



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

DIVISION DE INGENIERIA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PETROLOGIA DEL COMPLEJO ACATLAN EN EL AREA DE
SANTA CRUZ ORGANAL-SAN PEDRO CUAYUCA,
ESTADO DE PUEBLA.

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO GEOLOGO
P R E S E N T A :
BONILLA RAMOS ALEJANDRA



DIRECCION: M. en C. MARIANO ELIAS HERRERA

CIUDAD UNIVERSITARIA

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

2002



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-805

SRITA. ALEJANDRA BONILLA RAMOS
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor M. en C. Mariano Elías Herrera y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

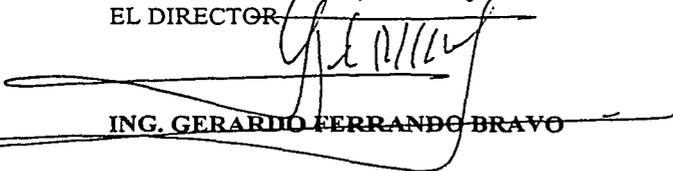
**PETROLOGÍA DEL COMPLEJO ACATLÁN, EN EL ÁREA DE SANTA CRUZ
ORGANAL-SAN PEDRO CUAYUCA, ESTADO DE PUEBLA**

	RESUMEN
I	INTRODUCCIÓN
II	METODOLOGÍA DEL TRABAJO
III	MARCO GEOLÓGICO REGIONAL
IV	GEOLOGÍA DEL ÁREA
V	DISCUSIÓN
VI	CONCLUSIONES
	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria D. F., a 4 de junio de 2002
EL DIRECTOR


ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg



*A mi padre Arturo
Por ser el mejor ejemplo
de amor a la naturaleza,
a su familia, su trabajo
pero sobre todo a la vida...*

Primeramente, quiero expresar mi profundo agradecimiento a la institución que me formó como profesionista, como una persona completa y conciente de la realidad de nuestro país, en la cual siempre estaré orgullosa de formar parte: la Universidad Nacional Autónoma de México.

La realización de mi tesis fue gracias a todo el tiempo y la enorme dedicación de mi asesor Mariano Elías. La extraordinaria paciencia hacia mi persona en el trabajo de campo, en el cubículo del Instituto, los constantes intercambios de opinión que no dejaron de sorprender a muchos. Por la satisfacción de hacer bien las cosas y por enseñar geología de una manera muy didáctica... Gracias.

Al Dr. Fernando Ortega a quien primeramente me acerqué en el Instituto, motivó al interés por la ciencia geológica y por sus excelentes pláticas en el cubículo.

A mis sinodales y profesores de carrera: Ing. Alfredo Victoria, M. en C. Enrique González y Dr. Gustavo Tolson les agradezco sus valiosas correcciones y comentarios a la tesis presente.

Al Instituto de Geología que me permitió utilizar todas y cada una de las instalaciones que se necesitaron para la realización de este trabajo.

El proyecto PAPITT IN107799 (*Petrología y mineralogía de rocas cristalinas de México y su relación con la naturaleza profunda de los procesos orogénicos*) fue un gran apoyo en cuanto a viáticos para salidas de campo y proporcionó una beca durante el desarrollo de la tesis.

Al excelente y agradable equipo del Instituto de Geología: Margarita Reyes agradezco mucho su paciente ayuda en la microsonda electrónica y todos los cálculos geoquímicos, Consuelo Macías por la ayuda en las fotomicrografías y José Luis Sánchez por sus constantes comentarios.

A Diego Aparicio quien me enseñó a hacer láminas delgadas y Francisco Montaña por su ayuda constante en la impresión de mi mapa.

A mis profesores de la Facultad de Ingeniería les agradezco sus enseñanzas a lo largo de cinco años. Entre ellos: Ing. Arturo Tapia, Ing. Héctor Macías, M. en C. Guadalupe Villaseñor, Dr. Arturo Carranza, Ing. Jorge Nieto, Ing. Emiliano Campos, Ing. Bernardo Márquez, Dr. Baldomero Carrasco, Ing. Leovigildo Cepeda y M. en C. Gilberto Silva.

A los que hicieron inolvidable mi cachito de vida a lo largo de la carrera y a quienes les tengo un gran afecto: Marcela, Norma, Edgar V., José Antonio, Erika, Rafael Martínez, Alejandra G., Rodrigo, Eduardo, Bruno, Vanessa, Sonia, Laura, Lora, Max, Paco y Fermín.

A mis amigas de ahora y siempre por los excelentes momentos juntas, por estar en las buenas y en las otras, por mostrarme otros mundos y por su maravillosa compañía: Mis queridas Kathya, Ariadna, Helen, Elisa, Mago, Mirelle y Diana.

A Parme por ser muy especial en mi vida y principalmente por ser mi compañero y amigo, danke Schatz.

A Gabriela Fernández por ayudarme a poner en orden mis ideas y pensamientos, gracias mil.

A mi papá Arturo va una mención especial porque ha sido el mayor empuje en todos estos años de estudio, por su cariño inigualable y por apoyarme incondicionalmente en todos los aspectos de mi vida... Va por ti pá.

A Silvia por ser una mujer extraordinaria, por ser ejemplo de lucha diaria y por todo lo que significa para mi.

A Alicia Ramos y Claudia Romo quienes a pesar de la distancia siempre he contado son su apoyo, consejo, solidaridad y sobretodo mucho afecto.

Y obviamente a mis fabulosos hermanos quienes siempre están a mi lado, echando porras y porque en las adversidades siempre hemos salido adelante: Adriana, Carla y Ernesto... Por todos los momentos vividos juntos.

A todos, gracias de todo corazón.

CONTENIDO
AGRADECIMIENTOS
ÍNDICE DE ILUSTRACIONES
RESUMEN

I. INTRODUCCIÓN	1
II. METODOLOGÍA DE TRABAJO	4
III. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	6
III.1. Estratigrafía del Complejo Acatlán	6
III.1.1. Grupo Petlalcingo	8
III.1.2. Grupo Piaxtla	9
III.1.3. Formación Tecomate	10
III.1.4. Cubierta no metamórfica	11
III.1.5. Rocas plutónicas postectónicas	12
IV. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	14
IV. 1. Estratigrafía	14
IV.1.1. Eclogitas y metaeclogitas	15
IV.1.2. Gneis de fengita-granate	19
IV.1.3. Metagranito de fengita	19
IV.1.4. Augengneis granítico	22
IV.1.5. Formación Ahuatlán	25
IV.1.6. Granito Azúchil.....	28
IV.1.7. Formación Tecomazuchil.....	28
IV.1.8. Rocas sedimentarias lacustres	28
IV.2. Geología estructural	29
IV.3. Petrología y Metamorfismo	35
IV.3.1. Eclogitas y metaeclogitas	35
IV.3.2. Gneis de fengita-granate	40
IV.3.3. Rocas metagraníticas	40
IV.3.4. Formación Ahuatlán	41
IV.3.5. Química de minerales	44
IV.3.6. Estimaciones termobarométricas	48
V. DISCUSIÓN	50
VI. CONCLUSIONES	57
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	58
APÉNDICE A: DATOS PETROGRÁFICOS	61
APÉNDICE B: TABLAS DE MICROANÁLISIS	66
APÉNDICE C: DATOS ESTRUCTURALES	70

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

FIGURA 1 A Localización de los terrenos tectonoestratigráficos del sur de México.....	3
FIGURA 1 B Localización del Complejo Acatlán y del área de estudio.....	3
FIGURA 2 Mapa geológico del área de Santa Cruz Organal-San Pedro Cuayuca.....	13
FIGURA 3 Estratigrafía del área de estudio.....	14
FIGURA 4 A Boudin de anfibolita de granate rodeado por gneis de fengita-granate.....	16
FIGURA 4 B Contacto entre anfibolita de granate y gneis de fengita-granate.....	16
FIGURA 4 C Detalle de anfibolita de granate con plegamiento isoclinal.....	17
FIGURA 4 D Anfibolita de granate con evidencia de migmatización.....	17
FIGURA 5 A, B y C Fotografías de migmatitas en rocas graníticas y eclogíticas.....	18
FIGURA 6 A Pliegue isoclinal de gneis de fengita-granate.....	20
FIGURA 6 B Gneis de fengita-granate con plegamiento	20
FIGURA 7 A Contacto entre gneis de fengita-granate con metagranito de fengita.....	21
FIGURA 7 B Dique de metagranito fuertemente plegado.....	21
FIGURA 8 A Contacto plegado de augengneis con gneis de fengita-granate.....	23
FIGURA 8 B Detalle de contacto entre augengneis y gneis de fengita-granate.....	23
FIGURA 9 A Augengneis con indicadores cinemáticos.....	24
FIGURA 9 B Granito Azúchil	24
FIGURA 10 A Secuencia volcanosedimentaria con foliación penetrante y plegamiento isoclinal....	27
FIGURA 10 B Contacto entre la formación Ahuatlán y augengneis granítico.....	27
FIGURA 11 Mapa estructural del área de estudio.....	30
FIGURA 12 Polos de foliación de las rocas del grupo Piaxtla en el área de estudio	31
FIGURA 13 Sección interpretativa del área de estudio.....	34
FIGURA 14 A Fotografía de roca donde es visible la parte eclogítica y la parte anfibolitizada.....	38
FIGURA 14 B, C, D y E Fotomicrografías de eclogitas y metaeclogitas.....	38
FIGURA 15 A Fotografía de roca eclogítica rodeada por gneis de fengita-granate.....	39
FIGURA 15 B Esquema de boudin de eclogita rodeado por rocas metapelíticas.....	39
FIGURA 16 A, B y C Fotomicrografías del gneis de fengita-granate.....	42
FIGURA 17 A y B Fotomicrografías de augengneis granítico	43
FIGURA 18 A, B Fotomicrografías de esquistos de la formación Ahuatlán.....	43
FIGURA 19 A Imagen de electrones retrodispersados en granate de gneis fengítico en microsonda electrónica con trayectoria de estudio.....	45
FIGURA 19 B Perfil composicional de granate en muestra de gneis de fengita-granate.....	45
FIGURA 20 Diagrama triangular para clasificación de eclogitas.....	46
FIGURA 21 Clasificación de mica blanca con base a cationes de Al	47
FIGURA 22 Tabla de clasificación de anfíboles sódico-cálcicos	47
FIGURA 23 Red petrogenética para rocas básicas y diagramas quemográficos.....	53
FIGURA 24 Red petrogenética para rocas pelíticas y diagramas quemográficos.....	54

RESUMEN

En el área de Santa Cruz Organal-San Pedro Cuayuca (40 km²), localizada al norte de Tehuiztingo en la parte septentrional del estado de Puebla, el Complejo Acatlán está cubierto discordantemente por capas rojas de la Formación Tecomazuchil del Jurásico Medio y capas lacustres paleogenas de la Formación Pie de Vaca. El contacto discordante entre el Complejo Acatlán y las capas rojas jurásicas está afectado por fallamiento lístrico. Todas las rocas del área están cortadas por la falla el Naranja, la cual es una falla de tijera compleja con rumbo NE-SW, y cuya edad de desplazamiento puede ser postoligocénica. En esta parte, el Complejo Acatlán consiste en rocas del grupo Piaxtla, el cual está cubierto, por medio de un contacto discordante tectonizado, por rocas volcanosedimentarias metamorfizadas en facies de esquisto verde de la formación Ahuatlán. Esta formación es correlacionable con la Formación Tecomate.

El grupo Piaxtla, objeto central de la presente tesis, es una unidad clave en la evolución tectónica del Complejo Acatlán, y se ha descrito, en general, como cuerpos ultrabásicos, metabasitas y metasedimentos (Formación Xayacatlán) y metagranitoides peraluminosos estrechamente relacionados (Granitoides Esperanza) que en conjunto manifiestan una historia compleja de deformación y metamorfismo de alta presión. La Formación Xayacatlán se ha interpretado como fragmentos de litosfera oceánica atrapados en una zona de subducción, transportados y eclogitizados durante un evento de colisión continental del Ordovícico-Silúrico. Se considera que los granitoides representan el magmatismo sintectónico de asentamiento profundo relacionado con este evento orogénico.

El grupo Piaxtla, en el área de estudio y partes aledañas, está conformado por lentes y boudines pequeños de eclogitas encajonados en paragneises de fengita-granate intensamente plegados. Los paragneises contienen intercalaciones (desde 10 cm hasta más de 100 m de espesor) concordantes y graduales de metagranitos de fengita-granate-rutilo con estructura de augengneis a escalas diferentes, así como segregaciones granítico-anatexíticas abundantes que son concordantes y discordantes a la foliación/bandeamiento de los gneises. Las eclogitas presentan grados diferentes de anfibolitización y varían desde eclogita fresca con onfacita ($\text{Di}_{44}\text{Jd}_{30}\text{Acm}_{18}\text{Hd}_{08}$) + granate ($\text{Alm}_{54}\text{Grs}_{28}\text{Prp}_{15}\text{Sps}_{02}$) + rutilo \pm fengita ($\text{Si} = 3.2\text{-}3.3$ p. u. f.) \pm epidota/zoisita, hasta eclogitas con abundancia de simplectitas de anfíbol + plagioclasa a partir de núcleos de onfacita, y

anfibolitas de granate (metaeclogitas) con anfíbol + granate ($\text{Alm}_{55}\text{Grs}_{21}\text{Prp}_{21}\text{Sp}_{03}$) + rutilo + plagioclasa + epidota/zoisita en equilibrio textural perfecto. La asociación metamórfica en los paragneises y metagranitos es cuarzo + feldespato potásico + albita/oligoclasa + fengita + granate ($\text{Alm}_{61}\text{Grs}_{15}\text{Prp}_{20}\text{Sp}_{04}$) + rutilo \pm epidota \pm turmalina. La asociación fengita + granate + rutilo es más abundante en los paragneises, mientras que la fracción cuarzofeldespática es predominante en los metagranitos. Los rangos de P-T que se han estimado para el metamorfismo eclogítico es de 14 -15 kb y 600 - 650 °C.

Se interpreta que durante la decompresión/exhumación de las rocas eclogíticas hubo un incremento de temperatura, lo cual es sugerido por la estrecha relación entre la migmatización con segregaciones leucosomáticas abundantes en los paragneises de fengita-granate y la anfíbolitización de las eclogitas. Relaciones texturales y mineralógicas en los paragneises y anfíbolitas, tales como coronas de biotita titanífera y de ilmenita alrededor de granate y rutilo, así como recristalización de granate con una relación mayor de Prp/Grs y rehomogeneización de fengita ($\text{Si} = 3.1-3.2$ p. u. f.) con incorporación e intercrecimiento de biotita/flogopita, son consistentes con esta interpretación. Con base en lo anterior, y dada la relación petrográfico-mineralógica compleja y la naturaleza del contacto entre los paragneises micáceos y los metagranitos, en el presente trabajo se propone la relación siguiente entre ambas unidades. 1. Los metagranitos se generaron por deshidratación y fusión parcial de los paragneises al elevarse la temperatura durante la decompresión, en la transición de la facies de eclogita a la de anfíbolita, o parte alta de la facies de anfíbolita. 2. La deshidratación de los paragneises, con el consecuente incremento en la actividad de fluidos propiciando la anfíbolitización de las eclogitas y la migmatización y generación de magmas graníticos, ocurrió mediante la reacción $\text{fengita}_1 = \text{fengita}_2 + \text{feldespato potásico} + \text{cuarzo} + \text{biotita/flogopita} + \text{agua}$, la cual fue responsable de los cambios en el contenido de Si en la fengita de alta presión.

I. INTRODUCCIÓN

El Complejo Acatlán es uno de los terrenos cristalinos polideformados y polimetamorfizados de mayor extensión en la República Mexicana. Está expuesto con una superficie de aproximadamente 10,000 km² en la región mixteca que comprende la porción sur del Estado de Puebla, noroeste de Oaxaca y noreste de Guerrero, en la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur (Figura 1A). Uno de los primeros trabajos formales sobre rocas del Complejo Acatlán fue realizado por Ortega-Gutiérrez (1974), y a partir de entonces se han publicado diferentes tópicos sobre este complejo metamórfico. Los trabajos publicados incluyen aspectos petrológicos (Ortega-Gutiérrez, 1974), estratigráficos (Ortega-Gutiérrez, 1978), estructurales (Weber *et al.*, 1997), geocronológicos e isotópicos (Yañez *et al.*, 1991; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Ramírez-Espinosa, 2001).

Recientemente, con base en datos estratigráficos-estructurales, petrológicos y geocronométricos, se propuso un modelo tectónico de colisión continental durante el Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano para el Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). En este modelo se interpreta un evento de colisión continente-continente ocasionado por el cierre de Iapetus, generando metamorfismo de alta presión y magmatismo sintectónico. Así, la Formación Xayacatlán, con cuerpos de serpentina y rocas máficas eclogitizadas (Ortega-Gutiérrez, 1978) y los Granitoides Esperanza, con metagranitos y migmatitas fuertemente deformados (Ortega-Gutiérrez, 1978), se consideran elementos importantes de esta suturación, así como unidades esenciales en la evolución tectónica del Complejo Acatlán. En este contexto, la relación tectonotérmica entre ambas unidades ha sido, sin embargo, poco entendida, y también la naturaleza misma de las rocas eclogíticas de la Formación Xayacatlán, que como eclogitas de ambiente de colisión ha sido puesta en duda al ser interpretadas como eclogitas de subducción (Meza-Figueroa, 1996; Ramírez-Espinosa, 2001).

Aunque la Formación Xayacatlán y los Granitoides Esperanza son unidades ampliamente expuestas en el Complejo Acatlán (Figura 1B), por cuestiones de accesibilidad, extensión y calidad de los afloramientos, hay pocas localidades donde se puede estudiar con detalle la relación estructural y petrológica entre las rocas eclogíticas y graníticas. Una de estas localidades

es el área de Piaxtla, al SSE de Tehuiztingo, en donde fueron documentadas por primera vez las eclogitas del complejo (Ortega-Gutiérrez, 1974). Otras localidades se encuentran en la prolongación hacia el norte de la franja eclogítica-granítica de Piaxtla, al norte de Tehuiztingo, sobre los afluentes del Río Atoyac. Por ejemplo, a lo largo de barranca El Naranjo, sobre el arroyo del mismo nombre, entre los poblados de Santa Cruz Organal y San Pedro Cuayuca, está bien expuesta una secuencia de gneises con fengita y granate con rocas eclogíticas, sectores migmatíticos y augengneis graníticos no estudiados hasta ahora. Dado que las rocas metamórficas de alta presión del Complejo Acatlán y sus relaciones geológicas son elementos fundamentales en su historia tectónica, se eligió como tema de tesis el estudio de esta secuencia con el objetivo principal de establecer un modelo de relación petrogenético entre las rocas eclogíticas y metagraníticas del área. Para lograr este objetivo se establecieron como metas la cartografía del área de Santa Cruz Organal-San Pedro Cuayuca (Figura 1B), y la caracterización petrológica de cada una de las unidades metamórficas de esta área.

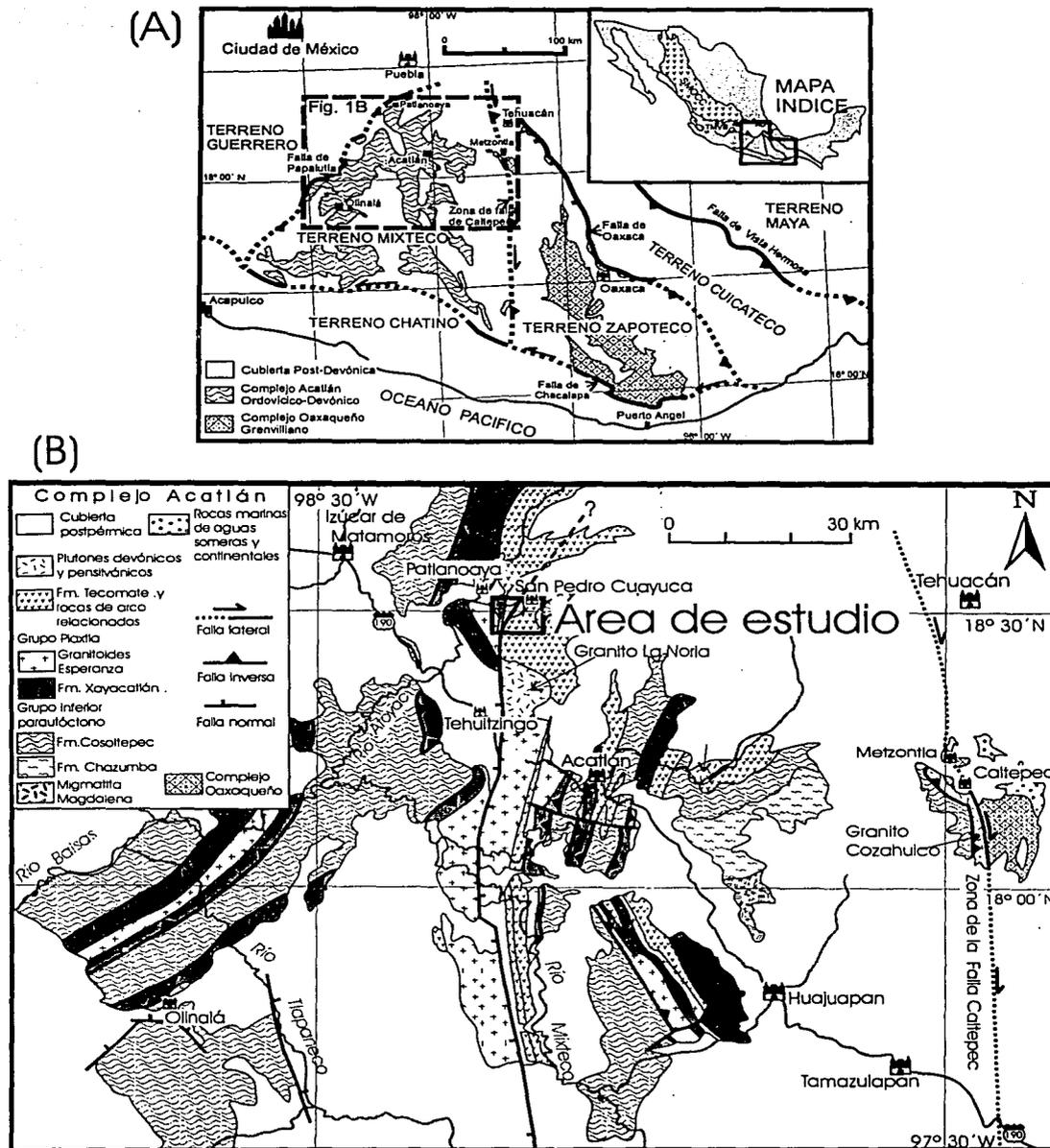


Figura 1. (A) Mapa de localización de los terrenos estratigráficos del sur de México de acuerdo a Sedlock *et al.* (1993). En el mapa índice, SMOCC = Sierra Madre Occidental, TMVB = Cinturón Volcánico Transmexicano. (B) Mapa geológico (modificado de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999) en el que se señala la ubicación del área de estudio.

II. METODOLOGÍA DE TRABAJO

Para el logro de los objetivos del presente trabajo se desarrollaron tres tipos de actividades: trabajo de campo de laboratorio y de gabinete. En cada actividad se siguió la metodología siguiente. Para el trabajo de campo, se adquirió la carta topográfica de Tehuizingo E14B63, a escala 1: 50 000, publicada por INEGI, para tener un conocimiento más amplio sobre las vías de acceso, poblaciones aledañas al área de estudio y rasgos hidrográficos que permitieran un mejor acceso para el desarrollo del trabajo.

Se realizaron tres salidas de campo durante los años 2000 y 2001, alternadas con actividades de laboratorio y de gabinete. Durante el trabajo de campo se realizó la descripción de las distintas unidades litológicas del área de estudio. La ubicación de los afloramientos para colección de datos y de muestras de roca para estudios petrológicos fue ubicada con un aparato de localización global (*GPS Garmin etrex*) con precisión de ± 5 metros. La caracterización de las unidades se realizó con la descripción de la litología a escalas de afloramiento y microscópica. Los datos estructurales colectados fueron foliación, lineación mineral, ejes y planos axiales de pliegues, siempre y cuando las estructuras fueran las apropiadas para su medición. Asimismo, los datos estructurales fueron graficados en proyección estereográfica por medio del programa *Spheristat for Windows*, versión 2.0.

El trabajo de laboratorio consistió en hacer láminas delgadas (grosor de *ca.* 30 μm) de las rocas colectadas en el campo. El total de láminas delgadas fue alrededor de 60, de las cuales 50 % fueron hechas por la autora de esta tesis, las restantes por el personal técnico del Instituto de Geología asignado para ello. Las láminas delgadas fueron estudiadas en un microscopio petrográfico Carl Zeiss. Después de una identificación adecuada de las rocas recolectadas se escogieron tres de las mejores rocas para estudio con microsonda electrónica. Para este propósito se prepararon láminas delgadas de mucho menor grosor que las realizadas para petrografía.

Los estudios de microsonda se realizaron en dos muestras de eclogita (SCO-27D y EcSF-PT4) y una de gneis de fengita-granate (SCO-27E), por medio de la microsonda electrónica JEOL-JXA8900-R, en el Laboratorio Universitario de Petrología de la UNAM. Los análisis se

realizaron utilizando un voltaje de aceleración de 20 kV y una corriente sobre la muestra de 20 nA. En cada una de las muestras se hicieron microanálisis puntuales sobre cristales de fengita, granate y anfíbol en asociación estable para su caracterización y análisis geotermométrico. A partir de la composición química (% en peso de óxidos) de los minerales analizados, se calculó el número de cationes con base en 12 oxígenos para el granate, 11 oxígenos para la fengita y 23 oxígenos para el anfíbol, por medio de un algoritmo programado en *Excel*. El cálculo de cationes se hizo siguiendo el procedimiento sugerido por Deer *et al.*, (1992). Para el cálculo de la fórmula del anfíbol se siguió el procedimiento descrito por Leake (1978). Las fotomicrografías de láminas delgadas incluidos en el presente trabajo fueron tomadas con un microscopio óptico marca Leica con una cámara de polarización marca Olympus, utilizando diversos filtros para resaltar los minerales.

