



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**GEOLOGÍA, GEOQUÍMICA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE
LAS ROCAS DEL BASAMENTO DEL MACIZO DE TEZIUTLÁN,
ESTADO DE PUEBLA.**

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEÓLOGO
P R E S E N T A N

**EDGAR ANGELES MORENO
SALVADOR SÁNCHEZ MARTÍNEZ**

**FACULTAD DE
INGENIERIA**



U N A M

DIRECTOR DE TESIS:

Dra. Elena Centeno García.

MÉXICO, D.F.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

2002



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-017

SR. EDGAR ANGELES MORENO
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso la profesora Dra. Elena Centeno García y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**GEOLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOLOGIA ESTRUCTURAL DE LAS ROCAS DEL
BASAMENTO DEL MACIZO DE TEZIUTLAN, ESTADO DE PUEBLA**

- I GENERALIDADES
- II MARCO GEOLOGICO Y TRABAJOS PREVIOS
- III ESTRATIGRAFIA
- IV GEOQUIMICA Y PETROGENESIS
- V GEOLOGIA ESTRUCTURAL
- VI INTERPRETACION DE RESULTADOS
- VII CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES
BIBLIOGRAFIA

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

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

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Cd. Universitaria, D. F., a 15 de enero de 2001
EL DIRECTOR

ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg

SR



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-018

SR. SALVADOR SANCHEZ MARTINEZ
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso la profesora Dra. Elena Centeno García y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**GEOLOGIA, GEOQUIMICA Y GEOLOGIA ESTRUCTURAL DE LAS ROCAS DEL
BASAMENTO DEL MACIZO DE TEZIUTLAN, ESTADO DE PUEBLA**

- I GENERALIDADES**
- II MARCO GEOLOGICO Y TRABAJOS PREVIOS**
- III ESTRATIGRAFIA**
- IV GEOQUIMICA Y PETROGENESIS**
- V GEOLOGIA ESTRUCTURAL**
- VI INTERPRETACION DE RESULTADOS**
- VII CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**
- BIBLIOGRAFIA**

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

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

Atentamente

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Cd. Universitaria, D. F., a 15 de enero de 2001
EL DIRECTOR


ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg

pe

AGRADECIMIENTOS

A mi madre, María de Luz Moreno Dávila

Por su paciencia, apoyo, consejos, atenciones y desvelos, porque sin esta ayuda no hubiera podido terminar mi carrera y llegar a ser lo que en este momento soy. Pero a pesar de todo ello siento que la Titulación es muy poco para retribuirle todo lo que me ha dado a lo largo de la vida.

A mi padre, Tomas Mario Angeles Sánchez

Porque siempre me ha apoyado económicamente en mi carrera y cuando no lo he requerido, el siempre ha estado dispuesto a seguirme apoyando.

Por su tolerancia para que no tuviera distracciones de mis estudios procurándome todas las comodidades que estaban a su alcance.

Por tratar de entenderme y ayudarme en algunas explicaciones acerca de mi carrera.

A mis hermanos

*Charilo Benita Angeles Moreno
Mario Angeles Moreno
Christopher Angeles Moreno,*

A mis abuelos

Molecia Sánchez Rodríguez, quien siempre me ha animado con sus comentarios acerca de mi carrera y quien ha sido muy paciente conmigo. Por sus preocupaciones para conmigo y quien siempre ha pensado que mis estudios no son fáciles pero ahora le doy una alegría grande con el termino de mi carrera.

Fidel Angeles Muedano, por que siempre ha mostrado un gran interés por mi carrera y sus innumerables preguntas curiosas por lo que hago me han dado un gran apoyo para culminar mi carrera y el siempre se ha sentido orgulloso con decirme ¡ingeniero!. No tengo palabras para agradecer a mi abuelito todo lo que me ha dado.

A mi abuelito materno Agustín Moreno Mendoza y Mercedes Davila Moreno que hubiera yo deseado que todavía estuvieran con nosotros y que les dedico esta Tesis con profundo sentimiento.

Agradecimientos:

A un gran amigo Gilberto Rodríguez Camacho, por nuestras aventuras en lugares naturales extraordinarios.

Mi amiga Zoila Hernández Mena, por su apoyo para la culminación de la impresión de esta tesis.

Mi amiga Laura Rosales, por sus valiosos comentarios durante el desarrollo de la Tesis.

Al Sr. Rogelio Muñoz, por sus pláticas al llegar de la escuela a casa sobre mis experiencias en campo.

Al Museo de Geología del Instituto de Geología de la UNAM, por darme un lugar como anfitrión durante la realización de la Tesis.

A la Cámara Minera de México por su apoyo económico (beca) que me otorgó durante los últimos semestres de la carrera y parte durante la realización de la Tesis.

Al Programa de Becas de Tesis de Licenciatura de la UNAM (PROBETEL), por el apoyo económico que me brindó durante la realización de este trabajo.

*A mis profesores de toda la vida,
con un reconocimiento muy especial a:*

*Ing. Emiliano Campos Madrigal
M. C. Rolando de la Plata*

Por su apoyo e interés en mi desempeño académico a lo largo de la carrera.

Edgar.

A mi Madre: "Celia"

*Con estas palabras quiero expresar mis sentimientos
A quien me diera su vida, su amor y por el cariño recibido
Al igual que sus abrazos, por todo el esfuerzo que hizo para seguir en el camino
Por donde continuar. Por enseñarme a descubrir cosas nuevas
A cada instante sin dejar de maravillarme. Que no puedo ir en contra
De mi propia naturaleza, que no debo ni tengo porque ocultar
Mis sentimientos, y mucho menos controlarlos.*

A mi Padre: "Ismael"

*Por enseñarme que hay elementos suficientes para gozar
La vida, que abra los ojos y que respire el aroma de la esperanza.
Para tranquilizarme y ordenar mi mente. Que adoptar el comportamiento
De un adulto no necesariamente implica actuar con madurez.
Que necesito seguir soñando y tener ideales
Para encontrarle sentido a la vida. Todos podemos lograr un
Mundo sin diferencias raciales, en donde no hay lugar para
el odio ni para el resentimiento.*

"A mis hermanos":

*Maribel, Ramón, Martín y Patricia.
Pues cada uno de ellos es parte de mi vida
y por darme durante todo este tiempo
un lugar dentro de todas sus
preocupaciones...
por toda su ayuda, sus cuidados y el cariño
que me han dado.*

Salvador

Agradecimiento especial:

A la Dra. Elena Centeno García por la dirección y motivación brindada durante el desarrollo de este trabajo, a su familia nuestro sincero agradecimiento.

Agradecimientos a:

*M. C. Gilberto Filva Romo
Ing. Enrique González Torres
Ing. Alfredo Victoria Morales
Ing. Jorge Nieto Obregón*

Por tomarse un poco de su tiempo y atención para la revisión de este escrito.

Al Instituto de Geología de la UNAM por habernos facilitado sus instalaciones y el uso de sus recursos para desarrollar de la mejor manera este trabajo.

A Rosario Flores Ramos del Instituto de Geología quien con su mejor disposición nos auxilió en la solución de algunas tareas.

A Rufino Lozano por su disposición para explicarnos la técnica de FRX y por su participación en este trabajo.

A Gabriela Solís Pichardo por su disposición para explicarnos el desarrollo del análisis de muestras en la parte de geoquímica analítica.

Al Dr. Jesús Solé Viñas por su apoyo y asesoría durante la realización de este trabajo y por su mejor disposición en la solución de algunos problemas.

Al Maestro Mariano Elías por su tiempo en la resolución de algunas dudas.

Al M. C. José Luis Sánchez Zavala por su dedicación en la resolución de algunas dudas de la parte de petrografía y por expresarnos su apoyo.

A Consuelo Macías Romo y Barbara Martiny N., por su disposición para ayudarnos en algunas tareas relacionadas con algunos laboratorios.

Este estudio fue financiado a través del proyecto CONACYT 32475-F: "Geocronología "Ar/⁴⁰Ar de la deformación en las zonas de contacto entre los terrenos tectonoestratigráficos del sur de México", del cual ambos recibimos una beca-lesis y apoyo para el trabajo de campo.

A:

A la familia del Sr. Daniel y la Dra. Natividad de Tamatayo, a la familia del Sr. José Landeros de Chicuaco, al Sr. Rogelio de Buenavista, al Sr. Inspector de Tehuaco, por proporcionarnos alojamiento en su casa y otras veces en la escuela del pueblo correspondiente. A todas las personas de los alrededores de Siltocoyan. Gracias.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	1
INTRODUCCIÓN	4
Problemática de la región	
1.-GENERALIDADES	5
1.1. Objetivos y metodología	5
1.1.1 Objetivos.....	5
1.1.2 Metodología.....	5
1.2. Localización	7
1.3. Clima	8
1.4. Fisiografía	8
2.- MARCO GEOLÓGICO Y TRABAJOS PREVIOS	10
2.1. Trabajos Previos del basamento del macizo de Teziutlán	10
2.2. Marco Geológico	13
2.2.1 Introducción.....	13
2.2.2 Unidades Mesozoicas.....	13
2.2.3 Unidades Terciarias.....	16
2.2.4 Estructuras Regionales.....	19
3.- ESTRATIGRAFÍA	20
3.1. Complejo Milonítico La Soledad	20
3.2. Complejo Milonítico Xucayucan	29
3.2.1 Unidad Litodémica Chicuaco.....	29
3.2.2 Unidad Litodémica Cozolexco.....	34
3.2.3 Unidad Litodémica El Mirador.....	37
3.3. Formación Huayacocotla	38
3.4. Formación Tenexcate	39

3.5. Diques riolíticos, dacíticos y básicos.....	40
3.6. Ignimbritas Xaltípan.....	41
4.- GEOQUÍMICA Y PETROGÉNESIS.....	42
4.1. Complejo Milonítico La Soledad.....	42
4.1.1 Elementos mayores.....	43
4.1.2 Elementos traza y discriminación tectónica.....	45
4.1.3 Discusión y conclusión.....	49
4.2. Complejo Milonítico Xucayucan.....	50
4.2.1 Elementos mayores.....	50
4.2.2 Elementos traza y discriminación tectónica.....	52
4.2.3 Conclusión.....	62
5.-GEOLOGIA ESTRUCTURAL.....	63
5.1 Características generales y distribución de la deformación.....	63
5.2 ¿ DEFORMACIÓN D1?.....	64
5.3 DEFORMACIÓN D2.....	64
5.3.1 Foliación.....	64
5.3.2 Lineación Mineral.....	66
5.3.3 Estructuras S-C.....	67
5.3.4 Pliegues dúctiles.....	69
5.3.5 Kink Bands.....	71
5.4. DEFORMACIÓN D3.....	71
5.4.1. Pliegues abiertos.....	72
5.4.2. Pliegue Buenavista.....	73
5.4.3. Falla La unión.....	74
5.5 DEFORMACIÓN D4.....	75
5.5.1 Falla Xocoloyaco.....	75
5.5.2 Fallas de la Soledad.....	75
5.5.3 Fallas Laterales.....	76

5.5.4 Falla menores.....	76
5.6 Historia de la Deformación.....	77
5.7 Conclusiones sobre la deformación.....	79
6.-INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.....	80
6.1 Discusión e Interpretación del Complejo Milonítico La Soledad.....	80
6.2 Interpretación del Complejo Milonítico Xucayucan.....	82
6.3 Comparación entre los Complejos Miloníticos Xucayucan y La Soledad con algunos terrenos tectonoestratigráficos.....	84
7.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	88
8.- BIBLIOGRAFIA.....	91
APENDICE:.....	96

Datos de Geoquímica

RESUMEN

El basamento del macizo de Teziutlán es una secuencia metamorfozada en facies de esquisto verde, formada por esquistos pelíticos, cuarzofeldespáticos y básicos, originalmente definida con el nombre de Serie de esquistos Xucayucan por Segura (1990). En este trabajo se propone re definir dichas rocas en dos paquetes de roca distintivos: **Complejo Milonítico Xucayucan y Complejo Milonítico la Soledad**. Se denominan como complejos debido a su complejidad estructural y su gran variedad litológica, y a que las relaciones originales de las distintas unidades se han perdido por la deformación. El termino "milonítico" refleja la naturaleza del proceso tectonometamórfico que dio origen a las estructuras y asociaciones mineralógicas que presentan los complejos. Las rocas que definen a estos complejos se formaron y milonitizaron antes del Jurásico Inferior a Medio, esto se interpreta basándose en fechamientos de K-Ar de trabajos antecedentes y en relaciones discordantes con unidades del Jurásico-Cretácico. Los Complejos Miloníticos atestiguan probablemente un limite tectónico importante antiguo, del Pre-Jurásico Inferior, y que quedó comprendido dentro del Terreno Sierra Madre al norte de la Faja Volcánica Transmexicana. Se espera que los datos aportados en este estudio sean útiles para la reconstrucción de la evolución tectónica del centro-este de México para antes del Jurásico Inferior.

Con base en la cartografía geológica de detalle se definió una unidad litodémica de granitoides felsicos deformados denominada Complejo La Soledad, que aflora hacia la base estructural de la secuencia, y 3 unidades litodémicas dentro del Complejo Milonítico Xucayucan, las cuales son: El Mirador, Cozolexco, Chicuaco. El Mirador es una unidad compuesta de metasedimentos básicos y silícicos, Cozolexco está formada en gran proporción por derrames metabasálticos con deformación que varían desde protomilonitas a ultramilonitas, y que en las zonas de menor deformación presenta estructuras almohadilladas relictas. La

unidad litodémica Chicuaco está constituida por esquistos miloníticos que originalmente fueron rocas volcanosedimentarias probablemente marinas, y que están intercalados con bandas de esquistos miloníticos cuarzofeldespáticos y de cuarcita, cuyo protolito fue probablemente siliciclástico (lutitas y areniscas de cuarzo). Esta unidad también presenta escasas bandas cuarzofeldespáticas y de metabasalto, que probablemente representan diques y otros cuerpos intrusivos. El Complejo la Soledad está constituido de gneises miloníticos cuarzofeldespáticos (ortogneises félsicos), mármol milonítico y gneises miloníticos de biotita y cuarzo. Esta unidad se interpreta en este trabajo como granitoides y quizás cuerpos gnéisicos afectados por el evento milonítico pre-Jurásico.

Con base en la petrología metamórfica de las milonitas, se calculó una probable temperatura entre los 350°C a 450°C durante el evento de deformación. Dicha milonitización es más intensa hacia la base de la columna estructural, donde los gneises miloníticos cuarzofeldespáticos presentan facies de esquisto verde en su parte alta, en cambio la secuencia volcanosedimentaria metamorfoseada presenta facies de esquisto verde de bajo grado.

El estudio de la geología estructural indica que el Complejo Milonítico Xucayucan fue afectado por cuatro eventos de deformación, el primer evento, no ha sido bien documentado, aparentemente está caracterizado por relictos de un bandeamiento gneisico de edad desconocida, el segundo evento está formado por estructuras sinmiloníticas con una dirección de cizalla NE-SW de edad prejurásico inferior, el tercero por fallas inversas y plegamiento abierto originadas por una dirección de compresión N-S probablemente laramídicas, y el cuarto por fallas normales en regimen frágil que afectan a toda la columna.

La geoquímica de las rocas miloníticas no había sido estudiada anteriormente, en este trabajo se presentan los resultados de análisis de elementos mayores y trazas de las distintas unidades litodémicas. Con base en estos análisis se concluye que la secuencia volcanosedimentaria del Complejo Milonítico Xucayucan fue originada en un ambiente de arco submarino con

influencia continental, que se encuentra en contacto tectónico sobre granitoides u ortogneises félsicos deformados (Complejo la Soledad) cuya afinidad es también de arco volcánico continental más evolucionado.

El Complejo Milonítico Xucayucan y La Soledad están cubiertos discordantemente por rocas sedimentarias constituidas de conglomerados, areniscas y lutitas de la Formación Huayacocotla del Jurásico inferior, por areniscas y conglomerados de la Fm. Tenexcate y por unidades volcánicas del Terciario de la Faja Volcánica Transmexicana. Así también, el Complejo Milonítico Xucayucan está cortado por diques y sills de composición riolítica, básica y dacítica no deformados probablemente del Terciario.

INTRODUCCIÓN.

El propósito de este trabajo es la caracterización de las rocas metamórficas que constituyen el basamento del Macizo de Teziutlán, que aflora en la región norte del Estado de Puebla, a partir de una cartografía geológica de detalle, del estudio de su geología estructural y del análisis geoquímico de las rocas que lo forman. Los trabajos geológicos previos a esta tesis, llevados a cabo dentro del área de estudio habían sido con fines de exploración petrolera, minera y algunos geotécnicos efectuados por la Comisión Federal de Electricidad, por lo cual no se conocía con mayor detalle su estratigrafía interna.

Los mayores problemas que presenta el área de estudio son que no se conoce la relación que hay entre los distintos paquetes de roca que componen al basamento del Macizo de Teziutlán, la falta de fechamientos radiométricos clave para establecer la relación temporal con otros terrenos tectonoestratigráficos, la estructura que se presenta en estas rocas. Incrementar la cantidad de datos geológicos en la región, con la finalidad de obtener e inferir con más fundamentos la evolución tectónica (regional y local) de una parte del este de México.

1.- GENERALIDADES.

1.1 OBJETIVOS Y METODOLOGÍA.

1.1.1 Objetivos.

Los objetivos planteados para la realización de este trabajo son los siguientes:

--Definir algunas relaciones estratigráficas de los cuerpos de roca de la región empleando la cartografía geológica de detalle.

--Establecer los eventos de deformación que ha sufrido la secuencia metamórfica.

--Caracterizar el posible ambiente tectónico que dio origen a la secuencia metamórfica empleando la geoquímica de elementos mayores y algunos elementos traza.

-- Definir las distintas unidades litológicas del basamento del Macizo de Teziutlán, e interpretar su historia geológica son fundamentales para la interpretación de la evolución tectónica del oriente de México.

1.1.2 Metodología.

Recopilación y análisis de la información de trabajos previos:

Se sintetizó la información de trabajos del IMP, PEMEX, C.F.E. que estuvieran relacionados con la geología de la zona de estudio. Son pocos y la mayoría de estos se efectuaron en los años cincuenta y sesenta.

Trabajo de campo:

Comprendió una primera salida de reconocimiento al área de estudio en donde se decidió la porción a trabajar y que se levantaría a detalle, eligiendo las

barrancas de la región de Chicuaco, Tamalayo y Calatepec en donde se encontraron las mejores exposiciones. Se utilizó un mapa a escala 1:12 000. Durante el posterior desarrollo de la cartografía, se fueron tomando muestras para petrografía, geoquímica y muestras orientadas. Se levanto una sección estructural de detalle para un mejor control de los cambios litológicos a lo largo del río Chalchihuapan.

Trabajo de gabinete:

Se analizaron los datos estructurales de campo con la ayuda de diagramas estereográficos y descripción de microestructuras para interpretar las diferentes fases de deformación, así como una probable idea de la naturaleza de los contactos entre las unidades. Se realizó la petrografía de secciones delgadas clave para ver la naturaleza del protolito, asociaciones minerales y facies metamórfica en el laboratorio de microscopios del Instituto de Geología. Con base en los anteriores datos y de campo se preparó un mapa geológico de detalle escala 1: 12 000.

Preparación de muestras y trabajo de laboratorio:

Se prepararon las muestras para geoquímica en el taller de molienda empleando una trituradora de quijada y un pulverizador. Posteriormente se envasaron correctamente para después mandarlos al Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM, analizándose los elementos traza y elementos mayores en el espectrómetro del mismo laboratorio. Cinco muestras se analizaron para obtener las concentraciones de tierras raras en ICP y otros elementos traza por activación de neutrones en los laboratorios Actlabs de Canadá.

Los resultados geoquímicos fueron analizados empleándose primero diagramas para determinar la composición, para luego hacer uso de diagramas de araña de multielementos, diagramas de tierras raras y por último el empleo de

diagramas de discriminación tectónica más comúnmente empleados en los estudios de esta índole.

Análisis del total de información:

Por último se interpretó por último la información de campo, geoquímicos, estructurales, de petrografía a fin de establecer el probable origen de las unidades litodémicas de la zona.

1.2. LOCALIZACIÓN DEL AREA.

La zona del estudio queda comprendida entre la Provincia Geológica de la Sierra Madre Oriental y el límite Norte de la porción oriental de la Faja Volcánica Mexicana. Geográficamente se ubica en la parte Norte del Estado de Puebla, México, entre las coordenadas geográficas 19° 53' y 19° 60' latitud Norte; 97° 31' y 97° 24' longitud Este (Fig.1). Se puede llegar a la zona desde la Ciudad de Puebla por dos rutas, la primera pasa por Amozoc, Oriental y Libres hasta llegar a Tlatlauquitepec tomando la desviación en Pexmatlán, hacia Mazatepec, esta carretera pasa por la Unión – Buenavista, Atotocoyan, hasta llegar al puente de la Soledad y la población el Dos (Fig. 1). La otra ruta que también sale de la Ciudad de Puebla sigue por la carretera que va a Orizaba hasta llegar, a Tepeaca de donde se toma una desviación hacia Perote, esta carretera pasa por Acatzingo, San Salvador, Perote, Teziutlán, para luego llegar a la desviación en Pexmatlán, donde a la derecha está la carretera que va a Mazatepec pasando por algunas de las poblaciones ya mencionadas anteriormente en la primera ruta (Fig. 1).

Las rocas metamórficas están expuestas en la región de Atoluca al N-NE de la ciudad de Teziutlán, alrededor de Aire libre, aguas abajo de la presa Atexcaco siguiendo sobre el cañón hasta la población de Yoloctzin, al Este de Atotocoyan, en el pueblo del Dos, así como alrededor de la zona donde se encuentran las poblaciones de Chicuaco y Tamalayo, siendo esta última zona de mayor área de afloramiento de las rocas metamórficas (Fig. 3) y en donde se enfocaron los estudios de detalle geológico.

El mapa de localización de la Figura 1, muestra las poblaciones cuyos habitantes nos apoyaron durante el trabajo geológico de campo como son Chicuaco, Calatepec, Atotocoyan, El Dos, Tehuaco, etc.

1.3. CLIMA.

El área de estudio está sujeta a intensas lluvias la mayor parte del año, con presencia de neblina en algunas ocasiones. En época de lluvias prácticamente es inaccesible por vehículo ya que dentro de la zona existen numerosos deslizamientos de tierra muy espectaculares que bloquean o dañan tanto los caminos de tercería como de pavimento. Las lluvias también ocurren en invierno, se recomiendan los meses de febrero a junio para trabajos geológicos a futuro. La zona localmente presenta microclimas, desde templado frío en las partes altas a cálido húmedo en las partes profundas de las barrancas y cañadas.

1.4. FISIOGRAFÍA.

La fisiografía está representada principalmente por barrancas y cañones profundos y algunas crestas redondeadas con pendientes suaves en las márgenes de los ríos Cozolexco y Chalchihuapan, sin embargo en ciertas partes la fisiografía se vuelve más dominada por laderas escarpadas.

Las secuencias terciarias volcánicas forman extensas mesetas que rellenaron paleorelieves formados en las rocas metamórficas y mesozoicas, tienen en general una inclinación hacia el Norte, su morfología se aprecia muy bien en la margen Sur del río Xucayucan donde los escarpes son verticales que dan lugar a enormes y espectaculares cascadas como la de Puxtla, que se unen al cauce principal del río Xucayucan (Fig. 3).

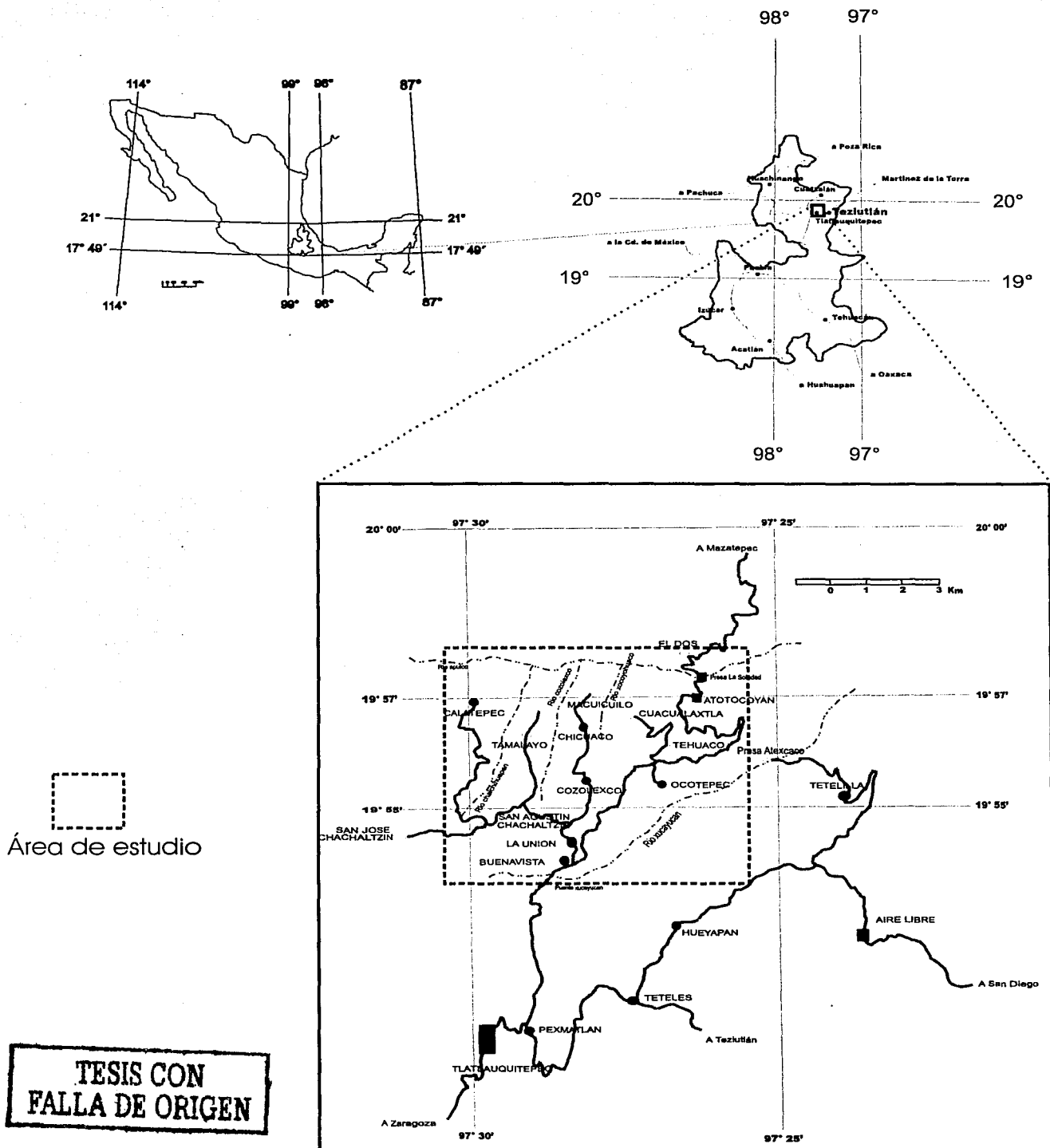


Figura 1 Mapa de Localización del área de estudio, ubicada al NW de Tezuitlán, Norte de Puebla.

