

03060



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA



Geología y evolución estructural del Complejo Xolapa, entre los Ríos
Papagayo y La Sabana, noreste de Acapulco, Guerrero.

TESIS

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

presenta

Rosalva Pérez Gutiérrez

Tutor: Dr. Luigi A. Solari Lovati

2005

m. 349212



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
AGRADECIMIENTOS	
CAPÍTULO I	
I.1 Introducción	1
I.1.1 Localización	1
I.1.2 Vías de acceso	2
I.1.3 Antecedentes	2
I.1.4 Justificación	7
I.1.5 Objetivos	8
I.1.6 Metodología	8
CAPÍTULO II	
II.1 Marco geológico	9
II.2 Problemática del terreno Chatino	14
CAPÍTULO III	
III.1 Marco Teórico	16
III.1.1 Metamorfismo	16
III.1.2 Migmatitas	17
III.1.3 Deformación	22
CAPÍTULO IV	
IV.1 Descripción de unidades litológicas	27
IV.1.1 Paragneis	27
IV.1.2 Mármol	28
IV.1.3 Ortogneis	30
IV.1.4 Gneis migmatítico	31
IV.1.5 Migmatita	32
IV.1.6 Granito El Pozuelo	35
IV.1.7 Granito Xaltianguis	37
IV.1.8 Rocas volcánicas terciarias	37
IV.1.9 Diques	38

	Página
CAPÍTULO V	
V.1 Análisis estructural	40
V.1.1 Metodología	40
V.2 Fases de deformación	40
V.2.1 Estructuras de deformación de la Fase D ₁	40
V.2.1.1 Estructuras mesoscópicas y microscópicas	41
V.2.1.1.1 Foliación	41
V.2.1.1.2 Lineación	42
V.2.1.1.3 Plegamiento	43
V.2.1.1.4 Metamorfismo	43
V.2.1.2 Geometría	44
V.2.1.2.1 Foliación	44
V.2.1.2.2 Lineación	46
V.2.1.3 Cinemática	48
V.2.2 Estructuras de deformación de la Fase D ₂	48
V.2.2.1 Estructuras mesoscópicas y microscópicas	48
V.2.2.1.1 Bandeamiento leucosomático S ₂	48
V.2.2.1.2 Lineación	49
V.2.2.1.3 Plegamiento	49
V.2.2.2 Geometría	49
V.2.3 Estructuras de deformación de la Fase D ₃	49
V.2.3.1 Estructuras mesoscópicas y microscópicas	50
V.2.3.1.1 Foliación	50
V.2.3.1.2 Lineación	51
V.2.3.1.3 Plegamiento	52
V.2.3.2 Geometría	53
V.2.3.2.1 Foliación	53
V.2.3.2.2 Lineación	53
V.2.3.2.3 Plegamiento	54
V.2.3.3 Cinemática	54
V.2.4 Estructuras de deformación de la Fase D ₄	54
V.2.4.1 Estructuras mesoscópicas y microscópicas	55
V.2.4.1.1 Foliación	55
V.2.4.1.2 Lineación	56
V.2.4.2 Geometría	56
V.2.4.2.1 Foliación	56
V.2.4.2.2 Lineación	57
V.2.4.2.3 Superficies S-C	57
V.2.4.3 Cinemática	58

	Página
V.2.5 Estructuras de deformación de la Fase D ₅	59
V.2.5.1 Estructuras mesoscópicas y microscópicas	59
V.2.5.1.1 Foliación	59
V.2.5.1.2 Lineación	59
V.2.5.1.3 Plegamiento	59
V.2.5.1.4 Cabalgaduras	60
V.2.5.2 Geometría	60
V.2.5.2.1 Plegamiento	60
V.2.5.2.2 Cabalgaduras	60
V.2.5.3 Cinemática	61
V.2.6 Estructuras de deformación de la Fase D ₆	62
V.2.6.1 Estructuras mesoscópicas y microscópicas	62
V.2.6.1.1 Foliación	62
V.2.6.1.2 Lineación	62
V.2.6.1.3 Plegamiento	62
V.2.6.1.4 Fallamiento lateral	62
V.2.6.2 Geometría	63
V.2.6.3 Cinemática	64
CAPÍTULO VI	
VI.1 Discusión	65
CAPÍTULO VII	
VII.1 Sumario y conclusiones	73
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	75

ÍNDICE DE FIGURAS

Número	Descripción	Página
I.1	Localización del área de estudio.	3
II.1	Distribución de los terrenos tectonoestratigráficos en México, según Sedlock <i>et al.</i> , 1993.	9
II.2	Edades isotópicas reportadas para las rocas del terreno Chatino en el segmento de Acapulco, Guerrero.	11
III.1	Diagrama presión-temperatura que muestra la distribución de las distintas facies metamórficas, tomado de Winter, 2001.	16
III.2	Esquemas de las estructuras más comunes encontradas en migmatitas, a) brechoide, b) tipo red, c) <i>schollen</i> , d) vena, e) bandeada, f) de dilatación, g) fluidal y h) nebulítica, tomado de Winter, 2001.	18
III.3	Esquema que muestra una migmatita con estructura plegada, tomado de Mehnert, 1968.	19
III.4	Esquema de una migmatita ptigmática, tomado de Mehnert, 1968.	20
III.5	Apariencia de una migmatita punteada, tomado de Mehnert, 1968.	21
III.6	Representación diagramática de varios elementos de fábrica que pueden definir una foliación, tomado de Passchier and Trouw (1996), ver explicación en el texto.	23
III.7	Representación diagramática de varios elementos de fábrica que pueden definir una lineación, tomado de Passchier and Trouw (1996), ver explicación en el texto.	24
III.8	Representación esquemática de una secuencia de foliaciones, tomado de Passchier and Trouw, 1996.	25
IV.1	Afloramiento en el que se aprecia el bandeamiento del paragneis, en las inmediaciones de Metlapil, Gro.	27
IV.2	Fotomicrografía en nícoles cruzados que muestra la composición mineralógica de los paragneises. Ort= ortoclasa, Bt= biotita, Qz= cuarzo	28
IV.3	Afloramiento ubicado al noreste de Paso de Texca en el que se aprecia la textura sacaroide del mármol.	29
IV.4	Imagen en nícoles cruzados que muestra los cristales de calcita que forman el mármol de La Joya.	29
IV.5	Ortogneis con una superficie de foliación penetrativa en el Río La Sabana. Qz= cuarzo	30

Número	Descripción	Página
IV.6	Fotomicrografía en nícoles cruzados que muestra los componentes mineralógicos del ortogneis. Bt= biotita, Qz= cuarzo, Pl= plagioclasa	30
IV.7	Gneis migmatítico en el que se aprecia la superficie S_1 plegada, en el kilómetro 345 de la Autopista del Sol.	31
IV.8	Imagen en nícoles cruzados que muestra los componentes minerales del gneis migmatítico. Pl= plagioclasa, Qz= cuarzo, Hbl= hornblenda, Bt= biotita	32
IV.9	Migmatita con estructura brechoide que se encuentra en el kilómetro 360 de la Autopista del Sol.	33
IV.10	Migmatita con estructura bandeada en la ribera del Río Papagayo, al norte de Las Parotas.	33
IV.11	Fotomicrografía en nícoles cruzados que muestra la mineralogía de una migmatita bandeada. Qz= cuarzo, Zr= zircón, Hbl= hornblenda, Pl= plagioclasa.	34
IV.12	Detalle de una migmatita con estructura punteada en la que se observa concentraciones de minerales máficos. Aflora en el kilómetro 362 de la Autopista del Sol.	34
IV.13	Imagen que muestra al Granito El Pozuelo, kilómetro 334 de la Autopista del Sol.	35
IV.14	Fotomicrografía en nícoles cruzados que muestra la mineralogía del Granito El Pozuelo. Qz= cuarzo, Pl= plagioclasa, Hbl= hornblenda	36
IV.15	Imagen que muestra la superficie de foliación que presenta el Granito El Pozuelo, kilómetro 334 de la Autopista del Sol.	36
IV.16	Granito Xaltianguis en el que se aprecian inclusiones cogenéticas de composición intermedia-máfica, kilómetro 340 de la Autopista del Sol.	37
IV.17	Detalle de las rocas volcánicas terciarias.	38
IV.18	Dique diabásico deformado que intrusióna al Gneis Migmatítico, en las inmediaciones de Dos Arroyos.	38
IV.19	Dique de pegmatita granítica intrusionando al ortogneis. Nótese lo irregular de su geometría y su paralelismo con la foliación, kilómetro 347 Autopista el Sol.	39
V.1	Imagen que muestra la superficie de foliación S_1 en el paragneis, al sur de Metlapil.	41
V.2	Fotografía en la que se aprecia la superficie de foliación S_1 en el ortogneis, al suroeste del poblado Kilómetro Treinta y nueve.	41
V.3	Fotomicrografía en nícoles cruzados en la que se observa la variación en el tamaño de granos de cuarzo que definen la foliación S_1 .	42

Número	Descripción	Página
V.4	Lineación mineral L_1 definida por la disposición de cristales de cuarzo (kilómetro 345 de la Autopista del Sol).	42
V.5	Lineación de estiramiento L_1 , en las inmediaciones del poblado Kilómetro Treinta y cuatro.	43
V.6	Imagen en nícoles cruzados que muestra la disposición de los cristales de biotita respecto a la superficie de foliación S_1 .	44
V.7	Fotomicrografía en nícoles cruzados que muestra sillimanita intercrecida con cristales de biotita y su disposición paralela a la superficie de foliación S_1 .	44
V.8	Fotomicrografía en nícoles paralelos en la que se aprecia la forma y sobreposición de los cristales de granate en la superficie de foliación S_1 . Bt= biotita, Grt= granate.	45
V.9	Superficies de foliación S_1 para la porción centro- occidental del área (Kilómetro Treinta, El Quemado y kilómetro 360 de la Autopista del Sol).	45
V.10	Superficies de foliación S_1 para la porción sur occidental del área (El Salto, Metlapil y Colonia Diez de Abril).	45
V.11	Superficies de foliación S_1 para la zona comprendida entre los poblados San Isidro Gallinero, San José Cacahuatpec y La Concepción.	46
V.12	Superficies de foliación S_1 para la porción centro oriental del área de estudio, inmediaciones de los poblados San José Cacahuatpec, Garrapatas, Las Parotas y Parotillas.	46
V.13	Estereograma que muestra las orientaciones de las lineaciones minerales en la porción centro occidental del área de estudio.	47
V.14	Orientación preferencial de las lineaciones minerales L_1 , en la zona de San Isidro Gallinero y San José Cacahuatpec.	47
V.15	Estereograma que muestra la orientación preferencial de la lineación mineral L_1 en las inmediaciones de Garrapatas, Las Parotas y Parotillas	48
V.16	Imagen que muestra bandas de leucosomas dispuestas paralelamente a la superficie de foliación S_1 .	49
V.17	Imagen que muestra la superficie de foliación S_3 , generada a partir de la traza de los planos axiales de pliegues de la superficie S_1 y S_2 .	50
V.18	Fotomicrografía tomada con nícoles cruzados que muestra la superficie de foliación S_3 , como se aprecia, corresponde a los planos axiales de pliegues.	50
V.19	Fotomicrografía en que se aprecia el desarrollo incipiente de cristales de biotita asociados a la superficie S_3 .	51

Número	Descripción	Página
V.20	Lineaciones minerales, a) definida por cristales de biotita (kilómetro 345 de la Autopista del Sol), y b) formada por cristales de hornblenda (kilómetro 360 de la Autopista del Sol).	51
V.21	Lineaciones de estiramiento relacionadas al evento de deformación D_3 en la ribera del Río Papagayo, inmediaciones de Pochotlaxco.	52
V.22	Micropliegues generados por el evento de deformación D_3 , a) alrededores de Cerro de Piedra y b) al sur de Sabanillas.	52
V.23	Estereograma que muestra la geometría de la superficie de foliación S_3 , para las inmediaciones de Dos Arroyos, y el kilómetro 334 de la Autopista del Sol.	53
V.24	Estereograma que muestra la geometría dispersa de las lineaciones L_3 en el área de Dos Arroyos y Sabanillas.	53
V.25	Estereograma que muestra la disposición geométrica de los ejes de pliegues respecto a un plano axial promedio.	54
V.26	Superficie de foliación S_4 (kilómetro 334 de la Autopista del Sol).	55
V.27	Imagen en nícoles paralelos que muestra la disposición de cristales de hornblenda respecto de S_4 .	55
V.28	Lineación mineral L_4 definida por cristales de hornblenda y cuarzo elongado (kilómetro 334 de la Autopista del Sol).	56
V.29	Geometría de la superficie de foliación S_4 en los alrededores del kilómetro 334 de la Autopista del Sol y el poblado Alto del Camarón.	56
V.30	Estereograma que muestra la orientación preferencial de la lineación L_4 .	57
V.31	Estereograma que muestra la relación entre las superficies S-C y la lineación de estiramiento, asociadas a la fase de deformación D_4 (kilómetro 334 de la Autopista del Sol).	57
V.32	Esquema que muestra la relación geométrica de la superficie de foliación S_4 y un porfidoclasto de cuarzo.	58
V.33	Imagen en la que se aprecian las estructuras S-C generadas por el evento de deformación D_4 (kilómetro 334 de la Autopista del Sol, dimensión del afloramiento 20 m).	58
V.34	Sección geológica en la porción noreste del área que muestra la geometría de la superficie de foliación S_4 .	59
V.35	Imagen que muestra una falla inversa con superficie irregular y foliación sigmoidal asociada (afloramiento ubicado en las inmediaciones de Tuncingo).	60
V.36	Geometría del plegamiento de la superficie S_4 generado por la fase de deformación D_5 .	61

Número	Descripción	Página
V.37	Diagrama que muestra la geometría de superficies de cabalgadura observadas en el área de estudio.	61
V.38	Imagen que muestra una falla lateral izquierda que afectó a migmatitas (kilómetro 13 del Viaducto Diamante).	63
V.39	Dique diabásico emplazado en fracturas asociadas al fallamiento lateral de la fase de deformación D ₆ . La roca intrusionada es el Granito Xaltianguis (kilómetro 344 de la Autopista del Sol).	63
V.40	Estereograma que muestra la geometría de superficies de falla lateral izquierda.	64
VI.1	Síntesis de los eventos tectónicos y de deformación en las rocas del Complejo Xolapa, segmento de Acapulco.	65

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

NOMBRE: Rosalva Pérez

FECHA: 28-Sep-2005

FIRMA: 

RESUMEN

En este trabajo se llevó a cabo la cartografía y el análisis estructural de la porción occidental del Complejo Xolapa, en el área comprendida entre Tierra Colorada y Acapulco, Guerrero.

Los paquetes litológicos que se identificaron dentro del Complejo Xolapa fueron paragneises, ortogneises y granitos con una deformación penetrativa de grado metamórfico bajo. Dentro de las dos primeras unidades se determinaron áreas con diferente grado de migmatización a los que se denominaron gneis migmatítico y migmatitas, así como la intercalación de cuerpos de mármol. Las rocas se encuentran afectadas por metamorfismo de facies de anfibolita y las relaciones entre los distintos paquetes son de intrusión.

Mediante el análisis estructural se determinaron las características estructurales de cada una de las unidades, lo cual permitió establecer al menos seis fases de deformación que afectan a las rocas del Complejo Xolapa: D₁) Evento que genera plegamiento, superficies de foliación penetrativa S₁, lineaciones y metamorfismo de facies de anfibolita. La paragénesis y estructuras relacionadas con el metamorfismo indican condiciones de temperatura alta y presión baja-intermedia que se relacionan a un evento termal importante que acompaña a la deformación. Su edad se considera posterior a 165 Ma, que es la edad de cristalización del protolito del ortogneis. D₂) Migmatización generada por un evento termal posterior a D₁. D₃) Evento compresivo que desarrolla el plegamiento de la superficie S₁, el desarrollo de la consecuente superficie de crenulación ó S₂ y lineaciones. D₄) Es un evento de extensión y cinemática normal que se relaciona con el emplazamiento de cuerpos graníticos con edades de 129 ± 0.73 Ma, los cuales presentan una superficie de foliación penetrativa de grado metamórfico bajo. D₅) Corresponde a un evento compresivo que produjo un plegamiento tardío de las superficies de foliación y superficies de cabalgadura, es posterior a $\cong 130$ Ma y anterior a $\cong 30$ Ma, que es la edad de los plutones graníticos de Tierra Colorada y Xaltianguis, los cuales no presentan esta deformación dúctil. D₆) Generó fallamiento lateral izquierdo que fue aprovechado por diques diabásicos para su intrusión.

Considerando lo anterior, se plantea una evolución compleja para las rocas del Complejo Xolapa que incluyen episodios de magmatismo, metamorfismo y deformación que se desarrollaron por lo menos en el rango comprendido entre el Jurásico Medio y el Paleoceno.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer al Instituto de Geología y a la Dirección General de Posgrado de la UNAM, el haberme permitido realizar estudios de maestría dentro del Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra. A CONACYT por el apoyo económico brindado al Proyecto J-39783 *Geocronología de U-Pb, isotopía y geología estructural en las migmatitas del Complejo Xolapa, Estado de Guerrero*, del cual forma parte este trabajo.

A mi tutor, el Dr. Luigi Solari de quien recibí todo su apoyo durante estos años.

A los Doctores Fernando Ortega Gutiérrez, Peter Schaaf, Luca Ferrari y Jorge Aranda que como parte de mi Jurado realizaron comentarios y sugerencias las cuales enriquecieron esta tesis.

Al Dr. Gustavo Tolson, Director del Instituto de Geología, y al M. en C. Enrique González, Secretario Académico, por las facilidades otorgadas para el uso de las instalaciones y vehículos.

Parte importante de esta tesis fue el trabajo de campo, en el cuál recibí el apoyo de mi compañero Bernardo Villacura Aranguíz.

Agradezco los comentarios, sugerencias, *tips* y apoyo en el trabajo de gabinete de José Luis Sánchez Zavala, Consuelo Macías y Teodoro Hernández, y en el trabajo de campo de Rafael Torres y Zacarías Salgado.

No puedo dejar de agradecer el apoyo brindado por Francisco, Rosario, Benjamín, Gloria, María Luisa y Diego.

A los profesores y alumnos de la Unidad Académica de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Guerrero, especialmente y con cariño a Joel Ramírez Espinosa.

A mis compañeros del Posgrado Luis Martín, Mario Alfredo, Esmeralda, Elisa, Carlos, Karina, Wendy, Edgar, Nelly, Ciro, Giovanni, Karina y Guillermo Armando.

La mayor parte de la motivación para realizar este trabajo es mi familia. A *Cesar* y a *Karen Uxue* quiero agradecerles su amor, apoyo y el entender mis ausencias. A *Berta, Eugenia, Patricia, Adriana* y *Marco Antonio* por su hospitalidad y el cariño que me han brindado. De mis padres, *Elia* y *Adalberto*, quiero reconocer y agradecer su apoyo y amor incondicional. A *Livia, Luis* y *Luis Alberto* quiero agradecerles el respaldo y el cariño que siempre he recibido de ellos.

Mi más sincero agradecimiento a todas las personas que aportaron un granito de arena a este trabajo.

Con amor a

Cesar

CAPÍTULO I

I.1 Introducción

Los terrenos metamórficos de grado alto forman parte significativa de la corteza continental expuesta en cinturones orogénicos y en cratones fanerozoicos y precámbricos. Algunos de ellos son considerados segmentos exhumados de la corteza continental inferior y por lo tanto, su estudio proporciona ideas que conducen al entendimiento de los procesos de génesis cortical.

Los cinturones metamórficos usualmente exhiben una variedad grande de tipos de roca en capas y lentes con una geometría y relaciones complejas debido a una historia geológica complicada y larga. Una parte del registro de esta historia la componen elementos de fábrica como foliaciones, lineaciones, pliegues, conjuntos minerales, boudines y secuencias de intrusiones, que pueden pertenecer a una o más fases de deformación con un estilo característico, dentro de un ciclo o episodio tectónico.

El estudio de los procesos geológicos y tectónicos involucrados en el desarrollo de cinturones metamórficos se inició en México en la década de los 60's con observaciones principalmente petrológicas y petrográficas (Fries *et al.*, 1962; De Cserna, 1965). En años más recientes, la implementación de estudios estructurales detallados y técnicas modernas, principalmente análisis geocronológicos y geoquímicos, han permitido un avance en el entendimiento de la evolución de los complejos metamórficos, principalmente para el sur de México (Ortega *et al.*, 1990; Morán *et al.*, 1990; Robinson *et al.*, 1989; Sabanero, 1990; Schaaf, 1990).

La zona de estudio forma parte del terreno Chatino (Sedlock *et al.*, 1993) que ha sido considerado como uno de los terrenos metamórficos del sur de México (Ortega, 1981). Las relaciones complejas entre la secuencia de rocas metamórficas, el estilo de deformación, su relación con eventos magmáticos importantes y la temporalidad de los procesos involucrados en su evolución, lo señalan como una pieza importante en el rompecabezas evolutivo de los cinturones orogénicos del sur de México.

I.1.1 Localización

La zona de estudio se ubica en la porción sur del Estado de Guerrero, al noroeste de la ciudad de Acapulco. A *grosso modo* está delimitada por las longitudes W 99°36" y 99°50", y

por las latitudes N 16°36" y 17°05"; cubre una superficie aproximada de 800 km² (Figura I.1); y está incluida en porciones de las cartas topográficas: Tierra Colorada, Xaltianguis, Acapulco y San Marcos, escala 1:50, 000 (INEGI, 1998; INEGI, 2001).

El área de trabajo se encuentra en la vertiente sur de la Sierra Madre del Sur e incluye afloramientos muy bien expuestos de la margen occidental del Río Papagayo (al sur de la Presa Hidroeléctrica La Venta), de la Autopista del Sol (kilómetros 334-365) y de la Carretera Federal Chilpancingo-Acapulco (kilómetros 76 -128).

Las poblaciones principales son Xaltianguis, Kilómetro Treinta, Texca, Dos Arroyos, Tres Palos, Amatillo y La Concepción, Guerrero.

I.1.2 Vías de acceso

Los accesos principales son la Autopista del Sol y la carretera federal Chilpancingo-Acapulco para la porción norte y la carretera federal Acapulco-Pinotepa Nacional para la porción sur. A la parte central se puede acceder por las carreteras pavimentadas de segundo orden: El Treinta-Altos del Camarón, Paso de Texca-Texca y Amatillo-Las Parotas; además, existen varios caminos de terracería en buenas condiciones todo el año que permiten un acceso fácil a la mayor parte del área (Figura I.1).

I.1.3 Antecedentes

Los terrenos tectonoestratigráficos son entidades geológicas caracterizadas por presentar una homogeneidad interna y continua en la estratigrafía, estilo tectónico e historia (Coney, 1980). Los límites entre ellos separan secuencias de rocas temporal o físicamente y son fundamentalmente discontinuidades estratigráficas que no pueden ser explicadas por cambios de facies o discordancias.

El terreno Chatino define un cinturón metamórfico orientado WNW con más de 600 km de longitud y 50-150 km de ancho, el cuál se distribuye de manera paralela a la costa del Pacífico. Las rocas predominantes son gneises, esquistos y migmatitas, que fueron afectadas por metamorfismo de facies de anfibolita e intrusionadas por plutones de composición granítica a granodiorítica de edad mesozoica o terciaria (Ortega, 1981). Sus límites son: al occidente con el terreno Náhuatl; y al norte con los terrenos Mixteco, Zapoteco y Juárez (Sedlock *et al.*, 1993).

Las características petrológicas de las rocas comprendidas dentro del terreno Chatino (Sedlock *et al.*, 1993) y específicamente del Complejo Xolapa han llamado la atención de varios investigadores (De Cserna, 1965; Ortega, 1981; Campa y Coney, 1983; Robinson, 1990; Morán,

1992; Herrmann *et al.*, 1994; Corona, 1997; Ducea *et al.*, 2004); los cuales con base en estudios principalmente petrológicos y geocronológicos, han intentado establecer el origen y evolución del mismo.

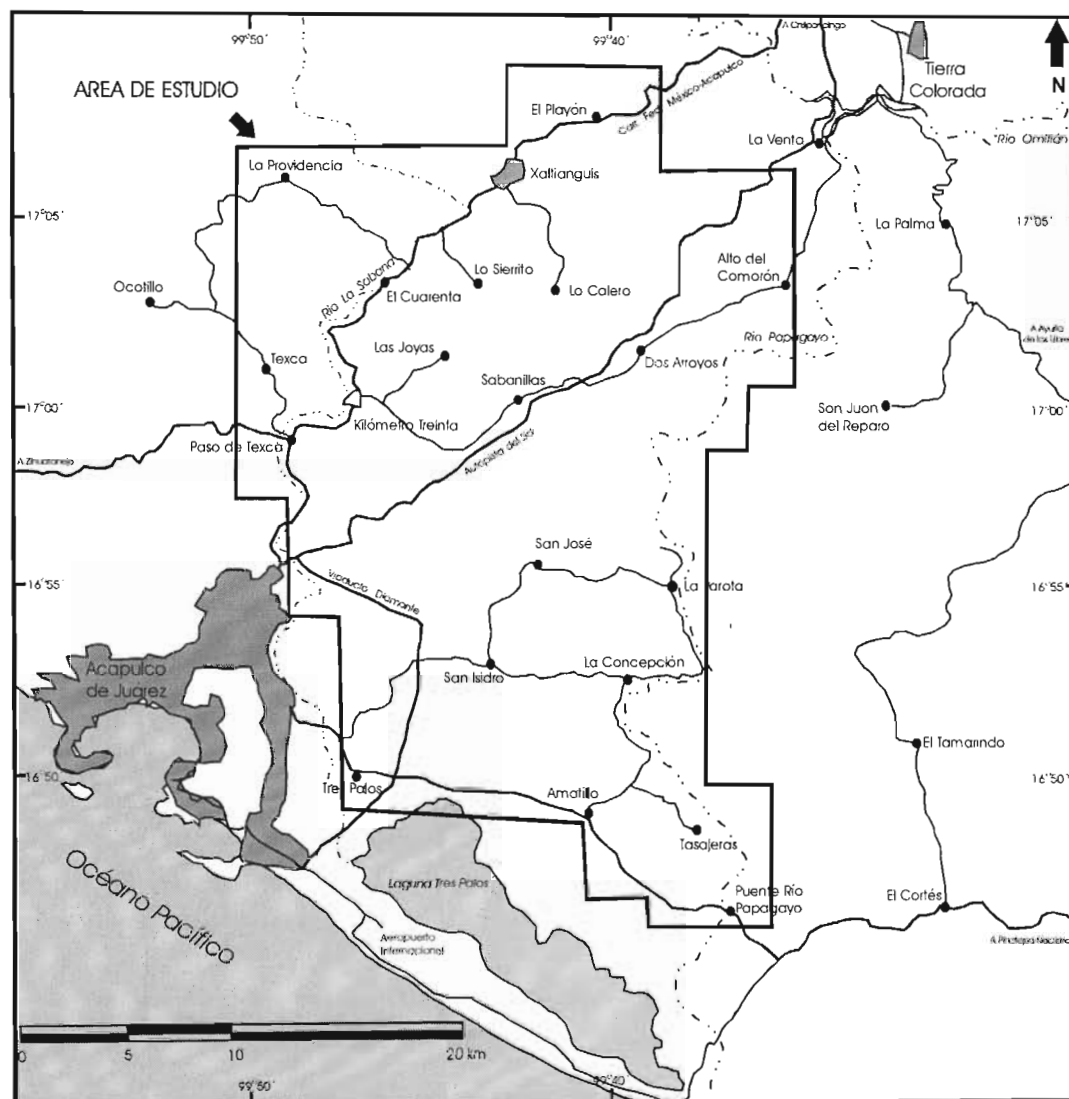


Figura I.1.- Localización del área de estudio.

