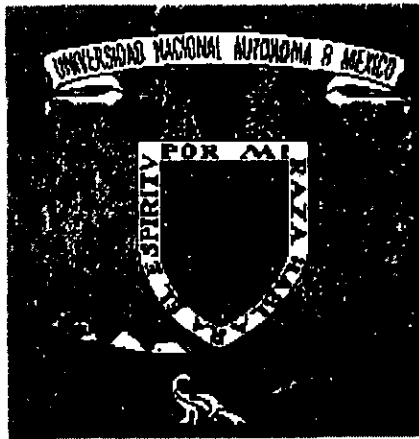


03077

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

2

24.



*Unidad de los Ciclos Profesionales y de
Posgrado
Colegio de Ciencias y Humanidades
Posgrado en Ciencias de la Tierra
Instituto de Geofísica*

**Evolución Estructural en las Inmediaciones del
Volcán Nevado de Toluca, Edo. de México.**

TESIS

Que para obtener el grado de
Maestro en Ciencias (Sismología y Física del Interior de la Tierra)

Presenta

Armando García Palomo

1998

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

265069



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento al Dr. José Luis Macías por haberme alentado y dado todo su apoyo incondicional, durante mi estancia en el Instituto de geofísica, en el posgrado y en la realización de este trabajo. Muy agradecido contigo José Luis por ser mi asesor y*amigo*

A los doctores Juan Manuel Espindola Castro, Gustavo Tolson J., Odranoel Quintero L., y Victor Hugo Garduño por haber aceptado ser sinodales en el presente trabajo. Gracias por sus críticas, siempre constructivas.

A mis amigos del posgrado, Lucía, Renato, José Luis y otros los cuales si los nombraría, sería una lista interminable, a todos por su amistad.

Al Dr. Oscar Campos, Norma Bravo y Araceli Chamán del posgrado en Ciencias de la Tierra por su apoyo sincero y constante.

Al Ingeniero Jorge Nieto de la Facultad de Ingeniería por haber revisado la tesis y por sus atinadas sugerencias.

Quiero expresar mi agradecimiento para el Lic. Arturo Mendéz, una persona incansable en pro de la investigación, sin su ayuda muchos de los datos vertidos en el presente trabajo no hubieran sido posibles.

A Michael Abrams del Jet Propulsion Laboratory de la NASA, a Lourdes Godínes y Josefina Hernández del Instituto de Geografía de la UNAM, por proporcionarme las imágenes de satélite de la región de estudio.

El apoyo financiero para el desarrollo del presente trabajo fue proporcionado por los Proyectos del CONACYT # 0179 PT y DGAPA # INI02297. Durante la realización de la maestría se contó con una beca de CONACYT.

Para Carmen Soledad mi compañera de toda la vida ,por todos estos años de sacrificio, aliento y apoyo.....Te amo.

Para mis grandes tesoros: Victor Hugo, Diego Armando y Daniela Estela, cada paso que doy adelante, es pensando en ustedes.....los quiero.

Para mis padres Petra Palomo y Andrés García, esperando que con la culminación de este trabajo siga llenándolos de satisfacciones.

A mis hermanos: Anastasio, Juan Manuel, Víctor, Ricardo y José Luis, así como a mis cuñadas y sobrinos

A mis amigos del Instituto Politécnico Nacional: Aurelio, Hector, José Luis y todos los que conformamos la generación 80-85, sigamos adelante compañeros.

A mis alumnos y amigos de la Universidad de Guerrero.

A todas aquellas personas que directa o indirectamente ayudaron en la realización de este trabajo.

The rocks don't suffer deformation, they enjoy it

Rob Knipe, 1982

Resumen.

Capitulo I

Introducción.....	1
I-1. Trabajos Previos.....	3
I-2. Objetivos.....	7
I-3. Localización del Area de Estudio.....	7
I-4. Metodología.....	9
I-5. Marco Geológico Regional.....	14

Capitulo II

Estratigrafía.....	18
II-1. Mesozoico.....	18
II-1. 1. Jurásico- Cretácico inferior.....	18
I II-1. 1. 1. Secuencia Volcanosedimentaria de Ixtapan-Teloloapan.....	18
I-2. Cretácico superior.....	26
II-1. 2. 1. Formación Morelos.....	26
II-2. Cenozoico.....	27
II- 2 1. Eoceno.....	27
II- 2. 1. 1. Formación Balsas.....	27
II- 2.1.2. Riolita Tilzapotla.....	31
II-2.2. Mioceno.....	34
II-2.2.1. Basalto San Nicolás.....	34
II-2.2.2. Formación Tepoztlán.....	38
II-2.2.3. Secuencia Mafica Basal.....	41
II-2.2.4. Secuencia Volcánica de San Antonio.....	46
II-2.3. Plioceno.....	47

II-2.3.1. Complejos Dómicos.....	47
II-2.4. Cuaternario.....	49
II-2.5. Pleistoceno.....	49
II-2.5.1. Secuencia Andesítica del Nevado de Toluca.....	49
II-2.6. Holoceno.....	50
II-2.6.1. Secuencia Dacítica del Nevado de Toluca..	50
II-2.6.2. Formación Chichinautzin.....	54
II-2.6.3. Aluvión.....	58

Capítulo III

Geología Estructural.	59
III-1 Conceptos fundamentales sobre procesos de fractura.....	59
III-1.1. Noción de Esfuerzo.....	59
III-1.2. Estado de esfuerzo uniaxial y biaxial.....	60
III-1.3. Estado de esfuerzo triaxial.....	61
III-1.4. Elipsoide y campo de esfuerzo.....	65
III-1.5. Diagramas de Mohr.....	67
III-1.6 Criterios de Fractura.....	67
III-1.7. Clases de Esfuerzo.....	72
III-1.7.1 Esfuerzo medio y desviatorio.....	74
III-1.8. Respuesta de las rocas al esfuerzo.....	75
III-1.9. Geometría de la deformación frágil.....	78
III-1.9.1. Cizalla Pura.....	79
III-1.9.2. Cizalla Simple.....	79
III-1.10. Método de Inversión.....	83
III-2. Marco Estructural.....	87

III-2 1 Sistema de Fallas Taxco-Querétraro.....	87
III-2.1. 1. Definición.....	87
III-2.1. 2. Orientación y Dimensiones.....	90
III-2.1. 3. Geometría Estructural.....	90
III-2.1. 4. Cinemática.....	95
III-2.1. 5. Edad.....	100
III-2.2. Sistema de Fallas San Antonio.....	101
III-2.2. 1. Definición.....	101
III-2.2. 2. Orientación y Dimensiones.....	101
III-2.2. 3. Geometría Estructural.....	101
III-2.2. 4. Cinemática.....	105
III-2.2. 5. Edad.....	105
III-2.3. Sistema de Fallas Tenango.....	106
III-2.3. 1. Definición.....	106
III-2.3. 2. Orientación y Dimensiones.....	108
III-2.3. 3. Geometría Estructural.....	108
III-2.3. 4. Cinemática.....	114
III-2.3. 5. Edad.....	115
III-3 Estado de Esfuerzos y Evolución Estructural.....	120

Capítulo IV

Tectónica.....	126
----------------	-----

Capítulo V

Conclusiones.....	129
Bibliografía.....	130
Apéndice.....	140

Relación de figuras.

Fig. 1. Localización regional del área de estudio	2
Fig. 2. Mapa detallado del área de estudio	8
Fig. 3. Formación de lentificación.....	10
Fig. 4. Lentificación.....	11
Fig. 5. Criterios para determinar el movimiento de falla.....	12
Fig. 6. Estrías de falla tipo P y T	13
Fig. 7. Localización del área de estudio y su contexto tectónico.....	15
Fig. 8. Mapa Geológico	20
Fig. 9. Columna Estratigráfica.....	21
Fig. 10. Clivaje de fractura en la SVSIT.....	24
Fig. 11. Acercamiento de la SVSIT.....	25
Fig. 12. Afloramiento del Formación Balsas.	29
Fig. 13. Afloramiento de la Riolita Tilzapotla.....	32
Fig. 14. Afloramiento del Basalto San Nicolás.....	35
Fig. 15. Acercamiento del Basalto San Nicolás	36
Fig. 16. Detalle de la Formación Tepoztlán.....	39
Fig. 17. Detalle de la Fm. Tepoztlán.....	40
Fig. 18. Afloramiento de la Secuencia Máfica Basal.....	44
Fig. 19. Afloramiento de la Secuencia Máfica Basal.....	45
Fig. 20. Depósitos de Avalancha de Escombros	52
Fig. 21. Depósitos de Flujos de Bloques y Cenizas	53
Fig. 22. Grafica de los campos de esfuerzo	64
Fig. 23. Esfuerzo Biaxial y Elipsoide de esfuerzos	66
Fig. 24. Círculo de Mohr	68
Fig. 25. Círculo de Mohr para varios estados de esfuerzo.....	69
Fig. 26. Círculo de Mohr y varios estados bidimensionales.....	73
Fig. 27. Gráfica Esfuerzo-Deformación.....	80
Fig. 28. Círculo de Mohr para la deformación frágil	81
Fig. 29. Círculo de Mohr para la deformación frágil-dúctil.....	82
Fig. 30. Sistema de fallas conjugadas	85
Fig. 31. Geometría de la deformación frágil	86
Fig. 32. Imagen de satélite de la región de estudio.....	88
Fig. 33. Mapa estructural	89
Fig. 34. Mapa, sección y estaciones estructurales del SFTQ.....	92
Fig. 35. Panorámica de la Fosa de Malinalco	96
Fig. 36. Panorámica del Fosa de Malinalco	97
Fig. 37. Análisis mesoestructural del SFTQ	98
Fig. 38. Estrías de falla sobre la Formación Tepoztlán.	99
Fig. 39. Mapa, sección y est. estructurales del SFSA	103
Fig. 40. Análisis mesoestructural del SFSA.....	107
Fig. 41. Panorámica de Duplex Extensional.....	110

Fig. 42. Detalle de Duplex Extensional	111
Fig. 43. Detalle de Duplex Extensional	112
Fig. 44. Mapa, sección y estaciones estructurales del SFT	113
Fig. 45. Análisis mesosestructural del SFT	116
Fig. 46. Estrías y lentes de deformación en SFT	116
Fig. 47. Vista en planta de lentes de deformación en SFT.....	118
Fig. 48. Histograma de la alineación de conos de escoria.....	119
Fig. 49. Estado de esfuerzos	121
Fig. 50. Diques intrusionando a la Riolita Tilzapotla	122

Lista de Tablas

Tabla II.1. Edades isotópicas de la Riolita Tilzapotla	33
Tabla II.2. Edades isotópicas del Nevado de Toluca	50
Tabla II.3. Edades isotópicas de rocas Nevado de Toluca	55
Tabla II.4. Edades isotópicas de la Formación Chichinautzin	57
Tabla III.1. Determinación de dirección de esfuerzos para el SFTQ	100
Tabla III.2. Determinación de dirección de esfuerzos para el SFSA.....	106
Tabla III.3. Determinación de dirección de esfuerzos para el SFT	115

Resumen.

Se presenta un modelo geológico y estructural de las inmediaciones del Volcán Nevado de Toluca, basado en el análisis de imágenes de satélite, fotografías aéreas y trabajo de campo. El análisis permitió definir la presencia del volcán en la intersección de tres sistemas de fallas de diferente edad, orientación y cinemática. Estos sistemas de fallas del más antiguo al más joven son: Sistema de Fallas Taxco-Querétaro, localizado al sur del volcán, presenta una orientación NNW-SSE. Sistema de Fallas San Antonio, ubicado entre los volcanes Nevado de Toluca y San Antonio, presenta un rumbo general NE-SW. Sistema de fallas Tenango, localizado al oriente del volcán, con una orientación E-W. La intersección de estos sistemas de fallas crea una serie de bloques que conforman un complejo arreglo morfoestructural en la región. Existen evidencias de la presencia de estos tres sistemas, al menos desde fines del Mioceno a principios del Plioceno.

Los estudios de cinemática corroboran la presencia de tres fases principales de deformación. Una fase distensiva del Mioceno que tiene el mismo estilo de deformación que la tectónica "Basin and Range" del NW de México, ocasionó la formación de pilares tectónicos y fosas tectónicas orientados NW-SE y NNW-SSE y la posible intrusión de diques con la misma orientación. A las estructuras de este estilo o fase se les denominó como: Pilares tectónicos de Chiltepec, Porfirio Díaz, y Zumpahuacan y fosas tectónicas de Coatepec, Villa Guerrero y Malinalco. Una fase compresiva ocurrió durante el Mioceno medio y produjo fallas con dirección NE-SW las cuales tienen dos componentes: el más antiguo corresponde a fallas de desplazamiento lateral izquierdo en las que σ_3 tuvo una orientación primero NW-SE para después sufrir un giro en sentido de las manecillas del reloj y orientarse claramente en dirección sensiblemente N-S. A finales del Plioceno se produjo una fase distensiva que inició con una componente derecha, para dar lugar a fallas con

dirección E-W las que son probablemente responsables del vulcanismo monogenético y sismicidad recientes. Las estructuras formadas y las fases de deformación presentes se asocian con la geodinámica del Margen del Pacífico desde el Terciario al Presente.

Capítulo I

Introducción.

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) es un arco volcánico continental de composición predominantemente calci-alcálina y tectónicamente activo. Este se extiende desde las costas del Pacífico hasta las inmediaciones del Golfo de México. El origen del CVTM está asociado al proceso de subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Placa de Norteamérica (Ponce et al., 1992) y la Placa Rivera debajo del oeste de México (Pardo y Suárez, 1993) (Fig. 1).

A nivel regional, el CVTM se ha dividido en tres grandes sectores: el sector occidental caracterizado por la presencia de un punto triple formado por las Fosas tectónicas de Tepic, Colima y Chapala. El sector central constituido principalmente por vulcanismo monogénico de la región de Michoacán-Guanajuato. Y por último, el sector oriental caracterizado por la presencia de grandes estratovolcanes, incluido entre ellos el Volcán Nevado de Toluca (Demant, 1981 ; Nixón, et al. 1987)

El Volcán Nevado de Toluca o Xinantécatl, que en Nahuatl significa hombre desnudo, es un estratovolcán compuesto, con un cráter complejo de forma elongada en la dirección E-W, con diámetro de 2 por 1.5 km. Dentro de éste existen dos lagos denominados del Sol y La Luna separados por un domo dacítico interno conocido como el Ombligo. El Volcán Nevado de Toluca representa la cuarta cumbre más alta del país con una elevación sobre el nivel del Mar de 4,565 con una diferencia de altitud muy marcada entre el norte y el sur, teniendo 2100 m

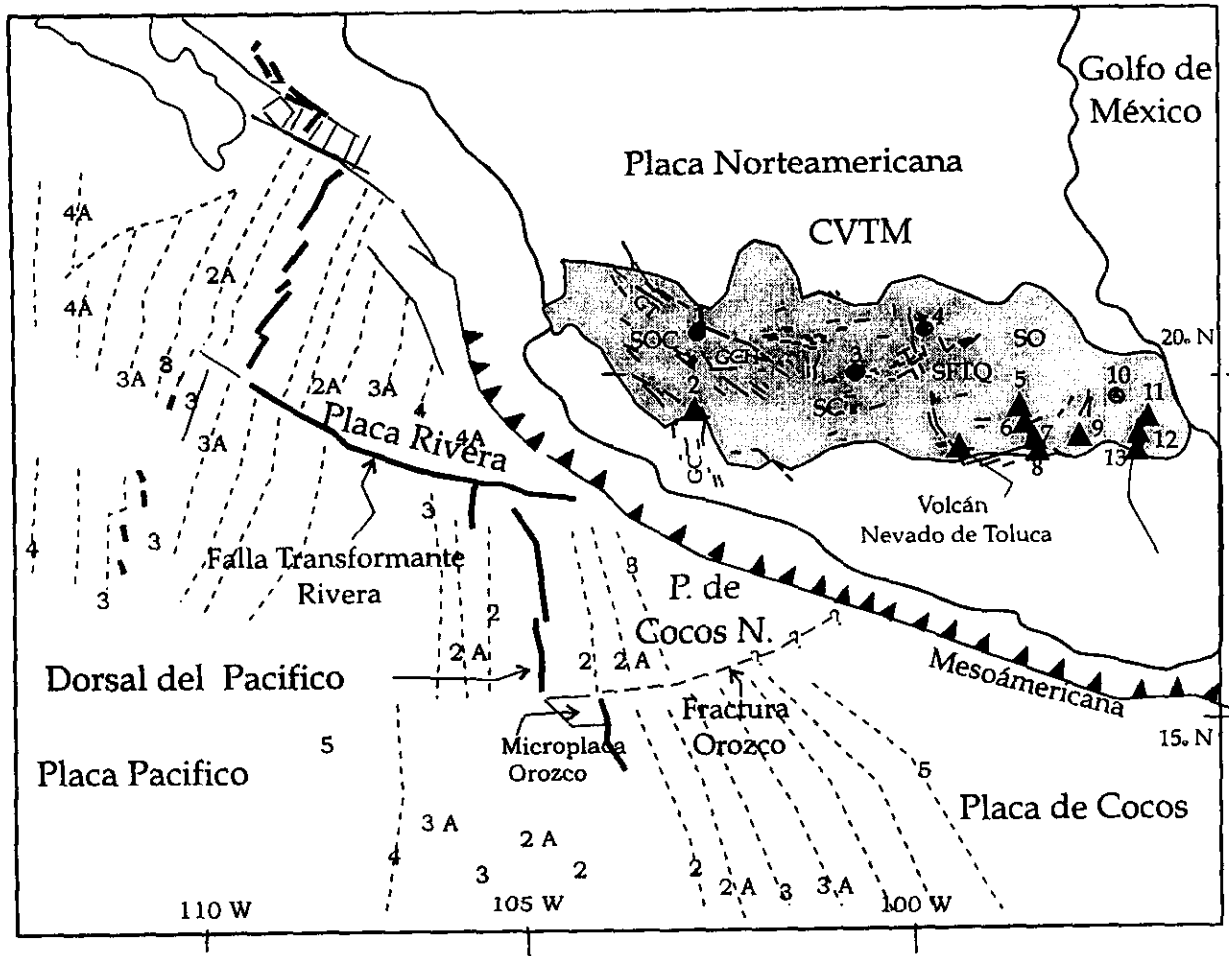


Figura 1. Localización del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, los tres sectores en que se divide y el Volcán Nevado de Toluca. Obsérvese los rasgos tectónicos mayores y las anomalías magnéticas del piso oceánico. SFTQ Sistema Taxco-Querétaro; GT Graben de Tepic; GCH Graben de Chapala. Los números son: 1. Caldera de la Primavera, 2. Volcán N. de Colima, 3. Caldera de los Azúfres, 4. Caldera de Huichapan, 5. V. Tlaloc, 6. V. Telapón, 7. V. Iztaccíuatl, 8. V. Popocatepetl, 9. V. La Malinche, 10. Caldera de los Humeros, 11. V. Cofre de Perote, 12. V. Selva Negra, 13. V. Pico de Orizaba (Modificado de Stock y Lee, 1994; Demant, 1978).

sobre la Cuenca de Toluca y 3100 m sobre la planicie de Ixtapan de la Sal respectivamente.

El Nevado de Toluca es un estratovolcán complejo localizado, según Mooser (1969), en la intersección de fallas con dirección E-W y N-S; aunque otros autores consideran que se encuentra sobre el sistema Taxco-Querétaro de dirección NNW-SSE (Demant, 1978; Suter, et. al. 1992). Por otro lado Flores (1978), basándose en un análisis de imagen de satélite, establece que el volcán yace en la intersección de fallas con dirección NW-SE y NE-SW. Sin embargo un estudio más detallado (García-Palomo et al., 1996), indica que el Volcán Nevado de Toluca se encuentra en la intersección de tres sistemas de fallas orientadas E-W, NNW-SSE y NE-SW.

La relación entre el vulcanismo y las estructuras regionales es una característica común de varias zonas de la CVTM , por lo que el estudio de la región del Nevado de Toluca resulta de gran interés para entender la conexión entre ambos fenómenos.

I-1. Trabajos Previos.

Existe un gran número de trabajos geológicos realizados en la región del presente trabajo, en su mayoría encaminados al estudio de las zonas mineras, de las regiones de Zacualpan, Temascaltepec y Sultepec por mencionar algunas; también existen trabajos con enfoque geohidrológico debido a que la Cuenca de Toluca, sirve como fuente de abastecimiento de agua potable a las zonas conurbadas de Toluca y de la Ciudad de México. También son importantes los estudios vulcanológicos realizados en la década de los setenta; sin embargo, los

trabajos sobre geología estructural son escasos y los que existen son de carácter regional o muy locales.

Las primeras observaciones geológicas realizadas en las inmediaciones del Nevado de Toluca, se remontan a principios del presente siglo (Ordoñez, 1902; Flores, 1906; Waitz, 1909) con estudios de tipo descriptivo. A principios de la década de los setenta se iniciaron los estudios de tipo vulcanológico (Bloomfield y Valastro, 1974; Bloomfield, 1974; Bloomfield, 1975; Whitford y Bloomfield, 1976; Bloomfield y Valastro, 1977; Bloomfield et al., 1977). Estos autores fueron los primeros en describir la estratigrafía de los productos volcánicos del Nevado de Toluca y de ellos se desprende la descripción de los depósitos de caída denominadas Pómez Toluca Superior (PTS) y Pómez Toluca Inferior (PTI), formados a partir de las erupciones ocurridas hace aproximadamente 11,600 años y 24,000 años respectivamente. Whitford y Bloomfield (1976), estimaron por vez primera la edad del Nevado de Toluca, ubicándolo dentro de un rango que va del Mioceno al Reciente. Así mismo, determinaron que las rocas del volcán son características de ambientes orogénicos de afinidad calcoalcalina y que la corteza en la que yacen tiene un espesor aproximado de 40 km.

En un trabajo de índole estructural, Mooser y Maldonado-Koerdell (1961), definieron la presencia de fallas con dirección E-W, en el área de México-Toluca (al oriente del Nevado de Toluca), y señalaron que estas direcciones de fracturamiento son comunes en la parte central de CVTM. Posteriormente Mooser (1969) enfatizó el control estructural sobre la actividad volcánica de la parte central de México, deduciendo dos direcciones principales de fracturamiento, uno en dirección E-W siendo el más joven y el controlador del vulcanismo andesítico-basáltico del Cuaternario, y un sistema más antiguo, con dirección N-S, que se relaciona con la actividad volcánica andesítica a riodacítica del Oligoceno.

Bloomfield en 1974 estudió los sistemas de fallas E-W, definidos previamente por Mooser, y determinó que estas fallas en la región de Tenango del Valle, tienen una edad de Pleistoceno temprano, basándose en criterios geomorfológicos del escarpe de las mismas fallas.

Sánchez-Rubio (1978) elaboró un mapa geológico donde detalla la cartografía volcánica de la parte occidental del Nevado de Toluca, reportando la presencia del Volcán San Antonio al que consideró de edad Terciaria. En esa misma región, Flores (1978) estudió las relaciones tectónicas entre el CVTM y una porción de la Cuenca Sedimentaria Morelos-Guerrero, definiendo la presencia de un combamiento miocénico y sistemas de fallas con dirección NW-SE y NE-SW, en cuya intersección destacó la presencia del Nevado de Toluca. Demant (1981), consideró que el Nevado de Toluca se encuentra emplazado sobre la Fractura Taxco-Querétaro.

Cantagrel et al., (1981) realizaron fechamientos isotópicos por el método K/Ar en bloques y flujos de lava del Nevado de Toluca obteniendo edades que varían de 1.2 a 1.6 millones de años, o sea dentro del Pleistoceno tardío. Posteriormente, De Cserna et al. (1988), proponen la zona de Cizalla Tenochtitán, la cual se extiende desde las costas del Pacífico entre Petatlán y Zihuatanejo, hasta la parte norte de la Cuenca de México.

Existen algunos estudios morfoestructurales que comprenden parte del área de interés como el de Ortíz y Bocco (1989), quienes a partir del análisis de cartas morfotectónicas, determinaron una serie de depresiones entre Acambay y Toluca, delimitadas por estructuras con dirección NNW-SSE y E-W

Garduño-Monroy y Gutierrez-Negrín en 1992 interpretaron a la Falla Taxco-Querétaro como un elemento importante que delimitó el alcance oriental del

vulcanismo de la Sierra Madre Occidental. Así mismo determinaron que el fallamiento normal orientado N340° que basculó a mesas de basalto de 8 Ma fue ocasionado durante el Plioceno.

Suter et al., en 1992 estudiaron el vulcanismo y fallamiento activo en la parte central del CVTM , y establecieron que la Falla Perales así como la Caldera de Amealco y El Volcán Nevado de Toluca se encuentran sobre la Falla Taxco - Querétaro. En el mismo trabajo determinaron una relación entre las fallas activas y el estado de esfuerzos en la parte central del Cinturon Volcánico Trans-Mexicano. Suter et al. (1995) al estudiar la fosa tectónica de Acambay, consideraron a esta estructura como una zona de extensión activa dentro del CVTM.

Johnson y Harrison en 1990, realizaron un levantamiento de las principales fallas activas en la parte central del CVTM, con observaciones sobre once imágenes de satélite del tipo Landsat. En sus estudios determinaron que la deformación neotectónica en la parte central de México es dominada por fallamiento asociado a *rifting*, transtensión con un componente lateral izquierdo. Consideraron que el fallamiento que afecta al CVTM es el resultado del movimiento de diferentes bloques corticales que constituyen este régimen. Propusieron la Zona de Falla Chapala-Tula y establecieron que el emplazamiento del Volcán Nevado de Toluca y de la Caldera de Amealco se debió a la presencia de la Fractura Taxco-Querétaro. Concluyen que existe una clara relación espacial a escala regional entre el vulcanismo y la actividad neotectónica.

De acuerdo al análisis bibliográfico realizado, se deduce que existe una clara ausencia de trabajos estructurales a detalle en la región del Nevado de Toluca, la mayoría son de carácter regional y otros tienen un enfoque vulcanológico.

I-2 Objetivos.

Para el desarrollo de la presente tesis se consideraron una serie de objetivos particulares, que ayudarían a definir el objetivo principal, el cual consiste en determinar las relaciones entre el vulcanismo del Nevado de Toluca y zonas adyacentes, con el ambiente tectónico que los rodea. Los objetivos particulares son:

- Establecer un marco estratigráfico de la región de estudio
- Definir las características estructurales.
- Ubicar en tiempo y espacio los diferentes eventos de deformación, para proponer un modelo estructural.
- Definir el origen y evolución del Volcán Nevado de Toluca y su relación con respecto a la tectónica

I-3 Localización del Area de Estudio.

El Volcán Nevado Toluca se localiza aproximadamente a 80 km. al SW de la Cd. de México y 22 km. al SW de la ciudad de Toluca, capital del Estado de México en la región central de la provincia geológica denominada Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). El área de estudio forma un cuadrángulo delimitado por las coordenadas 18°45', 19°30' N y 99°20', 100°W. En esta, se encuentra también ubicado el Volcán San Antonio, así como otras estructuras volcánicas menores, como derrames fisurales, conos monogenéticos y domos (Fig. 2).

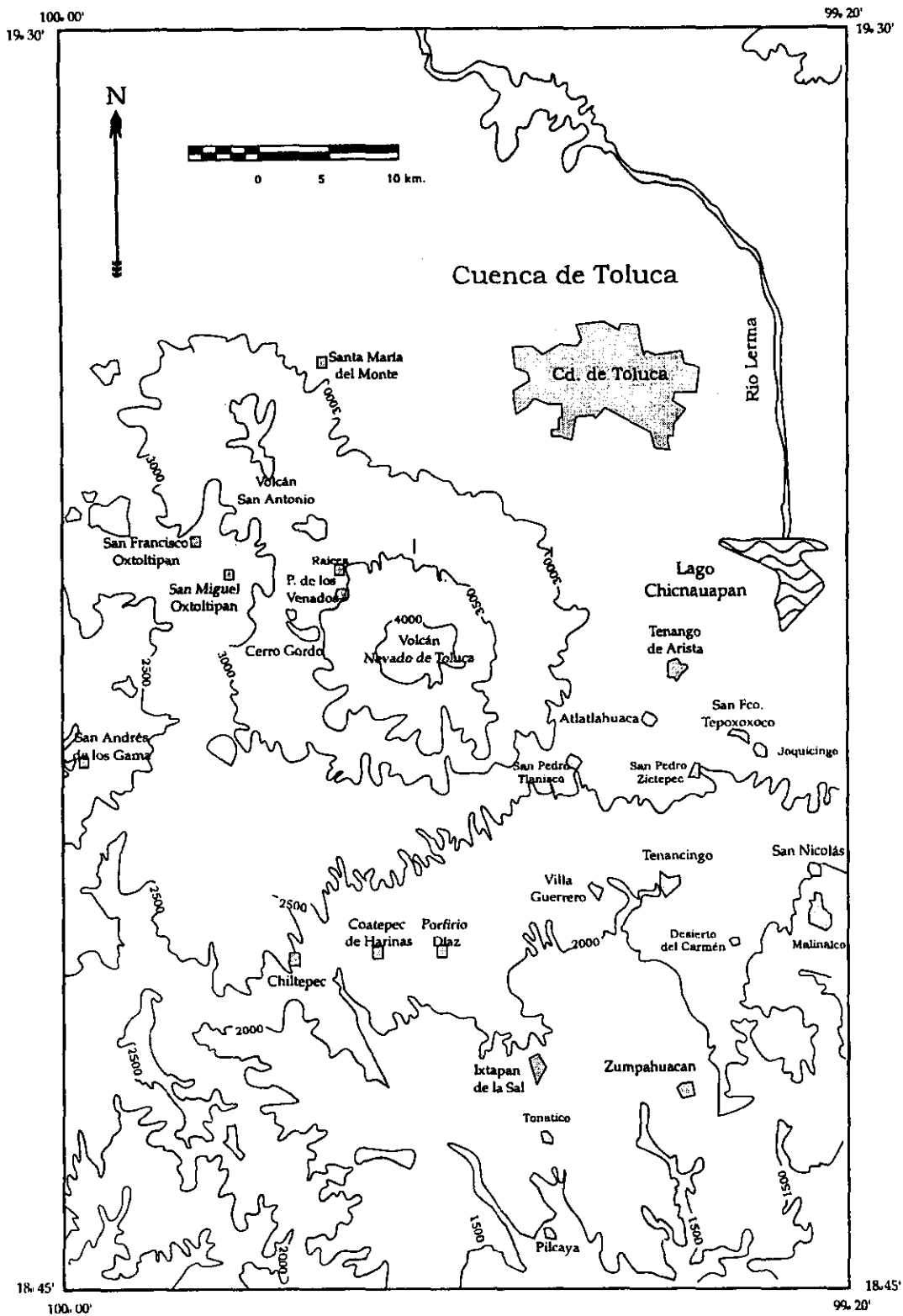


Figura 2. Plano de localización del área de estudio y ubicación de los poblados principales descritos en el texto.

I-4 Metodología.

Para la realización de esta tesis se contó con imágenes de satélite TM en las bandas 1,2,3,4,5,7 del espectro visible e infrarrojo cercano (las imágenes fueron facilitadas por el Instituto de Geografía de la UNAM y por M. Abrams del *Jet Propulsion Laboratory* de la NASA) las cuales fueron procesadas en el paquete IDRISI. Además se utilizaron fotografías aéreas en blanco y negro a diferentes escalas y cartas topográficas escala 1:50, 000. del INEGI. La interpretación de las imágenes de satélite, fotografías aéreas, levantamiento de campo, fechamientos de K/Ar y C^{14} permitió la elaboración de la cartografía geológica (escala 1:100,000). Con el fin de determinar la cinemática de los elementos estructurales mayores se consideraron los criterios de cizalla, en planos de falla basándose en los principios básicos del fracturamiento y la intersección de las estructuras de *Riedel* (Figs. 3 y 4) (Tchalenko, 1970; Mercier y Vergely, 1992). Además se levantaron en campo estaciones estructurales y se determinó el sentido de movimiento sobre las superficies de falla, de acuerdo a los criterios desarrollados por Petit (1987) (Figs. 5 y 6). Para el análisis y reconstrucción de paleoesfuerzos se utilizó el paquete "STRESS" (Villemain and Charlestworth, 1991). Este programa permite que los datos de fallas con estrías sean utilizados para estimar la orientación de los ejes principales. Entre los métodos que utilizaba el paquete para determinar esfuerzos se encuentra el método de inversión (Angelier, 1990). Este método calcula el tensor de esfuerzos por la solución de ecuaciones cuyos parámetros son determinados usando la orientación del plano de falla y el vector de deslizamiento. Este método se basa en la consideración de que aunque la orientación del plano de falla puede ser arbitraria si existen otros planos de falla, la dirección y sentido

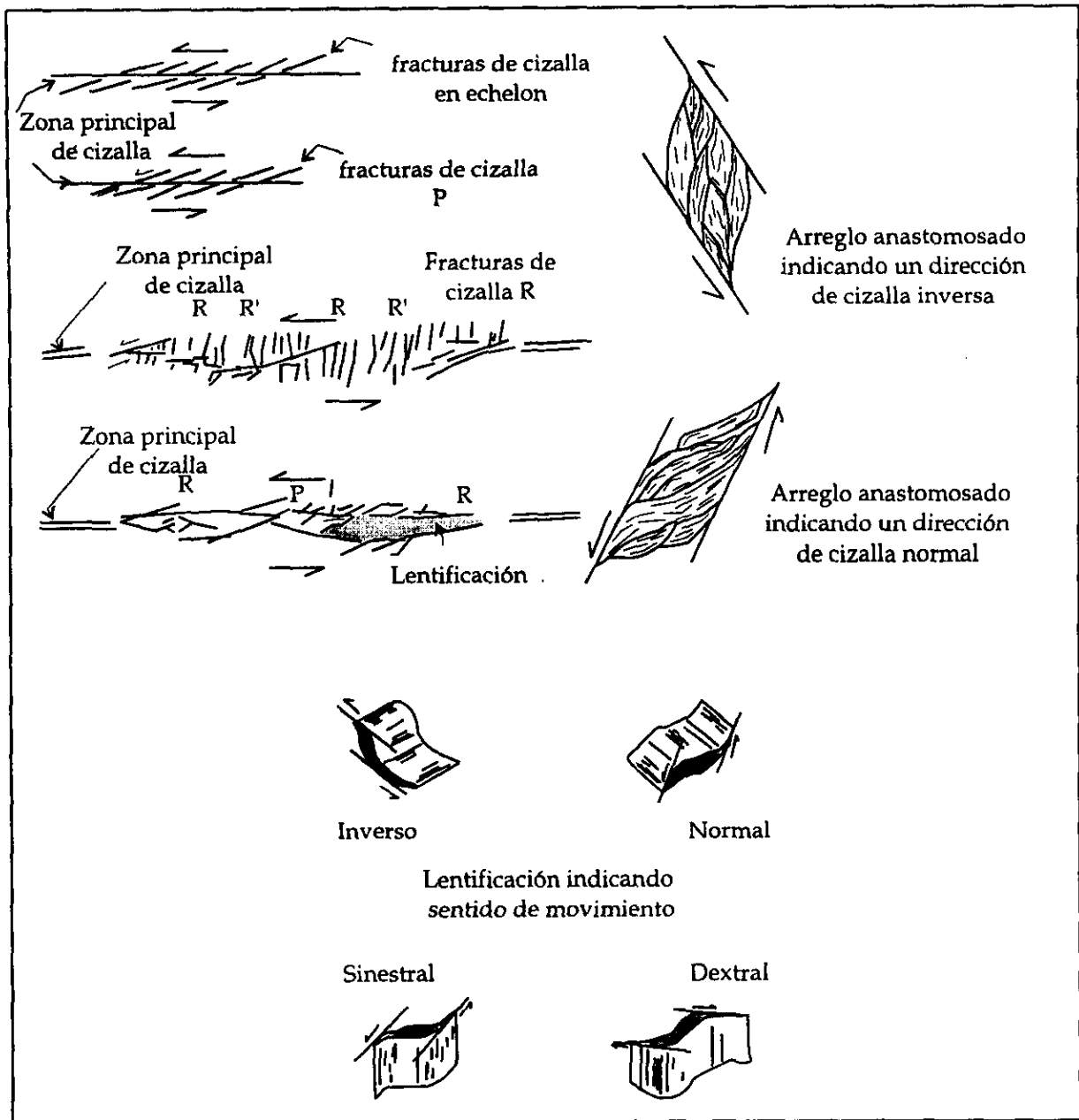


Figura 3. Formación de lentificación a partir de estructuras secundarias y su aplicación para determinar el sentido de movimiento de una zona de falla. Las estructuras secundarias corresponden a estructuras de Riedel, R y R' que se forman a ángulos entre 15° y 75° con respecto a la zona de cizalla principal, mientras P tiene el mismo ángulo que R, pero con diferente orientación (redibujado de Mercier y Vergely (1992) y Tchalenko (1970)).

