

ISSN 0185-5530

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

DIRECTOR: DR. FERNANDO ORTEGA-GUTIÉRREZ

Boletín 105

**GEOLOGÍA METAMÓRFICA DEL ÁREA DE SAN
LUCAS DEL MAÍZ, ESTADO DE MÉXICO**

Por

MARIANO ELÍAS-HERRERA



MÉXICO, D. F.
1989

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

RECTOR

Dr. José Sarukhán-Kérmez

SECRETARIO GENERAL

Dr. José Narro-Robles

SECRETARIO ADMINISTRATIVO

Dr. Tomás Garza-Hernández

SECRETARIO AUXILIAR

Lic. David Pantoja-Morán

ABOGADO GENERAL

Lic. Manuel Barquín-Álvarez

COORDINADOR DE LA
INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA

Dr. Juan Ramón de la Fuente

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

Ciudad Universitaria

Delegación Coyoacán

04510 México, D. F.

DIRECTOR

Dr. Fernando Ortega-Gutiérrez

EDITORES DE LA OBRA PRESENTE

Magdalena Alcayde

Arturo Gómez-Caballero

COEDITORES CIENTÍFICOS

M. en Fil. Gerardo Sánchez-Rubio Dr. Reinhard Weber



7450 210456 987450

ISSN 0185-5530

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

DIRECTOR: DR. FERNANDO ORTEGA-GUTIÉRREZ

Boletín 105

**GEOLOGÍA METAMÓRFICA DEL ÁREA DE SAN
LUCAS DEL MAÍZ, ESTADO DE MÉXICO**

Por

MARIANO ELÍAS-HERRERA



MÉXICO, D. F.
1989

DR © 1989 Universidad Nacional Autónoma de México
Ciudad Universitaria, México, D. F.

Impreso y hecho en México

ISSN 0185-5530



CONTENIDO

Página

| | |
|--|----|
| RESUMEN | 1 |
| ABSTRACT | 1 |
| INTRODUCCIÓN | 2 |
| ANTECEDENTES | 2 |
| OBJETIVO | 2 |
| LOCALIZACIÓN | 3 |
| MÉTODO DE ESTUDIO | 4 |
| TRABAJOS PREVIOS | 4 |
| ESTRATIGRAFÍA | 5 |
| INTRODUCCIÓN | 5 |
| ROCAS METAMÓRFICAS | 6 |
| Filita de sericita con grafito abundante | 6 |
| Esquisto de actinolita/tremolita | 9 |
| Esquisto de cordierita | 11 |
| Esquisto de clorita-biotita | 13 |
| Esquisto verde (esquistos de clorita y de clorita-epidota y metalahar) | 15 |
| Esquisto de cuarzo-sericita-clorita-epidota | 17 |
| Esquisto de sericita | 17 |
| Metarriolita | 18 |
| Filita de sericita con grafito escaso | 20 |
| Metacaliza | 20 |
| Filita de sericita calcárea | 21 |
| ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVAS | 21 |
| Adamelita | 21 |
| Diorita | 22 |
| Diques aplíticos | 23 |
| Edad | 23 |
| ROCAS ÍGNEAS EXTRUSIVAS | 24 |
| Basalto y rocas asociadas | 24 |
| GEOLOGÍA ESTRUCTURAL | 25 |
| PRIMERA FASE DE DEFORMACIÓN (D ₁) | 25 |
| SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN (D ₂) | 26 |
| TERCERA FASE DE DEFORMACIÓN (D ₃) | 27 |
| FASE POSTERIOR DISTENSIVA | 30 |
| METAMORFISMO | 30 |
| PRIMERA FASE DE METAMORFISMO (M ₁) | 31 |
| SEGUNDA FASE DE METAMORFISMO (M ₂) | 32 |
| TERCERA FASE DE METAMORFISMO (M ₃) | 34 |
| RETROGRESIÓN METAMÓRFICA (M ₄) | 36 |
| CONDICIONES FÍSICAS DEL METAMORFISMO | 36 |
| IMPLICACIONES REGIONALES | 42 |
| CONCLUSIONES | 47 |
| AGRADECIMIENTOS | 49 |
| REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 50 |

ILUSTRACIONES

| | <i>Página</i> |
|--|---------------|
| Figura 1.- Mapa de localización del área estudiada | 3 |
| — 2.- Columna litológica de la secuencia metamórfica de San Lucas del Maíz | 7 |
| — 3.- Diagrama de proyecciones estereográficas equiareales de 1,500 polos de la foliación del área de San Lucas del Maíz | 29 |
| — 4.- Representaciones gráficas de asociaciones metamórficas de diagramas A'KF y ACF | 33 |
| — 5.- Diagrama de presión-temperatura que muestra la curva de equilibrio de la cordierita en relación con dos puntos triples de los polimorfos de Al ₂ SiO ₅ | 39 |
| — 6.- Diagrama de presión-temperatura que muestra el campo de estabilidad de la cordierita según observaciones petrográficas en el área de San Lucas del Maíz | 41 |
| — 7.- Zoneamiento metamórfico preliminar en el área de San Lucas del Maíz | 42 |
| — 8.- Modelo preliminar sobre la evolución tectonotermal en el área de San Lucas del Maíz | 43 |
| Lámina 1.- Mapa geológico y secciones estructurales del área de San Lucas del Maíz . . . en sobre | |
| — 2.- Vistas del área de San Lucas del Maíz | 54 |
| — 3.- Filita de sericita con grafito abundante | 56 |
| — 4.- Filita de sericita con grafito abundante | 58 |
| — 5.- Esquisto de actinolita/tremolita | 60 |
| — 6.- Esquisto de actinolita/tremolita | 62 |
| — 7.- Esquisto de actinolita/tremolita | 64 |
| — 8.- Esquisto de actinolita/tremolita | 66 |
| — 9.- Esquisto de cordierita | 68 |
| — 10.- Esquisto de cordierita | 70 |
| — 11.- Esquisto de clorita-biotita | 72 |
| — 12.- Esquisto de clorita-biotita y metalahar | 74 |
| — 13.- Esquisto verde | 76 |
| — 14.- Metarriolita | 78 |
| Tabla 1.- Análisis químicos de rocas metamórficas e ígneas del área de San Lucas del Maíz y otras rocas comparables | 12 |
| — 2.- Relaciones entre fases de metamorfismo y deformación en las rocas metapelíticas y metabasitas del área de San Lucas del Maíz | 37 |

RESUMEN

Este estudio está basado en la cartografía geológica detallada de un área de 32 km² del Complejo Tierra Caliente, donde se exponen los niveles estructurales más profundos de la región. El área se localiza a 120 km al SSW de la Ciudad de México y a 6 km al norte de Tejupilco, Estado de México.

La secuencia metamórfica estudiada tiene un espesor de aproximadamente 2,000 m y está constituida de la siguiente manera: la parte inferior consiste en filita de sericita con grafito abundante con intercalaciones de esquisto de actinolita/tremolita y esquisto de cordierita; la parte media está compuesta de esquisto verde y esquisto de clorita-biotita, esquistos de cuarzo-sericita y de sericita intercalados; la parte superior está representada por una metarriolita, filita de sericita con grafito escaso, metacaliza y filita de sericita calcárea.

La secuencia está intrusada por cuerpos ígneos del Terciario que consisten en un tronco de adamelita, otro de diorita y diques aplíticos y está cubierta discordantemente por derrames andesítico-basálticos pliocuaternarios. El basamento aparente de la secuencia está expuesto en el área de Tizapa, a 3 km al NNW del área estudiada, y consiste en un augengneis milonítico, originalmente adamélfico.

Estructuralmente, se reconoció tres fases de deformación en la secuencia: la primera, probablemente la más intensa, está caracterizada por pliegues isoclinales recostados con foliación axial penetrante (S₁) y milonitización en las intercalaciones más competentes; la segunda presenta pliegues angulares con foliación axial no penetrante (S₂); y, la tercera, tiene pliegues redondeados sin foliación asociada, en apariencia relacionados con un anticlinal doblemente buzante, de aproximadamente 8 km de longitud y 3 km de anchura, localizado entre Tejupilco y Zacazonapan.

Cuatro fases de metamorfismo afectaron a la secuencia. Las dos primeras fueron contemporáneas a S₁ y S₂ y están restringidas a la facies de esquisto verde; la tercera es posterior a S₂, desarrollada, aparentemente, en condiciones estáticas con asociaciones típicas de la parte baja de la facies de anfibolita, tales como cordierita-flogopita-clinocloro en esquisto pelítico, y clinopiroxeno-tremolita en esquisto básico. La cuarta fase fue de carácter retrogresivo.

Se estimó un paleogradient geotérmico del orden de 70-90°C/km, a partir del zoneamiento metamórfico establecido y mediciones del relieve estructural. Este gradiente es característico de terrenos metamórficos de presión baja y temperatura alta y sugiere, para el Complejo Tierra Caliente, una evolución bajo las condiciones tectonotérmicas de un arco de islas.

La cronología de estos eventos no se conoce bien, debido a la escasez de datos paleontológicos e isotópicos, aunque se ha propuesto una evolución tectonotérmica, iniciada, probablemente, desde el Paleozoico tardío y continuada hasta el Cretácico.

El descubrimiento del augengneis, como el basamento aparente del Complejo Tierra Caliente, y el reconocimiento de su evolución tectonotérmica compleja, son fundamentales para efectuar correlaciones con otras secuencias metamórficas de la parte sudoccidental de México.

ABSTRACT

This study is based on a detailed mapping of an area of 32 km² belonging to the Tierra Caliente Complex in which the deepest structure levels of the region are exposed. The area is located 120 km SSW of Mexico City and 6 km N of Tejupilco, State of Mexico.

The metamorphic sequence studied has a thickness of about 2,000 m and is constituted of the following: the lower part consists of highly graphitic sericitic phyllite with intercalations of actinolite/tremolite and cordierite schists; the middle part is composed of greenschist with layers of chlorite-

biotite, quartz-sericite and sericite schists; the upper part is characterized by meta-rhyolite, sericitic phyllite with minor graphite, meta-limestone, and sericitic-calcareous phyllite.

The sequence is intruded by Tertiary igneous bodies that consist of adamellite and dioritic stocks, and aplitic dikes; it is unconformably covered by Pliocene-Quaternary andesitic-basaltic lava flows. The apparent basement of the sequence is exposed near Tizapa and is located 3 km from the study area; it consists of mylonitic adamellite augen gneiss.

Structurally, three phases of deformation were recognized within the sequence. The first one, and probably the most intense, is characterized by recumbent isoclinal folding with penetrative axial plane foliation (S₁) and mylonitization in the most competent intercalations; the second one has distinctive angular folding with non-penetrative axial plane foliation (S₂); the last deformation is defined by rounded folds without foliation which are apparently related to a doubly plunging anticline, about 8 km long and 3 km wide, located between Tejupilco and Zacazonapan.

Four phases of metamorphism affected the sequence. The first two were contemporaneous with S₁ and S₂, and are restricted to the greenschist facies. The third one was apparently developed under static conditions after S₂ and includes assemblages typical of the lower part of the amphibolite facies, such as cordierite-phlogopite-clinocllore in pelitic schists, and clinopyroxene-tremolite in basic schists. The last phase has a retrograde character.

A paleogeothermal gradient of 70-90°C/km was deduced from the preliminary isograd zoning and structural relief measurements. This gradient is characteristic of a low pressure and high temperature metamorphic terrane, and suggests an evolution under island arc-like tectonothermal conditions for the Tierra Caliente Complex.

The chronology of all these events is not well known due to the scarcity of paleontologic and isotopic data, although it has been proposed that a tectonothermal evolution probably initiated in the late Paleozoic and continued until the Cretaceous.

The discovery of the augen gneiss as the apparent basement of the Tierra Caliente Complex and the recognition of its complex tectonothermal evolution are fundamental for making correlations with other metamorphic sequences in southwestern Mexico.

INTRODUCCIÓN

ANTECEDENTES

Las rocas metamórficas de la región de Tierra Caliente, que comprende la porción septentrional del Estado de Guerrero, sudoriental del Estado de Michoacán, y sudoccidental del Estado de México, han sido poco diferenciadas cartográficamente y, en consecuencia, poco estudiadas desde los puntos de vista estructural y metamórfico.

OBJETIVO

En el presente trabajo se expone los resultados de un estudio geológico detallado de una pequeña parte del terreno metamórfico de esta región, los cuales contribuyen a un conocimiento mejor de su evolución tectonotérmica. Se evidenció varias etapas de deformación penetrante y el metamorfismo más intenso co-

nocido hasta ahora en la región. Debido a la carencia de fósiles y de estudios geocronométricos apropiados, el problema cronoestratigráfico de las rocas estudiadas no quedó resuelto. Sin embargo, el reconocimiento del augengneis milonítico como el basamento aparente del Complejo Tierra Caliente, y el esclarecimiento de su evolución tectonotérmica, son aspectos fundamentales para la interpretación geológica de la región sudoccidental de México.

LOCALIZACIÓN

El área estudiada abarca una superficie de 32 km² (Lámina 1) ubicada a 6 km al norte de Tejupilco, Estado de México, y a unos 120 km en línea recta al WSW de la Ciudad de México (Figura 1). Comprende parte del cauce del Río Temascaltepec, que es uno de los afluentes principales del Río Cutzamala, dentro de la

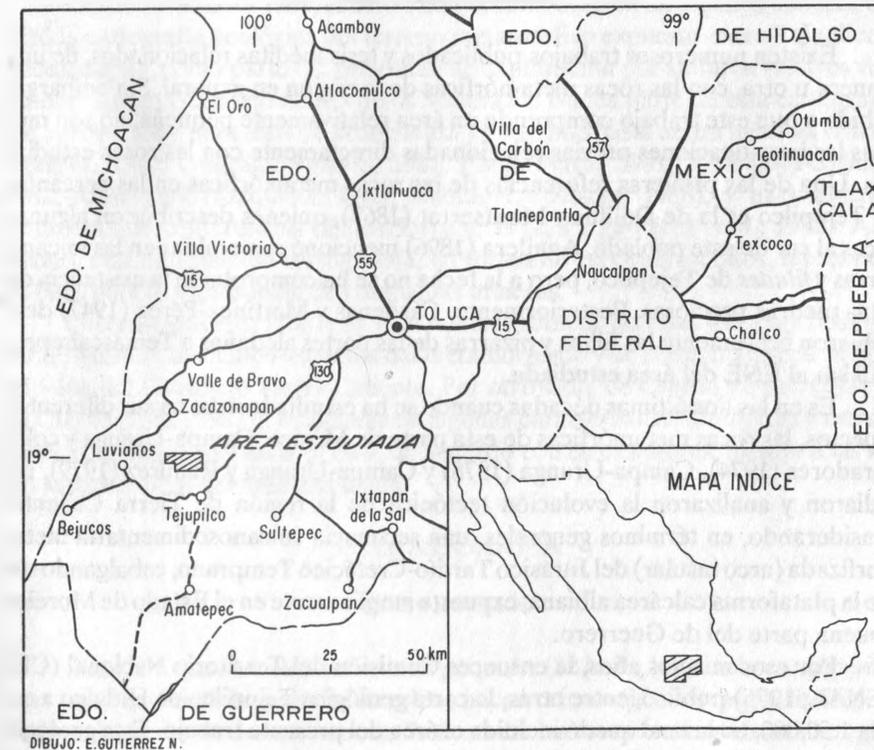


Figura 1.- Mapa de localización del área estudiada.

Cuenca Balsas-Mexcala. La geomorfología está gobernada por la relación discordante que tienen las rocas metamórficas con los derrames andesítico-basálticos, en forma de mesetas (Láminas 2A y 2B), de la Faja Neovolcánica Transmexicana, que representan, prácticamente, su borde meridional en esta porción del Estado de México.

MÉTODO DE ESTUDIO

El estudio consistió en una cartografía geológica con 1,500 mediciones de foliación y en estudios petrográfico-estructurales de 130 muestras, por medio de los cuales se interpretó una historia tectonotérmica más compleja de lo que se esperaba.

TRABAJOS PREVIOS

Existen numerosos trabajos publicados y tesis inéditas relacionados, de una manera u otra, con las rocas metamórficas de la región en general. Sin embargo, debido a que este trabajo comprende un área relativamente pequeña, no son muchas las investigaciones previas relacionadas directamente con las rocas estudiadas. Una de las primeras referencias de las rocas metamórficas en las cercanías de Tejupilco es la de Dollfus y Montserrat (1867), quienes describieron algunas rocas al sur de este poblado. Aguilera (1896) mencionó esmeraldas en las micapizarras y *filades* de Tejupilco, pero a la fecha no se ha comprobado la existencia de estas piedras preciosas. Posteriormente, Cárdenas y Martínez-Pérez (1947) describieron brevemente las filitas y pizarras de las partes aledañas a Temascaltepec, a 15 km al ENE del área estudiada.

Es en las dos últimas décadas cuando se ha estudiado más, en sus diferentes aspectos, las rocas metamórficas de esta parte de México. Campa-Uranga y colaboradores (1974), Campa-Uranga (1978) y Campa-Uranga y Ramírez (1979), estudiaron y analizaron la evolución tectónica de la región de Tierra Caliente, considerando, en términos generales, una secuencia vulcanosedimentaria metamorfizada (arco insular) del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, cabalgando sobre la plataforma calcárea albiana, expuesta ampliamente en el Estado de Morelos y buena parte del de Guerrero.

Por esos mismos años, la entonces Comisión del Territorio Nacional (CETENAL, 1975) publicó, entre otras, la carta geológica Tejupilco de Hidalgo a escala 1:50,000, en la cual quedó incluida el área del presente trabajo. Esta geología es muy general y no refleja la complejidad estratigráfico-estructural del terreno

metamórfico, por lo que es inadecuada para una buena interpretación fotogeológica.

De Cserna (1978) describió la estratigrafía de la región, basándose, en gran parte, en las consideraciones litoestratigráficas de Fries (1960). En la porción de Tejupilco y partes aledañas, de Cserna considera un pliegue de fondo complejo, cuyo núcleo está formado por rocas metamórficas (agrupadas como Esquisto Taxco) y sus flancos por rocas sedimentarias y volcánicas cretácicas. Este autor no proporciona datos litológico-estructurales detallados de las rocas metamórficas.

Colorado-Liévano (1979) estudió parte de las rocas metamórficas en un área de 10 km² alrededor de la mina Santa Rosa, adyacente y al poniente del área estudiada. González-Partida (1981, 1983), abordó algunos aspectos del metamorfismo en el área de Tizapa (3 km al norte del área estudiada) por medio de la cristalografía de las micas.

Desde 1978 hasta 1981, el autor, con la colaboración de algunos colegas, realizó la cartografía geológica del terreno metamórfico expuesto entre Tejupilco y Zacazonapan, como parte del programa de exploración por sulfuros masivos vulcanogénicos del Consejo de Recursos Minerales. Buena parte de esta cartografía fue aprovechada para tesis de licenciatura y posgrado hasta ahora inéditas (Elías-Herrera, 1981; González-Partida, 1981; Parga-Pérez, 1981; Rodríguez-Salinas, 1982; Montero-Urrusquieta, 1985; Rubinovich-Kogan, 1988), y para algunos resúmenes de conferencias (Elías-Herrera, 1982; Parga-Pérez *et al.*, 1982). Asimismo, esta información cartográfica, en forma de reportes inéditos, ha servido de base para la exploración de compañías mineras.

Ortega-Gutiérrez (1981) en la caracterización de las fajas metamórficas del sur de México, mencionó aspectos del metamorfismo y de la estructura en su descripción del Complejo Tierra Caliente. Por otro lado, de Cserna y Fries (1981) y de Cserna [1982 (1983)], mencionaron algunas características litológicas y estructurales del Esquisto Taxco, el cual, de acuerdo con estos autores, incluye a las rocas metamórficas del área estudiada.

ESTRATIGRAFÍA

INTRODUCCIÓN

Debido a que el área estudiada es pequeña (32 km²), los nombres asignados a las unidades litológicas son informales y hacen referencia a los rasgos litológicos y mineralógicos más característicos. Se describe las rocas metamórficas cartografiadas tomando como base la superposición estructural que presentan sus unida-

des, desde la inferior hasta la superior, ya que carecen de estructuras primarias o fósiles.

Dentro del área, la secuencia metamórfica consiste en filita de sericita con grafito abundante intercalada con esquistos de actinolita/tremolita milonitizado en su parte inferior; en la parte media, de esquistos de clorita-biotita milonítico, esquistos verde y algunos horizontes de esquistos sericítico intercalados; en la parte superior, en una metarriolita milonitizada, filita de sericita con grafito escaso, metacaliza, esquistos verde y filita de sericita con grafito escaso con variaciones a filita de sericita calcárea.

Muchas intercalaciones no fueron cartografiadas por razones de escala o por su distribución errática y contactos transicionales. Sin embargo, en todos los casos son mencionadas y descritas. En la Figura 2, se muestra, en forma esquemática, las relaciones estratigráfico-estructurales de las unidades metamórficas del área.

ROCAS METAMÓRFICAS

FILITA DE SERICITA CON GRAFITO ABUNDANTE

Distribución y relaciones de campo.- Se observa la filita de sericita con grafito abundante en las partes septentrional, noroccidental y sudoriental del área estudiada, aunque los afloramientos mejores están sobre los ríos Temascaltepec y La Mina de Fierro. Gran parte de la filita está cubierta discordantemente por derrames andesítico-basálticos recientes, mientras que hacia el extremo noroccidental contiene intercalaciones de esquistos de actinolita, de clorita y de clorita-epidota, mediante contactos paralelos. En la parte central, sobre el cauce del Río Temascaltepec, sobreyace en contacto ligeramente gradual al esquistos de clorita-biotita y en la falda septentrional del Cerro Calcolotepec, subyace, en contacto algo gradual, a los esquistos de clorita y de clorita-epidota; cerca de la cima de dicho cerro, se observa la relación inversa, en contacto paralelo.

Lo anterior implica que la filita de sericita con grafito abundante, dentro del área, además de presentar un espesor muy variable, transgrede varios intervalos estratigráfico-estructurales. En el N del área, representa el intervalo estructural inferior de la secuencia metamórfica cartografiada, mientras que en el ESE, constituye una secuencia gruesa de más de 1,000 m de espesor en los niveles estructurales superiores. Varios kilómetros hacia el NW, fuera del área estudiada, esta roca predomina dentro de la secuencia metamórfica, con un espesor estructural aproximado de 1,500 m.

El contacto inferior de la filita de sericita con grafito abundante no está ex-

ESTRATIGRAFÍA

7

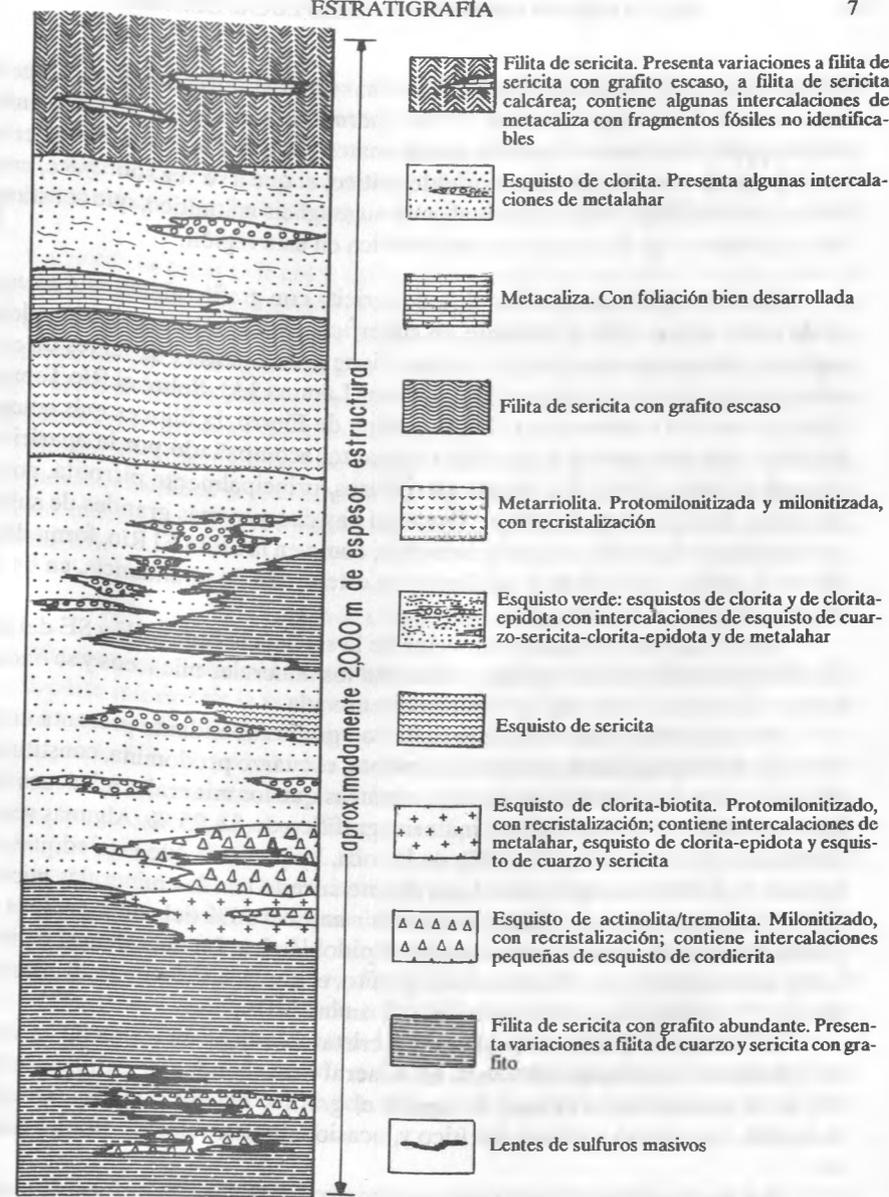


Figura 2.- Columna litológica esquemática de la secuencia metamórfica de San Lucas del Maíz.

puesto en el área, pero observaciones hechas en áreas circunvecinas, específicamente en la de Tizapa (3 km al NNW), permiten afirmar que la parte inferior gradúa paulatinamente a esquistos con granates. Este esquistos sobreyace, en contacto gradual, a un esquistos cuarzo-feldespático, el que a su vez sobreyace, en contacto paralelo y ligeramente gradual, a un augengneis milonítico, que constituye la base estructural de la secuencia metamórfica en esta región.

