

21.5



Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ingeniería

**“PETROLOGIA Y RELACIONES
GEOLOGICAS DE LAS ROCAS UL-
TRAMAFICAS DE TEHUITZINGO, PUEBLA”**

**ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

T E S I S

Que para obtener el título de:

INGENIERO GEOLOGO

P r e s e n t a :

Enrique Alberto Carballido Sánchez

México, D. F.
**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

1988



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 está 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.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

RESUMEN

Se analizan las características petrológicas de una secuencia máfico-ultramáfica en las inmediaciones de Tehuizingo, Puebla, ubicada dentro del Complejo Acatlán de edad paleozoica.

Se define una asociación de esquistos de serpentina, esquistos de clorita, esquistos de talco, serpentinitas masivas, metagabro y diques espiliticos, que se yuxtaponen a la Formación Tecamate de afinidad metasedimentaria.

Análisis químicos en las serpentinas, permiten inferir un protolito de tipo harzburgítico.

El grado de serpentinitización del cuerpo ultramáfico es cercano al 100% por lo que no se reconocen rasgos texturales ni mineralógicos originales. Se estima que esta serpentinitización produce un decremento de la densidad y un incremento de volumen del protolito original, del 24 y 44% respectivamente.

Se reconoce la alteración metasomática y esteatización que afectan en mayor grado a las porciones centro y Sur del Cuerpo ultramáfico.

Con base en sus características estructurales analizadas en diagramas estereográficos de densidades de polos de foliación en esquistos de serpentina, se define un emplazamiento principalmente en sentido vertical, de tipo diapirico asociado a la serpentinitización. Este modelo se interpreta como el más viable para producir el emplazamiento tanto de la secuencia máfico-ultramáfica de Tehuizingo, como para la de Piaxtla-Tecomatlán (posiblemente asociada en su origen a la primera) y es analizado en comparación con el que propone a ésta como de afinidad ophiolítica. Se considera que el potencial económico del cuerpo por Cr y Ni es prácticamente nulo, sin embargo la serpentina, magnesita y talco pueden seguir siendo explotados.

INDICE.

CAPITULO I. Introducción	1
I.1 Objetivos del Trabajo	2
I.2 Metodología del Trabajo	2
I.3 Localización y Fisiografía	3
I.4 Trabajos previos	4
CAPITULO II. Geología Regional	6
II.1 Complejos cristalinos y localidades ultramáficas del Sur de México.	6
II.2 Estratigrafía del Complejo Acatlán	7
CAPITULO III. GEOLOGIA DEL CUERPO ULTRAMAFICO	9
III.1 Introducción	9
III.2 Rocas encajonantes y cobertura sedimentaria	9
III.2.1 Rocas encajonantes	9
III.2.2 Cobertura sedimentaria	13
III.3 Descripción y petrología del cuerpo ultramáfico	14
III.3.1 Miembros máficos	15
III.3.2 Miembros ultramáficos	17
III.3.3 Características químicas de los miembros máfico- ultramáficos	22
III.4 Características estructurales del cuerpo ultramáfico	22
III.4.1 Diagramas de polos	23
III.4.2 Roseta de fracturas	24
III.4.3 Estructuras mayores	24
III.4.4 Síntesis estructural	25
III.5 Relaciones de contacto	26
III.6 Mecánica de emplazamiento	26
III.7 Discusión	29
CAPITULO IV. Posibilidades económicas	31
CAPITULO V. Conclusiones	33

BIBLIOGRAFIA.

PLANOS Y SECCIONES.

INDICE DE FIGURAS

FIGURA 1	-----	Plano de localización del área de estudio.
FIGURA 2	-----	Localidades del área de estudio.
FIGURA 3	-----	Localidades ultramáficas del Sur de México.
FIGURA 4	-----	Mapa de terrenos cristalinos y localidades ultramáficas del Sur de México.
FIGURA 5	-----	Clasificación química de la secuencia máfica.
FIGURA 6	-----	Diagrama AMF de la secuencia máfico-ultramáfica.
FIGURA 7	-----	Análisis estructural porción Tlachincla.
FIGURA 8	-----	Análisis estructural porción Tecolutla.
FIGURA 9	-----	Análisis estructural porción Atopolitlán.
FIGURA 10	-----	Roseta de fracturas y diaclasas.
FIGURA 11	-----	Análisis estructural Formación Tecamate.
FIGURA 12	-----	Modelos dispíricos y de empujamiento del cuerpo ultramáfico.

TABLAS

TABLA I	-----	Características petroológicas del cuerpo ultramáfico
TABLA II	-----	Características químicas y análisis normativos de la secuencia máfico-ultramáfica.

CAPITULO I. INTRODUCCION.

1.- INTRODUCCION.

El presente trabajo tiene como objeto de estudio, a un cuerpo ultramáfico serpentizado localizado en las cercanías del poblado de Tehuiztzingo, en el estado de Puebla. Este estudio incluye cartografía a detalle, secciones estructurales y petrografía del muestreo. Se efectuó con la integración de los datos de afloramiento y resultados de laboratorio, un mapa geológico escala 1:15,000 del área cartografiada, en el que se incluyen las secciones estructurales y se definen las relaciones de contacto que mantiene el cuerpo serpentizado con el resto de unidades litológicas aflorantes. Se propone una mecánica de emplazamiento del cuerpo ultramáfico, con base en sus características estructurales y de deformación, comparadas en especial con los estilos analizados hasta el momento dentro del contexto de localidades ultramáficas del Sur de México (Delgado-Argote, 1986). Finalmente se busca llevar a cabo una evaluación sobre el potencial económico del cuerpo serpentizado, sobre todo por minerales no metálicos como son talco, magnesita, asbesto y serpentina. El estudio aquí presentado, es en primer lugar, parte de un proyecto de investigación vigente en el Instituto de Geología de la UNAM, cuyo responsable es el M. en C. Luis A. Delgado Argote, quien fungió como director de esta tesis; además forma parte del estudio comparativo sobre asociaciones de tipo ultramáfico que hasta el momento se realiza para el Sur de México, en vista de las potenciales implicaciones paleogeográficas en la delimitación de suturas corticales y por ende de los conjuntos tectonoestratigráficos de esta porción de la República Mexicana. El área de trabajo fue elegida conjuntamente entre el autor de este estudio y el director del mismo, con base en un reconocimiento preliminar del cuerpo ultramáfico, a partir del cual se lograron definir los objetivos y alcances del estudio así como la delimitación del área a cartografiar. Es importante aclarar que esta tesis debe considerarse como un informe preliminar en la caracterización geológica de la región, ya que se incluyen y plantean problemas petrogenéticos y de evolución de las unidades cartografiadas. Una interpretación más completa requeriría de la integración de una mayor cantidad de datos, sobre todo estratigráficos y cronológicos, de áreas adyacentes, para ubicar de mejor forma a esta región en el contexto de la tectónica regional.

1.1. OBJETIVOS DEL TRABAJO.

Para la realización de esta tesis se definieron objetivos generales: 1) realizar la cartografía geológica y secciones a semidetalle (escala 1:15,000) del cuerpo ultramáfico del área de Tehuiztzingo, Puebla; 2) establecer las relaciones de contacto que mantiene el cuerpo ultramáfico con las unidades litológicas adyacentes y encajonantes; 3) elaborar un muestreo sistemático de serpentinitas y esquistos de serpentina para su estudio petrográfico en lámina delgada; 4) con base en datos de campo, definir la estructura interna del cuerpo y de ser posible, su mecánica de emplazamiento; 5) analizar las posibilidades económicas del cuerpo ultramáfico por minerales no metálicos, óxidos y sulfuros. Con base en estos objetivos, se ha determinado que el estudio resulta de importancia a partir de los siguientes criterios: 1. El estudio geológico de los complejos ultramáficos y la definición de su ambiente de emplazamiento tiene importantes implicaciones tectónicas; 2. el área es una de las 11 localidades ultramáficas conocidas en México, y solo ha sido estudiada desde el punto de vista minero. 3. el estudio aumentará el conocimiento sobre la metalogénesis y estilo estructural de estos complejos en el Sur de México.

1.2. METODOLOGÍA DEL TRABAJO.

El trabajo se realizó en las siguientes etapas:

a) Etapa inicial.- En la que se efectuó la recopilación de trabajos y artículos correspondientes o en relación al área de estudio. De igual forma, fotografías aéreas verticales, escala 1:50,000 (INEGI, zona 18.A) fueron utilizadas para definir de mejor manera el área de estudio y para programar las sesiones de trabajo de campo.

b) Trabajo de Campo.- Un total de 45 días distribuidos en tres sesiones constituyeron el periodo de trabajo de campo en el que se llevó a cabo la cartografía básica (1:15,000) y de detalle (1:15,000). En estas sesiones se realizaron secciones y caminamientos a lo largo y ancho de todo el cuerpo ultramáfico. Una parte importante de esta etapa fue el muestreo sistemático tanto del cuerpo ultramáfico, como de las unidades litológicas adyacentes, y la toma de datos estructurales de foliación de las serpentinitas, así como de los patrones de fracturamiento y diaclasamiento dominantes.

c) Trabajo de Laboratorio.- Un total de 45 láminas delgadas de serpentina fueron analizadas por microscopía de luz transmitida, a fin de poder caracterizar la petrología del cuerpo ultramáfico. En el Instituto de Geología de la UNAM se realizaron los análisis químicos por elementos mayores de 11 muestras seleccionadas en las que se incluyen principalmente serpentinitas, esplitas y metacobs. Una parte importante de este proyecto lo constituye

el análisis isotópico del agua estructural de las serpentinas (^{18}O y Deuterio) con el objeto de continuar con la elaboración de un catálogo de serpentinas mexicanas de diversas localidades que actualmente desarrolla el M. en C. Luis A. Delgado Argote. El análisis de estas muestras se encuentra en proceso en el Instituto de Física de la UNAM, con la colaboración del M. en C. Pedro Morales V., la Fiz. Isabel Cesar A. y la Ing. Adriana Guzmán de la C.

d) Trabajo de gabinete.- En esta etapa se elaboró el mapa geológico final del área cartografiada, así como cuatro secciones geológicas de la misma. Finalmente se procedió a la interpretación de los datos de campo y laboratorio para la realización de este informe final y tesis. Se realizaron también análisis estadístico-estructurales de todos los datos de foliaciones y fracturas tomados en el campo, a fin de definir la estructura y actitud de las serpentinas que conforman el cuerpo.

1.3. LOCALIZACION Y FISIOGRAFIA.

El área de estudio se encuentra ubicada en la porción centro-meridional del estado de Puebla, entre los paralelos $18^{\circ}15'$ y $18^{\circ}21'$ de latitud norte y los meridianos $98^{\circ}18'$ y $98^{\circ}22'$ de longitud oeste (fig. 1). Comprende un cuadrángulo de aproximadamente 60 km² de superficie, ubicado en la porción sur/occidental de la Hoja Tehuiztzingo (E14-B73, INEGI) y en la porción sur-oriental de la Hoja Chiautla (E14-B72, INEGI). El principal centro de población de la zona lo constituye la ciudad de Tehuiztzingo (10,000 habitantes), cabecera municipal del municipio del mismo nombre. La principal vía de acceso a la zona, a partir de la ciudad de México, la constituye la carretera federal número 190. El poblado de Tehuiztzingo se encuentra aproximadamente a 40 km al SE de Izúcar de Matamoros, y a 35 km al NW de Acatlán. En el área de estudio existen caminos de terracería hacia los poblados de Tlachinola y Tecolutla, ubicados a 8 y 9 km al occidente de Tehuiztzingo respectivamente.

Existe un camino pavimentado hacia el poblado de Atopetitlán, ubicado a 10 km al SW de Tehuiztzingo, que se encuentra en el límite sur de la zona cartografiada. En la fig. 2 se encuentran ubicadas algunas de las localidades a las que se harán referencias a lo largo de este trabajo. El clima de la zona está considerado como cálido-subhúmedo con lluvias en verano (García, 1972), con una precipitación media anual del orden de los 800 mm. En general, debido a la escasa precipitación de la zona, los caminos se encuentran transitables prácticamente todo el año. Según la clasificación de Erwin Raisz (1964) el área se ubica dentro de la provincia de la Sierra Madre del Sur, subprovincia de la Cuenca del Balsas, definida por cañetes, cerros aislados, lomeríos y valles. La zona es drenada principalmente por el Río Popocatepec (hacia el NW del área cartografiada), afluente del Río Balsas-Moctezuma, que corre de Este a Oeste, y que pertenece a la vertiente sur del Pacífico. La mayor parte de las corrientes

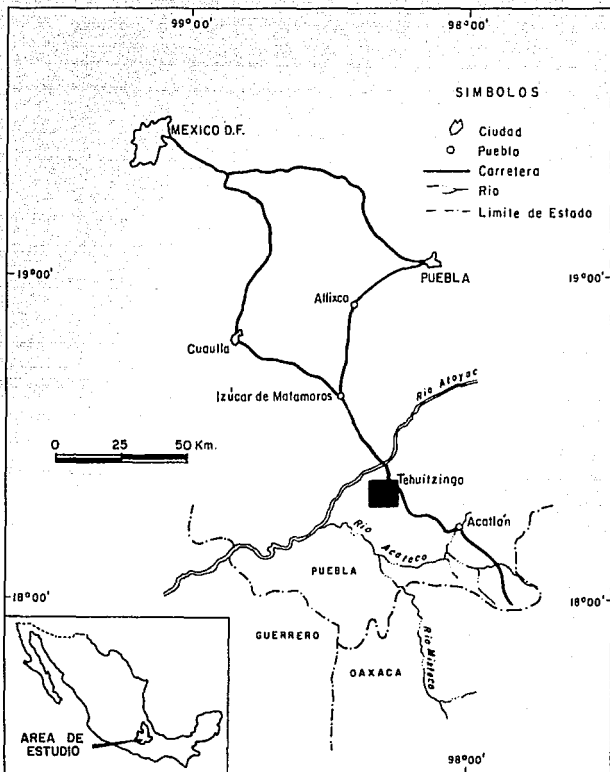


Fig 1.- Plano de localización del área de estudio.

tributarias son de carácter intermitente, mientras que las corrientes principales son permanentes. En función de un análisis hecho a partir del patrón de drenaje del área, se observa que en ésta predomina el arreglo de tipo dendrítico, manifestándose en especial una tendencia subparalela de orientación incipiente NE-SW hacia la zona de Tlachinola-Tecoluitla. La densidad de drenaje es intermedia de aspecto homogéneo, manteniendo un grado de integración de medio a alto. Morfológicamente el área de estudio está definida por una serie de lomeros suaves; éstos se extienden en especial hacia la porción E, que a su vez se encuentra ocupada por un valle angosto de relleno lacustre, de orientación aproximada NW-SE, mismo que se inicia en el Norte a partir de la barranca de Tehuiztzingo, ampliándose hacia el Sur hasta las inmediaciones de Santa Cruz Boqueroncito (fuera del área cartografiada). Hacia el W, el área de estudio se encuentra ocupada por una sierra cuyas alturas máximas son del orden de los 1400 y 1500 m sobre el nivel del mar. El desnivel promedio de la zona es del orden de los 400 m. La vegetación local del área está principalmente constituida por chaparrales y cactáceas, cuyo desarrollo está condicionado fuertemente por la litología que la aloja. Esta característica resulta muy notable en el caso del cuerpo ultramáfico que manifiesta una ausencia marcada de vegetación. Lo anterior contrasta con la vegetación que se desarrolla en las unidades adyacentes, la cual es más abundante, y cuyo aspecto en ocasiones y a la distancia, define el contacto entre éstas y el ultramáfico.

I.4. TRABAJOS PREVIOS.

La geología que comprende el área de estudio ha sido estudiada desde el punto de vista regional, por numerosos autores. Los trabajos desarrollados por éstos, están enfocados en especial a la geología metamórfica pre-mesozoica del área de Acatlán. Se mencionarán algunos de los trabajos más importantes a ese respecto. El estudio hecho por Salas (1949) es el que nombra a las rocas de edad pre-jurásica del área de Acatlán como "Esquistos Acatlán". En los trabajos de Fries y Rincon (1965) se encuentran las edades geocronológicas que se han utilizado para situar cronestratigráficamente las rocas metamórficas del área de Acatlán como paleozoicas. Posteriormente el estudio de Rodríguez-Torres (1970) presenta una subdivisión litológica de las unidades que forman el basamento metamórfico de un área de 1000 km² al W de Acatlán. Le igual forma Ruiz-Castellanos (1970) demuestra con base en criterios paleontológicos la edad paleozoica de las formaciones Acatlán y Tecométe, ubicadas en un área de 500 km² al SW de Acatlán (Maricuala-Anastitlan, Puebla). Ortega-Gutiérrez (1975) eleva el grado de la formación Acatlán al de Complejo equivalente o primo, con base en un reconocimiento geológico de las rocas cristalinas expuestas en los estados de Puebla y NE de Oaxaca; divide a éste en dos subgrupos Acatlán y Patlatzingo. En ellos se distinguen cuatro unidades metasedimentarias y una de origen esencialmente magmático. El mismo autor (Ortega-Gutiérrez,

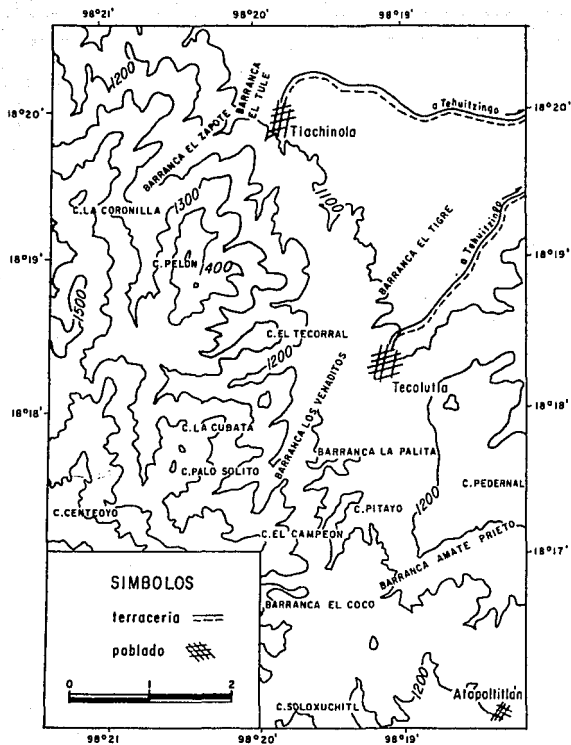


Fig.2.-Plano de localidades del área de estudio.

1978) concluya en función de sus características estratigráficas y petrogenéticas, que el Complejo Acatlán representa una secuencia augeosinclinal paleozoica deformada y metamorfoseada en tiempos permisípicos e intrusionada por diversas rocas graníticas durante su evolución tectonotérmica. El posible carácter ofiolítico de la secuencia de afinidad máfico-ultramáfica que se encuentra en el área Piaxtla-Tecoaatlán (al SW de Acatlán) está soportado por encontrarse en ésta estructuras relictas (vesículas, cumulitas y bandeamiento igneo) y texturas (dolerítica y gabbroide) (sic. Ortega-Gutiérrez, 1978), así como por una disposición ascendente de los protolitos ígneos que va de peridotitas a basaltos, incluyendo sedimentos pelágicos en la cima. El autor hace referencia a que el carácter ofiolítico de estas unidades no es demostrable, pero sí inferible por su disposición estratigráfica probable. El único estudio a semidetalle que se conoce de la zona, es el realizado por Solís-Muñoz (1978). Este analiza el cuerpo ultramáfico desde el punto de vista geológico-minero y geoquímico; en él se localizaron algunos prospectos mineros por talco y asbesto. El estudio geoquímico efectuado reporta valores normales de Cr y Ni, siendo excepcional la presencia de cuerpos erráticos de cromita. Travis (1980) considera que el protolito dominante en este cuerpo ultramáfico es del tipo de la harzburgita. Delgado-Argote (1986a) refiere al área de estudio como una de las 11 localidades máfico-ultramáficas que se conocen en la República Mexicana (fig. 3), siendo esta una de las 6 más importantes del Sur de México, y de probable afinidad ofiolítica de post-arco (?) (1986b).

