



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

ASPECTOS GEOLOGICOS Y METALOGENICOS QUE DEFINEN LA POTENCIALIDAD ECONOMICO MINERA DEL PROYECTO DE SANTA ROSALIA, MUNICIPIO DE TEJUPILCO, ESTADO DE MEXICO.

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO GEOLOGO
PRESENTA:
HORACIO MEMBRILLO ORTEGA

ASESOR: ING. CARLOS GARZA GONZALEZ VELEZ



MEXICO, D. F.

2002

TESIS CON FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-110

SR. HORACIO MEMBRILLO ORTEGA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Ing. Carlos Garza González Vélez y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

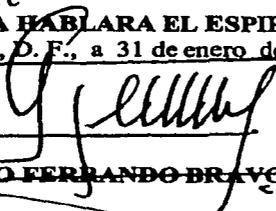
ASPECTOS GEOLOGICOS Y METALOGENICOS QUE DEFINEN LA POTENCIALIDAD ECONOMICA MINERA DE SANTA ROSALIA, MUNICIPIO DE TEJUPILCO, ESTADO DE MEXICO

	RESUMEN
I	GENERALIDADES
II	FISIOGRAFIA
III	GEOLOGIA
IV	YACIMIENTOS MINERALES
V	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES
	BIBLIOGRAFIA
	MAPAS Y SECCIONES

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

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

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Cd. Universitaria, D. F., a 31 de enero de 2002
EL DIRECTOR


ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg

R

*Dedicada a mis padres, por su apoyo y sobre todo
por su inquebrantable fe y cariño.*

A mis hermanos por su cariño.

*A la escuela que me formó y fomentó los valores únicos
del servicio a la sociedad.*

RECONOCIMIENTOS

Agradezco el apoyo brindado para la realización de este trabajo, al Laboratorio Universitario de Geología Isotópica (LUGIS) por la beca otorgada durante el proyecto del CONACyT 32330-T, así como a la M.C. Gabriela Solís Pichardo por su interés en la culminación de este proyecto.

Por su valiosa ayuda en la revisión de este trabajo y la corrección de pruebas, expreso mi reconocimiento a la M.C. Gabriela Solís Pichardo, al Ing. Germán Arriaga García, al Ing. Alfredo Victoria Morales, al Ing. Jorge Nieto Obregón y especialmente al Ing. Carlos Garza González Velez por su asesoría y apoyo durante la realización de este trabajo. Asimismo, agradezco al Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI) que a través del Ing. Alejandro Barrientos Reyna facilitó la impresión de los mapas.

INDICE

RESUMEN	2
INTRODUCCIÓN	3
1. GENERALIDADES	
1.1 Objetivos de la investigación	4
1.2 Localización, extensión del área y vías de comunicación	4
1.3 Clima y vegetación	6
1.4 Método de trabajo	7
2. FISIOGRAFÍA	
2.1 Provincia Fisiográfica	8
2.2 Geomorfología	10
Orografía	10
Hidrografía	10
3 GEOLOGÍA	
3.1 Contexto geológico regional	14
3.2 Evolución tectónica	18
3.3 Estratigrafía	24
3.4 Geocronología	29
4 YACIMIENTOS MINERALES	
4.1 Características generales de los yacimientos de baja sulfuración	33
4.2 Ubicación geológico minera regional	34
4.3 Marco geológico local	37
4.4 Características litológicas y estructurales	54
4.5 Rocas encajonantes	57
4.6 Estructuras mineralizadas	58
4.7 Alteraciones	61
4.8 Mineralización	65
4.9 Geoquímica	71
Distribución del selenio	77
4.10 Hipótesis genéticas	84
5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	87
REFERENCIAS	
MAPAS	

RESUMEN

La Sierra de Pericones conforma una estructura volcánica constituida por ignimbritas traquiandesíticas, andesitas y traquiandesitas. Hacia su porción oriente cubren a secuencias de afinidad vulcanosedimentaria compuestas por el conjunto metamórfico de Tejupilco. Hacia su porción norte, sur y poniente, cubren a la secuencia vulcanosedimentaria de la Formación Arcelia. El proyecto minero de Santa Rosalía se localiza hacia la porción suroccidental hacia la porción suroccidental de la sierra.

En la sierra se presenta un patrón estructural representado por fallas y fracturas con vergencia general NW - SE, las cuales alojan un sistema de filones argento auríferos denominados Sistema de Filones Superiores (SFS) e Inferiores (SFI). El primero de los cuales, aflora a una altitud promedio de 1800 msnm, mientras que el segundo aflora a una altitud de 1100 msnm. El sistema de vetas contiene acantita y plata nativa asociadas a pequeñas cantidades de pirita, esfalerita, galena, calcopirita y oro. Las relaciones de Ag/Au se presentan en proporciones mayores de 100/1, por lo que se ha interpretado un modelo de yacimiento tipo hidrotermal de baja temperatura y baja sulfuración.

Por sus características estructurales y mineralógicas, el potencial económico minero de la región es de gran interés, pues presenta valores de plata con una ley promedio de 400 g/ton en vetas que alcanzan espesores promedio de 1.5 metros. El potencial minero se extiende en una dirección NW-SE a partir de lo que se conoce actualmente de las vetas, ya que se han identificado anomalías de Ag, Pb, Zn en superficie siguiendo la vergencia general de las estructuras. Dichas anomalías están representadas por el binomio Ag-Pb para el SFS y por el trinomio Ag-Pb-Zn para el SFI, los cuales son representativos para detectar clavos mineralizados a profundidad. Finalmente, en zonas de alta ley se ha detectado la presencia de fases minerales con selenio, cuya ocurrencia deja abierta la posibilidad para sugerir que los metales fueron lixiviados de un gran reservorio, el cual estaría probablemente representado por las secuencias de afinidad vulcanosedimentaria del conjunto metamórfico de Tejupilco.

INTRODUCCIÓN

En la actualidad las técnicas de exploración minera requieren de mayor especialización puesto que gran parte de los recursos minerales ya no se encuentran aflorando en la superficie de la tierra sino en el subsuelo o en el fondo del mar. El estudio y la búsqueda de los yacimientos minerales es una disciplina complementaria y trascendental para el desarrollo de un país. La Geología es fundamental para cumplir con esta tarea, que puede considerarse básica entre las actividades del hombre, dado que la humanidad requiere día con día de un cada vez más elevado consumo de minerales. El acelerado crecimiento de la población en el mundo, combinado con el afán del mejoramiento en el nivel de vida, demanda el consumo de grandes cantidades de recursos naturales. Es por esto indispensable recurrir a técnicas más complejas y especializadas en geología, geoquímica y geofísica, entre otras, a fin de tener una visión amplia y certera de los fenómenos de mineralización, la cual sólo puede desarrollarse teniendo el mayor número de evidencias que conduzcan, al descubrimiento de nuevos yacimientos minerales.

Como en todo estudio geológico, se requiere tratar de comprender las relaciones espaciales y temporales de las rocas que componen el entorno geológico de los cuerpos mineralizados en el mayor número de escalas de observación disponibles, de tal forma que se tengan elementos suficientes para tratar de establecer las llamadas guías de mineralización o metalotectones. Así pues, se tratan en el presente estudio aspectos geológicos, tanto regionales como locales, desde algunas figuras o modelos de escalas muy pequeñas hasta las más grandes; como lo serían las fotomicrografías de lámina delgada y superficies pulidas complementadas con el trabajo de campo, lográndose conformar una visión más completa del fenómeno metalogénico que permita ubicar los mejores lugares para la prospección y reconocimiento de los cuerpos minerales a profundidad.

GENERALIDADES

1.1 Objetivos de la investigación

El objetivo de la presente investigación consiste fundamentalmente en desarrollar prospección minera, junto con la generación de algunos datos metalogénicos, a fin de señalar la potencialidad económica minera del proyecto de metales preciosos de Santa Rosalía, ubicado en el municipio de Tejupilco, en el estado de México. Se pretende asimismo, valorizar puntos de interés e identificar blancos de exploración para reconocimiento de estructuras mineralizadas a profundidad.

1.2 Localización, extensión del área y vías de comunicación

El área de estudio está comprendida entre las coordenadas $100^{\circ} 12' 17'' - 100^{\circ} 14' 00''$ L.W.G. y $18^{\circ} 49' 35'' - 18^{\circ} 51' 08''$ L.N. correspondiente a la porción suroeste del mapa local escala 1:10000 de una porción de la Sierra de Pericones que cubre una área de 9 km^2 . El proyecto minero de Santa Rosalía se localiza en las cercanías del poblado de Tejupilco, hacia la parte suroccidental del Estado de México, a unos 60 kilómetros en línea recta de la ciudad de Toluca, capital del estado.

En general, el área de estudio cuenta con excelentes vías de comunicación. El acceso al pueblo de Tejupilco tiene lugar por la carretera 134 que conduce a Zihuatanejo (figura 1). Desde el pueblo, por la misma carretera y en dirección SW a unos 10 kilómetros, se tiene acceso al proyecto minero por medio de la desviación localizada en las faldas de la Sierra de Pericones en su porción suroeste que conduce hacia el poblado de San Mateo, lugar donde se ha montado la planta piloto de Santa Rosalía.

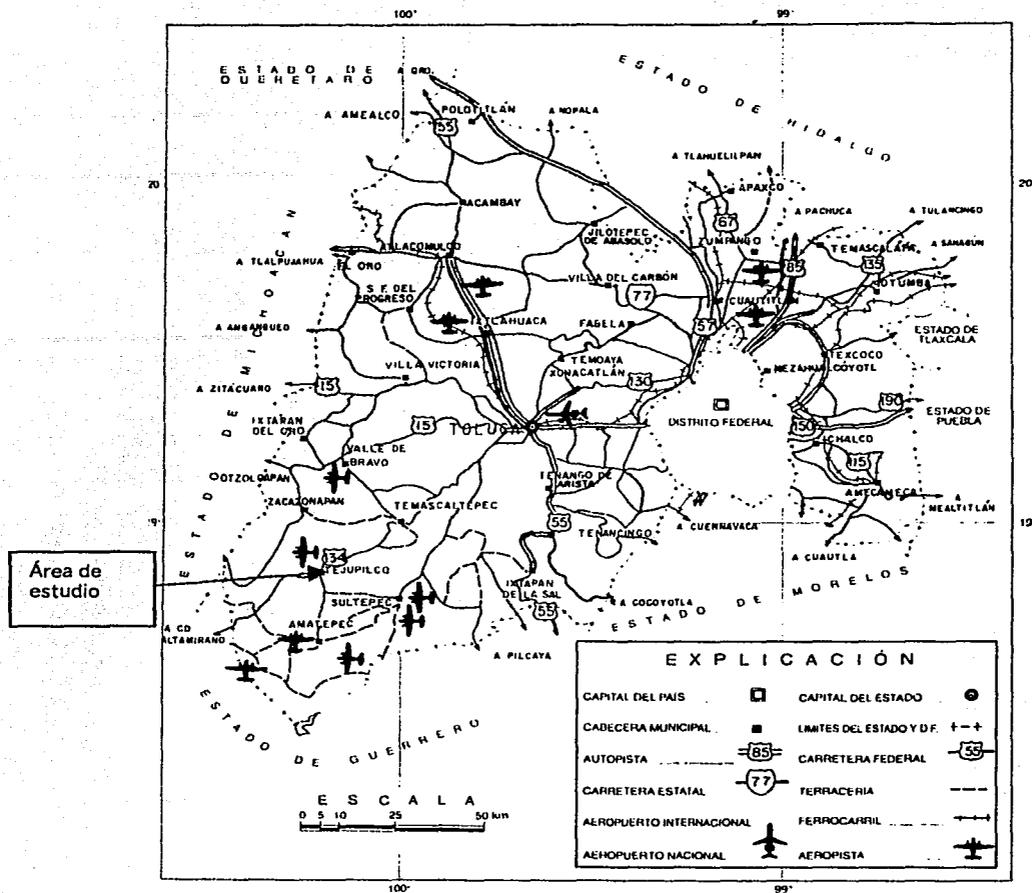


Figura 1. Principales vías de comunicación en el Estado de México. Tejuapilco se localiza hacia la parte sur occidental del estado a aproximadamente 100 kilómetros por la carretera 134 de la capital del Estado de México. (Tomada de la monografía del Estado de México, CRM, 1996).