Litología y petrografía.- La filita de sericita con grafito abundante es una roca de color negro mate a brillante en superficie fresca; intemperizada, adquiere aspecto terroso con tonalidades rojizas. Tiene gran cantidad de lentes de cuarzo con espesores desde varios mm hasta 50 cm (Lámina 3A). Sobre el Río Temascaltepec, cerca de la unión con el Río La Mina de Fierro, la filita es más compacta debido a que aumenta el contenido de cuarzo, acompañado por la aparición de pequeños lentecillos (0.5 a 2 mm) de sulfuros, principalmente pirrotita, contenidos entre los planos de foliación. También hay cuerpos más grandes de sulfuros, con espesores desde 10 cm hasta un metro, como en la Mina El Río, formados por pirrotita, pirita, calcopirita y esfalerita, en este orden de abundancia, en bandeamiento paralelo a la foliación.

Hacia las partes media y superior de la secuencia filítica (E y SE del área), disminuye la cantidad de cuarzo, aumentan los minerales micáceos y se hace más notoria la presencia de grafito y pirita diseminada.

Al microscopio, la filita de sericita con grafito abundante presenta una textura lepidoblástica bandeadada. Generalmente, el cuarzo predomina, constituyendo del 50 al 60% del volumen de la roca, mientras que los minerales micáceos varían en abundancia de 25 a 35% y el material grafitico de 5 a 25%. Algunas veces, el cuarzo llega a formar de 65 a 70% de la roca, lo que hace que ésta adquiera una textura lepidoblástica granular. Esto mismo sucede con los minerales micáceos, que en algunas ocasiones llegan a constituir hasta el 60% del volumen de la roca, produciendo una textura estrictamente lepidoblástica. La abundancia de las micas es acompañada por el aumento de grafito, el que puede formar, algunas veces, hasta 30% o más de la sección delgada (Lámina 3B).

El cuarzo se presenta en mosaicos cristaloblásticos en forma de bandas intercaladas en horizontes micáceos. El mineral más abundante, después del cuarzo, es la muscovita, a la cual le siguen el grafito, ilmenita, biotita, cordierita, hematita, leucoxeno y zircón detrítico y, ocasionalmente, clorita, albita y turmalina.

La muscovita se presenta en hojuelas pequeñas, las cuales forman masas fibrosas que definen la foliación predominante; también forma pequeños arcos po-

ligonales que definen una foliación anterior, la cual en varias partes fue borrada, casi por completo, por una foliación posterior (Lámina 4A). El grafito es xenomorfo y está diseminado en los intervalos micáceos, a los cuales da un aspecto terroso; la ilmenita forma cristales muy irregulares, generalmente alargados, que varían en tamaño de 0.01 a 0.60 mm de longitud y la mayoría se alinea con la foliación.

La biotita es escasa, de color café rojizo y presenta una relación estrecha con la ilmenita; ambos minerales tienen como productos de alteración leucoxeno, rutilo finamente granular y hematita. La biotita, generalmente, rodea a los minerales titaníferos, en otros casos está reemplazada por clorita escasa. La hematita existe a veces en cantidad considerable como pequeñas bandas, siguiendo la foliación, o finamente granular diseminada en toda la roca.

Dentro de la filita de sericita con grafito abundante también hay cordierita. En algunas localidades cercanas al cauce del Río Temascaltepec, el mineral presenta sus maclas complejas típicas y alteración pinitica incipiente en sus bordes (Lámina 4B).

ESQUISTO DE ACTINOLITA/TREMOLITA

Distribución y relaciones de campo.- El esquistos de actinolita/tremolita aflora en la parte inferior de la secuencia cartografiada como cuerpos lenticulares de espesor muy variable. Sobre el Río La Mina de Fierro y sus afluentes están intercalados con la filita de sericita con grafito abundante paralelamente a la foliación (Lámina 5A); es frecuente encontrar lentes pequeños de esquistos actinolítico formando pliegues isoclinales recostados, con el plano axial paralelo a la foliación dominante de la filita (Lámina 5B). El espesor de los cuerpos lenticulares, en esta parte del área, varía desde 10 cm hasta alrededor de 20 m.

En la parte centroseptentrional del área estudiada, tienen un espesor máximo de unos 250 m, sin perder su carácter lenticular. Sobre el cauce del Río Temascaltepec, en las inmediaciones del poblado de Los Martínez, el esquistos de actinolita/tremolita está intercalado con la filita de sericita con grafito abundante. En esta porción del área hay, dentro del esquistos de actinolita/tremolita, intercalaciones pequeñas y abundantes de esquistos de cordierita, que por razones de escala no se cartografió, pero que se describe por separado y detalladamente, debido a su significado metamórfico.

Litología y petrografía.- El esquistos de actinolita/tremolita es una roca verde muy compacta que contiene, generalmente, pirita y pirrotita diseminadas y en for-

ma de lentecillos pequeñísimos, siguiendo la foliación tosca de la roca. Cuando está muy intemperizado, se observa con claridad anfíboles asbestiformes. Tiene como característica bandas miloníticas y ultramiloníticas, cuyo espesor varía desde varios milímetros hasta 15 ó 20 cm (Lámina 6A).

Al microscopio, se observa que el mineral principal es el anfíbol, probablemente actinolita, aunque con variaciones a tremolita, el cual llega a ser considerable en muchos casos; le siguen en abundancia clinocloro, diópsido y algo de flogopita. Como minerales accesorios se observa cuarzo, óxidos ferrotitaníferos, esfena, clinozoisita, clorita, calcita, muscovita, plagioclasa, albita, sulfuros y cristales de apatita y zircón escasos.

Texturalmente, el esquisto tiene una matriz milonítica y ultramilonítica, con foliación plisada (Lámina 6B), a la que se sobrepone una textura en arreglos radiales del anfíbol (Láminas 7A y 7B) y granoblástica del clinopiroxeno (Lámina 8A).

El anfíbol, además de que se presenta en arreglos radiales de aspecto plumoso, también se observa en cristales aciculares, romboedrales y poiquiloblásticos; es frecuente ver fracturamiento y sobreposición de cristales. En ocasiones, el clinopiroxeno llega a ser predominante, presentándose en franjas granoblásticas, donde los cristales están orientados al azar. No hay una coexistencia clara entre el clinopiroxeno y el anfíbol, ya que cuando uno se presenta en abundancia, el otro prácticamente está ausente; sin embargo, en ocasiones, parece ser estable la coexistencia de clinopiroxeno con actinolita (Lámina 8B).

La matriz milonítica, en la mayoría de los casos, está recrystalizada, presentando plisamiento o dos foliaciones tenues. Los minerales que se observa dentro de ella son: clinocloro, en estructuras fibrosas; clinozoisita-epidota; flogopita, en hojuelas pequeñas y en agregados amorfos café amarillento, rodeando a los cristales aciculares de rutilo e ilmenita; muscovita, en coexistencia con flogopita; y actinolita/tremolita, en cristales fibrosos pequeños que, junto con los minerales anteriores, definen el plisamiento o las dos foliaciones de la matriz. Ocasionalmente, el anfíbol se presenta dentro de la matriz en grandes cristales con micropliegues angulares (*kink bands*).

El cuarzo, que en algunos casos es considerable, se observa en forma de bandas granoblásticas intercaladas con la matriz milonítica; la clinozoisita, que raras veces llega a ser considerable, se presenta en masas irregulares en forma poiquiloblástica dentro de la matriz y otras veces relacionada con el anfíbol. Los minerales opacos, excepto la ilmenita, son sulfuros metálicos, los cuales se presentan en cristales irregulares, la mayoría de las veces muy fragmentados.

Origen premetamórfico.- El carácter básico del esquisto de actinolita/tremolita es claro. El análisis químico de estas rocas (Tabla 1) demostró que es muy similar a las rocas básicas en general y, concretamente, tiene una composición gabroica de acuerdo con los datos proporcionados por Nockolds (1954). Considerando la intercalación estrecha y compleja del esquisto de cordierita y la filita de sericita con grafito abundante (rocas metapelíticas) dentro del esquisto de actinolita/tremolita, es más factible un origen tobáceo. Sin embargo, sobre el cauce del Río La Mina de Fierro y partes aledañas, se observa rocas actinolíticas que bien pueden corresponder a diques básicos ya muy tectonizados y metamorfizados.

ESQUISTO DE CORDIERITA

Distribución y relaciones de campo.- Su distribución es restringida, ya que sólo se observa sobre el cauce del Río Temascaltepec. Se presenta en intercalaciones pequeñas dentro del esquisto de actinolita/tremolita; varía de espesor desde varios centímetros hasta medio metro. En afloramiento tienen apariencia filonítica, dando la impresión de ser bandas miloníticas foliadas y totalmente recrystalizadas. Es una roca de color gris oscuro a café rojizo; su foliación está desarrollada muy bien, por lo que se distingue claramente del esquisto de actinolita/tremolita milonitizado. Contiene también escaso sulfuro de hierro diseminado.

Petrografía.- Al microscopio, no se observa mucha variedad mineralógica. Son rocas micáceas, con los minerales siguientes: flogopita, clinocloro, muscovita y cordierita; como minerales accesorios importantes se observa rutilo, ilmenita, cuarzo y cristales pequeños de andalucita en algunos casos (Lámina 9A), apatita y, ocasionalmente, turmalina.

La cordierita se presenta en poiquiloblastos, sobreponiéndose a dos foliaciones preexistentes aún observables y definidas, principalmente, por hojuelas pequeñas de flogopita, o bien por muscovita y clinocloro (Lámina 9B). Los cristales de cordierita llegan a medir hasta un centímetro (Lámina 10), por lo que son visibles en muestra de mano. Generalmente, están rodeados por un material amorfo de color café claro, casi isotrópico, no identificado. La presencia de cordierita, reconocida ópticamente, fue corroborada por difracción de rayos x.

La flogopita y la muscovita se observa en pequeños cristales hojosos. La primera presenta una relación estrecha con los óxidos ferrotitaníferos, los cuales, algunas veces, le dan una coloración café rojizo. La flogopita y estos óxidos son los

Tabla 1.- Análisis químicos de rocas metamórficas e ígneas del área de San Lucas del Maiz y otras rocas comparables.

| Muestra | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
|--------------------------------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | 48.40 | 48.4 | 48.50 | 54.80 | 55.86 | 54.20 | 58.25 | 58.00 | 60.00 | 76.80 | 74.00 | 73.66 | 69.30 | 68.65 | 49.00 | 48.55 | 57.00 | 57.94 |
| TiO ₂ | 0.30 | 1.8 | 0.81 | 0.75 | 0.96 | 1.31 | 0.37 | 0.23 | 1.10 | 0.05 | 0.04 | 0.22 | 0.22 | 0.54 | 0.36 | 1.91 | 0.53 | 0.87 |
| Al ₂ O ₃ | 14.10 | 15.5 | 20.80 | 18.75 | 18.99 | 17.17 | 25.40 | 22.20 | 20.70 | 14.60 | 17.10 | 13.45 | 16.60 | 14.55 | 15.40 | 16.52 | 16.45 | 17.02 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.70 | 2.8 | 3.34 | 3.18 | 3.0 | 3.48 | 1.20 | 4.01 | 3.00 | 0.10 | 0.10 | 1.25 | 0.10 | 1.23 | 3.10 | 3.16 | 3.48 | 3.27 |
| FeO | 9.20 | 8.1 | 9.60 | 7.30 | 5.28 | 5.49 | * | 3.65 | 4.80 | 0.90 | 0.50 | 0.75 | 2.30 | 2.70 | 7.50 | 8.00 | 9.30 | 4.04 |
| MnO | 0.16 | 0.17 | — | — | — | 0.15 | — | — | 0.10 | 0.08 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.08 | 0.13 | 0.22 | 0.15 | 0.14 |
| MgO | 10.50 | 8.6 | 11.30 | 4.60 | 3.47 | 4.36 | 2.30 | 3.50 | 2.90 | 0.50 | 0.50 | 0.32 | 1.00 | 1.14 | 7.80 | 6.72 | 3.60 | 3.33 |
| CaO | 8.30 | 10.7 | 1.15 | 2.80 | 1.77 | 7.92 | 0.18 | 1.47 | 1.20 | 0.55 | 0.10 | 1.13 | 1.50 | 2.68 | 7.10 | 9.49 | 5.60 | 6.79 |
| Nb ₂ O ₅ | * | 2.3 | 0.27 | 1.67 | 4.29 | 3.67 | 1.79 | 1.47 | 2.00 | 1.50 | 1.71 | 2.99 | 3.01 | 3.47 | 3.36 | 3.10 | 1.78 | 3.48 |
| K ₂ O | 0.34 | 0.7 | 4.33 | 2.10 | 1.58 | 1.11 | 3.60 | 1.77 | 4.00 | 4.10 | 5.60 | 5.35 | 4.80 | 4.00 | 0.92 | 0.95 | 1.62 | 1.62 |
| P ₂ O ₅ | * | 0.27 | — | * | 1.40 | 0.28 | * | * | 0.20 | — | — | 0.07 | * | 0.19 | 0.35 | 0.28 | 0.28 | 0.81 |
| H ₂ O ⁺ | * | 0.7 | 0.06 | * | * | 0.86 | * | * | — | — | * | 0.78 | — | 0.59 | 0.80 | 1.11 | 0.04 | 0.83 |
| CO ₂ | 1.10 | — | — | — | — | — | — | — | — | 0.80 | 0.30 | — | — | — | — | — | — | — |
| S | 0.20 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| P.C. | — | — | — | — | — | — | 2.33 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Total | 95.30 | 100.04 | 102.06 | 98.35 | 99.86 | 100.00 | 95.42 | 96.30 | 100.00 | 99.53 | 98.98 | 100.00 | 99.77 | 99.91 | 98.42 | 100.00 | 100.13 | 99.59 |

* No cuantificado.

- Nota: 1: ME-6, esquistos de actinolita.
 2: Rocas básicas promedio (Nockolds, 1954).
 3: ME-54, esquistos de cordierita.
 4: ME-111, esquistos de clorita-biotita.
 5: ME-43, esquistos de clorita-biotita.
 6: Andesitas promedio (Nockolds, 1954).
 7: ME-47, esquistos de cuarzo-sericita.
 8: ME-45, esquistos de cuarzo-sericita-clorita-epidota.
 9: Filitas promedio (Poldervaart, 1955).

- 10: ME-63, metarriolita.
 11: ME-75, metarriolita.
 12: Riollitas calcálicas promedio (Nockolds, 1954).
 13: ME-27, adamelaíta.
 14: Adamelitas promedio (Lemaître, 1976).
 15: ME-62, diorita.
 16: Dioritas de hornblenda promedio (Nockolds, 1954).
 17: ME-128, andesita.
 18: Andesitas promedio (Lemaître, 1976).

únicos minerales que se observa como inclusiones en los cristales de cordierita. El clinocloro se presenta en agregados cristalinos y fibrosos en relación estable con muscovita y flogopita.

Origen premetamórfico.- El carácter micáceo, así como la presencia de cordierita, mineral que necesita alúmina y magnesio en abundancia para su formación, son factores que implican una naturaleza pelítica rica en MgO. En la Tabla 1 se muestra un análisis químico de esta roca; aparte del MgO, hay un enriquecimiento relativo de FeO, seguramente relacionado con la presencia de piritita.

ESQUISTO DE CLORITA-BIOTITA

Relaciones de campo.- Es una roca de esquistosidad bien definida; en algunos lugares, es muy compacta debido a la abundancia de cuarzo y feldespato, que le da una apariencia gnéisica. La presencia de biotita, generalmente muy notable, fue la base para definir su distribución en el campo. La abundancia de biotita está gobernada por la presencia de clorita, originada por retrogresión, hecho que explica la naturaleza gradual de los contactos en casi todos los lugares.

El contacto superior gradúa en una distancia de 6 a 10 m, por disminución de la biotita y aumento de la clorita, hasta convertirse en un esquistito de clorita. Sobre el Río Temascaltepec, el contacto superior es ligeramente gradual con la filita de sericita con grafito abundante.

El contacto inferior es menos gradual que el superior, pero también paralelo a la foliación predominante; se cartografió intercalaciones de esquistito de actinolita/tremolita cerca del contacto inferior. El acuñaamiento hacia el norponiente está definido, claramente, por la ausencia del esquistito de clorita-biotita en la porción más occidental del área. El espesor estructural máximo para esta unidad es del orden de 250 m y se observa en la inflexión mayor del Río Temascaltepec.

Por razones de escala y debido a su distribución tan errática, lateral y verticalmente, no se cartografió las intercalaciones de esquistito de clorita-epidota, metalahar y esquistito de cuarzo-sericita observadas dentro del esquistito de clorita-biotita. No obstante, se les describe por separado.

Litología y petrografía.- El esquistito de clorita-biotita manifiesta una textura protomilonítica y milonítica con recrystalización concurrente. Consiste en porfidoclastos de plagioclasa rodeados por una matriz foliada y recrystalizada, constituida principalmente por granos alargados de cuarzo, cristales de clorita, mica blanca, biotita, epidota y, algunas veces, anfíbol de forma fibrosa.

Se observa recrystalización en los márgenes de los porfidoclastos, produciendo

do contornos muy irregulares en forma de mosaicos granulados; es frecuente ver sombras de presión, donde la clorita y la biotita presentan arreglos fibrosos en los lados adyacentes a los porfidoclastos, los cuales muchas veces están plegados, rotos y fragmentados en la matriz foliada y recrystalizada. Es importante mencionar que, en ocasiones, la matriz está doblemente foliada.

Los minerales principales son plagioclasa, cuarzo, clorita y biotita; le siguen en orden de abundancia: epidota, muscovita, calcita y actinolita/tremolita en cristales pequeños rómbicos y fibrosos. Ocasionalmente, se observa hornblenda, esfena, rutilo, ilmenita, hematita, apatita y zircón.

La plagioclasa se presenta en porfidoclastos de 0.5 a 2 mm con maclas bien definidas, generalmente acuñadas y dobladas por deformación (Lámina 11A). Varía su composición de oligoclasa a andesina, predominando la primera; también se observa una cantidad considerable de albita en porfidoblastos pequeños.

La biotita, uno de los constituyentes más importantes en esta roca, se presenta en cristales de color café rojizo, con tonalidades verdosas, debido a cloritización posterior; sus bordes son irregulares por recrystalización parcial en el sentido de la foliación y están girados y torcidos (Lámina 11B). Generalmente, los cristales más grandes, hasta de varios mm, están quebrados y doblados, otros presentan *kink bands*. La recrystalización de la biotita en hojuelas pequeñas dentro de la matriz milonítica define, sutilmente, dos orientaciones (Lámina 11B).

La clorita se presenta siempre asociada a la biotita, reemplazándola. La epidota se presenta en cantidades variables, llegando a ser, algunas veces, un constituyente importante; es común en agregados granulares siguiendo la foliación, pero algunas veces se observa cristales prismáticos discordantes.

Los anfíboles presentes son actinolita/tremolita y hornblenda, habiéndose formado los primeros a partir del segundo. Se presentan en pequeños cristales rómbicos y fibrosos siguiendo la foliación que rodea a los porfidoclastos.

Naturaleza premetamórfica.- Con base en las relaciones texturales, se dedujo la mineralogía pretectónica del esquisto de clorita-biotita. La composición de la plagioclasa, como mineral principal, varía de oligoclasa a andesina; presenta bandas angulares y acuñamientos de maclas, fracturamiento y fragmentación, rasgos físicos que evidencian una naturaleza pretectónica. Se observa también rasgos similares en gran parte de los cristales de biotita; sin embargo, existe también considerable biotita metamórfica. La escasa hornblenda presente es seguramente premetamórfica, y está casi por completo reemplazada por actinolita/tremolita.

La mineralogía premetamórfica que se deduce deja ver, con cierta claridad, una parte de los constituyentes principales de una roca ígnea de composición in-

termedia. Los análisis químicos de dos muestras del esquisto de clorita-biotita (Tabla 1) son comparables con los de la andesita promedio, a excepción del CaO que es muy reducido en relación con esta roca. Con estos argumentos, aunados a las relaciones de campo, se considera para el esquisto milonítico de clorita-biotita una naturaleza piroclástica, de composición dacítico-andesítica.

ESQUISTO VERDE (ESQUISTOS DE CLORITA Y DE CLORITA-EPIDOTA Y METALAHAR)

Distribución y relaciones de campo.- El esquisto verde es la roca más abundante en el área de estudio; se observa en todos los niveles estructurales. Dentro del esquisto de clorita-biotita se presentan intercalaciones pequeñas de esquisto verde, consistentes en metalahar y esquisto de clorita-epidota que no fueron cartografiadas por razones de escala.

En partes aledañas a Los Martínez, el esquisto verde constituye una secuencia gruesa, cuyo espesor estructural es de unos 800 m. Hacia la parte noroccidental se interdigita con la filita de sericita con grafito abundante. Es común observar cuerpos lenticulares pequeños de dicha filita dentro de este esquisto.

En la porción oriental del área, el contacto inferior es ligeramente gradual con la filita de sericita con grafito abundante; en la parte central, es gradual con el esquisto de clorita-biotita y en la parte noroccidental es paralelo con el esquisto de actinolita/tremolita. El contacto superior es levemente gradual con una metarriolita milonitizada y se evidencia por la disminución de la clorita y el aumento de la mica blanca y el cuarzo en un tramo de 1 a 2 m. En la cima del Cerro Calcolotepec, el esquisto verde está sobreyacido por filita de sericita con grafito abundante en contacto paralelo.

Precisamente en el borde noroccidental del área, el esquisto desaparece completamente para dar paso a una secuencia gruesa de filita negra. Varios kilómetros al norte y norponiente vuelve a observarse espesores considerables de esquisto verde.

En la parte más occidental del área, también se cartografió esquisto verde que representa los niveles estructurales más altos, puesto que claramente sobreyace a la metarriolita que ha servido de horizonte litológico guía. Los afloramientos mejores de esta roca se encuentran en las inmediaciones de los poblados El Llano y El Cirián, ubicados al sudoeste, a 1 y 2 km, respectivamente, fuera del área estudiada.

El contacto inferior es paralelo con la filita de sericita con grafito escaso, que a su vez sobreyace a la metarriolita; el superior es ligeramente gradual con la filita de sericita calcárea y filita negra. El espesor de este intervalo de esquisto verde

es muy variable; en partes aledañas a San Lucas del Maíz, sobre el camino a este poblado, es de 20 a 30 m, mientras que en El Llano y El Cirián se presentan espesores de más de 100 m.

Litología y petrografía.- El esquisto verde tiene variaciones litológicas y petrográficas importantes; son esencialmente esquistos de clorita y de clorita-epidota y metalahar (Lámina 12B).