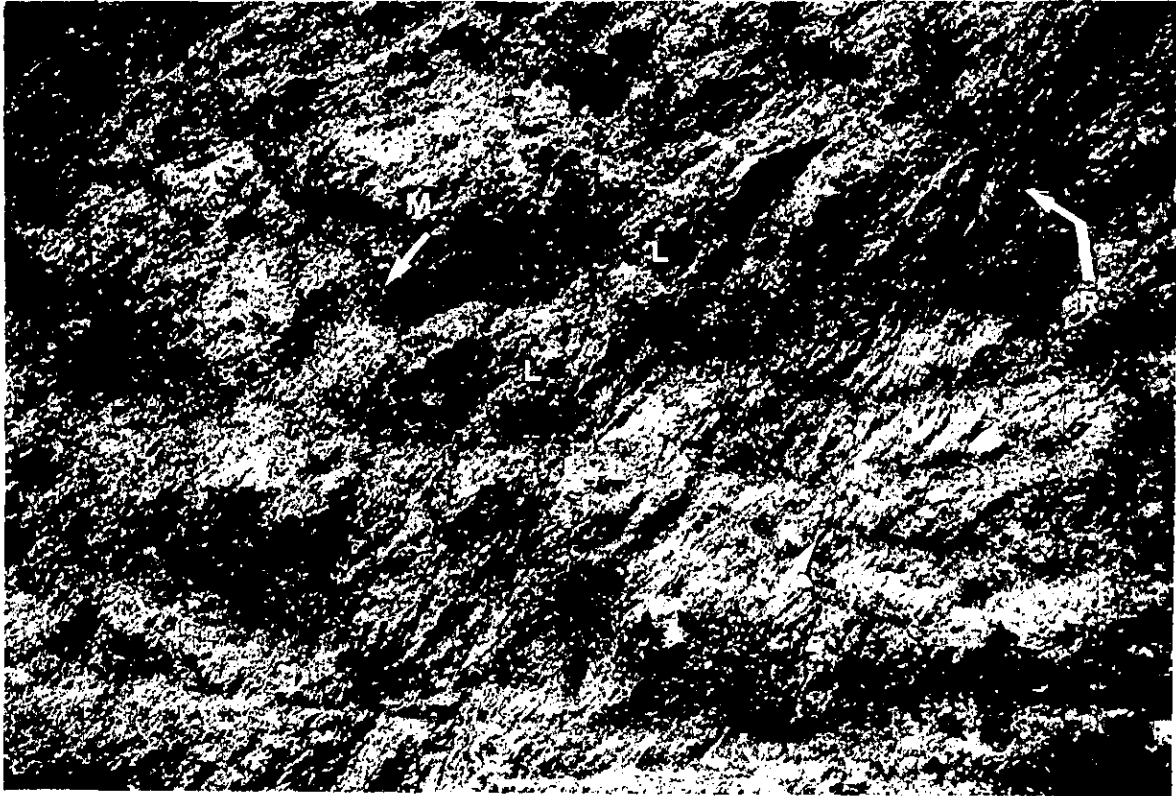
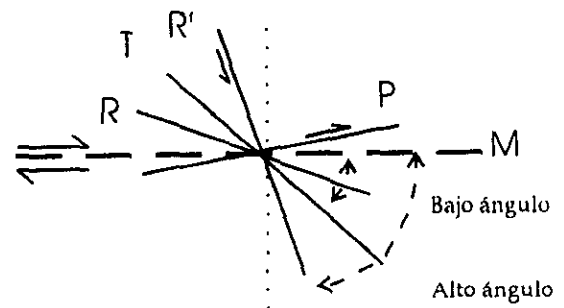
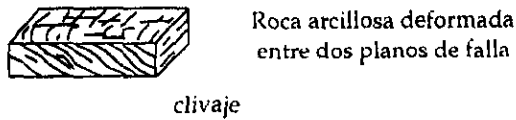
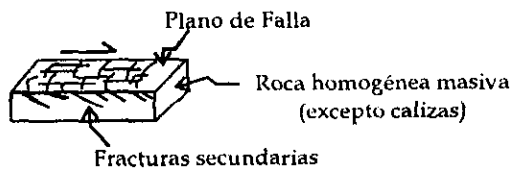


Figura 4. Formación de lentificación (L) en rocas piroclásticas, el plano principal de falla (M) es de tipo normal, obsérvese las fracturas de Riedel (R) compatibles con el movimiento normal.






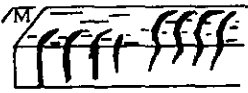



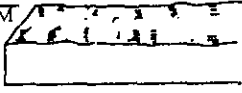
Criterio T	Criterio R	Criterio P
<p data-bbox="326 641 503 666">Fracturas de tensión</p> 	<p data-bbox="727 609 769 633">RO</p> 	<p data-bbox="1119 609 1146 633">PT</p> 
<p data-bbox="319 936 525 960">Fracturas en media luna</p> 	<p data-bbox="769 825 812 850">RM</p>  <p data-bbox="691 1030 843 1054">Fracturas lunadas</p> 	<p data-bbox="1119 825 1146 850">P</p>  <p data-bbox="1150 1017 1177 1042">PO</p> 

Figura 5. Criterios para determinar el sentido de movimiento sobre planos de falla en rocas no calcáreas. M Plano de falla, T fracturas de tensión, R y R' fracturas de cizalla sintéticas y antitéticas, P fracturas de cizalla de orientación P, RO Plano de falla sin estrías, pero intersectada por estructuras R y R', RM plano de falla estriado con fracturas tipo R intersectando el plano principal, PO plano no estriado, sino que presenta asperezas, PT El plano de falla está más o menos estriado y con intersección de fracturas tipo P (tomado de Petit, 1987).



Figura 6. Escalones y estriás de falla tipo RM (flechas negras) sobre rocas de la Secuencia Máfica Basal, que indican un sentido de movimiento lateral izquierdo.

de cada vector de deslizamiento debería corresponder a un simple y común tensor de esfuerzos. Sobre un plano de falla existen dos vectores que forman el ángulo θ ; uno de estos vectores es la estría observada y el otro es dirección teórica del desplazamiento, se basa en la orientación del eje principal de esfuerzos calculado. La orientación del eje principal de esfuerzo es tal que minimiza la suma de los n valores de θ , donde n es el número de fallas incluidas en el análisis. Los datos obtenidos también fueron procesados en el paquete SPHERISTAT para Windows Ver. 2.0.

Una vez utilizados los métodos y criterios antes mencionados, se logró establecer las características estructurales y el estado de esfuerzos a que estuvo sujeta la región a través del tiempo, proponiéndose un modelo estructural.

I-5 Marco Geológico Regional.

La parte central de México está conformada al menos por tres bloques corticales, los cuales se mueven independientemente uno con respecto al otro (Johnson and Harrison, 1990). El movimiento entre los bloques causa una deformación frágil en gran parte de la Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (Fig. 7). La deformación frágil está conformada por una serie de fallas y fracturas, que en ocasiones presentan una longitud de hasta varias decenas de kilómetros. Muchas de estas fallas son el reflejo de la geodinámica del Margen del Pacífico que las formó durante el Mesozoico y Cenozoico. Estas fallas han jugado un papel importante en la configuración estructural de la parte centro occidental de México.

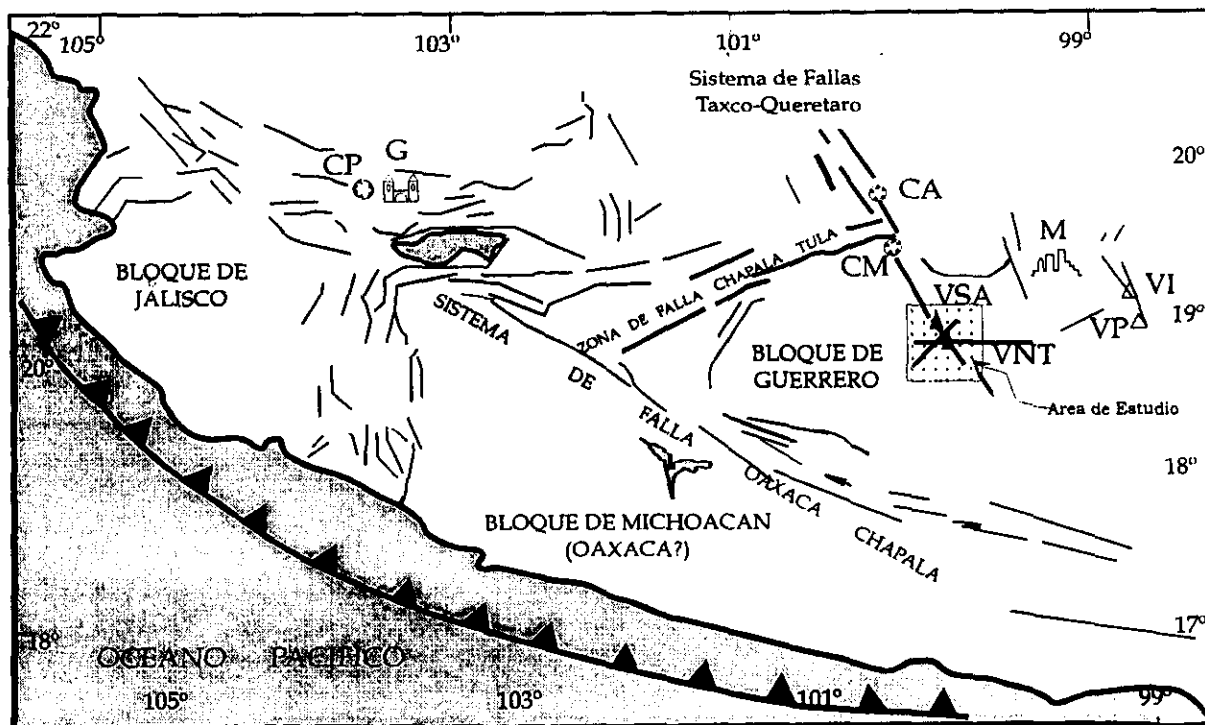


Figura 7. Contexto tectónico regional del oeste de México y localización del área de estudio. Las abreviaciones son: CP= Caldera de la Primavera, CA= Caldera de Amealco, CM= Caldera Mazahua, VI= Volcán Iztaccihuátl, VP= Volcán Popocatepetl, VSA= Volcán San Antonio, VNT= Volcán Nevado de Toluca, G= Ciudad de Guadalajara, M= Ciudad de México (modificado de Johnson y Harrison, 1990).

Parte de esta configuración comienza cuando la Placa de Cocos se forma durante el Mioceno temprano, a partir de la fragmentación de la Placa Farallón y por la colisión de un eje de la dorsal del Pacífico Oriental (Atwater, 1970; Schilt and Karing, 1982). La interacción de la Dorsal del Pacífico Oriental con el Margen del oeste Norteamericano fue un proceso complejo, pero generó una breve compresión al sur del CVTM. Posteriormente durante el Mioceno medio, la migración del Bloque Chortis que se movió desde el Cretácico, de una posición al sur de México, mediante una falla lateral izquierda hasta conformar lo que hoy es Centroamérica provocó en la región la formación de Trinchera de Acapulco (De Cerna, 1969 Schaaf, et al., 1995). Como consecuencia se generó una compresión en la región central de México.

En la porción noroccidental de México se efectuó la apertura del Proto-Golfo de California (Karing and Jensky, 1972). Este fenómeno fue interpretado y relacionado como una extensión Basin and Range (Angelier et al., 1981; Dokka and Merriam, 1982; Colleta and Angelier, 1983) el cual afectó a gran parte del país

Durante el Plioceno la subducción de la Placa de Cocos debajo de América Central, en el sur de México y la Placa Rivera en el oeste Mexicano, originaron el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. La presente deformación del CVTM es asociada con una extensión intraarco (Suter et al., 1995).

Uno de los bloques corticales formado a partir de esta reorganización litosférica y el cual conforma el centro de México es el denominado Bloque Guerrero, cuyos límites al norte y surponiente son dos grandes zonas de falla, denominadas Chapala-Tula y Chapala-Oaxaca (Johnson and Harrison, 1990). Este bloque presenta una fuerte deformación frágil y un abundante vulcanismo, representado por algunos de los principales estratovolcanes, del CVTM.

Estas zonas de fallas o fracturas se interceptan en varias áreas y presentan evidencias de reactivaciones y movimientos diversos a través del tiempo. Asimismo a estos elementos tectónicos, se asocia un vulcanismo intenso, como por ejemplo: campos monogenéticos (Michoacán-Guanajuato, Apan-Hidalgo), estructuras caldéricas (Amealco, Huichapan), estratovolcanes (Popocatepetl, Nevado de Colima y Toluca, La Malinche, entre otros) y vulcanismo fisural.

Capítulo II

Estratigrafía.

Las rocas que afloran en el área estudiada son esencialmente de tipo volcánico, aunque existen afloramientos de rocas de origen sedimentario y metamórfico. El alcance cronológico de las rocas que constituyen la columna estratigráfica varía desde el Jurásico hasta el reciente. Las relaciones temporales y espaciales de las unidades cartografiadas se muestran en las figuras 8 y 9.

II-1. Mesozoico

II-1.1. Jurásico Superior- Cretácico Inferior

II-1.1.1. Secuencia Volcanosedimentaria de Ixtapan-Teloloapan (SVIT).

II-1.1.1.1. Definición

En la región afloran rocas metamórficas, las cuales fueron descritas inicialmente como serie de Esquistos Taxco y Serie Volcánica Verde Taxco Viejo (Fries, 1956). Las primeras fueron definidas en los afloramientos localizados en las cercanías de la población de Taxco Gro. y se consideraban como del Paleozoico

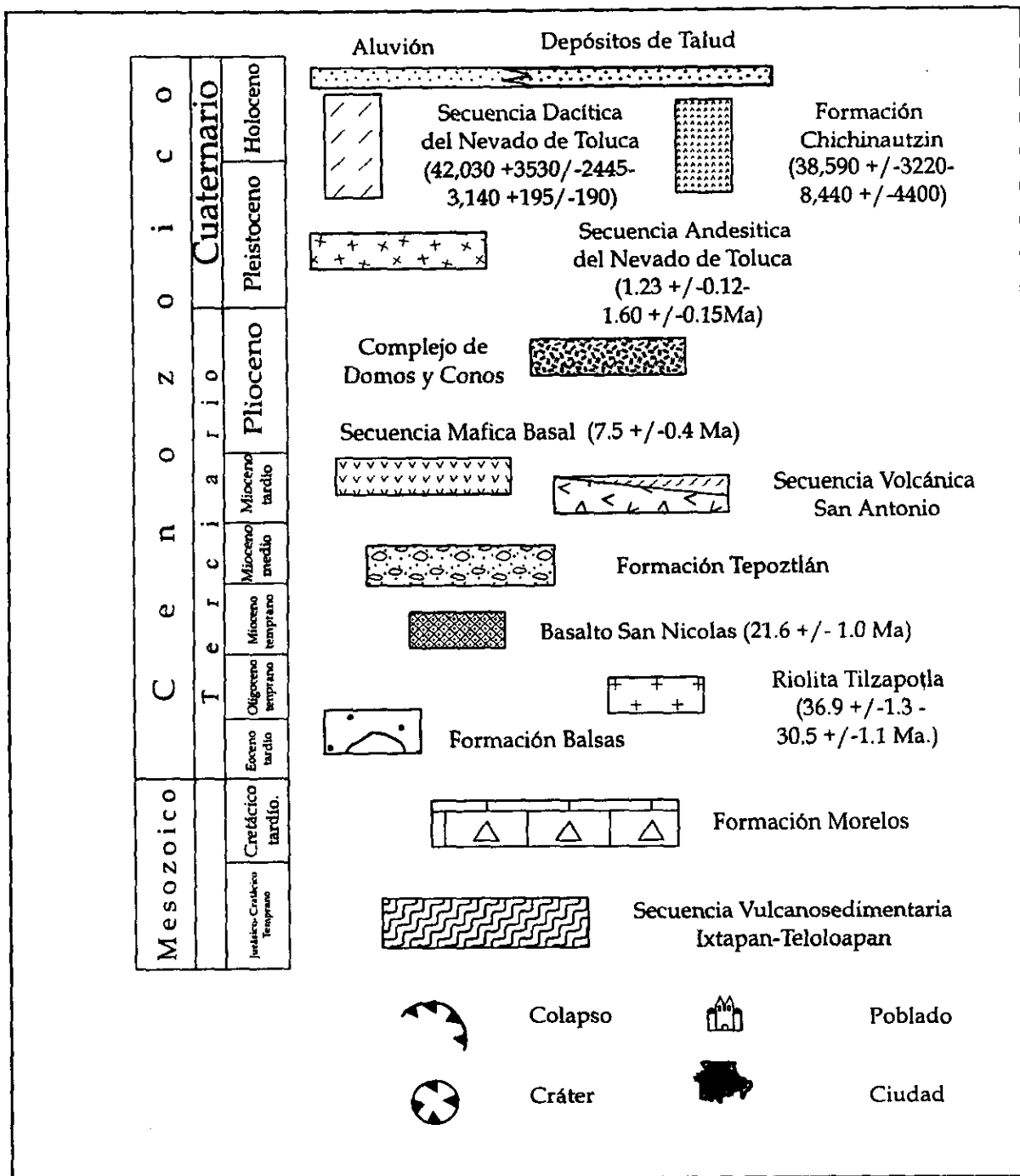
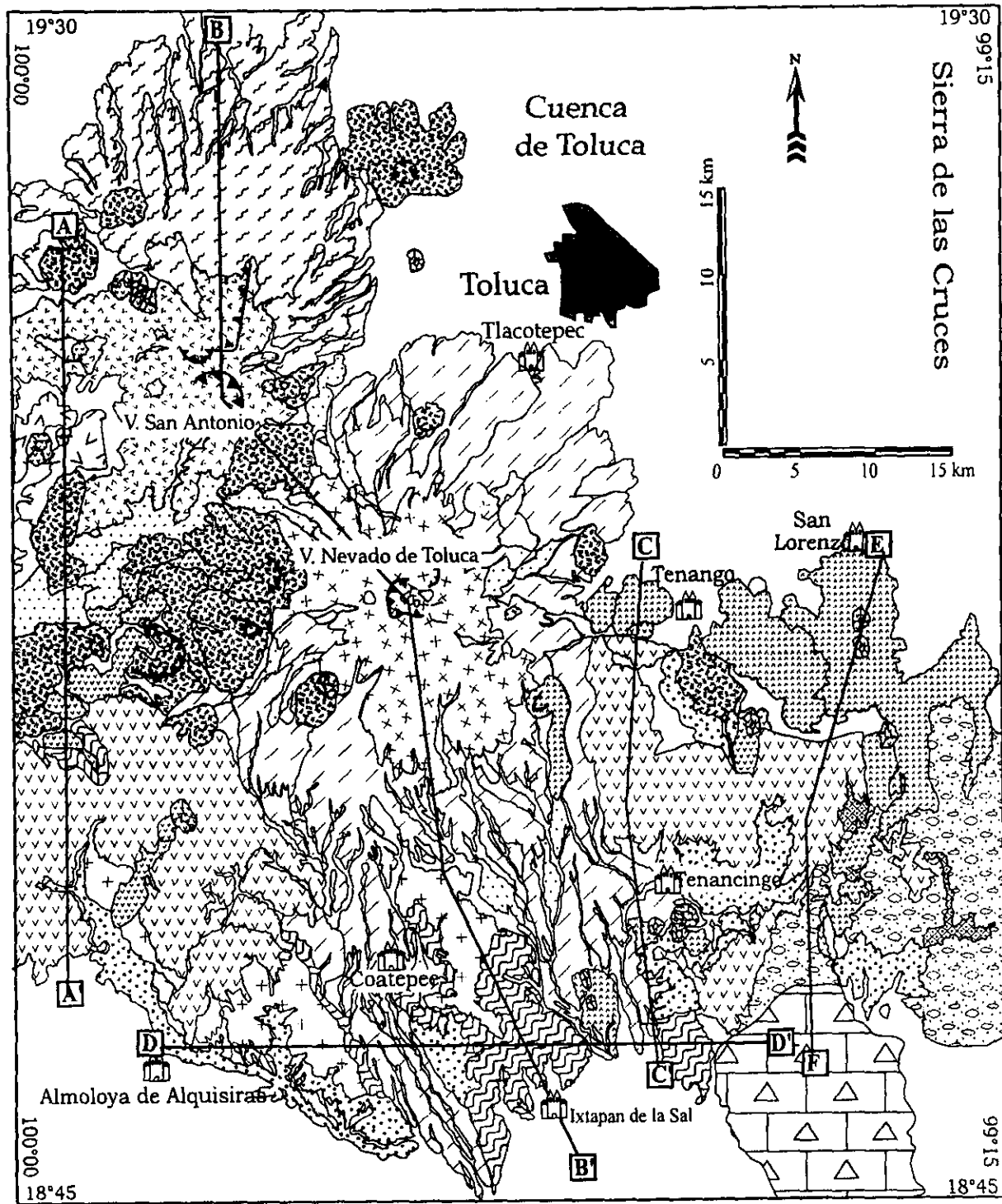


Figura 8. Leyenda del plano geol3gico y secciones estructurales. La Formaci3n Balsas se presenta en peque1os y aislados afloramientos, por lo que es dif3cil su cartograf3a, los n3meros entre par3ntesis son los fechamientos isot3picos.



Plano Geológico de la región de estudio

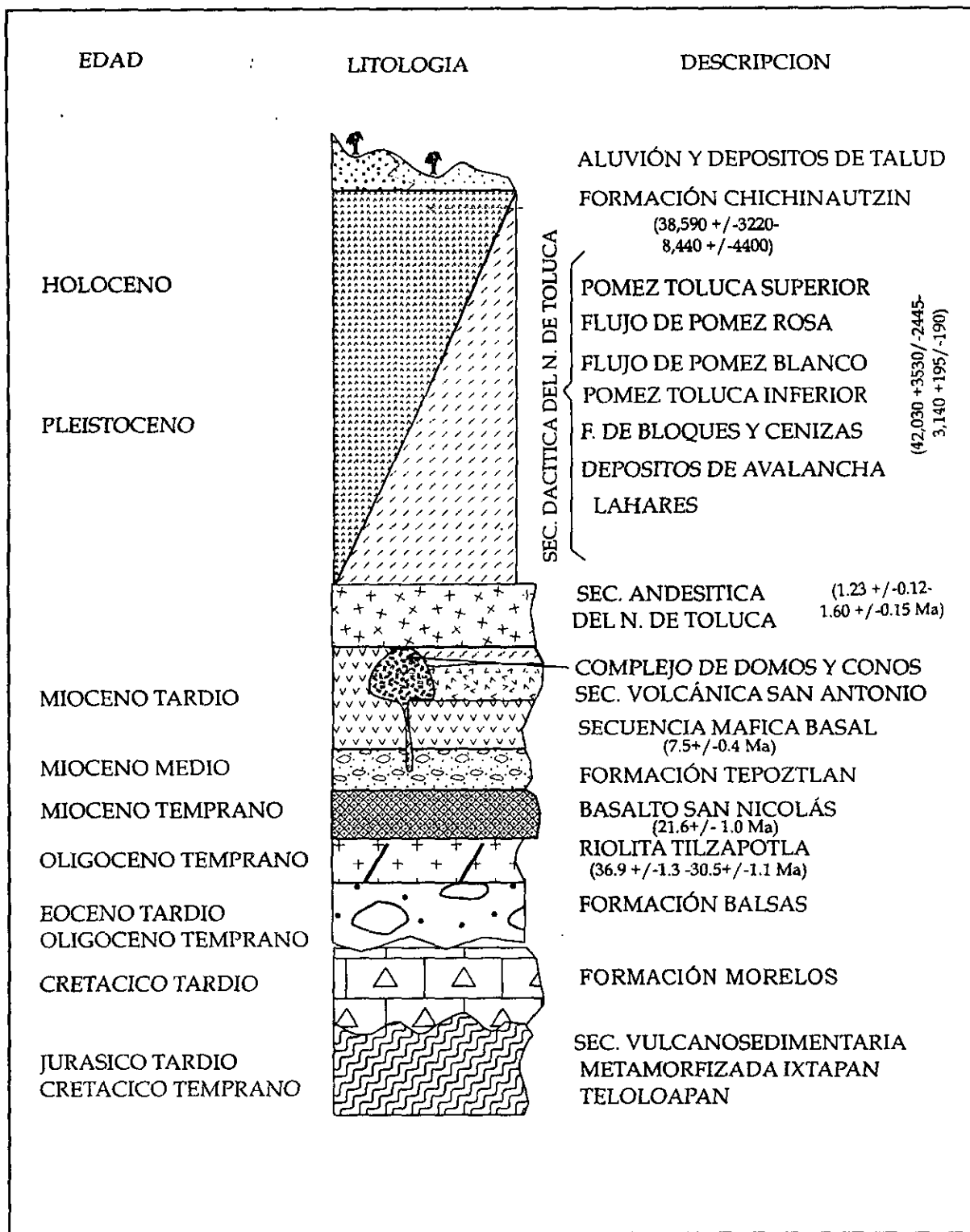


Figura 9. Columna estratigráfica compuesta del área de estudio. Los números entre paréntesis son los fechamientos isotópicos.

Superior. La segunda unidad fue definida en los afloramientos localizadas al E del pueblo de Taxco El Viejo, en donde de acuerdo a relaciones estratigráficas y aspectos regionales se consideró del Triásico tardío. Campa et al. (1974) redefinen ambas unidades y las engloban en una sola, denominándolas Secuencia Volcanosedimentaria Metamorfizada de Ixtapan-Teloloapan (SVIT).

La SVIT representa la base de la columna estratigráfica del área y se encuentra distribuida en la región sur del volcán, principalmente en la región de Ixtapan de La Sal, oriente de Coatepec de Harinas y Zumpahuacan. En esas regiones las rocas expuestas forman bloques largos y estrechos con orientación NNW-SSE. Existen algunos afloramientos aislados de esta secuencia al oriente del Nevado de Toluca, en la región conocida como San Andrés de los Gama. La unidad se encuentra constituyendo el basamento del volcán, debido a la presencia de fragmentos de rocas metamórficas en la unidad Pómez Toluca Inferior.

II-1.1.1.2. Litología y Espesor.

La SVTI unidad consiste de rocas metasedimentarias, metavolcánicas, metabrechas y menor cantidad de metalavas, en general de composición andesítica y con esquistosidad (Fig. 10). Las rocas metasedimentarias se intercalan con filitas y volcanoclásticos generalmente cementados por calcita. Así mismo se presentan conglomerados y rocas calcáreas, que en conjunto se encuentran afectadas por un metamorfismo de facies de esquistos verdes.

II-1.1.1.3. Relaciones Estratigráficas.

Hacia la base las relaciones estratigráficas de la unidad se desconocen, pero hacia la cima se encuentra en contacto discordante o tectónico con la secuencias carbonatadas del Cretácico superior, tal y como se observa en las cercanías de

Taxco El Viejo, donde la unidad es sobreyacida discordantemente por la Formación Mexcala, y se encuentra cabalgando a la Formación Morelos. En el área de estudio se encuentra cubierta por derrames de lava y productos piroclásticos terciarios y cuaternarios.

II-1.1.1.4. Edad y correlación.

La edad de la unidad según Campa et al. (1974), es del Jurásico-Cretácico temprano, por su contenido de amonitas, lamelibranquios y tintínidos entre otros fósiles (Fig. 11). La secuencia representa un arco volcánico acrecionado al cratón durante el albiano-cenomaniano (Campa y Ramírez, 1979) que corresponde a la Orogénia Oregoniana (Ortiz-Hernandez et al., 1992) y deformado posteriormente durante el Cretácico tardío y Terciario temprano por la Orogenia Laramide. El conjunto muestra un metamorfismo dinámico regional correspondiente a las facies metamórficas de esquistos verdes.

II-1.1.1.5. Ambiente de depósito o de formación.

Esta secuencia de terrígenos con intercalaciones de material calcáreo, interestratificada con depósitos volcánicos marinos sugiere un ambiente de depósito dentro de un arco volcánico.



Figura 10. Afloramiento de la Secuencia Volcanosedimentaria Ixtapan-Teloloapan, sobre la carretera Coatepec-Porfirio Díaz observe el clivaje de fractura.

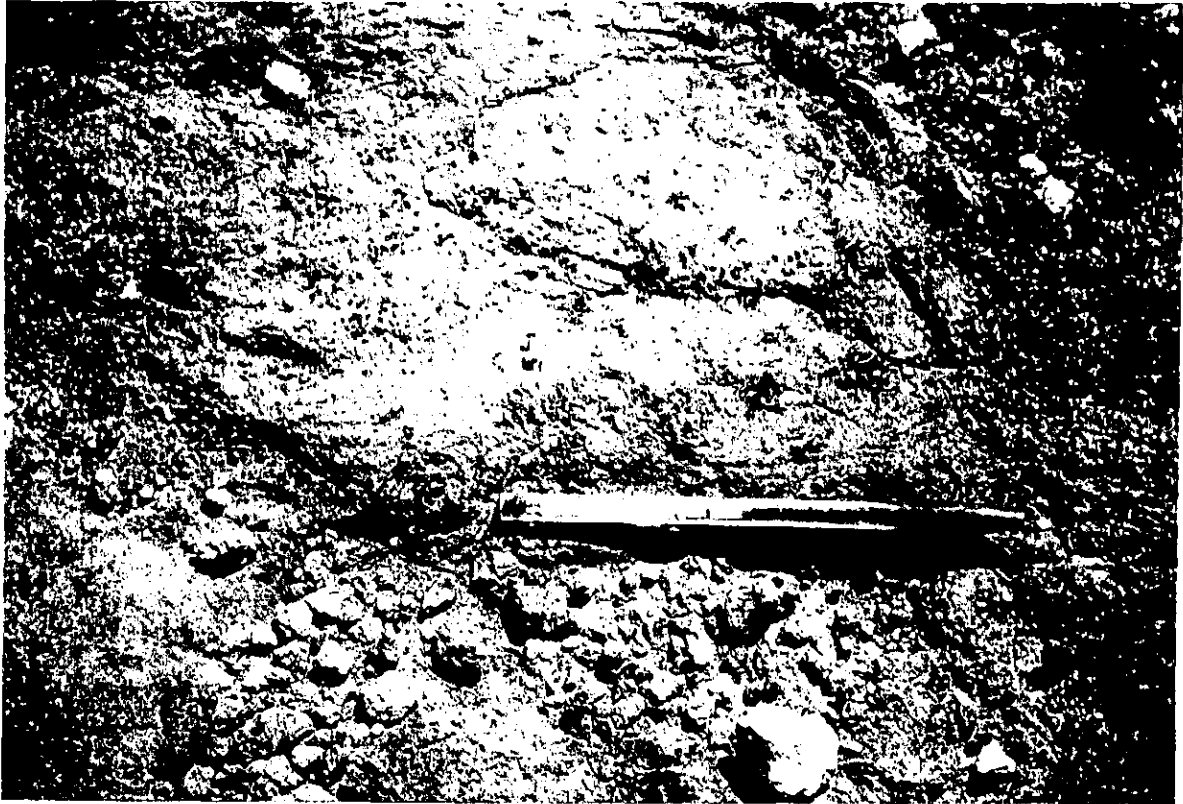


Figura 11. Detalle de la Secuencia Volcanosedimentaria Ixtapan Teloloapan, se muestra la presencia de fósiles (F) y estrias (E), estas ultimas formadas por el emplazamiento de flujos piroclásticos. Afloramiento cerca del poblado Cochisquilla.

II-1.2. Cretácico Superior

II-1.2.1. Formación Morelos.

II-1.2.1.1. Definición

Fries (1956) designó con el nombre de Formación Morelos a un paquete de calizas y dolomías que afloran en el estado de Morelos y en los estados contiguos de México y Guerrero, considerando como localidad tipo los afloramientos que se encuentran en el estado de Guerrero. En el área de estudio aflora al sureste del Nevado de Toluca en las inmediaciones de Zumpahuacan, donde forman un amplio afloramiento orientado NNW-SSE con plegamiento interno con la misma orientación.

II-1.2.1.2. Litología y espesor

Los afloramientos consisten de calizas y calizas dolomíticas de color gris claro a medio que intemperizan a amarillento, se interestratifican con bandas y nódulos de pedernal y fósiles silicificados, generalmente con una gran variación textural de mudstone a grainstone de miliolidos hasta boundstone de rudistas, gasteropodos y ostreas. La estratificación varía entre gruesa y masiva. El espesor de la unidad medido en el cerro Acuitlapán situado a 13 km al norte de Taxco es de 800 m., en la parte central del estado de Morelos el espesor probable llega cuando menos a 900 m, aunque en el área no se midieron espesores de esta unidad, se estiman semejantes a los anteriormente mencionados (Fries, 1956).

II-1.2.1.3. Relaciones Estratigráficas

Las relaciones que presenta esta unidad con las que le sobreyacen son variadas. Por ejemplo está cubierta de manera discordante por rocas de la Formación Balsas y por rocas piroclásticas más jóvenes. Se encuentra además en contacto tectónico, por medio de una falla normal con la Formación Tepoztlán, relación que puede ser observada al sur del poblado de Malinalco y posiblemente sea cabalgada por la Secuencia Volcanosedimentaria Ixtapán-Teloloapan. En el área del presente trabajo fue difícil observar esta última relación.

II-1.2.1.4. Edad y Correlación

La edad de la unidad se determinó en base al contenido fósil o sea, dentro del intervalo Albiano-cenomaniano (Fries, 1956). Se correlaciona con las Formaciones el Doctor que aflora en la parte central del estado de Hidalgo y El Abra de la región norte de Veracruz.

II-1.2.1.5. Ambiente de depósito o de formación.

De acuerdo a las características texturales y faunísticas de la Formación Morelos estas indican un ambiente de depósito en aguas someras y tranquilas de plataforma media o bancos arrecifales.

II-2. Cenozoico.

II-2.1. Eoceno

II-2.1.1. Formación Balsas.

II-2.1.1.1 Definición

La Formación Balsas definida por Fries en 1956, consiste en un grupo de rocas que comprenden una gran variedad de tipos litológicos y espesor variable que se presentan en la cuenca hidrológica del Río Mexcala-Balsas en la región sur-central y sureste de México. La Formación presenta rocas de diverso origen tales como: conglomerados calcáreos, derrames de lava, areniscas y limolitas tobáceas y depósitos lacustres. Tienen una amplia distribución geográfica ya que se pueden encontrar desde las inmediaciones de Iguala y Taxco y el en el Valle del Río Chontalcoatlán al poniente de las Grutas de Cacahuamilpa, todas estas localidades en el estado de Guerrero. También existen afloramientos en los estados de Morelos Michoacán y Puebla.

II-2.1.1.2 Litología y espesor.

Su distribución dentro del área es bastante restringida y difícil de cartografiar. Solo se han estudiado algunos afloramientos aislados al sur del poblado de Malinalco y Pilcaya, este último fuera del área de estudio. En estas regiones se estudiaron conglomerados constituidos por clastos de caliza predominantemente, con tamaños de 1 a 5 centímetros, de subredondeados a subangulosos y embebidos en una matriz limo-arcillosa de color rojo; en ocasiones predomina la matriz. La estratificación varía de media a gruesa. Generalmente las rocas de la Formación Balsas se encuentran basculadas y fuertemente afalladas (Fig.12).