2.- MARCO GEOLÓGICO Y TRABAJOS PREVIOS.

2.1.Trabajos previos del basamento del Macizo de Teziutlán.

La estratigrafía y la geología estructural de las rocas metamórficas de la región del macizo de Teziutlán no habían sido estudiadas a detalle hasta el presente trabajo.

Gómez Valle (1958) clasifica a las rocas metamórficas como pizarras esquistosas y esquistos de clorita con sericita, también interpreta a los diques riolíticos como segregaciones de un batolito presente en el subsuelo.

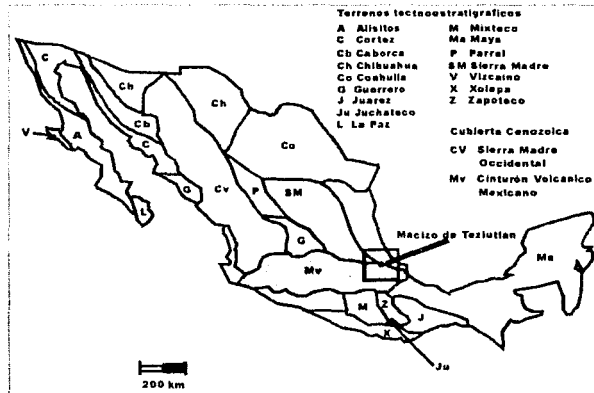
De acuerdo a Quezadas (1961) es posible que estas rocas metamórficas que afloran en el área de estudio sean las mismas que las encontradas en el basamento de la Cuenca Tampico-Misantla a partir de núcleos de perforación ya que estas últimas están formadas por rocas metasedimentarias, gneises cuarzofeldespáticos y metacuarcitas, sin embargo las rocas más abundantes encontradas en el subsuelo fueron las graníticas y granodioríticas a las que se les asignó una edad relativa del Permo-Triásico basado en la relación del ciclo magmático con el tectónico (Quezadas F, 1961).

Viniegra (1965) reporta en el subsuelo de la Cuenca Tampico-Misantla la presencia de granodioritas, granitos, tonalitas, dioritas y gabros.

López Ramos (1972), fuera de la región de estudio hace una recopilación de la geología de 130 pozos de la zona de Poza Rica, realiza también algunos fechamientos isotópicos y determina que los esquistos y gneises son el segundo grupo de rocas más abundante de las muestras obtenidas del subsuelo. Con base en un fechamiento del Pérmico Superior, correlaciona a los esquistos con la secuencia sedimentaria (Fm. Guacamaya) que aflora en el anticlinorio de Huayacocotla ya que es de la misma edad. Menciona además la presencia de

metamorfismo dinámico en algunas muestras por la presencia de milonitas y cataclasitas que asocia a la orogenia Apalachiana.

Ruiz Sainz (1978), fecha unos esquistos de muscovita y cuarzo colectados a lo largo de la carretera Tlatlauquitepec-Mazatepec obteniendo una edad de 207 ± 17 M.a. que corresponde al Triásico Tardío, interpreta esta edad como el último evento metamórfico que sufrió la secuencia. El mismo autor estudia la petrografía de algunas muestras colectadas sobre la carretera Tlatlauquitepec-Mazatepec clasificándolas como metandesitas epidotizadas de la facies metamórfica de esquistos verdes, él interpreta que el metamorfismo regional ocurrió durante el Triásico tardío basado en el fechamiento isotópico K-Ar que el mismo estudió de muestras de esquistos pelíticos y sugiere que este evento originó tanto los esquistos de muscovita como las metandesitas. También fecha una granodiorita de biotita-hornblenda por K-Ar al Noreste de Altotonga en el río Bobos dándole una edad de 246 ± 7 Ma, e interpreta que estas rocas intrusivas podrían estar relacionadas al Batolito de la Mixtequita basado en la alineación y edad similar de los intrusivos.



**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

Figura 2.- Mapa de Terrenos tectonoestratigráficos en donde se encuentra ubicada el área de estudio (modificado de Campa y Coney et al., 1984).

Albarán J. (1986) realiza fechamientos de algunas milonitas en la zona de Poza Rica por K-Ar obteniendo edades de 250 ± 20 M.a., que corresponden al Pérmico Temprano y en otras muestras la edad que obtuvo fue del Triásico Temprano, estas rocas son las mismas que consideró López Ramos en su trabajo. Menciona la presencia de cuerpos tonalíticos del Jurásico inferior en la Zona de Poza Rica. Aunque la relación de estas unidades con el basamento de la región de Teziutlán no ha sido establecida.

Segura (1990) describe las rocas del área de estudio como una secuencia de esquistos pelíticos, cuarzofeldespáticos y básicos en general a la cuál le denominó serie de esquistos Xucayucan, ya que en este río afloran ampliamente. Las rocas metamórficas dentro de la zona de estudio (Fig.3) son intrusionadas por diques riolíticos que son cortados por otros diques también riolíticos pero a su vez son cortados por doleritas, estas relaciones están bien expuestas enfrente de la cortina de la Presa Atexcaco al Noroeste de Tetelilla. Segura Calderón asocia las intrusiones con el último evento metamórfico y a la orogenia Apalachiana.

Torres y otros (1993) realizan estudios geoquímicos de elementos traza del cinturón de granitoides en el este de México del Pérmico que tienen firmas de arco volcánico continental aparentemente encontrándose en la sutura del Terreno Maya con un posible micro continente que involucra los basamentos del Terreno Juárez, Maya, Sierra Madre y Coahuila (Ortega, 1995 en Sánchez Z., 1999) llamado Oaxaquia. Este cinturón se localiza al oriente de las rocas estudiadas y no se ha investigado la relación que guardan con las unidades del área de Teziutlán.

2.2 MARCO GEOLÓGICO

2.2.1 Introducción

México se ha subdividido en varios Terrenos tectonoestratigráficos (Fig. 3) (Campa y Coney, 1983), bajo este contexto los **complejos miloníticos Xucayucan y la Soledad** podrían ser asignados al Terreno Sierra Madre o al Maya, este primero interpretado como un fragmento desplazado del Cratón de Norteamérica con un basamento compuesto (Ruiz, et al. 1988) que parece tener edades del Paleozoico y del Precámbrico (Marton et al., 1994). El Terreno Maya pudo haber sido acrecionado a Norteamérica en el Paleozoico tardío (Coney et al. 1983), pero durante el Jurásico Tardío aparentemente sufrió desplazamiento al SE a lo largo de una posible falla transforme (Coney et al., 1983) que podría ser la continuación de la falla Oaxaca hacia el norte de México, este movimiento se relacionó posiblemente con la apertura del Golfo de México (Marton et al., 1994). Lo anterior coloca al Complejo Milonítico Xucayucan y la Soledad (definidos en este trabajo) en una posición clave para entender la evolución tectónica antes del Jurásico Medio a Tardío en el centro-este de México (Salvador et al., 1991).

2.2.2. Unidades Mesozoicas

El Complejo Milonítico Xucayucan y la Soledad están cubiertos en discordancia por una secuencia de areniscas cuarcíferas con feldespatos, conglomerados y lutitas de origen continental del Jurásico Medio (Gómez Valle 1958). Por la presencia en el conglomerado de clastos de granito y esquistos, así como por la relación discordante de esta secuencia se ha interpretado que tanto los cuerpos graníticos como las rocas metamórficas del macizo de Teziutlán sufrieron erosión durante el Jurásico Medio – Superior (Gómez Valle, 1958). Viniegra (1965) menciona que probablemente también existen secuencias Triásicas (Fm. Huizachal), aunque estas no han sido reportadas en trabajos posteriores, ni tampoco se observaron.

En relación discordante con las rocas metamórficas sobreyace una secuencia de areniscas grises, lutitas negras con amonites y limolitas (Fm.

Huayacocotla), que aflora entre las poblaciones de Buenavista y la Unión, así como en el camino que va a San Agustín Chachaltzin. El contacto esta obscurecido por la intrusión de un sill riolítico (Figura 6). La Fm. Huayacocotla ha sido interpretada como el resultado de una invasión marina somera proveniente del Pacífico a principios del Jurásico (Coney et al. ,1983), o durante el Triásico Tardío a Jurásico Temprano, evidenciada por las afinidades de faunas de amonites al Pacífico (Salvador, 1987 en Salvador et al., 1991).

Una secuencia del Jurásico Medio, constituida de conglomerados, areniscas, grauvacas, lutitas (Fm. Cahuwasas) fue reportada por Segura (1990) en el Km 15 de la carretera Tlatlauquitepec - Mazatepec, descansando discordantemente sobre la secuencia metamórfica (Segura, op cit). Esta unidad se pudo reconocer en el camino a Cozolexco pero en este trabajo se observó como perteneciente a la base de la Fm. Tenexcate (Figura 5, ver mapa anexo), que presenta clastos de riolita, granito, cuarzo y de rocas metamórficas, estos últimos podrían representar la erosión de granitos y de los Complejo Milonítico Xucayucan y la Soledad ya exhumados.

La Fm. Tenexcate es a su vez sobreyacida en discordancia por una secuencia de calizas grises de edad Calloviano-Batoniano de estratos de 30 a 50cm (Fm. Tepexic) que aflora en la Sierra de Chignautla (Segura,1990). Esta unidad se depositó cuando el Golfo de México iniciaba su apertura (Byerly, 1991 en Marton, 1994). La Fm. Tepexic esta en concordancia con otra secuencia de calizas negras y lutitas negras del Oxfordiano (Fm. Tamán), que hacia la cima contiene amonitas y macrofauna arrecifal que aflora en Tlatlauquitepec y en el Rancho Apulco (Segura, 1990). Parece ser que la conexión con el Pacífico continuaba (Salvador, et al., 1991) durante el depósito de la Fm. Tamán.

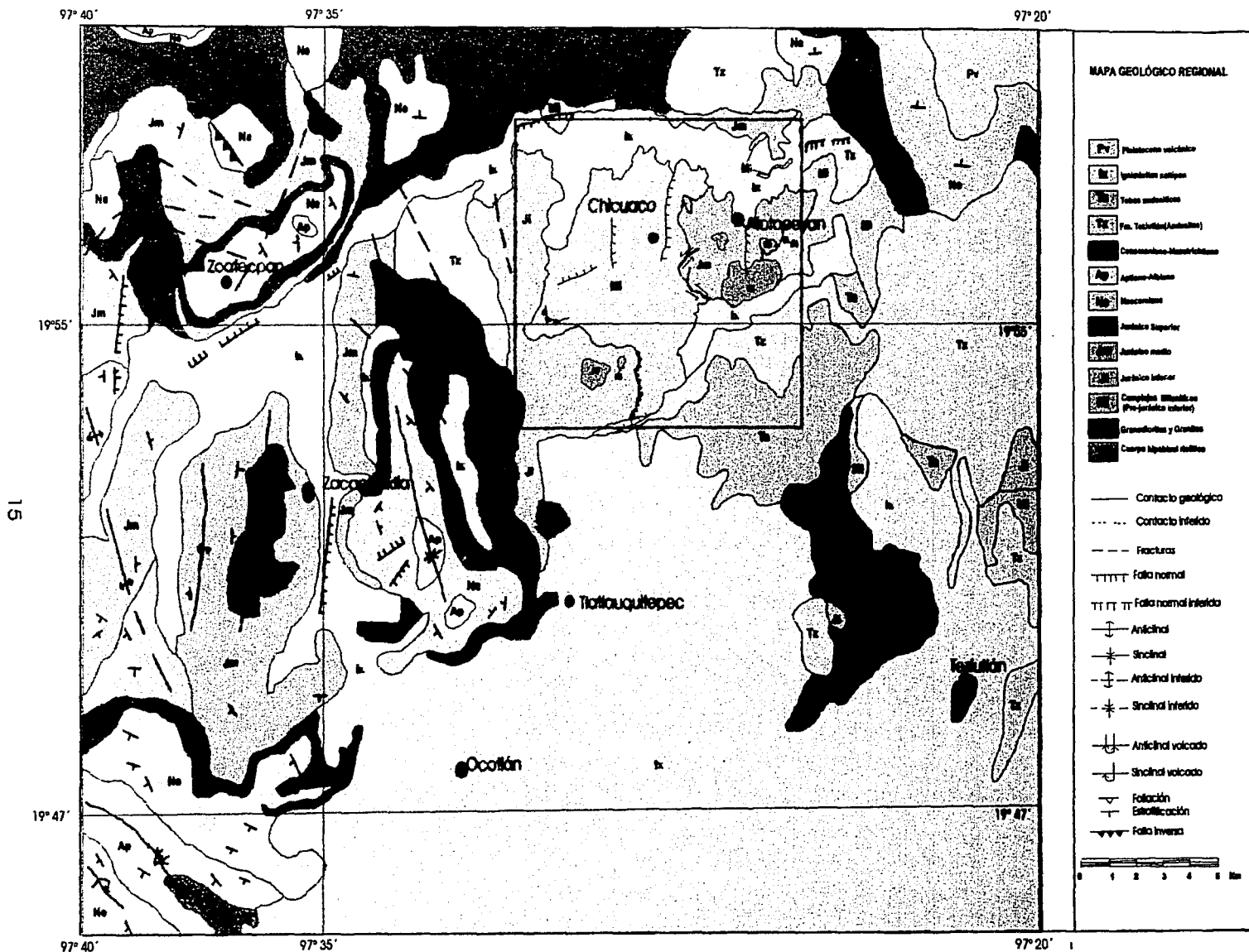


Figura 3. Mapa geológico regional (modificado de Segura, 1990 y Facultad de Ingeniería, Convenio PEMEX- F.I., 1999)

Sobre la secuencia de calizas con fauna arrecifal (Fm. Tamán) descansa una secuencia de calizas estratificadas de color gris oscuro (figura 4), de edad Titoniana, que contienen fósiles de amonitas. Sobre estas se depositaron, calizas y dolomías, con bandas de pedernal negro y calizas arcillosas (Fm. Pimienta) las cuales afloran en el área de Zacapoaxtla y Tlatlauquitepec (Segura, 1990).

Descansando encima de la secuencia Jurásica (Fm. Pimienta), al norte de la presa la Soledad hay una secuencia de calizas densas de grano fino (figura 4), con estratos ondulados, y de edad Neocomiano-Aptiano (Fm. Tamaulipas inferior) (Segura, 1990). En unidades como esta del Cretácico Inferior se ha reportado bentonitas, tobas y ocasionalmente lavas que podrían reflejar una actividad volcánica lejana en el Oeste de México (Salvador, 1991).

La Formación Tamaulipas inferior es sobreyacida concordantemente (figura 4) por calizas intercaladas con lutitas negras carbonosas, bandas de pedernal negro y pardo oscuro de la Formación de Tamaulipas Superior. Esta a su vez es sobreyacida por calizas grises con intercalaciones de lutitas negras con nódulos y bandas de pedernal (Fm. Agua Nueva) del Turoniano-Maestrichtiano (Segura, 1990). Para esta época parece haber levantamiento continental en la margen oeste de México (Salvador et al., 1991). Por último la columna continúa con una secuencia del Coniaciano-Santoniano de calizas arcillosas con intercalaciones de bentonita de color verde (Fm. San Felipe, Segura, 1990). Es de señalar que la Orogenia Laramide es reconocida dentro de la zona por Salvador (1991).

2.2.3 Unidades Terciarias

Durante el Cenozoico ocurren varios eventos importantes, las líneas de costa parecen migrar hacia la Cuenca en el Golfo de México (Salvador et al., 1991), el levantamiento del macizo de Teziutlán (Complejo Milonítico Xucayucan) y de Santa Ana durante el Paleoceno tardío (Salvador et al. 1991), y gran parte de las unidades sedimentarias mesozoicas anteriormente descritas fueron erosionadas dentro de la región del Macizo de Teziutlán (Salvador et al., 1991). Es

de resaltar que rocas formadas durante Paleogeno no han sido identificadas o no están presentes dentro de la zona.

En las localidades de Tetelilla, Teteles, Hueyapan, Yaonahuac y Chignautla los Complejos Miloníticos Xucayucan y la Soledad son sobreyacidos en discordancia (figura 4) por rocas andesíticas y basálticas del Plioceno (Segura, 1990).

Derrames andesíticos volcánicos (Fm. Teziutlán) afloran hacia la margen derecha del río Xucayucan hasta la presa Atexcaco (figura 5) con un espesor de 300m. Estos se encuentran intercalados con tobas y aglomerados y presentan una ligera inclinación hacia el norte (Segura,1990). Hay un reporte de una edad isotópica de K-Ar de una andesita a 10 Km al sureste de Altotonga de 5 M.a. (Ruiz Sainz, 1978).

Una secuencia de ignimbritas aflora entre Altotonga, Tlapacoyan y al Norte de la Presa la Soledad de composición riolítica (Segura, 1990) como se muestra en la figura 5. Cenizas volcánicas del magmatismo Pleistocénico cubren la porción noreste del área (figura 3). Estas son de composición basáltica, andesítica, dacítica e inclusive riolítica, y cubre a todos los distintos tipos de roca (Segura, 1990).

Las unidades volcánicas anteriormente descritas pertenecen a productos de la Faja Volcánica Transmexicana que es un arco volcánico continental reciente y que sobreyace en relaciones discordantes, dentro del área de estudio, a algunas unidades sedimentarias mesozoicas y en ocasiones a los Complejos Miloníticos Xucayucan y la Soledad.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA REGIONAL

ZONA DE TEZIUTLÁN-ZACAPOAXTLA, PUEBLA.

ERA	PERIODO	EPOCA	EDAD	UNIDAD	LITOLOGIA		
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		Aluvion	Cenizas volcánicas de composición basáltica, andesítico-dacítica y riolítica.		
		PLEISTOCENO		Riolita Oyameles	Serie de rocas volcánicas de composición riolítica.		
	TERCIARIO	PLIOCENO		Ignimbrita Xaltipan	Derrames proclásticos de composición riolítica.		
		MIOCENO		Fm. Teziutlán	Derrames andesíticos volcánicos intercalados con tobas y aglomerados.		
		OLIGOCENO		Andesitas Alsesecca	Andesitas de color gris oscuro con fenocristales claros de plagioclasas.		
		EOCENO					
		PALEOCENO					
MESOZOICO	CRETACICO	TARDIO	MAASTRICHTIANO	Fm. Mendez	Secuencia rítmica de lutitas y margas de color verde.		
			CAMPANIANO	Fm. San Felipe	Calizas arcillosas con intercalaciones de bentonita verde		
			SANTONIANO	Fm. Agua Nueva	Calizas grises con intercalaciones de lutitas negras.		
			CONIACIANO	Fm. Tamaulipas Superior	Calizas arcillosas de color gris		
		TURONIANO					
	CENOMANIANO						
	TEMPRANO	ALBIANO	Fm. Tamaulipas Inferior	Calizas densas de grano fino con estratos ondulados.			
		APTIANO					
	JURASICO	TARDIO	BARREMIANO	Fm. Pimienta	Calizas de color gris oscuro, Calizas arcillosas y dolomias.		
			HAUTERIVIANO	Fm. Taman	Calizas negras intercalada con lutitas negras.		
		MEDIO	VALANGINIANO	Fm. Cahuasca (A)	(A) Secuencia de conglomerados areniscos, con clastos de andesitas.		
			BERRIASIANO	Fm. Tenexcate (B)	(B) Secuencia de conglomerados areniscos, con clastos de riolitas.		
		TEMPRANO	TITONIANO	Fm. Huayacocotla	Secuencia de areniscas grises, lutitas negras con amonites y limolitas.		
KIMMERIDGIANO							
OXFORDIANO							
TRIASICO	TARDIO	CALLOVIANO					
		BATHONIANO					
	MEDIO	BAJOCIANO					
		ALENIANO					
TEMPRANO	TOARCIANO						
	PLIENSCHACHIANO						
PALEOZOICO	PERMICO	SINEMURIANO	Complejo Miloníticos Xucayucan y La Soledad	Están constituidos por una secuencia metamórfica de metabasaltos, metasedimentos, diques metariolíticos, gneises miloníticos cuarzo-feldespáticos.			
		HETTANGIANO					
	NORIANO						
	CARNIANO						
CARBONIFERO	TEMPRANO	LADINIANO					
		ANISIANO					
					SCYTRIANO		

Figura 4.- Columna estratigráfica regional para el área del Macizo de Teziutlán (modificada de Segura, Delgado y Zamora, 1987 en Segura 1990).

2.2.4 Estructuras regionales.

Las rocas metamórficas presentan una foliación bien desarrollada en los esquistos, y en las rocas metavolcánicas. Variando de crucero cerrado a foliación intensa, y que se describe a detalle en este estudio.

Las rocas metamórficas y las secuencias sedimentarias del Jurásico - Cretácico presentan plegamiento con formación de anticlinales y sinclinales (figura 3), con ángulos cerrados, además de fallas inversas y cabalgaduras, todos formados durante la orogenia Laramide. Una estructura homoclinal esta presente hacia el Norte de la presa la Soledad (Segura, 1990; Olivas, 1953) posiblemente reflejo de la influencia de los rasgos paleogeográficos durante el plegamiento regional.

Toda la secuencia incluyendo algunas rocas Terciarias fueron afectadas por fallamientos normales. Aparentemente el río Apulco es controlado por estas fallas.

Las interpretaciones tectónicas de las rocas metamórficas y graníticas que se han hecho en estudios previos del área y regiones circundantes, principalmente con fines petroleros, se interpreta que las rocas del basamento afectaron las condiciones de sedimentación de las unidades sedimentarias del Jurásico y Cretácico sobreyacientes (Olivas, 1953).

La zona de afloramientos de las rocas metamórficas se considera como el limite Sur de la Cuenca Tampico al Norte y el Norte de la Cuenca de Veracruz (Viniestra, 1965). El macizo de Teziutlán formó parte de la plataforma de Córdoba durante el Kimeridgiano y Albiano-Cenomaniano (Plan de Arroyos, 1998). Es probable que las rocas metamórficas del Macizo tuvieron una influencia en la sedimentación Jurásica y Cretácica debido a la distribución de facies a lo largo de las Cuencas que se desarrollaron en el Jurásico, sin embargo la hipótesis de que se trata de un pilar tectónico es difícil de establecer porque hacen falta más evidencias.

3.- ESTRATIGRAFIA.

Originalmente las rocas fueron tratadas como serie de esquistos Xucayucan (Segura, 1990) sin embargo con base en los resultados de este trabajo de detalle las rocas del basamento del Macizo de Teziutlán se definen como dos Complejos Miloníticos, Xucayucan y La Soledad, ya que se encontraron diferencias importantes entre ambos complejos. Estos nombres se seguirán utilizando a lo largo de este documento. A partir de las características litológicas y mineralógicas encontradas, las rocas fueron agrupadas en cuatro unidades litodémicas: una define al Complejo Milonítico La Soledad y tres al Complejo Milonítico Xucayucan. Estas unidades presentan hacia la base un cambio de esquistos miloníticos a gneises miloníticos (desde la unidad el Mirador hasta Gneises del Complejo La Soledad), los cuales afloran en los niveles estructurales inferiores (Río Apulco), posiblemente relacionado al reconocimiento también de un aumento del grado de metamorfismo. Los contactos originales entre las distintas unidades litológicas fueron obliterados por el evento milonítico. A continuación se describe en detalle la estratigrafía de la zona de estudio. En la figura 6 se presenta la columna estratigráfica medida y el mapa geológico elaborado corresponde a la figura 5.

3.1 COMPLEJO MILONÍTICO LA SOLEDAD.

El Complejo Milonítico La Soledad aflora en las partes más bajas del área de estudio y se encuentra en la base de la columna estructural. A continuación se describen las diferentes litologías y características petrográficas de este complejo.

El complejo está constituido de bandas de gneises miloníticos cuarzofeldespáticos intercalados con paquetes de esquistos de biotita, epidota y cuarzo, en menor proporción que los gneises cuarzofeldespáticos. También presenta escasos cuerpos de mármol milonítico y metagabro. La litología dominante son los gneises miloníticos cuarzofeldespáticos.

Los gneises cuarzofeldespáticos y esquistos de biotita afloran hacia la margen sur del río Apulco en la zona de la presa de la Soledad, y hacia el Norte sobre el mismo río Apulco, en la región Noreste de Atotocoyan (Fig. 5), y comprenden aproximadamente un 30% del área total cartografiada en este estudio. En afloramiento los gneises miloníticos cuarzofeldespáticos presentan un color blanco a rosa claro con índices de color leucocráticos, texturas gneisicas y miloníticas, plegamiento dúctil, bandeamiento gneisico y tamaño de grano que varía de medio a grueso. Aguas abajo de la presa La Soledad (Figura 5) las bandas gneisicas presentan relictos de un protolito que pudo haber sido un granitoide u ortogneis félsico bajo la forma de porfiroclastos con tamaño de 40 a 50 cm. En el río Chalchihuapan (Figura 5) se observaron lentes discontinuos con abundante biotita dentro del Gneis milonítico cuarzofeldespático.

En sección delgada el Gneis milonítico cuarzofeldespático está compuesto esencialmente por los minerales primarios: cuarzo (40%), plagioclasa (oligoclasa a veces albita o andesina) y feldespato potásico, que definen juntos el 30% y muscovita (25%), con menor cantidad de biotita aunque en algunas muestras se presenta en proporción considerable. Los minerales accesorios son principalmente, zircón, apatito y minerales opacos. Como mineral secundario son clorita, epidota, esfena y calcita. Los minerales del protolito fueron probablemente cuarzo, feldespato, micas y zircón, y algunos opacos ya que se encuentran deformados como porfiroclastos. De los minerales formados durante el evento milonítico destaca el cuarzo formado por recristalización, y la muscovita. En algunas muestras (GT-123C) tomadas en el río Cozolexco se observaron segregaciones intercaladas con concentración de muscovita en unas y otras con concentración de intercrecimientos de biotita con clorita.