1.3 Clima y Vegetación

La vegetación predominante de la zona es función del clima y del relieve, los cuales controlan una vegetación compuesta por tres tipos principales que son: bosque tropical caducifolio, bosque de Quercus (bosque esclerófilo) o encinar, y bosque de coníferas. Los límites entre estos tres tipos son de carácter transicional. El bosque tropical caducifolio se presenta en áreas debajo de la cota de 1600 msnm; el de Quercus o encinar entre 1600 y 2500 m. El clima, en esta región varía de cálido y semicálido a subhúmedo. El primero se caracteriza por una temperatura media anual de 23.6° C con una precipitación media anual de 1129.9 mm. El clima semicálido se caracteriza por tener un régimen térmico anual de 19.1°C con una precipitación media anual de 1025.5 mm (figura 2). Las lluvias se presentan en el verano y en menor cantidad en el invierno.

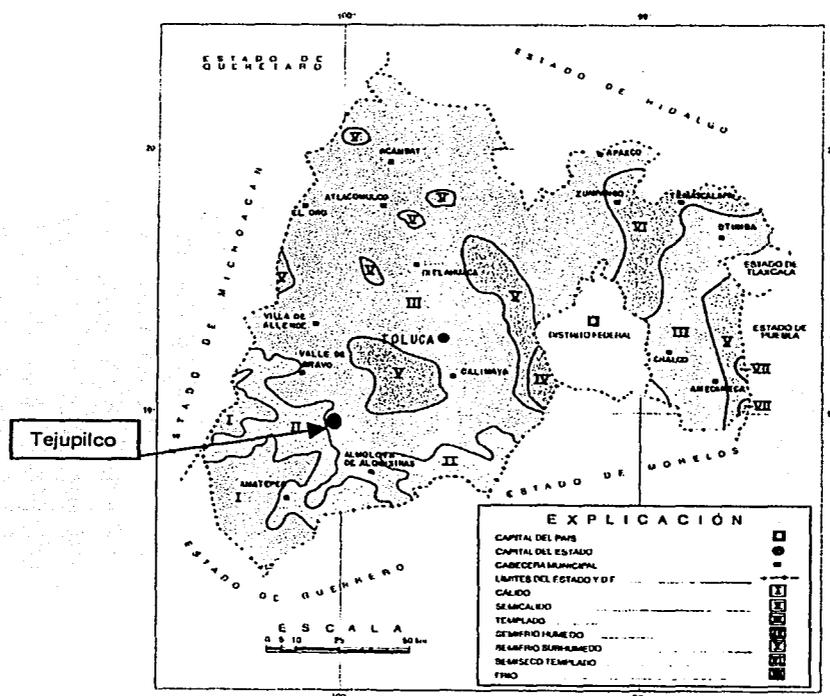


Figura 2. Clasificación de climas en el estado de México (tomada de la Monografía del Estado de México, Consejo de Recursos Minerales, 1996).

1.4 Método de trabajo

La recopilación de información bibliográfica fué fundamental para establecer una primera visión acerca del marco fisiográfico, geológico y minero de la región. En general, se logró la integración de trabajos concernientes a la geología del terreno Guerrero, los yacimientos minerales que ahí se reportan y su metalogenia.

Por otra parte, el trabajo de campo consistió en el reconocimiento del área, mapeo geológico, prospección minera y toma de muestras orientadas y posicionadas para análisis petrográfico y minerográfico. Para tal fin, se utilizó parte del mapa local de la Sierra de Pericones para delimitar la región comprendida entre las coordenadas $100^{\circ} 12' 17'' - 100^{\circ} 14' 00''$ L.W.G. y $18^{\circ} 49' 35'' - 18^{\circ} 51' 08''$ L.N. También se tomó parte de la hoja Tejupilco para visualizar de una manera global los rasgos geomorfológicos de la región.

El trabajo de laboratorio constituyó asimismo una de las etapas clave para complementar la investigación y de esta manera generar ideas acerca del modelo de mineralización en el área. Una vez integrada la información, se interpretaron y evaluaron los datos en el contexto geológico del proyecto para definir la potencialidad económica del área.

2. FISIOGRAFIA

2.1 Provincia Fisiográfica

Una clasificación fisiográfica detallada se basa en los trabajos realizados por Lugo Hubp en 1992, que considera criterios geomorfológicos para delimitar con toda precisión diversas provincias fisiográficas. El mismo autor hace referencia en los trabajos de T. H. Huxley (1877) y J. W. Powell (1895), el primero de ellos definió el término Fisiografía para referirse al estudio y descripción de los fenómenos naturales en general, mientras que el segundo definió a la Fisiografía como la descripción de los rasgos de la superficie terrestre, lo que incluye cuerpos de agua, aire y tierra. Más tarde en Norteamérica, durante la primera mitad del siglo XX, se definió a la Fisiografía como la disciplina que se encarga de la descripción y origen de las formas del relieve. El término geomorfológico sustituyó gradualmente al anterior, en la segunda mitad del siglo XX (Lugo Hubp 1992). De tal forma que actualmente para definir una provincia fisiográfica es necesario recurrir al trabajo interdisciplinario que enlaza estudios de relieve, suelo, vegetación, atmósfera, agua y otros más.

La parte suroeste del Estado de México se ubica dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur. En la figura 3 se presenta la provincia fisiográfica de la Depresión Intermontana (identificada con los números 14.1, 14.2 y 14.3), esta provincia cubre parcialmente la parte suroccidental del Estado de México, presenta un relieve abrupto representado por una depresión, sierras y algunas mesetas. Esta provincia se encuentra subdividida en varias subprovincias; la que corresponde a la hoja Tejupilco es la de la Depresión del Balsas, la cual está definida como una depresión interior, paralela a la Sierra Madre del Sur, de origen tectónico. Se trata de una depresión alargada de oriente a occidente que desmembra a la Sierra Madre del Sur. Por su fondo escurre el río Balsas que recibe numerosos afluentes. En su porción más baja desciende hasta 400 msnm y está delimitada hacia el sur por la Sierra Madre del Sur (número 4), y hacia el norte por las laderas del Cinturón Volcánico (número 8). Algunos autores como de Cserna la consideran de origen estructural. En la mayoría de las clasificaciones se le incluye como parte de la Sierra Madre del Sur (Lugo Hubp, 1992).

Panorámica de la estribación sur de la Sierra de Pericones

Panorámica de los alrededores de Pericones, Mesa de Naranjos y Sierra de Nanchititla

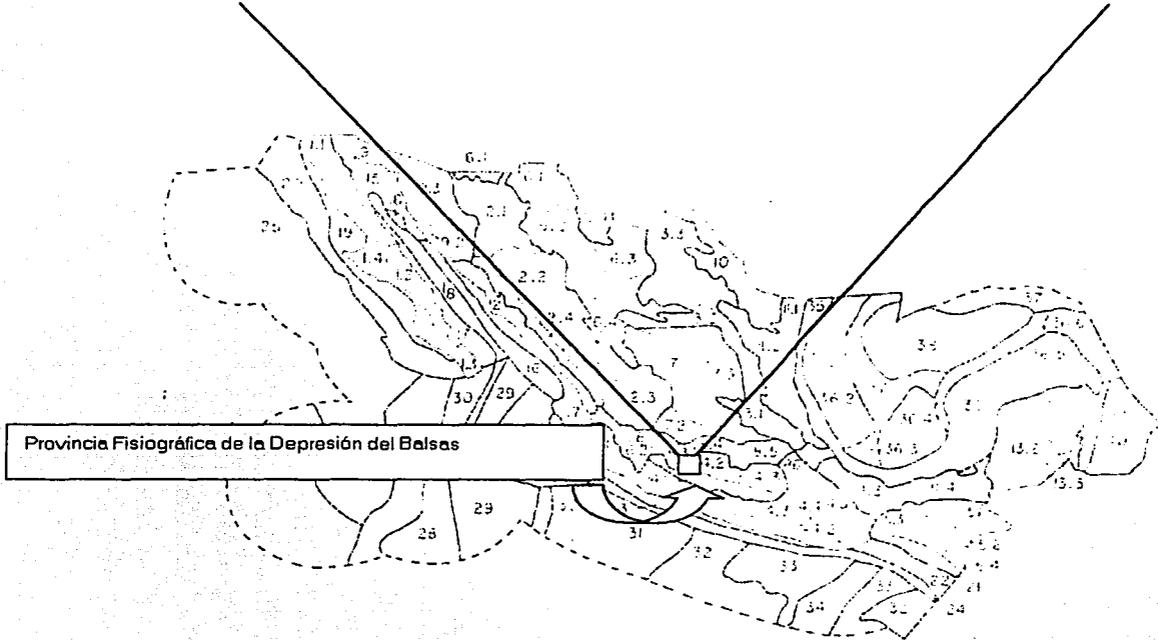
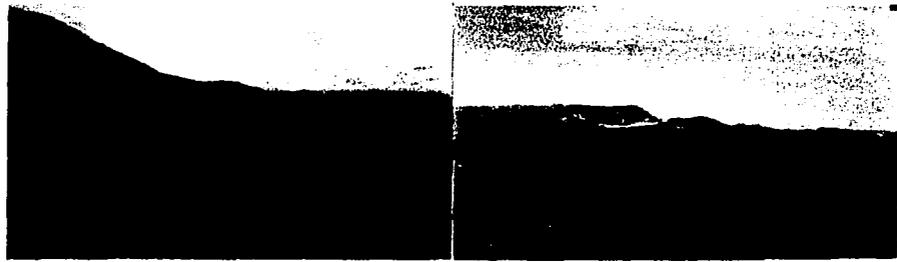


Figura 3. Ubicación de la provincia fisiográfica de la Depresión Intermontana (tomada de Lugo Hubp, 1992).

2.2 Geomorfología

Orografía

Hacia los alrededores de la sierra de Pericones, se presentan rasgos de origen volcánico en forma de mesetas volcánicas en distintas etapas de erosión. Rasgos de este tipo están representados por la Sierra de la Goleta, La Mesa de Naranjos y la Sierra de Nanchititla. Localmente se observa erosión diferencial, como la prominencia conformada por rocas de naturaleza ignimbrítica denominada La Peña de la Muñeca, que forma un rasgo sobresaliente de la Sierra de Pericones (figura 3).

Otros rasgos geomorfológicos notables que pueden observarse a los alrededores de la Sierra de Pericones, son los conos volcánicos cineríticos localizados al sur del poblado de Tejupilco y al norte de Almoloya de Las Granaditas. Mientras que las rocas que constituyen la Sierra de la Goleta descansan casi exclusivamente sobre rocas metamórficas del basamento, los demás rasgos construccionales que conforman mesetas volcánicas se desarrollaron sobre rocas clásticas y volcánicas continentales del Cretácico Superior – Terciario. Los campos de lava y conos cineríticos asociados muestran efectos de erosión incipiente y están alojados sobre terrenos metamórficos, ígneos intrusivos o clásticos – volcánicos continentales profundamente disectados, estos conos localmente se presentan en los cerros Gordo y La Tinaja.

Hidrografía

A nivel regional, la red hidrográfica está incluida en la provincia fisiográfica de la Depresión del Balsas, forma parte de la cuenca hidrográfica del río Balsas que por medio de sus dos subcuencas principales (río Cutzamala y río Sultepec) drenan su carga hacia él.

Por otro lado, el municipio de Tejupilco es regado por dos ríos principales. Al norte se localiza el río Grande de Temascaltepec, que marca el límite con el municipio de Zacazonapan. Este recibe como afluente las aguas del río Tejupilco y va a desembocar al río Cutzamala, afluente del Balsas.

El río de Tejupilco nace en las colinas de los cerros de Cacalotepec y La Cumbre, con el nombre del río de San Simón, que con dirección sur atraviesa el pequeño valle de Tejupilco, donde recibe los ríos de Jalpan y Rincón del Carmen. Cruza después "El cañón de Santa Rosa", donde se forma la cascada denominada "El Salto".