Figura 12. Afloramiento de un conglomerado perteneciente a la Formación Balsas, cerca del poblado de Pilcaya, en los límites de los estados de Guerrero y México. Obsérvese el abundante fracturamiento (F), Fallamiento (M) y basculamiento de la unidad (B)

El espesor total de la Formación Balsas es extremadamente variable de una localidad a otra, pero en Tejupilco, localidad fuera del área de estudio, se midieron 500 m. (De Cserna, 1982).

II-2.1.1.3. Relaciones Estratigráficas.

Descansa en discordancia angular sobre las rocas calcáreas más antiguas, mientras la Riolita Tilzapotla la sobreyace en discordancia paralela.

II-2.1.1.4. Edad y Correlación.

La edad de la Formación Balsas abarca desde el Eoceno tardío al Oligoceno temprano (Fries, 1956; 1960). Se correlaciona con el Conglomerado el Morro que aflora en el estado de Hidalgo, el Conglomerado Guanajuato localizado en el estado del mismo nombre

II-2.1.1.5. Ambiente de depósito o formación.

La Formación Balsas está formada por una serie de abanicos aluviales, depósitos fluviales y lacustres depositados en una serie de fosas tectónicas delimitadas por pilares tectónicos, que suministraban el material clástico. Representa la culminación o cierre del evento tectónico laramídico, que afectó a las unidades pre-cretácicas de la región, por lo que se considera una Molasa continental.

II-2.1.2. Riolita Tilzapotla.

II-2.1.2.1. Definición

El nombre de Riolita Tilzapotla fue propuesta para una serie de extensos afloramientos de brecha tobácea riolitica expuestos por las cercanías de Tilzapotla, (Fries, 1960). Recientemente Morán-Zenteno et al. 1998, en base a un análisis estatigráfico y geoquímico redefinen la unidad en la región de Taxco-Tilzapotla, restringiendo a la Riolita Tilzapotla a la Región de Buena Vista -Quetzalapa.

II-2.1.2.2. Litología y Espesor

Los afloramientos de esta unidad están expuestos en la región en las inmediaciones de los poblados de Porfirio Díaz y Chiltepec localizados al sur del Nevado de Toluca donde forman grandes y extensas mesetas. En estas localidades se describen varias unidades de flujos ignimbríticos de color rosa, con cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita predominantemente empotrados en una matriz vítrea, y depósitos de flujos de pómez blanco. La unidad se encuentra cortada por una serie de diques de color gris, de grano fino con abundante cuarzo (Fig. 13). El espesor calculado en las inmediaciones de Chiltepec para la unidad es de 300 m

II-2.1.2.3. Relaciones Estratigráficas

La Riolita Tilzapotla descansa de manera discordante con las rocas del Formación Balsas, mientras que en el área de estudio, al SW de Chiltepec y NE de Coatepec de Harinas la relación discordante es con la Secuencia Vulcánosedimentaria de Ixtapan-Teloloapan. Es cubierta de manera discordante por flujos

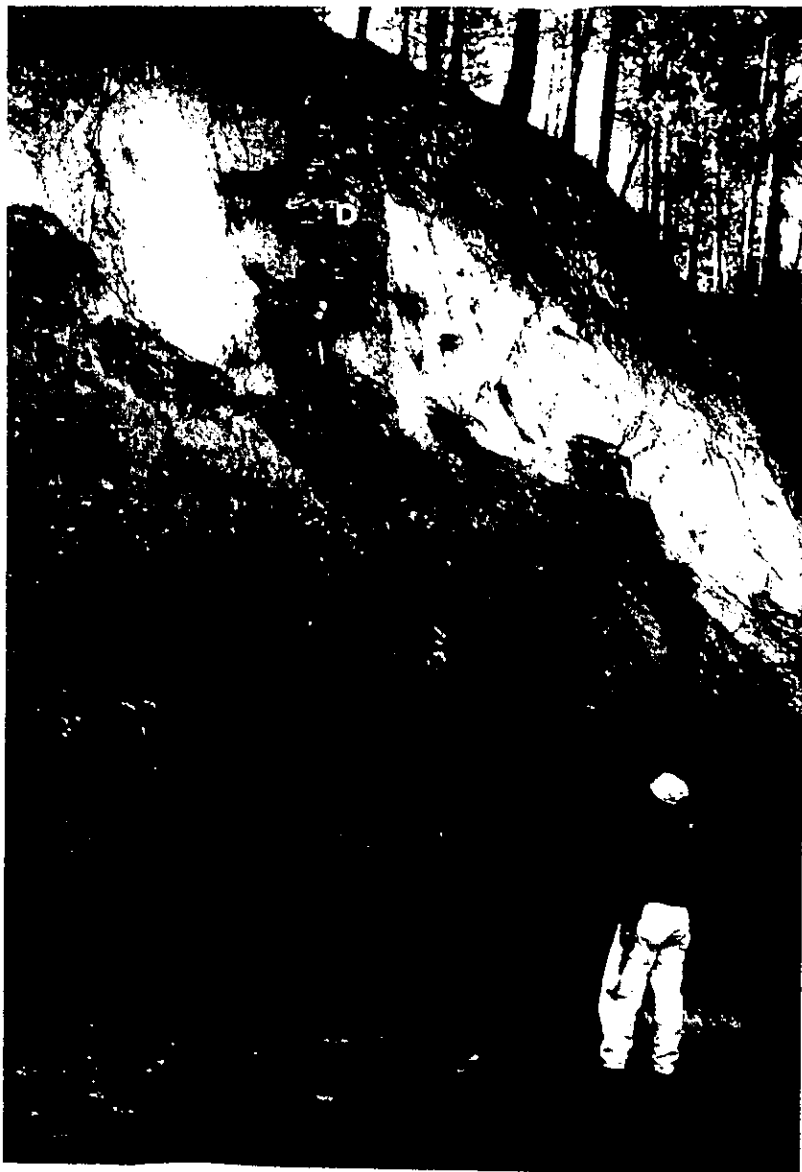


Figura 13. Afloramiento de la Riolita Tilzapotla en la cual se observan una serie de flujos piroclásticos de diferente grado de consolidación e intrusionados por dique (D). Este afloramiento se encuentra en las cercanías de Chiltepec.

de lava basáltica de la Secuencia Máfica Basal, en las inmediaciones de Chiltepec, y por rocas piroclásticas más jóvenes.

II-2.1.2.4. Edad y Correlación

Su edad ha sido determinada en 26 Ma. mediante el método K/Ar (Oligoceno temprano) (Fries, 1960) aunque de acuerdo a su posición estratigráfica fue ubicada en el intervalo Oligoceno-Mioceno por el mismo autor. Linares y Urrutia-Fucugauchi (1981) obtuvieron una edad de 49 ± 3 Ma correspondiente al Eoceno medio; mientras que Morán-Zenteno et al. (1998) han determinado una edad del Oligoceno para esta rocas y otras similares de la región Taxco-Huautla, en base a varios fechamientos isotópicos Tabla II.1. Por lo tanto esta unidad se considera únicamente dentro del Oligoceno.

Tabla II.1. Fechamientos isotópicos reportadas para la Riolita Tilzapotla

Muestra	Localidad	Tr	Md	edad (Ma)	fuentes
M48-51	Taxco Gro.	Rt+	Re	49+/-3	1
En19	Taxco Gro.	Rt++	Re	36.9+/-1.3	2
En19	Taxco Gro.	Rt++	Sa	35.5+/-1.2	2
BV-12	Buenvista	Hor	Hor	24.8+/-1.3	3
BV-17	Buenvista	Igni	Pla	30.5+/-1.1	3
TX-4	Taxco	Vit	Rt	38.2+/-1.0	3
TX-16	Taxco	Vit	Rt	32.4+/-0.9	3
TX-10	Taxco	Rio	pla	31.6+/-1.2	3
TX-21	Taxco	Tob	Bio	32.4+/-0.8	3
TX-25	Taxco	Vit	RT	31.9+/-0.8	3
SOL-5	Quetzalapa	Dac	Bio	31.9+/-0.8	3

Tabla modificada de Herrera (1993)

1. Linares y Urrutia-Fucugauchi (1981)
2. DeCserna y Fries (1981)
3. Alva-Aldave et al. (1996)

Tr= Tipo de Roca
Md= Material fechado
Rt=Roca total
Hor= Horblenda
Sa= Sanidino
Bio= Biotita

Igni= Ignimbrita
Vit= Vidrio
Rio= Riolita
Dac= Dacita
Pla= Plagioclasa
Re= Roca entera

II-2.1.2.5. Ambiente de Depósito o de Formación.

Las rocas de la Ignimbrita Tilzapotla se asocian a un colapso de una estructura caldérica de aproximadamente 20 km de diámetro que existió durante el Oligoceno. Esta estructura junto con otras estructuras inferidas en la región de Taxco- Huautla, formaron parte de la Provincia Volcánica Terciaria del sur de México (TVPSM) (Morán-Zenteno et al., 1998).

II-2.2. Mioceno.

II-2.2.1. Basalto San Nicolás.

II-2.2.1.1. Definición

En este trabajo se propone informalmente el nombre Basalto San Nicolás, para una serie de derrames de basalto, expuestos en el poblado de San Nicolás, localizado al norte de Malinalco y en afloramientos cercanos al poblado de Chalma, y los que se localizan en las inmediaciones de Chiltepec, Estado de México.

II-2.2.1.2. Litología y Espesor

Se presentan en una serie de derrames, que en ocasiones forman fuertes acantilados. En muestra de mano, son de color gris oscuro e intemperizan a gris claro, afaníticos y muy compactos, con vesículas, que en ocasiones están rellenas por material secundario (Figs. 14 y 15). Es difícil establecer un espesor para esta unidad, pero con toda posibilidad sobrepasa los 100 m.



Figura 14. Aspecto del Basalto San Nicolás véase el grado de alteración (A), las vesículas (V) y el relleno de estas por material secundario (S). Afloramiento localizado en las inmediaciones del poblado de San Nicolás.

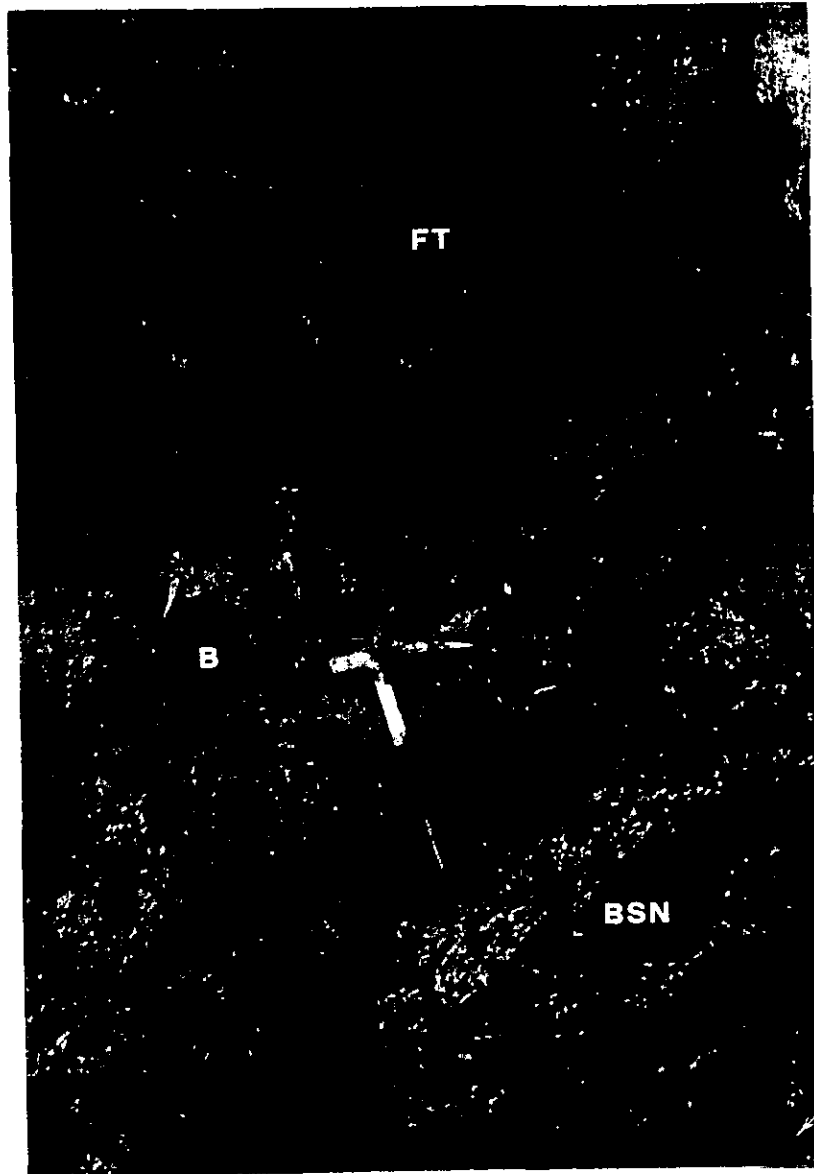


Figura 15. Contacto discordante entre el basalto San Nicolás (BSN) y la Formación Tepoztlán (FT), se aprecia la presencia de una brecha entre ambos (B).

II-2.2.1.3. Relaciones Estratigráficas.

El contacto inferior del Basalto San Nicolás no se observó en las localidades descritas, pero posiblemente sea discordante con La Riolita Tilzapotla, en la región de Chiltepec, ya que no se observó ninguna unidad entre ambas y la diferencia de edad es grande. Es sobreyacida por la Formación Tepoztlán mediante un contacto erosional, paralelo y abrupto con la presencia de horizontes de brecha y material de retrabajo con clastos del Basalto San Nicolás. Estas relaciones se pueden observar sobre la carretera Chiltepec- Nevado de Toluca y en el poblado de San Nicolás.

II-2.2.1.4. Edad y Correlación.

La edad del Basalto San Nicolás es de 21.6 ± 1.0 Ma ($19^{\circ} 58' 30''$ y $99^{\circ} 30' 00''$), correspondiente al Mioceno temprano; esta edad fue determinada con una muestra (BI) colectada en el poblado de San Nicolás por medio del método K/Ar de roca total.

II-2.2.1.5. Ambiente de depósito o Formación.

La escasez de más datos cartográfico, geoquímicos y fechamientos isotópicos, hace difícil la realización de una interpretación acerca del origen del Basalto Nicolás.

II-2.2.2. Formación Tepoztlán.

II-2.2.2.1. Definición

La Formación Tepoztlán fue informalmente definida por Fries en 1960, para unos afloramientos situados cerca del pueblo del mismo nombre, localizado aproximadamente a 16 kilómetros de la Ciudad de Cuernavaca. En esta localidad la Formación Tepoztlán consiste de detritos volcánicos andesíticos predominantemente, depositados en capas cuyo espesor varía de 50 cm hasta 10 m.

II-2.2.2.2. Litología y Espesor

En el área de estudio, los afloramientos de esta unidad se hallan expuestos en los alrededores del poblado de Malinalco, localizado al sureste del Nevado de Toluca. Su litología está representada por una alternancia de rocas de diferente grado de competencia, en la cual es muy característica la erosión diferencial; así mismo, es común ver un basculamiento de la unidad hacia el este, por efectos de fallamiento normal.

La formación está constituida por un potente paquete de lahares y depósitos fluviales intercalados. El color de las capas es de gris claro y crema en muestra fresca y de amarillento a pardusco al intemperismo. Los lahares presentan componentes volcánicos de andesita porfídica, con intercalaciones dentro de la secuencia de capas de rocas piroclásticas. Los depósitos fluviales presentan estructuras de canales de corte y relleno, estratificación cruzada, laminar, gradada, fallas sinsedimentarias y ocasionalmente diques clásticos. (Figs. 16 y 17).



Figura 16. Afloramiento de lahares de la Formación Tepoztlán, en la entrada a las ruinas arqueológicas de Malinalco, Edo. de México. Obsérvese la estratificación laminar (L) y los estratos gruesos en la unidad (G).



Figura 17. Detalle de la Formación Tepoztlán. Se observa la presencia de una falla sinsedimentaria (F) y parte de la granulometría de la unidad (G).

El espesor de la unidad varía considerablemente de un área a otra, entre 200 a 1000 metros. Sin embargo, esta se acuña entre rocas basálticas, en la Sierra de Tenancingo, al este del área de estudio.

II-2.2.2.3. Relaciones Estratigráficas

Las relaciones estratigráficas, observadas sobre la carretera que une a San Nicolás y Tenancingo, son tanto a la cima como a la base, mediante una discordancia paralela con La Secuencia Máfica Basal y el Basalto San Nicolás, respectivamente.

II-2.2.2.4 Edad y Correlación.

Fries (1960) considera que la Formación Tepoztlán tiene una edad probable de Mioceno temprano. Los fechamientos realizados en el presente trabajo a unidades debajo y arriba de la Formación Tepoztlán, sugieren que la Formación Tepoztlán tiene una edad entre la parte terminal del Mioceno temprano y la parte inferior del Mioceno tardío.

II-2.2.2.5. Ambiente de Depósito y Formación.

Las características litológicas y sedimentológicas sugieren que se trata de una secuencia lahárica, con intervalos de sedimentación fluvial, el centro eruptivo del cual provienen permanece desconocido.

II-2.2.3. Secuencia Máfica Basal.

II-2.2.3.1 Definición

Se propone de manera informal el nombre de "Secuencia Máfica Basal", a un potente paquete de derrames de lava basáltica que afloran de manera amplia tanto al oriente como al poniente del Volcán Nevado de Toluca. Elías-Herrera (1993) agrupa a estas rocas dentro de la Andesita Zempoala, las cuales están constituidas por andesitas, dacitas y riodacitas con interestratificaciones de horizontes de brecha volcánica, capas de tobas y algunos horizontes laháricos, que afloran entre otras zonas en las partes aledañas de Malinalco y de la Sierra de Tenancingo. Sin embargo las observaciones realizadas en el presente trabajo así como relaciones estratigráficas y determinaciones isotópicas indican que se trata de una unidad diferente.

Esta unidad aflora ampliamente, formando extensas mesetas, en ocasiones discontinuas y cortadas por profundas barrancas, como es el caso Chiltepec, San Andrés de los Gamma y Sierra de Tenancingo

II-2.2.3. 2. Litología y Espesor.

Litológicamente está constituida por una alternancia de flujos de lavas basálticos y brechas volcánicas de la misma composición; presentan una textura afanítica que rodea a cristales de plagioclasa y en ocasiones minerales de alteración de color verde. Las rocas en muestra fresca son de color gris a gris oscuro, e intemperizan a un color rojo. Son pocas las vesículas que se observan en la secuencia. Es abundante el fracturamiento por enfriamiento y estructuras en forma columnar. Se tomaron dos muestras y se clasificaron bajo el microscopio petrográfico. La muestra NT 9567 es una andesita basáltica de hiperstena, con textura microlítica ofítica, minerales esenciales de andesina-labradorita, accesorios de hiperstena y de alteración como hematita. Es frecuente observar fracturas rellenas de cuarzo. La muestra NT 9544 se clasificó como un basalto con textura traquítica. Los minerales primarios son olivino y plagioclasa cálcicas, minerales

accesorios piroxeno principalmente y los minerales secundarios se encuentra la iddingsita; todos estos minerales empotrados en una mesostasis de vidrio y plagioclasa. El espesor considerado para esta unidad de acuerdo a la cartografía es de 400 metros.

II-2.2.3.3. Relaciones Estratigráficas

Esta unidad sobreyace en discordancia paralela con las rocas de La Formación Tepoztlán, relación observada en las cercanías de San Nicolás, o en los depósitos de avalancha antiguos de posible edad Miocénica, localizados aproximadamente a 4 km al sur del poblado de San Pedro Tlamisco, sobre la Carretera México - Ixtapan de la Sal y también cubre a una secuencia piroclástica de edad desconocida , en las cercanías de Chiltepec (Figs. 18 y 19). A su vez es cubierta discordantemente por rocas piroclásticas más jóvenes.

II-2.2.3.4. Edad y Correlación

De acuerdo a una muestra colectada, en el presente trabajo (Ten-3) ($19^{\circ} 05' 15''$ y $99^{\circ} 37' 20''$) el análisis de roca total por el método de K/Ar, arrojó una edad de 7.5 ± 0.4 Ma. perteneciente al Mioceno tardío. Esta unidad es contemporánea a las secuencias basálticas del área de Querétaro y Río Grande (Ferrari et al., 1994), las cuales han sido fechadas entre 6 y 8 Ma.



Figura 18. Vista panorámica de la Secuencia Máfica Basal (SMB) en contacto inferior con productos piroclásticos y lacustres (FT), correlacionables con la Formación Tepoztlán.



Figura 19. Acercamiento del contacto de la figura 18, donde se aprecia una brecha volcánica de la Secuencia Máfica Basal (SMB) en contacto con los depósitos piroclásticos y lacustres.

II-2.2.3.5. Ambiente de Depósito o de Formación

De acuerdo a relaciones estratigráficas y similitud con las mesetas basálticas de Querétaro y Guadalajara, la Secuencia Máfica Basal, representa el primer evento volcánico del CVTM (Ferrari et al., 1994).

II-2.2.4 Secuencia Volcánica de San Antonio.

II-2.2.4.1 Definición.

Bajo la denominación informal de Secuencia Volcánica San Antonio se agrupa a un conjunto de rocas que constituyen al Volcán San Antonio (Sánchez-Rubio, 1978). Esta estructura volcánica se encuentra al noroeste del Volcán Nevado de Toluca con el cual aparentemente se encuentra alineado.

II-2.2.4.2. Litología y Espesor

El aparato principal consta de una parte central de composición andesítica que aflora en la carretera que une Temascaltepec con Toluca, y en la carretera de terracería que corre de Oxtoltilpan hacia el cráter del Volcán. Estas rocas se encuentran fuertemente afectadas por fallas que presentan estrías de diferente orientación. La segunda unidad se distribuye principalmente hacia la parte norte del volcán en donde forma un complejo abanico de depósitos piroclásticos. En el depósito de avalancha de escombros, mencionado con anterioridad, se colectó una muestra, la cual se clasificó como una latita de textura microlítica, compuesta por feldespatos potásico, hornblenda, augita, magnetita y minerales de alteración como hematita, en una mesostasis vítrea y microlítica.

II-2.2.4.3. Relaciones Estratigraficas.

No se observaron directamente las relaciones estratigráficas, ya que se encuentran cubiertos por los productos del Nevado de Toluca.

II-2.2.4.4. Edad y Correlación

Por el momento no existen fechamientos isotópicos para asignar una edad precisa a las rocas que constituyen a este volcán, pero se infiere una posición estratigráfica dentro del Mioceno.

II-2.2.4.5. Ambiente de depósito o Formación.

Este volcán debe su presencia a la intersección de dos sistemas de fallas, y de acuerdo a la características de los productos emitidos, este volcán tuvo una fuerte actividad piroclástica, pliniana con la consecuente destrucción parcial o total de su cono

II-2.3. Plioceno

II-2.3.1. Complejos Dómicos.

II-2.3.1.1. Definición

Se han agrupado informalmente una serie de conos de lava y domos distribuidos alrededor de los volcanes Nevado de Toluca y San Antonio.

II-2.3.1.2. Litología y espesor

Los primeros son de composición esencialmente basáltica y se encuentran expuestos en la región de San Miguel, donde en conjunto presentan una orientación NE-SW, Una característica especial de estos aparatos es la ocurrencia de colapsos de su estructura con dirección al suroeste como ejemplos tenemos los volcanes Tarasquillo, Las Palomas y Cienegillas entre otros.

Los segundos corresponden a domos que varían en composición de andesítica a dacítica, los cuales están fuertemente afectados por erosión y tectonismo. Estos no presentan una disposición espacial definida y pueden encontrarse en diferentes partes, como es el caso de los domos de Tenango y Putla, localizados al oriente del Nevado de Toluca.

II-2.3.1.3. Relaciones estratigráficas.

Ambas estructuras se emplazan sobre un sustrato miocénico y sirven como barreras topográficas a rocas más jóvenes, como es el caso de los productos provenientes del Nevado de Toluca.

II-2.3.1.4. Edad y Correlación

No existen fechamientos de estas estructuras, por lo que de acuerdo a observaciones de campo y relaciones estratigráficas, se les ha colocado tentativamente dentro del Plioceno.

II-2.3.1.5. Ambiente de depósito o Formación.

Al parecer los conos de lava se han formado a través de fracturas con dirección NE-SW, ya que estos tienen la misma orientación. Los domos es difícil establecer esta orientación, ya que se encuentran distribuidos al azar.

II-2.4. Cuaternario

II-2.5. Pleistoceno

II-2.5.1. Secuencia Andesítica del Nevado de Toluca.

II-2.5.1.1. Definición

Bloomfield (1974, 1975) es el primero en estudiar los depósitos del Nevado de Toluca. Posteriormente Cantagrel et al. (1981) describe las rocas que constituyen la parte central del volcán. Recientemente Arce (1996) y Macías et al. (1997) redefinen la estratigrafía de la región y determinan las características eruptivas del volcán. Las unidades que constituyen al Volcán Nevado de Toluca, son divididas en dos grandes subunidades. La primera corresponde a derrames andesíticos que conforman el aparato principal y la segunda comprende productos piroclásticos emplazados alrededor del volcán.

II-2.5.1.2. Litología y Espesor.

Los derrames del aparato principal afloran en las inmediaciones del poblado de Raices y en el camino que corre de Coatepec de Harinas al Parque de los Venados. Son de color gris medio, constituidos por plagioclasas, piroxenos cuarzo

y fragmentos de roca empotrados en una mesostasis vítrea. La estructura de estas lavas es en bloque y su composición es andesítica. Es frecuente observar también dacítas y andesitas bandeadas de textura porfídica con cristales de olivino y hornblenda.

II-2.5.1.3. Edad y Correlación.

La edad de las lavas del aparato principal fueron determinada por medio de fechamiento con el método K/Ar entre 1.23 a 1.6 millones de años (ver Tabla II.2) ubicándolas dentro del Pleistoceno tardío (Cantagrel et al., 1981).

Tabla II.2 Fechamientos isotópicos para las Rocas del Pleistoceno del Nevado de Toluca

Muestra	Localidad	Tr	Md	edad (Ma)	fuelle
Ne20	Río Caleron V. Guerrero	And+	Re	1.60+/-0.15	1
VnE5	Nevado de Toluca Flanco NW	An	dRe	1.44+/-0.07	1
Me19	Nevado de Toluca Flanco S	And	Re	1.23+/-0.12	1
	Nevado de Toluca			1.3+/-0.3	1

I Cantagrel et al., (1981)

Tr: Tipo de Roca

Re. Roca entera

Md: Mineral fechado

And+ Andesita

II.2.6. Holoceno.

II.2.6.1. Secuencia Dacítica del Nevado de Toluca

II.2.6.1.1. Definición

La segunda unidad comprende productos piroclásticos emplazados alrededor del volcán formando complejos abanicos hacia la parte norte, mientras que hacia la parte sur se encuentran acanalados a través de fosas tectónicas.

II.2.6.1.2. Litología y espesor

Esta unidad es representada por rocas piroclásticas y volcanoclásticas, y se encuentra ampliamente distribuida alrededor del Volcán Nevado de Toluca. Está constituida por avalanchas de escombros, flujos de pómez, lahares depósitos de caída y flujos de bloques y ceniza (Figs. 20 y 21). Se colectaron dos muestras para realizar análisis petrográficos, la primera de un Flujo de Bloques y Cenizas (NT 9533-C), la que se clasificó como una traquita, constituida por minerales de sanidino y microlitos de plagioclasa sódica en menor proporción horblenda, vidrio y minerales opacos. Los cristales se encuentran rotos por efectos de explosión violenta. La segunda muestra (NT-9545) colectada en un flujo de pómez, esta constituida por cristales de cuarzo y albita, con minerales secundarios de horblenda. La roca esta constituida por un 90% de vidrio.

Esta unidad aflora formando diferentes rasgos morfológicos, lo cual indica que sufrió un fuerte control topográfico al momento de su emplazamiento y por diferente tipo de productos. Así por ejemplo, hacia la parte norte en la Cuenca de Toluca, donde es menor el desnivel del volcán, los productos forman un complejo arreglo de abanicos interdigitados, constituidos esencialmente por depósitos de flujos de pómez, bloques y cenizas y en menor cantidad de lahares. Sin embargo hacia la parte sur, donde el desnivel del volcán es mayor con respecto a la cuenca del Río Balsas, se acumulan grandes espesores de lahares, depósitos de avalanchas de escombros y flujos piroclásticos.



Figura 20. Vista general de dos unidades de depósitos de avalancha de escombros, observe claramente el contacto discordante y erosivo (flecha) entre ambas unidades.

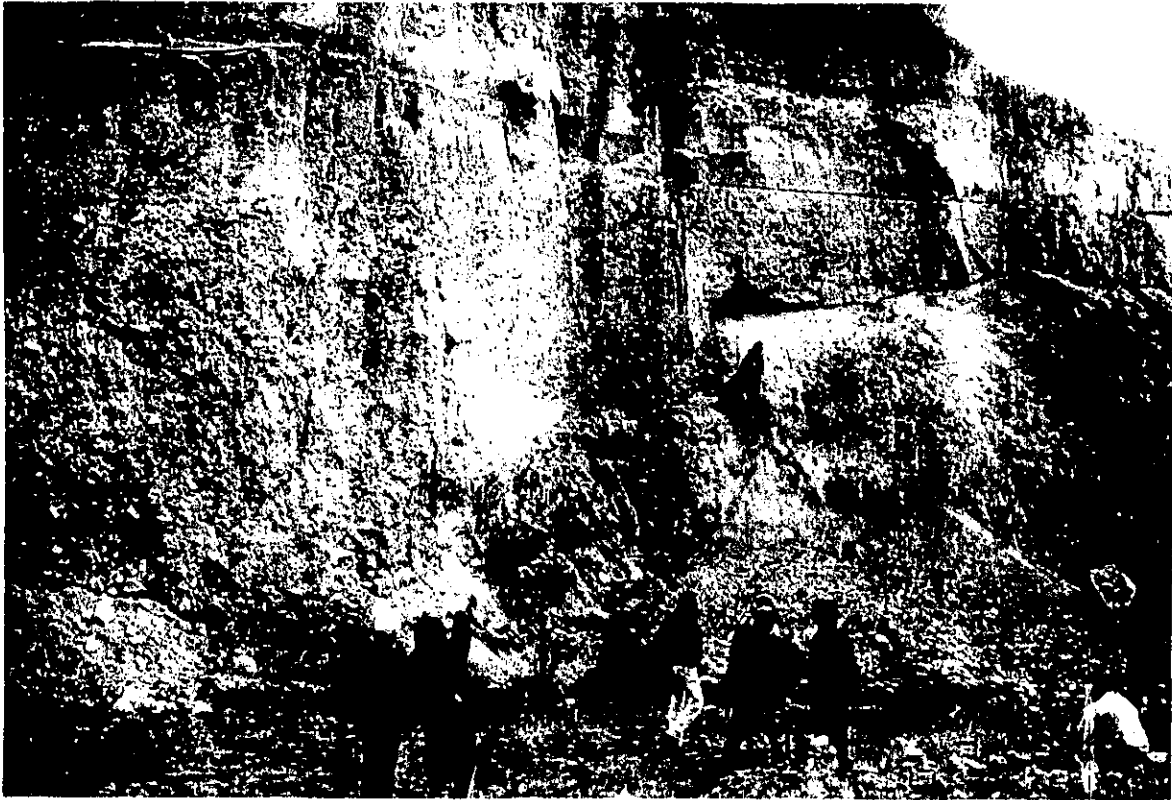


Figura 21. Secuencia de flujos de bloque y cenizas. Las unidades pertenecen a la Secuencia Dacítica del Nevado de Toluca.

II.2.6.1.3. Relaciones Estratigráficas

Cubre de manera discordante a la mayoría de las unidades que afloran en el área de estudio.

II.2.6.1.4. Edad y Correlación.

La edad de esta unidad varía entre los 100,000 hasta los 3,500 años, según fechas obtenidas por medio de ^{14}C (Tabla. II.3)

II.2.6.1.5. Ambiente de Depósito o Formación.

Los productos emitidos por el Nevado de Toluca indican eventos explosivos con la generación de Columnas plinianas, flujos de piroclásticos y destrucciones parciales o totales del aparato principal, comúnmente acompañados de depósitos de lahares.

II-2.6.2. Formación Chichinautzin.

II-2.6.2.1. Definición

La unidad volcánica más joven de la región es un conjunto de conos de escoria y derrames fisurales con una composición química que varía de basáltica a andesítica las cuales pertenecen a la Formación Chichinautzin.

Tabla II.3. Determinaciones de ^{14}C para los depósitos del N. de Toluca.

Muestra	Localidad	Md	Edad (Ma)	Fuente
KBC2	Flanco E (Tlamicso)	Pal	24,410+/-590	2
KBC3	Flanco E (S.J Tilapa)	Pal	25,620+/-680	2
KBC4	Flanco E (Calimaya)	Pal	24,930+/-670	2
KBC5	Flanco E (Calimaya)	Pal	25,020+/-590	2
KBC6	Flanco E (Calimaya)	Pal	25,250+/-760	2
KBC7	Flanco E (Nativitas)	Pal	23,940+/-600	2
KBC8	Flanco E (Calimaya)	Pal	24,260+/-670	2
KBC17	Flanco W (Cajones)	Pal	24,590+/-280	2
KBC18	Flanco W (Cajones)	Pal	24,410+/-550	2
KBC19	Flanco W (El Capulín)	Pal	21,170+/-170	2
KBC41	Flanco W (El Capulín)	Pal	27,590+/-650	1
KBC42	Flanco W (El Capulín)	Hs	24,160+/-420	1
KBC9	Flanco W (Lacomunidad)	Cb	23,800+/-490	1
KBC26	Flanco W (Buenavista)	Pal	21,790+/-200	1
KBC20	Flanco W (El Capulín)	Pal	21,030+/-430	1
KBC25	Flanco (LaComunidad)	Pal	20,100+/-140	4
KBC19	Flanco W (El Capulín)	Pal	21,170+/-550	2
KBC40c	Flanco W (Zaragoza)	Pal	17,090+/-220	4
KBC40b	Flanco W (Zaragoza)	Pal	13,870+/-180	4
KBC40a	Flanco W (Zaragoza)	Pal	13,620+/-150	4
NT9545	19°02'54" 99°39'00"	Cb	26,275+1210-150	5
NT9535B	19°13'26" 99°47'22"	Cb	28,140+865/-780	5
NT9521		Cb	28,925+625/-580	5
NT9550	19°00'09" 99°38'56"	Pal	37,000+/-1125	5
NT9595	19°12'52" 99°45'44"	FB	42,030+3530/-2445	5

Toluca Superior

KBC21	Flanco W (A. Blanca)	Cb	11,950+/-100	2
KBC22	Flanco W (C. Gordo)	Cb	11,850+/-220	2
KBC23	Flanco W (C. Gordo)	Cb	11,470+/-90	2
KBC24	Flanco W (Raices)	Cb	11,050+/-130	2
KBC38	Extremo sur S de las Cruces	Pal	11,630+/-100	1
KBC37	Sierra de las Cruces	Pal	10,550+/-80	1
KBC1	Sierra de las Cruces (San Miguel)	Pal	9,940+/-130	1
KBC35	Sierra de las Cruces (La Venta)	Pal	9080+/-100	1

Tabla Modificada de Herrera 1993

- 1 Bloomfield y Valastro (1977)
- 2 Bloomfield y Valastro (1974);
- 3 Bloomfield (1975);
- 4 Macias et al (1997)

Cb: Carbón

Pal: Pleosuelo

Este campo se encuentra ampliamente distribuido desde el sur de la Cuenca de México hasta la Cuenca de Toluca, Existen algunos volcanes que pueden agruparse dentro de la Formación Chichinautzin como los que se encuentran en las inmediaciones de Tenancingo y al sur de Villa Guerrero.