De Cserna (1965), inició el estudio de las rocas metamórficas que afloran en la carretera federal Chilpancingo-Acapulco, del puente del Río Papagayo al sur del poblado de Xaltianguis, Gro. Describió afloramientos constituidos principalmente por rocas metasedimentarias en su mayoría de origen clástico y sólo un espesor pequeño de rocas de origen químico. Los tipos de roca determinados varían de esquistos verdes, al norte de Xaltianguis, y gneises de biotita de facies de epidota y anfíbolita al sur del mismo; sin embargo, las relaciones de estas rocas con las adyacentes no fueron determinadas.

Guerrero *et al.* (1978), realizaron estudios geocronológicos en un ortogneis cuarzo feldespático de composición granodiorítica con deformación penetrativa colectado en un afloramiento ubicado en el kilómetro 103 de la carretera federal Chilpancingo-Acapulco. Ellos obtuvieron una edad U-Pb para los zircones de esta roca de 165 ± 3 Ma, la cual es apoyada por una isocrona de Rb-Sr que indica una edad aparente de 180 ± 84 Ma.

Campa *et al.* (1981), definieron los Terrenos Tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur y a la franja que bordea la línea actual de costa desde Papanao, Guerrero, hasta Puerto Ángel, Oaxaca, la denominaron terreno Xolapa. Este terreno está compuesto por: 1) una porción metamórfica formada por gneises, migmatitas y metagranitos, interpretados como las porciones más profundas de un arco magmático de origen y edad desconocidos; y 2) una gran cantidad de cuerpos plutónicos granito-granodioríticos del tipo calcialcalino, generalmente sin deformación ni metamorfismo, que intrusionan a las rocas del paquete metamórfico. Propusieron que el límite occidental del terreno Xolapa es con el Conjunto Papanao y el Batolito de Petatlán. Su límite oriental es una falla que se adentra en el Golfo de Tehuantepec; mientras que, su contacto al norte es tectónico con los terrenos Mixteco, Zapoteco y Juárez.

Alaniz (1988), realizó un estudio geológico en la Barranca de Xolapa, desde el Río Papagayo hasta el poblado El Playón, en el que reconoció unidades metasedimentarias que incluyen anfibolita, esquisto pelítico y esquisto de biotita; unidades metagraníticas formadas por metagranito, gneis de plagioclasa-biotita-cuarzo y granito deformado con facies pegmatíticas y aplíticas, así como diques félsicos de diabasa, de traquita y cuerpos dioríticos posttectónicos.

Robinson *et al.* (1989), describieron que las rocas metamórficas del terreno Xolapa muestran fábricas estructurales y metamorfismo característico de corteza media. En su límite norte presenta una milonitización sobreimpresa por fábricas cataclásticas subparalelas, indicando con ello una deformación progresiva de condiciones dúctiles a frágiles.

Sabanero (1990) consideró que el terreno Xolapa representa un terreno metaplutónico que se ha formado por el desarrollo de corteza cuasicontinental al lado del margen truncado por el deslizamiento del Bloque Chortís al sureste durante el Eoceno. Infirió la presencia de cinco fases de deformación identificadas principalmente en la porción norte del Complejo Xolapa: 1) deformación compresiva jurásica tardía, 2) deformación extensiva neocomiana, 3) deformación compresiva laramídica, 4) evento compresivo paleocénico con intrusión sintectónica y 5) deformación transpresiva miocénica.

Robinson (1990) mencionó que las características del Complejo Xolapa corresponden a un *core complex* metamórfico cuya exhumación inició cuando el Bloque Chortis fue desprendido con un movimiento lateral izquierdo desde las costas del sur de México; tal desplazamiento estuvo relacionado con el desarrollo de sistemas transformantes entre la Placa de América del Norte y la Placa del Caribe.

Schaaf (1990) basado en fechamientos de Rb-Sr en roca total para rocas intrusivas, interpretó una migración en la edad de la intrusión de la margen continental, ubicando a las rocas más antiguas en el área de Puerto Vallarta (99 Ma) y a las más jóvenes en la zona de Zihuatanejo (36 Ma).

Morán (1992) realizó estudios isotópicos, Rb-Sr y Sm-Nd en cuerpos plutónicos foliados de la porción noroccidental del terreno Xolapa, entre los poblados de Tierra Colorada, Acapulco y Cruz Grande, Guerrero. Las edades de los tres sitios son muy similares e indican un episodio de emplazamiento plutónico regional hace aproximadamente 130 Ma. Además, determinó que estos cuerpos graníticos deformados son de tipo I y muestran una afinidad con los formados en los arcos magmáticos continentales y con los arcos de islas intraoceánicas, sin diferenciar entre ellos.

Sedlock *et al.* (1993), definieron al terreno Chatino (Xolapa de Campa *et al.*, 1983) cuya unidad más antigua es el Complejo Xolapa, el cuál incluye migmatitas de facies de anfibolita, ortogneises, anfibolitas, esquistos pelíticos, esquistos de biotita y mármoles. Proponen que en el Jurásico-Cretácico se produjo cabalgamiento hacia el norte del terreno Chatino sobre una o varias fallas inclinadas hacia el sur que causó metamorfismo de facies de anfibolita y generó una zona gruesa de rocas cataclásticas inclinadas al sur. Consideraron que en el Cretácico Tardío una transtensión oblicua produjo milonitas buzando al norte con geometría de falla normal, adelgazamiento del bloque de techo, exhumación de las rocas del terreno Chatino y un desplazamiento lateral a lo largo del límite norte del mismo.

Herrmann *et al.* (1994) identificaron similitudes en la historia geológica de los complejos Acatlán, Oaxaqueño y Xolapa a través de estudios U-Pb en zircones. Los zircones heredados en el Complejo Xolapa indican una componente cortical proterozoica (1.0-1.3 Ga.), que sugiere que el Complejo Xolapa recibió sedimentos de una región continental de edad grenviliana o que tuvo un basamento grenviliano.

Hernández y Morán (1996) realizaron un estudio en el Batolito de Río Verde, el cual representa un pulso de magmatismo voluminoso que ocurrió en un lapso de tiempo relativamente corto en el terreno Chatino. Las edades de intrusión obtenidas en hornblenda y micas por el método K-Ar fueron de 29.9 ± 1.1 a 23.5 ± 0.6 Ma. Determinaciones geobarométricas que realizaron en hornblenda, arrojaron una presión de 5.3 ± 0.6 kbar, lo cual corresponde a una profundidad de emplazamiento de 19.7 ± 2.2 km. Utilizaron abundancias de elementos traza, así como los datos isotópicos de Sr y Nd, para modelar el proceso magmático, como resultado sugirieron que los plutones se originaron por cristalización fraccional de magmas derivados del manto con un bajo grado de contaminación cortical (10 a 30%). Consideraron que el régimen transtensional asociado con el despegue y subsecuente desplazamiento del Bloque Chortis pudo haber favorecido el fundido por decompresión del manto superior, causando el plutonismo.

Correa (1997), realizó una caracterización petrológica y geoquímica del Intrusivo Xaltianguis. Determinó que se trata de un cuerpo petrológicamente heterogéneo constituido principalmente por granodiorita y cuarzodiorita, cuyo contenido de potasio es intermedio razón por la cuál lo ubicó dentro del campo subcalino y como un granito tipo I. Realizó el cálculo de la edad de emplazamiento por medio de una isocrona de Rb-Sr obteniendo un valor de 28.5 ± 1.5 Ma. Consideró que el emplazamiento del Intrusivo Xaltianguis se dio después del desplazamiento sinistral del Bloque de Chortis y que forma parte de un cinturón de rocas plutónicas formado del Cenomaniano al Mioceno a lo largo de la margen pacífica en el sur de México en un límite de placas tipo convergente.

Corona (1997), en su estudio doctoral realizado en el área de Puerto Ángel, Oaxaca, propuso que el terreno Xolapa puede ser dividido en tres unidades tectónicas: 1) una secuencia de basamento metamórfico y una serie de intrusivos que predatan un evento de metamorfismo y migmatización, consideradas como parte del Complejo Xolapa; 2) secuencias migmatíticas que pueden ser divididas en un complejo migmatítico metasedimentario y un complejo migmatítico metaígneo y 3) un batolito granítico a granodiorítico postmigmatítico. Reconoce por lo menos cinco eventos de deformación, los dos primeros corresponden a una deformación sinmetamórfica y subparalela a la estructura metamórfica y migmatítica. La tercera deformación es sinmetamórfica y sinmigmatítica contemporánea a la formación de las estructuras migmatíticas de origen anatéctico. El cuarto episodio es postmigmatítico con estructuras transpresivas y de mecanismo dúctil-frágil; y la última deformación es transtensiva relacionada a estructuras de tipo dúctil-frágil y frágil. Las condiciones de presión y temperatura obtenidas apoyan un modelo de metamorfismo de arco magmático cordillerano relacionado a una acreción por un sistema de cabalgaduras con vergencia hacia el continente, que podría ser coherente para explicar las características petrológicas, estructurales y geoquímicas del Complejo Xolapa.

En secciones norte-sur de reconocimiento geológico a lo largo del límite norte del Complejo Xolapa, Ortega y Elías (2003) observaron que la mayoría de las montañas en el área de Ayutla y San Luis Acatlán, Gro., están formadas por una secuencia sedimentaria gruesa que pasa gradualmente de lutitas y areniscas a esquistos, gneises y migmatitas del Complejo Xolapa; proponen que el terreno Chatino es una unidad estratigráfica autóctona desarrollada sobre una cuenca sedimentaria profunda durante el Jurásico Medio. Posteriormente, un evento tectonotermal importante, característico de una orogenia, de edad post jurásica y pre oligocénica, fundió y deformó a esta secuencia sedimentaria.

Ducea *et al.* (2004) realizaron un estudio geocronológico empleando el método U-Pb en zircones de muestras colectadas a lo largo de tres transectos: Acapulco, Puerto Escondido y Puerto Ángel, que cortan a las rocas del Complejo Xolapa. En el transecto Acapulco se obtuvieron edades de rocas gnéissicas y plutones indeformados, del Jurásico Tardío-Cretácico Inferior (160-135 Ma) para las primeras, y Paleoceno (55 Ma) y Oligoceno (34 Ma), para los plutones. Sugieren que las edades más antiguas y los xenocristales de zircón de rocas de

arco relacionadas a Xolapa, reflejan las edades corticales encontradas en los terrenos vecinos, el Mixteco y el Oaxaqueño, sugiriendo un origen autóctono del terreno Chatino respecto a los terrenos que lo limitan al norte.

Keppie y Morán (2005) cuestionan la participación del Bloque Chortis en la tectónica del Complejo Xolapa al tomar en cuenta la presencia de sedimentos indeformados del Cretácico Tardío-Reciente que cortan la traza proyectada de la zona de la falla Motagua en el Golfo de Tehuantepec, la afectación mínima del Batolito de Chiapas Pérmico y la ausencia en Honduras de varios rasgos mayores del sur de México. Plantean que estos rasgos geológicos pueden ser explicados si el Bloque Chortis es rotado en sentido contrario a las manecillas del reloj a partir de un polo cercano a Santiago de Chile, ~ 1100 km a lo largo de las fallas transformantes Caymán, durante el Cenozoico. Proponen la colisión en el Eoceno de la Cordillera de Montes Submarinos Chumbia con la Trinchera de Acapulco y su migración hacia el este-sureste durante el Oligoceno generando: 1) horizontalidad de la placa subducente que produjo erosión por subducción y exhumación del margen sur de México, 2) rotación en sentido contrario a las manecillas del reloj del arco magmático y 3) fallamiento de desplazamiento lateral sinistral en la Sierra Madre del Sur.

I.1.4 Justificación

En el terreno Chatino las rocas metasedimentarias del Complejo Xolapa tienen una historia compleja de deformación, intrusión y metamorfismo. La historia pre Jurásico Tardío del terreno es completamente desconocida.

En la reconstrucción de Sedlock *et al.* (1993), las rocas deformadas durante el Cretácico Tardío son descritas como un cinturón casi continuo que coincide burdamente con un arco y antearco en la margen suroccidental de México, a diferencia de otros autores que sugieren un arco insular. La causa o causas de la deformación no han sido demostradas pero pueden incluir colisión y acreción de terrenos exóticos y cambios en el movimiento de las placas.

El hecho de realizar un estudio estructural detallado en una zona cercana a la región considerada como uno de los límites expuestos del Terreno Chatino, plantea la posibilidad de obtener información valiosa que pueda ampliar el conocimiento de la evolución de este terreno tan enigmático.

I.1.5 Objetivos

El objetivo principal de tesis es determinar la historia de deformación que afectó a las rocas del terreno Chatino, con base en el análisis de las características, relaciones, origen y temporalidad de las estructuras diversas.

Como objetivos particulares se plantearon la obtención de un plano geológico detallado basado en el análisis de campo y petrográfico de las unidades litológicas y la determinación de las relaciones estratigráficas mediante el análisis de las relaciones de contacto entre estas.

I.1.6 Metodología

El trabajo de campo consistió en la identificación y descripción de cada una de las unidades litológicas, la toma de datos estructurales (foliación, lineación, ejes y planos axiales de pliegues, etc.); información que fue plasmada en el mapa geológico del área, a una escala 1:50, 000. Además, se recolectaron muestras para estudios petrográficos y microestructurales.

En gabinete se procesaron e interpretaron datos estructurales, se elaboraron y analizaron en microscopio petrográfico láminas delgadas y se realizó un análisis microestructural en muestras orientadas.

CAPÍTULO II

II.1 Marco geológico

El sur de México se caracteriza por una complejidad geológica alta que es determinada por las características internas de diferentes terrenos tectonoestratigráficos, así como por las relaciones que guardan entre sí.

El terreno Chatino es un cinturón plutónico-metamórfico que se ubica en las costas de Guerrero y Oaxaca; limita al occidente con el terreno Náhuatl, mejor conocido como terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983), al norte con los terrenos Mixteco y Zapoteco y, al sur con la Trinchera de Acapulco (Figura II.1).

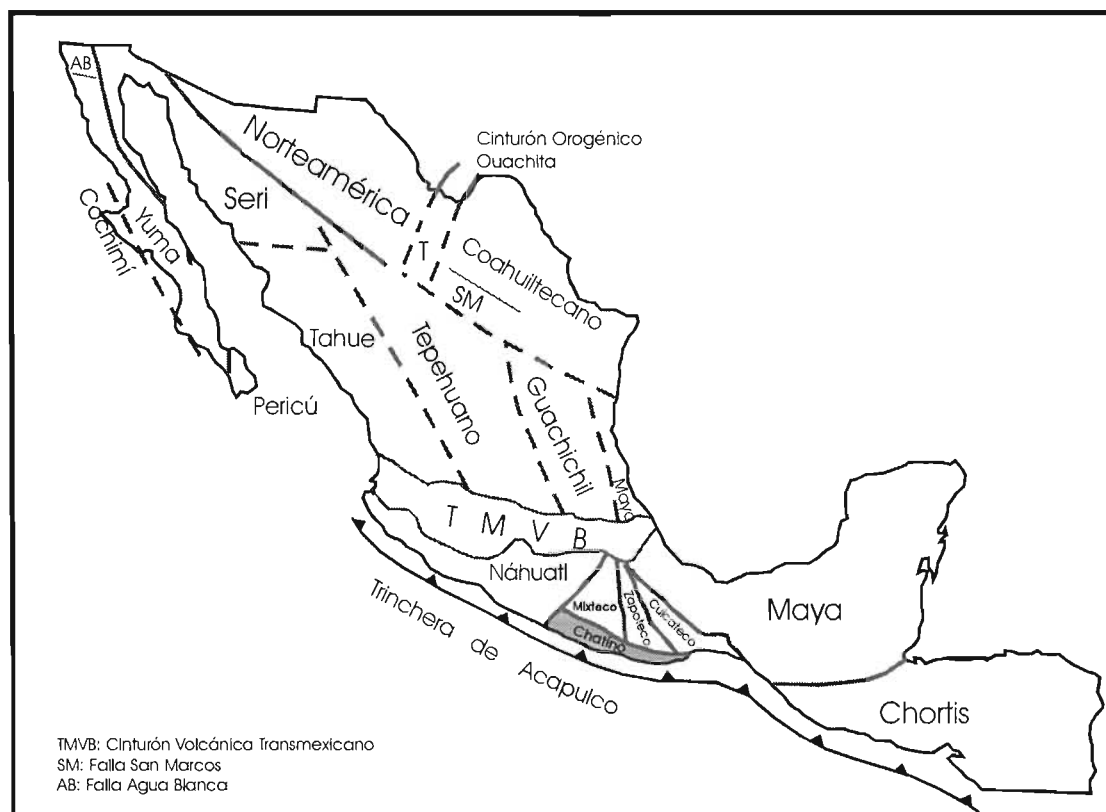


Figura II.1.- Distribución de los terrenos tectonoestratigráficos en México (Sedlock *et al.*, 1993).

El terreno Chatino es formado por una unidad metamórfica (Complejo Xolapa) compuesta por ortogneis, paragneis, esquisto y migmatita, que fueron afectados por metamorfismo de facies de anfibolita y posteriormente cortados por cuerpos plutónicos que no muestran deformación.

Dentro de la unidad metamórfica del Complejo Xolapa se desarrolló foliación, bandeamiento, lineación, plegamiento y migmatización, que acusan una historia geológica compleja. La foliación es el rasgo estructural dominante y su dirección regional se ha considerado burdamente paralela al margen Pacífico (WNW) con inclinaciones al SW o NE; las lineaciones también son paralelas a la costa y son más comunes en los ortogneis (Ortega, 1981).

La edad del terreno Chatino es ambigua, ya que se han obtenido valores para estas rocas desde el Proterozoico hasta 26 Ma (Figura II.2). La importancia de los datos expresados en esta figura se relaciona con los eventos diferentes que han afectado a las rocas del Complejo Xolapa. Las edades precámbricas se han relacionado a la edad del protolito de las rocas metamórficas, principalmente de los paragneis (Morán, 1992; Ducea *et al.*, 2004). El rango de edad comprendido entre 165 y 120 Ma se ha atribuido a una actividad de emplazamiento plutónico regional (Morán, 1992; Ducea *et al.*, 2004). La deformación con el desarrollo consecuente de metamorfismo y migmatización se han correlacionado con un evento que se desarrolló en el periodo comprendido entre 66 y 46 Ma (Herrmann *et al.*, 1994); y el emplazamiento de los plutones no deformados se consideran dentro del rango de 35 a 27 Ma (Morán, 1992; Schaaf *et al.*, 1995; Correa, 1997; Ducea *et al.*, 2004).

El terreno Chatino se ha considerado como un arco magmático construido a través de procesos continuos de emplazamiento de magmas subcorticales y la fusión consecuente y migmatización de la corteza (Ortega, 1981), cuya formación se dio durante el Mesozoico y hasta el Cenozoico (Morán, 1992; Herrmann *et al.*, 1994; Schaaf *et al.*, 1995). El grado alto de metamorfismo y migmatización, así como el crecimiento cortical de edad oligocénica probable son producto de acreción magmática (Herrmann *et al.*, 1994). La ausencia de cobertura sedimentaria se atribuye a un proceso de levantamiento y erosión tectónica, el cual causó que ahora sólo se encuentre expuesto el núcleo o raíz del arco (Morán *et al.*, 1996).

Diversos modelos tectónicos han sido planteados para describir la evolución del terreno Chatino, el cual ha sido considerado como un terreno sospechoso acrecionado al margen sur del Cratón de América del Norte (Campa *et al.*, 1981; Corona, 1997), un *core complex* metamórfico exhumado por transtensión sinistral (Robinson *et al.*, 1989; Sabanero, 1990) y como una parte de una unidad estratigráfica autóctona respecto al margen continental (Morán, 1992; Ortega y Elías, 2003; Ducea *et al.*, 2004).

Marco Geológico

Localidad	Edad		Método	Material	Roca	Referencia
	Millones de años	Periodo				
Km 345 Car. Mex-Ac	37 ± 2	Eoceno-Oligoceno	K-Ar	Biotita	Esquisto	De Csma <i>et al.</i> , 1962
El Quemado	43 ± 7	Eoceno Tardío	K-Ar	Biotita	Gneis	
Cerca de Acapulco	38 ± 2	Eoceno Tardío	K-Ar	Biotita	Esquisto	
Km 345 Car. Méx-Ac	37 ± 2	Eoceno-Oligoceno	K-Ar		Granito	
Acapulco	80 ± 1	Cretácico Tardío	Rb-Sr	Feldespatos	Granito	Fries y Rincón, 1974
Acapulco	32 ± 1	Oligoceno Tardío	Rb-Sr	Roca entera, biotita	Paragneis	Guerrero, 1975
Cerca de Acapulco	43	Eoceno Tardío	K-Ar		Paragneis	
Cerca de Acapulco	48 ± 1	Eoceno Medio	Rb-Sr	Roca entera, biotita	Granitoide	
Xaltianguis	31.5 ± 0.3	Oligoceno tardío	Rb-Sr	Roca entera, biotita	Cuarzomonzonita	
Acapulco	32 ± 1	Oligoceno tardío	Rb-Sr	Roca entera, biotita	Paragneis	
Acapulco	43 ± 7	Eoceno Tardío	Rb-Sr	Roca entera	Granitoide	
Acapulco	50 ± 0.5	Eoceno Temprano	Rb-Sr	Roca entera	Granito	
Sur de Xaltianguis	165 ± 3	Jurásico Medio	U-Pb	Zircón	Gneis	Guerrero, 1978
Arroyo El Reparo	54 ± 4	Eoceno Temprano	K-Ar	Biotita	Pegmatita	Grajales y López, 1983
Acapulco	43 ± 1	Eoceno Temprano	Rb-Sr	Roca entera, biotita	Granitoide	Böhnel <i>et al.</i> , 1989
Barranca Xolapa	308 ± 5	Carbonífero	Rb-Sr	Roca entera	Metapelitas	Morán <i>et al.</i> , 1990
La Unión	144 ± 7	Jurásico-Cretácico	Rb-Sr	Roca entera	Gneis tonalítico	Schaaf, 1990
Atoyac	28.3 ± 0.6	Oligoceno Tardío	Rb-Sr	Roca entera, biotita	Tonalita	
Acapulco	43.3 ± 0.9	Eoceno Temprano	Rb-Sr	Roca entera, biotita	Granito	
Tierra Colorada	26.3 ± 0.5	Oligoceno Tardío	Rb-Sr	Roca entera, biotita	Granodiorita	
Xaltianguis	30.5 ± 0.8	Oligoceno Temp-Tar	Rb-Sr	Roca entera, biotita	Granodiorita	Morán, 1992
Barranca Xolapa	54 ± 1	Eoceno Temprano	Rb-Sr	Biotita	Esquisto pelítico	
Puente Río Papagayo	128 ± 7	Cretácico Temprano	Rb-Sr	Roca entera	Plutones deformados	
Barranca Xolapa	59 ± 1	Paleoceno Tardío	Rb-Sr	Muscovita	Aplita	
La Palma	62 ± 20**	Paleoceno Tardío	U-Pb	Zircón	Gneis migmatítico	Hermann <i>et al.</i> , 1994
Sur de Tierra Colorada	1072 ± 498*	Precámbrico			Migmatita	
	66.7 ± 5.4**	Maestrichtiano-Paleoceno	U-Pb		Granodiorita	
Tierra Colorada	1256 ± 373*	Precámbrico			Granodiorita	
	34	Oligoceno Temprano	U-Pb		Gneis migmatítico	
Cruz Grande	32 ± 0.8	Oligoceno Temprano	U-Pb		Gneis	
	46.4 ± 0.78**	Eoceno Medio	U-Pb		Gneiss	
	976 ± 34*	Precámbrico			Granodiorita	
Ometepec	105.8	Albiano	U-Pb			
Sureste de Atoyac	35 ± 0.9	Oligoceno Temprano	U-Pb			
Coyuca de Benítez	35	Oligoceno Temprano				
Tierra Colorada	34 ± 0.4	Oligoceno Temprano				
Xaltianguis	28 ± 1.5	Oligoceno Tardío	Rb-Sr	Roca entera, biotita	Granodiorita	Correa, 1997
Ocotito	140.9 ± 4.5	Jurásico-Cretácico	U-Pb	Zircón	Gneis tonalítico	Ducea <i>et al.</i> , 2004
Sur de Acapulco	136.6 ± 4.0	Jurásico-Cretácico			Gneis tonalítico	
Cerro de Piedra	34.5 ± 1.2	Oligoceno Temprano			Granodiorita	
Bahía de Acapulco	54.9 ± 5.1	Eoceno Temprano			Sienita	

*Edad del protolito

** Edad de migmatización

Figura II.2.- Edades isotópicas reportadas para las rocas del terreno Chatino en la región de Acapulco-Ocotito-Cruz Grande, Guerrero.