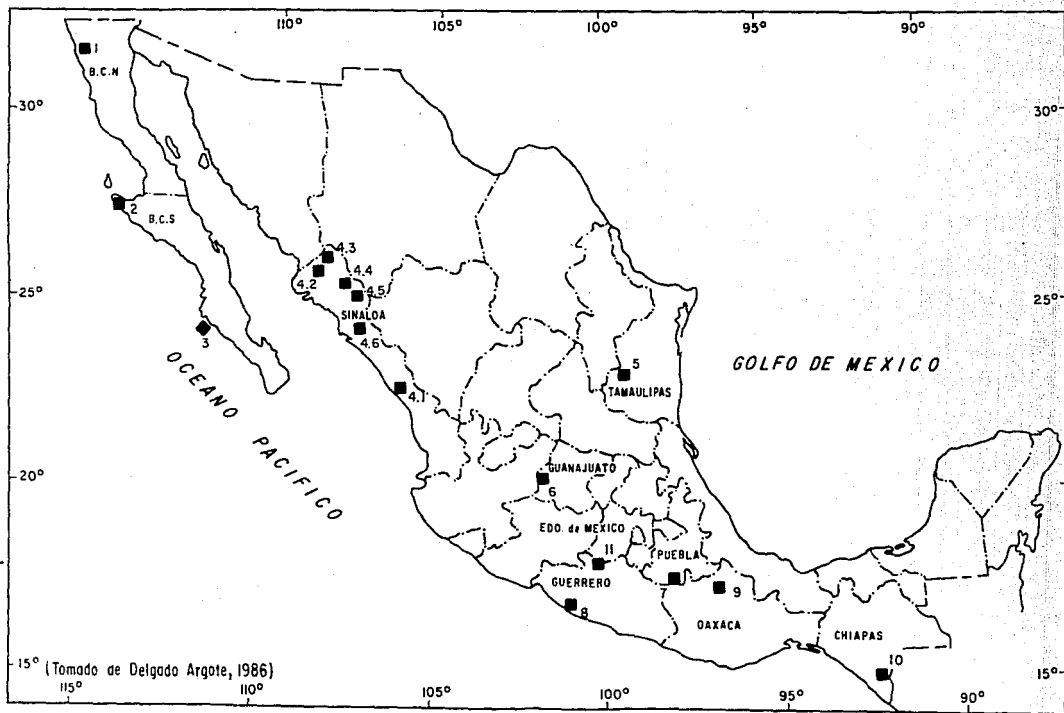


Fig 3.-Localidades Ultramáficas de México.

CAPITULO II. GEOLOGIA REGIONAL.

II.1. COMPLEJOS CRISTALINOS Y LOCALIDADES ULTRAMAFICAS DEL SUR DE MEXICO.

La figura 4 ilustra los principales terrenos cristalinos dentro de los cuales se inscribe el área de estudio. Como se mencionó anteriormente, y como se observa en este mapa, el área de interés se ubica, de acuerdo con Ortega-Gutiérrez (1981b), dentro del Complejo Acatlán. Este se encuentra limitado hacia el norte, por la Faja Volcánica Transmexicana, que se describe como un sistema volcánico de edad Cenozoica (Plio-Cuaternario), que corre aproximadamente E-W (Venegas et al, 1985). Hacia su parte Este, queda limitado por yuxtaposición tectónica con el Complejo Oaxaqueño del Precámbrico (Ortega-Gutiérrez, 1978). Entre algunas de las características más contrastantes de ambos terrenos están la facies granulita, el estilo de deformación homogéneo y la afinidad grevilliana para este último, mientras que para el Complejo Acatlán, el mismo autor le atribuye una afinidad apalachiano-caledoniense, y reconoce estilos de deformación y facies metamórficas múltiples. La edad estimada para el Complejo Oaxaqueño es Proterozoico medio (1,100 ma) lo cual representa el primer ciclo tectónico registrado en rocas cristalinas del Sur de México (Ortega-Gutiérrez, 1981a.). Al Sur, el Complejo Acatlán se encuentra delimitado por el Complejo Xolapa, el cual es definido como el más extenso de los cuatro cinturones metamórficos principales del Sur de México. Se interpreta como producto de un proceso plutónico continuo que incluye migmatización y anatexis de las unidades litológicas involucradas (Ortega-Gutiérrez, 1981b). Su edad se estima como Paleozoico-Mesozoico (?) siendo su facies principal la de anfibolita. Su estilo de deformación se considera cordillerano. El Complejo Tierra Caliente se extiende como el más occidental de los cuatro cinturones, y de acuerdo con Ortega-Gutiérrez (1981b) algunas de sus principales características incluyen su bajo grado metamórfico, su aparente aspecto eugeosinclinal y su simplicidad estructural. Hacia el E del Complejo Oaxaqueño, se delimita el área marcada como Complejos Epimetamórficos (fig. 4). El complejo I corresponde a la zona conocida como Terreno Cuicatenco (Carfentan, 1983) y se define como una secuencia volcanosedimentaria débilmente metamorfoseada, asociada con una unidad cristalina (parte Norte), que en conjunto conforman una provincia magnética interna formada a partir de un proceso de levantamiento y adelgazamiento cortical en la margen precámbrica Este del Complejo Oaxaqueño (Delgado-A, y Carballido-S. 1987).

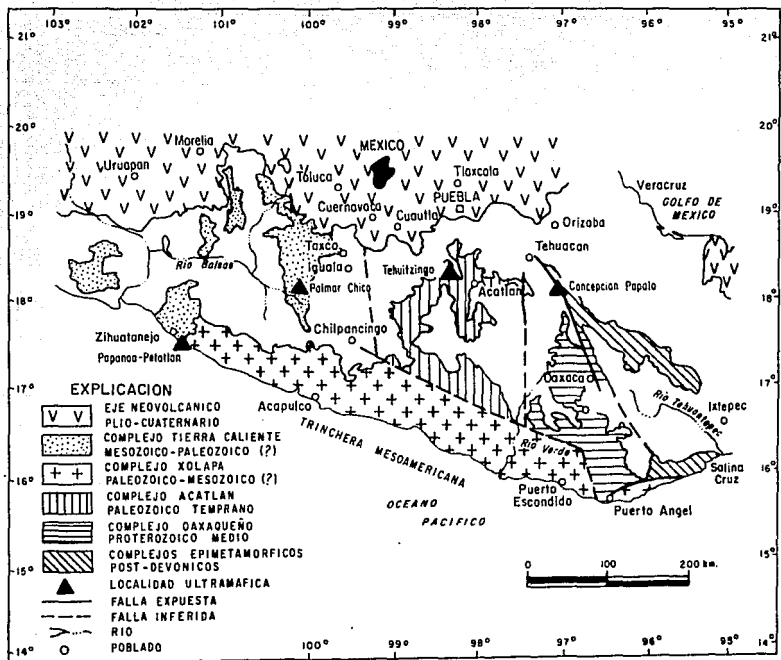


Fig.4.-Mapa geológico mostrando la distribución de terrenos cristalinos y localidades Ultramáficas del Sur de México. (tomado de Ortega Gutiérrez, 1981)

II.2. ESTRATIGRAFIA DEL COMPLEJO ACATLAN.

El Complejo Acatlán, tal y como lo propone Ortega-Gutiérrez (1978) se define como una unidad litoestratigráfica expuesta en la Mixteca de los estados de Puebla y NW de Oaxaca. Se divide en 2 subgrupos petrotectónicos principales :

A) Subgrupo Petlalcingo : Constituido esencialmente por tres formaciones de origen metasedimentario cuyos espesores aún no han sido determinados. En orden estructural de la base a la cima, son :

1) Migmatita Magdalena.- Migmatitas de composición tonalítico-diorítica, con abundante movilización neosomática en forma de diques y cuerpos irregulares, concordantes y discordantes de composición granítica y pegmatítica; una zona transicional de esquistos de biotita inyectados marcan el contacto con la Formación Chazumba sobreyacente (Ortega-Gutiérrez, 1975).

2) Formación Chazumba.- Interestratos de esquistos pelíticos (principalmente de biotita) y cuarcitas o rocas silíceas (metagrauvascas) con un diquestrato de gabbro diferenciado y esquistos feldespático lit-per-lit hacia las partes media e inferior respectivamente. Se encuentra cubierta en aparente conformidad por la Formación Cosoltepec (Ortega-Gutiérrez, 1975 y 1978).

3) Formación Cosoltepec.- Formada en la base por anfibolita, cuarcita y metapelita; en su parte media, por metapelita, cuarcita y metapedernal; rocas verdes y esquistos calcáreos; en la parte superior, por filita y cuarcita impura con escasas rocas verdes intercaladas. Representa el contacto superior con el subgrupo Acateco (Ortega-Gutiérrez, 1978).

B) Subgrupo Acateco.- De acuerdo con Ortega-Gutiérrez (1975) consiste de 2 formaciones : una de origen magmático, y otra metasedimentaria, que también, en orden estructural de la base a la cima, son :

1) Formación Kayacatlán.- Rocas verdes de grano fino, metagabros bandeados (sic.) de hornblenda y augita milonitizados, serpentinita, anfibolite, eclogitas y metasedimentos cuarcíticos y pelíticos de afinidad ofiolítica. Parcialmente intrusión a la Formación Tecomate. 2) Formación Tecomate.- Formada por metagrauvasca, meta-arcosa, metatobas y pelitas o semipelitas de débil a medianamente carbonosas, con un miembro conglomerático (compuesto por clastos deformados, principalmente graníticos y volcánicos) y otro de metacaliza (impura con fragmentos de invertebrados fósiles) que sirven como horizontes índices de esta formación.

El resto del Complejo Acatlán lo forman tres unidades graníticas que intrusionan a los subgrupos anteriores :

a) Granitoides Esperanza.- Granitos, aplitas y pegmatitas con intercalaciones de bandas sedimentarias y rocas verdes; en conjunto forma un complejo cataclástico de protomilonita, milonita y ultramilonita recrystalizado. Se propone que hayan sido emplazados sintectónicamente en el Paleozoico temprano, al nivel de las formaciones Tecamate y Xayacatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978).

b) Tronco de Totoltepec.- Intrusión trondjemítica débilmente deformada y metamorfoseada que estructuralmente (sic.) se correlaciona con los Granitoides Esperanza. Su origen probable se explica partir de la diferenciación de un gabro toleítico (Ortega-Gutiérrez, 1978).

c) Diques San Miguel.- Conjunto de intrusiones tabulares que incluyen tonalita de hiperstena, granito de muscovita y granate, granito de biotita, pegmatita y aplita. Su origen se asocia a un sólo evento postorogénico generado en la base del nivel de migmatización expuesto (Migmatita Magdalena) (Ortega-Gutiérrez, 1978).

De las formaciones anteriormente descritas, las que se tratarán con mayor detalle a lo largo de este trabajo, son la F. Xayacatlán y la F. Tecamate, en vista de su distribución y afinidad litológica con la observada en el área de estudio.

CAPITULO III. GEOLOGIA DEL CUERPO ULTRAMAFICO

III.1. INTRODUCCION.

La principal unidad litológica estudiada consiste en un cuerpo ultramáfico serpentizado y elongado en dirección aproximada N-S. El largo total de éste, es de 7.5 km variando su anchura desde 600 m en su parte central, hasta 1500 y 1600 m en sus partes norte y sur respectivamente. El cuerpo ultramáfico forma una pequeña sierra de lomas redondeadas y vegetación escasa, cuyas alturas máximas son de 1400 y 1500 msnm. Esta se inicia al norte en el poblado de Tlachinola, para terminar en las inmediaciones de Atopolitlián a 10 km al SW de Tehuiztzingo (fig. 2). Se encuentra limitado al W y S-SE por una secuencia de areniscas feldespaticas intercaladas con limos, metátobas y pelitas carbonosas, incluyendo un horizonte de metaconglomerado, cuya facies metamórfica general se define como esquisto verde de bajo grado. Esta secuencia constituye la unidad litológica encajonante del cuerpo. La parte E del área de estudio esta formada por una cubierta sedimentaria en apariencia del Racián, que descanza en forma discordante tanto sobre el ultramáfico, como sobre la secuencia metasedimentaria. Esta formada por dos unidades principales: una arenosa de afinidad lacustre, y otra conglomerática formada por depósitos de talud. La secuencia ultramáfica se encuentra en su totalidad serpentizada, e incluye hacia sus partes internas esquistos de serpentina, esquistos de clorita, esquistos de talco y magnesita, serpentinitas masivas, y diques ultramáficos también serpentinizados. En el área se localizan varios prospectos por talco y asbesto en catas y tajos a cielo abierto. Actualmente se explota serpentina y magnesita en pequeñas obras a pico y pala.

III.2. ROCAS ENCAJONANTES Y COBERTURA SEDIMENTARIA.

III.2.1. Rocas encajonantes.

A) Formación Tecamate. (Rodríguez-Torres, 1970).

1.-Definición.- Se le asignó el nombre de Formación Tecamate, a una secuencia formada por limos, grauvacas, conglomerados deformados, areniscas y calizas laminadas impregnadas localmente por vetillas de cuarzo. Se le atribuye una edad de Paleozoico superior. Esta afectada en su totalidad por metamorfismo en facies de esquisto verde (Ortega-Gutiérrez, 1975). Su localidad tipo se encuentra en afloramientos cercanos a una rancharía del mismo nombre, ubicada a 5 km al S de Acatlán. Hasta el momento se desconoce su espesor estratigráfico. Sin embargo se le ha estimado un espesor estructural de 3,000 m

(Ortega-Gutiérrez, 1978). Esta formación se distingue en el campo por la presencia de 2 horizontes índices constituidos de metacaliza y metaconglomerado (Ortega-Gutiérrez, 1975).

2.-Relaciones de campo : De acuerdo con Ortega-Gutiérrez (1978) existe interdigitación entre esta unidad y la Formación Nayaocatlán, cuyo origen pueda ser o es sedimentario, tectónico o intrusivo, y en cuyos casos éste las cartografía como Subgrupo Acateco no diferenciado. En el área de estudio la Formación Tecomate se define como la secuencia que encajona al cuerpo ultramáfico. El contacto entre estas dos unidades está marcado por yuxtaposición tectónica en zonas de fallamiento inverso. El contacto pudo observarse en diversos puntos del área cartografiada como la Barranca del Zapote (NW) y la Barranca de los Venaditos (W) (ver mapa y secciones anexas), y con menor claridad hacia el C. Palo Solito (W) y el C. El Campeón (SW). En la mayoría de los casos éste está caracterizado por la presencia de zonas de intenso cisallamiento y flujo plástico en las serpentinas, en las que el desarrollo de esbesto de fibra deslizada (Crisotilo) es un rasgo común. En otros casos el rompimiento brusco de estructuras y cambios en la actitud de los planos de foliación de las serpentinas, la manera de pequeñas zonas de melange asociadas a rotación y movilización relacionada con el emplazamiento del ultramáfico son características que tipifican en buena medida los límites entre estas dos secuencias. El contacto superior de la Formación Tecomate está expuesto hacia el N y S del área cartografiada. En la porción N se encuentra cubierta en discordancia erosional, por sedimentos lacustres de la Formación Tehuiztzingo, mientras que al centro y Sur se observa cubierta por depósitos conglomeráticos locales de talud.

2.-Litología : La Formación Tecomate, según está definida por Rodríguez-Torres (1970, en Ortega-Gutiérrez, 1978) consiste de semipalitas y arenizas de grano grueso, con horizontes de metacaliza y metaconglomerado.

-Semipalitas Carbonosas.- Este miembro está definido por una alternancia laminada de arenizas calcáreas y pizarras oscuras con filitas carbonosas metamorfosadas en bajo grado. Están compuestas por cuarzo, calcita, sericita, clorita y horizontes de material grafitico con pequeñas cantidades de manganeso. En el área de estudio este miembro aflora en las porciones tanto N y W, como SE. Se expresa como una unidad bien foliada que consiste principalmente de filitas carbonosas de lustre sedoso, muy plegadas y deformadas, atravesadas por vetillas de cuarzo cuyo espesor varía de 2 a 30 cm, y que en ocasiones son concordantes a la foliación. Al microscopio se observa como una alternancia de horizontes finos de grafito (hasta un 10% con una matriz de sericita-muscovita, en la que se observa el desarrollo de dos foliaciones (solo una de ellas, penetrativa) deformadas en micropliegues asimétricos e isópacos. Presenta también cuarzo en mosaicos, agregados microcristalinos, tanto concordantes como discordantes con la foliación. No se observaron carbonatos ni clorita. El grado metamórfico de este miembro es el de esquistos verdes de bajo grado.

Metacalcitas.- Se considera como uno de los horizontes índices de la Formación en vista de su amplia distribución en todo el Complejo. Su espesor es considerado de solo unos cuantos metros (1-5 m) (Ortega-Gutiérrez, 1975). Consiste principalmente de calcita con diferentes proporciones de cuarzo, feldespato y mica. El contenido fósil de este miembro, en especial de Crinoides y restos de moluscos, ha hecho que se le asigne por lo menos una edad posterior al Cámbrico (Fanerozoico) (Ruiz-Castallanos, 1970). Muestras analizadas en la Universidad de Liverpool mostraron la existencia aparente de cistoides que definitivamente darían a la Formación una edad premissisípica y precámbrica (Ortega, 1978). Este miembro no se encontró aflorando en el área de estudio, sin embargo se observó en pequeñas inclusiones o enclaves de aproximadamente 5 cm de diámetro dentro de cuerpo ultramáfico (Barranca los Venaditos), que pudieron haber sido introducidos y arrastrados durante el emplazamiento de la serpentina.

Metaconglomerado.- Este miembro está definido por un conglomerado deformado con cantos de rocas graníticas y felsíticas de solo unos cuantos metros de espesor que afloran en las cercanías de Tecamate. Ortega-Gutiérrez (1978) reporta cantos de granitos gneísicos semejantes a los del Complejo Oaxaqueño precámbrico expuesto en la región central de Oaxaca (presa Yosocuta, 15 km al SW de Huajuapam). Medidas del eje de máxima y mínima deformación hechas en cantos de este miembro, con utilidades para cuantificar la magnitud de la deformación en este miembro (ver Ortega-Gutiérrez, 1975, cap. III). Este miembro se encuentra aflorando en la porción centro-occidental del área de estudio. Consiste de un cuerpo semitabular de color gris oscuro, de 5 a 15 m de espesor aproximadamente. Está formado por clastos angulosos y deformados de cuarzo y posiblemente de feldespato, incipientemente orientados, incluidos en una matriz de lodolítico calcáreo. La imbricación aparente de los clastos en la roca, le da un aspecto de bandeamiento, similar al observado en el miembro de semipelitas y filitas anteriormente descrito. Se encuentra asociado al miembro de areniscas feldespáticas y conglomeráticas al igual que en el reporte de Ortega-Gutiérrez (1975).