II-2.6.2.2. Litología y Espesor.

El campo volcánico de Chichinautzin está constituido por 146 volcanes aproximadamente y sus depósitos cubren un área de 952 km². Las lavas son principalmente andesitas en bloques y en menor cantidad dacitas y basaltos. El campo volcánico de Chichinautzin esta caracterizado por la presencia de tres principales tipos de estructuras volcánicas como: conos de escoria, conos de lava y flujos de lava gruesos que carecen de cono. En la región de estudio la Formación Chichinautzin está constituida por varios conos de escoria y derrames fisurales de composición predominantemente andesítica. Entre los volcanes más característicos esta el Tres Cruces, Cuautl Tlaltepec y Holotepec y el derrame fisural de Tenango. En el microscopio petrográfico se clasifico el derrame de Tenango como una andesita de augita y horblenda, con textura microlítica. Los minerales primarios son la oligoclasa y andesina, accesorios como la augita, horblenda y pigeonita y entre los secundarios se encuentran esmectita, hematita y epidota, la mesostasis es vítrea y se encuentra parcialmente desvitrificada.

II-2.6.2.3. Relaciones Estratigráficas.

Por ser uno de los depósitos más jóvenes se encuentran cubriendo indistintamente a rocas más antiguas y en ocasiones es cubierto por aluvión.

II-2.6.2.4. Edad y Correlación.

La edad estimada de esta formación por medio de fechamientos de ^{14}C de suelos y leña carbonizada, así como por medio de morfometría varía entre 38,000 a 8,000 años (Bloomfield, 1974; 1975) (tabla II.4).

Tabla II.4 Fechamientos de la Formación Chichinautzin

Muestra	Localidad	Md	edad (Ma)	Fuente
KBC43	Tenango del Valle, EdoMex.	BT	8440+/-440	1
KBC44	Tenango del Valle, EdoMex.	BT	8700+/-180	1
KBC44a	Tenango del Valle, EdoMex.	BT	8390+/-130	1
2	V. Pelado S. De Chichinautzin	Pal	4070+/-150	2
3	V. CiMa S. De Chichinautzin	Pal	10160+/-70	2
4	V. CiMa S. De Chichinautzin	Pal	10410+/-80	2
5	V. Raices S. De Chichinautzin	Pal	15,740+/-80	2
6	V. Raices S. De Chichinautzin	Pal	15,570+/-300	2
7	V. Tres cumbres S. De Chichinautzin	Pal	16,700+/-150	2
8	V. Tres cumbres S. De Chichinautzin	Pal	18,680+/-120	2
9	V. Tres cumbres S. De Chichinautzin	Pal	23,200+/-?	2
10	V. Malinale S. De Chichinautzin	Pal	18,900+/-600	2
KBC15	Volcan Tres Cruces (Texcalyacac)	Pal	18,390+/-100	3
KBC29	Volcan Tres Cruces (Texcalyacac)	Pal	8,490+/-90	3
KBC11	V. Cuautl (Jalatlaco)	Pal	18,560+/-210	3
KBC28A	V. Cuautl (Jalatlaco)	Pal	19,630+/-240	3
KBC16	V. Cuautl (Jalatlaco)	Pal	19,720+/-240	3
KBC28B	V. Cuautl (Jalatlaco)	Pal	20,210+/-520	3
KBC30	V. Tezontle (S:C Tezontepec)	Cb	21,860+/-380	3
KBC12	V. El Molcajete (S.M. Ameyalco)	Pal	30,200+/-1120	3
KBC10	V. Santa Fe (S. Tianguistenco)	Pal	30,500+/-1160	3
KBC45	V. Coaxusco (Calpulac)	Pal	38,590+/-3220	3

Tabla modificada de Herrera (1993)

1.- Bloomfield, (1974)

2.- Martin del Pozzo (1980)

3.- Blommfield (1975)

Bt : Basalto Tenango

Cb: Carbón

Pl: Paleosuelo

II-2.6.2.5. Ambiente de depósito o Formación

El vulcanismo monogénico es originado por actividad de tipo efusiva y estromboliana

II-2.6.3. Aluvión, Coluvión y Depósitos Lacustres

Es la unidad más joven que aflora en la región, y conforma la parte superficial del relleno de la cuenca de Toluca, los taludes de las partes altas de las sierras circundantes como la Sierra de las Cruces, Volcanes San Antonio y Nevado de Toluca y la Sierra de Tenancingo entre otras. Lo constituyen depósitos de granulometría fina a gruesa, mismas que depende de la posición con respecto a las sierras, así como depósitos lacustres en la Cuenca del Alto Lerma y Lago Chicnahupan.

Capítulo III

Geología Estructural.

III-1. Conceptos fundamentales sobre los procesos de fractura

III-1.1. Noción de Esfuerzo

Un objetivo importante dentro de la Geología Estructural es entender las condiciones de esfuerzos que favorecen el desarrollo de las fallas (Means, 1976 ;Jaeger and Cook, 1969; Hobbs et al., 1976) El esfuerzo es la razón entre la fuerza aplicada a un plano y el área del plano, está dada por:

$$\sigma = F/A$$

donde σ = esfuerzo

F = Fuerza.

A = área.

Si el esfuerzo que actúa sobre la superficie corresponde con un plano con cierta orientación y está presente en una roca, dicha superficie servirá como una zona de deslizamiento entre bloques, entonces se desarrollará fallamiento. La formación del fallamiento depende de las magnitudes relativas de los esfuerzos de cizalla y normales, que son los elementos en los que se descompone el esfuerzo, y que están operando sobre el plano. El esfuerzo normal tiende a inhibir el movimiento sobre la superficie del plano, mientras que el esfuerzo de cizalla tiende a promover el movimiento sobre la superficie del plano. Por lo tanto, es importante

determinar estos dos tipos de esfuerzos (normal y cizalla) que favorecen el fallamiento a lo largo de una superficie dada.

III- 1.2. Estado de esfuerzo uniaxial y biaxial

Para deducir el estado de esfuerzo uniaxial, se supone un sólido isótropo sometido a dos fuerzas F y F' iguales pero opuestas y aplicadas perpendicularmente a dos caras opuestas y paralelas A , del sólido (Fig. 22a). Si se calcula el esfuerzo aplicado en el punto P sobre una superficie $S-S'$ que forma un ángulo θ (θ es el ángulo entre la dirección del esfuerzo normal al plano $S-S'$), tendremos:

$$\text{Esfuerzo Normal } \sigma_N = FN/SS' = (F \cos \theta)/(A/\cos \theta) = F/A \cdot \cos^2 \theta = (F/A) (1 + \cos 2\theta)/2$$

$$\text{Esfuerzo de cizalla } \tau = FT/SS' = (F \sin \theta)/(A/\cos \theta) = F/A (\sin \theta) (\cos \theta) = (F/A) (\sin 2\theta/2)$$

Sin embargo, existe un plano donde σ_N es máximo e igual a F/A y $\tau = 0$. Este plano en el cual $\cos 2\theta = 1$ y el seno de $2\theta = 0$, es cuando $\theta = 0$. Este plano se denomina *plano principal* y el esfuerzo normal a ese plano es denominado *esfuerzo principal*, $\sigma_1 = F/A$. Entonces, se puede escribir.

$$\sigma_N = \frac{1}{2} \sigma_1 (1 + \cos 2\theta) \text{ y } \tau = \frac{1}{2} \sigma_1 \sin 2\theta \dots\dots\dots (1)$$

De la misma forma existen dos planos sobre los que el esfuerzo tangencial o de cizalla τ es máximo, estos son los planos en los cuales $\sin 2\theta' = 1$ o sea, $\theta' = 45^\circ$.

El esfuerzo biaxial para dos fuerzas ortogonales F_1 y F_3 que actúan sobre las dos caras A y B , existen dos esfuerzos principales $\sigma_1 = F_1/A$ y $\sigma_3 = F_3/B$, ya que las caras A y B son por definición dos planos principales (Fig. 22b). El esfuerzo

aplicado en el punto P sobre la superficie SS' que forman un ángulo θ con la superficie, se escribe en función de los esfuerzos principales σ_1 y σ_3 , sumando los esfuerzos normales y tangenciales sobre el mismo plano S-S' se obtiene:

$$\sigma_N = \sigma_1 \cos^2 \theta + \sigma_3 \cos^2 (\pi/2 - \theta) = \sigma_1 \cos^2 \theta + \sigma_3 \sin^2 \theta$$

$$\tau = \sigma_1 \cos \theta \sin \theta - \sigma_3 \cos (\pi/2 - \theta) \sin (\pi/2 - \theta) = (\sigma_1 - \sigma_3) \sin \theta \cos \theta$$

escribiendo estos valores en función del ángulo 2θ se obtiene:

$$\sigma_N = \frac{1}{2} (\sigma_1 + \sigma_3) + \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_3) \cos 2\theta.$$

$$\tau = \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_3) \sin 2\theta \dots\dots\dots (2)$$

III-1.3. Estado de esfuerzo triaxial

Analizando el caso de un cuerpo isótropo sometido a un sistema de fuerzas, por ejemplo un cuerpo deformable C, bajo un estado de esfuerzos en el que no exista torsión del material (Fig. 22d). El esfuerzo Σ_p en un punto P de ese cuerpo y sobre la superficie S se puede determinar, cuando se conocen las componentes S_x , S_y y S_z del vector de esfuerzos Σ_p , sobre las tres caras del tetraedro elemental arbitrariamente escogido en el cuerpo en el sistema con ejes de O_x , O_y y O_z .

Cada una de esas componentes de esfuerzo se puede descomponer en tres ejes en ese sistema (Fig. 22c) por ejemplo para S_z , el vector de esfuerzos sobre la cara del tetraedro que tiene por normal O_z , se observa que σ_{zz} se encuentra a lo largo de O_z mientras σ_{zx} σ_{zy} son normales a O_z , con ejes en O_x y O_y . Si se denominan a los ejes tangenciales con la letra τ y al esfuerzo normal con σ , estas tres componentes se escribirán σ_{zz} τ_{zx} y τ_{zy} . Ahora bien, para las tres caras del tetraedro elemental se obtendrán nueve parámetros para los esfuerzos S_x , S_y y S_z

(Fig. 22d). Estas nueve cantidades se pueden escribir de forma matricial de la siguiente manera:

$$T_{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{yz} & \sigma_{zz} \end{pmatrix}$$

Estos nueve parámetros representan un operador matemático llamado *Tensor*. Este tensor es una matriz cuadrada de 3x3 que define el estado de esfuerzo en el punto P. Para que no haya rotación del sólido $\tau_{xy} = \tau_{yx}$, $\tau_{xz} = \tau_{zx}$; $\tau_{yz} = \tau_{zy}$.

Así como para el esfuerzo uniaxial existe un plano principal, para el esfuerzo biaxial existen dos planos principales ortogonales. También se observa que en el caso general existen *tres planos principales* ortogonales, en los cuales el esfuerzo tangencial es nulo. Los esfuerzos normales a esos planos principales son las *direcciones principales de esfuerzo*. Dos de esas direcciones de los valores principales de los esfuerzos que pasan por el punto P son el σ_1 o esfuerzo máximo y σ_3 o esfuerzo mínimo y la tercera dirección se denomina σ_2 o esfuerzo intermedio ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$). En el caso particular donde los *esfuerzos principales* σ_1 , σ_2 y σ_3 son paralelos a los ejes del sistema de coordenadas podemos escribir:

$$T_{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix}$$

Tres parámetros están representados para los valores principales de σ_1 , σ_2 y σ_3 , los otros tres son los que definen la orientación del sistema principal (Oxyz) respecto a un sistema cualquiera. Ese tensor de esfuerzos permite calcular

cualquier esfuerzo aplicado en un punto P sobre un plano normal v (el cual tiene por cosenos directores l, m, n) por el producto de dos matrices:

$$T_{\sigma} [v] = \begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} l \\ m \\ n \end{pmatrix} \dots\dots\dots (3)$$

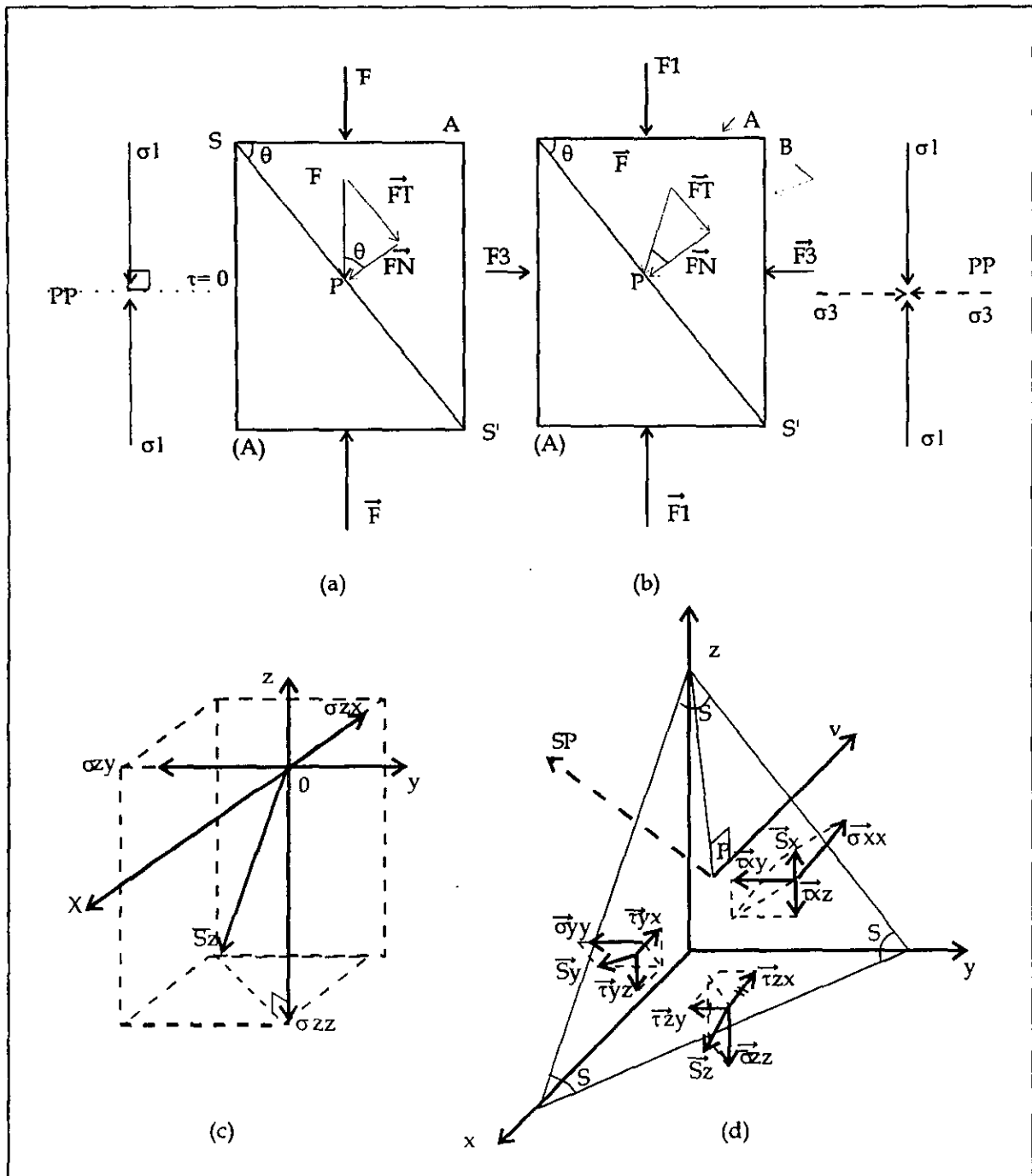


Figura 22. Gráfica que muestra los campos de esfuerzos uniaxial (a), biaxial (b) y triaxial (c), (d).

III-1.4. Elipsoide y campo de esfuerzos.

El lugar geométrico de los extremos de los vectores de esfuerzos para todas las superficies S que pasan por un punto P es un elipsoide, que tiene por ejes a los tres esfuerzos principales. Esto es, si una superficie A con una normal a v (Fig. 23a) forma un ángulo θ con la dirección principal OX , los esfuerzos principales serán σ_1 y σ_2 . El esfuerzo σ aplicado en el punto P sobre la superficie A tienen por componente σ_x y σ_y siguiendo las direcciones principales OX , OY . Entonces, se puede escribir.

$$\begin{aligned} \sigma_x \cdot A &= \sigma_1 A \cdot \text{sen } \theta \quad \text{y} \quad \sigma_y \cdot A = \sigma_2 A \cdot \text{cos } \theta \\ \sigma_x^2 / \sigma_1^2 &= \text{sen}^2 \theta \quad \text{y} \quad \sigma_y^2 / \sigma_2^2 = \text{cos}^2 \theta, \text{ como } \text{sen}^2 \theta + \text{cos}^2 \theta = 1 \\ \sigma_x^2 / \sigma_1^2 + \sigma_y^2 / \sigma_2^2 &= 1 \dots\dots\dots (4) \end{aligned}$$

Esta es la ecuación de una elipse con centro en P y cuyos ejes menor y mayor son σ_1 y σ_2 . Los extremos de los vectores de esfuerzos σ aplicados al punto P están situados sobre el elipse. Se demuestra de la misma manera en tres dimensiones que:

$$\sigma_x^2 / \sigma_1^2 + \sigma_y^2 / \sigma_2^2 + \sigma_z^2 / \sigma_3^2 = 1 \text{ Que corresponde con la ecuación del elipsoide cuyos ejes principales son, } \sigma_1, \sigma_2, \sigma_3.$$

El elipsoide de esfuerzo triaxial se denomina también poliaxial (Fig. 23b) en el caso general cuando $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. Si $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$ ó $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ (Fig. 23c) entonces se denominan de revolución o axial, respectivamente alrededor de los ejes σ_3 y σ_1 . Si $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ el elipsoide es un esfera y el estado de esfuerzos es de tipo hidrostático. Si los elipsoides son idénticos en forma y orientación en todos los puntos de un volumen considerado, se dice que el campo de esfuerzos dentro de ese volumen es homogéneo o uniforme. Este caso es lo que se ha considerado en todas las demostraciones anteriores. De otra manera el campo de esfuerzos sería heterogéneo.

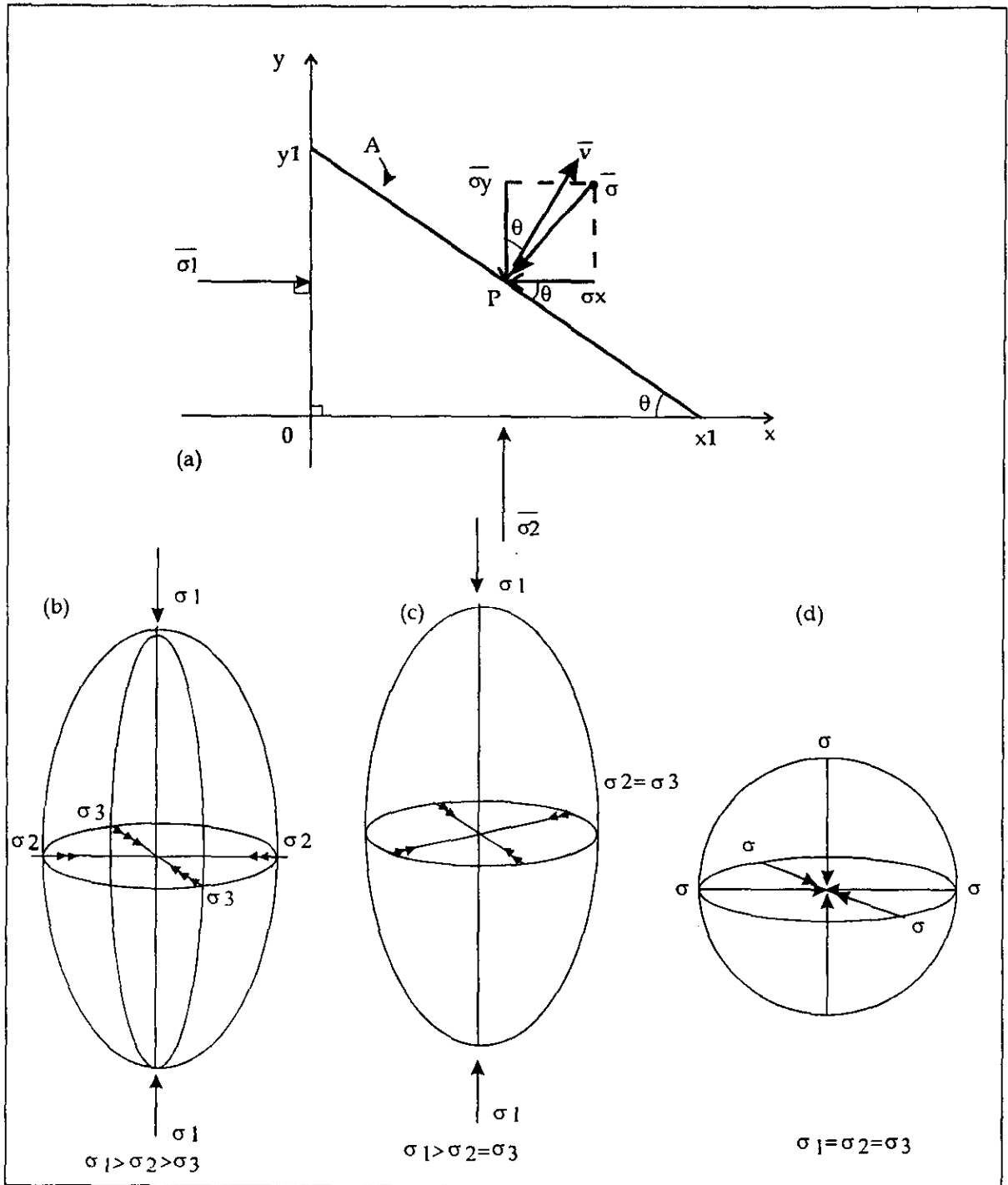


Figura 23. Estado de esfuerzo biaxial en un punto sobre una superficie A (a) y Elipsoide de esfuerzo. (b) poliaxial, (c) de revolución, (d) hidrostático.

III-1.5. Diagrama de Esfuerzos de Mohr.

El círculo de Mohr se gráfica sobre ejes cartesianos: El eje X es el valor del esfuerzo normal (σ_n) y el eje Y el valor del esfuerzo de cizalla (τ) Las coordenadas de cada punto sobre el círculo representan los valores de los componentes del esfuerzo normal y de cizalla (ecuación 2) que actúan sobre un plano de orientación especificada por el ángulo θ , el cual es medido entre el polo del plano y el esfuerzo principal máximo. Por lo tanto el círculo representa el estado bidimensional y tridimensional del esfuerzo de un punto en un cuerpo (Fig. 24).

III-1.6. Criterios de Fractura

El círculo de Mohr es también utilizado para determinar la resistencia de una roca al fracturamiento. El fracturamiento bajo condiciones frágiles puede ser indicativo tanto de (1) El desarrollo de una nueva fractura (Fig. 25a) o de (2) El deslizamiento sobre fracturas preexistentes (Fig. 25d). Estos dos tipos de fracturamientos pueden ser definidos mediante los criterios de fractura.

El criterio de fractura representa el umbral de los esfuerzos que pueden sobreponerse para que el fallamiento ocurra bajo condiciones específicas y puede ser representado por una curva denominada Envolvente de Mohr (Fig. 25a). Con la envolvente de fractura o de Mohr se puede predecir el esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) mínimo que se necesita para que ocurra el fallamiento (Fig. 25 c y b). Esta envolvente separa un campo en el cual la roca permanece estable (no llega a fracturarse), de un campo inestable donde ocurre tanto la ruptura como la deformación por deslizamiento sobre planos preexistentes (Fig. 25d).

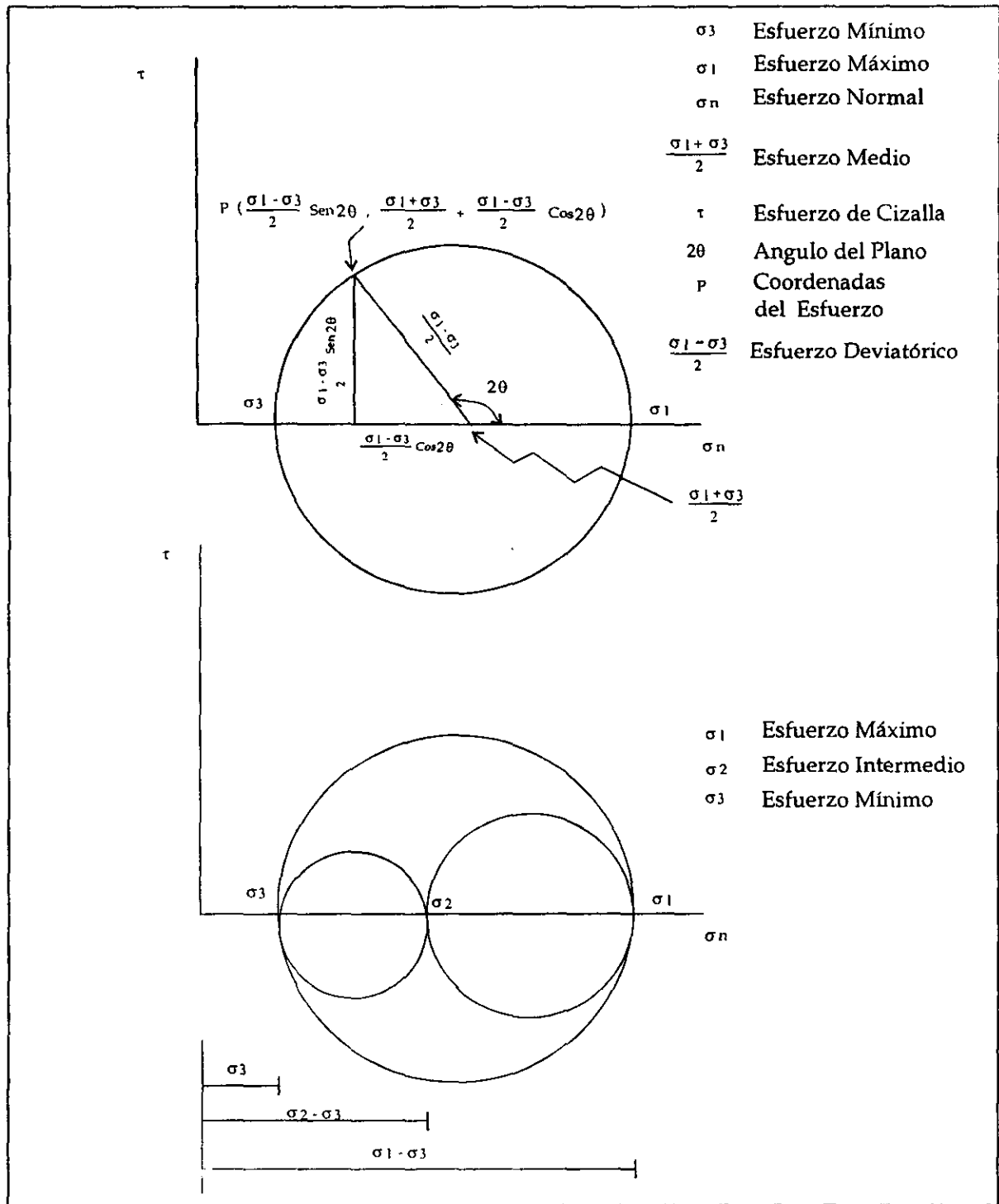


Figura 24. Representación del estado de esfuerzos en dos y tres dimensiones, con el diagrama de Morh.

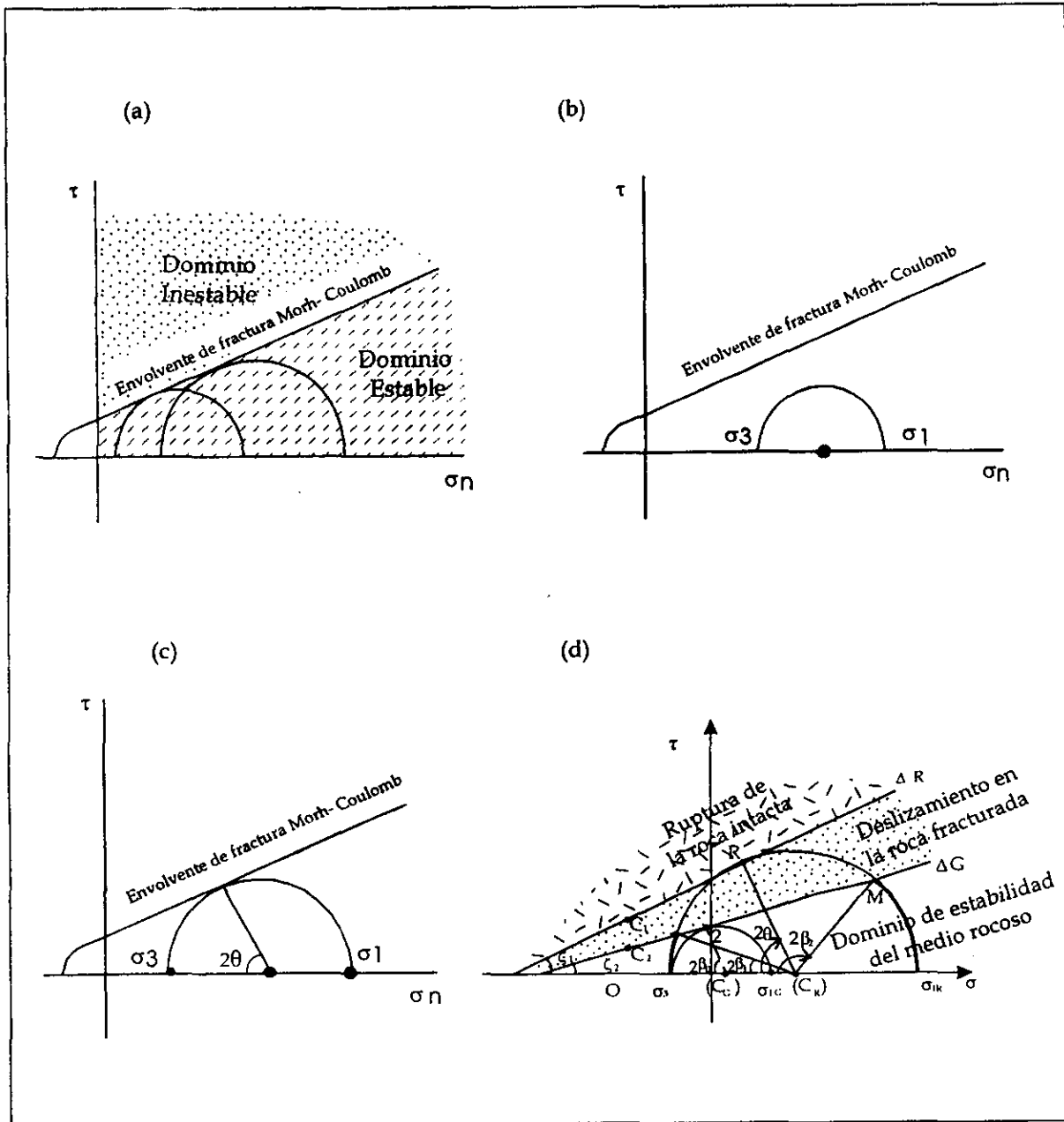


Figura 25. Diferentes aspectos del diagrama de Mohr y el fracturamiento. (a) Se muestra el dominio estable e inestable delimitados por la Envolvente de Mohr (b) Cuando el esfuerzo es insuficiente para llegar a la fractura el círculo de Mohr no intercepta la envolvente. (c) Cuando el círculo de Mohr toca la envolvente se presenta la fractura en la roca. (d) Diagrama de Mohr que muestra el deslizamiento sobre planos pre-existentes.

Uno de los criterios de fractura más conocidos es el denominado Criterio de Mohr-Coulomb. Este criterio se basa en la Ley del deslizamiento friccional de Amonton, la cual está dada por:

$$\tau = \sigma_n \tan \phi \dots\dots\dots (5)$$

τ = Esfuerzo de Cizalla

σ_n = Esfuerzo Normal

ϕ = Angulo de deslizamiento friccional.

τ y σ son los esfuerzos de cizalla y normal que actúan sobre el plano potencial de fractura y ϕ es el ángulo del deslizamiento friccional sobre ese plano. Sin embargo, se ha determinado que previo al desarrollo del plano de fractura, la cohesión de la roca (C_0) debe ser vencida. Por lo tanto el criterio completo puede ser expresado como:

$$\tau = C_0 + \sigma_n \tan \phi \dots\dots\dots (6)$$

La relación entre el ángulo de deslizamiento friccional y el coeficiente de fricción interna (μ) están dadas por:

$$\mu = \tan \phi (7)$$

De tal forma que el criterio de fractura de cizalla se puede escribir como:

$$\tau = C_0 + (\mu) \sigma_n \dots\dots\dots (8)$$

donde μ es el coeficiente de fricción interna.

En esta ecuación se explica que el fracturamiento se produce a lo largo de un plano donde la cizalla es lo suficientemente grande para vencer la cohesión del material y la resistencia de fricción.

La curva que define la envolvente de Mohr nos proporciona datos importantes (Mattauer, 1976):

- 1 Define los dominios para los diferentes valores de σ_1 σ_3 , es decir, una roca es estable cuando se deforma sin rotura; o inestable cuando se deforma con rotura (Fig. 25a).
- 2) Permite conocer de forma fácil el ángulo θ que forman las fracturas con σ_1 , o el ángulos 2θ que forman las fracturas conjugadas (Fig. 25c). Este ángulo aumenta generalmente con el esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$). Será más próximo a lo 90° cuando mayor sea la presión hidrostática (es decir, cuando las rocas se encuentren a mayor profundidad) y tanto más débil cuando más cerca se encuentren de la superficie (donde $\sigma_3 = 0$).
- 3) Determina los diferentes valores del ángulo de fricción interna μ de la roca, siendo μ igual a la pendiente de la envolvente y $\tan\mu$ igual al coeficiente de fricción interna.
- 4) Muestra de una manera general que la resistencia de las rocas en tensión es mucho más débil que a la compresión.
- 5) Dado que θ disminuye cuando μ aumenta, θ alcanza su mínimo en los ensayos de tracción pudiendo alcanzar valores muy pequeños (10° a 20°) incluso nulos hasta la profundidad en que la tracción desaparece. Las fracturas pueden ser muy diferentes de acuerdo a si son producidas por compresión o por distensión en superficie a profundidad.

III-1.7. Clases de esfuerzos

El estado bidimensional de un esfuerzo en un punto puede clasificarse como (Fig. 26):

Tensión Hidrostática. El esfuerzo en todos los planos es tensional e igual

No hay esfuerzo de cizalla, es un estado de esfuerzos muy poco probable en la tierra.

Tensión general.- Los esfuerzos principales son de tensión. Posible a profundidades someras en la tierra.

Tensión Uniaxial. Solo un esfuerzo principal no es cero, y de tensión. Posible en la tierra.

Compresión Uniaxial. Solo un esfuerzo principal es diferente de cero, y de compresión

Tensión y Compresión Un esfuerzo es compresivo y el otro es de tensión. Posible en la tierra.

Esfuerzos de Cizalla Pura. Es un caso especial de tensión y compresión, en el cual $\sigma_1 = -\sigma_3$, de tal forma que los planos de máximo esfuerzo de cizalla son también los planos los planos de esfuerzos de cizalla pura (p. ej. el componente de esfuerzo normales cero en esos planos). Posible en la tierra.

Compresión General.- Ambos esfuerzos principales son compresivos. Común en la tierra. En tres dimensiones, este estado de esfuerzos en la tierra se denomina **Compresión triaxial**, porque los tres esfuerzos principales son diferente de cero.

Compresión Hidrostática.- Los esfuerzos a través de todos los planos son compresivos e iguales. No hay esfuerzo de cizalla. Posible en la tierra, especialmente a grandes profundidades.