Respecto al trabajo de gabinete se hizo un análisis bibliográfico sobre la problemática abordada en la tesis antes y durante la preparación del presente trabajo. Todo el material gráfico de línea se trabajó con el programa *Corel Draw 8*, las fotografías de afloramiento, una vez digitalizadas a partir del material original (diapositivas y foto impresa), fueron también manipuladas con este programa.

III. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El Complejo Acatlán (Figura 1A y 1B) del Ordovícico-Devónico representa el basamento cristalino del terreno Mixteco (Sedlock *et al.*, 1993). Hacia el oeste el límite del Complejo Acatlán con el terreno Guerrero ha sido polémico. De acuerdo con Sedlock (1993) y Ortega-Gutiérrez *et al.* (1999) la falla de Papalutla es el límite entre los terrenos Mixteco y Guerrero. Por otro lado, Campa y Coney (1983) consideraron que el cabalgamiento de secuencias volcanosedimentarias sobre la plataforma Morelos-Guerrero en la región de Teloloapan-Taxco representa el límite entre estos dos terrenos. El límite oriental del terreno Mixteco está definido por la yuxtaposición del Complejo Acatlán con el Complejo Oaxaqueño mediante una zona de falla transpresional con una componente de desplazamiento lateral dextral (falla de Caltepec) (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002). Hacia el norte, el límite no está definido debido a que las rocas del basamento están cubiertas por material volcánico pliocénico y cuaternario de la Faja Volcánica Transmexicana. Al sur el Complejo Acatlán está limitado por el Complejo Xolapa. El contacto entre ambos terrenos se ha interpretado como tectónico representado por la falla Chacalapa-Tierra Colorada (Ortega-Gutiérrez y Corona-Esquivel, 1986) y es interpretado con una naturaleza transtensional asociada al desplazamiento del bloque Chortís (Tolson, 1998).

III.1. Estratigrafía del Complejo Acatlán

A pesar de que se han realizado estudios estratigráficos, petrológicos, geocronológicos, isotópicos, geoquímicos y estructurales sobre las rocas polideformadas y polimetamorfizadas del Complejo Acatlán, su evolución tectónica y paleogeográfica es de los aspectos más desconocidos. Hasta ahora, sin embargo, se han interpretado al menos dos eventos orogénicos importantes (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). El mayor evento se produjo entre dos masas continentales, Gondwana y Laurencia durante el Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano (orogenia Acateca), relacionado con el cierre del océano antiguo Iapetus (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). El otro evento orogénico corresponde a la depositación, deformación y metamorfismo por el cierre de una cuenca trasarco de volcanosedimentos durante el Devónico (orogenia Mixteca) (Sánchez-Zavala *et al.*, 2000). Otro evento de deformación en el Complejo Acatlán ocurrió durante el Pérmico Temprano (orogenia Caltepeense) (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002).

En el modelo de colisión continente-continente, se considera que las rocas máficas y ultramáficas de la Formación Xayacatlán pueden corresponder a fragmentos de piso oceánico, y los Granitoides Esperanza a rocas continentales (granitos y sedimentos) que fueron afectados por anatexis y metamorfismo de alta presión al ser involucradas en el evento de colisión (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). Un aspecto controversial de este modelo es que no se han reconocido hasta ahora bloques o fragmentos de los continentes que colisionaron, lo que ha permitido interpretaciones alternativas en la historia tectónica del Complejo Acatlán como parte de una zona de subducción paleozoica (e.g. Meza-Figueroa *et al.*, 1996; Ramírez-Espinosa, 2001). Sin embargo, datos isotópicos Sm-Nd ($\epsilon_{Nd(0)} = -10.0$, $T_{DM} = 1.59$ Ga) y fragmentos de zircones proterozoicos heredados de los Granitoides Esperanza (Yañez *et al.*, 1991) sugieren que una de las masas continentales colisionadas corresponde a rocas grenvillianas que formaban parte de Gondwana durante el evento de colisión (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). Estos mismos autores especulan que la otra parte continental colisionada puede yacer debajo del Complejo Acatlán como una cuña continental de afinidad laurenciana.

Otro de los problemas del Complejo Acatlán es lo referente a la evolución tectónica posterior a la colisión. La unidad superior del complejo, la Formación Tecomate, es una secuencia de rocas volcanosedimentarias del Devónico Inferior-Medio fuertemente deformada y con un metamorfismo regional comparable con la parte baja de la facies de esquisto verde (Sánchez-Zavala *et al.*, 2000). Esta unidad, que traslapa de manera discordante a las demás unidades metamórficas, presenta la historia tectónica postcolisional del complejo, la cual sigue siendo incierta. Una interpretación sobre el significado tectónico de la Formación Tecomate es que ésta representa el relleno de una cuenca trasarco cuya deformación y metamorfismo pudieron deberse a una interacción oblicua entre Laurentia y Gondwana durante el Devónico Tardío (Sánchez-Zavala y Ortega-Gutiérrez, 1998). Otra interpretación alternativa es que esta unidad representa una cuenca extensional relacionada con el colapso del orógeno silúrico que fue deformada y metamorfizada por la traslación hacia el sur de Gondwana en el Devónico Tardío (Ramírez-Espinosa, 2001).

Recientemente, el Complejo Acatlán (Figura 1B), desde el punto de vista tectónico, ha sido subdividido en dos grupos separados por una falla mayor de cabalgadura: el grupo inferior

parautóctono y el grupo superior alóctono (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). El grupo inferior (o Subgrupo Petlalcingo, Ortega-Gutiérrez, 1978) incluye a una gruesa secuencia de rocas migmatizadas (Migmatita Magdalena) y metasedimentarias (Formaciones Cosoltepec y Chazumba). El grupo superior alóctono consiste en la Formación Xayacatlán y los Granitoides Esperanza. Sobreyaciendo a rocas de ambos grupos se encuentra la Formación Tecomate como unidad de traslape. Anteriormente la Formación Xayacatlán y la Formación Tecomate fueron descritas como Subgrupo Acateco (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Más recientemente, el Complejo Acatlán ha sido reagrupado (Ramírez-Espinosa 2001) en tres ensamblajes litotectónicos: el Grupo Petlalcingo (el subgrupo Petlalcingo de Ortega-Gutiérrez, 1978), el grupo Piaxtla formado por la Formación Xayacatlán y los Granitoides Esperanza, y la Formación Tecomate como unidad postectónica. En seguida se describe brevemente la estratigrafía del Complejo Acatlán tomando como base los trabajos de Ortega-Gutiérrez (1975, 1978, 1981a, 1981b, y Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999).

III.1.1. Grupo Petlalcingo

El Grupo Petlalcingo conformado por la Migmatita Magdalena y las Formaciones Chazumba y Cosoltepec corresponde a la parte inferior del Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978). Las unidades de este grupo en general están caracterizadas por un metamorfismo en facies de anfíbolita de presión media y esencialmente de origen sedimentario, con escasez de carbonatos, y con algunas intercalaciones de rocas ígneas básicas (Yañez *et al.*, 1991). En conjunto se han interpretado como una secuencia de sedimentos marinos de ambiente esencialmente pelágico que fue afectado por diferentes eventos volcánicos (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Migmatita Magdalena.- Esta unidad es la parte basal del Complejo Acatlán y consiste en una migmatita clásica, caracterizada por estructuras nebulíticas y bandeadas, en la que el leucosoma lo conforman rocas graníticas a granodioríticas, y el paleosoma son en su mayor parte secuencias de origen sedimentario y composición margoso-calcárea (Ortega-Gutiérrez, 1978). La unidad también incluye diques tonalítico-dioríticos y cuerpos irregulares de granito o pegmatita, así como restitas conformadas por anfíbolita, piroxenita, calci-silicatos, mármol y gneises graníticos (Ortega-Gutiérrez, 1978). No obstante que la Migmatita Magdalena representa los niveles

estructurales más inferiores del complejo, se han reportado edades de migmatización de 204 ± 6 y 163 ± 2 Ma (Yañez *et al.*, 1991). Hasta ahora, no se tiene una interpretación convincente a esta incongruencia aparente.

Formación Chazumba.- Esta unidad lo conforman esquistos pelíticos y psamíticos ricos en biotita y granate intercalados con estratos de cuarcita y tiene un espesor de varios kilómetros (Ortega-Gutiérrez, 1978). La Formación Chazumba sobreyace concordantemente a la Migmatita Magdalena y a su vez es sobreyacida por un contacto paralelo probable con la Formación Cosoltepec (Ortega-Gutiérrez, 1975). Con datos de Rb-Sr y Sm-Nd se obtuvieron para esta unidad edades de 349 ± 27 Ma y 429 ± 50 Ma (Yañez *et al.*, 1991), respectivamente. La interpretación de estos datos es incierta, aunque pudiesen corresponder a eventos metamórficos que afectaron a esta unidad.

Formación Cosoltepec.- Esta formación sobreyace a la Formación Chazumba por medio de un contacto gradual y es la unidad más extensa del Complejo Acatlán (Figura 1B). La Formación Cosoltepec, en su parte basal, consiste en un intervalo de rocas verdes y anfibolitas que subyacen a un paquete de cuarcitas muy deformadas; en la parte media predominan esquistos psamíticos y pelíticos con esquistos de talco y metapedernales; en la parte superior consta de rocas metapsamíticas (filitas cuarzosas y cuarcitas) y metapelíticas (filitas) (Ortega-Gutiérrez, 1981b). La edad de la Formación Cosoltepec no está bien definida. Ortega-Gutiérrez *et al.* (1999) mencionan una edad ordovícica de 452 ± 22 Ma para fragmentos de rocas verdes dentro de la Formación Cosoltepec. Por otro lado, con base en las relaciones estratigráficas se ha inferido una edad cámbrica-ordovícica (?) para esta formación (Ramírez-Espinosa, 2001). La Formación Cosoltepec está cabalgada por el grupo Piaxtla y en algunas partes está cubierta discordantemente por la Formación Tecomate.

III.1.2. Grupo Piaxtla

El nombre de grupo Piaxtla ha sido recientemente propuesto (Ramírez-Espinosa, 2001) para reagrupar a la Formación Xayacatlán y los Granitoides Esperanza, unidades alóctonas con metamorfismo de alta presión del Complejo Acatlán.

Formación Xayacatlán.- Fue definida originalmente por Ortega-Gutiérrez (1978) como una unidad de carácter magmático de rocas básicas y ultrabásicas conformada por esquistos verdes, anfíbolita, metagabro, eclogita, serpentinita, milonita, metapelitas y metacuarcitas. Todo este paquete litológico fue interpretado como una secuencia ofiolítica desmembrada sometida a un metamorfismo que alcanzó la facies de eclogita (Ortega-Gutiérrez, 1981b). Yañez *et al.* (1991) obtuvieron una edad Sm-Nd (isócrona de tres puntos) de 388 ± 44 Ma (Devónico Medio) para esta unidad que fue interpretada como la edad del metamorfismo eclogítico. Sin embargo, la edad de este metamorfismo se considera del Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano con base en datos U-Pb (Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 1999).

Granitoides Esperanza.- Este nombre fue propuesto por Ortega-Gutiérrez (1978) para describir a rocas magmáticas, aplíticas y pegmatíticas deformadas y metamorfoseadas, que exhiben relaciones complejas con rocas verdes y esquistos filoníticos ricos en muscovita y granate. Su litología más típica está conformada por augengneis granítico con megacristales de feldespato potásico, migmatitas, y en menor proporción anfíbolitas (Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 1999). Los Granitoides Esperanza incluyen a cuerpos intrusivos deformados y metamorfizados, que por relaciones mineralógicas tales como fengita-granate-epidota-rutilo, indican un metamorfismo de alta presión (Ortega-Gutiérrez, 1975). La edad de los Granitoides Esperanza ha sido muy controvertida ya que se han obtenido edades poco precisas (Yañez *et al.*, 1991; Ortega-Gutiérrez, 1991). El estudio geocronológico más reciente en rocas de esta unidad arrojó una edad U-Pb (zircón) de 440 ± 14 Ma, la cual se ha interpretado como la edad de cristalización de los granitoides (Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 1999).

III.1.3. Formación Tecomate

La Formación Tecomate es la unidad metamórfica más joven del Complejo Acatlán. Esta es una secuencia turbidítica de lutitas, areniscas, calizas, conglomerados, rocas volcánicas y volcanocásticas de composición andesítico-basálticas, que está deformada y metamorfoseada en facies de esquistos verdes (Sánchez-Zavala *et al.*, 2000). La Formación Tecomate, en su área tipo al sur de Acatlán, fue descrita como una secuencia de psamitas y semipelitas finamente bandeadas con algo de filitas carbonosas y cloríticas, y en la que sobresalen dos litologías características: horizontes de metacaliza y metaconglomerado (Ortega-Gutiérrez, 1978). La Formación Tecomate

ubre discordantemente a las unidades más antiguas del Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1993; Sánchez-Zavala y Ortega-Gutiérrez, 1997; 1998). Las rocas más antiguas que sobreyacen a la Formación Tecomate, o unidades equivalentes como se señala más adelante, son capas cuya edad varía desde el Devónico hasta el Pérmico Temprano (Vachard *et al.*, 2000). La edad anteriormente asignada a la Formación Tecomate con base en la presencia de fragmentos de crinoides, cistoides, briozoarios y moluscos fue del Devónico Medio-Tardío (Ortega-Gutiérrez, 1978). Sin embargo, una edad Devónico Temprano-Medio (Sánchez-Zavala *et al.*, 2000) puede ser más congruente con las relaciones estratigráfico-estructurales que se mencionan en seguida.

III.1.4. Cubierta no metamórfica

Las rocas no metamórficas que cubren discordantemente al Complejo Acatlán son capas marinas y continentales del Paleozoico Tardío, capas rojas del Jurásico Medio, rocas carbonatadas cretácicas, rocas clásticas, volcánicas y lacustres cenozoicas y aluvión. La cubierta paleozoica corresponde a las formaciones Matzitzi, Los Arcos y Patlanoaya. La Formación Matzitzi aflora en el área de Metzontla (Figura 1B) y consiste en depósitos continentales del Pérmico-Pensilvánico conformados por limolitas, areniscas, arcosas y conglomerados basales con clastos de gneis y rocas ígneas (Silva-Pineda, 1970). La edad de la Formación Matzitzi, sin embargo, parece restringirse al Leonardiano (Pérmico Temprano tardío) de acuerdo a su contenido de plantas fósiles (Weber, 1997). La Formación Los Arcos (Corona-Esquivel, 1981), en el área de Olinalá (Figura 1B), consiste en areniscas, conglomerados cuarcíticos con clastos de rocas metamórficas, y lutitas carbonosas con fauna pérmica (González-Arreola *et al.*, 1994). La Formación Patlanoaya, que aflora 10 km al NW del área de estudio, es una secuencia marina de aguas someras de argilitas, areniscas, conglomerados, lutitas y calizas con abundante fauna fósil, cuya edad varía desde el Osageano (Misisípico temprano) hasta el Leonardiano (Vachard *et al.*, 2000). Recientemente, se ha reconocido una secuencia de areniscas, limolitas, y lutitas (formación Otate) (Hernández-Espriú y Morales-Morales, 2002) que subyace a la Formación Patlanoaya, y que está cubriendo discordantemente a unidades metamórficas del Complejo Acatlán. La presencia de la formación Otate no presenta deformación ni metamorfismo penetrantes y subyace a las capas osageanas de la Formación Patlanoaya. A consideración de

estudios paleontológicos posteriores, implica que la cubierta no metamórfica se extiende claramente hasta el Devónico Tardío.

III.1.5. Rocas plutónicas postectónicas

Las rocas metamórficas del Complejo Acatlán están intrusionadas por diferentes cuerpos plutónicos (Figura 1B). Los más cercanos al área de estudio son: los granitos La Noria, Los Hornos y Palo Liso. El granito La Noria tiene un área de exposición de $\sim 50 \text{ km}^2$ al NE de Tehuiztzingo, y es un plutón deformado con porfidoclastos de microclina y cuarzo rodeados de una matriz protomilonítica y milonítica de albita, cuarzo, epidota y sericita (Sánchez-Zavala *et al.*, 2000). El granito intrusiona a los Granitoides Esperanza y a la Formación Tecomate (Sánchez-Zavala *et al.*, 2000), y tiene una edad U-Pb (zircón) de $371 \pm 34 \text{ Ma}$ (Yáñez *et al.*, 1991). La edad devónica del granito La Noria implica que el depósito de la Formación Tecomate ocurrió durante el Devónico Medio o antes, mientras que la deformación y metamorfismo de la Formación Tecomate, y de este granito puede ser del Devónico Medio-tardío o Devónico Tardío-temprano, antes del depósito de las formaciones Otate y Patlanoaya. El granito Los Hornos es un plutón no deformado, heterogranular que también intrusiona a la Formación Tecomate y consiste en fenocristales de feldespato potásico en una matriz de cuarzo, plagioclasa, microclina, biotita y óxidos de Fe-Ti (Sánchez-Zavala *et al.*, 2000). Por otro lado, Zaldívar-Ruíz (1990) reporta una edad K-Ar (biotita) de $288 \pm 14 \text{ Ma}$ para este plutón. El granito Palo Liso expuesto (7.5 km^2) en el área de Patlanoaya, es un granito no deformado e intrusiona a la formación Otate (Hernández-Espriú y Morales-Morales, 2002). La edad de este plutón se desconoce.

EXPLICACIÓN

- CENOZOICO**
 - Aluvión y rocas sedimentarias lacustres eoceno-oligocénicas
- JURÁSICO**
 - Formación Tecamazuchil
- PÉRMICO (?)**
 - Granito Azúchil
- COMPLEJO ACATLÁN**
- DEVÓNICO**
 - Formación Ahuatlán (Esquisto verde)
- ORDOVÍCICO-SILÚRICO**
 - Augengneis granítico
 - Metagranito de fengita
 - Gneis de fengita-granate
 - Anfibolita de granate (Metaeclogita)
- Grupo Piaxtla**
- Falla inversa (L: levantado, H: hundido)
- Falla normal
- Falla listrica
- Foliación
- Eje de pliegue menor
- Plano axial de pliegue menor
- Estratificación
- Lineación mineral
- Muestra de roca (SCO)
- Elevación
- Arroyo
- Terracería

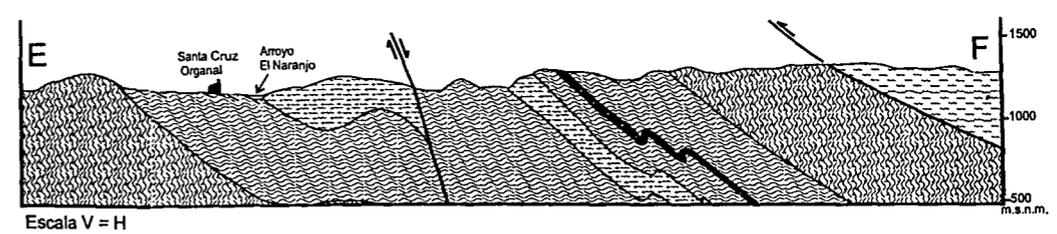
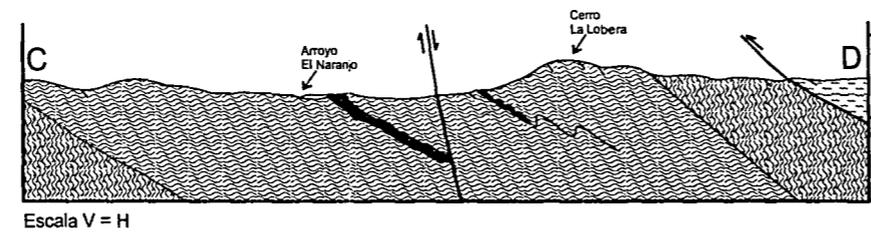
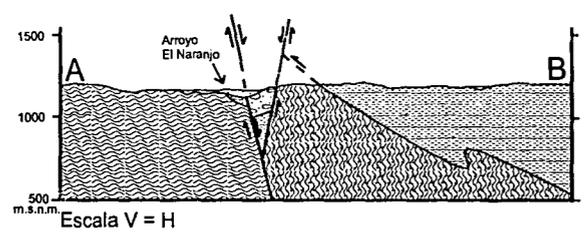
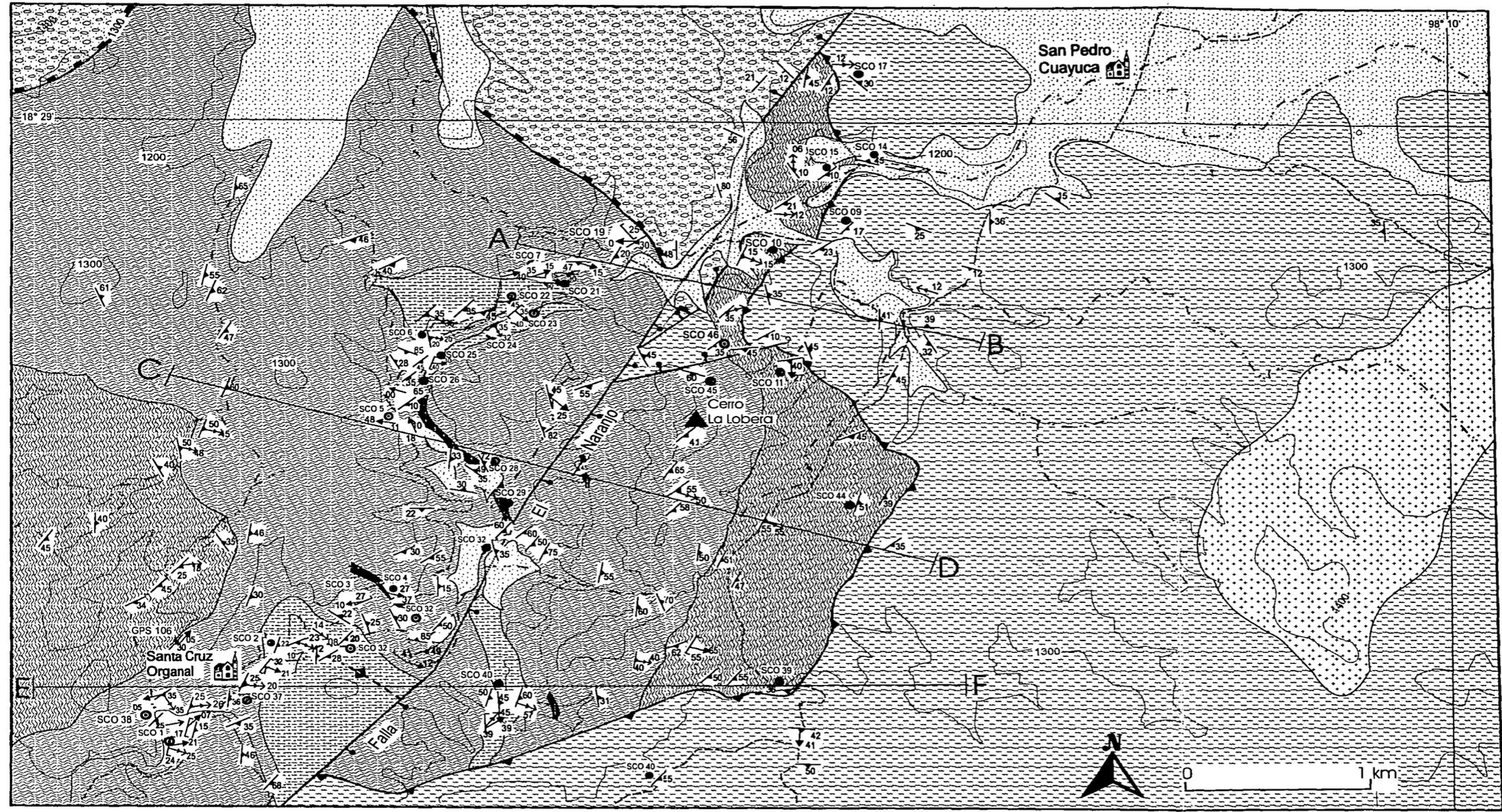


Figura 2. Mapa geológico del área de Santa Cruz Organal-San Pedro Cuayuca, Estado de Puebla.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

IV. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

IV.1. Estratigrafía

El área de estudio se encuentra a 21 km al norte-noreste de Tehuiztzingo, Estado de Puebla, y abarca una superficie aproximada de 40 km² (Figura 2). Las rocas que se estudiaron en el área fueron cartografiadas en siete unidades estratigráficas. La columna estratigráfica esquematizada del área se muestra en la Figura 3. Todas las localidades de afloramiento estudiadas fueron ubicadas con *GPS*; las localidades con muestra de roca se señalan en el mapa como "SCO". En seguida se describe la estratigrafía del área desde la unidad aparentemente más antigua hasta la más joven.

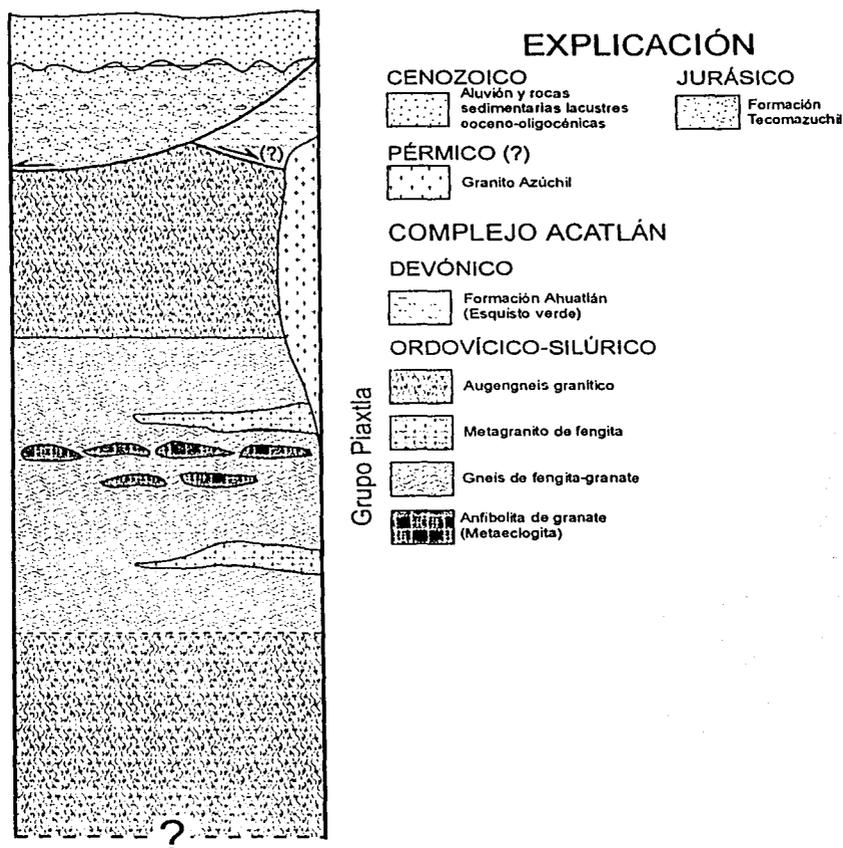


Figura 3. Columna litoestratigráfica esquematizada del área de estudio.