Las características petrológicas, estructurales y tectónicas de las rocas que componen al terreno Chatino contrastan con las rocas de los terrenos vecinos, Guerrero y Mixteco, de hecho

los límites entre ellos han sido considerados de manera general tectónicos y en algunos casos llegan a estar ocultos por la intrusión de cuerpos plutónicos.

El terreno Guerrero consiste en una serie compleja de secuencias submarinas sedimentarias y volcánicas que contienen fauna del Jurásico Superior-Cretácico, y que a *grosso modo* se subdivide en tres subterrenos: Teloloapan-Ixtapan, Zihuatanejo y Huetamo. De manera general, el subterreno Teloloapan-Ixtapan se encuentra afectado por metamorfismo de bajo grado, facies prehnita-pumpellita, esquistos verdes y anfibolita (baja). Su estilo de deformación involucra dos estadios mayores de deformación que generan un patrón complejo de pliegues isoclinales con vergencia al oriente asociados con foliación penetrativa y cabalgaduras (Salinas *et al.*, 2000). En contraste, los subterrenos Zihuatanejo y Huetamo se consideran poco deformados y no metamorfizados.

Datos estratigráficos, petrológicos y geoquímicos permiten evidenciar que por lo menos, alguna de las secuencias de arco vulcanoplutónicas del terreno Guerrero pertenecen a un arco intraoceánico individual construido parcialmente en corteza oceánica y sobre bloques continentales (Tardy *et al.*, 1992). Edades U-Pb obtenidas en el área de Tejupilco, Edo. de México, revelan un componente heredado del Proterozoico Medio (Elías *et al.*, 2000) las cuales se consideran concordantes con las del Complejo Oaxaqueño (Ortega *et al.*, 1977; Robinson *et al.*, 1989) y del Gneis Huiznopala (Ortega *et al.*, 1995); es decir, los componentes heredados se originaron de rocas de basamento cristalino precámbrico. Adicionalmente Elías *et al.* (2000), obtuvieron una edad de emplazamiento plutónico de 186.5 ± 7.4 Ma. para el Metagranito Tizapa y edades de cristalización de 103.1 ± 1.3 a 93.6 ± 0.6 Ma. para lavas almohadilladas de la unidad más joven del terreno Guerrero en esa área.

Se sugiere que el terreno Guerrero puede tener un basamento heterogéneo consistente de materiales de piso oceánico y sedimentos de origen continental acrecionados, así como posibles fragmentos de afinidad continental más clara sobre los cuales se desarrolló un arco de islas intraoceánico (Centeno *et al.*, 1993; Tardy *et al.*, 1994), con el consecuente desarrollo de depósitos de ante arco, tras arco y cuenca intra arco. Un depósito importante del terreno Guerrero lo constituye el Complejo Arteaga (Centeno *et al.*, 1993) el cuál está formado por lutitas negras, areniscas cuarcíferas y pedernal negro (Formación Varales), que contiene bloques de lavas almohadilladas basálticas y pedernal verde claro, sugiriendo un ambiente depositacional marino profundo. La abundancia de cuarzo hizo sugerir que esta región del terreno recibió sedimentos de una zona continental con una edad modelo de Nd para manto agotado de 1.3 y 1.4 Ga, edad muy similar al Complejo Acatlán y al Bloque Oaxaqueño. Por otro lado, se planteó que su amalgamamiento y acreción con el borde de América del Norte se llevó a cabo en distintos momentos durante el Cretácico (Sedlock *et al.*, 1993; Tardy *et al.*, 1994) como efecto de la Orogenia Laramide.

El terreno Mixteco es considerado como un terreno metamórfico cristalino cuya base, el Complejo Acatlán, está formada por una serie de rocas que varían desde pizarra a migmatita, granitoides, ultramilonita, gabro y eclogita. También incluye una ofiolita tectonizada, considerada de edad paleozoica (Complejo Acatlán). La cubierta sedimentaria esta formada por estratos epicontinentales mesozoicos que incluyen rocas marinas clásticas y no marinas del Jurásico y carbonatos cretácicos, además de rocas volcánicas del Paleógeno y Neógeno Temprano.

El estilo de deformación del Complejo Acatlán es polifase y resulta en una geometría estructural intrincada, de la cuál se han logrado establecer cuatro fases de deformación, las cuales generan plegamiento con distintas geometrías. Asimismo, el metamorfismo que afectó a las rocas del complejo presenta una historia muy completa que incluye metamorfismo regional y de contacto con procesos prógrados y retrógrados. La Orogenia Laramide, en el Cretácico Tardío-Eoceno, afectó a la cubierta mesozoica y a las rocas más antiguas del terreno Mixteco y generó una trama estructural de plegamiento y fallamiento inverso.

Yáñez *et al.* (1991), determinaron que el Complejo Acatlán registró por lo menos tres eventos tectonotermales. El más antiguo e intenso ocurrió entre 380-400 Ma y estuvo asociado con la formación de esquisto y eclogita dentro del terreno e intrusión y deformación de los granitoides Esperanza. El Tronco Totoltepec tiene una edad U-Pb en zircones de 287 ± 2 Ma, su deformación y la de la Formación Tecomate ocurrió poco tiempo después. El evento de intrusión pensilvánico-pérmico es simultáneo con otra actividad tectonotermal en el sur de México. Finalmente, los intrusivos San Miguel y la Migmatita Magdalena arrojan edades Sm-Nd en roca entera de 205 y 172 Ma, respectivamente. El Complejo Acatlán está compuesto predominantemente por corteza reciclada del Proterozoico con edades modelo Nd de 1.5 Ga.

El Complejo Acatlán se ha interpretado en términos de un ciclo de Wilson del Paleozoico, relacionado con la apertura y cierre de un océano pre Atlántico mejor conocido como el Iapetus en el sistema orogénico Apalacheano-Caledoniano. Se considera que la secuencia de rocas que lo forman registran una subducción y la obducción de una ofiolita hacia un complejo de subducción en el Paleozoico temprano, una colisión de rocas oceánicas del Terreno Mixteco con la corteza continental del terreno Zapoteco en el Paleozoico Temprano-Medio, deformación y metamorfismo en el Paleozoico Medio-Tardío, y depósito sin y postorogénico de estratos marinos en el Paleozoico Tardío (Ortega 1981, Sedlock *et al.*, 1993, Ortega *et al.*, 1999).

Las edades modelo obtenidas para el terreno Mixteco son similares a las del terreno Oaxaqueño, por lo que esta unidad, de edad grenviliana es considerada como la fuente más probable para los protolitos de las rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán.

II.2 Problemática del Terreno Chatino

Los trabajos de investigación en el terreno Chatino iniciaron en la década de los 60's. El trabajo de De Cserna *et al.* (1962) constituyó el primer acercamiento a una serie de rocas metamórficas con relaciones complejas y cortadas por diques deformados y no deformados. Estos autores consideraron la edad de estas rocas como paleozoica y correlacionaron el evento de metamorfismo con deformaciones de la misma edad reportadas para Estados Unidos y Canadá o un evento tectonotérmico paleozoico ocurrido en el suroeste de México.

Estudios petrológicos permitieron definir una etapa de metamorfismo de facies de anfibolita (Ortega, 1981; Alaniz y Ortega, 1997), la cual tiene un rango de temperaturas de 500 a 650°C y presiones de 0.2 a 1.1 Gpa, indicando un metamorfismo de alta temperatura y de presión baja-media (Winter, 2001).

La aplicación de la geocronología en las rocas del terreno Chatino ha sido continua a partir de 1962. Las técnicas empleadas han sido principalmente K-Ar, Rb-Sr y en últimas fechas U-Pb. Las edades hasta ahora reportadas involucran una gama desde el Precámbrico hasta el Oligoceno Tardío, que fechan a los eventos que han sufrido estas rocas.

El análisis de los rasgos estructurales en el segmento occidental del terreno Chatino no ha sido detallado. Algunos autores en su momento consideraron un estilo de deformación de una fase (Ortega, 1981) o de dos fases (Morán, 1992). La mayor parte de los estudios estructurales en el área han sido encaminados a determinar las características del contacto de este terreno con el terreno Mixteco.

El papel del terreno Chatino en la evolución del sur de México aún no es claro. Durante muchos años se le consideró como un terreno alóctono que fue acrecionado al margen continental, posteriormente como un *core complex* exhumado y en años recientes, la idea que representa un bloque autóctono, relacionado a la evolución del terreno Mixteco, ha tomado fuerza.

El mecanismo de exhumación de las rocas con características de corteza media del Complejo Xolapa tradicionalmente ha sido relacionado a la dinámica del Bloque Chortis (Sabanero, 1990; Herrmann *et al.*, 1994; Schaaf *et al.*, 1995) sin embargo, nuevos trabajos han relacionado la colisión de una cordillera de montes submarinos (Cordillera Chumbia) con la Trinchera de Acapulco su posterior desplazamiento hacia el ESE como la responsable de erosión por subducción que cortan a las unidades más antiguas y exhumación del margen sur de México (Keppie and Morán, 2005).

Considerando lo anterior, es claro que aún se tienen muchas preguntas acerca del Complejo Xolapa en el segmento de Acapulco. La mayoría de los trabajos realizados con

anterioridad en la zona, no incluyen cartografía detallada que permita determinar con mayor claridad las características y relaciones de cada una de las unidades que forman el terreno. En el caso de estudios geocronológicos realizados en la zona, la falta de mapeo y descripciones detalladas no ha permitido que algunas de sus edades sean correlacionadas satisfactoriamente con eventos específicos como intrusión, migmatización, metamorfismo, etc.

A pesar de que las características del metamorfismo ya fueron de alguna manera establecidas, aún se tiene pendiente la determinación de la relación que guardan los pulsos metamórficos con la deformación, su edad y el evento tectonotermal que le dio origen.

El tema de la historia de deformación de las rocas del Complejo Xolapa plantea, entre otras, preguntas interesantes como: ¿Cuántas fases de deformación afectaron a las rocas? ¿Cuáles son sus características geométricas, espaciales y temporales? ¿Con qué evento deformacional está relacionado el metamorfismo? ¿Son contemporáneos el metamorfismo-migmatización y la deformación? ¿Con cuáles eventos tectónicos pueden relacionarse las distintas fases de deformación?.

La respuesta de algunas de las preguntas anteriores pueden proporcionar información valiosa para la interpretación de la evolución interna del terreno Chatino y por lo consiguiente, para la historia tectónica de esta porción de México.

CAPÍTULO III

III.1 Marco Teórico

La unidad más antigua del terreno Chatino, el Complejo Xolapa, está formada por rocas que sufrieron metamorfismo, intrusión y deformación.

III.1.1 Metamorfismo

El metamorfismo es un proceso de estado sólido asociado a presiones y temperaturas elevadas que conduce a cambios en mineralogía, textura y, en ocasiones, en composición química de una roca. Involucra un gran número de procesos químicos y físicos en varias escalas y puede ser visto como una combinación de las reacciones químicas entre minerales y gases, líquidos y fluidos (principalmente agua) y el transporte e intercambio de sustancias y la cantidad de calor entre dominios donde tales reacciones tienen lugar.

Como resultado del metamorfismo se tienen rocas que pueden ser agrupadas en facies metamórficas, las cuales cubren un amplio rango de composición pero que están caracterizadas por conjuntos o asociaciones minerales que se forman bajo las mismas condiciones metamórficas de presión y temperatura (Figura III.1).

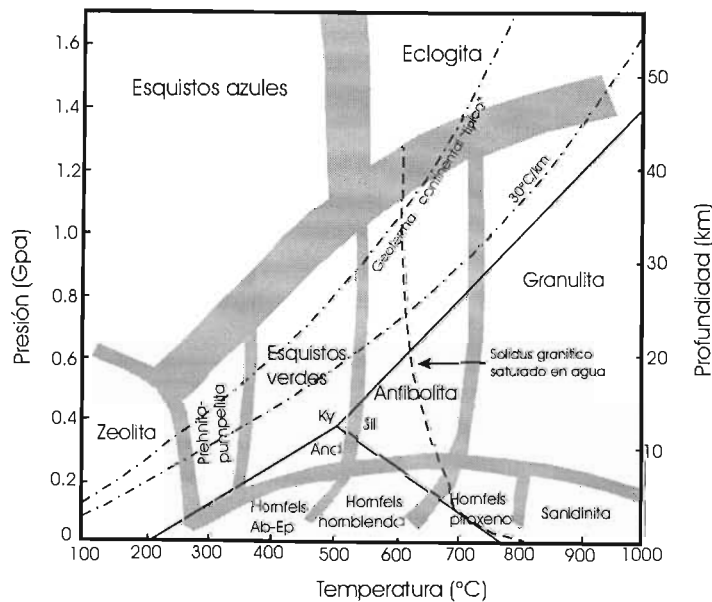


Figura III.1.- Diagrama presión-temperatura que muestra la distribución de las distintas facies metamórficas, tomado de Winter (2001).

En el caso específico el Complejo Xolapa se ha establecido que las rocas alcanzaron la facies de anfibolita (De Cserna, 1965; Ortega 1981, Alaniz y Ortega, 1997), en la que la hornblenda es modalmente muy abundante, típicamente > 50%, de hecho el conjunto mineral diagnóstico de esta facies es hornblenda ± plagioclasa. Comprende temperaturas entre 500 y 650°C y presiones entre 0.2 y 0.6 Gpa, es decir, dentro del rango del metamorfismo de temperatura alta y presión baja-media presión. En las temperaturas bajas en la facies de anfibolita son comunes la epidota y el granate; en la parte superior de la facies, caracterizada por presiones relativamente altas, el granate ocurre junto con clinopiroxeno.

En varios cinturones metamórficos de alta temperatura, los granitos sin y postectónicos son abundantes. Se considera que en la parte media o superior de la corteza el ascenso de plutones graníticos suministra calor y, por lo tanto, contribuye a un incremento en la temperatura en una escala regional, generando terrenos con metamorfismo de temperatura alta y presión baja. Por otro lado, en la corteza inferior a media, las rocas graníticas son generadas por fusión parcial como una consecuencia de metamorfismo de alto grado (Bucher and Frey, 2002).

III.1.2 Migmatitas

Un proceso común en terrenos de grado metamórfico alto es la formación de migmatitas, que son “rocas megascópicamente compuestas, consistiendo de dos o mas partes petrográficamente distintas. Una de esta partes es generalmente la roca encajonante en un estado mas o menos metamórfico, la otra de una apariencia generalmente aplítica, granítica o plutónica” (Mehnert, 1968). Los principales componentes de las migmatitas son:

- 1) Leucosoma: porción de color claro, compuesta principalmente por cuarzo y feldespato.
- 2) Melanosoma: cuerpo de color oscuro rico en minerales máficos como biotita y hornblenda. El leucosoma y melanosoma son productos de la migmatización y pueden denominarse en conjunto neosoma.
- 3) Paleosoma: roca inalterada o ligeramente modificada, interpretada como zonas de la roca original no afectada por migmatización.

Las texturas de las migmatitas varían considerablemente (Figura III.2), ya que la foliación es modificada de modo que las capas individuales de leucosoma y melanosoma pueden tener espesores de unos pocos centímetros a metros. Algunas de las rocas heterogéneas muestran pliegues de distintas dimensiones, mientras que otras tienen apariencia de brecha. Las microfábricas pueden reflejar procesos de formación de una migmatita. La anatexis tiende a destruir fábricas, mientras que la diferenciación metamórfica bajo esfuerzos puede favorecer la formación de cristales o granos alargados y su orientación preferencial. Además, las microfábricas son útiles para deducir el tiempo de migmatización.

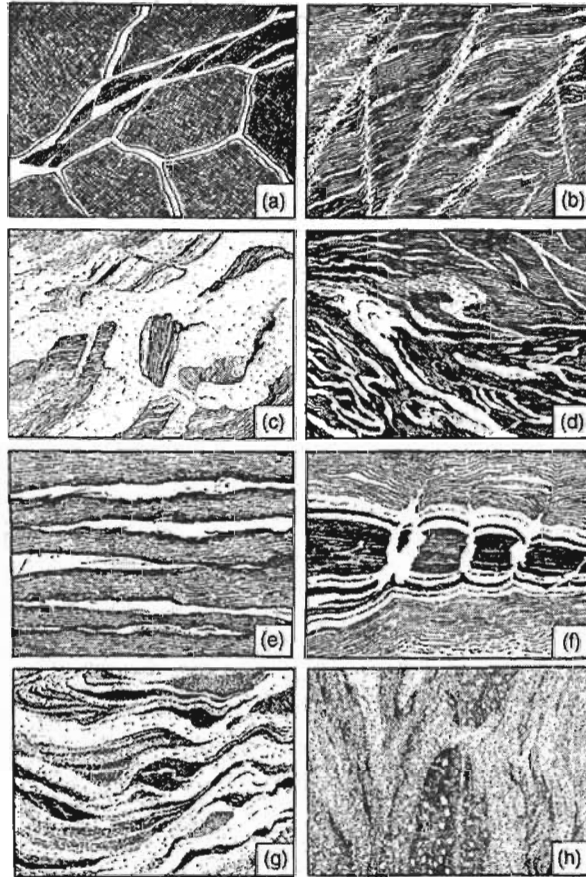


Figura III.2.- Esquemas de las estructuras más comunes encontradas en migmatitas, a) brechoide, b) tipo red, c) *schollen*, d) tipo vena, e) bandeada, f) de dilatación, g) fluidal y h) nebulítica, tomado de Winter (2001).

Las migmatitas brechoides se parecen a brechas cuyos fragmentos angulares de gneises oscuros están rodeados por material granítico más o menos homogéneo (Figura III.2a). Se considera que se originaron por brechamiento y relleno simultáneo de las venas, asimilación parcial o remplazamiento de la roca encajonante iniciado a través de juntas y fracturas.

En las migmatitas con estructura tipo red el paleosoma es enlazado por una red de venas estrechas de neomas (Figura III.2b). En contraste a la fábrica brechoide, esta estructura exhibe fábricas producidas por movimientos por cizalla dentro de la roca encajonante. La microfábrica no es cataclástica, aunque puede ocurrir una deformación postcristalina.

Las migmatitas *schollen* presentan fragmentos del paleosoma, generalmente pequeños y redondeados “flotando” en el neosoma (Figura III.2c) y ocasionalmente exhiben estructuras de deformación debidas a movimientos de cizalla o rotacionales.

La estructura tipo vena muestra al paleosoma cortado irregularmente por cuerpos tabulares de neosoma en forma de venas (Figura III.2d). Al parecer se origina por esfuerzos de cizalla principalmente en un sistema de fracturas de cizalla, evidenciado por terminaciones de arrastre de los neosomas y su arreglo paralelo con respecto a un sistema de zonas de cizalla.

Las migmatitas con estructura bandeada presentan capas de leucosoma bordeado por melanosoma y ambas son paralelas al plano de esquistosidad (Figura III.2e). El espesor de las capas no es uniforme y estas pueden presentarse plegadas.

Las migmatitas de dilatación rellenan aberturas en rocas compuestas que consisten de dos o más litologías con competencia mecánica distinta (Figura III.2f).

El desarrollo de migmatitas con estructura fluidal evidencia flujo mas o menos pronunciado, sugiriendo que la movilidad en éstas fue más alta que en rocas con estructuras de penetración simple. Son generalmente formadas por flujo laminar, así que la forma original de las heterogeneidades dentro del flujo medio pueden ser completamente deformadas o menos paralelas (Figura III.2g).

Las migmatitas nebulíticas son rocas que han alcanzado un estado de homogenización avanzado de la porción heterogénea de la roca, tanto así que el paralelismo de los elementos de la fábrica de rocas metamórficas es vagamente preservado (Figura III.2h).

Las migmatitas con estructura plegada fueron formadas por material muy móvil. Los pliegues resultantes son altamente retorcidos (Figura III.3), ya que los planos que forman el patrón del plegamiento están plegados así mismos y, finalmente, llegan a formar patrones de interferencia muy complicados.

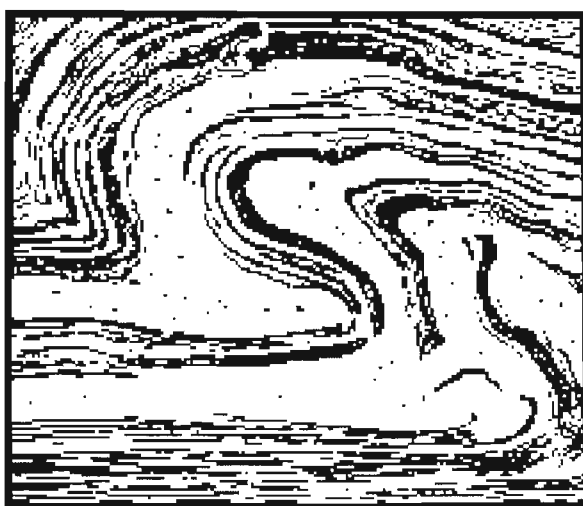


Figura III.3.- Esquema que muestra una migmatita con estructura plegada, tomado de Mehnert (1968).

La estructura ptigmática exhibe pliegues altamente disarmónicos y extremadamente tortuosos que difieren de pliegues formados por esfuerzos tectónicos y carecen de rasgos como grietas, juntas y cataclasis. Su fábrica es granular, no milonítica y presenta muchas evidencias de crecimiento de blastocristales (Figura III.4).

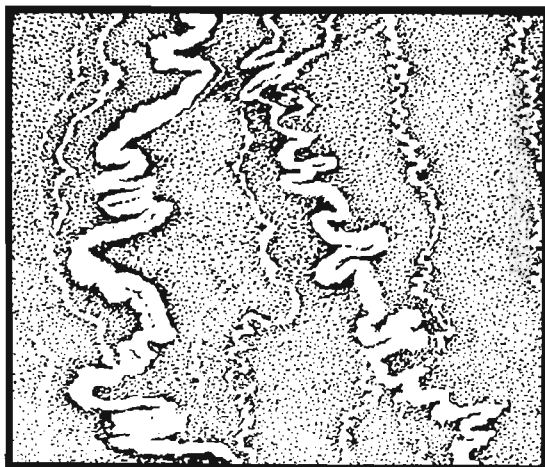


Figura III.4.- Esquema de una migmatita ptigmática, tomado de Mehnert (1968).

En las migmatitas punteadas los minerales máficos están concentrado en puntos o manchas dejando a su alrededor un halo o manto pobre en máficos, los cuales aparecen como una zona clara alrededor de un punto oscuro (Figura III.5). La roca es generalmente de grano fino, masiva o gnéisica y no se encuentra afectada por el proceso de formación de las concentraciones de máficos. Se considera que los puntos o manchas fueron formadas por segregación preferencial de los componentes máficos de la roca original (Mehnert, 1968).

Existen tres teorías principales acerca del origen de las migmatitas:

- 1) Inyección de leucosoma granítico en rocas esquistosas de grado alto (Holmquist , en Ashworth, 1985).
- 2) Fusión parcial localizada (anatexis) en la que los primeros fundidos son graníticos y forman el leucosoma, mientras que, el melanosoma se considera como el residuo refractario del cual se extrajo el fundido (Sederholm, en Ashworth, 1985).
- 3) Diferenciación metamórfica o crecimiento metasomático del leucosoma que no involucra fundidos (McLellan, 1984).

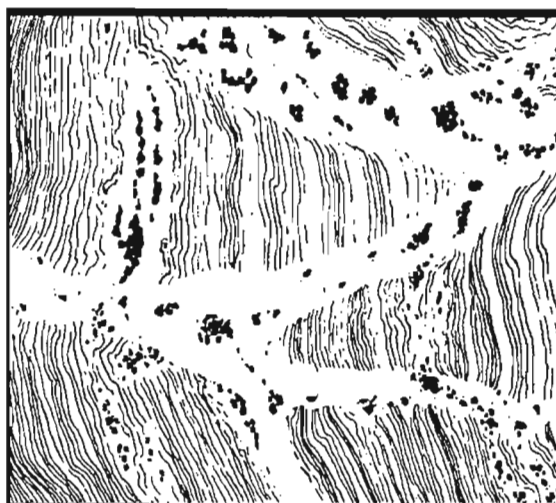


Figura III.5.- Apariencia de una migmatita punteada, tomado de Mehnert (1968).

La hipótesis de la inyección no puede explicar el carácter más máfico del protolito inferido del melanosoma. La anatexis es generalmente reconocida como un proceso esencial en la formación de migmatitas. Experimentalmente se ha demostrado que los líquidos graníticos pueden ser generados por fusión parcial de sedimentos pelíticos saturados con agua a temperaturas relativamente bajas (~650°C). Por ese motivo se ha aceptado un origen ígneo para las migmatitas (Asworth, 1985; Brown and Solar, 1999). La composición del leucosoma comúnmente es más tonalítica que granítica y no siempre corresponde al fundido mínimo. Por otro lado, los cristales de feldespato en nebulitas, normalmente están aislados y tienen la apariencia de porfidoblastos y no de cristales formados desde un fundido (Winter, 2001). Las migmatitas formadas en ausencia de fundido se llaman migmatitas metamórficas (Asworth, 1985) y los procesos considerados son metasomatismo y diferenciación metamórfica. La diferenciación metamórfica refiere una redistribución mecánica de los minerales por especie y/o segregación química de componentes durante el metamorfismo para formar una estructura inhomogénea de dos o mas componentes en un cuerpo de roca.

Las texturas y estructuras de las migmatitas son muy variables, algunas tienen estructuras muy complejas que parecen ser el resultado de eventos y procesos múltiples, comúnmente con varias generaciones de leucosomas que cortan a la migmatita (Winter, 2001). El leucosoma en algunas migmatitas puede presentar fusión parcial, mientras que también puede ser el resultado de segregación metamórfica en otras (Asworth, 1985; Winter, 2001). La fusión parcial es factible cuando el leucosoma es similar a la composición del mineral fundido en el sistema albita-ortoclasa-cuarzo, mientras que, el crecimiento metamórfico es más probable cuando el leucosoma esta dominado por plagioclasa o feldespato potásico. En ambos casos las migmatitas son rocas metamórficas de grado alto, en las cuales los fluidos juegan un papel sustancial (Winter, 2001).

Las migmatitas parecen representar la culminación de metamorfismo de temperatura alta bajo condiciones anhidras, caracterizada por la facies de granulita (Ashworth, 1985; Brown, 2002). Estas migmatitas se desarrollan en metapelitas, metarenitas y a partir de sedimentos arcóscicos, rocas máficas y granitoides (Winter, 2001). En el caso del Complejo Xolapa, se considera que los protolitos sedimentarios que posteriormente se metamorfosearon y migmatizaron correspondían a intercalaciones de pelita, grauvaca, arenita y carbonatos (De Cserna, 1965; Corona, 1997).