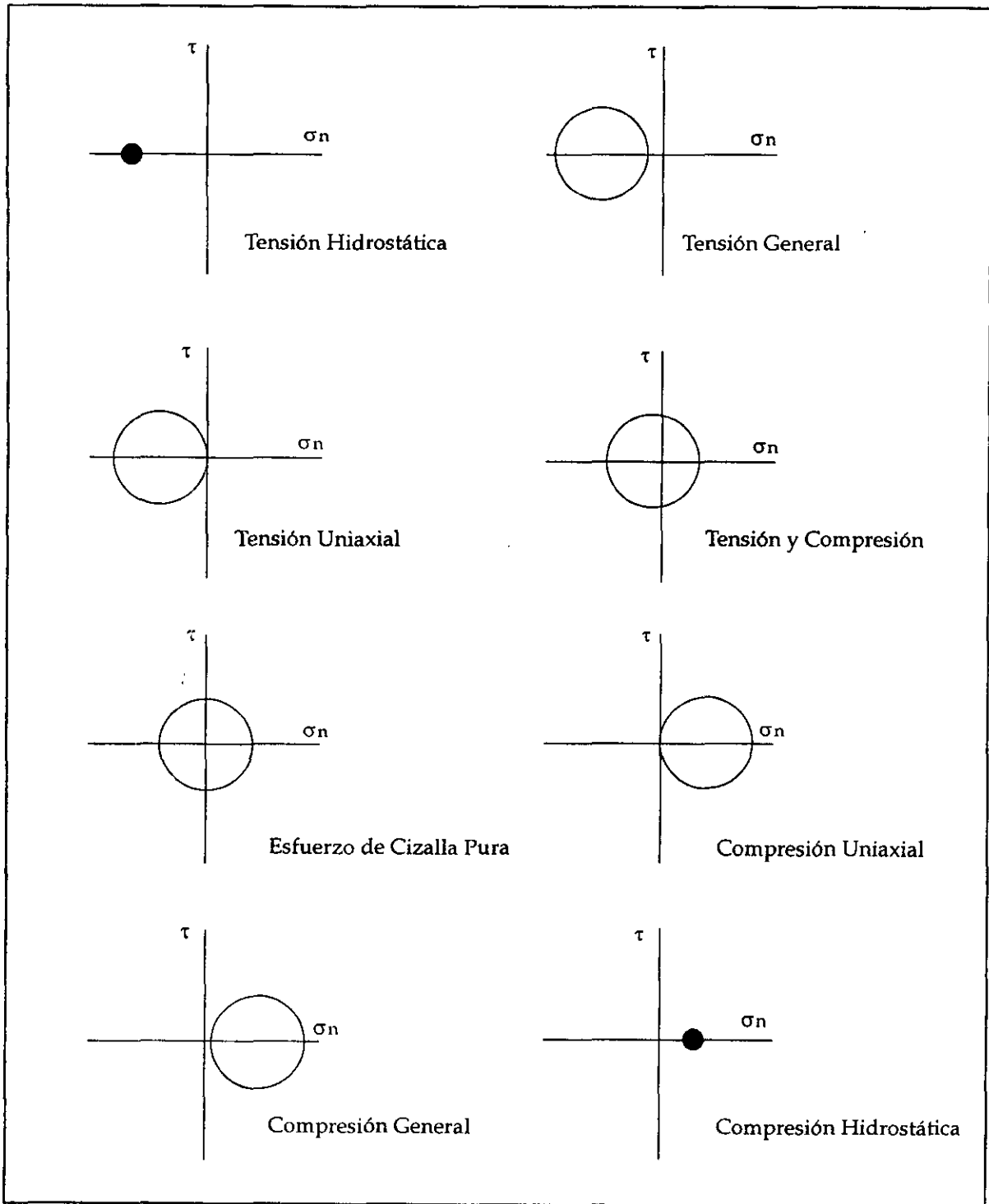


Figura 26. Círculos de Mohr que representan varios posibles estados de esfuerzo bidimensionales.

III- 1.7.1 Esfuerzo medio o desviatorio.

Cualquier estado de esfuerzos tanto bi o tridimensional se puede resolver en un estado de esfuerzo medio y/o esfuerzo desviatorio, que se representan de la siguiente forma:

En dos dimensiones

$$\sigma_m = (\sigma_1 + \sigma_3)/2 \dots\dots\dots (9)$$

$$\sigma_{desv} = (\sigma_1 - \sigma_3)/2 \dots\dots\dots (10)$$

y en tres dimensiones

$$\sigma_m = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3 \dots\dots\dots (11)$$

$$\sigma_{desv} = (\sigma_1 - \sigma_2 - \sigma_3)/3 \dots\dots\dots (12)$$

En los ejemplos bidimensionales se observa que el esfuerzo medio es un esfuerzo normal en el centro de cada círculo. Conociendo el esfuerzo medio podemos localizar el centro de un círculo de Mohr, sin embargo no conocemos su diámetro, para lo cual tenemos que determinar la diferencia entre los esfuerzos principales σ_1 y σ_3 . Esto da la cantidad máxima a la cual el esfuerzo normal en un plano individual difiere de o se desvía del esfuerzo medio. También da la medida de la cantidad máxima para la cual el esfuerzo de cizalla sobre cada plano se desvía de cero. Por lo tanto para conocer el estado completo de esfuerzos en un punto necesitamos conocer los esfuerzos medio y desviatorio. Ambas cantidades definen el estado de esfuerzos en un punto.

III-1. 8. Respuesta de las rocas al esfuerzo

Las juntas y fracturas son estructuras que resultan de la deformación frágil, en la que bloques de roca son separados uno con respecto al otro a través de discontinuidades más o menos planas. Si el desplazamiento entre los bloques es nulo se denomina fractura, pero si el desplazamiento es importante o al menos ligeramente visible, se denomina falla. Muchas de las fallas y fracturas se forman por fracturamiento, esto es, se desarrollan fracturas a través de las cuales se presenta una pérdida de cohesión. Para entender mejor los procesos que llevan a cabo al fracturamiento de la roca, es necesario analizar algunos aspectos del comportamiento de las rocas al ser sometidas a esfuerzos.

Una de las disciplinas que se encarga del estudio de las características mecánicas de las rocas, es la reología, la cual estudia la respuesta de los materiales al esfuerzo y cesión, siendo este último el esfuerzo máximo que puede sufrir un material antes de quebrarse.

Los experimentos sobre deformación de rocas se usan para modelar su deformación frágil y dúctil. La primera se refiere a la formación y movimiento de las fracturas en las rocas, mientras que la segunda se refiere a la deformación que ocurre sin pérdida de cohesión del material. Generalmente los experimentos son de tipo triaxial, y se controlan las condiciones físicas durante el experimento; por ejemplo el porcentaje de deformación, presión de confinamiento y presión de poro.

En los experimentos de deformación efectuados en laboratorio se utilizan frecuentemente cilindros de roca. En estos experimentos, el esfuerzo axial corresponde con σ_1 (compresión), mientras que la presión de confinamiento corresponde a σ_2 y σ_3 , que tienen la misma magnitud debido la geometría de la muestra y la configuración experimental.

Existen varias formas de representar los resultados de los análisis experimentales, pero comúnmente se utilizan las gráficas de *esfuerzo-deformación*. La deformación se define como un cambio tanto permanente (deformación plástica) como recobable (deformación elástica) de la forma o tamaño de un cuerpo de roca causada por cambios de esfuerzo dentro de la tierra. La deformación se manifiesta de varias formas, ya sea por el cambio en la longitud de una línea, la cual se define numéricamente como:

ϵ = elongación

$$\epsilon = l - l_0 / l_0$$

l = longitud. inicial

l_0 = longitud final

o por el cambio en el ángulo entre línea, la que se representa:

γ = Deformación por cizalla

$$\gamma = \tan \Psi$$

Ψ = Ángulo de Cizalla

O bien, por el cambio en el volumen de un material.

Δ = Cambio de Volumén

$$\Delta = V_1 - V_0 / V_0$$

V_0 = Volumén inicial

V_1 = Volumén final

Las gráficas de *esfuerzo-deformación* son representadas en un sistema cartesiano, en donde en el eje de las Y se coloca el esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) mientras que en el eje X la deformación. Al graficar los resultados de los experimentos se define una curva denominada *curva esfuerzo-deformación*, cuyo comportamiento está en función de las características de la roca y las condiciones de los experimentos. El inicio de la curva *esfuerzo-deformación*, corresponde a una recta de fuerte pendiente, lo que indica que la deformación es poco importante. Esta recta define una deformación elástica cuya ecuación describe las relaciones proporcionales entre esfuerzo y la deformación para cuerpos elásticos, conocida como *La Ley de Hook* que es definida como:

$$\sigma = E e \dots\dots\dots (13)$$

donde σ = Esfuerzo.

e = Deformación

E = Modulo de Young, el cual describe la pendiente de la línea recta en la curva esfuerzo- deformación.

Aún cuando se tengan las mismas condiciones de deformación, el valor E varía de roca en roca, reflejando diferencias naturales en la resistencia de la roca a la deformación elástica, de tal forma que la pendiente de la línea en la curva esfuerzo-deformación es una medida de la rigidez de la roca.

Si el esfuerzo deja de actuar sobre la roca durante la deformación elástica ésta recobra su estado original. La deformación elástica en las rocas generalmente es menor al 1%.

Cuando el esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) continua sobre la roca la curva esfuerzo deformación puede llegar a un limite denominado **limite de elasticidad** cuyo valor es conocido como **punto crítico**. En este punto, la curva se flexiona indicando que la roca tiene un comportamiento no elástico. Más allá del limite elástico la roca comienza a fluir, esto es, el rango de comportamiento elástico se sobrepasa y por lo tanto la deformación no se recobra, sino más bien se acumula en la roca. La deformación plástica produce un cambio permanente en la forma del sólido, sin llegar a la fractura por ruptura. Los materiales dúctiles son capaces de sufrir fuerte deformación plástica.

Si la roca se fractura, ésta sufre perdida de cohesión y por lo tanto no es posible que soporte grandes esfuerzos. Estos esfuerzos disminuyen considerablemente hasta llegar a un valor en el que la roca sufre **deformación**

frágil, representada por una brusca caída en la curva *esfuerzo deformación* (Fig. 27a). Generalmente en este estado la deformación es del orden del 5%.

Si la roca no pierde toda la cohesión cuando sucede la fractura, entonces se puede deformar plásticamente, esto es, la curva se flexiona poco a poco cambiando su pendiente. Si la curva sobre la gráfica *esfuerzo-deformación* tiene una pendiente positiva después de la cesión, entonces se produce un endurecimiento por deformación, pero si la curva tiene una pendiente negativa, entonces exhibe un ablandamiento por deformación (Fig. 27c). Un comportamiento perfectamente plástico sobre el diagrama de *esfuerzo-deformación* se manifiesta por una línea recta horizontal (Fig. 27c). Una vez que la roca ha cedido entonces el material se ha deformado plásticamente que comúnmente excede el 20% de deformación. La deformación puede seguir incrementándose, tanto como el esfuerzo sea contenido o sostenido por arriba de la **resistencia final** de la roca.

En la gráfica *esfuerzo-deformación* el límite entre los dominios frágil y dúctil corresponde a un punto de inflexión y no a una caída fuerte en la curva. Por lo tanto una deformación entre el 3% y 25% corresponde a un comportamiento frágil-dúctil (Fig. 29a).

Ejemplos de lo anteriormente descrito, se resume en los siguientes ejercicios de Engelder y Marshak, sobre experimentos efectuados en la Arenisca Oil Creek para la deformación frágil y en la Arenisca Berea para ejemplificar la transición frágil-dúctil (Figs. 28 y 29).

III-1.9. Geometría de la deformación frágil

Existen dos principales mecanismos que explican la geometría y relaciones dinámicas en las fallas, estas son: la **Cizalla Pura** también denominada Modelo

Andersoniano o Coulomb-Anderson y Cizalla Simple también denominada Modelo de Riedel.

III-1.9.1 Cizalla Pura.

Este mecanismo fue originalmente propuesto por Anderson (1951) para explicar la orientación de las fallas con respecto a un campo de esfuerzos triaxial. En el régimen de deformación por cizalla pura, la elipse de deformación finita guarda la misma orientación después de cada incremento en la deformación. Por lo tanto, este tipo de deformación es coaxial e irrotacional. Las fallas y fracturas que se forman bajo este régimen son conjugadas y acomodan irrotacionalmente la deformación (Fig. 30). La geometría de la deformación frágil en este régimen se define por un conjunto de fallas conjugadas, que forman un ángulo agudo entre sí que es bisectado por la dirección de máxima compresión. También se forman fallas inversas perpendiculares a la misma dirección, mientras que las estructuras extensionales como grietas de extensión y fallas normales se forman paralelamente a la dirección de máxima compresión (Fig. 31). Generalmente no presentan separaciones medibles en cientos de kilómetros, y generalmente son típicas de deformación de cadenas de pliegues y cabalgaduras donde sistemas de fallas conjugadas cortan a los ejes de los pliegues y tienen simetría ortorombica.

III-1.9.2. Cizalla Simple

Este sistema es no coaxial, lo que indica que las direcciones principales de la elipse de deformación rotan con respecto al marco de referencia y cada acumulación de deformación tiene diferentes direcciones principales.

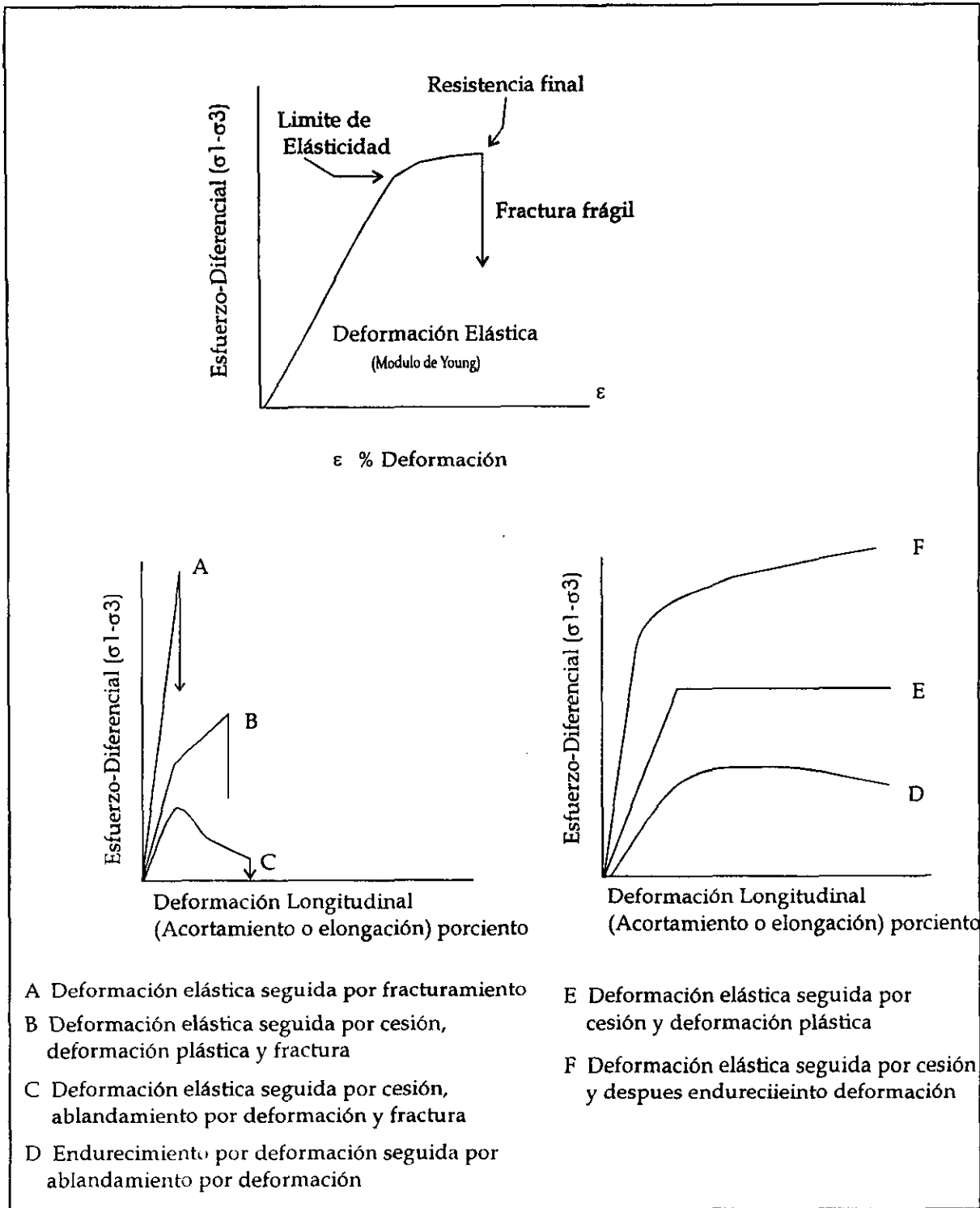


Figura 27. Gráfica esfuerzo deformación, donde se muestra los diferentes comportamientos en experimentos de deformación de rocas.

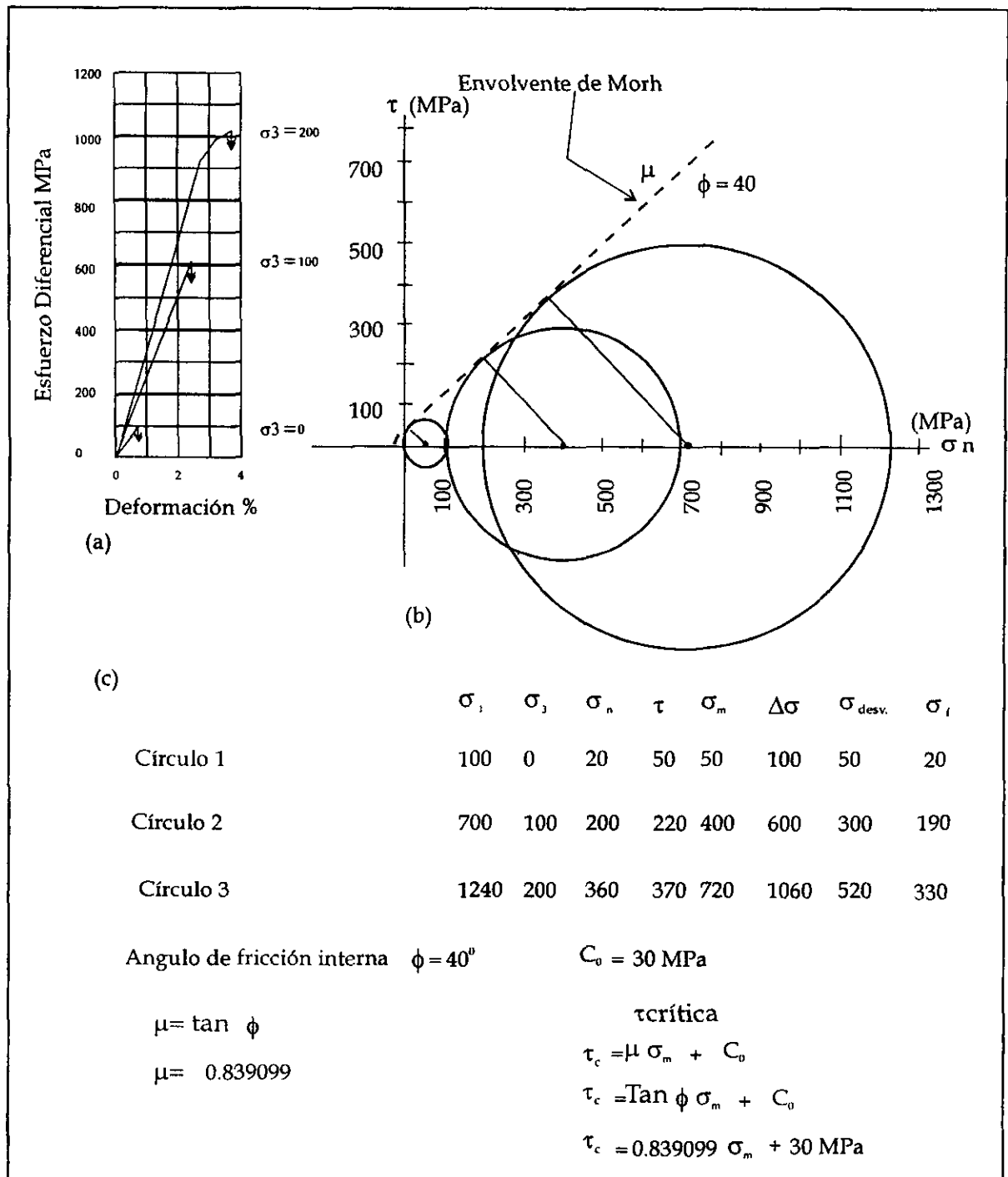


Figura 28. Determinación del estado de esfuerzos y propiedades mecánicas para la Arenisca Oil Creek. (a) Curva esfuerzo-deformación (adaptado de Handin and Hager, 1957). La presión de confinamiento se indica a un lado de la curva. (b) Círculo y envolvente de Mohr. (c) Resultados de los análisis expresados en MPa.

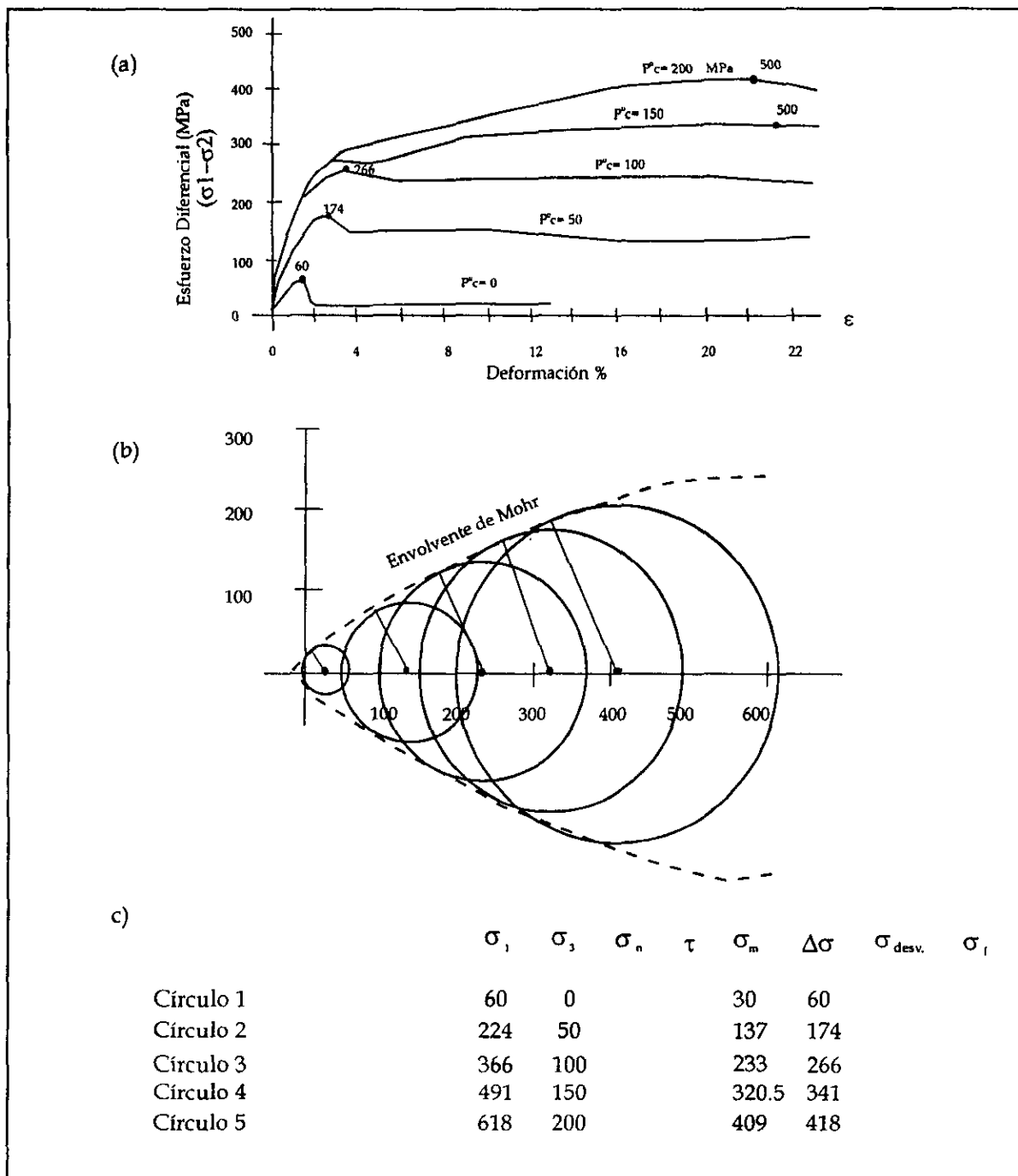


Figura 29. Determinación del estado de esfuerzos y propiedades mecánicas para la Arenisca Berea. (a) Curva esfuerzo-deformación (adaptado de Handin et al., 1957). La presión de confinamiento $P^o c$ es indicada a un lado de la curva, el esfuerzo diferencial y la resistencia final también se indican. (b) Círculo y envolvente de Mohr. (c) Resultados de los análisis expresados en MPa.

Esto es, la elipse de deformación finita gira en el sentido de la cizalla con cada incremento en la deformación. Si las direcciones principales de la elipse de deformación giran, entonces se denomina cizalla rotacional. Esta componente rotacional de la cizalla simple es la causante de la formación de estructuras asimétricas. En general las estructuras formadas por cizalla simple tienen mayor variedad que las formadas durante la cizalla pura y generalmente se encuentran en arreglo escalonado, además de tener simetría monoclinica (Fig. 31).

En experimentos de cizalla simple, los primeros conjuntos de fracturas no son paralelos a la dirección de la cizalla aplicada, estos dos conjuntos se conocen como sintéticas (R) y antitéticas (R') que forman ángulos de 5° a 25° y 65° a 85° respectivamente con respecto a la zona de falla principal, siendo 15° y 75°, los ángulos más comunes. Del mismo modo se forman fracturas de extensión (T) cuya orientación aproximada es de 45°. Bajo este régimen también se forman las denominadas fallas P y X, las cuales son simétricas con respecto a R y R'. Las fallas P se forman a 15° con respecto a la zona de cizalla principal y presentan un movimiento lateral con un componente inverso, por lo que algunos autores las denominan *thrust shears* (Skempton, 1966) o *thrust faults* (Crowell y Ramírez, 1979).

III-1.10. Método de Inversión

Desde Anderson (1951) se ha tratado de interpretar la dinámica de la población de planos de falla estriados asumiendo una correspondencia entre la dirección de esfuerzo resuelto sobre el plano de falla y la estría. Diversos autores (Wallace, 1951; Bott, 1959; Carey y Brunier, 1974; Carey, 1976; Angelier, 1979) han propuesto métodos cuantitativos computarizado para la interpretación de la cinemática de una población de fallas en un cuerpo de roca fuertemente fracturada. El modelo mecánico considera que el material es homogéneo e isótropo, que las deformaciones son pequeñas y que cada población de fallas corresponde a un

evento tectónico gobernado por un simple y homogéneo tensor de esfuerzos regional. Sin embargo, como pueden existir varias poblaciones de fallas, resultado de diversos eventos tectónicos, se debe de realizar una separación de fases directamente en campo con base en observaciones estructurales y estratigráficas. El deslizamiento responsable de la formación de estrías ocurre en cada plano de falla en la dirección y sentido del esfuerzo de cizalla que actúa sobre ellas. El deslizamiento es independiente en cada plano.

Este modelo de análisis determina los parámetros que definen la dirección de deslizamiento sobre un plano de falla, o sea las orientaciones de los ejes principales de esfuerzos $(\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3)$ y las magnitudes de los esfuerzos relativos $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, que minimizan la desviación angular media entre los vectores de deslizamiento calculados y los observados en cada falla.

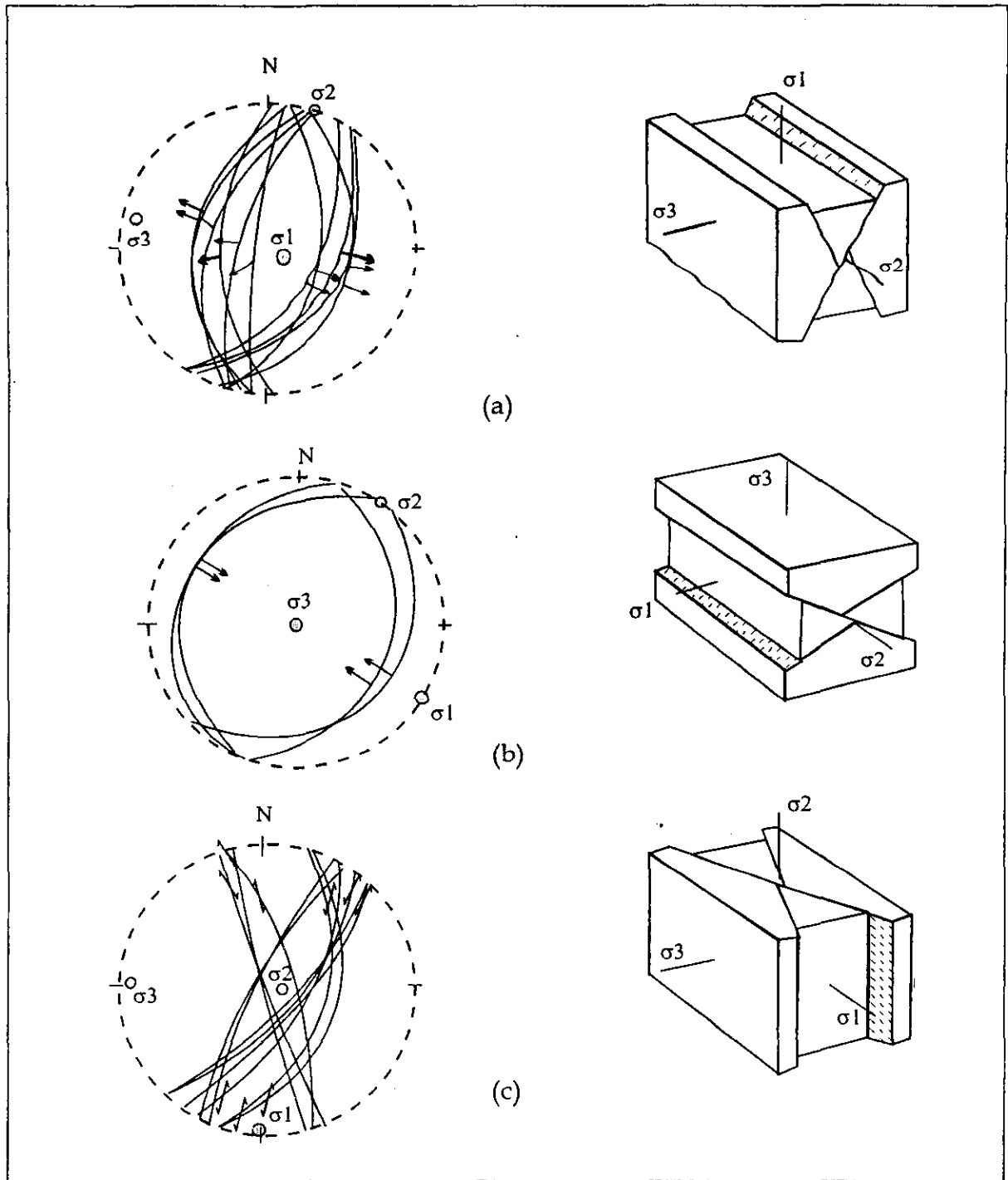


Figura 30. Sistemas de fallas conjugadas y su proyección estereográfica en el hemisferio inferior. (a) fallas normales. (b) fallas inversa. (c) fallas laterales.

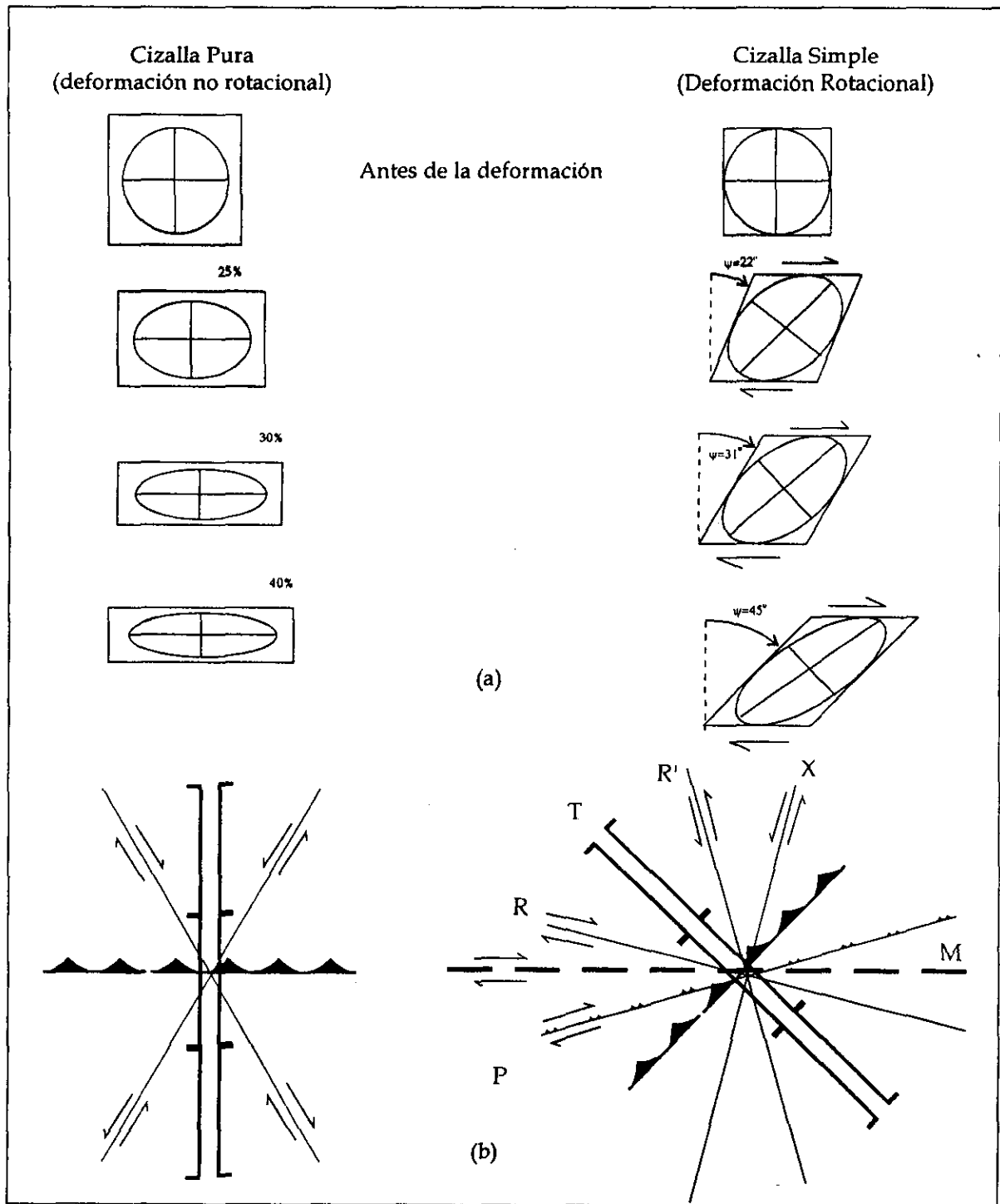


Figura 31. (a) Se muestra la deformación por cizalla pura y cizalla simple. (b) relaciones geométricas de las fallas asociadas a la deformación por cizalla pura y cizalla simple.

III-2. Marco Estructural

El Volcán Nevado de Toluca se encuentra emplazado en la intersección de tres grandes sistemas de fallas de carácter regional (Demant, 1978; García-Palomo et al., 1996). Esta característica de intersección entre elementos estructurales y vulcanismo se observa en varias partes de la CVTM, como es el caso del Volcán de Colima, de la Caldera de los Azufres y Pico de Orizaba, entre otros.