Areniscas Feldespáticas.- De acuerdo con Ortega-Gutiérrez (1975) este miembro consiste de meta-arcosas y metagrauvascas posiblemente tobáceas, siendo las primeras ricas en feldespato alcalino, plagioclasa y fragmentos de cuarzo, mientras que en las segundas predomina el cuarzo y la plagioclasa. Para su descripción y cartografía en este trabajo al miembro se ha subdividido en metatobas, meta-arcosas y limos arcillosos, según se describen enseguida.

a) Metatobas.- La mayor superficie de afloramiento se encuentra en la porción Sur, rodeando al cuerpo ultramáfico. Se trata de una unidad de foliación fina en la que alternan horizontes ricos en cuarzo y plagioclasa, con otros ricos en actinolita y mica. Sus texturas al microscopio van de laminadas e incipientemente foliosas, hasta porfidoblasticas y porfidoblasticas. Mineralógicamente están constituidas de

actinolita (25%), zoisita (20%), clorita (20%), que alternan con oligoclasa (frecuentemente poikilitica) no maclada (5%) y cuarzo (10%). La foliación se encuentra cortada en ocasiones por vetillas de epidota hidrotermal que llega a constituir hasta un 30% del total. Su facies metamórfica corresponde en todos los casos a esquistos verdes (paragénesis plagioclasa-actinolita-clorita) posiblemente de bajo grado y baja temperatura. Como probable protolito de esta secuencia se considera a una toba máfica o andesítica, en vista de la ausencia de maclado en las plagioclasas, característica que es más común en rocas con cristalinidad mayor (tabla 2). En la Barranca Los Venaditos, esta capa aparece interdigitada concordantemente con el miembro de filitas carbonosas y semipelitas, mostrando un mayor contenido de epidota y actinolita, con ausencia de zoisita. De igual manera se observa la presencia de uralitas (5%) formadas a partir de clinopiroxeno por hidratación del mineral original (muestras Tec-13 y Tec-19). Hacia la parte Sur (Atopolitlán), en la Barranca Amate Prieto, esta unidad se encuentra con un grado menor de metamorfismo, siendo más típica la laminación y la presencia de vetillas de cuarzo, junto con plegamiento más intenso de la misma. Los contactos de esta unidad con las capas adyacentes de meta-arcosas, limos y con el miembro de semipelitas son transicionales y son interpretados como cambios de facies e interdigitaciones entre estas unidades. A veces esta unidad se yuxtaponen tectónicamente a la de limos y arcillas (en Amatepetlán, fuera del área cartografiada). En otras su contacto con las arcosas feldespáticas está dado a lo largo de zonas de fallamiento lateral derecho (ver plano anexo). Hacia el E, esta unidad se encuentra sobrescrida discordantemente por depósitos conglomeráticos locales de talud que serán descritos posteriormente (Barranca Los Venaditos y Amate Prieto).

b) Meta-arcosas feldespáticas.- Esta capa es bastante común dentro del área de estudio. Sus mejores afloramientos se encuentran hacia la parte SW de la misma, en las cimas conocidas como el C. El Campeón y el C. Centeoyo. Consiste de areniscas de grano grueso de color café claro, formadas principalmente de plagioclasa y cuarzo detrítico dispuestos en una matriz microcristalina de minerales micáceos y arcillas. El grado metamórfico de esta capa es muy bajo y su foliación muy incipiente; es más notable la presencia de pliegues suaves y asimétricos que persisten a lo largo de casi toda la capa. Las relaciones de esta capa con la unidad de metatobas y semipelitas se observó la mayoría de las veces en cambios transicionales de facies. Hacia el SW del área, en Amatepetlán y Atopolitlán las meta-arcosas descansan sobre una capa de limo arcillosos a lo largo de una falla inversa de bajo ángulo con vergencia dominante hacia el SW. Hacia el Cerro El Campeón, esta se encuentra cabalgando suavemente a una serie rítmica de cambios de facies tanto de metatobas y limos arcillosos como de las mismas arcosas feldespáticas. Es importante destacar que esta capa es la que contiene al horizonte marcador de metaconglomerados. Los contactos con este último se observaron más bien abruptos que gradacionales. Esta capa no se observó aflorando en la parte SE del área de estudio.

3) Limos Arcillosos.- La capa consiste de limos de color café claro casi sin metamorfismo, dados por una alternancia de horizontes de arcillas muy delaminables y pequeños lentes de cuarzo. Su foliación es débil, formando pequeñas bandas hasta de 1.5 cm de espesor. En ocasiones esta unidad se observa impregnada de algunas concentraciones de manganeso (pirrolusita) con hábitos dendríticos que por momentos le dan a la roca el aspecto de filitas moteadas. El grado de deformación de esta unidad es casi nulo. Sus afloramientos se restringen exclusivamente a la porción S y SW del área de estudio. Es posible que esta unidad represente la parte basal (?) de la Formación Tecamate (ver sección geológica C-C'). Sus mejores exposiciones se encuentran en Amatepetlan (fuera del área cartografiada) y en el C. El Centeoyo. (ver plano anexo).

III.2.2.- Cobertura Sedimentaria.

A) Formación Tehuizingo. (Calderon-García, 1956).

1.- Definición.- Se define a la Formación Tehuizingo como una unidad formada por depósitos lacustres bien estratificados, formados por bancos de arenizas calcáreas, de espesor variable (20 cm hasta 2 m), arcillosas, de grano grueso a medio, que afloran desde 11 km antes de la población de Tehuizingo (Carretera 190). El área de estudio se reconoce como la localidad tipo de esta formación.

2.- Litología.- Consiste de una secuencia de color pardo a verdosa, de estratificación media, de arenizas conglomeráticas con matriz calcárea, interestratificadas con bandas de pedernal gris y horizontes de tobas. Al microscopio están formadas principalmente por una matriz micro y hasta criptocristalina de cuarzo, pedernal y calcita (40%). Los clastos incluyen cristales de cuarzo y plagioclasa (40%) de origen posiblemente volcánico. Los horizontes de tobas contienen como fragmentos (hasta 20%) de filitas de grafito, traquibasaltos y andesitas, pórfidos andesíticos y pedernal, hasta de 30 cm de diámetro. Calderon-García (1956) reporta la presencia de restos de ostracodos y material vegetal, con el que se le ha asignado una edad correspondiente al Pleistoceno(?). Se encuentra sobreyaciendo en discordancia erosional tanto a las rocas de la Formación Tecamate (miembro de semipelitas) como al cuerpo ultramáfico, hacia el N del área de estudio. Presenta echados que van de subverticales a verticales. Se extiende hacia toda la parte E del área formando una planicie de relleno lacustre en la que resaltan como pequeñas lomas redondeadas de escasa vegetación (Tecolutla). De la observación de sus afloramientos se le estima un espesor tentativo de 100 a 150 m. Inmediatamente al Sur de Tecolutla se sobreyacen en forma discordante depósitos conglomeráticos de talud.

Hacia la parte centro y sur del área (Tecolutla y Atopoltilian) se encuentra suavemente plegada, formando pequeños anticlinales y sinclinales muy amplios y simétricos, predominando los echados subhorizontales. Sus afloramientos se extienden

nasta la altura del entronque del camino que va a Piaxtla y Tecomatlán (al S del área cartografiada).

B) Depósitos Conglomeráticos.- Esta unidad está constituida por un conglomerado polimictico de consolidación débil y de estratificación mediana a gruesa. Sus mejores afloramientos se encuentran en las cercanías de Tecolutla y Atopolitlán. Consta de fragmentos subredondeados e subangulosos, de filitas de sericita, esquistos de serpentina, serpentinitas, tobas volcánicas, cuarzo lechoso y horizontes fuertemente limonitizados, dispuestos en una matriz calcárea rojiza.

Los estratos están caracterizados por pequeñas y continuas interrupciones en el depósito. Se observa en algunos casos una imbricación aparente de los clastos, aunque su aspecto es en general caótico desordenado (Barranca el Ciruelo). Esta unidad está atravesada por numerosos planos de discontinuidad, algunos de ellos, verdaderas fallas de desplazamiento lateral. En su mayoría son normales, asociadas con eventos recientes seguramente de carácter distensivo (Barranca Los Venaditos). Estos planos además se caracterizan por tener abundantes carbonatos como material de relleno.

Se encuentran sobreyaciendo en discordancia tanto a los depósitos lacustres del Reciente, como a la Formación Tecamate y el mismo cuerpo ultramáfico. El mínimo espesor estimado para el área de estudio es de unos 150 m.

El origen de esta secuencia se asocia a un levantamiento local brusco de la zona por efectos de actividad reciente (posiblemente hidrotermal o volcánica, seguida de la erosión de la cobertura) que origina depósitos de talud, prácticamente sin transporte, formados por clastos de la Formación Tecamate, Tehuitzingo, y de la unidad ultramáfica. En vista de su posición estratigráfica respecto de la Formación Tehuitzingo, la edad probable de esta unidad corresponde al Reciente, sin embargo existe la posibilidad de ser correlacionable con el Conglomerado de la Fm. Balzas (en Ortega et. al. 1960) de edad oligocénica, en tanto el alcance estratigráfico por ende de la Formación Tehuitzingo fuera Eoceno Superior. La solución a esta indeterminación sería posible a partir de otro tipo de organismos que indicaran con mayor precisión la edad de esta formación y su alcance estratigráfico (posiblemente polen o esporas).

III.3. DESCRIPCIÓN Y PETROLOGÍA DEL CUERPO ULTRAMAFICO.

Un resumen de las características petrológicas principales de un total de 37 serpentinitas analizadas al microscopio se presenta en la Tabla I. Estas incluyen serpentinitas masivas, esquistos de serpentina, esquistos de talco y esquistos de clorita, los cuales definen la secuencia que forma el complejo ultramáfico. Además de estas unidades se reconocen dos unidades máficas más: una de metagabros y otra de espirolitas-andesíticas que en conjunto definen el entorno litológico de las serpentinas. Ortega (1975) define como Formación Wayacatlán a una unidad compuesta de esquistos verde, anfífolita, metagabro, espirolita, serpentinita, andesita,

Tabla I. Características petrológicas del miembro ultramáfico.

MUESTRA	S	CL	AC	C	M	T	CLASIFICACION	OBSERVACIONES
TLA-1	X	#	#	/	/	0	Serpentinita masiva.	Textura en vidrio de reloj. Carbonatos y magnetita en vetillas. Magnetismo alto.
TLA-2	X	0	0	#	/	0	Esq. serpentina	Textura en enrejado. Carbonatos sólo diseminados
TLA-4	X	0	0	/	#	#	Esq. serpentina	No magnética. Carbonatos en mosaicos recristalizado. Óxidos.
TLA-5	X	0	0	0	#	0	Esq. serpentina	Magnetismo medio-bajo. Magnetita sólo diseminada.
TLA-6	X	0	0	#	/	0	Serpentinita masiva	Magnetismo alto. Textura masiva, no foliada.
TLA-7	X	#	0	0	/	T	Serpentinita porfidoblástica	Magnetismo alto. Fenocristales de crisotilo. Masiva.
TLA-8	X	0	0	0	/	T	Esq. serpentina	Magnetismo medio. Asbesto en fibra cruzada en vetillas. Óxidos.
TLA-9	X	/	0	0	/	0	Esq. serpentina y clorita.	Clorita magnésica. Eiotita hidrotermal (T). Textura porfidoblástica.
TLA-10	X	/	0	0	/	0	Esq. serpentina y clorita.	Asbesto fibra deslizada. Microplegues. Clorita magnésica.
TLA-11	X	0	0	0	/	0	Esq. serpentina	Vetillas asbesto fibra cruzada.
TLA-12	X	0	0	/	#	0	Esq. serpentina	Magnetismo bajo. Hematita.
TLA-13	/	0	0	/	#	0	Esq. serpentina	Silice secundario. Alto contenido de Carbonatos.
TLA-14	X	#	0	0	/	0	Esq. serpentina	Microplegues cerrados. Lizardita (?)
TLA-15	X	0	0	/	#	T	Esq. serpentina	Magnetismo bajo. Alto contenido de Carbonatos.
TLA-18	X	0	0	/	/	0	Esq. serpentina	Textura masiva. Planos de cisalla. Hematita (T).
TLA-19	/	0	0	X	0	/	Esq. talco	No magnética. Carbonatos recristalizados.
TLA-20	X	0	0	/	#	0	Serpentinita masiva	Matriz lizardita (?). Textura masiva.
TEC-1	X	0	0	/	#	T	Serpentinita masiva	Matriz lizardita (?). Magnetismo bajo.
TEC-2	X	0	0	0	/	0	Esq. serpentina	Los foliaciones penetrativas. Microplegues.
TEC-3	X	#	0	0	/	0	Esq. serpentina	Foliación penetrativa. Matriz de lizardita (?).

Tabla I. Continuación.

TEC-4	X	0	0	#	/	0	Serpentinita masiva.	Magnetismo bajo. Textura masiva. Carbonatos ausentes.
TEC-6	X	0	0	#	/	0	Serpentinita masiva.	Magnetismo alto. Vetillas en stockwork de carbonatos.
TEC-7	#	0	0	X	#	/	Esq. talco.	Silice secundario. Hematita (T). Vetillas magnésita.
TEC-8	/	#	0	X	/	#	Esq. serpentina	Alto contenido de magnésita. Clorita magnésica. Planos de cizalla.
TEC-9	X	#	0	/	#	0	Serpentinita masiva.	Magnetismo bajo. Cúmulos de serpentinita.
TEC-10	#	X	0	0	#	0	Esq. clorita	Clorita magnésica. Magnetismo bajo.
TEC-11	X	/	0	0	/	#	Serpentinita masiva.	Planos de cizalla. Clinocloro (?). Matriz de lizardita (?).
TEC-14	0	0	0	0	#	X	Esq. talco.	No magnética. Foliación fina. Carbonatos ausentes.
TEC-15	X	#	0	0	/	0	Esq. serpentina	Magnetismo alto. Carbonatos ausentes.
TEC-16	#	X	0	0	0	0	Esq. clorita	No magnética. Septecloritas (?).
TEC-17	0	X	0	/	#	/	Esq. clorita y talco	Alteración hidrotermal. Foliación fina. Micropliegues.
TEC-18	X	/	0	/	#	T	Esq. serpentina	No magnética. Magnesita en planos de foliación.
TEC-22	X	0	0	#	/	0	Esq. serpentina	Magnetismo alto. Foliación fina.
TEC-24	X	0	0	/	/	T	Esq. serpentina	Magnetismo alto. Hematita (T).
TEC-27	X	/	0	/	T	0	Serpentinita	No magnética. Matriz microcristalina de lizardita (?).

CLAVES :

X-- PRESENTE EN MAS DEL 50%
 /-- MENOS DEL 30%
 #-- MENOS DEL 5%
 T-- TRAZA
 0-- AUSENTE

S--SERPENTINA
 CL--CLORITA
 AC--ACTINOLITA
 C--CARBONATOS
 M--MAGNETITA
 T--TALCO

esquistos pelíticos (filoníticos) y cuarcita cuyo carácter general es gabroico.

La unidad es interpretada como un complejo ofiolítico (carácter que no es demostrable en vista de la compleja historia geológica de esta formación) originalmente formado por peridotita, gabro-dolerita, basalto y sedimentos pelágicos asociados. A continuación se describe en forma general los miembros máficos y ultramáficos haciendo énfasis en sus características petrológicas.

III.3.1. Miembros máficos.

Espilitas.- Esta unidad consiste de diques afaníticos discordantes, no magnéticos y en general densamente fracturados, de color verde olivo, intercalados en los esquistos de serpentina y cuyos espesores van de 1 a 5 m.

El más potente de estos se encuentra aflorando en la parte central del cuerpo ultramáfico (Barranca los Venaditos).

Al microscopio presenta una textura pseudotraquítica, en la cual las plagioclasas han sido totalmente albitizadas. Esta formada por albita (55%); feldespato potásico fuertemente caolinitado (10%) y biotita (10%) originador por un proceso de alteración potásica; actinolita (5%), calcita tanto en vetillas como disseminada (5%) y una matriz de clorita férrica y magnetita (15%). Frecuentemente se observaron zonas de argilitación intensa y selectiva en los feldespatos y en ocasiones en la matriz.

Este miembro se clasificó de acuerdo con Amstutz (1974) como una espilita de albita y biotita (muestra Tec-20). El segundo de estos diques tabulares se encuentra aflorando en las inmediaciones del contacto del cuerpo ultramáfico con la Formación Tecamate, también en la Barranca de los Venaditos. Se trata de un dique afanítico masivo de color verde oscuro, que se encuentra sobrepuesto en forma cortante al miembro de semipelitas carbonosas de la Formación Tecamate.

Al microscopio desarrolla una textura microlítica de aspecto inequigranular. Al igual que la unidad anterior, presenta una marcada albitización de las plagioclasas originales. Esta compuesta por albita (60%) y muy pocas cantidades de feldespato potásico (hidrotermal). Se llegó a observar hasta un 3% de cuarzo microcristalino (también hidrotermal). Como accesorios principales se encuentran únicamente la clorita férrica (10%) que forma la matriz y la magnetita (en grandes cuadradas) hasta en un 5 y 10%. En comparación con la muestra anterior la biotita está ausente. La calcita se presenta en vetillas y disseminada hasta en un 5% (muestra Tec-21).

Siguiendo el mismo criterio de Amstutz (1974), esta muestra se clasificó como una espilita de albita-clorita. La presencia de este último mineral en ambos miembros se encuentra asociada a un proceso de devitrificación de la matriz original. En vista de que el vidrio es considerado como altamente inestable en presencia de agua, la formación de palagonita es un producto de intemperismo asociado a su alteración. Posterior a ésta, y bajo condiciones aún hidratadas la formación de clorita es un fenómeno observado con frecuencia. Moore (1966) encuentra como productos secundarios a la palagonita, además de la clorita, la

liberación de manganeso, sodio y calcio. Este autor reporta la precipitación de manganeso en la superficie de basaltos espilitizados.

Los contactos de los diques con el ultramáfico muestran algunos efectos de metamorfismo y actividad hidrotermal, desarrollando zonas de oxidación y hematización de magnetita asociadas probablemente al emplazamiento de éstos.

En cuanto a su origen, las rocas espiliticas son consideradas dentro de dos grandes grupos (Amstutz, 1974) : a) aquellas originadas por procesos hidromagnéticos en las últimas etapas de la cristalización de un magma basáltico y andesítico (origen Primario), y b) aquellas originadas por procesos posteriores a la consolidación del magma, por ejemplo hidrotermalismo, metamorfismo (facies esquistos verde) e incluso diagénesis (origen secundario). La magnitud de los ajustes mineralógicos y la preservación de rasgos texturales originales (flujo magnético y orientación mineralógica) son criterios que se han considerado en la problemática acerca del origen de las espilitas. Vallance (1965) reconoce que aquellas espilitas que presentan evidencias de ajustes mineralógicos mas amplios, deben asociarse a un origen posterior a la consolidación magnética. En el caso contrario, algunos basaltos oceánicos muy recientes han presentado grados de espilitización en fases albiticas, a veces mayores que otros de edades más antiguas, con lo cual algunos autores consideran a la espilitización como un proceso Primario (Amstutz, 1974). De la misma manera existen basaltos intrusivos que muestran inclusive fases albiticas mas avanzadas que los extrusivos y de fondo oceánico, que son análogos en sus elementos de fabrica, pero que difieren drásticamente por presentar una paragénesis mineral en facies de esquistos verde, y que por ende su origen es asociado a fenómenos metamórficos y diagenéticos (Vallance, 1974). Sería impropio en este trabajo apoyar categóricamente alguna de las opiniones anteriormente descritas. Sin embargo en vista de las características mineralógicas y estructurales, así como de las relaciones de contacto con las unidades adyacentes, es posible pensar en que las espilitas analizadas sean consideradas como rocas que han estado sujetas a la intervención de agentes metamórficos e hidrotermales, posteriores a su consolidación, adjudicándoseles tentativamente un origen secundario. En este sentido es que son involucradas dentro de un modelo de emplazamiento del cuerpo ultramáfico cuyo contacto será discutido mas adelante.

