas de falla que en orden cronológico de formación son: ultramilonita, milonita, protomilonita, pseudotaquilita, filonita y cataclasita (Tolson, 1998). Es una estructura con cinemática lateral izquierda que se desarrolló durante el Oligoceno (Tolson, 2005). Esta estructura es señalada como el límite norte del terreno Chatino con los terrenos Zapoteco y Mixteco (Sedlock *et al.*, 1993; Figura 9).

II.2 Evolución Tectónica Cenozoica del Sur de México

Durante la evolución tectónica del sur de México se distinguen diferentes regímenes de deformación. En el Cenozoico se reconocen tres grupos principales de fallas (Nieto-Samaniego *et*

al., 2006): estructuras correspondientes a la orogenia Laramide, que es un evento de deformación contráctil (Cretácico-Paleógeno), fallas laterales asociadas a alargamiento NW (Eoceno-Oligoceno), grupos de fallas normales y laterales, que se asocian a un régimen de extensión NE (Oligoceno-Mioceno).

Durante la deformación Laramide, la región fue sometida a un régimen compresivo, esto se reflejó principalmente en la secuencia cretácica, en donde se formaron fallas inversas y pliegues. Se estima que el acortamiento comenzó aproximadamente a los 88 Ma en la plataforma Guerrero-Morelos (Cerca *et al.*, 2004), y se ha documentado que el régimen contractivo, terminó en la cuenca de Veracruz en el Eoceno medio (Mossman y Viniegra, 1976).

II.2.1 Deformación post-Laramide (Paleoceno tardío-Reciente)

Se ha propuesto que la orogenia Laramide es respuesta a una reorganización en el movimiento relativo de las placas tectónicas durante el Cretácico Tardío y que por la misma causa finalizó en el Eoceno (Coney, 1978). Este modelo implica que la placa de Farallón redujo su velocidad de movimiento y la placa de Norteamérica cambió su dirección, lo que redujo la transmisión de deformación contráctil y cambió el régimen de deformación intraplaca a un sistema transcurrente bajo el cual existió alargamiento. Otros factores como el movimiento de bloques corticales (*e.g.* bloque Chortis), la configuración de la costa del Pacífico en el sur de México y la litología de la corteza que experimentó la deformación (*e.g.* bloque Acatlán-Oaxaca; Figura 10), influyeron en la cinemática y el control estructural ocurrido durante el Cenozoico en el sur de México. En general, los mecanismos de deformación de esta región compleja no han sido del todo entendidos (Morán-Zenteno *et al.*, 2006).

Para la deformación post-Laramide se han identificado dos eventos principales, uno transcurrente con acortamiento horizontal NE-SW. Este fue caracterizado por fallas laterales, preferentemente izquierdas, activas entre el Eoceno al Oligoceno. Un segundo evento durante el Oligoceno-Mioceno produjo fallas normales y algunas laterales, fue interpretado como respuesta a extensión horizontal NE-SW (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). La cizalla lateral izquierda del Paleógeno documentada en algunas zonas del sur de México (*e.g.* región de Taxco; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002b), se ha señalado como respuesta a la migración del bloque de Chortis (Cerca, 2004).

El bloque de Chortis es un elemento paleogeográfico, para el cual se ha postulado que durante el Eoceno-Oligoceno se ubicaba en el borde de la costa Pacífico del sur de México (Figura 11 A; Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1996), y que comenzó a migrar en esta época con un movimiento lateral izquierdo, controlando la deformación y volcanismo del sur de México (Morán-Zenteno *et al.*, 1999; Cerca *et al.*, 2004). Trabajos recientes consideran una trayectoria diferente para el movimiento del bloque de Chortis (Keppie y Morán-Zenteno, 2005), la hipótesis alternativa que se propuso para la migración la hicieron sobre la base de un polo de rotación calculado para la placa del Caribe (Pindell *et al.*, 1988), el cual fue ubicado en Santiago de Chile.

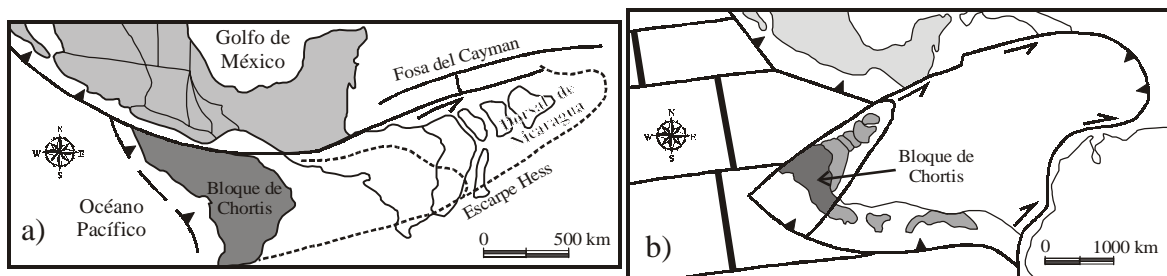


Figura 11. Modelos propuestos para la migración del bloque de Chortis (redibujado de Morán-Zenteno *et al.*, 2006). a) Muestra la reconstrucción de Ross y Scotese (1988) modificada por Schaaf *et al.* (1995), esta propuesta se basa en datos geocronológicos; b) reconstrucción sugerida por Keppie y Morán-Zenteno (2005), ésta se hizo sobre la base de un polo de rotación ubicado cerca de Santiago de Chile, dicho polo fue planteado por Pindell *et al.* (1988).

Keppie y Morán-Zenteno (2005) señalaron que el bloque de Chortis comenzó a migrar de una posición oeste-suroeste, a través del margen transcurrente de la Fosa Cayman, con movimiento izquierdo y rotación en sentido horario (Figura 11 B); las características tectónicas del sur de México que habían sido atribuidas al movimiento del bloque de Chortis, estos autores las adjudicaron a la implicación de cadenas marinas durante la subducción en la Trinchera de Acapulco.

Las dos hipótesis mencionadas para la migración del bloque de Chortis contemplan deformación intraplaca bajo un régimen transcurrente durante el Terciario. Pero el modelo propuesto por Schaaf *et al.* (1995; Figura 11 A), con cizalla lateral izquierda producto del desprendimiento del bloque de Chortis, a partir de la costa mexicana del Océano Pacífico, parece ajustarse de mejor forma a la migración de las direcciones de máxima extensión documentadas para el Cenozoico en el sur de México (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006).

Capítulo III. ESTRATIGRAFÍA REGIÓN DE TEHUACÁN-TEOTITLÁN

En el área de estudio está expuesta una diversidad de unidades litoestratigráficas con edades del Precámbrico al Cenozoico (Tabla 1; Figura 12 y 13, ver anexo). Durante la investigación se reconocieron 19 unidades litoestratigráficas, 15 son de origen sedimentario (dos contienen horizontes tobáceos), dos de origen volcánico, una de origen metamórfico y otra mixto (origen vulcanosedimentario). Los ambientes de depósito documentados en la región de Tehuacán-Teotitlán son diversos. Las rocas pre-cenozoicas son, en su mayoría, de origen marino (secuencia cretácica). También se documentaron unidades continentales, una que son terrígenos paleozoicos y un basamento Precámbrico de roca metamórfica. Para el Cenozoico las unidades litoestratigráficas son continentales, principalmente de origen aluvial y lacustre (Paleógeno-Neógeno), en algunas de ellas hay evidencias de volcanismo efusivo sin-sedimentario y hay derrames volcánicos del Neógeno.

El presente trabajo se enfoca a la relación de la FO con la estratigrafía del Cenozoico, por lo tanto, de las unidades pre-cenozoicas, solo se mencionan datos obtenidos de la literatura y algunas observaciones de campo. Cabe resaltar que, para cerrar los contactos correspondientes a esas unidades, solo se hicieron algunas estaciones de control litológico y se utilizó fotointerpretación (Fotografías 1:75 000, INEGI, vuelo SINFA), y datos tomados de mapas publicados (*e.g.* INEGI, 1994; Martínez-Amador *et al.*, 2001) y mapas inéditos de tesis (*e.g.* Centeno-García, 1988; Eguiza-Castro, 2001). Para las unidades cenozoicas se identificaron contactos de base y cima, se documentaron ambientes de depósito y, en su caso, cambios de facies. Además se obtuvieron algunas edades isotópicas, edades por correlación de icnofósiles y se hicieron análisis palinológicos y petrográficos.

A continuación se describen las unidades litoestratigráficas que afloran en el área de estudio.

III.1 Unidades pre-cenozoicas

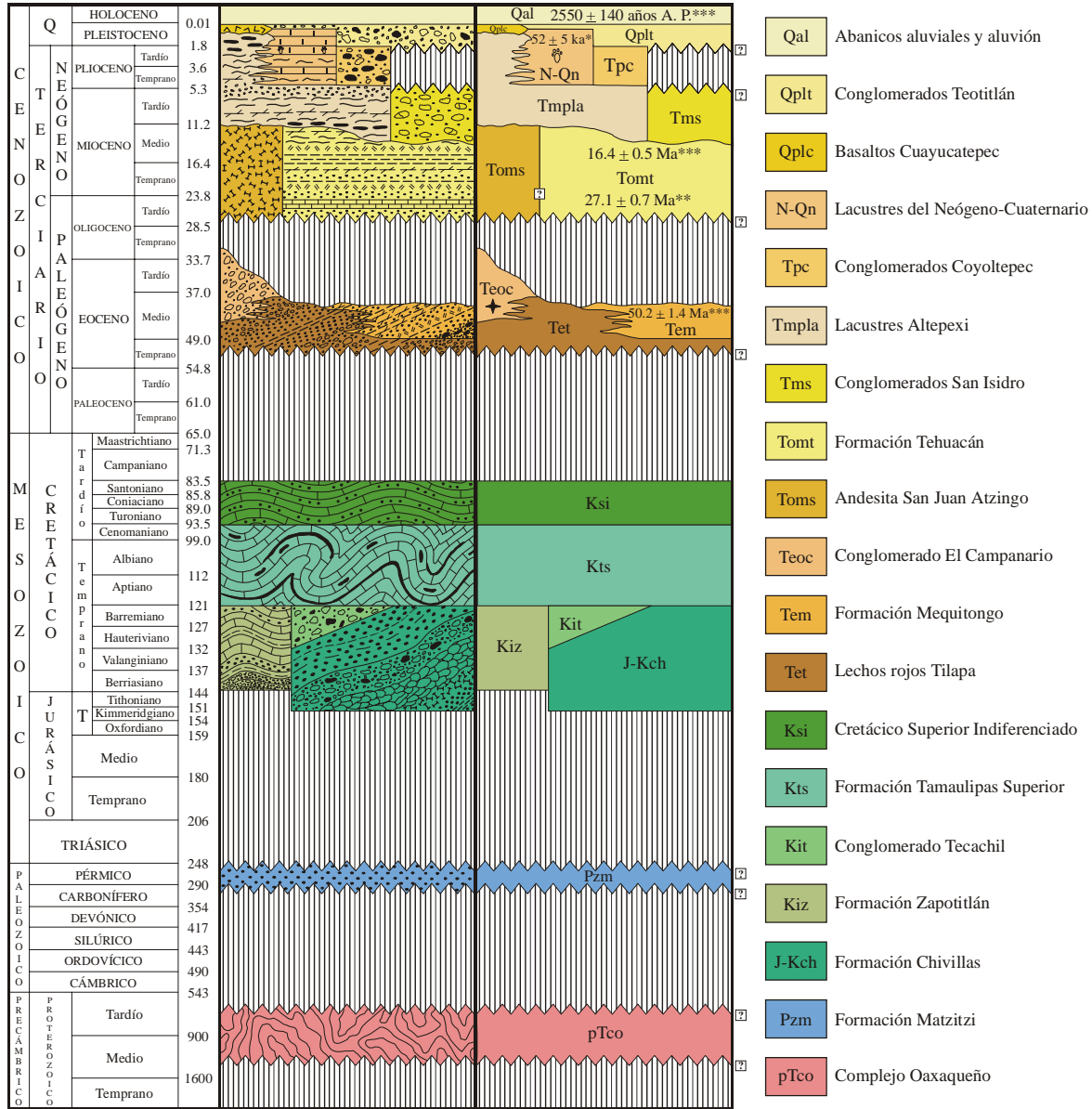
III.1.1 Precámbrico

III.1.1.1 Complejo Oaxaqueño (*Proterozoico Medio-Tardío*)

Diversos trabajos han contribuido al conocimiento de esta unidad, como los de Aguilera y Ordóñez, 1893, Fries y Rincón-Orta (1965), Fries *et al.* (1962; 1966) y Ortega-Gutiérrez *et al.* (1977). Los

EVOLUCIÓN TECTÓNICA CENOZOICA EN LA PORCIÓN NORTE DE LA FALLA DE OAXACA

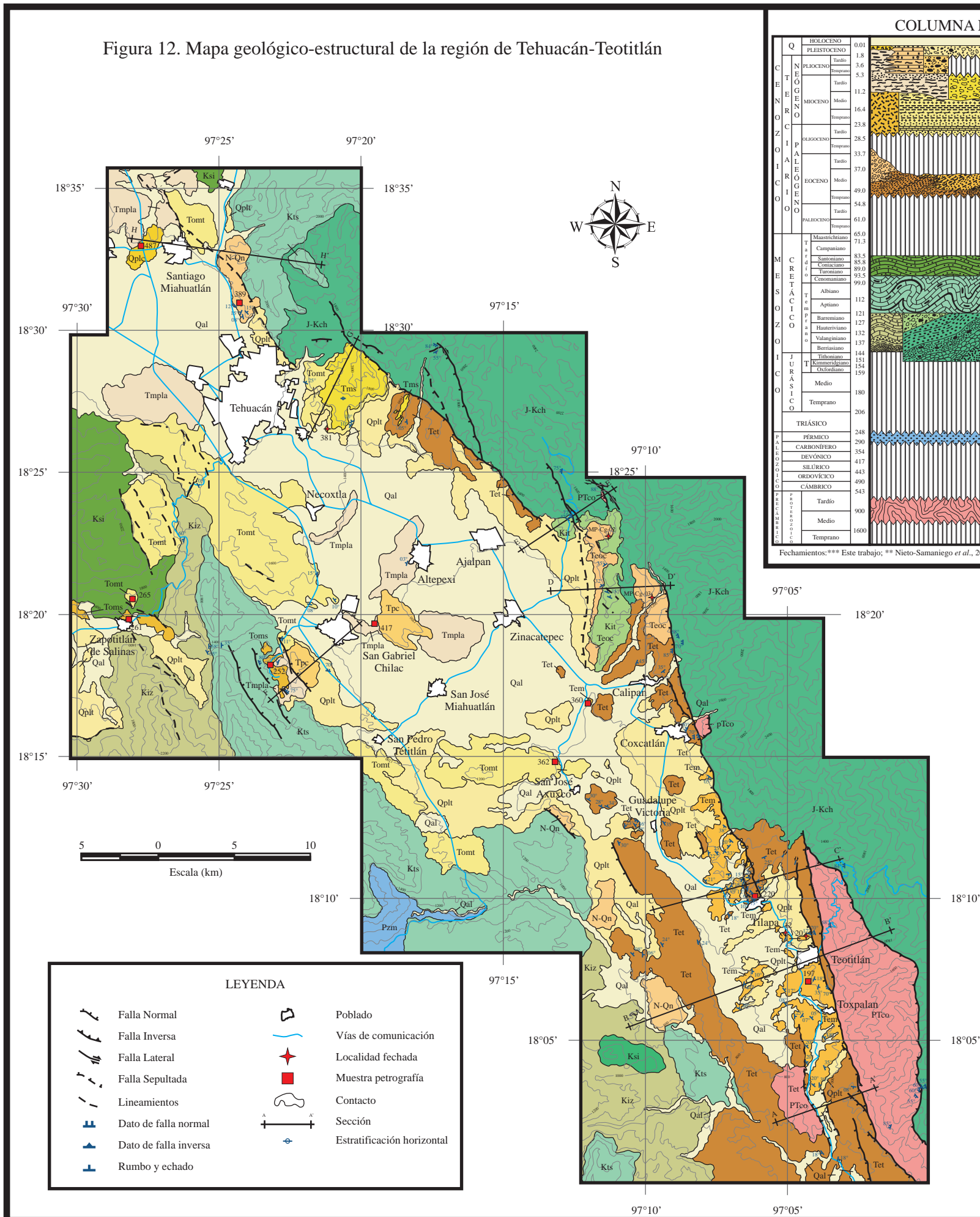
principales afloramientos de este basamento, forman un cinturón extenso (50-100 km; Ortega-Gutiérrez, 1981) que va desde las inmediaciones de Tehuacán, en Puebla, hasta la porción sur de Miahuatlán de Porfirio Díaz, en Oaxaca, pasando por la capital de este estado (Figura 7).



Fechamientos:*** Este trabajo; ** Nieto-Samaniego *et al.*, 2006; * Michalzik, *et al.*, 2001. † Análisis palinológico; ‡ Icnofósiles

Tabla 1. Columna litoestratigráficas del área de estudio, región de Tehuacán-Teotitlán.

Figura 12. Mapa geológico-estructural de la región de Tehuacán-Teotitlán



COLUMNA LITOESTRATIGRÁFICA

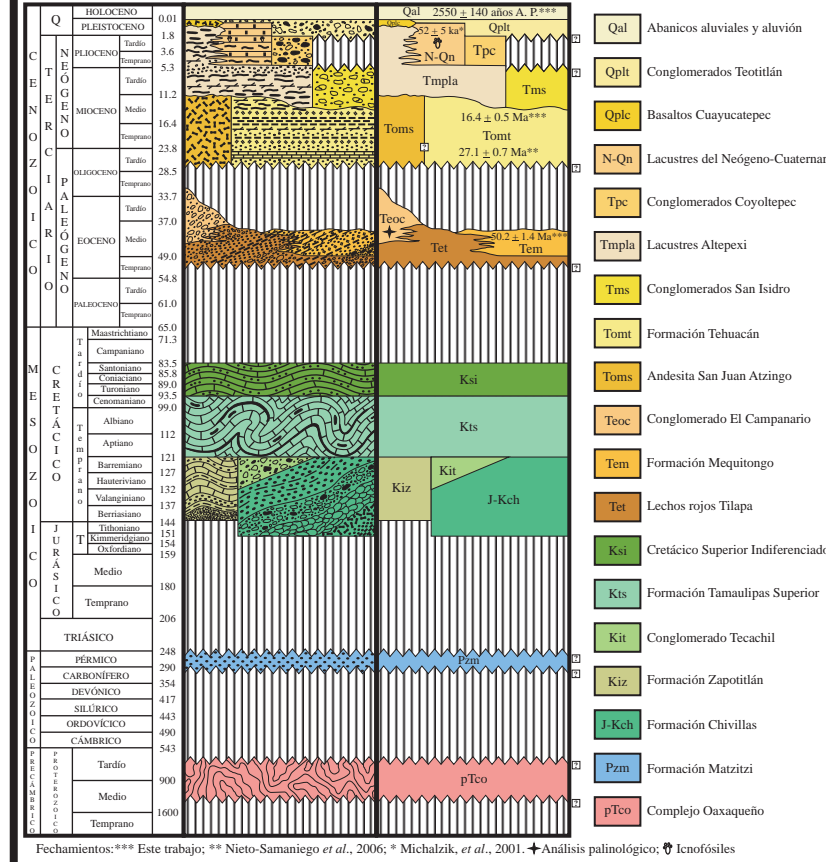
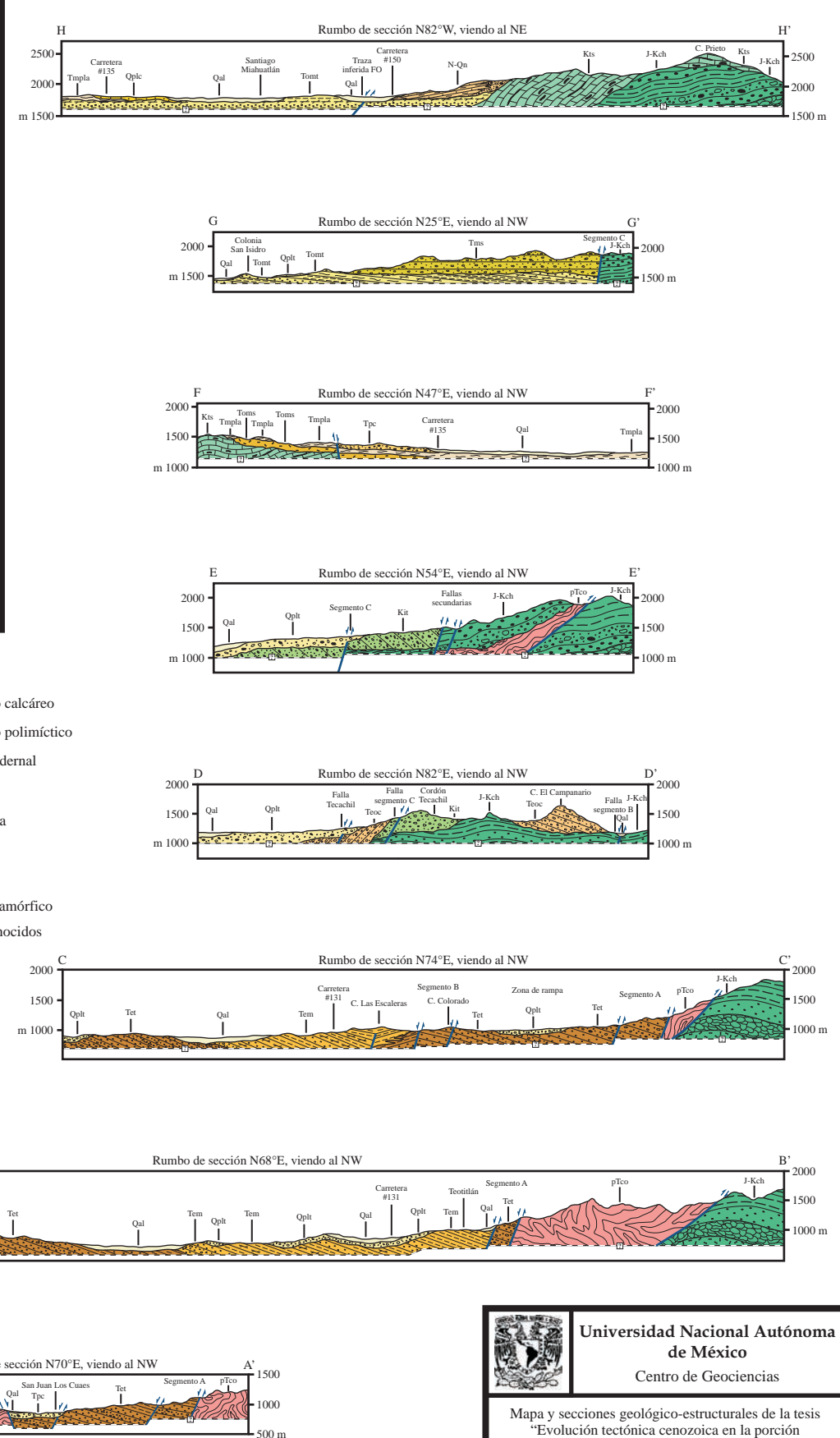
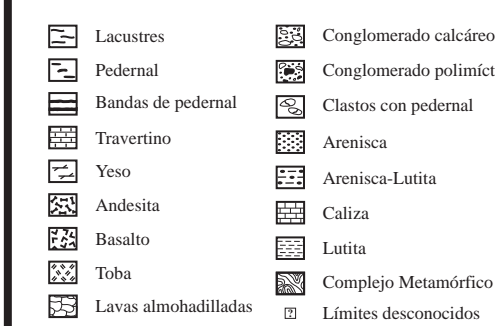


Figura 13. Secciones geológico-estructurales de la región de Tehuacán-Teotitlán

SIMBOLOGÍA




Universidad Nacional Autónoma de México
 Centro de Geociencias
 Mapa y secciones geológico-estructurales de la tesis "Evolución tectónica cenozoica en la porción norte de la falla de Oaxaca"
 Elaborado: Oscar Gabriel Dávalos Álvarez
 Tutor: Dr. Ángel Francisco Nieto Samaniego
 Mayo 2006

El Complejo Oaxaqueño aflora principalmente en la parte sur la región de Tehuacán-Teotitlán (Figura 12; Figura 13, secciones A-A' y B-B'). Esta unidad forma una franja NNW en el frente poniente de la Sierra Mazateca, que comienza al oriente del poblado de Tilapa y se extiende hasta el límite sur del área de estudio. Otro afloramiento se documentó al poniente del poblado de San Juan Los Cues. Los afloramientos más septentrionales están al oriente de Calipan y de Zinacatepec, ambos sobre el frente occidental de la Sierra Mazateca.

El Complejo Oaxaqueño es un basamento cristalino que forma parte de una corteza continental grenviliana (Sedlock *et al.*, 1993). Esta formado de rocas con grados de metamorfismo diferentes; contiene ortogneis cuarzo feldespático, charnokita, metasedimentos (calco-silicatos), metagabro y mármol intrusionado por anortosita (Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994). En este trabajo se reconoció principalmente gneis y esquisto (Figura 14). Estas rocas generalmente son color verde oscuro y otras blanco. Las rocas esquistosas presentan muscovita abundante y en las gnéissicas se forman segregaciones de minerales formando leucosomas que varían de lentes delgados a bandas de mayor dimensión, también se pueden observar estructuras tipo *augen*.



Figura 14. Fotografía de roca gnéissica correspondientes al Complejo Oaxaqueño (vista al N80°E). La roca está fuertemente fracturada y cizallada. Afloramiento a dos kilómetros al sur de San Martín Toxpalan (97°02'55'' longitud W, 18°04'57'' latitud N).

En la región de Teotitlán, Ángeles-Moreno *et al.* (2004) reportaron intercalaciones de gneis migmatítico ricos en hornblenda de composición diorítica-tonalítica, con gneis granítico. A estas rocas se les llamó migmatitas Teotitlán. Dichos autores, propusieron que el evento de migmatización ocurrió en el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, como probable respuesta a un

adelgazamiento cortical durante la evolución de una cuenca *pull-apart* en la región. Estos autores señalaron que el protolito de la migmatita fueron rocas del Complejo Oaxaqueño.

El Complejo Oaxaqueño es el basamento del área de estudio (Tabla 1). En la región de Tehuacán-Teotitlán, el complejo fue documentado en contacto tectónico cabalgando a la Formación Chivillas (Figura 13, secciones B-B' y C-C'). Esto se observó a lo largo del frente poniente de la Sierra Mazateca, de manera continua, de sur a norte, desde las inmediaciones de San Juan los Cues hasta Tilapa, y en el mismo frente se documentaron dos pequeñas cabalgaduras, una a la altura de Coxcatlán y la otra en la porción septentrional del Cordón Tecachil (Figura 12; Figura 13 sección E-E'). Por efecto de fallamiento normal, el basamento está en contacto con depósitos cenozoicos (Figura 15; lechos rojos Tilapa, formación Mequitongo y conglomerado Teotitlán), esto se observó en el borde oriente del VT, principalmente entre los poblados de Teotitlán y San Juan los Cues. A los depósitos cenozoicos también se los documentó en contacto estratigráfico cubriendo discordantemente al Complejo Oaxaqueño.



Figura 15. Fotografía que muestra contacto por falla normal de rocas precámbricas con depósitos cenozoicos (CgC: conglomerados cenozoicos correspondientes a depósitos eocénicos). El ancho de la zona de falla (ZF) es de seis metros. Dato general de la falla 250/60 dirección del echado ($97^{\circ}03'30''$ longitud W, $18^{\circ}06'49''$ latitud N; vista ~ NW).

La edad isotópica señalada para el Complejo Oaxaqueño es del Precámbrico, entre el Proterozoico Medio y Tardío (990 y 1300 Ma, U-Pb en circones; Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003, 2004)

III.1.2 Paleozoico

III.1.2.1 Formación Matzitzi (*Pensilvánico-Pérmico*).

La Formación Matzitzi fue nombrada así por Aguilera (1896), pero fue Calderón-García (1956) quien la definió formalmente. Posteriormente Silva-Pineda (1970) estableció una edad pensilvánica para esta formación. Hernández-Estévez (1980) describió a la Formación Matzitzi como una secuencia de rocas sedimentarias formadas por un conglomerado polimíctico basal, constituido por clastos de esquisto, gneis y rocas ígneas, y por capas medias a gruesas de arenisca; documentó abundantes restos de tallos, así como de helechos, y un espesor promedio de 500 m.

En el área de estudio, la Formación Matzitzi aflora en la parte centro-SW, sobre la Carretera Federal #135 (Tehuacán-Oaxaca; Figura 12). No se estimó un espesor preciso para los afloramientos de esta unidad.

La roca que se aprecia en la zona de estudio es arenisca color verde-violáceo, que intemperiza a color amarillo-ocre. El tamaño de grano varía de fino a medio y hay algunos estratos de grano grueso. Contiene abundantes impresiones de plantas, principalmente se reconocieron helechos correspondientes a la especie *Pecopteris sp.* reportada por Silva-Pineda (1970) (Figura 16).



Figura 16. Fotografía muestra de mano de la Formación Matzitzi (97°18'58'' longitud W, 18°08'24'' latitud N). En la parte superior izquierda de la roca se pueden apreciar impresiones de helechos.

Estratigráficamente a la Formación Matzitzi se la ubica sobre el Complejo Oaxaqueño y bajo la Formación Chivillas (Tabla 1). Velasco-Hernández y Lucero-Arellano (1996) describieron la relación estratigráfica superior de esta unidad, en una zona que comprende el afloramiento documentado en esta tesis. Ellos señalaron que la Formación Matzitzi está en contacto tectónico cabalgando a dos unidades carbonatadas: a) caliza y lutita de estratificación delgada, con escasos nódulos de pedernal, con amonites hematizados, y foraminíferos; b) caliza con pedernal, con radiolarios y foraminíferos planctónicos, para los cuales infirieron una edad Aptiano-Albiano. Estas descripciones corresponden con el contacto entre la Formación Matzitzi con las formaciones Zapotitlán y Tamaulipas Superior.

Carrillo y Martínez (1983) destacaron la presencia de moldes de plantas *in situ* que evidencian un origen continental para esta formación. Con base en la presencia de estratificación cruzada y en la flora fósil, Velasco-Hernández y Lucero-Arellano (1996) interpretaron un ambiente deltáico para el depósito de la Formación Matzitzi.

Sobre la base del contenido fósil de la Formación Matzitzi, Silva-Pineda (1970) le asignó una edad pensilvánica. Ella reportó flora del género: *Pecopteris*, *Neuropteris*, *Ovopteris*, *Odontopteris*, *Calamites*, *Lepidodendron*, *Bothrodendron*, *Sigillaria*, *Cyperites*, *Asolanus*, *Stigmaria*, *Stigmariopsis*. Velasco-Hernández y Lucero-Arellano (1996), extendieron la edad de la Formación Matzitzi al Pérmico, con base en el análisis del contenido fósil de la unidad. En el actual trabajo se considera de edad Pensilvánico-Pérmico.

III.1.3 Mesozoico

III.1.3.1 Formación Chivillas (*Jurásico Tardío-Neocomiano*).

El nombre de Formación Chivillas fue utilizado de manera informal por Pano (1973). Con él describió una secuencia de lutita, arenisca y filita, con intercalaciones de conglomerado. Carrasco (1978) elaboró en la Sierra de Chivillas una descripción detallada para esta formación, documentó una base de lavas almohadilladas cubiertas por conglomerado, micrita, andesita, arenisca y lutita. Posteriormente Toriz (1984) propuso que la Formación Chivillas está constituida de dos miembros: Chivillas Inferior, que corresponde a la descripción de Carrasco (1978); y Chivillas Superior, a la columna propuesta por Pano (1973). Retomando la postura de dos miembros para la Formación Chivillas, Alzaga y Pano (1989) infirieron que tiene un alcance del Tithoniano al Barremiano. Para

efectos del actual trabajo se cartografió ambos miembros de la Formación Chivillas como una sola unidad.

Dentro del área de estudio la Formación Chivillas se extiende a lo largo de todo el límite oriental del VT. Aflora desde el sur de Teotitlán hasta el norte de Tehuacán y forma parte del frente poniente de la Sierra Mazateca (Figura 12; Figura 13 secciones B-B', C-C', D-D', E-E', G-G' y H-H').

La litología de la Formación Chivillas es una secuencia vulcanosedimentaria compleja, compuesta por dos unidades (Alzaga y Santamaría, 1987): a) Inferior, que se divide en dos litofacies, la base formada por limolita alternada con arenisca, y algunas capas de caliza, y la segunda son rocas volcánicas andesíticas: lavas y *pillow* lavas color gris verdoso intercaladas con toba; b) Superior, conformada por intercalaciones de arenisca con limolita arenosa. En el área de estudio, hacia la base de este grupo de rocas se documentó una intercalación de lava almohadillada con lutita, y hacia la cima se reconocieron lutita con arenisca y conglomerado, ocasionalmente también aparecen algunas intercalaciones de lava andesítica (Figura 17).

La Formación Chivillas estratigráficamente sigue a la Formación Matzitzi y subyace a la Formación Tamaulipas Superior (Tabla 1). En el área de estudio no se observó la base de la Formación Chivillas, sólo se la documentó en contacto tectónico siendo cabalgada por el Complejo Oaxaqueño y en algunas zonas en contacto por falla normal con la Tamaulipas Superior, con los lechos rojos Tilapa y con la formación Mequitongo, ambas del Eoceno (Figura 12; Figura 13 secciones B-B', C-C', D-D', E-E', G-G' y H-H'). Estos contactos se observan a lo largo del frente que se forma entre el VT y la Sierra Mazateca. También se la observó en contacto estratigráfico siendo cubierta discordantemente por los lechos rojos Tilapa. Igualmente se documentó en contacto estratigráfico con los conglomerados Tecachil, El Campanario, San Isidro y Teotitlán. Cabe resaltar, aunque no se detalló por salir de los objetivos centrales del actual trabajo, que dentro de la misma Formación Chivillas hay abundantes cabalgaduras (Chivillas Inferior sobrepuesta a Chivillas Superior; Eguiza-Castro, 2001).

La Formación Chivillas se depositó en ambiente de cuenca, la cual al principio era muy profunda con sedimentación rápida y continua. Posteriormente la acumulación fue controlada por procesos volcánicos tanto subaéreos como subacuáticos (lavas y piroclastos). Éste vulcanismo alteró la química del medio y el nivel del tirante de agua; con el cambio en la batimetría se favoreció el

aporte de sedimentos clásticos a la cuenca, al final del depósito de la Formación Chivillas dominaron los procesos sedimentarios con el aporte de material transportado por ríos en un medio de alta energía (Alzaga y Santamaría, 1987). Alzaga y Pano (1989) interpretan que la Formación Chivillas se depositó en el marco de una cuenca trasarco. Un trabajo reciente argumentó que posiblemente el depósito de esta formación haya sido en el contexto evolutivo de una cuenca tipo *pull-apart* (Ángeles-Moreno *et al.*, 2004).