El análisis de imágenes de satélite TM (Bandas 1,2,3,4,5,7), el estudio de las fotografías aéreas y cartografía geológica ayudaron a separar y conocer los tres sistemas estructurales, que han gobernado la evolución geológica del Volcán Nevado de Toluca. Estos sistemas son denominados del más antiguo al más reciente: Sistema de Fallas Taxco-Querétaro (SFTQ), Sistema de Fallas San Antonio (SFSA) y Sistemas de Fallas Tenango (SFT), (Figs. 32 y 33) y a continuación se describen las características de cada uno.

III-2.1. Sistema de Fallas Taxco-Querétaro.(SFTQ)

III-2.1.1. Definición

Este sistema de fallas fue propuesto por Demant en 1976 y ha sido considerado como un sistema regional que está gobernando la geometría del vulcanismo de la CVTM, en su parte central (Demant, 1978; Pasquaré et al, 1987; Garduño-Monroy y Gutierrez-Negrin, 1991). El Sistema Taxco-Querétaro presenta una geometría similar de la provincia "Basin and Range", del sur de los Estados Unidos y norte de México, aunque diversos autores han interpretado su



Figura 32. Imagen de satélite de la región de estudio, donde se muestran los principales sistemas de fallas y estructuras volcánicas mayores. Las abreviaturas son: (SFTQ) Sistema de Fallas Taxco-Querétaro. (SFA) Sistema de Fallas San Antonio. (SFT) Sistema de Fallas Tenango. (NT) Nevado de Toluca. (SA) San Antonio. (IS) Ixtapan de la Sal.

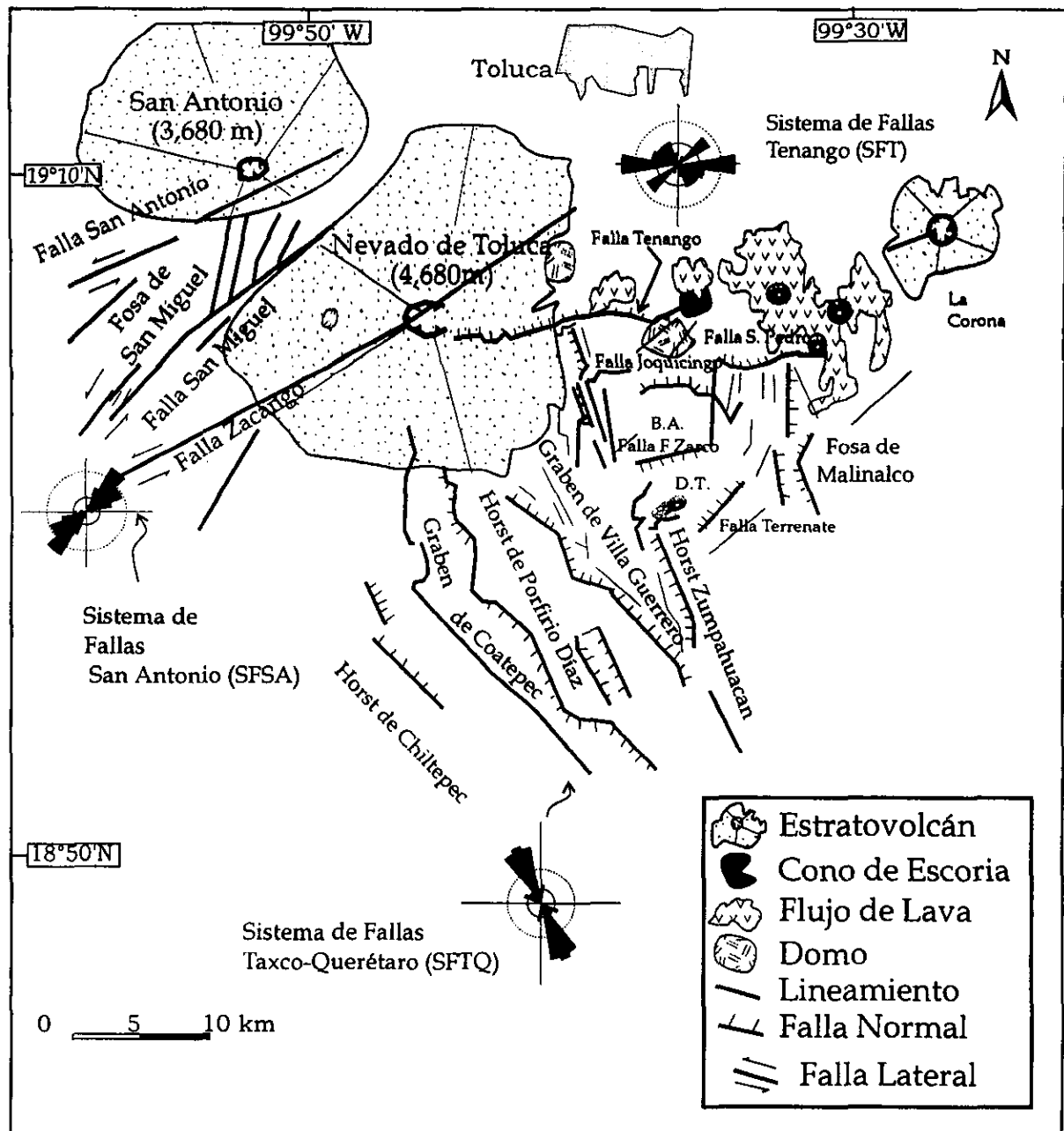


Figura 33. Mapa estructural en el cual se muestran las direcciones de las fallas principales, estructuras secundarias y su representación en la roseta de fracturas, las abreviaturas son: DT Depresión de Tenancingo y BA Basculamiento de Atlatlahuaca.

prolongación más al sur de nuestro país, (Pasquáre et al., 1988; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Suter et al., 1995).

III-2.1.2. Orientación y Dimensiones.

Este sistema de fallas se encuentra desde las inmediaciones de la ciudad de Taxco, Gro. hasta la región norte de la ciudad de Querétaro, en la parte central del país. Entre ambos poblados alcanza una distancia aproximada de 250 km y un ancho que varía entre los 20 y 40 km. Dentro del área de estudio tiene una longitud de 87 km y un ancho de 40 km, con su mayor expresión morfológica hacia la parte sur del Nevado de Toluca. Con el análisis regional y la roseta de fracturas obtenida, se determinó una orientación de rumbo de fallas y fracturas entre N170° y N140° (Fig. 33).

III- 2.1.3. Geometría Estructural.

Las fallas y fracturas del Sistema Taxco-Querétaro, presentan diversas geometrías, ya que se pueden observar rasgos semirectilíneos, en ocasiones discontinuos, quebrados o curvas, y generalmente paralelos entre sí. Las zonas discontinuas representan zonas de transferencia y relevo dentro de las fallas. Las zonas curvas o quebradas resultan por la diferencia en competencia entre los materiales involucrados o por la reactivación de las fallas o bien a la intersección con otras fallas de diferente orientación. A lo largo de las zonas de debilidades es común la presencia de diques ácidos.

Las fallas y fracturas del sistema son de alto ángulo de inclinación y configuran una serie de fosas y pilares tectónicos con un basculamiento generalizado en dirección al E. La orientación de estas estructuras es de N165° y se

les ha denominado como: pilar tectónico de Chiltepec, Porfirio Díaz y Zumpahuacan, mientras las fosas tectónicas son denominados: Coatepec, Villa Guerrero y Malinalco (Fig. 34a)

Pilar Tectónico de Chiltepec.

Esta estructura es la más occidental, del Sistema Taxco-Querétaro dentro del área de estudio. Presenta un relieve estructural con respecto a la planicie de Coatepec de aproximadamente 400 a 800 metros, tiene un ancho que varía entre 11 kilómetros en su región norponiente y 2 kilómetros en la porción sureste. Estratigráficamente en el núcleo existen rocas metamórficas de la Secuencia Volcanosedimentaria Ixtapan Teloloapan, y son cubiertas por las rocas volcánicas terciarias de la Riolita Tilzapotla y la Secuencia Máfica Basal. El Pilar tectónico de Chiltepec presenta un basculamiento en dirección E y en ocasiones se encuentra cortado por fallas y fracturas en dirección ENE-WSW.

Pilar Tectónico de Porfirio Díaz.

Es un alto estructural delimitado por dos fuertes escarpes de falla discontinuas y quebradas, las que generan un relieve topográfico de 400 metros con respecto a la planicie de Coatepec y de 600 metros con respecto a la planicie de Villa Guerrero. Este pilar tectónico se encuentra a más de 200 metro de desnivel por debajo del Pilar tectónico de Chiltepec.

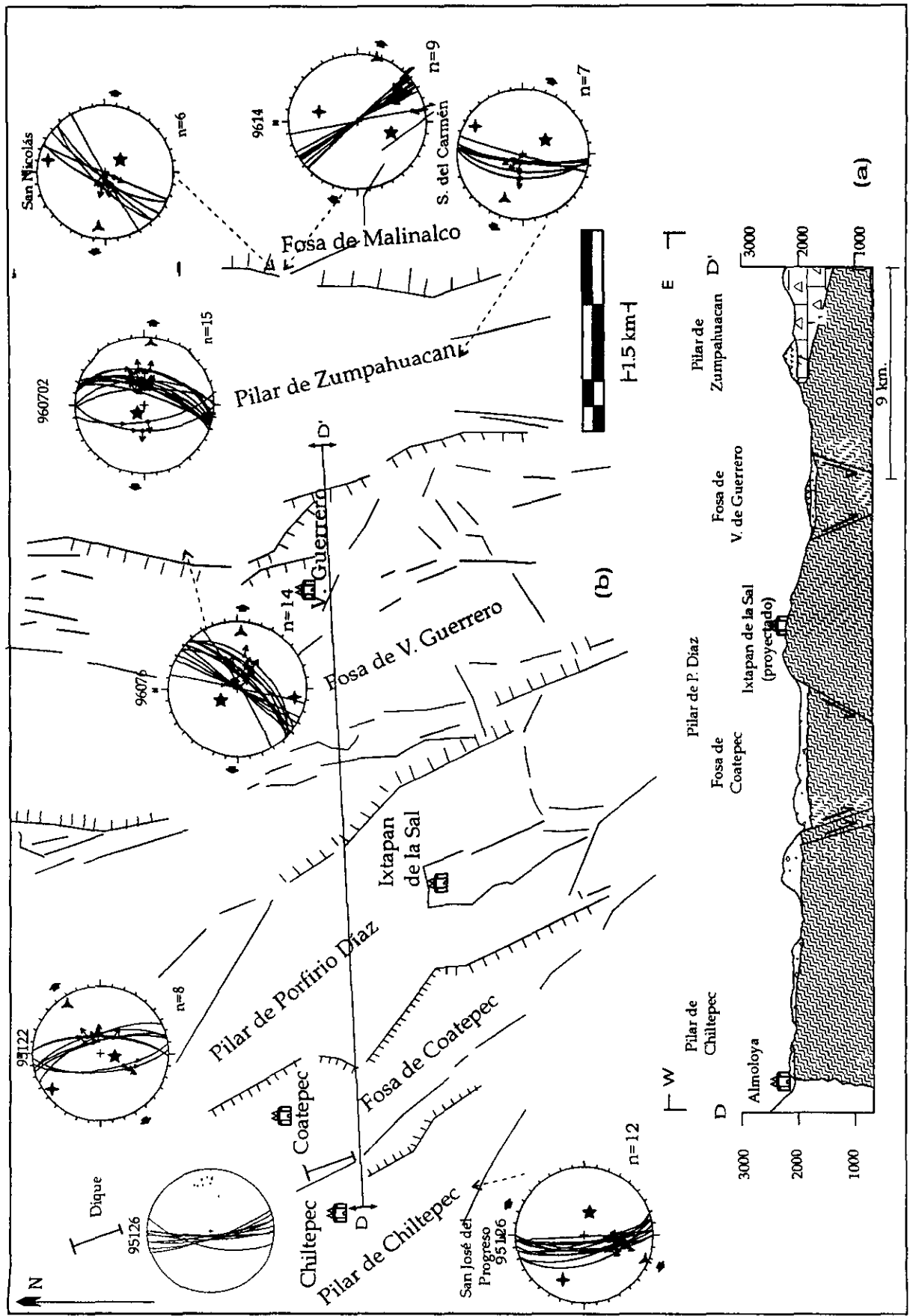


Figura 34. (pagina anterior) Mapa, sección y estaciones estructurales del Sistema Taxco-Querétaro. Las flechas indican la dirección de los tensores de esfuerzos.

La estratigrafía de este alto estructural está conformada por rocas metamórficas y depósitos ignimbríticos de la Riolita Tilzapotla, ambas afectadas por el fallamiento. El ancho de la estructura varía de cuatro kilómetros en la parte norte, en donde desaparece debajo de las rocas piroclásticas del Nevado de Toluca, hasta 7 kilómetros en el extremo sur, cerca de Ixtapan de la Sal.

El pilar tectónico de Porfirio Díaz presenta un basculamiento en dirección E y se encuentra cortado por fallas en dirección E-W y ESE-WSW. El alto estructural continúa por debajo de la parte central del Nevado de Toluca.

Pilar Tectónico de Zumpahuacan.

Es un alto estructural localizado en la parte oriental del área y presenta un relieve topográfico de 400 metros con respecto a la planicie de Villa Guerrero y de hasta 800 metros con respecto a la de Malinalco. Es el pilar tectónico más ancho con una dimensión de 13 kilómetros. La estratigrafía del pilar tectónico es muy diversa en cuanto a litología y edad, así el núcleo lo conforman rocas volcanosedimentarias del Jurásico-Cretácico y rocas calcáreas de la Formación Morelos, rocas terciarias tanto terrígenas como volcánicas de las Formaciones Balsas, Tepoztlán y Secuencia Máfica Basal entre otras. El pilar tectónico de Zumpahuacan está cortado por estructuras más jóvenes.

Fosa Tectónica de Coatepec.

Esta fosa está delimitada por el pilar tectónico de Chiltepec con desnivel topográfico de 400 a 800 metros y el pilar tectónico Porfirio Díaz con un desnivel topográfico de 600 metros. Presenta una longitud de 30 kilómetros y una anchura de 4 a 7 kilómetros. Esta relleno por más de 200 metros de lahares, avalanchas de escombros y flujos piroclásticos, los cuales descansan sobre rocas metamórficas.

Fosa Tectónica de Villa Guerrero

La Fosa de Villa Guerrero está delimitada por el Pilar tectónico de Porfirio Díaz al occidente y el de Zumpahuacan al oriente. Presenta una fuerte diferencia de desnivel de 200 m con respecto a ambos. La fosa está rellena de más de 200 metros de lahares, flujos piroclásticos y derrames de lava de composición basáltica, provenientes de dos conos de escoria localizados dentro de la estructura.

La fosa tectónica tiene una longitud de 35 kilómetros y un ancho que varía entre 4 y 7 kilómetros. La parte inferior del fosa presenta un desnivel topográfico de 600 metros, lo cual le da una mayor profundidad con respecto a la fosa tectónica de Coatepec.

Fosa Tectónica de Malinalco

Es la estructura más oriental de las que constituyen el Sistema Taxco-Querétaro. Está delimitada al occidente por la fosa tectónica de Zumpahuacan y al poniente por una serie de fallas normales y por la Sierra de las Cruces. La diferencia topográfica con respecto al Pilar tectónico de Zumpahuacan es del orden

de los 800 metros lo que le da el mayor desnivel con respecto a las otras fosa tectónicas.

La Fosa tectónica de Malinalco no tiene influencia de los productos provenientes del Nevado de Toluca y solo se encuentra rellena por aluvión y por derrames de lava provenientes del Volcán Tezontle, localizado en la región norte. El núcleo de la estructura es posible que esté constituido por rocas calcáreas y volcánicas del Terciario. Es característico observar un basculamiento en la Formación Tepoztlán, por efectos de las fallas que constituyen el sistema (Figs. 35 y 36)

III-2.1.4 Cinemática.

Entre las estaciones estructurales levantadas, seis de estas reflejan los diferentes eventos y estructuras del sistema Taxco-Querétaro (Fig. 37). De este análisis se desprende que las fallas presentan rumbos entre $N20^\circ$ y $N160^\circ$ (Fig. 37 a) siendo las más sobresalientes estas últimas. La inclinación de los planos es principalmente entre 65° a 90° hacia el E y W (Fig. 37b), aunque existen algunos con inclinaciones menores 45° y 60° .

Sobre los planos de falla hay estrías con diferente inclinación y orientación. de esta se pueden encontrar estrías con un *pitch* de 0° que reflejan fallas laterales izquierdas y derechas (Fig. 38). Estrías con *pitch* de 90° que reflejan un fallamiento normal y algunas estrías con *pitch* que indican una extensión oblicua (Fig. 37c). Existen también una serie de diques félsicos emplazados sobre los planos que afectan a la Riolita Tilzapotla.

El Sistema Taxco-Querétaro por ser un sistema antiguo, presenta diversas fases de actividad, evidenciadas por la presencia de varias generaciones de estrías.

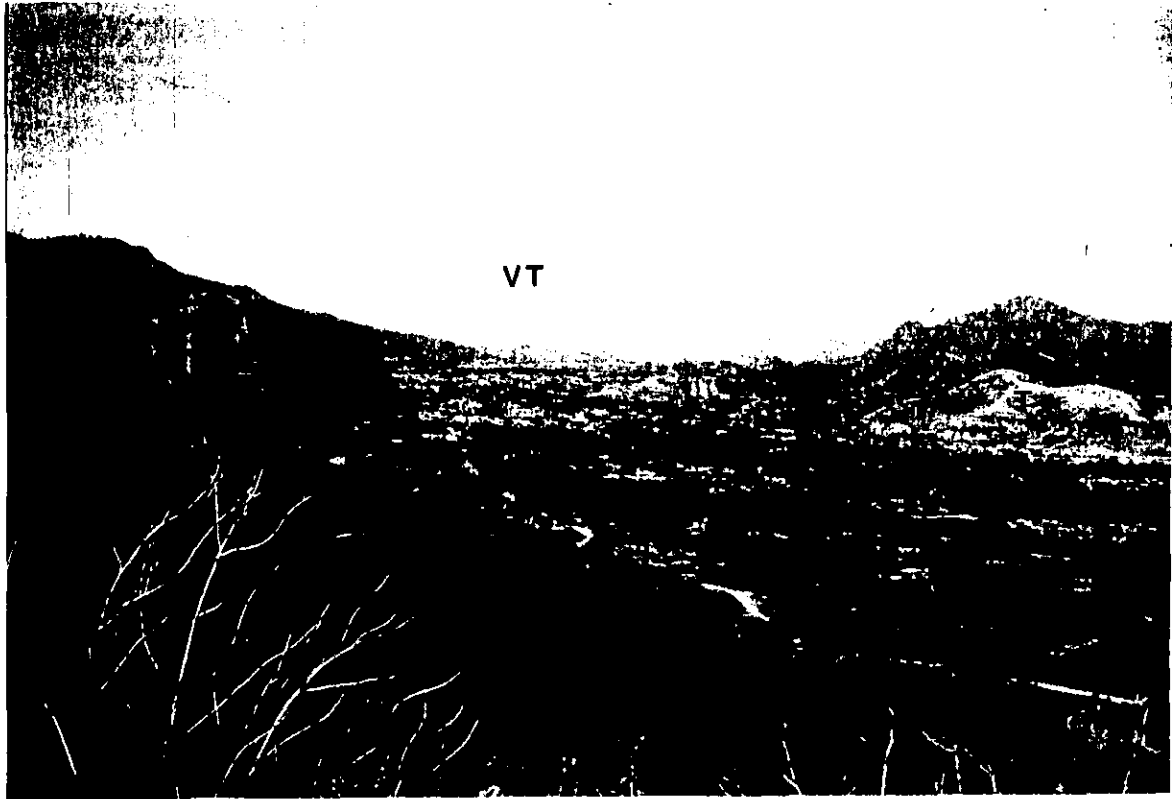


Figura 35. Vista desde el sur de la fosa de Malinalco, en ambos lados de la fosa se observa la formación Tepoztlán (T). Al fondo se observa el volcán El Tezontle (VT), se trata de un aparato monogénico cuyas lavas rellenaron en parte la fosa.



Figura 36. Otra panorámica de la fosa de Malinalco vista desde el oeste, Observe claramente el basculamiento de las capas (B) de la Formación Tepoztlán, ocasionadas por efectos del Sistema Taxco-Querétaro.

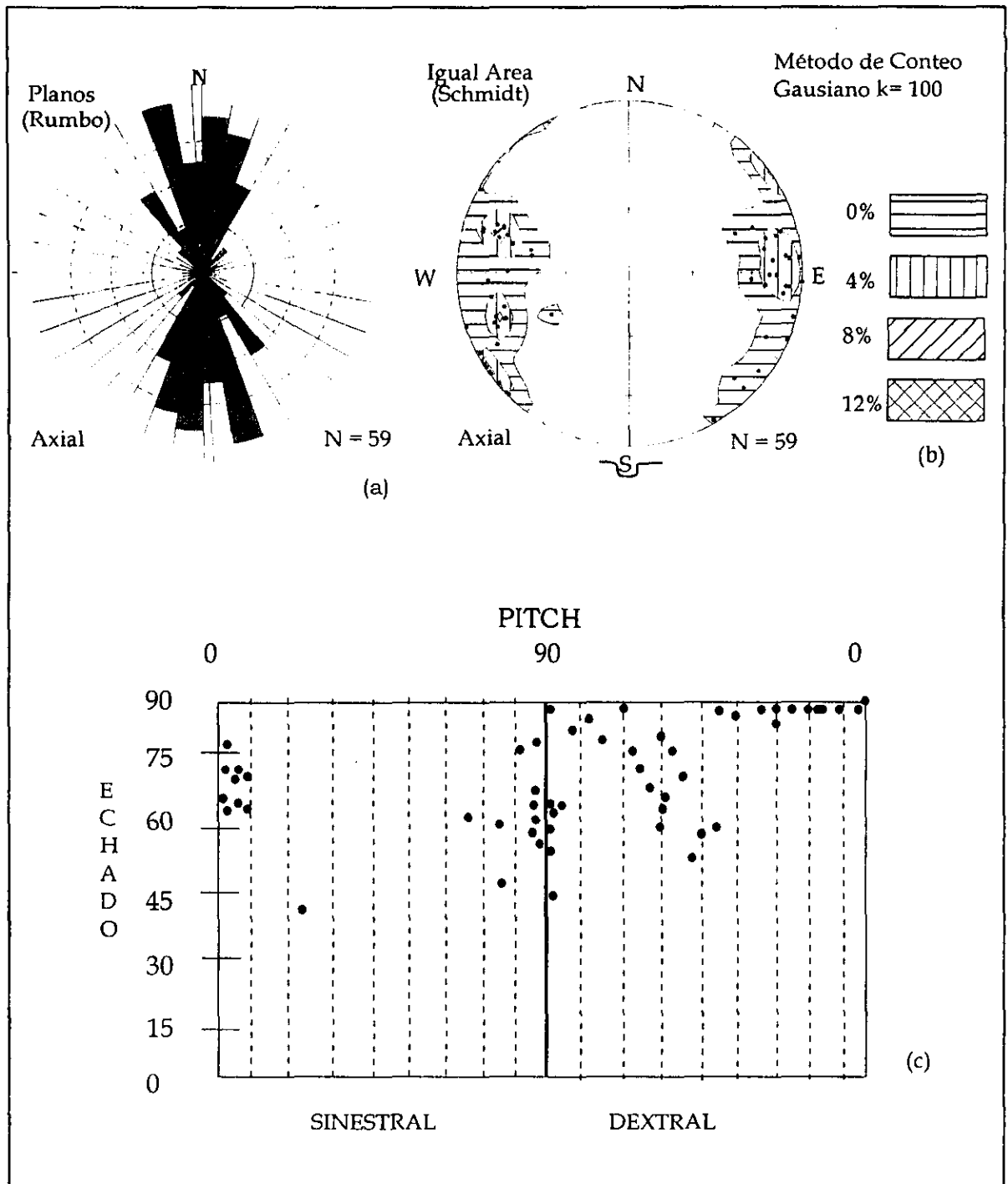


Figura 37. Análisis mesoestructural del sistema Taxco-Querétaro. (a) Roseta de fracturas. (b) Rejilla de Schmidt con polos de fallas y (c) Gráfico de echado vs pitch.



Figura 38. Escalones (E) y plano de falla (A) sobre la Formación Tepoztlán, en la estación estructural 9614. Obsérvese los escalones de falla (E) y las estructuras lunadas (L) que indican un sentido de movimiento lateral derecho.

Del análisis se pueden determinar tres eventos dentro del sistema, por un lado el emplazamiento de los diques posiblemente reflejan una extensión en dirección NE-SW de finales del Oligoceno principios del Mioceno determinado en base a la orientación de los diques que afectan hasta la Riolita Tilzapotla. Un segundo evento del Mioceno medio, similar al de otros sectores dentro de la CVTM (Ferrari et al.,1994), y por último, estrías de fallas normales con una extensión dirigida en dirección N90° durante el Plioceno.

Tabla III-1. Datos de la dirección de esfuerzos y la Razón de esfuerzos, basado en el análisis de deslizamiento a lo largo del Sistema de Fallas-Taxco Querétaro.

Sitio	Ejes principales azimut e inclinación			Razón de Esfuerzos
	σ_1	σ_2	σ_3	ϕ
95122	191/72	324/12	56/13	0.33
96076	324/66	189/18	94/16	0.06
960702	311/78	188/7	97/10	0.29
San Nicolás	140/66	012/15	278/18	0.1
Carmén	149/57	31/17	292/27	0.67

III-2.1.5. Edad

El evento más antiguo del sistema Taxco-Querétaro dentro del área de estudio se considera del Oligoceno, ya que la intrusión de diques félsicos con orientación NNW-SSE, no afectan a rocas del Mioceno. Asimismo la presencia de varias generaciones de estrías sobrepuestas en los planos de falla del sistema y que afectan unidades más jóvenes sugieren posteriores reactivaciones.

III-2.2. Sistema de Fallas San Antonio.

III-2.2.1. Definición

En las imágenes de satélite se aprecia una serie de estructuras con dirección NE-SW, a las que se ha denominado Sistema de Fallas San Antonio (SFSA). Este sistema es un elemento estructural sobresaliente en rocas volcánicas del Mioceno de la CVTM. De Cserna et al., (1988) definieron estas fallas como Zona de Cizallamiento Tenochtitlán.

II-2.2.2 Orientación y Dimensiones.

El Sistema de Fallas San Antonio, como parte de la Zona de Cizallamiento Tenochtitlán, se extiende desde la zona de Zihuatanejo-Petatlán hasta la parte Norte de la Cuenca de México. Este sistema es visible entre los Volcán Nevado de Toluca y San Antonio donde alcanza una longitud de 60 km. y un ancho de 17 km. De acuerdo a los lineamientos obtenidos por teledetección se determina una orientación promedio de N40° (Fig. 32).

II-2.2.3. Geometría Estructural.

Las estructuras mayores que constituyen al sistema San Antonio se denominan: Falla San Antonio, San Miguel y Zacango. Estas se caracterizan por ser continuas por algunos kilómetros con fuertes escarpes de aproximadamente 300 metros. En conjunto constituyen a la denominada Fosa Tectónica de San Miguel. Las fallas más pequeñas son cortas, discontinuas, curvas en planta, con arreglo anastomosado con desarrollo de estructuras romboédricas.

En las fallas principales se desarrollan fallas y fracturas secundarias con arreglo escalonado, las cuales se engloban dentro de una deformación generada por un cizallamiento lateral izquierdo. Las fallas localizadas en la parte central del Volcán San Antonio forman un ángulo de 50° con respecto a las fallas San Antonio y San Miguel. Por el ángulo formado con respecto a las fallas principales se consideran fallas tipo R'. Al oriente de estas fallas existe otro conjunto de fallas y fracturas con arreglo escalonado con un ángulo de 80° con respecto a la Falla San Miguel. Estas últimas fallas junto con las fallas R' forman un ángulo de 45° (Fig 39a)

Falla San Antonio.

La falla San Antonio es un rasgo lineal que corta la parte central del Volcán San Antonio, lugar de donde toma su nombre, tiene una orientación de $N70^\circ$ y una longitud dentro del área de estudio de 24 km, aunque su longitud podría ser mayor ya que con toda probabilidad se continua por debajo de la parte norte de la Cd. de Toluca hasta llegar a la Sierra de las Cruces.

El movimiento de esta falla se considera de tipo lateral izquierdo, el cual se infiere por el arreglo escalonado de la fallas tipo R'. Sin embargo la falla se reactiva con un movimiento normal.

Falla San Miguel.

Es un rasgo lineal que pasa entre los volcanes San Antonio y Nevado de Toluca, tiene una orientación de $N70^\circ$ y presenta una longitud aproximada de 24 km, posiblemente se encuentre debajo del subsuelo de la Ciudad de Toluca, y llegue hasta la Sierra de la Cruces. Junto con la Falla San Antonio forma una zona de Cizalla con movimiento lateral izquierdo.

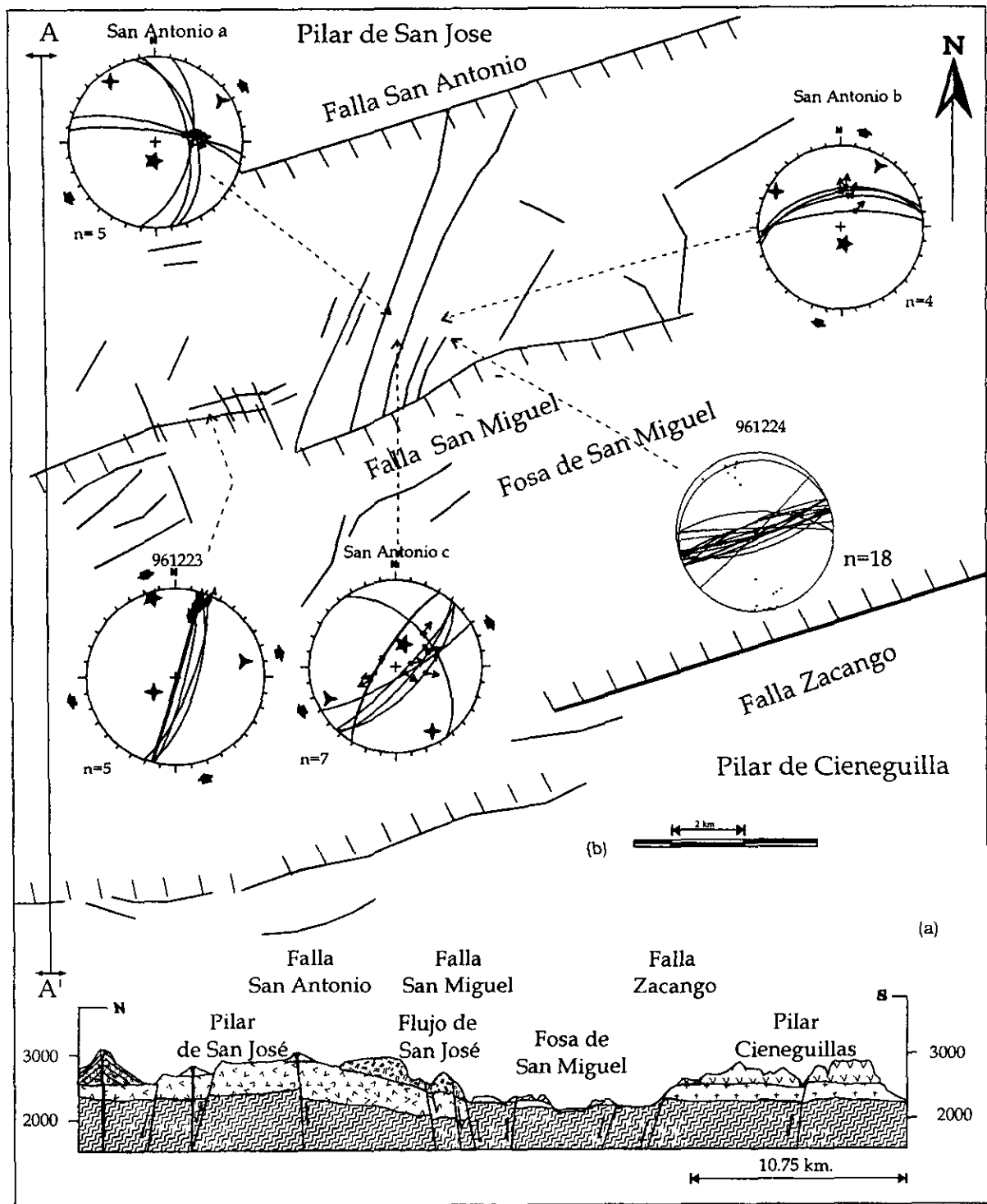


Figura 39. Mapa secciones y estaciones estructurales del Sistema de Fallas San Antonio. Las flechas indican la dirección de los tensores de esfuerzos.

Falla Zacango

Este elemento lineal tiene una fuerte expresión topográfica en ambos lados del Nevado de Toluca; así por ejemplo, hacia la región surponiente se manifiesta por un fuerte escarpe de falla, mientras que en el lado opuesto se define por la alineación de la Cañada Zacango, lugar de donde toma su nombre. Tiene una longitud de 44 km.

No existen elementos para definir un movimiento, pero de acuerdo a su paralelismo con respecto a las otras fallas del sistema, es probable que presenten el mismo tipo de movimiento lateral izquierdo y una reactivación normal, evidenciada por estructuras secundarias como lentificación.

Fosa Tectónica de San Miguel

La Fosa tectónica de San Miguel está delimitada por el pilar tectónico de San José al norte y Cieneguillas al sur, con un desnivel entre 600 y 800 metros respectivamente. Los pilares tectónicos están constituidos en sus núcleos por rocas metamórficas que a su vez son cubiertos por derrames de lava del Plioceno y Mioceno. Algunos presentan un fuerte basculamiento hacia el sur, como se observa en el Flujo San José (Fig. 39b).

La fosa tectónica en su parte más externa presenta un ancho que varía de 3 a 5 kilómetros y está constituida por conos y derrames de lava de edad cuaternaria, así como flujos piroclásticos y relleno aluvial.

III- 2.2.4 Cinemática

En este sistema existen pocos datos de cinemática, algunos fueron obtenidos en planos de falla con dirección N30° (Fig. 40a) las cuales forman estructuras en escalón. Se presentan estrías de fallas lateral tanto izquierdas como derechas cuyo *pitch* varía entre 0° y 20° (Fig. 40c). Estas estructuras tal vez sean el resultado de eventos tectónicos ocurridos durante el Mioceno temprano, como es el caso de otras regiones del CVTM (Ferrari et al., 1994).

Sobrepuestos al evento anterior se encuentran algunos planos de falla con direcciones N30° y otras E-W, buzando entre 60° a 90° (Fig. 40b) y estrías con inclinaciones mayores a 80°, estos elementos indican una fase de extensión con un σ_3 orientado entre N30° y N65°. Posiblemente este evento de deformación ocurrió durante el Plioceno debido a que este corta aparatos andesíticos del Mioceno tardío al Plioceno (Ferrari, et al., 1991). Así mismo, se interpreta que este evento fue el causante de la formación de la fosa tectónica de San Miguel.

Por último en algunas estaciones existen datos que atestiguan una extensión con un σ_3 orientado N-S, como es el caso de la estación microtectónica San Antonio b (Fig.40) el cual se relaciona con el evento normal más joven que afecta al CVTM. Los datos de la dirección de esfuerzos determinados en esa región se encuentran resumidos en la tabla III-2.

III-2.2.5 Edad

Dado que este sistema corta a rocas del Mioceno tardío y Plioceno y de acuerdo a las consideraciones hechas por De Cserna et al. (1988) este sistema de fallas probablemente existía desde el Mioceno y fue reactivado durante el Plioceno.