Existen además en el resto del municipio, gran cantidad de arroyos, ojos de agua, manantiales, presas y bordos. Los ríos principales son: Bejucos, Temascaltepec, Pungarancho, San Felipe, Los Sabinos, Chiquito, Tejupilco, Aquiagua, La Mina de Fierro, Frío, La Hacienda de Guadalupe, Acatitlán, y el Chilero. Los arroyos de caudal permanente son: Las Pilas, Las Truchas, La Tambora, El Salto, La Mina de San Nicolás, Las Sepulturas, Torrecillas, Ancho, Aguilares, Tejupilco, Las Trincheras, El Pozo Verde, Palo Dulce, El Pelambre, El Aserradero y Mazatepec. Algunos de los arroyos tanto de caudal permanente como de caudal intermitente pueden observarse en la Figura 4.

A nivel local, y sobre todo en las cercanías de los poblados de Tejupilco y Almoloya de Las Granaditas, este último pueblo localizado al norte de Tejupilco (figura 4), se observan los efectos de la interrupción o desvío del drenaje natural por fenómenos volcánicos recientes, juntamente con la acumulación de depósitos aluviales, como los que se observan en el valle de Tejupilco.

En la Sierra de Pericones específicamente, el patrón estructural representado por fallas y fracturas que afectan a la secuencia volcánica controlan, la red hidrográfica representada por un conjunto de arroyos intermitentes. La actividad hidrológica subterránea de la sierra puede ser importante sobre todo para los propósitos de explotación ya que se puede detectar la presencia de niveles freáticos colgados que se alojan precisamente en las discontinuidades donde existe mineralización importante, lo que ha propiciado leve alteración meteórica de la roca encajonante (fotografías 1 y 2).



Fotografías 1 y 2. Patrón estructural representado por fracturamiento en rocas traquiandesíticas (izq.), y en rocas ignimbríticas (der.) que controlan la hidrografía de la Sierra de Pericones.

3. GEOLOGÍA

3.1 Contexto Geológico Regional

Dentro del contexto geológico regional, de acuerdo con Elías y colaboradores (1993), el área se encuentra localizada dentro del Complejo Orogénico Guerrero - Colima, el cual corresponde a la parte sur del terreno tectonoestratigráfico Guerrero en el Estado de México. El complejo orogénico está caracterizado por dos secuencias mesozoicas metamórficas, cuyos protolitos vulcanosedimentarios corresponden a rocas de arco volcánico submarino (Elías *et al.*, 1993). Asimismo, los rasgos volcánicos que afectan a las secuencias vulcanosedimentarias corresponden en su mayoría con rasgos volcánicos de la Sierra Madre del Sur. En la figura 5 se muestra a grandes rasgos la extensión del Terreno Guerrero.

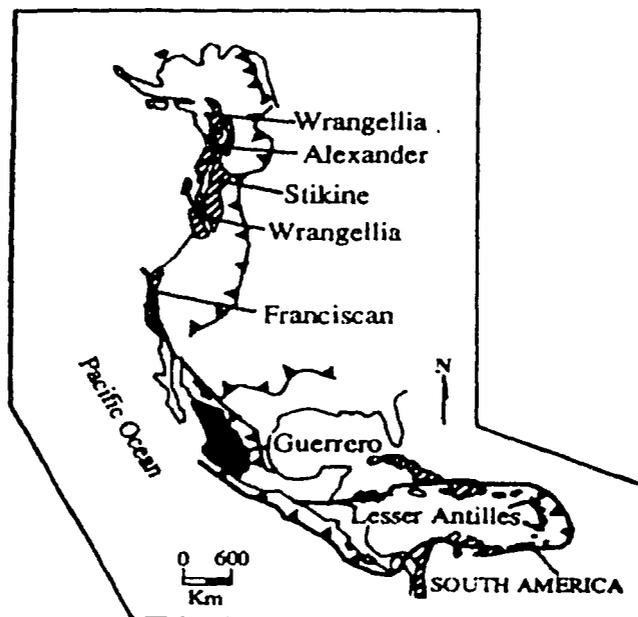


Figura 5. Extensión del Terreno Guerrero, y otro tipo de terrenos con afinidad geológica similar (tomada de Centeno García et al. , 1993)

Según se observa en la figura 5, el Terreno Guerrero abarca una gran porción de la parte oeste de México, y es uno de los más grandes en la Cordillera Norteamericana, la cual está caracterizada por una secuencia vulcanosedimentaria de afinidad de arco. Las rocas metamórficas que afloran al oeste del terreno pueden representar su basamento (figura 6), las cuales definen el denominado Complejo Arteaga (Centeno- García *et al.*, 1993). Como se muestra en la figura 6, el terreno Guerrero se subdivide en varios subterrenos, cada uno con características propias, los cuales están descritos en el trabajo de Mendoza y Suastegui (2000).

SUBTERRENOS RELACIONADOS A ARCOS DE ISLAS

Teloloapan

El subterreno de Teloloapan se localiza hacia la parte este del terreno Guerrero. Se caracteriza por presentar sucesiones de lavas almohadilladas y/o masivas de composición básica a intermedia, y hialoclastitas que se encuentran interbandeadas en la parte mas baja con sedimentos silícicos de radiolarios, y en la parte más alta con conglomerados volcánicos, depósitos de flujo y calizas arrecifales que contienen fauna del Aptiano.

El vulcanismo de Teloloapan incluye basaltos (85%), andesitas (10%) y dacitas (5%). En las secuencias de origen volcánico se presenta un conjunto metamórfico característico que varía de facies de prehnita – pumpellita a facies de esquistos verdes que según Talavera (1995) fueron producidos por un metamorfismo de tipo oceánico. El subterreno está caracterizado por una sucesión de arco polideformada, con alteración hidrotermal. Consiste de una secuencia de rocas ígneas compuestas por basaltos- andesitas- dacitas- riolitas, las cuales se encuentran cubiertas por lutitas tobáceas, calizas de origen arrecifal y areniscas. De acuerdo a los valores isotópicos reportados para esta secuencia de rocas, a Mendoza y Suastegui (2000) les hace pensar que estos valores son representativos de zonas de subducción.

Arcelia -Palmar Chico

El subterreno de Arcelia - Palmar Chico localizado hacia la parte oeste de Teloloapan, incluye un conjunto magmático representado por basaltos espilíticos almohadillados (este tipo de rocas están caracterizadas por albita asociada con clorita, epidota, espinela y otros minerales, los cuales son el resultado del metamorfismo de bajo grado, provocado por la disminución de la temperatura de los basaltos en donde los fluidos magmáticos remanentes son capaces de reaccionar con minerales magmáticos), basaltos almohadillados que presentan clinopiroxeno rico en titanio, y basaltos almohadillados porfídicos y diques que muestran afinidades toleíticas. En este orden, el primer y el segundo tipo de basaltos almohadillados están asociados, y se presentan a lo largo de la parte este del subterreno, y el tercer tipo está restringido a la parte oeste del subterreno. Esta secuencia de rocas se encuentra cubierta por lutitas pelágicas y sedimentos silícicos ricos en radiolarios afectados por el mismo episodio estructural. Además, el primer y el segundo tipo de basaltos almoadillados están intrusionados por los diques de afinidad toleítica (Mendoza y Suastegui, 2000).

Zihuatanejo-Huetamo

Finalmente, el subterreno de Zihuatanejo - Huetamo consiste de tres secuencias. La primera incluye más de 2000 m de productos de arco volcánico incluyendo lavas y depósitos piroclásticos, donde las rocas volcánicas se diferencian de andesitas - dacitas- riolitas medianamente ricas en potasio interbandeadas o cubiertas con calizas arrecifales y lechos rojos. La segunda secuencia está representada por el Complejo de Las Ollas que contiene bloques toleíticos derivados de arcos que presentan metamorfismo de alta presión y baja temperatura que representan un complejo de subducción. La tercer secuencia está representada por la secuencia indeformada de Huetamo que consiste de mas de 4500 m de rocas principalmente sedimentarias que incluyen grandes clastos de rocas toleíticas, calcialcalinas, y shoshoníticas que evidencian la acumulación en una cuenca localizada en una posición de tras-arco y espacialmente asociada con las montañas del arco de Zihuatanejo (Mendoza y Suastegui, 2000).

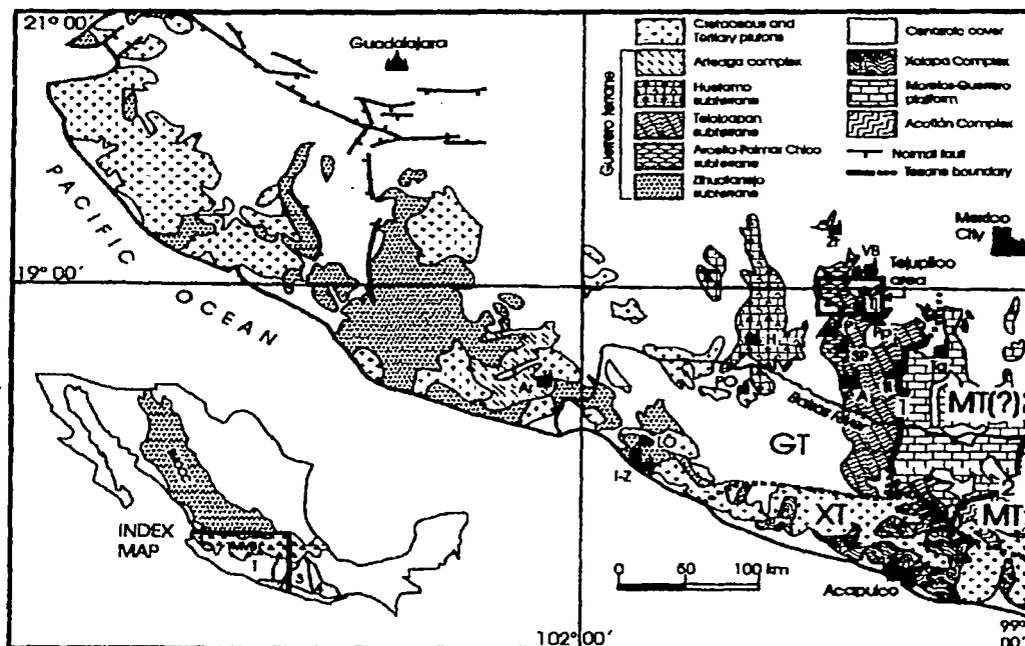


Figura 6. Localización de los subterrenos que componen al terreno Guerrero, obsérvese el recuadro que incluye la región de Teapulco (Tomada de Mendoza y Suastegui, 2000).

Como se ha mencionado, se considera al Terreno Guerrero como un arco de islas acrecionado al continente. Esta característica es parte de las interpretaciones petrográficas e isotópicas reportadas por diversos autores. Por ejemplo, existen en el Terreno Guerrero secuencias metamórficas que corresponden a rocas con facies de esquisto verde; el complejo Arteaga que puede representar el basamento del terreno Guerrero, presenta unidades como la Formación Varales compuesta por pizarras negras, areniscas cuarcíticas, y chert negro, que además contiene dentro de la formación bloques de lavas almohadilladas, calizas interbandeadas con areniscas tobáceas, y dioritas foliadas. En dicho complejo se presenta una secuencia marina típica en la cual los datos isotópicos de las areniscas de la Formación Varales manifiestan un enriquecimiento en elementos de tierras raras ligeras “REE” (Centeno García *et al.*, 1992). Por otra parte, las lavas almohadilladas del complejo, presentan una abundancia baja en elementos de tierras raras los cuales presentan valores de ϵ Nd de

+ 13 que son patrones similares a los de los basaltos de cordillera meso - oceánicos (MORB), por lo que se ha interpretado que al menos una parte del terreno incluye corteza oceánica la cual estaría representada por el subterreno de Zihuatanejo (Centeno García *et al.*, 1992).