III.1.3 Deformación

Generalmente la recristalización metamórfica es acompañada por deformación cuyo efecto genera en las rocas el desarrollo de fábricas penetrativas. La fábrica es “la configuración espacial y geométrica de todos los elementos que constituyen una roca y abarca términos como textura, estructura y orientación preferente; describe la forma y características de porciones individuales de una roca, así como la forma en que estas porciones están distribuidas y orientadas en el espacio” (Hobbs *et al.*, 1976). A escala microscópica es posible definir la microfábrica, la cual incluye, entre otros, la forma de los granos, los límites entre granos, láminas y/o bandas de deformación, agregados de granos, orientaciones cristalográficas preferentes, etc. (Passchier and Trouw, 1996).

Dos elementos comunes en la fábrica de las rocas metamórficas son la foliación y la lineación. La foliación es una estructura planar que ocurre de manera penetrativa y homogénea en una roca como resultado de bandeamiento composicional (Figura III.6a), orientación preferencial de minerales planos (Figura III.6b), orientación preferencial de límites de granos y forma de granos deformados (Figura III.6c), variación de tamaño de grano (Figura III.6d), orientación preferencial de minerales elongados en una matriz sin orientación preferencial (Figura III.6e), orientación preferencial de agregados minerales lenticulares (Figura III.6f), orientación preferencial de fracturas o microfallas (Figura III.6g) o combinación de elementos de fábrica (Figura III.6h). Las combinaciones a, b y c, son muy comunes en rocas metamórficas.

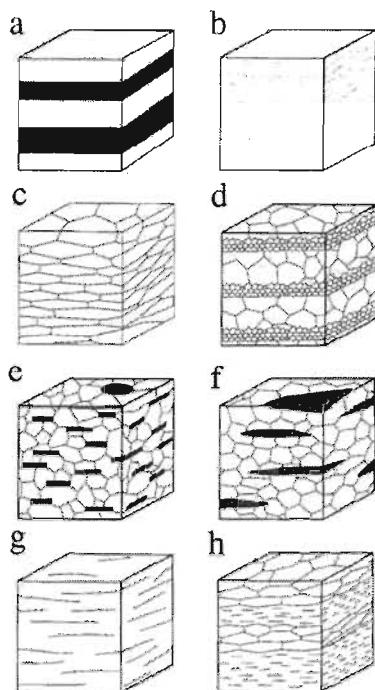


Figura III.6.- Representación diagramática de varios elementos de fábrica que pueden definir una foliación, tomado de Passchier and Trouw (1996), ver explicación en el texto.

Las lineaciones son estructuras lineales penetrativas definidas por la intersección de dos estructuras planares (Figura III.7a), crenulación (Figura III.7b), granos deformados (Figura III.7c), agregados de granos (Figura III.7d), minerales euhedrales o subeuhedrales con una forma cristalina elongada (Figura III.7e), granos planares euhedrales y subeuhedrales en que al menos uno de los ejes de simetría comparte una orientación común (Figura III.7f).

La foliación y las lineaciones pueden ser primarias si se generaron por procesos sedimentarios o ígneos primarios (generados por transporte-depositación o cristalización), o secundarias si se generaron por procesos secundarios como deformación tectónica (plegamiento y fallamiento) o metamorfismo. Las foliaciones son usadas como estructuras de referencia para establecer periodos relativos de crecimiento de minerales metamórficos especialmente porfidoblastos (cristales individuales relativamente grandes los cuales se forman por crecimiento metamórfico en una matriz de grano más fino). El estudio de las foliaciones en lámina delgada, incluyendo la interpretación de las condiciones metamórficas y deformacionales durante su formación, es una herramienta importante para revelar la evolución tectónica y metamórfica de un área. La foliación y las lineaciones son generalmente estructuras que se desarrollan de manera más penetrativa en cualquier volumen de roca que los pliegues y por lo tanto, son estructuras de referencia más adecuadas para la definición de fases de deformación.

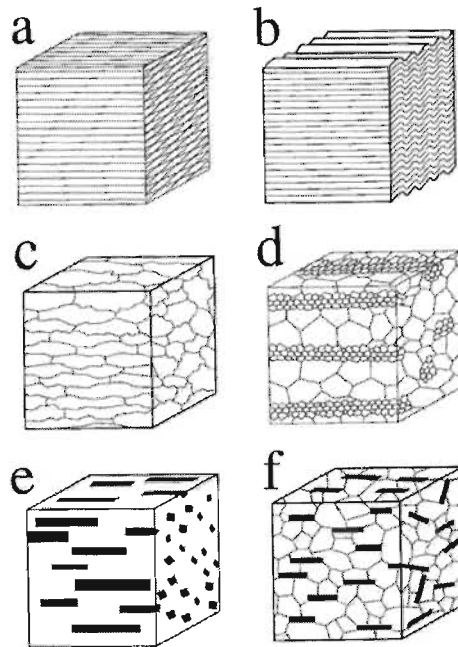


Figura III.7.- Representación diagramática de varios tipos de elementos de fábrica que pueden definir una lineación, tomado de Passchier and Trouw (1996), ver explicación en el texto.

En el caso de la Figura III.8, el uso de la geometría de las distintas superficies de foliación permitió establecer tres fases de deformación. Durante la primera fase de deformación (D_1) es desarrollada una superficie de foliación penetrativa la cual se presenta en ángulos variables respecto a la estratificación y de acuerdo a su posición en los pliegues D_1 que son generalmente asimétricos. En la segunda fase de deformación (D_2), comúnmente se produce una foliación de clivaje, el plegamiento o crenulación de S_1 ; y finalmente, una tercera fase de deformación (D_3) puede ser reconocida por plegamiento de la foliación de crenulación S_2 .

Los pliegues son ondulaciones que se desarrollan durante la deformación de capas de rocas sedimentarias, diques, venas, rocas metamórficas con bandeamiento composicional, o rocas ígneas bandeadas y foliadas. Las características geométricas mostradas por los pliegues pueden ayudar a entender las condiciones físicas (P_{H_2O} , temperatura y presión) y las propiedades mecánicas de la roca que existieron durante la deformación.

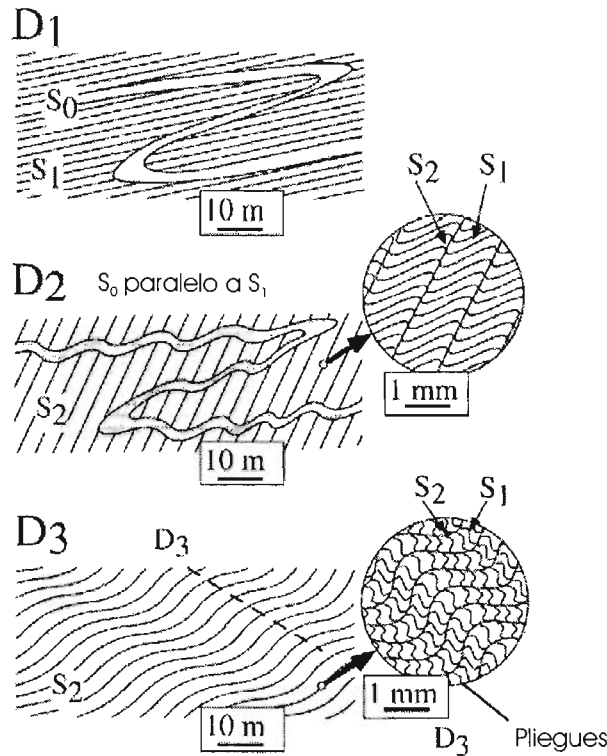


Figura III.8.- Representación esquemática de una secuencia de foliaciones, tomado de Passchier and Trouw (1996).

El metamorfismo al ser un proceso largo, puede incluir un número de distintos episodios de cristalización y deformación, que generan que la estructura interna de los terrenos metamórficos y la interrelación de las rocas que lo componen sean usualmente complejas. Estos episodios o fases de deformación llegan a desarrollar estructuras con un estilo estructural de características muy bien definidas, como son la orientación e inclinación de la superficie de foliación, el desarrollo de ciertos tipos de pliegues y lineaciones minerales. La interpretación adecuada de las microestructuras aporta información valiosa acerca de las características de la deformación mecánica y condición térmica a las que estuvo expuesta la roca.

Es posible reconocer varias fases de deformación en el campo y éstas pueden ser colocadas en una secuencia temporal. Por otro lado, observaciones de microfábricas al microscopio pueden mostrar la relación que existe entre los rasgos estructurales y el crecimiento mineral y por lo tanto, es posible establecer las relaciones temporales de deformación y recristalización.

Tomando en cuenta lo anteriormente expuesto, se considera que un estudio estructural debe tener como objetivos la ubicación de las estructuras en el espacio mediante la cartografía y

Marco Teórico

su caracterización, establecer su orientación y relación con otras estructuras, determinar los mecanismo de formación, definir la edad relativa de las estructuras y establecer cuales estructuras pertenecen a cada uno de los episodios de deformación identificados.

CAPÍTULO IV

IV.1 Descripción de Unidades Litológicas

Como resultado del trabajo de campo, se elaboró un mapa geológico a escala 1: 50 000 (ver Mapa Geológico). Los paquetes litológicos principales que se identificaron fueron paragneises, mármol, ortogneises, un granito con una deformación asociada a metamorfismo de bajo grado (Granito El Pozuelo), un intrusivo granodiorítico sin deformar (Granito Xaltianguis) y rocas volcánicas terciarias. Dentro de los paragneises y ortogneises se determinaron además áreas con grado diferente de migmatización a los que se denominaron gneis migmatítico y migmatitas (menor y mayor grado de migmatización respectivamente). Las características de cada uno de estos paquetes se describen a continuación considerando una cronología relativa, ya que no se cuentan con resultados geocronológicos de todo ellos.

IV.1.1 Paragneis

Aflora principalmente en la porción sur del área de estudio y en una parte importante de la ribera del Río Papagayo. Consiste en rocas color ocre y gris oscuro, dispuestas en bandas cuyo espesor varía de 0.5 a 20 cm (Figura IV.1) y granulometría variable de fina a gruesa. Las fases minerales son principalmente cuarzo, biotita, plagioclasa y granate de forma subredondeada a redondeada y tamaño entre 1 y 3 mm.



Figura IV.1.- Afloramiento en el que se aprecia el bandeamiento en el paragneis, en las inmediaciones de Metlalpil, Gro.

En lámina delgada, es posible observar una textura principalmente granular compuesta por cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita, zircón, sillimanita, granate y cordierita. En su mayoría de formas subhedrales y tamaños 0.2 a 0.9 mm (Figura IV.2). Los granos de biotita y

sillimanita se distribuyen de manera paralela a la superficie de la foliación y en el caso específico de la sillimanita, ésta forma intercrecimientos con la biotita. Los zircones tienen formas redondeadas a subredondeadas que evidencian un carácter detrítico o retrabajo posterior a su formación.

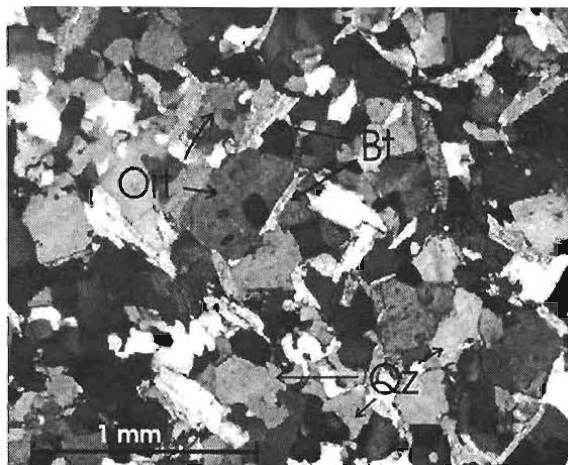


Figura IV.2 .- Fotomicrografía en nícoles cruzados que muestra la composición mineralógica de los paragneises. Ort= ortoclasa, Bt= biotita, Qz= cuarzo.

Presentan una superficie de foliación bien desarrollada y localmente en las rocas de grano más fino se tiene el desarrollo de microplegamiento de la misma.

Se considera que el protolito de estos paragneises corresponde a una secuencia de lutitas y areniscas ricas en cuarzo con variaciones de granulometría media a fina, la cual sufrió deformación y metamorfismo determinado por la paragénesis plagioclasa-biotita-sillimanita. La edad de esta unidad no ha sido todavía determinada. Sin embargo, fue intrusionada por cuerpos granodioríticos de 165 ± 3 Ma de edad (Guerrero *et al.*, 1978), por lo que se considera a ésta como una edad mínima. Por lo tanto, son la unidad litológica más antigua de la zona.

Estas rocas son intrusionadas por las unidades más jóvenes, incluyendo diques de diabasa y pegmatitas graníticas. El contacto de esta unidad con las rocas volcánicas terciarias no se observa de manera directa.

IV.1.2 Mármol

Aflora principalmente en la porción occidental de la zona de estudio, en las inmediaciones de los poblados La Sierita, Las Joyas, Kilómetro Treinta y Paso de Texca (véase Mapa Geológico). Son rocas de color blanco a beige compuesta principalmente por calcita subhedral que en muestra de mano presentan textura sacaroide (Figura IV.3). En lámina delgada se aprecia además de la calcita, cristales de dolomita, zircón, hematita, augita y plagioclasa (Figura IV.4). La presencia del zircón dentro del mármol puede atribuirse al depósito de detritos

metamórficos, provenientes de afloramientos cercanos, dentro de la zona de precipitación del protolito de los mármoles.

Se plantea que esta unidad difiere de las calizas de la Formación Morelos que aflora el norte de la zona, por formar lentes dentro de una unidad sedimentaria aparentemente más antigua (pre jurásica?) y no una porción de una plataforma albiana-cenomaniana.



Figura IV.3.- Afloramiento ubicado al noroeste de Paso de Texca en el que se aprecia la textura sacaroide del mármol.

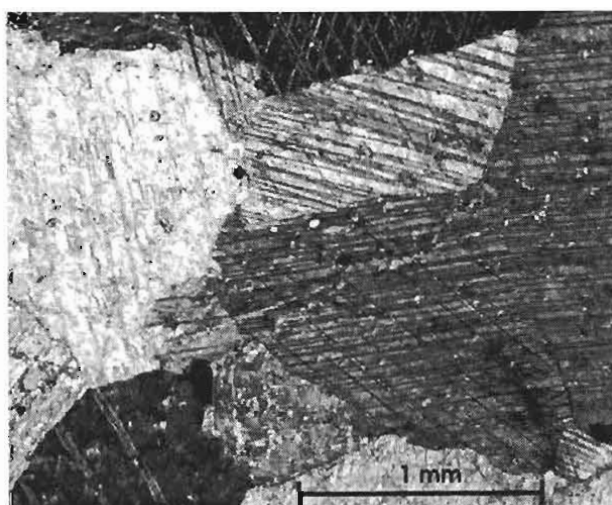


Figura IV.4. Imagen en nícoles cruzados que muestra los cristales de calcita que forman el mármol de La Joya.

Esta unidad se presenta como “lentes” entre el gneis migmatítico. Se considera sin embargo, que corresponde a rocas carbonatadas que formaron parte de la secuencia sedimentaria que fue el protolito de los paragneis, la cual fue posteriormente intrusionada por cuerpos plutónicos que elevaron el gradiente geotérmico transformando los carbonatos a mármoles. Por lo anterior, se asume que la edad de estas rocas es similar a la del protolito de los paragneis.

IV.1.3 Ortogneis

Aflora en varias localidades en el área de estudio, pero las mejores exposiciones y de mayor dimensión se ubican al noroeste, entre los poblados Kilómetro Cuarenta y dos, y Kilómetro Treinta (véase Mapa Geológico). Son rocas color gris claro a blanco, con foliación penetrativa (Figura IV.5). Su mineralogía es cuarzo, plagioclasa, biotita, ortoclasa, hornblenda y zircón; el cuarzo llega a desarrollarse como porfidoclasto generando estructura de *augen*. En lámina delgada se observa una textura principalmente equigranular en la que se aprecia al cuarzo con extinción ondulante, plagioclasa y biotita (Figura IV.6). Generalmente los porfidoclastos de cuarzo se distribuyen de manera paralela a la superficie de foliación.



Figura IV.5.- Ortogneis con una superficie de foliación penetrativa en el Río La Sabana. Qz= cuarzo.

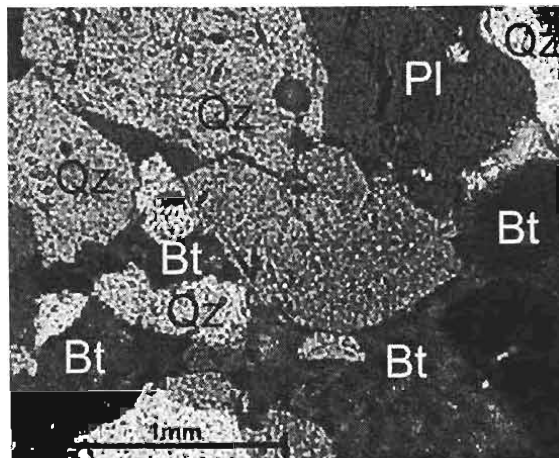


Figura IV.6. - Fotomicrografía en nícoles cruzados que muestra los componentes mineralógicos del ortogneis. Bt= biotita, Qz= cuarzo, Pl= plagioclasa.

Estas rocas sufrieron deformación y metamorfismo de facies de anfibolita determinada por la paragénesis hornblenda-plagioclasa-biotita (Winter, 2001).

La relación de estas rocas respecto a los paragneis es intrusiva, ya que la mayoría de los contactos entre ellos tienden a ser muy irregulares. Se considera que la intrusión es pre-tectónica, ya que las dos unidades fueron afectadas por una deformación que generó una superficie de foliación con la misma orientación. En el caso del contacto con los gneises migmatíticos y las migmatitas, éste es muy difuso y, en ocasiones, imperceptible. Rocas de esta unidad fueron fechadas por U-Pb (Guerrero *et al.*, 1978), en 165 ± 3 Ma y la consideraron como la edad de cristalización del protolito del ortogneis. Resultados preliminares de fechamientos U-Pb en zircones realizadas por Solari (com. per.), determinan una edad de 163 ± 28 Ma, que es correlacionable con la obtenida por Guerrero *et al.* (1978).

IV.1.4 Gneis migmatítico

Aflora en la porción central del área de estudio, en una franja orientada burdamente E-W, y en afloramientos pequeños al sureste y oriente de la zona. Es una roca color gris claro a gris oscuro que presenta una estructura gnéisica muy desarrollada (Figura IV. 7). Su mineralogía incluye cuarzo, biotita, plagioclasa, ortoclasa, hornblenda, granate, y zircón como mineral accesorio principal, conformando una textura equigranular (Figura IV.8). Los cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita se encuentran distribuidos de manera paralela a la superficie de foliación. Los zircones tienen tamaño promedio de 0.4 mm y formas euhedrales a subhedrales, que sugiere un origen ígneo.



Figura IV.7.- Gneis migmatítico en el que se aprecia la superficie S₁ plegada, en el kilómetro 345 de la Autopista del Sol.

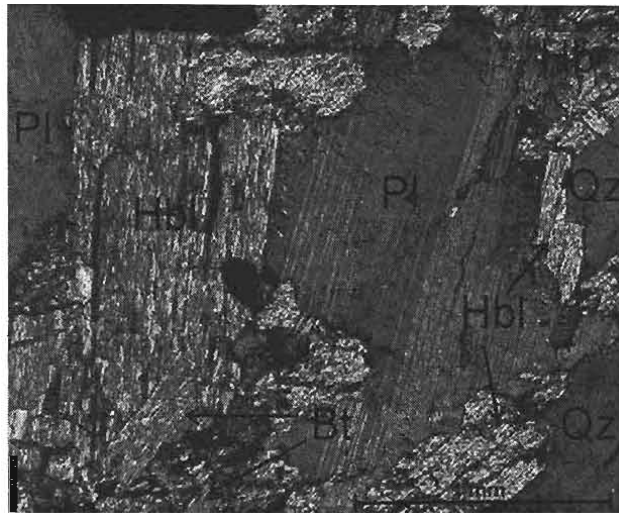


Figura IV.8.- Fotomicrografía en nicoles cruzados que muestra los componentes minerales del gneis migmatítico. Pl= plagioclasa, Qz= cuarzo, Hbl= hornblenda, Bt= biotita.

Locamente es posible apreciar dentro de estas rocas una estructura fluidal, la cual se interpreta como evidencia de un grado de migmatización medio-bajo; además del desarrollo de pliegues con planos axiales inclinados, charnelas redondeadas y flancos poco alargados.

Dentro de este paquete litológico se tiene la "intercalación" de lentes de dimensiones variables entre 0.3 y 4 km de mármol concordantes con la superficie de foliación, distribuidos principalmente en la parte occidental de la zona. Es intrusionado por el Granito de Xaltianguis en las inmediaciones del poblado Dos Arroyos; por un granito con deformación incipiente (Granito El Pozuelo) al norte de la comunidad del Kilómetro Cuarenta y cinco, por diques de diabasa con foliación concordante con la del gneis migmatítico, diques sin deformación y por pegmatitas graníticas.

IV.1.5 Migmatita

Esta unidad aflora en la porción central y sur de la zona de estudio, son rocas de color gris claro-blanco con estructura brechoide, bandeada y punteada (Mehnert, 1968; Winter, 2001). Las migmatitas con estructura brechoide contienen fragmentos del paleosoma de tamaño variable y forma subangulosa, rodeados por venas de leucosoma (Figura IV. 9). En sección delgada se aprecia que los minerales formadores del leucosoma son cuarzo, plagioclasa, ortoclasa y zircón como el principal mineral accesorio. El melanosoma está compuesto por biotita y hornblenda. De manera paralela a la superficie de foliación se observa el desarrollo de cristales subhedrales de granate (almandino).



Figura IV.9.- Migmatita con estructura brechoide que se encuentra en el kilómetro 360 de la Autopista del sol .

En las migmatitas bandeadas se tiene una alternancia de bandas de leucosoma y melanosoma de espesores variables entre 2 y 10 cm, que generalmente se desarrollan de manera paralela a la superficie de foliación del paleosoma (Figura IV.10). El leucosoma está compuesto por cuarzo, plagioclasa, ortoclasa, microclina y zircón. En contraste, al melanosoma lo constituyen biotita y hornblenda (Figura IV.11). Al igual que en las migmatitas brechoides, se tiene la presencia de granate que da la impresión de haberse desarrollado de manera paralela a la foliación.



Figura IV.10.- Migmatita con estructura bandeada en la ribera del Río Papagayo, al norte de Las Parotas.

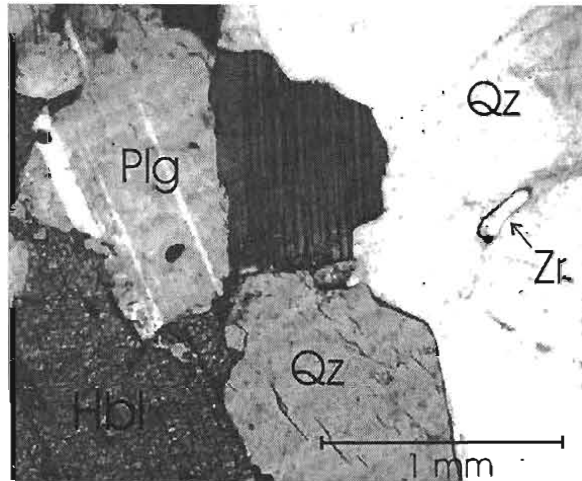


Figura IV.11.- Fotomicrografía en nícoles cruzados que muestra la mineralogía de una migmatita bandeada. Qz=cuarzo, Zr= zircón, Hbl= hornblenda, Pl= plagioclasa.

Las migmatitas con estructura punteada presentan concentración de minerales máficos en puntos o manchas dejando alrededor de ellos un halo o manto pobre en máficos (Figura IV.12). En sección delgada se observa que el leucosoma está formado por cuarzo, plagioclasa, ortoclasa y zircón; el melanosoma está compuesto por cristales de biotita y hornblenda.

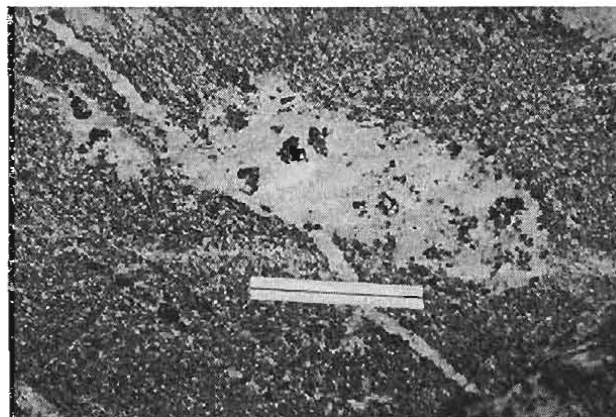


Figura IV.12.- Detalle de una migmatita con estructura punteada en la que se observa concentraciones de minerales máficos. Aflora en kilómetro 362 de la Autopista del Sol.

La roca original está foliada y es cortada por estructuras máficas aboudinadas sin foliación. Como una característica de estas rocas, se tiene la presencia de concentraciones de máficos que al parecer funcionaron como zonas alimentadoras de vetillas. Estas concentraciones son posteriores al pico de metamorfismo, por no encontrarse metamorfizadas, e independientes de la deformación por distribuirse de manera paralela a la foliación pero no estar deformadas

internamente. Estas migmatitas están cortadas por diques pegmatíticos que contienen fenocristales de biotita.

IV.1.6 Granito El Pozuelo

Esta unidad fue definida de manera informal por Torres (2005) en un área colindante al oriente. Esta formada por una roca de color claro y estructura masiva que aflora en la parte nororiental de la zona de estudio, a la altura del kilómetro 334 de la Autopista del Sol y en las inmediaciones de los poblados Alto del Camarón, El Salitre, El Playón y Kilómetro Cuarenta y cinco. Presenta una textura fanerítica-porfídica constituida por fenocristales de cuarzo, feldespato y, en menor proporción, biotita (Figura IV.13).