Tabla III-2. Datos de la dirección de esfuerzos y la razón de esfuerzos, basado en el análisis de deslizamiento a lo largo del Sistema de Fallas San Antonio

Sitio	Ejes principales azimut e inclinación			Razón de Esfuerzos
	σ_1	σ_2	σ_3	ϕ
S. Antonio a	187/72	324/13	67/12	0.41
S. Antonio b	171/73	299/11	32/13	0.27
S. Antonio c	18/68	151/16	245/16	0.14
961223	344/08	236/66	77/22	0.27

III-2.3. Sistema de Fallas Tenango.

III- 2.3.1 Definición

El Sistema de Fallas Tenango es un conjunto de fallas y fracturas localizadas al oriente del Nevado de Toluca. Probablemente este sistema pertenece a la Zona de Fallas Chapala-Tula (Johnson y Harrison, 1990) y/o al denominado sistema de fallas Acambay-Morelia (Suter et al., 1991).

En la zona de estudio los primeros en describir este sistema de fallas fueron Mooser y Maldonado-Koerdell (1961). Posteriormente Bloomfield (1974) estableció una relación entre la emisión de la andesita Tenango y estas fallas, sugiriendo una edad del Pleistoceno temprano para la edad del fallamiento. Estas estructuras E-W en todo el CVTM están siempre ligadas a grandes edificios volcánicos, alineamiento de volcanes monogenéticos y a sismicidad histórica (Suter, et. al. 1991; Garduño, 1988; Yamamoto y Mota, 1980).

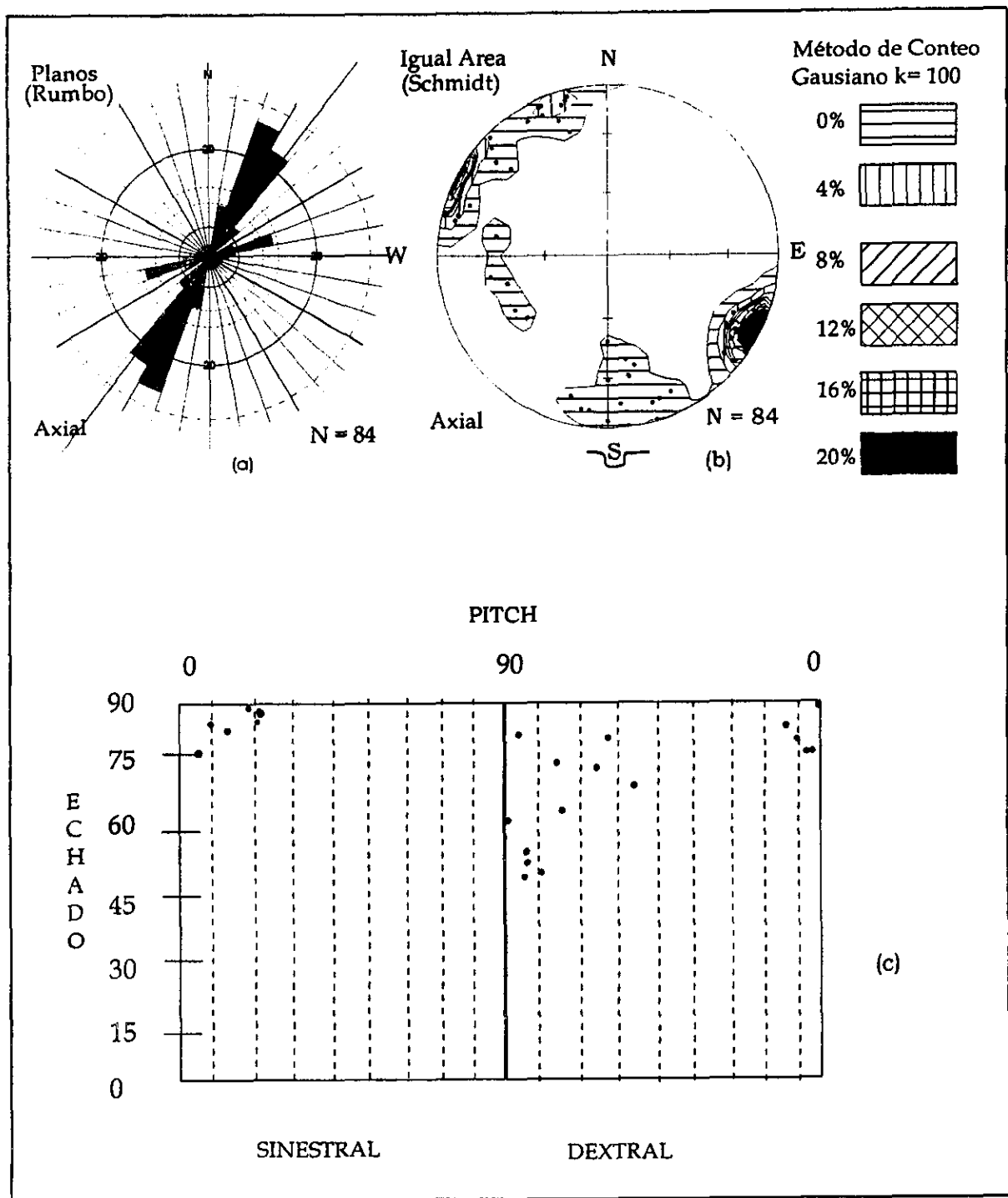


Figura 40. Análisis mesoestructural del Sistema de Fallas San Antonio. (a) Roseta de fracturas. (b) Polos de falla en Rejilla de Schmidt y (c) Gráfico de echado vs pitch.

III-2.3.2. Orientación y Dimensiones.

La Zona de fallas Chapala-Tula se extiende por una distancia aproximada de 450 km, desde las inmediaciones del Lago de Chapala hasta la parte norte de la Cuenca de México. Dentro del área de estudio se extiende por una longitud de 35 kilómetros, entre el cráter del Nevado de Toluca hasta Santa Cruz Tezontepec. Las fallas y fracturas del sistema generalmente presentan una dirección E-W a ENE-WSW (Fig.32)

III-2.3.3 Geometría Estructural.

Las trazas de las fallas principales son curvas, discontinuas y con un arreglo escalonado dextral. Sobre las zonas de curvatura se desarrollan zonas de extensión y compresión. Las fracturas secundarias forman arreglos en escalón de tipo X y R, esta últimas están bien desarrolladas en las inmediaciones de Pueblo Nuevo. También existen fallas tipo P de movimiento lateral que cortan a domos del Plioceno, en la región de San Francisco Tepoxoxuco. En general el arreglo de fallas y fracturas define zonas romboidales.

Otras fracturas con arreglo escalonado que se asocian al sistema son aquellos con orientación de N145°, las que forman un ángulo de 45° con respecto a la Falla Tenango. Este tipo de estructuras fue reportado por Suter et al. (1995) en el fosa tectónica de Acambay y se relaciona a zonas de extensión oblicua. Así mismo, es característico ver fallas lítricas en cuya zona de despegue se desarrollan duplex extensionales (Twiss and Moores, 1992) (Figs. 41, 42 y 43).

Entre los rasgos morfoestructurales que permiten identificar al Sistema de Fallas Tenango se encuentran: escarpes de fallas bien conservados, facetas triangulares, valles en forma de "V", valles lineales, segmentación y formación de

zonas de transferencia o relevo, lomos de presión (pressure ridges), "sag ponds", trazos curvos que forman zonas concavas y convexas y alineación de aparatos monogenéticos. Existen varias estructuras asociadas al sistema como la depresión de Tenancingo, Pilar tectónico de Atlatlahuaca, las fallas Tenango, Joquicingo, San Pedro, y Francisco Zarco, asociadas al sistema y a continuación se describen algunas de las estructuras (Fig. 44b).

Depresión de Tenancingo.

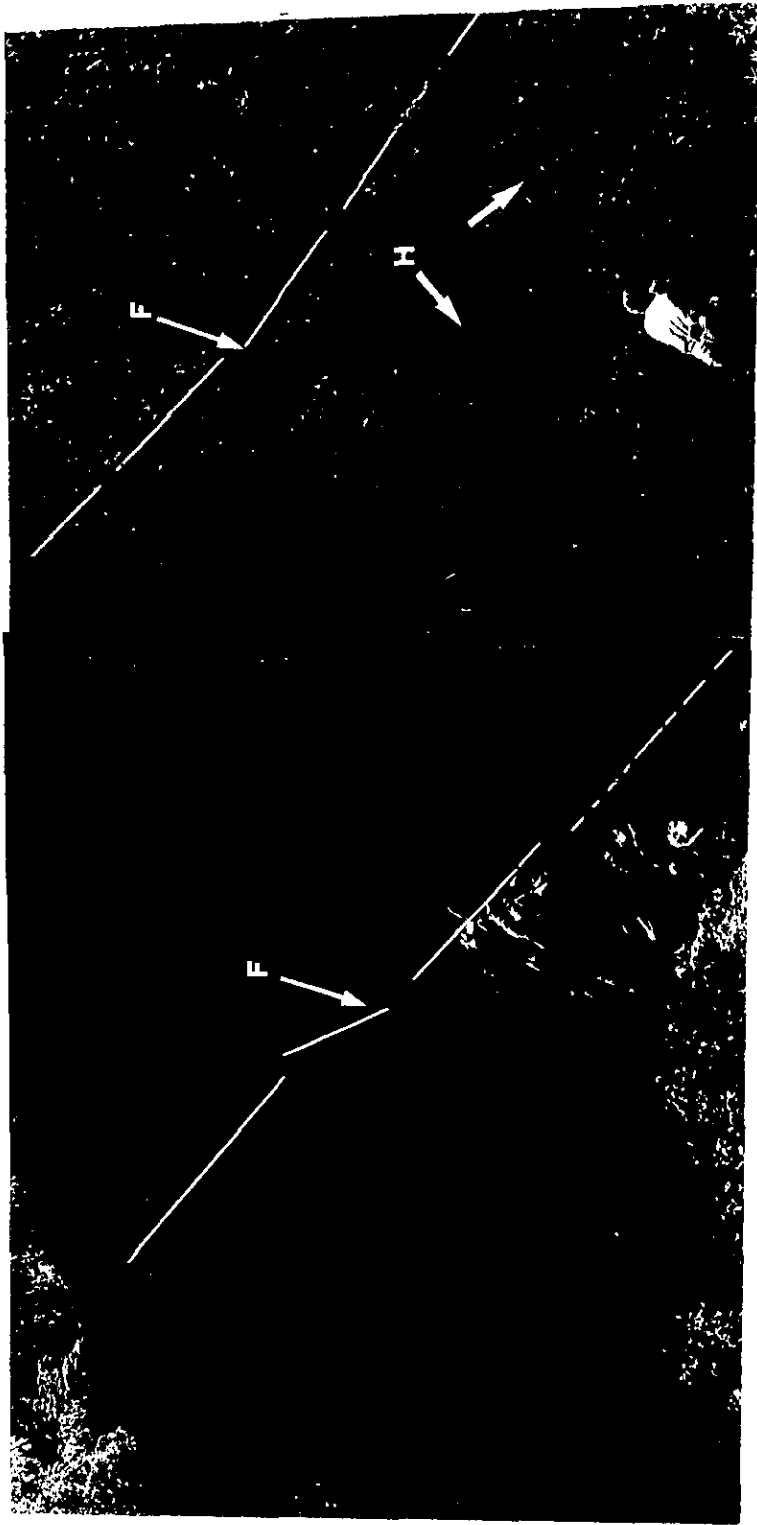
Es una depresión Tectónica delimitada al norte por el levantamiento de Atlatlahuaca y al sur por la Sierra del Carmen, ambas constituidas por rocas de la Secuencia Máfica Basal.

La parte interna de la depresión está rellena por depósitos de abanico aluviales, fluviales, así como por derrames de lava provenientes de cuatro conos de escoria localizados en la parte sur de Tenancingo. Estos conos de escoria se encuentran alineados en la dirección paralela a las fallas E-W.

La longitud de la depresión es de aproximadamente 7 km y disminuye progresivamente hacia el oriente, configurando estructuras semicirculares. En general la estructura presenta una asimetría hacia el sur.

Levantamiento de Atlatlahuaca.

El levantamiento de Atlatlahuaca es un alto estructural constituido por rocas de la Secuencia Máfica Basal. Topográficamente representa un abombamiento (Fig. 44b), cortado por una serie de fallas de diferente orientación. Como se mencionó anteriormente separa a la Cuenca de Toluca de la Depresión de Tenancingo.



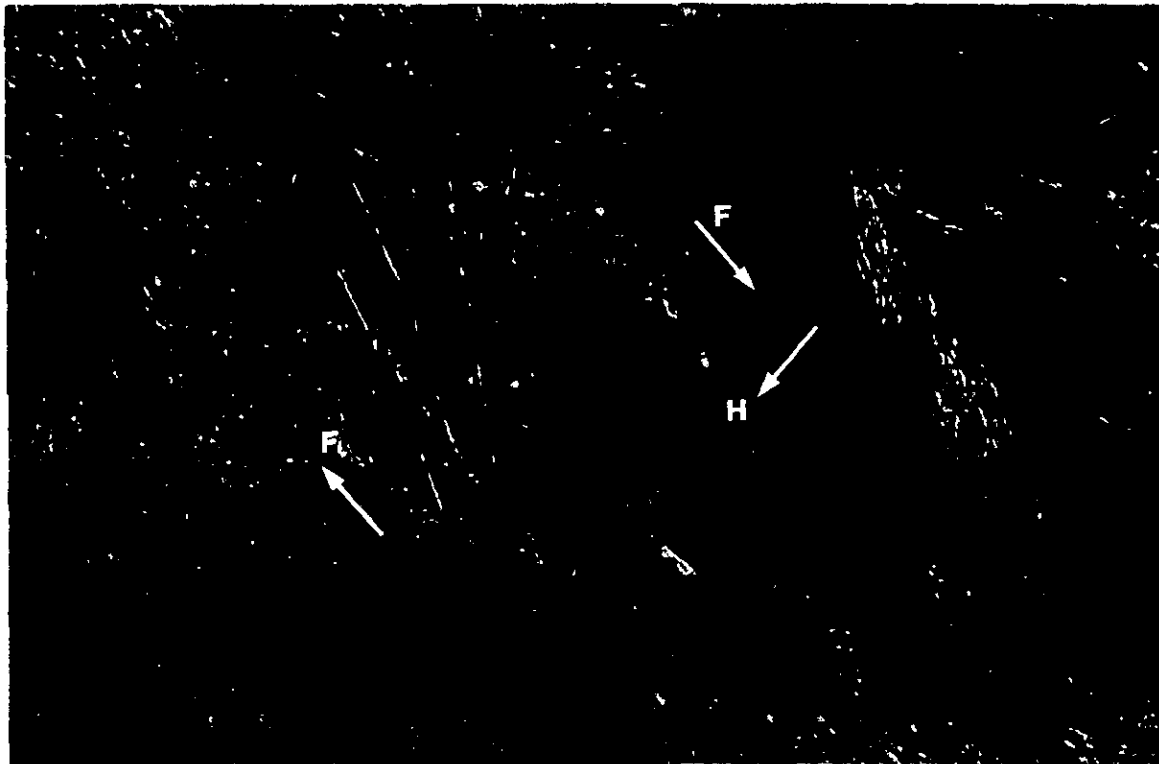


Figura 41. (pagina anterior) Vista general de un "duplex extensional" en donde se aprecian las zonas de falla (F) y la formación de *horses* (H).

Figura 42. Acercamiento de los duplex extensionales, obsérvese los *horses*, (H) compatible con un movimiento normal.



Figura 43. Acercamiento del duplex extensional donde se observa la deformación interna de *horse* (H).

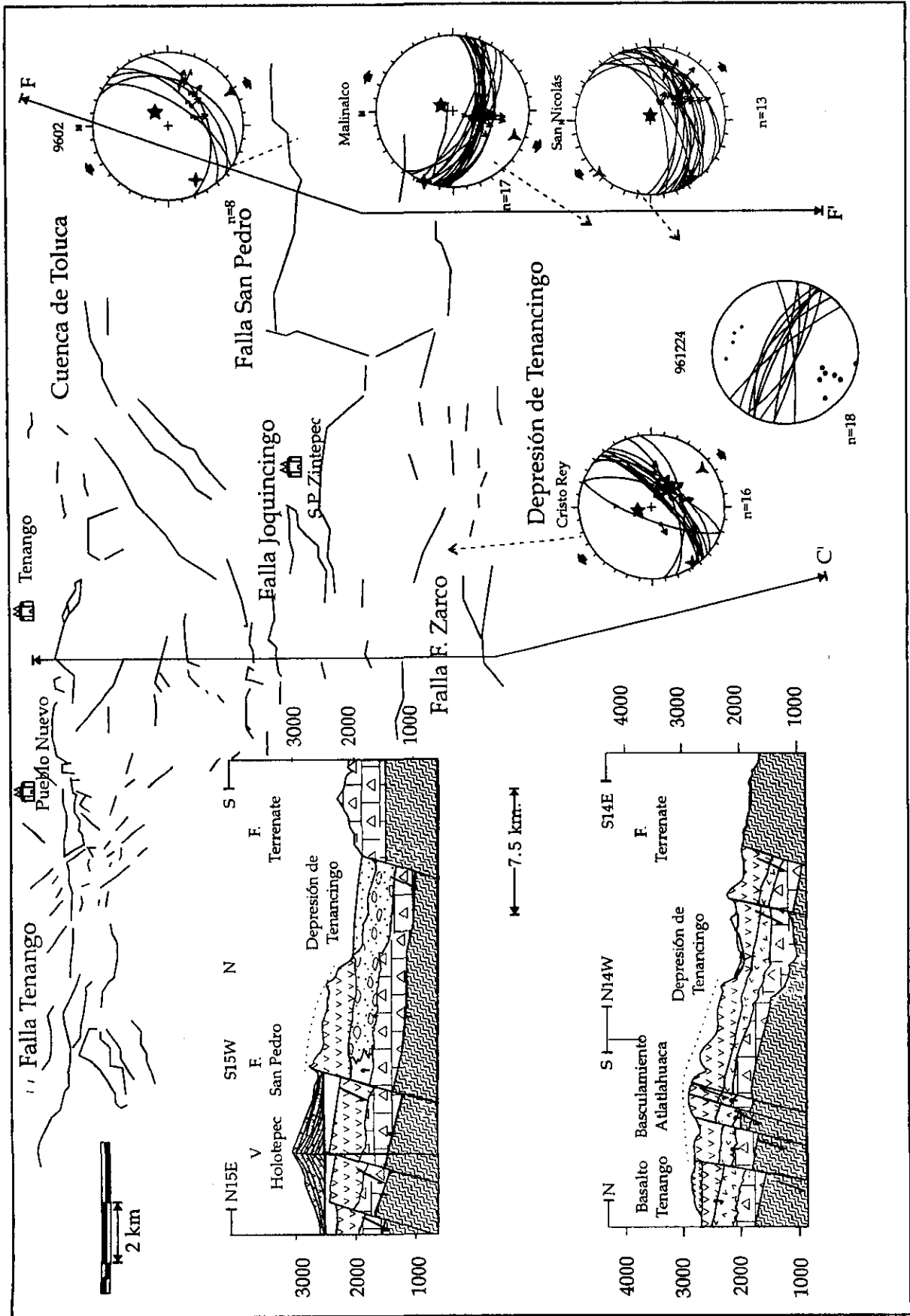


Figura 44 (pagina anterior). Mapa sección y estaciones estructurales del Sistema de Fallas Tenango. Las flechas indican la dirección de los tensores de esfuerzos.

Entre otras estructuras que constituyen al sistema, se han reconocido las fallas: Tenango, San Pedro, Joquincingo, Francisco Zarco y Terrenate (Fig.44a). Las tres primeras estructuras forman un escalonamiento de sur a norte, hasta configurar la Cuenca de Toluca, donde se han depositado grandes secuencias fluvio-lacustres alteradas por el tectónismo activo y depósitos de actividad volcánica. Entre la falla Francisco Zarco y la Falla Terrenate se ha configurado una depresión con dirección general NE-SW, donde se formaron tres volcanes monogenéticos.

III- 2.3.4 Cinemática.

Sobre este sistema se han obtenido algunas estaciones estructurales, en las cuales se pueden apreciar dos eventos bien definidos.

Los planos de falla medidos están en N30° y N60° y otros con dirección de N120° (Fig. 45a) los buzamientos de los planos varían de 60° a 90° (Fig. 45b) y en menor proporción de 30° a 45°. Se presentan dos generaciones de estrías, la primera con *pitch* que varía de 0° a 30° que indican un movimiento lateral, cuya cinemática es difícil de evaluar y la segunda con *pitch* de 90° (Fig. 45c).

De acuerdo al análisis de estos datos tenemos dos fases importantes: la más antigua es de tipo compresivo y formó fallas de desplazamiento lateral, y una posterior sobrepuesta al evento anterior con estrías de falla que indican un evento tectónico distensivo retomando las fracturas existentes con un movimiento de falla normal, desarrollado por un esfuerzo σ_3 dirigido hacia N150° (Fig. 44).

Otro indicador que muestran la presencia de una distensión casi en dirección E-W es el mecanismo focal obtenido a partir del sismo ocurrido en 1980, en el Valle de Toluca (Yamamoto y Mota, 1980). Así también la asociación de fallas, con dirección E-W dentro del Cinturón Volcánico Mexicano, con la alineación de conos de escoria comprueban esta fase de deformación. (Figs. 46-48).

III-2.3.5. Edad

La actividad de este sistema ha sido reportada desde el Mioceno, cuando actuó como falla lateral izquierda, pero el alineamiento de conos que han sido fechados entre 38,000 y 8,500 indican que este segmento de falla E-W ha tenido una actividad asociado a un período de distensión durante el Pleistoceno y Holoceno que seguramente provocó la formación de fallas normales y el alineamiento de conos.

Tabla III-3. Datos de la dirección de esfuerzos y la Razón de esfuerzos, basado en el análisis de deslizamiento a lo largo del Sistema de Fallas Tenango

Sitio	Ejes principales azimut e inclinación			Razón de Esfuerzos
	σ_1	σ_2	σ_3	ϕ
S. Nicolás	47/69	243/20	157/6	0.44
S. Nicolás	3/79	225/7	143/9	0.34
9602	95/85	224/3	314/4	0.33
MalinalcoO	25/76	298/1	202/14	0.18
C. Rey	346/74	235/6	143/14	0.1

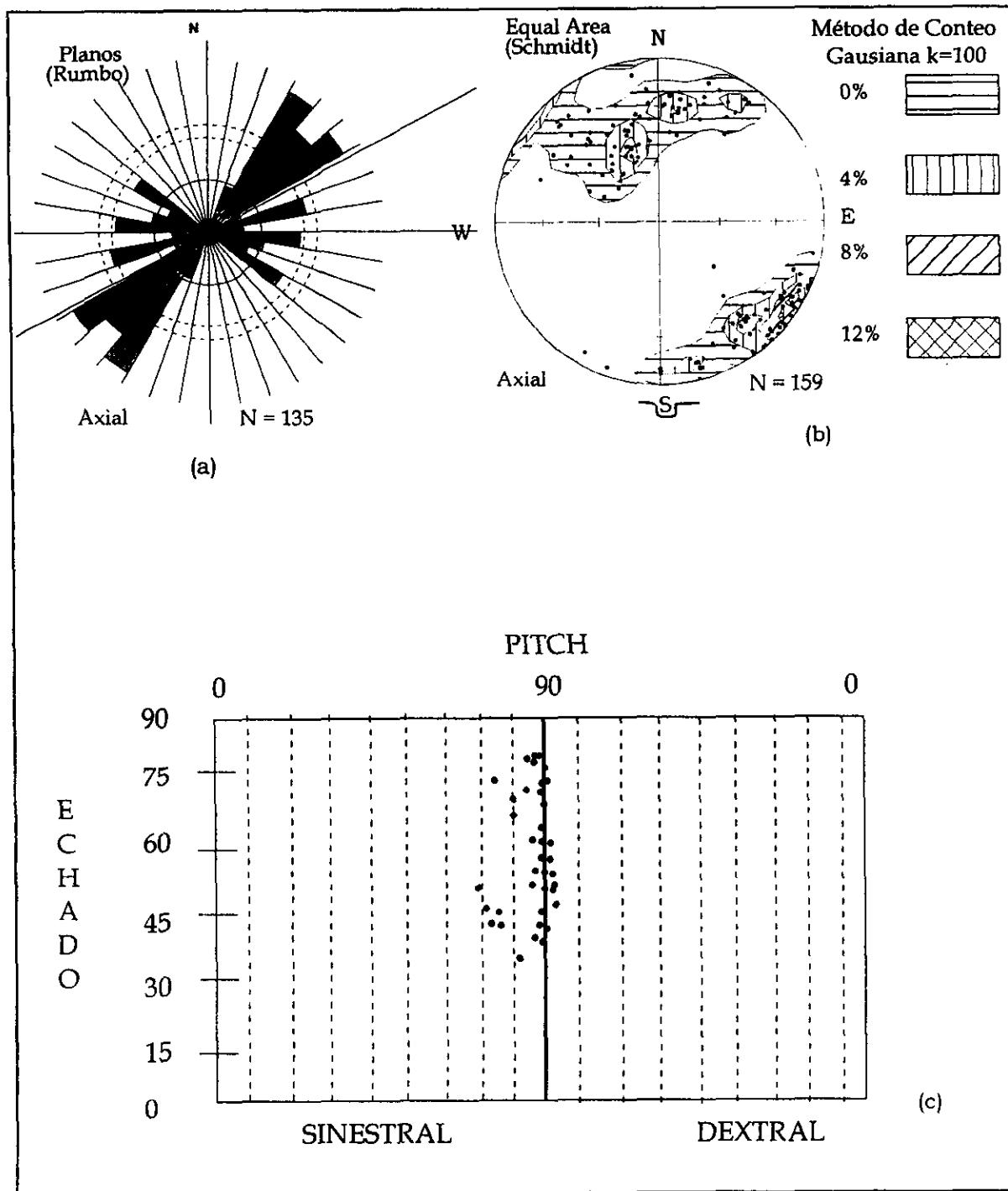


Figura 45. Análisis mesosestructural del Sistema de Fallas Tenango. (a) Roseta de fracturas. (b) Polos de falla en la Rejilla de Schmidt y (c) Gráfico de echado vs. pitch.



Figura 46. Estrías (E) y lentes de deformación (L) desarrollados en la Secuencia Máfica Basal, afloramiento estudiado en la estación Cristo Rey, cerca de Tenancingo, Edo. de México.



Figura 47. Vista de los lentes de deformación (L) en el cerro de Cristo Rey, Tenancingo, Edo. de México.

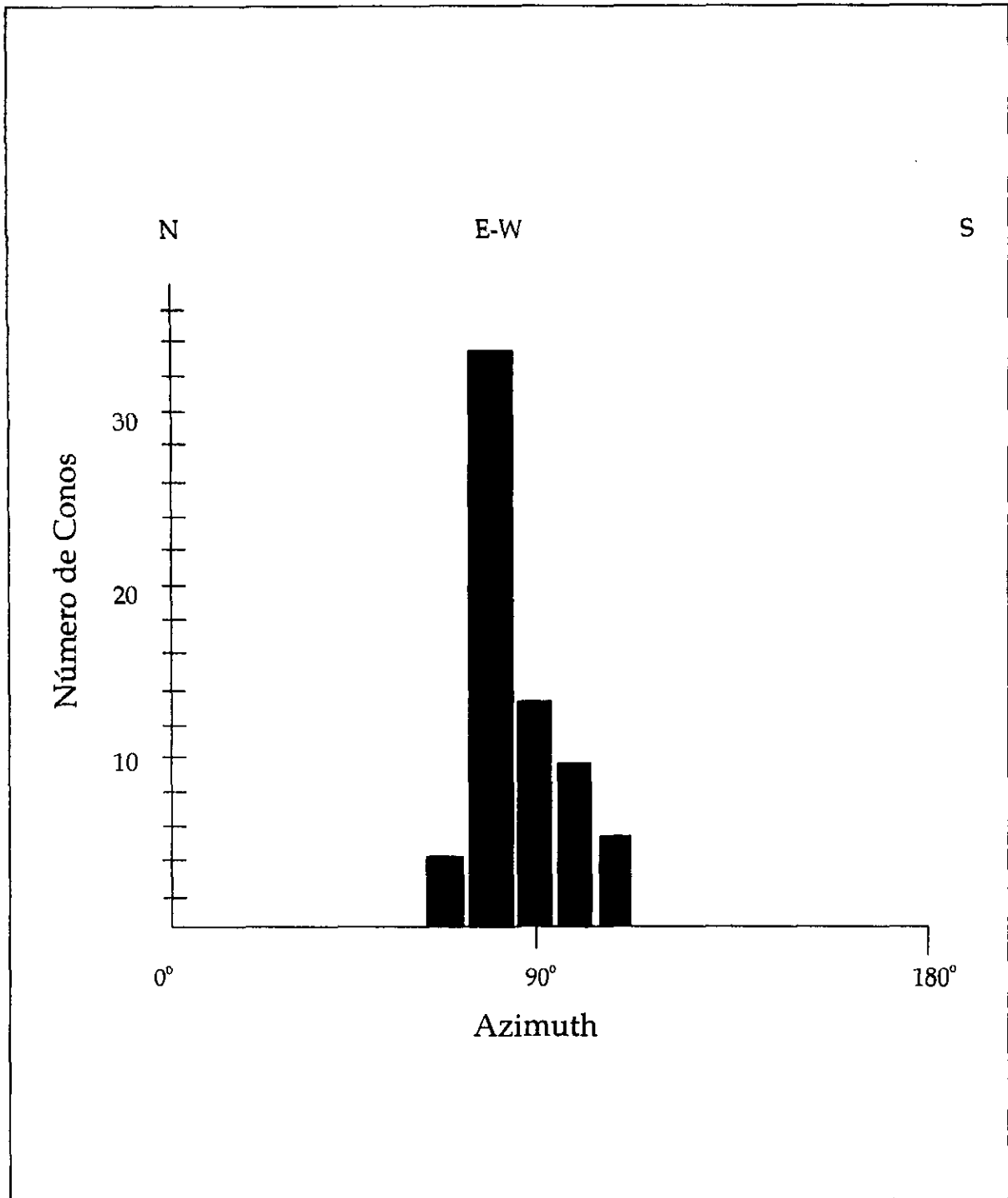


Figura 48. Histograma de frecuencia que muestra las direcciones principales de fracturamiento en base al alineamiento de conos de escoria, según el método propuesto por Nakamura (1977).

III-3. Estado de Esfuerzos y Evolución Estructural.

El análisis regional, estratigráfico y microtectónico, permitieron definir que el área estuvo sujeta al menos a tres principales fases de deformación (Fig. 49), que ocasionaron una interrelación compleja entre los sistemas de fallas presentes.

La primera fase fue distensiva y ocurrió a finales desde Oligoceno y entre el Mioceno temprano-medio, generando una deformación con orientación similar a la tectónica "Basin and Range" del sur de los Estados Unidos y NW de México. El régimen de esfuerzos que actuó durante esta época fue bajo un σ_1 vertical y un σ_3 horizontal orientado en dirección NE-SW (estación 95122). La deformación se acomodó por medio de una serie de pilares y fosas tectónicas con una orientación general NNW-SSE, con planos de falla de alto ángulo y un basculamiento regional en dirección E (Fig 49 a). Las estructuras formadas bajo este régimen son los Horsts de: Chiltepec, Porfirio Díaz y Zumpahuacan, las fosas tectónicas de Coatepec, Villa Guerrero y Malinalco. Evidencias de esta fase incluyen la presencia de diques que afectan estratigráficamente hasta la Riolita Tilzapotla en las inmediaciones de Chiltepec (Fig. 50) y en los cuales tienen una orientación de $N160^\circ$ y por lo tanto una dirección de σ_3 de $N70^\circ$, dirección muy similar a la obtenida en la estación 95122.

La segunda fase de deformación ocurrió bajo un régimen de esfuerzos compresivos con σ_1 horizontal orientado en la dirección NNE-SSW y un σ_3 horizontal con una dirección WSW-ESE. Estos paleoesfuerzos actuaron durante el Mioceno medio después de los 12 millones de años, ocasionando que el Sistema de fallas San Antonio actuara como una falla lateral con movimiento izquierdo. La deformación en este sistema de fallas originó la formación de fracturas y

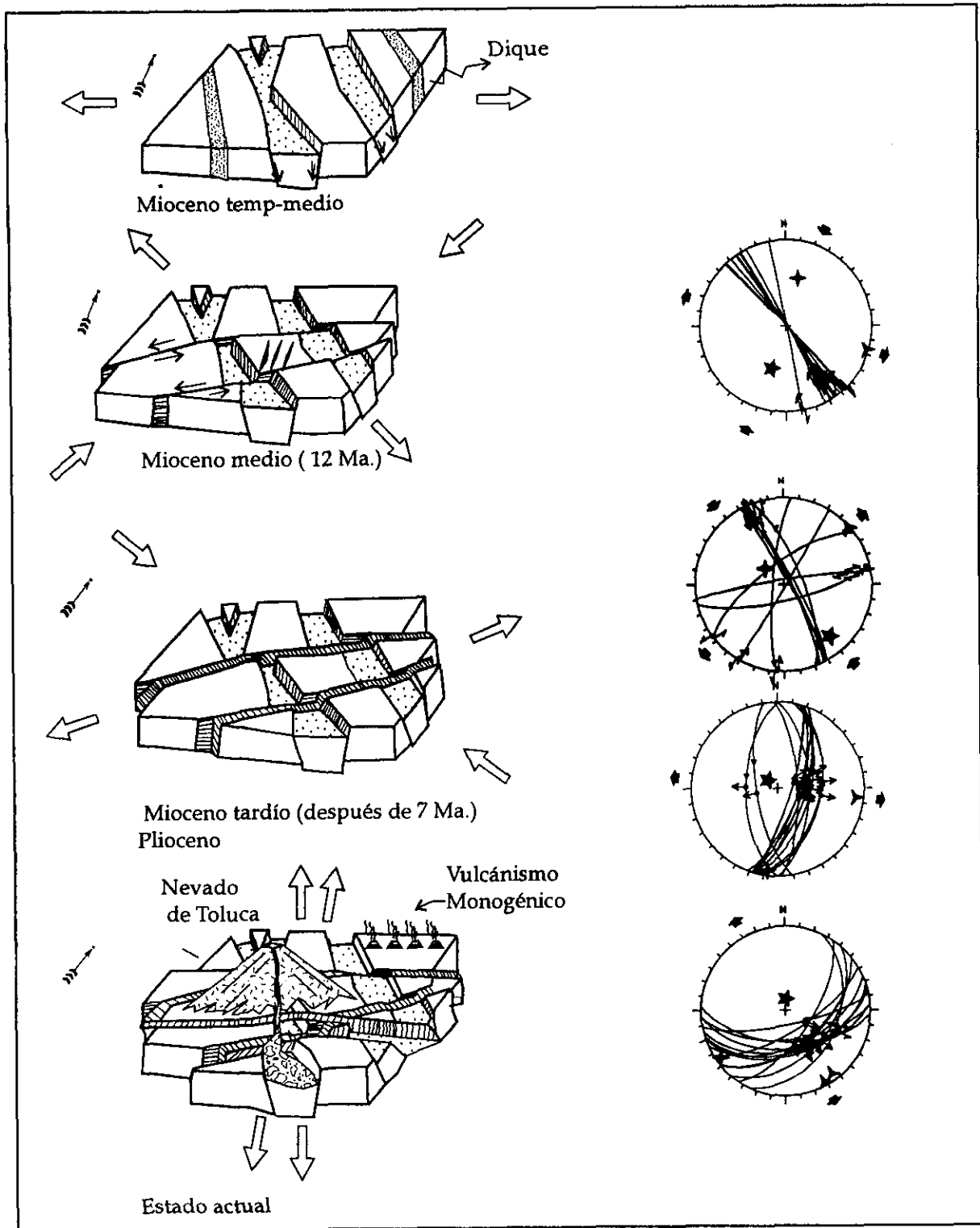


Figura 49. Estado de esfuerzos y evolución estructural de la región de estudio. A la izquierda se muestran los bloques diagramáticos que ilustran los tres sistemas de fallas, a la derecha se presenta la proyección estereográfica y dirección de esfuerzos principales de las diferentes fases de deformación que afectaron a la región.