Metagabro.- Este miembro aflora en forma de pequeños mantos aislados o diques tabulares de color verde claro, con espesores hasta de 1 m, encajonados en los esquistos de serpentina. En apariencia se trata de fracciones arrastradas por la masa serpentinitica, lo cual le da el carácter de una filonita. Su ocurrencia no es muy común, y únicamente se localizaron dos localidades en donde esta unidad esta presente. La primera, hacia el SW del cuerpo ultramáfico, en el C. Palo Solito (ver plano anexo) en donde se encuentra mejor expuesto, aunque los contactos de este con los esquistos de serpentina están ocultos por la presencia de vegetación, aquí. En el

segundo caso, aflora hacia la parte centro-Este del cuerpo ultramáfico, en la loma conocida como el C. Coscomate, donde se presenta en forma de dique discordante con la foliación de las serpentinas. Es bien importante mencionar que en este caso aparece en los cortes mineros que están siendo explotados actualmente.

Al microscopio, esta unidad consta principalmente de plagioclasa (andesina-labradorita) en granos anedrales frecuentemente poikiliticos, con inclusiones microcristalinas no orientadas de ortopiroxeno (enstatita), dispuestos en un agregado intergranular meso y microcristalino (de origen cataclástico) de augita y tremolita muy debilmente foliado. Se estimaron localmente los contenidos de augita y tremolita, que alcanzan un 10 y un .15% respectivamente; la labradorita ocupa el resto de la muestra, junto con los porcentajes menores de enstatita. De acuerdo con Streckeisen (1973) esta unidad se clasifica como un Gabro de augita y tremolita.

III.3.2. Miembros ultramáficos.

a) Esquistos de serpentina.- Esta unidad constituye la parte mas importante del cuerpo ultramáfico. Aflora prácticamente en todo el cuerpo y es la unidad litológica cartografiada con mayor detalle en vista de sus implicaciones estructurales, y litológicas dentro de la mecánica de emplazamiento del ultramáfico. Consiste de masas bien foliadas de serpentina (cristotilo y lizardita) en las que el accesorio dominante es la magnetita en forma de vetillas muy finas y a veces diseminada, producto de la serpentinización. De acuerdo con Delgado-Aragote (1986) es posible medir el grado de serpentinización de un cuerpo ultramáfico a partir de la densidad de magnetita secundaria con patrones de arreglo en "stock work", usando el criterio empleado para el caso de depósitos tipo pórfido cuprífero (Haynes y Titley, 1980).

Sin embargo este tipo de mediciones no pudieron realizarse, dado que los arreglos que guardan las vetillas de magnetita secundaria respecto a la serpentina son en todos los casos, a escalas submicroscópicas. De cualquier manera, a través de los estudios petrológicos realizados en esquistos de serpentina y con base en la ausencia casi total de minerales primarios y texturas originales, se ha considerado en este trabajo que el grado de serpentinización en todo el cuerpo ultramáfico es cercano al 100%. Este hecho será discutido posteriormente para tratar de explicar el mecanismo de emplazamiento del mismo. Un muestreo sistemático de esquistos de serpentina dentro del cuerpo ultramáfico permitió la elaboración de la tabla I, en la que se muestra el contenido mineral principal y algunas características petrológicas sobresalientes de un total de 37 muestras seleccionadas. Se incluyen las mediciones hechas en campo, del magnetismo relativo de cada una de estas, efectuado con un imán de mano.

El principal constituyente de estas muestras es la serpentina, cuya abundancia llega a sobrepasar el 75%. En la mayoría de los casos este presente en escamas y agregados tabulares, bien foliados, a veces de birrefringencias anómalas

(amarillo primer orden) de la variedad crisotilo. Los intersticios entre estos están ocupados totalmente por una matriz microcristalina de cristales aciculares probablemente de lizardita (?).

Los arreglos texturales en las serpentinas analizadas incluyen texturas en mallas o en enrejado (mesh textures) que en otros casos se convierten en arreglos radiales (en reloj de arena o hourglass textures) sobre todo para los agregados finos de lizardita. El microcizallamiento y la formación de micropliegues, algunos de ellos suaves y otros apretados y en chevron, es otro rasgo tanto textural como estructural de esta unidad.

Los accesorios principales de esta unidad son :

-Magnetita.- Generalmente secundaria (en vetillas y diseminada), hasta en un 15 y 20%, que excepcionalmente se presenta en granos agregados intercalados con lizardita, dando la apariencia de ser posibles pseudomorfos (bastitas) después de clino u ortopiroxenos; comúnmente asociada con calcita y magnesita en vetillas de relleno secundario. Algunas muestras no desarrollan arreglos de magnetita en vetillas, presentándose ésta solamente en forma diseminada. En estos casos se lograron observar algunos granos de secciones poligonales cuadradas, a diferencia de los secundarios comúnmente anedrales. Es importante hacer notar que en su mayor parte, la magnetita secundaria deriva de olivinos (Coleman, 1971).

-Calcita y magnesita.- Frecuentemente en vetillas de relleno alojadas en fracturas y diseminadas en mosaicos policristalinos de extinciones simétricas y crucero perfecto. Comúnmente asociadas con óxidos. Se diferencian entre sí primordialmente por los colores pardos y la asociación con óxidos en la magnesita, mientras que la calcita se presenta en agregados mas limpios e incoloros.

El porcentaje de abundancia de estos llega a sobrepasar el 30%, sobre todo para muestras de las porciones centro y sur del ultramáfico, mientras que para algunas localidades de la parte norte están prácticamente ausentes. Es muy común encontrarlos en la superficie de intemperismo de las serpentinas, y en pequeños lentes alternando concordantemente con la foliación y atravesando a las masas ultramáficas. Se llegaron a observar también en los diques espiliticos.

La presencia de estos minerales y su forma de ocurrencia acusan un evento hidrotermal (metasomático) posterior o en traslape con la última etapa de serpentinización del cuerpo ultramáfico, que se manifiesta en mayor grado hacia las porciones centro y sur del mismo. Son eventuales los bloques de magnesite incluidos en la serpentina, aunque su ocurrencia ha permitido su explotación a pequeña escala (Barranca el Condorcillo y Cerro el Copale).

Falco.- Se presenta en agregados finos y pequeñas escamas íntimamente asociado a la presencia de la magnesita por lo que se le encuentra en las vetillas y fracturas de relleno hidrotermal. Comúnmente se observa con hábitos fibrosos y

acicularas microcristalinos anédricos. Es frecuente en planos de movimiento y flujo plástico de las serpentinas así como en zonas de cisallamiento y desplazamiento lateral (Cerro el Campeón).

En ocasiones se presenta en masas verdosas compactas de lustras sedosas y buena calidad según se observa en algunas catas y trincheras en el Cerro de la Cubata y el Campeón. En la mayoría de las muestras esta presente en porcentajes menores al 5%, e incluso en algunas esta totalmente ausente, sobre todo aquellas correspondientes a la porción norte. Este mineral también ha sido explotado en obras a pico y pala, aunque su distribución errática ha propiciado el abandono de la mayoría de los prospectos. La presencia de este mineral también se asocia a una actividad metasonámica.

Clorita.- Es un accesorio muy común en los esquistos de serpentina. Generalmente se presenta alternando concordantemente en las masas bien foliadas de crisotilo. Al igual que éste, se le puede observar en granos mesocristalinos anédricos de birrefringencias muy bajas (gris-café oscuro de primer orden) y ocasionalmente en agregados policristalinos de hábitos aparentemente radiales con algunas inclusiones de magnetita diseminada y crucero imperfecto. Su color es por lo regular pardo claro y su pleocroísmo muy débil. Por sus propiedades ópticas se identificó como una variedad rica en magnesio. Sus órdenes de abundancia oscilan entre el 5 y el 15%. Winkler (1979) explica la formación de clorita magnética a partir de la presencia de Al₂O₃ dentro del sistema MgO-SiO₂-H₂O de las serpentinitas.

Actinolita.- Se encuentra como un accesorio mas bien raro, presente en muy pocas ocasiones en los esquistos de serpentina. Ocurre en cristales pequeños de hábitos fibrosos, aciculares y radiales. Su abundancia en todos los casos es menor al 5%. Se presenta excepcionalmente en pequeños cuerpos podiformes, en donde el tamaño de sus cristales (en disposición también radial) alcanza hasta 5 cm de largo (Cerro Coscomate). Como accesorio es mas comunmente observado en las porciones Norte del cuerpo serpentinizado. La presencia de la asociación actinolita-tremolita indica la participación del CO₂ como componente adicional del sistema MgO-SiO₂-H₂O, aunque diferentes estudios demuestran que ésta es mas estable bajo temperaturas de resición mayores a los 400 grados C. en metaserpentinitas (Winkler, 1979). De lo anterior, y a partir de la ocurrencia de este mineral en los esquistos de serpentina se ha considerado que el grado metamórfico de esta unidad es de muy bajo a bajo.

Cromita.- Este mineral no se observó como accesorio de los esquistos de serpentina, sin embargo se presenta alojada en forma de cuerpos podiformes y pequeños lentes no magnéticos in situ, concordantes con la foliación. Su disposición es errática por lo que los prospectos por este mineral han sido abandonados. La mayoría de las ocasiones se encontró como cantos y material rodado en los arroyos que atraviesan el cuerpo ultramáfico que por algún tiempo formaron depósitos de placer que fueron explotados parcialmente. Scills-Muñoz (1979) reporta anomalías de

romo hasta del 11% en muestras de los prospectos mineros en Lengua de Vaca (al W de Tlachinola). Como valores promedio de Cr y Ni se reportan 0.32 y 0.19% respectivamente, por lo que no se consideran como económicamente rentables para su explotación.

El origen de los pods de cromo en rocas ultramáficas es hasta ahora poco conocido. Los más estudiados son aquellos incluidos en intrusivos lherzolíticos de tipo alpino, cuyo emplazamiento se ha asociado a eventos de ascenso de material del manto en forma diapírica (Nicolas y Violette, 1982, en Leblanc y Violette, 1983). Leblanc y Violette (1983) interpretan el origen de pods de cromita y aluminio, asociados a procesos de fusión parcial y generación de megmas en zonas de transición entre harzburgitas y lherzolitas, donde la formación de estos manifiesta varias etapas a través del proceso de ascenso de las peridotitas del manto. Stanton (1972) refiere como típica la formación de pods de cromita con peridotitas de olivino serpentinizadas, también para el caso de intrusivos de tipo alpino. El mismo autor hace mención (con base en las características de estos intrusivos) sobre la probabilidad de que no exista ningún cinturón serpentínico en estos cuerpos que de algún modo no contenga una suficiente concentración, tamaño y riqueza de cromita como para constituir un yacimiento.

b) Serpentinizas masivas. - En general este miembro se encuentra alojado en cuerpos tabulares hasta de 5 m de espesor, en su mayoría fuertemente magnéticos. Están presentes más consistentemente en la porción sur del cuerpo serpentinizado, y en menor cantidad hacia la parte norte.

En contraste con los esquistos de serpentina que los encajonan, sus texturas son por lo general masivas y ocasionalmente porfidoblásticas. Sus estructuras están delimitadas por sistemas persistentes de diaclacamiento agrupados en dos tendencias principales N-NW y E-NE (ver plano anexo). Mineralógicamente son similares en cuanto a la abundancia relativa de sus componentes (crisotilo-lizardita > 50%), sin embargo, a diferencia de la unidad anterior, en algunos de ellos se observó que la presencia de carbonatos era muy baja, y en general no sobrepasaba el 30%. Hacia la zona centro es común encontrar el desarrollo de fenocristales de crisotilo inmersos en una matriz de lizardita (?) y magnetita. Los carbonatos presentes, en su mayor parte magnetita en vetillas, muestran un arreglo de tipo stockwork comúnmente asociadas con fracciones ricas en óxidos. Otros accesorios presentes son talco (T) y clorita que en conjunto forman el 5-10% de la roca. Químicamente sus análisis son similares a los obtenidos para esquistos de serpentina, sin embargo los valores de Fe^{2+} y SiO_2 varían ligeramente para ambos casos. Resulta de nuevo el alto contenido de magnesio para este miembro, mientras que el hierro total por lo general se mantiene constante del 7 al 8%. El origen de estos diques puede encontrarse asociado a fracciones segregadas del ultramáfico original por procesos de diferenciación magnética, que al momento de la serpentinización fueron reactivos e inyectados plásticamente en la masa serpentinizada en ascenso.

c) Esquistos de clorita. Esta unidad se encuentra intercalada erráticamente en los esquistos de serpentina, y no es posible diferenciarla cartográficamente ya que representa variaciones composicionales producto de la última actividad hidrotermal, que como se ha mencionado, se acentúa hacia la porción centro y sur del ultramáfico. Consiste de esquistos bien foliados cuyo componente principal es la clorita magnésica que ocupa hasta un 80% del total de la muestra. Sus principales accesorios son crisotilo (5%), magnetita (<5%), y trazas de hematita.

Posiblemente parte de estas masas cloríticas incluyan porciones de septeclorita en agregados laminares muy similares a los ocupados por el crisotilo. Este intercambio estructural es posible considerarlo también producto de un incremento en la temperatura (hasta 500 grados C) para lo cual este grupo de minerales resulta estable (Beer, et al, 1963).

El uso de espectros de difracción de rayos X es el método más empleado en la identificación del tipo de estructura mineral, por lo que en este caso los métodos de identificación óptica resultan imprecisos.

d) Esquistos de talco.- Las zonas de contacto entre el ultramáfico y la Formación Tecamate (Barranca El Tule, Cerro El Campeón, etc.) y los planos de movimiento diferencial, y desplazamiento lateral en las partes internas del cuerpo serpentinizado (Cerro la Cubata, Coscomate) están caracterizadas por la formación de esquistos de talco. Aunque esta unidad define propiamente zonas de discontinuidad, es posible observarla en pequeñas masas y lentes dentro de los esquistos de serpentina.

Se trata de esquistos con foliación muy fina (no penetrativa) en los cuales se desarrolla el talco en cristales aciculares muy finos (microcristalinos) en forma de pequeñas escamas en las que alterna magnetita secundaria anédrica. Los lustres sedosos y grasos son propiedades muy dominantes en los afloramientos de este miembro.

Dos de las localidades de talco más importantes del área son el Cerro de la Cubata y el Cerro Campeón. En la primera se hallan localizados algunos prospectos en pequeños socavones y catas a cielo abierto; en la segunda se explotó el talco en pequeña escala por algún tiempo. Actualmente no se explota en ninguna de las localidades mencionadas.

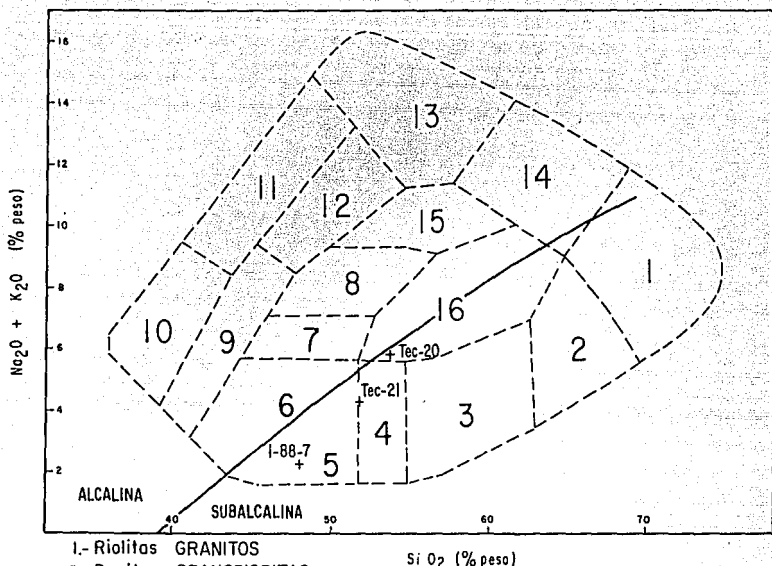
La formación de esquistos de talco por alteración hidrotermal de rocas ultramáficas generalmente se describe como un proceso de esteatización. Esta puede estar asociada con la serpentinitización, aunque se han descrito esquistos de talco en rocas ultramáficas no serpentinizadas (Beer, et al., 1963). De cualquier forma, en el caso de estudio la esteatización se ha considerado como un proceso subsecuente a la serpentinitización, desarrollada durante un período de metasomatismo de bajo grado que afecta a toda la secuencia descrita.

III.3.3. Características químicas de los miembros máfico-ultramáficos.

En la tabla II se muestran los análisis químicos y normativos de 11 muestras máfico-ultramáficas correspondientes al área de estudio. Estos fueron practicados en el Instituto de Geología UNAM. La muestra número 12 (F01477) corresponde al análisis químico de una muestra de serpentinita de la Formación Mayacatlán en la localidad de Piaxtla-Tecomatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978). Además se presentan las normas calculadas para cada una de estas muestras. Las muestras Tec-20 y Tec-21 corresponden a los análisis de los diques espiroticos que son graficados en el diagrama de Conn et al (1973) en la figura 5, al cual se le añade la línea de diferenciación de los campos alcalino y subalcalino de Irvine y Baragar (1971). Según esta nomenclatura, la clasificación para éstas es de una traquiandesita y una andesita basáltica. Se ubica en este diagrama la muestra I-88-7 correspondiente a la unidad de esquistos máficos de Piaxtla-Tecomatlán, quedando incluida en el campo de los basaltos toleíticos y alcalinos. No fue posible incluir el análisis correspondiente a la unidad de metagabro en vista de encontrarse en proceso al momento de la elaboración del presente trabajo. Los análisis para las serpentinitas corresponden a las muestras TLA-1, TLA-9, TLA-11, TEC-17, y TEC-10. Las muestras TEC-13 y TEC-19 corresponden al miembro de metabasos de la Formación Tecomate. Por último el análisis de TLA-19 corresponde a un esquistos de talco (observarse el contenido de agua). En la figura 6 se muestra la tendencia química de las rocas en un diagrama AMF. De acuerdo con Kuno (1966) la tendencia de la serie es subalcalina. Son notorios los contenidos de magnesio para las rocas ultramáficas, que en ocasiones excede al 30%. Una composición promedio con base en los minerales normativos de las muestras de rocas ultramáficas arroja un porcentaje (en términos de clasificación) del 54.6% de olivino y 45.4% de hiperstena. Reuniendo que el metamorfismo que afectó a la secuencia, no transformó considerablemente la composición original del cuerpo ultramáfico, es posible aproximar utilizando una clasificación con base en estos minerales normativos, el rango de composición para el protolito de estas unidades. La clasificación de una roca ultramáfica con esa composición sería entonces correspondiente a la de las harburgitas (Le Naire, 1978).

III.4. CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DEL CUERPO ULTRAMAFICO

Se realizó en campo la medición sistemática de la actitud de los planos de foliación, desclasmiento, fracturas y fallas mayores, obteniéndose un promedio de 500 datos estructurales que fueron manejados estadísticamente tanto en diagramas de polos y focalidad de Schmidt y Lippscak respectivamente, como rosetas de



- 1.- Riolitas GRANITOS
 - 2.- Dacitas GRANODIORITAS
 - 3.- Andesitas DIORITAS
 - 4.- Andesitas basálticas DIORITAS
 - 5.- Basaltos alcalinos Doleíticos Basaltos GABROS Picritas
 - 6.- Basaltos alcalinos de Olivo Basaltos GABROS Picritas
 - 7.- Hawaiitas
 - 8.- Mugearitas Traquibasaltos Sienogabros
 - 9.- Basanitos Tetritas THERALITAS-ESSEXITAS
 - 10.- Nefelinitas IJOLITAS
 - 11.- Nefelinitas fonolíticas IJOLITAS-SIENITAS DE NEFELINA
 - 12.- Tetritas fonolíticas SIENITAS DE NEFELINA
 - 13.- Fonolitas SIENITAS DE NEFELINA
 - 14.- Traquitas SIENITAS
 - 15.- Benmureitas SIENITAS MONZOGABROS O SIENOGABROS
 - 16.- Traquiandesitas o Latitas MONZONITAS
- +.- Muestra

Fig5.-Clasificación química de las muestras Tec-20/Tec-21(Espilitas) e I-88-7 (Esq Máfico Piaxtla). Según Cox, et al (1979). La línea discontinua según Irvine y Barragar (1971) para los Campos Alcalino y Subalcalino.