El cuarzo presenta formas xenoblásticas, contactos suturados en relación con los feldespatos, en los porfiroclastos el cuarzo está recristalizando formando texturas de mortero y muestra con frecuencia extinciones ondulantes, así como también muestra en ocasiones inclusiones de muscovita. En algunas láminas, el cuarzo define junto con la plagioclasa texturas vermiculares.

Los relictos de plagioclasas muestran una fuerte alteración y reemplazamiento a sericita. Estas tienen formas de subedrales a anedrales con

maclas del tipo de la albita-periclina o de albita-albita, encontrándose muy frecuentemente deformadas y en porfiroclastos rodeados por una matriz de cuarzo y mica. Muchos cristales están rotados, zoneados y fragmentados por la deformación definiendo texturas de mortero, en algunas fracturas de plagioclasas se encontró segregaciones de epidota o esfena. Una gran proporción de la plagioclasa presente se identificó como albita-oligoclasa, sin embargo la andesina en ocasiones se presenta, y tiene texturas de exsolución con feldespatos potásico. En las "colas" de los porfiroclastos de feldespatos se presenta desarrollo de muscovita y cuarzo lo que sugiere cierta reacción en los bordes del feldespato (Simpson en Snoke, 1998).

El feldespato potásico se presenta en formas xenoblasticas con contactos suturados junto con el cuarzo y la plagioclasa, en algunos porfiroclastos se encontró la microclina típica relictos de una textura ígnea, algunos de los cristales muestran la macla tipo de carlsbad.

En algunas muestras las plagioclasas presentan texturas mirmekíticas en relación con el cuarzo, lo que puede tratarse de un relicto de una textura ígnea intrusiva o de un gneis. Sin embargo, las texturas mirmekíticas pueden ser sintectónicas como se observó en varios porfiroclastos que contienen evidencias de formación de mirmekitas relacionadas a la deformación (Simpson et. al., 1985). Los contactos entre plagioclasas y cuarzo en ocasiones son muy rectos que son característicos de cristalización magmática y pueden ser relictos de las texturas primarias.

La epidota se presenta en cristales euedrales postmiloníticos ya que estos cortan la foliación milonítica y reemplazando a plagioclasas en donde se definen porfiroclastos. También parte de la epidota se presenta deformada, asociada a clorita y a algunos minerales opacos. Con base en lo anterior se sugiere que la epidota se formó en dos periodos distintos.

La muscovita se presenta en segregaciones entre los contactos suturados de feldespatos, así como en las "colas" de los porfiroclastos.

La biotita se presenta a lo largo de las superficies de cizalla y en ocasiones en algunas láminas aún en mayor proporción que la muscovita, y comúnmente se encuentra cloritizada.

El zircón se presenta en formas euedrales no redondeados y el apatito muestra formas subedrales.

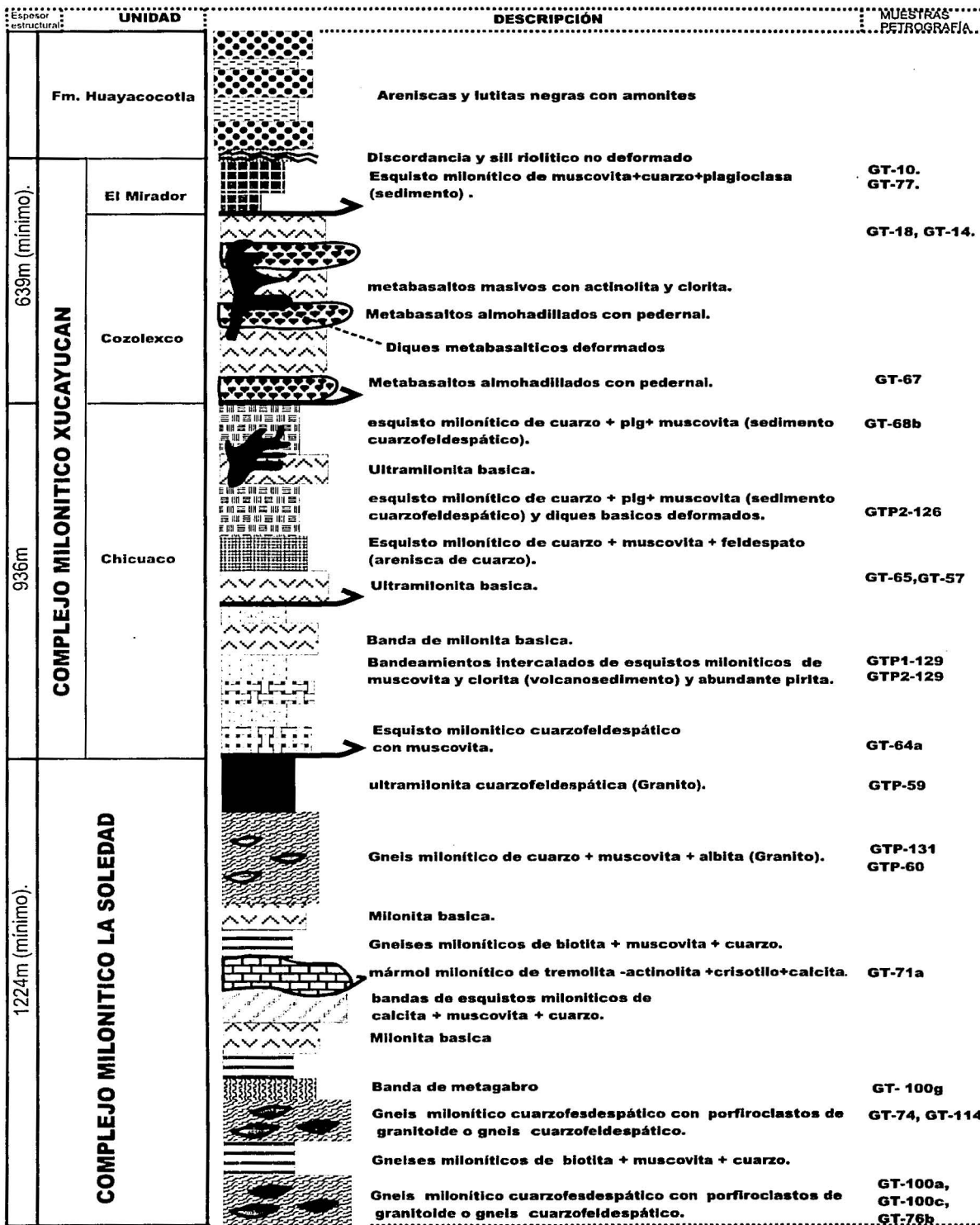
La calcita es un mineral secundario, se observó como vetillas cortando la foliación milonítica en algunas láminas.

Los minerales opacos como pirita, hematita aparecen formando porfiroclastos sin embargo otros se presentan con texturas esqueléticas. Algunos óxidos muestran deformación.

Las bandas de esquistos de biotita, epidota y cuarzo presentan espesores desde 1cm hasta de 1.00 metro, paralelos a la foliación, en afloramiento presentan un color negro y con cierto brillo debido a la muscovita y biotita, en el río Apulco se observaron como bandas intercaladas con los gneises miloníticos cuarzofeldespáticos.

En el río Xocoyolaco y Cozolexco (Figura 5) se identificaron diques félsicos deformados dentro de los gneises miloníticos cuarzofeldespáticos, en algunas partes estos gradúan a ultramilonitas cuarzofeldespáticas de grano más fino por el incremento en la intensidad de la deformación como es el caso de la zona de ultramilonita mostrada en el mapa de geología de detalle (Figura 5) que podría estar relacionada al contacto probable entre el Complejo Xucayucan y la Soledad. Las bandas gneisicas en ocasiones presentan un bandeamiento discontinuo lateralmente, y algunas presentan porfiroclastos de gneis cuarzofeldespático o granito premilonítico estos muestran texturas granoblásticas con colores rosas, formados por ortoclasa, plagioclasas, cuarzo y con escasa biotita, estos definen un bandeamiento que podría ser de origen ígneo o metamórfico. En la terminación del río Chalchihuapan se observó a los gneises cortados por vetillas de cuarzo, y diques básicos y riolíticos no deformados más recientes.

Se presentan en contacto aparentemente tectónico con el complejo milonítico xucayucan. Los gneises cuarzofeldespáticos miloníticos son cubiertos discordantemente por las Ignimbritas Xaltípan como se observó en el Río Apulco y en el Río Chalchihuapan.



→
Contacto
Tectonizado

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Figura 6.- Columna estratigráfica-estructural de detalle del Complejo Milonítico Xucayucan y La Soledad.

La facies metamórfica de los gneises miloníticos cuarzofeldespáticos en base a la asociación mineral anterior, es de esquisto verde.

Con base en las características petrográficas, observaciones de campo, texturas, y mineralogía los gneises miloníticos cuarzofeldespáticos probablemente estaban formados por un protolito de granito u ortogneis félsico intrusionado por diques félsicos.

Banda de Mármol Milonítico.

Fue observada únicamente a lo largo del río Chalchihuapan a un kilómetro al Noreste de la población de Calatepec con un espesor de 2 metros aproximadamente, en afloramiento la banda de mármol milonítico presenta un color gris oscuro, con textura milonítica, presenta plegamiento dúctil y los minerales que se reconocieron fueron calcita rosa, crisotilo, actinolita-tremolita y algunos sulfuros disseminados. Se encuentra encajonado por esquistos miloníticos de cuarzo, muscovita, con menor proporción de calcita. La calcita se presenta en bandas delgadas de cm, discontinuas, intercaladas con crisotilo. Está cortado por un dique básico no deformado que presenta xenolitos pertenecientes al mármol milonítico. Está estructuralmente intercalado con los gneises miloníticos cuarzofeldespáticos

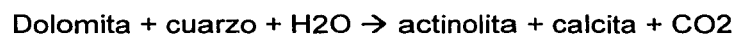
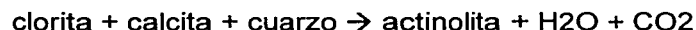
En sección delgada presenta los siguientes minerales primarios: calcita (40%), actinolita (35%), crisotilo (10%), con una textura granonematoblástica e intercrecimientos de lentes de crisotilo. Los minerales metamórficos son la actinolita, crisotilo y calcita, sin embargo parte de la calcita es premilonítica ya que aparece como porfiroclastos en ocasiones.

La calcita se presenta en formas xenoblásticas con intercrecimientos de crisotilo y maclas secundarias por deformación, definiendo texturas entrecruzadas entre el desarrollo de maclas, se presenta de forma lenticular alineándose con la foliación milonítica.

La actinolita se presenta en cristales euedrales idioblásticos, algunos con texturas esqueléticas y otros atravesados por segregaciones de calcita. Presenta texturas de reacción con la calcita manifestándose hacia los bordes de los cristales de los anfíboles. Los cristales de actinolita presentan algunas texturas de reacción con la calcita, así como algunas texturas esqueléticas y algunos están fragmentados creciendo dentro de las fracturas calcita.

El crisotilo se presenta en lentes discontinuos con ligera orientación, con una extinción anómala y un habito fibroso. En la muestra de sección delgada la textura aparentemente no revela la influencia de la milonitización, sin embargo en campo es clara la deformación.

La asociación mineral que presenta es calcita + actinolita + crisotilo como minerales metamórficos. La facies metamórfica con base en la paragénesis mineral es esquisto verde. Posibles reacciones químico-mineralógicas sintectónicas que ocurrieron durante el evento milonítico pueden ser:



Estas reacciones se presentan en la facies de esquistos verdes (Turner et. al., 1975), sin embargo caracterizan mucho mejor la paragenesis mineral observada, por lo que concluimos que existe una transición entre las dos subfacies.

Con base en la mineralogía y texturas, la banda de mármol milonítico, pudo haber sido originalmente una marga, ya que una caliza pura no desarrollaría la presencia del crisotilo debido a que se necesita Mg y Fe en cantidad suficiente. El crisotilo parece ser sintectónico con el evento milonítico basándose en su crecimiento en lentes y cierta orientación.

Banda de metagabro.

En afloramiento se presenta en estructura boudinada, milonítica, intercalada con bandas de gneises de cuarzo y mica, con un espesor de 20 a 30 cm, se observó en un afloramiento a lo largo del río Apulco y en la cercanías de la población El Dos sobre la carretera a Mazatepec (Figura 1). Presenta un índice de color melanocrático y con tamaño de grano grueso, los porfiroclastos presentan piroxenos visibles en muestra de mano rodeados por una foliación milonítica y algunos porfiroclastos de cuarzo hacia la periferia de la banda se vuelven más frecuentes, es cortado a su vez por un dique básico no deformado, este último corta la foliación y además este a su vez es cortado por un dique riolítico no deformado más reciente. Estas relaciones anteriormente descritas son cubiertas en discordancia por las Ignimbritas Xaltípan.

En sección delgada se observaron los siguientes minerales: clinopiroxeno (30%), plagioclasa (20%), uralita (30%), epidota y biotita (20%), clorita, en menor proporción se tienen esfena, minerales opacos algunos de estos óxidos de hierro. Con texturas relictas magmáticas definida por el incremento de los clinopiroxenos y plagioclasas, en algunas partes por el aumento de la cantidad de mica definen texturas granolepidoblásticas.

Los piroxenos presentan texturas de reemplazamiento hacia sus bordes por epidota con apariencia de "corrosión" y fibrosa, también muestran texturas de reacción en donde la plagioclasa junto con el piroxeno están formando biotita y epidota.

La biotita donde abunda en mayor cantidad presenta texturas de entrecruzamiento, algunas veces alterada a clorita.

La uralita se observa asociada a los bordes de los piroxenos y algunas veces alterándose a clorita, con un habito fibroso.

Con base en la paragénesis de uralita +biotita + epidota + clorita, define una facies metamórfica de esquisto verde dentro de la subfacies de más baja temperatura, la roca originalmente fue un gabro con textura fanerítica.

El Complejo la Soledad en el río Apulco y sobre el río Clalchihuapan se encuentra subyaciendo en discordancia a las Ignimbritas Xaltipan del Terciario. En la zona de El Dos se encuentra también en discordancia con Conglomerados con clastos de riolita, limolita y pedernal (Fm. Tenexcate). El Complejo la Soledad es sobreyacido estructuralmente por la unidad litodémica Chicuaco y representa los niveles estructurales más inferiores en el área de estudio.

3.2 COMPLEJO MILONÍTICO XUCAYUCAN.

3.2.1 Unidad Litodémica Chicuaco.

Esta unidad metamórfica se encuentra sobreyaciendo estructuralmente a los Gneises miloníticos cuarzofeldespáticos del Complejo la Soledad y está compuesta principalmente por bandas de **esquistos miloníticos de clorita + muscovita + albita + cuarzo** (fig. 6) con menor cantidad de bandas de **esquisto milonítico de cuarzo + muscovita + feldespato potásico + plagioclasa + epidota + clorita**, los primeros representan más del 60% de la litología de la unidad con menos proporción de paquetes intercalados de **cuarcitas**, además hay ocasionalmente diques deformados que presentan una asociación mineral de **actinolita + albita + clorita**.

Los esquistos miloníticos de clorita + muscovita + albita + cuarzo presentan en afloramiento colores de verdes muy intensos a verdes claros, debido a que en ocasiones aumenta la proporción de clorita con respecto a la de la muscovita. Frecuentemente presentan una abundancia importante de sulfuros diseminados, en el río Cozolexco se observaron fuertes oxidaciones de estos dando a los esquistos tintes rosáceos a rojizos. Los sulfuros se han explotado en

algunas minas que existen en la región, como en la cañada Mina de Guadalupe. Algunas veces aparecen bandas de segregación de cuarzo, que llegan a alcanzar espesores de 2 m, algunos boudines de cuarzo llegan a tamaños promedios de 60 cm.

Hacia el oeste de la población de Tamalayo sobre el río Chalchihuapan se observaron algunas metareniscas que presentan granos subredondeados de cuarzo, que sugieren texturas primarias relictas.

En sección delgada estos esquistos miloníticos, presentan textura granolepidoblástica, los minerales más abundantes son clorita 30%, feldespato 30%, cuarzo 20%, muscovita 10%, el restante corresponde a minerales opacos, esfena y biotita (presente en algunas laminas). Como minerales metamórficos sinmiloníticos se observó a la clorita, cuarzo, y muscovita.

La clorita se presenta como segregaciones entre feldespatos sigmoidales, gran parte de las segregaciones de clorita son sintectónicas presentándose en texturas intercrecidas con la muscovita, mucha de esta siendo originada en las sombras de presión de los feldespatos.

Las plagioclasas se observan en formas subedrales y presentan un zoneamiento y maclas polisintéticas relictas del protolito, algunos cristales muestran redondeamiento no tectónico lo que sugiere que son granos detríticos. La plagioclasea es frecuentemente reemplazada por la epidota, concentrándose ésta hacia el centro del porfiroclasto de plagioclasea. El cuarzo y la plagioclasea se encuentran en contactos suturados en lentes discontinuos rodeados por muscovita y clorita. Las plagioclasas tienen un maclado relicto y otras presentan fuerte zoneamiento.

Los contactos de los cristales de cuarzo son suturados sintectónicamente por recristalización sinmilonítica, con algunos contactos con formas redondeadas.

Hay segregaciones de muscovita entre los cristales de cuarzo.

Algunos minerales opacos presentan texturas esqueléticas en forma de porfiroclasto probablemente sinmetamórfico, sin embargo otros cristales tienen formas euedrales como es el caso de la pirita que cortan a la foliación.

Las anteriores características petrológicas sugieren que estos esquistos están dentro de la facies de esquistos verde. Estos representaron originalmente volcanosedimentos marinos, ya que presentan laminaciones finas y una intercalación con cuarcitas de texturas muy homogéneas. La abundancia de granos de feldespatos, el redondeamiento de los granos de cuarzo, y el porcentaje de clorita.

La asociación mineral de estos esquistos miloníticos podrían ser interpretadas como, grauvacas y areniscas de cuarzo, con intercalaciones probablemente de lutitas de la misma composición.

Los bandeamientos de esquistos miloníticos de **cuarzo + muscovita + feldespato potásico + plagioclasa + epidota + clorita** se presentan con índices de color leucocráticos y tonalidades rosadas. Cerca de la unión entre el río Cozolexco con el Chalchihuapan las bandas tienen de 3 cm a 20 cm de espesor promedio, sin embargo hacia las cercanías con la unidad Cozolexco estas llegan a alcanzar espesores de 1 a 2 m aproximadamente.

Estos esquistos miloníticos presentan como minerales más abundantes la muscovita, feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y epidota, con menores cantidades de clorita, calcita y minerales opacos. Los minerales formados durante la milonitización son cuarzo, muscovita y clorita, aunque también gran parte del cuarzo es premilonítico.

El cuarzo es muy abundante y presenta un tamaño de grano fino, con cristales alargados definiendo una orientación, con zoneamiento sin embargo en algunas muestras el cuarzo se observó sin zoneamiento, en contactos suturados con los feldespatos. Algunas vetillas de cuarzo segregadas entre los contactos suturados están plegadas.

La muscovita se presenta con una foliación bien definida, en segregaciones entre los contactos suturados de cuarzo y feldespatos, y en las sombras de presión de porfiroclastos.

El feldespato potásico se presenta en formas xenoblásticas y en mayor abundancia a la plagioclasa, con contactos suturados en relación con el cuarzo, presentan algunos de ellos la macla de Carlsbad.

La plagioclasa se presenta en formas anedrales, maclas de tipo de la albita deformadas, con algunos zoneamientos, algunas identificadas petrográficamente como oligoclasas.

La facies metamórfica definida con base en la paragénesis que se presenta es de esquisto verde. El protolito inferido para esta litología es un sedimento cuarzofeldespático, esto se infiere porque se observaron ciertos granos redondeados, sin embargo otros presentan evidencias texturales en lámina delgada de ser de origen ígneo félsico (granitos).

Cuarcitas.

Las **cuarcitas** fueron observadas en escasa proporción cerca de los derrames de metabasaltos masivos de la unidad Cozolexco, estas se observaron encajonadas por ultramilonitas básicas de la unidad Cozolexco. La banda presentaba un espesor de 1 a 2 m con acuñamientos laterales producto de la deformación.

Esta banda se presenta encajonada por milonitas básicas, como minerales observados son cuarzo (70%), feldespato (20%), muscovita (8%), y epidota (2%), esta banda presenta la característica de tener una mayor cantidad de cuarzo con respecto al feldespato y con una nula a escasa presencia de clorita lo que distingue a esta litología de la anteriores. Además de menores cantidades de minerales opacos.

En lámina delgada el cuarzo en relación con la mica y feldespatos definen una textura granolepidoblástica, el cuarzo junto con feldespatos se encuentran en contactos suturados. El cuarzo presenta recristalización sintectónica y formación de cintas en porfiroclastos.

Los feldespatos se presentan fuertemente alterados con desarrollo de sericita en ocasiones muy abundante, algunos cristales presentan macla de tipo Carlsbad relictas del protolito sedimentario. Otros granos tienen cierta redondez detrítica y las segregaciones de mica rodeando algunos granos totalmente.

La muscovita presenta una ligera orientación y algunos cristales de micas no orientados parecen ser de origen detrítico. Parte de la muscovita se presenta en segregaciones no alineadas a la foliación milonítica en donde la deformación fue mucho menor debido a que fueron zonas internas.

La epidota se presenta en cristales subedrales a anedrales en donde la proporción de muscovita es mayor siendo el crecimiento escaso donde aumenta la proporción de cuarzo, parte de la epidota se observa remplazando a plagioclasas y otros cristales y hay alteración a óxidos de hierro.

El probable protolito de esta litología representó una arenisca de cuarzo, basados en la redondez detrítica de algunos granos de feldespato y cuarzo que se conservaron, la presencia de crecimientos alrededor de estos de muscovita que se interpreta como alguna vez la matriz que rodeaba los granos recristalizada. La facies metamórfica con base a la paragénesis mineral es de esquistos verdes de bajo grado.

La unidad en general se encuentra subyaciendo estructuralmente a la unidad metamórfica Cozolexco y sobreyaciendo también estructuralmente a la unidad Chicuaco. Aflora principalmente en el cauce del río Chalchihuapan, pero también se reconoció en el río Cozolexco (figura 5), aparentemente a falta de más

datos cartográficos la unidad desaparece hacia la zona de Chicuaco y volviendo a aparecer hacia el Sur de Tehuaco intensamente fracturada.

La unidad litodémica es cortada por diques riolíticos, basálticos y dacíticos, no deformados, algunos de ellos teniendo direcciones en general de NW-SE y subverticales. También presenta abundancia de algunos minerales como: malaquita, pirita, calcopirita y cinabrio, además de hidróxidos de hierro.

3.2.2 Unidad Litodémica Cozolexco.

Esta unidad metamórfica se encuentra estructuralmente arriba de la unidad Chicuaco y subyaciendo a la unidad el Mirador (figura 6), abarca hasta un 50% del total de área de afloramiento del Complejo Milonítico Xucayucan, con un espesor mínimo de 639m. Comprende metabasaltos con desarrollo en ocasiones de actinolita y clorita, con estructuras relictas de almohadillas y lavas masivas y diques metabasálticos todo con desarrollo de estructuras de tectonita que van de protomilonitas a ultramilonitas. En algunas zonas donde la deformación es mayor se observa el desarrollo de bandas de esquistos miloníticos de serpentina y epidota. El pedernal se encuentra intercalado en ocasiones con los metabasaltos (fig. 6) sin embargo debido a desplazamiento por deformación milonítica las relaciones originales están obliteradas. El pedernal presenta un color verde a rojizo con texturas protomiloníticas distinguiéndose los porfiroclastos en afloramiento.

La epidota aumenta su proporción hacia el centro de las almohadillas en los metabasaltos almohadillados. Las vesículas en los metabasaltos están rellenas de cuarzo. Algunos diques metabasálticos cortan a los derrames con estructura masiva con esporádicas intercalaciones de metasedimentos (esquistos miloníticos de plagioclasa, cuarzo y biotita).

Los metabasaltos en sección delgada presentan una textura protomilonítica a ultramilonítica. Los minerales primarios comúnmente observados en orden descendente de abundancia son la plagioclasa (20%), clorita (30%), actinolita (15%), epidota (20%), serpentina (5%), y como accesorios (10%): la esfena, leucoxeno, algunos sulfuros y otros minerales opacos. Estos porcentajes son variables dependiendo del lugar en que se haya tomado la muestra, ya que en zonas de ultramilonitas la serpentina muestra mayor abundancia que la epidota y clorita. Los minerales desarrollados durante la milonización son clorita, actinolita, calcita, serpentina y escasamente muscovita.

Las plagioclasas (albita, oligoclasa) se presentan en formas subedrales, algunas veces mostrando las relaciones magmáticas originales y zoneamientos composicionales. También en forma de porfiroclastos rodeados por una matriz de clorita y anfíboles. Muestran contactos suturados debido a deformación otros cristales muestran fragmentación frágil.

La clorita se observa remplazando a la actinolita, sin embargo también es producto de la alteración de la epidota. Parte de la clorita también pudo haberse formado durante la deformación de los piroxenos ya que cuando estos son afectados por la milonización se ha visto que forman actinolita y clorita, la gran abundancia de clorita sugiere la presencia de fluidos durante el evento milonítico.

La actinolita está creciendo cortando a la foliación milonítica definida por la clorita. Algunas veces con texturas entrecruzadas y cuando es alta su proporción define una textura nematoblastica, comúnmente se observa en las colas de los porfiroclastos de feldespatos junto con la clorita.

Frecuentemente en cristales totalmente reemplazados por clorita y calcita quedando como cristal pseudomorfo del anfíbol original. Es difícil establecer cuando se formó la calcita pero parece haberse formado posteriormente al desarrollo del anfíbol.

La epidota aparece en formas subedrales a euedrales reemplazando a plagioclasas en donde se desarrollan porfiroclastos, también se observa algunas veces deformada por la milonitización. Parte de ella se altera a clorita, se presenta como vetillas cortando a la foliación sugiriendo dos eventos de formación de epidota.

En algunas muestras aparece muscovita como mineral accesorio en los metabasaltos esta poca proporción sugiere recristalización de feldespatos.

Algunos minerales opacos se observaban como porfiroclastos en la muestra que contiene mayor proporción de clorita. La esfena aparece con frecuencia en cristales esqueléticos asociada a clorita, actinolita y epidota, la actinolita en ocasiones se presentaba en texturas entrecruzadas y en hábitos aciculares. El leucoxeno se observó en colores pardos en luz paralela y anisotrópico con nicoles cruzados la presencia de este sugiere la presencia en los metabasaltos de óxidos de titanio.

En base a la asociación mineral los metabasaltos definen una facies metamórfica de esquisto verde. El probable protolito con base en las consideraciones petrográficas fueron rocas basálticas y andesíticas.