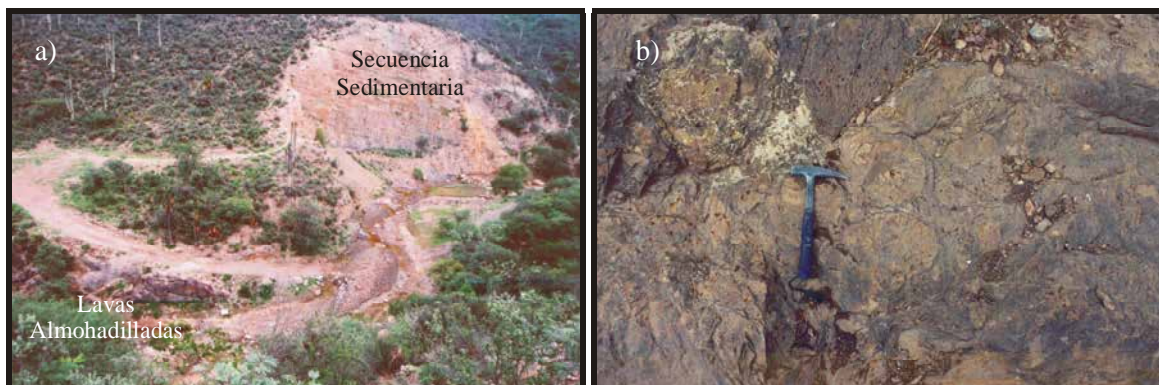


Figura 17. Fotografías de la Formación Chivillas. a) Panorámica que muestra en la base, lavas almohadilladas cubiertas por capas sedimentarias (97°21'47'' longitud W, 18°30'02'' latitud N); b) Acercamiento a las lavas almohadilladas (97°22'04' longitud W, 18°29'07'' latitud N).

La edad de la Formación Chivillas es asignada frecuentemente al Cretácico Inferior. Pano (1973) documentó amonitas *Olcostephanus sp.* y *Spitidiscus sp.* Estos géneros son de edades comprendidas entre el Valanginiano-Barremiano; Arámburo-Pérez *et al.* (1987) reportaron foraminíferos *Choffatella descipiens*, los cuales también son Cretácico Inferior; sobre la base del contenido fósil, Alzaga y Pano (1989) determinaron que la edad de esta unidad tienen un alcance Jurásico Tardío-Cretácico Inferior, esto por la presencia de los microfósiles *Crassicolaria sp.* (Tithoniano), *Tintinnopsella sp.* y *Lorenziella sp.* (Valanginiano). En este trabajo se considera a la Formación Chivillas de edad Tithoniano-Barremiano.

III.1.3.2 Formación Zapotitlán (*Berriasiano-Barremiano*)

La Formación Zapotitlán fue descrita por Aguilera (1906), con este nombre se refirió a una lutita con fósiles, expuestas en la región de Zapotitlán de Salinas, Puebla. Calderón-García (1956) señaló que aflora desde San Antonio Texcala hasta la Sierra de Santa Rosa, en Puebla. Buitrón (1970)

describió esta formación como una secuencia de lutita calcárea con micas, su color es gris y su estratificación delgada. Tiene intercalaciones de caliza, arenisca y marga, y ocasionalmente de conglomerado. Esta autora reportó equinoides y le asignó a la unidad una edad Cretácico Temprano.

La Formación Zapotitlán aflora en la porción poniente del área de estudio. Se extiende tanto al norte y sur del poblado de Zapotitlán de Salinas (Figura 12). El espesor de esta unidad no fue calculado, pero algunos trabajos reportan espesores entre 200 y 600 m (*e.g.* Hernández-Estévez, 1980).

A grandes rasgos, la litología de la Formación Zapotitlán está formada por lutita, caliza, arenisca verdosa y algunos horizontes conglomeráticos. Esta unidad también presenta bancos calcáreos alternados con lutita y arenisca (Hernández-Estévez, 1980; INEGI, 1994; Martínez-Amador *et al.*, 2001). En el área de estudio se observaron rocas que intemperizan a color ocre, son capas de margas físilas (Figura 18), estas efervescen al contacto con ácido clorhídrico. Hacia la cima de dichas rocas hay horizontes carbonatados.

En el área de Tehuacán-Teotitlán, no se observó la base de la Formación Zapotitlán. Tampoco se documentó su relación de contacto con unidades superiores; solo se cartografió utilizando fotointerpretación. Avellaneda-Córdova *et al.* (1987) documentaron que esta unidad posiblemente está depositada discordantemente sobre el Complejo Acatlán. Esto lo infieren con base a las características litológicas de ambas unidades. Para el contacto superior reportaron un contacto concordante con rocas terrígenas calcáreas o un contacto transicional con caliza. Por último, mencionan haber observado un contacto discordante con la Formación Tehuacán, que descansa sobre ella. En la zona de estudio solo se pudo observar a esta unidad cubierta por el conglomerado Teotitlán y por rellenos aluviales (Figura 13, sección B-B').

La Formación Zapotitlán se depositó en un ambiente marino; esto es evidenciado por la presencia de fauna característica de plataforma (Hernández-Estévez, 1980). Barrientos-Reyna (1985) señaló que en la secuencia hay evidencias de aportes clásticos continentales, destacando la presencia de horizontes areno-calcáreos. Avellaneda-Córdova *et al.* (1987), describieron una variación en el ambiente de depósito de esta formación, que es de litorales con una fuente cercana al nivel de base, cambiando gradualmente a plataforma con aportes de terrígenos entre los carbonatos. Ellos señalaron que la sedimentación se dio en un marco tectónico inestable.

Buitrón (1970) documentó para la Formación Zapotitlán los siguientes equinoides: *Cidaris muelleriedi*, *Selenia mexicana*, *Pseudocidaris clunifera*, *Goniopygus (Gionopygus) zitteli* y *Magnosia (Magnosia) lens*; esta fauna corresponden a una edad Barremiano. Barrientos-Reyna (1985) documentó microfósiles de la familia *Nannoconidae* asignándole a la Formación Zapotitlán una edad del Neocomiano, también los microfósiles reportados por Avellaneda-Córdova *et al.* (1987; *Hedbergella sp.*, *Ticinella sp.*, *Globigerineloides sp.*, *Heterohelix sp.*, *Calcisphaerula innominata* y fragmentos de moluscos) corresponden a una edad neocomiana. Por lo anterior descrito, en este trabajo se consideró que la Formación Zapotitlán tiene una edad neocomiana (Berriasiano-Barremiano).



Figura 18. Fotografía de margas correspondientes a la Formación Zapotitlán (97°27'44'' longitud W, 18°19'18'' latitud N).

III.1.3.3 Conglomerado Tecachil (*Hauteriviano-Barremiano*)

El conglomerado Tecachil ha sido cartografiado como Cenozoico, algunos trabajos los señalan como parte del Conglomerado Cuicatlán (*e. g.* Centeno-García, 1988), de la Formación Cuarteles (*e. g.* INEGI, 1994) o de la Formación Tehuacán (*e. g.* Martínez-Amador *et al.*, 2001). Sin embargo, otros trabajos indican una edad precenozoica para estos sedimentos (*e. g.* Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Eguiza-Castro (2001), con base a su posición estratigráfica y por sus características litológicas, separó esta unidad de los depósitos terciarios del VT y le asignó una edad tentativa Cretácico Temprano; denominando a esa unidad litoestratigráfica como Conglomerado Cerro Colorado. Este autor describió un conglomerado polimíctico, sin gradación, pobremente clasificado,

formado principalmente por clastos de andesita, y en menor proporción, de caliza y arenisca, todos ellos en una matriz arenosa (Figura 19).

El conglomerado Tecachil aflora hacia la parte central del área de estudio, en el borde oriental del VT, entre los poblados de Ajalpan y Coxcatlán. La localidad que le da nombre a la unidad, es un cerro elongado N-S conocido como Cordón Tecachil o Cerro Colorado (Figura 20 a), que se ubica cinco km al oriente del poblado de Zinacatepec (Figura 12). Se decidió identificar a esta unidad como Tecachil, debido a que el nombre de Cerro Colorado es muy común en la zona y refiere a cerros con características litológicas diferentes, prestándose esto a confusiones.



Figura 19. Conglomerado Tecachil (97°12'41'' longitud W, 18°23'27'' latitud N).

La litología de esta unidad es un conglomerado polimítico color rojizo, muy litificado, mal clasificado, con granulometría heterogénea, sin gradación, presenta orientación en los clastos y tiene soporte de matriz (Figura 19). Los clastos varían de subredondeados a subangulosos, muchos tienen una forma planar, sus tamaños promedio son de 6 a 12 cm, habiendo de hasta 30-40 cm, y la matriz varía de arenas a arcillas. El conglomerado tiene 80% de fragmentos correspondientes a la Formación Chivillas (andesita y arenisca), 10% de una roca granítica, 5% de caliza y 5% de una roca arcillosa. La matriz constituye más del 50% de la roca. El conglomerado está soportado por matriz.

La base de esta unidad no se observó, pero se la considera que sobreyace a la Formación Zapotitlán y subyace a la Formación Tamaulipas Superior (Tabla 1). En el área de estudio su contacto superior se documentó como transicional con las calizas de la Formación Tamaulipas Superior, y subyace de

manera discordante al conglomerado El Campanario (Figura 20 b; Figura 13, sección D-D'). Ambos contactos se aprecian en el flanco poniente del Cordón Tecachil. El conglomerado Tecachil también está en contacto discordante con los lechos rojos Tilapa, esto se observó en el flanco oriente del cordón (Figura 12).

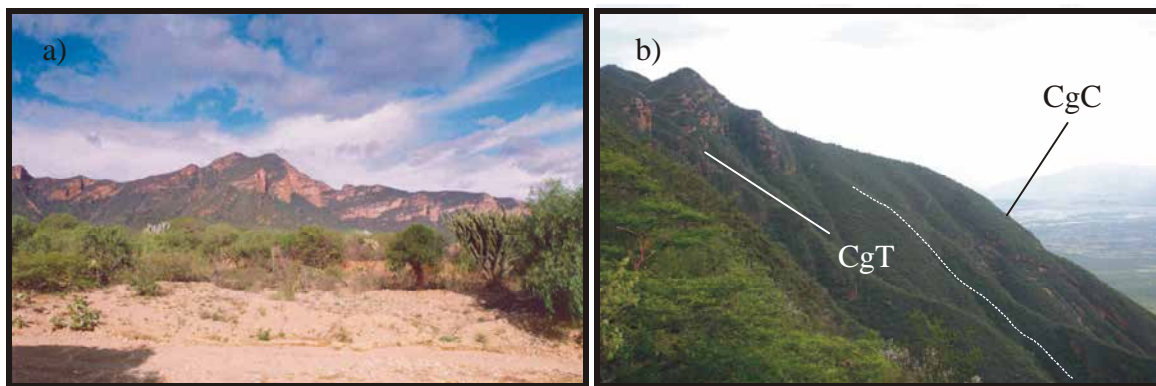


Figura 20. Fotografías del conglomerado Tecachil. a) Panorámica del Cordón Tecachil (vista aproximada al oriente); b) Depósitos del conglomerado El Campanario en contacto discordante angular sobre el conglomerado Tecachil (borde poniente del cordón, vista ~ al SSE); CgT: conglomerado Tecachil, CgC: conglomerado El Campanario; la línea discontinua señala el contacto entre los depósitos conglomeráticos.

Los depósitos del conglomerado Tecachil han sido atribuidos a una sedimentación bajo condiciones de alta energía en un ambiente fluvial, controlada por los ríos de la zona en una paleotopografía emergida (Eguiza-Castro, 2001).

La edad precisa de esta unidad es incierta. En ella no hay fósiles y el análisis palinológico de una muestra arrojó resultados negativos. Sin embargo, atendiendo a las observaciones de Eguiza-Castro (2001), que describió el cambio transicional del conglomerado Cerro Colorado (Tecachil en este trabajo) a un conglomerado calcáreo, y este a su vez a la caliza de la Formación Tamaulipas Superior (Aptiano-Cenomaniano), se consideró para el conglomerado Tecachil una edad en el intervalo Hauteriviano-Barremiano.

III.1.3.4 Formación Tamaulipas Superior (*Aptiano-Cenomaniano*)

La Formación Tamaulipas Superior aflora principalmente en la porción noreste de la República Mexicana (*e.g.* Lehmann *et al.*, 1999; Goldhammer y Johnson, 2001). Originalmente fue descrita

por Muir (1936) en el Cañón de la Borrega en la Sierra de Tamaulipas. El la definió como una secuencia de plataforma compuesta por caliza blanca con pedernal del mismo color, intercalada con caliza arcillosa gris con pedernal negro. Su estratificación es media (capas de 30 a 50 cm). En el sur de México se ha documentado ampliamente la existencia de secuencias carbonatadas, las cuales podrían ser correlacionables con la Formación Tamaulipas Superior (*e.g.* Secuencia marina cretácica en Centeno-García, 1988; Formación Morelos en Rivera *et al.*, 1998; Formación Teposcolula en Sánchez-Rojas *et al.*, 2000 y en González-Ramos *et al.*, 2000; Formación Miahuatepec en Martínez-Amador *et al.*, 2001).

En el extremo oriental del VT, la Formación Tamaulipas Superior está expuesta al NW del poblado de Tehuacán y al E de Santiago Miahuatlán. En la parte occidental del valle aflora al oeste de San Gabriel Chilac. También se extiende hacia el S-SE del área de estudio y hacia la porción meridional hay algunos afloramientos aislados (Figura 12).

En el área de estudio se observaron potentes secuencias marinas de plataforma. Éstas son caliza (mudstone) gris con estratificación media (12-18-20 cm ancho) que se caracterizan por tener bandas (5-8 cm ancho) y nódulos de pedernal negro y por estar fuertemente plegadas (Figura 21), con una vergencia general NE. En una región aledaña al área de estudio, entre Tehuacán y hacia la Sierra de Zongolica, Alzaga y Santamaría (1987) describieron de forma detallada la litología de la Formación Tamaulipas Superior, de manera general documentaron que esta unidad es una secuencia carbonatada formada por wackstone con microfósiles y mudstone arcilloso, mencionaron que eventualmente observan intercalación de capas limo-arcillosas con estratificación laminar.

Las relaciones estratigráficas de la Formación Tamaulipas Superior observadas en este trabajo son, en contacto por falla normal con la Formación Chivillas y en contacto transicional pasando del conglomerado Tecachil a la Formación Tamaulipas Superior. Eguiza-Castro (2001) señaló un contacto concordante entre las formaciones Chivillas y Tamaulipas Superior, esto lo observó en la Autopista #135. En el área de estudio es común observar a la Formación Tamaulipas Superior cubierta de manera discordante por rellenos cenozoicos y en la zona de San Juan Atzingo ésta fue cubierta por andesita (Figura 12).

La Formación Tamaulipas Superior se depositó en un mar epicontinental, en un ambiente nerítico, predominando facies de plataforma (Alzaga y Santamaría, 1987).

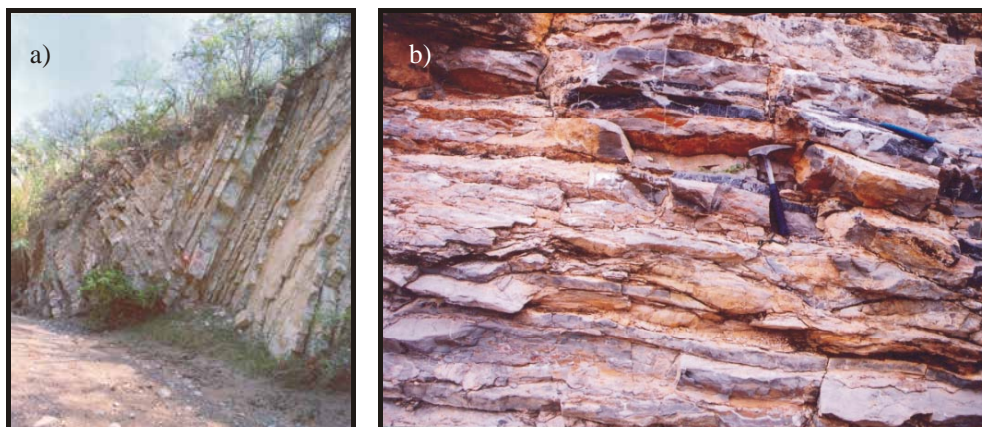


Figura 21. Fotografías de la Formación Tamaulipas Superior. a) Pliegues *chevrón* en caliza con intercalaciones de lutita en capas finas, también se observó pedernal (97°06'59" longitud W, 18°03'52" latitud N; vista de foto ~ al S); b) Capas de caliza con bandas de pedernal negro (97°22'56" longitud W, 18°29'39" latitud N).

La edad de la Formación Tamaulipas Superior se determinó por contenido fósil en el prospecto “Plan de Arroyos” elaborado en los estados de Puebla y Veracruz, por la Facultad de Ingeniería de la UNAM y PEMEX (1998). Ellos reportaron *Rotalipora sp.*, *Globigerinoides sp.*, *Praeglobotruncana sp.*, *Heterohelix sp.*, *Bishopella sp.* y *Colomiella mexicana*, asignándole una edad Aptiano Superior-Cenomaniano. En el presente trabajo, se consideró a esta formación de edad Aptiano-Cenomaniano.

III.1.3.5 Cretácico Superior indiferenciado (*¿Turonianao-Santoniano?*)

Las rocas del Cretácico son abundantes hacia ambos extremos del VT; se reconocen claramente las formaciones Chivillas, Zapotitlán, el conglomerado Tecachil, y la Formación Tamaulipas Superior. Además de éstas hay un depósito que las sobreyace, el cual se identificó por una expresión morfológica contrastante con las unidades mencionadas, así como de los depósitos cenozoicos. En fotografías aéreas este depósito indiferenciado se distingue por formar lomeríos suaves con una estratificación bien definida (Figura 22), y en campo, a la distancia se observan laderas suavizadas con un intemperismo intenso a color blanco, resaltando que no se ve fuerte plegamiento como en la Formación Tamaulipas Superior, pero sí se distinguen combamientos en las capas lo que refleja cierto grado de deformación. Por cuestiones de tiempo, acceso y por salir del objetivo central de la tesis, no se realizó trabajo de detalle en estas rocas, pero fueron cartografiadas mediante la interpretación de fotografías aéreas (INEGI, vuelo SINFA escala 1:75 000), y descritas como

Cretácico Superior indiferenciado con el apoyo de bibliografía (Ortuño-Arzate *et al.*, 1992; INEGI, 1994).

El Cretácico Superior indiferenciado aflora principalmente al poniente del VT. La principal exposición de esta unidad se encuentra al W de Tehuacán, extendiéndose con afloramientos aislados hacia la parte sur del área de estudio. En algunos trabajos de carácter regional se muestran afloramientos del Cretácico Superior en esta misma zona del VT (Ortuño-Arzate *et al.*, 1992; INEGI, 1994), el primer trabajo señaló que la secuencia del Cretácico Superior contiene wakstone y packstone, y basados en su contenido faunístico indicaron para estas rocas un rango de edad del Albiano al Maastrichtiano; en el segundo trabajo no dieron detalles de la unidad.

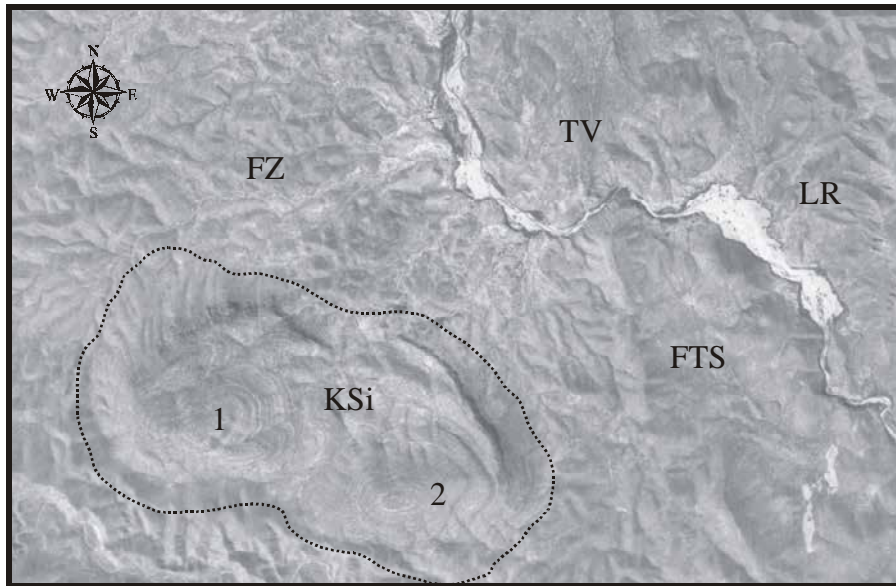


Figura 22. Fotografía aérea en la que se muestra un afloramiento interpretado como Cretácico Superior indiferenciado (KSí). La línea punteada señala el afloramiento de dicha unidad, este se ubica en la porción más meridional y poniente del área de estudio. 1: C. Tepetzonga Grande y 2: Tepetzonga Chico (ver ubicación en Figura 12). FZ: Formación Zapotitlán; FTS: Formación Tamaulipas Superior; LR: Lechos rojos Tilapa; TV: Travertino.

Considerando su posición estratigráfica, su estratificación y naturaleza carbonatada, se infiere que esta unidad es de origen marino. Meneses-Rocha *et al.* (1996) documentaron la evolución sedimentaria en el cinturón Plegado y Cabalgado de Zongolica, señalaron que durante el Turoniano se llegó a una fase de inundación máxima, depositándose caliza arcillosa pelágica, mencionaron que en este periodo la antigua plataforma de Zapotitlán fue cubierta por agua formándose un ambiente

profundo. Ésta inundación se unió a la antigua cuenca del Albiano-Cenomaniano y formó una sola cuenca. Para el resto del Cretácico Tardío documentaron una fluctuación del tirante de agua, argumentando que durante el Coniaciano-Santoniano la profundidad dejó de aumentar, volviéndose a depositar caliza de plataforma, de las cuales no hay registro en la región de estudio.

III.2 Unidades cenozoicas

En el área de estudio los depósitos cenozoicos han sido cartografiados como Formación Tehuacán y aluvión (*e.g.* Hernández-Estévez, 1980; Eguiza-Castro, 2001), o como cubierta cenozoica (*e.g.* Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006), o los identificaron como una unidad cenozoica y relleno (*e.g.* TomCgp-Tr en Martínez-Amador *et al.*, 2001). Solo algunos trabajos hacen distinciones entre los diferentes tipos de depósitos (*e.g.* Centeno-García, 1988; INEGI, 1994). Cabe resaltar que los trabajos anteriormente mencionados son de carácter regional o semi-regional, y que no hay documentos publicados que describan a detalle la región de Tehuacán-Teotitlán.

III.2.1 Paleógeno

III.2.1.1 Lechos rojos Tilapa (*Eoceno temprano-medio*)

En la literatura podemos encontrar que los lechos rojos Tilapa fueron cartografiados como Formación Tehuacán (Centeno-García, 1988) o Formación Cuarteles (INEGI, 1994). Dávalos-Álvarez *et al.* (2004) describieron en el VT unos lechos rojos formados por capas conglomeráticas con algunos yesos, a los cuales Dávalos-Álvarez *et al.* (2005) basados en su posición estratigráfica le asignaron una edad Eoceno temprano identificándolos como lechos rojos Tilapa.

En las inmediaciones del poblado de Tilapa, esta bien expuesta la unidad y los cambios de facies que presenta, por lo que se emplea el nombre de dicha localidad. Esta unidad aflora de la porción centro-septentrional hacia el sur del área de estudio. La exposición más extensa se aprecia al SW de Guadalupe Victoria prolongándose hasta el SW del poblado San Juan Los Cues. En general, aflora a lo largo del borde oriental del VT, se aprecia desde la porción más meridional de la zona de estudio hasta el poblado de San Esteban Necoxcalco (Figura 13, secciones A-A', B-B' y C-C').

Los lechos rojos Tilapa se caracterizan por capas que varían entre los 20-30 a 50 cm de espesor y ocasionalmente hay capas finas de hasta 5 cm. Las capas son de lodolita, limolita, arenisca fina a

gruesa y conglomerado (Figura 23). En algunas ocasiones se observan capas de yeso delgadas, principalmente hacia la cima del depósito. Característicamente la arenisca y el conglomerado son de color rojo y la lodolita violácea.

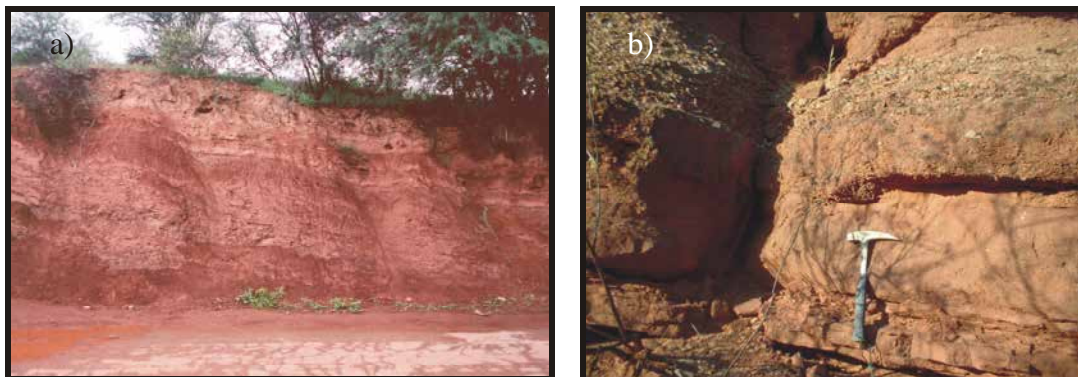


Figura 23. Fotografías de los lechos rojos Tilapa. a) Capas finas de lodolita roja a violácea (97°08'40'' longitud W, 18°11'28'' latitud N); b) Capas de arenisca intercalada con horizontes conglomeráticos (97°05'55'' longitud W, 18°10'15'' latitud N).

Los horizontes conglomeráticos de los lechos rojos Tilapa tienen diferentes grados de compactación, hay desde capas deleznable hasta capas totalmente litificadas. Contienen clastos angulosos a subredondeados, que son principalmente de gneis, esquistos y anfibolita. También tiene de arenisca, andesita, sílice y caliza. La matriz es areno-arcillosa, siendo esta el soporte del conglomerado, aunque en algunos lugares el soporte tiende a ser clástico. El tamaño de los componentes varía de pocos milímetros a 30 cm, la mayoría está entre los 5 a 10 cm.

De una capa de la arenisca media-fina, se elaboró una lámina delgada, identificándose las siguientes características:

- Es una roca con homogeneidad en el tamaño de grano (Figura 24), en general presenta cristales fragmentados de cuarzo (40-50%), feldespato (10-20%) y hay presencia de líticos (5%). Estos son soportados por una matriz fina, de color rojizo, aparentemente de minerales férricos oxidados (30-40%). Los tamaños de los componentes varían de 65 μm a 330 μm , según la clasificación de Wentworth (1992) para el tamaño de grano, la roca es una arenisca de fina a muy fina; y atendiendo al porcentaje de sus constituyentes, se clasifica como una wacka arcósica (Murray, 1981).

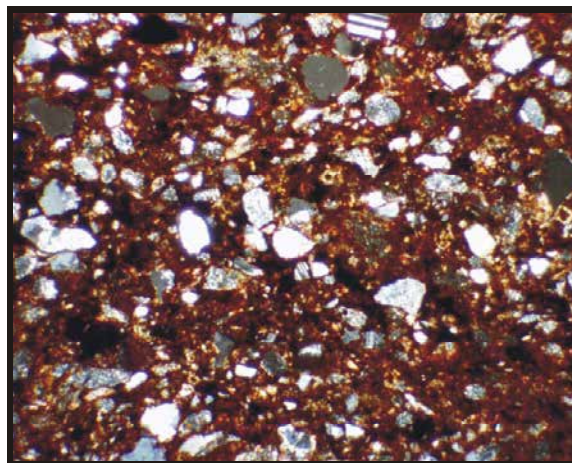


Figura 24. Fotomicrografía correspondiente a una arenisca de los lechos rojos Tilapa (luz polarizada, base de foto 1.5 mm). En la imagen se aprecian fragmentos subredondeados de cuarzo y feldespato, embebidos en una matriz fina oxidada (muestra FO-04-220; 97°06'09' longitud W, 18°09'56'' latitud N).

Los lechos rojos Tilapa se observan en contacto por falla normal con el Complejo Oaxaqueño y con la Formación Chivillas. Cubren de manera discordante al conglomerado Tecachil, y a las formaciones Chivillas y Tamaulipas Superior. Hacia la cima de los lechos se identificaron cambios de facies (Tabla 1), estos se observan intercalados con capas conglomeráticas formando la base del conglomerado El Campanario y de forma transicional cambian a la formación Mequitongo. Aunque se reconocen estos cambios de facies, los distintos depósitos se documentan de manera independiente debido a su importancia en el control estructural de la zona, esto se explica en las descripciones de las distintas unidades, así como en capítulos siguientes. Los conglomerados San Isidro y Teotitlán, el travertino Cerro Prieto y los rellenos aluviales, cubren discordantemente a los lechos rojos Tilapa.

En el VT, a lo largo del frente occidental de la Sierra Mazateca, Centeno-García (1988) cartografió el Conglomerado Cuicatlán. Ella mencionó que es de origen aluvial y los relacionó con actividad en la FO. En este trabajo se acepta la interpretación del ambiente de depósito correspondiente con abanicos aluviales propuesto por dicha autora, y se unificó los depósitos que ella refirió como Conglomerado Cuicatlán con los lechos rojos Tilapa, interpretándose que representan un cambio de facies lateral en los depósitos aluviales (Figura 13, sección C-C'). En el frente de la sierra se documentaron conglomerado gruesos; conforme aumenta la distancia a él se observó intercalación de capas de conglomerado medio a fino con capas de arenisca, y hacia la porción central del valle se

tornan más abundantes las capas de arenisca (gruesas a finas), que las de conglomerado, aunque estas siguen apareciendo, y en algunas zonas se observan capas finas de lodolita. Esto se interpretó como un depósito asociado al levantamiento de la Sierra Mazateca (deformación de la FO).

Los lechos rojos Tilapa, se han considerado del Neógeno (Centeno-García, 1988) o del Terciario inferior (INEGI, 1994). En este trabajo se documenta en su cima un contacto transicional con el conglomerado El Campanario (Eoceno medio-Oligoceno temprano) y con la formación Mequitongo (Eoceno temprano-medio), para las cuales se obtuvieron edades por palinología y por fechamiento isotópico respectivamente (ver detalles en sus descripciones correspondientes). Considerando dichas restricciones, a los lechos rojos Tilapa se les asignó una edad comprendida entre el Eoceno temprano a medio.

III.2.1.2 Formación Mequitongo (*Eoceno temprano-medio*)

En el VT se han documentado secuencias sedimentarias que contienen evaporitas (*e.g.* INEGI, 1994). En algunos trabajos estos depósitos se cartografiaron como Formación Tehuacán (*e.g.* Centeno-García, 1988). Dávalos-Álvarez *et al.* (2004) le dieron el nombre informal de formación Mequitongo a una secuencia alternada de lodolita, arenisca y conglomerado con capas de yeso abundantes y solo indican su edad como cenozoica. En el actual trabajo se dividió a estos depósitos con horizontes ricos en yesos en dos formaciones diferentes: Mequitongo y Tehuacán.

La formación Mequitongo aflora principalmente hacia la parte meridional del área, la principal extensión de estos depósitos se ubica en la porción oriente del VT, en las inmediaciones de Tilapa y Teotitlán (Figura 12). Al norte del poblado de Tilapa se encuentra la Barranca Lencho Diego o Mequitongo, en esta zona se identificaron las diferentes capas que conforman la variedad litológica de esta secuencia, así como la relación con los lechos rojos Tilapa (Figura 13, sección C-C'), de esta manera se propone informalmente denominar a esta unidad como formación Mequitongo.

La litología que constituye a esta formación son capas alternadas de lodolita, yeso, arenisca, conglomerado y horizontes tobáceos escasos. La estratificación es generalmente fina, varía de 3 a 10 cm y algunas capas alcanzan los 40 cm (Figura 25). En algunas zonas el yeso tiene espesores de 2 m. El yeso es más abundante hacia la cima de la formación. Hacia la base del depósito las capas de conglomerado y arenisca son más potentes y alcanzan espesores de 2 a 8 m.

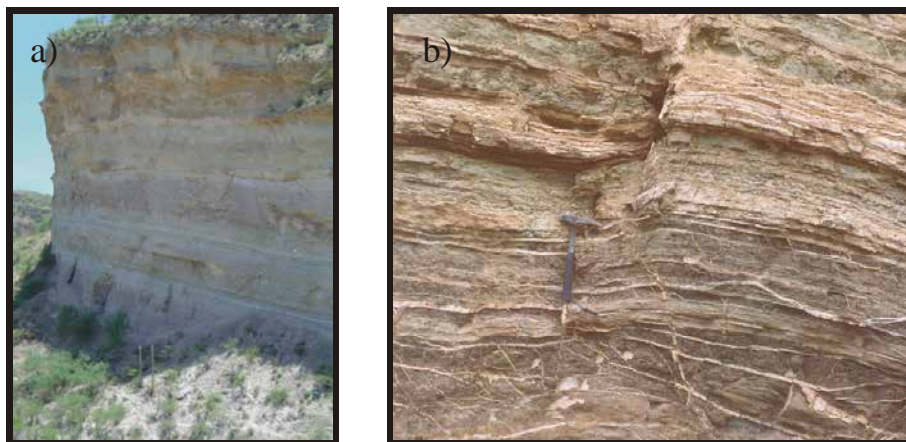


Figura 25. Fotografías de la formación Mequitongo. a) Secuencia alternada de lodolita, arenisca y capas de yeso (panorámica dos kilómetros al NW de Tilapa); b) Capas de lodolita afallada; en la foto se pueden observar capas delgadas color blanco y vetillas de yeso ($97^{\circ}03'58''$ longitud W, $18^{\circ}03'22''$ latitud N; vista ~ al NW).

La lodolita presenta colores rojo, café claro, amarillo pálido y, principalmente, diferentes tonos de verde. Son rocas arcillosas, deleznable y ligeras que presentan huellas de desecación y entre estas capas se encuentra el yeso. Los yesos son fibrosos, generalmente son cristales transparentes, aunque en las capas más finas tienden a ser lechosos. También es común observarlos como rellenos de vetillas, inyectados en capas adyacentes y plegados (Figura 26; pliegues intraformacionales). Las capas de arenisca tienen clastos subredondeados y los horizontes de conglomerado los presentan de angulosos a subangulosos, los principales clastos que forman estas capas son de rocas metamórficas (gneis, esquisto, leucosomas y anfibolita; Complejo Oaxaqueño). En los conglomerados se observa, aunque en menor cantidad, clastos de milonita y de arenisca. Los fragmentos en su mayoría son de 3 a 5 cm, algunos alcanzan los 20 cm, estos se disponen en una matriz arenosa.

Las relaciones de contacto en la formación Mequitongo comúnmente son difíciles de observar. Entre la Carretera Federal #135 (Tehuacán-Oaxaca) y el frente poniente de la Sierra Mazateca, al norte de San Martín Toxpalan (Figura 12), se observó claramente la variación lateral de estos depósitos. En esta zona se documentó en la parte alta de la sierra la presencia de gneis (Complejo Oaxaqueño) en contacto por falla con los lechos rojos Tilapa, los lechos rojos hacia la parte baja de la sierra se observan intercalados con las capas verdes (cambio de facies lechos rojos-formación Mequitongo); también en la zona de Tilapa se observó a los lechos rojos formando la base de la formación Mequitongo. La unidad Mequitongo, también se documentó en contacto por falla normal

con el Complejo Oaxaqueño y con la Formación Chivillas, y es cubierta discordantemente por el conglomerado Teotitlán y por rellenos aluviales.