IV.1.1. Eclogitas y metaeclogitas (anfíbolitas de granate)

Las rocas eclogíticas del Complejo Acatlán fueron descritas por primera vez entre las localidades de Piaxtla y Tecomatlán (Ortega-Gutiérrez, 1974). En estas localidades se describieron dos tipos de rocas eclogíticas, uno conteniendo cuarzo y fengita, y el otro con anfíbol, epidota y plagioclasa.

También existen otras localidades con rocas eclogíticas, y son las expuestas en el área de estudio y la localidad aledaña de San Francisco de Asís, no habían sido descritas hasta ahora. Las eclogitas del área de San Francisco de Asís, seis kilómetros al poniente de Santa Cruz Organal, son cuerpos lenticulares pequeños (de ~30 centímetros hasta ~40 metros de longitud) dentro de una secuencia de gneises micáceos, así como graníticos. En muestra de mano las rocas eclogíticas de esta localidad son lentes de color verde oscuro dentro de gneises de fengita-granate con cristales de onfacita con cristales de granate. En lámina delgada se observa esencialmente la asociación mineralógica típica de estas rocas: onfacita + granate + rutilo. Petrográficamente se observan cristales poikiloblásticos de onfacita con inclusiones de rutilo, granate y cuarzo; la onfacita muestra una estabilidad mineralógica clara con granate, rutilo, fengita, epidota y cuarzo. El granate se observa como cristales xenoblásticos algunos con fracturamiento y cloritización. Como minerales de retrogresión se observó anfíbol y titanita.

Las rocas eclogíticas del área de Santa Cruz Organal-San Pedro Cuayuca son esencialmente metaeclogitas o anfíbolitas de granate. Las anfíbolitas de granate, como se describe en seguida, son producto de la retrogresión de eclogitas. Las metaeclogitas en esta área se encuentran en cuerpos lenticulares, desde boudines pequeños (Figura 4A y 4D) hasta cuerpos de aproximadamente 20 metros de longitud (Figura 2, Loc. SCO 28 y 29), dentro de los gneises de fengita-granate y graníticos. El contacto entre los gneises y las metaeclogitas es paralelo a la foliación de ambas unidades (Figura 4B); asimismo, estos cuerpos eclogíticos presentan pliegues diversos que incluye pliegues isoclinales (Figura 4C). Las metaeclogitas petrográficamente consisten predominantemente en granate y anfíbol, pero en algunas láminas delgadas todavía se conservó onfacita, reemplazada casi totalmente por anfíbol.

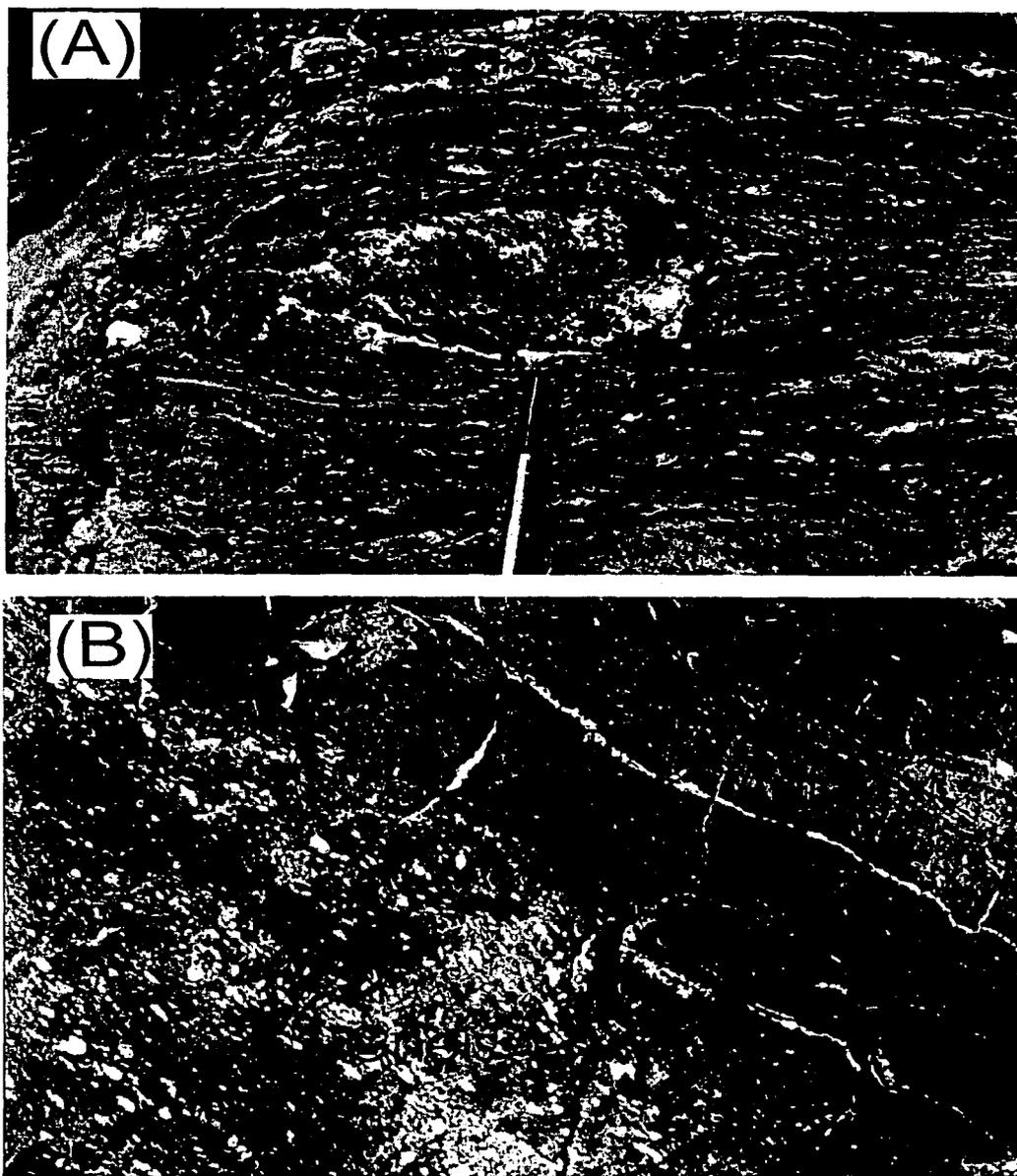
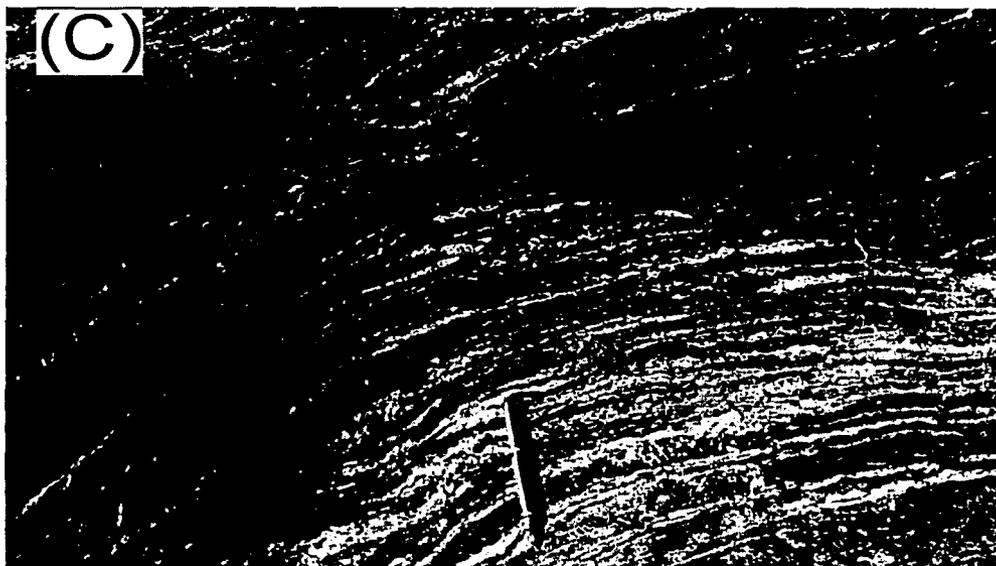


Figura 4. (A) "Boudin" de anfibolita de granate rodeado por gneis de fengita-granate (Loc. SCO 27). (B) Contacto entre anfibolita de granate (Anf) y gneis de fengita-granate (Gneis) al oeste de Santa Cruz Organal. En todas las localidades observadas las anfibolitas de granate están siempre rodeadas del gneis fengítico.



Continuación de Figura 4. (C) Anfibolita de granate con plegamiento isoclinal. Es evidente la presencia de una fracción cuarzo-feldespática y el plegamiento de la misma dentro de la roca. (Loc. SCO 27). **(D)** Metaeclogita en el área de Santa Cruz Organal con evidencia de migmatización y plegamiento. (Loc. SCO 27).

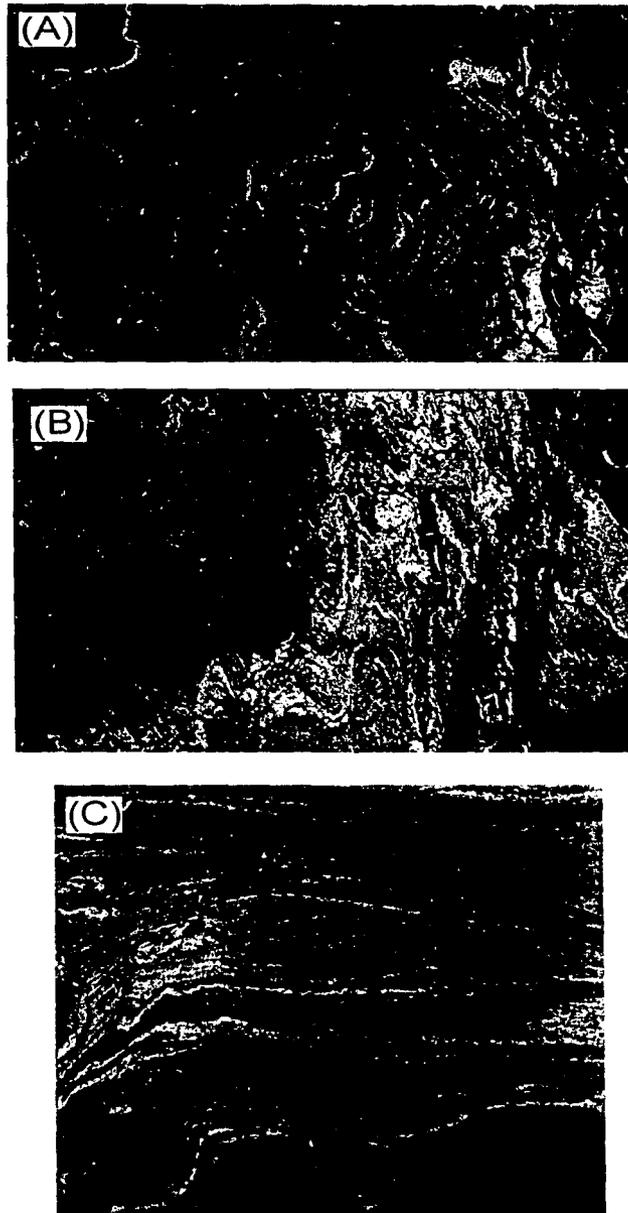


Figura 5. (A) Migmatitas en rocas graníticas. Se observan los pliegues isoclinales plegados. (B) Afloramiento de migmatitas en la ladera W del Cerro La Lobera. (C) Detalle en anfibolita de granate mostrando la migmatización desarrollada durante un proceso de decompresión (Loc. SCO 27), como se discute más adelante.

En algunas localidades de metaeclogitas se observaron claramente estructuras migmatíticas, en donde fracciones cuarzo-feldespáticas, por su movilidad, se intercalan y forman estructuras y pliegues complejos (Figura 5A, 5B y 5C).

IV.1.2. Gneis de fengita-granate

Esta unidad abarca buena parte del área cartografiada desde el poblado de Santa Cruz Organal hacia el límite septentrional del área, donde está cubierto discordantemente con capas jurásicas y rocas sedimentarias lacustres cenozoicas. Los gneises están sobreyacidos concordantemente por el augengneis granítico. Los gneises de fengita-granate son la unidad que encajona a los cuerpos metaeclogíticos del área. En algunas localidades del área se observó migmatización incipiente con estructuras de pliegues replegados. Los gneises parcialmente migmatizados presentan en la parte leucocrática bandas de cuarzo, feldespato potásico y fengita. El gneis de fengita-granate es una roca de grano grueso con bandas de fengita y granate y algunos porfidoclastos de feldespato potásico. La roca siempre se observa fuertemente deformada (Figura 6A y 6B).

A escala microscópica, los gneises presentan una textura lepidoblástica con una mineralogía predominante de granate, fengita, rutilo, epidota, feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y en algunas ocasiones anfíbol. Otros minerales observados en menor proporción fueron turmalina, biotita, apatito, zircón, clorita y titanita.

IV.1.3. Metagranito de fengita

Esta unidad consiste en cuerpos lenticulares metagraníticos intercalados con los gneises de fengita-granate. El espesor de los cuerpos metagraníticos varía desde una escala centimétrica hasta una escala métrica (Figuras 6A, 7A y 7B). Por razones de escala, sólo los cuerpos metagraníticos con espesores de decenas de metros fueron cartografiados. Aunque en los gneises que encajonan a los metagranitos la fracción cuarzofeldespática es abundante, en los metagranitos es mucho más abundante, lo que les da una apariencia más masiva en comparación con los gneises circundantes (Figura 7A y 7B).

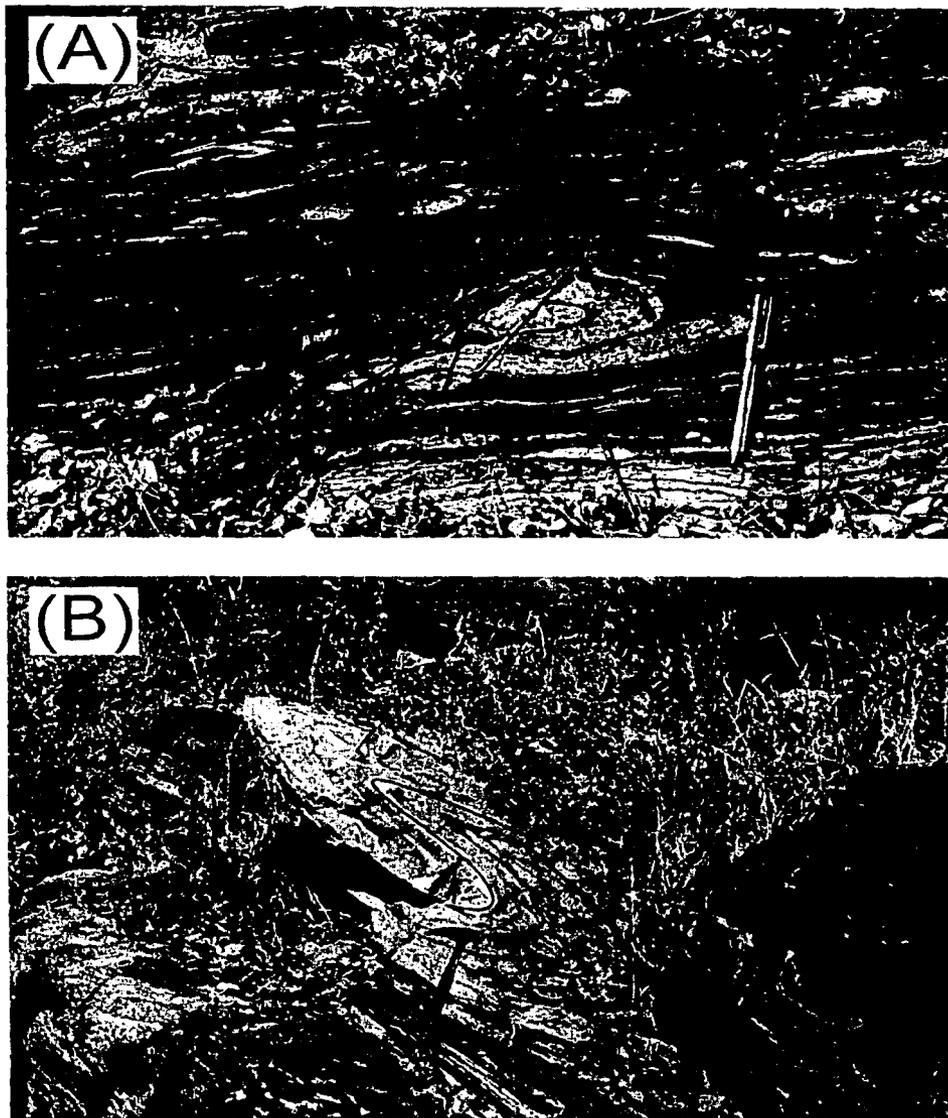


Figura 6. (A) Gneis de fengita-granate con plegamiento isoclinal fuerte. Los lentes leucocráticos en el gneis son de composición cuarzo-feldespática. El fallamiento frágil local observado en la foto es probablemente cenozoico. **(B)** Pliegue apretado no cilíndrico de gneis de fengita-granate cerca del contacto con metagranito al NE de Santa Cruz Organal (Loc. SCO 48). La dirección del transporte tectónico es hacia el noroeste de acuerdo a la geometría del pliegue, cuya curvatura de la charnela define un pliegue de funda abierto.



Figura 7. (A) Contacto entre gneis de fengita-granate con metagranito (Mgr) fuertemente foliado. El contacto es casi paralelo a la foliación (Loc. SCO 40). **(B)** Gneis fengítico con lente de metagranito plegado. El gneis y el metagranito tienen porfidoclastos de feldespato potásico paralelos a la foliación (Loc. GPS 56).

La presencia de fengita en los metagranitos es menos notoria que la de los gneises. Los metagranitos están intensamente deformados con bandas miloníticas e intercalaciones de bandas micáceas con granate. Los contactos entre los metagranitos y los gneises de fengita-granate son paralelos a la foliación o bandeamiento de ambas unidades, aunque en algunas localidades es ligeramente transicional. En la mayoría de los casos estos contactos están plegados.

El metagranito se observa como una roca de grano medio de feldespato potásico y cuarzo con matriz micácea. En lámina delgada, la mineralogía de las rocas muestreadas presenta en general cristales de granate, feldespato potásico, plagioclasa, apatita, cuarzo, rutilo y epidota. La textura de las rocas es porfiroblástica con una matriz muy rica en fengita. La asociación mineralógica estable de esta roca es granate + plagioclasa + epidota + fengita.

IV.1.4. Augengneis granítico

Dentro del área de estudio se cartografió una unidad litoestratigráfica de augengneis granítico. La unidad aflora en dos sectores del área de estudio sin continuidad de afloramiento (Figura 2). Un sector de afloramiento de augengneis granítico se localiza al norponiente de Santa Cruz Organal; el otro se encuentra al surponiente de San Pedro Cuayuca a lo largo del flanco oriental del Cerro La Lobera (Locs. SCO 10, 11, 15 y 44). Al norponiente de Santa Cruz Organal el augengneis granítico en general se caracteriza por porfidoclastos de feldespato potásico (algunos hasta de 15 cm en su dimensión máxima) circundados por una matriz cuarzo-feldespática foliada de grano medio a fino (Figura 8A y 8B). En el flanco oriental del Cerro La Lobera el augengneis tiende a tener una textura homogénea, con porfidoclastos de menor tamaño en una matriz fuertemente foliada (Figura 9A).

En lámina delgada el augengneis tiene una textura de porfidoblástica a lepidoblástica, siendo el cuarzo y el feldespato potásico los minerales principales de estas rocas. La matriz está definida por fengita y en algunas muestras se observan algunos granates con fracturamiento y bordes cloritizados. También se observa titanita con algunos núcleos frescos de rutilo.

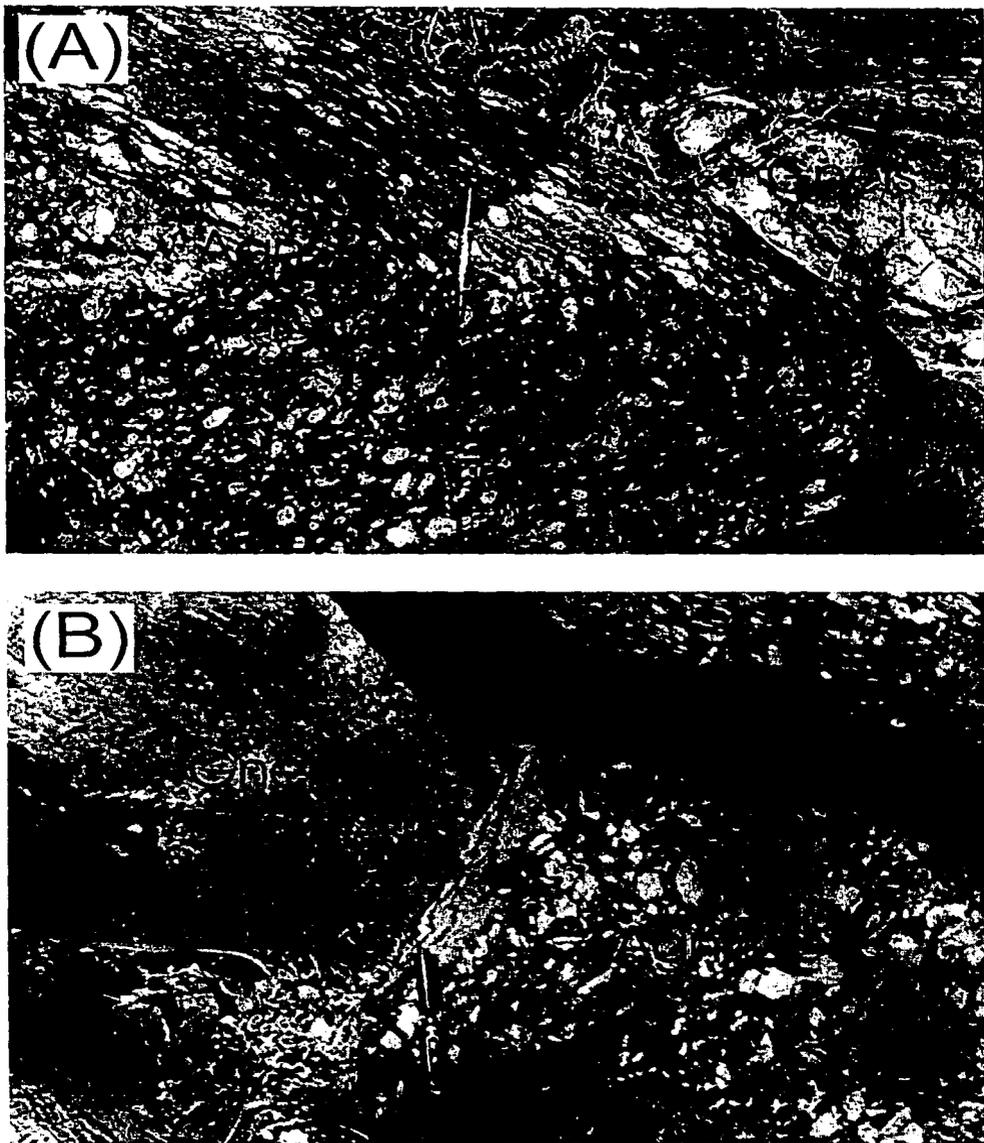
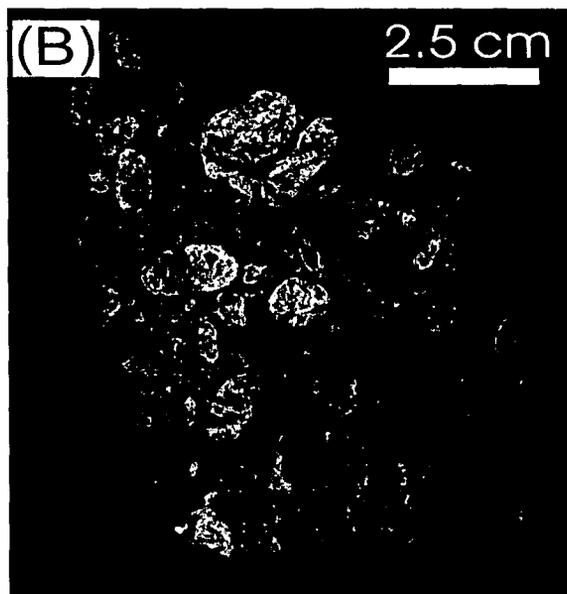


Figura 8. (A) Augengneis (Agn) en contacto plegado con gneis de fengita blanca-granate. En esta localidad, 500 m al poniente de Santa Cruz Organal el contacto entre los gneises fengíticos y el augengneis granítico, aunque está fuertemente plegado, su posición es en general vertical. (B) Detalle del contacto entre augengneis granítico (Agn) con gneis de fengita-granate.



TECTIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 9. (A) Augengneis granítico con indicadores cinemáticos tipo σ indicando cima hacia el oeste. Los porfiroclastos de feldespato potásico están en una matriz de mica blanca (Loc. SCO 10). (B) Granito Azúchil con una estructura sin foliación y porfiroclastos de feldespato potásico sin una orientación preferencial. El granito puede ser correlacionable con el granito Los Hornos (K-Ar, 288 Ma), que aflora a 8 km al sur del área de estudio.