La unidad Cozolexco se encuentra subyaciendo en discordancia a la secuencia de la Fm. Tenexcate aunque en ocasiones este contacto es ocultado por el fallamiento lateral o diques riolíticos. También se encuentra subyaciendo en discordancia a la Formación Huayacocotla, aunque esta relación está parcialmente oculta por la intrusión de sills riolíticos. En la zona de Ocotepéc la unidad Cozolexco se encuentra sobreyacida discordantemente por la ignimbrita Xaltípan.

3.2.3 Unidad Litodémica El Mirador.

Aflora en la parte Sur del área y comprende alrededor del 12% del total de la zona de estudio (figura 5). Está constituida de volcanoclásticos y probablemente rocas basálticas, intensamente deformadas de milonitas a ultramilonitas. Esta facies se distingue de la unidad Chicuaco por no contener cuarcitas ni pedernal. Al mismo tiempo es distinta de Cozolexco por contener mayor proporción de volcanoclásticos. Los minerales visibles en muestra de mano: clorita, epidota, cuarzo y óxidos de hierro. Presenta escasas vetillas de cuarzo de segregación (figura 6), con esporádicos porfiroclastos de metabasalto incluidos en algunos esquistos miloníticos. Las litologías de esta unidad presentan un tamaño de grano fino en general con un color de gris verdoso a gris.

El contacto con la unidad Cozolexco probablemente fue transicional (figura 6) pero está tectonizado, esta interpretación se basa en que se observa un aumento en la cantidad y frecuencia de metabasalto al acercarse al contacto estructural con Cozolexco, por lo que el Mirador esta sobreyaciendo aparentemente estratigráficamente y estructuralmente a la unidad Cozolexco.

Regionalmente la deformación y echados de las unidades sugieren que la unidad litodémica el Mirador se encuentra cabalgando a la Fm. Huayacocotla (fig.5) sin embargo, no se observó directamente el plano de falla, ya que un dique riolítico oscurece la relación directa. La unidad El Mirador está cortada por diques riolíticos y dacíticos en la zona de Buenavista y la Union.

En sección delgada esta unidad presenta un tamaño de grano muy fino, con los siguientes minerales: plagioclasa (35%), cuarzo (15%), clorita (40%), epidota (8%) y como accesorios a minerales opacos (2%). Los minerales sinmiloníticos corresponden en parte a cuarzo y clorita, los minerales premiloníticos corresponden a la plagioclasa y cuarzo.

Las plagioclasas muestran fuerte zoneamiento, maclas polisintéticas deformadas, con intenso fracturamiento de granos producto de la deformación, y en contactos suturados con el cuarzo y otros granos del mismo mineral.

La facies metamórfica definida con base en la presencia de clorita, la epidota y cuarzo, corresponde a esquistos verdes y probablemente su protolito corresponde a rocas volcanosedimentarias o una toba.

3.3 FORMACION HUAYACOCOTLA.

Las rocas de la Formación Huayacocotla están localizadas en los estados de Hidalgo, Puebla y Veracruz. La formación fue descrita formalmente por Imlay y colaboradores (1948). Se encuentra expuesta al SSW del área de estudio (fig. 5), es de edad Jurásico Inferior a Jurásico Medio, y está constituida de estratos de areniscas intercalados con lutitas negras, areniscas conglomeráticas, conglomerados y horizontes aislados tobaceos. Las areniscas están formadas por cuarzo, muscovita, feldespatos y líticos, siendo sus porcentajes los siguientes: 60% de cuarzo, 20% de feldespato y 20% de líticos. Presenta estratificación flaser, marcas de corriente, gradación normal. Las lutitas presentan amonites, restos de plantas, estas presentan un color negro al fresco y gris oscuro a gris claro al intemperismo, intraclastos de estas se encuentran dentro de las areniscas líticas. Una toba de composición riolítica se observó intercalada con estratos de arenisca, en el camino que de Buenavista a San José Chalhaltzin con un espesor de 5 cm con la presencia de vesículas, cristales de feldespato y aislados minerales ferromagnesianos, además las lutitas contienen nódulos de pirita que alteran a limonitas, y con algo de pirita diseminada. La secuencia presenta estratificación lenticular y rizaduras.

Hacia la población de San José Chachaltzin disminuye la proporción de estratos de areniscas, aumentando los estratos de lutitas con intercalaciones de estratos delgados de 3 a 8 cm de arenisca.

La Fm. Huayacocotla está cortada por diques riolíticos y dacíticos más recientes. Se encuentra sobreyaciendo en discordancia al Complejo Milonítico Xucayucan sin embargo el contacto en algunas localidades esta cortado por sills o diques de composición riolítica como se pudo observar en el contacto con la

unidad el Mirador y Cozolexco cerca del camino a San Agustín Chachaltzin. Los estratos de la formación en ocasiones están invertidos debido al plegamiento. La edad que se ha asignado a la Formación Huayacocotla con base en amonites es del Jurásico Temprano (Imlay et al., 1948).

3.4 FORMACIÓN TENEXCATE.

Fue definida por el Departamento de Geología del Subsuelo de PEMEX, en Poza Rica, Veracruz (1967). Esta unidad está constituida principalmente por conglomerados, areniscas, limolitas. Aflora principalmente cerca de la población de Buenavista en dirección del camino que va a Chicuaco, un pequeño afloramiento cerca de la vereda que va a Tamalayo sobre el camino a San Agustín Chachaltzin, y desde Tehuaco hasta el Dos (Fig. 5). El conglomerado de la base es soportado por clastos, bien redondeados a subredondeados con tamaños aproximados desde 1cm hasta 50cm pertenecientes a rocas volcánicas de composición intermedia con texturas porfídicas, algunos clastos de granitos, esquistos de muscovita y clorita, pedernal verde, lutita, limolita, areniscas, este conglomerado presenta estratificación irregular y con lentes que se acuñan de areniscas y limolitas. Las areniscas están compuestas de feldespatos, cuarzo y micas en donde la proporción de cuarzo a feldespatos es variable en el afloramiento, presenta intercalaciones de limolitas de un color al intemperismo de rojizo a pardo rojizo. Se le asigna una edad de Bajociano-Batoniano.

En la parte más alta, cambia la proporción y tamaño de clastos presentes, para formar brecha sedimentaria a conglomerado. El conglomerado presenta clastos de subangulosos a angulosos con tamaños aproximados de 1cm a 30 cm estos formados por pedernal rosa, riolita con líneas de flujo, cuarzoarenitas, cuarzo, esquistos de muscovita. Las areniscas se vuelven más abundantes en la población de Atotocoyan encontrándose intercaladas con limolitas que presentan un color rojizo pardusco. Las areniscas clasificadas en campo como cuarzoarenitas a subarkosas están formadas por clastos de pedernal, cuarzo, y feldespatos.

Esta unidad se encuentra en discordancia sobre el Complejo Milonítico Xucayucan delante de la población del Dos sobre la carretera que va a Mazatepec esta discontinuidad es parcialmente cortada por un dique riolítico. La unidad además se presenta en contacto por falla lateral reciente con el Complejo cerca de la desviación hacia Ocotepéc sobre la carretera que va a Mazatepec (Figura 5, mapa anexo). La formación es afectada por la intrusión de diques riolíticos y dacíticos, esto se ve claramente sobre la carretera que va a Mazatepec cerca de la población de Atotocoyan en donde se observó un dique riolítico cortado por fallamiento normal.

3.5 DIQUES RIOLÍTICOS, DACÍTICOS Y BÁSICOS.

Dentro de la zona se presentan abundantes diques o sills riolíticos, dacíticos y en menor cantidad basálticos. Los diques afectan a todas las unidades de la zona excepto a las ignimbritas Xaltipan. Los diques riolíticos presentan un color rosa a blanco rosado localmente presentan zoneamientos composicionales graduando a dacita, compuestos principalmente por cuarzo, ortoclasa y plagioclasas, algunos de ellos muestran desarrollo de esferulitas a escalas de afloramiento.

Localmente se observó un dique riolítico en la zona del el Dos que fue afectado por un fracturamiento posterior por el cual que se inyectó otro dique riolítico. Los diques aprovechan las estructuras presentes en el bandeamiento metamórfico del Complejo milonítico Xucayucan así como las fallas de bajo ángulo, los fracturamientos frágiles orientados NW-SE y las discontinuidades entre el Complejo milonítico con las unidades Terciarias y Mesozoicas introduciéndose en forma de sills. Muchos diques riolíticos son cortados por fallas normales y laterales con componente izquierda. Con base en la descripción anterior se infiere que ocurrieron varias fases de inyección magmática posteriormente a la formación del Complejo Milonítico Xucayucan y distinto tiempo geológico. También unos diques se emplazaron en alineamientos estructurales NW-SE a N-S y que después fueron cortados fallas laterales y normales.

Los diques dacíticos y básicos de textura afanítica se observaron cortando a los esquistos miloníticos, e introduciéndose en los contactos de las distintas litologías de la unidad Chicuaco, a lo largo del río Chalchihuapan.

3.6 IGNIMBRITA XALTÍPAN.

Yañez-García (1980) asignó el nombre de Ignimbrita Xaltipan a una Toba de Flujo o Ignimbrita que dio origen a La Caldera los Humeros de la cuál se emitieron una serie de derrames ignimbriticos localizados principalmente en la periferia norte, oeste y este de la caldera, por ser Xaltipan el poblado que ocupa el centro del área donde aflora esta roca. Esta unidad reciente es de carácter piroclástico presenta un color al intemperismo pardo claro, con relieves muy suaves y muy fácilmente intemperizable, la matriz compuesta de vidrio volcánico dentro de la cual se reconocieron clastos angulosos de rocas volcánicas con composiciones: dacita, andesita, riolita y además de obsidiana negra, vidrio volcánico incoloro, fragmentos de esquistos de mica, y piedra pómez. Rellena paleorelieves ya que se reconoció en el río Apulco en discordancia con los gneises del Complejo La Soledad (fig.5) y los diques riolíticos que cortan a esta última, también sobre el río Chalchihuapan aparecen en discordancia sobre El Complejo La Soledad aguas abajo del afloramiento del mármol milonítico; A lo largo de la margen norte del río Xucayucan alrededor de la zona de Ocotepc se observaron en discordancia sobreyaciendo a la unidad Cozolexco. También aparece cerca de la población de Tetelilla (fig. 1) y aguas abajo a partir de la cortina de la presa de Atexcaco en discordancia sobre el Complejo milonítico Xucayucan. Una muestra de esta roca proveniente del Banco de Materiales Xaltipan fue datada en 540 000 años (Segura, 1990).

4.- GEOQUIMICA Y PETROGÉNESIS.

En este capítulo se muestran los resultados del análisis geoquímico, así como su interpretación de las muestras de metabasalto, milonitas y ultramilonitas básicas pertenecientes a la unidad Cozolexco y de la unidad Chicuaco, estas muestras constituyen parte del Complejo Milonítico Xucayucan (Cuadro 1; Tabla 1 y Tabla 2 del Apéndice). Además se presentan los resultados de tres muestras pertenecientes al Complejo Milonítico la Soledad.

La metodología llevada a cabo comprendió el muestreo para análisis geoquímico en campo basándose, para la elección de las muestras, en algunos criterios como son el grado de intemperismo y representatividad del muestreo, para luego seguir con un lavado de las muestras en el taller de molienda continuando con la trituración-pulverización y posterior envasamiento. Estos pasos llevados a cabo por los autores de la Tesis mientras que el Quím. Rufino Lozano S. C., realizó los análisis de las muestras pulverizadas (roca total) empleando un espectrómetro secuencial de FRX perteneciente al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM. Los análisis de tierras raras y otros elementos traza de algunas muestras se realizaron mediante la técnica instrumental analítica de ICP y por absorción atómica en los laboratorios de ActLabs en Canadá (Tabla 5) bajo la metodología propia de cada laboratorio.

4.1 COMPLEJO MILONÍTICO LA SOLEDAD.

Se analizaron por elementos mayores tres muestras del complejo correspondiendo a un gneis milonítico cuarzofeldespático (GTQ3-100), gneis milonítico de biotita y cuarzo (GTQ1-100) muestreados sobre el río Apulco, y que se presentan intercalados en un bandeamiento tectónico. La última muestra corresponde a un esquistó milonítico cuarzofeldespático (GTQ1-83), y fue

colectada cerca de la población de Tehuaco sobre la carretera a Atotocoyan (ver mapa figura 5). El análisis de Tierras raras se realizó solo para la muestra GTQ3-100 (Tabla 1).

4.1.1 Elementos mayores.

Usando el diagrama de clasificación química (figura 7) para rocas intrusivas (TAS; Cox, 1979 en Rollinson, 1993) las muestras colectadas en el río Apulco presentan un rango de composiciones granodioríticas y sieno-dioríticas, sin embargo para la muestra GTQ1-83 tiene tendencia a composiciones graníticas, el que se encuentre alejada de las otras dos podría deberse que los elementos mayores se movilizaron debido a que la muestra presentaba un grado mayor de alteración.

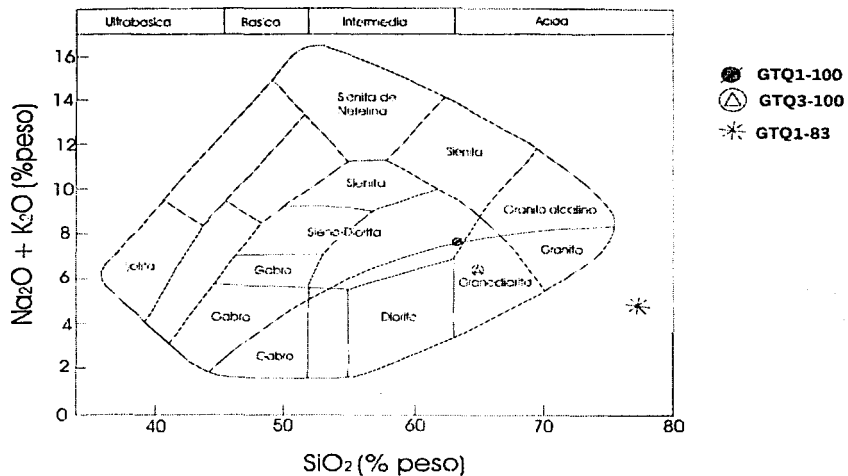


Figura 7.- Diagrama de clasificación química para rocas plutónicas usando el total de álcalis contra sílice (TAS) de Cox (1979) en Rollinson, 1993).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Estas composiciones entre 60 y 80% de SiO₂ en las muestras analizadas son comparables con magmatismo asociado a una corteza continental con espesores importantes (Hess,1989).

Es evidente a partir de la figura 8 que la serie magmática a la que pertenecen las rocas del Complejo La Soledad es calcialcalina y las concentraciones de Ti₂O, CaO, MgO, (Tabla 1) corresponden con composiciones normales comparables con granitoides asociados con plutones de márgenes continentales (Hess,1989).

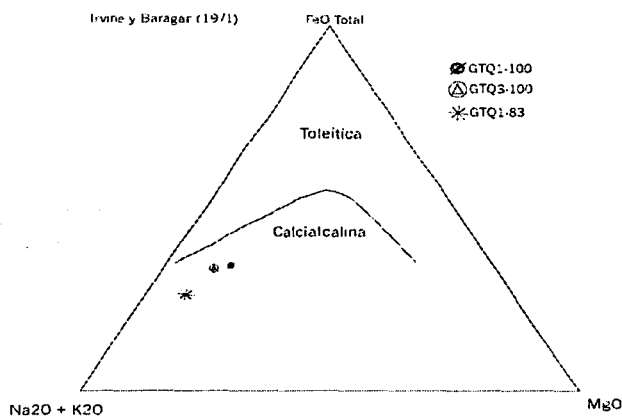


Figura 8.- Diagrama AFM que muestra las tendencias calcialcalinas para el complejo milonítico la soledad.

Empleando el concepto de saturación de aluminio (A/CNK) (Shand 1947 en Clarke,1992) donde $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ para las muestras analizadas se obtiene para GTQ1-100 $A/CNK=1.78$, GTQ3-100 $A/CNK= 1.61$ y por último para GTQ1-83 el $A/CNK = 2.3$. Estos datos sugieren que la roca granítica original probablemente fue peraluminosa, sin embargo, los granitos tipo I y tipo S tienden a traslaparse en el campo peraluminoso y además la concentración de SiO₂, Fe₂O₃, MgO, CaO son más las esperadas para un granito de origen ígneo (muestra GTQ1-100 y GTQ3-100), por lo que no está claro que tipo de granitoide fue el complejo de la soledad. La muestra GTQ1-83 muestra una mayor

diferenciación como se observa en la Tabla1 de concentraciones de elementos mayores.

4.1.2 Elementos Traza y discriminación tectónica.

Las tres muestras analizadas (GTQ1-83, GTQ1-100 y GTQ3-100) presentan composiciones similares, lo que sugiere que probablemente fueron originadas durante el mismo evento magmático. El patrón seguido por el diagrama "de araña" de multielementos (figura 9) para las muestras refleja una concentración alta de elementos traza incompatibles como Rb, Ba, K con respecto a los compatibles y una ligera anomalía de Nb y Ta sugiriendo un origen de arco volcánico esto se presenta en general en series calcialcalinas y shoshoníticas.

La baja concentración de Ti podría deberse a la poca abundancia de minerales máficos y esfena, comprobado en laminas delgadas. Existe una fuerte anomalía de Sr que puede deberse a un cierto control mineralógico debido a la asociación félsica del granitoide deformado. El valor bajo de Y e Yb con respecto a elementos incompatibles se observa en general en muchos de los granitos de distintos ambientes tectónicos.

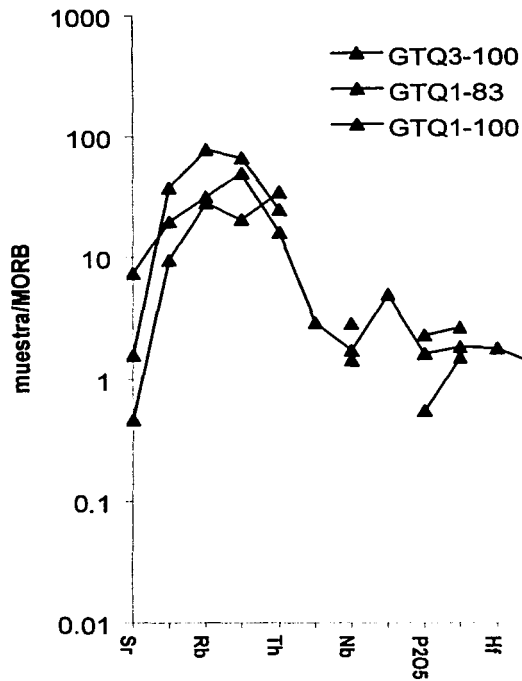


Figura 9. Diagrama de araña de elementos compatibles e incompatibles de muestras del Complejo la Soledad normalizado a Condrita (Thompson, 1982 en Rollinson, 1993).

La Tabla 4 (ver apéndice) muestra los cocientes de algunos elementos mayores y de otras relaciones entre elementos compatibles con incompatibles estos cocientes son usados en gran medida para inferir los procesos que ocurren en la fuente (Clarke, 1992). Los pocos valores obtenidos en este trabajo, sugieren un probable granito tipo I (granitoide originado a partir de un magma resultado de una fusión de roca ígnea).

A partir de los diagramas de discriminación tectónica (figuras 10 y 11) de Pearce (1984) las muestras GTQ3-100, GTQ1-83 y GTQ1-100, caen en el campo de Granitoides de arco volcánico (VAG).

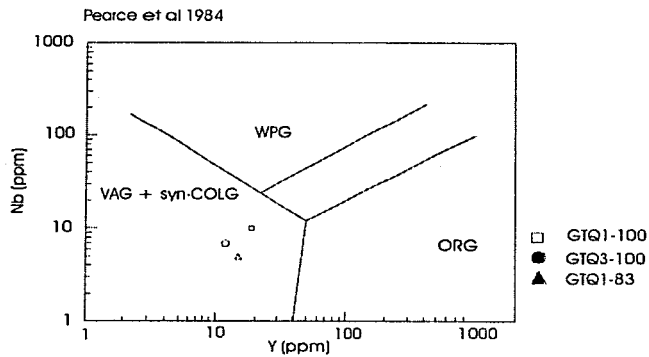


Figura 10.- Diagrama de discriminación Nb-Y para granitos en el que se puede observar las muestras del Complejo La Soledad.

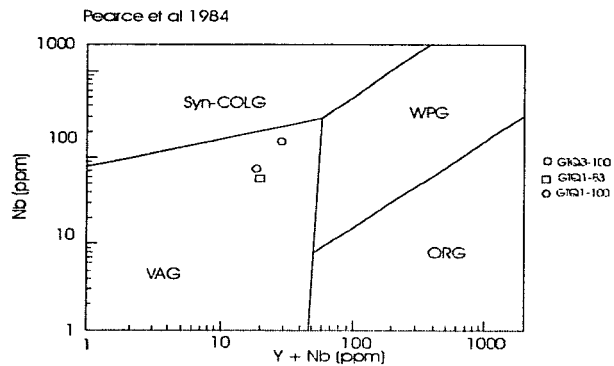


Figura 11.- Diagrama de discriminación Rb contra Y+Nb para Granitos aplicado a muestras del Complejo La Soledad.

Tierras raras.

Solo una muestra se analizó por tierras raras (GTQ3-100) y muestra un enriquecimiento en tierras raras ligeras con respecto a las pesadas (figuras 12), una curva suave sin anomalías, se sabe que el rango de contenido de tierras raras en granodioritas y granitos es variable, pero es importante notar que no existe anomalía de Eu, por lo que sugiere que existe una acumulación de plagioclasa en la mezcla residual. Al comparar este patrón con los diagramas de Rogers y Greenberg (1990) en los que realizan la distinción entre granitos postorogénicos, orogénico tardío y anorogénicos, se observa que podrían corresponder a granitos postorogénicos o de arco volcánico.

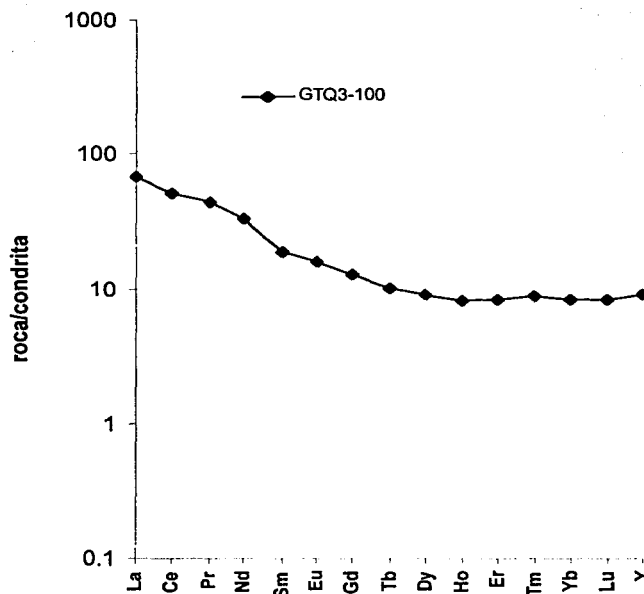


Figura 12 Patrón de tierras raras de gneis milonítico cuarzofeldespático normalizado a condrita (Taylor y McLennan, 1986 en Rollinson, 1993).

4.1.3. Conclusión.

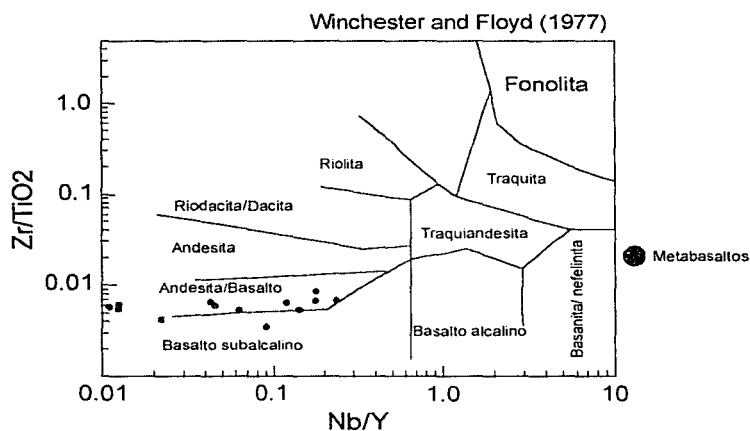
Con base en las concentraciones de elementos mayores y elementos traza, la composición principal de las rocas miloníticas cuarzofeldespáticas del complejo la soledad es principalmente granítica a granodiorítica de características calcialcalinas y podría haber sido originalmente un granitoide tipo I o S asociado a un arco volcánico continental o sinorogénico e incluso postorogénico. Se sabe que en muchos cuerpos batolíticos de arcos volcánicos continentales las composiciones más comunes que alimentan a estos son tonalíticas y granodioríticas (Hess, 1989).

La comparación de las muestras de gneis milonítico cuarzofeldespático (GTQ3-100) y el esquistó milonítico cuarzofeldespático (GTQ1-83) este último ubicado cerca del contacto con la unidad Cozolexco, refleja un comportamiento geoquímico similar para las dos muestras.

4.2 COMPLEJO MILONÍTICO XUCAYUCAN.

4.2.1 Elementos Mayores.

Empleando el Diagrama de clasificación química de Nb/Y-Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1977 en Wyman, 1996) las muestras de la unidad Cozolexco presentan composiciones que van de basáltica a andesítica (fig. 13) y a partir de la figura 14 caen en basaltos de subalcalinos a subalcalinos bajos en potasio. A partir del diagrama AFM (fig. 15) los basaltos y andesitas están asociadas a un magmatismo toleítico a calcialcalino.



TEMAS CON FALLA DE ORIGEN

Figura 13.-Diagrama de clasificación química empleando Zr/TiO₂-Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977 en Wyman, 1996), para muestras de metabasaltos y milonitas de la unidad Cozolexco.