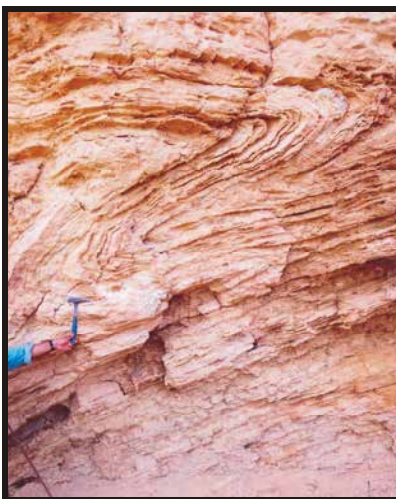


Figura 26. Pliegues en formación Mequitongo. Son pliegues intracapa, se forman por despegues en capas de yeso ($97^{\circ}07'28''$ longitud W; $18^{\circ}12'36''$ latitud N; vista de la foto al $S70^{\circ}E$).

El medio ambiente de depósito de la formación Mequitongo tiene relación intrínseca con la deformación de la zona, registra diferentes eventos de la progresión en la deformación del sistema falla de Oaxaca. Corresponde a un ambiente continental lacustre, con un tirante de agua cambiante, pero generalmente de poca profundidad. La base, formada por intercalaciones de arenisca y conglomerado, registra la erosión producto del levantamiento de la Sierra Mazateca durante la formación del VT. Los clastos angulosos a subangulosos indican poco transporte. Gradualmente hacia la cima de la unidad comienzan a aparecer sedimentos finos y yeso, el yeso aumenta hacia la parte superior de la secuencia. Esta parte del depósito se dio en un marco tectónico más estable, en el cual hubo zonas de inundación someras en cuencas endorreicas. La presencia de yeso sugiere evaporación fuerte y salinidad alta. Posterior a este depósito de sedimentos finos y yesos se renovó la actividad en el área, lo que fue reflejado en un basculamiento pronunciado de las capas y los pliegues intracapa que presentan los depósitos Mequitongo. Los pliegues se forman entre capas de lodolita, las cuales solo están basculadas y no presentan plegamiento, se interpretó que son producto del fuerte basculamiento y que el yeso funcionó como zona de despegue, de tal forma que al haber corrimiento en las capas adyacentes el yeso se plegó (Figura 26).

Los depósitos de la formación Mequitongo, al ser cartografiados como Formación Tehuacán por varios autores, han sido considerados de diversas edades: basándose en su posición estratigráfica Calderón-García (1956) los consideró del Eoceno-Oligoceno, y Centeno-García (1988) les asignó una edad probable Mioceno-Pleistoceno. De acuerdo a los criterios de este trabajo estas edades corresponderían, la primera con la formación Mequitongo y la segunda con la Formación Tehuacán propiamente dicha.

En éste trabajo se fechó una toba intercalada con estas rocas. La toba es arenosa, color verde, deleznable, poco densa y presenta algo de caolinización. Su contenido mineralógico son fenocristales de cuarzo, escaso feldespato y abundante biotita (Figura 27 a).

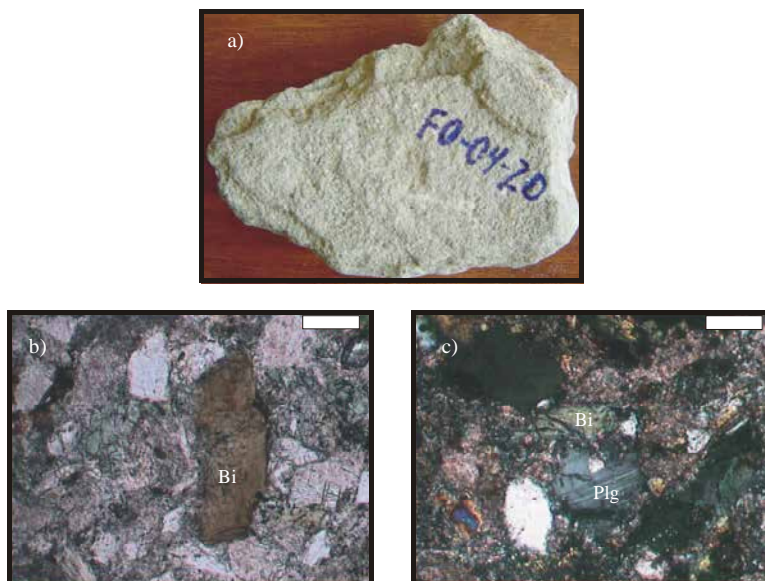


Figura 27. Fotografías de muestra de mano (a) y fotomicrografías de la toba intercalada en la formación Mequitongo (b y c) (FO-04-20; ubicación de muestra en Tabla 2). b) Se aprecia un cristal subédrico de biotita (Bi); luz natural. c) Se distingue la textura seriada, tiene cristales de plagioclasa (Plg) y biotita; luz polarizada. En ambas fotomicrografías, la banda blanca de la esquina superior derecha indica 100 micras.

En la petrografía de la muestra correspondiente a la toba (FO-04-20, ver ubicación en Figura 12), se identificó que la roca presenta textura hipocristalina y seriada; su contenido mineral en orden de abundancia es: cuarzo (anédrico, 40%), sanidino (anédrico, algunos intercrecidos con cuarzo, 15%), biotita (pleocroicas, subédricas, 5%), accesorios hornblenda y plagioclasa (subédricos, 5%), la matriz es vítrea (35%) y presenta opacos anédricos y apatito fino; en general los cristales están

fracturados (angulosos a subangulosos); hay alteración sericítica intensa (reemplaza algunas biotitas y hornblendas) y cloritización moderada, la matriz presenta una ligera carbonatación (Figura 27 b y c); la roca según Streckeisen (1979) se clasifica como una toba riolítica.

Para esta roca se fechó biotita por el método K-Ar (Tabla 2), la edad obtenida fue de 50.2 ± 1.4 Ma.

Basándose en la fecha obtenida y su posición estratigráfica, a la formación Mequitongo se le asignó una edad Eoceno temprano-medio.

Muestra	Longitud (W)	Latitud (N)	Tipo de Roca	Mineral	⁴⁰ Ar Atmosférico (%)	K (%)	⁴⁰ Ar Radiogénico (ppm)	Edad	Unidad litológica
FO-04-20	97°04'16"	18°08'43"	Toba	Biotita	35.4	2.73	5.31	50.2±1.4	Formación Mequitongo
FO-05-381	97°21'11"	18°26'36"	Toba	Biotita	35.1	7.08	4.445	16.4±0.5	Formación Tehuacán

Tabla 2. Edades por el método K-Ar determinadas para rocas del VT. La separación mineral se realizó en el Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro. Análisis por Activation Laboratories Ltd.

III.2.1.3 Conglomerado El Campanario (*Eoceno medio-Oligoceno temprano*)

El conglomerado El Campanario no había sido previamente descrito como tal. Algunos autores cartografiaron afloramientos correspondientes a esta unidad como un conglomerado Terciario (*e.g.* Centeno-García, 1988; INEGI, 1994), otros los describieron dentro de una secuencia conglomerática del Cretácico (*e.g.* Eguiza-Castro, 2001). Estos depósitos son ricos en clastos de caliza y se reconocieron a 6 km al norte de Calipan, en el Cerro El Campanario, de ahí que lo designemos con este nombre.

Los afloramientos del conglomerado El Campanario se encuentran en el borde oeste de la Sierra Mazateca, entre los poblados de Zinacatepec y Calipan. Esta unidad se observó al W de Zinacatepec a lo largo del flanco poniente del Cordón Tecachil; en este sector forma una pared N-S de aproximadamente 6 km de largo. Hacia el flanco oriente, sobre el lecho del río Comulco, se puede ver al conglomerado formando potentes espesores, en esta zona está el Cerro El Campanario (Figura 12).

La unidad El Campanario es un conglomerado polimíctico, con un espesor que posiblemente alcanza los 400 m (Figura 28 a y 12). Es rico en clastos de caliza y caliza con pedernal (20-25%); también se observó arenisca (5-10%), andesita de la Formación Chivillas (5%);, roca granítica (5%), clastos de un conglomerado polimíctico (5%), micaesquisto (2-5%), y el resto de la roca es formado por una matriz areno-arcillosa color rojizo (Figura 28 b) que efervece con el ácido clorhídrico. El conglomerado está soportado por matriz. Los clastos varían de angulosos a subangulosos con algunos redondeados, tienen tamaños principalmente entre 10 y 15 cm, los de mayor dimensión alcanzan 50 cm. Es un conglomerado mal clasificado, mal gradado, generalmente litificado, aunque hay zonas donde es deleznable; en el afloramiento parece masivo, no se observó estratificación definida; sin embargo, a la distancia se aprecia que se dispone en capas, las cuales se encuentran fuertemente basculadas (~ 20° al NE).

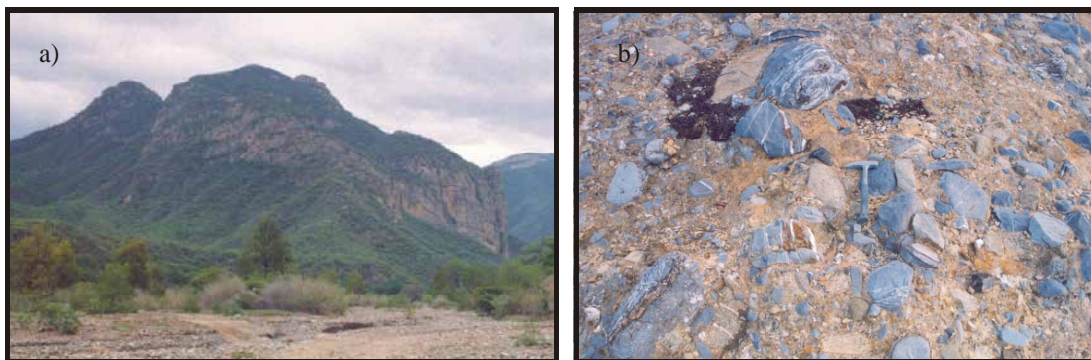


Figura 28. Fotografías del conglomerado El Campanario. a) Muestra el afloramiento del Cerro El Campanario (97°10'05'' longitud W, 18°19'54'' latitud N; vista al N10°E); b) Litología del conglomerado rico en clastos de caliza (97°11'14' longitud W, 18°22'57'' latitud N).

El conglomerado El Campanario sobreyace a los lechos rojos Tilapa, el contacto entre ellos se observó de manera transicional con la intercalación de capas. Asimismo se puede documentar a los conglomerados cubriendo de manera discordante angular al conglomerado Tecachil y a la Formación Chivillas (Figura 13, sección D-D'), con esta última se infiere que también está en contacto por falla normal. Su contacto superior no se documentó. Solo se lo observó cubierto por depósitos cuaternarios del conglomerado Teotitlán y del relleno aluvial (Figura 12).

La FO tiene una relación directa con el depósito y la disposición del conglomerado El Campanario, estos conglomerados son reflejo de un pulso erosivo rápido el cual tuvo lugar durante el levantamiento progresivo de la Sierra Mazateca y la propagación de la falla. Es un conglomerado

sinorogénico, el cual también experimentó deformación posterior. Esta unidad se depositó en un ambiente continental, se infiere que durante su depósito existía una zona de inundación somera, y debido a la fuerte erosión en las unidades calcáreas cretácicas, hay remoción de carbonatos que saturaban las aguas circulantes, y es así como la matriz del conglomerado presenta un carácter carbonatado.

Para dos muestras del conglomerado El campanario (MP-Cg-02-456, 97°11'13" longitud W, 18°22'50" latitud N; y MP-Cg-03-494, 97°09'37" longitud W, 18°20'39" latitud N; ubicación en Figura 12), se elaboró un estudio palinológico (Laboratorio de Palinología del IGLUNAM, Dr. Enrique Martínez-Hernández). En dicho estudio, aunque no se encontró palinomorfos índice, se documentó un conjunto palinológico formado por las siguientes especies (Figura 29): *Betula*, apareció en el Cretácico pero se desconoce su extinción en México (Cretácico-¿?); *Liquidambar*, se registra desde el Paleoceno y se extiende su rango hasta el Reciente (Paleoceno-Holoceno); *Taxodium*, apareció desde el Paleoceno al Reciente (Paleoceno-Holoceno); *Persicarioipollis*, tiene un rango del Paleoceno temprano hasta el Mioceno (Paleoceno temprano-Mioceno); *Pinus*, se documenta desde el Paleoceno al Reciente, su abundancia relativa es importante a partir del Oligoceno (Paleoceno-Holoceno); *Gramineae*, aparecen desde el Cretácico Tardío, son abundantes en México a partir del Oligoceno y se extienden hasta el Reciente (Cretácico-Holoceno); *Quercus*, están presentes desde el Cretácico Tardío, su abundancia comienza en el Eoceno tardío-Oligoceno hasta el presente (Cretácico Tardío-Holoceno); y *Myrtaceidites*, hay reportes de su existencia desde el Cretácico en Gondwana, en Norteamérica existe registro del Eoceno y para México se documenta previo al Oligoceno temprano, se desconoce su extinción (Eoceno-¿?).

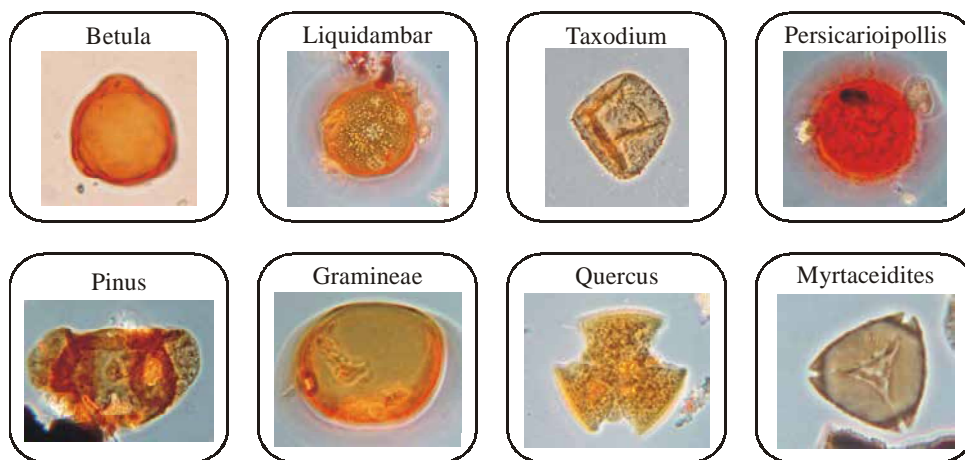


Figura 29. Tipos de polen identificados para la unidad conglomerado El Campanario.

Considerando la abundancia relativa de los palinomorfos su alcance estratigráfico es del Eoceno-Mioceno (Tabla 3). Por lo tanto con base en el análisis palinológico, la posición estratigráfica del conglomerado El Campanario, y el contacto transicional hacia su base con los lechos rojos Tilapa; se considera que la edad correspondiente a esta unidad es del Eoceno medio-Oligoceno temprano.

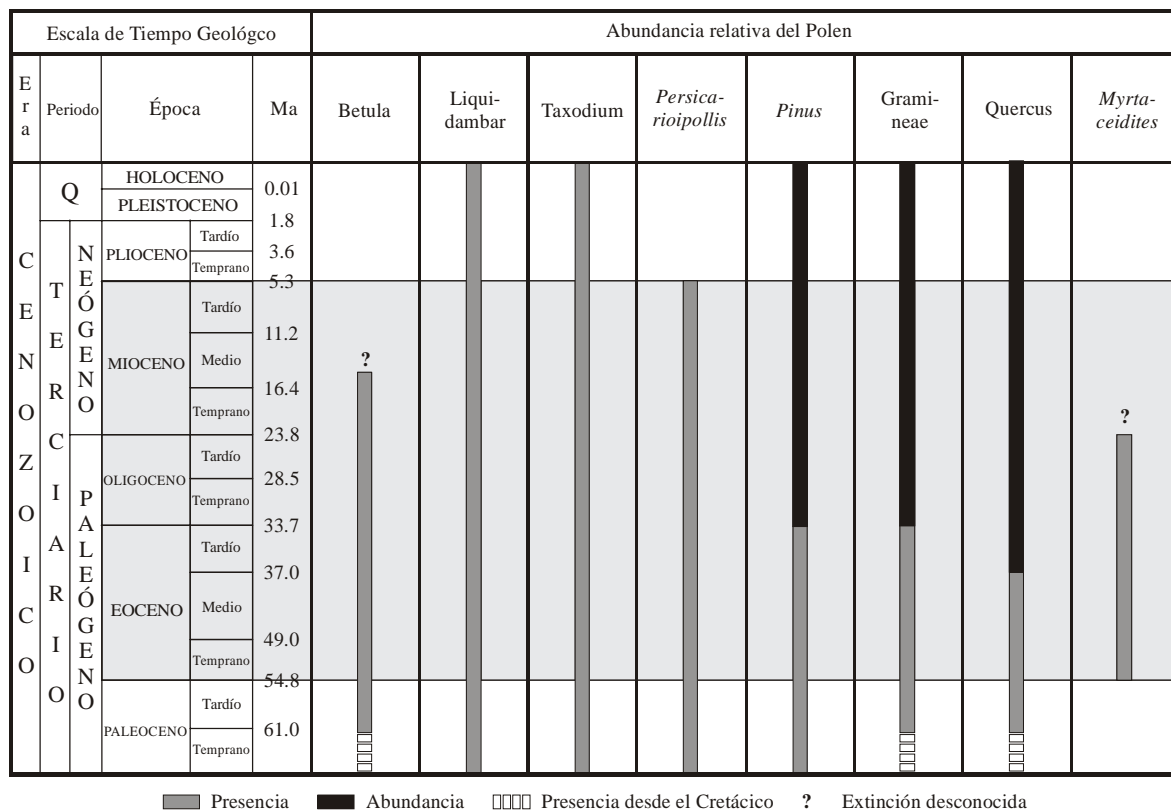


Tabla 3. Tabla de abundancia relativa para el polen identificado en la unidad conglomerado El Campanario. La zona sombreada señala el alcance estratigráfico del conjunto palinológico.

III. 2.1.4 Andesitas San Juan Atzingo (*Oligoceno tardío-Mioceno medio*)

Diversos trabajos mencionan la existencia de vulcanismo andesítico Cenozoico dentro del VT (e.g. Avellaneda-Córdova *et al.*, 1987; Centeno-García, 1988; INEGI, 1994; Eguiza-Castro, 2001), pero sus productos no han sido descritos como alguna unidad específica, solo se documenta como “rocas ígneas cenozoicas”. En general se describen éstas rocas volcánicas como intermedias a máficas, con textura afanítica, que comúnmente intrusionan a la secuencia marina cretácica y les señalan una asociación mineral compuesta por plagioclasa y ferromagnesianos.

En el VT las rocas andesíticas cenozoicas se concentra en afloramientos pequeños ubicados hacia el borde poniente del valle, en la parte centro-norte del área de estudio. El afloramiento que da nombre informal a esta unidad se sitúa 15 km al sur de Tehuacán, en el poblado de San Juan Atzingo. En esta zona se pueden observar derrames de lava andesítica cubriendo a la secuencia carbonatada del Cretácico, y que fue cubierta por depósitos lacustres (Figura 13, sección F-F'). Otros afloramientos pequeños de esta unidad se aprecian en las inmediaciones del poblado de Zapotitlán de Salinas (Figura 12).

La andesita San Juan Atzingo se caracteriza por lavas masivas, color gris oscuro, con composición intermedia-máfica, e intemperizan a tonos ocre-rojizos (Figura 30). En su mayoría la roca es afanítica, aunque en algunas partes se la puede observar con fenocristales escasos de minerales ferromagnesianos color verde oscuro. Otros afloramientos presentan cristales tabulares de anfíbol y algunos fenocristales de plagioclasas. En general, las rocas andesíticas en la región son densas, duras, están muy fracturadas, y presenta minerales reemplazados por óxido. En la zona de San Juan Atzingo la cima del afloramiento está muy oxidada, y la parte inferior expuesta tiene cloritización.



Figura 30. Afloramiento de la andesita San Juan Atzingo (FO-04-252, 97°23'14'' longitud W, 18°18'13'' latitud N).

Para dos muestras de esta unidad se elaboró petrografía destacando lo siguiente: 1) muestra FO-04-252: textura porfirítica, pilotaxítica, y con agregados glomeroporfídicos; la matriz varía de merocristalina a holocristalina (principalmente plagioclasas, labradorita y andesina escasa, 75%), hay abundancia de opacos, estos tienen secciones cuadradas, probablemente son de magnetita; los fenocristales observados son de ortopiroxeno (20%) y olivino (5%), ambos anédricos, muy

oxidados y fuertemente fracturados; la alteración presente es sericita moderada en la matriz y oxidación intensa. 2) muestra FO-04-261: textura porfirítica y glomeroporfídica, es hipocrystalina; matriz de plagioclasa tabular (65%), vidrio y opacos; hay cristales tabulares de anfíbol, con pleocroismo verde, subédricos a anédricos, cloritizados, con desarrollo de óxido en los bordes y muy fracturados (25%); presenta fenocristales tabulares subédricos de labradorita y andesina, tienen macla polisintética, sericitizados (5%); los accesorios son biotitas intercrecidas aparentemente con anfíboles (5%); la alteración es sericita moderada a intensa (Figura 31). Según la clasificación de Streckeisen (1979), ambas rocas son andesitas.

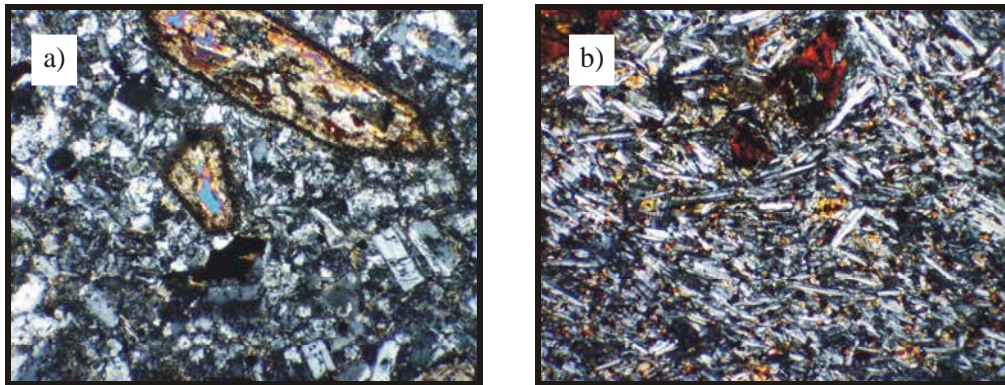


Figura 31. Fotomicrografías de la andesita San Juan Atzingo (muestra FO-04-261; 97°28'14' longitud W, 18°19'50'' latitud N). a) Se observa una textura porfirítica con cristales muy alterados de hornblenda en una matriz de plagioclasa; b) Textura pilotaxítica en la matriz de plagioclasa. En ambas fotomicrografías la base de foto es 1.5 mm y tienen luz polarizada.

La relación estratigráfica que presenta la unidad San Juan Atzingo, se observó claramente en el poblado que lleva el mismo nombre. En esta zona se documentó cómo las andesitas cubren a la Formación Tamaulipas Superior, y en su contacto superior se observó en discordancia erosional cubierta por depósitos correspondientes a los lacustres Altepexi. En la zona del VT no se observaron edificios volcánicos, por lo tanto se consideró que las lavas fueron inyectadas en zonas de debilidad cortical, siendo el mecanismo de emplazamiento fisural.

El vulcanismo andesítico de la región de Tehuacán ha sido considerado de diferentes edades, Avellaneda-Córdova *et al.* (1987) le situó a los afloramientos de San Juan Atzingo en una edad Plio-Cuaternaria; y Centeno-García (1988) le asignó al vulcanismo andesítico una edad tentativa del Mioceno. En el actual trabajo dentro del VT se identificaron dos eventos de vulcanismo intermedio-

máfico, uno correspondiente a la andesita San Juan Atzingo, el cual es acorde por su posición estratigráfica con la edad propuesta por Centeno-García (1988), y otro más joven, el cual es más máfico y corresponde con la edad propuesta por Avellaneda-Córdova *et al.* (1987), pero difiere con la descripción hecha por dicho autor, este segundo evento corresponde a otro afloramiento el cual se describe más adelante como basalto Cuayucatepec. Considerando la posición estratigráfica de la andesita San Juan Atzingo y los reportes de vulcanismo andesítico en la región, se le ha asignado un rango de edad tentativo entre el Oligoceno tardío y el Mioceno medio.

III.2.1.5 Formación Tehuacán (*Oligoceno tardío-Mioceno medio*)

Los primeros reportes de la Formación Tehuacán los hizo Aguilera (1906) quien la estudió en la región aledaña a Tehuacán. Este autor describió una secuencia de limolita y arenisca, la ubicó en una edad cretácica. Posteriormente Calderón-García (1956) redescubrió la formación y documentó en ella caliza travertinosa, conglomerado, limolita, yeso y calcedonia. Con base en su posición estratigráfica este autor le asignó una edad Eoceno-Oligoceno. Hernández-Estévez (1980) reportó sedimentos continentales lacustres, los cuales mencionó como Formación Tehuacán, indicó que esta unidad contiene conglomerado de clastos calcáreos, travertino, limo y yeso. Él consideró su edad del Terciario tardío (Plio-Cuaternario).

La Formación Tehuacán se extiende ampliamente en el área de estudio. Se aprecian afloramientos de esta unidad desde la parte centro-sur hasta el borde septentrional de la región, formando el relleno principal del VT. La mayor exposición continua de esta secuencia se ubica al SW de Tehuacán.

La Formación Tehuacán es una secuencia sedimentaria con intercalaciones de horizontes volcánicos. Hacia su base está formada por caliza lacustre, arenisca y limolita, con estratificación fina a media (5 a 30 cm) e imbrican a tonos amarillos, hay lapiaces, presentan diferentes grados de recristalización y silicificación. También se observó la intercalación de capas amarillas de lutita y capas verdes de lodolita. Hacia la cima del depósito predomina lodolita verde y yeso fibroso, en la lodolita se pueden apreciar huellas de desecación, y entre estas rocas hay capas de toba. Las tobas son tanto de color verde como blanco, varían en grado de compactación, pero en general son poco densas, laminares (producto de emplazamiento en ambiente subacuoso), presentan líticos y huecos por alteración mineral, se caracterizan por ser rica en cristales euédricos de biotita; en las capas

subyacentes a las tobas hay un enriquecimiento en sílice, son capas aparentemente de pedernal, color verde, muy duras (Figura 32).

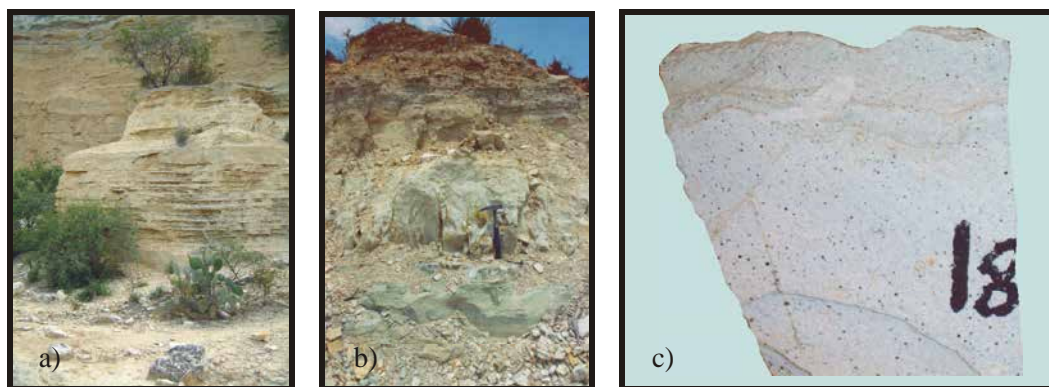


Figura 32. Fotografías de la Formación Tehuacán. a) Capas de yeso ($97^{\circ}26'10''$ longitud W, $18^{\circ}26'16''$ latitud N); b) Afloramiento correspondiente a muestra FO-05-381 ($97^{\circ}21'11''$ longitud W, $18^{\circ}26'37''$ latitud N); c) Muestra de mano del afloramiento mostrado en fotografía b; los puntos oscuros que se aprecian en la roca son cristales de biotita.

Para dos rocas que de la Formación Tehuacán se hizo lámina delgada. Una corresponde a la toba, esta se fechó (muestra FO-05-381; detalles más adelante). La toba proviene de la cima de la secuencia; la otra muestra es de los depósitos lacustres calcáreos, ubicada hacia la parte media de la secuencia. La toba (FO-05-381; ubicación en Figura 12 y Tabla 2) es color verde, compacta, bien litificada, densa, porfirítica; presenta fenocristales euédricos de biotita en una matriz que tiende a ser afanítica, se aprecian pequeños líticos de una roca silícica; en la petrografía se documentó que esta roca tiene textura porfídica, matriz criptofelsítica con vidrio y opacos (35%); el contenido mineral es cuarzo, anédrico a subédrico y moderadamente fracturados (30%); ferromagnesianos, aparentemente ortopiroxenos, son anédricos y están alterados (5%); cristales de sanidino (5%) y plagioclasa (5%), ambos subédricos y fracturados; también hay cristales tabulares subédricos, oxidados y fracturados de biotita (5%); se reconocieron líticos, formados de matriz criptofelsítica, son irregulares y angulosos, parcialmente oxidados y sericitizados (15%); la alteración que presenta la roca es sericitita, óxido y carbonato en la matriz. Según la clasificación de Streckeisen (1979) es una toba riolítica (Figura 33).

La muestra FO-05-362 (ubicación en Figura 12; $97^{\circ}13'03''$ longitud W, $18^{\circ}14'57''$ latitud N), es una roca gris, con tonos ocres, intemperiza en amarillo, muestra una disposición en capas, tiende a

ser de grano fino con bandas arenosas, se pueden apreciar fragmentos esporádicos de otra roca (pedernal?), es una roca compacta, densidad media y es carbonatada; en la petrografía se observó homogeneidad en el tamaño de grano (65 μm), algunas partes muestran empaque de los granos en una matriz más fina, en general tiende a ser equigranular. Se le puede distinguir una disposición en bandas y se distinguen fragmentos retrabajados; el contenido mineral es de cristales angulosos de cuarzo, feldespato y biotita.

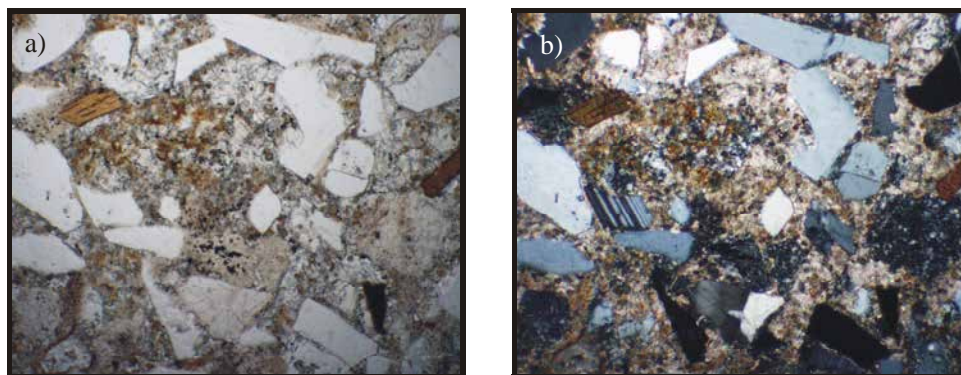


Figura 33. Fotomicrografías correspondientes a una toba de la Formación Tehuacán (muestra FO-05-381; 97°21'11'' longitud W, 18°26'37'' latitud N); ambas corresponden a la misma vista (base de foto 1.5 mm). a) En la esquina superior derecha se observa un cristal de biotita pardo-rojizo (luz natural); b) Se observa una textura porfírica, se aprecian cristales cuarzo, sanidino, plagioclasa y biotita en una matriz criptofelsídica con vidrio (luz polarizada).

Esta unidad es cubierta por los lacustres Altepeixi, por el conglomerado Teotitlán y por los rellenos aluviales. Al oriente de Tehuacán y de la localidad de San Diego Chalma, en la Colonia San Isidro (Figura 12; Figura 13 sección G-G'), se observó un contacto entre la porción superior de la Formación Tehuacán con el conglomerado San Isidro. En este sitio se puede ver el contacto de la lodolita del miembro superior de la Formación Tehuacán hacia un conglomerado rico en fragmentos de caliza. Entre estas unidades hay una discordancia angular y erosiva ligera, la cual posiblemente sea producto de la presión litostática ejercida por un rápido aporte de los sedimentos conglomeráticos a un medio donde todavía había remanentes de condiciones subacuosas. Estos depósitos lacustres y los conglomerados han sido cartografiados como parte del conglomerado Cuicatlán (Centeno-García, 1988), como formación Cuarteles (INEGI, 1994) o como Formación Tehuacán (Hernández-Estévez, 1980; Eguiza-Castro, 2001; Martínez-Amador *et al.*, 2001); en este trabajo se decidió separarlos para resaltar la relación intrínseca del conglomerado San Isidro con el desarrollo de la FO.

El ambiente de depósito de la Formación Tehuacán corresponde a una secuencia continental con facies lacustres (Barrientos-Reyna, 1985). Las depresiones donde se concentraba la sedimentación eran de tipo endorreico, estas se encontraban dentro del VT, el cual se generó por actividad del sistema falla de Oaxaca (Avellaneda-Córdova *et al.*, 1987). El tirante de agua en estos lagos era variante, las condiciones estaban sujetas a inundaciones y sequías, lo que produjo horizontes evaporíticos y depósitos de lodolita característicos de esta unidad. La fuente de la toba intercalada en la unidad se desconoce. Las concentraciones de sílice hacia la base de los horizontes de toba, así como la agrupación de los cristales de biotita en capas y la orientación que presentan (caras planas paralela a la estratificación), son evidencias de un depósito subacuoso.

La edad para la Formación Tehuacán ha sido estimada con diferentes argumentos. Basándose en su posición estratigráfica y por correlación con otras unidades: Calderón-García (1956), mencionó una edad Eoceno-Oligoceno; Barrientos-Reyna (1985) correlacionó estos depósitos con las formaciones Yanhuitlán y Huajuapán, asignándole una edad Eoceno-Oligoceno, Eguiza-Castro (2001) retomó la interpretación de este autor; Avellaneda-Córdova *et al.* (1987) y Arámbaro-Pérez *et al.* (1987), correlacionaron esta unidad con el Grupo Balsas, atribuyéndole a esta formación una edad Eoceno-Oligoceno; Centeno-García (1988) estimó que los depósitos Tehuacán son tentativamente de edad Mioceno-Pleistoceno; Hernández-Estévez (1980) mencionó una edad plio-cuaternaria para esta formación, argumentando el reporte de restos de un mamut.