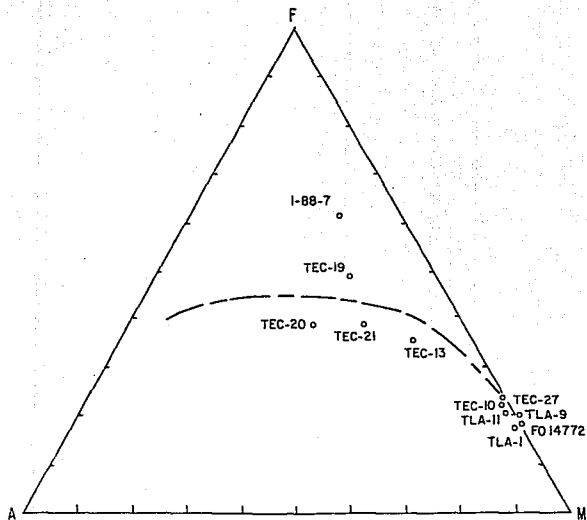


Fig 6.-Diagrama AMF de la secuencia máfico-Ultramáfica (Según Kuno, 1960).

fracturas y diaclásas.

El comportamiento de los planos de foliación y las orientaciones de los círculos máximos fueron comparadas con diagramas obtenidos para las rocas encajonadas (Formación Tecamate).

III.4.1.- Diagramas de polos .

Para fines de descripción, y en función de las características litológicas anteriormente descritas (especialmente la diferencia en los grados de alteración hidrotermal observados) se ha dividido al cuerpo serpentinizado en tres regiones principales que a continuación se presentan.

a) Porción Norte .- En la figura 7 se presenta la distribución de densidades de un total de 49 polos de foliación medidos en el área del ultramáfico correspondiente al Eje de Tlachinolá. Los intervalos de densidad son 2.04, 4.08, 6.12, 8.16, 10.24, y 14.28 por 1% de área.

La orientación del círculo máximo que pasa por los puntos de mayor densidad de concentración de polos es N80W. El polo de ese círculo máximo se señala como B, que corresponde a la orientación del eje de una estructura plegada formada por los 49 planos medidos (ver Ragan, 1980, pag 19).

De esta forma y por construcción geométrica, un plano que contenga al eje del pliegue B será el plano axial de la estructura involucrada. En este caso la orientación del plano axial es N20E, de echado aproximadamente vertical.

Es importante puntualizar que de las tres regiones estudiadas estructuralmente, esta es la que manifiesta una mejor correlación con los datos analizados. (fig. 8 y 9)

b) Porción Centro.- De la misma forma hace el estudio de un total de 53 polos correspondientes a la porción Centro del cuerpo ultramáfico (área de Tecoluitla). En este caso se obtiene una menor correlación con los datos analizados (fig. 8). De cualquier manera la orientación del círculo mayor que abarca las mayores concentraciones de polos es de N84W. Los intervalos de densidades son de 1.89, 3.78, 5.67, 7.56, y 9.45 por 1% de área. Se señala como B al eje de la estructura plegada que incluye a los planos de foliación medidos. En este caso la orientación del plano axial que comprende al eje del pliegue corresponde a N15E con un echado promedio de 63 grados al W.

c) Porción Sur.-En la figura 9 se muestra la distribución de los intervalos de densidad medidos para un total 47 polos de foliación correspondientes a la zona sur (Atcopiltitlán) del cuerpo ultramáfico. Los intervalos son 2.16, 4.26, 6.36, 8.52, 10.65 y 12.68 por 1% de área.

La orientación del círculo mayor corresponde a N61W. Se marca a B como la orientación del eje del pliegue, y el plano axial que contiene a esta línea tiene una orientación N38E con un echado vertical.

III.4.2. Rosetas de fracturas y diaclásas.

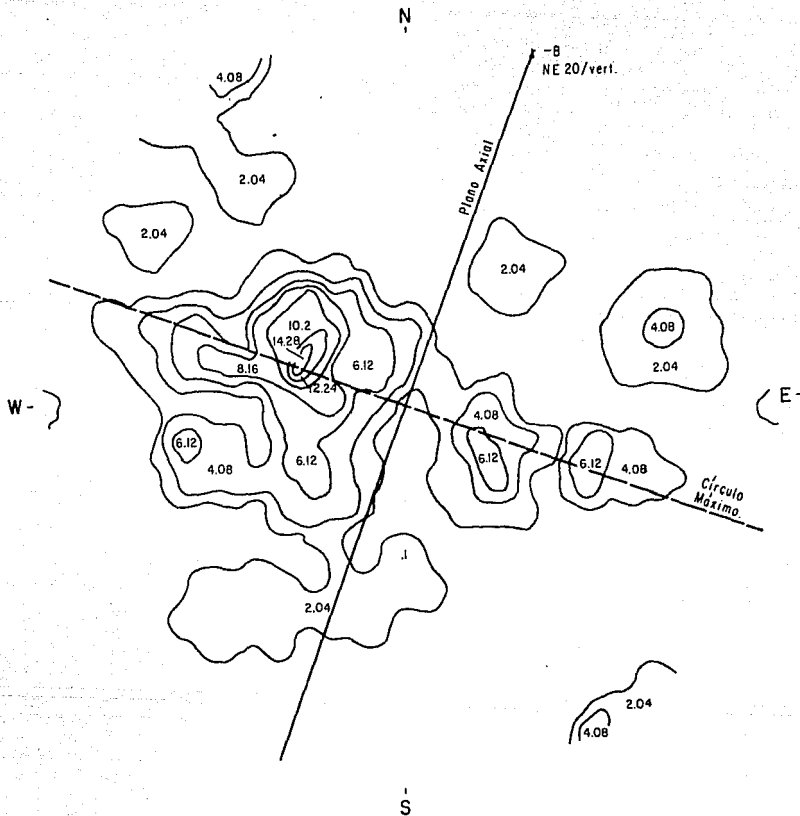


Fig 7.-Análisis estructural parte Norte (tlachinola), Total 49 puntos.

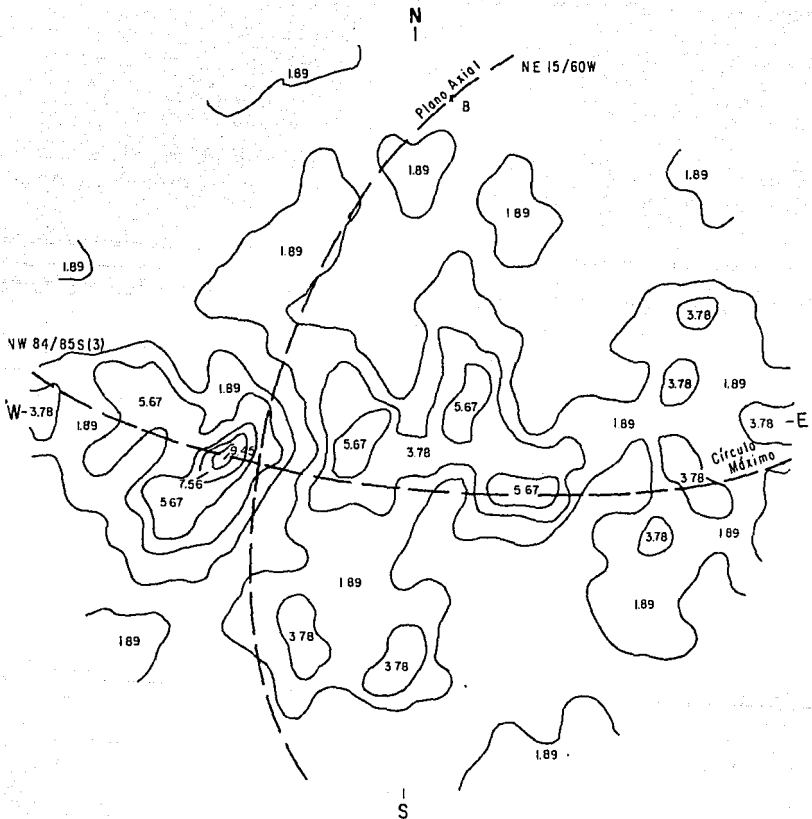


Fig 8.- Análisis estructural parte Centro(Tecolulla), Total 53pts.

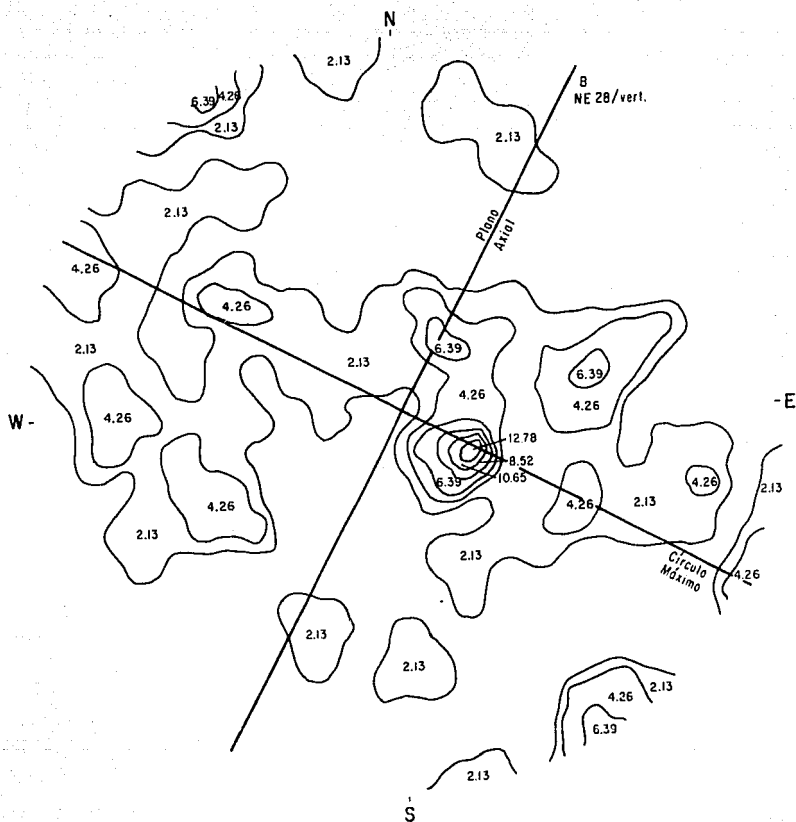


Fig 9.-Análisis estructural parte Sur (Atapollitlan), Total 47 pts.

Se diseñó una roseta de fracturas y diaclasas de un total de 44 datos tomados de campo. En la fig. 10 se muestra la distribución de estos datos correspondientes a todo el cuerpo ultramáfico. Los rangos marcados para este análisis son de 10 grados cada uno. En esta figura se observa que la mayor tendencia de los rasgos lineales medidos corresponde a una dirección E-W. En orden de magnitud un segundo y tercer patrones subordinados son N15E/N25E y N15W/N45W, respectivamente.

De la observación de este diagrama es interesante resaltar la distribución de rangos mínimos asociados a los patrones principales antes mencionados. Su distribución cubre casi el resto de los cuadrantes y rangos restantes de la roseta, lo cual pone de manifiesto por un lado la existencia de rasgos lineales secundarios a los patrones de tendencias principales y, por otro, la presencia de una dispersión amplia de orientaciones, en forma semejante a los resultados obtenidos en los diagramas de polos.

III.4.3. Estructuras mayores.

En sentido estricto las estructuras principales desarrolladas en el cuerpo serpentizado son básicamente los planos de foliación en las serpentinás. Sin embargo es importante mencionar aquí que algunos rasgos mayores son producto tanto de renovilización y flujo plástico de las serpentinás, como del régimen tectónico predominante en la región.

En orden de magnitud, el fallamiento inverso es el rasgo estructural más conspicuo dentro y en los límites del cuerpo ultramáfico. Se observaron fallas inversas de bajo ángulo (5-15 grados) hacia las partes centrales del cuerpo; los órdenes de sus desplazamientos se midieron en algunos metros, aunque en ocasiones fueron descritas más como planos de discontinuidad entre las diversas masas de serpentina con magnitudes de desplazamiento mínimas, que como verdaderas zonas de desplazamiento. Las superficies de deslizamiento se caracterizan por el desarrollo de abasto de fibra deslizada (el sentido de la fibra es paralelo a las paredes de la fractura), así como por la presencia de magnetita y en menor grado clorita y talco. Porciones considerables de talco se observaron en las zonas de fallamiento inverso, que pone en contacto al cuerpo ultramáfico con la formación Tecamate.

En algunos casos se reconocieron partes del cuerpo ultramáfico que han sido dislocadas por movimientos cuyos componentes principales son horizontales (ver mapa anexo). En éstos la presencia de talco y magnetita no es tan común, sin embargo también se reconoce abasto de fibra deslizada rellenando estas zonas.

Este tipo de estructuras también se observaron en la parte central del cuerpo y eventualmente hacia el SW. Es importante puntualizar que en todos los casos, el abasto que es considerado de tipo comercial, se encuentra alojado en ambos tipos de estructuras. En ocasiones el espesor de las masas de

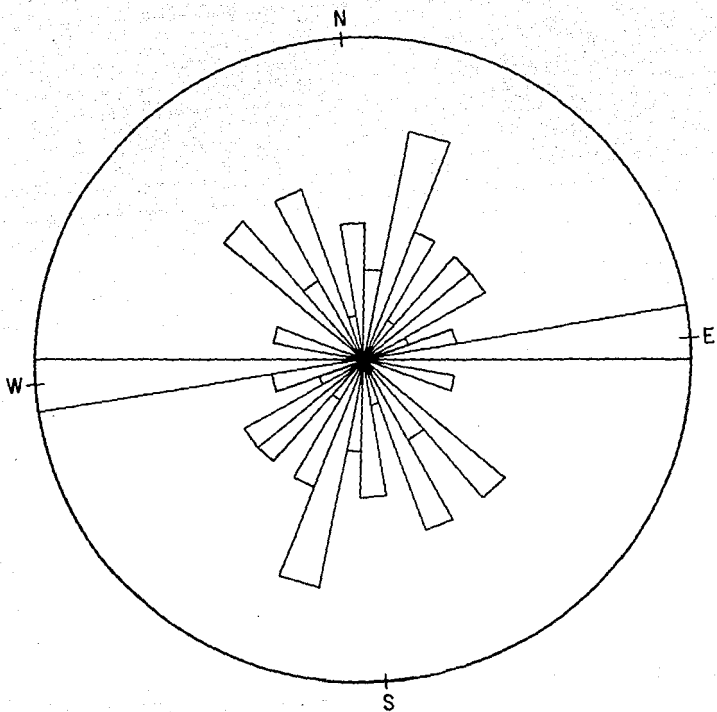


Fig 10.-Roseta de fracturas y diaclasas Total 44 datos.

estepto llega a alcanzar hasta 0.3 m. De menor importancia son algunas zonas de fracturamiento intenso ocupadas por esbesto de fibra cruzada (el sentido de la fibra es perpendicular a las paredes de la fractura). Algunas estructuras menores observadas fueron pliegues discontinuos, varios de ellos con chernas en chevron, que deforman y ondulan las superficies de foliación en los esquistos de serpentina. La abundancia de estos parece acentuarse hacia el Sur (Cerro el Campan). Tomando en cuenta la plasticidad y densidad de las serpentinaz es posible asociar la mayoría de estas estructuras a una deformación tardía producto de la serpentinización del cuerpo ultramáfico.

III.4.4. Síntesis estructural.

Con base en los diagramas de densidad de polos, las orientaciones y echados de los planos axiales y la roseta de diaclazas y fracturas, es posible sintetizar las características estructurales como sigue :

1) Las orientaciones de los planos axiales de las estructuras plegadas en el norte, centro y sur del ultramáfico son N20E, N15E y N28E, respectivamente. Un promedio de estas tres orientaciones estructurales arrojaría un valor de NE21. Este valor contrasta con la orientación obtenida para una estructura plegada similar, medida en un análisis hecho en la Formación Tecamate con un total de 42 polos de foliación (fig. 11), que resulta de N44E.

2) Los echados de los planos axiales obtenidos en las figuras 5, 6 y 7, promedian un valor de 80 grados con una ligera tendencia hacia el W. Las magnitudes de los echados de la foliación en las serpentinaz pueden observarse en las secciones geológicas incluidas en este trabajo. En este sentido, tanto los valores obtenidos en las soluciones estereográficas como aquellos incluidos en las secciones geológicas muestran un sentido de flujo de las masas serpentiníticas predominantemente vertical. Este actitud se discutirá más adelante en la interpretación de la mecánica de emplazamiento del cuerpo.

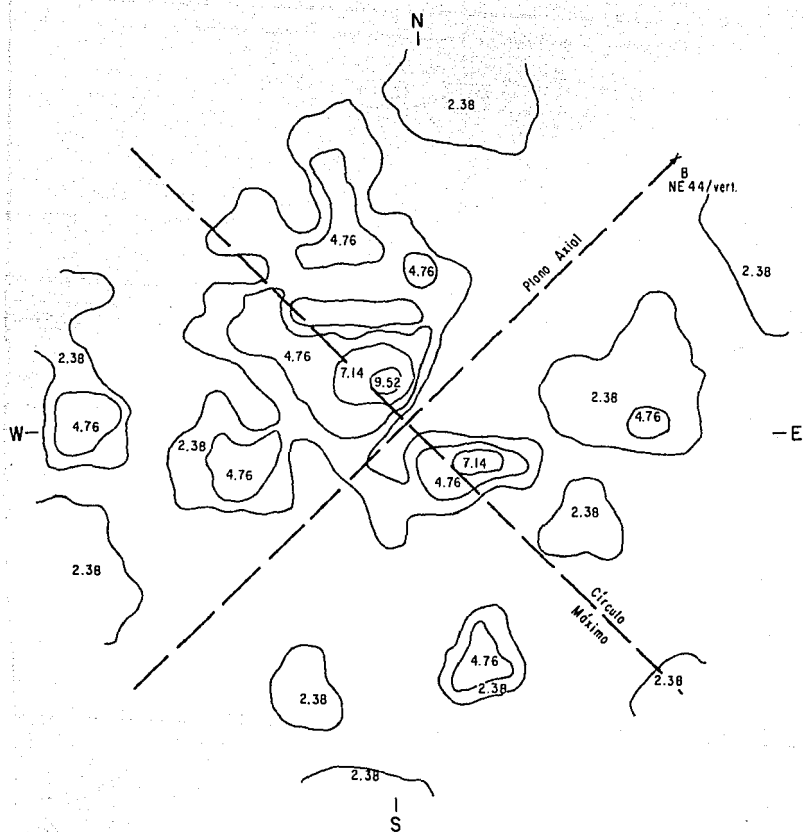
3) Se identifican 3 patrones principales de fracturamiento de direcciones E-W, N15E/N25E y N15W/N45W. Se observa asimismo una dispersión amplia de rasgos subordinados a los anteriores.

4) Las estructuras mayores (fallas inversas de bajo ángulo, pliegues, desplazamientos laterales, etc.) son frecuentemente observadas en las partes centro y sur del cuerpo, mientras que en la parte norte son mas bien escasas.

III.5. RELACIONES DE CONTACTO.

Las zonas de contacto entre el cuerpo ultramáfico y la unidad que lo encajona (Formación Tecamate) estan definidas claramente hacia la porción W del mismo.

Se caracterizan por ser planos de fallas inversas con buzamientos hasta de 80 grados al E. Hacia la parte E del cuerpo,



FigII.-Análisis estructural, formación (Tecamate) Total 42 pts.

sus relaciones de contacto no son claras en vista de la cobertura sedimentaria de los depósitos lacustres que continúan hacia el N, así como los depósitos conglomeráticos hacia el S. En el extremo SE del cuerpo (Barranca Amate Prieto, Atopolitlán) se vuelve a observar el contacto por yuxtaposición tectónica con la Formación Tecomate (miembro de metatobas). En todos los casos, la relación entre los miembros de la Formación Tecomate en contacto con el cuerpo es discordante.