Al poniente de Santa Cruz Organal (Figura 2, SCO-48) se observa claramente el contacto entre el augengneis granítico y los gneises de fengita-granate. Este contacto es paralelo a la foliación de ambas unidades y está plegado fuertemente (Figura 8A y 8B). En el flanco oriental del Cerro La Lobera, el augengneis granítico está subyacente por los gneises de fengita-granate por medio de un contacto también paralelo a la foliación dominante, y sobreyacente por rocas de la Formación Ahuatlán por medio de un contacto tectónico subhorizontal (Figura 2). Aunque el augengneis al norponiente de Santa Cruz Organal parece representar los niveles estructurales inferiores en el área (Figura 2), es posible que estos afloramientos correspondan al flanco invertido de un pliegue isoclinal recostado hacia el oeste, y se correlacionan con el augengneis del flanco oriental del Cerro La Lobera. De esta manera, los gneises de fengita-granate con los cuerpos metaeclogíticos sería el núcleo de la estructura, representando los niveles estructurales inferiores del área. Esta interpretación y sus implicaciones se discute con detalle en el capítulo de geología estructural.

La unidad de augengneis granítico cartografiada en el área de estudio es claramente correlacionable con los Granitoides Esperanza, cuya sección tipo se encuentra sobre la Carretera Federal 190 desde el poblado de Nuevos Horizontes hasta los últimos afloramientos de rocas metamórficas entre Acatlán y Tehuizingo (Ortega-Gutiérrez, 1978). Muestras de los Granitoides Esperanza en su localidad tipo dieron una edad U-Pb (zircón) de 440 ± 14 Ma, interpretada como la edad de su emplazamiento sintectónico (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999).

IV.1.5. Formación Ahuatlán

La unidad metamórfica más joven del Complejo Acatlán en el área de estudio es la formación Ahuatlán. Este nombre fue propuesto en tiempos recientes informalmente para describir una secuencia de esquistos verdes que sobreyace discordantemente a otras rocas metamórficas del Complejo Acatlán en el área cercana de Patlanoaya-Ahuatlán (Hernández-Espriú y Morales-Morales, 2002). En el área de estudio la formación Ahuatlán aflora ampliamente al sur de San Pedro Cuayuca y está intrusionada por el granito Azúchil (Figura 2). En estas localidades la formación Ahuatlán consiste en una secuencia volcanosedimentaria foliada y plegada fuertemente con un metamorfismo de bajo grado y con intercalaciones de metasedimentos pelíticos (Figura 10A).

Petrográficamente, de acuerdo a las muestras estudiadas, las rocas metavolcánicas presentan una textura foliada de grano fino, definida por albita, actinolita, cuarzo, clorita, epidota y algunas vetillas de calcita. Esta mineralogía es típica de la facies de esquistos verde. En las rocas metapelíticas intercaladas que se muestrearon (SCO-17) la mica blanca es abundante y cristoblastos de granate, cuya relación textural indica una naturaleza sincinemática, también están presentes. Algunas de las implicaciones petrológicas relacionadas con la presencia de metapelitas con granate en la parte inferior de la formación Ahuatlán se analizan más adelante.

La relación de contacto de la formación Ahuatlán con las unidades metamórficas del Complejo Acatlán en el área se interpreta como un contacto tectónico subhorizontal que localmente está afectado por pequeñas fallas normales posteriores (Figura 10B). El carácter tectónico del contacto lo sugiere la fuerte deformación dúctil con plegamiento isoclinal (Figura 10A) de la parte inferior de la formación Ahuatlán, y el truncamiento del tren estructural de las rocas metamórficas subyacentes por la superficie de contacto (Figura 2). Aunque la cinemática de este contacto tectónico no fue determinada en el presente trabajo, en el mapa se muestra como una estructura de acortamiento, pero bien puede ser una superficie extensional dúctil, como se discute más adelante. El contacto inferior de la formación Ahuatlán, interpretado como discordante en el área de Patlanoaya-Ahuatlán (Hernández-Espriú y Morales-Morales, 2002) puede ser considerado por lo tanto como una discordancia tectonizada que probablemente sirvió como superficie de corrimiento.

Por su posición estratigráfico-estructural la formación Ahuatlán se correlaciona con la Formación Tecomate (Hernández-Espriú y Morales-Morales, 2002), cuya edad puede ser del Devónico Temprano-Medio. La Formación Tecomate, en su localidad tipo al sur de Acatlán, es predominantemente sedimentaria (Ortega-Gutiérrez, 1978), mientras que la formación Ahuatlán con dominancia de material volcánico, estaría representando variaciones importantes en la naturaleza de los sedimentos dentro de una cuenca devónica. Es importante mencionar que las rocas volcánicas descritas aquí como formación Ahuatlán, que son esencialmente de composición basáltica, recientemente fueron agrupadas en la Formación Tecomate, y con base a geoquímica de elementos traza se caracterizaron con una afinidad de arco de islas a basaltos intraplaca (Ramírez-Espinosa, 2001).

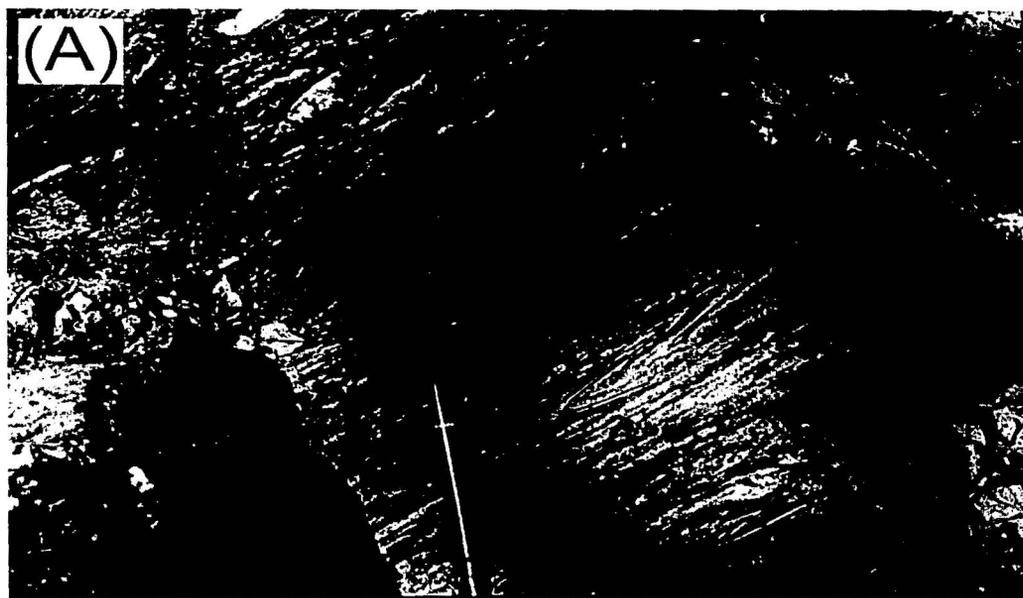


Figura 10. (A) Secuencia volcanosedimentaria fuertemente foliada y plegada con metamorfismo debajo de la formación Ahuatlán (Loc. SCO 43). (B) Relación de contacto interpretada entre la formación Ahuatlán (FA) y augengneis granítico (Agn) unidad del Grupo Piaxtla. Camino Los Hornos-San Pedro Cuayuca (Loc.SCO 39).

TEXTOS CON
FALLA DE ORIGEN

IV.1.6. Granito Azúchil

El granito Azúchil aflora en las partes aledañas del poblado de Azúchil, 2 km al oriente fuera del área de estudio, y se extiende a la parte nororiental de esta (Figura 2). El granito es una roca leucocrática no deformada con una textura porfídica (Figura 9B) con fenocristales de feldespato potásico en una matriz cuarzo feldespática de grano fino con escasa biotita. El granito, como ya se mencionó, está intrusionando a rocas de la formación Ahuatlán, y puede ser correlacionable el granito Los Hornos, que aflora 8 km al sur, ya que ambos no están deformados, son de la misma composición e intrusionan a la misma unidad.

IV.1.7. Formación Tecomazuchil

En la porción norte del área cartografiada se observa una secuencia de capas rojas alternadas de conglomerado, arenisca y argilita que cubre discordantemente a las rocas metamórficas. La discordancia entre las capas rojas y el basamento metamórfico fue afectada por un fallamiento lístrico (Figura 2), el cual se discute más adelante. Las capas rojas del área se correlacionan con la Formación Tecomazuchil del Jurásico Medio. En su área tipo, consiste en conglomerado, areniscas y limolitas, y está cubierta transicionalmente por la Caliza Chimeco del Jurásico Medio (Pérez-Ibargüengoitia *et al.*, 1965).

IV.1.8. Rocas sedimentarias lacustres y aluvión

Como unidades más jóvenes en el área se observaron rocas sedimentarias lacustres y aluvión cartográficamente no diferenciados. Las rocas lacustres cubren discordantemente a los gneises de fengita-granate, a la formación Ahuatlán, y a las capas rojas jurásicas en la parte norte del área (Figura 2). Las rocas lacustres consisten en capas horizontales de caliza gris clara, yeso y limolita tobácea de color claro. Esta secuencia parece corresponder a la Formación Pie de Vaca del Eoceno-Oligoceno (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999). El aluvión se presenta solo en algunas partes del Arroyo el Naranjo y sus afluentes.

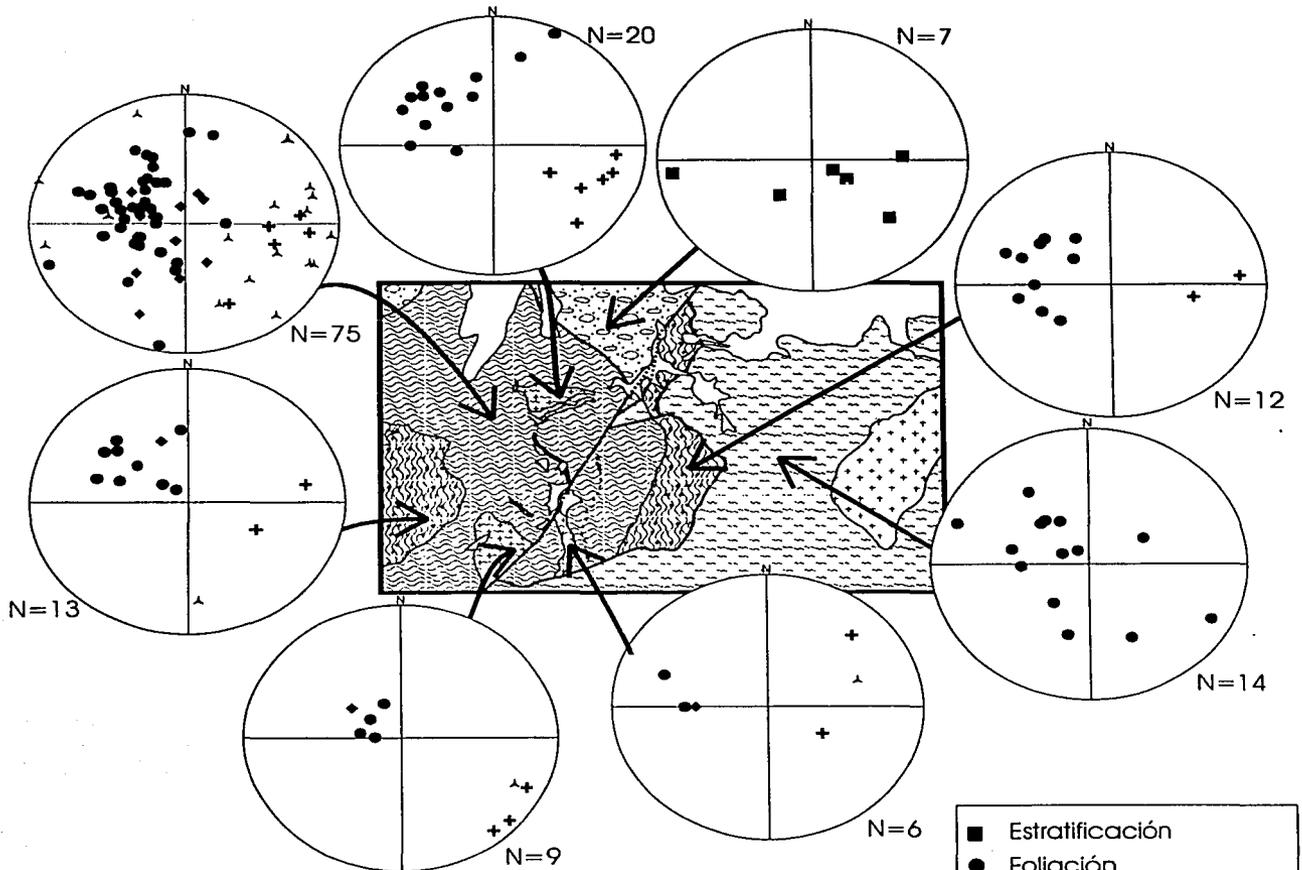
IV.2. Geología Estructural

La historia estructural del Complejo Acatlán como unidad de basamento polideformada es extremadamente compleja y hasta ahora ha sido muy poco abordada. En el presente trabajo no se pretende analizar con detalle la geología estructural del área estudiada, sino sólo describir de manera general las diferentes estructuras observadas, y discutir algunos aspectos estructurales que se consideran importantes para la geología de la región con base en los datos colectados en el campo. Los datos estructurales colectados incluyen estratificación, foliación, lineación mineral, planos axiales de pliegues menores y ejes de pliegues menores (Apéndice C). Sus proyecciones estereográficas se muestran en la Figura 11.

Los gneises de fengita-granate como unidad dominante del grupo Piaxtla presentan una foliación predominante NNE-NE con inclinación al ESE-SE en un rango de 25-45°. La foliación en este caso está más claramente definida en los sectores micáceos. En los sectores más cuarzo-feldespáticos se observan pliegues isoclinales apretados y de tipo chevrón recostados con vergencia hacia el NW y con orientaciones de eje de pliegue muy variable. La lineación mineral en los gneises de fengita-granate, definida esencialmente por la elongación de granos de cuarzo tiene una dirección predominantemente NW-NE con un rango de inclinación 20-50°(Figura 11).

Los metagranitos de fengita intercalados en los gneises de fengita-granate presentan un plegamiento muy complicado con pliegues replegados y pliegues isoclinales recostados. La foliación que predomina tiene rumbo NE con algunas hacia el NNE y con una inclinación hacia el SE, en un de 20-60°. La lineación mineral caracterizada por la fracción cuarzo-feldespática tienen dirección preferencial hacia el SE, con inclinaciones que varían desde 10-55°.

En el augengneis granítico el rumbo de la foliación es al NE con algunas variaciones al NNW, con inclinación predominante hacia el SE con un rango de 35-60°. La lineación mineral tiende hacia el oriente con inclinación de ~45°. En varios lugares los porfidoclastos de feldespato potásico forman granos tipo delta y sigma (Figura 9A) que indican una cinemática de cima hacia el oeste.



EXPLICACIÓN

CENOZOICO

Aluvión y rocas sedimentarias lacustres eoceno-oligocénicos

JURÁSICO

Formación Tecmazuchil

PÉRMICO (?)

Granito Azúchil

COMPLEJO ACATLÁN

DEVÓNICO

Formación Ahuatlán (Esquisto verde)

ORDOVÍCICO-SILÚRICO

Augengneis granítico

Metagranito de fengita

Gneis de fengita-granate

Anfibolita de granate (Metaeclogita)

Grupo Piaxtla

- Estratificación
- Foliación
- ◆ Polo de plano axial de pliegues menores
- + Lineación mineral
- ▲ Eje de pliegue menor

Figura 11. Proyecciones equiareales de los datos estructurales de las unidades estudiadas en el área de Santa Cruz Organal-San Pedro Cuayuca, Estado de Puebla.

En general, los gneises de fengita-granate, metagranitos y augengneis granítico, como unidades del grupo Piaxtla, presentan características estructurales similares, con mucho paralelismo en la foliación dominante y la lineación mineral, lo que sugiere una misma evolución tectónica-estructural. Al graficar conjuntamente todos los datos de foliación de las rocas del grupo Piaxtla en un diagrama estereográfico, los polos de la foliación definen burdamente una guirnalda con una sola concentración mayor, y con un eje de pliegue mayor con una inclinación de 30° en una dirección azimutal de 103° (Figura 12). Estas características estructurales aunadas a la distribución de las unidades del grupo Piaxtla que insinúa repetición de unidades (ver secciones de la Figura 2), sugieren un pliegue isoclinal mayor, cuyo núcleo corresponde a los gneises de fengita-granate y el augengneis granítico a los flancos de dicha estructura (Figura 13). La concentración mayor de los polos en la Figura 12 estará representando ambos flancos del pliegue isoclinal. Este tipo de estructura no se puede mostrar con los datos actuales por lo local del área, pero un estudio más regional donde se conozca con detalle la distribución de las unidades del grupo Piaxtla puede definir probablemente estructuras de plegamiento mayores.

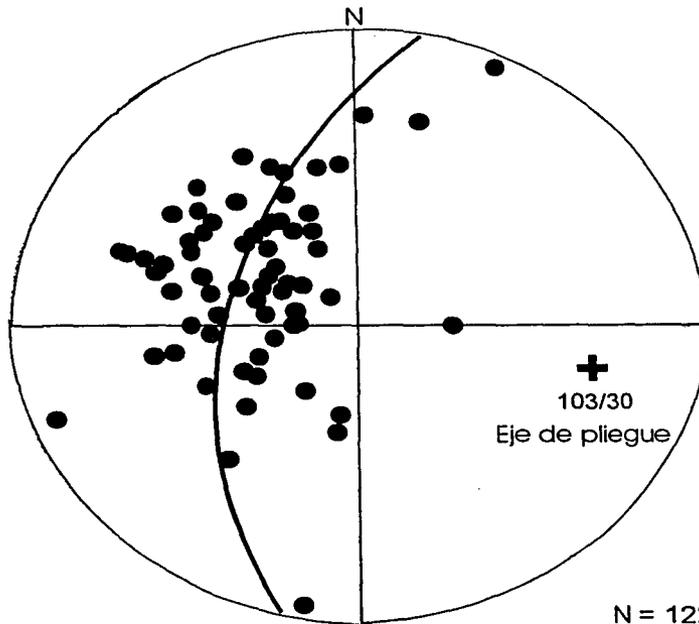


Figura 12. Polos de foliación de las rocas del grupo Piaxtla en el área de estudio. Nótese que definen burdamente una guirnalda, cuyo polo (+) representa el eje de pliegue mayor (103/30).

La formación Ahuatlán cerca del contacto con las rocas del grupo Piaxtla está fuertemente foliada con plegamiento isoclinal intrafoliación recostado (Figura 10A). Los datos de foliación de la formación Ahuatlán, en contraste con las rocas del grupo Piaxtla no representan una dirección preferencial (Figura 11). El metamorfismo de la formación Ahuatlán, como se describe más adelante, es también diferente al del grupo Piaxtla. La relación de contacto entre la formación Ahuatlán, unidad correlacionable con la Formación Tecomate, y el grupo Piaxtla, es considerada como discordante aunque tectónicamente retrabajada (Sánchez-Zavala y Ortega- Gutiérrez, 1998; Ortega-Gutiérrez, *et al.* 1999). En el área de estudio la fuerte deformación de la formación Ahuatlán, su metamorfismo y el truncamiento del tren estructural del grupo Piaxtla por esta formación indican efectivamente una relación tectónica. Con los datos actuales, no se puede discernir si el contacto entre el grupo Piaxtla y la formación Ahuatlán es una falla de compresión de bajo ángulo (como se muestra por ahora en el mapa), o es una falla lítrica desarrollada en un régimen dúctil en niveles de corteza media-superior. Si este fuera el caso, se estaría documentando una estructura devónica que puede estar relacionada con la exhumación de las rocas del grupo Piaxtla y fortalecería la idea de que la Formación Tecomate y sus facies volcánicas evolucionaron en una cuenca extensional (e.g. Ramírez-Espinosa, 2002).

El fallamiento lítrico que si se observa claramente en el área de estudio es el que afecta el contacto discordante en las rocas del basamento metamórfico y las capas de la Formación Tecomazuchil. Los gneises de fengita-granate en las zonas cercanas con las capas jurásicas presentan un brechamiento complejo con el desarrollo de varias zonas de cizalla trenzadas. Las capas de areniscas y conglomerados cerca del contacto con el gneis están en una posición fuertemente inclinada (hasta cerca de 80°), y se observan superficies con estrías en los estratos de las capas rojas. Con base en estas observaciones se deduce que el contacto discordante sirvió para el desarrollo de una falla lítrica. Se desconoce si esta relación de fallamiento lítrico entre las rocas de basamento y capas jurásicas se presenta en otras localidades dentro del terreno Mixteco. Si esto corresponde a un fenómeno regional, la tectónica distensiva a nivel del Jurásico Medio-Superior estaría probablemente ligada a la abertura del Golfo de México.

Otro elemento estructural importante en el área de estudio es la falla El Naranjo (Figura 2). Esta falla tiene un rumbo NE-SW, con algunas ramificaciones locales, y corta a todas las unidades

metamórficas cartografiadas en el área y a las capas jurásicas. La falla está cubierta por aluvión y la relación con las rocas sedimentarias lacustres de edad eocénica-oligocénica (Martínez-Hernández y Ramírez-Arriaga, 1999) se desconoce, por lo que una edad relativa postjurásica queda poco restringida, aunque seguramente la falla El Naranjo es de edad cenozoica. Afuera del área de estudio las rocas sedimentarias lacustres están basculadas por fallamiento en el área de Zaragoza, 3 km al sur de Coatzingo, y 10 km al norte de San Pedro Cuayuca (comunicación personal del Dr. E. Martínez-Hernández), localidad que coincide con la prolongación hacia el noroeste de la falla El Naranjo. La edad relativa de la falla, por lo tanto, se puede restringir a postoligocénica. El plano de falla de esta estructura sólo se observó directamente en dos lugares sobre el arroyo El Naranjo. Aquí la falla tiene una inclinación de alrededor de 80° hacia el oriente, con estrías tanto verticales como horizontales indicando una historia de movimientos complejos. No se puede establecer claramente su cinemática a nivel de afloramiento, pero a juzgar por las unidades que desplaza se deducen movimientos de tijera. Por ejemplo, en la parte norte del área, a partir del punto en donde la falla El Naranjo corta a la falla lítrica que afecta las capas rojas jurásicas, estos definen parte del bloque caído al quedar truncados por la falla al mismo nivel topográfico, o más abajo, que el augengneis granítico (Figura 2). Al sur del punto mencionado, el bloque caído se ubica al oriente de la traza de la falla. En el bloque caído, rocas de la formación Ahuatlán quedaron truncadas y topográficamente más deprimidas que los metagranitos de fengita y los gneises de fengita-granate, los cuales se interpretan como los niveles estructurales más bajos del área (Figura 2).

La falla El Naranjo, por lo observado y analizado en áreas cercanas, corresponde a la prolongación septentrional de la falla Tetla-Quicayán, que también está documentada como falla de tijera (Ortega-Gutiérrez, 1978). La falla Tetla-Quicayán ha sido recientemente descrita al oriente de Tehuizingo como la falla Boqueroncito, con un rumbo NW y N-S con desplazamientos de falla normal y lateral izquierda (Silva-Romo *et al.*, 2000; España-Pinto, 2000). La falla Tetla-Quicayán, considerando su prolongación septentrional en la falla El Naranjo en el área de estudio, y más al norte de ésta, es por lo tanto una estructura semiregional probablemente neogénica con más de 100 km de continuidad, cuyo significado geológico-estructural puede estar relacionado a la tectónica del Pacífico.

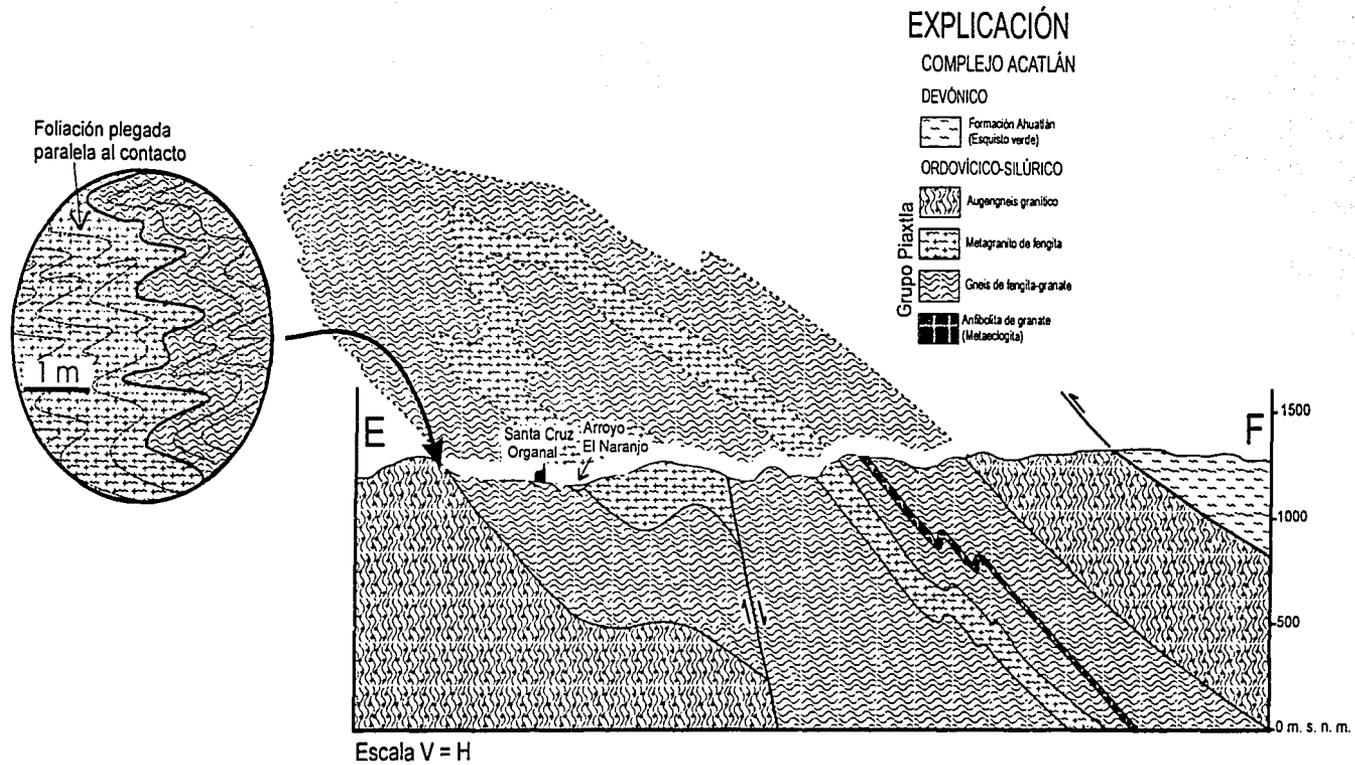


Figura 13. Sección interpretativa con detalle a escala métrica de la localidad GPS 106 donde se observa el contacto fuertemente plegado entre el augengneis y los gneises de fengita-granate. De acuerdo a esta interpretación el esquema representaría el flanco invertido de una antiforma como se señala.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

IV.3. Petrología y Metamorfismo

En este capítulo se hace un análisis del metamorfismo de las unidades del Complejo Acatlán en el área con base en las asociaciones mineralógicas, relaciones texturales y algunos microanálisis de fases minerales, y se discuten algunas implicaciones petrológicas. Las características petrográficas de las diferentes unidades metamórficas se presentan resumidas en forma de Tabla en el apéndice de datos petrográficos.