Para la muestra FO-05-381, que corresponde a una toba intercalada hacia la cima del depósito de la Formación Tehuacán se fechó biotita por el método K-Ar (Tabla 2). La edad obtenida fue de 16.4 ± 0.5 Ma. Nieto-Samaniego *et al.* (2006) reportaron una edad para una toba riolítica intercalada en sedimentos del VT, esta corresponde a la base de la Formación Tehuacán; analizaron muscovita por K-Ar, la edad obtenida fue de 27.1 ± 0.7 Ma. Basándose en estas dos fechas, que son muy próximas a la base y cima del depósito, la unidad abarca del Oligoceno tardío al Mioceno temprano, pero considerando que en algunas zonas se observó sedimentación que se encuentra estratigráficamente por encima del afloramiento fechado, se le consideró un alcance hasta el Mioceno medio.

III.2.1.6 Conglomerado San Isidro (*Mioceno medio-tardío*)

Los depósitos que corresponden a esta unidad fueron considerados como parte del conglomerado Cuicatlán (Centeno-García, 1988), de la formación Cuarteles (INEGI, 1994), o de la Formación Tehuacán (Martínez-Amador *et al.*, 2001; Eguiza-Castro, 2001). Dadas las implicaciones tectónicas

que tienen estos conglomerados, su posición estratigráfica, su gran espesor y la horizontalidad que guardan, en este trabajo se decidió separarlos de las formaciones mencionadas. Dávalos-Álvarez *et al.* (2005) documentaron informalmente como una unidad a los conglomerados San Isidro, pero solo destacan su posición estratigráfica (Mioceno medio-tardío) y la asociaron con pulsos sedimentarios ocurridos en la región por actividad de la FO.

Los conglomerados San Isidro tienen poca extensión, el afloramiento de mayor tamaño documentado se encuentra al oriente de Tehuacán, en las inmediaciones de la zona arqueológica Ciudad del Sol y el Cerro Plaza de Armas (Figura 12). Hay un afloramiento pequeño que corona a los lechos rojos Tilapa, ubicados al SW de San Esteban Necoxtcalco. Los cerros correspondientes al conglomerado San Isidro, de la misma forma que los correspondientes a los conglomerados Tecachil y El Campanario, fueron nombrados como Cerro Colorado. Considerando esto y para tratar de evitar confusiones en la nomenclatura, se lo designó informalmente como conglomerado San Isidro, considerando como localidad tipo la Colonia San Isidro, la cual es reconocida localmente por estar la zona arqueológica de Tehuacán dentro de sus límites.

El conglomerado San Isidro está mal clasificado y muy compactado, es polimíctico, en él abundan clastos de caliza y caliza con pedernal (35-45%), también se observaron arenisca café-verde (5%) y roja (5%), clastos de granito (2%) y fragmentos de otro conglomerado que es rico en clastos de sílice (2%). El soporte del conglomerado es por matriz areno-arcillosa, ésta en algunas zonas es carbonatada y se la observa con porosidad rellena por calcita. El tamaño de los clastos varía entre 1 a 8 cm, habiendo algunos que alcanzan los 45 cm. Los clastos son de subangulosos a subredondeados. A escala de afloramiento la unidad parece ser masiva, sin embargo a la distancia se observó que forma capas las cuales se disponen de manera horizontal (Figura 34).

Estratigráficamente el conglomerado San Isidro suprayace a la Formación Tehuacán, en el área de estudio se observó claramente este contacto en las inmediaciones de la Colonia San Isidro (Figura 12; Figura 13, sección G-G'). El contacto es ligeramente transicional, hacia la cima de la Formación Tehuacán hay alternancia de capas finas con conglomerado, pero en el contacto forma una discordancia ligera tanto erosional como angular, y después viene el paquete potente de conglomerado. Al conglomerado San Isidro se lo ubica por encima de la Formación Tehuacán y no se pudo documentar el contacto superior de la unidad.

El ambiente de depósito para esta unidad es continental, corresponde con un abanico que se formó en una zona de relevo durante la propagación de la FO. En este régimen tectónico activo se formaron depocentros que concentran secuencias potentes de conglomerado, estos tienen una relación intrínseca con el crecimiento del sistema de falla, los detalles de la cinemática y configuración del sistema falla de Oaxaca se revisan en los capítulos siguientes.

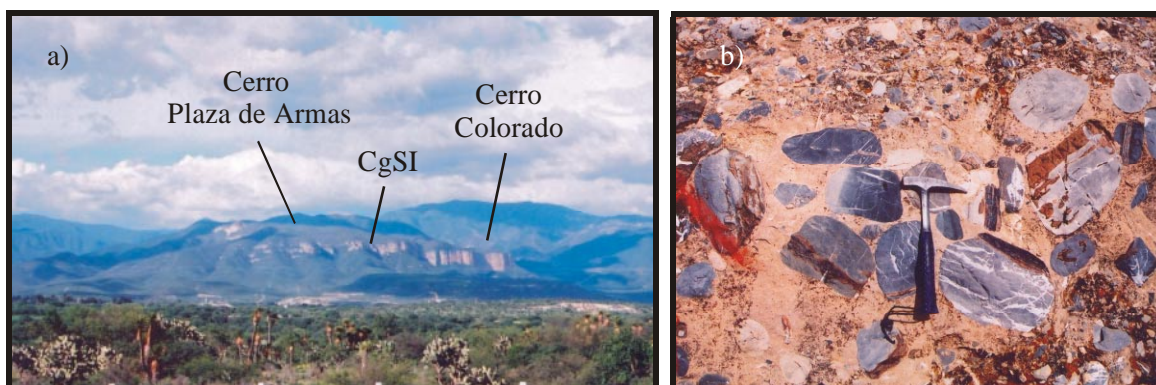


Figura 34. Afloramientos del conglomerado San Isidro (CgSI). a) Vista panorámica de conglomerado (vista aproximadamente al oriente), se observa la disposición general horizontal del depósito; b) Litología del CgSI formada principalmente por clastos de caliza (97°20'14'' longitud W, 18°28'31'' latitud N).

Los depósitos del conglomerado San Isidro, al igual del conglomerado El Campanario, son reflejo de una actividad erosiva rápida, la cual tuvo lugar durante el levantamiento progresivo de la Sierra Mazateca; otra semejanza entre estos conglomerados es el fuerte aporte de clastos de caliza y su carácter de matriz carbonatada, esto se explica por la presencia de la Formación Tamaulipas Superior, la cual aportó tanto los clastos de caliza y caliza con pedernal, como los iones de carbonato, ambos producto de la erosión y disolución en la unidad cretácica. Cabe resaltar que a pesar de las semejanzas entre los conglomerados El Campanario y San Isidro, hay una importante diferencia en la inclinación de las capas de ambos y en sus relaciones estratigráficas, lo que ayuda a separar dichas unidades.

La edad máxima del conglomerado San Isidro está acotada por su contacto inferior. Sobreyace a las capas de la Formación Tehuacán, para las cuales en este trabajo se obtuvo una edad K-Ar de 16.4 ± 0.5 . Esta fecha es el único argumento sólido para restringir la edad de los depósitos del conglomerado, pero aunado a un marco evolutivo del crecimiento de la falla el cual migró hacia el

NW, a la horizontalidad y a su contenido de líticos (presencia de clastos presumiblemente de la Formación Tehuacán), se cree que es del Mioceno medio-tardío.

III.3 Neógeno

III.3.1 Lacustres Altepexi (*Mioceno medio-Pleistoceno*)

Los depósitos que en este trabajo se describen como lacustres Altepexi, corresponden a afloramientos que en algunos estudios han sido cartografiados como plio-cuaternarios o cuaternarios (*e.g.* formación Cerro La Mesa en Centeno-García, 1988; travertino en INEGI, 1994; relleno aluvial en Eguiza-Castro, 2001).

Hacia el W y SE de Tehuacán afloran los lacustres Altepexi, una de las mejores exposiciones de la cima de esta unidad está a la altura del poblado de Altepexi, en el corte de la Carretera Federal #131 (carretera Tehuacán-Oaxaca), de aquí que se decidiera usar el nombre de la población para identificar estos depósitos.

Los lacustres Altepexi son depósitos con horizontes areno-arcillosos, calcáreos, compactados pero deleznales, color café e intemperiza a tonos blancos-amarillos. Éstas capas tienen una textura sacarosa, los granos que las constituyen están bien redondeados, se disgrega fácilmente; hay capas arcillosas, muy porosas, ligeras, color naranja-amarillo; hay lodolita verde muy fácil de deshacer, están compactadas pero no consolidadas; se pueden observar algunos horizontes con numerosos líticos del tamaño de gravas, éstos son de andesita y arenisca; y hacia la cima de los sedimentos lacustres hay algunos horizontes conglomeráticos intercalados con capas arcillosas, el conglomerado tienen clastos de caliza, de pocos centímetros de diámetro y son redondeados, no está muy consolidado, tienen una matriz areno-arcillosa, la cual presentan bioturbación. Cabe resaltar que en algunas zonas se observaron bandas aparentemente silíceas color café (¿onix?), estas son muy duras pero frágiles (Figura 35). En los depósitos Altepexi hay capas con espesores considerables (~ 5 a 15 m) que presentan bioturbación abundante, en estos depósitos se distinguen raíces de plantas reemplazadas por sulfatos y/o carbonatos, las capas que conforman el afloramiento prácticamente son horizontales. También se observó yeso masivo y fibroso, y hay capas de travertino. En general, estas evaporitas muestran una fuerte disolución.

Para una muestra correspondiente a los lacustres Altepexi (FO-05-417; ubicación en Figura 12) se hizo petrografía, no se estudio detalladamente pero se pudo observar lo siguiente: es una roca de precipitación que tiende a ser criptocristalina, está formada por una pasta muy fina de lodo calcáreo, se distinguen algunos peloides y hay fragmentos aislados de cristales (plagioclasa, biotita y cuarzo); la lámina delgada muestra la existencia de fragmentos de conchas de ostrácodos (Figura 36), lo que apoya el ambiente lacustre para la formación de estos depósitos.

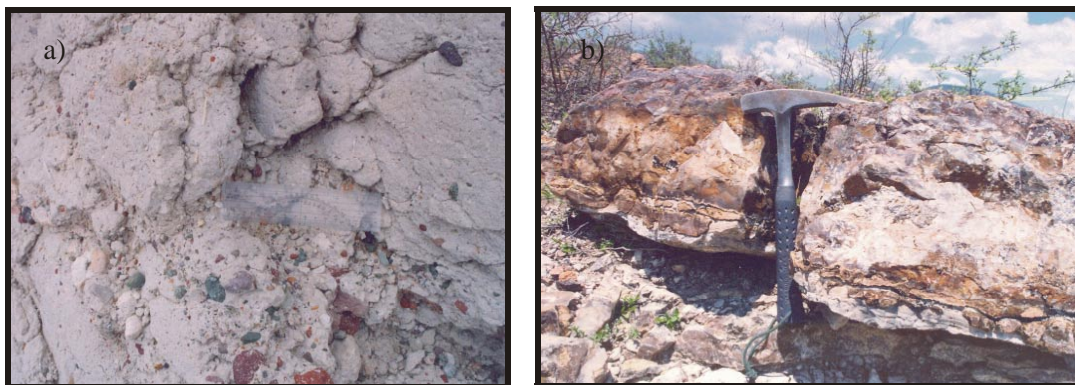


Figura 35. Afloramientos de los lacustres Altepexi. a) Horizontes lacustres con gravas (97°22'58'' longitud W, 18°18'21'' latitud N); b) Capas de onix (97°22'46'' longitud W, 18°17'19'' latitud N).

Los lacustres Altepexi estratigráficamente suprayacen a la Formación Tehuacán y a la andesita San Juan Atzingo; en cerros aledaños al poblado que da nombre a las andesitas, se puede observar claramente el contacto ligeramente discordante de los lacustres cubriendo a ambas unidades. Los lacustres Altepexi, hacia su cima, presentan una variación lateral de facies, cambiando a lodos calcáreos (lacustres Villa Alegría), y son cubiertos por el conglomerado Coyoltepec y por el basalto Cuayucatepec.

La alternancia de capas de diferente litología en la secuencia de lacustres Altepexi denota un ambiente de depósito continental lacustre con un tirante de agua fluctuante. La secuencia es prácticamente horizontal y muestra que el aporte de sedimentos fue dado en un ambiente tectónicamente estable, solo los horizontes conglomeráticos indican una variación en la intensidad de erosión que ocurría a la fuente de los sedimentos.

La información con que se cuenta para asignar la edad de los lacustres Altepexi es la siguiente: a) estos sobreyacen a la Formación Tehuacán (16.4 ± 0.5 Ma); b) hay icnofósiles en capas intercaladas ubicadas hacia su cima (Plio-Pleistoceno, véase explicación más adelante, en lacustres Villa Alegría); y c) Michalzik *et al.* (2001) reportaron una edad isotópica U/Th de 52 ± 5 ka, para capas de rocas bandeadas formadas por carbonatos, las cuales son denominadas como “onix mexicano”; estas se correlacionan con las bandas de onix documentadas en este trabajo, las cuales se encuentran sobre los lacustres Altepexi. Considerando estos argumentos, el rango de edad probable para los depósitos lacustres Altepexi es Mioceno medio-Pleistoceno.

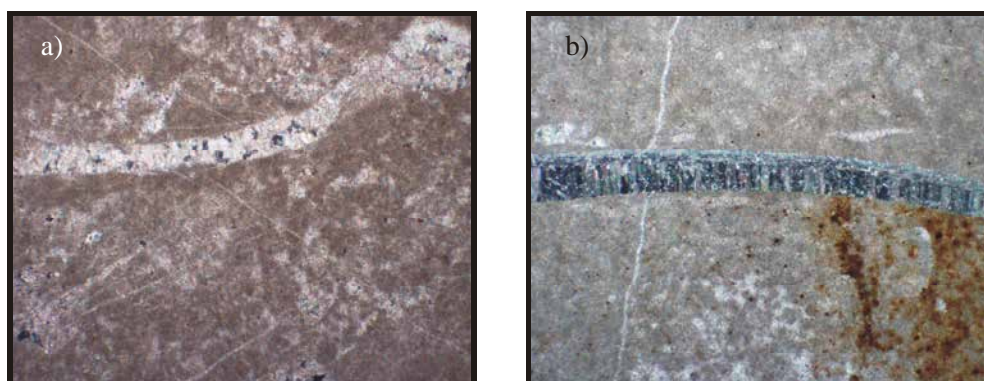


Figura 36. Fotomicrografías para muestra de los lacustres Altepexi ($97^{\circ}28'05''$ longitud W, $18^{\circ}20'31''$ latitud N). a) Se aprecia un bioclasto alargado y combado que se engrosó en la esquina superior derecha, este se encuentra reemplazado por calcita; b) Al centro de la imagen, se identifica un bioclasto alargado reemplazado con calcita. Ambas fotomicrografías corresponden a fragmentos de ostrácodos (luz polarizada; base de foto 1.5 mm).

III.3.2 Depósitos lacustres del Neógeno-Cuaternario (*Plioceno-Pleistoceno*)

Dentro de la diversidad de depósitos lacustres que hay en el VT, se pueden distinguir dos unidades más, las cuales se identificaron como travertino Cerro Prieto y como lacustres Villa Alegría; estas litológicamente son similares, pero se describieron de manera independiente para destacar algunas características relevantes en cada unidad.

III.3.2.1 Travertino Cerro Prieto

En la literatura se encuentran diversos reportes de travertinos en la zona de Tehuacán-Teotitlán. Brunet (1976) denominó como Formación Cerro de la Mesa, a una serie de caliza lacustre; Centeno-

García (1988) retomó esa propuesta y documentó con el mismo nombre a depósitos de caliza travertinosa color crema, y por su posición estratigráfica los señaló como posiblemente plio-cuaternarios. Otro reporte de travertino aparece en la Carta Orizaba del INEGI (1994), donde documentaron varios depósitos aislados a lo largo del VT.

En la cartografía realizada en el presente trabajo, se identificaron afloramientos correspondientes al travertino Cerro Prieto a unos pocos kilómetros al oeste del poblado Ignacio Mejía, en el Cerro Prieto que es un lugar donde se explotan dichas rocas, de tal forma que este afloramiento da nombre a la unidad (Figura 13, sección B-B'). Otra zona donde también se explota esta roca es a unos kilómetros al poniente de San Gabriel Casa Blanca. Ambos afloramientos se encuentran hacia la parte centro sur del área del presente trabajo. Las exposiciones de estas rocas son de poca extensión, pero generalmente forman paquetes potentes de más de 30 m (Figura 37 a).

Las rocas del travertino Cerro Prieto son color rojizo a amarillo, intemperizan a tonos crema, son rocas que se caracterizan por ser bandeadas (Figura 37 b). La unidad muestra porosidad secundaria abundante y tiene zonas de disolución que forman lapiares. Hacia la cima del travertino hay capas más calcáreas, estas forman caliza gris, tienen abundante disolución. Los afloramientos de estas rocas forman una costra color gris rica en carbonatos, es una cubierta que a lo lejos las hace parecer caliza marina de la secuencia cretácica. Las rocas se forman por lodo calcáreo, se constituyen por micrita, no se encontraron fósiles ni bioturbación. Estos depósitos forman mesetas horizontales.



Figura 37. Afloramientos del travertino Cerro Prieto. a) Explotación de travertinos en el Cerro Prieto; b) Bandeamiento y porosidad por disolución en los travertinos; c) Lechos rojos Tilapa (LR) cubiertos discordantemente por los travertinos (Tv).

Los depósitos Cerro Prieto estratigráficamente se ubican por encima de los lacustres Altepeixi, la relación no se observó en el área de estudio, se infiere por la posición que guardan el travertino

respecto a otras unidades litoestratigráficas. Se puede observar que el travertino Cerro Prieto descansa en discordancia angular sobre los lechos rojos Tilapa (Figura 37 c; Figura 13 sección B-B'). Los travertinos subyacen a los basaltos Cuayucatepec y al conglomerado Teotitlán.

El ambiente de depósito del travertino Cerro Prieto es en una zona de inundación. Se cree que la depresión donde se acumulaban las aguas enriquecidas en carbonato fue producida por la FO, aunque durante el depósito de esta secuencia parece que hubo estabilidad tectónica en la región, esto se afirma con base en la horizontalidad de las capas. Probablemente fallas y fracturas asociadas a la FO fueron los conductos de ascenso y/o migración para estas aguas saturadas. Los depósitos de travertino típicamente son asociados a manantiales termales, en el área de estudio no se pudo identificar la posible fuente de estos depósitos. Por otro lado, la proveniencia de las aguas saturadas en carbonato parece ser de la porción poniente del valle, donde existen secuencias calcáreas cretácicas potentes, las cuales han sido expuestas a una fuerte disolución, lo que permitió la circulación en el valle de aguas saturadas en carbonato y la posterior formación del travertino.

Los depósitos de travertino en la región de Tehuacán-Teotitlán, han sido considerados por diferentes autores como plio-cuaternarios o cuaternarios (*e.g.* Avellaneda-Córdova *et al.*, 1987; INEGI, 1994; Formación Cerro la Mesa en Centeno-García, 1988), algunos otros los describieron dentro de la Formación Tehuacán (*e.g.* Hernández-Estévez, 1980, los consideró de edad plio-cuaternaria; Martínez-Amador *et al.*, 2001, los ubicó en el Mioceno). Un trabajo elaborado por Michalzik *et al.* (2001) reportó una edad isotópica por U/Th en travertino de San Antonio Texcala, la edad obtenida fue de 52 ± 5 ka; algunas de las capas de travertino descritas por dicho autor son similares a las documentadas en el presente trabajo. Con base en dichas semejanzas, y atendiendo a su posición estratigráfica, se considera posible una correlación de ambos depósitos. Al igual que algunos de los trabajos anteriores, en la presente investigación no se tiene evidencia sólida para identificar el tiempo en que se formaron estos depósitos. Sin embargo, se consideró la fecha obtenida por Michalzik *et al.* (2001) como un argumento importante para apoyar la edad asignada al travertino Cerro Prieto. Por lo tanto se le ubicó en una edad tentativa Pleistoceno.

III.3.2.2 Lacustres Villa Alegría

Los lacustres Villa Alegría no han sido previamente descritos, el único antecedente encontrado se reportó en Dávalos-Álvarez *et al.* (2005). Aunque en dicho trabajo se les agrupó como lacustres del

Neógeno, mencionaron la existencia de icnitas correspondientes a estos depósitos. Estas huellas son lo que caracteriza a esta unidad y por eso se describen de manera independiente.

La localidad de los lacustres Villa Alegría se ubica hacia la parte más septentrional del área de estudio, sobre la Carretera Federal #150 (Tehuacán-Orizaba), aproximadamente 2 km al norte de Tehuacán. Las huellas fueron identificadas en fragmentos de roca extraídos de una cantera ubicada en el ejido Villa Alegría, esta localidad pertenece al municipio de Santiago Miahuatlán, Puebla.

La litología que conforma a los lacustres Villa Alegría son rocas travertinosas, color rojizo y amarillo, intemperizan a tonos crema (Figura 38 a). Las rocas de esta unidad están estratificadas y son muy porosas (Figura 38 b). Para una muestra correspondiente a esta litología se hizo petrografía (FO-04-389; 97°24'29'' longitud W, 18°30'57'' latitud N), a groso modo se identificó que es una roca de precipitación formada por micrita y tiene algunas zonas donde hay calcita recrystalizada, de grano fino y anédrica (Figura 38 c). Cabe resaltar que no se observó la presencia de microfósiles.

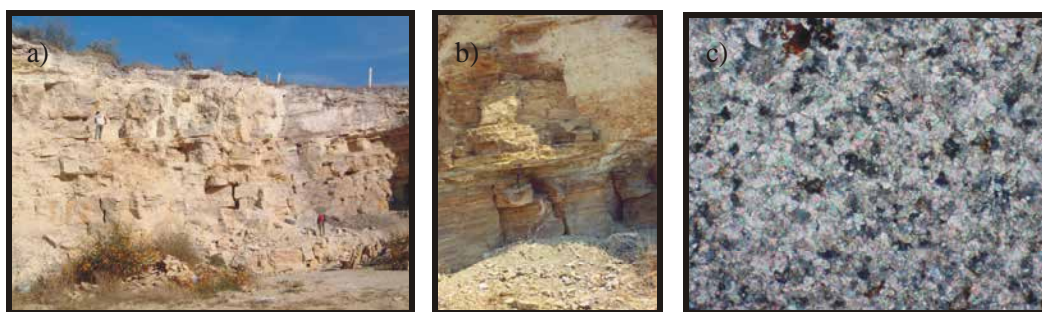


Figura 38. Fotografías de los lacustres Villa Alegría (97°24'29'' longitud W, 18°30'57'' latitud N). a) Explotación de las rocas travertinosas; b) Capas travertinosas basculadas (~ 8° a 12°); c) Fotomicrografía que muestra una pasta de lodo calcáreo (luz polarizada).

En la secuencia hay capas interestratificadas de lodolitas color verde. El tamaño del corte de la zona en explotación es de aproximadamente 20 m, en diferentes niveles del depósito se encuentran los icnofósiles; aunque las huellas están en pedazos de roca suelta, se pudo constatar que las icnitas aproximadamente aparecen de la superficie a 8 y a 15 m de profundidad (comunicación personal con la gente que trabaja la cantera).

La relación estratigráfica de los lacustres Villa Alegría está dada por un cambio de facies lateral, se reconoció una intercalación de capas de los lodos travertinosos correspondientes a estos depósitos,

con lacustres blancos y horizontes conglomeráticos de la cima de los lacustres Altepexi (Figura 13, sección H-H'). Los lacustres Villa Alegría también fueron cubiertos por el conglomerado Teotitlán y por los aluviones.

El ambiente de depósito de los sedimentos Villa Alegría es continental lacustre. Al igual que en el travertino Cerro Prieto, las aguas del lago que formó esta secuencia eran ricas en carbonato, este enriquecimiento tiene como fuente las potentes secuencias del cretácico, las cuales han estado expuestas y sometidas a la acción de los agentes erosivos, la disolución de estas rocas carbonatadas saturaba las aguas circulantes.

En el área de estudio se pudo documentar la existencia de icnitas de camélidos y de felinos. Las huellas se presentan de manera aislada, no forman rastros, son más abundantes las correspondientes a camélidos, de felino solo se identificó un ejemplar. La icnoturbación generada por camélidos, muestra impresiones de forma subovaladas a subcirculares, con marcas de dos uñas separadas en la parte anterior; y la icnita de felino tiene bien marcado el cojinete plantar y los cojinetes digitales, estos últimos acaban en forma puntiaguda lo que posiblemente sean impresiones de las garras; para ambos tipos de icnitas se tiene tanto el molde como el contramolde (Figura 39).



Figura 39. Icnofósiles en la localidad Villa Alegría, Santiago Miahuatlán, Puebla ($97^{\circ}24'29''$ longitud W, $18^{\circ}30'57''$ latitud N). a) Huellas de camélidos (la cinta indica 11 cm de longitud); b) Huellas de felino (la cinta indica 13 cm de longitud).

Para argumentar la edad de los depósitos Villa Alegría se utilizó la correlación entre las icnitas documentadas en el presente trabajo y las reportadas en localidad de Tepexi de Rodríguez, Puebla (Pie de Vaca; Cabral Perdomo, 1995). Los icnofósiles identificados para la localidad de Pie de Vaca, son huellas de flamencos, aves zancudas pequeñas, dos tipos de felinos, camélidos, un

artiodáctilo y proboscideos. Cabral-Perdomo (1995) documentó que las dimensiones estimadas para los vertebrados que dejaron las huellas de camélidos, corresponderían a tamaños acordes para mamíferos que existieron durante el Plioceno-Pleistoceno, y para las icnitas de felinos relaciona tamaños del animal correspondientes a seres que habitaban en el Pleistoceno ya que para el Plioceno no había felinos de ese tamaño. Como apoyo a las observaciones hechas por Cabral-Perdomo (1995), existe un reporte de Dugés (1896) donde describió la existencia de icnofósiles de felinos y aves, de la localidad Rancho La Verdolaga en San Juan de los Lagos, Jalisco, México. En esta zona, dicho autor, también encontró restos óseos que relacionó con la especie *Bisón*; para estos hallazgos asociados a una misma unidad geológica, asignó una edad Plioceno-Pleistoceno. Las huellas de camélidos y de felinos reportadas para las diferentes zonas mencionadas, son similares, por lo tanto en este trabajo se utilizan como un argumento, aunque no determinante, para correlacionar la edad de las unidades que presentan las impresiones.

Otros autores consideran el rango de edad Plioceno-Pleistoceno para rocas correspondientes a las unidades icnofosilíferas de Pie de Vaca (*e.g.* Applegate y Espinosa-Arrubarrena, 1982; Applegate *et al.*, 1984; Pantoja-Alor *et al.*, 1989); pero por otro lado hay trabajos que consideran estas rocas como más antiguas (*e.g.* basándose en palinología edad Eoceno-Oligoceno por Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999). Debido a los diversos puntos de vista acerca de la edad para la Formación Pie de Vaca, es difícil correlacionar solo los icnofósiles para considerar válida la edad de esta secuencia. Por lo tanto en este trabajo, basados en la correlación de icnitas, en la posición estratigráfica y en la edad documentada por Michalzik *et al.* (2001; ver travertino Cerro Prieto) para depósitos de travertino en la región del VT, a los depósitos lacustres Villa Alegría se les asignó una edad tentativa del Plioceno al Pleistoceno.

III.3.3 Conglomerado Coyoltepec (*Plioceno-Pleistoceno*)

El conglomerado Coyoltepec ha sido cartografiado como parte de la Formación Tehuacán (Centeno-García, 1988; INEGI 1994). En este trabajo se consideró más recientes y se separó del conglomerado Teotitlán (descrito más adelante), por su posición estratigráfica, su contenido de líticos, y algunas características físicas.

El conglomerado Coyoltepec se distribuye hacia la parte poniente del área de estudio. Forman dos afloramientos de poca extensión, uno se localiza un kilómetro al oriente de San Juan Atzingo; el segundo se sitúa entre los poblados de San Francisco Altepexi, San José Miahuatlán y San Gabriel

Chilac (Figura 12). Los dos afloramientos del conglomerado Coyoltepec presentan algunas diferencias entre si, por su relación estratigráfica respecto a los lacustres Altepexi, es que se describen como la misma unidad.

El afloramiento cercano a San Juan Atzingo es un conglomerado mal clasificado, contiene clastos abundantes, tamaño medio con escasos gruesos (promedio de pocos cm a 15 cm), son de caliza y de andesita, varían de redondeados a subredondeados, con algunos angulosos, está medianamente compactado, se dispone masivo no se distingue estratificación (Figura 40). El afloramiento cercano a Altepexi, es un conglomerado calcáreo, bien litificado, formado por clastos de caliza abundantes, estos varían de subangulosos a subredondeados, son de tamaño grueso (de 15 hasta 60 cm). También tiene clastos de caliza con pedernal negro, arenisca café, caliza blanca y sílice amorfa blanco. Es un conglomerado mal clasificado y no presenta gradación.



Figura 40. Afloramiento del conglomerado Coyoltepec. Fotografía correspondiente a la zona aledaña al poblado de San Juan Atzingo (97°22'21'' longitud W, 18°18'08'' latitud N).

En el afloramiento de San Juan Atzingo, el conglomerado Coyoltepec está en contacto aparentemente por falla con los lacustres Altepexi y es cubierto por sedimentos no consolidados del conglomerado Teotitlán. En la zona cercana a Altepexi, se observó al conglomerado Coyoltepec descansando en forma discordante angular sobre los lacustres Altepexi, y este afloramiento solo se observó cubierto por rellenos aluviales.

El conglomerado Coyoltepec es un depósito continental terrígeno. En la zona de San Juan Atzingo se asoció a la posible falla que los pone en contacto con los lacustres, y en la región aledaña a Altepexi no se pudo identificar su fuente, pero en esta zona se debieron depositar en condiciones subacuáticas en aguas saturadas, lo que le da el carácter carbonatado a la matriz.

Para los depósitos del conglomerado Coyoltepec no se tiene argumentos consistentes para asignarles una edad, solo basándose en observaciones estratigráficas es como se le asigna que corresponden al Plioceno-Pleistoceno.

III.3.4 Basalto Cuayucatepec (*Pleistoceno*)

Las rocas basálticas de la región de Cuayucatepec son documentadas por el INEGI (1994), señalaron la existencia de derrames de lava cuaternarios de composición máfica, color gris, compuesta por plagioclasas, augita, hiperstena, hematita y trazas de vidrio.

Dentro del VT, la extensión de esta unidad es muy pequeña, solo se identificó un afloramiento hacia el borde septentrional del área, siete kilómetros al norte de Tehuacán, entre los poblados de La Magdalena Cuayucatepec y Santiago Miahuatlán (Figura 12).

El basalto Cuayucatepec es denso, masivo, muy vesicular, color gris a gris oscuro, melanocrático. En muestra de mano se distinguen algunos fenocristales de piroxeno, color verde, prismáticos, subédricos. De la muestra FO-05-487 se hizo petrografía (ubicación en Figura 12; 97°27'47'' longitud W, 18°33'07'' latitud N); presenta textura porfídica, afieltrada, intergranular, glomeroporfídica, es hipocristalina a holocristalina; la matriz está formada de plagioclasas aciculares subédricas, vidrio y ortopiroxeno (60%); el contenido mineral documentado se constituye principalmente por clino y ortopiroxenos, siendo más abundantes estos últimos, son subédricos, prismáticos de forma tabular, están fracturados (25%); hay cristales subédricos de olivino (15%); la muestra no presenta alteración (Figura 41). Según la clasificación de Streckeisen (1979) es un basalto.

El basalto Cuayucatepec es cubierto por aluvión y sobreyace a los lacustres Altepexi, se observa en la base del derrame la formación de una autobrecha y fuerte alteración, se formó un borde de reacción en los lacustres. La edad para el basalto Cuayucatepec se estimó por su posición estratigráfica, se los consideró del Pleistoceno.

III.3.5 Conglomerado Teotitlán (*Pleistoceno*)

Centeno-García (1988) nombró informalmente conglomerados Teotitlán a una secuencia conglomerática poco compactada, masiva y polimíctica; identificó estos depósitos como abanicos aluviales antiguos. En un reporte más reciente Dávalos-Álvarez *et al.* (2005) identificó a estos depósitos como conglomerado Coxcatlán, refiriéndolos a un pulso sedimentario asociado a abanicos aluviales.

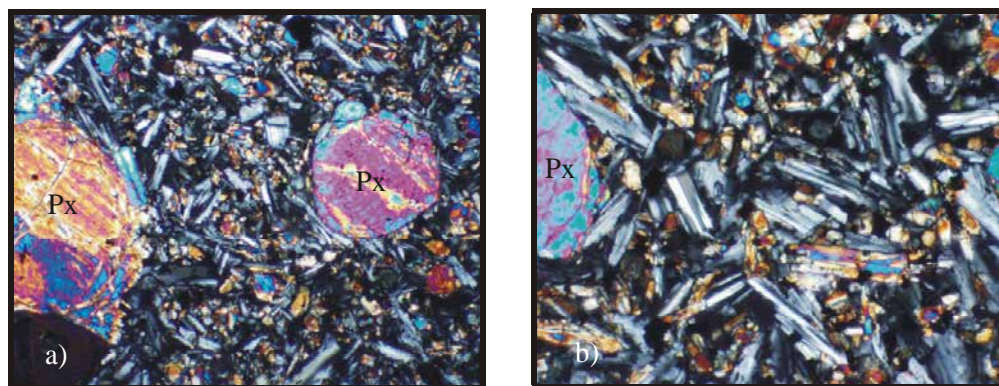


Figura 41. Fotomicrografías del basalto Cuayucatepec ($97^{\circ}27'47''$ longitud W, $18^{\circ}33'07''$ latitud N). a) Muestra textura porfídica con cristales de piroxeno en una matriz afieltrada de plagioclasa (luz polarizada; base de foto 1.5 mm); b) Textura afieltrada formada por cristales de plagioclasa e intergranular por piroxenos relleno de intersticios entre los feldspatos, roca hipocristalina (luz polarizada).

Este conglomerado prácticamente se distribuye a lo largo de toda el área de estudio en ambos bordes del VT, forman afloramientos de diferentes dimensiones. Parte del poblado de Teotitlán está sobre depósitos correspondientes a estos conglomerados.

El conglomerado Teotitlán es polimíctico, color café-rojizo, con clastos de gneis, anfibolita, micaesquisto, andesita, caliza, arenisca y pedacera de sílice amorfa. Los líticos varían de subangulosos a subredondeados, y algunos angulosos. Los clastos oscilan entre los 0.5 y 15 cm, varios alcanzan los 30 cm y hay clastos de rocas metamórficas que llegan a medir 2 m en su diámetro mayor. El conglomerado está mal gradado, sin clasificar y es deleznable. En general es masivo, aunque en algunas zonas presenta estratificación burda. El soporte del conglomerado es de matriz arcillosa, en algunas zonas muestra abundancia de mica blanca detrítica (Figura 42).

Los depósitos del conglomerado Teotitlán cubren discordantemente a las formaciones Chivillas, Zapotitlán, Tecachil y Tamaulipas Superior; de la misma forma sobreyacen a las unidades lechos rojos Tilapa, formación Mequitongo, conglomerado El Campanario, Formación Tehuacán, lacustres del Neógeno, conglomerado Coyoltepec y basalto Cuayucatepec. Solo los rellenos aluviales y depósitos asociados a abanicos activos cubren al conglomerado. Para el depósito del conglomerado Teotitlán, se consideró un ambiente continental terrígeno, formado principalmente por abanicos aluviales. Por la posición estratigráfica al conglomerado Teotitlán se le considera de edad pleistocénica.