Los esquistos de clorita y de clorita-epidota manifiestan una mineralogía muy diferente a la del esquisto de clorita-biotita. La clorita es el mineral más abundante, observándose en agregados fibrosos por toda la matriz y en sombras de presión asociadas a cristales de anfíbol; la epidota se presenta en cristales granulares pequeños y prismáticos; siguiendo la foliación, presenta zoneamiento con clinozoisita en los bordes de sus cristales; la clinozoisita, en muchos casos, es más abundante que la epidota. El cuarzo, que también es relativamente abundante, forma la matriz cristaloblástica; el anfíbol de estas rocas es tremolita/actinolita en cristales de varios milímetros de espesor, generalmente rasgados en sus bordes, curvos, quebrados y fragmentados; también se presenta en cristales rómbicos pequeños y fibrosos siguiendo la foliación.

Los cristales de anfíbol de tamaño mayor presentan rasgos pre-tectónicos, pues tienen sombras de presión de clorita y todos están curvos y fragmentados por una foliación, que en ocasiones se observa plisada (Láminas 13A y 13B). Se considera que los más pequeños son sintectónicos.

En los esquistos de clorita y de clorita-epidota se observa, como minerales accesorios: biotita, en hojuelas pequeñas; albita, en porfidoblastos con inclusiones de mica blanca; fragmentos de plagioclasa, recristalizada parcialmente que, junto con el cuarzo, forma un mosaico xenoblástico; y, rutilo acicular, a veces muy abundante, asociado a clorita y a sericita. Ocasionalmente, se observa flogopita y talco como productos de alteración de cristales grandes de tremolita. En muchos casos, se puede apreciar fragmentos líticos destruidos por el tectonismo y la recristalización, siendo más notorios los ricos en cuarzo. Se deduce con facilidad la naturaleza volcániclaística de los esquistos de clorita y de clorita-epidota.

El metalahar, que constituye gran parte del esquisto verde, se observa en muchas partes del área y fuera de ella. Están expuestos afloramientos buenos en la falda septentrional del Cerro Calcolotepec, en el Río Temascaltepec, cerca de su inflexión máxima, próximo al poblado de Los Martínez y en los alrededores de los poblados de El Llano y El Cirián, a 1 y 2 km al sudponiente, respectivamente, del área estudiada.

Está constituido por clastos, que varían de tamaño desde varios centímetros

hasta casi medio metro, en una matriz foliada gris verdoso con bandeamientos composicionales más claros. En todos los casos predomina la matriz. Los clastos mayores están alargados en el sentido de la foliación y doblados por deformación posterior (Lámina 12B). Se observa clastos de rocas silíceas (¿cuarcitas?) y de rocas ígneas félsicas; algunos clastos vistos en lámina delgada presentan una textura granoblástica-poiquiloblástica y están constituidos por epidota, cuarzo, calcita, biotita, tremolita/actinolita y mica blanca. La matriz que los rodea es esencialmente de epidota, clorita, actinolita/tremolita y biotita, en cantidades muy variables.

ESQUISTO DE CUARZO-SERICITA-CLORITA-EPIDOTA

El esquisto de cuarzo-sericita-clorita-epidota es una roca bien foliada y está intercalada, en forma de cuerpos lenticulares, dentro del esquisto verde, del que se puede diferenciar por su color más claro y grano más fino. Por razones de escala, sólo se cartografió un lente de este esquisto, en la parte central del área.

Al microscopio, se observa como minerales más abundantes cuarzo, sericita, clorita y epidota. La clorita en algunas muestras está prácticamente ausente, en otras es abundante; lo mismo se puede decir de la epidota. Como minerales accesorios están presentes plagioclasa, albita, minerales titaníferos y magnetita. Como en la roca anterior, en este esquisto se observa una foliación anterior obliterada, parcialmente, por una posterior.

Naturaleza premetamórfica.- El carácter predominantemente micáceo de esta roca sugiere una naturaleza pelítica. El análisis químico, que se muestra en la Tabla 1, es muy semejante a la de una filita promedio. No obstante, es posible que este esquisto represente sedimentos tobáceos, tal y como se interpreta de la observación de varias láminas delgadas, donde el cuarzo y la plagioclasa (oligoclasa-andesina) se presentan en porfidoclastos pre-tectónicos, rodeados por la foliación. La intercalación estrecha con esquisto verde, cuya naturaleza original es volcániclaística, favorece esta posibilidad.

ESQUISTO DE SERICITA

Relaciones de campo.- El esquisto de sericita constituye cuerpos lenticulares intercalados con el esquisto verde. En la localidad de Salto Amarillo, en la parte central del área, también se observa una intercalación de esquisto de sericita en el esquisto de clorita-biotita. Varía de espesor desde varios metros hasta 50 m, habiéndose cartografiado sólo el cuerpo de espesor mayor, situado aledaño a Los Martínez, y que no tiene mucha continuidad a rumbo, aunque sus contactos son

concordantes con la foliación dominante.

Petrografía.- Al microscopio, se observa cierta variación mineralógica, aunque en todos los casos la sericita es el mineral esencial. En algunas muestras, la abundancia de cuarzo es considerable, implicando variaciones cuarzosericíticas dentro del esquistos de sericita. Otros minerales presentes son albita, plagioclasa en cristales diminutos, rutilo en agregados cristalinos pequeños y biotita marrón verdoso. El cuarzo y la sericita definen una foliación plisada, aunque también se reconoce una foliación anterior formada por pequeños arcos poligonales de sericita.

La abundancia de mica blanca sugiere un carácter pelítico premetamórfico. En la Tabla 1 se presenta el análisis químico de una muestra de este esquistos, el cual apoya una naturaleza original arcillosa.

METARRIOLITA

Relaciones de campo.- La metarriolita constituye una de las unidades más consistentes, tanto en su distribución horizontal como vertical. Se observa en la parte más alta de la Sierra de San Lucas del Maíz y puede seguirse a rumbo 10 km al NW, hasta llegar a la falda septentrional del Cerro de La Pila, en el área de Tizapa, donde es cubierta por derrames volcánicos recientes. Al SE, fuera del área estudiada, no se ha comprobado su extensión, pero seguramente ha sido erosionada en gran parte, ya que predomina una topografía más baja.

En el área, su distribución está gobernada parcialmente por fallas normales y afectada por una cabalgadura pequeña en la parte noroccidental. Su contacto inferior es paralelo y, en algunos lugares, ligeramente gradual con el esquistos verde. En el extremo noroccidental, está en contacto con la filita de sericita con grafito abundante.

Su contacto superior es concordante con la filita de sericita con grafito escaso. Donde la metarriolita ha sido levantada por fallas normales, el contacto superior está erosionado, quedando en contacto de falla con la filita de sericita con grafito abundante de niveles estructurales superiores y, algunas veces, con esquistos verde, como se observa cerca de San Lucas del Maíz. Se ha calculado espesores estructurales que varían desde 100 hasta alrededor de 250 m en el Cerro La Lobera.

La metarriolita, por su consistencia a rumbo y por sus características físicas inconfundibles, ha servido de horizonte estructural guía, el cual, por el hecho de no repetirse, implica una secuencia estructural sin repetición por plegamiento, al menos en el área estudiada. Contiene intercalaciones pequeñas de filita de serici-

ta con grafito abundante.

Petrografía.- La metarriolita es una roca de color blanco, muy resistente debido a que contiene gran cantidad de cuarzo; muchas veces parece ser una metacuarzita (Lámina 14A). Al intemperismo adquiere tonalidades de color crema a ocre. Tiene bandeamientos gris oscuro y gris claro paralelos a la foliación. En lámina delgada se determinó que los bandeamientos de coloración oscura se deben a diferentes grados de milonitización.

Los minerales esenciales de la metarriolita son cuarzo y feldespato potásico que constituyen de 60 a 65% y de 30 a 35% del volumen de la roca, respectivamente. Como accesorios se observa plagioclasa, mica blanca, biotita, clorita en algunas partes, albita, epidota, leucoxeno como alteración de ilmenita, apatita, zircón y turmalina acicular en inclusiones pequeñas dentro del feldespato potásico.

Tiene una textura milonítica con recristalización (Lámina 14B). El cuarzo es el constituyente principal de una matriz que forma mosaicos cristaloblásticos con sus granos alargados definiendo la foliación; también se presenta en porfidoclastos pequeños con bordes granulares debidos a recristalización. El feldespato potásico es predominantemente sanidino, identificado por su 2V menor que el de la ortoclasa; presenta maclas de Carlsbad (Lámina 14B) y se observa en porfidoclastos que varían de tamaño de 0.4 mm a 2 mm con bordes parcialmente recristalizados y una granulación marginal incipiente. Está fracturado y, algunas veces, doblado ligeramente; a veces manifiesta intercrecimiento con albita. Ocasionalmente, también se observa microclina.

Es notable como la matriz milonítica foliada rodea los porfidoclastos, los cuales influyeron mucho en la recristalización del cuarzo, que se observa en cristales xenoblásticos más gruesos en las partes adyacentes a los porfidoclastos que le sirvieron de protección. Donde no es así, el cuarzo forma un mosaico cristaloblástico más fino y foliado, constituyendo la matriz milonítica recristalizada.

La poca plagioclasa observada es oligoclasa, que se presenta en porfidoclastos y como pequeños cristales hipidiomórficos dentro del mosaico cristaloblástico de cuarzo. Está frecuentemente reemplazada por recristalización a albita, con la segregación de calcio consecuente para la formación de epidota.

La biotita es escasa y sólo se observó en algunos sitios cerca del contacto inferior; es de color marrón rojizo con tonalidades verdosas debido a cloritización incipiente. Se observa en la mica *kink bands* y no presenta una orientación clara con la foliación, sino que parece estar destruida por ella.

Origen premetamórfico.- Tomando en consideración que las lavas riolíticas tienden a ser dómicas, la distribución amplia y consistencia a rumbo de la meta-

riolita es congruente con la distribución como flujos piroclásticos subacuosos o como depósitos de tobas vítreas.

Debido al tectonismo y recristalización, no es posible observar algún rasgo primario de su verdadera naturaleza; sin embargo, se deduce una relación textural premetamórfica, con fenocristales de sanidino, plagioclasa sódica y cuarzo, en una matriz probablemente vítrea. Según Spry (1969, p. 237), una matriz vítrea puede ser transformada fácilmente por metamorfismo a esquistos de cuarzo, sericita, clorita, paragonita y albita. Estas consideraciones, aunadas a la presencia de intercalaciones de filita grafitica, favorecen una naturaleza tobácea para la metarriolita. En la Tabla 1 se muestra dos análisis químicos de esta roca, que evidencian una composición riolítica, por comparación con las riolitas calcialcalinas promedio.

FILITA DE SERICITA CON GRAFITO ESCASO

Relaciones de campo.- La filita de sericita con grafito escaso tiene un espesor de 50 a 70 m, muy consistente a rumbo hacia el norponiente del área estudiada. Sobreyace a la metarriolita en contacto paralelo. Su extensión hacia el sudoriente no se ha reconocido bien, debido a que seguramente ya fue erosionada y sólo se observa pequeños restos donde la metarriolita también se ha conservado.

El contacto superior, en la parte noroccidental del área, es paralelo a la foliación de una metacaliza. En la Sierra de San Lucas del Maíz, el contacto superior ha sido erosionado parcialmente debido a levantamientos por fallas normales; donde aún es observable, el contacto es con esquistos verdes y no con la metacaliza, que está más hacia el noroeste.

La mineralogía de la filita de sericita con grafito escaso es simple: cuarzo, sericita y poco material grafitico, como constituyentes principales. Difiere de la filita de sericita con grafito abundante de niveles estructurales inferiores por el grado de cristalinidad menor y mineralogía más sencilla.

METACALIZA

La metacaliza presenta un color de gris oscuro a negro y está totalmente recristalizada y foliada. Se observa únicamente en la parte noroccidental del área, constituyendo un espesor estratigráfico-estructural de 50 a 60 m. Sus contactos son paralelos con la foliación: el inferior con la filita de sericita con grafito escaso y el superior con el esquistos verde.

Se reconoce fácilmente su continuidad hacia el norponiente, fuera del área.

Hacia el sudoriente, dentro del área, sólo se observa las rocas que la subyacen y sobreyacen, por lo que seguramente se acuña y/o cambia lateralmente a filita de sericita calcárea. La metacaliza, como se aprecia en el mapa, está afectada por una cabalgadura pequeña, perdiéndose su continuidad hacia el sudeste. Mineralógicamente está constituida enteramente por calcita recristalizada; también se observa algo de cuarzo, sericita y material grafitico escaso.

FILITA DE SERICITA CALCÁREA

Distribución y relaciones de campo.- La filita de sericita calcárea representa la unidad metamórfica más alta de la secuencia cartografiada; se observa únicamente en la parte sudoccidental del área. El contacto inferior es ligeramente gradual con el esquistos verde; el superior no se observó. Una sección buena para observar esta roca está expuesta a lo largo del arroyo principal que se origina en el poblado de San Lucas del Maíz y drena hacia el sudponiente. Esta filita está en contacto por falla con la metarriolita y, aguas más abajo sobre este arroyo, se observa el contacto inferior con el esquistos verde.

Litología.- La filita de sericita calcárea se distingue de las demás filitas por su naturaleza ligeramente calcárea. No contiene grafito, aunque sí presenta intercalaciones de filita grafitica. Contiene intercalaciones pequeñas y erráticas, de 20 a 50 cm de espesor, de metacaliza negra con fragmentos de moluscos, observables unos 2 km al WSW de San Lucas del Maíz, sobre el arroyo que nace en dicho poblado.

ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVAS

ADAMELITA

La adamelita corresponde a un intrusivo que fue cartografiado por de Cserna (1978) como parte de la unidad de troncos monzoníticos del Terciario, en la región entre Tejupilco y Temascaltepec. Colorado-Liévano (1979) lo mencionó como "Intrusivo de Temascaltepec", constituido por una cuarzomonzonita de biotita. En el presente estudio sólo se cartografió una pequeña parte del intrusivo; los análisis químicos y el estudio petrográfico permitieron su clasificación como adamelita (Tabla 1). Esto es congruente con los análisis químicos presentados por González-Partida (1981) para el intrusivo de Temascaltepec.

En el área estudiada la adamelita sólo se observa en la porción nororiental, sobre el cauce del Río Temascaltepec, donde está cubierta por derrames de basalto del Reciente. Los afloramientos más amplios de esta roca están expuestos en

la terracería Temascaltepec-San Pedro Tenayac, al nororiente del área, donde está cubierta por rocas riolíticas oligocénicas. Algunos diques de aplita y cuerpos pequeños de riolita con textura fluidal cortan a la roca plutónica.

Al microscopio, se le observa una textura hipidiomórfica-granular con ligeras variaciones porfídicas; el tamaño del grano varía desde 0.5 mm hasta más de 2 cm. Los minerales esenciales son plagioclasa sódica, feldespato potásico, cuarzo y biotita. Como minerales accesorios se observa zircón escaso, apatita y rutilo acicular dentro de la biotita. Los minerales de alteración son clorita, hematita y sericita en los núcleos más cálcicos de la plagioclasa y del feldespato potásico.

La plagioclasa varía en composición de albita a andesina, pero domina la oligoclasa; tiene zoneamiento normal que indica enfriamiento rápido en las primeras etapas de cristalización. El feldespato potásico es ortoclasa y, la mayoría de las veces, presenta intercrecimiento gráfico con el cuarzo. En las variaciones texturales ligeramente porfídicas, los fenocristales son de plagioclasa, biotita, cuarzo y muy poca ortoclasa; la matriz está constituida por ortoclasa, albita y cuarzo en intercrecimiento gráfico.

La mayor parte del cuarzo presenta extinción ondulante y algunos cristales de biotita están ligeramente plegados, lo que sugiere una deformación muy incipiente y tardía afectando al cuerpo intrusivo, o bien una deformación asociada a su emplazamiento.

En el área estudiada, este tronco ígneo afecta a la filita de sericita con grafito abundante, que manifiesta una aureola térmica de 3 m de espesor donde se observa un desarrollo amplio de biotita a partir de sericita y clorita. No se encontró algún otro tipo de recristalización relacionada directamente con el emplazamiento del tronco de adamelita.

DIORITA

La diorita constituye un tronco pequeño, cuya área de afloramiento, de forma alargada y de aproximadamente una hectárea, se observa sobre la falda noroccidental del Cerro Calcoltepec. La zona de contacto entre el tronco de diorita y las rocas esquistosas intrusadas no es clara; sin embargo, se le puede atribuir un espesor menor que un metro, lo cual implica un emplazamiento sin efectos térmicos ni metasomáticos considerables.

La diorita es una roca equigranular, de grano fino a medio, con un índice de color de aproximadamente 40%. Al microscopio, presenta textura hipidiomórfica-granular, constituida esencialmente por plagioclasa (oligoclasa-andesina) y hornblenda. Como minerales accesorios se observa biotita, algo de ortoclasa reem-

plazando a la plagioclasa y en intercrecimiento con cuarzo, esfena en agregados irregulares asociados a ilmenita y magnetita. El mineral secundario más abundante es clorita desarrollada a partir de hornblenda y biotita; también hay actinolita como producto de alteración de la hornblenda, y epidota y calcita formadas a partir de la alteración de la plagioclasa.

Considerando la abundancia relativa de clorita y la presencia de actinolita, epidota, esfena y calcita, se estima que la diorita fue afectada por una alteración deutérica importante. En la Tabla 1 se muestra un análisis químico de esta roca.

DIQUES APLÍTICOS

Los diques aplíticos constituyen cuerpos tabulares, de uno a 10 m de espesor, que intrusan a la secuencia metamórfica en todos sus niveles. Su orientación general es NNW y se les puede observar en posición casi vertical, pero son más comunes las inclinaciones hacia el SW que varían desde 10 hasta 70°.

Los diques están constituidos por aplita típica, con textura sacaroides en muestra de mano. Al microscopio, presenta textura alotriomórfica granular de grano fino (0.04 a 0.1 mm). La mineralogía consiste en cuarzo, plagioclasa sódica y muscovita; el cuarzo y la plagioclasa se presentan en crecimiento micrográfico y constituyen más de 90% del volumen de la roca, en tanto que la mica aproximadamente de 5 a 7%. Como minerales accesorios se observa zircón escaso, rutilo en agregados microcristalinos y algunos cristales de apatita. Como minerales de alteración se observa sericita y arcillas; en algunas partes los diques están muy caolinizados por efecto del intemperismo.

El emplazamiento de los diques aplíticos seguramente estuvo gobernado, en gran medida, por la foliación dominante de las rocas metamórficas, puesto que en muchos casos existe paralelismo en la posición de los diques y la foliación. Son claramente posteriores a la adamelita y se desconoce su relación con la diorita.

EDAD

No se puede precisar, por ahora, la edad de las rocas ígneas intrusivas en el área; sin embargo, se puede mencionar algunas consideraciones en este sentido. González-Partida (1981, p. 42) ubicó en el Mioceno temprano a la adamelita de Temascaltepec. No obstante, el hecho de que la adamelita esté cubierta por la riolita oligocénica del Cerro El Peñón, sobre la terracería Temascaltepec-San Pedro Tenayac, indica una edad preoligocénica para el plutón de adamelita.

De Cserna [1982 (1983)] describió unos troncos de cuarzomonzonita en la región de Tlatlaya, 40 km al sur del área estudiada. Consideró una posible edad

santoniana para estas rocas plutónicas, basándose en una edad K/Ar de 79 ± 5 Ma (Fries y Rincón-Orta, 1965) de una fuchsita (muscovita cromífera) del Esquisto Taxco, cerca de Tlatlaya, que se supone afectado térmicamente por el tronco ígneo. Esta edad la interpretó como correspondiente al enfriamiento del Tronco de Tlatlaya, a finales del Santoniano. No obstante, de Cserna señaló que dicha edad es incongruente con las conclusiones de Pantoja-Alor (1982), quien estableció un *hiatus* de poca actividad magmática en toda la región centromeridional de México, iniciado en el Coniaciano y terminado a finales del Maastrichtiano.

Por otro lado, de Cserna [1982 (1983)] asignó una edad miocénica a las rocas dioríticas en la región de Tejupilco. De acuerdo con sus observaciones, al sudoeste de Palmar Chico y Palmar Grande, a 35 y 50 km, respectivamente, al SW del área estudiada, troncos dioríticos pequeños intrusan a la Riolita Tilzapotla del Oligoceno (de Cserna y Fries, 1981).

ROCAS ÍGNEAS EXTRUSIVAS

BASALTO Y ROCAS ASOCIADAS

Los derrames de lava basáltica, que constituyen la Mesa del Tenayac y la Mesa de Almoloya, conjuntamente con algunos conos cineríticos, toba de lapili y lahar asociados, representan el vulcanismo pliocuaternario de la Faja Neovolcánica. En el área estudiada cubren, con profunda discordancia, a las rocas metamórficas sobre las cuales se extravasaron. El espesor de los derrames es muy variable; el máximo observado en el área es de alrededor de 60 m.

Los derrames de lava varían en composición de andesita, en las partes inferiores (Tabla 1), a basalto de olivino, en las partes superiores; predomina la composición basáltica. Las partes basales de los derrames normalmente están constituidas por brechas. Son muy comunes las diaclasas columnares.

Al microscopio, la roca basáltica presenta una textura pilotaxítica. La plagioclasa constituye alrededor del 60% del volumen de la roca; se observa en arreglos paralelos rodeando a los fenocristales de olivino y ortopiroxeno (hiperstena). El olivino se presenta en cristales idiomórficos e hipidiomórficos con una aureola de iddingsita; también se observa una cantidad considerable de clinopiroxeno intersticial en la matriz holocristalina, junto con la plagioclasa. Es común observar una relación mineralógica estrecha entre olivino y ortopiroxeno; cuando el primero está ausente, el segundo aumenta. En términos generales, estas rocas pliocuaternarias manifiestan la asociación mineralógica plagioclasa + ortopiroxeno \pm olivino \pm clinopiroxeno.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La secuencia metamórfica presenta muchos y variados elementos estructurales, cuya naturaleza y geometría dependen de la heterogeneidad litológica involucrada. Las rocas estructuralmente incompetentes, a nivel mesoscópico, presentan una foliación penetrante intensa; a nivel microscópico, es común observar foliación plisada con crucero de plisamiento (*crenulation cleavage*) asociado. En las rocas competentes, los rasgos estructurales se manifiestan como diferentes grados de milonitización con recristalización y plegamiento fuerte de la foliación milonítica. De los elementos lineales, el más notable es un lineamiento de plisamientos (ejes de micropliegues) en filitas y algunos esquistos.

Como elementos estructurales posteriores se observa una cabalgadura pequeña en la porción noroccidental del área, mesoplegues, sobrecorrimientos asociados a fallas subhorizontales muy locales y fallas normales con magnitudes diferentes de desplazamiento.

Del análisis conjunto de todos los elementos estructurales a nivel micro, meso y macroscópico, se deduce tres fases de deformación compresiva y una fase distensiva. La geometría y cinemática de las dos primeras fases compresivas no están establecidas claramente.

PRIMERA FASE DE DEFORMACIÓN (D₁)

La primera fase de deformación fue, probablemente, la más intensa. En las filitas y en los esquistos predominantemente micáceos, rocas estructuralmente incompetentes, se manifiesta por una foliación de plano axial penetrante (S₁), asociada a un plegamiento isoclinal recostado (P₁), que en este tipo de rocas no se reconoce con facilidad. No obstante, donde abundan los lentes de cuarzo sin-tectónico, el plegamiento isoclinal es evidente, caracterizado por charnelas cortas y flancos muy extendidos. Es común observar charnelas de pliegues "sin raíz", lo que evidencia foliación transpuesta (*transposed foliation*). En algunos lugares de la parte más alta de la secuencia, dentro de intercalaciones filíticas, aún se puede observar cierto bandeamiento composicional primario (S₀) que no fue obliterado por el metamorfismo; en estos casos, S₀ define claramente el plegamiento isoclinal P₁, cuyo plano axial es subhorizontal y paralelo a S₁.

En las rocas más competentes, como los esquistos de actinolita/tremolita y de clorita-biotita (metapiroclásticos) y metarriolita, D₁ se manifiesta por milonitización con grados diferentes de recristalización. Simultáneo a este fenómeno, el bandeamiento y/o foliación milonítica desarrolló pliegues angulares asimétricos y estrechos (Lámina 12A) y pliegues subsoclinales (Lámina 14A), cuyos ejes son

siempre subhorizontales. En estos casos, el lineamiento (L_1) que define el eje de los pliegues es de alrededor de $290-12^\circ$ en los pocos lugares donde se pudo medir.