IV.3.1. Eclogitas y metaeclogitas

La relación petrográfica entre las eclogitas y metaeclogitas o anfibolitas de granate es estrecha, compleja y depende del grado de anfibolitización. En general la anfibolitización se da de manera irregular a escala milimétrica y centimétrica en cuerpos eclogíticos (Figura 14A). En varios casos, sin embargo se observan pequeñas bandas alternadas de eclogita y anfibolita de granate. En el presente trabajo se describe arbitrariamente como eclogita a la roca que a pesar de la anfibolitización, todavía se observa la asociación estable entre onfacita + granate, y se clasifica como anfibolita de granate o metaeclogita, a la roca o sector compuesta esencialmente de anfíbol + granate con ausencia de clinopiroxena (Figura 14A).

Las eclogitas están mejor preservadas en las partes aledañas al poniente del área de estudio, en los alrededores del poblado de San Francisco de Asís. Las eclogitas son rocas con una textura porfidoblástica a granoblástica, donde la asociación onfacita + granate + rutilo \pm zoisita \pm fengita \pm cuarzo es clara (Figuras 14C y 14E). La asociación de onfacita + granate es diagnóstica y define la facies de eclogita; el campo de estabilidad de esta facies es muy amplio en términos de temperatura, pero la presión mínima para estabilizar onfacita + granate es del orden de 11-12 kb (Bucher y Frey, 1994, p. 286).

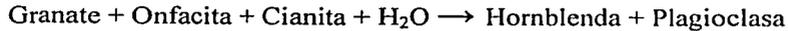
Las eclogitas presentan diferentes grados de anfibolitización. El reemplazamiento de onfacita a anfíbol es claramente observable en las láminas delgadas. La onfacita presenta

un crucero a 90°, mientras que el anfíbol presenta un crucero a 60 y 120°, las tonalidades de verde en ambos se diferencian con mucha facilidad teniendo el anfíbol un verde de mayor intensidad y también de su pleocroísmo. Es común observar bordes simplectíticos de anfíbol y plagioclasa alrededor de cristales de onfacita. En las anfíbolitas de granate la textura es nematoblástica y en algunas partes granoblástica; la mineralogía consiste en granate, anfíbol, epidota, cuarzo, oligoclasa, rutilo y biotita, clorita, titanita, ilmenita, hematita, zircón y opacos. Los minerales predominantes son anfíbol y granate que presenta inclusiones de epidota, rutilo y cuarzo. Los granates en muchos casos están cloritizados y en otros están biotitizados o presentan un borde de biotita. Otro rasgo de retrogresión de las rocas eclogíticas es la presencia de núcleos de rutilo con bordes de ilmenita y/o titanita. En varias muestras se observan al menos dos generaciones de granate a juzgar por los tamaños distintos de cristales. Esto parece ser también evidente a nivel de afloramiento ya que el granate en los sectores eclogíticos tiende a ser más pequeño, mientras que en los sectores anfíbolitizados es más grande, sugiriendo que éste probablemente creció durante la anfíbolitización. En las anfíbolitas de granate o metaeclogitas la asociación estable más común es anfíbol + granate + rutilo \pm plagioclasa \pm epidota (Figuras 14D y 14E).

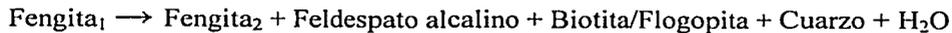
El proceso de anfíbolitización de las rocas eclogíticas en el área y en las partes aledañas pudiera parecer un fenómeno simple, sin embargo, es un proceso complejo como se señala en seguida. Si la preservación de eclogitas depende esencialmente de la ausencia de fluidos en un ambiente de baja temperatura durante la exhumación (Rubie, 1990), la poca preservación de las eclogitas en el área de estudio y zonas aledañas se debe indudablemente a la actividad elevada de fluidos bajo condiciones de temperatura media. La transformación de eclogitas a anfíbolitas de granate es un proceso de retrogresión a temperatura moderadamente alta. Por ejemplo, en los Alpes Centrales existen lentes de eclogita que fueron anfíbolitizados por liberación de agua a partir de la deshidratación de esquistos pelíticos encajonados (Figura 15B). En este caso, de acuerdo a Heinrich (1982), la deshidratación de las metapelitas pudo estar controlada por la reacción:



que ocurrió entre 600-650 °C. Por otro lado, los lentes de eclogita sufrieron una hidratación que estuvo determinada por la reacción:



Para el caso del área de estudio y partes aledañas, en donde los lentes y boudines de eclogita/metaeclogita (anfíbolita de granate) encajonados en gneises de fengita-granate y graníticos (Figura 15A) con evidencias de migmatización en varias localidades (Figura 5A y 5B), si se aplica el mismo modelo de anfíbolitización donde la generación de fluidos es a partir de la deshidratación de la roca circundante, las reacciones para la liberación de fluidos, a parte de la ya mencionada pueden ser las siguientes:



La deshidratación de fengita bajo ciertas condiciones de presión y temperatura conlleva, por medio de estas mismas reacciones, a fusión o generación de magma (Miyashiro, 1994, p. 294-298). La anfíbolitización de las eclogitas puede estar por lo tanto relacionada con deshidratación y cierta fusión parcial de los gneises encajonantes durante la decompresión. Esto es congruente con el hecho de que la mayoría de los afloramientos de eclogitas/metaeclogitas (anfíbolitas de granate) están afectados por vetillas o parches cuarzo-feldespáticos, o bien en algunos casos, se caracterizan por tener bandeamientos migmatíticos leucocráticos (Figura 4C y 4D), o están bordeados por franjas cuarzo-feldespáticas con granate y bandas ricas en fengita + granate (Figura 15A). Es importante mencionar que las anfíbolitas de granate presentan una retrogresión que consiste esencialmente en cloritización en algunos casos extrema del granate, y en menor medida del anfíbol.

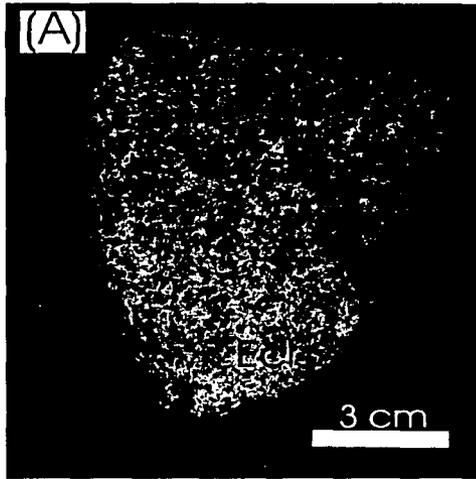
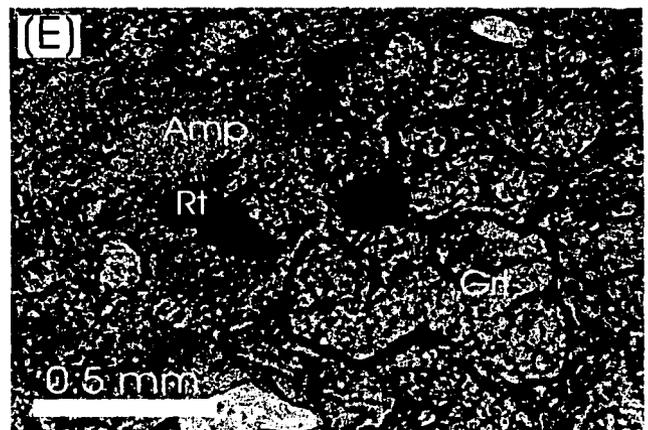
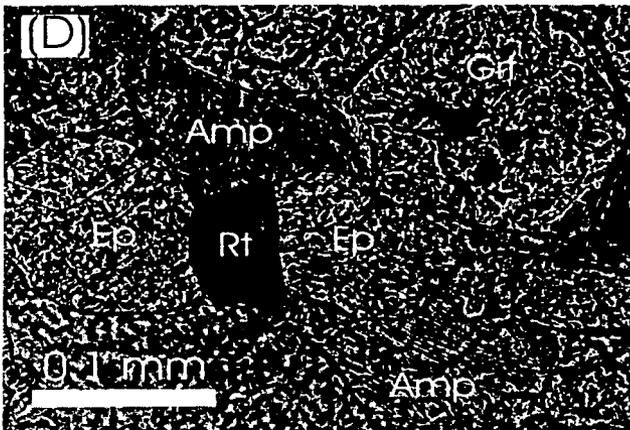
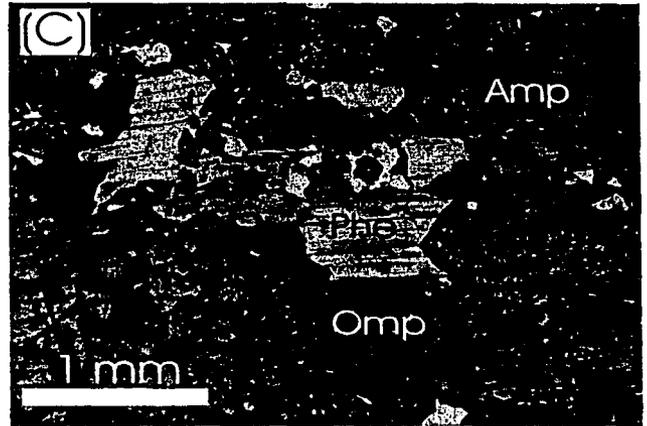
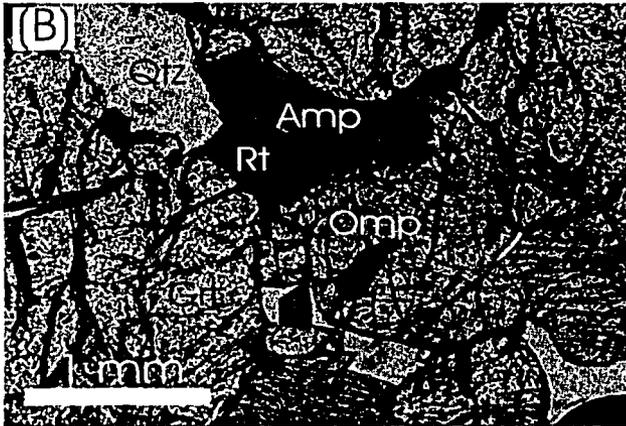


Figura 14. (A) Muestra de roca donde se observa la parte eclogítica fresca (Ecl) y la parte anfibolítica (Anf). (B) y (C) Fotomicrografías de eclogitas (nícoles paralelos). Se observa la estabilidad mineralógica entre granate-rutilo-onfacita-fengita (Gr-Omp-Rt-Phe). Se observa la presencia de anfíbol en la roca junto con la onfacita. (D) y (E) Fotomicrografías de anfíbolita de granate (nícoles paralelos). En estas muestras la onfacita ha sido alterada completamente a anfíbol. Onfacita (Omp), cuarzo (Qtz), granate (Gr), epidota (Ep), fengita (Phe), rutilo (Rt), anfíbol (Amp).



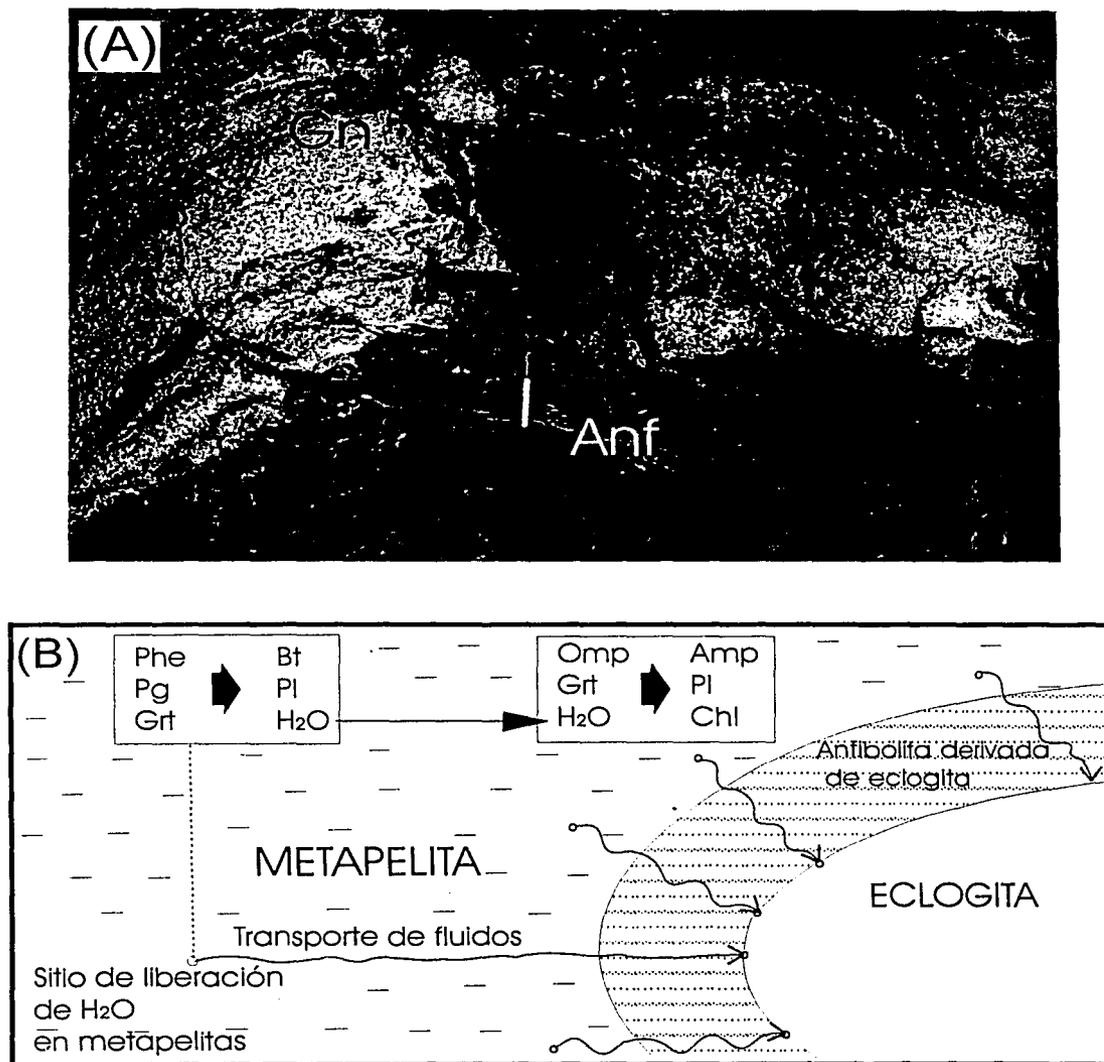


Figura 15. (A) Roca eclogítica con bordes anfibolíticos (Anf) y gnéissicos ricos en fengita con granate (Gn) en el área de Santa Cruz Organal. (B) Modelo esquemático de un "boudin" eclogítico anfibolitizado por la liberación de H₂O debido a la deshidratación de metapelitas encajonantes en la napa de Adula de los Alpes Centrales (Heinrich, 1982).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

IV.3.2. Gneis de fengita-granate

Los gneises de fengita-granate del área de estudio presentan una deformación intensa con pliegues plegados y una foliación bien definida en todas las muestras analizadas petrográficamente (ver apéndice petrográfico). La unidad se distingue por presentar una asociación mineralógica estable entre fengita, granate, rutilo, cuarzo, plagioclasa y epidota (Figura 16). Como minerales de retrogresión y accesorios están biotita, clorita, titanita, allanita, hematita, apatita y zircón. Algunas partes de la unidad tienen texturas de grano grueso y otras de grano fino pero siempre con un bandeamiento marcado. El granate siempre se observa fracturado y con alteración periférica a clorita. El rutilo presenta también en su mayoría coronas de ilmenita. En rocas pelíticas, la cianita es un mineral diagnóstico de alta presión. En el presente estudio, sin embargo no existe evidencia alguna sobre la presencia de este mineral, a pesar de que la asociación típica de los gneises de fengita-granate es muy peraluminosa. La ausencia de este mineral en los gneises, probablemente se pueda explicar debido a la química de los minerales en la roca. Los minerales peraluminosos (granate, fengita, turmalina) asimilaron la cantidad de aluminio necesaria para la formación de la cianita. En un sistema sobresaturado en sílice rico en aluminio y potasio sometido a alta presión, como en el caso de los gneises de fengita-granate, la fengita tiene mejores condiciones de cristalización que la cianita. La cianita tiene condiciones de cristalización más favorables en sistemas de alta presión ricos en aluminio y pobres en potasio. Asimismo, las asociaciones mineralógicas en los gneises de fengita-granate no definen claramente la facies de eclogita, cuestión que se discutirá más adelante.

IV.3.3. Rocas metagraníticas

Para propósito petrográfico en este grupo se describen en conjunto las unidades de metagranito de fengita intercaladas en los gneises de fengita-granate y el augengneis granítico. Ambas unidades presentan litología predominante de porfídoclastos de cuarzo y feldespato potásico. La textura de las rocas es en general granoblástica y porfidoclastica. Los minerales predominantes son cuarzo, feldespato potásico, fengita, granate, rutilo y

clorita. Los minerales accesorios son ilmenita, titanita, apatito, epidota, apatito, turmalina y zircón. Las fengitas por la deformación y recristalización en muchos casos presentan la textura clásica en forma de pez (*mica-fish*) que indican la cinemática de la deformación (Figura 17A). Los porfidoblastos de feldespato potásico están rodeados siempre de una matriz de cuarzo, plagioclasa y clorita. Algunos granates se encuentran totalmente remplazados por clorita pero la mayor parte de los granates aún se preservan (Figura 17B). La estabilidad mineralógica no es muy clara en estas rocas debido al grado de alteración que presentan, sin embargo, se pueden definir facies mineralógicas estables entre fengita, granate, rutilo, cuarzo, las cuales al igual que los gneises de fengita-granate, tampoco definen claramente una asociación en facies de eclogita.

IV.3.4. Formación Ahuatlán

Las rocas analizadas petrográficamente de esta unidad presentan una textura foliada de grano fino a medio. Su mineralogía consiste en clorita, cuarzo, albita, epidota, actinolita y escasa biotita (Figura 18A). La asociación clorita + albita + epidota + actinolita define claramente un metamorfismo en facies de esquisto verde (Figura 23). La muestra SCO-17, que corresponde a una intercalación metapelítica dentro de los esquistos verdes, es un esquisto de mica blanca y granate. La mineralogía observada en la muestra es de cuarzo, mica blanca, albita, epidota, turmalina y porfidoblastos de granate rotados con estructura helicítica (Figura 18B). La disposición helicítica de los porfidoblastos de granate sugiere un crecimiento sincinemático con el desarrollo de la foliación. La presencia de granate en rocas metapelíticas intercalada en los esquistos verdes indica que el metamorfismo regional de esta unidad alcanzó la zona de granate, que define la parte alta de la facies de esquisto verde (Figura 24). La temperatura para la estabilización del granate en rocas pelíticas varía según su relación de $Fe / (Fe + Mg)$ o $Mn / (Mn + Fe + Mg)$ (Spear y Cheney, 1989). Aunque en asociaciones típicas de facies de esquisto verde, el granate cristaliza en un rango de temperatura de 400-500 °C dependiendo de su contenido de Mn o Fe (Spear y Cheney, 1989). El metamorfismo de la formación Ahuatlán corresponde a una historia tectonotérmica claramente postcolisional, cuyo análisis petrológico queda fuera de los objetivos de este trabajo.

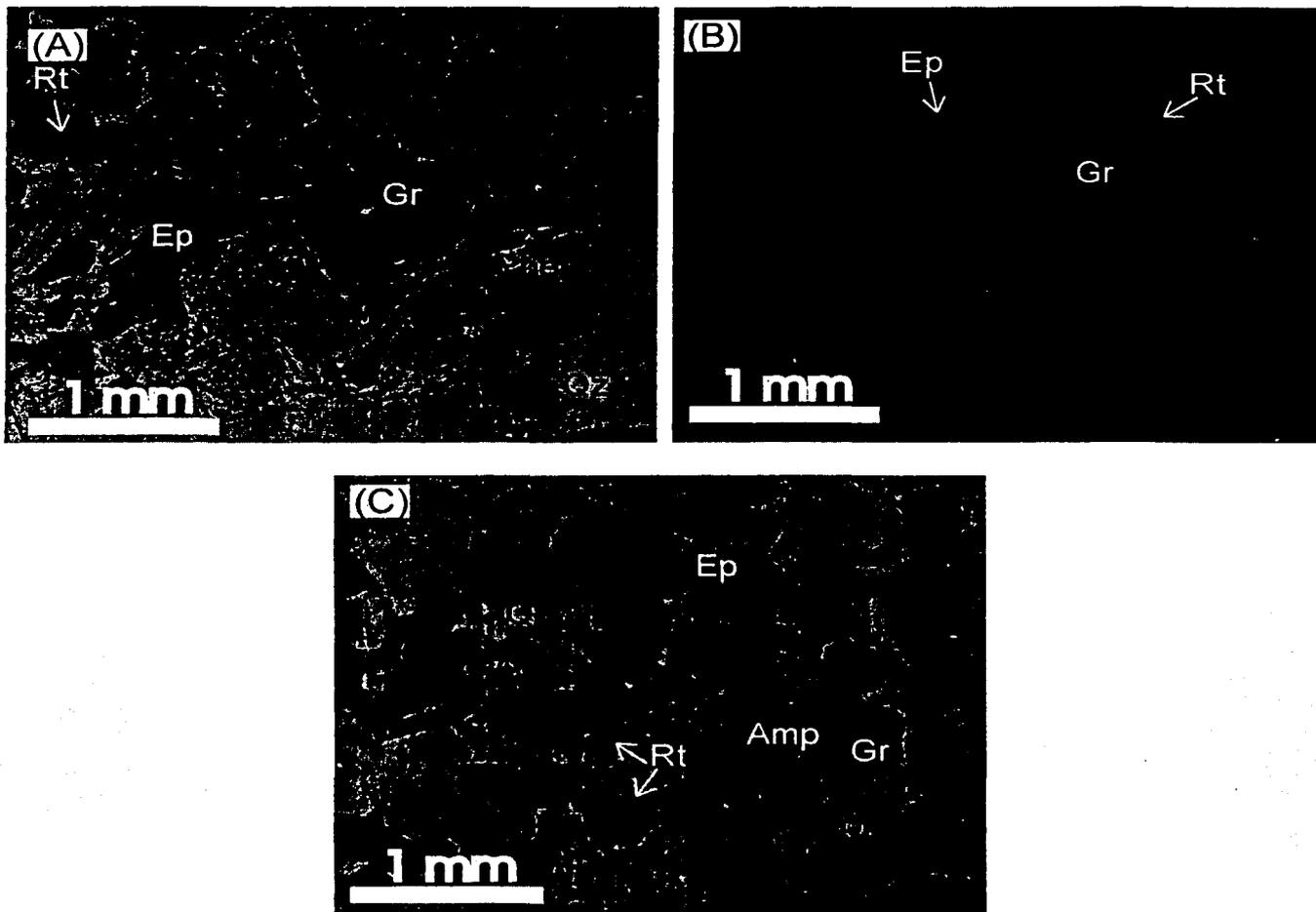


Figura 16. (A) Fotomicrografía de gneis fengítico. Se observa claramente la estabilidad mineralógica entre Gr-Phe-Rt-Ep. (B) Gneis de fengita-granate con fracciones de feldespato potásico y cuarzo muy abundantes. (C) Fotomicrografía de gneis de fengita-granate mostrando la estabilidad mineralógica entre partes máficas y cuarzo-feldespáticas. Cuarzo (Qz), granate (Gr), epidota (Ep), fengita (Phe), rutilo (Rt), anfibol (Amp), plagioclasa (Pl).

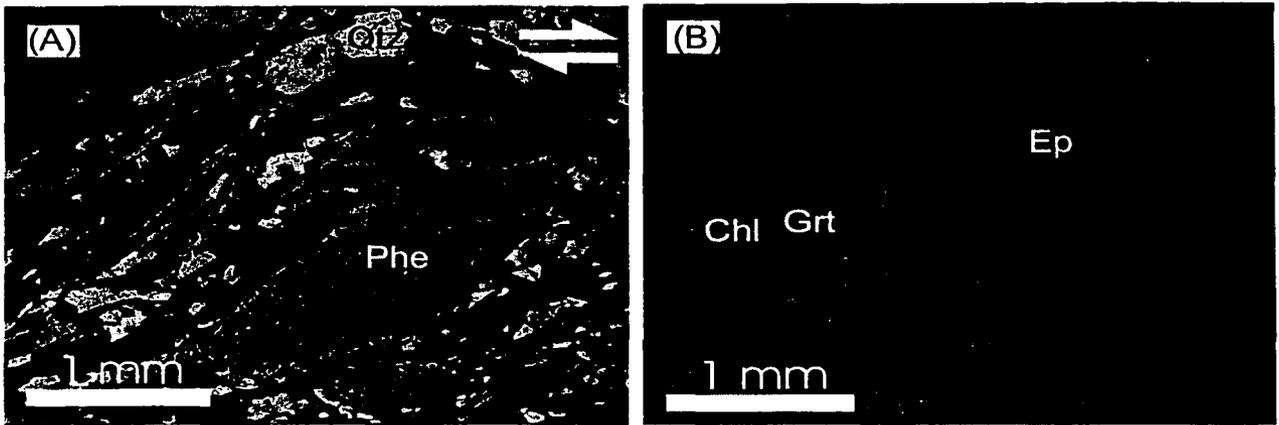


Figura 17. (A) Fotomicrografía de augengneis granítico. Las micas presentan una textura en forma de pez indicando una cinemática con la que se señala (lámina no orientada) en una matriz cuarzo-feldespática. (B) Granate alterado a clorita en augengneis granítico.