Figura 42. Conglomerado Teotitlán (97°04'35'' longitud W, 18°07'41'' latitud N).

III.3.6 Abanicos aluviales y aluvi3n (*Holoceno-Reciente*)

A lo largo de toda el 1rea se aprecian rellenos aluviales, destacando algunos abanicos en ambos lados del VT, como los formados en las cercanías de los poblados de San Mart3n Toxpalan, Teotitl1n de Flores Mag3n, San Jos3 Tilapa, Calipan y San Esteban Necoxcalco, todos ellos ubicados en el frente oriente de la Sierra Mazateca.

Los rellenos aluviales del 1rea de estudio constituyen dep3sitos muy finos, que forman extensas planicies. Los abanicos aluviales son dep3sitos deleznable de gravas soportados en una matriz areno-arcillosa, son color caf3 claro, presentan l3ticos de rocas metam3rficas (gneis, anfibolita y micaesquisto) y tambi3n de lutita; los clastos son subangulosos con algunos angulosos, var3an de unos 10-15 cm a bloques de hasta 1 m. En la secuencia de dep3sito se pueden apreciar horizontes

más arenosos que presentan estratificación cruzada y capas de sedimentos finos con clastos imbricados.

El aluvión y los abanicos aluviales son los depósitos mas recientes del área de estudio. Se observaron cubriendo de forma discordante angular a prácticamente todo el resto de unidades descritas en el área de estudio, solo cubren de manera concordante al conglomerado Teotitlán y al basalto Cuayucatepec. Corresponden a depósitos terrígenos continentales, epiclásticos, eólicos y abanicos aluviales.

En un abanico aluvial ubicado inmediatamente al SW de la gasolinera de la Carretera Federal #135, aproximadamente a 1.5 km al NW de Teotitlán, se encontró carbón vegetal contenido dentro del depósito (Figura 43).



Figura 43. Afloramiento de abanico aluvial (97°04'57'' longitud W, 18°08'41'' latitud N). La primer fotografía muestra la pared del afloramiento descrito en el texto, y cada recuadro da un mayor detalle de los fragmentos de carbón contenidos en la unidad. En la ultima foto la hoja de la navaja señala un fragmento subredondeado de carbón.

El afloramiento con carbón esta en el lecho de un río que corre aproximadamente E-W, mide 3.9 m de altura, de la base a la cima encontramos lo siguiente:

- a) Capa de 80 cm de clastos gruesos (5, 8, 10 cm hasta 20 cm) en matriz arenosa gruesa.
- b) Capa de 70 cm de arena gruesa con algunos clastos grandes intercalados, cementada por arena fina.
- c) Capa de 20 cm de arena gruesa y gravas que alcanzan hasta los 10 cm, la mayoría son de 3 a 5 cm.
- d) Capa de 40 cm arena media a fina, en esta capa se hizo el muestreo del carbón. El carbón está retrabajado, tiende a ser redondeado, en fragmentos finos hasta 1 cm.
- e) Capa de 1.80 cm de conglomerado de clastos medios a gruesos en matriz de arena cuarzosa, los fragmentos son preferentemente de rocas metamórficas del Complejo Oaxaqueño.

Para conocer un rango de edad probable del depósito se fechó el carbón, el método utilizado fue ^{14}C , la edad obtenida es de 2550 ± 140 años A. P (Tabla 4). El carbón transportado nos aproximó a una edad máxima del depósito, por lo tanto para el depósito de los abanicos más jóvenes en el área, se consideró una edad del Holoceno al Reciente.

Muestra	Longitud W	Latitud N	Edad radiocarbón medida	Razón $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	Edad radiocarbón convencional
FO-04-12	97°04'57''	18°08'41''	2540 ± 140 A. P.	-24.4‰	2550 ± 140 A. P.

Tabla 4. Datos de fechamiento por radiocarbón. La limpieza de sedimentos y separación del carbón se realizó en el Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro. Análisis por Beta Analytic Inc.

Capítulo IV. TEORÍA SOBRE DEFORMACIÓN FRÁGIL, REACTIVACIÓN, PROPAGACIÓN DE FALLAS Y ZONAS DE ENLACE DE FALLA

El VT se asocia a un régimen tectónico regional de extensión. En el límite oriental del valle (frente poniente de la Sierra Mazateca), el patrón de fallamiento observado muestra la evolución de un sistema de falla que ha tenido influencia de regímenes tanto extensivo como trastensivo, asociado a la actividad de la FO durante el Cenozoico; esto se explica en los capítulos siguientes. La FO forma parte de una zona de cizalla de vida larga denominada sistema falla de Oaxaca (SFO; Figura 2). El SFO ha sido multireactivada a lo largo de su historia geológica, y su última etapa activa se asocia con deformación frágil que originó a la FO. La FO, en el área de estudio, muestra una migración de la deformación en dirección ~ S-N-NW, y se puede observar que el crecimiento de la zona de falla se ha dado en un marco de relevos principalmente con rampas de falla.

Para poder entender la deformación cenozoica que ha tenido lugar en la región de estudio, revisaremos brevemente algunos conceptos básicos de deformación, poniendo cuidado en la deformación frágil, y en los mecanismos que actúan durante la propagación y el enlace de fallas.

IV.1 Deformación

La deformación es un cambio de lugar de las partículas que constituyen un objeto, esto puede incluir movimiento en la posición relativa entre las partículas, a lo cual se denomina distorsión. El concepto de distorsión parte de que existe una longitud inicial en una línea que une dos partículas, y esta longitud experimenta un cambio (Marrett y Peacock, 1999).

Para entender la deformación en cuerpos rocosos se hacen algunas suposiciones iniciales, como considerar homogéneo al material deformado. Partiendo de esto se utiliza la mecánica del medio continuo para estudiar la deformación. Sin embargo, cualquier roca por si misma es un material heterogéneo y llevando la perspectiva a otra escala, estas diferencias se hacen más evidentes, en general los materiales geológicos son anisotrópicos. La convención de aplicar esta parte de la física es con la finalidad de tener un marco inicial de referencia, del cual se pueda partir para entender la deformación. Dentro de este marco se considera que el material no tiene espacios vacíos, y que se comporta homogéneamente, lo que hace más fácil el análisis del campo de deformación.

La escala de análisis es otro aspecto importante a considerar para usar la mecánica del medio continuo. Si las discontinuidades presentes en el medio rocoso son pequeñas y no representan una parte importante del volumen de la roca, se pueden despreciar y considerar el objeto como homogéneo.

La deformación ocurre de dos formas, puede ser homogénea y heterogénea (Ramsay, 1977; Figura 44). En la homogénea, después de la deformación las líneas rectas siguen siendo rectas, las líneas paralelas permanecen paralelas, y las líneas con la misma dirección en el cuerpo deformado tienen valores constantes de extensión, elongación cuadrática, deformación angular por cizalla y de la deformación por cizalla (Figura 44 B). En la heterogénea, las líneas rectas en el estado inicial no son en el final, de igual manera las líneas paralelas dejan de serlo, y los valores de extensión, elongación cuadrática, deformación angular por cizalla y de la deformación por cizalla son variables (Figura 44 C).

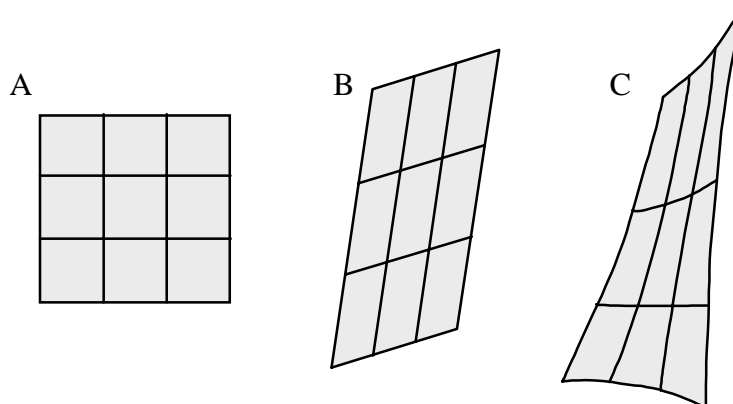


Figura 44. Propiedades geométricas de la deformación. A) Estado inicial, B) Deformación homogénea y C) Deformación heterogénea (redibujado de Ramsay, 1977).

La deformación se representa por medio del elipsoide de deformación o de distorsión. En este esquema puede haber tres tipos de distorsión: a) uniaxica: solo un eje tiene elongación, b) biaxica: dos ejes se elongan, c) triaxica: tres ejes tienen deformación. En general los elipsoides se deforman por un cambio de volumen o por distorsión en alguno o todos sus ejes dando formas planas (oblado) o formas elongadas (prolado). Las variaciones en la deformación son representadas en el diagrama de Flinn (Figura 45).

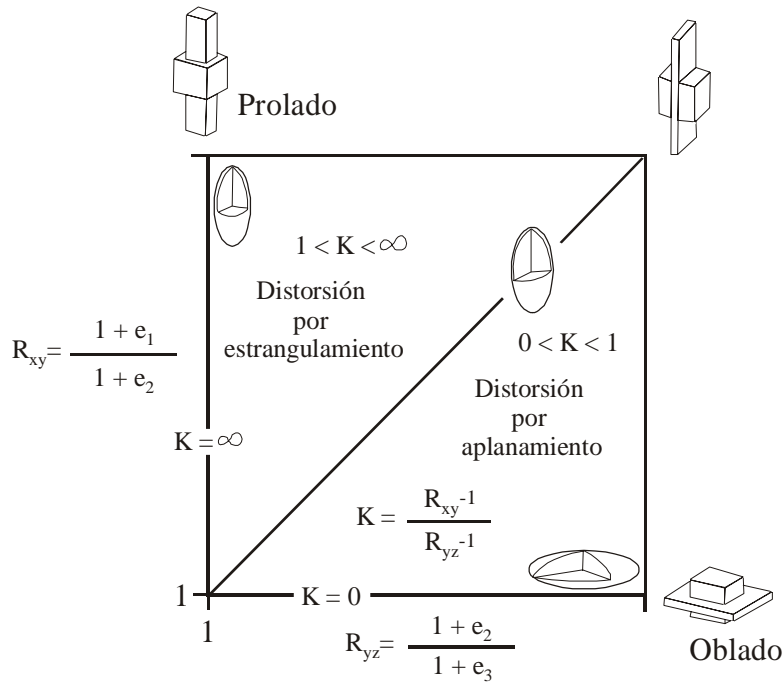


Figura 45. Diagrama de Flinn (modificado de Ramsay y Huber, 1983). Los ejes representan el marco de referencia del campo de deformación. El parámetro K es el punto que define la razón del valor de las ordenadas entre las abscisas y refiere a la forma del elipsoide.

Para la deformación se reconocen tres componentes principales que son la translación, rotación y la distorsión (Figura 46). Las formas en que ocurre la deformación se consideran como cizalla pura, que es coaxial o irrotacional, y cizalla simple, que es no coaxial o rotacional.

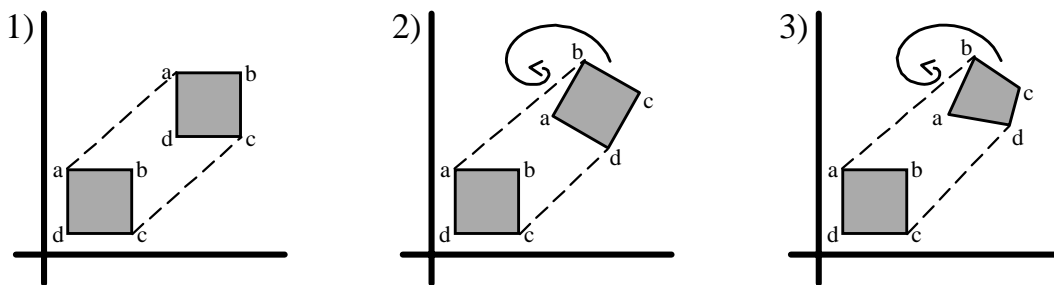


Figura 46. Componentes de la deformación. Los esquemas muestran: 1) translación, 2) translación y rotación, y 3) translación, rotación y distorsión (tomado de Padilla y Sánchez, 1996). La flecha en 2 y 3 indica la dirección de rotación.

IV.1.1 Deformación Frágil

En un medio rocoso el estilo de deformación depende de diferentes factores, está influenciado por el tamaño de grano, su disposición (masiva o estratificada), cementación, porosidad y por su contenido mineral (Crider y Peacock, 2004).

Se dice que hay deformación frágil cuando en la roca hay una pérdida de cohesión interna y se forman fracturas (Ramsay, 1977). Se pueden distinguir dos tipos de estas discontinuidades: las fracturas de tensión (Figura 47 A) y las fracturas producto de cizallamiento (Figura 47 B y C). Se reconocen esencialmente porque en una hay separación de las paredes involucradas en el fracturamiento y en el otro solo hay movimiento entre los extremos de la fractura.

Los tipos de fracturas se clasifican de la siguiente manera (Figura 47):

- Fracturas de tensión (Modo I).- movimiento perpendicular a la superficie fracturada.
- Fracturas de cizalla (Modo II).- movimiento paralelo a la dirección de propagación de la fractura.
- Fracturas de cizalla (Modo III).- Movimiento perpendicular a la dirección de propagación de la fractura.

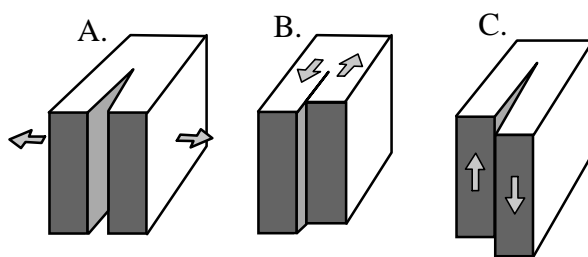


Figura 47. Tipos de fracturas. A: Modo I, fracturas de tensión. B: Modo II, fracturas de cizalla. C: Modo III, fracturas de cizalla (tomado de Twiss y Moores, 1992)

Las fracturas son discontinuidades que se forman en las rocas cuando estas rebasan su límite a la deformación elástica o plástica y las fallas son fracturas de cizalla en las cuales se distingue movimiento relativo entre las paredes de la fractura.

Las fallas nacen a partir de la nucleación de rupturas infinitesimales, estas fracturas se forman por la existencia de defectos del medio deformado, se concentran donde la roca rebasó el límite elástico-plástico. La estructura en formación crece a partir de la zona de concentración de las fracturas y se extiende hacia sus extremos, si las condiciones de la deformación lo permiten puede llegar a romper en superficie.

Las fallas frágiles se forman a partir de discontinuidades en la roca que van creciendo y se unen para formar estructuras cada vez mayores. El crecimiento de las fallas está dado esencialmente por dos mecanismos: propagación de fracturamiento y enlaces de fracturas. La propagación de fracturas ocurre por el crecimiento de la fractura al avanzar sus colas o zonas de terminación y el enlace de fracturas se da por la unión con otras fracturas o con sistemas secundarios de fracturación.

Una zona de falla es una región en la cual ha actuado cizalla en condiciones frágiles (Davis y Reynolds, 1996). Una zona de falla puede considerarse como la prolongación en superficie de una zona de cizalla dúctil. El esquema de la figura 48 muestra características asociadas a los diferentes dominios de la deformación respecto a la profundidad, presión y temperatura.

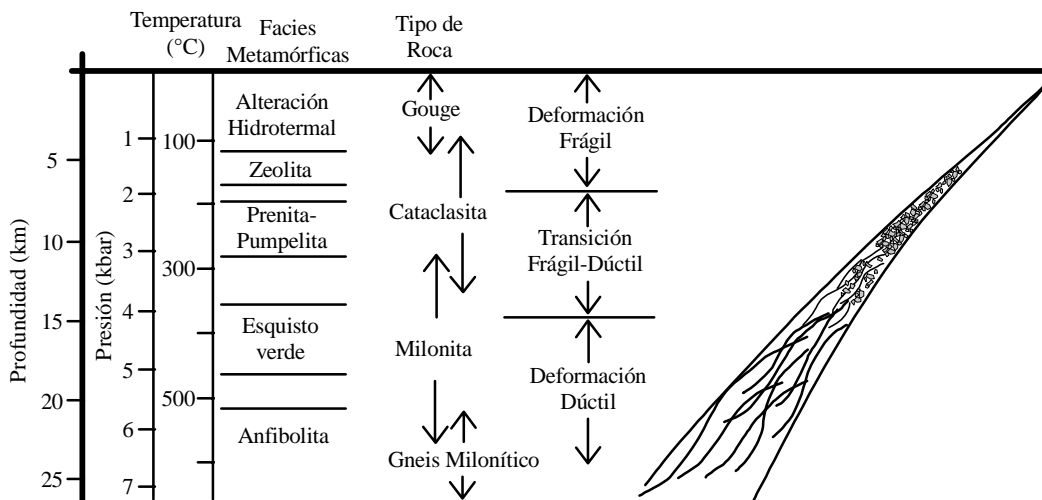


Figura 48. Esquema de dominios de la deformación.

Las zonas de cizalla pueden ser frágiles, dúctiles o una combinación de ambas (Figura 48). Tienden a ser de forma tabular, su longitud es mayor que su ancho. Para que se forme una zona de cizalla frágil, los mecanismos de deformación están bajo condiciones de temperatura y presión relativamente bajas, hay una alta distorsión y una alta presión de fluidos. En la deformación dúctil

los mecanismos que prevalecen están bajo condiciones de temperatura y presión altas, bajo índice de distorsión y presión de fluidos baja.

En las zonas de cizalla se forman fracturas tipo Riedel, estructuras rómbicas, sigmoidales y trenzadas. La formación de estas estructuras está en función del grado progresivo de la deformación en la zona de cizalla.

Las fracturas tipo Riedel (R) (Figura 49), se forman con ángulos de 12° - 18° respecto a la orientación preferente de la zona de deformación y tienen el mismo sentido de movimiento de esta y las Riedel conjugadas (R'), se forman a 72° - 78° y tienen una cinemática contraria a la R. Este par de fracturas se desarrollan con un ángulo de 27° - 30° del esfuerzo máximo principal (σ_1). Otras estructuras que se asocian con este mismo sistema de fracturamiento son: fracturas de tensión (T), se forman paralelas al esfuerzo máximo principal; y tres fracturas de cizalla, X que tienen cizalla derecha y se forman a 110° , P con cizalla sintética a la cizalla general y se forman a 165° , y Y que son paralelas a la zona de cizalla y con igual sentido de desplazamiento.

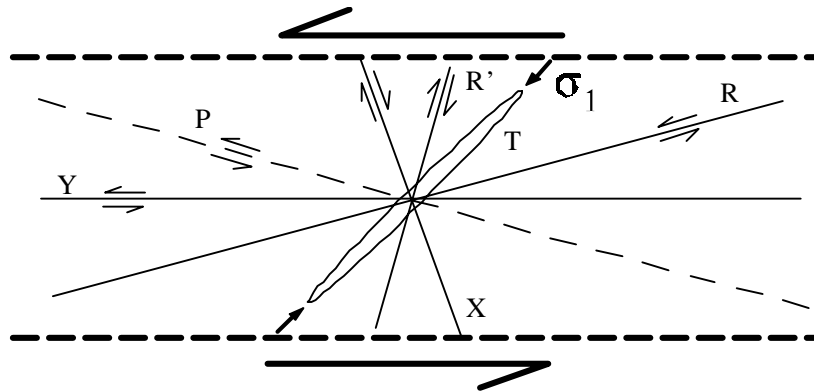


Figura 49. Configuración de sistema de fracturas tipo Riedel (modificado de Twiss y Moores, 1992).

IV.2 Crecimiento y zonas de relevo de fallas

Las zonas de falla son grupos de fracturas asociadas en una misma tendencia estructural, en estas zonas las estructuras forman arreglos ya sea *en échelon*, anastomosados, por relevos o en terminaciones de falla. El desarrollo de las fallas en la corteza superior no es del todo entendido, Crider y Peacock (2004) señalan tres mecanismos para la formación de fallas en esta región: a) a

partir de reactivación de estructuras preexistentes, b) iniciación con estructuras precursoras, y c) deslizamientos a través de una zona de cizalla.

Las fallas desarrollan zona de inflexión hacia sus terminaciones, en estas partes es en donde se propagan o crecen. En las zonas de fallas se distinguen dos arreglos en sus áreas de enlace, uno que forma estructuras de extensión (*releasing bends* o inflexiones de apertura; B y C, Figura 50) y otro con compresión (*restraining bends* o inflexiones de cierre; A y D, Figura 50).

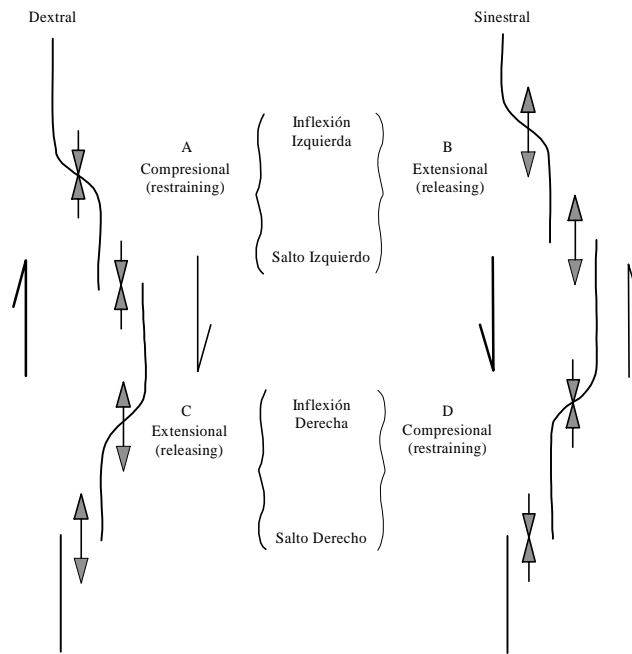


Figura 50. Esquema de la geometría para inflexiones de falla (redibujado de Twiss y Moores, 1992).

Las fallas se desarrollan a partir de la propagación de fracturas de cizalla o por enlaces de fracturas formando relevos de falla. Hay dos tipos de uniones de segmentos fracturados para formar fallas, el primero son los enlaces incompletos (débiles), en estos, dos fracturas comienzan a interactuar originando una zona de transferencia en la que se forman rampas y fallas secundarias; el segundo tipo se constituye por enlaces completos (fuertes), en éste se genera fracturamiento secundario que une las rupturas mayores dando lugar a la creación de una sola estructura. Estos crecimientos de fallas se desarrollan hacia las terminaciones de la estructura (cola de falla), según la concentración de los esfuerzos en estas partes, se da la propagación de las fallas (Figura 51; d' Alessio y Martel, 2004).

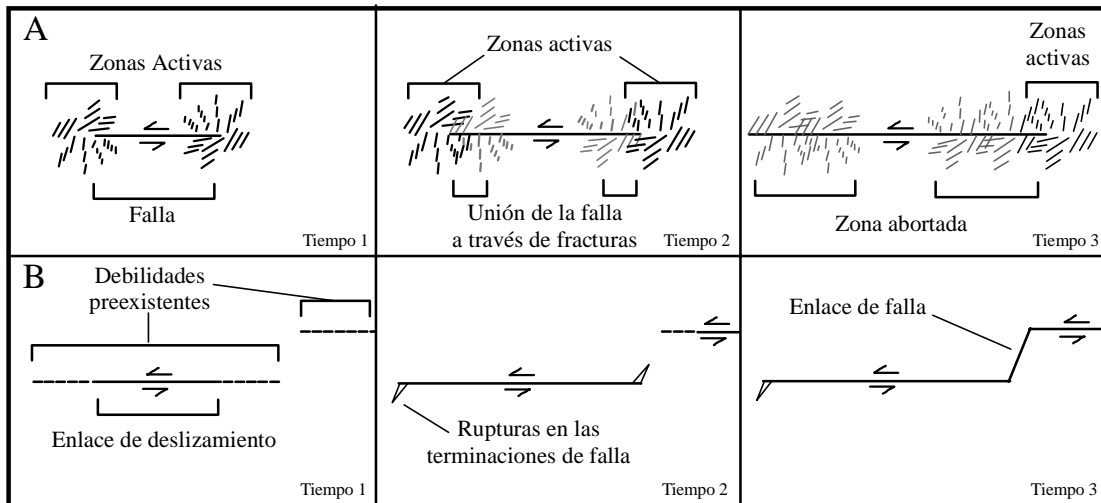


Figura 51. Esquema que muestra dos tipos de mecanismo por los cuales una falla puede crecer (redibujado de d' Alessio y Martel, 2004). A, por propagación; B, por enlaces.

La zona en la cual comienza el enlace de las fallas se da hacia la terminación de la falla (*tip* o *tip line*; Peacock *et al.*, 2000), en esta zona el desplazamiento de la estructura tiende a cero, pero cuando dos estructuras se traslapan hay una redistribución de los esfuerzos, se concentra energía mecánica, la cual permite que en las zonas de terminación de falla haya fracturamiento y comience el enlace para formar una zona de falla incipiente (Figura 52). Los enlaces de falla son el mecanismo más eficiente para el crecimiento de una zona de falla (Crider y Peacock, 2004), esto se evidencia al ver cómo segmentos individuales de falla incrementan su longitud en saltos largos a través de las zonas de relevo o enlace (Figura 51 B).

La zona de relevo de falla es la región en la cual los bloques del alto (*hanging wall*) y del bajo (*foot wall*) se enlazan para formar una sola estructura compuesta, esto se da por medio de transferencias de los desplazamientos en los segmentos de falla involucrados (Peacock y Sanderson, 1991). Para poder considerar a un grupo de estructuras como un sistema de enlaces de fallas, es necesario que estas sean contemporáneas y que se propaguen desarrollando un arreglo ramificado (Davison, 1994).

Para identificar y caracterizar la geometría de las zonas de enlace, se consideran diferentes medidas que definen la zona en donde dos estructuras interactúan. Los parámetros a considerar son (Figura 53): La longitud total (L_t) tomando en cuenta ambas fracturas o fallas implicadas, longitud de cada

segmento (SL), cantidad de traslape (OL), espaciamiento entre segmentos (S), la longitud máxima paralela a la dirección de fracturamiento (L) y el ancho máximo de la zona de traslape (W).

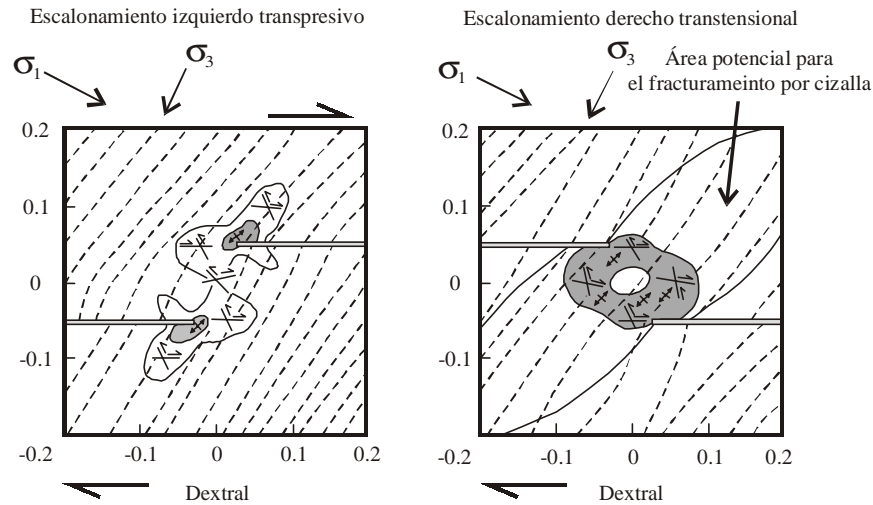


Figura 52. Esquema que muestra la redistribución de esfuerzos en las terminaciones de falla (tomado de Davison, 1994) σ_1 : máximo esfuerzo compresivo; σ_3 : mínimo esfuerzo compresivo. Las líneas discontinuas representan la orientación del σ_3 . Las áreas sombreadas señalan zonas propensas al fracturamiento por tensión y las delimitadas por líneas sólidas, para el fracturamiento por cizalla.

Relaciones proporcionales entre los parámetros físicos de las zonas de enlace han sido utilizadas para interpretar si los relevos se han formado bajo las mismas condiciones de deformación (e.g. Acocella *et al.*, 2000), o para conocer cómo interactúan los pares de fallas implicados en la zona de relevo (Gutpa y Scholz, 2000). Por ejemplo, con la longitud y ancho máximos de la zona de traslape (L/W; Figura 53), Acocella *et al.* (2000), infirieron que el comportamiento mecánico de la propagación del fallamiento en la zona del rift de Islandia se ha formado bajo condiciones uniformes. Con dichas relaciones, si son constantes a lo largo de un sistema de falla, se puede interpretar que los relevos se forman bajo la misma cinemática y de esta forma se pueden asociar relevos diferentes a un mismo sistema de deformación. El tamaño de la zona de relevo es proporcional a la longitud de los segmentos enlazados, y la zona de traslape también tiende a ser proporcional al espaciamiento entre las fracturas o fallas (Acocella *et al.*, 2000). Los sistemas de enlaces de fallas tienen una relación intrínseca entre la longitud que alcanzan, su anchura y el desplazamiento relativo (Marrett y Allmendinger, 1991).

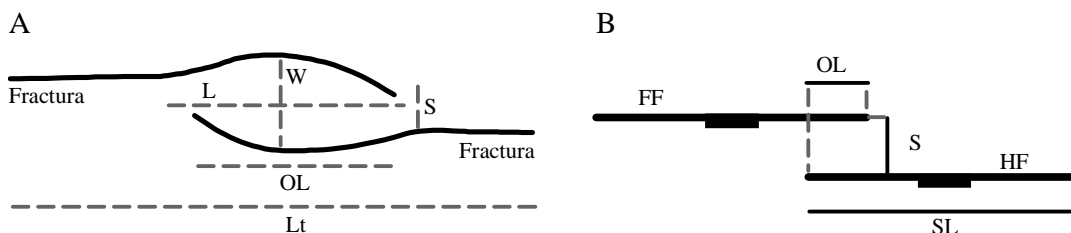


Figura 53. Esquemas de las componentes geométricas en zonas de relevo. (A) representa el enlace de dos fracturas (tomado de Acocella *et al.*, 2000) y (B) un relevo entre dos fallas (FF: Segmento del bloque de piso; HF: Segmento del bloque de techo; tomado de Hus *et al.*, 2005).

El tipo de enlace que se forme dependerá de la cinemática de la falla, de su forma y de la cantidad de traslape que tengan las estructuras implicadas (Figura 54).

RELEVO	INVERSO	NORMAL	LATERAL
<p>NEUTRAL</p>			
<p>COMPRESIÓN</p>			
<p>EXTENSIÓN</p>			

Figura 54. Esquema de tipos de relevos de falla según su cinemática (Walsh *et al.*, 1999).

En las diferentes configuraciones de los relevos de fallas se puede observar que, dependiendo del movimiento relativo de las estructuras implicadas en él, se forman zonas donde hay compresión (*restraining relay*) o donde hay extensión (*releasing relay*) (Figuras 50), esto se debe a una rotación en los esfuerzos durante el enlace de falla. El relevo también se puede dar de forma que en la zona de transición haya un acomodo óptimo de la distorsión, lo que permite particionar la deformación de manera que se acomode por cizalla pura y no haya rotación en la zona de traslape, este tipo de relevos es identificado como neutrales (Figura 54; Walsh *et al.*, 1999).

IV.2.1 Rampas de relevo

Entre los diferentes tipos de enlaces de fallas se encuentran las rampas de relevo (Figura 55), que son zonas en las cuales interactúa dos estructuras previamente aisladas, estas estructuras tienen la misma dirección de buzamiento y en la zona de imbricación forman un desnivel topográfico por el cual unen sus trazas, convergen a profundidad (Peacock *et al.*, 2000). A las estructuras que forman el relevo se les nombra segmento trasero y frontal (Crider, 2001). Estos segmentos se pueden identificar si uno se posiciona al pie de la rampa viéndola de frente, de tal forma que el arreglo escalonado del relevo mostrará, al lado derecho del observador el segmento trasero y al izquierdo el frontal (Figura 55).

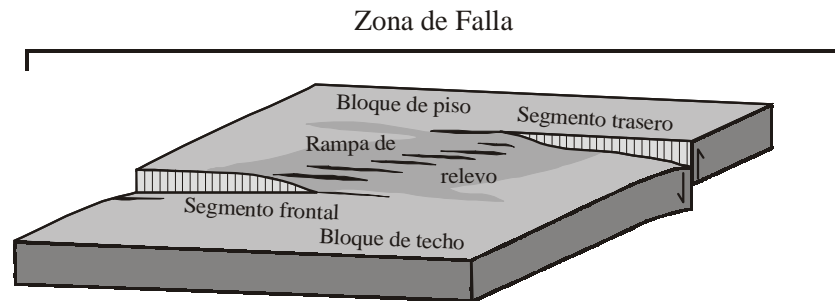


Figura 55. Bloque esquemático que muestra una rampa de falla (simplificado de Crider y Peacock, 2004)

En las rampas de relevo se pueden dar dos mecanismos de enlace, estos dependen de la geometría del arreglo en el relevo. La figura 56 muestra una relación entre el sentido de deslizamiento y el sentido de escalonamiento en la configuración de la zona de traslape. Cuando el arreglo escalonado de las estructuras que se están propagando es en el mismo sentido de la dirección del desplazamiento oblicuo, las fallas se unirán en la parte baja de la rampa de relevo (*lower-ramp*

breach: Figura 57 a), y cuando el sentido del escalonamiento es contrario al deslizamiento, el enlace será en la parte alta de la rampa (*upper-ramp breach*: Figura 57 b). Lo anterior lo afirmó Crider (2001), sobre la base de modelación numérica en la que señaló lo siguiente: que la interacción de fallas según la componente de deslizamiento influirá en el arreglo del relevo, de tal forma que la distribución del desplazamiento en los segmentos que forman el enlace será diferente y permitirá el fracturamiento que dará lugar al enlace. La idea es que la perturbación de esfuerzos ocurrida en las terminaciones de falla, durante un enlace de estructuras, se ve influenciada y favorecida por determinada cinemática y geometría para formar la unión de fallas a través de la propagación de determinado segmento al otro (Figura 57).

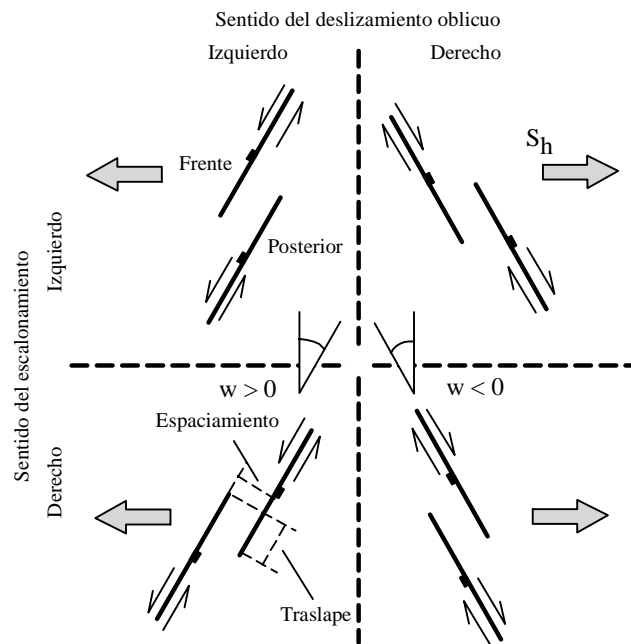


Figura 56. Combinaciones posibles de un relevo de falla respecto a su sentido de deslizamiento oblicuo y de su escalonamiento (tomado de Crider, 2001). Las flechas (S_h) indican la dirección de extensión; w es el ángulo que forma el rumbo de la falla respecto a una línea perpendicular al esfuerzo principal mínimo horizontal.