Lo anterior significa que, mientras en las rocas incompetentes P_1 prácticamente fue obliterado por S_1 (foliación de plano axial), en las competentes P_1 se manifiesta plenamente por el plegamiento de la foliación milonítica [(S_1) en estos casos], sin foliación de plano axial asociada. En la Lámina 5B, se ilustra este fenómeno que corresponde a D_1 .

Colorado-Liévano (1979) mencionó una dirección axial NE-SW de micropliegues correspondientes a la primera fase de deformación en filitas cuarzosas. De Cserna [1982 (1983)] consideró un rumbo regional NNE-SSW con inclinación variable al SE y NW para la foliación dominante de las rocas metamórficas agrupadas como Esquisto Taxco, que incluyen a las rocas estudiadas en este trabajo. Sin embargo, se desconoce la geometría y cinemática verdaderas de D_1 , puesto que el comportamiento actual de la foliación dominante, que en la mayoría de los casos corresponde a S_1 (al menos en el área estudiada), se considera producto de un evento tectónico posterior que se describe más adelante.

No obstante, es característico que S_1 tenga inclinación suave variando predominantemente entre 10 y 30° , igual que los planos axiales de P_1 , salvo localmente donde tiene inclinaciones mayores que 45° , debido a deformaciones posteriores. Estos rasgos estructurales, podrían interpretarse, en primera instancia, como una deformación compresiva simple por presión litostática en rocas profundamente cubiertas (Colorado-Liévano, 1979) para la primera fase de deformación; sin embargo, es difícil demostrar que este haya sido el único mecanismo para D_1 , debido a que no explicaría satisfactoriamente las intercalaciones miloníticas que son esencialmente consecuencia de deformación por cizallamiento (*shear strain*) (Christie, 1963, in Higgins, 1971; Tullis *et al.*, 1973).

Varios terrenos metamórficos con foliación o esquistosidad subhorizontal han sido interpretados como resultantes de plegamientos recostados a gran escala o cabalgamientos regionales (Hobbs *et al.*, 1976, p. 416-418). Estas interpretaciones fueron consideradas como válidas por Ortega-Gutiérrez (1981) para las primeras deformaciones del terreno metamórfico de Tierra Caliente. Sin embargo, la geometría y cinemática de las deformaciones no serán entendidas satisfactoriamente en un contexto regional, mientras se desconozca la distribución de las unidades metamórficas a una escala mayor.

SEGUNDA FASE DE DEFORMACION (D_2)

La segunda fase de deformación es definitivamente menos intensa que D_1 . Los elementos estructurales correspondientes a D_2 son más evidentes en las rocas

incompetentes. Esta fase está definida por el plegamiento de S_1 , que se caracteriza por mesoplegues angulares con plano axial en posiciones diferentes. Donde se observa claramente el desarrollo de una segunda foliación (S_2), se define aproximadamente paralela al plano axial; en algunos casos tiene cierto desarrollo de transposición (Lámina 3A).

Al microscopio, S_2 se presenta como un crucero de plisamiento (*crenulation cleavage*) como el que se muestra en la Lámina 3B y en la Lámina 4B. En otros casos, sólo se observa un plisamiento fuerte de S_1 , lo que define un lineamiento de plisamiento (L_2) (*microfold lineation*). En los esquistos micáceos aún se puede reconocer dos foliaciones y, en muchos casos, S_2 está más desarrollada que S_1 (Lámina 9B). También se observa *kink bands* desde microscópicos hasta de varios centímetros, asociados a D_2 .

En las rocas más competentes, la manifestación de D_2 no es clara. Sin embargo, al microscopio la matriz milonítica de estas rocas está plisada (Lámina 6B) y en varios casos se manifiesta sutilmente dos orientaciones preferenciales de los minerales recristalizados dentro de aquella (Lámina 11B). Se considera que el plisamiento o una de estas orientaciones fue ocasionada por D_2 .

En muchos lugares del área estudiada no se pudo reconocer rasgos estructurales relacionados claramente a D_2 , por lo que se desconoce su tendencia estructural verdadera. De Cserna [1982 (1983)] consideró un rumbo NNW-SSE con inclinaciones al SW para S_2 en esta región de Tejupilco, sin embargo, también señaló la falta de datos concluyentes, no sólo respecto a D_2 , sino también a D_1 .

TERCERA FASE DE DEFORMACIÓN (D_3)

La tercera fase de deformación está asociada claramente a D_3 ; la cabalgadura está cartografiada en la porción noroccidental del área y en los mesoplegues indicados en la Lámina 1. También se observa una gran cantidad de fallas de empuje relativamente locales con truncamiento de micro y mesoplegues; los desplazamientos varían desde un metro hasta decenas de metros; los planos de falla tienen inclinaciones que varían desde horizontales hasta 30° . Frecuentemente, tienen zonas de brechamiento asociadas, con espesores desde varios centímetros hasta un metro.

La geometría de los pliegues (P_3) correspondientes a D_3 es diferente a la de los plegamientos anteriores. Son pliegues normalmente redondeados, asimétricos, con planos axiales inclinados hacia el NE y, generalmente, no están muy cerrados; no tienen crucero de plano axial asociado. También se observa mesoplegues normales y algunos con apariencia cónica.

En general, la geometría de P_3 , así como el fallamiento subhorizontal y la ca-

balgadura cartografiada, sugieren esfuerzos de compresión en dirección NE-SW durante D_3 .

Por otro lado, si se analiza detalladamente el comportamiento general de la foliación, que en la mayoría de los casos corresponde a S_1 , se tiene que en la porción noroccidental del área, el comportamiento promedio de la foliación es de $N60^\circ W$ con inclinación de 20° al SW. En la porción central cambia paulatinamente a E-W con inclinación de 20° al S, mientras que en la parte centro-oriental es de $N10^\circ E$ con 20° al ESE. Salvo algunas variaciones locales, estos cambios de rumbo, más o menos uniformes, configuran parte de una estructura semidómica cuyos niveles estructurales inferiores se localizan debajo de la Mesa El Tenayac. En la Figura 3, se muestra el análisis estereográfico de 1,500 polos de los datos de foliación del área de San Lucas del Maíz, que definen un círculo menor que demuestra la estructura semidómica.

En el área de Tizapa, localizada 3 km al NNW, la foliación define un anticlinal abierto, cuyo núcleo corresponde al augengneis milonítico descrito por Parga-Pérez (1981). Correlacionando esta estructura con la de San Lucas del Maíz, se concluye que las rocas metamórficas definen un anticlinal doblemente buzante, con flancos normales y dirección aproximada de $NW45^\circ SE$, cuyas dimensiones son, aproximadamente, 8 km de largo y 3 km de ancho, con una inclinación de 15 a 20° en sus flancos.

El flanco SW corresponde a la Sierra de San Lucas-El Sauz, mientras que el NE está cubierto por derrames de basalto pliocuaternalario, lo mismo que el núcleo gnéisico. La terminación periclinal hacia el NW se observa con cierta claridad en Tizapa, aunque afectada por un fallamiento normal (Parga-Pérez, 1981, fig. 4). La correspondiente al SE está definida por la estructura semidómica del área de San Lucas del Maíz.

De Cserna [1978, 1982 (1983)] consideró un pliegue de fondo mayor en la región de Tejupilco (Levantamiento de Tejupilco), cuyo núcleo corresponde al basamento metamórfico y sus flancos a rocas sedimentarias marinas plegadas de las Formaciones Acuitlapán y Amatepec, del Jurásico Superior y Cretácico Inferior, respectivamente, consideradas como cobertura. Este autor estimó que el Levantamiento de Tejupilco es posterior a los pliegues de la cobertura y anterior a la Formación Balsas, ocurriendo probablemente de finales del Coniaciano al Santoniano.

El plegamiento P_3 y la cabalgadura cartografiada en la porción noroccidental del área de San Lucas del Maíz son congruentes con el plegamiento de las rocas de la parte inferior de la cobertura. De Cserna [1982 (1983)] infirió que esta cabalgadura está relacionada con una zona de *décollement* que involucra el plega-

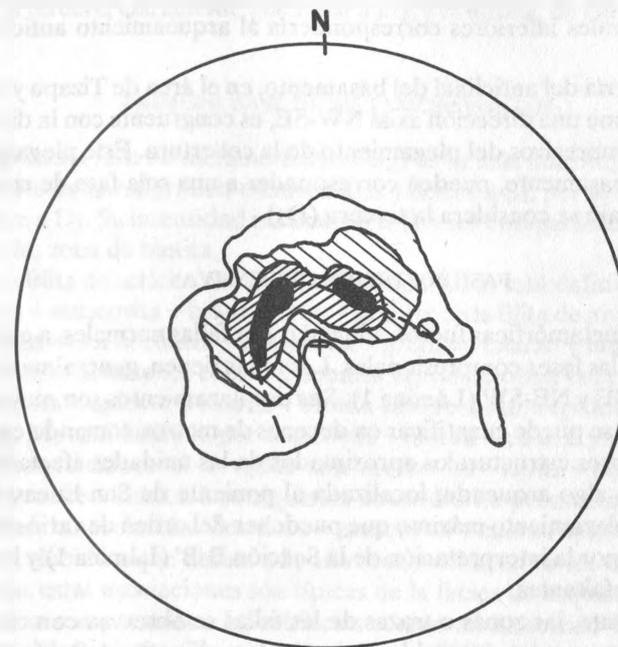


Figura 3.- Diagrama de proyecciones estereográficas equiareales de 1,500 polos de la foliación del área de San Lucas del Maíz. El círculo menor que se define, demuestra una estructura semidómica.

miento de la cobertura y la parte superior del basamento, cuyo mecanismo probable es un deslizamiento por gravedad de oriente a poniente de aquella sobre éste, antes del pliegue de fondo.

En esa interpretación, el anticlinal abierto, doblemente buzante, que forma el basamento en las áreas de Tizapa y San Lucas del Maíz, sería parte del pliegue de fondo del Levantamiento de Tejupilco, lo cual implicaría una cuarta deformación con una componente vertical importante. Sin embargo, la falta de datos sobre las relaciones estratigráfico-estructurales de la cobertura y el basamento, da pie a otras interpretaciones. Así, a reserva de mayor información, el plegamiento

de la cobertura puede corresponder a una fase compresiva, cuya manifestación a niveles estructurales inferiores correspondería al arqueamiento anticlinal suave del basamento.

La geometría del anticlinal del basamento, en el área de Tizapa y San Lucas del Maíz, que tiene una dirección axial NW-SE, es congruente con la dirección de los esfuerzos compresivos del plegamiento de la cobertura. Este plegamiento y el anticlinal en el basamento, pueden corresponder a una sola fase de compresión, que en este trabajo se considera la tercera (D₃).

FASE POSTERIOR DISTENSIVA

Las rocas metamórficas fueron afectadas por fallas normales, a escalas diferentes, luego de las fases compresionales. Las fallas tienen, generalmente, dos direcciones, NW-SE y NE-SW (Lámina 1). Sus desplazamientos son muy variables; en algunos casos se puede cuantificar en decenas de metros, tomando en consideración los espesores estructurales aproximados de las unidades afectadas. La falla cuyo trazo es algo arqueado, localizada al poniente de San Lucas del Maíz, presenta un desplazamiento máximo que puede ser del orden de varios cientos de metros, a juzgar por la interpretación de la Sección B-B' (Lámina 1) y los espesores estructurales faltantes.

Generalmente, las zonas o trazas de las fallas se observan con cierta claridad, aunque de manera interrumpida. En varios lugares están definidas por zonas de brechamiento, desde 10 hasta 50 cm de espesor; en otros, se puede observar planos de falla con inclinaciones desde 60 hasta 70° y estriaciones que facilitan establecer el sentido del desplazamiento.

En la cubierta volcánica pliocuatnaria, el alineamiento NW-SE de los conos volcánicos situados muy cerca del borde septentrional del área, que emitieron gran parte de las coladas de lava de la Mesa El Tenayac, sugiere una asociación con fallamiento y/o fracturamiento en esa dirección, la cual es paralela a una de las direcciones del fallamiento observado en las rocas metamórficas.

METAMORFISMO

La secuencia metamórfica del área de San Lucas del Maíz presenta mucha heterogeneidad litológica, por lo que se originaron asociaciones metamórficas diferentes en respuesta a las condiciones termodinámicas del metamorfismo. Con base en las relaciones texturales, se dedujo cuatro etapas o fases de cristalización metamórfica: la primera y la segunda asociadas a las foliaciones S₁ y S₂, respecti-

vamente; la tercera, claramente posterior a D₂; y la última, de carácter retrogresivo.

PRIMERA FASE DE METAMORFISMO (M₁)

La primera fase de metamorfismo (M₁) es la más uniforme. Se observa en todos los niveles estratigráfico-estructurales y define a S₁, por lo que se considera sintectónica a D₁. Su intensidad máxima en el área es comparable a la facies de esquisto verde, zona de biotita.

En la filita de sericita con grafito abundante, M₁ está definida por la asociación cuarzo + muscovita + biotita verde + grafito; en la filita de nivel estructural superior sólo se observa cuarzo + muscovita + grafito o cuarzo + muscovita + clorita. En la filita con variaciones composicionales ligeras se observa la asociación cuarzo + muscovita + epidota o cuarzo + biotita café verdoso + epidota. En el esquisto de sericita, M₁ está definida por muscovita + clorita + cuarzo y muscovita + cuarzo; otras asociaciones observadas son muscovita + albita + cuarzo y muscovita + biotita verde + clorita. Los esquistos de cordierita presentan mayor grado de cristalinidad; la asociación clinocloro + muscovita + cuarzo aparentemente representa a M₁, debido a que define a S₁ aún reconocible en varios casos.

Todas estas asociaciones son típicas de la facies de esquisto verde en rocas pelíticas. Son comparables a las subfacies cuarzo-albita-muscovita-clorita y cuarzo-albita-epidota-biotita (Turner y Verhoogen, 1960); o bien, a la zona de clorita y biotita. De acuerdo con la nomenclatura de Winkler (1976) corresponde a un metamorfismo de grado bajo.

En el esquisto de actinolita/tremolita, M₁ estuvo acompañada por milonitización. Observaciones detalladas dentro de la matriz milonítica permiten reconocer la cristalización de tremolita, clinocloro, algo de flogopita y epidota, asociación que define la facies de esquisto verde. En el esquisto verde se manifiesta asociaciones típicas de la facies del mismo nombre, como cuarzo + clorita + albita + clinozoisita, clorita + clinozoisita ± calcita + tremolita, clorita + tremolita, clorita + epidota + actinolita. En varios casos, se observa la presencia de cristales grandes de tremolita/actinolita (hasta de 5 mm en su dimensión máxima) con sombras de presión de clorita y rodeados y fragmentados por una foliación dominante, en apariencia correspondiente a S₂. También se observa tremolita/actinolita en cristales fibrosos pequeños siguiendo a esta foliación. Es decir, existen claramente dos generaciones de tremolita/actinolita, la primera se considera correspondiente a M₁, la segunda perteneciente a M₂.

El esquisto de clorita-biotita, cuyo protolito se considera piroclástico de composición dacítica-andesítica, es abundante en cuarzo, plagioclasa sódica pre-

metamórfica y biotita, lo que implica pocos cambios mineralógicos durante el metamorfismo. M₁ se manifiesta por milonitización y cristalización parcial, definida por el desarrollo de muscovita, clorita, biotita y una granulación intensa y recristalización de cuarzo. La biotita metamórfica se alinea con la foliación en hojuelas pequeñas (centésimas de mm); la premetamórfica, en cristales de varios mm, presenta curvatura y, en varios casos, *kink bands*.

Durante M₁, la plagioclasa premetamórfica (oligoclasa-andesina), reaccionó albitizándose parcialmente, con la consecuente segregación de calcio para la formación de epidota.

En la metarriolita, debido a su composición química, fueron pocos los cambios mineralógicos producidos por el metamorfismo. No se observa evidencias claras que sugieran etapas diferentes de recristalización. La milonitización con granulación y recristalización de cuarzo, desarrollo incipiente de mica blanca y algo de epidota a partir de la plagioclasa, se considera como M₁. La biotita escasa que se observa en la metarriolita presenta pequeñas *kink bands* y algunas están quebradas y fragmentadas por la foliación milonítica, lo que implica una naturaleza premetamórfica.

En la Figura 4 se muestra gráficamente las asociaciones metamórficas más importantes de M₁ por medio de los diagramas A'KF y ACF.

SEGUNDA FASE DE METAMORFISMO (M₂)

La segunda fase de metamorfismo (M₂) se considera sintectónica a D₂, debido a que sus asociaciones definen a S₂. Aparentemente, no es uniforme en todos los niveles estratigráfico-estructurales, puesto que no se pudo reconocer en los más altos. Se tiene la impresión de que M₂ no es penetrante y que sólo se forma en los flancos de micro y mesopliegues muy cerrados de S₁, con el desarrollo simultáneo de S₂, sin cristalización en las zonas de charnela de estos pliegues. Su intensidad es comparable a la facies de esquistos verde, aunque más débil que M₁. En apariencia, la biotita no se estabilizó en M₂.

La razón por la que se considera a M₂ posterior e independiente de M₁, es que en los niveles estructurales medios e inferiores, dentro de las rocas más micáceas (pelíticas), se observa dos foliaciones, definidas en varios casos por una mineralogía prácticamente similar, que puede interpretarse como una reorientación simple de cristales y no como otra fase metamórfica. En muchos otros, sin embargo, la asociación mineralógica en cada una de las superficies de foliación es diferente, lo que sugiere etapas distintas de cristalización.

En las rocas pelíticas, donde claramente se observó las dos foliaciones en lámina delgada, es notable el gran desarrollo de muscovita definiendo a S₂, mien-

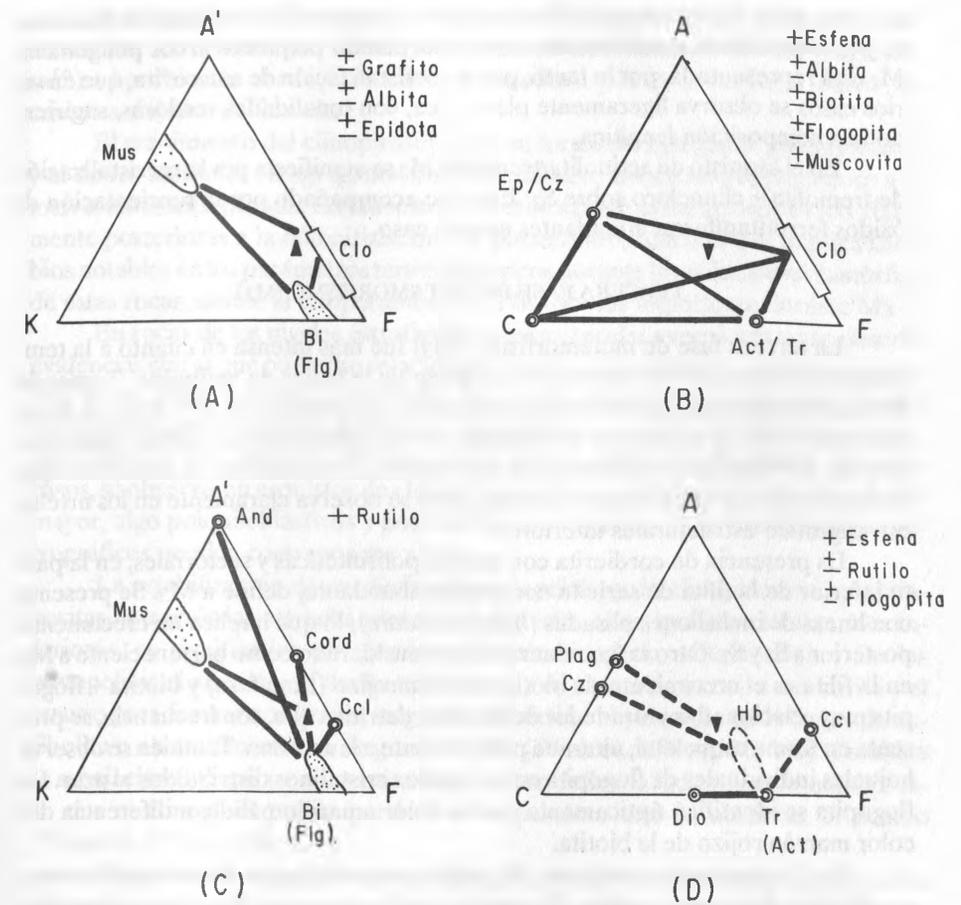


Figura 4.- Representaciones gráficas de asociaciones metamórficas en diagramas A'KF y ACF. (A) Asociación típica en las metapelitas durante M₁ en facies de esquistos verde. (B) Asociación típica en las metabasitas durante M₁ en facies de esquistos verde. (C) Asociación en el esquistos de cordierita durante M₃ en la parte baja de la facies de anfibolita. (D) Asociaciones en el esquistos de actinolita-tremolita durante M₃ en la parte baja de la facies de anfibolita. Mus = muscovita, Clo = clorita, Bi = biotita, Flg = flogopita, Ep = epidota, Cz = clinozoisita, Cc = calcita, Act = actinolita, Tr = tremolita, And = andalucita, Cord = cordierita, Ccl = clinoclino, Plag = plagioclasa, Hb = hornblenda, Dio = diópsidao ▲ = análisis químico del esquistos de cordierita, ▼ = análisis químico del esquistos de actinolita/tremolita. La línea interrumpida indica una posible asociación estable.

tras que sobre S_1 , la clorita o clinocloro (en el esquistos de cordierita) es dominante y la mica blanca notablemente escasa, formando pequeños arcos poligonales. M_2 está representada, por lo tanto, por la recrystalización de muscovita, que en varios casos se observa ligeramente pleocroica, con tonalidades verdosas, sugiriendo una composición fengítica.

En el esquistos de actinolita/tremolita M_2 se manifiesta por la recrystalización de tremolita + clinocloro sobre S_2 . Esto fue acompañado por la reorientación de óxidos ferrotitaníferos, abundantes en este caso.

TERCERA FASE DE METAMORFISMO (M_3)

La tercera fase de metamorfismo (M_3) fue más intensa en cuanto a la temperatura alcanzada y es comparable al inicio de la facies de anfibolita. Tomando en consideración las características texturales, es posterior a S_1 y a S_2 , es decir, posterior a D_2 . Se desconoce su relación con D_3 , puesto que no define alguna superficie de foliación y claramente se sobrepone a las existentes; se considera que se llevó a cabo en condiciones estáticas. Sólo se observa claramente en los niveles estratigráfico-estructurales inferiores.

La presencia de cordierita con maclas polisintéticas y sectoriales, en la parte inferior de la filita de sericita con grafito abundante, define a M_3 . Se presenta con líneas de inclusiones plisadas (*helicitic texture*), lo que implica un crecimiento posterior a S_1 y S_2 . Otro rasgo mineralógico considerado como perteneciente a M_3 en la filita es el crecimiento de biotita marrón rojizo (titanífera) y biotita + flogopita muy relacionadas y alrededor de ilmenita detrítica que, con frecuencia, se presenta en forma esquelética, alterada parcialmente a leucoxeno. También se observa hojuelas individuales de flogopita en agregados cristalinos distribuidos al azar. La flogopita se identificó ópticamente por su color amarillo pálido, a diferencia del color marrón rojizo de la biotita.

En el esquistos de cordierita, M_3 está representada por varias asociaciones: cordierita + flogopita + rutilo, flogopita + rutilo + cuarzo, flogopita + muscovita + clinocloro y, con frecuencia menor, flogopita + andalucita. El rutilo parece que cristalizó a partir de ilmenita detrítica, puesto que se observa cristales relativamente grandes (hasta de 0.5 mm en su máxima dimensión) formando pseudomorfos de ilmenita preexistente; también existe cristales de rutilo aislados, sin orientación alguna.

La asociación cordierita + flogopita + rutilo, que es la más importante en el esquistos de cordierita, se desarrolló sobreponeándose a una matriz doblemente foliada, constituida por clinocloro + muscovita + cuarzo, que indica ser posttectónica a D_2 .

En el esquistos básico de actinolita/tremolita, M_3 está evidenciada principalmente por el crecimiento de diópsido + tremolita \pm cuarzo \pm esfena, plagioclasa(?) \pm hornblenda verde(?) \pm esfena, actinolita \pm esfena y rutilo, a partir de cristales aislados de ilmenita.