Según Mendoza y Suastegui (2000), el Terreno Guerrero se extiende desde el Norte de Sinaloa al sur de Zihuatanejo. Incluye también partes de Guanajuato y Zacatecas en el centro de México. Se encuentra dividido por el Cinturón Volcánico Transmexicano en dos grandes porciones, el segmento norte se encuentra muchas veces oculto por el vulcanismo del Terciario Medio de la Sierra Madre Occidental (SMOc), en donde conjuntos de arcos volcánicos aparecen discontinuos en afloramientos aislados a lo largo de la costa del pacífico y en las regiones de Zacatecas y Guanajuato. En contraste, en el segmento sur del terreno, los afloramientos se encuentran continuos y/o cercanos, y en muchas ocasiones sus relaciones pueden ser determinadas. Sin embargo, se encuentra cubierta parcialmente por la Sierra Madre del Sur (de la cual forma parte la Sierra de Pericones), cuyo vulcanismo representa parte de la evolución tectónica del sur de México.

3.2 Evolución Tectónica

La evolución tectónica de la región es compleja. Por ejemplo en el área de Zacazonapan, se han diferenciado dos secuencias vulcanosedimentarias de afinidad de arco de islas, que corresponden a las secuencias metamórficas precretácicas que son parte del terreno Guerrero, y que afloran en el denominado complejo de Tierra Caliente. En dicha área, un granito milonitizado de afinidad de corteza continental, está expuesto en la parte más inferior de la secuencia metamórfica y es aparentemente un basamento siálico. Como se sabe un basamento siálico corresponde a una capa de rocas que subyace al continente, en donde existe un rango de rocas que varía de graníticas a gabroicas en su parte inferior. La deformación del plutón ha ocasionado que dicho cuerpo presente un metamorfismo en facies de epidota – anfibolita, lo que representa condiciones de presión y temperatura alrededor de 4 Kb y 500°C. Esto implica que existió una zona de cizallamiento importante en niveles corticales medios, con movimientos hacia el noreste, lo cual sugiere la aloctonía de las rocas metamórficas precretácicas sobreyacentes (Elías-Herrera y Sánchez-

Zavala, 1992). La acreción del arco de islas al continente ocurrió durante el Mesozoico (Centeno *et al.*, 1993). Estas evidencias hablan de la interacción cinemática de las placas que conforman el entorno tectónico del sur de México. Las condiciones dinámicas en la deformación de la corteza en esa región propiciaron el desarrollo de la provincia magmática de la Sierra Madre del Sur (SMS), la cual precede en tiempo a la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).

Las rocas de la FVTM varían en composición de andesíticas a dacíticas de tipo calciocalcino, cuyas edades abarcan desde el Mioceno hasta el presente. La orientación de la FVTM es un rasgo notable, ya que ésta es oblicua respecto de la trinchera de Acapulco, lo cual ha sido interpretado como el resultado de los cambios de inclinación de los segmentos subducidos de las placas oceánicas de Rivera y Cocos debajo de la litosfera continental del sur de México. En contraste, al norte de la FVTM, el registro magmático de la Sierra Madre Occidental y la Mesa Central, que corresponde al intervalo Paleoceno – Mioceno y cuya composición de las rocas varía de andesíticas a riolíticas, con unidades basálticas subordinadas, se atribuye a la subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norteamericana, misma que se extinguió gradualmente desde el Oligoceno hasta el Mioceno (Morán – Zenteno *et al.*, 2000) y que evolucionó a las placas de Guadalupe, Cocos y Rivera (Levin, 1996). Una parte de la actividad volcánica de la SMOc y la Mesa Central, es asociada a una etapa de extensión reconocida en la Provincia Fisiográfica de Cuencas y Sierras (Nieto – Samaniego, 1999).

Las rocas volcánicas de la SMS constituyen una amplia provincia que se distribuye desde Michoacán hasta el Istmo de Tehuantepec, su límite norte está marcado por la FVTM de la cual se distingue por criterios de edad y composición. Así mismo se distingue de la Sierra Madre Occidental (SMOc) por su orientación y por sus características estratigráficas que revelan una evolución diferente. El límite sur de la SMS se reconoce hasta la trinchera de Acapulco. Las rocas magmáticas de las SMS cubren un mosaico de basamentos de características petrológicas y estratigráficas contrastantes y afinidades tectónicas distintas. De acuerdo a Campa y Coney (1983), los basamentos cubiertos por el vulcanismo de la SMS están representadas por los Terrenos Tectonoestratigráficos Oaxaca, Guerrero, Mixteco y Juárez (figura 7). Las rocas del terreno Oaxaca se asocian a edades precámbricas representadas por granulitas y un basamento metamórfico

anortosítico cristalino sobreyacido por depósitos terrígenos del Cámbrico – Ordovícico, los cuales están cubiertos por sedimentos del Cámbrico – Pérmico. Las rocas del terreno Mixteco consisten de un basamento

metamórfico de edad paleozoica sobreyacido por sedimentos terrígenos del Pensilvánico y rocas marinas del Jurásico Inferior a Medio, sobreyacidas a su vez por lutitas y calizas del Neocomiano , calizas del Albiano – Cenomaniano y por una secuencia flysch del Cretácico Superior. El terreno Juárez está constituido por una secuencia volcánica y sedimentaria submarina de edad tentativa Jurásica Superior – Neocomiano.

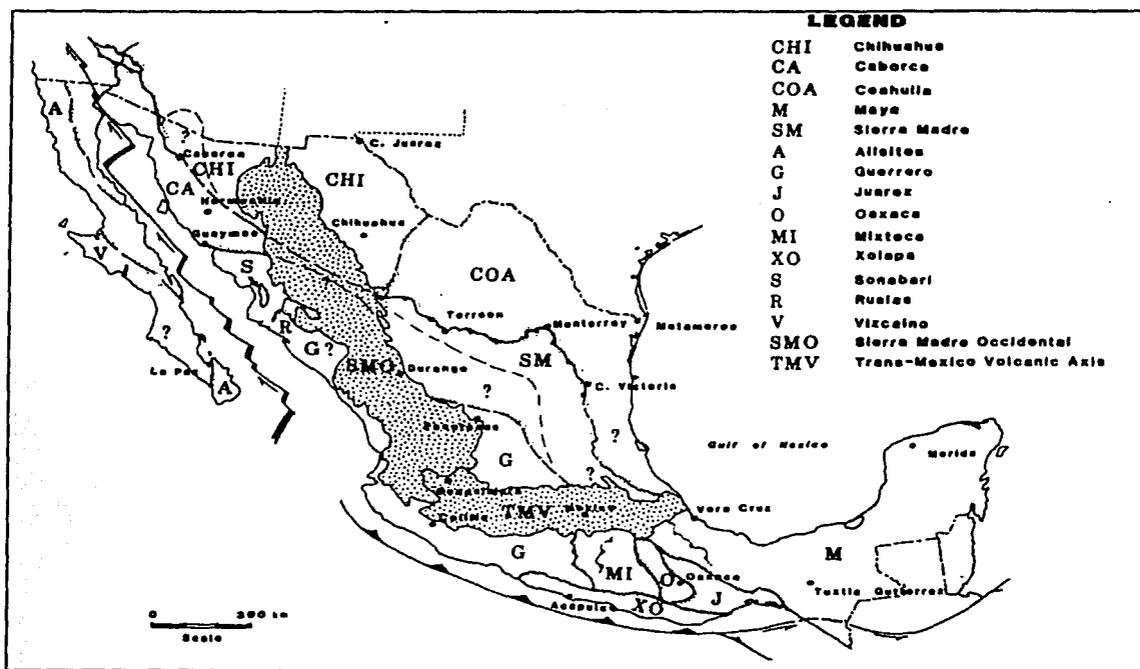


Figura 7. Terrenos Tectonoestratigráficos de México (tomada de Campa & Coney, 1983)

Las características de los terrenos que componen el sur de México muestran el papel que jugó la composición de la corteza junto con la dinámica de las placas tectónicas, en la diferenciación de los magmas que componen el magmatismo de la SMS, es evidencia del escenario de una geodinámica muy activa entre las placas de Norteamérica, el Caribe y Farallón. De acuerdo con Morán Zenteno y colaboradores (2000), la figura 8 muestra la evolución tectónica de la margen pacífica de México durante el periodo Oligoceno al presente, en la que se representa la evolución de la placa el Farallón y el movimiento relativo del bloque de Chortis.

Según Morán Centeno y colaboradores (2000), la distribución y características petrológicas de las rocas magmáticas de la SMS pueden definirse en dos cinturones aproximadamente paralelos de orientación general WNW. Uno de los cuales está representado por una cadena de plutones, que incluyen batolitos y plutones menores, los cuales se extienden a lo largo de la margen continental e indican procesos de levantamiento y erosión que han actuado por lo menos desde el Oligoceno. El otro cinturón está formado por una serie de zonas volcánicas y cuerpos hipabisales que se extienden de manera discontinua entre la cadena batolítica de la costa y la FVTM (figura 9). Este arreglo en la distribución de las rocas magmáticas de la SMS, indica que se derivaron de procesos de fusión parcial en el manto y que posteriormente experimentaron diversos grados de asimilación cortical generalmente baja. Esto se debió a un régimen de deformación variable durante el Paleoceno – Mioceno, intervalo de evolución de la placa Farallón a las placas de Rivera y Cocos y la consecuente migración e integración del bloque de Chortis a la placa de Centroamérica, lo que dió lugar al magmatismo predominantemente de la serie calcialcalina típica de los arcos magmáticos asociados a límites convergentes de placas.

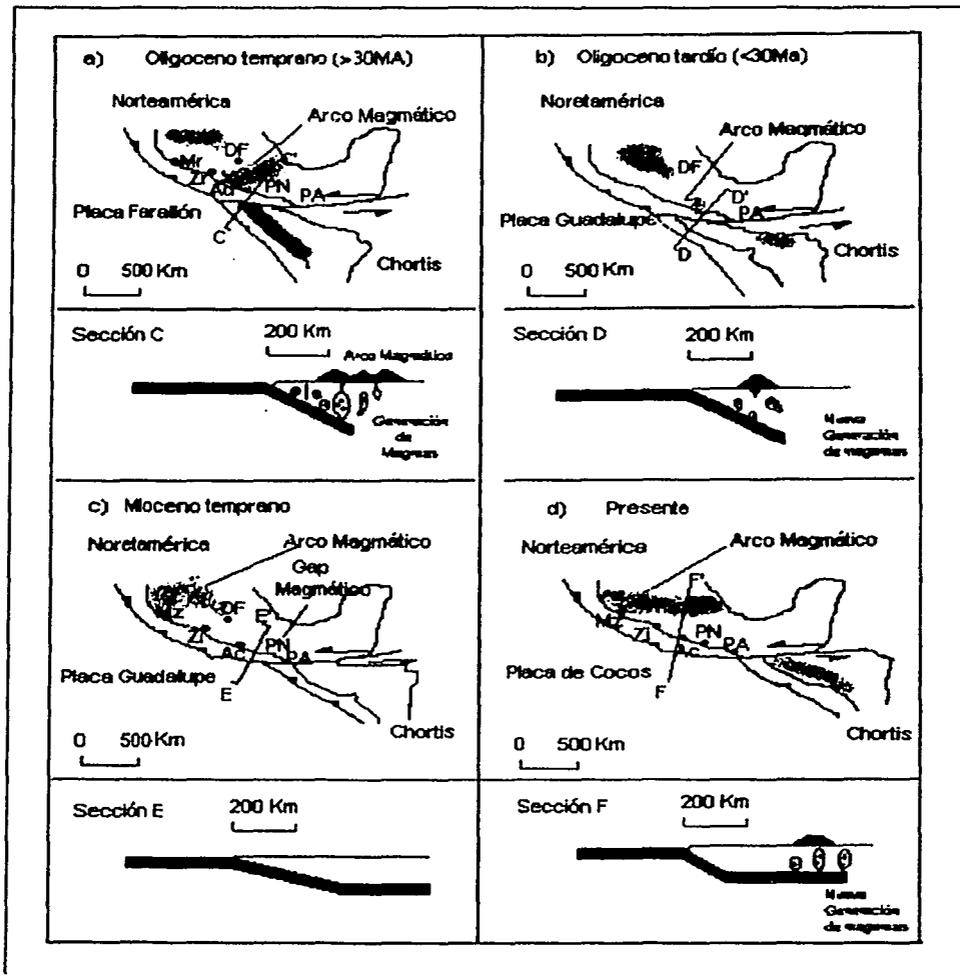


Figura 8. Evolución tectónica de la margen pacífica del sur de México (tomada de Morán *et al.*, 2000).