Los planos de falla, como ya se mencionó anteriormente, están caracterizados por la presencia de asbesto de fibra deslizada, talco y magnésita productos del cizallamiento en la serpentina al momento de emplazarse el cuerpo, así como de la actividad metamórfica.

Algunas fracciones de los miembros de semipelitas y metatobas se observan hacia las partes internas del ultramáfico en la parte norte de Tecolutla (Barranca el Ciruelo y Cerro el Tecorral) las cuales son interpretadas como remanentes imbricados, incluidos en la masa ultramáfica al momento de emplazarse. Hacia estas zonas los contactos con estas fracciones de la Formación Tecomate están oscurecidos por la presencia de vegetación y suelo. Sin embargo, hacia la porción ultramáfica no se logró detectar la presencia de asbesto y magnésita que caracteriza en las áreas descritas con anterioridad, el contacto tectónico entre ambas unidades. Al S de estos remanentes (Barranca Los Venaditos) se observa una fracción de semipelitas y metatobas. En esta zona, el contacto entre estas unidades y el ultramáfico se observa con mejor claridad siendo una de las partes en las que se encuentra mejor expuesta la yuxtaposición tectónica de ambas unidades.

III.6 MECANICA DE EMPLAZAMIENTO.

De acuerdo con las características geométricas superficiales descritas en el análisis estructural, el mecanismo más factible a partir del cual se interprete el emplazamiento del cuerpo ultramáfico serpentinitizado es el de tipo diapírico.

Las actitudes de los planos axiales subverticales obtenidas en los diagramas estereográficos de densidades de polos, y la tendencia de los planos de foliación medidos en campo, así como las actitudes de las estructuras tabulares cartografiadas, acusan un patrón de flujo en las serpentinas en sentido casi vertical.

Este sentido de emplazamiento puede explicarse como producto del proceso de serpentinitización intensamente desarrollado en el cuerpo. Este proceso, a la vez que disminuye la densidad original del protolito involucrado generando porosidades hasta en más de un 11% en las serpentinas (Coleman, 1971), desarrolla un incremento de volumen de magnitud considerable. En la siguiente reacción se puede apreciar la magnitud del incremento de volumen asociado a la serpentinitización de olivino e hiperstena (composición estimada para el protolito) dada a partir únicamente de la introducción de agua (Best, 1982):

Mg2SiO4	+	MgSiO3	+	H2O	-----	Mg3Si2O5(OH)4
(olivino)		(hiperstena)				(serpentina)
44 cc		31 cc				108 cc

El incremento de volumen para una reacción de este tipo es del 44%.

El otro factor importante es el decremento en la densidad que sufre una masa de composición ultramáfica al momento de serpentinizarse. En este caso si se considera una densidad promedio para una roca de composición harzburgítica de 3.3 gm/cc, el contraste en densidad resultante de la serpentización puede pasar de este valor a 2.7 gm/cc, involucrando una reducción de hasta un 24% de la densidad original (Coleman, 1971). Aunado a lo anterior, Coleman (1971) propone como criterio para evaluar el grado de serpentización de una unidad ultramáfica, la presencia de magnetita secundaria producto de ésta. En los análisis petrológicos de muestras de serpentina, se reportaron modalmente hasta un 10 y un 15% de magnetita secundaria; por otro lado no se reportó la presencia de minerales originales del ultramáfico salvo porciones trazas de biotita y augita en dos de las 37 muestras seleccionadas. En este sentido se asume que el grado de serpentización que afectó al protolito de harzburgita fue cercano al 100%, y se encuentra dividido en por lo menos dos eventos principales: el primero que serpentiza parcialmente a la unidad involucrando únicamente la adición de agua para formar el sistema MgO-SiO2-H2O, y el segundo de afinidad hidrotermal que incluya la adición de CO2 formando un sistema más complejo (MgO-SiO2-H2O-CO2) asociado con la esteatización y metamatismo de bajo grado subsecuentes.

Un mecanismo de empujamiento diapírico similar a los observados para los domos salinos, es una interpretación viable, aunque no única, en el sentido de que explica el proceso de ascenso y yuxtaposición de la unidad serpentizada sobre una cobertura sedimentaria preexistente (Formación Isomate).

Con base en modelos experimentales y analíticos se han descrito con bastante buena aproximación las etapas a través de las cuales los domos salinos intrusionan a las rocas sobreyacentes. En estos modelos se han logrado precisar los factores que influyen en la geometría de estas estructuras. Talbot y Jackson (1987) han definido como el principal motor del ascenso de estas rocas, el contraste entre la densidad de la cobertura sedimentaria y la de la sal. El resultado de este contraste es una inversión en la densidad; esto es, el arreglo de una roca densa sobre una menos densa. Esta inversión provoca el ascenso de estructuras hasta de 1 y 3 km de diámetro (Robbs, et. al. 1976), en forma de bulbos llamados diapíros. En general el ascenso de estos ocurre en diferentes episodios que incluyen tasas de ascenso hasta de 1 mm/año (usualmente 100 veces menos que las tasas de desplazamiento lateral de las placas de la corteza terrestre Talbot y Jackson, 1987), además de atravesar por diferentes estados evolutivos.

En la figura 12a y b se muestra el modelado esquemático de estas estructuras salinas de acuerdo con Talbot y Jackson

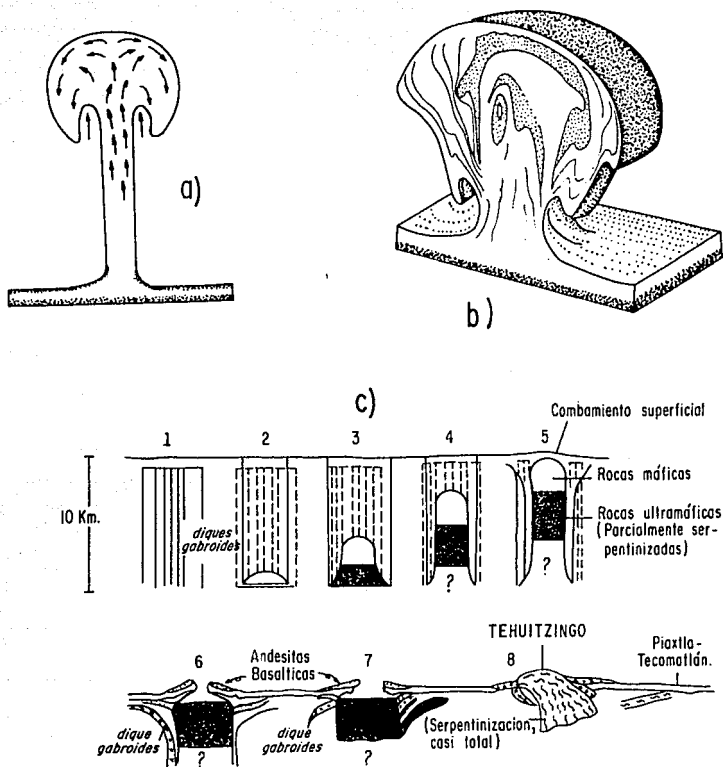


Fig-12.- a y b), Modelos de diapiros salinos (según Talbot y Jackson, 1987)
 c), Modelo diapirico mostrando los estadios evolutivos.
 (modificado de Walker, 1975)

(1987). Una figura de este tipo puede usarse para explicar la distribución geométrica de las foliaciones medidas en las secciones A-A' y D-D' que acusan fenómenos de aplastamiento en las partes superiores y que pueden deberse a flujos subhorizontales producidos bajo una capa sedimentaria de menor densidad que la secuencia atravesada, o bien por fenómenos de "stopping", al acercarse el cuerpo serpentinizado al equilibrio isostático.

Se alude también al modelo propuesto por Walker (1975) para explicar el emplazamiento de las fracciones tabulares más diferenciadas (diques espiliticos y metagabros) dentro del proceso de "vaciado" de una cámara magmática activada a partir de un ascenso también diapirico. Este ascenso involucra un primer emplazamiento de rocas ultramáficas acompañado de la intrusión de rocas básicas e intermedias, y un segundo ascenso provocado por la serpentinización de las rocas ultramáficas de la base de esta cámara.

En la figura 12c se muestra el modelado de Walker (1975) para ilustrar el emplazamiento de las unidades mafico-ultramáficas. Según este autor el modelo incluye 8 estadios, que modificado al emplazamiento ultramáfico serían :

- 1) Aparición de magmas en la base de la corteza que penetra en ella en forma de diques rectilíneos.
- 2) Generación de un magma intermedio-básico.
- 3) Ascenso diapirico producido por serpentinización parcial y gradiente térmico remanente.
- 4) Ascenso rápido de pequeñas cantidades de magma basáltico, formando inyecciones superficiales en la corteza.
- 5) El diapiro alcanza la superficie (combamiento superficial).
- 6) Acompañando al combamiento central, el magma es desgasificado por los procesos eruptivos anteriores, y el diapiro cesa su ascenso alcanzando una etapa de pasividad temporal, y genera un sistema geotérmico.
- 7) Continúa la actividad volcánica generada hacia la base del diapiro que es la zona de mayor temperatura.
- 8) Serpentinización intensa del ultramáfico, incremento de volumen, cambio brusco en la densidad y emplazamiento diapirico final del cuerpo serpentinizado arrastrando porciones máficas más diferenciadas (por ejemplo gabros).

Este modelo puede considerarse como una interpretación preliminar en la mecánica de emplazamiento del cuerpo estudiado.

Un emplazamiento diapirico es interpretado también para explicar la mecánica de emplazamiento de los complejos ultramáficos de la costa de Guerrero. Este es el propuesto por Delgado-Arcote (1996a y 1996b) para los complejos ultramáficos de Loma Baya-EI Tomarindo. Sin embargo en este caso el emplazamiento de los complejos es ubicado a partir de la raíz de un arco de tipo insular, en vista de las asociaciones litológicas de esta zona. Para este autor, la magnitud del incremento de volumen y el contraste de densidades estimados para producir el ascenso de estos complejos bajo presión confinante son del orden de un 30 y 35%, respectivamente. Para el presente estudio los valores estimados son de un incremento de volumen del 11% y un contraste de densidad del 24%, que finalmente son considerados

como visibies para producir el ascenso del cuerpo.

III.7. DISCUSION.

Ortega-Gutierrez (1975 y 1978) ha propuesto que la secuencia máfico-ultramáfica de la Formación Xayacatlán es de afinidad ofiolítica producida a partir de un proceso de oceanización y adelgazamiento cortical, y emplazada por el cierre de dos masas continentales. Esta unidad, aunque desmembrada tectónicamente, consiste de esquistos verdes, anfíbolita, metagabro, eclogita, serpentinita, milonita, cuarcita y sedimentos pelágicos asociados (Ortega-Gutierrez, 1978). El modelado de esta secuencia parte de la base del reconocimiento de estas unidades, y del estudio de sus características químicas y petrogenéticas (Ortega-Gutierrez, 1975). Este autor considera que la ausencia de la unidad de almohadillas basálticas es producto de la deformación intensa y metamorfismo general en facies eclogíticas de la misma.

La geología hecha por Ortega-Gutiérrez (1975) de esta Formación se encuentra en el camino que va de Piaxtla a Tecomatlán, al SW de Acatlan (fuera del área estudiada) e incluye los afloramientos de por lo menos 8 lentes de composición ultramáfica (Ortega-Gutiérrez, 1980 comunicación personal) serpentinizados parcialmente y con rasgos de actividad metasomática inferida por la presencia de talco, magnésita y clorita. El emplazamiento de estos cuerpos es en forma de escamas tectónicas rodeadas de rocas menos máficas (esquistos verdes) intercaladas con el resto de la Formación Xayacatlán. Travis (1980) propone una asociación cogenética de los lentes ultramáficos del área de Piaxtla-Tecomatlán con el cuerpo ultramáfico de Tehuitzingo.

El autor de este trabajo se inclina a pensar que en efecto, debido a su distribución espacial y probablemente temporal, el marco de deformación y ambiente tectónico similares, es posible considerar a los cuerpos lenticulares del área Piaxtla-Tecomatlán como productos lobulares o "ramaleos" del diapiro principal (Tehuitzingo) desmembrados y emplazados en horizontes favorables de la Formación Cozoltotec, aunque existe la posibilidad de que puedan asociarse con otros centros magmáticos pertenecientes a un mismo cinturón original.

Del análisis cartográfico realizado en este cuerpo, y de la identificación de las unidades litológicas presentes así como sus relaciones mutuas, existen ciertas incompatibilidades para poder considerar a la asociación máfico-ultramáfica de Tehuitzingo como una ofiolita (primariamente hay que tomar en cuenta que el grado metamórfico que afecta a esta secuencia es posible ubicarlo como máximo en facies de esquistos verdes de bajo grado, y en ninguno de los estudios petrológicos hechos tanto en las serpentinitas como en el resto de las unidades se lograron identificar minerales distintivos de facies metamórficas más altas; por otro lado el grado de serpentinitización acusado en el

cuerpo ultramáfico no permite definir ningún rasgo textural y mineralógico o antecedente a ésta).

Ortega-Gutiérrez (1974) reconoce facies eclogíticas sujetas a diafóresis en los lentes ultramáficos de la zona Piaxtla-Itecomatlán (aunque se reportan localidades fuera de esta zona que son mejor descritas por el mismo autor como anfibolitas granatíferas ricas en clinzoisita/zoisita); sin embargo en el cuerpo ultramáfico en estudio no es posible definir la presencia de minerales eclogíticos y si en cambio, tanto en los metagabros como en los diques espiliticos se observa la mayoría de su mineralogía y texturas originales presentes, que no se conservarían en el caso de haber sido afectados por metamorfismo en facies eclogita y posteriormente haber sufrido metamorfismo retrogrado a facies esquistos verde (Ortega-Gutiérrez, 1974).

Por otro lado si asumimos como fuente de los cuerpos ultramáficos de Piaxtla-Itecomatlán, al cuerpo serpentizado de Tehuiztzingo, es factible la esperanza de encontrar en este último reunida la mayor parte de la secuencia ofiolítica. La geología del área de estudio nos permite definir esencialmente a un cuerpo ultramáfico asociado con dos unidades máficas de metagabro y diques espilitizados, que podrían ser similares a otros ambientes calcialcalinos de asociación con arcos andesíticos orogénicos (Belgado-Arango, 1986).

Además es importante hacer notar que la mayor parte de las unidades que conforman una ofiolita, como son el enjambre de diques, la secuencia de lavas almohadilladas, y los sedimentos asociados, no se encuentran presentes en el área de estudio, y que de haber existido deberían aparecer como paquetes en alguna región tectónicamente afín. Es en este sentido, que se propone al origen del cuerpo ultramáfico, asociado a la evacuación (diapírica) de una cámara magmática que arrastra en su emplazamiento fracciones más diferenciadas ubicadas originalmente en porciones superiores (ver fig. 12c).

CAPITULO IV. POSIBILIDADES ECONOMICAS.

Solis-Muñoz (1978) describe las posibilidades mineras del cuerpo ultramáfico de Tehuiztzingo. Con base en una retícula de muestreo de rocas en tajos a cielo abierto, reporta valores promedio de 0.32 y 0.19% para Cr y Ni respectivamente. Los únicos valores anómalos de Cr (11.8%) fueron obtenidos en concentraciones erráticas de óxidos en los prospectos de Lengua de Vaca (al SW de Tlachinola). En ningún caso se reportaron anomalías por níquel. El mismo autor concluye que el potencial económico del cuerpo ultramáfico es muy bajo.

En vista del tipo de asociación ultramáfica, Travis (1980) también ha considerado al potencial económico del cuerpo por níquel como muy bajo. Aunado a lo anterior, Stanton (1972) considera que la mayor ocurrencia de depósitos de níquel económicamente explotables, esta dada en asociaciones máfico-ultramáficas dentro de intrusiones gabroídes de composición norítica, en las que la cromita esta prácticamente ausente. En estos casos, las regiones mas favorables para la formación de los yacimientos de Cromo son a lo largo del contacto de estas rocas con las unidades encajonantes.

En particular, las condiciones de afloramiento de las masas lenticulares y podiformes de cromo, y su distribución menor y la mayoría de las veces oculta en todo el cuerpo hacen que el atractivo por este mineral, y su misma prospección sean poco favorables.

Se ha mencionado que por algun tiempo se explotó cromita en forma de placeres en arroyos, a muy pequeña escala (González-Reyna, 1956, en Ortega-Gutiérrez, 1976), sin embargo en la actualidad estas posibilidades han sido descartadas.

El autor de este trabajo considera de igual forma, que la factibilidad económica del cuerpo ultramáfico por minerales metálicos es prácticamente nula, y únicamente se recomendaría en su caso un levantamiento geoquímico en sedimentos de arroyo prospectando sobre todo por sulfuros de níquel para eliminar la posibilidad de depósitos de este tipo en las zonas internas del ultramáfico de acuerdo a como lo propone Travis (1980).

Hasta el presente, la explotación de la serpentina se practica en pequeña escala, obteniéndose un promedio hasta de 15 toneladas diarias de este mineral para su molinero y beneficio. Sin embargo, de acuerdo a su valor en el mercado no ha sido posible establecer en el área una explotación de mayor volumen. El uso de este mineral hasta el momento sólo está dado para su uso en la producción de cerámica. En apariencia el alto contenido de magnésita y talco en esta unidad no ha facilitado su aprovechamiento en la industria a gran escala.

Por otra parte el reconocimiento de asbesto de fibra larga cuya calidad industrial ha sido evaluada anteriormente como bastante buena, despertó por algun tiempo el interés de los titulares de los fundos mineros en el cuerpo. La ubicación de estas masas asbestiformes queda restringida a las zonas de fallamiento y fracturamiento, por lo que también la distribución de estas se considera erráticas y difícil de prospectar, siendo en

este sentido el potencial económico por este mineral también bajo.

Los mejores prospectos se encuentran en los minerales de talco y magnesita, tanto por su accesibilidad y ocurrencia, como por su abundancia en las masas de serpentina. La explotación actual de éstos se desconoce; sin embargo, es posible llevar a cabo un análisis sistemático en un mayor número de tajos y trincheras a los que actualmente existen, recomendándose como zonas más atractivas los prospectos en la Cubata y el Cerro el Campeón para su explotación también a menor escala.

Como conclusión, se propone que el mayor atractivo económico de este cuerpo, radica en los minerales no metálicos que en orden de importancia son: serpentina, magnesita y talco.

De cualquier manera, el método de explotación a pequeña escala actualmente practicado, se considera como el más óptimo en vista de las características superficiales y la accesibilidad del cuerpo ultramáfico.

En cuanto a la posibilidad del establecimiento de un prospecto minero a mayor escala, se recomendaría en su caso, la toma de algunos núcleos de barrenación, mismos que servirían tanto para analizar de forma más precisa los contenidos minerales a profundidad, como para determinar el comportamiento estructural de las zonas favorables para su estudio y posible explotación futura.

CAPITULO V. CONCLUSIONES.

1) Las relaciones de contacto entre el cuerpo ultramáfico y la Formación Tecamate, son por yuxtaposición tectónica del ultramáfico sobre esta última. Se definen claramente planos de fallamiento inverso hacia la parte W y SE del área de estudio, hacia el E, el contacto se encuentra oscurecido por una cubierta sedimentaria del Reciente, de afinidad lacustre, y por la formación de un conglomerado pseudoestratificado en depósitos de talud.

2) La Formación Tecamate en el área de estudio aflora como una secuencia metasedimentaria compuesta por dos miembros: sampepitas carbonosas y areniscas feldespáticas (metatobas, meta-arcosas, metaconglomerado y limos arcillosos).