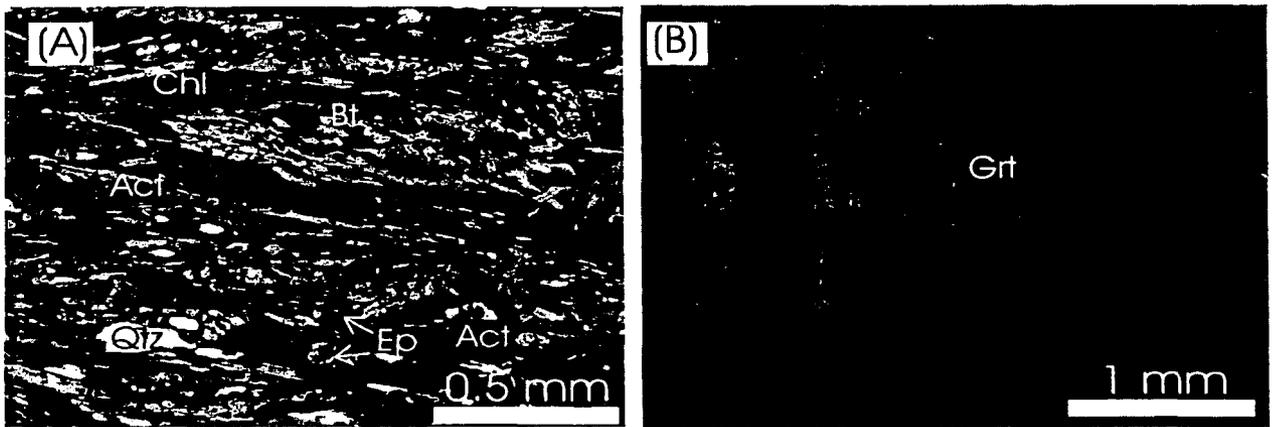


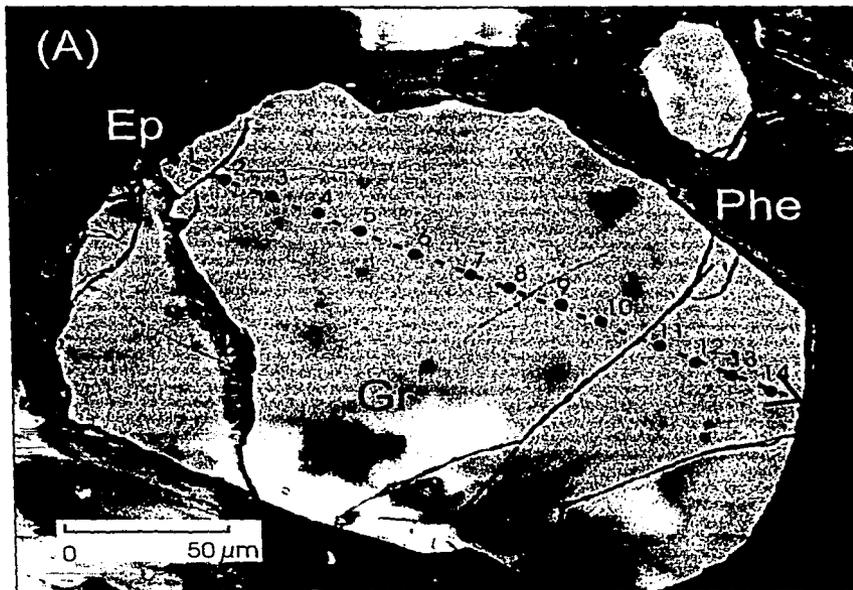
Figura 18. (A) Fotomicrografía de lámina (nícoles cruzados) de un esquistos de la formación Ahuatlán con la mineralogía típica de esquistos verde (Act-Qtz-Bt-Ep-Chl). (B) Detalle petrográfico de una intercalación de esquistos de mica-granate (SCO 17) en la parte inferior de la formación Ahuatlán (nícoles paralelos). Los cristales de granate presentan texturas que indican crecimiento sincinemático. Cuarzo (Qtz), granate (Gr), epidota (Ep), fengita (Phe), muscovita (Ms), biotita (Bt), actinolita (Act), clorita (Chl).

IV.3.5. Química de minerales

Con el objeto de hacer algunos análisis preliminares con microsonda electrónica en ciertas fases minerales, se seleccionaron y prepararon tres muestras: dos de rocas eclogíticas (SCO-27D y EcSF-PT4) y una del gneis de fengita-granate (SCO-27E). La selección de las muestras se hizo con base en un análisis petrográfico previo en rocas con poca retrogresión o escasa alteración secundaria. Los estudios de microsonda que se realizaron para el presente trabajo corresponden a microanálisis de granate, fengita y anfíbol (Apéndice B).

En la muestra de eclogita EcSF-PT4, microanálisis preliminares de onfacita dieron una composición promedio (tres análisis) de: diopsida 44 %, jadeita 30 %, acmita 18 %, y hedenbergita 8 %. Los granates son de una muestra de anfíbolita de granate o metaeclogita (SCO-27D), de eclogita (EcSF-PT4) y de gneis de fengita-granate (SCO-27E). En todos los casos, la composición del granate es predominantemente almandínica, con una composición de 53-68 % de almandino, 13-29 % de grosularia, 11-22 % de piropro, 1.5-4.0 % de espesartina (Tablas 1 y 2). En la muestra del gneis de fengita-granate (SCO-27E) se analizó con detalle un cristal de granate libre de inclusiones y en asociación estable con fengita y epidota (Figura 19A). El perfil composicional de este granate es muy homogéneo (Figura 19B) con altos valores de FeO en todo el cristal, mientras que los bajos valores de CaO, MgO y Mn también presentan variaciones mínimas en los bordes y el núcleo.

En el diagrama ternario Grosularia + Andradita-Almandina + Espesartina-Piropro para la clasificación de granates eclogíticos (Coleman *et al.*, 1965), los granates analizados grafican dentro del campo de los granates de eclogitas tipo C (Figura 20). Las eclogitas tipo C, como se discute más adelante, son las eclogitas que están asociadas a esquistos de glaucofano. Comparativamente los granates del área estudiada son, sin embargo, ligeramente más ricos en piropro que los granates de eclogita asociados a esquistos de glaucofano, y parte de ellos se hallan dentro del rango composicional de los granates de anfíbolita, charnoquita o granulitas (Figura 20). Las implicaciones de estos resultados se discuten en el capítulo siguiente.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

(B)

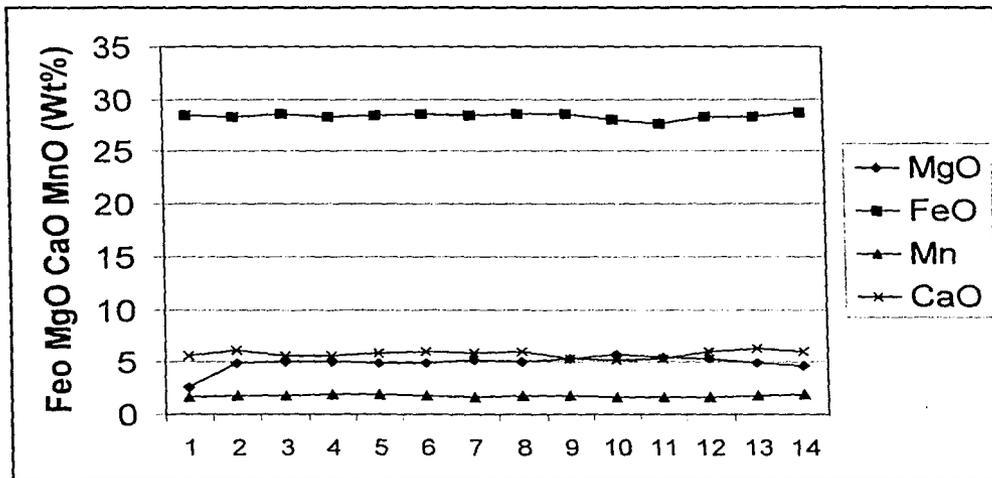


Figura 19. Perfil composicional de granate (Tabla 2, granate 1) en gneis micáceo de la muestra SCO-27E. (A) Imagen de electrones retrodispersados de granate (Grt) obtenida en la microsonda electrónica. (B) Perfil composicional; el borde izquierdo del granate está en contacto con epidota (Ep) y el derecho con fengita (Phe).

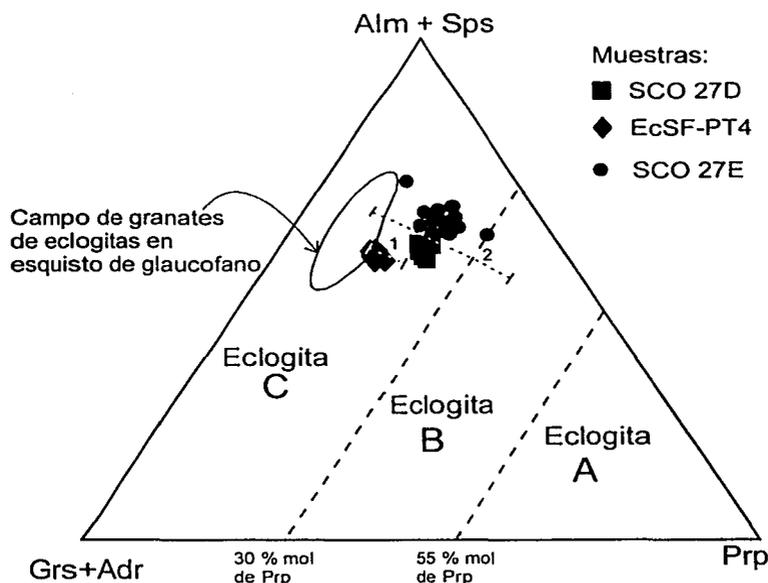
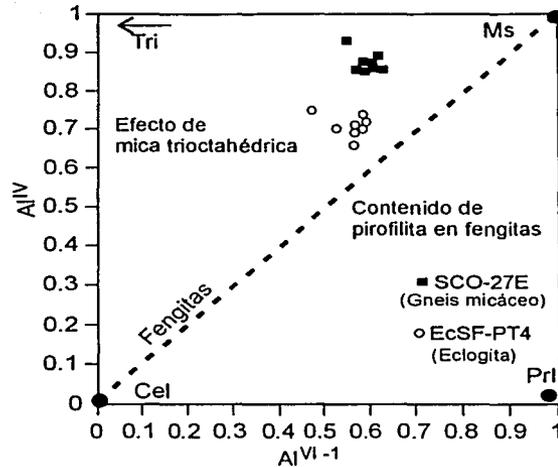


Figura 20. Composición de granates en muestra de eclogita (EcSF-PT4), anfibolita de granate (SCO 27 D) y gneis de fengita-granate (SCO 27E) para determinar su naturaleza eclogítica de acuerdo al diagrama triangular de Coleman *et al.* (1965). Las líneas con punteado fino muestran el rango de composición para los promedios en 1- granates de anfibolitas y 2- granates de charnoquitas y granulitas.

Los microanálisis de fengita se hicieron en una roca eclogítica (EcSF-PT4) y en un gneis de fengita-granate (SCO-27E). Los resultados se muestran en la Tabla 3. La fengita al tener cantidades importantes de componente celadonítico en solución sólida con muscovita se clasifican como fengita (Velde, 1965). El contenido de celadonita en la fengita de la muestra EcSF-PT4 varía de 24-33 %, mientras que en la muestra SCO-27E es de 7-19 %. El contenido de Si por unidad de fórmula (p.u.f.) en el primer caso es de 3.24–3.33, en el segundo caso de 3.13–3.19. En un diagrama de solución sólida para fengitas con base en cationes de Al (Figura 21), se observa que tanto las fengitas de la eclogita como en las del gneis de fengita-granate tienen incorporación de fengitas trioctahédricas, lo cual puede sugerir recristalización o rehomogeneización de fengita con componentes de biotita/flogopita, como se discute más adelante. La rehomogeneización en estos casos es más intensa en las fengitas del gneis (SCO-27E) al situarse más alejadas de la sustitución ideal celadonita–muscovita (Figura 21).



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 21. Clasificación de fengita con base en cationes de Al (Bousquet *et al.*, 2002). La línea punteada representa la sustitución perfecta entre celadonita (Cel) y muscovita (Ms). Las muestras analizadas (Tabla 3) grafican en el campo de la fengitas con efectos de componentes de biotita/flogopita en sustitución isomórfica. Las abreviaciones de los minerales están basadas en Kretz (1983).

Los microanálisis de anfíbol (Tabla 4) se hizo en una muestra de anfíbolita de granate (SCO-27D), en donde el anfíbol se presenta en una relación textural con granate + epidota ± rutilo. La composición del anfíbol en esta asociación corresponde a una magnesiotaramita (Figura 22).

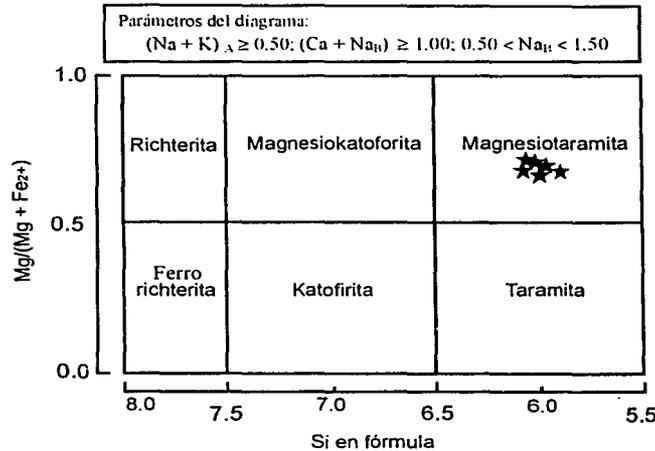


Figura 22. Clasificación de anfíboles sódico-cálcicos (Leake *et al.*, 1997). De acuerdo microanálisis de anfíbol en anfíbolita de granate (SCO-27D) (Tabla 4) que corresponden a magnesiotaramitas.

IV.3.6. Estimaciones termobarométricas

Aunque un análisis detallado de termobarometría en las rocas metamórficas del área queda fuera del alcance del presente trabajo, en esta sección se hace una estimación aproximada de las condiciones de presión y temperatura del metamorfismo eclogítico con base en las asociaciones metamórficas y a los microanálisis previamente descritos.

En un principio la asociación onfacita + granate en metabasitas implica presiones mínimas de 12-14 kb (Figura 23). Esta asociación se observa estable con fengita + rutilo en varias muestras del área de San Francisco de Asís, en una de las cuales se hizo microanálisis de fengita. Al utilizar el contenido de sílice (p.u.f.) en la fengita como geobarómetro (e.g. Massone y Schreyer, 1987), que en este caso varía de 3.24 a 3.33 (Tabla 3), se obtiene una presión de 7 a 11 kb con el contenido máximo de Si dependiendo de la temperatura (Figura 24). Estas presiones, aunque deben considerarse como mínima al no estar la fengita en asociación con feldespato potásico, flogopita y cuarzo (Massone y Schreyer, 1987), no son congruentes con las implicadas por la asociación onfacita + granate. El bajo contenido de sílice (p.u.f.) en las fengitas de las rocas eclogíticas del área y partes adyacentes probablemente refleja una rehomogeneización isomórfica de la fengita en facies de anfibolita durante los procesos de exhumación de las rocas de alta presión. Meza-Figueroa *et al.* (1996) estimaron una presión de 14-15 kb y temperatura de 500-550 °C para las eclogitas de Piaxtla-Tecomatlán e Izúcar de Matamoros con base en el barómetro plagioclasa + clinopiroxena = granate + cuarzo (Newton y Perkins, 1982) y al termómetro granate + clinopiroxena (Ellis y Green, 1979). Dado que todas las rocas eclogíticas del Complejo Acatlán aparentemente corresponden a un cinturón eclogítico con la misma historia tectonotérmica, estos datos pueden ser aplicados a las rocas eclogíticas del área de estudio. Los datos de temperatura, sin embargo, se consideran bajos por lo observado en el área como se menciona en seguida.

Al aplicar el termómetro de intercambio Fe-Mg en granate-fengita de Krogh y Råheim (1978) para las muestras de eclogita (EcSF-PT4) y gneis de fengita-granate (SCO-27E), y asumiendo que el contenido de Fe_2O_3 tanto en el granate como en la fengita de ambas

rocas es insignificante, se obtuvieron temperaturas de 508 °C y 628 °C, respectivamente. La temperatura estimada de esta manera para la muestra EcSF-PT4 es congruente con los datos reportados por Meza-Figueroa *et al.* (1996), sin embargo, y a reserva de mayores estudios termobarométricos, se da más peso al dato de la muestra SCO-27E por lo siguiente: a temperaturas de 500-550 °C y a una presión de 14-15 kb se está aproximadamente en el límite entre facies de esquistos azul y de eclogita, y bajo estas condiciones es estable en rocas máficas la asociación granate + onfacita + glaucofano + paragonita (Figura 23). Hasta ahora no se tiene evidencia de la presencia de glaucofano o minerales relacionados como la paragonita o lawsonita que sugieran condiciones de P-T de las facies de esquistos azul ya sea por metamorfismo progresivo o regresivo.

Por otro lado, un rango de temperatura de 600-650 °C para el metamorfismo eclogítico se ubica más cerca de la curva de fusión mínima (Figura 23). El hecho de que en las rocas eclogíticas y los gneises de fengita-granate encajonantes sea común observar segregación de leucosomas graníticos ricos en fluidos (contienen fengita y turmalina) por fusión parcial, y que este fenómeno esté ligado a procesos de anfibolitización, indica que el metamorfismo en facies de eclogita ocurrió, en términos de temperatura, cerca de la curva de fusión mínima al haber fusión parcial en la decompresión inicial de las rocas eclogíticas.

Por lo anterior, las condiciones de P-T estimadas de manera preliminar para el metamorfismo eclogítico en el área de estudio son: P = 14-15 kb, T = 600-650 °C. Siendo estos datos razonables como se argumenta más adelante.

V. DISCUSIÓN

De acuerdo a los datos anteriores de P-T para las rocas eclogíticas del área y partes aledañas, estas rocas se clasifican como eclogitas de temperatura media (e.g. Carswell, 1990). Carswell (1990), tomando en consideración esquemas de clasificación previos, divide a las eclogitas en tres tipos: de temperatura baja, temperatura media y temperatura alta. Las eclogitas de baja temperatura ($< 550^{\circ}\text{C}$) (grupo C de Coleman *et al.*, 1965) ocurren normalmente en forma de bloques en terrenos metamórficos de esquistos azules; mineralógicamente el granate tiene < 30 mol. % de piropo, la clinopiroxena es esencialmente jadeítica, y su origen está relacionada a corteza oceánica y sedimentos de arco-trinchera subducidos. Las eclogitas de temperatura media ($> 550^{\circ}\text{C} - < 900^{\circ}\text{C}$) (grupo B de Coleman *et al.*, 1965) se presentan en pequeños lentes o "boudines" en complejos de gneises migmatíticos, su contenido de piropo en granate varía de 30-55 mol. %, y se forman por engrosamiento de corteza continental en orógenos de colisión continente-continente. Las eclogitas de alta temperatura ($> 900^{\circ}\text{C}$) (grupo A de Coleman *et al.*, 1965), se presentan como xenolitos en rocas peridotíticas, mineralógicamente se caracterizan por granate rico en piropo (> 55 mol. %) y clinopiroxena muy pobre en jadeita, su origen está relacionado a procesos metamórficos en el manto superior.

Bajo este esquema de clasificación, las eclogitas del Complejo Acatlán fueron caracterizadas como de baja temperatura ($500\text{-}550^{\circ}\text{C}$) e interpretados como elementos de una zona de subducción paleozoica (Meza-Figueroa *et al.*, 1996). Sin embargo, las relaciones geológicas de las rocas eclogíticas no solo del área de Santa Cruz Organal-San Pedro Cuayuca y partes aledañas, sino de otras localidades del Complejo Acatlán, son más congruentes con eclogitas de temperatura media. Los cuerpos eclogíticos del área estudiada y en partes aledañas están encajonados en una secuencia de gneises de fengita-granate con bandeamiento cuarzo-feldespático o granítico a diferentes escalas, y en donde el bandeamiento migmatítico es común. Minerales con alto contenido de Al tales como fengita, granate, turmalina son abundantes tanto en los sectores micáceos como en los cuarzo-feldespáticos de toda la secuencia, por lo que los protolitos de ésta pueden corresponder a sedimentos pelíticos-psamíticos y rocas graníticas de afinidad continental. Por otro lado, el protolito de los cuerpos eclogíticos pueden ser rocas basálticas de piso oceánico incorporadas tectónicamente a secuencias pelíticas en forma de escamas a un nivel profundo de la corteza durante un evento orogénico de colisión continental

(e.g. Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). Las rocas eclogíticas tienen características geoquímicas complejas con afinidad de basalto dorsal mesoceánica (MORB), de isla oceánica (OIB), y de arco de isla toleítico (IAT) (Meza-Figueroa, 1998 en Ramírez-Espinosa, 2001).

Ramírez-Espinosa (2001) interpretó a la Formación Xayacatlán (metabasaltos y metasedimentos eclogíticos) como un sistema de arco oceánico-trinchera involucrado en el transporte tectónico de rocas oceánicas a niveles profundos de la corteza por medio de una colisión continental. Según este autor son producto de fusión cortical debido al engrosamiento litosférico consecuencia del evento de colisión.

Independientemente de la interpretación litotectónica que se puede dar a las rocas eclogíticas, la estrecha relación espacial, y aparentemente también temporal entre las eclogitas, y rocas metagraníticas que representan fusión parcial de corteza continental sugiere un gradiente geotérmico de orógenos de colisión, contexto geológico en el que se forman las eclogitas de temperatura media (o del grupo B, Coleman *et al.*, 1965). La relación petrogenética entre las rocas eclogíticas de la Formación Xayacatlán y los Granitoides Esperanza ha sido, sin embargo poco abordada en sus detalles.

Los Granitoides Esperanza se han interpretado sintectónicos con el metamorfismo eclogítico (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Ramírez-Espinosa, 2001). Sin embargo, se desconoce si la formación de los granitoides antecedió, coincidió o fue posterior al pico de máxima presión (inferida en 14-15 kb) de este metamorfismo. Hasta ahora no se ha reportado jadeita en los Granitoides Esperanza, mineral diagnóstico de alta presión en metagranitoides, aunque asociaciones como cuarzo + albita + biotita + fengita + granate + epidota + titanita en rocas cuarzofeldespáticas, en ausencia de jadeita, puede ser estable en condiciones de P-T comparables a la facies de eclogita (LeGoff y Bellevré, 1990). En los metagranitos del área estudiada, la asociación mineralógica observada cuarzo + feldespato potásico + albita + granate + fengita + rutilo ± epidota, puede ser estable no solo en la facies de anfíbolita sino también en la de eclogita (e.g. Mottana *et al.*, 1990). Con los datos actuales, por lo tanto, no se puede establecer con precisión y firmeza cuando ocurrió la cristalización de los Granitoides Esperanza con relación a la evolución tectonotérmica del Complejo Acatlán.

Aunque la asociación metamórfica fengita + granate + rutilo, que no sólo se observa en las eclogitas, sino también en los gneises de fengita-granate que encajonan a las eclogitas y en los metagranitos del área, puede sugerir un metamorfismo eclogítico para todas las unidades del grupo Piaxtla. El contenido de Si (p. u. f.) en las fengitas en asociación estable con granate + rutilo + cuarzo de los gneises de fengita-granate (Si = 3.1-3.2, Tabla 3) es, sin embargo, más bajo que en las fengitas eclogíticas (Si > 3.4, Figura 23). En las eclogitas parcialmente eclogitizadas la fengita tiene un contenido de Si de 3.2-3.3 (Tabla 3) aún por debajo de las fengitas eclogíticas. Si bien, la mica blanca de alta presión no sólo está necesariamente asociada a variaciones composicionales, sino también a cambios de estructura cristalina en donde la muscovita fengítica 3T (celda trigonal de tres capas) es el politipo de alta presión (Amisano-Canesi *et al.*, 1994). A reserva de estudios de difracción de rayos-X, para las rocas del grupo Piaxtla en el área de estudio, las características químicas de la mica blanca se consideran que son producto de anfibolitización/decompresión (exhumación) de las rocas eclogíticas. La rehomogeneización isomórfica con incorporación de mica trioctahédrica (biotita/flogopita) en la fengita tanto de los gneises de fengita-granate (SCO-27E) como en la de eclogita parcialmente anfibolitizada (EcSF-PT4) (Figura 22) seguramente ocurrió durante el proceso de anfibolitización/exhumación. La recristalización de la fengita en los gneises de fengita-granate probablemente se llevó a cabo por medio de la reacción: $Fengita_1 + Fe_n gita_2 + Feldespato\ alcalino + Biotita/Flogopita + Cuarzo + H_2O$, la cual según Massonne y Schreyer (1987) es la responsable de los cambios en el contenido de Si de la fengita en el sistema $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. A escala de lámina delgada, la presencia de biotita/flogopita en los gneises de fengita-granate es evidente y se presenta en pequeñas hojuelas intercrecidas con la fengita.

Por otro lado, durante la anfibolitización/decompresión también hubo recristalización y/o rehomogeneización de granates. A escala de afloramiento en los sectores de eclogita fresca el granate se presenta en pequeños granos (≤ 1 mm de diámetro), mientras que en el sector anfibolitizado contiguo el granate es más grande (varios mm de diámetro), lo que indica claramente un crecimiento posterior.