Durante la formación de las rampas de relevo se pueden distinguir diferentes etapas (Figura 58), Peacock y Sanderson (1991) describieron las siguientes:

- a) La configuración inicial se forma por dos fallas aisladas que no interactúan.
- b) El traslape comienza cuando las dos fallas interactúan y se comienza a propagar una hacia la otra.

- c) Se empiezan a desarrollar fallas a través de la rampa.
- d) Las dos fallas que forman el relevo se unen formando una sola estructura, en esta etapa la rampa se destruye y se forman rampas secundarias o fallas de transferencia.

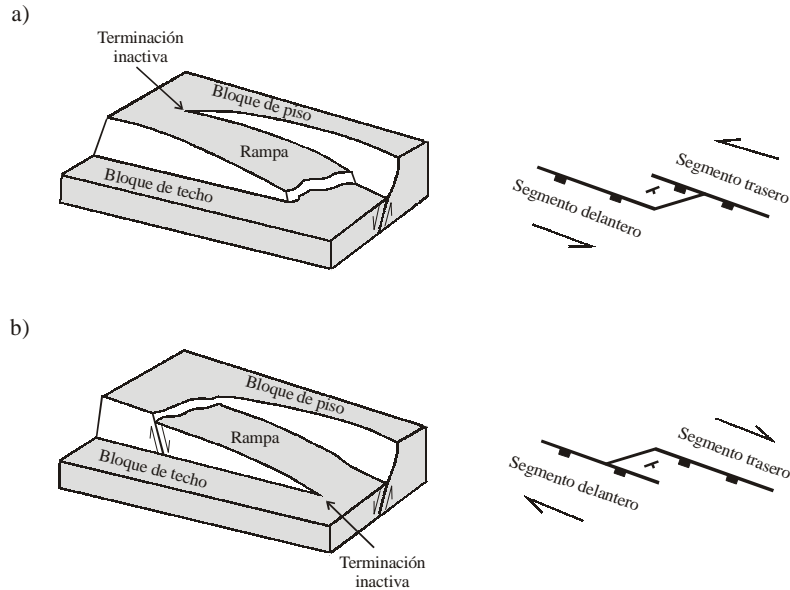


Figura 57. Bloque diagramático y vista en planta de los enlaces en una rampa de falla (modificado de Crider, 2001). a) Este esquema muestra un enlace que se da en la parte baja de la rampa (*lower-ramp breach*), se une el segmento delantero con el trasero. b) Este esquema muestra un enlace que se da en la parte alta de la rampa (*upper-ramp breach*), se une el segmento trasero con el frontal

Hus *et al.* (2005) utilizaron modelado analógico para describir la evolución de una zona de relevo, documentaron tres estados de desarrollo para los enlaces:

- a) Estado inmaduro: comienzo y propagación lateral del fallamiento, se caracteriza por el desarrollo de fallas aisladas en superficie.
- b) Estado de interacción: inicia la rampa de relevo, las dos estructuras implicadas en el enlace comienzan a interactuar. Esto sucede cuando: 1) en superficie la topografía se inclina; 2) hay una deflexión del rumbo de una falla hacia la rampa de relevo.
- c) Estado de enlace: parte final de la formación del relevo, las dos fallas comienzan un enlace fuerte y la rampa de relevo se fractura. Esta parte de la evolución se caracteriza por la propagación de una falla hacia la otra formando fracturas, de tal forma que cortan la rampa.

Soliva y Benedicto (2004) mencionaron que las rampas de relevo pueden ser de tres tipos: a) relevos abiertos (*open relay*): estos se forman por segmentos de fallas imbricados, no hay fallamiento reorientado que corte la rampa de relevo; b) relevos de enlace (*linked relay*): son relevos en los que las fallas se sobreponen y comienzan a enlazarse, con desplazamiento incipiente o nulo en la zona de fracturamiento en la rampa; c) enlaces de fracturamiento completo (*fully breached relays*): son segmentos de falla sobrepuestos, completamente enlazados por segmentos de terminación de fallas reorientados, los cuales se desarrollan de un segmento de falla al otro a través de la zona de relevo.

Considerando los diferentes puntos de vista descritos anteriormente para las rampas de falla (Peacock y Sanderson, 1991; Soliva y Benedicto, 2004; Hus *et al.*, 2005), podemos resumir lo siguiente: una rampa se forma a partir de la interacción de dos fallas subparalelas, principia el desarrollo del enlace cuando la propagación de dichas estructuras las hace comenzar a traslaparse, de tal forma que hay reacomodo de los esfuerzos en las terminaciones de falla, en esta etapa el sistema se encontraría en un estado inmaduro y formaría un relevo abierto; con ese reacomodo de esfuerzos la propagación de un segmento hacia el otro comienza, aunque se da la interacción de las estructuras de forma incipiente el relevo sigue siendo abierto; con la propagación del fallamiento más avanzada de un sector al otro, se forma la rampa que estaría definida por el basculamiento de la zona implicada en el relevo y por las dos fallas que la limitan, en este momento se da el estado de enlace y se torna un relevo enlazado; el desarrollo del sistema continúa con el fracturamiento de la rampa, que mostraría un estado maduro en la rampa y que conduciría a un enlace de fracturamiento completo, lo que significa que la falla se volvió una sola estructura compuesta (Figura 58).

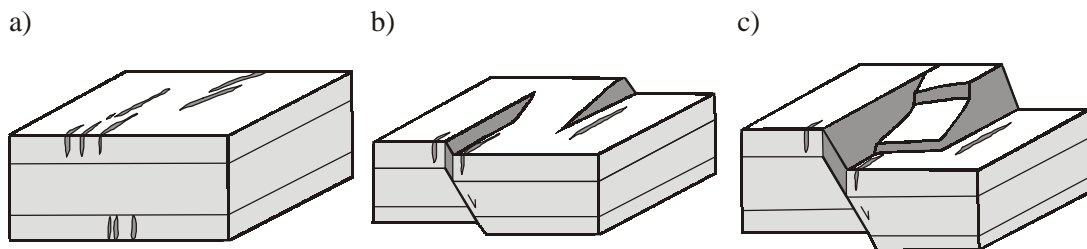


Figura 58. Bloques diagramáticos que muestran el desarrollo progresivo de una rampa de falla (modificado de Crider y Peacock, 2004). a) Comienza rompimiento frágil (vetas y fracturas); b) la extensión continúa, se forman conexiones entre las estructuras y se desarrolla la rampa de relevo; c) se unen las trazas de ambas fallas por medio del fracturamiento de la rampa.

Cabe resaltar que durante el desarrollo de un relevo, en las fallas que intervienen se observan diferentes magnitudes de desplazamiento en sus trazas (Hus *et al.*, 2005), de tal forma que a lo largo de diferentes zonas del relevo se forman depresiones. Dichas depresiones funcionan como depocentros los cuales se ubican dependiendo de la forma como crezca la estructura y si hay fallas preexistentes que tengan implicación en la evolución del sistema (Bellahsen y Daniel, 2005). Durante la formación de la rampa de relevo queda un nivel topográfico más alto, el cual se convierte en una zona de erosión, ésta queda comprendida en el bloque del piso, y una zona más baja que corresponde con la zona de rampa, en ella los sedimentos producto de la erosión se depositan con una ligera pendiente que es impuesta por el desnivel topográfico que se forma en el relevo. Por lo tanto las zonas de relevo de falla pueden ser enmarcadas por zonas de depósitos conglomeráticos.

Durante el desarrollo de una rampa de relevo, cuando ésta alcanza un estado maduro, aparentemente una de las dos estructuras se torna inactiva, de tal forma que el relevo se da a través de la propagación del esfuerzo en la cola de falla que continúa activa, esto a la postre se observa en superficie al formarse la fractura secundaria que romperá la rampa (Crider, 2001).

Como ya se mencionó antes, para que exista un enlace de falla es necesaria la presencia de dos segmentos, en los cuales comience un traslape en sus trazas, y estas empiecen a interactuar. Acocella *et al.* (2000) consideraron que dos segmentos, ya sea un par de fracturas o de fallas normales, interactúan cuando tienen una configuración imbricada o sobrepuesta y cuando la disposición de las estructuras, vistas en planta, muestra cómo las terminaciones de falla se tornan curvas y se aproxima una a la otra (*e.g.* Figura 53 esquema A).

En la corteza superior se pueden distinguir diferentes mecanismos por los cuales se desarrolla interacción entre estructuras para formar zonas de relevo de falla. Crider y Peacock (2004) señalaron que el fallamiento puede iniciar de diferentes formas: a) Enlaces de estructuras preexistentes: estos se forman por un fracturamiento inicial, que tiene un arreglo *en échelon*, dicho arreglo se desarrolla paralelo a la dirección del esfuerzo principal máximo, esto quizá debido a una baja presión confinante que permite el desarrollo de fracturas de extensión, estas fracturas funcionarán como las estructuras preexistentes por las cuales se dará el desarrollo del fallamiento; posteriormente al ocurrir una rotación en la dirección de σ_1 se producirá deslizamiento entre las fracturas. Este cambio en la dirección de esfuerzo provoca rupturas en las colas de falla y la formación de escalonamiento *en échelon* entre las fracturas preexistentes, se forman cuencas tipo

pull-apart. Por último estas cuencas rotan formándose zonas de falla con brechamiento; b) Enlaces de estructuras precursoras: las estructuras precursoras son las que se forman en el mismo campo de esfuerzos en un estado temprano del fallamiento, se desarrolla un sistema de juntas paralelas a la dirección del σ_1 , el cual genera una zona de cizalla pequeña. Posteriormente se forma un arreglo de juntas cruzadas las cuales se comienzan a enlazar, estas juntas cruzadas se desarrollan ortogonales a las juntas precursoras como respuesta a una reorientación del σ_1 .

De la importancia de estudiar las zonas de relevo y rampas de falla, podemos destacar que a través de su configuración y geometría, se pueden identificar zonas de agrietamientos las cuales sean aptas para permitir la circulación de fluidos y el potencial de actividad sísmica en la prevención de riesgos (Soliva y Benedicto, 2004), estas zonas de relevo pueden controlar la migración y entrapamientos de hidrocarburos (Hus *et al.*, 2005).

Por otro lado, la configuración del desarrollo de sistemas de falla en la superficie de la corteza puede ser afectada por la existencia de fallas antiguas. La reactivación de fallas de basamento repercute en la disposición y propagación de la zona de falla en la cobertura y propicia las zonas de transferencia de fallas (Acocella *et al.*, 2005). Trabajos recientes han analizado por medio de modelos analógicos, el comportamiento de una zona de falla influenciada por estructuras de basamento (*e.g.* Higgins y Harris, 1997; Morley *et al.*, 2004; Bellahsen y Daniel, 2005).

Para que una falla se reactive depende de varios factores, se pueden enumerar los siguientes: profundidad a la que esté la falla, características físicas del material, presión de los fluidos en los poros, orientación del plano de debilidad. Un factor importante a considerar es la orientación relativa del esfuerzo máximo principal, de éste dependerá la factibilidad de que una estructura se reactive. Si la orientación del esfuerzo máximo principal es compatible con la orientación de la estructura a reactivar será más fácil que se libere la deformación a través del plano existente, en lugar de que uno nuevo se genere.

Bajo diferentes regímenes tectónicos, la reactivación de falla se dará en condiciones diversas, para una tectónica extensional será más factible que se de la reactivación que en la compresión. En un régimen de extensión o en uno transcurrente, fallas de ángulo alto serán más susceptibles a reactivarse, y en un régimen compresivo la facilidad para la reactivación se dará en fallas de ángulo bajo (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 1997).

En las zonas de deformación extensional, la reactivación de fallas de basamento puede influir en: la oblicuidad del desplazamiento, orientación y extensión de las fallas principales respecto a la dirección de extensión, localización, geometría y estilo de las zonas de transferencia, patrones de enlaces de falla y de desplazamiento (Morley *et al.*, 2004; Bellahsen y Daniel, 2005).

Cuando existen fallas antiguas en la zona de extensión, la litología de la cubierta que está sobre dicha estructura juega un papel muy importante. Por medio de modelado analógico Higgins y Harris (1997), documentaron cómo los diferentes comportamientos mecánicos de los tipos de roca que forman la columna estratigráfica de una región, pueden tener incidencia en la forma de propagarse la deformación hacia la superficie. Estos autores elaboraron dos experimentos, a ambos le impusieron fallamiento en una capa arcillosa que simulan el basamento, y solo a uno de los modelos le agregan una capa dúctil sobre el basamento, en los dos experimentos añaden una cobertura de arena. En los resultados obtenidos por estos autores demostraron que la reactivación de fallas de basamento, más el comportamiento mecánico de la litología, controlaron el desarrollo del fallamiento en superficie. Los experimentos fueron sometidos a extensión, el que tenía la capa dúctil arrojó una configuración preferentemente con fallas oblicuas a las preexistentes, y en el que no había capa dúctil, el ordenamiento de las estructuras en superficie fue paralelo a las fallas de basamento preexistentes.

Capítulo V. ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA CENOZOICA DE LA PORCIÓN NORTE DE LA FALLA OAXACA

V.1 Sistema falla de Oaxaca

El sistema falla de Oaxaca ha sido interpretado como una estructura de basamento que ha tenido un papel importante en la evolución tectónica del sur de México (Centeno-García, 1988; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Este sistema es una zona de deformación poliorogénica (Alaniz-Álvarez, 1996) en la que, a través del tiempo geológico, se pueden distinguir diferentes etapas de actividad tectónica con cinemática y magnitud de deslizamiento diferentes (Centeno-García, 1988; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990; Sedlock *et al.*, 1993; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994; Nieto-Samaniego *et al.*, 1995). Este sistema muestra evidencias de deformación desde antes del Jurásico Medio (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996) y su actividad más reciente es considerada cuaternaria (Centeno-García, 1988).

El sistema falla de Oaxaca se constituye por la zona de cizalla de Oaxaca (ZCO), la falla de Oaxaca (FO) y la falla de Donají (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995). A continuación se hace una revisión breve de la ZCO y de la FO, para posteriormente enfocarnos al sector norte de la falla de Oaxaca (SNFO), que es el objeto de estudio en la presente tesis. La falla de Donají, por su lejanía a la zona de estudio, no se consideró relevante para este trabajo, por lo tanto no se hizo revisión alguna de ella.

V.1.1 Zona de Cizalla de Oaxaca

La ZCO (Figura 2 y 5) es interpretada como el límite tectónico entre los terrenos Cuicateco y Zapoteco (Figura 9; Sedlock *et al.*, 1993), o como la frontera entre las provincias geológicas de igual nombre (Figura 8; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). Prolongando la ZCO hacia el norte y sur de sus afloramientos se distingue un alineamiento de rasgos fisiográficos aproximadamente 380 km de longitud, que se puede seguir desde Perote en Veracruz hasta Miahuatlán, Oaxaca. Posiblemente el total del lineamiento corresponde con el área de influencia de la ZCO (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995), pero la exposición clara de esta zona de cizalla es el cinturón milonítico de la Sierra de Juárez (Barboza-Gudiño y Schwab, 1996; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994, 1996).

La ZCO es una estructura de vida larga importante en la evolución tectónica del sur de México (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990; Sedlock *et al.*, 1993; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994, 1996; Nieto-

Samaniego *et al.*, 1995, 2006). La ZCO probablemente se formó entre el Pérmico Tardío y el Jurásico Medio (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994). Ortega-Gutiérrez *et al.* (1990) propusieron que se formó como una cabalgadura producto de la yuxtaposición de los terrenos Zapoteco y Cuicateco. Posteriormente, el sistema tuvo actividad con movimiento lateral-derecho durante la migración del bloque de Yucatán y la apertura del Golfo de México, este evento ocurrió en el Jurásico Medio aproximadamente hace 165 Ma (Alaniz-Álvarez *et al.* 1996). Durante el Mesozoico la ZCO fue reactivada como falla normal, exhumándose el cinturón milonítico, esto ocurrió entre el Jurásico Medio y el Cretácico Temprano (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994), y finalmente se reactivó durante el Cenozoico como falla normal (Centeno-García, 1988; Nieto-Samaniego *et al.*, 1995).

V.1.2 Falla de Oaxaca

La falla de Oaxaca (FO) es la expresión más reciente de la actividad en la ZCO, corresponde a su reactivación durante el Cenozoico como falla normal (Centeno-García, 1988; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 1997). Se identifica como FO al grupo de estructuras orientadas preferentemente al N, NNW y NW, ubicadas dentro de una misma tendencia estructural. La traza de la FO se sobrepone a la ZCO (Figura 2), esto se puede apreciar por cerca de 200 km. De sur a norte, se observa desde Miahuatlán en Oaxaca, hasta las cercanías del poblado de Teotitlán, Oaxaca, donde la estructura cambia su dirección tomando un rumbo NNW a NW, prolongándose su traza hacia la población de Tehuacán, Puebla.

Dadas las características morfológicas, su orientación preferente, la litología en sus bloques y el estilo de deformación (por reactivación o rompimiento), la FO se puede separar en tres sectores: sur, centro y norte. Estos sectores son reconocibles en las cartas del INEGI escala 1:250 000 (Figura 3). El sector sur queda dentro de la Hoja Zaachila (E 14-12; INEGI, 1989; Sánchez-Rojas *et al.*, 2000) y constituye un lineamiento que va desde Miahuatlán hasta la Ciudad de Oaxaca, donde es limitado por la falla de Donají (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995). El sector meridional se caracteriza por un valle discontinuo cortado por depresiones ortogonales al escarpe (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995); los desniveles de este sector son menos pronunciados que en los otros dos sectores (Figura 59). El rumbo preferente del sector sur es N-S y tanto en el bloque de piso, como en el de techo, afloran rocas terciarias (Figura 7). El sector centro corresponde a los afloramientos ubicados al norte de la falla Donají, entre la Ciudad de Oaxaca y la población de Teotitlán. Este sector está dentro de la Hoja Oaxaca (E 14-9; INEGI, 1984; González-Ramos *et al.*, 2000); corresponde con el frente poniente de la Sierra de Juárez formando la parte septentrional del valle de Oaxaca y se prolonga a

la Cañada Oaxaqueña; tiene una orientación preferente NNW; en el bloque del bajo de este sector afloran milonitas y en el del alto rocas del Complejo Oaxaqueño y de su cubierta mesozoica, así como depósitos continentales cenozoicos (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994; Nieto-Samaniego *et al.*, 1995); según lo documentado por Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego (1997) en esta zona el fallamiento fue producto de reactivación de planos heredados de la deformación milonítica que caracteriza a la Sierra de Juárez. El sector norte corresponde a la parte de la traza ubicada dentro de la Hoja Orizaba (INEGI, 1994; Martínez-Amador *et al.*, 2001), comienza aproximadamente 15 km al sur de Teotitlán y se prolonga hasta el norte de Tehuacán; forma un contraste topográfico fuerte entre la Sierra Mazateca y el VT; en este sector se da un marcado cambio en la orientación de la traza, siendo NNW entre Teotitlán y Calipan, y cambiando a NW de Zinacatepec hasta Tehuacán; En este sector afloran en el bloque de piso rocas precámbricas y del Jurásico Tardío-Cretácico, y en el de techo sedimentos terciarios; el estilo de deformación ha sido influenciado por la reactivación de estructuras preexistentes, originadas por la orogenia Laramide.

V.1.2.1 Sector norte de la falla de Oaxaca

El sector norte de la falla de Oaxaca (SNFO) se ubica al sur-oriente del Estado de Puebla, prolongándose a los límites del territorio oaxaqueño. Las poblaciones más importantes a lo largo de este sector son: Tehuacán, Puebla y Teotitlán de Flores Magón, Oaxaca; estas marcan los extremos norte y sur, respectivamente, del VT.

La morfología del VT es producto de actividad tectónica cenozoica. Ésta ocurrió en un régimen extensional como lo documenta la presencia de fallas normales. El VT se extiende con dirección preferente NW-SE, tiene una longitud aproximada de 100 km y un ancho entre 10 a 20 km, la elevación promedio es de 1500 msnm (Figura 59). El VT se encuentra parcialmente relleno por sedimentos continentales cenozoicos (Tabla 1 y Figura 12; Capítulo III).

La formación del VT es posterior a la orogenia Laramide. Los sedimentos depositados en el VT registran diferentes pulsos sedimentarios, los cuales son producto del levantamiento progresivo de la Sierra Mazateca (Centeno-García, 1988; Dávalos-Álvarez *et al.*, 2005). El VT se estrecha hacia su parte sur, en las inmediaciones de Teotitlán se aprecia cómo esta cuenca se comienza a cerrar, y a partir de esta región inicia el rasgo morfológico conocido como “Cañada Oaxaqueña”.

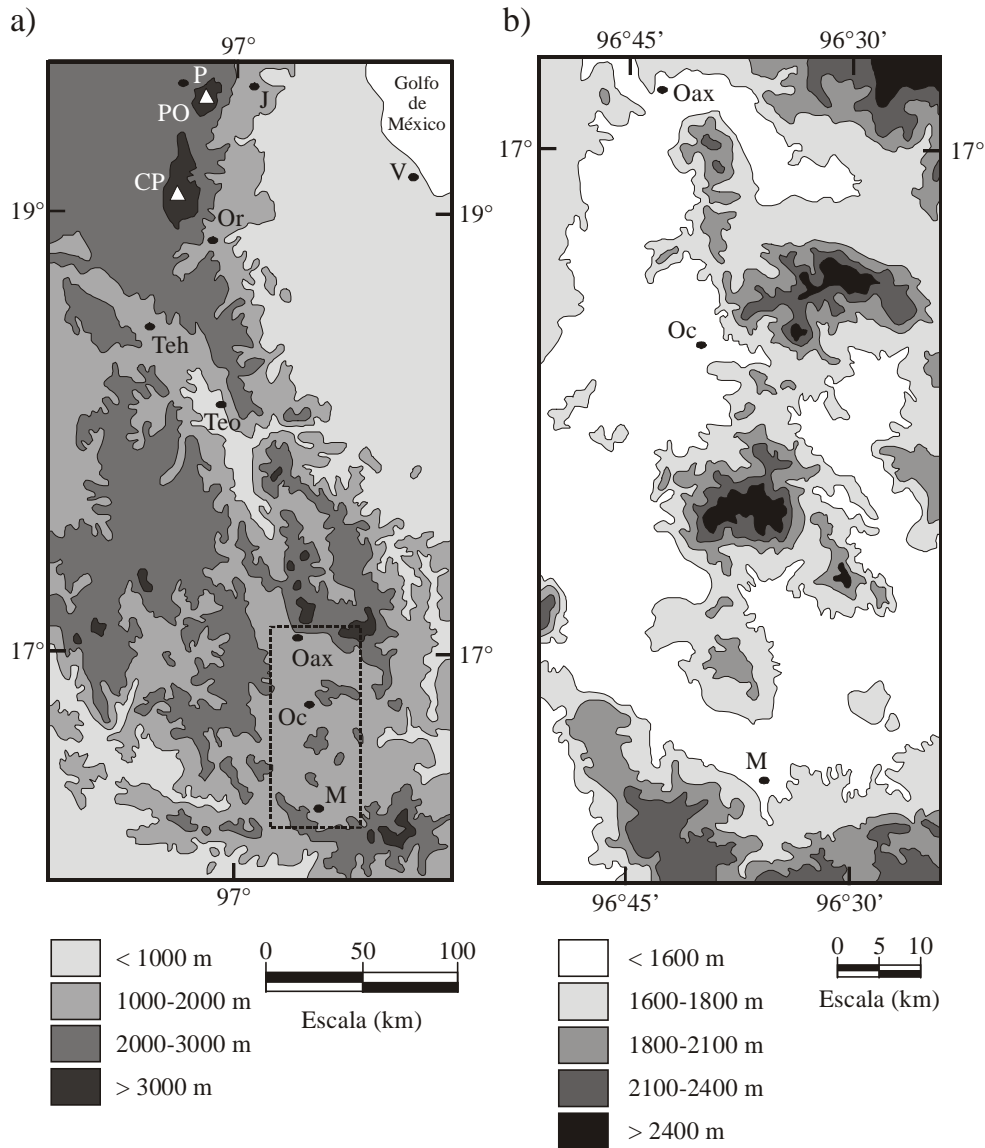


Figura 59. Mapa hipsográfico región aledaña a la falla de Oaxaca (redibujado de Nieto-Samaniego *et al.*, 1995). El rectángulo en línea discontinua de la figura “a” señala ubicación de la figura “b”; los triángulos refieren los volcanes CP: Cofre de Perote y PO: Pico de Orizaba. Las elipses son ciudades o poblados importantes en la región (J: Jalapa, P: Perote, V: Veracruz, Or: Orizaba, Teh: Tehuacán, Teo: Teotitlán, Oax: Oaxaca, Oc, Ocotlán y M: Miahuatlán). a) Muestra la extensión total del lineamiento señalado para la Zona de Cizalla de Oaxaca, desde Perote en Veracruz, hasta Miahuatlán, Oaxaca. También se pueden distinguir los tres sectores en que se dividió el sistema falla de Oaxaca, estos se pueden ubicar de manera general entre: sector sur de M a Oax, sector centro de Oax a Teo, sector norte de Teo a Teh. b) Ampliación de la zona correspondiente al sector sur del sistema falla de Oaxaca.

V.1.2.1.1 Geometría y cinemática del sector norte de la falla de Oaxaca

El fallamiento identificado en el SNFO es discontinuo, forma una tendencia estructural que varía de una orientación NNW, hacia su parte meridional (entre Teotitlán y Ajalpan-Zinacatepec), a NW en su porción septentrional (entre Ajalpan-Zinacatepec y Tehuacán; Figura 12). Las fallas son de tipo normal con el bloque hundido al poniente. En general, a lo largo de la FO, los contrastes altimétricos entre los bloques que la conforman son muy marcados (Figura 59), en algunos lugares los desniveles alcanzan los 1000 m.

En la FO se ha reconocido que el sistema forma un arreglo *en échelon*, Centeno-García (1988) postuló, como una hipótesis tentativa, que algunos sectores de la estructura evolucionaban a través de puentes de falla (rampas de relevo), y alternativamente mencionó la posible existencia de fallas laterales ortogonales al rumbo de la FO, como otra opción para generar la configuración escalonada de la estructura. Martínez-Amador *et al.* (2001), a lo largo del borde oriente del VT, cartografiaron fallas laterales oblicuas a la FO, y de esta forma configuraron el truncamiento aparente de las litologías a través de la traza de la estructura (Figura 60). En la presente tesis se documentó que el crecimiento de la FO en la región de Tehuacán-Teotitlán se dio por relevos de falla, los cuales tienen distintas etapas de desarrollo.

El conjunto de meso-estructuras que forman el SNFO, muestran un patrón de escalonamiento que forma un arreglo *en échelon* izquierdo, a lo largo del cual se reconocen las zonas de relevo de falla. Se identificó que los relevos se dan principalmente a través de rampas (*relay ramp*; Peacock *et al.*, 2000). Se documentaron tres relevos bien definidos (Figura 61 y 12), de sur a norte se distingue el primero en la zona aledaña al poblado de Tilapa (rampa Tilapa), el segundo se ubica al N-NW de Calipan y al oriente de Zinacatepec (rampa Calipan), y el tercero al oriente de Tehuacán (relevo Tehuacán). En estos relevos se pudieron reconocer las fallas que los delimitan, las cuales son subparalelas y buzan hacia la misma dirección, así como el desnivel topográfico que formó la rampa entre ambas fallas, en el cual se distinguió una zona donde hay erosión y otra que constituye un depocentro.

A grandes rasgos, las mesoestructuras documentadas son cuatro segmentos de falla enlazados por las tres zonas de relevo mencionadas. Los segmentos de falla, de sur a norte, se identificaron como: segmento A, B, C y D (Figura 61).

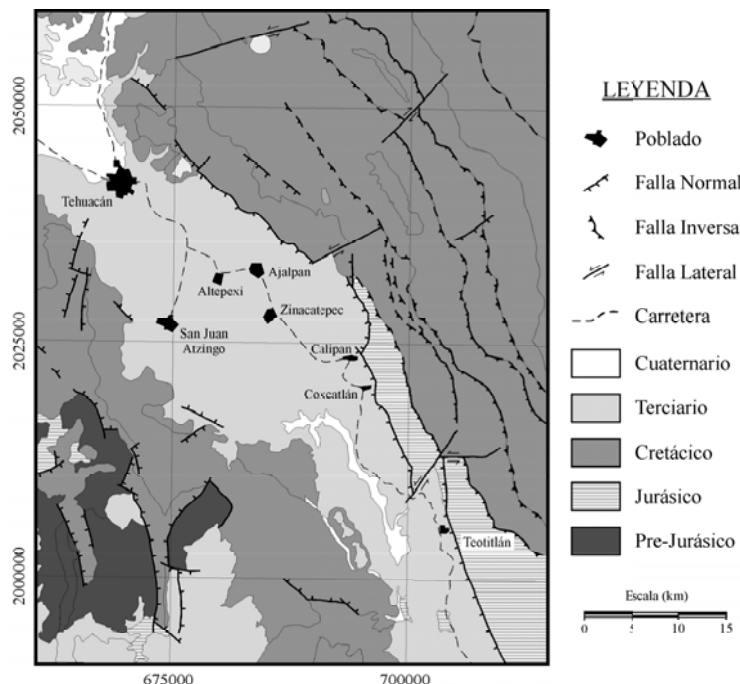


Figura 60. Mapa de la región del valle de Tehuacán (simplificado de Martínez-Amador *et al.*, 2001). Teh: Tehuacán; Teo: Teotitlán.

El segmento A se extiende del borde meridional de la Hoja Orizaba (E 14-6; INEGI, 1994; Martínez-Amador *et al.*, 2001), hacia el norte por aproximadamente 20 km, hasta las inmediaciones de Tilapa; hacia la parte sur se puede seguir en la Hoja Oaxaca (E 14-9; INEGI, 1984; González-Ramos *et al.*, 2000) por más de 35 km fuera del área de estudio. El segmento B comienza de la rampa Tilapa hasta la rampa Calipan, tiene una longitud de ~ 25 km. A partir de la rampa Calipan, la traza del segmento C se extiende por aproximadamente entre 20 a 23 km hasta el relevo Tehuacán. El segmento D se delimita a partir de la región aledaña a Tehuacán hasta el borde septentrional del área cartografiada, se le estima una longitud de 20 km, esta traza probablemente se extienda por algunos kilómetros más, pero para efectos del presente trabajo sólo se documento hasta los alrededores del poblado de Santiago Miahuatlán (Figura 12).

Las características físicas documentadas para las zonas de relevo son las siguientes:

- Rampa Tilapa:

La rampa Tilapa se desarrolló en las inmediaciones del poblado que lleva el mismo nombre, se ubica cinco kilómetros al norte de Teotitlán y une el segmento A con el B (Figuras 61 y

62). En el bloque del bajo del segmento A aflora gneis y esquisto presumiblemente del Complejo Oaxaqueño y en el bloque del bajo del segmento B aflora la Formación Chivillas; en el bloque del alto de ambos segmentos aflora la secuencia del Cenozoico. En la zona de erosión de la rampa aflora la Formación Chivillas, y en el depocentro los lechos rojos Tilapa (Eoceno temprano-medio). El segmento A y el B tienen un rumbo preferente NNW. Los parámetros estimados para este relevo son: espacio entre segmentos 3.5 km (S), zona de traslape 6 km (OL), longitud total ~ 45 km (Lt). La inclinación general de la rampa es de aproximadamente 25° SE (dato general; Figura 12). Por la morfología de este relevo, aparentemente las fallas se unen propagándose del segmento trasero del relevo al frontal (Figura 61), y este último se torna inactivo en su terminación sur. Esto es coherente con lo postulado por Crider (2001), referente a que un enlace de falla se da por la parte alta de la rampa (*upper-ramp breach*) si el sentido del escalonamiento y del movimiento oblicuo de la estructura son contrarios. Considerando las diferentes etapas evolutivas propuestas para el desarrollo de un relevo (Peacock y Sanderson, 1991; Soliva y Benedicto, 2004; Hus *et al.*, 2005), la rampa Tilapa sería un relevo enlazado.

- Rampa Calipan:

La rampa Calipan se ubica entre los poblados de Calipan y Zinacatepec, une los segmentos B y C. Para ambos segmentos, en el bloque del piso aflora la Formación Chivillas, y en el de techo la cubierta Cenozoica (Figura 12). En la zona de erosión de la rampa aflora la Formación Chivillas, pero se interpreta que también había rocas de la Formación Tamaulipas Superior, ya que las calizas de dicha formación son los principales constituyentes del conglomerado que aflora en el depocentro asociado a la rampa (conglomerado El Campanario; Figura 12; Capítulo III). El segmento B tiene un rumbo NNW y el segmento C al NW, este cambio de dirección entre ellos y en general de la traza de la FO se estima ocurre por la influencia del Cordón Tecachil, que es un bloque paleogeográfico, y por una estructura anterior que es la falla Tecachil. Los parámetros estimados para este relevo son: espacio entre segmentos 3.8 km (S), zona de traslape 6.5 km (OL), longitud total ~ 48 km (Lt). En este relevo los echados en los depósitos asociados al relevo son anómalos a la inclinación que, en teoría deberían tener, al depositarse en la rampa (Figura 12), lo cual se infirió que es producto de reactivación en la falla Tecachil, que produjo el levantamiento del cordón provocando una rotación alrededor de un eje horizontal N-S en las capas del conglomerado El Campanario. En esta zona de relevo se observó fracturamiento a través de la rampa, aparentemente es de tipo enlazado y comenzó a desarrollar estructuras secundarias en el sistema, pero la actividad

de la falla Tecachil y de fallas secundarias en la parte alta de la ramapa (Figura 12; Figura 13, sección E-E') no permite reconocer la zona de enlace para este relevo.