Figura V.13.- Imagen que muestra al Granito El Pozuelo, kilómetro 334 de la Autopista del Sol.

En sección delgada se observa una textura granuda hipidiomórfica formada por fenocristales de cuarzo, plagioclasa, ortoclasa, microclina y hornblenda, con formas subhedrales-anhedrales y tamaños variables entre 0.3 y 1.5 mm de longitud (Figura V.14). El zircón y el granate son los minerales accesorios principales y presentan formas subhedrales con tamaños promedio de 0.3 mm de longitud. Como minerales de alteración, se aprecian cristales de clorita y biotita de forma subhedral y tamaño de 0.7 a 1.3 mm de longitud.

Se aprecia una superficie de foliación difusa definida por el arreglo de cristales de biotita y cuarzo, por lo que se considera que esta roca fue sometida a una deformación penetrativa pero menos intensa que la observada en los paragneis y ortogneis (Figura IV.15).

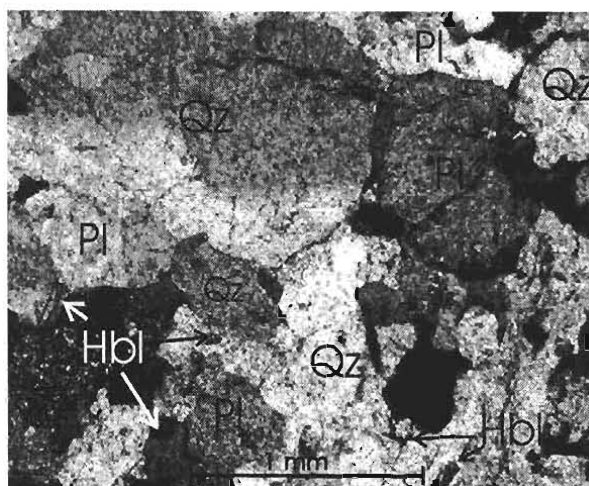


Figura IV.14 .- Fotomicrografía en nícoles cruzados que muestra la mineralogía del Granito El Pozuelo.
Qz= cuarzo, Pl= plagioclasa, Hbl= hornblenda.



Figura IV.15.- Imagen que muestra la superficie de foliación que presenta el Granito El Pozuelo, kilómetro 334 de la Autopista del Sol.

Morán (1992) realizó dataciones en ortogneis y plutones deformados por los métodos Rb-Sr y Sm-Nd en rocas similares y obtuvo una isocrona de roca entera que arroja una edad de 128 ± 7 Ma. Esta edad es corroborada por una edad U-Pb en zircones de 129 ± 0.73 Ma determinada por Torres (2005). Morán (1992) considera que estas rocas corresponden a un episodio de emplazamiento plutónico regional que produjo cuerpos graníticos de tipo I que muestran una afinidad con los formados en los arcos magmáticos continentales y con los arcos de islas intraoceánicos. Su contacto con las demás unidades es principalmente por intrusión, es cortado por diques de diabasa que presentan foliación, diques de diabasa sin deformación y diques graníticos.

IV.1.7 Granito Xaltianguis

Roca de color gris verde y gris claro de estructura compacta e intemperismo esferoidal que aflora en las inmediaciones del poblado de Xaltianguis. Su textura es fanerítica y es posible observar a simple vista fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita con forma subhedral y tamaños variables entre 4 y 10 mm de longitud. Los minerales se encuentran incluidos en una matriz cristalina fina formada por microlitos de cuarzo y plagioclasa. Además, se aprecian inclusiones cogenéticas de composición intermedia a máfica con formas y tamaños variables (Figura IV.16).

En sección delgada se aprecia una textura fanerítica holocristalina compuesta por cuarzo, plagioclasa, ortoclasa, biotita, hornblenda, zircón, apatito y muscovita. Es común observar el intercrecimiento de cuarzo con forma de gusano (vermicular) en cristales de plagioclasa.



Figura IV.16.- Granito Xaltianguis en el que se aprecian inclusiones cogenéticas de composición intermedia-máfica, kilómetro 340 de la Autopista del Sol.

La edad de intrusión obtenida para este cuerpo plutónico por Rb-Sr en roca total es de $\cong 30$ Ma (Schaaf, 1990; Correa, 1997). Estas rocas intrusionan a los paragneises, ortogneises, gneises migmatíticos y al Granito El Pozuelo y, son cortadas por diques de diabasa y graníticos no deformados.

IV.1.8 Rocas volcánicas terciarias

Esta unidad aflora en la porción noreste de la zona de estudio al sur del poblado El Playón. Es una roca de color beige con estructura brechoide, compuesta por fragmentos de roca ígnea de color verde oscuro con tamaño variable entre 1 mm y 3 cm de diámetro y forma subangulosa-angulosa soportados en una matriz de ceniza muy fina (Figura IV.17).

Descripción de unidades litológicas

Sus características corresponde a un flujo de bloques y cenizas y se cree que su génesis está relacionada a la destrucción de un domo o colapso lateral de un edificio volcánico de ubicación desconocida hasta ahora.

Esta unidad sobreyace al Granito de Xaltianguis y podría ser correlacionada con alguna de las unidades volcánicas terciarias (Formación Papagayo, Formación Alquitrán o Formación Agua de Obispo) propuestas por De Cserna (1965).

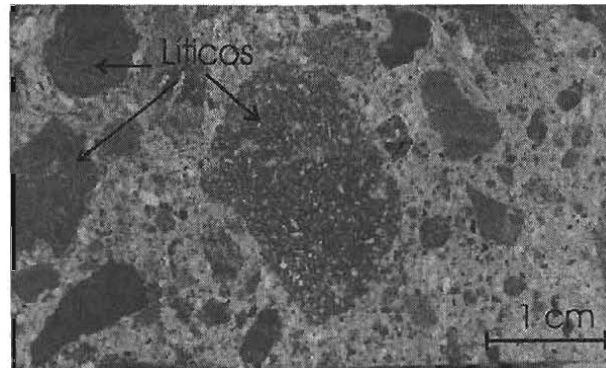


Figura IV.17.- Detalle de las rocas volcánicas terciarias.

IV.1.9 Diques

A lo largo del área de estudio se observan diques con espesor variable entre 1 cm y 1.5 m. Su color es variable de gris verdoso a blanco y depende principalmente de su composición, que puede ser diabásica o granítica (Figuras IV.18 y IV.19).



Figura IV.18.- Dique diabásico deformado que intrusión al Gneis Migmatítico, en las inmediaciones de Dos Arroyos.

Los diques doleríticos o diabásicos presentan una textura diabásica que incluye cristales pequeños de augita, magnetita y labradorita, incluidas en una matriz cristalina de grano fino.

Los diques graníticos muestran una textura pegmatítica formada por cristales de cuarzo y feldespatos con tamaños variables entre 0.5 y 3 cm, y formas euhedrales a subhedrales.



Figura IV.19.- Dique de pegmatita granítica intrusionando al ortogneis. Nótese lo irregular de su geometría y su paralelismo con la foliación, kilómetro 347 Autopista del Sol.

Los diques cortan a todas las unidades litológicas y al parecer son producto de tres eventos de intrusión. El primero corresponde a diques de diabasa que fueron afectados por la deformación y se encuentran foliados (Figura IV.18). Cortan a todas las unidades, excepto al intrusivo de Xaltianguis y a las rocas volcánicas terciarias, por lo que su edad se considera anterior a 30 Ma, que es la edad del Granito de Xaltianguis. La orientación de esta serie de diques es variable ya que generalmente se encuentran de manera paralela a las superficies de foliación S_1 y S_2 .

El segundo evento de intrusión generó diques de diabasa, los cuales tiene una orientación preferencial de $N 291^\circ$ con 82° al NE. Intrusionan a todas las unidades, excepto a las rocas volcánicas terciarias y no presentan evidencia de haber sufrido deformación dúctil, por lo que su edad sería posterior a 30 Ma. En la zona de Huatulco, Tolson (1998) reporta un dique con una edad de 23.7 Ma que corta a una milonita.

El tercer evento corresponde a la intrusión de diques graníticos con textura pegmatítica; estos cuerpos cortan a todas las unidades anteriores, aprovechando las superficies de foliación y de fracturamiento (Figura IV.19).

CAPÍTULO V

V.1 Análisis Estructural

V.1.1 Metodología

El análisis estructural consistió en la interpretación de los datos de foliación, lineaciones minerales y de estiramiento, pliegues e indicadores cinemáticos que, sumado a la observación de microestructuras en lámina delgada, permitió la determinación de las características estructurales para cada una de las unidades litológicas.

La representación gráfica e interpretación de los datos se llevó a cabo mediante el auxilio del software SpheriStat 2.0 considerando proyecciones axiales dentro del hemisferio inferior.

Las observaciones microestructurales se realizaron principalmente sobre láminas orientadas de manera paralela a las lineaciones de estiramiento y perpendiculares a la superficie de foliación.

V.2 Fases de deformación

A partir de las características de las estructuras y la edad relativa de las unidades litológicas a las que afectan, fue posible inferir que por lo menos seis fases de deformación (D_1 - D_6) en el área de estudio afectaron a las rocas del Complejo Xolapa.

V.2.1 Estructuras de deformación de la Fase D_1

Se considera que en la zona de estudio existen pocos afloramientos de paragneis y ortogneis que presentan de manera clara estructuras atribuibles a la fase de deformación D_1 . Los afloramientos de paragneis se ubican principalmente al suroeste del área, en las inmediaciones de Tuncingo, El Salto, San Isidro Gallinero, Metlapil y la Colonia Diez de Abril; y los de ortogneis en la porción noroccidental, en los alrededores de los poblados de Kilómetro Treinta y cuatro, Kilómetro Treinta y cinco, y Kilómetro Treinta y nueve (véase Mapa Geológico).

V.2.1.1 Estructuras mesoscópicas y microscópicas

V.2.1.1.1 Foliación

La fase de deformación D_1 se caracteriza por el desarrollo de una foliación penetrativa y homogénea (S_1), determinada por la disposición de los granos de cuarzo y mica en el caso del paraganeises (Figura V.1) y la orientación preferencial de minerales máficos con geometría tabular y porfidoclastos de cuarzo en los ortogneises (Figura V.2).

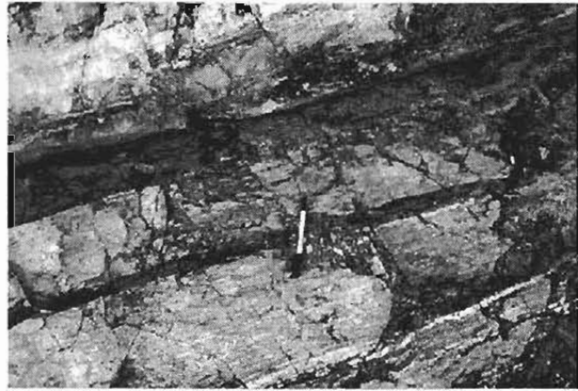


Figura V.1.-Imagen que muestra la superficie de foliación S_1 en el paragneis, al sur de Metlapil.

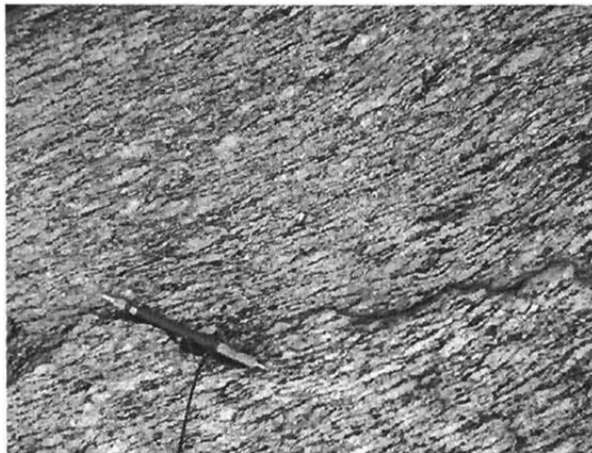


Figura V.2.- Fotografía en la que se aprecia la superficie de foliación S_1 en el ortogneis, al suroeste del poblado Kilómetro Treinta y nueve.

En lámina delgada se observa que el tamaño de grano es determinante en la geometría y distribución de la foliación. Existen granos de cuarzo con forma subredondeada a redondeada y tamaño considerablemente mayor que los granos colindantes que definen “bandas” minerales (Figura V.3).

V.2.1.1.2 Lineación

La lineación mineral L_1 esta definida principalmente por la disposición lineal o en cordones de granos de cuarzo en tamaños distintos. Ocasionalmente, se observan lineaciones formadas por otros minerales como feldespatos (Figura V.4).

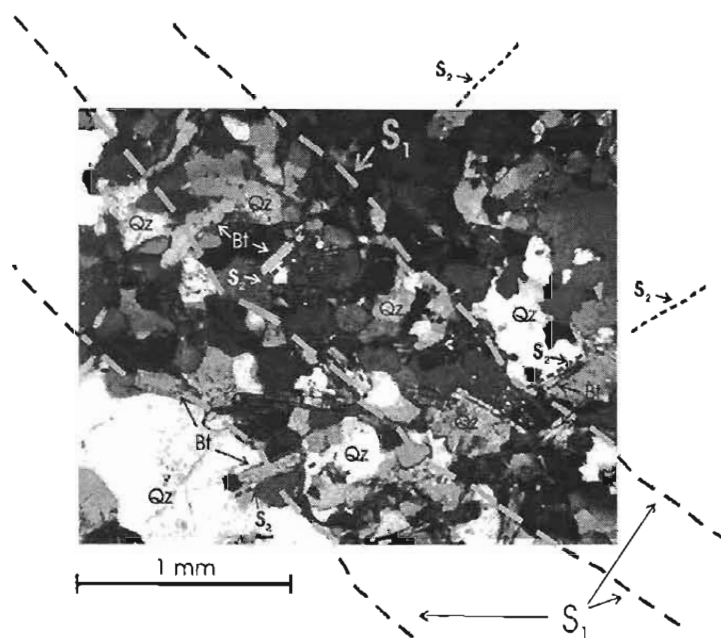


Figura V.3.- Fotomicrografía en nícoleos cruzados en la que se observa la variación en el tamaño de granos de cuarzo que definen la foliación S_1 .



Figura V.4.- Lineación mineral L_1 definida por la disposición de cristales de cuarzo (kilómetro 345 de la Autopista del Sol).

Las lineaciones de estiramiento asociadas a D_1 que se logran apreciar en el área de estudio, están formadas principalmente por cristales de cuarzo y feldespato elongados (Figura

V.5). Las lineaciones de estiramiento al parecer se generaron por cizalla entre los planos de foliación durante el evento de deformación D_1 .



Figura V.5.- Lineación de estiramiento L_1 , en las inmediaciones del poblado Kilómetro Treinta y cuatro.

V.2.1.1.3 Plegamiento

En la zona de estudio no se han observado pliegues que puedan ser claramente atribuidos a la fase D_1 .

V.2.1.1.4 Metamorfismo

Considerando las observaciones petrográficas de las rocas afectadas por D_1 , es posible concluir que esta fase de deformación generó un metamorfismo importante, ya que asociado a la superficie de foliación se aprecia el desarrollo de minerales que señalan procesos metamórficos.

La paragénesis mineral en las rocas afectadas por D_1 , evidencian un metamorfismo de facies de anfíbolita relacionado al desarrollo de las estructuras de dicha fase de deformación, principalmente a la superficie de foliación. En la Figura V.6 se aprecia como los cristales de biotita se disponen en bandas sobre la superficie de foliación S_1 .

En algunas localidades, principalmente en afloramientos de paragneis, se observa sillimanita intercrecida con cristales de biotita y su disposición es paralela a la superficie de foliación (Figura V.7).

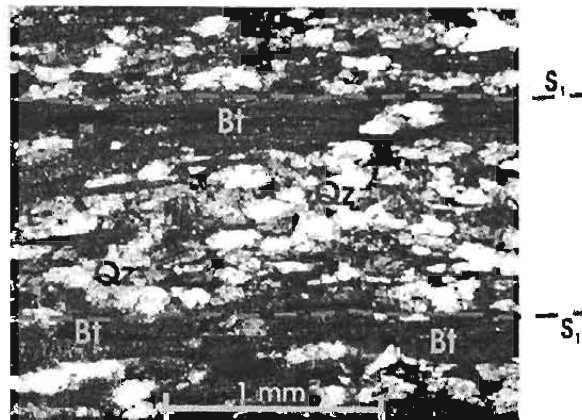


Figura V.6.- Imagen en nícoles cruzados que muestra la disposición de los cristales de biotita respecto a la superficie de foliación S_1 .

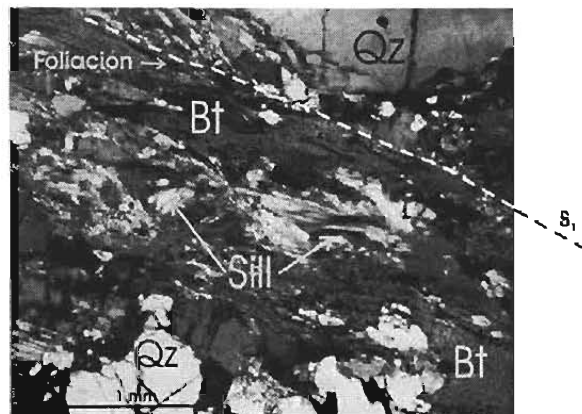


Figura V.7.- Fotomicrografía en nícoles cruzados que muestra sillimanita intercrecida con cristales de biotita y su disposición paralela a la superficie de foliación S_1 .

De manera adicional, en algunos afloramientos de esquistos y migmatitas se observa la cristalización de granate. La forma de los cristales es principalmente redondeada y se distribuyen de manera paralela a la superficie de foliación S_1 (Figura V.8).

V.2.1.2 Geometría

V.2.1.2.1 Foliación

La geometría de la superficie de foliación presenta variaciones importantes en cuanto a su orientación (véase Mapa Geológico). En los estereogramas de la Figuras V.9 a V.12, se graficaron los datos de los planos de foliación atribuidos a D_1 para varios puntos del área de estudio.

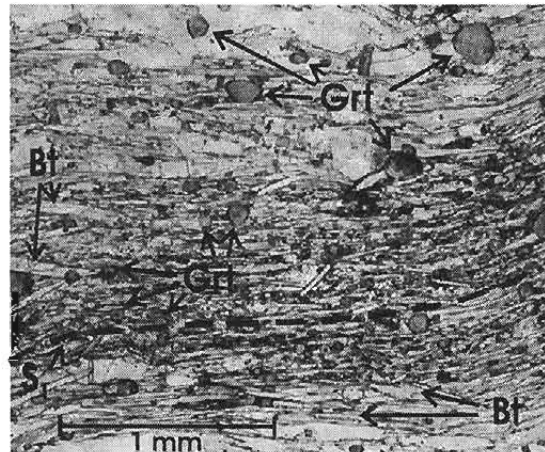


Figura V.8.- Fotomicrografía en nícoles paralelos en la que se aprecia la forma y sobreposición de los cristales de granate en la superficie de foliación S_1 . Bt= biotita, Grt= granate.

En la porción occidental del área, se observa que las foliaciones presentan una variación en su rumbo de $N 294^\circ$ a 336° e inclinaciones que van de 39° a 43° al noreste (Figuras V. 9 y V.10).

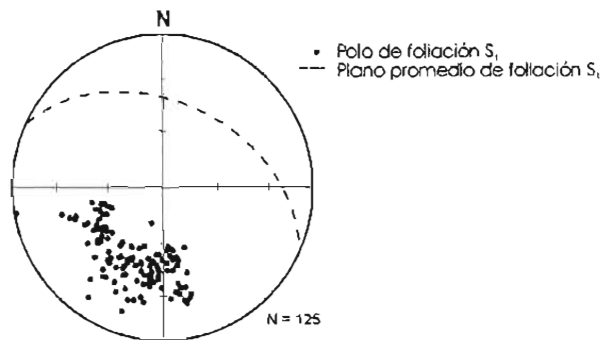


Figura V.9.- Superficies de foliación S_1 para la porción centro-occidental del área (Kilómetro Treinta, El Quemado y kilómetro 360 Autopista del Sol).

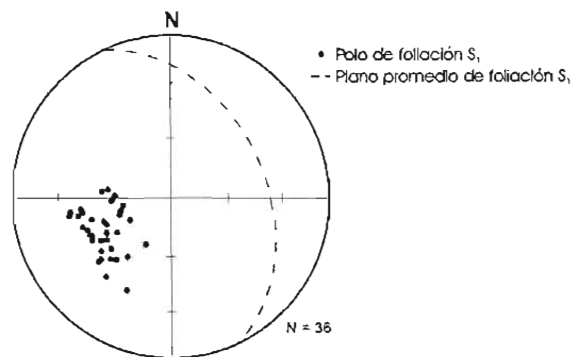


Figura V.10.- Superficies de foliación S_1 para la porción suroccidental del área (El Salto, Metlapil y Colonia Diez de Abril).

Por otro lado, en la porción centro oriental de la zona, los planos promedio de la foliación varían entre N 207° y 230°, con inclinaciones de 39° a 47° al noroeste (Figuras V.11 y V.12).

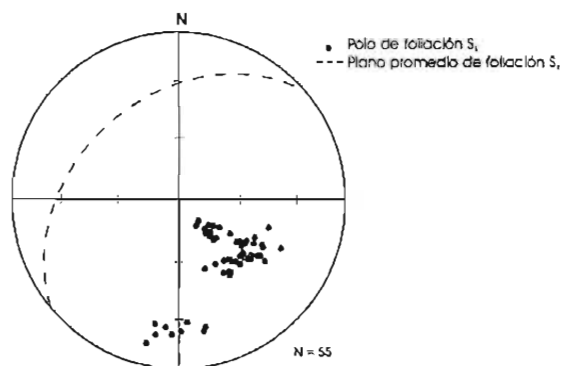


Figura V.11.- Superficies de foliación S_1 para la zona comprendida entre los poblados San Isidro Gallinero, San José Cacahuatpec y La Concepción.

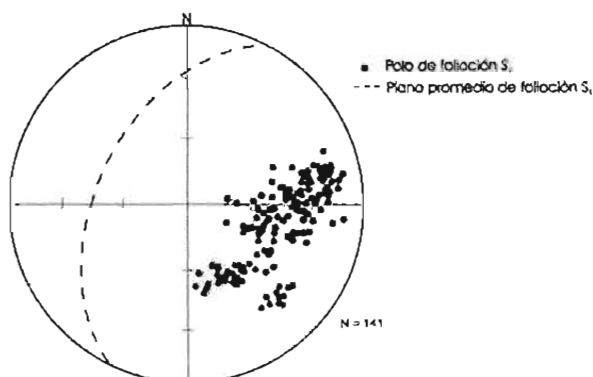


Figura V.12.- Superficies de foliación S_1 para la porción centro oriental del área de estudio, inmediaciones de los poblados San José Cacahuatpec, Garrapatas, Las Parotas y Parotillas.

Las variaciones en la orientación de la superficie de foliación S_1 , permiten inferir que ésta ha sido sometida a uno o más eventos de plegamiento posterior.

V.2.1.2.2 Lineación

Asociadas a los planos de foliación S_1 hay lineaciones L_1 . En los estereogramas de las Figuras V.13 a V.15, se aprecia la disposición geométrica de la lineación mineral L_1 en tres zonas dentro del área de estudio.

Al igual que la superficie de foliación, las lineaciones minerales varían en cuanto a su orientación e inclinación. En la porción centro occidental del área, se aprecia una orientación preferencial de las lineaciones de N 11° con 12° de inclinación (Figura V.13).

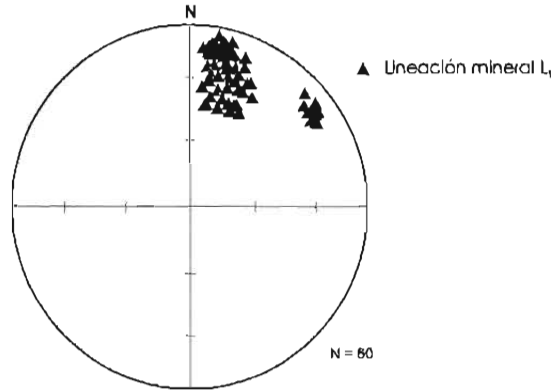


Figura V.13.- Estereograma que muestra la orientación de las lineaciones minerales en la porción centro occidental del área de estudio.

Para las inmediaciones de los poblados de San Isidro Gallinero y San José Cacahuatpec, las lineaciones minerales tienen una orientación preferencial de N 318° e inclinaciones de 48° (Figura V.14).

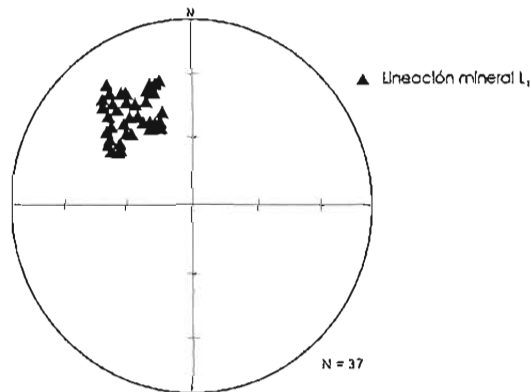


Figura V.14.- Orientación preferencial de las lineaciones minerales L_1 , en la zona de San Isidro Gallinero y San José Cacahuatpec.

Finalmente, en la zona centro oriental (Garrapatas, Las Parotas y Parotillas) la orientación preferencial de la lineación mineral L_1 es N 285° con inclinaciones de 39° (Figura V.15).

Análisis Estructural

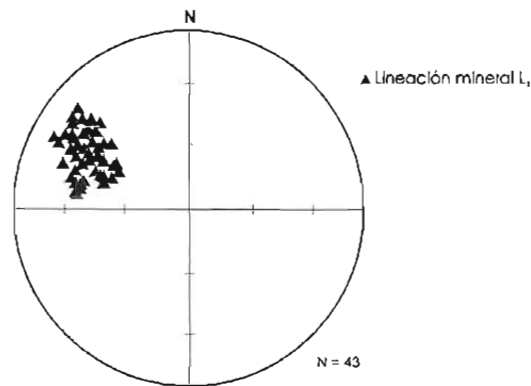


Figura V.15.- Estereograma que muestra la orientación preferencial de la lineación mineral L_1 en las inmediaciones de Garrapatas, Las Parotas y Parotillas.