El crecimiento del clinopiroxeno fue en forma de agregados granoblásticos y el de los anfíboles en agregados fibrosos radiales, ambos sobreponeándose a la matriz milonítica plisada. Las asociaciones mineralógicas mencionadas son claramente posteriores a la milonitización y al plisamiento, relación que implica cambios notables en los parámetros termodinámicos durante la evolución metamórfica de estas rocas, donde la temperatura fue el factor más importante durante M_3 .

En rocas de los niveles estratigráfico-estructurales superiores no se observa evidencias claras que pudieran relacionarse con M_3 . No obstante, en algunas muestras de esquistos verde ricas en clorita, de niveles superiores, se observa cristales idioblásticos relativamente grandes de mica blanca y rutilo, distribuidos al azar, sin relación con la foliación definida por la clorita en hojuelas diminutas. En otros casos, se observa, en esquistos de clorita y sericíticos, cristales de biotita de tamaño mayor, algo poiquiloblásticos y posteriores a la foliación. Este tipo de rasgos petrográficos pueden corresponder a M_3 .

La estabilización de cordierita en metapelitas y de clinopiroxeno en metabasitas, intercaladas estrechamente en los niveles estratigráfico-estructurales inferiores, es significativa en términos de intensidad de metamorfismo. En las metapelitas el clinocloro (clorita rica en Mg y Al) reaccionó con la muscovita y el cuarzo para formar cordierita, isograda que define el principio de la facies de anfibolita o un metamorfismo de grado medio (Winkler, 1976, p. 76, 240). También la asociación flogopita + muscovita + clinocloro define la facies de anfibolita, puesto que el clinocloro puede persistir a temperatura alta en ausencia de cuarzo (Winkler, 1976, p. 126, 127).

Respecto al clinopiroxeno o diópsido en las metabasitas, la asociación diópsido \pm tremolita \pm cuarzo \pm esfena que coincide con la aparición de la cordierita en las metapelitas y define un metamorfismo de grado medio. Winkler (1976, p. 122) consideró a la asociación diópsido + tremolita + calcita + cuarzo en calizas dolomíticas silíceas como de grado medio, paragénesis prácticamente comparable con la observada en las metabasitas del área estudiada.

Considerando las relaciones texturales de M_3 , puede pensarse que esta etapa de cristalización metamórfica estuvo relacionada al emplazamiento del cuerpo adamelítico. Sin embargo, no existen evidencias de campo claras que confirmen esta relación; la adamelita sólo tiene una zona de contacto bien definida, no mayor que 3 m de espesor, representada por rocas corneanas de plagioclasa-biotita.

En la porción centroseptentrional del área, al pie de la Mesa El Tenayac, se observa un apófisis de adamelita cortando a la filita de sericita con grafito abundante, la cual no presenta efectos térmicos considerables.

En la Figura 4 se muestra gráficamente las asociaciones metamórficas más importantes de M₃ por medio de los diagramas A'KF y ACF.

RETROGRESIÓN METAMÓRFICA (M₄)

Las diferentes asociaciones metamórficas de todas las etapas están afectadas, en menor o mayor grado y de manera irregular, por retrogresión metamórfica.

En algunas filitas con biotita, la mica está reemplazada por clorita y óxidos de titanio y la ilmenita, reemplazada por leucoxeno y hematita, también es parte de la retromorfosis. En el esquisto de clorita-biotita, este fenómeno es muy notable y generalizado, al grado de que hacia la parte superior del esquisto, la clorita llega a ser el constituyente principal de la roca, con biotita, prácticamente ausente, y presencia de rutilo, también como producto retrogresivo. Esta es la razón de la graduación en el contacto entre esquistos de clorita-biotita y de clorita. La saurización parcial de la plagioclasa, donde es abundante, en el esquisto de clorita-biotita, parece ser parte del mismo fenómeno retrogresivo.

En algunos lugares en el esquisto básico, se observa talco asociado a flogopita, como producto retrogresivo de tremolita y cloritización de actinolita.

En la Tabla 2 se muestra la estabilidad de los minerales durante las diferentes etapas metamórficas en relación con las fases de deformación.

CONDICIONES FÍSICAS DEL METAMORFISMO

Como se mencionó antes, con base en las relaciones texturales se reconoció tres etapas de metamorfismo dentro de la secuencia metamórfica, sin considerar la retromorfosis. Las dos primeras, M₁ y M₂, pertenecen a la facies de esquisto verde, tal como se dedujo de las asociaciones paragenéticas. En M₁ se estabilizó claramente la biotita, mientras que en M₂ no se reconoció con claridad esta estabilidad. Durante M₃ fue alcanzada la facies de anfíbolita en los niveles inferiores de la secuencia, tal como lo indica la presencia de cordierita en las rocas pelíticas y de clinopiroxeno en las rocas básicas.

El hecho de que M₁ y M₂ manifiesten la facies de esquisto verde, indica una temperatura que va desde 300 hasta 500°C (Turner y Verhoogen, 1960, p. 534). Si se considera la estabilización de la biotita durante M₁, se puede establecer una temperatura mínima del orden de los 400°C (Turner, 1968, p. 359). Aunque se des-

Tabla 2.- Relaciones entre fases de metamorfismo y de deformación en las rocas metapelíticas y metabasitas del área de San Lucas del Maíz.

| DEFORMACIÓN | | D1 | D2 | | D3 |
|--------------|---------------------------|-----|-----|----|-----|
| METAMORFISMO | | M1 | M2 | M3 | M4 |
| METAPELITAS | Albita | | | | |
| | Andalucita | | | | |
| | Biotita | --- | --- | | |
| | Clorita | | | | |
| | Clinocloro | | | | |
| | Cordierita | | | | |
| | Cuarzo | | | | |
| | Epidota | | --- | | |
| | Flogopita | --- | | | |
| | Grafito | | --- | | |
| | Hematita | | | | |
| | Muscovita (sericita) | | | | --- |
| | Rutilo | --- | | | |
| | Leucoxeno | | | | |
| METABASITAS | Albita | | --- | | |
| | Actinolita | | | | |
| | Biotita | --- | --- | | |
| | Calcita | | | | --- |
| | Clinocloro | | | | |
| | Clinopiroxeno (Diópsido) | | | | |
| | Clinozoisita | | --- | | |
| | Clorita | | | | |
| | Cuarzo | | | | |
| | Epidota | | --- | | |
| | Esfena | | --- | | |
| | Flogopita | | | | --- |
| | Hematita | | | | |
| | Hornblenda verde (?) | | | | --- |
| | Leucoxeno | | | | |
| | Muscovita (sericita) | | --- | | |
| | Plagioclasa (Oligo-¿And?) | | | | --- |
| Rutilo | --- | | | | |
| Talco | | | | | |
| Tremolita | | | | | |

conoce las reacciones que estabilizaron a la biotita durante M_1 , Nitsch (1970, *in* Winkler, 1976, p. 207-208) investigó experimentalmente la formación de biotita a partir de stilpnomelano + fengita. Los datos obtenidos para la estabilización de la biotita fueron de 430°C a 1 kb y $445^\circ\text{C} \pm 10^\circ\text{C}$ a 4 kb. Winkler (1976, p. 208) consideró válidos estos datos para la reacción biotita + muscovita, a partir de stilpnomelano + muscovita. En el área estudiada no se encontró stilpnomelano, pero la asociación biotita + muscovita es común, por lo que los datos anteriores nos dan una idea aproximada sobre las condiciones físicas durante M_1 . Puesto que en M_2 no se reconoció claramente la estabilidad de la biotita, se infiere que los valores de presión y temperatura fueron menores que los de M_1 .

Respecto a M_3 , existen datos de campo más concretos que permiten deducir las condiciones físicas durante esta etapa metamórfica. Al respecto, la estabilización de la cordierita en rocas pelíticas es muy significativa.

En el esquistos de cordierita se observa petrográficamente la reacción siguiente: clinocloro + muscovita + $\text{SiO}_2 = \text{cordierita} + \text{flogopita} + \text{H}_2\text{O}$; Turner (1968, p. 130) consideró, provisionalmente, una temperatura mínima de 450°C para la estabilización de cordierita en rocas pelíticas. Hess (1969, *in* Miyashiro, 1973a, p. 211) sugirió que la cordierita es estable alrededor de los $450\text{-}500^\circ\text{C}$ en rocas pelíticas con relación baja Fe^{2+}/Mg . Seifert (1970) obtuvo datos experimentales más específicos investigando esa reacción; las temperaturas de equilibrio encontradas son las siguientes: $495 \pm 10^\circ\text{C}$ a 1 kb de PH_2O , $525 \pm 10^\circ\text{C}$ a 2 kb, $610 \pm 15^\circ\text{C}$ a 5 kb, $635 \pm 10^\circ\text{C}$ a 6 kb (Figura 5).

Según Seifert y Schreyer (1970) la cordierita magnésica es más estable a 2 kb de PH_2O y tiene una temperatura mínima de estabilidad de aproximadamente 500°C . La temperatura mínima de estabilidad de la cordierita ferrosa parece ser similar al de la cordierita magnésica (Schreyer, 1965 *in* Schreyer, 1976, p. 280); mientras que el límite superior de presión de la cordierita ferrosa es alrededor de 3.5 kb al igual que la andalucita (Richardson, 1968).

Si se analiza los datos de Seifert (1970) en relación con los puntos triples de los polimorfos de Al_2SiO_5 de Holdaway (1971) y Richardson y colaboradores (1969) (Figura 5), y tomando en consideración la presencia, aunque ocasional, de andalucita y no de sillimanita en el esquistos de cordierita, las intersecciones de la curva de estabilidad de cordierita + flogopita con los límites andalucita + sillimanita son interesantes al tratar de deducir categorías de presión.

La intersección de la curva cordierita + flogopita con el límite andalucita-sillimanita de Richardson y colaboradores (1969) se localiza alrededor de los 5.3 kb y a 620°C . Los valores anteriores indican una presión excesiva en relación con el límite superior de estabilidad de la cordierita ferrosa y andalucita, que es aproxi-

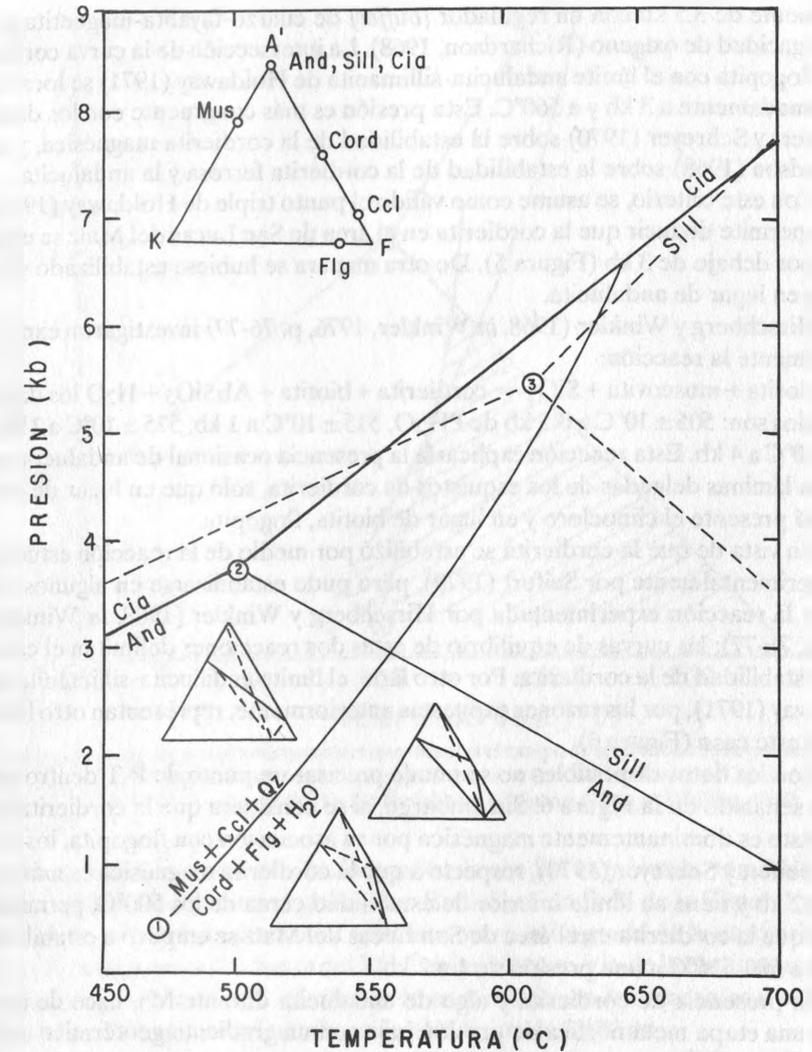


Figura 5.- Diagrama de presión-temperatura que muestra la curva de equilibrio de la cordierita en relación con dos puntos triples de los polimorfos de Al_2SiO_5 . (1) Seifert (1970); (2) Holdaway (1971); (3), Richardson y colaboradores (1969). Las abreviaciones son: And = andalucita, Cia = cianita, Sill = sillimanita, Mus = muscovita, Cord = cordierita, Ccl = clinocloro, Flg = flogopita, Qz = cuarzo.

madamente de 3.5 kb con un regulador (*buffer*) de cuarzo-fayalita-magnetita para la fugacidad de oxígeno (Richardson, 1968). La intersección de la curva cordierita + flogopita con el límite andalucita-sillimanita de Holdaway (1971) se localiza aproximadamente a 3 kb y a 560°C. Esta presión es más congruente con los datos de Seifert y Schreyer (1970) sobre la estabilidad de la cordierita magnésica, y de Richardson (1968) sobre la estabilidad de la cordierita ferrosa y la andalucita.

Con este criterio, se asume como válido el punto triple de Holdaway (1971), lo que permite deducir que la cordierita en el área de San Lucas del Maíz se estabilizó por debajo de 3 kb (Figura 5). De otra manera se hubiese estabilizado sillimanita en lugar de andalucita.

Hirschberg y Winkler (1968, *in* Winkler, 1976, p. 76-77) investigaron experimentalmente la reacción:

clorita + muscovita + SiO₂ = cordierita + biotita + Al₂SiO₅ + H₂O los datos obtenidos son: 505 ± 10°C a 0.5 kb de PH₂O, 515 ± 10°C a 1 kb, 525 ± 10°C a 2 kb y 555 ± 10°C a 4 kb. Esta reacción explicaría la presencia ocasional de andalucita en algunas láminas delgadas de los esquistos de cordierita, sólo que en lugar de clorita está presente el clinocloro y en lugar de biotita, flogopita.

En vista de que la cordierita se estabilizó por medio de la reacción estudiada experimentalmente por Seifert (1970), pero pudo estabilizarse en algunos casos por la reacción experimentada por Hirschberg y Winkler (1968, *in* Winkler, 1976, p. 76-77); las curvas de equilibrio de estas dos reacciones delimitan el campo de estabilidad de la cordierita. Por otro lado, el límite andalucita-sillimanita de Holdaway (1971), por las razones expuestas anteriormente, representan otro límite para este caso (Figura 6).

Con los datos disponibles no se puede precisar un punto de P-T dentro del campo señalado en la Figura 6. Sin embargo, si se considera que la cordierita en el esquisto es predominantemente magnésica por su asociación con flogopita, los datos de Seifert y Schreyer (1970), respecto a que la cordierita magnésica es más estable a 2 kb y tiene su límite inferior de estabilidad cerca de los 500°C, permiten asumir que la cordierita en el área de San Lucas del Maíz se empezó a estabilizar entre los 500-525°C a una presión de 1 a 2 kb.

La presencia de cordierita y algo de andalucita durante M₃, hace de este evento una etapa metamórfica de presión baja con un gradiente geotérmico alto. Un cálculo preliminar sobre este gradiente se puede hacer tomando como base la isograda de la cordierita, que más o menos se tiene controlada en el campo, y la presencia ocasional de biotita en niveles estratigráfico-estructurales superiores, que por relaciones texturales puedan corresponder a M₃.

En la Figura 7 se muestra el zoneamiento metamórfico preliminar, en el cual

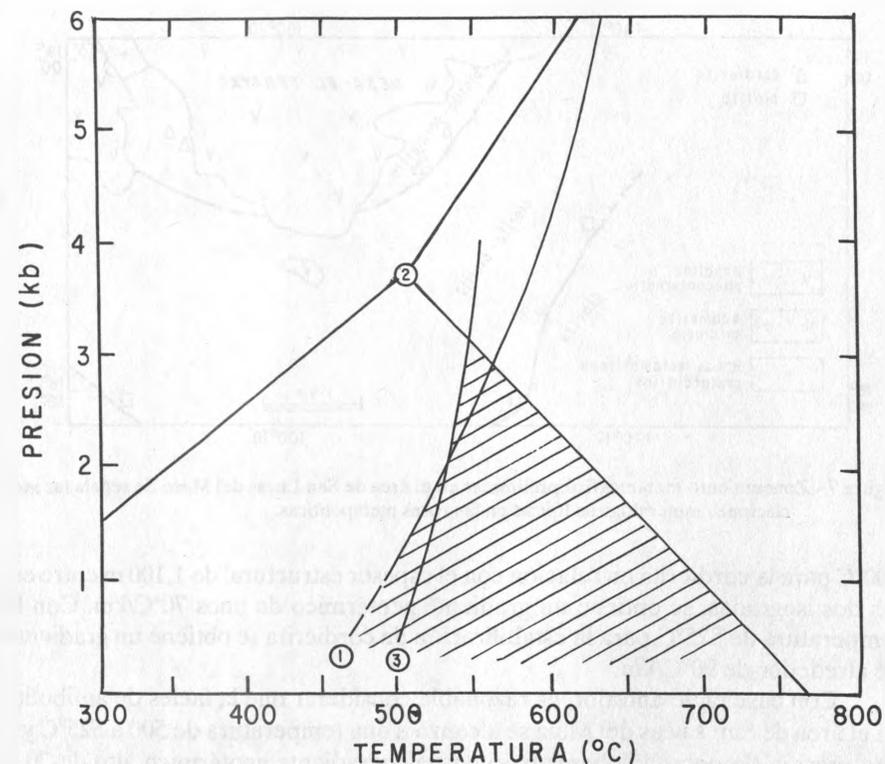


Figura 6.- Diagrama de presión-temperatura que muestra el campo de estabilidad de la cordierita (área rayada) según observaciones petrográficas en el área de San Lucas del Maíz. (1) Seifert (1970); (2) Holdaway (1971); (3) Hirschberg y Winkler (1968, *in* Winkler, 1976).

se señala, aproximadamente, las isogras de cordierita y biotita, tomando como base su presencia en varias localidades. En la Sección B-B' de la Figura 1 se puede estimar el espesor estructural existente entre la isograda de la cordierita, que se localiza muy cerca del cauce del Río Temascaltepec, y la de la biotita que prácticamente sigue el contacto inferior de la metarriolita en las cercanías a esta línea de sección. El espesor calculado es de alrededor de 1,100 m.

Aunque las reacciones que estabilizan la biotita y sus condiciones de equilibrio no se entienden claramente, se tomó en consideración los datos de Nitsch (1970, *in* Winkler, 1976, p. 207-208). Para 1 y 2 kb, que es la categoría de presión de M₃ en el área, la biotita se empieza a estabilizar alrededor de los 425°C. Tomando la temperatura de 425°C para la formación de la mica y el valor mínimo de

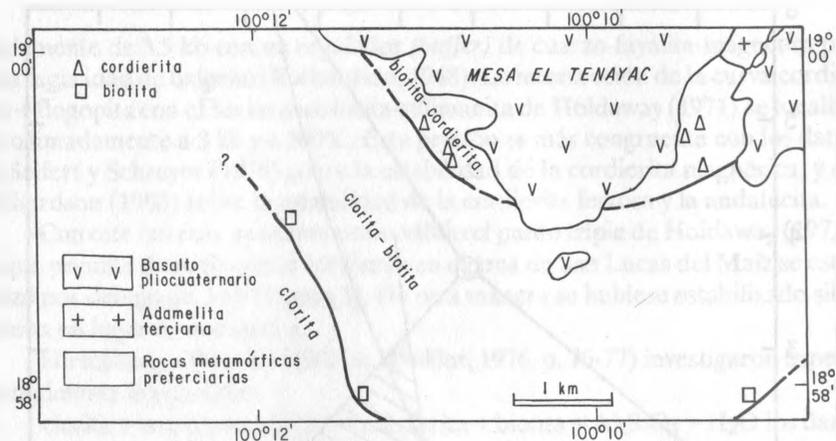


Figura 7.- Zoneamiento metamórfico preliminar en el área de San Lucas del Maíz. Se señala las asociaciones mineralógicas típicas en las rocas metapelíticas.

500°C para la cordierita en relación con el espesor estructural de 1,100 m entre estas dos isogradas, se obtiene un gradiente geotérmico de unos 70°C/km. Con la temperatura de 525°C para la estabilización de cordierita se obtiene un gradiente de alrededor de 90°C/km.

Con base en lo anterior, es razonable considerar que la facies de anfibolita en el área de San Lucas del Maíz se alcanzó a una temperatura de 500 a 525°C y a una presión de pocos kilobares bajo un paleogradiente geotérmico alto de 70 a 90°C/km (un gradiente "normal" es de alrededor de 20°C/km), lo que implica una cubierta litológica de 7 a 6 km, respectivamente, durante M₃. El paleogradiente deducido en el área estudiada es congruente con el zoneamiento metamórfico tan estrecho que se observa, que por sí solo representa un gradiente geotérmico alto, típico de un metamorfismo de presión baja o hipobárico.

En la Figura 8 se presenta un modelo gráfico preliminar de la evolución tectonotérmica del área de San Lucas del Maíz.

IMPLICACIONES REGIONALES

Uno de los problemas fundamentales del terreno metamórfico de la región de Tierra Caliente, que aún no está resuelto en forma satisfactoria, es el cronoestratigráfico. Fries (1960) definió por primera vez al Esquisto Taxco como la roca más antigua de la región, asignándole una edad tentativa del Paleozoico tardío; si bien mencionó no haber estudiado el aspecto estructural del esquisto con detalle,

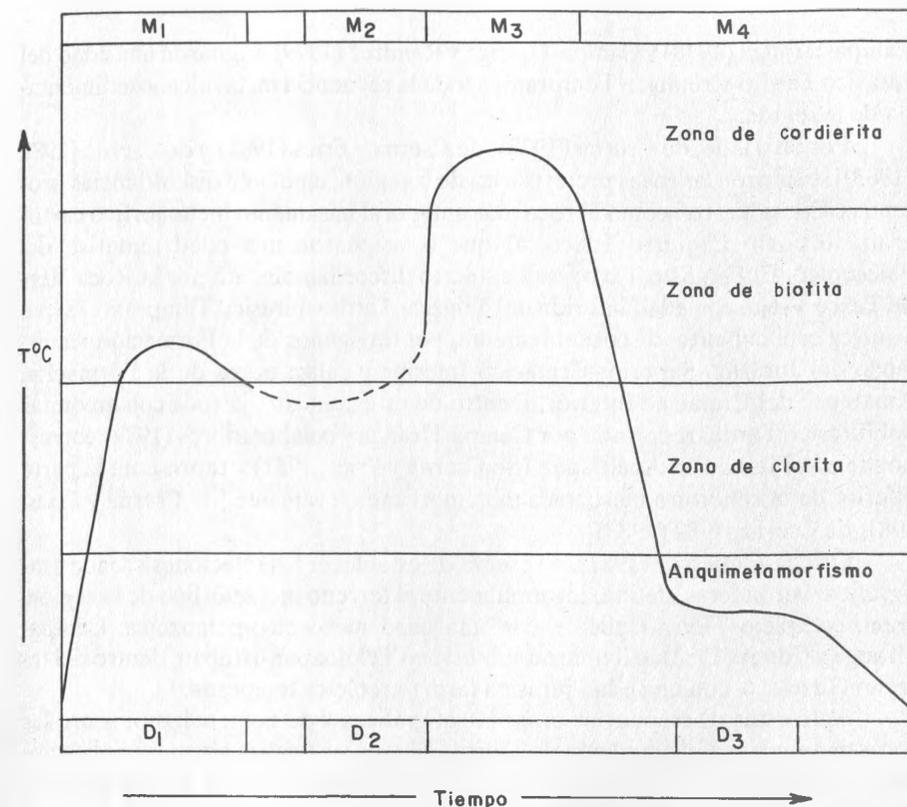


Figura 8.- Modelo preliminar sobre la evolución tectonotérmica en el área de San Lucas del Maíz. La línea interrumpida indica incertidumbre.

le reconoció un protolito de tobas riolíticas. Considerando la importancia que significaba fechar el esquisto, de Cserna y colaboradores (1974) reportaron una edad Pb-alfa de zircones procedentes de una metarriolita del Esquisto Taxco de $1,020 \pm 110$ Ma. Esta edad precámbrica fue discutida y cuestionada posteriormente por Campa-Uranga y Ramírez (1979), quienes argumentaron una naturaleza detrítica de los zircones.