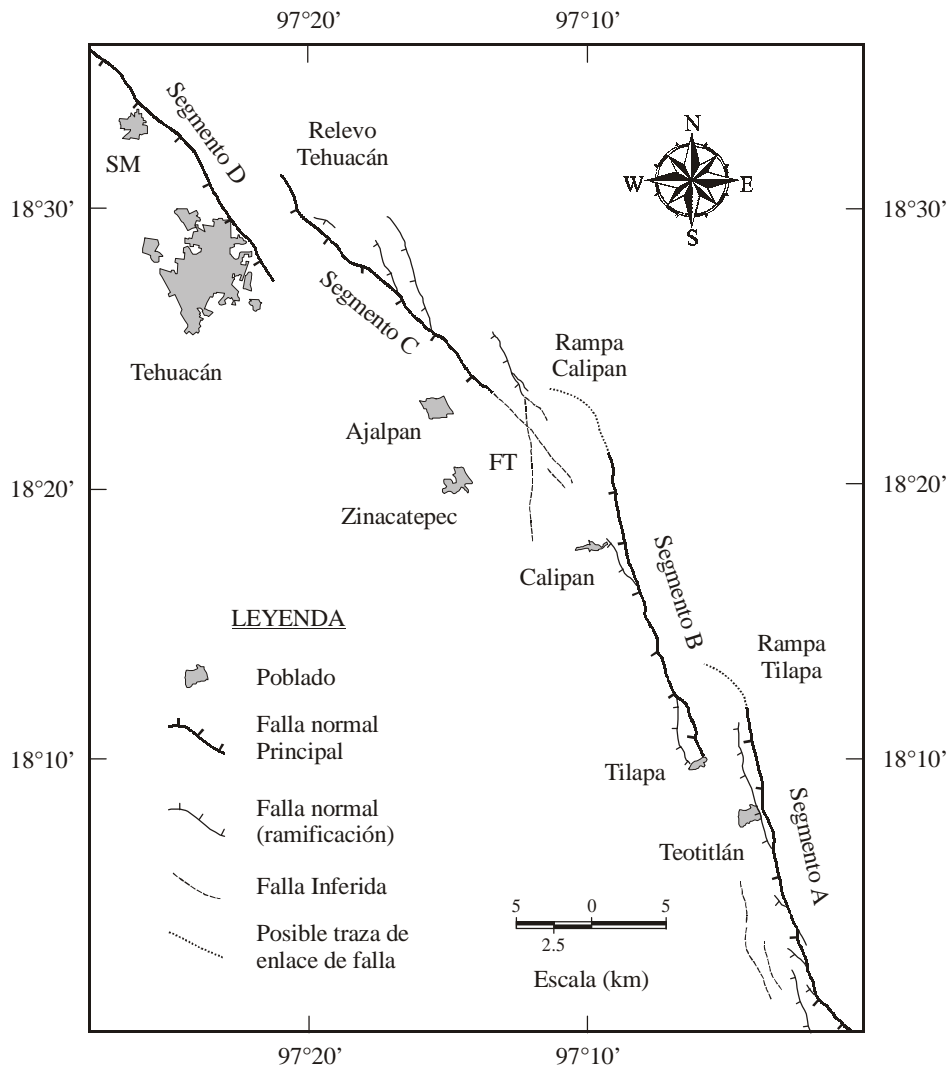


Figura 61. Esquema de segmentos y relevos de falla en el SNFO. SM: Santiago Miahuatlán; FT: Falla Tecachil.

- Relevo Tehuacán:

El relevo Tehuacán se desarrolló al oriente del poblado de Tehuacán, en esta parte se traslapan los segmentos C y D, ambos tienen un rumbo preferente al NW. La litología de estos segmentos, en el bloque del bajo, es predominantemente Formación Chivillas, y en el hundido rocas cenozoicas. Dentro del relevo aflora Formación Chivillas y hay un depocentro que contiene al conglomerado

San Isidro (Figura 12; Figura 13, sección G-G'). En esta zona no se distingue una rampa clara, el depocentro parece asociado al segmento trasero del relevo. El conglomerado San Isidro tiende a ser horizontal (dato general; Figura 12), y las capas subyacentes tienen inclinaciones de 10° en dirección N, contraria a la inclinación que en teoría debería tener el depósito por efecto del relevo. Estas inclinaciones aparentemente reflejan una rotación sobre un eje horizontal, la cual puede ser producto de fallamiento en el segmento trasero del relevo, esa deformación basculó las rocas hacia la sierra dando la configuración actual. Los parámetros estimados para este relevo son: espacio entre segmentos 4.0 km (S), zona traslape ~ 6.0 km (OL), longitud total ~ 40 km (Lt). Aparentemente el relevo Tehuacán es del tipo abierto, lo cual probablemente indique que está en un estado inmaduro o en una interacción incipiente. A la actividad de este relevo se asocia el depocentro más joven observado en la zona de enlace de fallas, con esta relación y con la aparente inmadurez del relevo, se podría pensar que es una estructura en desarrollo y por lo tanto podría estar activa. Sin embargo, las observaciones hechas no son argumentos contundentes para afirmar esto.

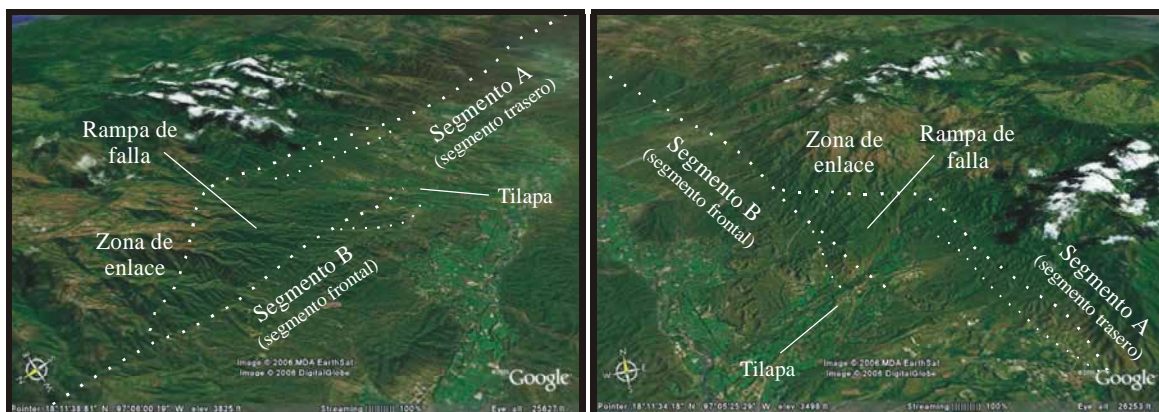


Figura 62. Imágenes de modelos de elevación digital (<http://earth.google.com/>) que muestran la configuración de la rampa Tilapa. Las líneas discontinuas corresponden a las trazas de las fallas implicadas en el relevo y a la posible zona de enlace entre ellas.

Aunque en ninguno de los relevos se documentó claramente una conexión entre las terminaciones de falla, se pudo observar que muestran una expresión geomorfológica distintiva que se asocia con determinado estado de desarrollo de la zona de relevo, aunado a eso, los relevos se relacionan con depósitos de conglomerados los cuales son más antiguos en la zona de Tilapa y más jóvenes en Tehuacán, así como el aparente aborto en la terminación de falla para el segmento frontal de las rampa Tilapa (*linked relay*; Soliva y Benedicto, 2004), y un paralelismo entre los segmentos que constituyen el enlace en Tehuacán, para los cuales aparentemente no hay interacción o es incipiente

(*open relay*; Soliva y Benedicto, 2004); con estas observaciones y considerando que los relevos abiertos (*open relay*) representan una etapa temprana durante el desarrollo del enlace de los segmentos de falla, y los relevos enlazados (*linked relay*) una etapa media en el proceso de enlace (Peacock y Sanderson, 1991; Trudgill y Cartwright, 1994; Soliva y Benedicto, 2004; Hus *et al.*, 2005), se interpreta una migración del fallamiento del S al NW.

De la información con que se cuenta, se reconstruye la propagación de la FO en su sector norte y el desarrollo del VT de la manera siguiente:

- a) En el sistema de cizalla de Oaxaca existió fallamiento anterior a la extensión cenozoica. Las estructuras más evidentes son las correspondientes al Mesozoico-Paleógeno temprano, producto de la orogenia Laramide, la cual tiene un transporte tectónico al E y NE, y generó trazas de falla, foliaciones y ejes de pliegues con un rumbo preferente N y NW.
- b) A finales del Paleoceno o al inicio del Eoceno comenzó la extensión y el fallamiento frágil. Este se da a través de planos heredados que funcionan como zonas débiles, facilitando la reactivación del sistema y la propagación de la deformación. Durante este evento tuvo lugar actividad en los diferentes segmentos del SNFO y se depositaron los lechos rojos Tilapa, los cuales afloran a lo largo del frente de los segmentos A, B y C. El primer relevo en formarse es la rampa Tilapa, la cual constituye el enlace más viejo formado en el SNFO. En este relevo se cree que el fallamiento se transfirió del segmento A al B. Se observó que el segmento B aparentemente se tornó inactivo en su terminación sur y que el segmento A se mantuvo activo más tiempo propagándose el fallamiento hacia el NW. De la misma forma el VT progresivamente comenzó a profundizar más hacia su porción septentrional, lo cual se evidencia por la exposición de rocas precámbricas al sur del valle (menor hundimiento) y por la paulatina desaparición de los lechos rojos hacia el norte, donde son cubiertos por sedimentos más jóvenes (mayor hundimiento).
- c) Continuó la propagación de la deformación sobre los segmentos B y C, estos segmentos se unieron en la rampa Calipan. Se generó el depocentro El Campanario (Tabla 1 y Figura 12). La aparición de bloques de caliza en los conglomerados que rellenen dicho depocentro permite inferir la erosión de la Formación Tamaulipas Superior por el levantamiento de la Sierra Mazateca, ya que en la actualidad solo quedan, en lo alto de la sierra, remanentes pequeños de caliza de esa unidad que no son cartografiables a la escala del presente trabajo.

Durante este evento la propagación de las fallas entre los segmentos C y B se vio influenciada por el elemento paleotopográfico Cordón Tecachil y por la estructura que denominamos falla Tecachil, la cual es responsable del hundimiento de la parte al poniente del cordón. Dicha falla interactuó con los segmentos mayores que conforman el enlace, esto ocasionó rotación en las direcciones de buzamiento en los depósitos de los conglomerados El Campanario y Tecachil. Suponemos que el conglomerado El Campanario originalmente se depositó con una inclinación ligera hacia el sur, en la misma dirección de buzamiento de la rampa, el conglomerado Tecachil ya tenía deformación sobreimpuesta y por lo tanto una inclinación anómala respecto a la rampa, para la cual se estima que su buzamiento general durante la formación de la rampa era al NE (Figura 63). Con la actividad de la zona de relevo y de reactivación en la falla Tecachil, se produjo sobre el borde poniente del cordón una rotación en un eje aproximadamente horizontal con una dirección NE. En el borde oriente del cordón las capas del conglomerado El Campanario, debieron ser influenciadas por su interacción con la falla correspondiente al segmento B, que las rotó sobre un eje horizontal orientado aproximadamente al NNW. Por lo tanto actualmente observamos un buzamiento del conglomerado El Campanario en el borde poniente del cordón, al NW (inclinación $\sim 30^\circ$), y en el borde oriente del cordón en su porción septentrional (Cerro El Campanario), un buzamiento al NE (inclinación $\sim 20^\circ$).

- d) El fallamiento continuó propagándose hacia el NW y se formó el relevo Tehuacán, en el cual se depositó el conglomerado San Isidro (Mioceno medio-tardío). Este conglomerado constituye el depósito más joven asociado a los relevos de falla, lo que apoya la interpretación de la migración del sistema hacia el NW. En esta zona del VT solo aparecen lechos rojos asociados a la traza del segmento C, sin que afloren hacia la parte central del valle. Las capas del conglomerado San Isidro tienden a la horizontal, y capas de la Formación Tehuacán que le subyacen, tienen una inclinación de $10^\circ \sim$ al N; esto refleja una rotación sobre un eje horizontal que basculó las capas de la Formación Tehuacán en dirección contraria a la del aporte de sedimentos en el depocentro. Considerando que el conglomerado San Isidro pudo tener al depositarse una inclinación pequeña, se infiere una rotación $< 10^\circ$.

Otro argumento que apoya la interpretación de la migración al NW del sistema de fallas que conforma el SNFO, es la existencia de capas basculadas correspondientes a los depósitos lacustres

del Neógeno, en específico los lacustres Villa Alegría, dichos depósitos del Plio-Pleistoceno son las rocas más jóvenes documentadas afalladas en el VT.

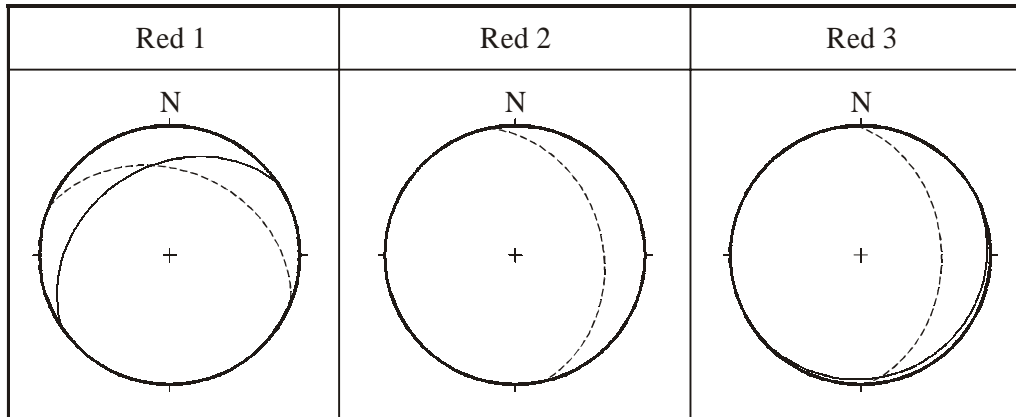


Figura 63. Redes estereográficas de Schmidt hemisferio inferior. Red 1, muestra la actitud actual de capas del conglomerado El Campanario (línea sólida; 326/32) en el borde poniente del cordón Tecachil y orientación de las capas del conglomerado Tecachil (línea discontinua; 022/35); Red 2, muestra la orientación de las capas del conglomerado Tecachil (078/33), al restaurar las capas del conglomerado El Campanario a la horizontal; Red 3, muestra la orientación idealizada que tendrían las capas de ambos conglomerados respecto a la inclinación de la rampa, este dato sería previo a la actividad de la falla Tecachil (conglomerado El Campanario 146/06; conglomerado Tecachil 088/38).

Los rumbos de los segmentos de falla que forman el SNFO se orientan en dos direcciones preferentes: A y B tienen dirección NNW mientras que C y D tienen rumbo NW. Como ya se ha dicho, estos segmentos forman un arreglo *en échelon* izquierdo. Con esta configuración y la migración temporal interpretada para la deformación, se cree que el SNFO evolucionó bajo un régimen transtensivo con una cizalla derecha y un alargamiento aproximadamente al NW, durante el Eoceno-Oligoceno (deformación en segmentos A y B; rampa Tilapa), y bajo la misma cizalla pero con una extensión NE (segmentos C y D; relevos Calipan y Tehuacán), durante y posterior al Oligoceno. Se desconocen las magnitudes de desplazamiento para las componentes que deformaron este sistema, por lo tanto no se pudo calcular una dirección exacta para la extensión máxima en el SNFO, pero las direcciones estimadas son coherentes con la deformación regional reportada para diferentes zonas en el sur de México (e.g. Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002b; Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Serrano-Durán, 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006).

V.1.2.1.2 Fases de deformación cenozoica en el sector norte de la falla de Oaxaca

La cartografía de la cubierta cenozoica del VT, realizada en esta tesis, nos permite reconocer tres pulsos sedimentarios (PS1, PS2, y PS3) y un evento de fallamiento con cuatro fases de deformación (D1, D2, D3 y D4), este registro se tiene desde la base del Eoceno hasta el Reciente. Los pulsos sedimentarios tienen una relación intrínseca con el levantamiento de la Sierra Mazateca y la progresión de la deformación a través del SNFO, dicho en otras palabras son producto de actividad de la FO.

La columna litoestratigráfica muestra un *hiatus* posterior a la unidad Cretácico Superior indiferenciado (Tabla 1), esto marca una discordancia importante entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno, dicha discordancia corresponde con la actividad de la orogenia Laramide. Las estructuras producidas por la orogenia se reconocen en toda la secuencia Cretácica que aflora en ambos bordes del VT, estas unidades están plegadas con vergencia principalmente al NE y hay cabalgamientos a lo largo de la Sierra Mazateca, los cuales tienen un rumbo preferente NNW y dirección de transporte tectónico al NE (Eguiza-Castro, 2001; Martínez-Amador *et al.*, 2001; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Cerca al borde oriental del VT, en la porción centro-sur del área de estudio, se observó al Complejo Oaxaqueño sobreponiéndose por contacto tectónico a la Formación Chivillas (Figura 12; Figura 13, secciones B-B' y C-C'), y hacia la parte centro-norte de la región estudiada se reconocieron fallas inversas dentro de la Sierra Mazateca en la Formación Chivillas. También se documentó en esta zona, exposiciones pequeñas de rocas metamórficas, presumiblemente del Complejo Oaxaqueño, cabalgando a la Formación Chivillas. Todas estas estructuras son compatibles con la deformación impuesta por la orogenia Laramide.

A finales del Paleoceno principios del Eoceno, la deformación contractiva que imperaba en la zona terminó. Regionalmente esto ha sido atribuido a una reestructuración en la configuración y movimiento en las placas tectónicas de Norteamérica y Farallón (Coney, 1983). El fin del régimen de acortamiento, provocó el inicio de deformación transcurrente con alargamiento al NW (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Bajo este nuevo régimen tectónico surgió el evento de deformación que originó al VT, y de esta forma comenzó el depósito de sedimentos continentales terciarios y la fase de deformación D1. El primer registro y marcador de la edad mínima en que finalizó la orogenia Laramide son los lechos rojos Tilapa, estos depósitos indican el comienzo del PS1 (Eoceno temprano). Durante esta deformación se originó el SNFO con el hundimiento de la cuenca (VT) y el levantamiento progresivo de la Sierra Mazateca (D1).

Cuando inició el PS1, la paleogeografía del VT correspondía a un área continental elevada, en la cual conforme avanza la formación del valle se establecían condiciones lacustres, esto se reflejó en la intercalación de capas conglomeráticas con depósitos finos y evaporíticos.

En la unidad lechos rojos Tilapa se documentó el depósito inicial continental. Del borde poniente de la Sierra Mazateca hacia la parte central del VT, se reconoció un cambio de facies que refleja la fuente generadora de los sedimentos (Figura 13, sección C-C'). Cerca a la traza de la FO hay conglomerado grueso y conforme se interioriza en el valle los sedimentos varían de conglomerado fino a arenisca gruesa, media, incluso fina. Los depósitos conglomeráticos ya habían sido asociados a la actividad de la FO, Centeno-García (1988) documentó una secuencia que identificó como conglomerado Cuicatlán y la asoció a actividad neógena de dicha estructura. En el presente trabajo, por las relaciones estratigráficas observadas (ver detalles capítulo III), que ubican a lechos rojos Tilapa por debajo de las unidades litoestratigráficas formación Mequitongo, para la cual se obtuvo una edad de 50.2 ± 1.4 Ma (K-Ar en biotita), y conglomerado El Campanario, que datos palinológicos indican tiene una edad comprendida entre el Eoceno medio-Oligoceno temprano. Estos depósitos conglomeráticos localizados al pie del SNFO se asocian a la actividad de la FO durante el Paleógeno.

Posterior a los lechos rojos se depositó la formación Mequitongo (50.2 ± 1.4 Ma), en esta unidad se reflejó un cambio de ambiente de depósito. La formación Mequitongo en su base tiene intercalaciones de capas arenosas con conglomeráticas, y hacia la cima de la unidad hay alternancia de capas arenosas con lodolitas. En esta secuencia se pueden apreciar huellas de desecación, así como horizontes de yeso, los cuales se hacen más potentes conforme se aproxima la cima del depósito. Los lechos rojos Tilapa y la formación Mequitongo reflejan el aporte de sedimentos producto de erosión en la Sierra Mazateca, indicando que la actividad tectónica se dio con un primer lapso de mayor intensidad en la deformación, habiendo el aporte de sedimentos gruesos correspondientes a los lechos rojos, los cuales gradualmente disminuyen, evidenciándose por un posterior aporte continuo de sedimentos finos, correspondientes a la formación Mequitongo.

Para finalizar el PS1 el fallamiento en el SNFO incrementó su actividad, esto se reflejó en la porción centro-sur de la región de estudio, principalmente en las zonas de relevo Tilapa y Calipan. El fin del PS1 se registró en el relevo Calipan, formándose el depocentro que contiene al conglomerado El Campanario, cuya edad estimada es del Eoceno medio-Oligoceno temprano, este depocentro corresponde con la actividad de D2.

Con estas evidencias litológicas se puede argumentar que después de la orogenia Laramide, la actividad del SNFO comenzó en el Eoceno temprano, la progresiva deformación en esta zona durante la fase D1, se puede constreñir con la edad de la formación Mequitongo (50.2 ± 1.4 Ma), y con la edad del conglomerado El Campanario (Eoceno medio-Oligoceno temprano) que marcó el fin de la primer fase de deformación cenozoica en el SNFO.

Durante el Oligoceno nuevamente hubo un *hiatus* (Tabla 1), esta ausencia de depósito representa la tercera fase de deformación en el VT (D3). El D3 marcó un cambio en el nivel de base regional, el cual fue producto de actividad en la FO. Durante esta fase hay un basculamiento importante tanto en las capas de los depósitos Tilapa, como de los depósitos Mequitongo y El Campanario.

Cuando la actividad de la FO disminuyó, el nivel de base volvió al VT e inició PS2 (Oligoceno tardío). Para PS2, se documentó una secuencia sedimentaria compuesta por la Formación Tehuacán (Oligoceno tardío-Mioceno medio). En PS2 la secuencia estratigráfica muestra un periodo de calma tectónica relativa, en el cual la sedimentación se dio en un ambiente lacustre estable caracterizado por el depósito de sedimentos finos y por zonas de evaporación que generaron capas de yeso. Durante, y posteriormente a PS2, el levantamiento de la Sierra Mazateca y el aporte continuo de sedimentos producto de la erosión forman microcuencas, en ellas siguió habiendo lagos y se generaron zonas con sedimentación clástica. Esto se documentó en los lacustres Altepeixi (Mioceno medio-Pleistoceno) y los depósitos lacustres del Neógeno-Cuaternario (Plioceno-Pleistoceno).

Una nueva fase de fallamiento se desarrolló en el VT, corresponde con D4, ésta solo se documentó hacia el sector septentrional del SNFO, con el desarrollo del relevo Tehuacán, el cual está representado por el depocentro del conglomerado San Isidro (Mioceno medio-tardío), y con el basculamiento de los lacustres Villa Alegría (Plioceno-Pleistoceno). Estos dos eventos son evidencia de la deformación progresiva que migró hacia el NW. Por lo tanto se puede documentar que D4 tiene una edad Mioceno medio-tardío al Pleistoceno.

Finalmente las evidencias del PS3 son los depósitos de abanico distribuidos a ambos bordes del valle, estos son los conglomerados Teotitlán y los rellenos aluviales. En un depósito de abanico aluvial se colectó carbón retrabajado en arenas y gravas finas (Figura 43), el cual se fechó por ^{14}C obteniéndose una edad de 2550 ± 140 años A. P. La disposición horizontal y la ausencia de fallas en estos depósitos nos hace pensar que el SNFO no ha tenido actividad significativa en los últimos 2500 años.

Capítulo VI. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

VI.1 Discusión

El sur de México ha evolucionado a través de una larga y complicada historia geológica, esta se remonta al Proterozoico, pero durante el Cenozoico se modeló la morfología actual. Se han postulado diferentes eventos tectónicos que tuvieron influencia en la configuración cenozoica del sur de México, como la orogenia Laramide y el movimiento del bloque de Chortis (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1996; Cerca, 2004; Cerca *et al.*, 2004). También para esta zona del país se han documentado diferentes regímenes de deformación a través de la evolución geológica cenozoica (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002b; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Pero los mecanismos que han controlado la deformación cenozoica en el sur de México aún no son entendidos (Morán-Zenteno *et al.*, 2006). Lo que es evidente para la tectónica de esta parte de México, es la influencia a lo largo de su evolución cenozoica, que ha tenido en ella la interacción de diversas placas tectónicas, tales como la Farallón, Pacífico, Rivera, Cocos, Norteamérica, Caribe y el paleoelemento bloque de Chortis.

La deformación compresiva que ocurrió al sur del país, que es atribuida a la orogenia Laramide, ha sido documentada que comenzó en la plataforma Guerrero-Morelos aproximadamente hace 88 Ma (Cerca *et al.*, 2004), y migró hacia el oriente de México finalizando en la cuenca de Veracruz en el Eoceno medio (Mossman y Viniegra, 1976). Se ha atribuido el fin de la deformación laramídica a una reorganización de las placas tectónicas, donde se señaló que la placa Farallón redujo su velocidad de movimiento y que la placa de Norteamérica cambió su dirección (Coney, 1978), esto ha sido postulado a nivel regional, pero también a sido atribuido al comportamiento observado en el sur de México (Coney, 1983). El cambio a nivel placas tectónicas modificó la deformación intraplaca, reflejando en la porción de la placa Norteamérica que corresponde al territorio del sur de México, un cambio en el régimen tectónico pasando de acortamiento a alargamiento. Nieto-Samaniego *et al.* (2006) hicieron una distinción entre los diferentes regímenes de deformación que se han documentado para el sur de México, identificaron el evento de acortamiento correspondiente a la orogenia Laramide, un segundo grupo de estructuras que se forman bajo una transcurrencia que no es del todo clara si es transpresiva o transtensiva, y un último grupo que corresponde a un régimen de extensión.

En la región de estudio del presente trabajo, se pudo reconocer los diferentes regímenes identificados para el sur de México. En el valle de Tehuacán la orogenia Laramide se reflejó en cabalgaduras y plegamiento abundante que afectaron principalmente a la cubierta mesozoica (Eguiza-Castro, 2001). En algunas zonas se le puede ver al Complejo Oaxaqueño implicado en dicha orogenia, hay cabalgaduras de las rocas precámbricas sobre la secuencia del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Formación Chivillas). Estructuras heredadas de la orogenia Laramide tienen un papel importante en el control de la deformación posterior a dicho evento. Otra cosa que salta a la vista referente al fallamiento laramídico, es la migración de la deformación compresiva, la cual se ajusta a lo documentado en la presente tesis.

Como ya se dijo las rocas más antiguas deformadas por compresión se han documentado en la plataforma Guerrero-Morelos evidenciando un inicio en el Coniaciano-Turoniano, y las rocas más jóvenes afectadas se encuentran en la cuenca de Veracruz, marcando el final para el Luteciano. En el VT se reconoció una discordancia para el final del Cretácico Superior, la cual se extiende al Paleógeno específicamente a la base del Eoceno, esta es considerada como el rango de edad en que la orogenia Laramide actuó en dicha zona. La edad mínima para la deformación contráctil en el valle, está dada por depósitos de la parte baja del Eoceno (lechos rojos Tilapa; Eoceno temprano-medio). Por lo tanto la orogenia Laramide en el VT actuó del Cretácico Tardío al Paleoceno-Eoceno temprano, y aproximadamente 100 km al oriente la deformación ocurrió en el Eoceno medio.

Los lechos rojos Tilapa son los depósitos continentales cenozoicos más antiguos asociados al VT, estos sedimentos registran la edad mínima para la formación del valle. Por lo tanto, aunque no es posible establecer una edad precisa para el cambio de régimen de deformación, se puede afirmar que aconteció previo al Eoceno temprano.

Se ha estimado para el Eoceno-Oligoceno, que el sur de México tuvo un acortamiento regional con dirección NE-SW en un régimen transcurrente (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Lo cual puede ser acorde con lo documentado en el VT; cinemáticamente en las fallas más meridionales del sector norte de la falla Oaxaca, se puede interpretar una dirección de alargamiento general al NW. Para el valle de Tehuacán el registro de la extensión comienza en la base del Eoceno, y las primeras manifestaciones de depósitos eocénicos forman cordones elongados orientados al NNW-NW, y el arreglo de las estructuras asociadas a estos depósitos es con rumbo NNW. De manera muy general considerando que el fallamiento en el sistema falla de Oaxaca, pudiera haber comenzado aproximadamente en la región comprendida entre Cuicatlán y Santiago Domingullo, y que a partir

de esta zona creciera propagándose tanto hacia el norte como al sur, se puede interpretar que en la porción septentrional tuvo una migración a lo que después se convertiría en el SNFO, el cual se desarrolló bajo una cinemática normal con componente de movimiento lateral derecho, esto apoyaría que en la porción central del sistema y en la parte incipiente del SNFO la dirección máxima de extensión sería coherente a un alargamiento NW. Cabe añadir que para esta porción de la FO, Centeno-García (1988) señaló en lo que ella documentó como sector Jayacatlán, que hay una componente lateral derecha, lo que es acorde con la cinemática de alargamiento al NW; el problema sería la edad en que actuó de dicha forma en esta porción de la falla. Centeno-García (1988) indicó que el sector Jayacatlán, así como otro sector que denominó Dominguillo-Teotitlán, tienen relación de corte con los depósitos correspondientes al conglomerado Cuicatlán, para los cuales esta autora estimó una edad neógena, de tal forma que ambos sectores tendrían una edad máxima del Neógeno.

En la cartografía elaborada dentro del valle de Tehuacán, se pudo documentar que depósitos correspondientes a los lechos rojos Tilapa tienen una edad eocénica, por sus características litológicas y relación con la falla de Oaxaca se los considera correlacionables con el conglomerado Cuicatlán, lo cual indicaría para ambas unidades una edad eocénica. Dicha edad y su relación con las fallas que generaron esos sedimentos, serían compatibles con la cinemática regional propuesta para el sur de México durante el Eoceno.

La progresión de la deformación en lo que denominamos como sector norte de la falla de Oaxaca, tiene una rotación en la dirección general de extensión máxima. Esta rotación se interpreta de manera subjetiva porque al desconocer las magnitudes de las diferentes componentes principales de la deformación, no se puede establecer de manera inequívoca la dirección de extensión máxima. Dicha rotación se nota en un cambio de rumbo conforme la estructura se extiende hacia el norte. De una dirección de alargamiento general aproximadamente al NW, se modifica ligeramente al ENE hacia la parte del relevo Tilapa y el segmento B del sistema, y a partir de la zona de la rampa Calipan se torna NE la dirección general de extensión máxima, esta rotación se da a través de diferentes épocas en el Cenozoico. De tal forma que el sistema tiene una cizalla general lateral derecha, pero la componente mayor siempre es la extensión. La progresión de la deformación y las unidades litoestratigráficas documentadas en el sector norte de la falla de Oaxaca, corroboran la migración del sistema a partir de su porción meridional en dirección NW.

Para el Oligoceno-Mioceno en el sur de México, se postuló una deformación regional con una dirección de extensión NE (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006), lo cual es consistente con la migración

documentada en el valle de Tehuacán, como ya se dijo conforme la estructura avanza va rotando su rumbo de NNW a NW manifestando este cambio de dirección en la extensión general de la falla, pero como ya se ha comentado, se desconoce las magnitudes de deformación en las componentes del sistema, por lo tanto no se puede calcular una dirección precisa de extensión máxima, pero de manera general la estructura muestra dicha tendencia.

La deformación frágil en el sistema falla de Oaxaca se desarrolló durante el Cenozoico, pero se desconoce los mecanismos de crecimiento y propagación del fallamiento en el total del sistema. Centeno-García (1988) mencionó la posibilidad de que la FO se desarrollara por medio de rampas de falla, pero no se había documentado que fuera de esa forma como se propagó la estructura. Para el SNFO se pudo demostrar su crecimiento a través de relevos de falla, y con la dirección de migración observada en este sector se puede suponer que a lo largo de la estructura regional hay un comportamiento similar en la propagación del fallamiento hacia su borde sur.

La FO se ha dividido en tres sectores: el sector sur que se extiende de Miahuatlán a la Ciudad de Oaxaca, el sector centro que va de dicha ciudad a la parte sur del poblado de Teotitlán, en las inmediaciones de Tecomavaca, y el sector estudiado en el presente trabajo, que va del sur de Teotitlán a la porción norte de Tehuacán. Esta división es muy general, se necesita trabajo a detalle para poder identificar la factibilidad de la división propuesta.

Identificando los sectores antes mencionados, salta a la vista que hacia la parte central del sistema, la deformación tiene una expresión más fuerte, formada por escarpes más jóvenes y pronunciados, en esta zona es donde se ha documentado el mayor desplazamiento vertical, Nieto-Samaniego *et al.* (1995) señalaron que alcanza los 1800 m. Por otro lado Centeno-García (1988) mencionó que la expresión del escarpe es muy fresca e indicó un desplazamiento vertical de 1700 m para esta región, añadiendo que hacia los extremos del sistema falla de Oaxaca el desplazamiento va disminuyendo hasta tornarse nulo, con esto se refiere a que en la porción de la estructura cercana tanto al sur de la Ciudad de Oaxaca como a la zona de Tehuacán, la falla no tiene actividad tectónica importante.

Con la configuración mostrada de manera general se puede suponer que la estructura creció de un centro común, que sería la región comprendida entre San Juan del Estado y Tecomavaca que es donde presenta mayor deformación, hacia sus extremos con menor deformación los cuales serían al sur posterior a la Ciudad de Oaxaca y al norte en Tehuacán. Hacia la Ciudad de Oaxaca la deformación producto de la FO estaría un tanto enmascarada por la interacción con la falla de

Donají (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995), y hacia la porción más meridional del sistema, que sería el sector entre la Ciudad de Oaxaca y Miahuatlán, se desconoce como actuó la deformación.

En la porción cercana a Tehuacán se observó que la deformación más joven quedaría comprendida entre el Mioceno medio-tardío al Pleistoceno, y en la porción aledaña a la Ciudad de Oaxaca, se estimó la deformación más joven está marcada por la relación de la fosa de Oaxaca con la Formación Suchilquitongo (Mioceno medio; Wilson y Clabaugh, 1970), a esta deformación Nieto-Samaniego *et al.* (1995) le estimó un periodo activo entre el Mioceno y el Pleistoceno. Aunado a estos datos y con la posibilidad de que la edad para el conglomerado Cuicatlán sea más antigua, a reserva de confirmar periodos activos de la falla y su mecanismo de propagación, se puede interpretar que la migración de la estructura se da a partir de un centro común, que tendría mayor deformación, hacia sus extremos con fallamiento más joven y de menor magnitud.

En el sector norte la progresión de la deformación es acorde con este modelo de evolución, pero con las limitantes en el conocimiento del mecanismo de propagación hacia la parte sur del sistema y de las edades y magnitudes del fallamiento, sólo se postula dicho modelo de evolución como tentativo para configurar el crecimiento, cinemática y magnitud de deformación en el sistema falla de Oaxaca.

Una caracterización mas detallada del tipo de propagación y edad del fallamiento a lo largo del sistema falla de Oaxaca puede ayudar a entender de mejor manera la deformación ocurrida en el sur de México, y de la misma forma, apoyar alguno de los modelos propuestos para la tectónica que ha actuado en esta porción del país.