Rocas básicas

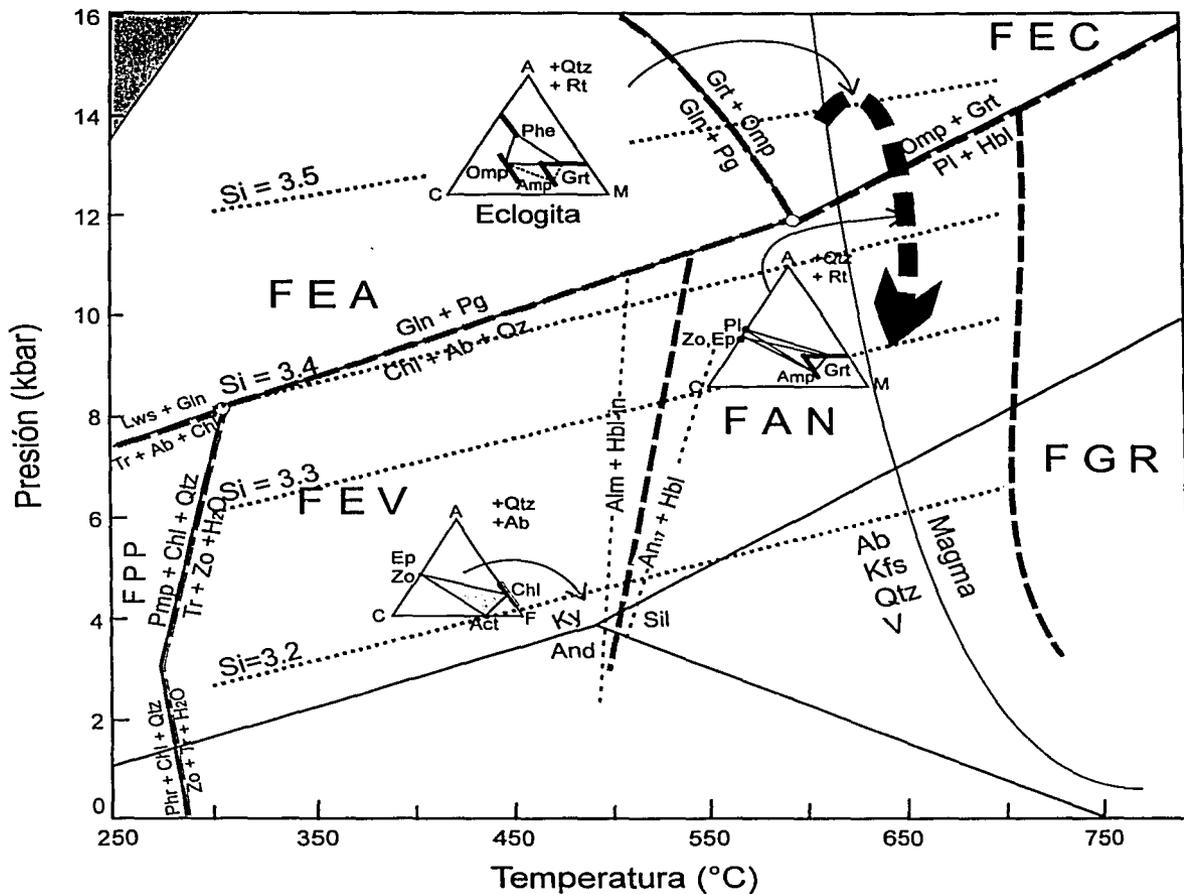


Figura 23. Red petrogenética para rocas básicas metamorfozadas y diagramas quemográficos mostrando las paragénesis de las rocas estudiadas en el presente trabajo. Los triángulos quemográficos ilustran una evolución tectonotérmica muy diferente entre las rocas de la formación Ahuatlán y rocas del grupo Piaxtla. El punto triple es tomado de Spear y Cheney (1989). La curva de fusión de Miyashiro (1994). Los cationes de sílice para fengita en asociación con feldespato potásico + flogopita + cuarzo (Massone y Scherer, 1987). Los límites mineralógicos para cada facies son tomados de Bucher y Frey (1994). FPP (Facies de prehnita-pumpellita), FEV (facies de esquistos verde), FEA (facies de esquistos azul), FAN (facies de anfíbolita), FEC (facies de Eclogita), FGR (facies de granulita). Las abreviaciones mineralógicas están basada en la nomenclatura de Kretz (1983).

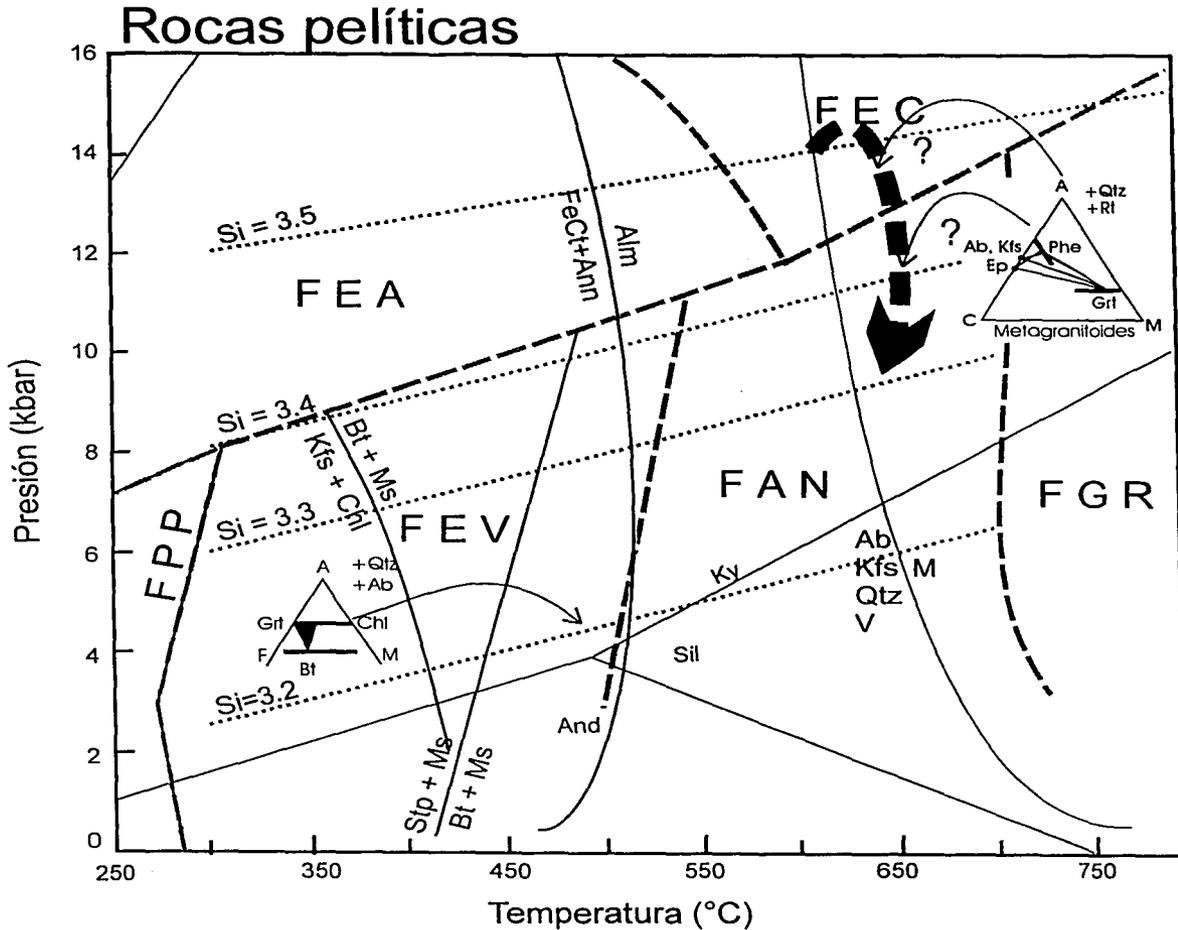


Figura 24. Red petrogenética para rocas pelíticas metamorizadas y diagramas quemográficos mostrando las paragénesis de las rocas cuarzo-feldespáticas estudiadas en el área. Los triángulos quemográficos ilustran una evolución tectonotérmica muy diferente entre las rocas de la formación Ahuatlán y las rocas del grupo Piactla. El punto triple es tomado de Spear y Cheney (1989). La curva de fusión de Miyashiro (1994). Los cationes de sílice para fengita en asociación con feldespato potásico + flogopita + cuarzo (Massone y Scherer, 1987). Los límites mineralógicos para cada facies son tomados de Bucher y Frey (1994). FPP (facies de prehnita-pumpellita), FEV (facies de esquistos verde), FEA (facies de esquistos azul), FAN (facies de anfibolita), FEC (facies de eclogita), FGR (facies de granulita). Las abreviaciones mineralógicas están basadas en la nomenclatura de Kretz (1983).

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

En las láminas delgadas de anfibolita de granate, así como en los gneises de fengita-granate, es común observar cristales de granates con núcleos rico en inclusiones de cuarzo y los bordes libres de inclusiones, lo que revela al menos dos periodos de cristalización de granate. Bajo estas consideraciones, es probable que las características químicas de los granates hasta ahora analizados (Tablas 1 y 2; Figura 20) estén reflejando una rehomogeneización posteclogítica. En este sentido, el perfil composicional tan uniforme del granate en el gneis de fengita-granate (Figura 19) estaría representando una rehomogeneización completa durante la facies de anfibolitas.

Durante la decompresión (exhumación) probablemente hubo un ligero incremento de temperatura, el cual es sugerido por la estrecha relación entre la anfibolitización y migmatización con abundantes segregaciones graníticas leucosomáticas en los gneises de fengita-granate. La generación de los leucosomas graníticos probablemente estuvo relacionada con la deshidratación parcial (rehomogeneización de la fengita) de los gneises de fengita-granate durante la decompresión. La deshidratación del gneis implicó mayor actividad de fluidos, lo cual ocasionó la anfibolitización y favoreció la fusión parcial. Arreglos granoblásticas poligonales de anfíbol + granate + rutilo en las anfibolitas de granate indicando un equilibrio mineralógico-textural perfecto, la presencia de biotita titanífera (marrón rojiza) en asociación con anfíbol + granate + rutilo con coronas de ilmenita, y una relación piropo/grosularia mayor en los granates anfibolíticos en comparación con los eclogíticos (Tabla 2), son también elementos consistentes con un incremento de temperatura durante la anfibolitización. Por lo anterior, en la evolución tectonotérmica que se propone (Figuras 23 y 24), el pico máximo de presión no coincide con el de máxima temperatura (~ 650 °C), el cual, por la clara ausencia de ortopiroxena en las rocas metamórficas del área seguramente nunca alcanzó los 700 °C. En esta evolución tectonotérmica, la elevación de las isothermas durante la decompresión pueden estar relacionada no solo con migmatización a nivel local, sino con la generación de los Granitoides Esperanza en general.

El augengneis granítico descrito en el área estudiada, litología características de los Granitoides Esperanza, tiene una estrecha relación con los gneises de fengita-granate subyacentes. Los gneises de fengita-granate contienen, a diferentes escalas, segregaciones anatexíticas discordantes y concordantes de una composición granítica similar al augengneis. El contacto de este con el

gneis es predominantemente gradual, y la asociación mineralógica fengita + granate + rutilo ± epidota ± turmalina es común en ambas unidades. Estas relaciones petrográficas, mineralógicas y de contacto sugieren también una relación petrogenética estrecha. Con base en estas consideraciones, se interpreta que los Granitoides Esperanza se formaron por la deshidratación y diferentes grados de fusión parcial del gneis fengítico durante la decompresión y un ligero incremento de temperatura (Figura 24), en la transición de la facies de eclogita a la de anfíbolita o parte de alta de la facies de anfíbolita, a presiones de 10-12 kb.

VI. CONCLUSIONES

Con base en la cartografía geológica, estudios petrográficos, microanálisis de fases minerales, y análisis petrológico de las unidades del Complejo Acatlán en el presente trabajo, se concluye lo siguiente:

1. Las eclogitas y metaeclogitas del grupo Piaxtla en el área estudiada, estrechamente relacionadas con gneises de fengita-granate, migmatitas y metagranitos, son clasificadas como eclogitas tipo B (Coleman *et al.*, 1965) o de temperatura media (Carswell, 1990). A partir de las asociaciones metamórficas de estas rocas se estimaron rangos de presión y temperatura de: $P = 14-15 \text{ kb}$ y $T = 600-650 \text{ }^\circ\text{C}$.
2. En la evolución tectonotérmica de las rocas eclogíticas se deduce que el pico máximo de temperatura (*ca.* $650 \text{ }^\circ\text{C}$) fue alcanzado después del pico máximo de presión (*ca.* 15 kb) durante el proceso de decompresión/exhumación. Durante este proceso se infiere un ligero incremento de temperatura generando fusión parcial de los gneises de fengita-granate, lo que explica la relación compleja entre la migmatización con segregaciones leucosomáticas abundantes en los gneises micáceos, cuerpos graníticos intercalados y la anfibolitización de las eclogitas.
3. La anatexis en el área probablemente ocurrió en la transición de la facies de eclogita a la de anfibolita, o parte alta de la facies de anfibolita, y estuvo relacionada con la deshidratación de los gneises de fengita-granate, la cual pudo haber ocurrido por medio de la reacción $\text{fengita}_1 = \text{fengita}_2 + \text{feldespato potásico} + \text{cuarzo} + \text{biotita/flogopita} + \text{agua}$, incrementando la actividad de fluidos, lo que a su vez favoreció la anfibolitización de las eclogitas y la migmatización y generación de magmas graníticos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Amisano-Canesi, A., Chiari, G., Ferraris, G., Ivaldi, G., y Soboleva, S., 1994, Muscovite and phengite-3T: crystal structure and conditions of formation. *European Journal Mineralogist*, v. 6, p. 489-496.
- Bousquet, R., Goffé, B., Vidal O., Oberhänsil R., and Patriat M., 2002, The tectono-metamorphic history of the Valasian domain from the Western to the Central Alps: New constraints on the evolution of the Alps., *Geological Society of America Bulletin*, v. 114, No. 2, p. 207-225.
- Bucher, K. and Frey, M., 1994, *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Verlag (ed.), 6th Edition, Germany, pp. 318.
- Campa, M. F., and Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.
- Carswell, D. A., 1990, Eclogites and the eclogites facies: definitions and classification. in: D. A. Carswell (ed.), *Eclogite Facies Rocks*, Blackie and Son Ltd., p. 1-13.
- Coleman, R.G., Lee, D. E., Beatty, L. B., and Brannock, W. W., 1965, Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geol. Soc. Am. Bull.* 76, p. 483-508.
- Corona-Esquivel, R. J., 1981 (1984), *Estratigrafía de la región de Olinalá-Tecocoyunca, noreste del Estado de Guerrero: Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v.5, p. 1-16.
- Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J., 1992, *An Introduction to the Rock Forming Minerals*, Longman Scientific & Technical. Wiley, 2nd ed. New York, pp.696.
- Ellis, D.J., and Green, D.H., 1979, An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clynoxyroxene Fe-Mg exchange equilibria, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.71, p. 13-22.
- Elías-Herrera, M., y Ortega-Gutiérrez, F., 1998, The Caltepec fault zone, southern Mexico: Devonian dextral shear interaction between the Precambrian Oaxacan and Paleozoic Acatlán basement complexes: International Geological Correlation Program Project #376 - Laurentia-Gondwana connections before Pangea, Oaxaca, Mexico, Conference, Program and Abstracts, p. 15.
- Elías-Herrera, M., y Ortega-Gutiérrez, F., 2002, Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications., *Tectonics*, v. 21, No. 3, 10.1029/2000TC001278, p.4-1 -4-18.
- España-Pinto, J. A., 2001, *Estratigrafía y Geología de la Cuenca Cenozoica de Tehuiztingo, Puebla. Tesis de licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM*, p. 70.
- González-Arreola, C., Villaseñor-Martínez, A.B. and Corona-Esquivel, R., 1994, Permian fauna of the Los Arcos Formation, Municipality of Olinalá, State of Guerrero, Mexico, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; y Sociedad Geológica Mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 11, No. 2, p. 214-221.
- Green, T. H., and Hellman, P. L., 1982, Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, v. 15, p. 253-266.
- Heinrich, C. A., 1982, Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula Nappe, Central Alps: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 81, p. 30-38.
- Hernández-Espriú J. A., y Morales-Morales, F., 2002, *Geología metamórfica del Complejo Acatlán y su cobertura paleozoica, del área de San Miguel las Minas-Patlanoaya-Ahuatlán Estado de Puebla. Facultad de Ingeniería, UNAM*, p 120.
- INEGI, *Carta Topográfica 1 : 50, 000, Hoja E14B73 Tehuiztingo, Puebla. Segunda Edición, 1999.*
- Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals, *American Mineralogist*, v. 68, p. 277-279.

- Krogh, E. J., and Råheim, A., 1978, Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 66, p. 75-80.
- Le Goff, E., and Bellèvre, M., 1990, Geothermobarometry in albite-garnet orthogneisses: A case study from the Gran Paradiso nappe (Western Alps): Lithos, v.25, p. 261-280.
- Leake, E. B., 1978, Nomenclature of amphiboles. Mineralogical Magazine, v. 42, p. 533-563.
- Leake, E. B. et al., 1997, Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names, The Canadian Mineralogist, v. 35, p. 219-246.
- Martínez-Hernández E. y Ramírez-Arriaga, E., 1999, Palinoestratigrafía de la Región de Tepexi de Rodríguez, Puebla, México- Implicaciones Cronoestratigráficas. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Sociedad Geológica Mexicana. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 16, No. 2, p 187-207.
- Massone, H.-J., and Schreyer, W., 1987, Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 96, p. 212-224.
- Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Ramírez, J., and Ortega-Gutiérrez, F., 1996, Low temperature-high pressure eclogites and eclogitic rocks from the Acatlán Complex, Southern Mexico: Evidence of a Paleozoic subduction zone, GSA, Annual Meeting Abstracts with Programs, v. 28, p. A-358.
- Miyashiro, A. 1994, Metamorphic Petrology. UCL Press Limited, Oxford, U.K., pp. 404.
- Mottana, A., Carswell, D. A., Chopin, C., and Oberhänsli, R., 1990, Eclogite facies mineral parageneses in: D. A. Carswell (ed.), Eclogite Facies Rocks, Blackie and Son Ltd., p.14-52.
- Newton, R. C. and Perkins, D., 1982, Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene-(clinopyroxene)-quartz, American Mineralogist. v. 67, p. 203-222.
- Ortega-Gutiérrez, F. 1974, Nota preliminar sobre las eclogitas de Acatlán, Puebla, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana v. XXXV, p 1-6.
- Ortega-Gutiérrez, F. 1975, The pre-Mesozoic geology of the Acatlán area, south Mexico, Ph. D thesis, University of Leeds, England, 166 p.
- Ortega-Gutiérrez, F. 1978, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca, Revista del Instituto de Geología, v. 2, No. 2, p. 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981a, La evolución tectónica premisisípica del sur de México, Revista del Instituto de Geología, UNAM, v. 5, p. 140-157.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981b, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance, Geofísica Internacional, v. 20. No. 3, UNAM, p 177-202.
- Ortega-Gutiérrez y Corona-Esquivel, 1986, La Falla de Chacalapa, sutura críptica entre los terrenos Zapoteco y Chatino, Unión Geofísica Mexicana, Morelia, Michoacán., Memoria, p. 11 (resumen).
- Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Tectonostratigraphic interpretations of Paleozoic Acatlán Complex of southern Mexico and the problem of its regional correlations: First Circum-Pacific and Circum-Atlantic terrane Conference, Guanajuato Mexico, Memoir, p. 74.
- Ortega-Gutiérrez, F. Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., y López-R., 1999, Late Ordovician-Early Silurian continental collision orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections, Geology 27, p. 719-722.
- Pérez-Ibargüengoitia, J. M. Hokuto-Castillo, A., y de Cserna, Z., 1965, Estratigrafía y paleontología del Jurásico Superior de la parte centro-meridional del Estado de Puebla. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Paleontología Mexicana* 21, p. 5-22.

- Ramírez-Espinosa, J., 2001, Tectono-magmatic evolution of the Paleozoic Acatlán Complex in southern Mexico, and its correlation with the Appalachian system, Ph. D thesis, University of Arizona, 179 p.
- Reche, J., and Martínez, F., 1996, GPT: An Excel Spreadsheet for Thermobarometric calculations in metapelitic rocks, *Computers & Geosciences*, v. 22, No. 7. pp 775-784.
- Rubie, D. C., 1990, Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites. in: D. A. Carswell (ed.), *Eclogite Facies Rocks*, Blackie and Son Ltd., p. 111-140.
- Sánchez-Zavala, J., y Ortega-Gutiérrez, F., 1998, The Tecamate Formation and its role in the Early and Middle Devonian tectonic evolution of the Acatlán Complex, Southern Mexico. Laurentia-Gondwana Connections before Pangea. En: *International Geological Correlation Program*, Instituto de Geología, UNAM, Program and Abstracts, p 32.
- Sánchez-Zavala, J. L., Ortega-Gutiérrez, F., and Elías-Herrera, M., 2000, La Orogenia Mixteca del Devónico del Complejo Acatlán, Sur de México, *Boletín Informativo de la Unión Geofísica Mexicana* v. 20, p 321-322.
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., and Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico, *Geological Society of America*, Special Paper 278, p. 153.
- Silva-Romo, G., Martiny, B., y Mendoza-Rosales, C., 2001, Formación de cuencas continentales en el sur de México y su cronología respecto al desplazamiento del bloque de Chortís, Congreso Latinoamericano de Geología 11, Congreso Uruguayo 3, Montevideo, Uruguay. Resúmenes 2-9.
- Silva-Pineda, A., 1970, Plantas del Pensilvánico de la región Tehuacán, Puebla, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, *Paleontología Mexicana*, v. 29, 109 p.
- Spear, F. S., and Cheney, J. T., 1989, A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 101, p. 149-169.
- Tolson, J. G., 1998, Deformación, exhumación y neotectónica de la margen continental de Oaxaca: datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Doctorado (inédita), Instituto de Geofísica, 98 p.
- Vachard, D., Flores de Dios, A., Buitrón, B. E., and Grajales M., 2000, Biostratigraphie par fusilines des calcaires carbonifères et permians de San salvador Patlanoaya (Puebla, Mexique) *GEOBIOS*, 33, 1: 5-33.
- Velde, B., Phengite micas: Synthesis, stability, and natural occurrence. *American Journal of Science*, v. 263, p. 886-913.
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., and Gehrels, G. E., 1991, Isotopic studies of the Acatlán complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p. 817-828.
- Weber, B., Meschede M, and Ratschbacher, F. W., 1997, Structure and kinematic history of the Acatlán Complex in the Nuevos Horizontes-San Bernardo region, Puebla, *Geofísica Internacional*, v. 36, No. 2, pp. 63-76.
- Weber, R., How old is the Triassic flora of Sonora and Tamaulipas and news on Leonardian floras in Puebla and Hidalgo, Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.14, No. 2, p. 225-243.
- Zaldivar-Ruiz, J., 1990, Geología estructural y tectónica en el norte de la península Oaxaqueña, X Convención Geológica Nacional, Resúmenes, p.56.