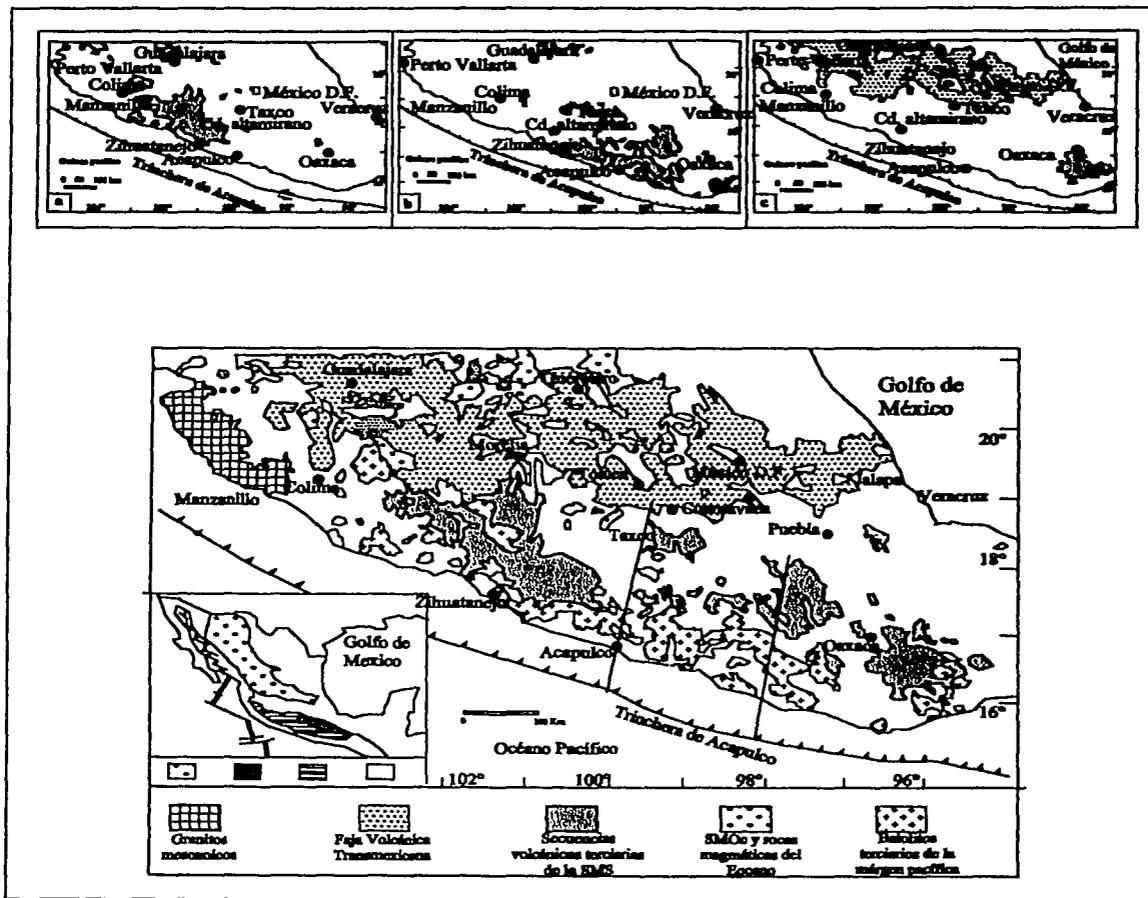


Figura 9. Distribución de la Sierra Madre del Sur: a) Distribución para el periodo Paleoceno - Eoceno. b) Distribución para el Oligoceno. c) Distribución para el Mioceno Temprano y para el Mioceno Medio al Plio - Cuaternario (modificada de Morán *et al.*, 2000)

3.3 Estratigrafía

En términos regionales, se han mencionado dos grupos principales de rocas. El primero es de afinidad vulcanosedimentaria representado por el terreno Guerrero, y el segundo está representado por las rocas magmáticas de la Sierra Madre del Sur. Las relaciones estratigráficas correspondientes a la hoja Tejupilco clave 14Q –(g)9 se presentan a continuación haciendo énfasis en las relaciones estratigráficas locales de la Sierra de Pericones presentada en el Mapa Geológico Local escala 1:10000 (sección de mapas), que corresponde a la porción SW de dicha sierra. La estructura volcánica que conforma la Sierra de Pericones se encuentra limitada hacia el oriente por el complejo metamórfico de Tierra Caliente del Subterreno de Teloloapan, y hacia el poniente por una secuencia marina del mesozoico, estas últimas se encuentran sobreyacidas por rocas sedimentarias de edades más recientes.

Precretácico

La secuencia metamórfica inferior, que constituye el basamento de la región, incluye esencialmente al Esquisto Taxco y la Roca Verde Taxco Viejo. Este basamento está fuertemente deformado, con una foliación penetrante asociada a un metamorfismo de esquistos verdes (de Cserna, 1982). El Esquisto Taxco se compone de rocas volcánicas de composición ácida a intermedia y de rocas pelíticas, las cuales presentan un grado de metamorfismo regional correspondiente a las facies de esquistos verdes. Estas rocas manifiestan por lo menos tres deformaciones compresivas, y están conformadas por esquistos de sericita y cuarzo de grano fino a mediano, esquistos de clorita, esquistos grafiticos, pizarras negras, cuarcitas, metatobas, metaignimbritas y metalavas. En la parte más baja de la estratigrafía de la secuencia, se presentan rocas filíticas que contienen cordierita y biotita y esquistos de tremolita – actinolita (de Cserna, 1982).

La Roca Verde Taxco Viejo está compuesta por derrames de lava y rocas volcánicas epiclásticas, generalmente propilitizadas, de composición andesítica; posee leve foliación. También presenta

minúsculos cristales de pirlita diseminada, que se considera, junto con la presencia de clorita y epidota, el resultado de una leve propilitización debido a un metamorfismo de grado muy bajo. Además de las lavas, esta unidad contiene también intervalos formados por tobas y lahares de la misma composición que las lavas, y unos cuantos horizontes de pizarras negras y grauvacas. La Roca Verde descansa discordantemente sobre el Esquisto Taxco y guarda las mismas relaciones discordantes con la unidad estratigráfica sobreyacente, la Formación Acuitlapán (de Cserna, 1982).

Elías Herrera y colaboradores (2000), por su parte han nombrado genéricamente a estas rocas como el conjunto metamórfico de Tejuilco. Esta secuencia metamórfica consta de filitas carbonáceas, cuarcita, esquisto pelítico de sericita, esquistos verdes (principalmente metavolcanoclásticos andesíticos y dacíticos), metatobas riolíticas, y un augen gneiss milonítico de composición granítica conocido como el metagranito de Tizapa. Este conjunto de rocas metamórficas tiene más de 2000 m de espesor y está fuertemente deformado, presenta pliegues recumbentes isoclinales y una marcada foliación desarrollada bajo condiciones de facies de esquistos verdes. Estas estructuras están replegadas y muestran pliegues suaves a cerrados con planos axiales moderadamente inclinados. Los niveles estructurales más bajos de esta secuencia están expuestos localmente cerca de la mina de Tizapa, donde la deformación milonítica en el metagranito de Tizapa toma lugar bajo condiciones de facies de esquistos verdes. Debido a su carácter peraluminoso y las características de sus elementos traza, el metagranito ha sido previamente interpretado como parte de un antiguo margen continental jurásico. Hay sin embargo, evidencias de que se trata de una intrusión pretectónica emplazada dentro de rocas vulcanosedimentarias.

Cretácico

De Cserna (1982) ha descrito a la secuencia superior de cobertura del Aptiano – Cenomaniano, agrupando a las formaciones Acuitlapán, Amatepec, Xochipala y Arcelia, las cuales se encuentran moderadamente deformadas con un metamorfismo no penetrante en facies de prehnita - pumpellyta. La Formación Acuitlapán, consiste de una secuencia de lutitas, grauvacas, areniscas,

conglomerados y escasas calizas que sobreyacen en forma discordante al Esquisto Taxco o a la Roca Verde Taxco Viejo y que está cubierta en forma aparentemente concordante por la Formación Amatepec.

La Formación Amatepec consiste de calizas principalmente conformadas por micrita pelágica laminada, en estratos delgados a medianos, y algunos intervalos de estratos gruesos. Las micritas varían en color de gris oscuro a casi negro y a menudo contienen lentes de pedernal negro. Interestratificadas con las micritas se presentan calcarenitas de color gris claro que poseen laminación y estratificación delgada. Posee además numerosos pliegues secundarios. Entre los estratos de caliza se presentan intervalos delgados a medianos de lutita de color gris oscuro, que al intemperizarse presentan una tonalidad parda rojiza, lo que indica contenido de fierro. También se reportan horizontes de calizas y lutitas con presencia de piritita fina y diseminada, que se interpreta, junto con las laminaciones delgadas y color oscuro dominante de las rocas, como parte de una cuenca que se desarrolló en condiciones euxínicas temporales. El contacto con la Formación Xochipala sobreyacente es aparentemente concordante y está marcado por los primeros depósitos volcánicos marinos de esta última formación.

La Formación Xochipala que sobreyace a la Formación Amatepec consiste en su parte inferior de rocas volcánicas andesíticas y andesítico basálticas algo cloritizadas que se presentan como derrames de lava en ocasiones con buenas estructuras de almohadilla. Junto con éstos, se presentan depósitos vulcanoclásticos en forma de conglomerados, areniscas, tobas y grauvacas. Por otro lado, la parte superior de la formación consiste de calizas laminadas de color gris más claro que el de la Formación Amatepec en estratos delgados a medianos, interestratificadas con lutitas de color pardo amarillento.

La Formación Arcelia constituye la unidad estratigráfica mesozoica marina más joven de la región, constituida por lutitas negras muy silíceas, interestratificadas con limolitas y grauvacas y algunos intervalos de caliza impura. Esta formación contiene abundante material volcánico en forma de derrames de lava andesítica y andesítico basáltica (muy similares a los de la parte inferior de la Formación Xochipala), tobas y hasta pequeños cuerpos de lahares. Los derrames de lava

poseen estructura de almohadilla bien desarrollada. La cima de esta formación está truncada por una superficie de erosión y sobre ella descansa en muchas regiones la Formación Balsas.

Por otra parte, el trabajo de Elías Herrera y colaboradores (2000), agrupa a las formaciones anteriores (Acuitlapán, Amatepec, Xochipala y Arcelia) en el Grupo Arcelia - Palmar Chico, en donde, a grandes rasgos las definen como la secuencia superior volcánica – sedimentaria, que como de Cserna (2002) había mencionado, se encuentra mediana a moderadamente deformada y muestra esencialmente facies no penetrativa de metamorfismo submarino de prehnita - pumpellita en el vulcanismo intercalado. Incluye acumulaciones máficas – ultramáficas del albiano, pequeñas cuñas tectónicas de peridotita serpentizada, y numerosos diques diabásicos a microgabroicos genéticamente relacionados a basaltos almohadillados.

En la región de Tejupilco y para propósitos de los autores (Elías Herrera *et al.*, 2000), el Grupo Arcelia - Palmar Chico fue dividido en dos partes. La parte inferior compuesta de calizas argiláceas, areniscas y conglomerados, un cuerpo lenticular de basaltos almohadillados, filitas negras, y sedimentos silícicos radioláricos. Las areniscas (litarenitas feldespáticas a arcosas líticas, y grauwas líticas) y los conglomerados contienen saturación de cuarzo policristalino, granos de mica y feldespatos (plagioclasas, feldespato potásico peritítico, mirmekita), y fragmentos de roca de filitas, esquistos de sericita, cuarcita, granito y rocas metavolcánicas. Por otro lado, la parte superior se compone principalmente de basaltos almohadillados basáltico – andesíticos, brechas, hyaloclastitas, y sedimentos tobáceos y silícicos. En la parte superior de esta secuencia existen además lentes intercalados de calizas arrecifales.