Campa-Uranga y colaboradores (1974) reportaron amonitas del Jurásico Superior (Titoniano) al poniente de Ixtapan de la Sal, dentro de metasedimento intercalado con roca metavolcánica. Por correlación litológica con las rocas de Ixtapan de la Sal, y haciendo mención de otras localidades de roca metasedimentaria con fauna del Cretácico Temprano, Campa-Uranga y colaboradores (1974),

Campa-Uranga (1978) y Campa-Uranga y Ramírez (1979) asignaron una edad del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano a toda la secuencia metavulcanosedimentaria de la región.

Por otro lado, de Cserna (1978), de Cserna y Fries (1981) y de Cserna [1982 (1983)] separaron las rocas preterciarias de la región, mediante discordancias profundas. Consideraron como la roca más antigua al basamento metamórfico cartografiado como Esquisto Taxco, al que le asignaron una edad tentativa del Paleozoico. El Esquisto Taxco está cubierto discordantemente por la Roca Verde Taxco Viejo, con edad inferida del Triásico Tardío-Jurásico Temprano, la que a su vez está cubierta, discordantemente, por terrígenos de la Formación Acuitlapán del Jurásico Superior-Cretácico Inferior y caliza negra de la Formación Amatepec del Cretácico Inferior. Dentro de este contexto, la roca con amonitas del Jurásico Tardío reportada por Campa-Uranga y colaboradores (1974) corresponde a la Formación Acuitlapán (de Cserna y Fries, 1981) y representa la parte inferior de la cobertura mesozoica metamorfizada levemente [de Cserna y Fries, 1981; de Cserna, 1982 (1983)].

Ortega-Gutiérrez (1981), a reserva de establecer las relaciones cronoestratigráficas verdaderas, definió informalmente el terreno metamórfico de la región, como complejo Tierra Caliente con una edad mesozoico-paleozoica. Campa-Uranga y Coney (1983) lo llamaron subterreno Teloloapan-Ixtapan, dentro del terreno Guerrero, con una edad jurásica tardía-cretácica temprana.

Ante estas discrepancias cronoestratigráficas y de nomenclatura sobre las rocas metamórficas de la región de Tierra Caliente, se analiza algunas implicaciones regionales que surgen del presente trabajo, llevado a cabo en un área relativamente pequeña dentro del complejo, o dentro del vasto terreno Guerrero, tal como lo definen Campa-Uranga y Coney (1983).

La secuencia metamórfica cartografiada en el área de San Lucas del Maíz constituye un paquete de rocas vulcanosedimentarias, en continuidad estratigráfico-estructural aparente, de alrededor de 2,000 m de espesor. Su naturaleza premetamórfica sugiere un paleoambiente de arco de islas-mar marginal. La abundancia de filita carbonosa, como la roca metasedimentaria predominante, implica un ambiente de depósito reductor, con mucha actividad volcánica, manifestada por la roca piroclástica y volcanoclástica intercalada. La roca piroclástica varía en composición de basáltica, en la parte inferior, andesítico-dacítica, en la parte media, y riolítica, en la parte superior.

El nivel estructural más bajo que se cartografió corresponde a la filita de sericita con grafito abundante con intercalaciones de esquisto de actinolita/tremolita. En el área de Tizapa, localizada a varios kilómetros al NNW, esta filita varía

gradualmente, hacia abajo, a esquisto de muscovita con granate, subyacente, en contacto paralelo, por esquisto cuarzofeldespático. El contacto inferior de éste es paralelo y levemente gradual con un augengneis milonítico de composición adamelítica.

Tomando en cuenta las relaciones de campo, el augengneis representa el nivel estructural más bajo de la secuencia metamórfica expuesta entre Tejuzilco y Zacazonapan y, aparentemente, la roca más antigua. Su distribución es restringida, sólo se observa claramente sobre el Arroyo Frío y sobre una parte del Arroyo El Ahogado, dentro del área de Tizapa (Parga-Pérez, 1981) localizada a 2 km al SSE del poblado de Zacazonapan.

Mineralógicamente, el augengneis consiste en porfidoclastos (*augens*) de ortoclasa, microclina peritítica, plagioclasa con bordes recristalizados y cuarzo granulado y ondulado; la matriz es milonítica, granoblástica, bandeada y microplegada de cuarzo, albita, muscovita y biotita. Contiene algunos xenolitos de roca metasedimentaria, representada por esquisto de muscovita-biotita-granate en facies de anfibolita. Las relaciones petrográficas indican una naturaleza ortogénica; es decir, un protolito magmático.

El reconocimiento del augengneis como roca plutónica adamelítica tectónica y metamorfizada en la base de la secuencia metavulcanosedimentaria típica de arco de islas tiene implicaciones geológicas regionales importantes.

Se observa un paralelismo aparente en la evolución estructural y metamórfica entre el augengneis, el esquisto cuarzofeldespático sobreyacente y el resto de la secuencia. Es decir, parece ser que estas rocas evolucionaron tectónicamente en conjunto. Lo anterior no apoya la posibilidad de que el augengneis ya estuviese deformado cuando se inició el depósito de las rocas vulcanosedimentarias sobreyacentes.

Otra alternativa sería considerar la existencia de un plutón intrusando la secuencia, que posteriormente fue deformado y metamorfizado conjuntamente con las rocas intrusadas. Sin embargo, las observaciones de campo no apoyan esta interpretación, puesto que existe una relación estrecha en contacto paralelo y ligeramente gradual con esquisto cuarzofeldespático, directamente sobreyacente a lo largo de todo el borde del área de afloramiento del augengneis. Lo anterior no sugiere relaciones de intrusión premetamórfica, sino más bien una relación genética entre el augengneis y el esquisto. Ambas rocas tienen los mismos componentes mineralógicos, sólo que con fábrica diferente.

Con base en las relaciones de contacto y petrográficas, el contacto entre el augengneis y el esquisto cuarzofeldespático puede interpretarse de dos maneras: la primera es que el esquisto represente un protolito arcósico, producto de la ero-

sión de rocas graníticas correspondientes al protolito del augengneis. Esta interpretación implica una discordancia (*nonconformity*) o superficie de erosión pre-tectónica, sobre la cual la secuencia vulcanosedimentaria de arco volcánico fue depositada. Es decir, las rocas que representan el terreno metamórfico en la sub-región de Tejupilco fueron depositadas probablemente sobre un basamento plutónico adamelítico, de extensión y edad aún desconocidas.

La segunda alternativa es considerar al esquisto cuarzofeldespático como de naturaleza blastomilonítica. En este caso, el esquisto representaría la parte superior del augengneis, sólo que con deformación mayor y recristalización debido, probablemente, a importantes corrimientos subhorizontales que corresponderían a la primera deformación en la región. En este contexto, la parte superior de un posible basamento plutónico fue convertida en esquisto blastomilonítico, mientras que la parte restante en un augengneis milonítico y protomilonítico.

En ambas interpretaciones, el protolito adamelítico del augengneis no puede ser la parte interna del arco de islas representado por la secuencia vulcanosedimentaria sobreyacente, puesto que el vulcanismo de las partes inferior y media de la secuencia es de naturaleza basáltica a andesítica, más relacionado con un magmatismo gabroico y diorítico-tonalítico. El protolito adamelítico tiene más afinidades de corteza continental, es aluminoso, al menos en algunos sectores ricos en muscovita, contiene dos micas y metaxenolitos de roca pelítica representada por esquisto micáceo con granate.

Por lo anterior, y a reserva de estudios más detallados, el augengneis puede representar un borde continental plutónico que sirvió de basamento para el depósito de la secuencia vulcanosedimentaria. Es probable que la superficie de discordancia supuesta, en la primera deformación compresiva que fue la más intensa, haya servido de superficie de corrimiento subhorizontal a las rocas del arco volcánico sobre la masa plutónica y, de esta manera, fueron tectonizadas y metamorfizadas conjuntamente. Sin embargo, con los datos disponibles, es difícil comprobar una aloctonía parcial o completa del arco volcánico sobre un basamento plutónico continental.

Se ha intentado fechar el augengneis sin que hasta ahora se tenga algún resultado concluyente. De Cserna [1982 (1983)] consideró una edad paleozoica tardía, de acuerdo con la comunicación personal del Dr. R. L. Armstrong, de la Universidad de Columbia Británica del Canadá, sobre resultados isotópicos Rb-Sr preliminares. Lo mismo hizo el Dr. P. E. Damon, de la Universidad de Arizona en Tucson, cuyos datos parciales de Rb-Sr para el augengneis no han sido determinantes y sólo permiten considerar una edad permotriásica (Dr. P. E. Damon, comunicación personal).

En la secuencia metavulcanosedimentaria submarina estudiada no se encontró fósiles, salvo fragmentos de moluscos en caliza negra recristalizada, que se presenta en estratos erráticos de 20 a 50 cm de espesor dentro de filita negra, en los niveles estratigráfico-estructurales superiores, por lo que su edad es incierta.

Está claro que las rocas cartografiadas en las áreas de San Lucas del Maíz (Elías-Herrera, 1981) y de Tizapa (Parga-Pérez, 1981) corresponden a los niveles estratigráfico-estructurales más bajos del complejo metamórfico Tierra Caliente, donde se ha reconocido una complejidad estructural inesperada, un metamorfismo comparable a la parte baja de la facies de anfibolita y un basamento adamelítico aparente.

El estudio de estos niveles inferiores permite caracterizar a la secuencia metamórfica expuesta entre Tejupilco y Zacazonapan como de presión baja-temperatura alta, tal como lo indican las asociaciones metamórficas. La presencia de cordierita y andalucita en rocas pelíticas, clinopiroxeno en rocas máficas, la ausencia de minerales típicos de presión alta como cianita, lawsonita y glaucofano, y la sucesión rápida de isogradas, sugieren condiciones tectonotérmicas de arco de islas, caracterizadas por el gradiente geotérmico alto, deducido de 70-90°C/km.

A nivel regional, los cinturones metamórficos de presión baja-temperatura alta se formaron, presumiblemente, debajo de arcos de islas o bordes continentales, mientras que los de presión alta-temperatura baja, en las zonas de trinchera adyacentes (Miyashiro, 1961, 1972, 1973b). Las fajas metamórficas apareadas (*paired metamorphic belts*) que sugieren sistemas antiguos de arco de islas-zona de subducción, o bordes continentales-zonas de subducción, se presentan en muchas partes de la región circumpacífica y varían de edad desde el Carbonífero hasta el Terciario (Miyashiro, 1973b).

En este contexto, la evolución geológica del complejo metamórfico Tierra Caliente es muy especulativa, debido a la falta de datos geocronométricos y bioestratigráficos, la carencia de estudios petrológicos y estructurales adecuados en otras áreas y al hecho de que, hasta ahora, no se ha reconocido fehacientemente rocas metamórficas de presión alta en esta región, lo que pudiera sugerir un sistema de arco de islas-trinchera durante el Paleozoico tardío-Mesozoico temprano. Sin embargo, el descubrimiento del basamento aparente del complejo metamórfico y el estudio detallado de su evolución tectonotérmica darán mucha luz al conocimiento de la geología preterciaria del sudoeste de México.

CONCLUSIONES

El complejo metamórfico de Tierra Caliente sigue siendo un problema geológico para la región sudoeste de México. La problemática del complejo

se debe a la falta de un conocimiento cronoestratigráfico más amplio, apoyado en datos paleontológicos e isotópicos, y al metamorfismo y a la deformación severa que manifiesta. No obstante la contribución al conocimiento del complejo, aportada por este trabajo y relacionada con las rocas metamórficas al norte de Tejupilco, Estado de México, el problema cronoestratigráfico sigue incierto.

La secuencia metamórfica expuesta al norte de Tejupilco consiste en lo siguiente: un basamento aparente compuesto por un augengneis adamelítico de dos micas, el cual representa el nivel estructural más profundo de la región, y cuya edad es desconocida (Paleozoico tardío?). El augengneis está sobreyacido, en contacto ligeramente gradual, por esquisto cuarzofeldespático, el que a su vez está sobreyacido concordantemente por una secuencia metamórfica vulcanosedimentaria de alrededor de 2,000 m de espesor, probablemente correspondiente al Mesozoico inferior. La secuencia tiene una evolución tectonotérmica cuya cronología es incierta.

La secuencia metavulcanosedimentaria en continuidad estratigráfico-estructural aparente, es típica de arco de islas-mar marginal o cuencas marinas cerradas pequeñas. Así lo sugiere la abundancia de metapelita carbonosa que implica un ambiente de depósito anóxico.

Las intercalaciones volcánicas varían de composición de basáltica en la parte inferior de la secuencia a andesítico-dacítica en la parte media, y riolítica en la superior. Se deduce una gradación del vulcanismo de máfico a félsico en la evolución del arco de islas y la sedimentación.

Estructuralmente, se reconoció tres fases de deformación compresiva en las rocas metamórficas. La primera (D_1), que fue la más intensa, está caracterizada por un plegamiento isoclinal recostado con foliación de plano axial penetrante (S_1), y milonitización en las rocas más competentes. La segunda (D_2) está definida por el plegamiento de S_1 formando mesopliegues angulares con plano axial en direcciones diferentes, y con el desarrollo incipiente de una segunda foliación (S_2) no penetrante y sólo observada en rocas incompetentes. La tercera deformación (D_3) está representada, aparentemente, por una estructura anticlinal mayor, doblemente inclinada, con flancos normales y dirección axial de $NW45^\circ SE$. El anticlinal se extiende desde el área estudiada hasta Tizapa y tiene una longitud aproximada de 8 km, por 3 km de anchura. El núcleo de la estructura corresponde al augengneis milonítico, cuya exposición mejor está en la barranca del Arroyo Frío, aledaño al poblado de La Finca.

Desde el punto de vista metamórfico, se reconoció tres etapas de metamorfismo en el área de estudio, las cuales fueron afectadas, de manera irregular y con menor o mayor intensidad, por un metamorfismo retrogresivo posterior.

Las primeras dos etapas de metamorfismo son sintectónicas con D_1 y D_2 , respectivamente, y están restringidas a la facies de esquisto verde. La tercera etapa se desarrolló, aparentemente, en condiciones estáticas y se sobrepone a S_1 y S_2 , por lo que es posterior a D_2 . Este metamorfismo incluye asociaciones mineralógicas típicas de la parte baja de la facies de anfibolita, tales como cordierita-flogopita-clinocloro, en esquisto pelítico, y clinopiroxeno-tremolita, en esquisto básico.

Se deduce un paleogradiente geotérmico alto del orden de 70 a 90°C/km, a partir de un zoneamiento metamórfico preliminar y medición de relieve estructural, tomando como base la isograda de la cordierita y de la biotita durante la tercera etapa de metamorfismo. Este gradiente es característico de los terrenos metamórficos de presión baja y temperatura alta y sugiere una evolución en condiciones tectonotérmicas similares a la de arco de islas con flujos altos de calor.

Por último, la existencia del augengneis adamelítico en la base de la secuencia metamórfica al norte de Tejupilco, interpretado en esta investigación como un basamento aparente, tiene implicaciones geológicas importantes que se traducen en varias interrogantes: ¿es el augengneis realmente el basamento sobre el cual se depositó la secuencia vulcanosedimentaria de arco de islas de la región? ¿El protolito del augengneis fue parte de un borde continental sobre el cual está en aloc-tonía completa o parcial la secuencia de arco volcánico? o, por el contrario, ¿simplemente es una unidad plutónica más interna del arco volcánico con la misma evolución tectónica que las rocas sobreyacentes? Estos y otros interrogantes deberán evaluarse más detalladamente tomando como base que el augengneis tiene más afinidad petroectónica con corteza continental, que con la parte interna de un arco volcánico desarrollado sobre corteza oceánica.

Por lo anterior, la dilucidación de la evolución tectonotérmica del augengneis y su relación con el complejo metamórfico de la región, es un aspecto crucial en la interpretación de la geología del sudoeste de México.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece de manera especial al Dr. Fernando Ortega-Gutiérrez por la dirección acertada y asesoría invaluable durante todas las etapas del trabajo. Agradece al Dr. Zoltan de Cserna sus opiniones y sugerencias para la solución de algunos problemas de campo. Los doctores Ortega-Gutiérrez y de Cserna revisaron críticamente el manuscrito. La cartografía geológica no hubiera sido posible sin las facilidades brindadas por las autoridades del Consejo de Recursos Minerales entre los años 1979 y 1980. Agradece al Ing. Jorge Nieto-Obregón, al M. en C. José de Jesús Parga-Pérez y a los Ingenieros José de Jesús Rodríguez-Salinas y Eduardo Obregón-Ramos la generosa ayuda prestada en el trabajo de campo. En

la etapa final agradece la ayuda del compañero y amigo M. en C. Raúl Rubinovich-Kogan.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilera, J. G., 1896, Sinopsis de la geología mexicana: Inst. Geol. México, Bol. 4-6, pte. 2, p. 187-250.
- Campa-Uranga, M. F., 1978, La evolución tectónica de Tierra Caliente, Guerrero: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 39, p. 52-64.
- Campa-Uranga, M. F., y Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canad. Jour. Earth Sci., v. 20, p. 1040-1051.
- Campa-Uranga, M. F., y Ramírez, Joel, 1979, La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero: Univ. Autón. Guerrero, Ser. Téc.-Cient. 1, 101 p.
- Campa-Uranga, M. F., Campos, Mario, Flores, Roberto, y Oviedo, Ramón, 1974, La secuencia mesozoica volcánico-sedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Méx.-Teloloapan, Gro.: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 35, p. 7-28.
- Cárdenas, Salvador, y Martínez-Pérez, Felipe, 1947, Los yacimientos argentíferos de Temascaltepec, Estado de México: Com. Dir. Invest. Recursos Minerales de México, Bol. 12, 28 p.
- CETENAL, 1975, Carta geológica Tejupilco de Hidalgo E-14-A-56: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, escala 1:50,000.
- Colorado-Liévano, Daniel, 1979, Etude d'une partie de la ceinture metamorphique (Mésozoïque) du sud du Mexique (Etats de Mexico et Guerrero): París, Univ. Pierre et Marie Curie, disertación doctoral de ingeniero, 129 p. (inédita).
- Cserna, Zoltan de, 1978, Notas sobre la geología de la región comprendida entre Iguala, Ciudad Altamirano y Temascaltepec, Estados de Guerrero y México: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, Libro-guía de la excursión geológica a Tierra Caliente, p. 1-25.
- 1982 (1983), Hoja Tejupilco 14Q-g(9), con resumen de la geología de la Hoja Tejupilco, Estados de Guerrero, México y Michoacán: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000, mapa con texto, 28 p.
- Cserna, Zoltan de, y Fries, Carl, Jr., 1981, Hoja Taxco 14Q-h(7), con resumen de la geología de la Hoja Taxco, Estados de Guerrero, México y Morelos: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000, mapa con texto, 47 p.
- Cserna, Zoltan de, Fries, Carl, Jr., Rincón-Orta, César, Westley, Harold, Solorio-Munguía, José, y Schmitter-Villada, Eduardo, 1974, Edad precámbrica tardía del Esquisto Taxco, Estado de Guerrero: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 26, p. 183-193.
- Dollfus, Auguste, y Montserrat, Emil, 1867, Etude sur le district de Sultepec: París, Arch. Comm. Scient. Mexique, t. 3, p. 471-495.
- Elías-Herrera, Mariano, 1981, Geología del área Almoloya de las Granadas-San Lucas del Maíz, Municipio de Tejupilco, Estado de México: México, D. F., Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ciencias, tesis de maestría, 177 p. (inédita).
- 1982, La secuencia metamórfica del Río Temascaltepec al norte de Tejupilco, Estado de México: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, Convención Nacional 6, Programa y Resúmenes, p. 123 (resumen).
- Fries, Carl, Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 60, 236 p.
- Fries, Carl, Jr., y Rincón-Orta, César, 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de geocronología: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 73, p. 57-133.
- González-Partida, Eduardo, 1981, La province filonienne Au-Ag de Taxco-Guanajuato (Mexique): Nancy (Francia), Centre Rech. Petrographiques et Geochimiques, disertación doctoral de ingeniero, 234 p. (inédita).
- 1983, Análisis petrográfico cristalocómico y de inclusiones fluidas de la serie metamórfica paleozoica de Tierra Caliente: Geomimet, México, III época, núm. 124, p. 61-71.
- Higgins, M. W., 1971, Cataclastic rocks: U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 687, 97 p.
- Hobbs, B. E., Means, W. D., y Williams, P. F., 1976, An outline of structural geology: Nueva York, John Wiley & Sons, 571 p.
- Holdaway, M. J., 1971, Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram: Am. Jour. Sci., v. 271, p. 97-131.
- Lemaitre, R. W., 1976, The chemical variability of some common igneous rocks: Jour. Petrology, v. 17, pte. 4, p. 589-637.
- Miyashiro, A., 1961, Evolution of metamorphic belts: Jour. Petrology, v. 2, p. 277-311.
- 1972, Metamorphism and related magmatism in plate tectonics: Am. Jour. Sci., v. 272, p. 629-656.
- 1973a, Metamorphism and metamorphic belts: Londres, George Allen & Unwin, 429 p.
- 1973b, Paired and unpaired metamorphic belts: Tectonophysics, núm. 17, p. 241-254.
- Montero-Urrusquieta, René, 1985, Geología y recursos minerales del área de Zacazonapan-Temascaltepec, Edo. de México: México, D. F., Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ingeniería, tesis profesional, 116 p. (inédita).
- Nockolds, S. R., 1954, Average chemical composition of some igneous rocks: Geol. Soc. America Bull., v. 65, p. 1007-1032.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: Geofís. Internal., v. 20-3, p. 177-202.
- Pantoja-Alor, Jerjes, 1982, Geocronometría del magmatismo cretácico-terciario de la Sierra Madre del Sur, entre los meridianos 99°00' y 104°00' W: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, Convención Nacional 6, Programa y Resúmenes, p. 49-50 (resumen).
- Parga-Pérez, J. de J., 1981, Geología del área de Tizapa, Municipio de Zacazonapan, México: México, D. F., Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ciencias, tesis de maestría, 135 p. (inédita).
- Parga-Pérez, J. de J., Rodríguez-Salinas, J. de J., y Romo-Vargas, Eliseo, 1982, Geología de los sulfuros masivos polimetálicos y estratiformes de Tizapa, Zacazonapan, México: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, Convención Nacional 6, Programa y Resúmenes, p. 76-77 (resumen).
- Poldervaart, Arie, 1955, Chemistry of the Earth's Crust, p. 119-144: in Poldervaart Arie, ed., Crust of the Earth. Geol. Soc. America, Spec. Paper 62, 762 p.
- Richardson, S. W., 1968, Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H: Jour. Petrology, v. 9, p. 468-488.
- Richardson, S. W., Gilbert, M. C., y Bell, P. M., 1969, Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point: Am. Jour. Sci., v. 267, p. 259-272.
- Rodríguez-Salinas, J. de J., 1982, Geología del depósito de plata, plomo y zinc de Tizapa, Municipio de Zacazonapan, Edo. de México: México D. F., Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ingeniería, tesis profesional, 77 p. (inédita).
- Rubinovich-Kogan, Raúl, 1988, Mineralogía y paragénesis del depósito de sulfuros masivos sinsedimentarios La Esmeralda, Estado de México: México, D. F., Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ciencias, tesis de maestría, 147 p. (inédita).
- Schreyer, W., 1976, Experimental metamorphic petrology at low pressure and high temperatures: in Bailey, D. K., y Macdonald, R., eds., The evolution of the crystalline rocks. Londres, Academic Press, p. 261-331.
- Seifert, F., 1970, Low-temperature compatibility relations of cordierite in haploplites of the system

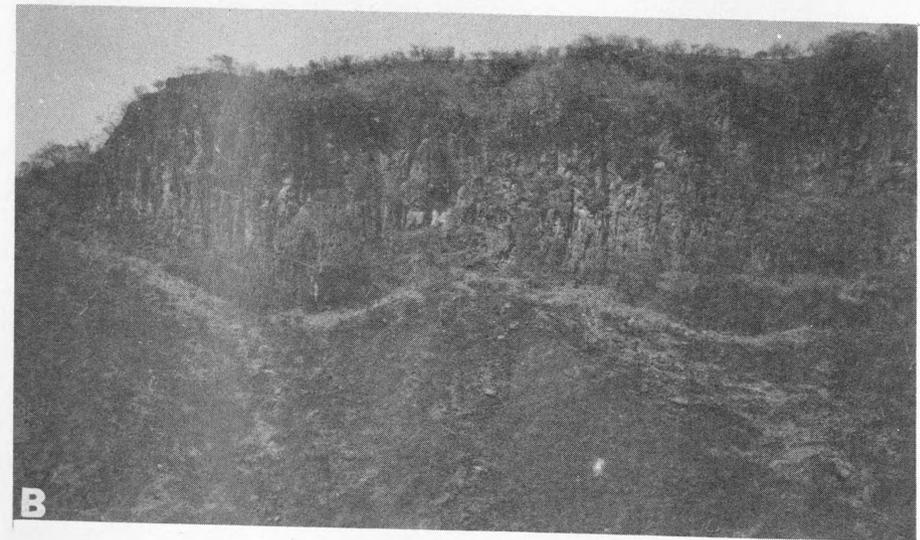
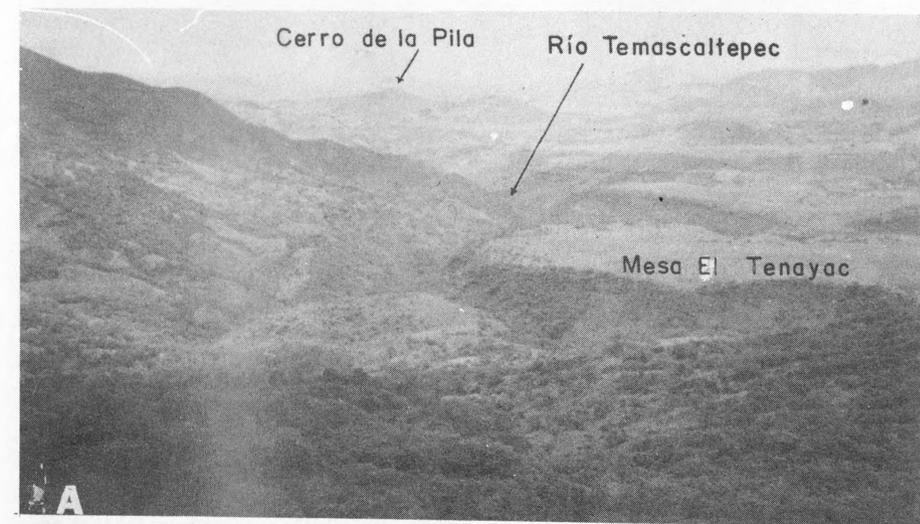
- K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: Jour. Petrology, v. 11, p. 73-99.
- Seifert, F., y Schreyer, W., 1970, Low temperature stability limit of Mg-Cordierite in the range 1-7 kbar water pressure; a redetermination: Contr. Mineral. Petrology, v. 27, p. 225-238.
- Spry, A., 1969, Metamorphic textures: Oxford, Pergamon Press, 350 p.
- Tullis, J., Christie, J. M., y Griggs, D. T., 1973, Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites: Geol. Soc. America Bull., v. 84, p. 297-314.
- Turner, F. J., 1968, Metamorphic petrology, mineralogical and field aspects: Nueva York, McGraw-Hill, 403 p.
- Turner, F. J., y Verhoogen, J., 1960, Igneous and metamorphic petrology: Nueva York, McGraw-Hill, 694 p.
- Winkler, H. G. F., 1976, Petrogenesis of metamorphic rocks: Nueva York, Springer-Verlag, 334 p.