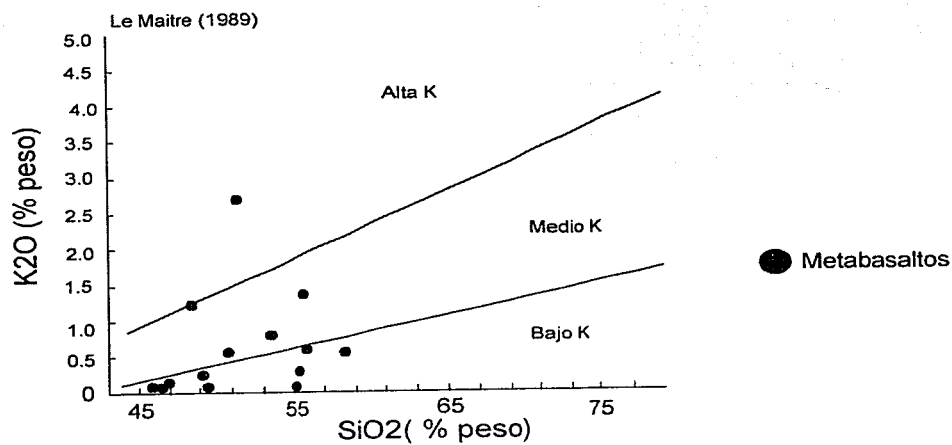


Figura 14.- clasificación de rocas ígneas en alcalinas, subalcalinas y subalcalinas bajas en potasio (Le Maitre, 1989 en Rollinson, 1993), principalmente de la unidad Cozolexco.

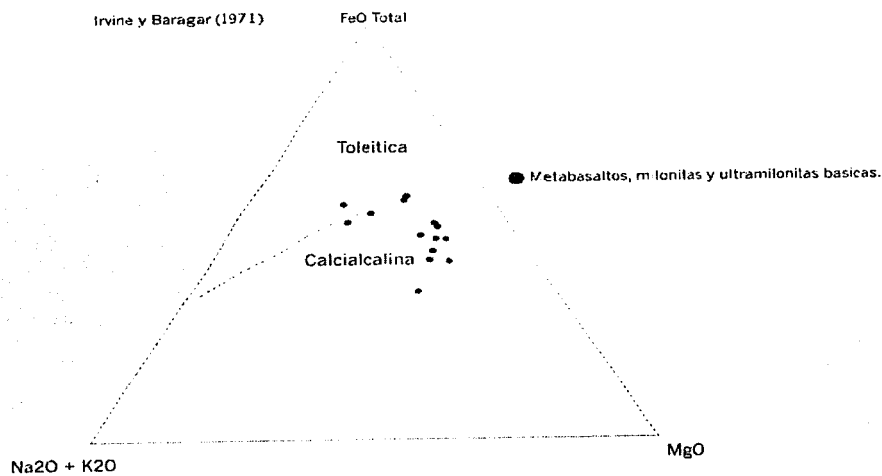


Figura 15.- Diagrama AFM muestra el límite entre el campo calcicalcalino y el toleítico (Irvine y Baragar, 1971 en Rollinson, 1993).

Al utilizar el diagrama $\text{TiO}_2\text{-MnO-P}_2\text{O}_5$ (fig. 16) se observa que no todas las muestras de la unidad Cozolexco se pudieron representar en este, ya que no cumplieron con el rango de 45-54% de SiO_2 , pero las muestras que si cumplen coinciden con el campo de toleitas de arcos de islas.

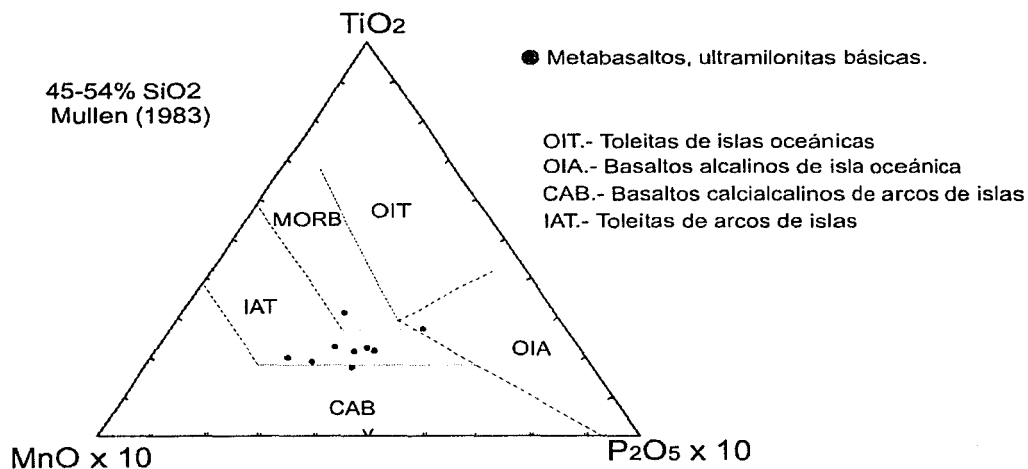


Figura 16.- diagrama de discriminación $\text{MnO-TiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ (Mullen, 1983 en Rollinson, 1993).

4.2.2 Elementos traza y discriminación tectónica.

A partir de los datos de elementos traza de la Tabla 2 se elaboraron varios diagramas triangulares de discriminación tectonomagmática así como el diagrama "de araña" de multielementos que combina elementos traza con mayores y el diagrama "de araña" para elementos de transición. Es importante señalar que durante la parte analítica los elementos como el Nb y Pb quedaron por debajo del límite de detección del espectrómetro para todas las muestras analizadas por FRX

así también con ICP o activación de neutrones (Tabla 5). Los elementos como Y y Zr presentaron problemas en la detección por FRX para la mayoría de las muestras en las que no utilizó la técnica de ICP o de Activación de neutrones. Para 4 de las muestras de la unidad Cozolexco en donde si se empleó, se utilizaron los valores mostrados en tabla 5, para rocas básicas a ultrabásicas se conoce bien los problemas en la detección con FRX del Y y Zr (Rollinson, 1993).

Empleando el diagrama Th-Zr-Nb (Wood, 1980) las muestras caen en el campo de basaltos calcialcalinos (fig. 17) asociados a un arco volcánico. En el diagrama Zr-Ti-Sr (Pearce y Cann, 1973 en Rollinson, 1993) (figura 18), las muestras caen también en el campo del magmatismo de arco .

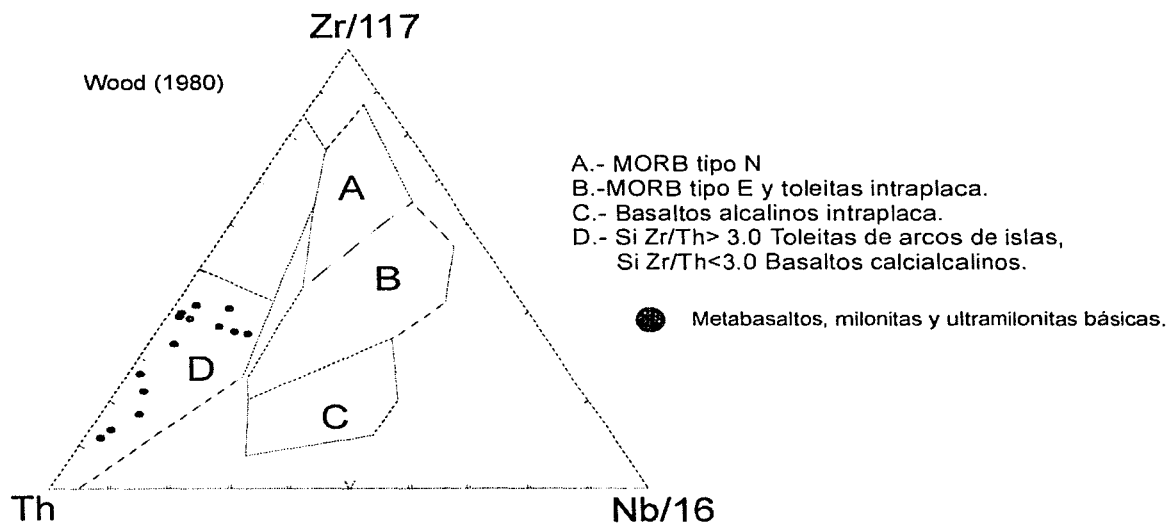


Figura 17.- Diagrama de discriminación tectónica Th-Zr-Nb (Wood, 1980 en Rollinson, 1993) para basaltos, mostrando el campo de arco volcánico para la unidad Cozolexco.

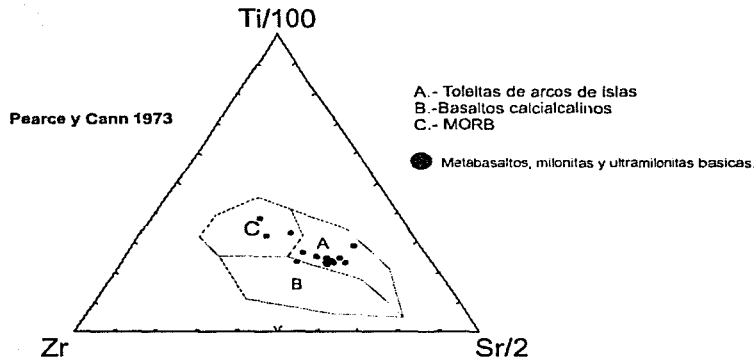


Figura 18.- Diagrama de discriminación tectónica Zr-Ti-Sr para basaltos.

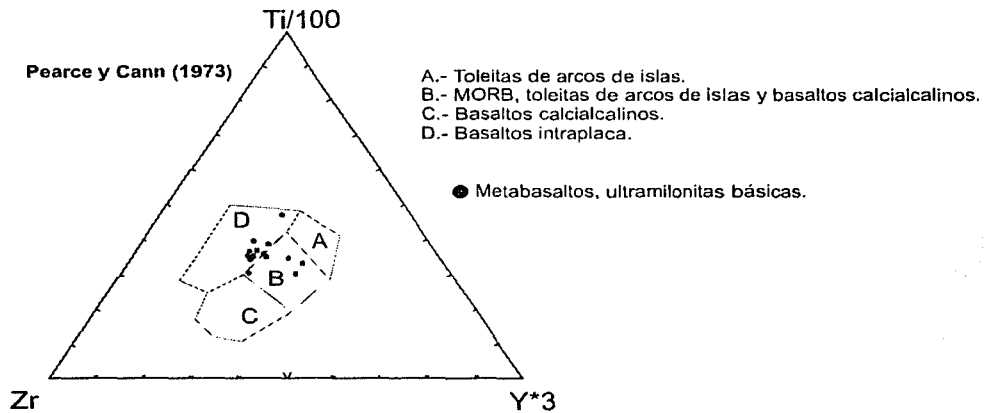


Figura 19.- Diagrama de discriminación tectónica Zr-Ti-Y para basaltos (Pearce y Cann, 1973 en Rollinson, 1993).

Lo mismo ocurre en el diagrama Zr-Ti-Y (Pearce y Cann, 1973 en Rollinson, 1993) de la figura 19 las muestras indican un ambiente de intraplaca, MORB y toleitas de arcos de islas. Empleando el diagrama de Cr en relación con Y (figura 20) las muestras de la Unidad Cozolexco del Complejo Xucayucan caen en el

campo de arco volcánico. Y en el diagrama Ti-Zr se observa un traslape entre MORB y arco volcánico (figura 21).

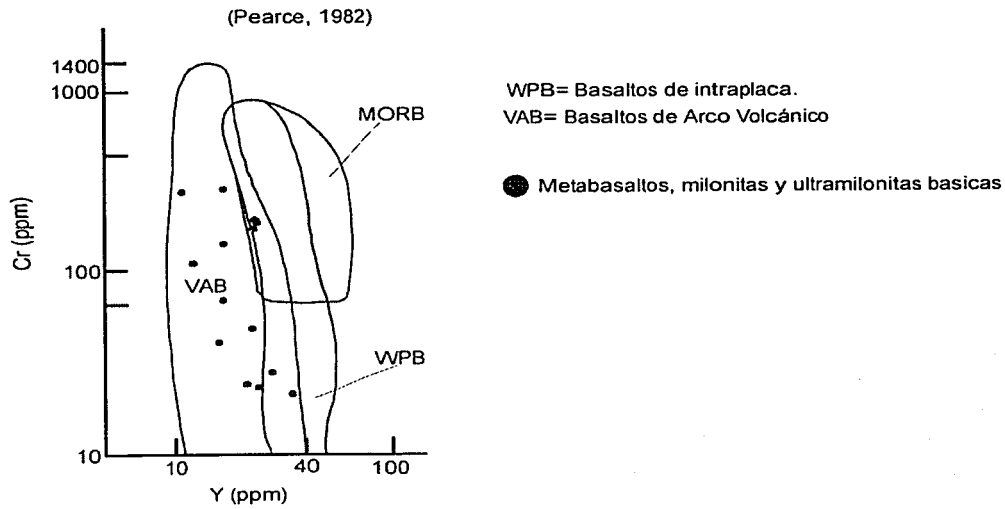


Figura 20.- Diagrama de discriminación tectónica Cr-Y para basaltos, note que la unidad Cozolexco define un ambiente tectónico de arco volcánico.

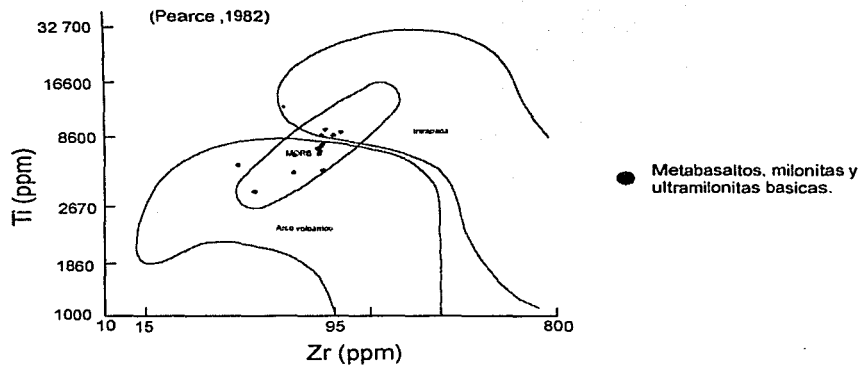


Figura 21.- Diagrama de discriminación tectónica para basaltos (Pearce, 1982 en Rollinson, 1993).

Si observamos el siguiente diagrama Shervais (1982) la mayoría de las muestras caen en el campo de basaltos MORB y cuencas trasarco (figura 22).

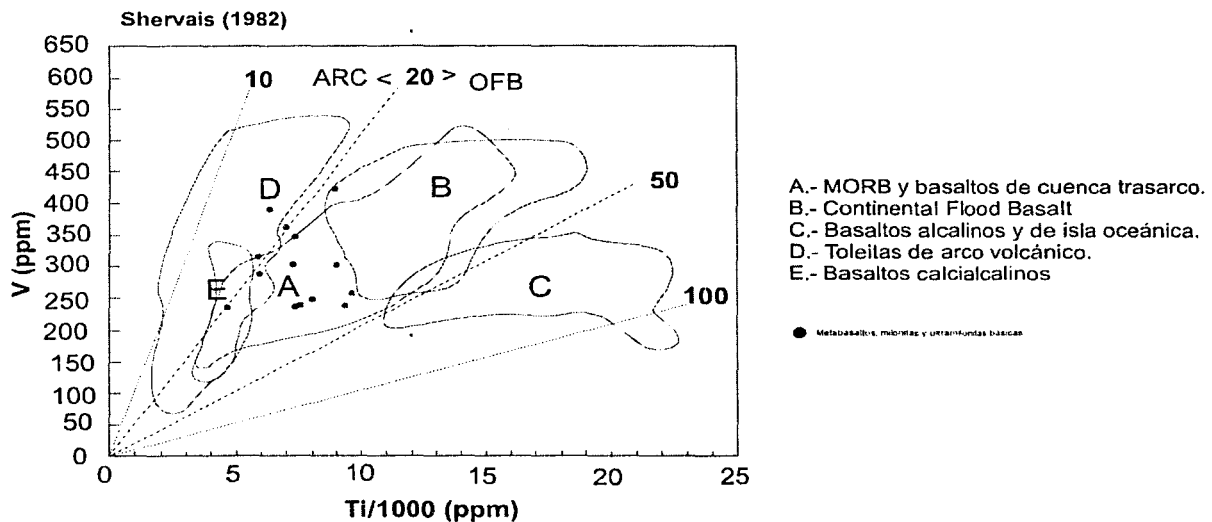


Figura 22.- Diagrama de discriminación tectónica T-V para basaltos (Shervais, 1982 en Rollinson, 1993).

Así con base a los anteriores diagramas es evidente que las rocas ígneas básicas de la unidad Cozolexco fueron originadas por una componente de subducción, aunque es evidente que existe una componente importante originada en el manto.

Analizando el diagrama de araña de algunos elementos traza (fig. 23), es posible ver que la concentración en general de elementos incompatibles y compatibles es baja en comparación con ambientes tectonomagmáticos relacionados a islas volcánicas de intraplaca, arcos volcánicos continentales, rift intracontinentales o MORB. Su comportamiento geoquímico parece corresponder mucho mejor a basaltos originados en un ambiente tectónico de trasarco o de arco volcánico, esto por el aplanamiento de la curva hacia los elementos compatibles y el enriquecimiento de Sr, Rb y Ba.

La anomalía de Nb indica la presencia de una componente de subducción, contaminación con una corteza más evolucionada o retención de Nb en la fuente durante la fusión parcial (Wilson M., 1989). El Nb probablemente pudo haberse comportado como elemento compatible en fases minerales como anfíboles, titanita y rutilo en una placa oceánica subducente (Wyman D.A., 1996).

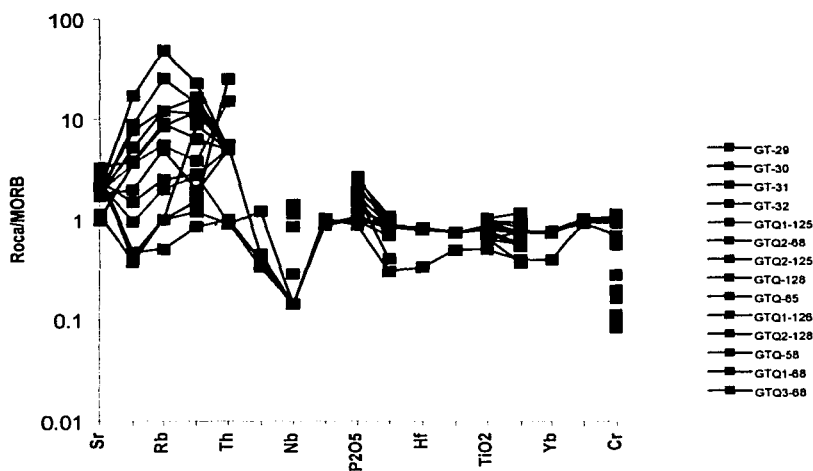


Figura 23. Diagrama de multielementos usando valores de ICP de la Tabla 5 (apéndice) para 4 muestras de la unidad Cozolexco. Normalizado a MORB (Pearce, 1982 en Rollinson, 1993).

Tierras raras

Las concentraciones de tierras raras normalizadas a condrita de los metabasaltos (GT-29, GT-30, GT-31 y GT-32) son bajas (tabla 5), presentan en abundancia de 10 veces más que los valores de condrita (figura 24). El patrón de las tierras raras es en general plano, una ligera deflexión por el empobrecimiento de tierras raras ligeras está presente, característica que se ha encontrado en algunas cuencas trasarco, no así en basaltos de arcos de islas. Esta anomalía positiva de Eu sugiere que no hubo retención de éste en la fuente sugiriendo que hubo un alto grado de fusión parcial (Hess, 1989. et.al.) o que el magma residual fue enriquecido en plagioclasa concentrando el Eu (Hess, 1989. et.al.).

Taylor y McLennan (1986)

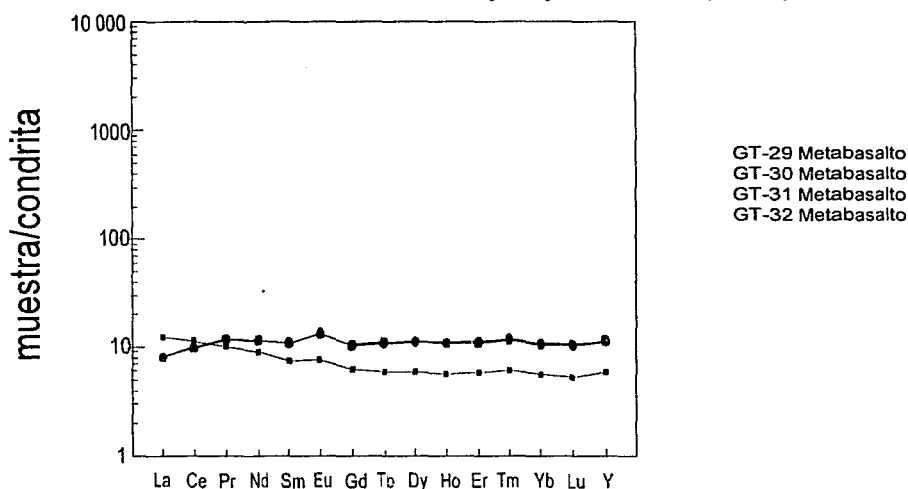


Figura 24. muestras de metabasalto de tierras raras normalizadas a valores de condrita (Taylor y McLennan, 1986 en Rollinson, 1993).

Analizando la Tabla 6 en cuanto a los valores de cocientes $(LaN/YbN)_{condrita}$ para las muestras GT-29, GT-30, GT-31 y GT-32. Cuando este índice de fraccionamiento de tierras raras ligeras de las pesadas $LaN/YbN = 1$ es el valor del manto no agotado, mientras que las rocas con $LaN/YbN < 1$ el valor es de un manto agotado (Hess, 1989 et.al.). Las muestras de metabasalto de la unidad Cozolexco presentan valores menores a 1 con excepción de las muestras GT-32 (tabla 6) y por ello se concluye parcialmente que las muestras analizadas de metabasalto fueron originadas de una fuente de manto empobrecido.

Observando el diagrama "de araña" de elementos de transición normalizados con respecto a condrita (fig. 25) existe un empobrecimiento de Ni con respecto a los demás elementos, esto podría estar sugiriendo que existió una fraccionalización del Ni por el olivino y por consecuencia significar que el magma no fue primario (Wilson M., 1989). Ello también se podría interpretar como la influencia de una probable zona de subducción. Se observa un enriquecimiento

relativo de Cr y Ni en las muestras de metabasalto con respecto a diagramas similares de arcos de islas volcánicas en general debido probablemente a que existe una cierta componente importante del manto involucrada, con contaminación cortical o de subducción ya que las concentraciones difieren de MORB tipo N.

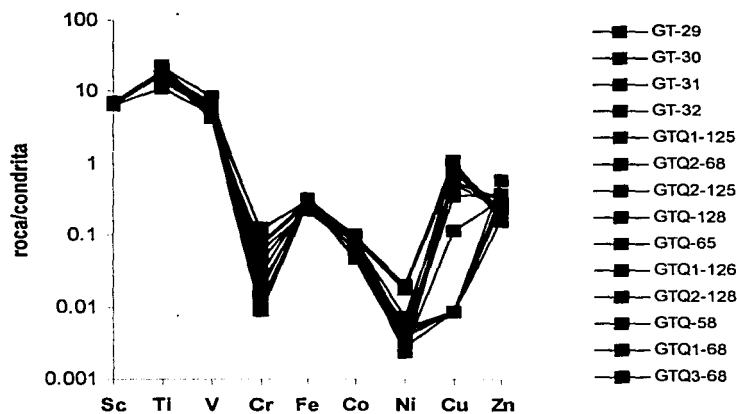


Figura 25. Diagrama de "araña" de elementos de transición de la unidad Cozolexco.

Comparando los cocientes de Zr/Y para la corteza inferior, corteza superior, MORB tipo N, con las muestras de metabasalto, milonitas y ultramilonitas básicas (Tabla 3) el valor de Zr/Y está cercano al valor promedio de la composición de la corteza inferior pero también a MORB tipo N, por lo que sugiere una composición cercana a la del manto para la unidad Cozolexco.

Muestra	Diagrama empleado con los datos geoquímicos	Característica composicional o ambiente tectónico interpretado
Complejo Milonítico Xucayucan	Zr/TiO ₂ -Nb/Y	Andesítico-basáltico
	K ₂ O vs SiO ₂	Subalcalino
GT-29 GT-30 GT-31 GT-32	AFM	Toleítico
GTQ1-125 GTQ2-68 GTQ2-125 GTQ-128 GTQ2-128 GTQ1-68 GTQ3-68	Cozolexco TiO ₂ /MnOx ₁₀ /P ₂ O ₅ x ₁₀	Toleitas de arcos de islas
	Zr/Th/Nb	Basalto calcialcalino de arco
	Zr/Ti/Sr	Toleitas de arcos de islas MORB
	Zr/Ti/Y	MORB
	Cr-Y	Arco volcánico
	Ti-Zr	MORB Arco volcánico
GTQ-65 GTQ1-126 GTQ-58	Chicuaco V-Ti	MORB y cuenca trasarco Toleitas de arco volcánico
	De araña elementos compatibles e incompatibles	Arco volcánico o cuenca trasarco
	Diagrama de tierras raras	Cuenca trasarco
	De araña elementos de transición	Arco volcánico
Complejo Milonítico La Soledad	Na ₂ O + K ₂ O vs SiO ₂ (TAS)	Granito a granodiorita
	AFM	Calcialcalino
GTQ1-83 GTQ1-100 GTQ3-100	De araña elementos compatibles e incompatibles	Arco volcánico
	Nb-Y Nb/Y + Nb	Arco volcánico continental
	Diagrama de tierras raras	Arco volcánico continental

Cuadro 1. Resumen que muestra los diagramas empleados a lo largo del capítulo de geoquímica.

4.2.3. Conclusión.

A partir del cuadro 1 que resume los diagramas geoquímicos empleados, es posible decir que la composición química de las muestras del Complejo Milonítico Xucayucan varía de basáltica a andesítica, con magmas de naturaleza toleítica a calcialcalinos (Wilson, 1989). Con base en diagramas de discriminación tectónica usando Th, Nb, Ta, V, Ti, así como la concentración de elementos traza incompatibles y compatibles con empobrecimiento de Nb, los patrones de tierras raras planos con una ligera anomalía positiva de Eu, las andesitas y basaltos del Complejo Milonítico Xucayucan se originaron aparentemente en un contexto tectónico de arco volcánico o cuenca trasarco y a partir de una fuente de manto empobrecido.

El Complejo Milonítico La Soledad presenta composiciones granodioríticas a graníticas (cuadro 1) pertenecientes a magmas calcialcalinos y asociados a un arco volcánico continental. Así entonces el Complejo Milonítico Xucayucan difiere en sus características geoquímicas al Complejo Milonítico La Soledad.

5. - GEOLOGIA ESTRUCTURAL.

5.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES Y DISTRIBUCIÓN DE LA DEFORMACIÓN.