V.2.1.3 Cinemática

No fue posible definir la cinemática del evento de deformación D_1 , ya que no se identificaron macro o microestructuras que pudieran ser utilizadas como indicadores cinemáticos confiables.

V.2.2 Estructuras de deformación de la Fase D_2

Esta fase de deformación generó en el área de estudio la migmatización de porciones del terreno Chatino. La migmatización se dio en grados distintos (parcial y completa) por lo que se hizo la separación entre gneis migmatítico y migmatita. Los afloramientos migmatíticos de dimensiones mayores se ubican en la porción centro occidental mientras que, en la parte oriental se encuentran diseminados afloramientos de dimensiones más pequeñas (véase Mapa Geológico).

V.2.2.1 Estructuras mesoscópicas y microscópicas

V.2.2.1.1 Bandamiento leucosomático S_2

Las rocas migmatíticas de la zona de estudio presentan una variedad de texturas (brechoide, bandeada y punteada) cuya característica principal es la disposición de los leucosomas de manera paralela a la superficie de foliación S_1 . Las bandas leucosomáticas tienen un espesor que varía de 1 a 7 cm el cuál generalmente se mantiene constante. En la parte interna de las bandas los minerales carecen de una orientación preferente.

La disposición de los leucosomas respecto a la superficie S_1 y el que no presenten rasgos de deformación permite inferir que el proceso de migmatización fue post D_1 (Figura V.16).

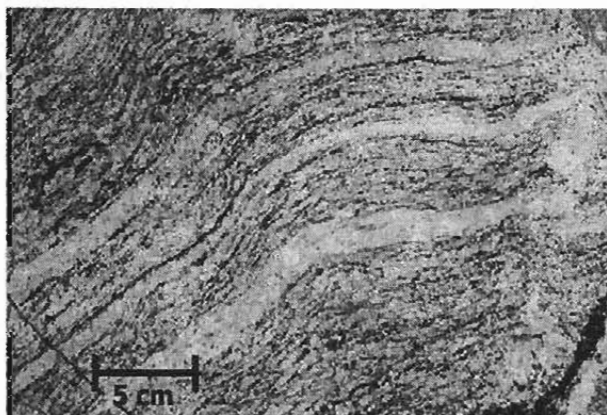


Figura V.16.- Imagen que muestra bandas de leucosomas dispuestas paralelamente a la superficie de foliación S_1 .

V.2.2.1.2 Lineación

En el área de estudio no se distinguen lineaciones minerales o de estiramiento relacionadas a D_2 .

V.2.2.1.3 Plegamiento

A escala mesoscópica y microscópica no se observa plegamiento relacionado a D_2 .

V.2.2.2 Geometría

Como se mencionó anteriormente, la disposición de las bandas leucosomáticas es paralela a la superficie S_1 . En el área de estudio la superficie de foliación S_1 presenta variaciones importantes en su orientación sin embargo, para las zonas que presentan bandeamiento leucosomático se tiene una orientación preferencial N 294° con 39° al noreste (Figura V.9).

V.2.3 Estructuras de deformación de la Fase D_3

Estructuras relacionadas a la fase de deformación D_3 fueron identificadas principalmente en la zona central del área de estudio, en las inmediaciones de Sabanillas, Dos Arroyos y el kilómetro 334 de la Autopista del Sol, y en la porción sur, al oriente del poblado Cerro de Piedra. Esta fase generó en las rocas a las que afectó una superficie de foliación, lineación

mineral y plegamiento. Esta fase se observa principalmente afectando al gneis migmatítico y al paragneis de grano fino.

V.2.3.1 Estructuras mesoscópicas y microscópicas

V.2.3.1.1 Foliación

La superficie de foliación S_3 corresponde a planos definidos por la traza de los planos axiales de micropliegues (Figura V. 17).



Figura V.17 .- Imagen que muestra la superficie de foliación S_3 , generada a partir de la traza de los planos axiales de pliegues de la superficie S_1 y S_2 .

En lámina delgada es posible apreciar el plegamiento de las superficies de foliación S_1 y el desarrollo consiguiente de la superficie de foliación S_3 (Figura V.18).



Figura V.18.- Fotomicrografía tomada con nicoles cruzados que muestra la superficie de foliación S_3 , como se aprecia corresponde a planos axiales de pliegues.

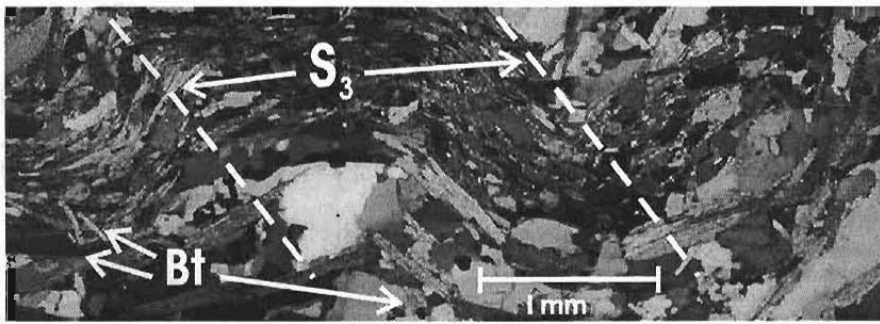


Figura V. 19.- Fotomicrografía en que se aprecia el desarrollo incipiente de cristales de biotita asociados a la superficie S_3 .

V.2.3.1.2 Lineación

Relacionada con los planos de foliación S_3 se desarrolló una lineación mineral L_3 , la cual está definida principalmente por la disposición de granos de cuarzo dentro de “cordones” y el alineamiento de minerales de hábito elongado como hornblendas y biotitas (Figura V.20).

Las lineaciones de estiramiento relacionadas a D_3 están definidas principalmente por cristales de cuarzo y feldespato elongados. En la Figura V.21 se observa lineaciones de estiramiento que se desarrollaron en paragneis de grano muy fino.

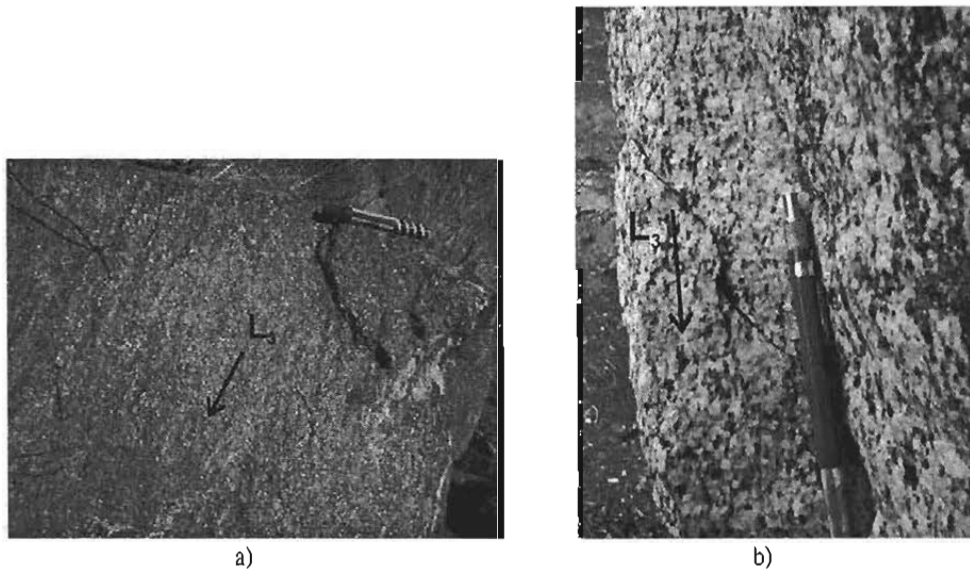


Figura V.20.- Lineaciones minerales, a) definida por cristales de biotita (kilómetro 345 de la Autopista del Sol) y b) formada por cristales de hornblenda (kilómetro 360 de la Autopista del Sol).



Figura V.21.- Lineaciones de estiramiento relacionadas al evento de deformación D_3 en la ribera del Río Papagayo, inmediaciones de Pochotlaxco.

V.2.3.1.3 Plegamiento

Relacionado a la fase D_3 se desarrollaron micropliegues multicapa, principalmente tipo chevrón. Los pliegues son asimétricos y presentan charnelas redondeadas y flancos poco alargados, que generalmente mantienen un espesor constante (Figura V.22).

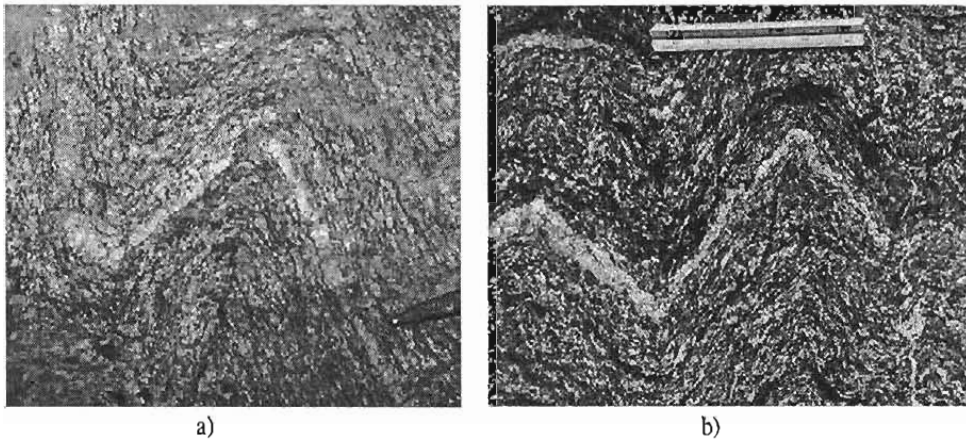


Figura V.22.- Micropliegues generados por el evento de deformación D_3 , a) alrededores de Cerro de Piedra y b) al sur de Sabanillas.

La distribución de los micropliegues es restringida, principalmente se aprecian en afloramientos de gneis migmatítico y en el paragneis con granulometría más fina.

V.2.3.2 Geometría

V.2.3.2.1 Foliación

La geometría de la superficie de foliación S_3 se graficó en el estereograma de la Figura V.23. Como se aprecia, al igual que la superficie S_1 , existe una dispersión de los polos de los planos debida a un evento posterior al desarrollo de S_3 ; sin embargo, es posible definir un plano promedio de S_3 orientado N 290° con 71° al NE. Esta distribución sugiere plegamiento tipo chevrón (dos flancos bien definidos) de un plegamiento posterior al desarrollo de S_3 .

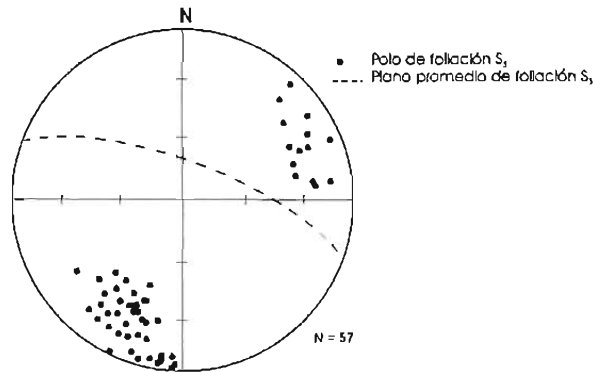


Figura V.23.- Estereograma que muestra la geometría de la superficie de foliación S_3 , para las inmediaciones de Dos Arroyos y el kilómetro 334 de la Autopista el Sol.

V.2.3.2.2 Lineación

Las actitudes de las lineaciones relacionadas al evento de deformación D_3 son difíciles de establecer. Como se muestra en el estereograma de la Figura V.24, existe una dispersión en cuanto a la orientación que presentan las lineaciones que bien podría ser atribuida al reajuste mecánico de las lineaciones L_1 por la influencia de eventos de deformación posteriores.

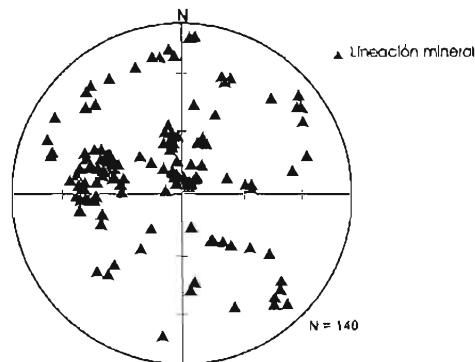


Figura V.24.- Estereograma que muestra la geometría dispersa de las lineaciones L_1 en el área de Dos Arroyos y Sabanillas.

V.2.3.2.3 Plegamiento

En el estereograma de la Figura V.25 se graficaron los datos de los planos axiales y ejes de los micropliegues. El plano axial promedio se orienta N 290° con 71° al NE; mientras que, los ejes se distribuyen a *grosso modo* con un rumbo N 138° y N 318° e inclinaciones variables entre 5 y 83°.

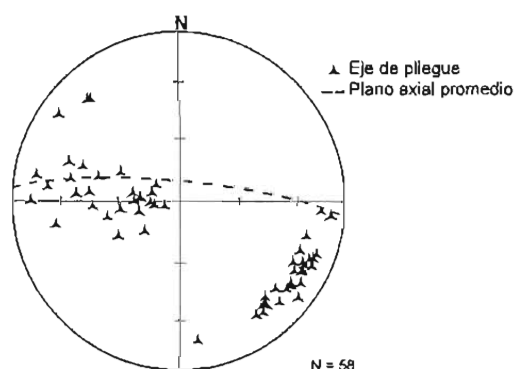


Figura V.25.- Estereograma que muestra la disposición geométrica de los ejes de pliegues respecto a un plano axial promedio.

V.2.3.4 Cinemática

Tomando en cuenta la geometría de los pliegues asimétricos desarrollados por D_3 , se considera que el mecanismo de deformación que actuó durante esta fase fue cizalla simple cuya orientación es perpendicular a los ejes de los pliegues con una dirección de transporte hacia el SW, dentro de un régimen de deformación dúctil.

V.2.4 Estructuras de deformación de la Fase D_4

Esta fase de deformación se observa en rocas plutónicas que se encuentran en la porción noreste de la zona de estudio (kilómetro 334 de la Autopista del Sol, Alto del Camarón, El Salitre y El Playón). Las estructuras asociadas a esta fase son una superficie de foliación y lineación mineral.

V.2.4.1 Estructuras mesoscópicas y microscópicas

V.2.4.1.1 Foliación

La fase D_4 genera una superficie de foliación penetrativa S_4 definida por el arreglo de minerales como cuarzo y feldespato. Las bandas de foliación presentan un espesor variable desde unos milímetros hasta 5 cm (Figura V.26).

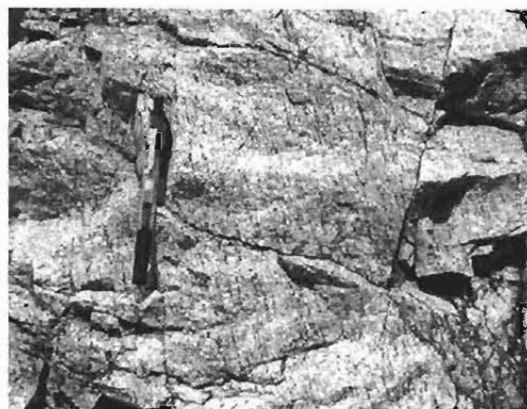


Figura V.26.- Superficie de foliación S_4 (kilómetro 334 de la Autopista del Sol).

En lámina delgada se observa que los cristales subhedrales de cuarzo y algunas plagioclasas presentan un alargamiento paralelo a la foliación generando una textura acordonada. Adicionalmente, se tienen cristales de hornblenda los cuales se disponen de manera paralela a la superficie de foliación S_4 (Figura V.27).

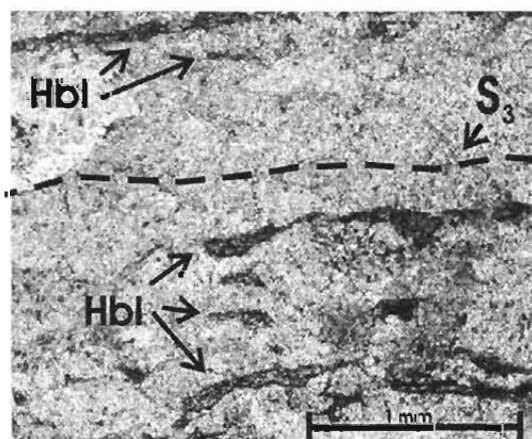


Figura V.27.- Imagen en nícoles paralelos que muestra la disposición de cristales de hornblenda respecto de S_4 .

V.2.4.1.2 Lineación

Se tiene el desarrollo de una lineación mineral L_4 formada por cristales elongados de cuarzo de tamaño variable y dispuestos en “cordones” y el arreglo lineal de cristales de hornblenda (Figura V.28).



Figura V.28.- Lineación mineral L_4 definida por cristales de hornblenda y cuarzo elongado (kilómetro 334 Autopista del Sol).

V.2.4.2 Geometría

V.2.4.2.1 Foliación

La expresión geométrica de la superficie de foliación S_4 se presenta en el estereograma de la Figura V.29 que incluye afloramientos de la porción ENE de la zona de estudio en la que se aprecia una orientación preferencial de $N 258^\circ - 62^\circ$ para el plano promedio.

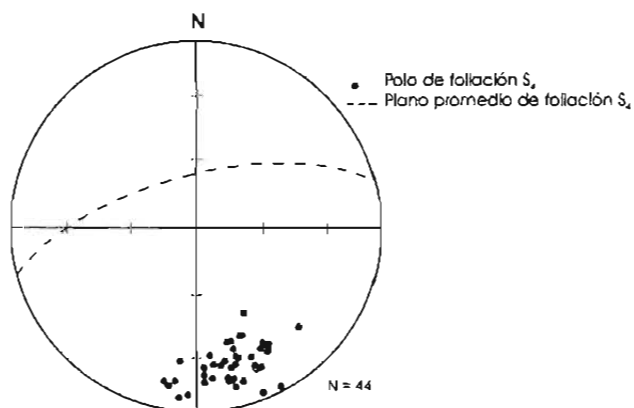


Figura V.29.- Geometría de la superficie de foliación S_4 en los alrededores del kilómetro 334 de la Autopista del Sol y el poblado Alto del Camarón.

V.2.4.2.2 Lineación

Las lineaciones minerales relacionadas a la fase de deformación D_4 , presentan una orientación preferencial de $N 331^\circ-59^\circ$, como se muestra en la Figura V.30. Adicionalmente, se observa una concentración menor de lineaciones orientadas al SW que pueden ser el efecto de un evento de deformación posterior.

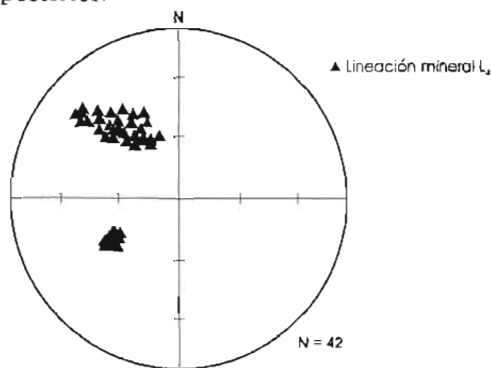


Figura V.30.- Estereograma que muestra la orientación preferencial de la lineación L_4 .

V.2.4.2.3 Superficies S-C

Las superficies S-C están definidas por la superficie de foliación S_4 y pequeños planos de cizalla continuos y separados por centímetros entre sí. El afloramiento que muestra la presencia clara de estas estructuras se ubican en el kilómetro 334 de la Autopista del Sol, donde las superficies de cizalla se orientan de manera subparalela respecto a la zona de cizalla principal. En la Figura V.31 se muestra la disposición geométrica de los planos S-C y la lineación de estiramiento asociada, como se aprecia el deslizamiento de la cizalla es hacia el NW.

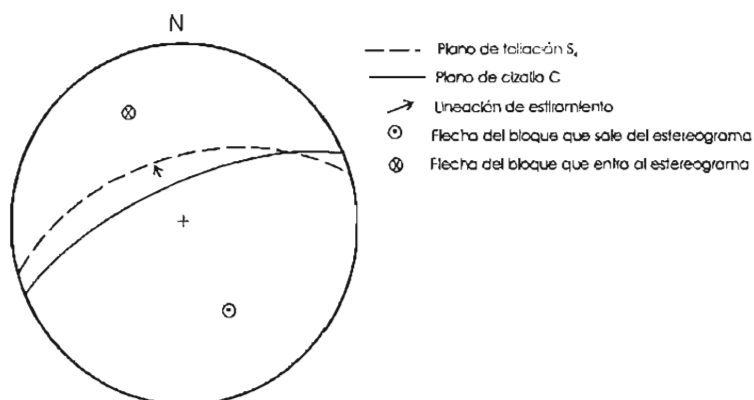


Figura V.31.- Estereograma que muestra la relación entre las superficies S-C y la lineación de estiramiento, asociadas a la fase de deformación D_4 (kilómetro 334 de la Autopista del Sol).

V.2.4.2.4 Cinemática

La cinemática de esta fase de deformación se determinó mediante el análisis de indicadores cinemáticos como porfidoclastos y estructuras S-C, principalmente en el afloramiento del kilómetro 334 de la Autopista del Sol.

Asociados a la superficie de foliación se identificaron porfidoclastos con rabos asimétricos (Figura V.32) producto de la recristalización dinámica durante un proceso de milonitización. La geometría de los porfidoclastos asociada con la lineación permite establecer la dirección y sentido de la deformación. En este caso en particular, la superficie de foliación y la lineación de estiramiento tienen una dirección al NW y la asimetría de las colas del porfidoblasto indican un movimiento en la misma dirección, lo cual definiría un desplazamiento por falla normal en este sentido.

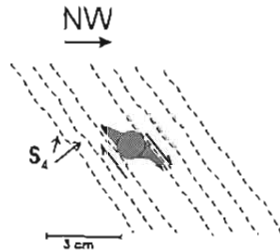


Figura V.32.- Esquema que muestra la relación geométrica de la superficie de foliación S_4 y un porfidoclasto de cuarzo.

Las estructuras S-C están definidas por la superficie de foliación S_3 y pequeños planos de cizalla separados por centímetros entre sí, los cuales se orientan de manera subparalela respecto a los bordes de la zona de cizalla principal. En la Figura V.33 se muestran superficies S-C relacionadas al evento de deformación D_4 . La geometría de estas estructuras planares compuestas definen un movimiento de cizalla al NW relacionado a una falla normal producto de un evento extensional.

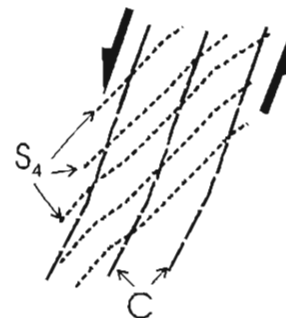
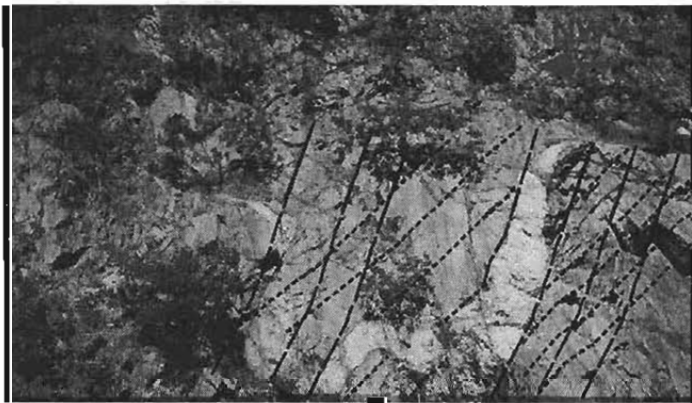


Figura V.33.- Imagen en la que se aprecian las estructuras S-C generadas por el evento de deformación D_4 (kilómetro 334 de la Autopista del Sol, dimensión del afloramiento 20 m).

V.2.5 Estructuras de deformación de la Fase D₅

La presencia de esta fase de deformación en la zona de estudio se infiere a partir del análisis estereográfico de la superficie de foliación S₄. Para tal análisis se consideró la totalidad de los afloramientos en los que se observó de manera clara S₄. Como apoyo adicional, se construyó una sección geológica, la cual permitió obtener una visión geométrica más completa de la deformación generada por la fase D₅.

V.2.5.1 Estructuras mesoscópicas y microscópicas

V.2.5.1.1 Foliación

No se observan superficies de foliación que puedan ser claramente atribuibles a la fase de deformación D₅.

V.2.5.1.2 Lineación

En el área de estudio no se distinguen lineaciones específicas para D₅.

V.2.5.1.3 Plegamiento

A escala mesoscópica y microscópica no se aprecia plegamiento relacionado a D₅, sin embargo, la construcción de una sección geológica para la porción noreste de la zona de estudio que incluye los afloramientos claramente afectados por el evento D₅, permitió apreciar un plegamiento de la superficie de foliación S₄ (Figura V.34). Geométricamente los pliegues son muy amplios, sus flancos se orientan al SSW y NNE y sus ejes tienen un rumbo preferencial muy cercano a la dirección E-W.

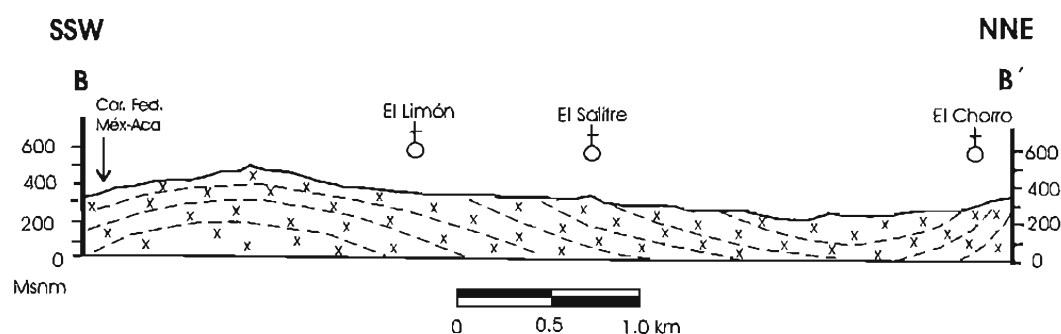


Figura V. 34.- Sección geológica en la porción noreste del área que muestra la geometría de la superficie de foliación S₄.