LÁMINAS 2-14

LÁMINA 2

VISTAS DEL ÁREA DE SAN LUCAS DEL MAÍZ

- 2A — Vista desde el Cerro Calcolotepec hacia el NW del área de San Lucas del Maíz. Se observa las mesetas de basalto pliocuaternario sobre el terreno metamórfico caracterizado por la topografía abrupta.
- 2B — Detalle de la profunda discordancia marcada por las coladas basálticas de la Mesa El Tenayac extravasadas sobre las irregularidades topográficas de las rocas metamórficas. Zona aledaña a Los Martínez.

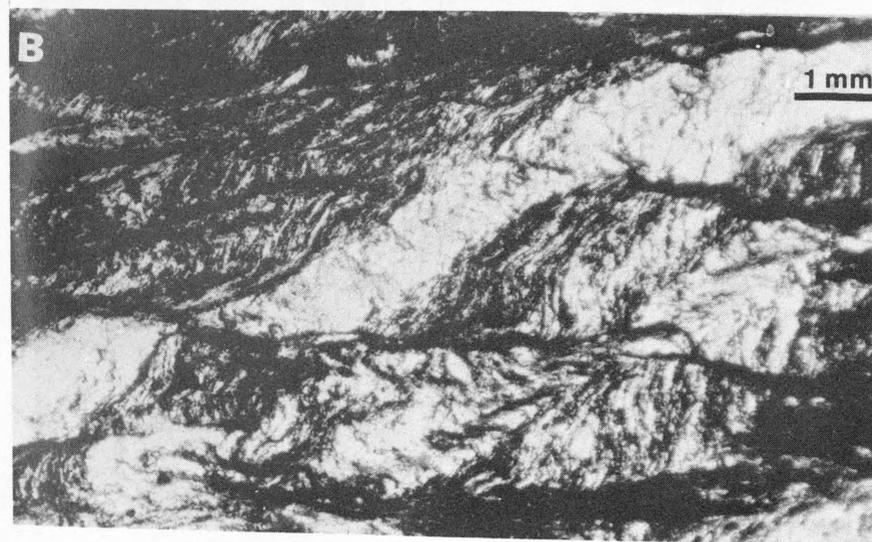
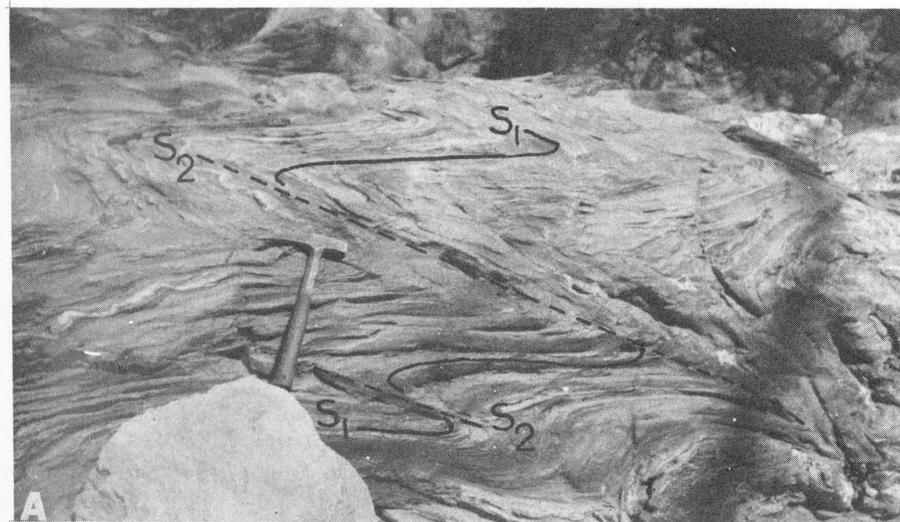


VISTAS DEL ÁREA DE SAN LUCAS DEL MAÍZ

LÁMINA 3

FILITA DE SERICITA CON GRAFITO ABUNDANTE (ESTRUCTURA)

- 3A — Pliegues angulares asimétricos de segunda generación (P₂), con desarrollo incipiente de una segunda foliación de transposición (S₂) desplazando a S₁. Río La Mina de Fierro.
- 3B — Fotomicrografía de la filita de sericita con grafito abundante donde se observa una foliación anterior (S₁), desplazada por un crucero de plisamiento (S₂). Se observa la abundancia de material grafitico (negro). Nicoles paralelos.

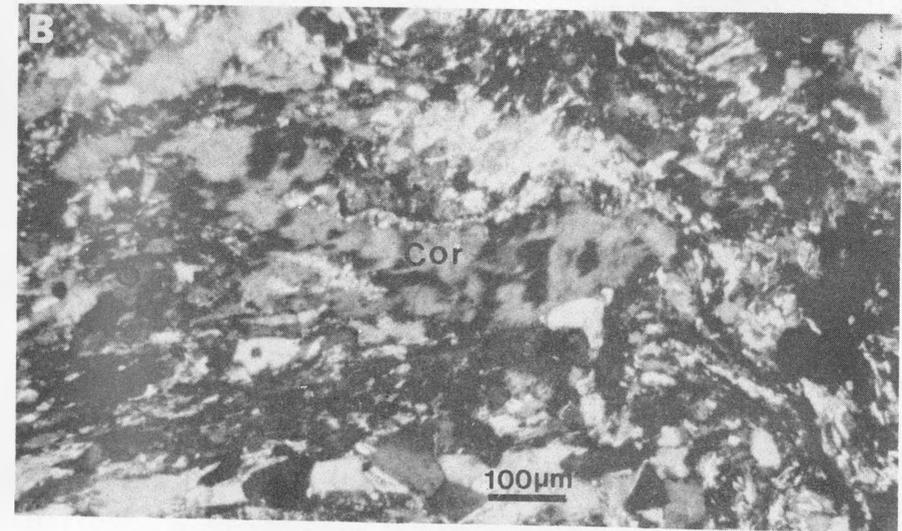
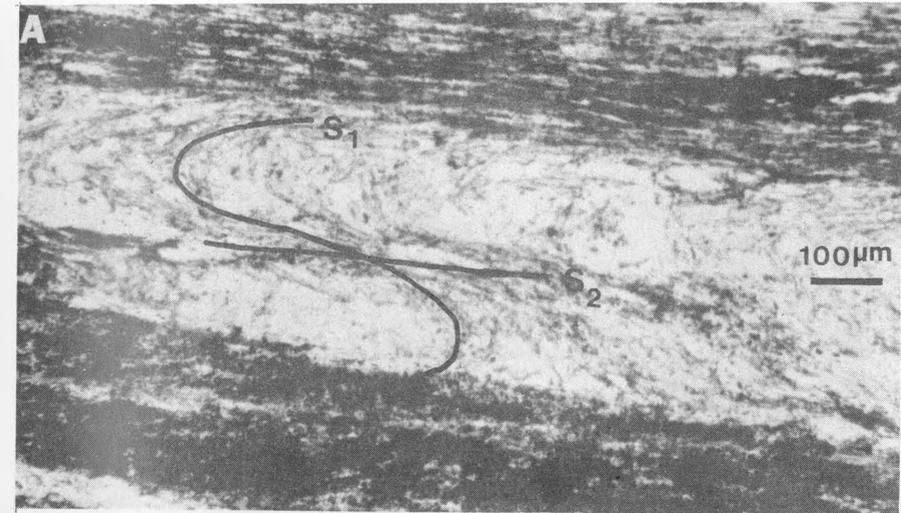


FILITA DE SERICITA CON GRAFITO ABUNDANTE (ESTRUCTURA)

LÁMINA 4

DETALLES TEXTURALES Y MINERALÓGICOS DE LA FILITA DE SERICITA CON GRAFITO ABUNDANTE (TEXTURA)

- 4A – Fotomicrografía que muestra claramente la relación entre S₁ y S₂ con recristalización asociada. El grafito (negro) es más abundante en S₂. Nícoles paralelos.
- 4B – Fotomicrografía que muestra la presencia de cordierita (Cor) en la filita gráfitica. Se observa su maclado complejo y una alteración pinítica incipiente en sus bordes. Nícoles cruzados.

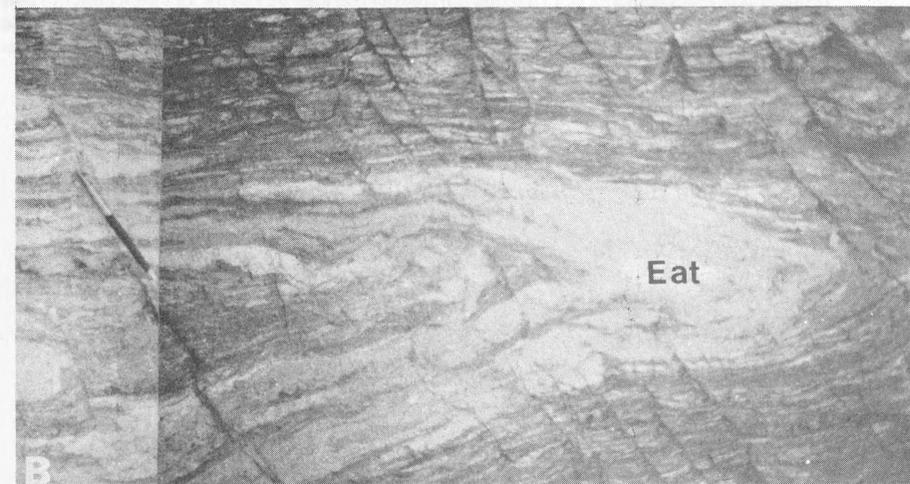
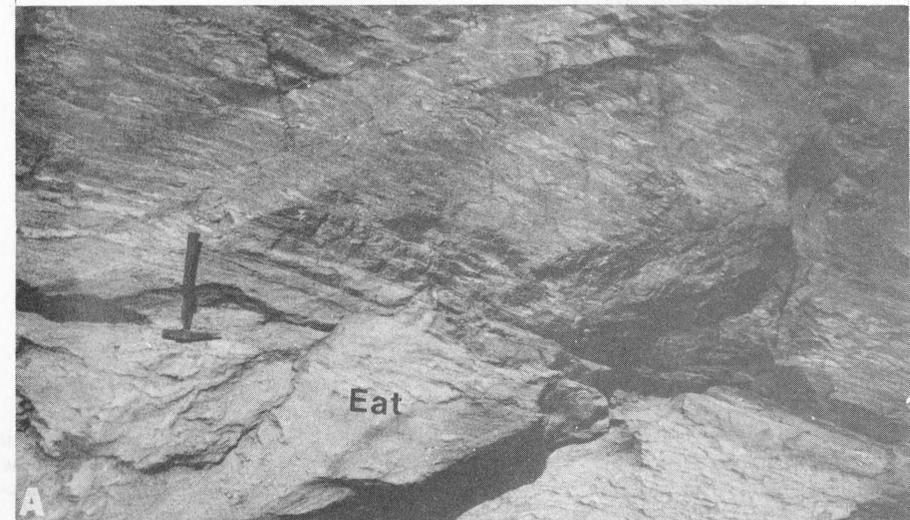


DETALLES TEXTURALES Y MINERALÓGICOS DE LA FILITA DE SERICITA CON GRAFITO ABUNDANTE (TEXTURA)

LÁMINA 5

ESQUISTO DE ACTINOLITA-TREMOLITA

- 5A — Contacto paralelo entre el esquistos de actinolita/tremolita (Eat) y la filita de sericita con grafito abundante. Río La Mina de Fierro.
- 5B — Intercalación pequeña de esquistos de actinolita (Eat) en filita de sericita con grafito abundante. El pliegue isoclinal recostado, cuyo plano axial es subhorizontal, es paralelo a la foliación de la filita grafitica. Se observa un cruceo de fractura posterior incipiente. Unión de los Ríos Temascaltepec y La Mina de Fierro.

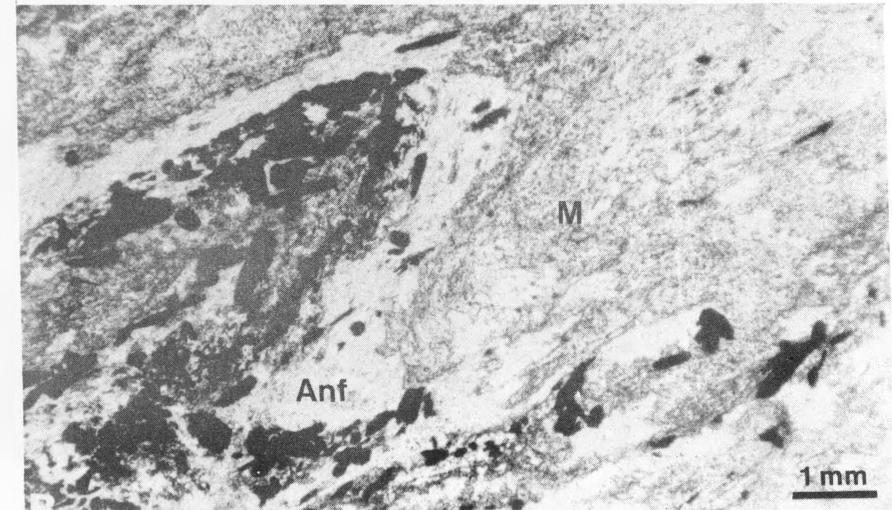
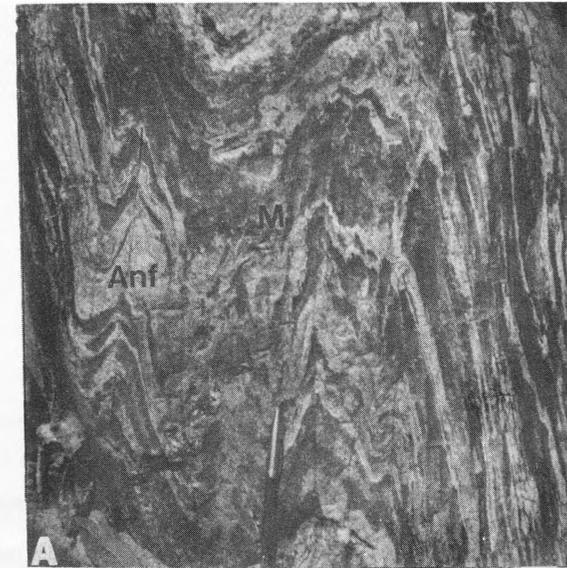


ESQUISTO DE ACTINOLITA-TREMOLITA

LÁMINA 6

ESQUISTO DE ACTINOLITA/TREMOLITA MILONITIZADO

- 6A — Bandeamiento milonítico (M) en el esquistó de actinolita/tremolita. El bandeamiento de tono claro (Anf) está constituido esencialmente por anfíbol y clinopiroxeno. Su cristalización fue posterior a la milonitización y siguió el plisamiento de la matriz milonítica. Río Temascaltepec, aledaño a Los Martínez.
- 5B — Aspecto microscópico del bandeamiento anterior. La matriz milonítica (M) está recrystalizada y constituida esencialmente por clinozoisita-epidota con algo de clorita. El bandeamiento más claro (Anf) está constituido por tremolita/actinolita; los cristales negros son de ilmenita. Se observa cierta irregularidad en los bordes del bandeamiento anfibolítico (Anf), lo que sugiere cristalización postmilonítica siguiendo el plisamiento de ésta. Nícoles paralelos.



ESQUISTO DE ACTINOLITA/TREMOLITA MILONITIZADO

LÁMINA 7

DETALLES TEXTURALES DE LA ACTINOLITA EN EL ESQUISTO DE
ACTINOLITA/TREMOLITA

- 7A — Actinolita (Act) en cristales fibrosos y arreglo caótico sobre la matriz milonítica (M). Nicoles paralelos.
- 7B — Detalle microscópico de la cristalización de actinolita (Act) en arreglos radiales sobre una matriz milonítica (M) recristalizada; en ambos casos es posterior a la milonitización del esquist. Nicoles paralelos.

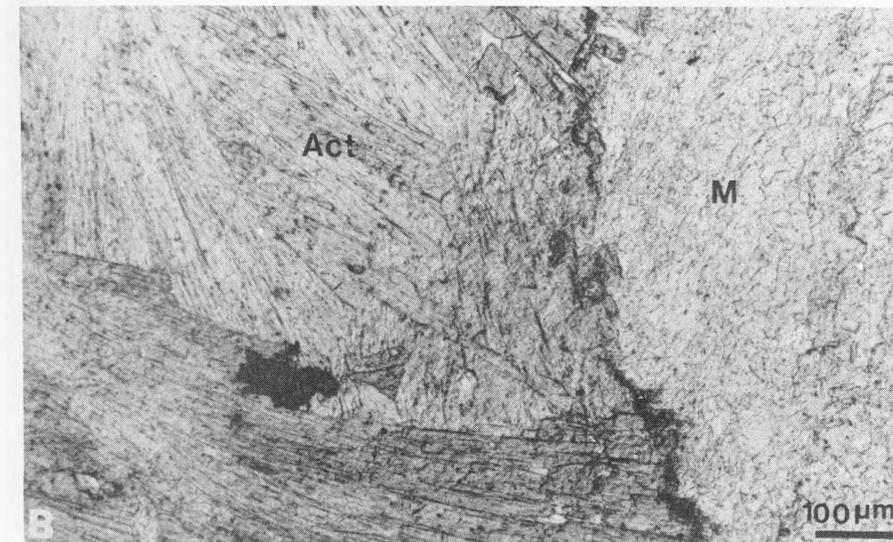
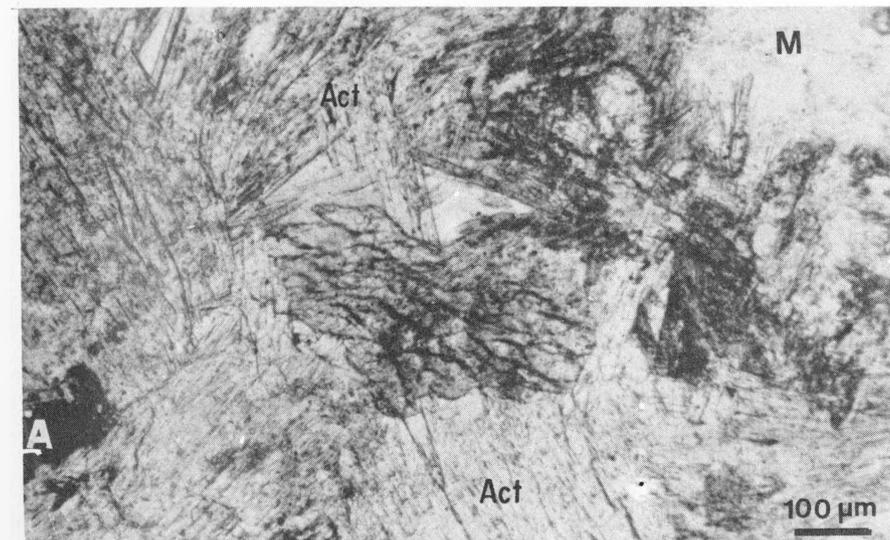
DETALLES TEXTURALES DE LA ACTINOLITA EN EL ESQUISTO DE
ACTINOLITA/TREMOLITA

LÁMINA 8

DETALLES TEXTURALES DEL CLINOPIROXENO EN EL ESQUISTO DE
ACTINOLITA/TREMOLITA

- 8A – Cristalización de clinopiroxeno (Cpx) sobre una matriz milonítica (M) preexistente, recristalizada parcialmente. También se observa cristales aislados de esfena (Esf). El clinopiroxeno es diópsido. Nicoles paralelos.
- 8B – Mineralogía posmilonítica en el esquistos de actinolita. Se observa clinopiroxeno (Cpx), actinolita (Act) y cuarzo (Qz); los dos primeros son cristales idioblásticos orientados al azar. Nicos paralelos.