El objetivo de esta sección de la tesis es presentar el análisis estructural y las características de la deformación. La manera en que se desarrolló el trabajo fue la siguiente: se recopiló y analizó información bibliográfica existente sobre la geología del área de estudio y sobre la evolución tectónica. Se realizó trabajo de campo, que ocupó un total de 45 días efectivos de trabajo. Este permitió el conocimiento directo del área y la observación de la deformación en los afloramientos; en cada uno de ellos se procedió a la medición, control y registro de las estructuras. Durante el trabajo de gabinete se realizó la manipulación e interpretación de la información estructural obtenida, utilizando herramientas como el programa stereonet. También se llevo a cabo la interpretación, en láminas delgadas orientadas, de los indicadores cinemáticos con el fin de determinar la dirección de transporte del evento milonítico. Uno de los resultados de este estudio es la determinación de la relación de dichas estructuras y su temporalidad, permitiendo agruparlas en subdivisiones que en este trabajo se describen como fases de deformación.

A partir de este estudio se determinó que las rocas y estructuras formadas en esta región registran una deformación tanto dúctil como frágil, y que los Complejos La Soledad y Xucayucan, han sufrido tres fases de deformación bien identificadas y una no bien documentada, las cuales son: (1) Una lineación mineral en las rocas graníticas del Complejo La Soledad que puede representar relictos de una fase de deformación previa o de anisotropía magmática, (2) la milonitización que dio origen a los complejos, (3) la Orogenia Laramide (fase compresiva), (4) la Extensión Cenozoica.

A continuación se discuten las estructuras en detalle y sus implicaciones tectónicas en el área. Estas se describen en función a fase de deformación a la cual están asociadas, y que se denominaron D1, D2, D3 y D4. Una vez que las estructuras han sido asignadas a cada una de las fases de deformación, se puede construir la historia tectónica del área.

5.2 ¿ DEFORMACIÓN D1?

Relictos de probables estructuras premiloníticas fueron observadas en el Complejo Milonítico La Soledad, aflorando en el Río Apulco, específicamente en los gneises miloníticos cuarzofeldespáticos. Estas se encuentran en los porfiroclastos de tamaño considerable y están representadas por bandeamiento de cuarzo, ortoclasa y plagioclasas. Por el tamaño de dichos porfiroclastos no se puede concluir si dicho bandeamiento fue de origen magmático o metamórfico.

5.3 DEFORMACIÓN D2.

Las milonitas representan el primer evento generalizado de deformación dúctil. Tienen una tendencia general NE-SW (40-70°) y NW-SE(40-60°), y la zona cubre un área mínima de 110 kilómetros cuadrados. La deformación no es homogénea a través de ambos complejos, además las zonas de cizalla mayores y menores de deformación dúctil, presentan fabricas y estructuras de deformación que muestran la geometría y cinemática. Las estructuras de este evento de deformación dúctil más importantes incluyen esquistosidad y bandeamiento gneisico bien desarrollado, como también foliación de incipiente a bien desarrollada, lineación mineral, estructuras S-C, porfiroclastos, pliegues isoclinales dúctiles y pliegues kink band. Estas milonitas son cubiertas discordantemente por las unidades sedimentarias Mesozoicas y Cenozoicas. A continuación se describen las distintas estructuras observadas:

5.3.1 Foliación.

La foliación está bien desarrollada en los gneises del Complejo La Soledad, y en los esquistos, cuarcitas y metabasaltos varía de muy incipiente a bien desarrollada. En los gneises miloníticos presenta un bandeamiento composicional y la foliación está formada por una intercalación de capas cuarzofeldespáticas de 10 a 20 cm de espesor y capas de biotita y cuarzo. La biotita se desarrolla como mineral metamórfico por lo cual es sinmilonítico. El mármol milonítico raramente exhibe un bandeamiento composicional y los granos de calcita elongados definen la foliación. Estas características indican flujos en condiciones plásticas que es el mecanismo de deformación dominante para la calcita. En lamina delgada la foliación de los gneises del Complejo La Soledad es definida por cuarzo recristalizado en granos poligonales y en sombras de presión de los porfiroclastos de feldespato. En el mármol en lamina delgada se observan evidencias de la milonitización, por el desarrollo de maclas con crecimiento aleatorio debido a la deformación.

Las capas de cuarcita del Complejo Xucayucan están compuestas por bandas de cuarzo totalmente recristalizado. En la cuarcita, en lamina delgada, se observa que los granos de cuarzo fueron sometidos a la deformación cristaloplástica, mientras que los granos de feldespato solo sufrieron fracturamiento intracristalino, y algunos desarrollos de colas de presión de mica. El fracturamiento intracristalino de los feldespatos se incrementa dentro de las zonas de cizalla. Los granos de cuarzo son poligonales a ligeramente elongados y los límites de los granos son cóncavos y/o convexos en zonas menos deformadas, y suturados donde la deformación fue más intensa. El crecimiento orientado de pequeñas micas en los márgenes de los granos de cuarzo es incipiente a bien desarrollada. Los granos también exhiben rasgos de deformación intracristalina que incluye extinción ondulante, bandas de deformación, formación de subgranos y pequeños granos recristalizados en el margen de los granos originales. Sin embargo no presentan la misma intensidad de deformación que las otras unidades.

Los metabasaltos del Complejo Xucayucan, presenta una foliación

incipiente, definida por bandas ricas en anfíboles, y presentan bandas de epidota plegada premetamórfica. En algunas zonas aun conservan las estructuras almohadilladas, concentrándose la deformación en zonas de cizalla espaciadas. Los límites de las estructuras presentan mayor deformación. La foliación se observa mejor alrededor de los porfiroclastos. En lamina delgada se observó en los metabasaltos, que la foliación es definida por bandas ricas en actinolita y escasas bandas de feldespatos.

En los esquistos pelíticos del Complejo Xucayucan, la foliación es definida por el crecimiento de la muscovita y clorita en escamas. En lamina delgada la foliación muestra una textura anastomosada de bandas ricas de micas con escasas bandas de cuarzo recristalizado (Figura 26).

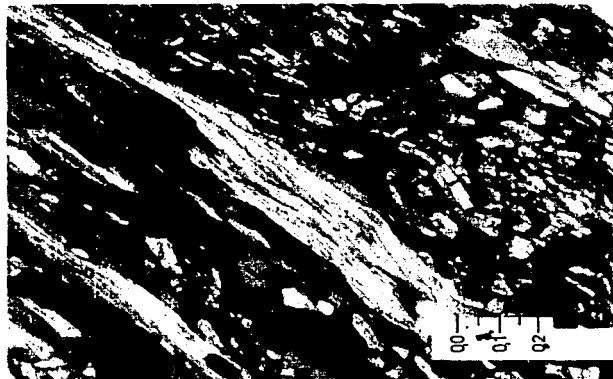
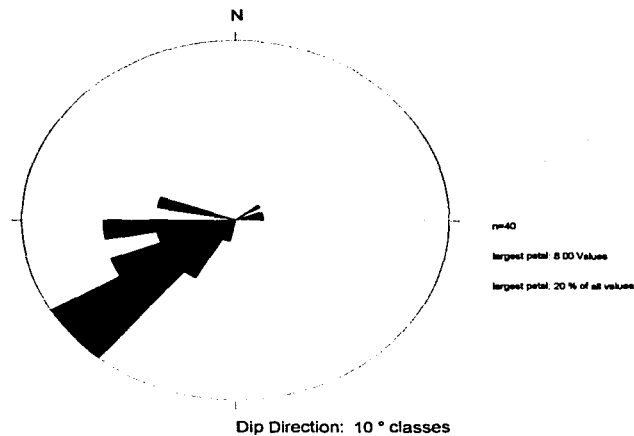


Figura 26.- microfotografía la foliación es definida por el crecimiento de muscovita y se muestra la reducción del tamaño del grano. La escala que se muestra está en mm.

5.3.2 Lineación Mineral.

La lineación muestra variaciones con la orientación de las capas foliadas. Se observó típicamente en los gneises miloníticos cuarzofeldespáticos, y no se observan tan claramente en las rocas metavolcánicas y/o están ausentes en las

rocas metasedimentarias. La lineación está contenida en los planos de foliación milonítica y en los gneises miloníticos cuarzofeldespáticos esta definida por la elongación de cuarzo y ortoclasa con unos agregados minerales donde se incluye la biotita y algunos sulfuros como pirita. Esta no se observa bien definida en las



demás rocas, solo cuando presentan bandas de esquistos miloníticos cuarzofeldespáticos es posible distinguirla sobre los planos de foliación. El análisis estructural de la lineación, sugiere una dirección preferencial NE - SW (Figura 27).

Figura 27.- Estereograma de la lineación que muestra que la deformación tiene una dirección preferencial NE-SW.

5.3.3 Estructuras S-C.

Estas estructuras consisten de pequeños planos de cizalla separados por milímetros o centímetros entre sí y orientados subparalelos a los bordes de la zona de cizalla principal (Tolson, 1996). Los profiroclastos de los gneises tienen una longitud de unas micras hasta bloques de 3 metros. En los metabasaltos los profiroclastos son de la misma composición de la roca donde hay mayor deformación en las bandas de serpentina. La orientación de los bloques fue usada para determinar el sentido de la cizalla. En lamina delgada de los gneises

miloníticos los porfiroclastos son de cuarzo, plagioclasas y feldespato. El cuarzo ocurre en granos poligonales y en sombras de presión de los feldespatos, se presenta en los límites de los granos grandes desarrollando extinción ondulante. En lamina delgada los porfiroclastos en los esquistos pelíticos son de cuarzo y de pirita, lo cual sugiere que los cristales de pirita se formaron previos al metamorfismo. El cuarzo también se presentan como vetillas de cuarzo recristalizado y plegadas, o en sombras de presión. En lamina delgada de los metabasaltos, los porfiroclastos son pocos de cuarzo, plagioclasas y epidota, en la mayoría son de actinolita que son enlazados por colas de los mismos minerales, algunos de estos se desarrollaron extensamente produciendo rasgos de escalón al próximo grano. Los granos rotos y recristalizados de feldespato presentan el mismo sentido de la cizalla que otros elementos en las rocas miloníticas. Los porfiroclatos de cuarzo están siendo reemplazados por epidota.

En la cuarcita los porfiroclastos de cuarzo exhiben rasgos de deformación intracristalina que incluye extinción ondulante, bandas de deformación, formación de subgranos y pequeños granos recristalizados en el margen de los granos originales (Figura 28).



Figura 28.- Microfotografía de un porfiroclasto de plagioclasa, deformado en facies de esquisto verde. Se está alterando a muscovita. La escala que se muestra está en mm.

Las estructuras S-C se desarrollaron en las unidades más intensamente deformadas, tal como los granitos miloníticos que son cizallados en condiciones de bajo grado metamórfico y en estas rocas las estructuras s-c son definidas por un enriquecimiento de cuarzo y micas como una reducción en el tamaño del grano. Estos indicadores cinemáticos muestran que el movimiento a lo largo de la zona de cizalla tiene una dirección del NE al SW. Aunque la dirección de cizalla es homogénea y tiende a presentarse en el cuadrante NE, consideramos que tal vez su distribución no corresponde a la dirección original. Ya que es probable que la dirección original del transporte ha sufrido cambios por el plegamiento (Figura 29).

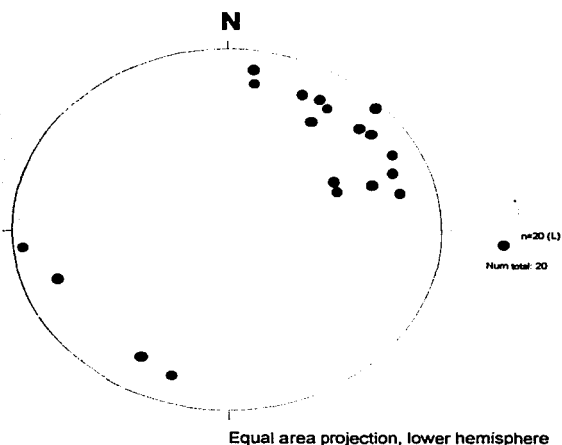


Figura 29.- Estereograma que indica un sentido preferencial del NE al SW, con algunos indicadores con dirección al SW, a partir de las estructuras S-C.

5.3.4 Pliegues dúctiles.

Los pliegues desarrollados están bien documentados en gneises, esquistos y metabasaltos de las rocas del complejo milonítico xucayucan y la soledad. Los pliegues mayores en el área incluye pliegues isoclinales recumbentes donde el eje

presenta una dirección al NW-SE con una buzamiento débil menor a 20°, el plano axial tiene un rumbo al NW.

Los pliegues a nivel de afloramiento son comúnmente isoclinales inclinados a pliegues isoclinales recumbentes, con ejes de pliegue subparalelos. Los pliegues de este tipo se desarrollaron en el Complejo Milonítico La Soledad con una dirección de los ejes al NW-SE e indican una geometría semejante a la de funda, su vergencia define el transporte tectónico. Los flancos superiores de estos pliegues son algunas veces truncados y cortados por pequeñas fallas inversas de unos cuantos centímetros. Los planos axiales presentan un rumbo hacia el NW y al SE con una inclinación de 50 a 80°. Estos pliegues muestran una vergencia sinistral en afloramiento indicando la dirección de transporte al SW (Figura 30).

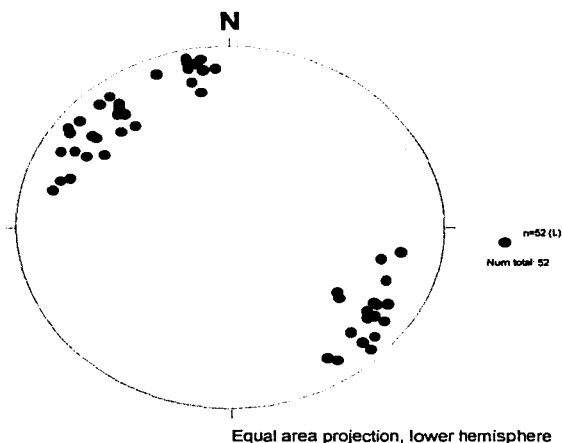


Figura 30.- Estereograma de los ejes de pliegues obtenidos en afloramiento que muestran una dirección de NW-SE. La dirección de los ejes son perpendiculares a la dirección del transporte.

La milonitización en zonas bien definidas que probablemente representan zonas de cizalla con mayor movimiento reconocidas afloran en el Río Chalchihuapan y probablemente no guardan ninguna relación con el tren original ya que fueron afectadas por plegamiento. El espesor de estas zonas no se pudo

medir y se reconocieron por la presencia de ultramilonitas que son la parte más cercana al plano del movimiento.

5.3.5 Kink Bands.

El desarrollo de kink bands perpendiculares a la foliación, son producto de esta fase de deformación. Tienen un rumbo al NW y al SE. Se reconocieron solamente en la Unidad Litodémica Chicuaco y su tamaño no es mayor de los 10 cm. Las superficies axiales se intersectan formando pequeños sistemas conjugados con poca variación angular. Están atribuidos a un acortamiento NE – SW que afectó a toda la zona (Figura 31).

Aunque los kink bands se están desarrollando en condiciones frágiles, es más probable que estén relacionados al último estadio de la deformación dúctil que a la deformación D3, esto porque coincide su orientación con la dirección de los esfuerzos de D2.

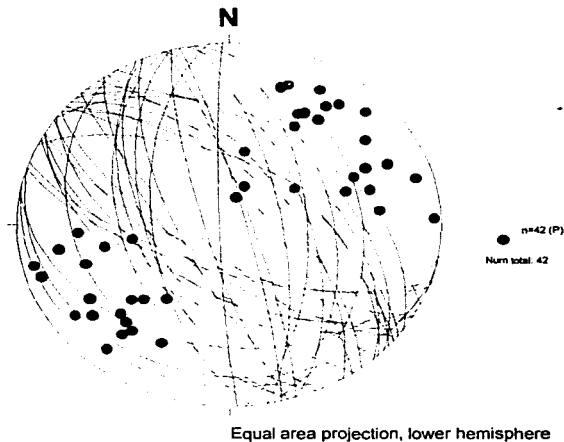


Figura 31.- Estereograma de los pliegues kink band que muestran una dirección de NW-SE.

5.4 DEFORMACIÓN D3.

Esta deformación produjo estructuras importantes en el área de estudio, bien desarrolladas. Los pliegues postmiloníticos y las fallas inversas en condiciones frágiles son las estructuras más abundantes formadas durante esta fase.

5.4.1 Pliegues abiertos.

Este segundo tipo de plegamiento (el primero representado por los pliegues isoclinales) a nivel de afloramiento incluye pliegues asimétricos abiertos con flancos suavemente inclinados al NW y al SE. Los ejes de pliegues presentan una dirección al NE y al SW. Los planos axiales presentan un rumbo al NE y al SW con una inclinación de 40 a 60°. Estos pliegues se manifiestan poco a nivel de afloramiento y son mas bien regionales (Figura 32).

Se observa una inclinación hacia el este de los planos de foliación debido a un posible basculamiento de los complejos. Además, puede formar parte de un homoclinal, nada más se observa un flanco del pliegue y el otro es cubierto por las secuencias sedimentarias terciarias (Figura 33).

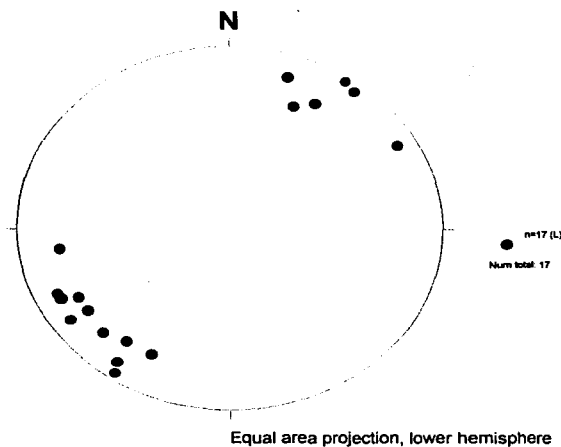


Figura 32.- Estereograma de los ejes de micropliegues medidos en afloramiento que muestran una dirección NE-SW.

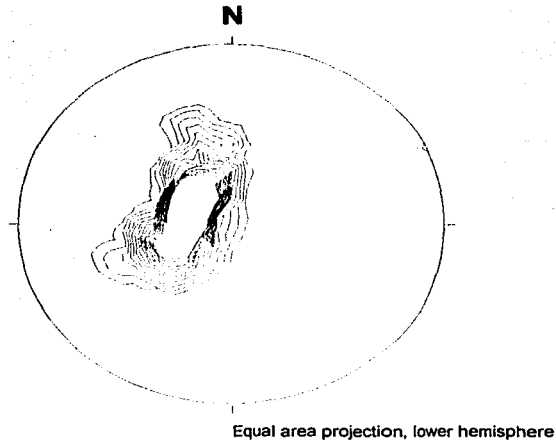


Figura 33.- Estereograma de los planos de foliación que definen un basculamiento o la parte de un homoclinal.

5.4.2 Pliegue Buenavista.

El Pliegue Buenavista su eje tiene una dirección al NE 46° con un buzamiento de 10° . El plano axial presenta un rumbo al NE con una inclinación de 18° . La forma de los pliegues de acuerdo al criterio del ángulo interlimbo, corresponde a pliegues apretados, además de ser asimétricos y recumbentes. Los esfuerzos de compresión presentan una orientación E-W (Figura 34).

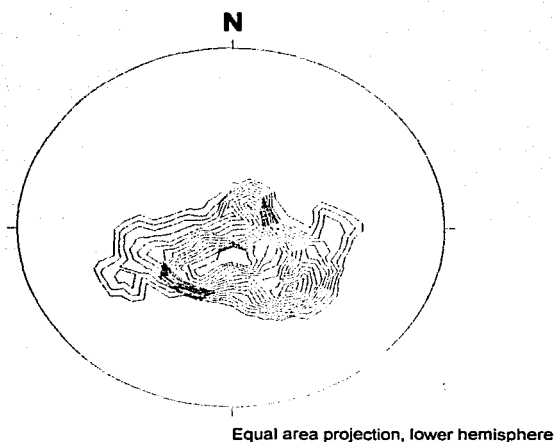


Figura 34.- Estereograma de la concentración de polos de los flancos del pliegue Buenavista recumbente que muestra una dirección NE 20°.

5.4.3 Falla La unión.

La Falla La Unión se manifiesta como una cabalgadura con un rumbo N-S con una inclinación de 50° hacia al E, tiene una longitud de 1500 m. En el bloque del alto, están las rocas de la Unidad Litodémica El Mirador, y en el bloque del bajo, rocas pertenecientes a al Formación Huayacocotla. Los esfuerzos de compresión tienen una dirección E-W (Figura 5).

5.5 DEFORMACIÓN D4.

Esta fase de deformación está caracterizada por un régimen frágil con desarrollo de fallas normales y fallas laterales izquierdas: Fallas de la Soledad, Falla Xocoloyaco y otras fallas normales alrededor de la población Atotocoya.

5.5.1 Falla Xocoloyaco.

En el área de estudio, la Falla Xocoloyaco se manifiesta como escarpe rectilíneo de dirección NE 20°, que consiste en un grupo de fallas paralelas que forman ángulos de hasta 30° con esta dirección. En el bloque del bajo, están las rocas de la Unidad Litodémica Chicuaco, y en el bloque del alto, rocas pertenecientes del Complejo Milonítico La Soledad y rocas volcánicas y sedimentarias (Figura 5).

5.5.2 Fallas de la Soledad.

La Falla de La Soledad se ubicó gracias a los bloques que limitan litologías fácilmente distinguibles coinciden con el Río Apulco de dirección E-W. En el bloque norte afloran sedimentos marinos mesozoicos, rocas volcánicas terciarias. En el bloque del sur afloran rocas pertenecientes al complejo milonítico La Soledad. Por otro lado, no se encontró marcadores estratigráficos para determinar la magnitud y el sentido del movimiento relativo de los bloques limitados por las fallas, pero se considera que la morfología descrita y la presencia de rocas más jóvenes en el bloque del bajo indica un movimiento de tipo normal. No es lo contrario (Figura 3).

5.5.3 Fallas Laterales.

En la zona también se generaron fallas de desplazamiento lateral izquierdo y una se localiza en el Río Chalchihuapan y otras cerca de Tehuaco. La falla que se localiza en el río presenta una orientación al SW poniendo en contacto a esquistos pelíticos y cuarcitas. Tiene una longitud aproximada de 500 metros. Esta falla se reactivó como falla normal. Las fallas que se localizan cerca de Tehuaco presentan un sistema entrelazado con un orientación preferencial al SW y su longitud es de unos 500 metros. Ponen en contacto a las rocas sedimentarias de la Fm Tenexcate y la Unidad Litodémica Cozolexco. Las fallas laterales podrían estar relacionadas a la deformación D3 (Figura 5).

5.5.4. Falla menores.

Las direcciones principales de esfuerzo para el evento de extensión Cenozoica fueron calculados por medio del análisis de fallas conjugadas, en base a un ejemplo de fallas inversas menores (Ramsay, 1983). Los ejes de los esfuerzos se localizan de manera que no son absolutamente paralelos, por eso se muestra un grupo consistente. En la figura se muestra una proyección de datos colectados en la zona de estudio y el sentido general de las direcciones de esfuerzo son justamente con una extensión máxima de dirección E-W y una extensión mínima de dirección N-S (Figura 35).

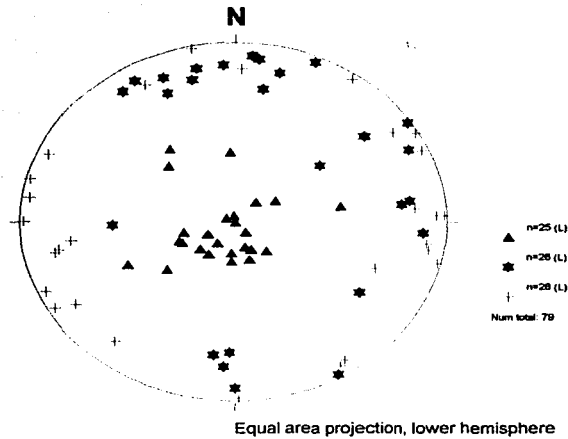


Figura 35.- Estereograma de los esfuerzos principales obtenidos a partir del análisis de fallas conjugadas. Los triángulos son el esfuerzo principal G1, las estrellas es el esfuerzo intermedio G2 y las cruces es el esfuerzo menor G3.

5.6 HISTORIA DE LA DEFORMACIÓN.

A partir de la observación en afloramiento de las diferentes estructuras y de sus relaciones de sobreposición (o de corte) fue posible reconstruir la cronología de las distintas fases de deformación. En esta tesis se reconocen y se reportan por primera vez la presencia de las zonas de cizalla y la naturaleza de una variedad de estructuras menores dentro del área de estudio.

Los relictos de un bandeamiento constituido por cuarzo y feldespatos presentes en los porfiroclastos, sugiere que podría tratarse de una deformación premilonítica. Sin embargo no se pudo determinar en este estudio si su origen es magmático o metamórfico.

Tanto el Complejo Milonítico de La Soledad como el Xucayucan fueron afectados por un evento tectónico regional representado por la milonitización en

condiciones dúctiles, este evento originó el desarrollo de la foliación, lineación, estructuras S-C, porfiroclastos, pliegues isoclinales y pliegues kink band. La intensidad del metamorfismo ocurre en la parte media de las facies de esquistos verde. Con base en las texturas de los minerales afectados por la deformación, se infiere que el evento milonítico probablemente ocurrió a temperaturas de 300 a 400 °C, y a unas profundidades de 10 a 15 km (Hatcher, 1990). La dirección de la cizalla parece haber sido del NE al SW en forma de falla de bajo ángulo. La edad de este evento no ha sido determinada con precisión, aunque las fechas K/Ar obtenidas por Ruiz Sainz (1978), en esquistos de muscovita y cuarzo colectados en el área de estudio sugieren una edad del Triásico Tardío (207 ± 17 Ma) para el evento de deformación.

Posteriormente los complejos fueron exhumados antes del Jurásico Medio, ya que las Formaciones Huayacocotla y Tenexcate contienen clastos de rocas metamórficas de dichos complejos. Una tercera fase de deformación afectó tanto a los complejos, como a las rocas sedimentarias que forman la cobertura. El evento es evidenciado por el desarrollo de pliegues abiertos mayores, cabalgaduras y localmente algunos pliegues recumbentes.

Las fallas inversas y el plegamiento intenso asimétrico con recostamiento asociado sugieren una vergencia al NE, acompañado por el desarrollo de crucero apretado que se encuentra en el núcleo de los pliegues. La medición de los planos axiales y ejes de pliegues permitió comprobar que el sentido de los esfuerzos de compresión tienen una dirección NNW - SSE. Se sugiere que la dirección de los esfuerzos compresionales haya variado con el tiempo.