APENDICE A: PETROGRAFÍA DE LÁMINAS DELGADAS

Muestra	SCO-9	SCO-10	SCO-11	SCO-16	SCO-17	SCO-19
Textura	foliada	lepidoblástica	porfiroblástica	foliada	foliada	lepidoblástica
Actinolita	♦			♦		
Anfibol						
Apatita		♦	♦			♦
Biotita						
Calcita				♦		
Clinozoisita					♦	
Clorita	♦	♦	♦	♦		♦
Cuarzo	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Epidota	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Esfena		♦				♦
Feldespato K		♦	♦			♦
Fengita		♦	♦		♦	♦
Granate		♦	♦		♦	♦
Hematita						
Ilmenita		♦	♦			♦
Ópacos			♦			
Plagioclasa	♦		♦	♦	♦	♦
Rutilo			♦			♦
Turmalina			♦		♦	
Zircón		♦	♦	♦		♦
Zoisita				♦		
Nombre de la Roca	Esquisto de clorita	Gneis de fengita	Gneis de fengita-granate	Esquisto de clorita	Esquisto de mica-granate	Gneis de fengita-granate

Muestra	SCO-22	SCO-22A	SCO-23	SCO-26	SCO-27A	SCO-27B
Textura	lepidoblástica	lepidoblástica	porfiroblástica	lepidoblástica	lepidoblástica	lepidoblástica
Actinolita						
Anfibol					♦	♦
Apatita	♦	♦	♦			
Biotita						
Calcita	♦	♦				
Clinozoisita					♦	♦
Clorita	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Cuarzo	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Epidota	♦	♦	♦	♦	♦	
Esfena	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Feldespato K	♦	♦	♦	♦		
Fengita	♦	♦	♦	♦		
Granate	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Hematita	♦	♦		♦		
Ilmenita		♦	♦	♦	♦	♦
Ópacos		♦	♦			
Plagioclasa	♦	♦		♦		♦
Rutilo	♦		♦	♦	♦	♦
Turmalina		♦	♦			
Zircón		♦	♦	♦		♦
Zoisita	♦		♦	♦	♦	♦
Nombre de la Roca	Gneis de fengita-granate	Esquisto cuarzo feldespático con fengita	Esquisto de fengita-granate	Gneis de granate-fengita	Anfibolita de granate	Anfibolita de granate

Muestra	SCO-27C	SCO-27D	SCO-27E	SCO-27F	SCO-27A	SCO-28B
Textura	granoblástica	granoblástica	lepidoblástica	granoblástica	porfiroblástica	granoblástica
Actinolita						
Anfibol	♦	♦	♦	♦		♦
Apatita			♦			
Biotita					♦	♦
Calcita						
Clinozoisita	♦	♦		♦		♦
Clorita	♦		♦	♦	♦	♦
Cuarzo	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Epidota	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Esfena	♦				♦	♦
Feldespato K			♦		♦	
Fengita			♦	♦	♦	
Granate	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Hematita					♦	
Ilmenita			♦	♦		
Ópacos			♦			
Plagioclasa	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Rutilo	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Turmalina						
Zircón	♦	♦	♦	♦		♦
Zoisita		♦		♦		♦
Nombre de la Roca	Anfibolita de granate	Anfibolita de granate	Gneis de fengita-granate	Gneis de granate-anfibol	Gneis de fengita-granate	Anfibolita de granate-biotita

Muestra	SCO-29	SCO-34	SCO-35	SCO-37	SCO-38	SCO-41
Textura	lepidoblástica	lepidoblástica	lepidoblástica	granoblástica	foliada	granoblástica
Actinolita						
Anfibol	♦			♦		♦
Apatita					♦	
Biotita	♦				♦	♦
Calcita			♦			
Clinozoisita		♦		♦		
Clorita	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Cuarzo	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Epidota		♦	♦	♦	♦	♦
Esfena			♦		♦	
Feldespato K		♦	♦	♦		
Fengita	♦	♦	♦	♦	♦	
Granate	♦		♦	♦	♦	♦
Hematita					♦	
Ilmenita	♦		♦			♦
Ópacos						
Plagioclasa	♦	♦		♦	♦	♦
Rutilo	♦		♦			♦
Turmalina				♦		
Zircón	♦		♦	♦	♦	
Zoisita			♦			♦
Nombre de la Roca	Anfibolita de granate	Gneis de fengita-epidota	Gneis de fengita-granate	Gneis de fengita-granate	Gneis de epidota-granate	Anfibolita de granate

Muestra	SCO-42	SCO-43	SCO-44	SCO-45	SCO-47	SCO-48
Textura	lepidoblástica	lepidoblástica	porfiroblástica	granoblástica	porfiroblástica	lepidoblástica
Actinolita	♦	♦				
Anfibol					♦	
Apatita	♦				♦	
Biotita					♦	
Calcita	♦					
Clinozoisita				♦		
Clorita	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Cuarzo	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Epidota	♦	♦	♦	♦		♦
Esfena					♦	
Feldespato K			♦	♦		♦
Fengita		♦	♦		♦	
Granate					♦	♦
Hematita					♦	
Ilmenita						
Ópacos					♦	
Plagioclasa	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Rutilo						
Turmalina					♦	
Zircón	♦			♦	♦	♦
Zoisita				♦		
Nombre de la Roca	Esquisto de clorita	Esquisto verde	Augengneis	Augengneis	Esquisto de granate-biotita	Augengneis

Muestra	11200	11300	11400	11500	11600	11700
Textura	lepidoblástica	granoblástica	porfiroblástica	porfiroblástica	porfiroblástica	granoblástica
Actinolita						
Anfibol	♦	♦	♦	♦	♦	
Apatita				♦		♦
Biotita				♦	♦	♦
Calcita	♦					♦
Clinozoisita		♦				
Clorita	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Cuarzo	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Epidota	♦	♦	♦	♦		
Esfena	♦		♦	♦		
Feldespato K				♦		♦
Fengita				♦	♦	♦
Granate	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Hematita				♦		
Ilmenita	♦		♦		♦	
Omfacita	♦					
Ópacos				♦		♦
Plagioclasa				♦	♦	♦
Rutilo	♦	♦	♦	♦		♦
Turmalina						
Zircón		♦			♦	♦
Zoisita		♦	♦	♦		
Nombre de la Roca	Anfibolita de granate	Anfibolita de granate	Anfibolita de granate	Gneis de granate-fengita	Contacto entre anfibolita y metagranito	Esquisto qz-fld con granate

Muestra	11800	12000	12400	12700	13100	MEDO1
Textura	porfiroblástica	granoblástica	lepidoblástica	lepidoblástica	porfiroblástica	granoblástica
Actinolita				♦		
Anfibol			♦	♦		♦
Apatita		♦	♦			
Biotita	♦	♦				
Calcita						♦
Clinozoisita		♦		♦		♦
Clorita	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Cuarzo		♦	♦	♦	♦	♦
Epidota	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Esfena	♦	♦	♦		♦	♦
Feldespatos K	♦	♦			♦	
Fengita	♦	♦			♦	♦
Granate	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Hematita	♦					♦
Ilmenita					♦	♦
Omfacita						
Ópacos	♦				♦	
Plagioclasa	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Rutilo	♦	♦		♦		♦
Turmalina		♦			♦	
Zircón	♦	♦	♦			
Zoisita	♦		♦			♦
Nombre de la Roca	Gneis de mica-granate	Esquisto qz-fld con granate	Anfibolita de granate	Anfibolita de granate	Esquisto de fengita y granate	Anfibolita de granate

Muestra	MEDO2	MEDO3	MEDO4	SFO 1	SFO 2	SFA 3
Textura	porfiroblástica	granoblástica	granoblástica	porfiroblástica	porfiroblástica	porfiroblástica
Actinolita						
Anfibol	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Apatita					♦	
Biotita						
Calcita	♦					
Clinozoisita						
Clorita	♦	♦	♦	♦		
Cuarzo	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Epidota	♦	♦	♦	♦		♦
Esfena	♦	♦				
Feldespatos K						
Fengita						
Granate	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Hematita	♦					
Ilmenita	♦	♦				
Omfacita				♦	♦	♦
Ópacos	♦					
Plagioclasa	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Rutilo	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Turmalina						
Zircón		♦	♦	♦	♦	♦
Zoisita	♦					
Nombre de la Roca	Anfibolita de granate	Anfibolita de granate	Anfibolita de granate	Eclogita	Eclogita	Eclogita

Muestra	SFA 4	SFA 5	SFA 6	SFA 7	SFA 8	SFA 9
Textura	porfiroblástica	granoblástica	granoblástica	granoblástica	granoblástica	granoblástica
Actinolita						
Anfibol	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Apatita						
Biotita						
Calcita	♦					
Clinozoisita						
Clorita	♦	♦	♦			
Cuarzo	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Epidota	♦	♦	♦			
Esfena	♦	♦	♦	♦		
Feldespato K						
Fengita						
Granate	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Hematita	♦				♦	
Ilmenita	♦	♦				
Omfacita				♦	♦	♦
Ópacos	♦				♦	♦
Plagioclasa	♦	♦	♦			
Rutilo	♦	♦	♦	♦	♦	♦
Turmalina						
Zircón		♦	♦		♦	
Zoisita	♦					
Nombre de la Roca	Anfibolita de granate	Anfibolita de granate	Anfibolita de granate	Eclogita	Eclogita	Eclogita

APÉNDICE B: DATOS DE MICROANÁLISIS

Tabla 1. Microanálisis de granate en gneis de fengita-grante*.

Muestra	SCO 27 E		Granate 1											Granate 2									
	B	M	M	M	M	M	N	N	M	M	M	M	M	B	2	3	4	5	6	7	8	9	10
No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	38.6	38.7	38.4	38.5	38.4	38.4	38.3	38.4	38.1	38.0	36.9	38.2	39.1	38.0	38.0	38.1	38.1	38.0	38.2	37.7	37.7	38.5	38.7
TiO ₂	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Al ₂ O ₃	22.1	22.5	22.6	22.6	22.5	22.3	22.3	22.4	22.2	21.5	22.5	22.2	22.0	22.3	22.3	22.4	22.6	22.2	22.2	22.0	22.5	21.2	21.2
Cr ₂ O ₃	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
FeOT	28.5	28.4	28.5	28.4	28.4	28.6	28.4	28.6	28.6	28.1	27.7	28.3	28.3	28.8	27.9	27.4	27.5	28.2	28.9	28.2	29.1	28.8	27
MnO	1.7	1.8	1.8	1.9	1.9	1.8	1.7	1.8	1.8	1.7	1.6	1.6	1.8	1.8	1.7	1.7	1.7	1.8	1.8	1.7	1.8	1.8	1.6
MgO	2.7	4.9	5.0	5.0	5.0	5.0	5.2	5.1	5.3	5.7	5.4	5.3	4.9	4.7	5.9	6.0	5.5	5.9	5.3	5.3	5.4	5.5	8.1
CaO	5.6	6.1	5.6	5.6	5.9	5.9	5.9	6.0	5.3	5.2	5.4	6.0	6.3	6.0	5.3	5.8	6.0	5.3	5.1	5.0	4.8	4.9	4.0
Total	99.1	102.4	101.9	101.9	102.1	102.0	101.8	102.4	101.5	100.9	98.6	101.9	102.6	101.4	101.1	101.2	101.3	101.8	101.6	100.1	100.8	102.0	100.7
Si	3.06	2.97	2.96	2.97	2.96	2.96	2.96	2.95	2.96	2.95	2.95	2.95	3.00	2.96	2.95	2.95	2.95	2.93	2.96	2.96	2.95	2.96	2.99
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	2.06	2.04	2.05	2.05	2.05	2.03	2.03	2.03	2.05	2.04	2.03	2.04	2.00	2.02	2.04	2.03	2.04	2.05	2.03	2.05	2.03	2.04	1.93
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe 3+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe 2+	1.88	1.82	1.84	1.83	1.83	1.84	1.84	1.84	1.86	1.83	1.85	1.83	1.81	1.87	1.81	1.77	1.78	1.82	1.88	1.85	1.90	1.86	1.75
Mn	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.11	0.12	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.11	0.12	0.11	0.10
Mg	0.31	0.56	0.58	0.58	0.57	0.57	0.60	0.59	0.61	0.66	0.65	0.61	0.56	0.54	0.68	0.69	0.64	0.68	0.61	0.62	0.63	0.63	0.93
Ca	0.47	0.50	0.46	0.46	0.49	0.49	0.48	0.50	0.44	0.44	0.46	0.50	0.51	0.50	0.44	0.48	0.49	0.44	0.42	0.42	0.40	0.40	0.33
Total	7.91	8.01	8.01	8.01	8.02	8.02	8.02	8.03	8.02	8.03	8.04	8.03	8.00	8.03	8.03	8.04	8.03	8.04	8.02	8.02	8.03	8.01	8.04
Alm	67.7	60.7	61.5	61.2	60.8	61.0	60.5	60.5	61.5	60.2	60.4	60.1	60.5	61.6	59.5	58.0	58.9	59.5	61.9	61.6	62.4	61.8	56.3
Gros	17.1	16.6	15.4	15.4	16.2	16.2	16.0	16.4	14.5	14.4	15.0	16.4	17.1	16.5	14.6	15.7	16.3	14.4	13.9	14.0	13.2	13.4	10.5
Prp	11.3	18.8	19.3	19.4	18.9	18.9	19.9	19.2	20.2	21.8	21.1	19.9	18.6	17.9	22.4	22.7	21.1	22.2	20.2	20.6	20.6	21.0	29.8
Sps	4.0	3.9	3.9	4.0	4.0	3.8	3.7	3.8	3.9	3.7	3.5	3.5	3.8	4.0	3.6	3.6	3.7	3.9	3.9	3.8	3.8	3.8	3.4

B: composición límite, M: composición media, N: composición en el núcleo. Alm: almandino, Grs: grosularita, Sps: Espesartina, Prp: piropo. Los miembros extremos del granate se calcularon con base a 12 oxígenos según el método sugerido por Deer, *et al.* (1992).

* Microanálisis realizados por Margarita Reyes Salas en el Laboratorio Universitario de Petrología.

Tabla 2. Composición minerales de granate en anfibolita de granate y eclogita*.

Muestra	SCO 27-D anfibolita de granate						Ec-SF-PT-4 eclogita								
	No.	5	6	11	12	13	14	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂		38.2	38.6	38.1	38.5	38.6	38.1	37.68	37.56	37.56	37.49	37.44	37.62	37.18	37.16
TiO ₂		0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.12	0.12	0.09	0.10	0.12	0.12	0.11	0.10
Al ₂ O ₃		22.4	22.9	22.3	22.4	22.4	22.0	20.85	20.81	20.75	20.82	20.82	20.82	20.59	20.74
Cr ₂ O ₃		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe ₂ O ₃		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO		25.3	26.4	25.4	26.6	26.7	25.8	25.45	25.39	25.21	25.80	25.92	25.86	26.06	26.10
MnO		1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.3	0.66	0.72	0.77	0.90	0.97	1.00	1.13	1.14
MgO		5.9	6.0	5.1	5.4	6.1	5.5	4.42	4.44	4.28	4.12	3.86	3.86	3.82	3.82
CaO		7.5	7.9	7.6	7.9	7.5	8.1	10.77	10.64	10.49	10.64	10.59	10.49	10.27	10.28
Total		100.8	103.2	100.0	102.2	102.9	100.9	99.95	99.68	99.15	99.87	99.71	99.76	99.15	99.33
Si		2.96	2.93	2.97	2.95	2.94	2.95	2.97	2.97	2.98	2.96	2.97	2.98	2.97	2.96
Ti		0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al		2.04	2.04	2.05	2.03	2.01	2.01	1.94	1.94	1.94	1.94	1.94	1.94	1.94	1.95
Cr		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe 3+		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe 2+		1.64	1.67	1.66	1.70	1.70	1.67	1.68	1.68	1.67	1.71	1.72	1.71	1.74	1.74
Mn		0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.04	0.05	0.05	0.06	0.07	0.07	0.08	0.08
Mg		0.67	0.67	0.59	0.61	0.69	0.64	0.52	0.52	0.51	0.49	0.46	0.46	0.45	0.45
Ca		0.62	0.64	0.64	0.65	0.62	0.67	0.91	0.90	0.89	0.90	0.90	0.89	0.88	0.88
Total		8.02	8.05	8.00	8.03	8.05	8.03	8.06	8.06	8.05	8.06	8.05	8.05	8.06	8.06
Alm		54.0	54.4	55.6	55.8	54.9	54.5	53.2	53.3	53.6	54.1	54.8	54.8	55.2	55.3
Grs		20.6	20.8	21.4	21.3	19.8	21.9	28.9	28.6	28.5	28.6	28.6	28.5	27.9	27.9
Prp		22.3	21.9	19.9	20.1	22.4	20.7	16.5	16.6	16.2	15.4	14.5	14.6	14.4	14.4
Sps		3.0	3.0	3.1	2.9	2.9	2.8	1.4	1.5	1.7	1.9	2.1	2.1	2.4	2.4

Miembros extremos del granate calculados con base a 12 oxígenos según el método sugerido por Deer, *et al.* (1992). n.d = no determinado.

* Microanálisis realizados por Margarita Reyes Salas en el Laboratorio Universitario de Petrología.

Tabla 3 Microanálisis de fengita en eclogita y genis de fengita-granate*.

Muestra	EcSF-PT4 (Ecogita)								SCO-27E (Gneis de fengita-granate)							
	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	7	12	14	16	18	19
SiO ₂	47.93	50.68	51.27	50.85	50.89	50.19	51.02	50.27	47.97	45.30	46.33	47.36	47.32	46.89	47.02	47.67
TiO ₂	0.17	0.22	0.25	0.27	0.55	0.84	0.82	0.84	0.70	0.91	0.75	0.66	0.79	0.82	1.12	0.39
Al ₂ O ₃	27.91	29.07	29.02	28.95	29.46	29.74	30.40	30.11	30.91	29.63	31.07	31.39	31.58	30.99	30.57	30.39
FeO	5.50	3.66	3.71	4.34	3.84	3.26	3.29	3.36	3.77	3.91	3.69	3.85	3.95	3.62	4.17	4.23
MgO	3.23	3.48	3.69	4.08	3.68	3.16	3.24	3.11	2.13	2.01	2.05	2.13	2.32	2.24	2.20	2.37
MnO	0.16	0.04	0.01	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02	0.04	0.03
CaO	1.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.10	0.02	0.06	0.13	0.05	0.01	0.00	0.01
Na ₂ O	0.27	0.27	0.25	0.25	0.27	0.35	0.37	0.46	1.43	0.76	1.27	1.38	1.31	1.36	0.95	0.79
K ₂ O	10.23	10.45	9.74	9.48	9.46	10.03	9.68	9.73	10.08	10.87	9.79	9.90	9.87	9.84	10.59	10.74
H ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	96.396	97.912	97.963	98.269	98.171	97.589	98.914	97.939	97.12	93.419	95.012	96.818	97.197	95.777	96.67	96.622
Si	3.24	3.31	3.33	3.30	3.30	3.28	3.28	3.27	3.18	3.15	3.14	3.15	3.13	3.15	3.15	3.19
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.06	0.02
Al IV	0.76	0.69	0.67	0.70	0.70	0.72	0.72	0.73	0.93	0.85	0.86	0.85	0.87	0.85	0.85	0.81
Al VI	1.46	1.55	1.55	1.52	1.55	1.57	1.58	1.58	1.52	1.57	1.62	1.61	1.60	1.60	1.56	1.59
Fe	0.31	0.20	0.20	0.24	0.21	0.18	0.18	0.18	0.21	0.23	0.21	0.21	0.22	0.20	0.23	0.24
Mg	0.33	0.34	0.36	0.40	0.36	0.31	0.31	0.30	0.21	0.21	0.21	0.21	0.23	0.22	0.22	0.24
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.06	0.18	0.10	0.17	0.18	0.17	0.18	0.12	0.10
K	0.88	0.87	0.81	0.79	0.78	0.84	0.79	0.81	0.85	0.96	0.85	0.84	0.83	0.84	0.90	0.92
Total	7.10	7.01	6.97	6.98	6.96	6.98	6.95	6.97	7.10	7.12	7.09	7.10	7.09	7.09	7.10	7.10
Celadonita	23.71	31.23	33.10	30.35	29.86	27.86	27.86	26.90	7.4	14.8	13.8	14.95	13.47	14.93	14.92	19.03
Muscovita	68.01	65.99	64.25	66.85	67.11	68.50	68.09	68.12	81.2	77.0	71.7	69.59	71.78	70.27	74.84	72.79
Paragonita	2.71	2.60	2.55	2.70	2.91	3.60	3.91	4.91	11.4	8.1	14.1	14.69	14.43	14.73	10.24	8.12
Margarita	5.57	0.18	0.11	0.10	0.13	0.03	0.14	0.08	0.1	0.1	0.4	0.77	0.32	0.06	0.00	0.06
Suma	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

El cálculo de los cationes de fengita se realizó con base a 11 oxígenos por medio del método sugerido por Deer *et al.* (1992). n.d.= no determinado.

* Microanálisis realizados por Margarita Reyes Salas en el Laboratorio Universitario de Petrología.

Tabla 4. Composición representativa del anfíbol*.

Muestra	SCO 27-D					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	43.00	42.41	43.61	43.32	43.45	43.73
TiO ₂	0.72	0.59	0.78	0.80	0.74	0.77
Al ₂ O ₃	16.18	15.87	16.56	16.34	16.22	16.42
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0
FeO	12.40	13.39	12.46	12.04	12.09	12.53
MnO	0.09	0.15	0.06	0.07	0.06	0.07
MgO	12.90	12.74	12.99	12.95	13.36	13.08
CaO	9.23	8.92	9.10	9.10	9.20	9.27
Na ₂ O	4.05	3.51	4.47	4.26	4.21	4.24
K ₂ O	0.14	0.10	0.12	0.13	0.12	0.12
H ₂ O	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Total	98.70	97.68	100.15	99.01	99.44	100.24
Si	5.99	5.91	6.08	6.04	6.04	6.10
Ti	0.08	0.06	0.08	0.08	0.08	0.08
Al	2.66	2.61	2.72	2.68	2.68	2.70
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0
FeO	1.44	1.56	1.45	1.40	1.40	1.46
Mn	0.01	0.02	0.01	0.01	0.08	0.01
Mg	2.78	2.78	2.76	2.77	2.78	2.77
Ca	1.43	1.40	1.39	1.40	1.40	1.41
Na	1.13	1.00	1.23	1.19	1.19	1.17
K	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
H ₂ O	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Total	15.52	15.34	15.72	15.58	15.60	15.70

El cálculo de los cationes de anfíbol se realizó con base a 23 oxígenos por medio del método sugerido por Leake *et al.* (1997). n.d.= no determinado.

* Microanálisis realizados por Margarita Reyes Salas.

ESTA TESIS NO SALE DE LA BIBLIOTECA

APÉNDICE C: DATOS ESTRUCTURALES

Número de dato	Azimuth	Inclinación	Información adicional
1	105	15	SCO 1 foliación gneis micáceo
2	98	22	SCO 2 foliación metagranito
3	335	27	SCO 3 PAPM gneis
4	72	27	SCO 4 PAPM gneis
5	168	11	SCO 5 PAPM gneis
6	160	33	SCO 6 foliación metagranito
7	5	35	SCO 7 PAPM gneis
8	130	17	SCO 10 foliación augengneis
9	160	40	SCO 11 PAPM augengneis
10	140	10	SCO 15 foliación metagranito
11	150	30	SCO 19 foliación gneis
12	200	20	SCO 19 PAPM gneis
13	168	45	SCO 22 foliación metagranito
14	125	35	SCO 23 PAPM gneis
15	145	35	SCO 24 foliación gneis
16	80	20	SCO 25 foliación metagranito
17	110	40	SCO 25 foliación gneis
18	140	35	SCO 26 foliación gneis
19	40	49	SCO 28 foliación gneis
20	105	17	SCO 1 PAPM gneis
21	45	7	SCO 1 EPM gneis
22	140	10	SCO 2 LM metagranito
23	260	10	SCO 3 EPM gneis
24	110	37	SCO 4 EPM gneis
25	278	48	SCO 5 EPM gneis
26	138	20	SCO 6 LM metagranito
27	70	15	SCO 7 EPM gneis
28	175	27	SCO 11 EPM augengneis
29	110	15	SCO 21 EPM gneis
30	135	40	SCO 23 EPM gneis
31	155	32	SCO 24 LM gneis
32	105	20	SCO 24 LM metagranito
33	140	10	SCO 27 EPM gneis
34	160	35	SCO 28 EPM gneis
35	86	35	SCO 31 foliación gneis
36	125	20	SCO 34 foliación metagranito
37	92	14	SCO 35 foliación metagranito
38	125	32	SCO 36 PAPM metagranito
39	104	36	SCO 37 foliación gneis
40	123	25	SCO 38 foliación gneis
41	118	20	GPS 26 foliación gneis
42	182	60	GPS 27 foliación gneis
43	140	45	GPS 29 foliación metagranito
44	10	25	GPS 30 foliación gneis
45	23	65	GPS 31 PAPM gneis
46	95	33	GPS 32 foliación gneis

47	10	30	GPS 33 foliación gneis
48	213	18	GPS 34 PAMP gneis
49	60	28	GPS 35 foliación gneis
50	205	85	GPS 36 foliación metagranito
51	135	35	GPS 39 foliación metagranito
52	135	35	GPS 40 foliación metagranito
53	155	49	GPS 44 foliación gneis
54	40	41	GPS 45 PAMP gneis
55	10	85	GPS 46 foliación gneis
56	115	21	SCO 36 EPM metagranito
57	110	15	GPS 28 EPM gneis
58	290	0	GPS 31 EPM metagranito
59	340	10	GPS 34 EPM gneis
60	75	15	GPS 41 EPM gneis
61	75	40	GPS 42 EPM gneis
62	110	12	GPS 29 EPM gneis
63	132	8	SCO 35 LM metagranito
64	120	35	GPS 39 LM metagranito
65	115	12	GPS 54 LM metagranito
66	85	26	GPS 55 LM gneis
67	95	20	GPS 57 LM metagranito
68	95	5	GPS 49 EPM gneis
69	82	21	GPS 56 EPM gneis
70	85	26	GPS 49 LM gneis
71	110	25	GPS 56 LM metagranito
72	95	20	GPS 57 LM gneis
73	65	30	GPS 57 foliación gneis
74	90	15	GPS 48 foliación gneis
75	270	22	GPS 50 foliación gneis
76	70	25	GPS 51 foliación gneis
77	158	28	GPS 52 foliación gneis
78	156	23	GPS 54 foliación metagranito
79	106	25	GPS 55 foliación gneis
80	115	25	GPS 58 foliación gneis
81	35	22	GPS 59 foliación gneis
82	25	12	GPS 49 PAMP gneis
83	101	24	GPS 56 PAMP gneis
84	107	51	SCO 44 foliación augengneis
85	110	39	GPS 89 foliación metagranito
86	125	55	GPS 90 foliación metagranito
87	130	50	GPS 91 foliación metagranito
88	135	55	GPS 92 foliación metagranito
89	195	60	SCO 45 foliación gneis
90	175	45	GPS 94 foliación metagranito
91	130	35	GPS 97 foliación metagranito
92	80	45	GPS 98 foliación gneis
93	150	55	GPS 99 foliación gneis
94	155	40	GPS 100 foliación gneis
95	158	46	GPS 101 foliación gneis

96	70	82	GPS 102 foliación gneis
97	117	45	GPS 103 foliación gneis
98	145	35	GPS 104 foliación gneis
99	135	30	SCO 48 foliación gneis
100	148	34	GPS 106 foliación augengneis
101	130	45	GPS 107 foliación augengneis
102	130	25	GPS 108 foliación augengneis
103	50	35	GPS 109 foliación augengneis
104	102	46	GPS 110 foliación gneis
105	110	30	GPS 111 foliación gneis
106	125	45	GPS 112 foliación augengneis
107	90	40	GPS 113 foliación augengneis
108	65	40	GPS 114 foliación augengneis
109	80	50	GPS 115 foliación augengneis
110	110	50	GPS 116 foliación augengneis
111	110	60	GPS 117 foliación augengneis
112	120	47	GPS 118 foliación gneis
113	110	62	GPS 119 foliación gneis
114	110	55	GPS 120 foliación gneis
115	45	25	GPS 66 LM metagranito
116	120	57	GPS 67 LM metagranito
117	120	55	GPS 82 LM gneis
118	105	40	GPS 72 LM gneis
119	100	45	GPS 115 LM augengneis
120	92	45	GPS 116 LM augengneis
121	70	39	GPS 27 EPM metagranito
122	110	65	GPS 72 EPM metagranito
123	267	48	Estratificación de capas jurásicas
124	85	80	Estratificación de capas jurásicas
125	310	56	Estratificación de capas jurásicas
126	300	12	Estratificación de capas jurásicas
127	305	21	Estratificación de capas jurásicas
128	115	15	Esquisto verde foliación
129	118	15	Esquisto verde LM
130	15	45	Esquisto verde foliación
131	290	12	Esquisto verde LM
132	38	30	Esquisto verde foliación
133	145	55	Esquisto verde foliación
134	150	30	Esquisto verde foliación
135	240	32	Esquisto verde foliación
136	103	41	Esquisto verde foliación
137	155	40	Esquisto verde LM
138	135	35	Esquisto verde foliación
139	140	35	Esquisto verde foliación
140	145	10	Esquisto verde foliación
141	88	35	Esquisto verde foliación

LM: Lineación mineral

PAPM: Pliegue axial del pliegue menor

EPM: Eje del pliegue menor

SCO y GPS: afloramientos localizados en el mapa.