3) El ultramáfico consta de esquistos de serpentina, esquistos de clorita, esquistos de talco, serpentinitas masivas, asociados con diques espiliticos y una unidad de metagabro.

4) El grado de serpentización del ultramáfico se estima cercano al 100%. No se observan en él rasgos texturales ni mineralogía original.

5) Subsecuente o traslapada a la serpentización se identifica un evento hidrotermal metasomático acompañado por esteatización en zonas de fractura y movimientos diferenciales, que se desarrolla en forma mas intensa en el centro y sur del cuerpo. El norte del mismo puede ser el que represente mejor la evolución de esta masa de serpentina.

6) El análisis estructural revela la actitud de los planos axiales de tres estructuras plegadas (norte, centro y sur). Los planos tienen características que varían de subverticales a verticales.

7) Se propone un emplazamiento de tipo diapírico asociado a la serpentización, que para el área de estudio se estima que produce un incremento de volumen del 44% y un cambio de densidad del 24%, suficientes para activar esta mecánica. Se utiliza un modelo modificado de Walker (1975) para explicar el emplazamiento del ultramáfico y la asociación máfica con diques espiliticos y metagabro.

8) Los cuerpos ultramáficos de Piaxtla-Tecomatlán son interpretados como pequeños diapiros derivados del cuerpo principal de Tehuiztzingo.

9) El metamorfismo que afecta a la secuencia se ubica en facies de esquistos verde. No se detectó la presencia de minerales eclogíticos ni anfibolíticos.

10) Las características químicas de las muestras analizadas parecen indicar una tendencia subalcalina para la secuencia máfica-ultramáfica.

11) Aun siendo el grado metamórfico bajo no es posible definir una asociación de tipo ofiolítico para esta secuencia.

12) Se concluye que el potencial económico del cuerpo por minerales metálicos (Cr y Ni) es prácticamente nulo. Las mejores oportunidades en el cuerpo, actualmente se encuentran en la

serpentine, el talco y la magnésita.

BIBLIOGRAFIA.

- AMSTUTZ, G. C., 1974. Spilites and siphilitic rocks. IUGS series A. No. 4. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, NY. p. 1-5.
- BEST, M. G., 1982. Igneous and metamorphic petrology. W.H. Freeman and Co. NY 620 p.
- BONIN, B., 1986. Ring complex granites and anorogenic magmatism. Elsevier Science Publishing Co. NY, 188 p.
- CALDERON-GARCIA, A., 1956. Estratigrafia del Mesozoico y tectónica del Sur del estado de Puebla, México. IX Congr. Geol. Internat. Libro guía de la excursión A-11, p. 9-33.
- CAMPA, M.F., and CONEY, P., 1982. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Can. Jour. Earth Sci., v. 20, 1040-1051 p.
- CARFANTAN, J.C., 1983. Les ensembles géologiques du Mexique méridional. Evolution, géodynamique durant le Mésozoïque et le Cénozoïque. Geol. Internat. v. 22, n. 1, p 9-37.
- COLEMAN, R.G., 1971. Petrologic and geophysical nature of serpentinites. Geol. Soc. Am. Bull., v. 82, p. 897-918
- , 1984. The diversity of ophiolites. Geologie en Mijnbouw, 63 p. 141-150.
- COX, K.G., BELL, J.D. and PANKHURST, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin. London.
- DEER, W.S, HOWIE, R.A. and ZUSSMAN, J., 1962. Rock forming minerals. (5 vols), John Wiley and Sons Inc.

DELGADO-ARGOTE, L.A., 1979. Convenio Australiano-Rocas ultrabásicas. Informe, 61 p., 7 mapas. Archivo Tec. CRM.

-----, y MORALES-V, J.E., 1984a. Rasgos geológicos y económicos del Complejo Básico-ultrabásico del Tamarindo, Guerrero. Geomint. n. 128, p. 81-96.

-----, 1984b. Síntesis geológica de Áreas máficas y ultramáficas de México y su potencial económico. Departamento de Geología, Inst. Geol. UNAM, reporte inédito. 21 p.

-----, 1985. Geologic and economic study of ultramafic complexes of the coast of Guerrero, Mexico. Univ. Arizona. Ms Thesis. 137 p. inedit.

-----, 1986a. Síntesis de Áreas máficas y ultramáficas de México y su potencial económico. Bol. Min. Rev. Soc. Mex. Miner., v.2(1), p. 20-40.

-----, 1986b. Ambiente tectónico de las rocas ultramáficas del Sur de México. Primer simposio de Geología Regional de México. Inst. Geol. UNAM. p. 54-56., programa y resúmenes.

-----, RUBINOVICH-C, R., y GASCA, A., 1986. Descripción Preliminar de la geología y mecánica de emplazamiento del complejo ultrabásico del Cretácico. de Loma Baya, Guerrero. Geof. Internal. v. 25-4, p. 537-558.

-----, and CARBALLIDO-SANCHEZ, E.A., 1987. Tectonic significance of the Jurassic-Cretaceous volcanosedimentary sequence of the Northwestern Cuicatlan Terrane, Oaxaca, Mexico. Geol. Soc. Am., annual meeting-abstracts and program., p. 640.

-----, 1987a. Geología preliminar de la secuencia volcanosedimentaria y serpentinitas asociadas de jurásico (?) del área de Cuicatlan, Concepción Fápelo, Oaxaca. UNAM Rev. Inst. Geol.

FIALA, F., 1974. Some notes on the problem of spilites. IUGS series A, No.4 Springer-Verlag N.Y. on spilites and Spilitics rocs. p.7-22.

FRIES, C., SCHLAEPFER, C. J. y RINCON-ORTA, C., 1966. Nuevos datos geocronológicos del Complejo Oaxaqueño. Bol. Soc. Geol. México, D.F., v.29 p.59-66.

-----, RINCON-ORTA, C., 1965. Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de Geocronometría. UNAM. Inst. Geol. Bol. 73 p.57-133.

GARCIA, E., 1973. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen. Inst. Geol. Rev.

GASS, G. I., 1982. Ophiolites. Sci. Am. 247(2) p.122-131.

HOBBS, B. E., MEANS, W. D. and WILLIAMS, F. F., 1976. An outline of structural geology. Wiley International Edition. USA, 571p.

IRVINE, T. N. and BARAGAR, W. R., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. Jour. Earth Sciences, v.8, p.523-548.

KUNC, H., 1960. High-alumina basalt. J. Petrol. 1. p.121-145.

LEBLANC, M. and VIOLETTE, J. F., 1983. Distribution of aluminium rich and Chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. Ec. Geol. v.78, p. 293-301.

LEHMANN, E., 1974. Spilitic magma. Characteristics and mode of formation. IUGS series A No.4. Spinger-Berlag NY, on spilites and spilites rocks. p. 23-38.

LE MAITRE, R.W., 1976. The chemical variability of some common igneous rocks, Jour. Petrol., 17, 4., p. 589-637.

MC KENZIE, W.S., DONALDSON, C.H. and GUILFORD, C., 1984. Atlas of igneous rocks and their textures. Longman. 148 p.

MIYASHIRO, A., 1975. Classification, characteristics and origin of ophiolites. Jour. of Geol. v. 83, p. 249-231.

MOODY, J.B., 1979. Serpentinites, spilites and ophiolite metamorphism. Can. Min., p. 871-887.

MOORE, J.G., 1966. Fate of palaeonitization of submarine basalt adjacent to Hawaii. D163-71. US Geol. Surv. Prof. Pap. no. 550-D.

- NICOLAS, A., BOUDIER, F., BOUDIER, A.M., 1973. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. *Am. Jour. Sci.* v. 273, p. 853-876.
- NUNEZ, E.J., 1981. Reconocimiento geológico en algunas localidades ultrabásicas prospectando por Cromo y Niquel en la República Mexicana. Tesis profesional. Fac. Ingeniería UNAM, 50 p. inédito.
- ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1974. Nota preliminar sobre la eclogitas de Acatlán. *Bol. Soc. Geol. Mex.* XXXV; p. 1-6.
- , 1975. The pre-mesozoic geology of the Acatlan area south Mexico. Leeds Univ. PhD thesis. 166 p. inedit.
- , 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca. *Rev. Inst. Geol. UNAM.* v. 2(2), p. 112-131.
- , DE CSERNA, Z., PALACIOS-N., M., 1980. Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del Río Balsas, Estado de Guerrero y Puebla. *Soc. Geol. Mex. Libro guía, excursión Parte Alta de la Cuenca del Alto Río Balsas.* p. 1-33.
- , 1981a. La evolución tectónica premissípica del Sur de México. *Rev. Inst. Geol. UNAM.* v. 5, no. 2, p. 149-157.
- , 1981b. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geof. Internat.* v. 20, no. 3, p. 177-202.
- RAGAN, D.M., 1980. *Geología Estructural.* Ed. Omega. Barcelona, Esp. 207 p.
- RAISZ, E., 1964. *Land forms of Mexico.* Cambridge, Mass. Mapa con texto, escala 1:3,000,000.
- RODRIGUEZ-TORRES, P., 1970. Geología metamórfica del área de Acatlán, estado de Puebla. *Soc. Geol. Mex., Libro-guía, Excursión México-Oaxaca.* p. 51-54.
- RUIZ-CASTELLANOS, M., 1970. Reconocimiento geológico en el área de Maricela-Amatitlán, estado de Oaxaca. *Soc. Geol. Mex., Libro-guía, Excursión México-Oaxaca.* p. 55-66.

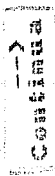
- SALAS, G.P., 1949. Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petroleros. v. 1, p. 79-156.
- SOLIS-MUNOZ, H.T., 1978. Exploración minera en el cuerpo serpentizado de Tehuiztzingo, Meio. de Tehuiztzingo, Puebla. VII Seminario interno sobre exploración geológico-minera. Informe Técnico CRM. inédito.
- STANTON, R.L., 1972. Ore petrology. Mc Graw Hill Book Co. NY.
- STRECKEISEN, A.L., 1973. Plutonic rocks. Classification and nomenclatura recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. Geotimes, oct. 1973. p. 26-31.
- TALBOT, C.J., and JACKSON, P.A., 1987. Salt tectonics. Sci. Am. Aug.-1987. p. 70-79.
- TRAVIS, G.A., 1980. Mineral resource potential of ultramafic rocks in Mexico: A provisional evaluation. Archivo Técnico. CRM.
- VALLANCE, T.G., 1965. On the chemistry of pillow lavas and the origin of spilites. Min. Mag., Jour. Min. Soc., v. 34. p. 471-481.
- , 1974. Piroxenes and the Basalt spilite relation. IUGS series A. n. 4. Spilites and spilitic rocks. 59-67 p.
- VENEGAS, S.S., HERRERA, F.J., Y MACIEL, F.R., 1985. Algunas características de la Faja Volcánica Transmexicana, y de sus recursos geotérmicos. Geof. Internat. v. 24(1), p. 47-81.
- WALKER, G.P., 1975. A new concept of the evolution of the British tertiary intrusive centres. J. Geol. Soc. London. 131, 121-141 p.
- WINKLER, H.G.F., 1979. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag. Berlin. 348 p.
- WYLLIE, P.J., 1979. Ultramafic and related rocks. John Wiley and Sons. NY. 464 p.

98°21'

98°20'

Qte

Sp



18°20'

Sp

BARRANCA EL ZAPOTE
BARRANCA EL TULE

Tlachinola

Qte

C. LA CORONILLA

Sp

Qcg

18°19'