Un cuarto evento de deformación está afectando a los complejos y las rocas que los cubren, el cual probablemente es el resultado de diversos fenómenos tectónicos ocurridos durante el Cenozoico. En este se desarrollaron fallas normales con rumbo E-W, sin embargo, también se formaron fallas normales con rumbo N-S. También se desarrollaron fallas laterales izquierdas.

5.7 CONCLUSIONES SOBRE LA DEFORMACIÓN.

Los complejos Miloníticos Xucayucan y La Soledad, localizados en el centro de México, están formados por una estructura poliorogénica con tres fases de actividad con orientación NNE-SSW y NNW-SSE. El protolito de las milonitas incluye rocas metamórficas y numerosas intrusiones. Los complejos miloníticos representan estructuras formadas en un evento de deformación dúctil y otro evento de deformación frágil. Existen fallas frágiles con direcciones N-S (Falla Xocoloyaco) y E-W (Fallas La Soledad).

La deformación milonítica se formó en condiciones de bajo grado metamórfico en facies de esquistos verdes, que corresponden a temperaturas de 300 a 400 °C: El estudio de la zona de cizalla permite construir la siguiente historia de deformación:

(D1). SE observaron relictos del bandeamiento de cuarzo en los porfiroclastos del Complejo Milonítico La Soledad. Pueden ser de origen magmático o metamórfico.

(D2). En el Pérmico-Triásico (262 millones de años, por el método Potasio-Argón de un esquistos de muscovita, 207 + 17 de otra muestra). Ocurrió un evento milonítico que produjo la foliación y la milonitización en condiciones dúctiles.

(D3). En el Eoceno Temprano los esfuerzos compresionales de la Orogenia Laramide exhumaron a los complejos miloníticos, exponiendo las milonitas formadas a 15 km de profundidad. En este evento fue afectado tanto a los complejos miloníticos como a la cobertura sedimentaria que produjo plegamiento y cabalgaduras en condiciones frágiles.

(D4). En el Cenozoico, la zona fue afectada por una extensión que formó fallas normales y fallas laterales izquierdas que se relaciona con un evento de extensión intraplaca probablemente ocasionado por ajuste isostático.

6.- INTERPRETACION DE RESULTADOS.

6.1 . DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DEL COMPLEJO MILONÍTICO LA SOLEDAD.

Con base en la cartografía de detalle, petrología metamórfica, geología estructural y datos preliminares sobre la geoquímica, a continuación se presenta una discusión sobre el probable origen del Complejo Milonítico La Soledad.

Las litologías presentes en este complejo son gneises miloníticos de biotita y cuarzo, gneises miloníticos cuarzofeldespáticos, bandas de metagabro no bien diferenciadas, porfiroclastos de posibles ortogneises cuarzofeldespáticos, y posibles diques félsicos deformados reconocidos dentro de estos. La razón de separar esta unidad del Complejo Milonítico Xucayucan es que parece no tener relaciones genéticas con dicho complejo, ya que su petrología y geoquímica son muy distintas.

Los gneises miloníticos cuarzofeldespáticos, a la luz de nuevos datos obtenidos en este trabajo, parecen haber sido granitoides de composición granítica a granodiorítica ya que se observó en petrografía texturas relictas magmáticas. Estos probablemente fueron originados en un ambiente de arco volcánico con base en sus características geoquímicas. Los datos isotópicos de Sm-Nd aún en proceso parecen mostrar edades modelos de alrededor de 971 M.a., lo que sugiere una componente cortical antigua involucrada en el origen de los magmas. Se sabe que en un gneis no es fácil reconstruir todas las etapas de su historia porque las deformaciones más jóvenes han desaparecido las estructuras más antiguas (Passchier W., y otros, 1990), esto puede estar sucediendo en este caso, ya que en porfiroclastos de tamaño considerable se ha observado un cierto bandeamiento relictos, que pudo ser magmático o metamórfico. Con los datos obtenidos se plantean dos probables orígenes de las rocas del Complejo La Soledad: que sean las rocas gneisicas que constituyen el basamento

Precámbrico del Bloque Oaxaquia (Gneis Huiznopala), o bien que originalmente fueron granitos que intrusieron a dicho basamento metamórfico.

En el caso de las metaplitas observadas, que se encuentran plegadas isoclinalmente, pudieran haber representado diferentes episodios tectonomagmáticos.

El mármol milonítico podría representar una inclusión como xenolito previo a la deformación de la unidad, o una inclusión tectónica durante el evento milonítico.

La banda de metagabro intercalada estructuralmente con bandas de gneises miloníticos de biotita y cuarzo presenta piroxenos relictos con coronas de reacción y con transformación a anfíboles que se puede interpretar como una regresión metamórfica por un probable evento tectónico importante. El origen y edad de estas bandas es aún desconocido.

El estilo de deformación presente ocurre en condiciones dúctiles donde se formó la foliación y milonitización, también presentan pliegues isoclinales, lineación mineral, estructuras S-C. El plegamiento isoclinal ocurre en condiciones dúctiles, por lo que se considera que se desarrolló junto con la milonitización. Las fábricas miloníticas sugieren un incremento en la deformación hacia la base de la unidad. También están presentes estructuras frágiles (pliegues y fallas) que sugieren al menos dos fases de deformación frágil posterior a la milonitización.

La relación de contacto con el complejo milonítico xucayucan es tectónica en la actualidad. El hecho de que dicho complejo contenga cuarcitas y que siempre se encuentre encima del complejo de la soledad, además de que no se han observado relictos de minerales asociados a metamorfismo de contacto en el complejo xucayucan sugiere que probablemente el contacto fue discordante,

aunque se requiere de un mayor estudio de dicha relación, incluyendo fechamientos radiométricos.

Aún queda el problema abierto de establecer la historia tectónica de las litologías presentes en el complejo La Soledad, que posteriores trabajos de detalle se enfocaran a ello y a un estudio de petrogénesis metamórfica más a detalle.

6.2 INTERPRETACIÓN DEL COMPLEJO MILONÍTICO XUCAYUCANI.

Discusión e interpretación de la secuencia volcanosedimentaria (unidades el Mirador, Cozolexco, y Chicuaco).

La secuencia volcanosedimentaria metamorfoseada dinámicamente probablemente representó los siguientes protolitos con base en los resultados de estratigrafía y petrología metamórfica: grauvacas, lutitas, derrames basálticos masivos y almohadillados, pedernal, volcanosedimentos algunos de estos pudieron haber sido epiclásticos y otros posibles productos piroclásticos (tobas), en dichas capas se encuentran bandas con sulfuros, también hay paquetes gruesos de areniscas ricas en cuarzo (ortocuarzitas), y areniscas con composiciones cuarzofeldespáticas. Aún queda la duda de que algunas bandas de esquistos miloníticos cuarzofeldespáticos pudieron haber sido de origen ígneo (diques graníticos), ya que la intensa deformación no permite identificar el protolito. Estas litologías se encuentran alternadas, los cambios transicionales sugieren que dicha alternancia es primaria (estratigráfica) aunque en algunos niveles la deformación intensa sugiere intercalaciones estructurales.

Algunos de los esquistos cuarzofeldespáticos que petrográficamente se interpretaron como areniscas de cuarzo y otros como sedimentos

cuarzofeldespáticos que son muy frecuentes en la unidad Chicuaco, podrían haber sido originados por la erosión de rocas félsicas de centros volcánicos ya que se sabe que en arcos volcánicos de islas tienen flujos ignimbríticos con vulcanismo félsico explosivo como en la cuenca Granada del Caribe (en Busby e Ingersoll, 1995) o provenir de erosión de rocas cuarzofeldespáticas de corteza continental.

La unidad Cozolexco podría representar las facies más proximales a los centros volcánicos, la presencia de estructuras almohadilladas, algunos bloques rodados de metabrecha y pedernal sugieren un emplazamiento submarino, los diques metabásicos que cortan a los metabasaltos masivos sugieren que la fuente no estaba muy lejos. La unidad Chicuaco volcanosedimentaria representó probablemente antes del metamorfismo dinámico, una intercalación de depósitos piroclásticos, sedimentos epiclásticos (areniscas y limolitas producto de erosión de material volcánico).

Existió actividad hidrotermal evidenciada por los sulfuros, abundancia de clorita, epidota todos ellos premiloníticos. Los sulfuros podrían haber sido singenéticos, estos sulfuros están presentes principalmente en la unidad Chicuaco que pudo haber representado facies más distales de los centros de emisión volcánicos ya que hay menos cantidad de metabasaltos.

Este complejo se ha interpretado en este trabajo como originado en un arco submarino con influencia continental, basado para ello en que las litologías presentan abundante evidencia de actividad volcánica marina y de retrabajo sedimentario representados en los esquistos pelíticos, añadiendo que la geoquímica de elementos traza y mayores llevada a cabo en metabasaltos sugiere un origen mantelico para los magmas, con una componente de subducción y con poca contaminación cortical. La estratigrafía sugiere un ambiente de rift sin embargo los datos geoquímicos apoyan la actividad de arco submarino. Aún queda el problema de su ubicación temporal y espacial, así como su relación con los gneises del Complejo La Soledad.

Temporalmente la secuencia volcanosedimentaria se observó en discordancia con la Formación Huayacocotla que es del Jurásico Inferior a Medio, por lo cual se tuvo que haber originado durante el Pre-Jurásico Inferior, sin embargo el fechamiento de Ruiz Sainz por K-Ar de un esquistos pelítico le dio edad Permo-Triásica, por lo que la secuencia podría ser más antigua del Permo-Triásico.

La secuencia volcanosedimentaria fue afectada por un evento tectónico, el cual formó la foliación y la milonitización en condiciones dúctiles. El grado de deformación es más evidente en los esquistos pelíticos, que en los metabasaltos que aún se observan relictos de texturas almohadilladas. Las fabricas miloníticas formadas están asociadas a diferentes ambientes tectónicos. También presentan estructuras frágiles como son los kink band, cabalgaduras, plegamiento abierto con una dirección de compresión N –S. La cobertura sedimentaria parece haber sido afectada nada más por la Orogenia Laramide, presenta estructuras con una orientación N –S como son pliegues recumbentes y fallas inversas.

6.3.- COMPARACIÓN ENTRE LOS COMPLEJOS MILONÍTICOS XUCAYUCAN Y LA SOLEDAD CON ALGUNOS TERRENOS TECTONOESTRATIGRÁFICOS.

A continuación se describen brevemente algunas unidades regionales que presentan características similares a las rocas estudiadas en la Región de Teziutlán:

Al norte del área de estudio, en la región de Molango se ha descrito una secuencia volcanosedimentaria del Pérmico Temprano asociada a un ambiente de arco volcánico (Rosales-Lagarde, 1997), que presenta una intercalación de lavas, volcánoclasticos y ortocuarcitas hacia la base. Sin embargo esta secuencia no presenta el metamorfismo dinámico que muestra el Complejo Milonítico Xucayucan. Las edades Permo-Triásicas del Complejo Xucayucan obtenidas por

Ruiz Sainz (1978) podrían representar la edad del evento milonítico u otro evento de recalentamiento como puede ser el emplazamiento de los granitoides Permo-Triásicos (Torres y otros, 1999). Si la edad del evento milonítico es Permo-Triásica entonces la milonitización es más joven que la actividad volcánica que dio origen a la secuencia volcanosedimentaria de la región de Molango. Con base en esta discusión breve se puede decir que, aunque el intervalo de tiempo es muy pequeño, podría haber una relación entre el arco volcánico del Pérmico Temprano de la región de Molango y el protolito del Complejo Milonítico Xucayucan. En virtud de que no se cuenta con una certidumbre en la edad de milonitización ni del magmatismo dentro del área de estudio no es posible confirmar esta probable correlación.

En la porción oriental de México, en las proximidades del área estudiada, se ha identificado un cinturón de granitoides del arco volcánico continental Permo-Triásico (Torres y otros, 1999). Estos pudieran haber sido el protolito del Complejo Milonítico de la Soledad, ya que este presentan características geoquímicas similares. Sin embargo, es necesario un fechamiento mas detallado para determinar este probable origen.

El Terreno Cuicateco esta compuesto de rocas deformadas que varían en edades de Paleozoico, Jurásico y Cretácico las cuales se originaron en un ambiente de arco o de cuenca oceánica (Delgado Argote, 1988) y se le ha considerado una edad mínima del Paleozoico tardío (Delgado Argote, 1988). Al pensar en una posible relación de este Terreno con el Complejo Milonítico Xucayucan los dos presentan asociaciones volcanosedimentarias deformadas, pero El Cuicateco presenta serpentinitas y la mayoría de sus rocas son de edad del Jurásico Tardío a Cretácico temprano (Delgado Argote, 1988). Pudiera existir alguna relación entre las rocas de Teziutlán con la zona milonítica del Terreno Cuicateco, sin embargo esta no puede establecerse en este momento porque no

existen fechamientos precisos de ambas unidades ni una caracterización geoquímica de las rocas de formadas del Terreno Cuicateco.

El Complejo milonítico de Sierra de Juárez es la sutura entre el Terreno Cuicateco y el Terreno Zapoteco, presenta como protolitos gneises, granulitas, anortositas y mármoles del Complejo Oaxaqueño, rocas graníticas deformadas, rocas ultramáficas del Terreno Cuicateco, rocas volcánicas básicas y rocas sedimentarias de origen desconocido (Alaniz-Álvarez, 1994), parte de estos protolitos son parecidos a los que se han descrito en los Complejos Miloníticos La Soledad y Xucayucan.

En cuanto a las fases de deformación se han reconocido en el Complejo de la Sierra de Juárez (Susana, 1996), una fase (D1) milonítica esta asociada con un cabalgamiento hacia el este (Susana, 1994), una segunda fase (D2) milonítica asociada a un desplazamiento lateral de edad del Jurásico medio, una D3 asociada con un evento extensional (Alaniz-Álvarez, 1996) y D4 asociada una reactivación del contacto tectónico entre Zapoteco y el Cinturón Milonítico Sierra de Juárez en el Cenozoico (Nieto-Samaniego, 1995 en Alaniz, 1996). Al Comparar con las fases de deformación presentes en los Complejos Miloníticos de la Soledad y Xucayucan, es claro ver que a las fases de deformación milonítica (D2) y (D3) del Complejo de la Sierra de Juárez no se presentan en el área de Teziutlán. Además la cinemática de las cuatro fases de deformación es diferente de la presente en la Sierra de Juárez, ya que en el área de estudio se reconoció una dirección de transporte principal del NE al SW.

Con base en los elementos discutidos en los anteriores párrafos el Complejo Milonítico Sierra de Juárez presenta una relación más cercana con los Complejos Miloníticos descritos en este trabajo, sin embargo hace falta más detalle estructural en estos para ver si estructuralmente están relacionados o no y

datos geoquímicos de las unidades más antiguas de la Sierra de Juárez para compararlos con los datos del Complejo Xucayucan.

Dentro del Complejo Acatlán se han interpretado ambientes tectónicos de cuenca oceánica, de subducción y colisión continente-continente (Ortega-Gutiérrez, 1978, 1999). Sus litologías son muy variadas y ha sido afectado por al menos 4 fases de deformación/metamorfismo. Las facies eclogítica presente en el Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978) no existe en las rocas de este estudio. Además, los estilos de deformación difieren de los presentes en los Complejos Miloníticos estudiados. También hay que considerar que las rocas del Complejo Acatlán, aunque de edad paleozoica, son más antiguas que las edades publicadas de los gneises de la Soledad y la secuencia volcanosedimentaria del Complejo Xucayucan.

Con base en la anterior discusión parece no existir relación alguna del Complejo Acatlán con los Complejos Miloníticos Xucayucan y la Soledad.

El Esquisto Granjeno presenta asociaciones minerales interpretadas de una zona de subducción (de Cserna y Ortega-Gutiérrez, 1978), el cual está en contacto con el Gneis Novillo Grenvilliano, esto sugiere una edad del Esquisto del Paleozoico Temprano, no es posible establecer una comparación con el Complejo Milonítico de la Soledad y Xucayucan debido a que el componente tiempo en estos no está claramente establecida. Aunque sus litologías son muy similares.

En conclusión con las rocas que podrían tener parentesco, por sus similitudes litológicas y posición estratigráfica, los Complejos Miloníticos de la Soledad y Xucayucan son las secuencias Pérmicas de Molango, las rocas más antiguas del Terreno Cuicateco y el Esquisto Granjeno. Sin embargo hace falta más estudios para determinar dicha relación.

7.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

Conclusiones estratigráficas.

El Complejo Milonítico de la Soledad esta constituido por gneises miloníticos cuarzofeldespáticos y diques aplíticos deformados principalmente. El probable protolito fue granitos y granodioritas asociados a un arco volcánico continental. Se encuentra subyaciendo estructuralmente al Complejo Milonítico Xucayucan y la relación original con este es un problema no resuelto.

El Complejo Milonítico Xucayucan está constituida principalmente por metabasaltos masivos y almohadillados con pedernal, esquistos miloníticos de clorita y muscovita, esquistos miloníticos cuarzofeldespáticos, y cuarcita milonítica. Esta asociación litológica representó una secuencia volcanosedimentaria con asociados derrames volcánicos de composición basáltica-andesítica con cierta influencia de sedimentos cuarzofeldespáticos producto de retrabajo probablemente de una corteza más evolucionada. El complejo fue originado en un ambiente tectónico de cuenca trasarco o arco volcánico submarino.

Conclusiones estructurales.

Se reconocieron 4 fases de deformación que afectaron a El Complejo Milonítico La Soledad y Xucayucan las cuales son las siguientes:

La primera fase de deformación (D1) presente en algunos porfiroclastos de los gneises miloníticos del Complejo Milonítico La Soledad, pero aún es dudosa su existencia.

La segunda fase de deformación (D2) corresponde al evento milonítico, que originó el desarrollo de pliegues isoclinales sinmiloníticos, pliegues kink band, foliación milonítica, lineación mineral, bandeamientos tectónicos, mezclas tectónicas en protolitos de la secuencia volcanosedimentaria y granitoides granodioríticos u ortogneises del complejo La Soledad. Los indicadores cinemáticos y la lineación por estiramiento mineral asociados a esta deformación dúctil indican una falla de bajo ángulo con dirección de transporte del NE al SW. Este evento milonítico probablemente ocurrió a temperaturas entre 300°C a 400 °C con base en la asociación mineral y petrología metamórfica de milonitas, estas temperaturas representaron profundidades de 10 a 15 Km. Este evento ocurrió en el Permo-Triásico con base en el fechamiento por K-Ar de trabajos previos.

La tercera fase de deformación (D3) afectó a los complejos miloníticos y a la cobertura Mesozoica evidenciada por el desarrollo de plegamiento abierto, cabalgaduras frágiles y plegamiento asociado. Esta fase de deformación se ha relacionado con la orogenia Laramide.

El cuarto evento tectónico (D4) fue de régimen frágil con el desarrollo de fallas normales y de bloques con orientaciones N-S y E-W, así como fallas laterales izquierdas con una orientación NE-SW. Este evento afectó tanto a los complejos miloníticos como a su cobertura mesozoica y terciaria.

Conclusiones geoquímicas.

El Complejo La Soledad presenta composiciones de elementos mayores y traza similares a granitos de márgenes activas. Datos isotópicos de Sm-Nd (aún en proceso) sugieren contaminación con corteza continental Precámbrica.

Metabasaltos y metandesitas del Complejo Milonítico Xucayucan presentan patrones de tierras raras planos, con ligera anomalía positiva de Eu, enriquecidos

en Mg y empobrecidos en Nb. Las concentraciones de Th, Ta y Yb, al igual que otros elementos traza e isótopos de Sm/Nd (en proceso) sugieren una fuente de manto empobrecido. Con base en estas características geoquímicas el Complejo representa una cuenca trasarco submarina o un arco volcánico submarino.

Las edades Permo-Triásicas obtenidas en trabajos previos del Complejo Milonítico Xucayucan se ha interpretado en este trabajo como una edad de recalentamiento o asociada al evento milonítico.

Conclusiones tectónicas.

Si la edad Permo-Triásica corresponde con el evento milonítico entonces esta falla de bajo ángulo con dirección de transporte del NE al SW estuvo relacionada con el ensamble de Pangea y podría ser una falla de acomodo de bloques litosféricos.

BIBLIOGRAFÍA.

Alaniz-Alvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. y Ortega-Gutiérrez, F.; 1994; **Structural evolution of the Sierra de Juárez mylonitic complex, State of México**; Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 11, No.2, p. 147-156.

Alaniz-Álvarez S.A., Van der Heyden P., Nieto-Samaniego A.F., and Ortega-Gutiérrez F., 1996., **Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico.**, Geology, v.24., no.5: p.443-446.

Albarran, Jacobo, J., 1986., **El Basamento del Distrito de Poza Rica y su implicación en la generación de hidrocarburos.** Rev. IMP Vol. XVIII Núm. 1. p 5-24.

Bucher Kurt., and Frey Martin., 1996., **Petrogenesis of Metamorphic Rocks.** 6th edition, Complete Revision of Winkler's Textbook. Springer-Verlag. pp. 318.

Busby Cathy J. And Ingersoll R. V.(editors)., 1995., **Tectonics of Sedimentary Basins.** Blackwell Science, U.S.A., pp. 579.

Campa, M. F., and Coney, P.J.; 1983; **Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México**; Canadian Journal of earth Sciences; Vol 20; p. 1040-1051.

Clarke D.B., **Granitoids Rocks.**, 1992, Chapman and Hall., First edition, pp.284

Coney, P. J., 1983, **Un Modelo Tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe.** Revista del I.M.P. Vol. XV, No. 1, p. 6-15.

De Cserna y Ortega-Gutierrez, 1978., **Reinterpretation of Isotopic age data from the Granjeno Squist, Ciudad Victoria, Tamaulipas.**, Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v.2.

Delgado-Argote L.A., 1988., **Geología Preliminar de la secuencia volcanosedimentaria y serpentinitas asociadas del Jurásico(?) del área de Cuicatlán-Concepción Pápalo, Oaxaca.**, Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, vol. 7, núm. 2, p. 127-135.

Edelen, A.W.; Lee, Herbert V., 1941; **The Teziutlán copper-zinc deposits, Teziutlán, Puebla, Mexico.**, American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, Technical Publication 1, no.6 :314-323.

Facultad de Ingeniería., Convenio PEMEX-F.I.(UNAM).,1998. **Estudio Plan de Arroyos Puebla - Veracruz.** Informe final. inédito.

Facultad de Ingeniería., Convenio PEMEX- F.I. (UNAM).,1996 **Estudio Geológico Coxquihui (IG-RVER-96/04-1)** Informe final. inédito.

Facultad de Ingeniería, Convenio PEMEX-F.I. (UNAM), 1999. **Estudio Geológico Tatatila (011999)** Informe final. Inédito.

Ferriz H., 1985., **Zoneamiento composicional y mineralógico en los productos eruptivos del centro volcánico de los Humeros, Puebla.**, Geof. Int. Vol. 24-1, 1985, pp. 97-157.

Fry Norman.,1984., **The Field Description of Metamorphic Rocks., Geological Society of London (Handbook Series)**, Edit. Open University Press, first edition. Pp. 118.

Gómez, Julio., 1916; **El mineral Aurora, distrito de Teziutlán, Puebla (Mexico)**, Boletín Minero., pp. 446-455.

Gómez Valle Rodolfo, 1958., **Estudio Geológico para el Proyecto Hidroeléctrico del Río Apulco, Pue.** Tesis Fac. Ing. UNAM. Ing. Geólogo.

Hatcher, Robert D, 1990. **Structural Geology: Principles, Concepts and Problems.**, Edit Merrill Publishing, pp.531.

Henderson P. (editor), 1984., **Rare Earth Element Geochemistry (Developments in Geochemistry 2)**., Edit. Elsevier., first edition. pp.510.

Hess C. Paul, 1989., **Origins of Igneous Rocks.**, Edit. Harvard University Press, first edition pp. 336.

López Ramos Ernesto., 1972., **Estudio del Basamento Ígneo y Metamórfico de las Zonas Norte y Poza Rica.** Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol. Vol. XXIV. 265 - 301pp.

Marshak, S. and Mitra, G.; 1988; **Basic methods of Structural Geology**; Prentice-Hall; Estados Unidos; 446 pags.

Marton, G., and Buffler, R.T., 1994, **Jurassic Reconstruction of the Gof Mexico Basin**, International Geology Review, Vol.36, p. 545-586.



Mossman W. R. and Viniegra O. F., 1976. **Complex fault structures in Veracruz Province of Mexico.**, The American Association of Petroleum Geologist Bulletin V. 60, No. 3 (March 1976), P. 379-388.

Nesse D. William., **Introduction to Optical Mineralogy.** Second edition, Oxford University Press, 1991. pp. 337.

Ochoa-Camarillo H., 1997., **Geología del anticlinorio Huayacocotla en la región de Molango, Hgo., México.**, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la U. A. E. H. E Instituto de Geología de la U.N. A. M. II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, Pachuca, Hgo. Libro-guía de las excursiones geológicas, Excursión 1, p. 1-17.

Ochoa-Camarillo H.R., Buitrón B. E., y Silva-Pineda A., 1998., **Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía, paleoecología y tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, México.** Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 15, número 1, p. 57-63.

Olivas R. M. 1953. **Influencia del macizo de Teziutlán sobre los sedimentos mesozoicos y terciarios y posibilidades petroleras de estos.** Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol. Vol. V pp.167-176.

Ortega-Gutiérrez, F., 1978., **Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca.**, Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología Revista, vol.2, núm. 2, p.112-131.

Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., and Centeno-García, E., 1995, **Oaxaquia- a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic:** Geology, v. 23, p.1127-1130.

Padilla y Sánchez, R.J.; **Elementos de Geología Estructural;** México, D.F.; 110 pags.

Passchier W., Myers S., and Kröner., 1990., **Field Geology of High-Grade Gneiss Terrains.**, Edit. Spring-Verlag, first edition. Pp.150.

Pearce, J.A., Harris, N.B. and Tindle, A.G., 1984, **Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks:** Journal of Petrology, v.25, p.956-983.

Price, N.J. and Cosgrove, J.W.; 1990; **Analysis of Geological Structures;** Cambridge University Press, Londres; 502 pags.

Quezada Flores A. G., 1961. **Las Rocas del Basamento de la Cuenca Tampico-Misantla.** Tesis F.I. U.N.A.M.

Ramsay . J.G.; 1967, **Plegamiento y Fracturamiento de rocas**; McGraw-Hill Book Co., New York; 568 pags.

Ramsay, J.G. and Huber, M.I.; 1983; **The techniques of Modern Structural Geology**, Vol. 1-2; Academic Press, London; 700 pags.