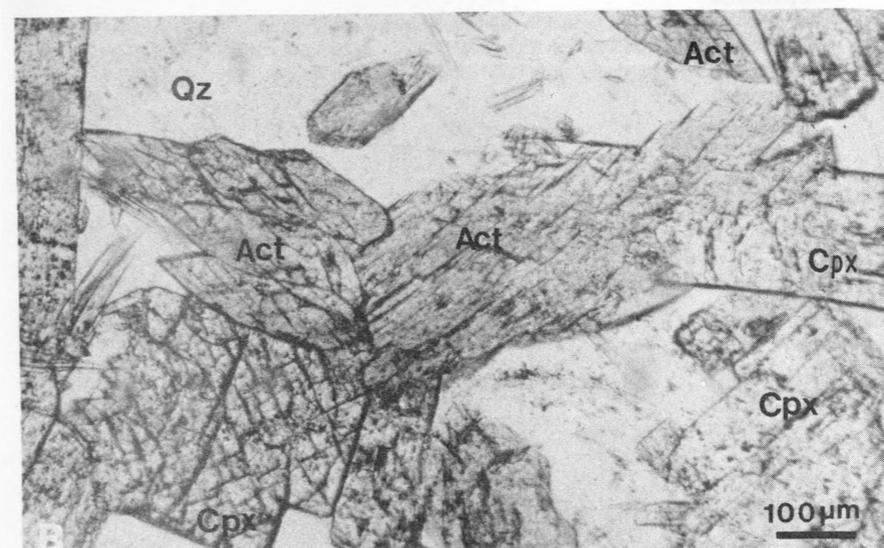
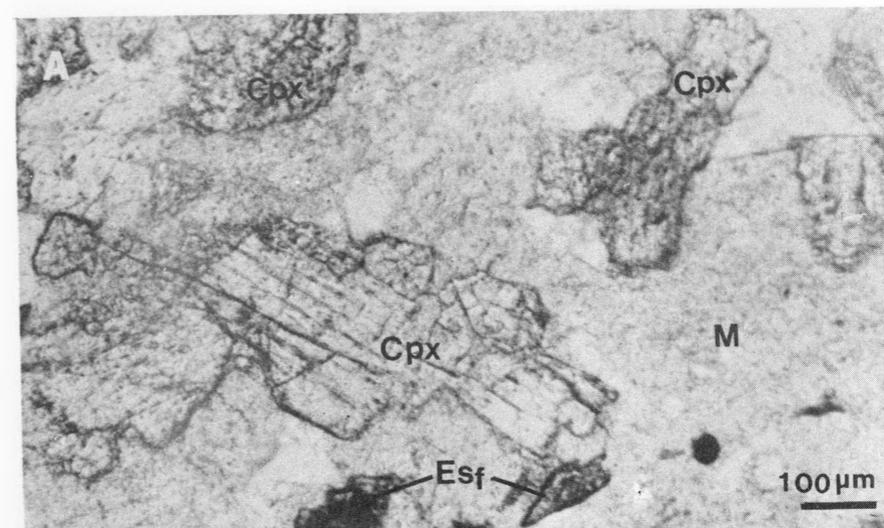
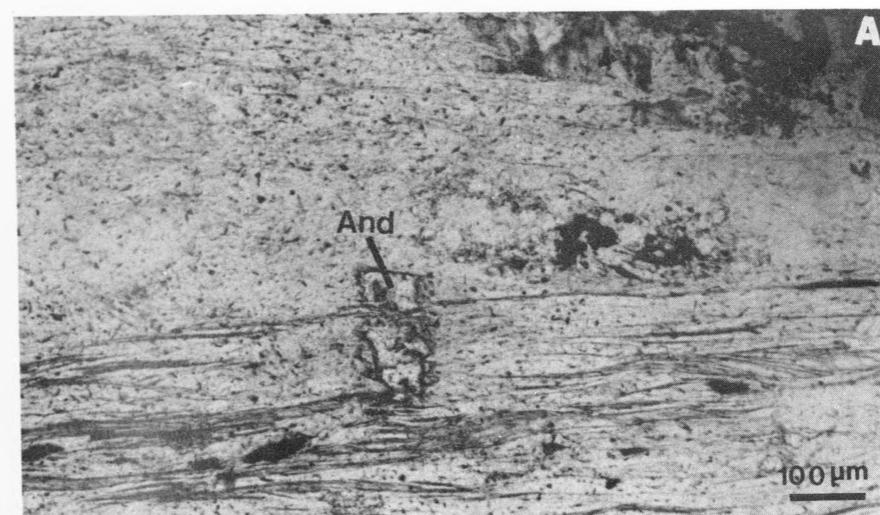
DETALLES TEXTURALES DEL CLINOPIROXENO EN EL ESQUISTO DE
ACTINOLITA/TREMOLITA

LÁMINA 9

ESQUISTO DE CORDIERITA

- 9A – Fotomicrografía que muestra un cristal pequeño de andalucita (And) creciendo a través de una foliación preexistente, que está definida por la orientación de muscovita y clinocloro. Nícoles paralelos.
- 9B – Detalle microscópico de la foliación del caso anterior en el esquistos de cordierita. Se puede ver que no es solamente una foliación definida por muscovita (Mus)-clinocloro (Ccl), sino que existe otra aún reconocible (S₁) formada por clinocloro y hojuelas pequeñas de muscovita. Nícoles cruzados.

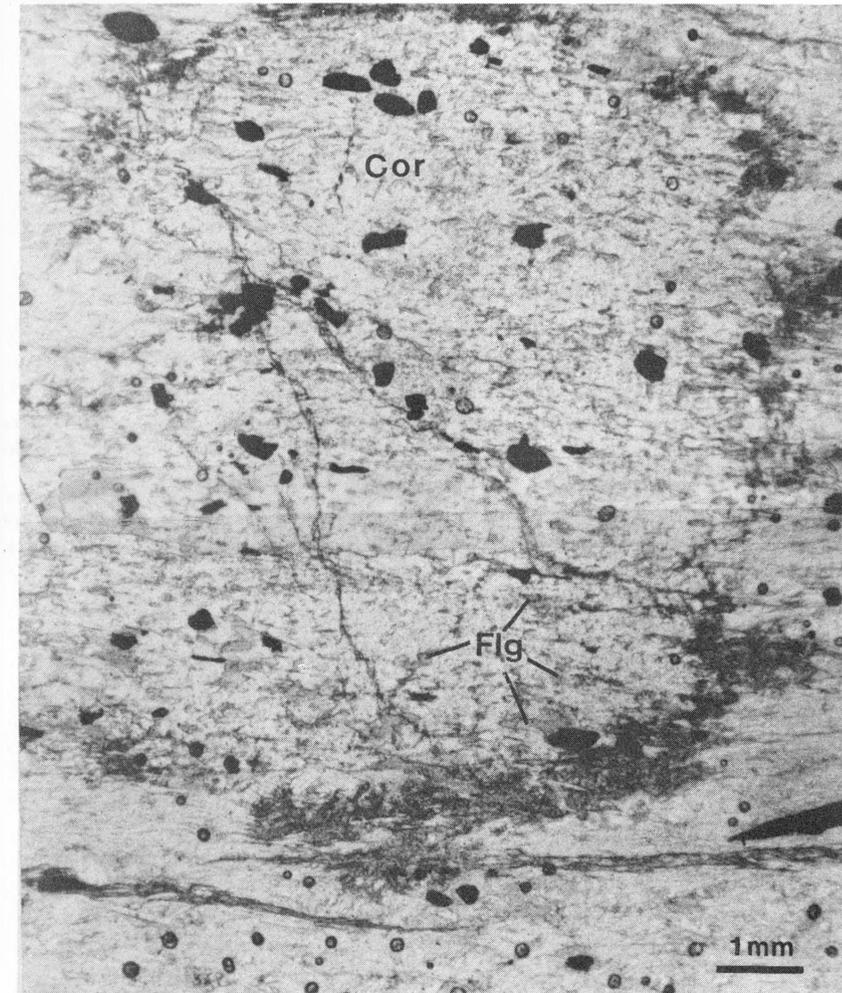


ESQUISTO DE CORDIERITA

LÁMINA 10

POIQUIOBLASTO DE CORDIERITA EN EL ESQUISTO DE CORDIERITA

Poiquiblasto de cordierita (Cor) creciendo a través de la matriz micácea doblemente foliada. La cordierita tiene muchas inclusiones de flogopita (Fig) e ilmenita (cristales negros). El cristal de cordierita tiene alrededor de 1 cm en su máxima dimensión. Nicoles paralelos.

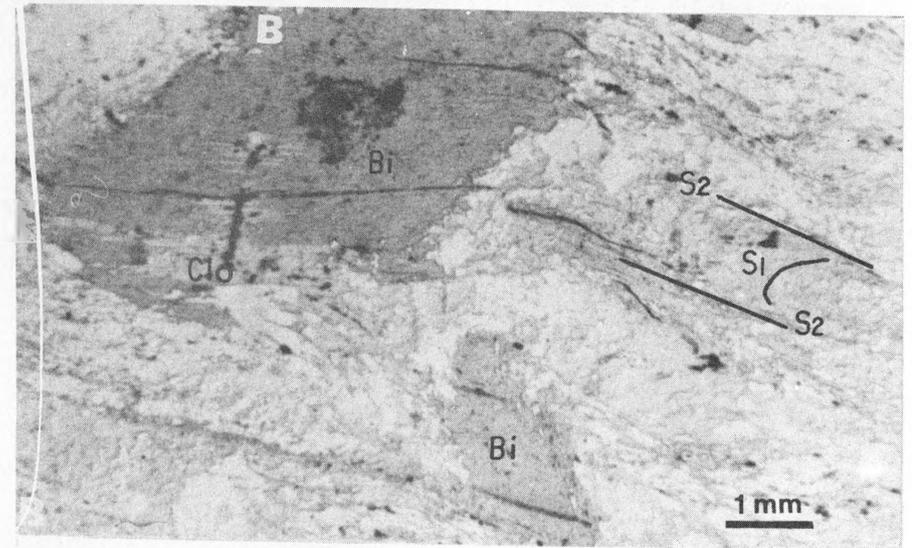
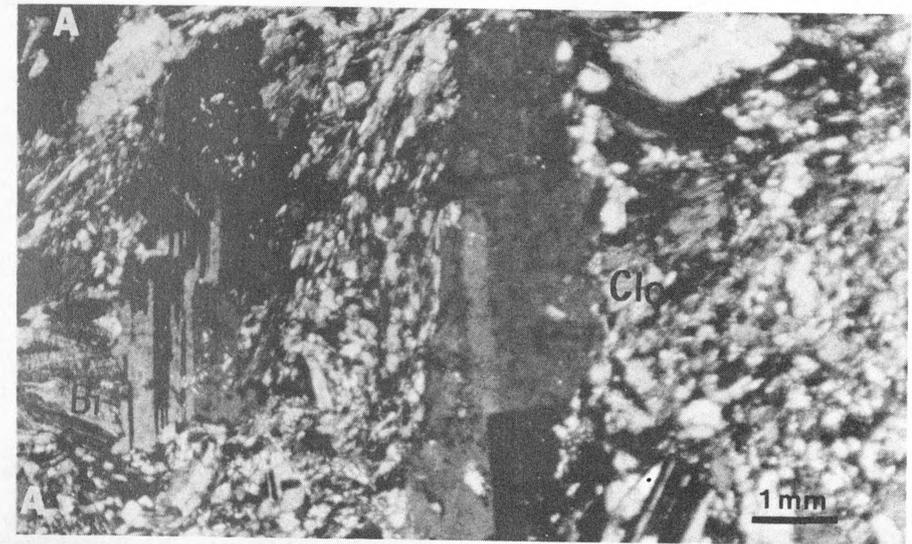


POIQUIOBLASTO DE CORDIERITA EN EL ESQUISTO DE CORDIERITA

LÁMINA 11

ESQUISTO DE CLORITA-BIOTITA

- 11A – Porfiroclastos de plagioclasa (An₂₀₋₄₀) con sombras de presión de clorita (Clo) y biotita (Bi) en una matriz milonítica foliada. Se observa una *kink band* en la plagioclasa del lado izquierdo. Nícoles cruzados.
- 11B – Porfiroclastos de biotita (Bi) torcidos y girados con cloritización parcial (Clo) en algunos casos. La recrystalización de la biotita en hojuelas pequeñas, en conjunción con cuarzo, define sutilmente dos orientaciones (S₁ y S₂) en una matriz milonítica dentro del esquistos de clorita-biotita. Nícoles paralelos.



ESQUISTO DE CLORITA-BIOTITA

LÁMINA 12

ESQUISTO DE CLORITA-BIOTITA Y METALAHAR

- 12A — Pliegues angulares asimétricos con plano axial subhorizontal en el esquistos de clorita-biotita. Río Temascaltepec, aledaño a Los Martínez.
- 12B — Metalahar intercalado en el esquistos de clorita-biotita. Se observa el aplastamiento y plegamiento de los clastos, evidenciando por lo menos dos fases deformantes. Río Temascaltepec, aledaño a Los Martínez.

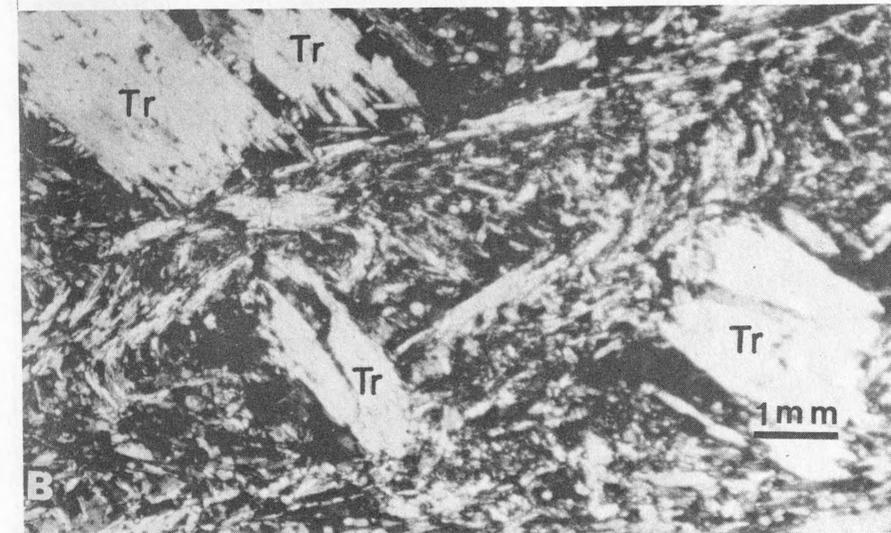
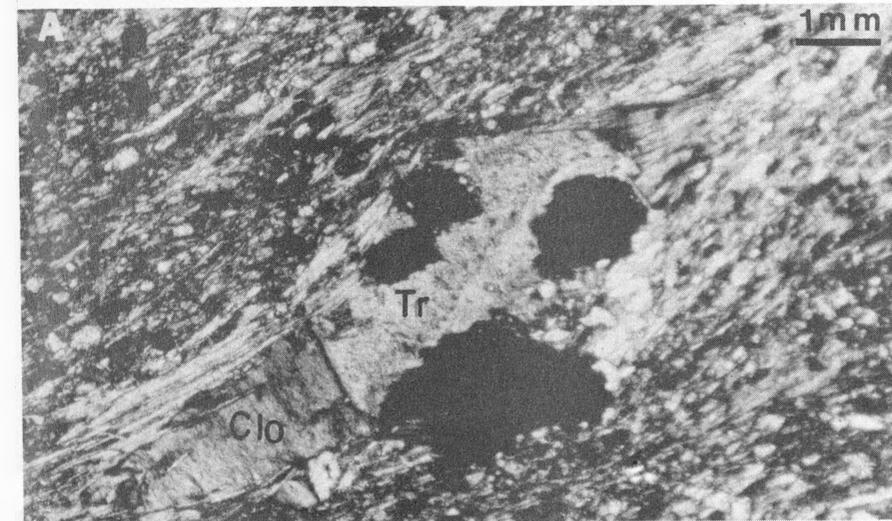


ESQUISTO DE CLORITA-BIOTITA Y METALAHAR

LÁMINA 13

ESQUISTO VERDE

- 13A – Sección transversal incompleta de un cristal de tremolita (Tr) con sombras de presión de clorita (Clo). La matriz foliada está constituida por clorita, clinozoisita-epidota, cuarzo y algo de sericita. Nicoles cruzados.
- 13B – Cristales de tremolita (Tr) fragmentados en una matriz foliada constituida por clinozoisita-epidota, clorita, sericita y cuarzo. Algunos fragmentos de tremolita están reorientados de acuerdo con la foliación. Nicoles cruzados.

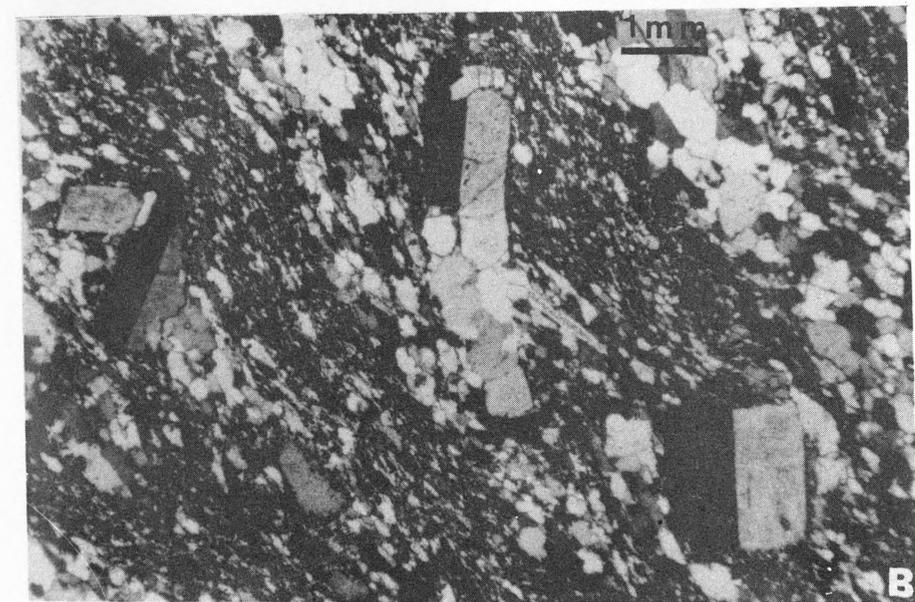
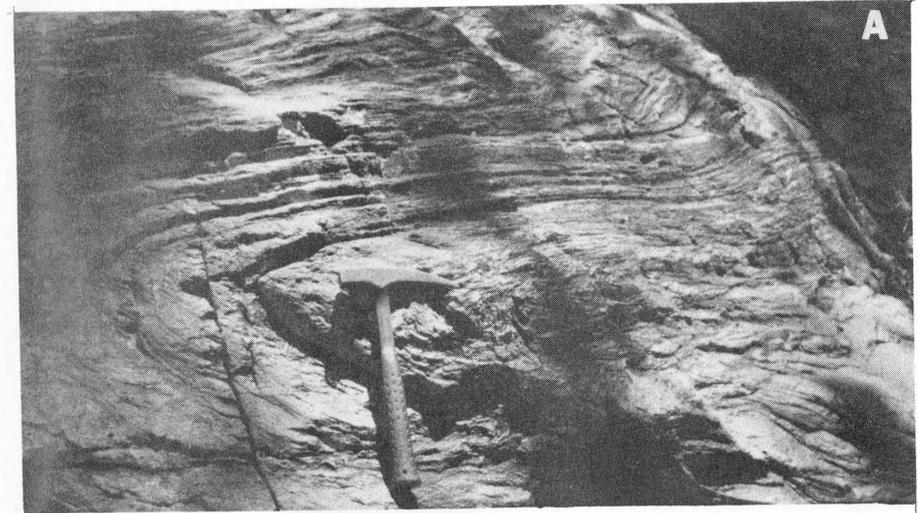


ESQUISTO VERDE

LÁMINA 14

METARRIOLITA

- 14A – Pliegue subsoclinal con plano axial horizontal en la metarriolita. Este plegamiento está definido por foliación milonítica. Arroyo Piedra Ancha, aledaño a San Lucas del Maíz.
- 14B – Aspecto microscópico de la metarriolita. Porfiroclastos de feldespato potásico (sanidino) en una matriz milonítica foliada y recristalizada, constituida esencialmente por cuarzo, algo de feldespato potásico y sericita. Las granulaciones más gruesas del cuarzo representan restos de porfiroclastos recristalizados. Nicoles cruzados.



METARRIOLITA

El procesamiento editorial se realizó en la Unidad Académica de Apoyo Editorial del Instituto de Geología por Magdalena Alcayde, Arturo Gómez-Caballero, Enrique Gutiérrez-Navarrete, Evangelina Gutiérrez-Quijano, Carmen de Luna, Ruth Moreno-Chávez, y Esteban Monroy-Soto.

La composición tipográfica, mediante computadora e impresora láser, se llevó a cabo por el Sr. Juan Manuel López.

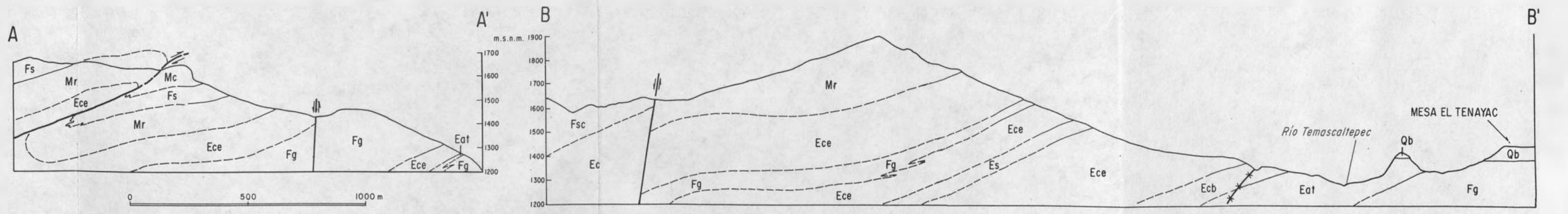
Se agradece la valiosa colaboración del Dr. Zoltan de Cserna, Barbara Martiny y Raúl Rubinovich-Kogan.

El Boletín 105 del Instituto de Geología: Geología Metamórfica del área de San Lucas del Maíz, Estado de México, fue editado en la Unidad Académica de Apoyo Editorial del Instituto de Geología, U. N. A. M., y se imprimió en la Editorial Libros de México, S. A. en el mes de abril de 1989.

La edición consta de 1,200 ejemplares.



- EXPLICACIÓN**
- ROCAS SEDIMENTARIAS**
- Qal Aluvión: Gravias, arenas y limos
 - Qt Depósitos de talud: Fragmentos de basalto y de material cinerítico
- ROCAS VOLCÁNICAS**
- Qb Derrames de lava basáltica y andesítica y depósitos cineríticos de composición basáltica
- DISCORDANCIA**
- ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVAS**
- Aplita en forma de diques
 - Td Diorita de grano fino a medio en forma de tronco
 - Ta Adamelta de grano medio a grueso en forma de tronco
- ROCAS METAMÓRFICAS**
- Fsc Filita de sericita. Presenta variaciones a filita de sericita con grafito escaso, a filita de sericita calcárea; contiene algunas intercalaciones de metacalza con fragmentos fósiles no identificables
 - Ec Esquisto de clorita. Presenta algunas intercalaciones de metalahar
 - Mc Metacalza. Con foliación bien desarrollada
 - Fs Filita de sericita con grafito escaso
 - Mr Metarriolita. Protomilonitizada y milonitizada, con recristalización
 - Ece Esquisto verde: esquistos de clorita y de clorita-epidota con intercalaciones de esquisto de cuarzo-sericita-clorita-epidota y de metalahar
 - Es Esquisto de sericita
 - Ese Esquisto de cuarzo-sericita-clorita-epidota
 - Ecb Esquisto de clorita-biotita. Protomilonitizado, con recristalización; contiene intercalaciones de metalahar, esquisto de clorita-epidota y esquisto de cuarzo y sericita
 - Eat Esquisto de actinolita/tremolita. Milonitizado, con recristalización; contiene intercalaciones pequeñas de esquisto de cordierita
 - Fg Filita de sericita con grafito abundante. Presenta variaciones a filita de cuarzo y sericita con grafito
- SÍMBOLOS**
- 20 Rumbo e inclinación de la foliación
 - Foliación horizontal
 - Traza de la superficie axial de un anticlinal, indicando el sentido del buzamiento
 - Traza de la superficie axial de un sinclinal
 - Traza de la superficie axial de un anticlinal recostado; con línea interrumpida donde está inferida
 - Traza de la superficie axial de un anticlinal menor, indicando el sentido del buzamiento
 - Contacto geológico; con línea interrumpida donde está inferido
 - Contacto geológico gradual
 - Falla; está en el bloque hundido; con línea interrumpida donde está inferida
 - Cabaladura; los dientes están en la cobijadura
 - Sulfuros diseminados, oxidados parcialmente
 - Socavón inaccesible
 - Casa
 - Línea de sección estructural
 - Equidistancia entre curvas de nivel: 20 m
 - Escala horizontal = escala vertical
 - Geología por Mariano Elías Herrera (agosto de 1979 a abril de 1980)



El dibujo fue realizado por el Sr. Enrique Gutiérrez-Navarrete.

El negativo del mapa fue elaborado por el Sr. Esteban Monroy-Soto.

MAPA GEOLÓGICO Y SECCIONES ESTRUCTURALES DEL ÁREA DE SAN LUCAS DEL MAÍZ, ESTADO DE MÉXICO