V.2.5.1.3 Cabalgaduras

A lo largo del área se lograron identificar de manera clara dos estructuras con geometría de falla inversa (ver Mapa Geológico). Los planos de las fallas tienen un rumbo NW-SE con inclinaciones de 34° a 41° al NE. Las superficies de falla son generalmente onduladas y desarrollan zonas de cizalla con 10 a 50 cm de espesor, en las que prevalece material triturado.

La presencia de algunos indicadores cinemáticos como foliación sigmoidal (Figura V.35) y plegamiento en el bloque de techo, permiten definir una dirección de deslizamiento hacia el SW. Es importante aclarar que estas estructuras no constituyen límites entre los paquetes litológicos.

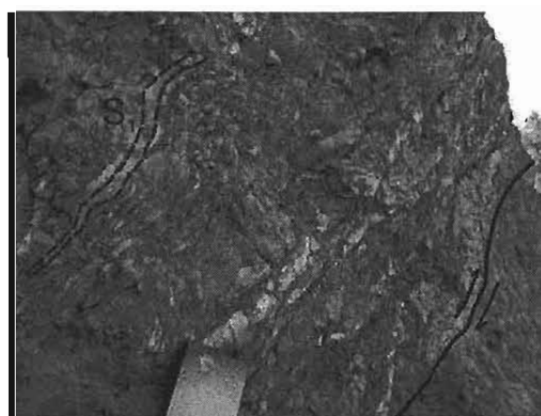


Figura V.35.- Imagen que muestra una falla inversa con superficie irregular y foliación sigmoidal asociada (afloramiento ubicado en las inmediaciones de Tuncingo).

V.2.2.3 Geometría

V.2.5.2.1 Plegamiento

A pesar de no encontrar pliegues de escala mesoscópica y microscópica, el análisis estereográfico de las superficies de foliación S_1 obtenidas en la totalidad de los afloramientos donde se aprecia claramente, permite definir un plegamiento tardío de esta superficie (Figura V.36), cuyos ejes tendrían una orientación preferencial E-W.

V.2.5.2.1 Cabalgaduras

Los dos planos de cabalgadura observados en el área de estudio corresponden a fallas con rumbo NW-SE e inclinaciones de 28° y 41° hacia el noreste. En la Figura V. 37 se

graficaron estereográficamente los planos de cabalgadura. Como se observa, en ambos casos la dirección de desplazamiento del bloque que cabalga es hacia el SW.

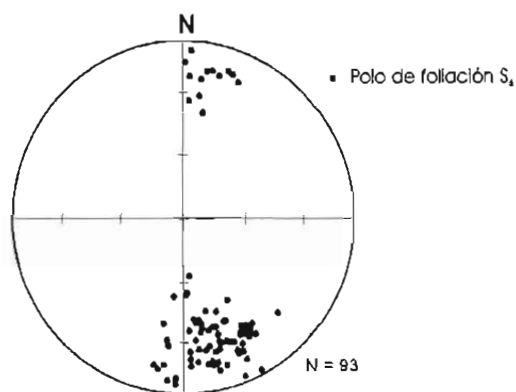


Figura V.36.- Geometría del plegamiento de la superficie S_2 generado por la fase de deformación D_3 .

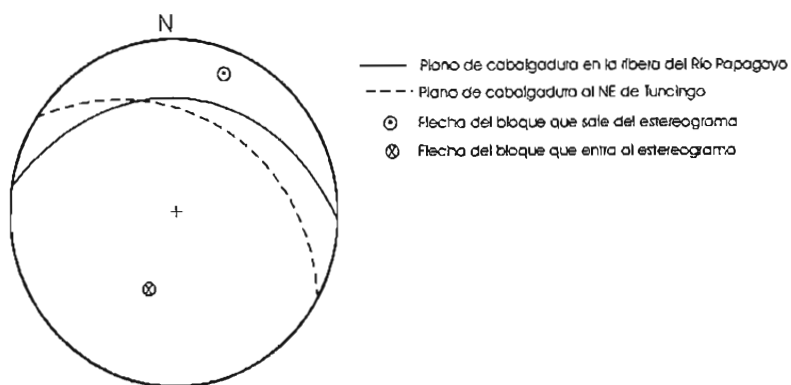


Figura V.37.- Diagrama que muestra la geometría de superficies de cabalgadura observadas en el área de estudio.

V.2.5.2.2 Cinemática

Considerando principalmente las superficies de falla inversa relacionadas a D_3 , se asume que el mecanismo que generó este evento fue una cizalla simple con una dirección de transporte al SW bajo un régimen dúctil-frágil. El plegamiento se desarrolló como resultado del cabalgamiento y permite el acomodo de parte de la deformación por acortamiento sobre el plano de la falla de cabalgadura.

V.2.6 Estructuras de deformación de la Fase D₆

La fase de deformación D₆ esta representada principalmente por fallamiento lateral con deslizamiento sinistral que se observó afectando a la mayor parte de las rocas expuestas en el área de estudio.

V.2.6.1 Estructuras mesoscópicas y microscópicas

V.2.6.1.1 Foliación

No se observan superficies de foliación que puedan ser claramente atribuibles a la fase de deformación D₆.

V.2.6.1.2 Lineación

En el área de estudio se distinguen lineaciones de estiramiento producto de la dinámica del fallamiento lateral. Las lineaciones se encuentran en espejos de falla y están definidas principalmente por cuarzo y fedespato elongados.

V.2.6.1.3 Plegamiento

A escala mesoscópica y microscópica no se aprecia plegamiento relacionado a D₆.

V.2.6.1.4 Fallamiento lateral

En la zona de estudio se identificaron fallas de deslizamiento lateral asociadas a la fase de deformación D₆ (véase Mapa Geológico). Estas estructuras son planos de falla casi verticales (Figura V.38); con superficies muy regulares. Como resultado del movimiento de las fallas se desarrollaron zonas de cizalla con espesores de 10 a 70 cm de espesor en las que principalmente se tiene material triturado.

Asociado al fallamiento lateral se tiene la presencia de fracturamiento que fue aprovechado para el emplazamiento de diques diabásicos (Figura V.39).



Figura V.38.- Imagen que muestra una falla lateral izquierda que afectó a migmatitas (kilómetro 13 del Viaducto Diamante).



Figura V.39.- Dique diabásico emplazado en fracturas asociadas al fallamiento lateral de la fase de deformación D_s. La roca intrusionada es el Granito Xaltianguis (kilómetro 344 de la Autopista del Sol).

V.2.6.2 Geometría

Los planos de falla lateral presentan dos direcciones preferenciales: 1) N 64° con 87° al SE en el Viaducto Diamante y 2) N 291° con 82° al NE y en el kilómetro 334 de la Autopista del Sol. Dentro de las superficies o espejos de falla se observan estrías que evidencian un movimiento casi horizontal de los bloques involucrados. En la Figura V.40 se graficaron los planos de falla lateral y aunque en el estereograma asemejan un sistema conjugado, es

importante aclarar que como se menciona arriba, son datos que pertenecen a afloramientos distintos.

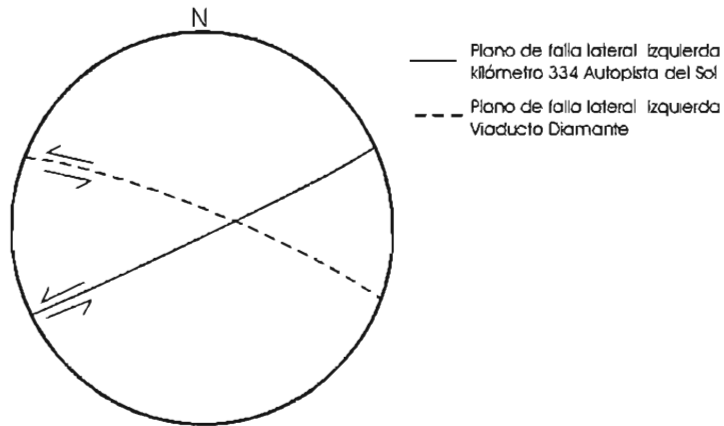


Figura V.40.- Estereograma que muestra la geometría de superficies de falla lateral izquierda.

V.2.6.2 Cinemática

La cinemática de la fase de deformación D_6 se determinó con base en el análisis de estrías y, en el caso específico del afloramiento de la Figura V.38, con el desplazamiento de un dique. El resultado obtenido es consistente con un movimiento lateral izquierdo con una componente normal. De acuerdo a las rocas de falla observadas en el campo la deformación se desarrolló dentro de un régimen frágil.

CAPÍTULO VI

VI.1 Discusión

Integrando la información obtenida en este trabajo se puede plantear la evolución geológica para este segmento del Complejo Xolapa. La Figura VI.1 contiene una síntesis de los eventos tectónicos y de deformación ocurridos en el lapso de $\cong 165$ Ma a $\cong 30$ Ma.

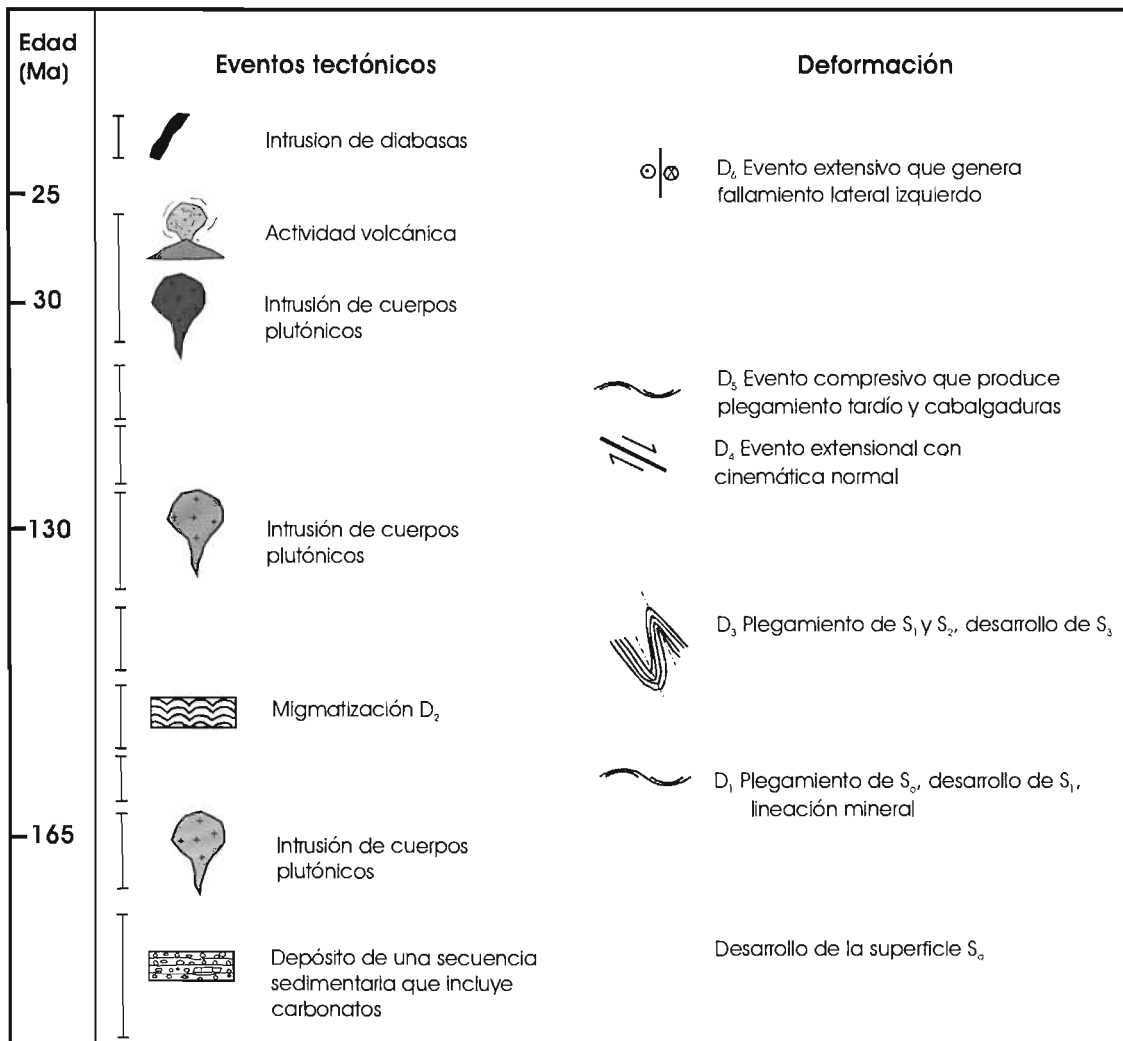


Figura VI.1.-Síntesis de los eventos tectónicos y de deformación en las rocas del Complejo Xolapa, segmento de Acapulco.

El depósito de una espesor importante de sedimentos como areniscas, lutitas y caliza, marcó el inicio de la evolución del Complejo Xolapa. Las características de esta secuencia sedimentaria sugieren un ambiente miogeoclinal dominado por el depósito de siliciclastos, en el cual se tuvo un retrabajo considerable de los sedimentos evidenciado principalmente por la forma redondeada de los granos, entre ellos zirrones. Una lejanía de la línea de costa es marcada por la ausencia de depósitos conglomeráticos o de grano grueso y variaciones importantes en el nivel del mar que pueden ser correlacionables con periodos de subsidencia rápida de la cuenca que permitió el desarrollo de parches arrecifales.

La determinación de la edad de esta unidad hasta ahora no ha sido posible. Morán *et al.* (1990) obtuvieron una edad por Rb-Sr en roca entera de 308 Ma para metapelitas en la Barranca de Xolapa; sin embargo, se considera que ésta edad no es confiable ya que no se tiene certidumbre acerca del evento, depósito o metamorfismo, que representa la homogenización de los metasedimentos.

La presencia de cristales de zircón con evidencia de retrabajo dentro de la secuencia metasedimentaria con edades modelo de Nd y edades de intersecciones superiores en zirrones por el método U-Pb arrojan un rango de 1.6 a 1.0 Ga (Robinson *et al.*, 1989; Herrmann *et al.*, 1994; Schaaf *et al.*, 1995), lo que permite plantear la posibilidad de que estos sedimentos sean producto de la erosión de los fragmentos continentales grenvilianos ubicados en el sur de México, específicamente de los Complejos Acatlán y Oaxaqueño. En las rocas del terreno Guerrero, en la zona de Pepechuca, se obtuvieron edades grenvilianas en xenolitos que evidencian la presencia de una corteza continental para esa región, sobre la cual se desarrolló un arco volcánico (Elías *et al.*, 2000). Lo anterior, permite inferir que el arco del terreno Guerrero y el arco del Complejo Xolapa pudieron haber compartido un basamento grenviliano.

Las rocas más antiguas del Complejo Xolapa al parecer se depositaron dentro de una zona que puede ser la prolongación de un basamento continental hacia la margen de la costa sur de México, evidenciando un carácter autóctono para el Complejo Xolapa (Morán, 1992; Ortega y Elías, 2003; Ducea *et al.*, 2004), que implicaría que la mayor parte de la evolución del terreno Chatino se dio en o muy cerca de su posición actual.

La ausencia de rocas con metamorfismo de presión alta-media y temperatura alta (por ejemplo facies de granulita), y un prisma acrecional con una geometría de cinturón de pliegues y cabalgaduras compleja, como los observados en los sistemas de colisión arco-continente de la parte meridional de los Urales, el Cinturón Orogénico de Kamchatka y el Arco Lough Nafoeoy (Alvarez *et al.*, 2000; Konstantinovskaia, 2000; Clift *et al.*, 2004) desechan el modelo que plateaba que el terreno Chatino fue un terreno sospechoso acrecionado al margen sur del Cratón de América del Norte (Campa y Coney, 1983).

Por lo anterior, la diferencia principal que habría entre la zona del basamento donde se desarrolló el Complejo Xolapa y los terrenos basales colindantes, es que esta zona fue afectada por intrusiones abundantes, generadas a partir de la actividad de un arco magmático y deformación que produjeron metamorfismo durante el Mesozoico.

En el área de estudio, la actividad magmática dentro del Complejo Xolapa inició en el Jurásico Medio ($\cong 165$ Ma) y fue episódica a lo largo de por lo menos 150 Ma. El primer evento magmático fue la intrusión de cuerpos granodioríticos con una edad mínima de 165 ± 3 Ma (Guerrero *et al.*, 1978), dentro de la secuencia sedimentaria. Se trató del evento volumétricamente mayor en el área y sus dimensiones están definidas por la distribución de los ortogneises de quienes fueron protolito. Esta actividad magmática puede ser correlacionada con eventos volcánicos en el terreno Guerrero evidenciados por las intercalaciones volcánicas de las secuencias del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Campa y Ramírez, 1979).

Un primer evento de deformación afectó a la secuencia sedimentaria y a las rocas intrusivas del Jurásico Medio, generando en ellas plegamiento, una superficie de foliación S_1 y metamorfismo. La paragénesis metamórfica hornblenda-plagioclasa definen metamorfismo de facies de anfibolita. Según diagramas de presión y temperatura para rocas metamórficas (p.e. Winter, 2001), la existencia de biotita-sillimanita implica un rango de temperatura de 650° C y presiones variables entre 3 y 5 kb; que corresponden a un proceso metamórfico de temperatura alta y presión baja-intermedia.

La disposición de los minerales metamórficos de manera paralela a la superficie de foliación S_1 , sugieren un proceso metamórfico sintectónico con la fase de deformación D_1 .

La fase de deformación D_1 generó sus estructuras dentro de un régimen dúctil. El desarrollo de la superficie de foliación pudo obedecer a un evento compresional o extensional, sin embargo, no fue posible identificar rasgos que permitieran establecer la diferencia. Se consideró como la edad mínima para esta fase de deformación la edad U-Pb de cristalización de 165 ± 3 Ma del protolito del ortogneis (Guerrero *et al.*, 1978).

Posterior al evento de deformación D_1 se tuvo el desarrollo de migmatización parcial y completa de las rocas del Complejo Xolapa. La distribución de las bandas leucosomáticas (S_2) de las migmatitas de forma paralela a la superficie de foliación S_1 y que no se encuentran deformados de manera penetrativa, evidencian un proceso de migmatización causada por un evento termal importante posterior a la fase de deformación D_1 y anterior a la fase D_3 . Dicho evento termal pudo estar relacionado al ascenso de granitos posttectónicos, por ejemplo los analizados por Morán (1992) en la Barranca de Xolapa, que suministra calor y por lo tanto, contribuiría a un incremento en la temperatura en una escala regional, generando metamorfismo de temperatura alta y presión baja (Bucher y Frey, 2002).

La edad del metamorfismo y la migmatización ha sido considerada dentro del rango de 130 a 110 Ma (Corona, 1997). En este trabajo, el metamorfismo se considera posterior al emplazamiento de los protolitos del ortogneis, es decir que es $post\ 165 \pm 3\ Ma$. Se plantea que la migmatización es posterior al metamorfismo y pudo haber estado relacionada al ascenso de cuerpos graníticos como los que se ubican en la Barranca de Xolapa, La Unión y Milpillas (estas dos últimas localidades ubicadas al oriente del área) y para los que Morán (1992) obtuvo edades entre 144 ± 7 y $136 \pm 11\ Ma$.

Anterior a 130 Ma, se produjo el evento deformacional D_3 que generó el plegamiento de las superficies S_1 y S_2 , y el consiguiente desarrollo de una foliación S_3 . Los pliegues son asimétricos y presentan una vergencia preferencial hacia el SW. La superficie S_3 esta definida por los planos axiales de los pliegues de S_1 y no se observa el desarrollo importante de minerales asociados a ella, esto sugiere que el evento de deformación dúctil tuvo lugar en condiciones de alta temperatura, posiblemente con la roca todavía en condiciones de fusión parcial. La falta de un arreglo planar se puede explicar considerando que durante la deformación la roca podría fluir sin sufrir procesos de recristalización dinámica.

Durante la deformación D_3 , los contrastes de competencia que se dieron en los sistemas bandeados o de multicapas debidos a la segregación de fundido hacia los leucosomas generaron pliegues disarmónicos que muestran variaciones en escala pequeña en la orientación del plano axial, amplitud y longitud de onda (pliegues viscosos), que según McLellan (1984) son producto de un mecanismo dominado por flujo. Las características de las estructuras generadas por la fase de deformación D_3 acusan un evento compresivo dentro de un régimen de deformación principalmente dúctil.

La edad mínima de la fase de deformación D_3 se considera posterior a $144 \pm 11\ Ma$, que es la edad planteada en este trabajo para la migmatización, y anterior a $129 \pm 0.73\ Ma$ (Torres, 2005), que es la edad obtenida para un cuerpo plutónico que fue emplazado posteriormente y que presenta deformación pero no migmatización. Este evento también fue documentado por Sabanero (1990) como deformación compresiva para el Jurásico Tardío con una dirección de acortamiento máximo de $N\ 135^\circ$.

El pulso magmático que se registró alrededor de 130 Ma (Cretácico Temprano) fue producido por un evento tectónico importante, que originó la intrusión de cuerpos graníticos en la porción noreste de la zona de estudio, como el Granito El Pozuelo de edad $129 \pm 0.73\ Ma$ (Torres, 2005), y actividad volcánica representada por derrames de lava y productos piroclásticos posteriormente deformados y metamorfizados en facies de esquistos verdes (Formación Chapolapa), en la zona de la Presa La Venta. Campa e Iriondo (2004) obtuvieron edades de 136 a 126 Ma para esta unidad. Por su carácter calcoalcalino (Solari en Torres, 2005) se considera que esta actividad volcánica se correlaciona con un arco magmático continental asociado a una zona de subducción.

Posterior a 129 Ma se registra el evento deformacional D_4 el cual genera principalmente el desarrollo de una superficie de foliación penetrativa (S_4), pero de grado metamórfico menor que las anteriores al no desarrollar una paragénesis metamórfica importante. Las estructuras corresponden a un régimen dúctil y son el resultado de un evento aparentemente extensional con cinemática normal hacia el NNW determinada por la geometría de superficies S-C.

La edad mínima para la fase de deformación D_4 se considera posterior al evento de intrusión de 129 ± 0.73 Ma (Torres, 2005), que es la edad de cristalización propuesta para los cuerpos plutónicos más jóvenes a los que afecta. Esta fase de deformación también se documentó en el terreno Mixteco en la zona de la Montaña de Guerrero (Salinas, 1986), con una dirección WNW-ESE para la extensión máxima.

Después del evento extensional se tienen estructuras que evidencian compresión dentro de un régimen dúctil-frágil. Esta fase de deformación D_5 genera superficies de cabalgadura y el plegamiento de la superficie de foliación S_4 , como es evidenciado en la sección geológica de la Figura V.34 y la geometría estereográfica de la foliación S_4 , en la Figura V.36. La edad mínima para la fase de deformación D_5 se considera anterior a 30.5 ± 0.8 Ma (Schaaf, 1990), que es la edad obtenida para los cuerpos plutónicos no deformados, por ejemplo Xaltianguis y Tierra Colorada, que son el evento intrusivo posterior a esta fase de deformación.

Un pulso magmático nuevo en el Oligoceno generó la intrusión de cuerpos con variación composicional de granito a tonalita como los intrusivos de Xaltianguis y Tierra Colorada. Geoquímicamente son intrusivos calcoalcalinos correlacionables a un margen continental activo dentro de la zona intermedia del arco continental (Correa, 1997). Anterior a este pulso magmático al noreste del área se tuvo la intrusión del Gneis La Palma para el cual Herrmann *et al.* (1994) obtuvieron una edad de 62 ± 20 Ma; y al suroeste del área la intrusión del Granito Acapulco con un edad U-Pb de 43 Ma (Ducea *et al.*, 2004).

Contemporáneo al pulso magmático oligocénico, en la zona se registró un evento volcánico que da como resultado flujos de escombros y cenizas producto de la destrucción de un domo o colapso lateral de un edificio volcánico. La edad de este evento no ha sido determinada en el área de estudio, sin embargo, puede considerarse como edad mínima 30.5 ± 0.8 Ma que es la edad del batolito de Xaltianguis al que sobreyace. Esta edad es correlacionable con una edad K-Ar en roca total de 32 ± 3 Ma obtenida por Grajales y López (1983) para rocas de la Formación Papagayo que se ubican al norte del área.

La fase de deformación D_6 es posterior al emplazamiento de los intrusivos del Oligoceno y generó fallamiento lateral principalmente izquierdo, que en varios casos funcionan como contactos entre paquetes litológicos. Las superficies de fracturamiento asociado a estas estructuras cortan a las unidades previas, incluyendo al intrusivo de Xaltianguis (kilómetro 344

de la Autopista del Sol) y han sido aprovechadas por diques diabásicos con edades de emplazamiento de ≈ 23.7 Ma (Tolson, 1998).

La actividad volcánica repetitiva en la zona es concordante con un modelo de un arco volcánico continental desarrollado a lo largo del margen sur de América del Norte cuya actividad se manifestó continua a lo largo del tiempo geológico, en este caso a partir del Jurásico (Engerbretson *et al.*, 1985). Aunque se tienen evidencias de un evento magmático Pérmico (272 Ma) cerca de Puerto Escondido (Ducea *et al.*, 2004), siendo estas edades similares a pulsos registrado en el Complejo Acatlán del Terreno Mixteco (Yáñez *et al.*, 1991; Robinson *et al.*, 1989; Ortega y Elías, 2003). El magmatismo en el área de estudio cesó hace ≈ 25 Ma cuando los límites de la Placa de América del Norte fueron reorganizados para formar la actual Trinchera de Acapulco.

Las características de metamorfismo de temperatura alta y presión baja del Complejo Xolapa, la presencia de migmatitas y de cuerpos plutónicos deformados cortados por diques han sugerido que este complejo forme parte la raíz de un arco volcánico (Ortega, 1981). Lo anterior puede ser corroborado por datos isotópicos obtenidos por Morán (1992) que muestran relaciones Sr/Nd correlacionables con una corteza media-inferior, cuyas relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son bajas y sugieren que los magmas que los originaron sufrieron una contaminación cortical muy baja.

El desarrollo de los arcos esta íntimamente ligado con subducción por lo que es razonable esperar que existan periodos de alta o baja convergencia que puedan implicar variaciones en los tiempos de residencia en la cuña del manto, desvolatilización más rápida o lenta de la placa subducente y por lo tanto, variantes en la producción de fundido en la cuña del manto (Ducea, 2001). Al igual que la actividad magmática, se observó que la deformación de las rocas del Complejo Xolapa se produjo en varias fases o episodios. Las variaciones de las fases de deformación en cuanto a su carácter compresional a extensional se piensa fueron definidas por los cambios a través del tiempo de la geometría y aceleración de la placa subducente, similar a lo inferido por Coleman *et al.* (2003) en White Mountains, California.