IV.2 Conclusiones

1. El sector norte de la falla de Oaxaca es respuesta a un evento cenozoico, el cual ocurre bajo un régimen extensional con una componente lateral menor. Este evento comenzó al fin de la orogenia Laramide y originó el valle de Tehuacán.
2. En el sector norte de la falla Oaxaca, se reconoce que la propagación del fallamiento se dio por enlaces de falla identificándose dos rampas (Tilapa y Calipan) y un relevo (Tehuacán). La configuración del fallamiento forma un arreglo *en échelon* izquierdo que indica el desarrollo local de la estructura bajo un régimen trastensivo, con una cizalla lateral derecha.
3. Para el evento cenozoico de deformación extensional en el valle de Tehuacán, durante la propagación del fallamiento que conforma el sector norte de la falla de Oaxaca, se reconocen cuatro fases de actividad (D1, D2, D3 y D4):
 - D1: Es posterior a la discordancia entre el Cretácico Superior y el Eoceno temprano, dicha discordancia corresponde con la deformación de la orogenia Laramide. D1 está indicada por el comienzo de los depósitos cenozoicos. Los depósitos del Cretácico Superior indiferenciado marcan la edad máxima del evento contráctil y los lechos rojos Tilapa (Eoceno temprano-medio), indican su edad mínima. La deformación cenozoica inició al fin de la orogenia Laramide y fue extensional. El evento de extensión se estima principia entre el Paleoceno tardío y el Eoceno temprano. Los lechos rojos Tilapa indican el inicio de la sedimentación cenozoica, por lo tanto marcan la edad mínima de la formación del valle de Tehuacán.
 - D2: Ocurrió durante la propagación del fallamiento cuando se formó la rampa Calipan, dicha fase está evidenciada por el depocentro donde se acumuló el conglomerado El Campanario durante el Eoceno medio-Oligoceno temprano, que es producto del enlace entre los segmentos de falla B y C.
 - D3: Está indicado por un cambio en el nivel de base regional. En el valle de Tehuacán existe un *hiatus* que formó una discordancia a causa de actividad de la falla de Oaxaca, este abarca del Oligoceno temprano al tardío.
 - D4: También fue producto de la interacción de segmentos de falla, ocurrió en el relevo Tehuacán. Esta fase está indicada por el depocentro en que se acumuló el

conglomerado San Isidro (Mioceno medio-tardío). Durante la propagación del fallamiento se formó este depocentro por el traslape entre los segmentos C y D.

4. Se reconocieron tres pulsos sedimentarios cenozoicos, estos son asociados al desarrollo del sector norte de la falla de Oaxaca, dichos pulsos están enmarcados por la formación del valle de Tehuacán y el levantamiento progresivo de la Sierra Mazateca:
 - PS1: Abarca del Eoceno temprano al medio. Se documenta por los depósitos lechos rojos Tilapa (Eoceno temprano-medio) y por la formación Mequitongo (Eoceno temprano-medio; 50.2 ± 1.4 Ma, aproximadamente parte media del depósito).
 - PS2: Inicia en el Oligoceno tardío y se prolonga a lo largo de todo el Mioceno alcanzando el Plioceno-Pleistoceno. Su comienzo está indicado por el depósito de la Formación Tehuacán (27.1 ± 0.7 Ma, base; 16.4 ± 0.5 Ma, cima) y su fin con los depósitos lacustres del Neógeno (Plioceno-Pleistoceno).
 - PS3: Este pulso sedimentario corresponde a abanicos aluviales y rellenos aluviales, que se depositan del Pleistoceno al Reciente. Actualmente está activo este pulso, sus depósitos son horizontales y no se encontró evidencias de que estén afallados.
5. En el valle de Tehuacán típicamente se había considerado que la cubierta cenozoica correspondía solo a la Formación Tehuacán. En este trabajo se documentó que existen condiciones de sedimentación semejantes a lo largo del Cenozoico, teniendo sedimentos lacustres con presencia de yesos para diferentes épocas. Se identificó lo que se describe como formación Mequitongo, que es una secuencia sedimentaria alternada de arenisca, lodolita y yeso, la cual es muy parecida a la Formación Tehuacán. Pero para estas dos unidades se pudo obtener un control estratigráfico por medio de un fechamiento isotópico por formación. Una toba intercalada en la formación Mequitongo arrojó una edad de 50.2 ± 1.4 Ma (biotita, K-Ar), y de igual manera, una toba intercalada en las capas de la Formación Tehuacán, fue fechada en 16.4 ± 0.5 Ma (biotita, K-Ar). Aunado a estas edades se identificó diferentes intensidades de deformación para ambas formaciones, siendo mayor en la formación Mequitongo que en la Tehuacán.
6. En la región cartografiada no se documentaron estructuras volcánicas que pudieran ser la posible fuente de las lavas y de los depósitos piroclásticos encontrados. Los eventos

efusivos se cree son emplazamientos fisurales relacionados con estructuras secundarias correspondientes al sistema falla de Oaxaca.

7. Las rocas cenozoicas más antiguas que se encuentran afalladas, son los lechos rojos Tilapa (Eoceno temprano-medio), esto se observó en la porción meridional de la zona de estudio sobre el borde poniente de la Sierra Mazateca. Dentro del valle de Tehuacán, para los lechos rojos no se documentó el régimen de acortamiento, solo son afallados por la deformación extensional, por lo tanto marcan la edad mínima del fin de la orogenia Laramide y son interpretados como el primer registro de la sedimentación producto del levantamiento de la Sierra Mazateca. Las rocas más jóvenes afalladas son los lacustres Villa Alegría (Plioceno-Pleistoceno), estos marcan la edad máxima de la actividad del fallamiento en el valle. La edad mínima de la deformación extensional está dada por el registro en los abanicos aluviales, los cuales son horizontales y no se documentó fallas cortándolos. Para los abanicos aluviales se obtuvo un fechamiento que nos aproxima a la edad máxima de depósito, la cual fue de 2550 ± 140 años A. P. La disposición horizontal y la ausencia de fallas en estos depósitos nos hace pensar que el SNFO no ha tenido actividad significativa en los últimos 2500 años.
8. Con la configuración escalonada, la caracterización de los pulsos sedimentarios y las fases de deformación identificadas en el sector norte de la falla Oaxaca, se documentó que esta zona del sistema, creció a través de relevos de falla con una migración y propagación del fallamiento del sur al noroeste.

BIBLIOGRAFÍA

- Acocella, V., Gudmundsson, A., Funicello, R., 2000, Interaction and linkage of extensional fractures and normal faults: Example from the rift zone of Iceland: *Journal of Structural Geology*, vol. 22, p. 1233-1246.
- Acocella, V., Morvillo, P., Funicello, R., 2005, What controls relay ramp and transfer faults within rift zones? Insights from analogue models: *Journal of Structural Geology*, vol 27, p. 397-408.
- Aguilera, J. G., 1896, Bosquejo geológico de México: Instituto de Geología, México, Boletín, no. 4-6, 267 p.
- Aguilera, J. G., 1906, Excursión de Tehuacán a Zapotitlán y San Juan Raya, México. X° Congreso Geológico Internacional. Libreto Guía 7; p. 1-27, 1 mapa, 1 tabla.
- Aguilera, J. G., Ordóñez, E., 1893, Datos para la geología de México: Imprenta y fotocolografía del Cosmo, Tacubaya, D. F., 87 p.
- Alaniz-Álvarez, S. A., 1996, Edad, cinemática e implicaciones tectónicas de los eventos de deformación de la Zona de Cizalla de Oaxaca, México: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Tesis de Doctorado, varios artículos.
- 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*, v. 14, p. 26-37.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Orozco-Esquivel, M. T., Vasallo, L. F., y Xu, S. S., 2002a, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LV, no. 1, p. 12-29.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Ortega-Gutiérrez, F., 1994, Structural evolution of the Sierra de Juárez Mylonitic Complex, state of Oaxaca, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 11, p. 147-156.
- Alaniz-Álvarez, S. A., van der Hieden, P., Nieto-Samaniego, A. F., Ortega-Gutiérrez F., 1996, Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern México related to the opening of the Gulf of Mexico: *Geology*, v. 24, no. 5, p. 443-446.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L., 2002, Rhyolitic volcanism in extensión zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco Region, Southern Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 118, p. 1-14.
- Alencaster, G., 1963, Pelecípodos del Jurásico Medio del noroeste de Oaxaca y noreste de Guerrero: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, no. 15, 52 p.

- Alencaster, G., González-Alvarado, J., Salomón-Rangel, R., 1984, Biostratigrafía y paleontología de Coixtlahuaca-Tomellin, Oaxaca: III Congreso Latinoamericano de Paleontología, Memorias, p. 315-340
- Alzaga, H., Pano, A., 1989, Origen de la Formación Chivillas y presencia del Jurásico Tardío en la región de Tehuacán, Puebla, México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, v. XXI, no. 1, p. 5-15.
- Alzaga, H., Santamaría, D., 1987, Estudio estratigráfico-sedimentológico de rocas del Cretácico en el prospecto Azumbilla, Puebla: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Proyecto C-3026, 180 p.
- Alzaga, H., Santamaría, D., 1988, La Formación Tecamalucan, Estado de Veracruz, México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, v. XX, no. 4, p. 5-12.
- Ángeles-Moreno, E., Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriando, A., 2004, Terreno Cuicateco, Sur de México: Evolución tectónica de una cuenca pull-apart para 145 y 132 Ma.: Juriquilla, Querétaro, Geos, IVRNCT, 24, p. 66-67.
- Applegate, S. P., Espinosa-Arrubarrena, L., 1982, Lithographic limestone-like deposits in Tepexi de Rodríguez, Puebla, México; Universidad Nacional Autónoma de México y Society of Vertebrate Paleontology, Field Guide, 42 Reunión Anual, 39 p.
- Applegate, S. P., Espinosa-Arrubarrena, L., López-Neri, P., 1984, Las calizas litográficas de la Cantera Tlayúa en Tepexi de Rodríguez, Puebla: Sociedad Geológica Mexicana, Libro Guía de la Excursión de la VII Convención Geológica Nacional, 83 p.
- Arámbaro-Pérez, M. V., Ávila-Gloria, R., Guillén-Cota, G., Mancilla-Bonilla, J. J., 1987, Cartografía geológica y estratigrafía del área Molcaxac-Santiago Miahuatlán, Estado de Puebla: Instituto Politécnico Nacional, Tesis de Licenciatura, 95 p. (Inédita).
- Aranda-Gómez, J. J., 1989, Geología preliminar del Graben de Aguascalientes: Revista, Universidad Nacional Autónoma de México, v. 8, no. 1, p. 22-32.
- Avellaneda-Cordova, R., Guerrero-Suastegui, M., Hernández-Martínez, J. R., Mariscurrena-Guadarrama A. E., 1987, Estudio geológico del área Tehuacán-Ixcaquixtla, Estado de Puebla, México; Instituto Politécnico Nacional, Tesis de Licenciatura, 67 p. (Inédita).
- Barboza-Gudiño, J. R., Schwab, K. 1996, Contribución a la geología de la Sierra de Juárez en el Sur de México: Stuttgart, Zbl. Geol. Paläont. Teil I, p. 991-1005.
- Barrera, T., 1931, El Temblor del 14 de Enero de 1931: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Memorias, 40 p.
- Barrera, T., 1946, Guía geológica de Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Memorias, 101 p.
- Barrientos-Reyna, F. A., 1985, Estudio geológico regional de una porción de la Sierra Mazateca. valle de Tehuacán y Sierra de Atzingo: México, D. F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, Tesis de Licenciatura, 86 p. (Inédita).

- Bellahsen, N., Daniel, J. M., 2005, Fault reactivation control on normal fault growth: An experimental study: *Journal of Structural Geology*, vol. 27, p. 769-780.
- Brunet, J., 1967, Geologic Studies: in Byers, D. (ed.), 1967, The prehistory of the Tehuacán valley volume one, Environmental and Subsistence, University of Texas press, chapter 5, p. 66-90.
- Buitrón, B. E., 1970, Equinoides del Cretácico Inferior en la región de San Juan Raya-Zapotitlán, Estado de Puebla; Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, p. 1-47
- Cabral-Perdomo, M. A., 1995, Los icnofósiles de vertebrados terrestres del Terciario tardío del área de Tepexi de Rodríguez, Estado de Puebla: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de Licenciatura, 107 p. (Inédita).
- Calderón-García, A., 1956, Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya, Puebla: México, D. F., Congreso Geológico Internacional, no. 20, Excursión A-11, p. 9-33.
- Campa-Uranga, M. F., Coney, P. J., 1983, Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distribution of Mexico: *Canadian Journal Earth Sci.*, vol. 20, p. 1040-105.
- Carfatan, J. Ch., 1981, Evolución estructural del suroeste de México; paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, no. 2, p. 207-216.
- Carrasco, B., 1978, Estratigrafía de unas lavas almohadilladas y rocas sedimentarias del Cretácico Inferior en Tehuacán, Pue.: Nota técnica, Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, v. X, no. 3, p. 78-82.
- Carrillo M., Martínez, E., 1983, Evidencias de facies continentales en la Formación Matzitzi, Estado de Puebla: Revista del Instituto de Geología, v. 5, p. 117-118.
- Centeno-García, E., 1988, Evolución estructural de la falla de Oaxaca durante el Cenozoico: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de Maestría, 156 p. (Inédita).
- Centeno-García, E., Keppie, D. J. 1999. Latest Paleozoic-Early Mesozoic structures in the central Oaxaca Terrane of southern Mexico: Deformation near a triple juncton. *Tectonophysics*, no. 301, p. 231-242.
- Cerca, M., 2004, Deformación y magmatismo Cretácico Tardío-Terciario temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos: Juriquilla, Querétaro, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Doctorado, 175 p., 1 mapa. (Inédita)
- Cerca, M., Ferrari, L., Bonini, M., Corti, G., Manetti, P., 2004, The role of crustal heterogeneity in controlling vertical coupling during Laramide shortening and the development of the Caribbean-North America transform boundary in southern Mexico: Insights from analogue models, in Grocott, J., Taylor, G., Tikoff, B. (Eds), "Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere": Geological Society, London, Special Publication, v. 227, 117-140.

- Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO), 2003, México: Imagen desde el espacio. Conabio, México. Mosaico 2002 de imágenes Modis sin nubes del satélite Terra, bandas 1, 4, 3 (RGB), resolución espacial 250 metros, sobre un modelo digital de terreno.
- Coney, P. J. 1978, Mesozoic-Cenozoic cordilleran plate tectonics: Geological Society of America Memories, 152, p. 33-50.
- Coney, P. J., 1983, Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, vol. XV, no. 1, p. 6-15.
- Consejo de Recursos Minerales, 1995, Monografía Geológico-Minera del Estado de Puebla: Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, Coordinación General de Minería. Publicación M-16e. 139 p.
- Consejo de Recursos Minerales, 1996, Monografía Geológico-Minera del Estado de Oaxaca: Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, Coordinación General de Minería. Publicación M-17e. 280 p.
- Corona-Esquivel, R. J. J., 1983, Estratigrafía de la región de Olinala-Tecocoyunca, noreste del Estado de Guerrero: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, no. 2, p. 17-24.
- Crider, J. G., 2001, Oblique slip and the geometry of normal fault linkage: Mechanics and a case study from the Basin and Range in Oregon: Journal of Structural Geology, vol 23, p. 1997-2009.
- Crider, J. G., Peacock, D. C. P., 2004, Initiation of brittle faults in the upper crust: A review of field observations: Journal of Structural Geology, vol 26, p. 691-707.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R. S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I. R., González-Naranjo, G. A., La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multireactivada del noreste de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, tomo LVII, no. 1, p. 27-52.
- d' Alessio M. A., Martel, S. J., 2004, Fault terminations and barriers to fault growth: Journal of Structural Geology, vol. 26, p. 1885-1896.
- Dávalos-Álvarez, O. G., Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Santa María-Díaz, A., Loza-Aguirre, I., 2004, Actividad cenozoica del sector norte de la falla Oaxaca: Juriquilla, Querétaro, Geos, IVRNCT, 24, p. 67. (Resumen).
- Dávalos-Álvarez, O. G., Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Martínez-Hernández, E., Santa María-Díaz, A., 2005, Relación de la estratigrafía cenozoica del valle de Tehuacán y la falla Oaxaca: Geos, vol. 25, no. 1, p. 104. (Resumen)
- Davis, G. H., Reynolds, S. J., 1996, Structural geology of rocks and regions: John Wiley and Sons, inc., second edition, 776 p.

- Davison, I., 1994, Linked fault systems; extensional, strike-slip and contractional: en Hancock, P., L., 1994, Continental Deformation: University of Bristol, U. K., Pergamon Press. p. 121 a 142.
- Dugés, A., 1896, Felis fósil de San Juan de los Lagos: La Naturaleza, tomo II, serie II, p. 421-423.
- Eguiza-Castro, M. H., 2001, Geometría y cinemática del arco estructural Tecamachalco-Tehuacán-Calipam: México, D. F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, Tesis de Licenciatura, 84 p. (Inédita).
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2002, Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlan Complexes, Southern Mexico, and Regional Tectonic Implications: Tectonics, v. 21, no. 3, p. 1-17.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriando, A., 2005, La falla Caltepec: Raíces de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVII, no. 1, p. 83-109.
- Engelbreton, D. C., Cox, A., Gordon, R. G., 1985, Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin: Geological Society of American Special Paper, no. 206, 59 p.
- English, J. M. y Johnston, S. T., 2004, The Laramide Orogeny: What were the driving forces?: International Geology Review, vol. 46, p. 833-838.
- English, J. M., Johnston, S. T., Wang, K., 2003, Thermal modeling of the Laramide orogeny: testing the flat-slab subduction hypothesis: Earth and Planetary Science Letters, v. 214, p. 619-632.
- Erben, H. K., 1956a, Estratigrafía a lo largo de la carretera entre México, D. F., y Tlaxiaco, Oax., con Particular Referencia a Ciertas Áreas de los Estados de Puebla, Guerrero y Oaxaca: México, D. F., Congreso Geológico Internacional, v. 20, Excursión A-12, p. 11-36.
- Erben, H. K., 1956b, El Jurásico Medio y el Calloviano de México: 20º Congreso Geológico Internacional, México, Monografía, 104 p.
- Facultad de Ingeniería, Convenio PEMEX-FI, Universidad Nacional Autónoma de México, 1998, Estudio Plan de Arroyos, Puebla-Veracruz: Informe final. (Inédito).
- Fernández-Becerra, A. S., 1977, Bosquejo geológico de la Sierra de Tecamachalco en el Estado de Puebla: Instituto Politécnico Nacional, Tesis Licenciatura, 44 p.
- Ferrari, L., Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., 1998, Late Cretaceous basement uplift and large-scale gravitational tectonics in southern Mexico: A possible reason for anomalous Laramide trends south of the Mexican Volcanic Belt; Geos, v. 18, no. 4, p. 301.
- Ferrusquia-Villafranca, I., 1970, Geología del área de Tamazulapan-Teposcolula- Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca: In Segura, L. R., y Rodríguez-Torres, R., (Eds.), Libroto

- Guía de la Excursión México-Oaxaca, México, D. F., Sociedad Geológica Mexicana, p. 97-119.
- Flores de Dios, L. A., Buitrón, B. E., 1984, Una nueva localidad del Paleozoico Superior de la región de la Mixteca Oaxaqueña: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, no. 1-2, p. 35-37.
- Fries, C., Jr., Rincón-Orta, C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de geocronometría: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, no. 73, p. 57-133.
- Fries, C., Jr., Schmitter, E., Damon, P. E., Livingston, 1962, Rocas Precámbricas de edad grenvilliana de la parte central de Oaxaca en el sur de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, no. 64, p. 45-53.
- Fries, C. Jr., Schlaepfer, C. J., Rincón-Orta, C., 1966, Nuevos datos geocronológicos del Complejo Oaxaqueño: Sociedad Geológica Mexicana, Boletín, 29, p. 59-66.
- Goldhammer, R. K., and Johnson, C. A., 2001, Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico Rim, in: Bartolini, C, Buffler, R. T., and Cantú-Chiapa, A., eds., The western gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins and Petroleum System: American Association of Petroleum Geologist Memoir 75, p. 45-81.
- González-Alvarado, J., 1976, Resultados obtenidos en la exploración de la Plataforma de Córdoba y principales campos productores: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 37, p. 53-59.
- González-Ramos, A., Sánchez-Rojas, L. M., Mota-Mota, S., Araceo y Cabrilla, F. A., Onofre-Espinosa, L. Zárate-López, J., Soto-Araiza, R., 2000, Carta Geológico-Minera Oaxaca, E14-9: México, Consejo de Recursos Minerales, escala 1:250 000, 1 hoja.
- Gutpa, A., Scholz, C. H. 2000, A model of normal fault interaction based on observations and theory: Journal of Structural Geology, v. 22, p. 865-879.
- Hernández-Estévez, S., 1980, Excursión geológica al borde noroeste de la paleopenínsula de Oaxaca (Sureste del Estado de Puebla): Sociedad Geológica Mexicana, V Congreso Geológico Nacional, Guía, 11 p.
- Higgins, R. I., Harris, L. B., 1997, The effect of cover composition on extensional faulting above re-activated basement faults: Result from analogue modelling: Journal of Structural Geology, vol 19, p. 89-98.
- Howell D. G., Jones, D. L., Schermer, E. R., 1985, Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific Region. In Howell D. G. (Ed.) 1985. Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resource. Earth Science Series, Number 1, 581 p.
- Hus, R., Acocella, V., Funicello, R., De Batist, M., 2005, Sandbox models of relay ramp structure and evolution: Journal of Structural Geology, vol. 27, p. 459-473.

- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1984, Carta Geológica Oaxaca, E 14-9, escala 1:250 000, México, D. F.: Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1989, Carta Geológica Zaachila, E 14-12, escala 1:250 000, México, D. F.: Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1994, Carta Geológica Orizaba, E 14-6, escala 1:250 000, México, D. F.: Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1999, Carta Topográfica Tehuacán E 14B75, Escala 1:50 000, México, D. F.: Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2000, Carta Topográfica Santiago Miahuatlán E 14B65, Escala 1:50 000, México, D. F.: Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2000, Carta Topográfica Zinacatepec E 14B76, Escala 1:50 000, México, D. F.: Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2001, Carta Topográfica Teotitlán de Flores Magón E 14B86, Escala 1:50 000, México, D. F.: Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1 mapa.
- Keppie, J. D., Morán-Zenteno, J. D., 2005, Tectonic implications of alternative cenozoic reconstructions for southern Mexico and Chortis Block: *International Geology Review*, v. 47, no. 5, p. 473-491.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Cameron, K. L., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., López, R., 2003, Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxaca Complex, Southern México: Tectonic Implications: *Precambrian Research*, v. 120, p. 365-389.
- Lehmann, C., Osleger, D. A., Montañez, I. P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., Banner J., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, no. 7, p. 1010-1029.
- López-Ticha, D., 1985, Revisión de la estratigrafía y potencial petrolero de la Cuenca de Tlaxiaco: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 37, p. 49-92.
- Loza-Aguirre, I., 2005, Estudio estructural de la actividad cenozoica del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes de la región de Zacatecas-San José de Gracia: Cd. Madero, Tamaulipas, Instituto Tecnológico de Ciudad Madero, Ingeniería en Geociencias, Tesis Profesional, 96 p., 1 mapa. (Inédita).

- Malone, J. R., Nance, R. D., Keppie, J. D., Dosta, J., 2002, Deformational history of part of the Acatlán Complex: Late Ordovician-Early Silurian and Early Permian orogenesis in southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 511-524.
- Martínez-Amador, H., Zárate-Barradas, R., Loaeza-García, J. P., Sáenz-Pita, R., Cardoso-Vázquez, E. A., 2001, Carta Geológico-Minera Orizaba, E 14-6: México, Consejo de Recursos Minerales, Escala 1: 250 000, 1 Hoja.
- Martínez-Hernández, E., Ramírez-Arriaga, E., 1999, Palinoestratigrafía de la región de Tepexi de Rodríguez, Puebla, México-implicaciones cronoestratigráficas: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 16, n. 2. p. 187-207.
- Marrett, R., Allmendinger, R. W., 1991, Estimates of strain due to brittle faulting: Sampling of fault populations: *Journal of Structural Geology*, vol 13, no. 6., p. 735-738.
- Marrett, R., Peacock, D. C. P., 1999, Strain and stress: *Journal of Structural Geology*, vol 21, p. 1057-1063.
- Mena, R. E., 1960, El Jurásico marino en la región de Córdoba: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 12, no. 7-8.
- Meneses-Rocha, J. J., 1987, Marco tectónico y paleogeografía del Triásico Tardío-Jurásico en el sureste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica de Geólogos Petroleros*, v. 39, no. 2, p. 3-69.
- Meneses-Rocha, J. J., Rodríguez-Figueroa, D., Toriz-Gama, J., Banda-Hernández, J., Hernández de la Fuente, R., Valdivieso-Ramos, V., 1996, Excursión geológica al cinturón plegado y cabalgado de Zongolica: AMPG-PEMEX. (Inédito).
- Michalzik, D., Fischer, R., Hernández, D., Oezen D., 2001, Age and origin of the "Mexican Onyx" at San Antonio Texcala (Puebla, Mexico): *Geologische Beiträge Hannover*, 2, p. 79-89.
- Morán-Zenteno, D. J., Corona-Chávez, P., Tolson, G., 1996, Uplift and subduction erosion in southwestern México since the Oligocene: Plutón geobarometry constraints; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 141, p. 51-65.
- Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R. G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L. A., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G. N., 1999, Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, México, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 12, p. 513-535.
- Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Sole, J., Iriondo, A., 2004, A major resurgent caldera in southern México: The source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 136, p. 97-119.
- Morán-Zenteno, D. J., Cerca, M., Keppie, J. D., 2006, La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: Avances y problemas de interpretación: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, no. 3, p. 319-342.

- Morley, C. K., Haranya, C., Phoosongsee, W., Ponwapee, S., Kornawan, A., Wonganan, N., 2004, Activation of rift oblique and rift parallel pre-existing fabrics during extension and their effects on deformation style: Example from the rift of Thailand: *Journal of Structural Geology*, vol. 26, p. 1803-1829.
- Mossman, R., W., Viniegra, F., 1976, Complex fault structures in Veracruz province of Mexico: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 60, p. 379-388.
- Muir, J. M., 1936, Geology of Tampico region, México: *American Association of Petroleum Geologists*, 1-284, 280 p.
- Murray, J. W. A., 1981, A Guide to classification in geology: Ellis Horwood Series in Geology, Ellis Horwood Limited, England, 112 p.
- Navarro-Santillán, D., Sour-Tovar, F., Centeno-García, E. 2002. Lower Mississippian (Osagean) brachiopods from the Santiago Formation, Oaxaca, México: Stratigraphic and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 15, p. 327-336.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Camprubí, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, tomo LVII, no. 3, p. 285-317.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Ortega-Gutiérrez, F., 1995, Estructura interna de la falla de Oaxaca (México) e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 12, p. 1-8.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M. H., Mendoza-Rosales, C. C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, México, inferred from the geometry and age of major structures: *Geological Society of America Bulletin*, v. 118, no. 112, p. 1868-1882.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estado de Puebla y Oaxaca: *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista, Instituto de Geología*, v. 2, no. 2, p. 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern México and their tectonic significance: *Geofísica Internacional*, v. 20, no. 3, p. 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F., Anderson, T. H., Silver, L. T., 1977, Lithologies and geochronology of the Precambrian craton of southern Mexico: *Geological Society of America, Abstract with Programs*, v. 9, p. 1121-1122 (resumen).
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Sánchez-Rubio, G., de la Fuente, M., 1990, North American continent-ocean transect program, transect H-3-Acapulco trench to the Gulf of Mexico across southern Mexico: *Geological Society of America, Decade of North American Geology Program, Scale 1:50 000, 9 p. Map and Sections*.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Alaniz-Álvarez, S., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J. J., Nieto-Samaniego, A. F., Morán-Zenteno, D. J., 1991, Geological provinces of Mexico- A new proposal and bases for their definition: *Universidad Autónoma de México*,

- Instituto de Geología: Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigación en Ciencias de la Tierra; Sociedad Geológica de Mineralogía; y Secretaría de Educación Pública, Subsecretaría de Educación Superior e Investigación en Científica, Convención sobre la Evolución Geológica y Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Hidalgo, Memoria, p. 143-144.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana J., Aranda-Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana, Quinta Edición, Escala 1:2 000 000: Universida Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; y Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, consejo de Recursos Minerales. 1 Mapa con Texto Explicativo, 74 p.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L., Speed, R. C., 1994, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. In Speed, R. C. (Ed.), Phanerozoic evolution of north American continental-ocean transitions: Boulder Colorado, Geological Society of America, DNAG Continent-Ocean Transect Volume.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, c., López, R., 1999, Late Ordovician-Early Silurian continental collision orogeny in southern Mexico and its bearing on Dondwana-Laurentia connections: *Geology*, v. 27, p. 719-722.
- Ortuño-Arzate, S., Xavier, J. P., Delfaud, J., 1992, Análisis tectono-estructural de la Cuenca de Zongolica a partir de imágenes de satélite LANDSAT MSS: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. XXIV, no. 1, p. 11-45.
- Padilla y Sánchez, R. J., 1996, Elementos de geología estructural: ISBN 970-91721-0-7, México, D. F., 110 p.
- Pano, A. A., 1973, Estudio de detalle estratigráfico de las áreas Sierra de Chivillas, Sierra de Miahuatepec, Los Reyes, Mezontla, Puebla y San Sebastián Frontera, Oaxaca, del Prospecto Tehuacán: PEMEX, Reporte Interno, IGPR 107. (Inédito).
- Pantoja-Alor, J., Malpica-Cruz, V., Galguera-Rosas, G., 1989, Geología de los alrededores de la cantera Tlayúa, Tepexi de Rodríguez, Puebla: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Tercer Simposio de la Geología Regional de México, Memoria, P. 61-69.
- Peacock, D. C. P., Sanderson, D. J., 1991, Displacement, segment linkage and relay ramps in normal fault zones: *Journal of Structural Geology*, vol, 13, no. 6, p. 721-733.
- Peacock, D. C. P., Knipe, R. J., Sanderson, D. J., 2000, Glossary of normal faults: *Journal of Structural Geology*, vol. 22, p. 291-305.
- Pindell, J. L., Cande, S. C. W., Pitman, W. C., Rowley, D. B., Dewey, J. F., Lebreque, J., Haxby, W., 1988, A plate-kinematic framework for models of Caribbean Evolution: *Tectonophysics*, v. 155, p. 121-138.
- Raisz, E., 1959, Landforms of Mexico: Cambridge, Mass., mapa de escala 1:3 000 000.
- Ramsay, J. G., 1977, Plegamiento y fracturación de las rocas; H. Blume Ediciones, Madrid, España, 590 p.

- Ramsay, J. G., Huber, M. I., 1983, The techniques of modern structural geology: Academic Press Limited, Londres, Inglaterra, v. 1, 307 p.
- Rivera, E., De la Teja Segura, M. A., Miranda, A. H., Lemus, O. B., Motolinea, O. G., León, V. A., Moctezuma, M. D. S., 1998, Carta Geológico-Minera Cuernavaca, E 14-5: México, Consejo de Recursos Minerales, escala 1:250 000, 1 Hoja.
- Robinson, R., Pantoja-Alor, J., 1968, Tremadocian trilobites from Nochixtlan Region, Oaxaca, México: *Journal of Paleontology*, v. 42, p. 767-800.
- Ross, M., Scotese, C. R., 1988, A hierarchical tectonics model of the Gulf of Mexico and Caribbean Region: *Tectonophysics*, v. 155, p. 139-168.
- Salinas-Prieto, J. C., Monod, O., Faure, M., 2000, Ductil deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW México): *Journal of South American Earth Science*, vol. 13, p. 389-402.
- Sánchez-Rojas, L. E., Aranda-Osorio, J. N., Zárate-López, J., Castro-Rodríguez, M. G., 2000, Carta Geológico-Minera Zaachila, E 14-12: México, Consejo de Recursos Minerales, escala 1:250 000, 1 Hoja.
- Sánchez-Zavala, J. L., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., 2000, La orogenia mixteca del Devónico del Complejo Acatlán, sur de México: *IIRNCT, Geos*, v. 20, no. 3, p. 321-322 (Resumen).
- Schaaf, P., Morán-Zenteno D. J., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern México: Geochronological Evidence: *Tectonics*, v. 14, no. 5, p. 1339-1350.
- Schlaepfer, E. C., 1970, Geología terciaria del área de Yanhuitlán-Nochixtlán, Oaxaca: en Segura, L. R., y Rodríguez-Torres, R., (Ed.), *Libreto guía de la excursión México-Oaxaca*, México, D. F., Sociedad Geológica Mexicana, p. 85-96.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez F., Speed R. C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of American Special Paper*, vol. 278, 153 p.
- Serrano-Durán, L. M., 2005, Estudio de los enjambres de diques y el fallamiento Terciario en la región de Tuzantla-Tiquicheo-Nanchititla, estados de Michoacán, México y Guerrero, República Mexicana: Medellín, Colombia, Universidad EAFIT, tesis de licenciatura, 126 p. (inédita).
- Silva-Pineda, A., 1970, plantas del Pensilvánico de la región de Tehuacán, Puebla: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, v. 29, 109 p.
- Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., López, R., Hames, W. E., 2003, 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern México: roots of an orogen: *Tectonophysics*, v. 365, p. 257-282.

- Solari, L. A., Keppie, D. J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., López, R., 2004, ~ 990 Ma peak granulitic metamorphism and amalgamation of Oaxaquia, México: U-Pb zircon geochronological and common Pb isotopic data: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 21, no. 2, p. 212-225.
- Soliva, R., Benedicto, A., 2004, A linkage criterion for segmented normal faults: *Journal of Structural Geology*, vol. 26, p. 2251-2267.
- Sour-Tovar, F., Quiroz-Barroso, S. A., 1989, Braquiópodos Pensilvánicos (Strophomenida) de la Formación Ixcaltepec, Santiago Ixcaltepec, Oaxaca: *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, vol 2, no. 1, p. 5-17.
- Streckeisen A. L., 1979, Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks: *Geology*, vol. 7, p. 331-335.
- Tolson, G., 1998, Deformación, exhumación y neotectónica de la margen continental de Oaxaca: datos estructurales, petrológicos y geobarométricos: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis Doctoral, 98 p. (inérita).
- Tolson, G., 2005, La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, no. 1, p. 111-122.
- Toriz, G. J., 1984, Informe geológico de actualización geológica del prospecto Chapulco-Atzompa: IGPR 237, PEMEX, inédito.
- Trudgill, B., Cartwright, J., 1994, Relay-ramp forms and normal-fault linkages, Canyonlands National Park, Utah: *Geological Society of American Bulletin*, v. 106, p. 1143-1157.
- Twiss, R. J., Moores, E. M., 1992, *Structural Geology*: W. H. Freeman & Company, New York, 532 p.
- Velasco-Hernández, M., Lucero-Arellano, M. R., 1996, Una localidad nueva de la Formación Matzitzi en el Río Calapa, límite estatal de Oaxaca y Puebla, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, no. 1, p. 123-127.
- Walsh, J. J., Watterson, J., Bailey W. R., Childs, C., 1999, Fault relays, bends and branch-lines: *Journal of Structural Geology*, vol. 21, p. 1019-1026.
- Wentworth, C. K., 1922, A Scale of grade and class terms for clastic sediments: *Journal of Geology*, v. 30, p. 377-392.
- Wilson, J. A., y Clabaugh, S. E., 1970, A new Miocene formation and a description of volcanic rocks, northern valley of Oaxaca: In Segura, L. R., y Rodríguez-Torres, R., (Eds.), *Libreto Guía de la Excursión México-Oaxaca*, México, D. F., Sociedad Geológica Mexicana, p. 120-128.
- Yáñez, P., Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G. E., , 1991, Isotopic studies of the Acatlan Complex, southern México: Implications for Paleozoic North American Tectonics: *Geological Society of American Bulletin*, v. 103, no. 6, p. 817-828.