Las secuencias que sobreyacen las rocas de las secuencias anteriores están en contacto en forma discordante por las formaciones que se mencionan en subincisos posteriores. La Formación Balsas por su posición actual indica que cubrió una paleosuperficie de erosión ya que corta las estructuras de deformación de las formaciones subyacentes, y actualmente se inclina hacia el poniente – superponiente. Consiste de brechas, conglomerados, areniscas, arcosas, limolitas, tobas y derrames de andesita y de basalto, todos de origen continental, una característica es su color rojo y rojo violeta. La estratificación de esta formación es altamente variable, y está cubierta por la unidad estratigráfica Rioluta Tilzapotla, que en ocasiones cubre superficies de erosión de dicha unidad.

Terciario

La Riolita Tilzapotla se compone de una secuencia de derrames piroclásticos de naturaleza riolítica y en menor grado riódacítica a dacítica con piroconsolidación variable. Dada la escasez de datos generados en su momento para la parte suroccidental del Estado de México, La Sierra de Pericones fue cartografiada como parte de la Riolita Tilzapotla (de Cserna, 2000), definiéndose por tobos deleznales hasta vitrificados con piroconsolidación densa.

Aparte de la Riolita Tilzapotla, existen otras localidades ubicadas en las cercanías de Tejupilco, como lo son Las Sierras de La Goleta y Nanchititla, así como la Mesa de Los Naranjos, donde se presentan ignimbritas, cuerpos lávicos silíceos y unidades hipabisales de composición máfica a intermedia. A pesar de la escasez de datos, las relaciones stratigráficas generales sugieren edades oligocénicas para la mayoría de los episodios, dado que en muchos casos se encuentran sobreyacidos por diversos derrames de lava de composición andesítico basálticas de edad Mioceno Superior - Plioceno Inferior.

Los derrames de lava de composición andesítico basáltica que sobreyacen de manera discordante a la Riolita Tilzapotla en la Sierra de Sultepec fueron cartografiados por de Cserna (1982) de manera informal como andesita basáltica, que se presenta como derrames de lava, con brechas de derrame y algunas cenizas en su base. Existen afloramientos de basalto del Cuaternario (o Pliocuatnario) en donde existen manifestaciones de conos cineríticos y derrames de lava asociados. Dichas rocas sobreyacen indistintamente al esquistos Taxco tanto al norte como al sur de Tejupilco, a rocas mesozoicas, o a la Riolita Tilzapotla. Algunos ejemplos de los conos encontrados en esta región son precisamente los cerros Gordo y la Tinaja de edad cuaternaria que alcanzan una altitud de 200 m sobre el terreno circundante. Los derrames de lava fluyeron, aprovechando desniveles topográficos y antiguos cauces de ríos y arroyos, por lo que algunos derrames presentan buen desarrollo de diaclasas columnares. En la figura 10, se muestra la geología del área de Tejupilco.

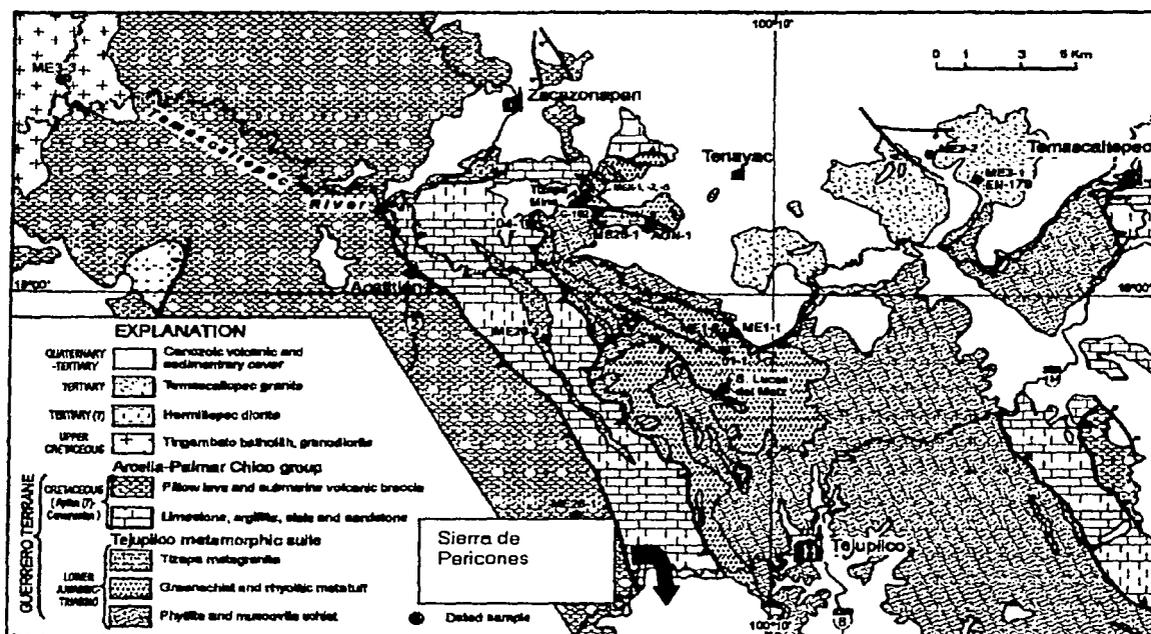


Figura 10. Geología del área de Tejupilco y sus alrededores (Tomada de Elias Herrera *et al.*, 2000)

3.4 Geocronología

Para hablar de la edad de los protolitos y de las rocas metamórficas que afloran en el Terreno Guerrero, se tienen que tomar con cautela los datos publicados en diversos artículos, ya que existe una incertidumbre muy notable. Se presenta al final (figura 11), la columna estratigráfica que corresponde al área de Tejupilco, para situar en el tiempo cada una de las unidades de rocas que anteriormente se han mencionado. Nótese que las unidades no han sido situadas como se debe en una relación cronoestratigráfica con tiempos absolutos.

En la región del complejo metamórfico de Tierra Caliente, de Cserna (1982) agrupó a la secuencia metamórfica en el Esquisto Taxco y la Roca Verde Taxco Viejo y les asignó edades Paleozoica Tardía – Triásica y Triásica - Jurásica respectivamente, pero menciona que estas edades no han sido

evaluadas satisfactoriamente. Actualmente no se han podido definir las edades de dichas secuencias, porque las nuevas evidencias han cambiado la concepción geocronológica de las rocas metamórficas, y en muchos artículos se habla de edades precretácicas para situarlas de una manera general. Cabral – Cano *et al.*, (2000) mencionan que la edad del metamorfismo y del protolito de las rocas metamórficas de Tierra Caliente son inciertas, debido a la evidencia de una rehomogenización isotópica que impidió una datación digna de confianza (una rehomogenización isotópica tiene lugar cuando un sistema isotópico se abre dejando escapar isótopos involucrados en el decaimiento, mismos que servirían para encontrar las relaciones isotópicas correctas que definirían la edad). Por tanto, las edades de las secuencia metamórficas siguen en estudio hasta encontrar algún rasgo distintivo que permitan fecharlas satisfactoriamente.

Sin embargo, Elías - Herrera y colaboradores (2000) presentan también nuevos datos geocronológicos, donde incluyen modelos de U-Pb en análisis de zircones, modelos Pb/Pb en análisis de sulfuros masivos, y modelos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Con estos datos se presenta la columna litoestratigráfica del área.

Los *resultados U- Pb* para el metagranito de Tizapa en muestras del plutón donde la deformación milonítica no es intensa, muestra edades discordantes en el análisis de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dando edades que van de 254 a 1024 Ma. Sobre un diagrama de concordia desplegaron un patrón isotópico complejo de U-Pb el cual se debe probablemente a cantidades variables de Pb radiogénico. Aunque para diferentes combinaciones, se obtuvieron 2 arreglos lineales principales, uno de ellos produjo edades superiores de 1242 ± 126 Ma y una inferior de 186.5 ± 7.4 Ma. Precisamente el modelado de edad para Nd es de 1266 Ma, que está de acuerdo con la intersección superior de las fracciones menores de zircón discordantes.

Los *datos de Pb*, en la composición isotópica del Pb de los sulfuros masivos de Tizapa y para un modelo isotópico en estado simple de Pb, muestran edades de 128.7, 114.2 y 105.4 Ma en tres muestras. Dada la naturaleza singenética de los sulfuros masivos, estas edades del Cretácico Temprano implican una edad similar para el protolito vulcanosedimentario de las rocas metamórficas encajonantes. Sin embargo, una discrepancia entre la edad de Pb en estado simple de

muchos depósitos concordantes y sus edades determinadas por otros métodos isotópicos o geológicos han sido claramente demostradas. Por lo que el método de dos estados de Pb ha proveído mejores edades en yacimientos concordantes para las tres muestras de Tizapa las cuales son más consistentes con la intersección baja de U-Pb y sugieren una edad pre kimerigiana para depósitos de sulfuros masivos y sus rocas encajonantes congénitas (Elías Herrera et al., 2000).

Por otro lado el método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para el conjunto metamórfico de Tejupilco, que corresponde a un esquisto blastomilonítico de cuarzo muscovita, y dos muestras del grupo Arcelia – Palmar Chico que corresponden a muestras de basaltos almohadillados; muestran para el conjunto metamórfico de Tejupilco una edad de 56.7 ± 0.3 Ma., mientras que la misma muestra fechada por K- Ar presenta edades de 59 ± 3 Ma. Por otra parte, para las dos muestras de basaltos almohadillados del grupo Arcelia – Palmar Chico las edades oscilan entre 101 ± 1 Ma y 93.4 ± 0.4 Ma. Los detalles sobre el procedimiento y resultados de cada uno de los métodos, pueden consultarse en el trabajo de Elías Herrera y colaboradores (2000).

Mientras tanto, con base en la posición estratigráfica de la Formación Balsas y la presencia de rocas volcánicas andesíticas del Maestrichtiano en su parte inferior, se puede inferir que el depósito de la Formación Balsas comenzó en esa época o más temprano, durante el Campaniano. El límite superior de la formación Balsas se ha interpretado del Eoceno dado que esta cubierta por la Riolita Tilzapotla (De Cserna 1982).

De La Riolita Tilzapotla se han obtenido edades de K-Ar en biotitas de 31.9 ± 0.8 Ma., mientras que de otras unidades volcánicas como la llamada Andesita Buenavista se han determinado edades en plagioclasas por el método de K-Ar de 30.5 ± 1.1 Ma (Morán et al., 2000). Estas unidades y otras reportadas en la cercanías de las zona de Tejupilco, sugieren que la edad más probable es contemporánea con los datos ya mencionados y corresponderían con eventos volcánicos del Oligoceno, lo cual incluiría a La Sierra de Pericones. Finalmente las unidades más recientes, corresponden con la Andesita Basáltica del Mioceno Superior - Plioceno Inferior, y los conos cineríticos representados por los cerros Gordo y la Tinaja que pertenecen a edades Cuaternarias (Figura 11).