Para el margen sur de México se tienen registros de la velocidad de convergencia de las placas Farallón y América del Norte. Uno de los más aceptados es el de Engerbretson *et al.* (1985) y su análisis permite identificar cinco periodos de tiempo en el que se tuvieron incrementos importantes en los valores de la velocidad de convergencia entre ambas placas. 1) Para el Jurásico Medio-Tardío (175-145 Ma) una velocidad de convergencia que desciende de 135 a 105 mm/a. 2) En el Cretácico Temprano (125 Ma) una velocidad de 80 mm/a. 3) Para el Cretácico Temprano- Tardío (100-85 Ma) la velocidad de convergencia fue de 110 mm/a. 4) En 75 Ma (Cretácico Tardío) una velocidad de convergencia de 120 mm/a. 5) Entre 65 y 40 Ma (Paleoceno-Eoceno Tardío) la velocidad de convergencia fue de 150 mm/a. Además, Pindel y Barret (1990) definieron para el Oligoceno (≈ 30 Ma) una velocidad de convergencia de

80 mm/a. Como se aprecia, por lo menos dos de los periodos de alta convergencia establecidos por Engebretson *et al.* (1985), pueden ser correlacionados con actividad magmática en la zona de estudio, el periodo del Jurásico Medio-Tardío y el periodo del Cretácico Inferior, lapsos en los que se tiene la mayor parte de la intrusión de plutones y la deformación dúctil de las rocas del Complejo Xolapa. Mientras que, el periodo de convergencia definido por Pindel y Barret (1990) coincide con el pulso magmático de los plutones no deformados.

Como se mencionó anteriormente, las características del Complejo Xolapa corresponden a un arco volcánico que se desarrolló en una margen continental como resultado de la convergencia de las placas de América del Norte y Farallón. Se ha considerado que la orientación de la trinchera, a pesar de pequeños cambios, se ha mantenido de manera general NW-SE y que su ubicación para el Jurásico Medio fue de ≈ 200 kilómetros al suroeste de su posición actual (Sedlock *et al.*, 1993). En la actualidad, las rocas que representan el arco (complejo de plutones deformados y no deformados) se encuentran directamente en contacto con la trinchera, sin que se identifique entre ellos a las rocas de presión alta y temperatura baja que estarían más próximos a la trinchera (prisma acrecional) y la zona de antearco. Lo anterior, ha inducido al planteamiento de un truncamiento del margen suroccidental de México (De Cserna, 1965; Kesler, 1973; Ortega, 1981, Schaaf *et al.*, 1995) y las hipótesis encaminadas a explicar la ausencia de estos elementos tectónicos incluyen erosión por subducción (Morán *et al.*, 1996) o desplazamiento lateral a través de fallas transformantes (Schaaf *et al.*, 1995).

Los rangos de presión y temperatura que presentan las rocas del terreno Chatino evidencian condiciones que sólo pueden darse en porciones de la corteza media. Los valores de temperatura y presión obtenidos para la paragénesis mineral observada en el área de estudio son de 650 °C y de 3 a 5 kbar, respectivamente, que correlacionándolos en un diagrama P-T (p.e. Winter, 2001) corresponderían a una profundidad ≈ 16 km. Morán *et al.* (1996) realizó la determinación de presiones a partir de geobarometría en hornblendas de varios plutones de la región obteniendo presiones variables entre 3 y 7 kbar que serían el equivalente a una profundidad de formación de la hornblenda entre 11 y 26 km.

Lo anterior, indica que el levantamiento mínimo del las rocas del Complejo Xolapa, sin considerar el espesor de su cobertura antigua, la cual pudo haber sido erosionada por procesos subaéreos, fue de ≈ 16 km. El tiempo del levantamiento puede ser constreñido entre la edad de intrusión de uno de los plutones más jóvenes de la región (Tierra Colorada) que es de 30-34 Ma (Schaaf, 1990) y el inicio de sedimentación marina en el Mioceno Temprano (≈ 17.5 Ma, Morán *et al.*, 1999) sobre los intrusivos previamente erosionados, lo que implica una exhumación de ≈ 1.1 km/Ma.

Modelos tectónicos diversos han sido planteados para explicar la exhumación de las rocas del terreno Chatino. El más aceptado hasta ahora, plantea que el proceso de exhumación del Complejo Xolapa tuvo una relación directa con la dinámica del Bloque Chortis, el cual se

ubicó frente a las costas de Guerrero-Michoacán para el Eoceno, y que su migración hacia el sureste en el Eoceno Tardío, aprovechando el sistema de fallas Motagua, permitió el ascenso de las rocas con características de corteza media del Complejo Xolapa y el truncamiento del margen sur de México (Robinson, 1989; Sabanero, 1990; Herrmann *et al.*, 1994; Schaaf *et al.*, 1995). Sin embargo, la presencia de sedimentos indeformados del Cretácico Tardío-Reciente en la traza proyectada de la falla Motagua, la mínima afectación del Batolito de Chiapas pérmico y la ausencia de rasgos mayores del sur de México en Honduras (Keppie y Morán, 2005 y referencias incluidas), son argumentos que cuestionan el paso del Bloque Chortis por esta porción del sur de México.

Un modelo alternativo es el propuesto por Keppie y Morán (2005), quienes sugieren para el Eoceno la colisión de la Cordillera de Montes Submarinos Chumbia con la Trinchera de Acapulco y su migración posterior hacia el este-sureste durante el Oligoceno, generando la horizontalidad de la placa subducente que induce erosión por subducción y la consecuente exhumación del margen sur de México.

La exhumación de las rocas del terreno Chatino a niveles corticales superiores es evidente sin embargo, para definir que proceso (erosión por subducción, horizontalidad de la placa subducente, despegue o delaminación de la cobertura, etc.) y que elementos tectónicos determinaron este levantamiento (Chortis, Chumbia, etc.) es necesario un trabajo integral que incluya porciones del Complejo Xolapa que hasta ahora no se han analizado con detalle y por que no, de zonas en Centroamérica que permitan corroborar o desechar su correlación con el sur de México.

CAPÍTULO VII

VII.1 Sumario y conclusiones

- Las rocas del Complejo Xolapa en el segmento de Acapulco consisten en paragneis, principalmente clásticos con subordinados metacarbonatos, ortogneis de composición ácida y granitos con deformación penetrativa pero de bajo grado metamórfico. En las dos primeras unidades se ubican zonas con mayor o menor grado de migmatización.

- Con base en el análisis estructural se determinaron por lo menos seis fases de deformación que afectan a las rocas del Complejo Xolapa.

- D_1 se desarrolló dentro de un régimen dúctil; pliega y genera la superficie de foliación S_1 , lineación mineral y metamorfismo sintectónico de facies de anfibolita. La edad mínima de esta fase de deformación es 165 Ma, que corresponde a la edad de los cuerpos intrusivos a los que afectó.

- D_2 genera migmatización en algunas zonas del área de estudio. Es posterior al metamorfismo que produjo D_1 y puede correlacionarse con el ascenso de plutones con edades entre 144 ± 7 y 136 ± 11 Ma.

- D_3 evento compresivo que pliega la superficie S_1 , genera crenulación (S_3) y lineación mineral; cuya edad es anterior a 129 ± 0.73 Ma.

- D_4 evento extensivo con cinemática normal originado dentro de un régimen dúctil-frágil. Su edad mínima se considera de 129 ± 0.73 Ma.

- D_5 evento compresivo que genera superficies de cabalgadura y el plegamiento de la superficie de foliación S_4 . Su edad se considera anterior a 30.5 ± 0.8 Ma.

- La fase de deformación D_6 es posterior al emplazamiento de los cuerpos plutónicos y generó fallamiento lateral, principalmente izquierdo. Las superficies de fracturamiento asociadas a estas estructuras fueron aprovechadas posteriormente por diques principalmente diabásicos para su emplazamiento.

- Se plantea que los protolitos de los paragneises del Complejo Xolapa se depositaron dentro de una zona que puede representar la prolongación de un basamento continental hacia la

margen de la costa sur de México, evidenciando un carácter autóctono para el Complejo Xolapa.

- La actividad magmática repetitiva en la zona es consistente con un modelo de un arco volcánico continental, cuya actividad posiblemente fue continua a partir del Jurásico Medio y hasta ≈ 25 Ma cuando los límites de la placa de América del Norte fueron reorganizados para formar la actual trinchera de Acapulco.

- Se considera que el carácter episódico de la actividad magmática y las variaciones de las fases de deformación en cuanto a su régimen, compresional a extensional, fueron definidas por los cambios en la dinámica de la zona de subducción (velocidad de convergencia, inclinación de la placa subducente, etc.).

- Los valores de temperatura y presión obtenidos para la paragénesis mineral observada en el área de estudio son de $650\text{ }^{\circ}\text{C}$ y de 3 a 5 kbar, respectivamente; que corresponderían a una profundidad ≈ 16 km. Lo anterior, indica que el levantamiento mínimo de las rocas del Complejo Xolapa, sin considerar el espesor de su cobertura antigua la cual pudo haber sido erosionada por procesos subaéreos, fue de ≈ 16 km. El tiempo del levantamiento puede ser constreñido entre la edad de intrusión de uno de los plutones terciarios (Tierra Colorada) que es de 30-34 Ma y el inicio de sedimentación marina en el Mioceno Temprano (≈ 17.5 Ma), lo que implica una exhumación aproximada de ≈ 1.1 km/Ma.

- Para definir que proceso y que elementos tectónicos determinaron la exhumación de las rocas del terrero Chatino, es necesario un trabajo integral que incluya porciones del Complejo Xolapa que hasta ahora no se han analizado con detalle y zonas en Centroamérica que permitan corroborar o desechar su correlación.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alaniz, S., 1988. Geología y petrología del Complejo Xolapa, en la Barranca de Xolapa, Estado de Guerrero. Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 53.

Alaniz, S. y Ortega, F., 1997. Geología y petrología del Complejo Xolapa, en la Barranca de Xolapa, Estado de Guerrero. Boletín de Mineralogía, v. 13, p. 3-28.

Alvarez, M.J., Brown, D., Pérez, E.A., Puchkov, V. and Gorozhanina, Y., 2000. Accretionary complex structure and kinematics during Paleozoic arc-continent collision in the southern Urals. *Tectonophysics* v. 325, p. 175-191.

Ashworth, 1985.- *Migmatites*. Blackie and Son Limited. Glasgow.

Böhnel, H.N., Alva, V.L., Gonzalez, H.S., Urrutia, F.J., Morán, Z.D. and Schaaf, P., 1989. Paleomagnetic data and the accretion of the Guerrero Terrane, Southern Mexico continental margin, in Hillhouse J.W. (ed), *Deep structure and past kinematics of accreted terranes*. *Geophysical Monography* 50, IUGG, v.15, p. 73-91.

Brown, M. and Solar, G.S., 1999. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. *Tectonophysics*, v. 312, p. 1-33.

Brown, M., 2002. Retrograde processes in migmatites and granulites revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, p. 20-40.

Bucher, K. and Frey, M., 2002. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag. pp. 341.

Campa, M.F. y Ramírez, J., 1979. La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. Universidad Autónoma de Guerrero. Serie Técnico- Científica, No. 1, pp. 100.

Campa, M.F., Ramírez, J., Flores, R. y Coney, P., 1981. Terrenos tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos. Universidad Autónoma de Guerrero. Serie Técnico-Científica, No. 10, pp. 28.

Referencias bibliográficas

Campa, M.F. and Coney, P., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.

Campa, M.F. e Iriondo, A., 2004. Significado de dataciones cretácicas de los arcos volcánicos de Taxco, Taxco Viejo y Chapolapa, en la evolución de la Plataforma Guerrero Morelos. IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Libro de resúmenes, p. 76.

Centeno, E., Ruíz, J., Coney, P., Patchett, P.J., and Ortega, F., 1993. Guerrero Terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, v. 21, p. 419-422.

Clift, D.P., Dewey, F.J., Draut, E.A., Chew, M.D., Mange, Ma. and Ryan, D.P., 2004. Rapid tectonic exhumation, detachment faulting and orogenic collapse in the Caledonides of western Ireland. *Tectonophysics* v. 384, p. 91-113.

Coleman, D.S., Briggs, S. and Glazner, A.L., 2003. Timing of plutonism and deformation in the White Mountains of eastern California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, no. 1, p. 48-57.

Coney, P.J., 1980. Cordilleran metamorphic core complex, an overview. *Geological Society of America Memoir* 153, p. 329-333.

Corona P., 1997. Deformazione, metamorfismo e meccanismi di segregazione migmatitica nel complesso plutonico-metamorfico del Terreno Xolapa, Messico. Tesi di Dottorato. Università Degli Studi di Milano, pp.78.

Correa, M.F., 1997. Estudio petrológico y geoquímico del Complejo Intrusivo de Xaltianguis, Guerrero, México. Facultad de Ingeniería, UNAM. Tesis licenciatura, pp. 50.

De Cserna Z., 1965. Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM. Estación Regional del Noreste*, p. 323-365.

De Cserna, Z., Schmitter, E., Damon, P.E., Livingston, D.E., Kulp, J.L., 1962. Edades isotópicas de rocas metamórficas del centro y sur de Guerrero y una monzonita cuarcífera del norte de Sinaloa. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM, México*, vol. 64, p. 71-84.

Ducea, M., 2001. The California arc: thick granitic batholiths, eclogitic residues, lithospheric-scale thrusting, and magmatic flare ups. *Geological Society of America Today*, Noviembre, p. 4-10.

Referencias bibliográficas

Ducea, M., Gehrels, G., Shoemaker, S., Ruíz, J., and Valencia, V., 2004. Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico: Evidence from U-Pb zircon geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, no. 7/8, p. 1016-1025.

Engerbretson, A.C., Cox, A. and Gordon, R.G., 1985. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin: Geological Society of America, Special Paper 206, pp. 59.

Elías, H.M., Sánchez Z.J.L. and Macías, R.C., 2000. Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 355-375.

Fries, C.Jr., Schmitter, E., Damon, P.E. y Livingston, D.E., 1962. Rocas precámbricas de edad grenvilliana en la parte central de Oaxaca en el sur de México. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, v. 64, p. 45-53.

Fries, C.Jr. y Rincón, O.C., 1965. Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronología. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, v. 73, p. 57-133.

Grajales, N.J. y López, I.M., 1983. Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el prospecto Tomatlán-Guerrero-Jalisco. Instituto Mexicano del Petróleo, Reporte interno, Proyecto C-1160, pp. 69.

Guerrero, J.C., 1975. Contributions to paleomagnetism and Rb-Sr geochronology. University of Texas in Dallas, Ph. D. Thesis, pp. 131.

Guerrero J.C., Silver, L. T., and Anderson, T.H., 1978. Estudios geocronológicos en el Complejo Xolapa. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 39, p. 22-23.

Hernández, B.M.S. and Morán, Z.D., 1996. Origin of the Río Verde Batholith, Southern Mexico, as inferred from its geochemical characteristics. *International Geology Review*, v. 38, p. 361-373.

Herrmann, U.R., Nelson, B.K. and Ratschbacher, L., 1994. The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa Complex (southern Mexico). *Tectonics*, v. 13, p. 455-474.

Hobbs, B.E., Means, W.D. and Williams, P.F., 1976. An outline of structural geology. Wiley International Edit., pp. 555.

Referencias bibliográficas

INEGI, 1998. Carta topográfica Acapulco E14C57, escala 1:50 000. 2ª edición.

INEGI, 1998. Carta topográfica San Marcos E14C58, escala 1:50 000. 2ª edición.

INEGI, 2001. Carta topográfica Tierra Colorada E14C48, escala 1:50 000. 2ª edición.

INEGI, 2001. Carta topográfica Xaltianguis E14C47, escala 1:50 000. 2ª edición.

Keppie, D.J. and Morán, Z.D., 2005. Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for southern Mexico and the Chortis Block. *International Geology Review*, v. 47, p. 473-491.

Kesler, S.E., 1973. Basement rock structural trends in the southern Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 84, p. 1059-1064.

Konstantinovskaia, E.A., 2000. Geodynamics of an Early Eocene arc-continent collision from Kamchatka Orogenic Belt, NE Russia. *Tectonophysics* v. 325, p. 87-105.

McLellan, E., 1984. Deformacional behaviour of migmatites and problems of structural analysis in migmatite terrains. *Geol. Mag.*, v. 4, p. 339-345.

Mehnert, K.R., 1968. *Migmatites and origin of granites*. Elsevier, Amsterdam, pp. 393.

Morán, Z. D., Urrutia, F. J. y Köhler, H., 1990. Nuevos fechamientos Rb-Sr en rocas cristalinas del Complejo Xolapa en el Estado de Guerrero. *Sociedad Geológica Mexicana, X Convención Nacional, Libro de Resúmenes*, p. 92-93.

Morán, Z. D., 1992. Investigaciones isotópicas Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero. Tesis de Doctorado, *Unidad de los Ciclos Profesional y de Posgrado, UNAM*, pp. 186.

Morán, Z.D., Corona, P., and Tolson, G., 1996. Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: Pluton geobarometry constrains. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 141, p. 51-65.

Ortega, G.F., Anderson, T.H. and Silver, L.T., 1977. Lithologies and geochronology of the Precambrian craton of southern Mexico. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, v. 9, p. 1121-1122.

Ortega, G.F., 1981. Metamorphic belts of southern México and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*, v. 20, no. 3, p. 177-202.

Referencias bibliográficas

Ortega, G.F., Mitre, L.M., Roldán, Q.J., Sánchez, R.G. and De la Fuente, M., 1990. Ocean-continent transect H-3, Geological Society of America.

Ortega, G.F., López, R., Cameron, K.L., Ochoa, C. H. and Sánchez, Z.J.L., 1995. Grenvillian Huiznopala Gneis and its correlation with other Grenvillian-age high-grade terranes in eastern Mexico. Geological Society of America, Abstracts with Programs 27, p. 398.

Ortega, G.F., Elías, H.M., Reyes, S.M.A., Macías, R.C. and López, R., 1999. Late Ordovician-Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*, v. 27, p. 719-722.

Ortega, G.F. and Elías, H.M., 2003. Wholesale melting of the southern Mixteco Terrane and origin of the Xolapa Complex. Geological Society of America, Cordilleran Section Meeting, Abstracts.

Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer, Berlín. pp. 289.

Pindell, J.L. and Barret, S.F., 1990. Geological evolution of the Caribbean region; a Plate tectonic perspective, in Dengo G., y Case J.E., eds., *The Caribbean region*, Boulder, Colorado, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v.H, p. 405-432.

Robinson, K., Gastil, R., Campa, M.F., and Ramírez, J., 1989. Early Tertiary extensión in southwestern México and the exhumation of the Xolapa metamorphic core complex. Geological Society of America Annual Meeting, Abstracts with programs, v. 21, n. 6., p. A92.

Robinson K., 1990. U-Pb zircon geochronology of basement terranes and the tectonic evolution of southwestern mainland Mexico. Thesis for the Degree Master of Sciences, Faculty of San Diego State University. pp. 188.

Sabanero, S.H.M., 1990. La ruptura del extremo austral de la plataforma Guerro-Morelos, determinada por la acesión constructiva-transformante del Terreno Xolapa. Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, IPN. Tesis de Licenciatura, pp. 126.

Salinas, P.J.C., 1986. Estudio geológico de la porción occidental de la región de la Montaña, Estado de Guerrero. Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, IPN. Tesis de Licenciatura, pp. 96.

Salinas, P.J.C., Monod, O. and Faure, M., 2000. Ductile deformation of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 389-402.

Referencias bibliográficas

Schaaf, P., 1990. Isotopengeochemische Untersuchungen an Granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes. Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco. Tesis Doctoral. Ludwig-Maximilians Universität, München, pp. 202.

Schaaf, P., Morán, D., Hernández, M.S., Solís, G., Tolson, G., and Köhler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics*, v. 14, p. 1339-1350.

Sedlock, R., Ortega, F., and Speed, R., 1993. Teconostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. Geological Society of America, Special Paper, 278, pp. 153.

Tardy, M., Lapierre, H., Boudier, J.L., Ortíz, L.E., and Yta, M., 1992. Intraoceanic setting of the western of Mexico Guerrero terrane-implications for the Pacific-Tethys geodynamic relationships during the Cretaceous. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, v. 10, p. 118-128.

Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.B., Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martínez, J., Talavera, O., Ortíz, L.E., Stein, G., Boudier, J.L., and Yta, M., 1994. The Guerrero suspect terrane (western México) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, v. 230, p. 49-73.

Tolson, J.G., 1998. Deformación, exhumación y neotectónica de la margen continental de Oaxaca: datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos. Unidad Académica de los Ciclos Profesional y de Posgrado, UNAM. Tesis de Doctorado, pp. 98.

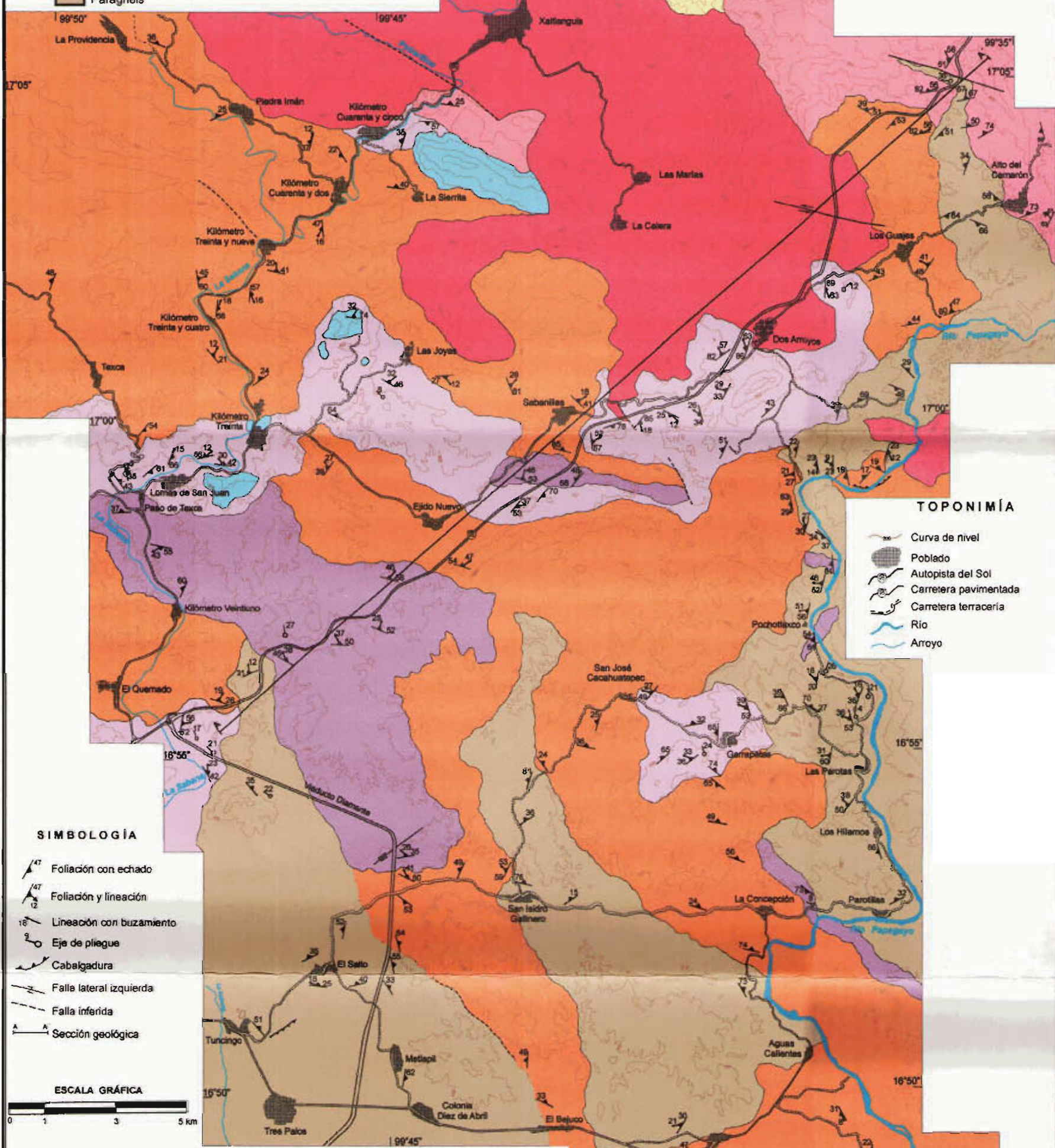
Torres L.R., 2005. Geología, petrografía, estructuras y tectónica en el área de La Venta, Guerrero. Tesis de Maestría, Instituto de Geología, UNAM. pp.108.

Yáñez, P., Ruíz, J., Patchett, P.J., Ortega, G.F. and Gehrels, G.L., 1991. Isotope studies of the Acatlan Complex, southern of México: Implications for Paleozoic North American Tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p. 813-828.

Winter, D.J., 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, New Jersey, pp. 697.

LEYENDA

- Roca Volcánica Terciaria
- Granito Xaltianguis 30.5 Ma (Correa, 1997)
- Granito El Pozuelo 129 Ma (Torres, 2005)
- Migmatita
- Gneis Migmatítico
- Ortogneis 165 Ma (Guerrero, 1978)
- Mármol
- Paragneis



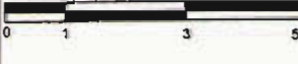
TOPONIMIA

- Curva de nivel
- Poblado
- Autopista del Sol
- Carretera pavimentada
- Carretera terracería
- Río
- Arroyo

SIMBOLOGÍA

- Foliación con echado
- Foliación y lineación
- Lineación con buzamiento
- Eje de pliegue
- Cabalgadura
- Falla lateral izquierda
- Falla inferida
- Sección geológica

ESCALA GRÁFICA



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO
 INSTITUTO DE GEOLOGÍA
 POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

GEOLOGÍA Y EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DEL COMPLEJO XOLAPA,
 ENTRE LOS RÍOS PAPAGAYO Y LA SABANA, NORESTE DE
 ACAPULCO, GUERRERO.

MAPA GEOLÓGICO
 ROSALVA PÉREZ GUTIÉRREZ
 2005