Figura 50. Afloramiento de la Riolita Tilzapotla afectada por un dique (D) con una orientación de N160°, esta orientación presenta la misma tendencia que el Sistema de Fallas Taxco-Querétaro.

estructuras de Riedel y estructuras lenticulares, Este régimen dislocó y deformó de manera intensa al Volcán San Antonio. Evidencias de esta etapa se observan claramente en las cercanías de San Nicolás, en donde planos de falla con orientación NNW-SSE presentan estrías que indican movimiento lateral derecho (Fig. 49b); así mismo, forman fallas inversas sobre coladas de lava, en las regiones de la Conchita, Monte del Pozo y Desierto del Carmen.

Durante el Plioceno la región experimentó un cambio en el régimen de esfuerzos, los cuales ocasionaron la reactivación de las fallas formadas durante el Mioceno.

El régimen de esfuerzos inició bajo un σ_1 horizontal y una dirección NNW-SSE y un σ_3 horizontal orientado casi E-W. La deformación se acomodó sobre planos de fallas con dirección N30°-40° con un movimiento lateral izquierdo, como puede observarse en la región de Malinalco, cerca de San Nicolás, sobre derrames de lava de la Secuencia Máfica Basal, que presentan evidencias de esta deformación (Fig. 49 c).

Posteriormente el σ_3 , giró en sentido a favor de las manecillas del reloj, hasta colocarse en dirección E-W, mientras que σ_1 se colocó en posición vertical. Bajo este régimen los altos estructurales de Chiltepec, Porfirio Díaz y Zumpahuacan y las fosas tectónicas de Coatepec, Villa Guerrero y Malinalco, fueron acentuados de una manera más importante generando rechazos estructurales de más de 200 metros. Esta fase se encuentra bien documentada en la región, ya que disloca a derrames de 7.5 Ma. de la Secuencia Máfica Basal. Este evento también ha sido documentado en la región de Querétaro (Ferrari et al., 1994).

Durante el Plioceno tardío el ambiente tectónico vuelve a cambiar, iniciándose la formación de las grandes cuencas lacustres que caracterizan la parte central del CVTM (Garduño com. per. 1988)

Las partes iniciales de esta fase de deformación comienzan con un movimiento lateral en fallas con dirección E-W originadas por una compresión de σ_1 dirigida en dirección NW-SE a las cuales pertenece el sistema de Fallas Tenango. Sobre dicho sistema se desarrollaron una serie de fracturas con arreglo en escalón que acusan una deformación originada por una cizalla de tipo lateral derecho, estas estructuras fueron formadas bajo una extensión oblicua. El campo de esfuerzos formador de estas características estuvo dirigido con un σ_1 y σ_3 horizontales al NW y NE respectivamente. Durante el Pleistoceno y el Holoceno, σ_3 giró en sentido contrario a las manecillas del reloj hasta colocarse en una posición norte, mientras que σ_1 se coloca de manera vertical dando origen a fallas normales. Estas fallas normales son comunes en gran parte del CVTM y son consideradas como extensión activa intrarco y causantes del vulcanismo y sismicidad en la región (Suter, et al. , 1995).

Se tienen evidencias de que el movimiento normal en el Sistema de Fallas Tenango ocurrió a partir del Pleistoceno con diversos períodos de reactivación y de actividad volcánica asociada. Así por ejemplo, dos depósitos de avalanchas de escombros distribuidos hacia la porción sur del volcán, con edades mayores a los 40,000 años, presentan un eje de dispersión perpendicular a la orientación del Sistema Tenango. Esto sugiere que los colapsos parciales del Nevado de Toluca que produjeron las avalanchas de escombros, estuvieron controlados por la orientación de σ_3 , que sería la dirección más favorable para la inestabilidad del edificio volcánico.

A partir de los últimos 40,000 años intenso vulcanismo monogenético de tipo calciocálcico y en menor grado alcalino potásico fue emitido a lo largo del Sistema Tenango. Bajo este mismo régimen tectónico y casi contemporáneamente una gran erupción cataclísmica tuvo lugar en el Nevado de Toluca hace 37,000 años.

Es probable que este régimen tectónico distensivo también haya influido en la intensa actividad volcánica del Nevado de Toluca ocurrida durante el Pleistoceno tardío (hace aproximadamente 28,000, 24,000, 11,000 años) y en el vulcanismo fisural de la "Andesita Tenango" ocurrido hace 8,500 años. Un evento con un mecanismo focal ocurrido en 1980 (Yamamoto y Mota, 1980) a unos 20 km. al sureste de la ciudad de Toluca indica que este sistema posiblemente continúe activo.

Capítulo IV

Tectónica.

Existen varios trabajos sobre deformación local y regional en el CVTM (Ferrari et al, 1994; Garduño, 1988; Johnson and Harrison, 1990; Pasquáre et al., 1987 y 1988). Sin embargo son escasos aquellos trabajos en los que se hace una relación entre la cinemática de las estructuras que lo afectan y la geodinámica del Margen Pacífico. En gran parte, obedece a la falta de un mayor número de estaciones estructurales, que permitan la construcción de mapas de trayectorias de esfuerzo.

En este capítulo se intenta presentar una relación entre la reconstrucción litosférica del Margen Pacífico desde hace 30 Ma (Atwater, 1970) y los esfuerzos obtenidos durante el análisis microtectónico,

En base al estudio de la geometría de las anomalías en el noreste de la placa Pacífico, se infirió la presencia de la Placa de Farallón (Atwater, 1970). Esta placa se limitaba al occidente por su centro de expansión y al oriente por un límite convergente, en el cual se introducía por debajo de la placa Norteamérica. La reorganización litosférica para este tiempo la constituían las Placas de Farallón, Pacífico y Norteamérica.

A los 32 Ma aproximadamente la Placa Farallón comenzó a disgregarse en una serie de microplacas, generando que a partir de este tiempo diversos pedazos de dorsal así como diversas microplacas, comenzaran a chocar con la trinchera que bordeaba el oeste norteamericano. Para los 24 Ma. la Placa Farallón desaparece y el movimiento entre la Placa Americana y Pacífica se transformó en un límite caliente

y joven. A los 20 Ma el margen se había enfriado y fortalecido lo suficiente para manifestarse sobre el Sistema San Andrés (Crowel, 1968) y quizás en la Provincia "Basin and Range". En México el principal episodio de extensión comienza a manifestarse en la parte sur y central de esta última provincia, cuya deformación se acomodó en diversas formas de extensión (Spencer and Reynolds, 1989; Kerr and Kindwel, 1991, Mc Dowell and Roldán-Quintana, 1991; Stevens and Stevens, 1985; Henry and Price, 1986). En el área de estudio, se manifestó con una extensión sobre el Sistema de Fallas Taxco-Querétaro, formando los fosas y pilares tectónicos tectónico localizados al sur del Nevado de Toluca a partir de una extensión WSW-ENE y con el emplazamiento de diques en la Riolita Tilzapotla.

La Placa de Cocos se forma a partir de la fragmentación de la Placa Farallón y por la colisión de un eje de la dorsal del Pacífico Oriental (Atwater, 1970; Schilt and Karing, 1982). La interacción de la Dorsal del Pacífico Oriental con el margen oeste de la Placa de Norteamérica fue un proceso complejo el cual generó una breve compresión al sur del CVTM.

Durante el Mioceno medio existió una importante reorganización geodinámica en el Pacífico y en la región caribeña, ya que el Bloque Chortis se encontraba moviéndose en dirección sureste mediante una falla lateral izquierda, de una posición al sur de México, en donde se localizaba desde el Cretácico (Malfait y Dinkelman, 1972) hasta su presente posición en América Central (De Cserna, 1969). Este fenómeno ocasionó la instalación de la Trinchera de Acapulco, en las Costas de Guerrero y transmitió una compresión en la región central de México. Los esfuerzos transmitidos provocaron una intensa deformación, acomodada principalmente por medio de fallas con desplazamiento lateral, como puede observarse en varios sitios en la parte central de México, ejemplos de estos se reportan en la región comprendida entre Morelia y Guadalajara (Ferrari et al.,

1994) sobre la Formación Las Espinas en el Estado de Hidalgo (Suter et al., 1991), y sobre el sistema San Antonio.

Hace diez millones de años (Mioceno tardío) ocurre una reorganización del límite de placas, ya que la Placa Farallón desaparece y su límite convergente es reemplazado por un margen transformante (Atwater, 1970, Henry y Aranda-Gómez, 1992), tiempo en el que sucede la apertura del Proto-Golfo de California (Karing and Jensky, 1972).

El fenómeno de *rifting*, en la región que ocupa el Golfo de Cortéz fue interpretado y relacionado como una extensión Basin and Range (Angelier et al., 1981; Dokka and Merriam, 1982; Colleta and Angelier, 1983) la que afectó a la porción NW de México (Zanchi, 1994) y la parte sur de Guanajuato, en la parte central del CVTM (Pasquáre et al., 1988; Henry y Aranda-Gómez 1992). La consecuencia más importante de esta reorganización y extensión dentro del área de estudio fue la reactivación del Sistema de Fallas Taxco-Querétaro. Este evento está bien controlado cronológicamente dado que mesetas de basalto (8.1 Ma) en las inmediaciones de la Cd. de Querétaro y la Secuencia Máfica Basal (7.5 Ma) en la región de Toluca se encuentran dislocadas por fallas reactivadas por el evento.

Durante el Plioceno la subducción de la Placa de Cocos debajo de América Central, en el sur de México y la Placa Rivera en el oeste Mexicano, originaron el CVTM, cuya distribución y diferencia en el ángulo de subducción es un reflejo de la distribución de esfuerzos. La presente deformación del CVTM. está asociada con una extensión intraarco (Suter et al., 1992). Este fenómeno causa una deformación en gran parte del CVTM., sobre los sistemas de fallas orientados E-W, mediante una extensión N-S.

Capítulo V

Conclusiones.

El Volcán Nevado de Toluca se encuentra construido sobre un basamento que varía en edad desde el Jurásico tardío hasta Mioceno tardío. Este basamento está constituido principalmente por rocas de origen volcánico y algunas de origen sedimentario tanto marino como continental. Dentro de esta secuencia se reportan en este trabajo dos nuevas unidades litológicas a las que se les denominó: Basalto San Nicolás y la Secuencia Máfica Basal, con una edad del Mioceno temprano y tardío, respectivamente.

El Volcán Nevado de Toluca se encuentra ubicado en la intersección de tres sistemas de fallas regionales, a los que se les conoce con los nombres de Sistema de Fallas Taxco-Querétaro con una orientación NNW-SSE. Sistema de Fallas San Antonio orientado NE-SW y el Sistema de Fallas Tenango cuya dirección preferencial es E-W. Los tres sistemas se han formado a diferentes tiempos. Sin embargo, estos se encuentran coexistido al menos desde el Mioceno, por lo que juegan un papel importante en la evolución geológica del área y en la formación del Volcán Nevado de Toluca.

La geodinámica del margen pacífico desde hace 30 Ma. cuando la Placa Farallon se resquebraja para formar diferentes microplacas, entre ellas las placas de Rivera y Cocos, y otros fenómenos tales como la divergencia del Bloque Chortis y la apertura del Golfo de California, han conformado importantes características estructurales y volcánicas en la región. Estas manifestaciones han sido marcadas al menos por cuatro fases de deformación durante el terciario y la formación de abundante vulcanismo.

Bibliografía

- ALBA-ALDAVE, L.A, REYES-SALAS, M.A., MORAN-ZENTENO, D.J., ANGELES-GARCÍA., CORONA-ESQUIVEL, R. 1996. Geoquímica de las rocas volcánicas terciarias de la región de Taxco-Huautla. Memoria del VII congreso Nacional de Geoquímica, San Luis Potosí, San Luis Potosí, Actas INAGEQ, 2, 39-44.
- ANDERSON, E.M. 1951. The dynamics of faulting and dike formation with application to Britain. Oliver and Boyd, Edinburgh, 206.
- ANGELIER, J. 1979. Determination of the mean principal directions of stress for a given population. *Tectonophysics*, 56, 7-26.
- ANGELIER, J., COLLETA, B., CHOROWICZ, J., ORTLIEB, L. and RANGIN, C., 1981. Fault tectonics of The Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico. *J. Structural Geol*, 3, 347-357.
- ANGELIER, J. 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direction inversion method by analytical means. *Geophysical Journal*, 103, 363-376.
- ANGUITA, F., VERMA, S.P., GARCÍA C. L., MILAN, M. y SAMANIEGO-M.D. 1991. Mazahua: Una nueva Caldera en el Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*, 30, 149-172.
- ARCE, J.L. 1996. Estudio Vulcanológico preliminar del Volcán Nevado de Toluca. (Tesis de Licenciatura): Universidad Autónoma de Guerrero, 70 p.
- ATWATER, T. 1970. Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonics Evolution of Western North America: *Geological Society of America Bulletin*, 81, 3513-3536.
- AYDIN, A., and PAGE, B.M. 1984. Diverse Pliocene-quaternary tectonics in a transformant enviroment, San Francisco Bay region, California *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1303-1317

- BLOOMFIELD, K. 1974. The Age and Significance of the Tenango Basalt, Central Mexico: *Bull. Vulcanology*, **37**, 586-595.
- BLOOMFIELD, K. 1975. A Late Quaternary Monogenetic Volcano Field in Central Mexico. *Geol. Rundschau*, **64**, 476-497.
- BLOOMFIELD, K. and VALASTRO, S. 1977. Late Quaternary tephrocronology of Nevado de Toluca, Central México. Institute of Geological Sciences, Overseas Geology and Mineral Resources, **46**. 15 .
- BLOOMFIELD, K. and VALASTRO, S. 1974. Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca, Central México. Geological Society of América. Bulletin, **85**, 901-906.
- BLOOMFIELD, K., SANCHEZ-RUBIO, G. and WILSON. 1977. Plinian Eruptions of Nevado de Toluca. Volcano. *Geol. Rundschau*, **66(1)**, 120-146.
- BIOT, M.H.P. 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geol.Mag.* **96**. 109-117.
- CAMPA, M.F. y RAMÍREZ, J. 1979. La Evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero: Univ. Aut. de Guerrero, serie técnico Científica, **1**, 102.
- CAMPA, M.F., CAMPOS, M., FLORES, R. y OVIEDO, R. 1974. La Secuencia Mesozoica Volcanosedimentaria Metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Mex.-Teloloapan, Gro: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, XXXV, 7-28.
- CANTAGREL, J.M., ROBIN, C.E, and VINCENT, P. 1981. Les grandes étapes d'un Volcán Andésitique Composite: Example du Nevado de Toluca (Mexique): *Bulletin of Volcanology*. **44**, 177-186.
- CAREY, E., and BRUNIER, B. 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire applique á l' étude d'une population de failles .c.r. hebdomadaire. Séanc.Acad.Sci.,Paris, **279**, 891-894.
- CAREY,S.W.,1976. The Tectonic Approach to Continental Drift. In Carey, S.W. Editor, Continental drift. A symposium: Hobart, Tasmania Univ. Geology depto.77-355.

- COLLETA, B. and ANGELIER, J. 1983. Tectonique cassant du Nord-Ouest Mexican et ouverture du Golfo de Californie. Bull Cent. Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine, 7, 433-441.
- CROWELL, J.C. 1969. Movement histories of faults in the Tranverse ranges and speculations on the tectonic history of California: In Dickinson, W.R. and Grantz, A., Editors, proceedings of the conference on Geological problems of San Andreas Fault System: Estándar Univ. Pubs. Geol. Soc., 2, 323-341.
- CROWELL, J.C. and RAMIREZ, V.R. 1979. Late Cenozoic fault in Southeastern California, in Crowell, J.C., and Sylvester, A.G., eds., tectonics of the juncture between the San Andreas fault system and the Salton trough, southern California; Geological Society of America Annual Meeting Guidebook: Santa Barbara, California, University of California, Department of Geological Sciences, 27-39
- DAVIS, G.H. 1984. Structural Geology of rocks and regions. Jhon Wiley. 491
- DE CSERNA, Z. ,1969. Tectonic Framework of Southern Mexico and its bearing on the problem of Continental Drift. Bol. Soc. Geol. Mex., t. XXX. 2. 159-168.
- DE CSERNA, Z. y FRIES, C. 1981. Hoja Taxco 14Q-H(7), con resumen de la geología de la Hoja Taxco, estados de Guerrero, México y Morelos: Universidad Nacional Autonoma de México, Instituto de Geología, carta geológica, serie 1: 100 000, mapa con texto, 47.
- DE CSERNA, Z. 1981. Hoja Tejupilco 14Q-G(9), con resumen de la geología de la Hoja Tejupilco, estados de Guerrero, México y Michoacán: Universidad Nacional Autonoma de México, Instituto de Geología, carta geológica, serie 1: 100 000, mapa con texto, 28.
- DE CSERNA, Z., DE LA FUENTE DUCH, M., PALACIOS-NIETO, M., TRIAY, L., MITRE-SALAZAR, L.M., MOTA PALOMINO, R. 1988. Estructura Geológica, Gravimetría, Sismicidad y Relaciones Neotectónicas Regionales de La Cuenca de México. Boletín del Instituto de Geología, UNAM, México, No 104. 1-71 p

- DEMANT, A. 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de Interpretación. *Rev. Instituto de Geología, UNAM, México*, 2, 172-187.
- DEMANT, A. 1981, L' Axe Neovolcanique Mexicain; étude vulcanologique et petrographique signification géodinamique. (Thèse du doctorat) d' Etat, Univ. Dâx- Marseille, 259 p.
- DOKKA, R.K. and MERRIAN,R.H. 1982. Late Cenozoic extensión of northeastern Baja California. Mexico. *Bull. Geol. Soc. Am*, 93. 371-378.
- ELIAS-HERRERA, M.E. 1993. Estratigrafía y recursos naturales del Estado México. Gobierno del Estado de México. Dirección General de Industria, Minas y Artesanías. 356
- FERRARI, L., GARDUÑO, V.H., PASQUARÉ, G. AND TIBALDI, A. 1991. Geology of Los Azufres Caldera, Mexico, and its relationships with regional tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, 129-148
- FERRARI, L., GARDUÑO,V.H., INNOCENTI, F. MANNETTI, P.,VAGGELLI.G. 1994. A widespread Mafic volcanic unit at the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Querétaro. *Geofisica Internacional*, 33, No 1, 107-123.
- FERRARI, L., GARDUÑO,V.H., PASQUARÉ, G. and TIBALDI, A. 1994. Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present. *Geofisica Internacional*, 33, No 1, 91-105.
- FLORES, L. R. 1978. Las posibles relaciones tectónicas entre la Faja Volcánica Mexicana y una porción de la cuenca sedimentaria de Morelos-Guerrero: México, D.F. *Soc. Geol. Mexicana. Convención Nacional*, 4, 19 (resumen).
- FLORES, T. 1906. Le Xinantecatl ou Volcan Nevado de Toluca. *Internat, Geol. Cong. 10 Th*, México, D.F. 1906. Excursión Guía.
- FRIES, C. 1956. Bosquejo geológico de la región entre México D.F. y Taxco Guerrero. *Congreso Geológico Internacional*. 20, México, D.F. Libroto de las excursiones Excursión A-9 y C-12. 11.

- FRIES, C. 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero. Región Central Meridional de México. Boletín del Instituto de Geología, UNAM, México, **60**, 236
- GARCÍA-PALOMO, A., MACÍAS, J.L., ARCE, J.L. Y ESPÍNDOLA, J.M. 1996. Marco Geológico Estructural de la Región del Nevado de Toluca, Edo. de México. Actas INAGEQ, **2**, 115-120.
- GARDUÑO-MONROY, V.H. 1988. La Caldera de los Azufres y su relación con el Sistema Regional E-W. Geotermia, Rev. Mex. Geoingeniería, **4**, 49-61.
- GARDUÑO-MONROY, V.H. Y GUTIÉRREZ-NEGRIN, L.C.A. 1991. Magmatismo, Hiatus y Tectonismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano. Geofís. Int. **31**, 149-172.
- HAMILTON, W., and MEYER, W.B. 1996. Tectonics of the western United States: Rev. Geophysics, **4**, 509-549.
- HANDIN, J., and HAGER, R.V. Jr. 1957. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: test at room temperature on dry samples: Am. Assoc. Petrol. Geologist Bull., **41**, 1-50.
- HANDIN, J., HAGER, R.V. Jr., FRIEDMAN, M., and FEATHER, J.N. 1963. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: test at room temperature on dry samples: Am. Assoc. Petrol. Geologist Bull., **47**, 717-755.
- HENRY, C.D. AND PRICE, J.G. 1986. Early Basin and Ranges development in Transpecos Texas and adjacent Chihuahua Magmatims and orientation, timing, and style of extension: Journal of Geophysic Reserch, **91**, 6213-6224.
- HENRY, C.D., and ARANDA-GOMEZ, J.J. 1992. The real southern Basin and Ranges Mid to late Cenozoic extension in Mexico. Geology, **20**, 701-704.
- HOBBS, E. B., MEANS, D., W., and WILLIAMS, F., P. 1976. An outline of Structural. John Wiley and Sons, 571.
- JOHNSON, C.A., AND HARRISON, C.G.A. 1990. Neotectonics in Central Mexico. Phys. Earth Planet. Interiors, **64**, 187-210.

- JAEGER, J. C., and COOK, N.G.W. 1969. Fundamentals of Rock Mechanics. Methuen and Co., London, 513.
- KARING, D.E. and JENSKY, W. 1972. The protogulf of California Earth planet.Scc.Leet. 17, 169-174.
- KERR,D.R., and KIDWELL, S.M. 1991. Late Cenozoic sedimentation and tectonics, western Salton Trough, California: in Geological excursion in Southern California and México (Geological Society of America annual meeting guid book): San Diego, California, departament of Geological Sciences, San Diego State University. 397-416.
- LINARES, E. and URRUTIA FUCUGAUCHI, JAIME. 1981. On The Age of The Tilzapotla Rhyolite volcanic activity and its stratigraphic implications: Isocron West. 32. 5-6.
- MACÍAS, J.L., GARCÍA, P.A., ARCE, J.L., SIEBE, C., ESPÍNDOLA, J.M., KOMOROWSKI, J.C. and SCOTT, K. 1997. Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlan volcanoes, Central Mexico.In: Link, K.P., and Kowallis, B.J., (Eds.), Guidebook of Geological Excursions for the 1997 Annual Meeting of the Geological Society of America, Salt Lake City, (Ed. by K.P. Link and B.J. Kowallis), Book 1. 1-28 BYU Press, USA.
- MALFAIT, B.T., AND DINKELMAN, M.G. 1972. Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. Geological Society of America Bulletin, 83, 251-272
- MARTIN DEL POZZO, A.L. 1982. Monogenetic Vulcanism Sierra Chichinautzin, Bull. Volcanolgy, 45-1
- MATTAUER, M., 1976. Las Deformaciones de los Materiales de la Corteza Terrestre. Ediciones Omega, 523.
- MC DOWELL, F.W., AND ROLDAN-QUINTANA, J. 1991. Timing of late tertiary extension in central Sonora, Mexico. Geol. Society of America Abstracts with programs, 23, 5. A247.

- MERCIER, J., and VERGELY, P. 1992 Tectonique. *Geosciences*. 213.
- MEANS, W.D. 1976. *Stress and Strain*. New York. Springer-Verlag.
- MOOSER, F. 1969. The Mexican Volcanic Belt - Structure and Development
Formation of fractures by differential crustal heating. Pan American
Symposium on the Upper Mantle, México. 1968. 2: Group II: Upper Mantle,
petrology and tectonics, 137-141.
- MOOSER, F., and MALDONADO-KOERDELL, M. 1961. Mexican National Report
on Volcanology. *Anales del Instituto de Geofísica, UNAM*. VII: 46-53.
- MORAN-ZENTENO, D.J., ALBA-ALDAVE, L.A., MARTINEZ-SERRANO, R.G.,
REYES-SALAS, M.A., CORONA-ESQUIVEL, R., ANGELES-GARCÍA, S. 1998
Stratigraphy geochemistry and tectonic significance of the tertiary volcanic
sequence of the Taxco-Tilzapotla region, southern México (en prensa).
- NIXON, G.T., DEMANT, A., ARMSTRONG, R.L., HARAKAL, J. E. 1987. K-Ar
and geological data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican
Volcanic Belt. *Geof. Int.*, 26-1, 109-158.
- ORDOÑEZ, E. 1902. Le Xinantecatli ou Volcan Nevado de Toluca. *Mem.Soc.Gent.*
"Antonio Alzate" Mex, 83, 112
- ORTIZ, M.A. y BOCCO V. 1989. Análisis Morfotectónico de las depresiones de
Ixtlahuaca y Toluca, México, *Geof Internacional*, 28 (3), 507-530.
- ORTIZ-HERNANDEZ, L.H., CHIODI, M., LAPIERRE, H., MONOD, O., CALVET,
P. 1992. El arco intraoceanico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato-
Características petrográficas, geoquímicas, estructurales e Isotópicas del
Complejo filoliano y de las lavas basálticas asociadas; implicaciones
geodinámicas. *Revista Inst. de Geología, UNAM., México*, 9.2, 126-145.
- PARDO, M., and SUAREZ. G. 1993. Steep subduction geometry of the Rivera
plate beneath the Jalisco Block in Western of Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 20.
2391-2394.
- PASQUARÉ, G., VEZZOLI, L. AND ZANCHI, A. 1987. Morphological and
Structural Model of Mexican Volcanic Belt. *Geofís. Internacional*, 26, 159-176.

- PASQUÁRE,G., GARDUÑO,V.H., TIBALDI, A., and FERRARI, M. 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: Tectonophysics, **146**, 353-364.
- PETIT, J.,O. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, **9**, 597-608.
- PONCE,L.R., GAULON, G., SUÁREZ, G. and E. LOMAS. 1992. Geometry and the state of stress of the downgoing Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 773-776.
- SANCHEZ-RUBIO, G. 1978. Notas sobre la Vulcanología Cenozoica de la Región entre Temascaltepec y la Marquesa, Edo. de México. Libro Guía de la Excursión Geológica de Tierra Caliente, Estados de Guerrero y México, México. Soc. Geol. Mex., 26-32.
- SCHAAF, P., MORAN-ZENTENO, D., HERNANDEZ-BERNAL, M. DEL S., SOLIS-PICHARDO, G., TOLSON. G., AND KOHLER, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southern Mexico. Geochronological evidence. *Tectonics*, **14**, 1339-1350.
- SCHILT, F. S. and KARING, D.E. 1982. Kinematic evolution of the northern Cocos Plate, *Journal of Geophysical Research*, **87**, B4. 2958-2968.
- SKEMPTON, A.W. 1996. Some observations on tectonic shear zones, *in* Congress of International Society of Rock Mechanics, 1st, Lisbon Proceeding, 1: International Society of Rock mechanics, 329-335.
- SPENCER, J.E., and REYNOLDS, S.J. 1989. Middle Tertiary Tectonics of Arizona and adyacent areas: *in* Jenny,J.P., and Reynolds, S.J., Geologic Evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest. **17**, 539-574.
- STEVENS, J.B. and STEVENS, M.S. 1985. Basin and Ranges deformation and depositional timing, Transpecos Texas: West Texas Geological Society Publication, **85-81**, 157-163.
- STOCK, J.M., and LEE, J. 1994. Do Microplates in subduction zones leave a geological record? *Tectonics*, **13**, 1472-1487.

- SUTER, M. AGUIRRE, G. SIEBE, C. QUINTERO, O. KOMOROWSKI, J. 1991. Volcanism and Active Faulting in the Central Part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico, in Geological Excursions in Southern California and Mexico. Geological Society of America, Guidebook, 1991 Annual Meeting, edited by M.J. Walawender, and B.B. Hanan Dep. Geol. Sci., San Diego State Univ., San Diego, Calif. 224-243.
- SUTER, M., y CARRILLO, M. 1991 Región de Zimapan, Hidalgo. Observaciones de un ejemplo de la Tectónica de la Sierra Madre Oriental. Excursión Geológica, Editores Magdalena Alcay y Zoltan de Cserna.
- SUTER, M. QUINTERO, O. and JOHNSON, A.C. 1992. Active Faults and State of Stress in the Central Part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico 1. The Venta de Bravo Fault. J. Geophys. Res. **97**, 11983-11993.
- SUTER, M. CARRILLO, M.M., LOPEZ M.M. AND FARRAR E. 1995. The Aljibes half-graben Active extension at the boundary between the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Basin and Range Province, Mexico. Geol. Soc. Amer. Bull, **107**, 627-641.
- TCHALENKO, J.S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. Geol. Soc. Am. Bull., **1**, 1625-1640.
- TWISS, R.J., and MOORES, E.M. 1992. Structural Geology, W.H. Freeman and Company, 1-508.
- VILLEMIN T. and CHARLESTOWORTH, C. 1991. Stress: a program to analyse data from striated fault.
- WAITZ, P. 1909. Excursión Geológica al Nevado de Toluca. Bol. Soc. Geol. Mex. Tomo VI, 113-117.
- WALLACE, R.I. 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. J. Geol. **59**, 118-130
- WHITFORD, D. and BLOOMFIELD, K. 1976. Geochemistry of late Cenozoic Volcanic Rocks from The Nevado de Toluca Area, Mexico. Carnegie Intitute, Washinton, **75**, 207- 213.

- WISE, D.V. 1963. An outrageous hypothesis for the tectonic pattern of the Cordillera: *Geol. Soc. America Bull*, **74**, 357-362.
- YAMAMOTO, J. y MOTA, R. 1988. LA Secuencia de Temblores del Valle de Toluca, México de agosto de 1980. *Geofís. Int*, **27**, 279-298.
- ZANCHI, A. 1994. The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California, Mexico: From Basin and ranges extension to transtensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, **16**, 12, 1619-1639.
- ZOBACK, M.L., ZOBACK, M.D., ADAMS, J., ASSUMPCAO, M., BELLS, S., BERGAMN, E. A., BLUMLING, P., BERETON, N., R., DENHAM, D., DING, J., FUCH, K., GAY, N., G REGERSEN, S., GUPTA, H., K., GUISHIANI, A., JACOB, K., KLEIN, R., KNOLL, P., M AGEE, MERCEIER, J. L., MULLER, B. C., PAQUIN, C., RAJENDRON, K., STEPHAN SSON, O., SUPARES, G., SUTER, M., IDIES, A., XU, R. H., ZHIZHIN, M. 1989. Global patterns of tectonics stress, *Nature*, **341**, 291-298.

Apendice.

Descripciones Petrográficas

REPORTE PETROGRAFICO

Clave de la Muestra NT- 9567

Formación: Secuencia Mafica Basal

DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Tipo de Roca: Basalto

Color: Gris claro

Mineralogía: Olivino

Textura: Afanítica

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Textura a) Cristalinidad: Merocristalina

b) Granularidad: Afanítica

c) Forma y fabrica: Subedral y anedral

d) Textura: Microlítica Ofítica

Mineralogía.

a) Minerales esenciales: Plagioclasa Cálcida (Andesina-Labradorita)

b) Minerales accesorios: Hiperstena

c) Minerales Secundarios: Hematita

d) Matriz o Cementante: Microlitos de plagioclasa y vidrio.

OBSERVACIONES Y COMENTARIOS.

Alteraciones de ferromagnesianos a Hematita. Fracturas rellenas de cuarzo microcristalino

CLASIFICACIÓN.

Andesita Basáltica de Hiperstena

REPORTE PETROGRAFICO

Clave de la Muestra. NT 9547 Formación. Avalancha (Volcán San Antonio)

DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Tipo de Roca: Latita

Color: Rosa

Mineralogía: plagioclasas

Textura: Porfídica

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

- Textura
- a) Cristalinidad: Merocristalina
 - b) Granularidad. Afanítica
 - c) Forma y fabrica: Subedral y anedral
 - d) Textura: Microlítica, subofítica

Mineralogía.

- a) Minerales esenciales: Microlitos de plagioclasa sódica, feldespatos potásicos.
- b) Minerales accesorios: Horblenda, augita, Magnetita.
- c) Minerales Secundarios: Hematita
- d) Matriz o Cementante: Vítreo con abundantes microlitos

OBSERVACIONES Y COMENTARIOS.

CLASIFICACIÓN.

Latita de horblenda y piroxenos

REPORTE PETROGRAFICO

Clave de la Muestra NT 9566

Formación Basalto Tenango

DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Tipo de Roca: Basalto

Color: gris oscuro

Mineralogía: plagioclasas, olivino

Textura: Afanítica

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Textura a) Cristalinidad: Merocristalina

b) Granularidad: Afanítica

c) Forma y fabrica: Subedral anedral

d) Textura: Microlítica

Mineralogía.

a) Minerales esenciales: Oligoclasa-Andesina

b) Minerales accesorios. Augita, Horblenda, pigeonita

c): Esmectita, hematita, epidota.

d) Matriz o Cementante: microlitos de plagioclasa y vidrio.

OBSERVACIONES Y COMENTARIOS.

La matriz vítrea se presenta parcialmente desvitrificada y transformada a minerales arcillosos, mientras que la magnetita se altera a hematita.

CLASIFICACIÓN.

Andesita de augita y horblenda

REPORTE PETROGRAFICO

Clave de la Muestra: NT 9544

Formación Secuencia Mafica Basal

DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Tipo de Roca: Basalto

Color: Gris claro

Mineralogía: Olivino

Textura: Afanítica

Observaciones: Presenta laminaciones.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Textura a) Cristalinidad: Merocristalina

b) Granularidad: Afanítica

c) Forma y fabrica: Microlítica o Intersetal.

d) Textura Traquítica

Mineralogía.

a) Minerales esenciales: Olivino y plagioclasas cálcicas

b) Minerales accesorios: Piroxeno

c) Minerales secundarios: Iddingsita

d) Matriz o Cementante: Vidrio+ plagioclasa

OBSERVACIONES Y COMENTARIOS.

El olivino esta alterado a iddingsita.

CLASIFICACIÓN.

Basalto de olivino

REPORTE PETROGRAFICO

Clave de la Muestra: NT9533C
(Flujo Gris)

Formación: Sec Dac. Del Nevado de Toluca

DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Tipo de Roca: Flujo de bloques y cenizas

Color: Negro

Mineralogía: Plagioclasa y horblenda

Textura: Vitrofídica

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

- Textura
- a) Cristalinidad: Merocristalina
 - b) Granularidad: Porfídica
 - c) Forma y fabrica: Microlítica-Traquitica
 - d) textura

Mineralogía.

- a) Minerales esenciales: Sanidino, microlíticos de plagioclasa sódica.
- b) Minerales accesorios: Horblenda y vidrio
- c) Minerales secundarios: Minerales opacos, inclusiones fluidas
- d) Matriz o Cementante: vítrea + plagioclasa.

OBSERVACIONES Y COMENTARIOS.

Cristales eudrales de horblenda, plagioclasa zonada, los cristales grandes están rotos.

CLASIFICACIÓN.

Vidrio traquítico.

REPORTE PETROGRAFICO

Clave de la Muestra: NT. 9545
(F.Blanco)

Formación: Sec. Dac. del N. de Toluca

DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Tipo de Roca: Flujo Blanco

Color: Blanco

Mineralogía: Vidrio y plagioclasa

Textura: vitrofídica

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Textura a) Cristalinidad: Holohialina

b) Granularidad: Afanítica

c) Forma y fabrica: Vitroclástica

d) Textura: Fluidal eutaxitica

Mineralogía.

a) Minerales esenciales: Cuarzo, albita y vidrio

b) Minerales accesorios: Horblenda

c) Minerales secundarios: Minerales de alteración

d) Matriz o Cementante

OBSERVACIONES Y COMENTARIOS.

Coalescencia de vesículas y burbujas, se encuentran rodeadas por una pared fibrosa de vidrio, en su mayoría los cristales están rotos, el cuarzo presenta extinción ondulante.

CLASIFICACIÓN.

Vidrio volcánico riolitico.