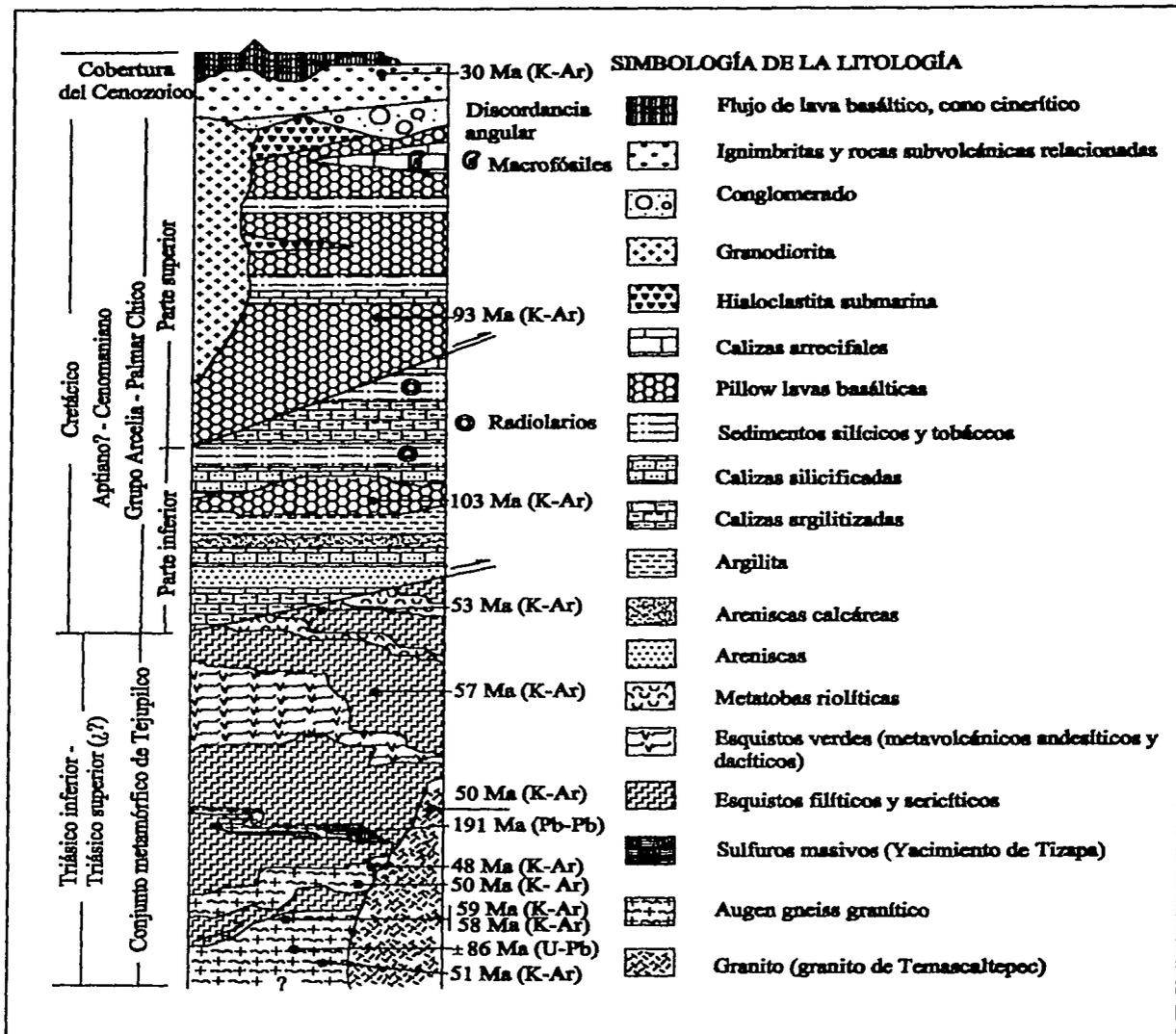


Figura 11. Columna litoestratigráfica del área de Tejupilco (Modificada de Elías Herrera *et al.*, 2000)

4. YACIMIENTOS MINERALES

4.1 Características Generales de los yacimientos de baja sulfuración

En México el vulcanismo de tipo calcoalcalino se encuentra presente en un gran número de depósitos terciarios que definen provincias metálicas las cuales contienen mineralización de metales preciosos (Ag – Au). Un gran número de yacimientos de este tipo, pertenecen a los yacimientos de baja sulfuración ricos en plata. De acuerdo con White (1991), los yacimientos hidrotermales de metales preciosos pueden clasificarse en dos tipos según características distintivas: en los depósitos de alta y baja sulfuración. Estas características se presentan en la tabla 1.

Tipo de depósito	Baja Sulfuración	Alta Sulfuración
Forma de los depósitos	Vetas en donde predominan espacios abiertos, disseminación no muy frecuente, reemplazamiento menor, comúnmente brechas en vetas.	Subordinación frecuente de vetas, disseminación común, reemplazamiento dominante, brechas en vetas no muy comunes.
Mineralogía de mena	Pirita, esfalerita, galena, electrum, oro, oropimente, cinabrio, arsenopirita, calcopirita, proustita, pirargirita.	Pirita, enargirita, luzonita, covellita, calcopirita, galena, tetracrita-tennantita, esfalerita, oro, arsenopirita.
Mineralogía de ganga	Cuarzo, calcedonia, calcita, rodocrosita, adularia, barita, arcillas.	Cuarzo, arcillas, alunita, barita.
Texturas comunes	Vetas, relleno de cavidades, texturas bandeadas, drusas, estructuras coliformes, texturas de enrejado, crestas.	Texturas de reemplazamiento en rocas encajonantes, drusas, vetas, brechas hidrotermales.
Texturas menores	Texturas de reemplazamiento de rocas encajonantes.	Texturas bandeadas.
Química dominante	Ag, Au, As, Hg	Cu, Ag, Au, As
Química menor	Zn, Pb, Sb, Se	Zn, Pb, Hg, Sb, Te, Sn, Mo, W

Tabla 1. Características de los yacimientos de alta y baja sulfuración (tomada de White, 1991)

4.2 Ubicación geológico minera regional

En primera instancia, Damon *et al.*, (1981) hicieron una clasificación de yacimientos minerales en el país considerando la evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis. El magmatismo calcoalcalino que tuvo lugar en varias etapas del Terciario hospeda diversos yacimientos como los pórfido cupríferos, ubicados en los bordes convergentes, resultado del magmatismo asociado a la subducción. Damon *et al.*, (1981) señala que puede distinguirse una variación sistemática en la composición química de las rocas ígneas, la cual puede tener influencia en el zoneamiento de los depósitos con la distancia desde la margen convergente, donde observa que las vetas de Au y Ag fueron emplazadas durante fenómenos de progresión y regresión de los arcos, más o menos a la misma distancia de la paleotrinchera. Mientras tanto, la ubicación minera regional del área de estudio tiene como referencia a la distribución y tipos de mineralización en el Terreno Guerrero, porque en general constituye el basamento afectado en parte por el vulcanismo calcoalcalino, en este caso el de la Sierra Madre del Sur.

El Terreno Guerrero ha producido plata, oro, plomo, cobre y fierro en diferentes etapas. Los depósitos, se pueden agrupar según su tipo y su época metalogénica. Según Miranda Gasca (2000), la primera época metalogénica se caracteriza por depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos del Cretácico. La segunda época es de edad Laramídica, y se encuentra representada por los depósitos asociados a mineralización de cobre (sistemas de pórfidos de cobre) encontrados en rocas de tipo volcánico e intrusivos de naturaleza monzonítica y granodiorítica del Paleoceno. La tercera y económicamente más importante época, corresponde a una edad del Terciario Medio, en donde numerosos depósitos hidrotermales de mediana y baja temperatura, de oro, plata, y metales base, se presentan alojados en rocas mesozoicas y en estructuras volcánicas, los cuales corresponden al tipo de yacimientos presentes en la zona de estudio (figura 12).

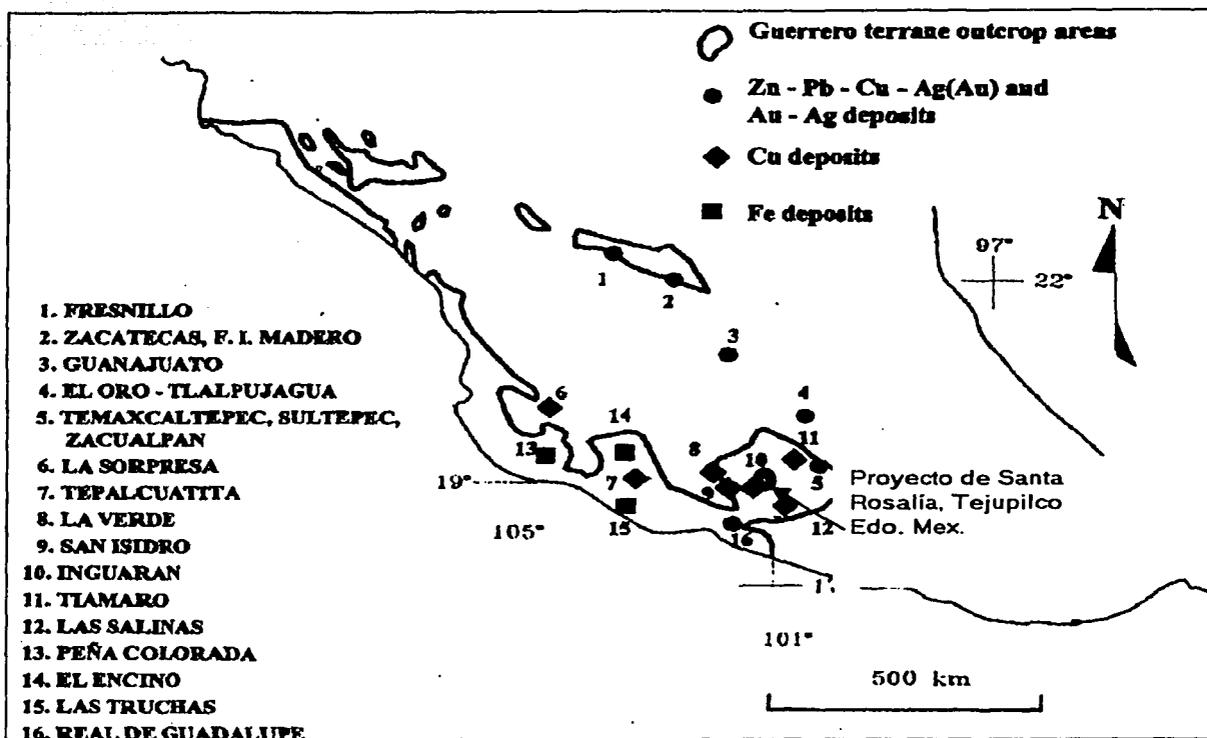


Figura 12. Distribución de plantas mineras en el Terreno Guerrero (tomada de Miranda Gasca 2000)

Los depósitos metálicos cretácicos son estratiformes y se encuentran hospedados en rocas volcánicas y volcanoclásticas. Como se ha mencionado, se trata de los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos albergados en áreas de diferente litología y carácter tectónico del Terreno Guerrero, como los encontrados en Campo Morado – Suriana, Azulaquez, Tizapa y Rey de Plata localizados en el subterreno de Teloloapan en los estados de México y Guerrero y los depósitos localizados alrededor del yacimiento de Cuale, Jalisco del subterreno de Zihuatanejo, así como los encontrados en el borde este del Terreno Guerrero en los estados de Zacatecas, Guanajuato y Michoacán.

Los depósitos terciarios encajonados por rocas mesozoicas, constan de skarns de Fe y Fe-Au que se localizan en la porción sur del terreno. Los depósitos tipo hidrotermales de mediana y baja temperatura de Pb-Zn-Ag (Au) y de Au-Ag ocurren principalmente en el borde este. Mientras que los depósitos de cobre se asocian a rocas porfídicas subvolcánicas que se localizan hacia la parte sur central, mientras que skarns de Fe se presentan a lo largo de la costa pacífica sur del Terreno Guerrero.

Diversos depósitos hidrotermales de baja temperatura y sulfuración, se hallan ubicados en la parte SW del estado de México, como el denominado distrito minero de Temascaltepec. Consta de tres zonas principales conocidas como Mina de agua, El Coloso y La Guitarra. Según Camprubi (2001) estos depósitos se hallan situados metalogénicamente en la parte meridional del cinturón argentífero que se dispone en forma paralela a la costa pacífica de México. Los depósitos conforman varios filones incluidos en un stock granítico tardi-laramide y se relaciona temporal y genéticamente con la SMOc, aunque algunos autores ponen en duda la continuación de SMOc hacia el sur de la FVTM, por ejemplo Venegas et. al (1985) menciona que los resultados de estudio realizados en pozos profundos indican con toda probabilidad que la SMOc no continua debajo de la FVTM.

4.3 Marco Geológico Local

La sierra de Pericones, área de interés en este estudio, conforma una estructura volcánica semicircular de 7 a 8 kilómetros de diámetro que abarca un área aproximada de 50 km². Cuòre en forma discordante en su porción oriente, al conjunto metamòrfico de Tejupilco (Subterreno de Teloloapan - Mariano Elías, 2000) y hacia su porción occidental a la secuencia vulcanosedimentaria del subterreno de Arcelia - Palmar Chico (Mapa Geológico Regional, sección de mapas).