Roberts S. J., and Ruiz J., 1989, **Geochemistry of Exposed Granulite Facies Terrains and Lower Crustal Xenoliths in Mexico**: Journal of Geophysical research, Vol. 94. No. B6. P. 7961-7974.

Rogers J. J. W., and greenberg J.K., 1990., **Late orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major-element, and trace-element chemistry and possible origins**. The Journal of Geology , Vol.98., num. 3. pp. 291-309.

Rollinson R.H., **Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation**. Longman Scientific and Technical, 1993., England. pp. 353.

Rosales-Lagarde L., Centeno-García E., Ochoa-Camarillo H., Sour-Tovar F., 1997., **Permian volcanism in eastern Mexico-Preliminary report.**, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la U. A. E. H. E Instituto de Geología de la U.N. A. M. II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, Pachuca, Hgo. Libro-guía de las excursiones geológicas, Excursión 1, p. 27-32.

Ruiz, J., P. J. Patchett, and F. Ortega-Gutierrez, 1988, **Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies**, Geol. Soc. Am. Bull., 100, 274-281.

Ruiz Sainz P., 1978. **Estudio radiométrico de las rocas ígneas y metamórficas del Prospecto Villa Juárez-Tlapacoyan (Estados de Puebla y Veracruz)**. Proyecto C-1076-IMP-1978. PEMEX. Inédito.

Salvador A., 1991b, **Origin and development of the Gulf of Mexico basin**, in Salvador, A., ed., The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America., The Geology of North America, v. J., p. 389-444.

Sánchez-Zavala, J. L., Centeno-García, E., and Ortega-Gutiérrez, F., 1999, **Review of Paleozoic stratigraphy of México and its role in the Gondwana-Laurentia connections**, in Ramos, V.A., and Keppie, J.D., eds., Laurentia-Gondwana Connections before Pangea: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 336.

Segura Calderón H., 1990. **Estudio Geológico de Prefactibilidad del Sistema Hidroeléctrico Atexcaco.** Puebla, México. Comisión Federal de Electricidad. 124p.

Shelley D., **Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope.**, 1993., Chapman and Hall, Great Britain, pp. 445.

Simpson, C., 1985, **Deformation of granitic rocks across the brittle-ductil transition:** Journal of Structural Geology, v.7., p. 503-511.

Snoke W.A., Tullis J., and Todd R.V., (editors), 1998., **Fault-related Rocks, a photographic atlas,** Princeton University Press, pp. 617.

Tolson, G.; 1996; **Un catálogo de indicadores cinemáticos en rocas cizalladas;** GEOS; Vol. 16, No. 1; p. 9.14.

Torres, R., Ruiz, j., Patchett P. J., and Grajales, M., 1999, **Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America,** in Bartolini, C., Wilson, J.L., and Lawton, T.F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 340, p.191-196.

Turner Francis J., 1975, **Petrología Ignea y Metamórfica.**, Barcelona, Edit. Omega. 1ª. Edición.

Viniegra O. F., 1965. **Geología del Macizo de Teziutlán y de la Cuenca Cenozoica de Veracruz.** Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol. V. XVII, Núm 7-12. 100-135 pp.

Wilson M., 1989. **Igneous Petrogenesis.** Unwin Hyman. pp.466.

Wyman D.A. (Editor/Organizer), **Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration.** Geological Association of Canada Short Course Notes. Volume 12. Winipeg, Manitoba, 24-26 May 1996. pp. 402.

Yañez García C. y García Durán S., 1982. **Exploración de la Región Geotérmica Los Humeros- Las Derrumbadas.** Estados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad., 96p.

Yardley B.W.D., MacKenzie W.S. and Guilford C.,1990. **Atlas of metamorphic rocks and their textures.** Longman Scientific and Technical first published 1990, pp. 120.

APENDICE

Tabla 1.- Datos geoquímicos de elementos mayores de algunas muestras del Complejo Milonítico Xucayucan analizados por Fluorescencia de rayos X en el Laboratorio LUGIS del Instituto de Geología, UNAM.

	GT-29	GT-30	GT-31	GT-32	GTQ1-125	GTQ2-68	GTQ2-125	GTQ-128	GTQ-65
Roca	Metabasalto	Metabasalto	Metabasalto	Metabasalto	metabasalto	dique-metabasalto	metabasalto	ultramilonita basica	milonita basica
%									
SiO ₂	45.98	44.84	44.65	51.68	48.37	54.08	56.78	48.61	53.48
TiO ₂	1.23	1.19	1.30	0.75	1.17	1.56	1.46	0.94	0.96
Al ₂ O ₃	17.35	16.82	17.68	16.34	16.14	16.10	15.11	18.08	16.79
Fe ₂ O ₃ (t)	10.88	10.70	11.73	9.84	11.29	11.06	11.44	10.47	8.55
MnO	0.15	0.15	0.15	0.15	0.20	0.18	0.18	0.26	0.26
MgO	7.89	6.49	7.29	7.76	7.76	3.72	3.07	7.89	8.60
CaO	11.79	13.76	11.80	6.54	7.09	4.89	4.57	4.84	2.53
Na ₂ O	2.44	2.31	2.51	2.93	2.47	3.96	4.19	0.86	4.88
K ₂ O	0.14	0.07	0.07	0.79	0.55	1.33	0.56	2.57	0.30
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.13	0.11	0.21	0.32	0.26	0.12	0.15
PXC	2.16	4.05	2.99	4.00	5.12	2.67	2.18	5.05	3.83
Suma	100.13	100.51	100.30	100.91	100.40	99.90	99.80	99.70	100.30

	GTQ1-126	GTQ2-128	GTQ-58	GTQ1-68	GTQ3-68	GTQ1-83	GTQ1-100	GTQ2-83	GTQ2-100	GTQ3-100
Roca	ultramilonita basica	metabasalto	metandesita	metabasalto	metabasalto	1*	2*	3*	4*	5*
%										
SiO ₂	46.26	47.60	53.57	47.82	54.48	77.96	63.42	73.30	51.37	65.17
TiO ₂	1.01	1.19	1.46	1.14	1.52	0.23	0.54	0.24	1.99	0.51
Al ₂ O ₃	15.48	18.19	15.96	17.45	15.92	11.94	16.72	14.54	16.05	16.53
Fe ₂ O ₃ (t)	11.59	11.82	11.49	12.20	11.09	2.18	5.62	2.91	9.17	4.27
MnO	0.25	0.21	0.14	0.22	0.21	0.04	0.11	0.05	0.21	0.10
MgO	10.14	7.35	4.75	5.09	4.15	0.61	1.89	1.15	5.43	1.10
CaO	6.96	5.89	6.93	10.02	5.46	0.23	1.73	0.10	6.62	3.81
Na ₂ O	2.45	3.53	2.46	2.62	3.55	3.42	1.93	0.17	4.13	3.43
K ₂ O	1.17	0.06	0.06	0.23	0.58	1.42	5.71	5.08	2.51	2.99
P ₂ O ₅	0.22	0.21	0.24	0.20	0.31	0.07	0.27	0.06	0.28	0.19
PXC	3.98	4.29	3.25	3.12	2.80	1.60	2.07	2.45	1.71	1.50
Suma	99.50	100.30	100.30	100.10	100.10	99.69	100.12	100.45	99.47	99.60

1* esquistos miloníticos cuarzofeldespáticos, 2* esquistos miloníticos de biotita, 3* esquistos miloníticos pelíticos, 4* diques andesíticos no milonitizados, 5* Gneis milonítico cuarzofeldespático.

Tabla 2.- Datos geoquímicos de elementos traza de algunas muestras del Complejo Milonítico Xucayucan analizados por Fluorescencia de rayos X en el laboratorio LUGIS del Instituto de Geología de la UNAM.

	GT-29	GT-30	GT-31	GT-32	GTQ1-125	GTQ2-68	GTQ2-125	GTQ-128	GTQ-65
Roca	Metabasalto	Metabasalto	Metabasalto	Metabasalto	metabasalto	dique-metabasalto	metabasalto	ultramilonita basica	milonita basica
ppm									
Rb	10	11	10	24	11	51	17	97	10
Sr	272	313	339	212	225	206	118	237	211
Ba	68	38	39	224	77	285	238	455	39
Y	16	16	18	9	17	35	28	23	17
Zr	81	81	81	43	79	85	82	62	82
Nb	0.5	0.5	1	0.5	4	5	4	1	3
V	234	227	241	228	289	251	411	298	278
Cr	250	231	265	173	285	21	28	49	140
Co	52	45	57	37	41	22	29	37	32
Ni	172	114	185	50	69	27	22	26	49
Cu	70	91	80	91	64	1	63	13	1
Zn	69	61	74	83	107	123	114	113	207
Th	0.2	0.2	0.2	0.2	3	1	1	1	1
Pb	0.3	0.3	0.3	6	3	3	3	3	11

Continuación de Tabla 2.- Datos geoquímicos de elementos traza de algunas muestras del Complejo Milonítico Xucayucan analizados por Fluorescencia de rayos X en el laboratorio LUGIS del Instituto de Geología de la UNAM.

	GTQ1-126	GTQ2-128	GTQ-58	GTQ1-68	GTQ3-68	GTQ1-83	GTQ1-100	GTQ2-83	GTQ2-100	GTQ3-100
Roca	ultramilonita basica	metabasalto	metandesita	metabasalto	metabasalto	1*	2*	3*	4*	5*
ppm										
Rb	24	2	2	5	18	57	157	167	121	74
Sr	226	135	346	289	392	56	188	11	430	881
Ba	328	31	175	57	126	414	1343	1209	292	1158
Y	11	17	22	16	25	15	19	15	58	12
Zr	36	82	91	62	98	135	237	151	278	169
Nb	1	3	1	1	3	5	10	5	4	7
V	370	332	291	349	231	15	30	21	182	54
Cr	276	70	24	41	23	11	4	10	141	8
Co	46	45	23	45	22	8	8	7	31	9
Ni	40	33	37	38	43	6	<0.5	12	44	<0.5
Cu	61	41	1	1	1	16	5	12	<1	29
Zn	84	129	61	93	129	40	125	55	378	77
Th	1	5	1	1	1	7	5	9	<3	7
Pb	3	3	3	3	3	10	14	4	18	23

1* esquistos miloníticos cuarzo-feldespático, 2* esquistos miloníticos de biotita, 3* esquistos miloníticos pelíticos, 4* diques andesíticos no milonizados, 5* Gneis milonítico cuarzo-feldespático.

Tabla 3. Comparación de valores de cocientes entre elementos de alta fuerza de campo de la corteza continental y oceánica promedio, con las muestras del Complejo Milonítico Xucayucan.

	Ti/Y	Zr/Y	Ti/V	Zr/Nb	Ti/Zr
GT-29	374.6	5.1	25.6	162.0	74.0
GT-30	374.6	5.1	26.4	162.0	74.0
GT-31	333.0	4.5	24.9	81.0	74.0
GT-32	666.0	4.8	26.3	86.0	139.4
GTQ1-125	411.2	4.6	24.2	19.8	88.5
GTQ2-68	266.9	2.4	37.2	17.0	109.9
GTQ2-125	313.0	2.9	21.3	20.5	106.9
GTQ-128	243.7	2.7	18.8	62.0	90.4
GTQ-65	339.2	4.8	20.7	27.3	70.3
GTQ1-126	550.5	3.3	16.4	36.0	168.2
GTQ2-128	419.6	4.8	21.5	27.3	87.0
GTQ-58	397.0	4.1	30.0	91.0	96.0
GTQ1-68	428.3	3.9	19.6	62.0	110.5
GTQ3-68	364.2	3.9	39.4	32.7	92.9

Corteza Sup.	1*
Corteza Inf.	1*
MORB-tipoN	2*

8.640
3.680
2.640

7.600	15.88
11.700	85.6
31.800	110

1= Taylor and MacLennan, 1985 in Wayman D.A. (1996); 2 = Sun and MacDonough, 1989 in Wayman D.A. (1996).

Tabla 4. Cocientes y relaciones entre elementos incompatibles y compatibles de muestras del Complejo La Soledad.

	Roca	K₂O/Na₂O	Rb/Nb	Y+Nb	Y/Nb
GTQ1-83	1*	0.41	11.4	20	3
GTQ1-100	2*	2.96	15.7	29	1.9
GTQ3-100	5*	0.87	10.57	19	1.71

1* esquistos miloníticos cuarzo-feldespáticos, 2* esquistos miloníticos de biotita, 5* Gneis milonítico cuarzo-feldespático.

Tabla 5. Muestra concentraciones de elementos traza usando otros métodos instrumentales analíticos de metabasaltos de la unidad Cozolexco y del Gneis milonítico cuarzofeldespático del Complejo La Soledad. Estos análisis realizados en el laboratorio ActLabs en Canadá.

	metabsalto	metabasalto	metabasalto	metabasalto	Gneis	
	GT-29	GT-30	GT-31	GT-32	GTQ3-100	método instrumental usado
La	2.81	2.76	2.85	4.4	24.8	ICP
Ce	9.05	8.8	9.16	10.3	49.1	ICP
Pr	1.5	1.45	1.51	1.33	6.07	ICP
Nd	7.8	7.59	7.78	6.07	23.9	ICP
Sm	2.48	2.43	2.43	1.63	4.4	ICP
Eu	1.09	1.09	1.12	0.64	1.39	ICP
Gd	3.05	3.09	3.11	1.82	3.93	ICP
Tb	0.61	0.6	0.61	0.33	0.59	ICP
Dy	4.01	3.94	4.08	2.13	3.42	ICP
Ho	0.89	0.87	0.89	0.46	0.69	ICP
Er	2.61	2.56	2.66	1.38	2.07	ICP
Tm	0.39	0.392	0.411	0.206	0.319	ICP
Yb	2.57	2.48	2.6	1.34	2.06	ICP
Lu	0.376	0.367	0.381	0.189	0.317	ICP
Y	23	22.3	22.8	11.8	19.2	ICP
Sc	39	38	41	37	5	Activación de neutrones
V	216	218	212	246	41	ICP
Cr	182	167	178	105	8 (FRX)	ICP
Co	47	42	49	30	4	ICP
Ni	175	168	187	51	1	Activación de neutrones
Cu	91	125	107	104	2	Activación de neutrones
Zn	63	55	66	80	75	Activación de neutrones
Th	0.19	0.18	0.2	1.11	3.21	ICP
Ta	0.06	0.22	0.07	0.08	0.52	ICP
Nb	-0.2	-0.2	-0.2	-0.2	6	ICP
Zr	72	74	78	32	164	Activación de neutrones
Hf	2	1.9	1.9	0.8	4.3	ICP
Ba	55	24	17	223	1003	Activación de neutrones
Rb	4	2	1	24	64	ICP

*Valores negativos están por debajo del límite de detección del instrumento.

Tabla 6.- muestra las relaciones entre cocientes de algunos elementos de tierras raras de 4 muestras de la unidad Cozolexco y la muestra GTQ3-100 del Complejo La Soledad.

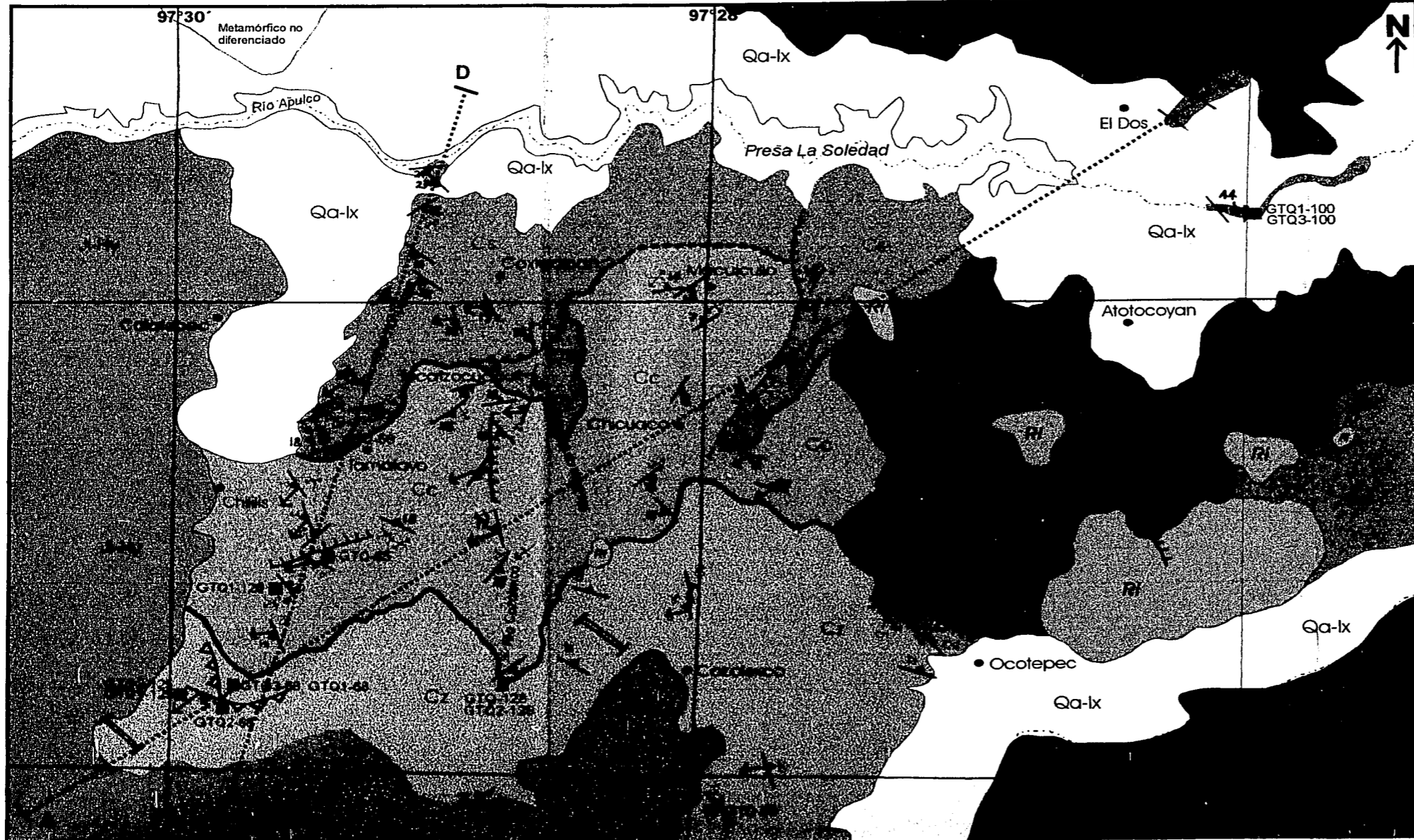
Roca	número	La/Yb	LaN / YbN	LaN / SmN	GdN / YbN
metabasalto	GT-29	1.09	0.738	0.713	0.961
metabasalto	GT-30	1.11	0.752	0.714	1.009
metabasalto	GT-31	1.1	0.74	0.738	0.969
metabasalto	GT-32	3.28	2.22	1.699	1.1007
Gneis cuarzofeldespático	GTQ3-100	12.04	8.13	3.547	1.546

Tabla anexa que muestra la ubicación de la muestras de geoquímica

Muestra	Roca	Localización	
		Latitud N	Longitud W
GT-29	metabasalto	19° 54' 35"	97° 28' 02"
GT-30	metabasalto	19° 54' 35"	97° 28' 02"
GT-31	metabasalto	19° 54' 35"	97° 28' 02"
GT-32	metabasalto	19° 54' 50"	97° 27' 53"
GTQ1-125	metabasalto	19° 55' 18"	97° 29' 56"
GTQ2-68	dique metabasalto	19° 55' 18"	97° 29' 50"
GTQ2-125	metabasalto	19° 55' 18"	97° 29' 56"
GTQ-128	ultramilonita basica	19° 55' 26"	97° 28' 41"
GTQ-65	milonita basica	19° 55' 54"	97° 29' 35"
GTQ1-126	ultramilonita basica	19° 55' 44"	97° 29' 35"
GTQ2-128	metabasalto	19° 55' 26"	97° 28' 41"
GTQ-58	metandesita	19° 56' 22"	97° 29' 28"
GTQ1-68	metabasalto	19° 55' 18"	97° 29' 50"
GTQ3-68	metabasalto	19° 55' 18"	97° 29' 50"
GTQ1-83	esquisto milonítico	19° 55' 42"	97° 27' 18"
GTQ1-100	esquisto milonítico	19° 57' 23"	97° 26' 03"
GTQ2-83	esquisto milonítico	19° 55' 42"	97° 27' 18"
GTQ2-100	dique andesitico	19° 57' 23"	97° 26' 03"
GTQ3-100	gneis milonítico	19° 57' 23"	97° 26' 03"

Fe de errata: esta tabla debe ir anexa a la Tabla 1 del Apéndice

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Simbología

- Qa-lx Ignimbritas Xaltipan
- Tobas andesíticas
- Fm. Teziutlán
- Fm. Tenexcate
- Fm. Huayacocotla

Complejo Milonítico Xucayucan

- El Mirador
- Cozolexco
- Chicuaco

Pre-Jurásico inferior

- Complejo Milonítico La Soledad

- R Intrusivo riolítico

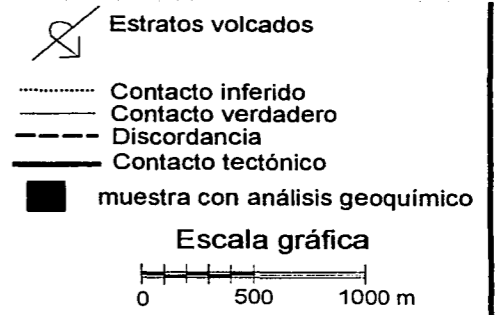
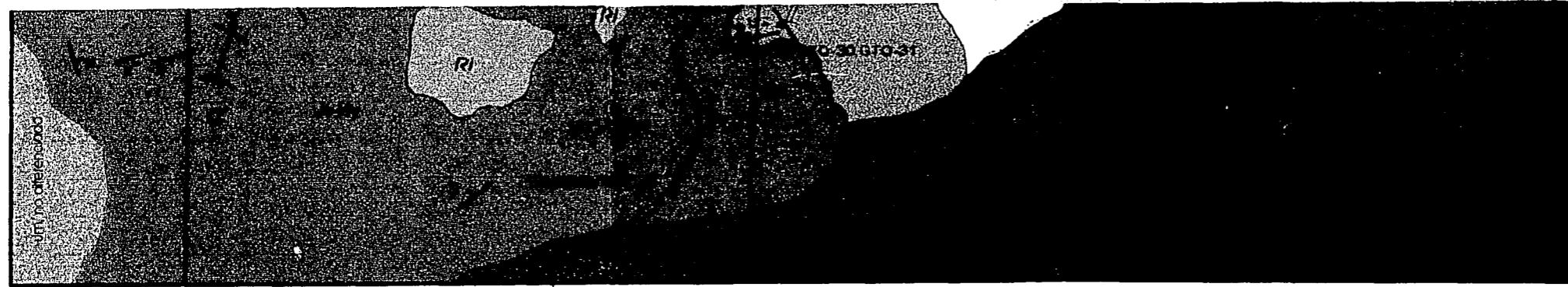
- Falla lateral fragil
- Falla inversa fragil
- Falla inversa ductil
- Foliación milonítica y lineación mineral.

- Zona de ultramilonita

- Micropliegues
- En condiciones dúctiles
- En condiciones fragiles

- Estratificación
- Falla Normal fragil
- Dique riolítico
- Sill riolítico





SECCIONES GEOLÓGICAS

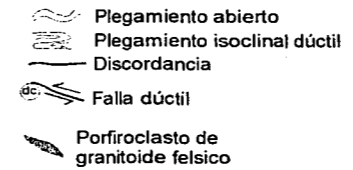
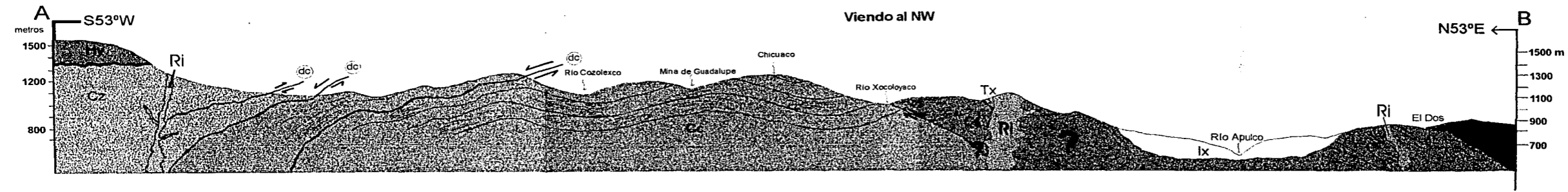
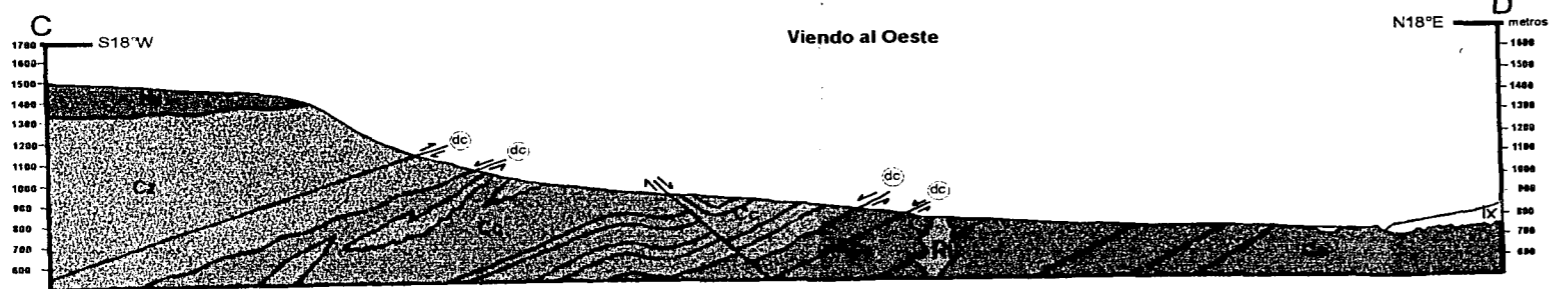


FIGURA 5



Escala horizontal y vertical iguales 0 200 500 m

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO	
FACULTAD DE INGENIERÍA	
TESIS PROFESIONAL	
MAPA GEOLÓGICO DEL COMPLEJO MILONÍTICO LA SOLEDAD Y EL COMPLEJO MILONÍTICO XUCAYUCAN	
2002	SALVADOR SÁNCHEZ MARTÍNEZ EDGAR ANGELES MORENO