C. PELON

Sp

Mt

C. EL
TECORRAL

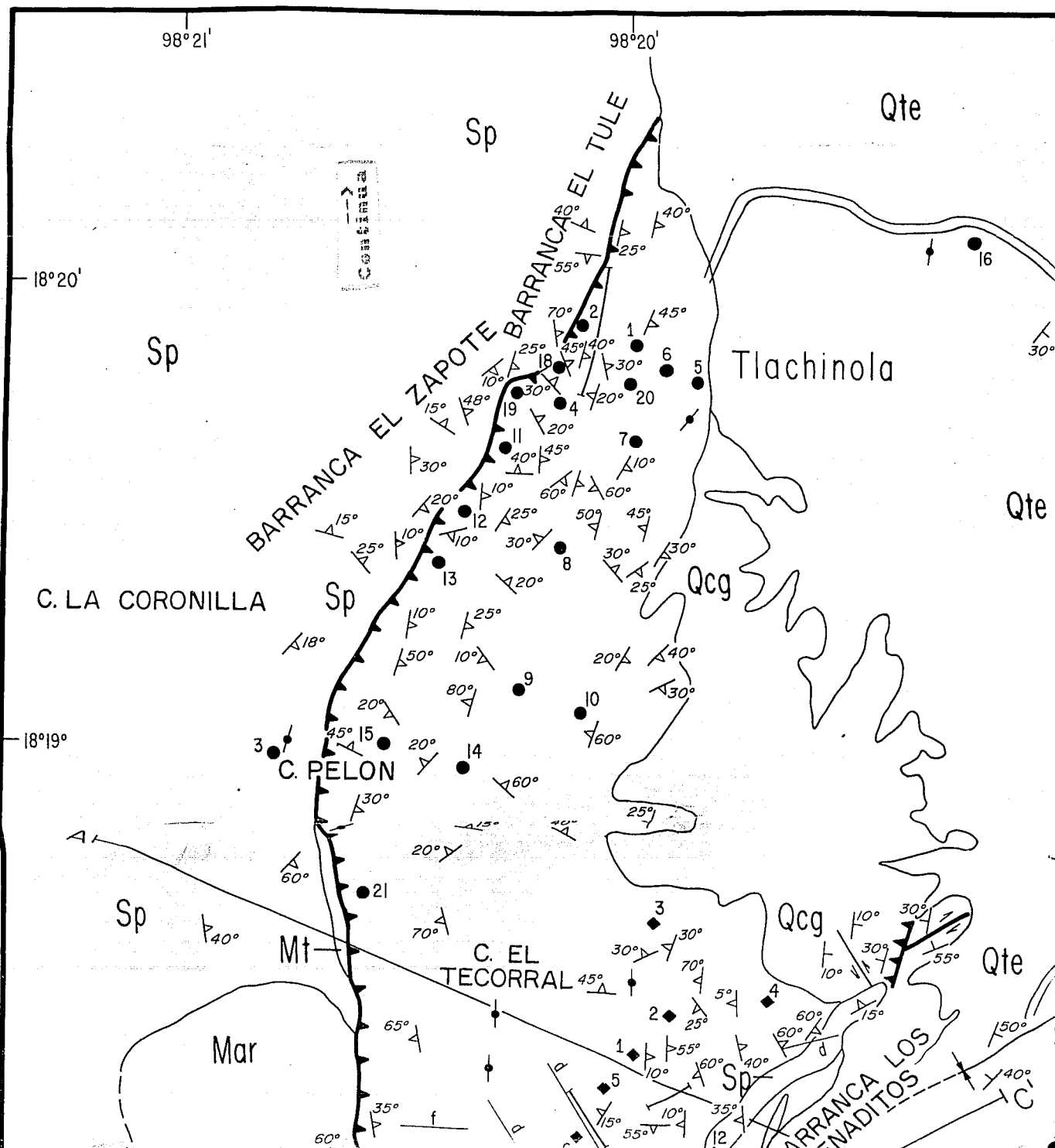
Qcg

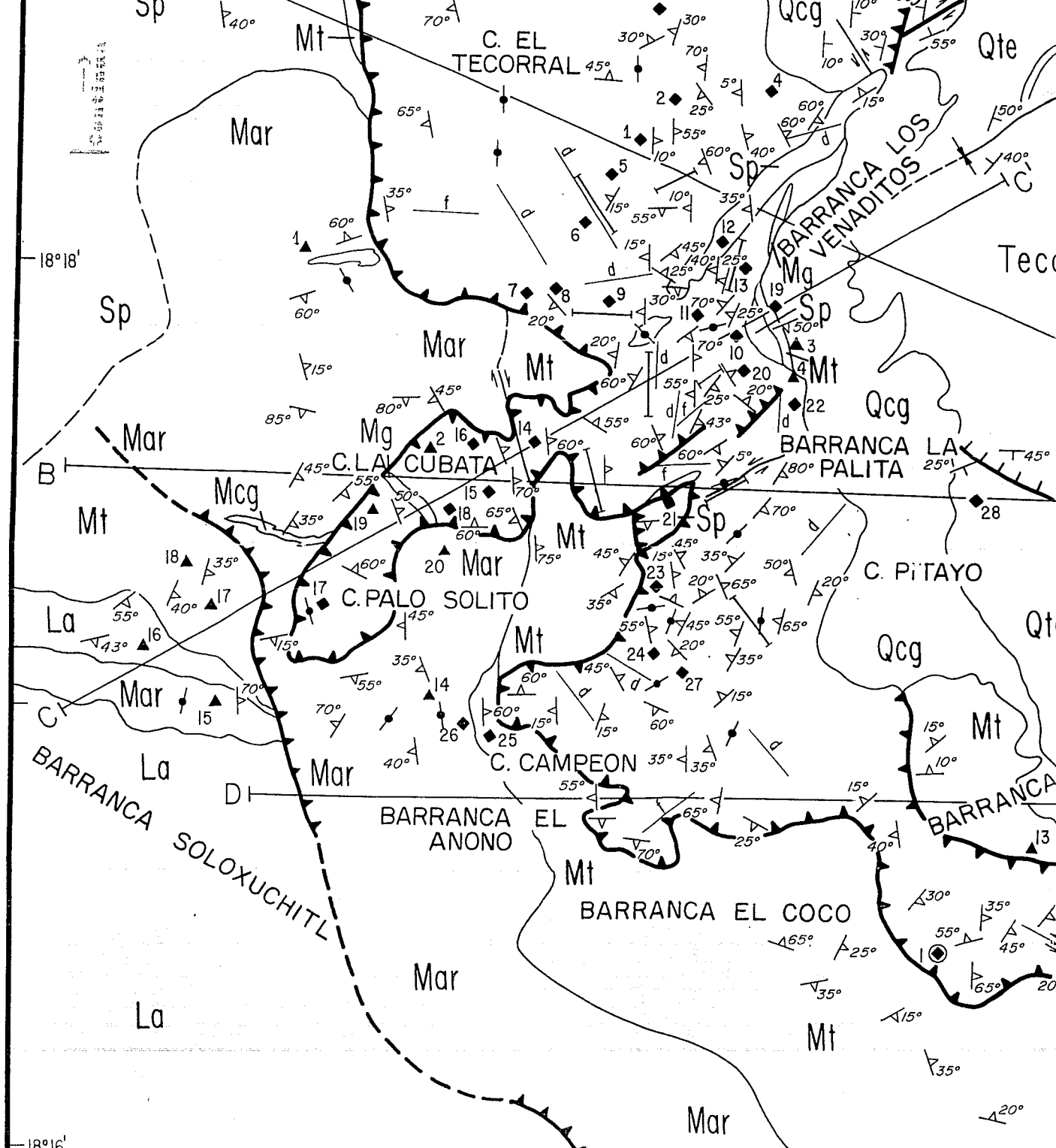
Qte

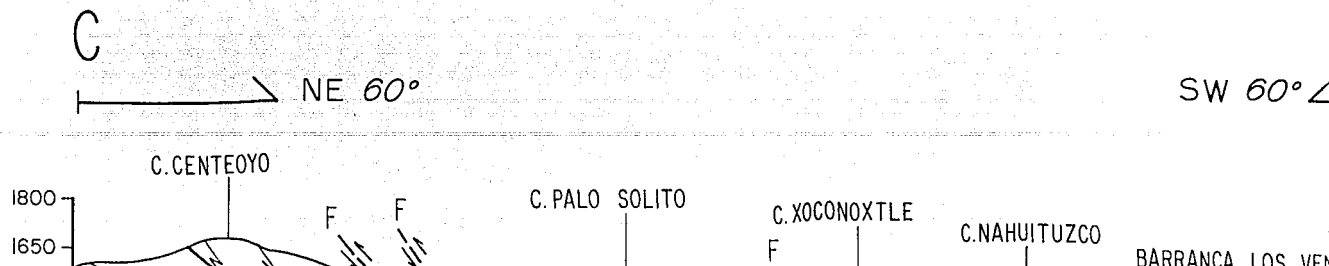
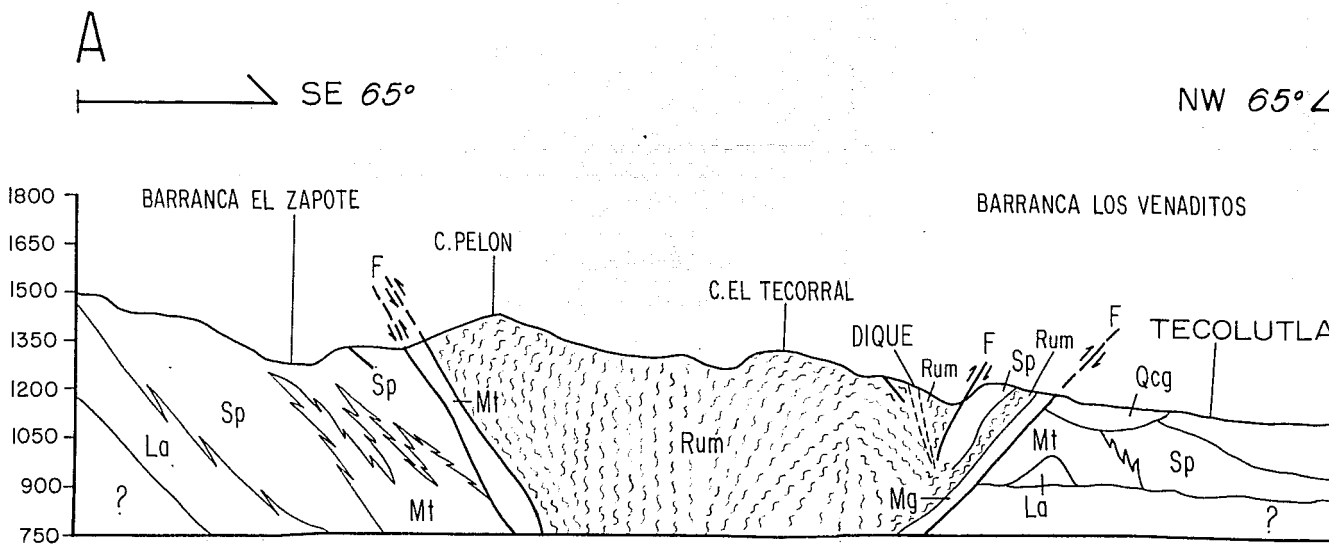
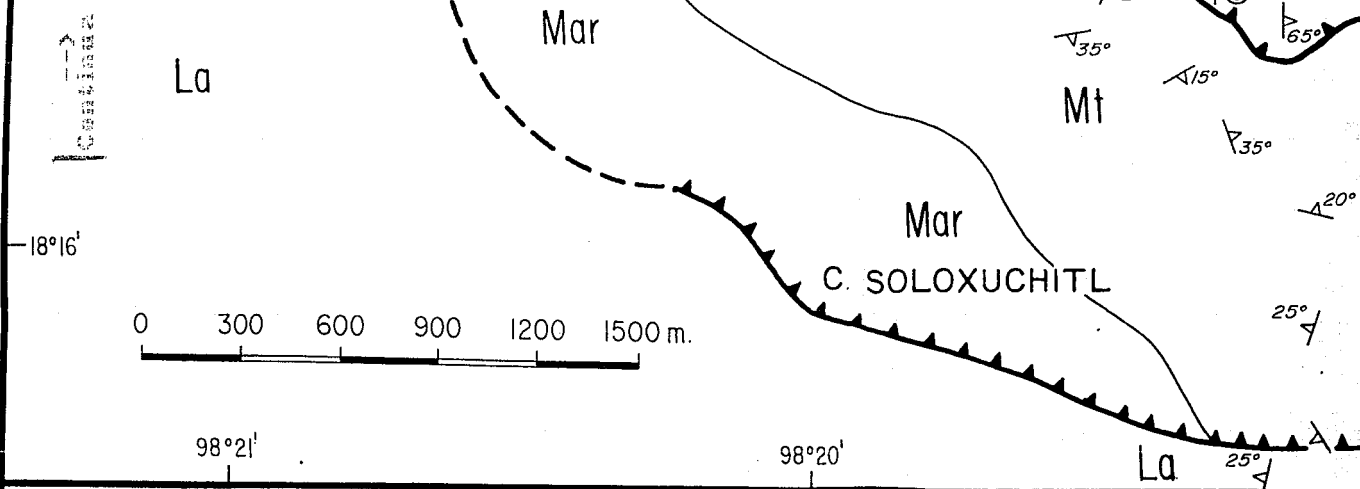
Mar

BARRANCA LOS
ENADITOS

C'



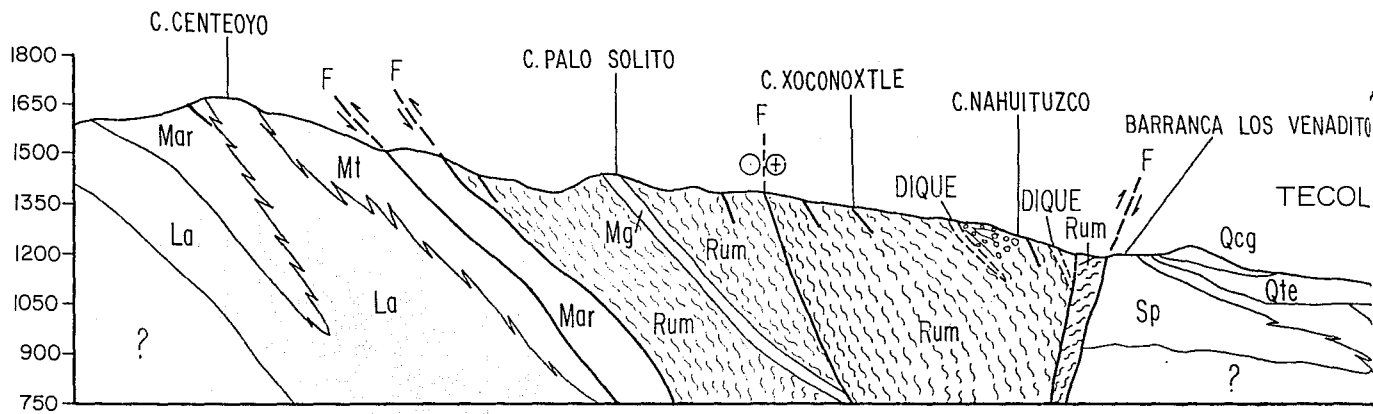




C

NE 60°

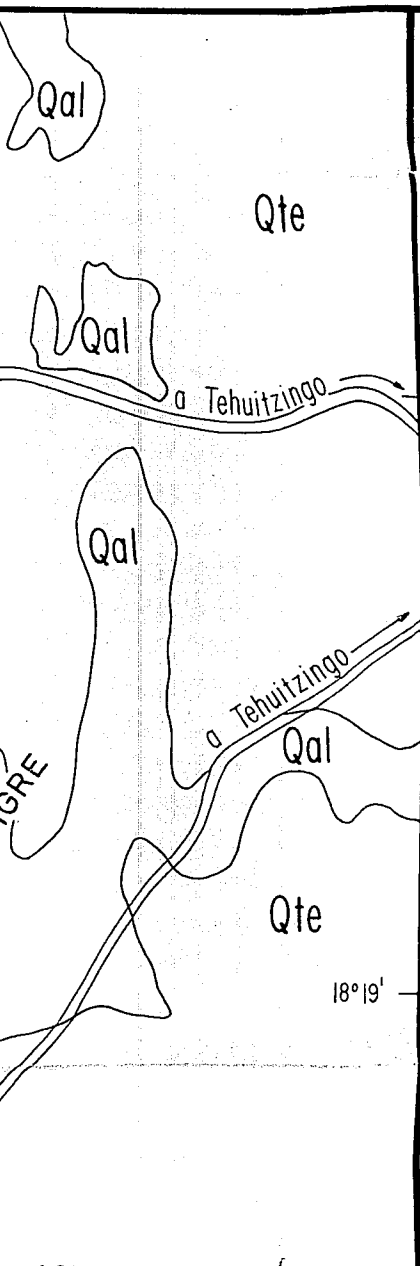
SW 60°



210

6100

COLUMNA ESTRATIGRAFICA



Qal

Aluvión

Qcg

(?) Conglomerado polimíctico

Qte

(Pleistoceno ?) Fm. Tehuizingo

De

Diques Espilíticos

Mg

Metagabro

Rum

Rocas Ultramáficas:-(Esquistos de Serpentina, Serpentinitas masivas, Esquistos de clorita, Esquistos de talco).

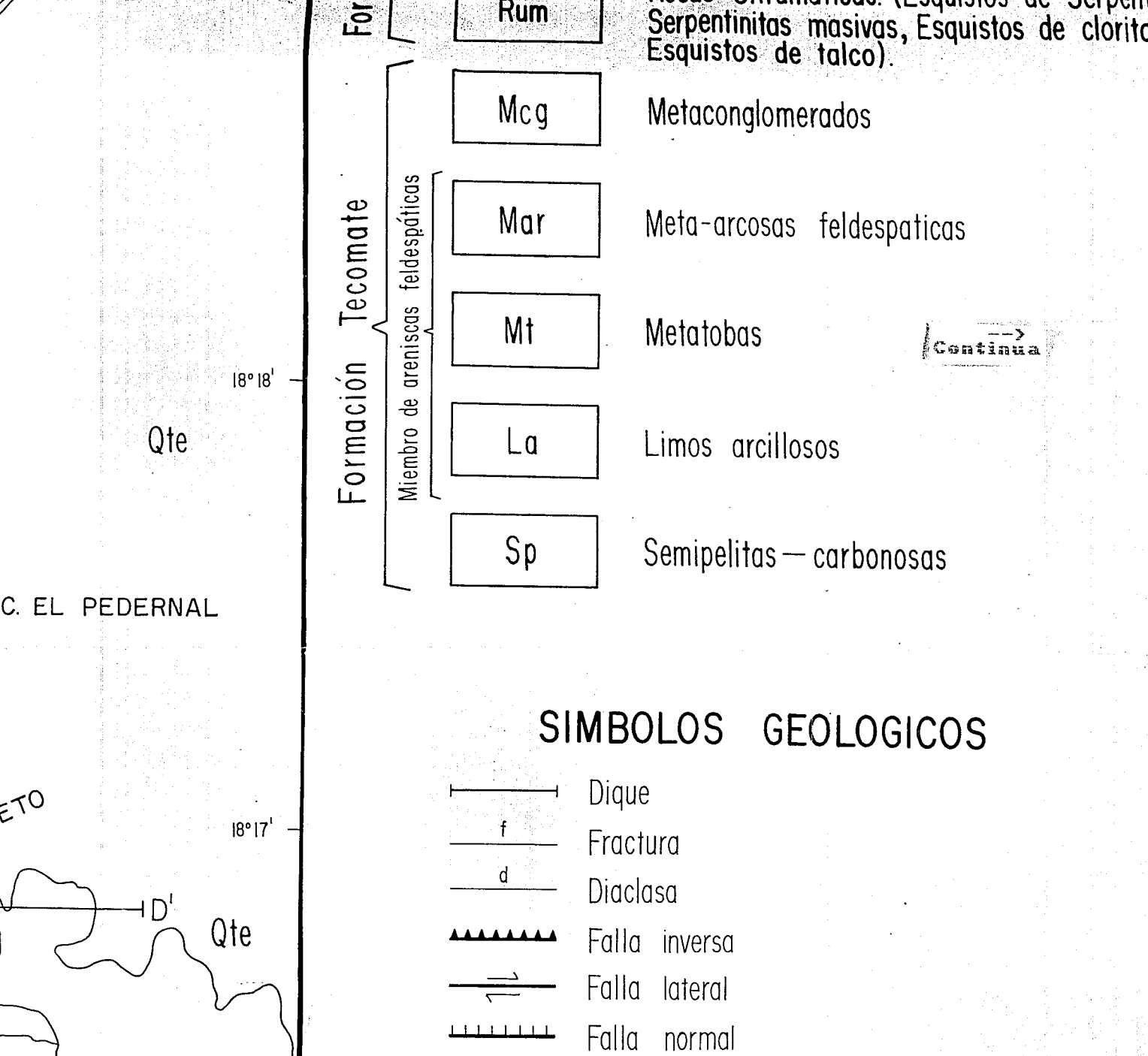
Mcg

Metaconglomerados

Formación Xayacatlán

Miembro máfico

18° 19'



Serpentinitas masivas, Esquistos de clorita
Esquistos de talco).

Formación Tecamate	Miembro de areniscas feldespáticas	Rum	Serpentinitas masivas, Esquistos de clorita Esquistos de talco).
		Mcg	Metaconglomerados
		Mar	Meta-arcosas feldespáticas
		Mt	Metatobas
		La	Limos arcillosos
		Sp	Semipelitas — carbonosas

Continúa →

SIMBOLOS GEOLOGICOS

- Dique
- Fractura
- Diaclasa
- Falla inversa
- Falla lateral
- Falla normal

C. EL PEDERNAL

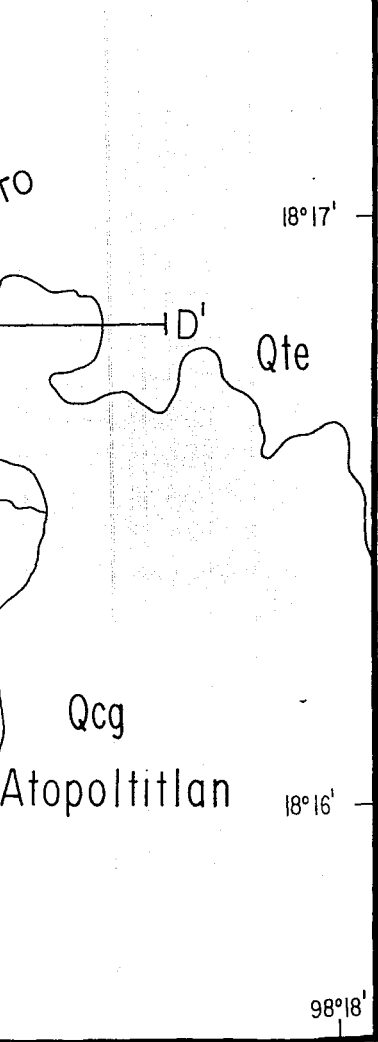
ETO

18° 18'
Qte

18° 17'
Qte

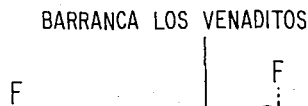
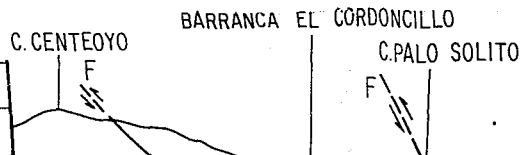
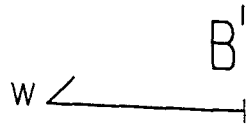
D'

SIMBOLOS GEOLOGICOS



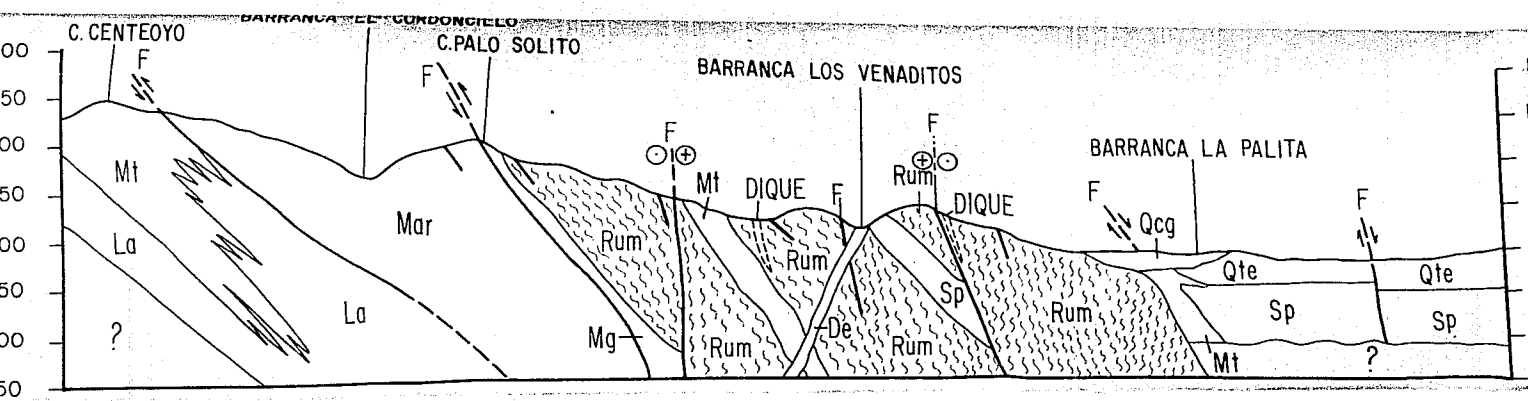
	Dique
	Fractura
	Diaclasa
	Falla inversa
	Falla lateral
	Falla normal
	Contacto geológico
	Contacto inferido
	Rumbo y echado
	Rumbo y echado de foliación
	Muestra clave TLA-X
	Muestra clave TEC-X
	Muestra clave ATO-X
	Muestra clave I-88-X
	Foliacion vertical

Continúa →



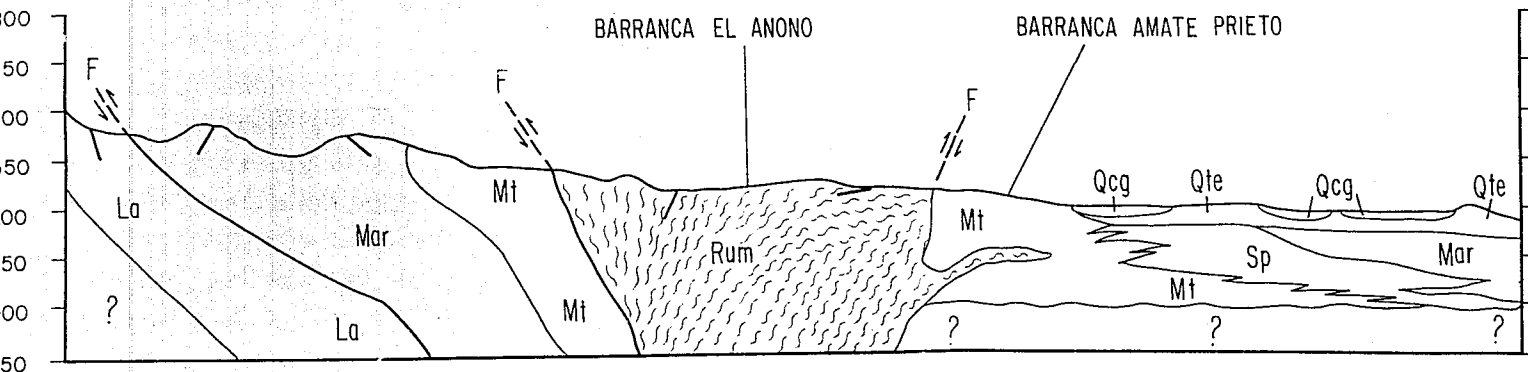
BARRANCA LA PALITA

180
165
150



D
E

D'
W



DIB. FDO A VEGA L. Y GUSTAVO VE