De acuerdo con el levantamiento geológico, desde una dirección W-E (Sección A-B anexo del Mapa Geológico Local, sección de mapas), se reconocen contactos discordantes entre las ignimbritas y la secuencia vulcanosedimentaria. Hacia la porción noroccidental y surcentral del área de estudio (Regiones A y B respectivamente del Mapa Geológico Local), las ignimbritas cubren en forma discordante a lutitas negras carbonosas, mientras que hacia la porción central (Región C del Mapa Geológico Local) se presenta en contacto tectónico por medio de una falla normal de rumbo general S 38° E, siendo los echados generales de 78° hacia el SW. Esto sugiere la presencia de un fuerte relieve prevolcánico en las lutitas, en forma de cantiles que sirvieron de barrera a los flujos, producto de la actividad explosiva representada por las ignimbritas.

En general, las rocas que componen la parte occidental del área se componen de lutitas negras carbonosas, lutitas, grauvacas, y lutitas calcáreas que se presentan en horizontes intercalados con lutitas negras (Fotografía 3). Estas rocas se encuentran muy deformadas y presentan un intenso vetilleo de calcita, sobre todo hacia las cercanías del contacto con las ignimbritas. En el mapa geológico local, puede observarse la relación del contacto tectónico entre ignimbritas y lutitas hacia la porción central (Región C del mapa Geológico Local). Obsérvese que al trazar una sección de rumbo W-E, se interpreta la presencia de un fuerte relieve anterior al vulcanismo, de otro modo no sería posible interpretar la sección geológica propuesta (Sección Geológica X-Y del Mapa Geológico Local) al considerar los datos de echado en dirección SW. Esta situación fue favorable para la mineralización dada las características de las rocas en contacto: por una parte, las ignimbritas se presentan moderada a fuertemente fracturadas y falladas, mientras que las lutitas por su carácter impermeable funcionaron como una barrera para los fluidos mineralizantes.



Fotografía 3. Lutitas intercaladas con horizontes calcáreos, limolitas y lutitas calcáreas, de la Formación Arcelia. Se presenta moderada a intensamente deformada, mostrando un leve metamorfismo ya que puede apreciarse una ligera esquistocidad en las lutitas que en ocasiones llegan a ser pizarras (Estribación oeste de la Sierra de Pericones).

Las ignimbritas se distribuyen amplia y lateralmente circundando las laderas de la sierra y cubriendo a rocas de composición andesítica, mientras que hacia la parte superior de la estructura volcánica se presentan igualmente coronando a la estructura y cubriendo a rocas andesíticas y traquiandesíticas. Por otra parte, en afloramiento y muestra de mano las ignimbritas generalmente son de color gris pardusco a pardo rojizo al intemperismo, gris a gris verdoso al fresco. Estas rocas presentan una estructura fluidal evidenciada por la presencia de fragmentos de rocas alineados de lutitas, andesitas, y fragmentos de rocas de composición granítica, estas últimas son de color gris pardusco al fresco y tonos rojizos al intemperismo, compuestas por cristales anedrales y observables a simple vista, de abundante cuarzo y feldespatos. El tamaño de los fragmentos de roca en la ignimbrita alcanza el tamaño de bloques hasta gravas, manifestándose hacia la base de las ignimbritas los tamaños más grandes de fragmentos en una clasificación natural ladera arriba del estratovolcán. La ocurrencia de estos fragmentos de rocas en ignimbritas (Fotografía 4) hace patente la evidencia de por lo menos dos episodios explosivos, ya que existen afloramientos que muestran un contraste marcado en la textura y dirección de flujos piroclásticos. Las ignimbritas muestran frecuentemente cristales de plagioclasas y en ocasiones minerales ferromagnesianos alterados a clorita y epidota dispuestos en una matriz afanítica.



Fotografía 4. Ignimbritas traquiandesíticas. Obsérvese los bloques de roca albergados en la matriz de las ignimbritas. Los fragmentos de rocas corresponden con rocas de composición granítica, lutitas y andesitas (Estribación oeste de la Sierra de Pericones).

La naturaleza de las ignimbritas puede observarse en las fotomicrografías de lámina delgada de muestras de roca PQ, de las cuales pueden observarse las siguientes relaciones texturales. En la fotomicrografía 1, se aprecia una roca hipocristalina, constituida por una matriz de vidrio ácido en proceso de desvitrificación cuya textura eutaxítica no es muy evidente, pero llega a presentarse alrededor de algunos cristales y fragmentos de rocas. Albergados en la matriz, se presentan cristales subedrales de plagioclasas que pueden variar en composición de oligoclasa a andesina, así mismo se presentan agregados microcristalinos de cuarzo, y fragmentos de rocas de composición granítica. Dada la naturaleza del vidrio, que es ácido, la predominancia de plagioclasas y escasa sanidina albergadas en la matriz, puede determinarse que la naturaleza de las ignimbritas es traquiandesítica.



Fotomicrografía 1. Ignimbrita. Se observa un fragmento de roca alterado a sericita. Se presenta una matriz de vidrio ácido en proceso de desvitrificación. NX, Objetivo de 4X.

TRAQUIANDESITA

Las rocas ignimbríticas antes descritas, cubren y bordean a una secuencia de rocas, cuya composición general es andesítica y su distribución es muy amplia, constituyen en general a la mayor parte de las rocas presentes en la estructura volcánica (Mapa Geológico Regional, estructura volcánica de la Sierra de Pericones). En muestras de mano dichas rocas se presentan color pardo claro al intemperismo y gris pardusco al fresco, la textura puede variar de afanítica a porfídica. A nivel macroscópico, pueden observarse con frecuencia vacuolas o vesículas alargadas en una dirección preferencial al flujo del magma. En las muestras cuya textura se define como porfídica, es posible observar feldespatos de algunos milímetros de tamaño hospedados en una matriz afanítica. La fotografía 5 muestra el afloramiento en arroyo de las andesitas descritas anteriormente.

En lámina delgada (muestra representativa C1), se observan plagioclasas y feldespatos, así como cuarzo primario que no es abundante. Las plagioclasas pueden variar en composición de andesina a oligoclasa siendo, la andesina dominante, aunque puede observarse sanidina como feldespato común. La textura principal se presenta como microlítica fluidal (fotomicrografía 2). Por la textura, y la proporción de cuarzo (5%), plagioclasas (60 %) y feldespatos alcalinos (35%) y según la

clasificación de Streckeisen, se define a esta roca como una Latita, misma que para muchos autores es considerada como un término sinónimo de la traquiandesita.



Fotografía 5. Afloramiento en arroyo que muestra rocas de naturaleza traquiandesítica afectadas por un patrón estructural de fracturamiento que controla el drenaje de la zona.



Fotomicrografía 2. Traquiandesitas; la muestra se encuentra alterada a sericita principalmente. Se observa no obstante, cristales pseudomórficos (fantasmas) de feldespatos de algunas micras de tamaño, NX objetivo 4X.

DACITA

Esta roca aflora hacia la parte norte del área de estudio (sale fuera del Mapa Geológico Local), abarcando un área aproximada de algunos cientos de metros cuadrados, conformando una estructura de forma cómica (muestra representativa TJ20). En la región se le conoce como Cerro Pelón, el cual afecta a rocas ignimbríticas y traquiadesíticas. A nivel de afloramiento y en muestra de mano, se presenta una roca color pardo rojizo al intemperismo y pardo claro al fresco. Es especialmente dura y muestra una matriz afanítica que incluye cristales visibles de feldespatos potásicos, aunque no muy frecuentes, que alcanzan tamaños de hasta 3 mm. Así mismo, mediante la sencilla prueba de humedecer la roca, en este caso en la sección pulida, puede reconocerse una leve orientación que correspondería con una textura eutaxítica. En lámina delgada se compone de cuarzo microcristalino, cristales de plagioclasas y una matriz vítrea que alberga cristales de plagioclasas y feldespatos potásicos. Debido a su alta alteración es difícil establecer con certeza la composición de los mismos. Los minerales accesorios reconocibles corresponden a apatita. Las alteraciones de los feldespatos corresponden a sericita, calcita y otros minerales arcillosos. Es difícil establecer las relaciones texturales puesto que la roca se encuentra silicificada; sería difícil también definir las relaciones texturales entre los cristales debido a su muy pequeño tamaño. Por su composición reconocible de plagioclasas (60%), feldespatos potásicos (30%) y cuarzo (10%) se le clasifica como una dacita (fotomicrografía 7).



Fotomicrografía 7. Dacita; obsérvese el cristal de feldespato potásico, que corresponde con ortoclasa. NX, Objetivo de 4X.

Por otro lado, hacia la parte norcentral del Mapa Geológico Local (sección de mapas) y en dirección sureste, se presentan rocas que afectan con frecuencia a las ignimbritas traquiandesíticas y a las andesitas, presentándose en ocasiones como estructuras de formas dómicas (fotografía 6). La superficie de afloramiento es variable, algunas de las cuales afloran en superficies de varias centenas de metros, como las rocas representadas por las muestras RA y TJ12. En muestra de mano, se observan texturas porfídicas con fenocristales de feldespatos dispuestos en una matriz de textura afanítica. De acuerdo con los estudios petrográficos, se trata de rocas de naturaleza tonalítica a cuarzomonzonítica, las cuales se aprecian en los siguientes estudios de láminas delgadas, y pueden localizarse en el Mapa Geológico Local (sección de mapas).



Fotografía 6. Estructura dómica, en las que se observaban geodas en una disposición alineada a la dirección preferencial de fallas y fracturas.

GRANITOS

Granito 1.- Esta roca aflora hacia la parte sureste del área de estudio (muestra representativa, RA), abarcando un área con diámetro aproximado de 350 m., afectando principalmente a rocas traquiandesíticas. Se presenta conformando una estructura de forma dómica. A nivel de afloramiento y en muestra de mano, esta roca se presenta color pardo rojizo al intemperismo, gris al

fresco. La textura de la matriz es afanítica, aunque es posible observar a simple vista cristales de feldespatos albergados en la matriz, lo que define una textura porfídica.

En lámina delgada se presenta holocristalina, siendo el tamaño de los cristales de tamaño fino, presentándose además algunos fenocristales de feldespatos. Se reconocieron plagioclasas que varían de albita a oligoclasa, con el predominio de la primera. La proporción de las plagioclasas es de 30%, los feldespatos potásicos corresponden en general con ortoclasa preferentemente, en una proporción de 30%; el cuarzo por su parte, ocurre en un 40%.

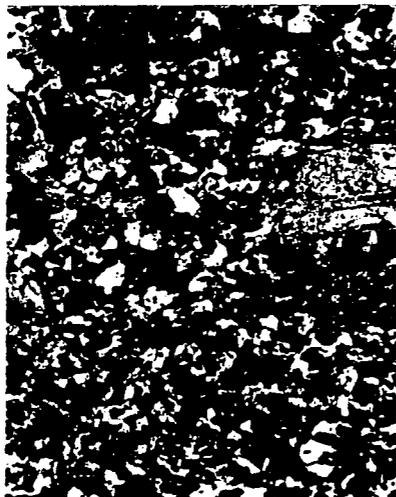
El principal mineral accesorio es la apatita. Los minerales de alteración que en general son abundantes, afectan preferentemente a los feldespatos, corresponden con biotita que pudiera relacionarse con algún tipo de alteración potásica, así como sericita que se presenta reemplazando a feldespatos.

Relación cuarzo – feldespato.- Se presentan como finos intercrecimientos simples, típicos de rocas plutónicas hipabisales. Frecuentemente es posible observar golfos en feldespatos que envuelven cuarzo de generaciones posteriores. Así mismo, se observa cuarzo envolviendo cristales de feldespatos.

Relación feldespato – feldespato.- Se presentan como intercrecimientos simples entre caras planas (maclas simple y combinada), y como intercrecimientos entre cristales subedrales.

Dadas las características texturales anteriores, se define a la roca como una roca plutónica hipabisal de textura porfídica, de muy baja profundidad, y por la composición dada en porcentajes de feldespato potásico, plagioclasas y cuarzo, así como su textura granular fina de se clasifica como un granito. Algunos autores como Foucault, A y Raoult, J.F. (1985) y Arriaga G. (comunicación personal), manejan el termino microgranito para definir a aquellas rocas de grano fino (microgranudas), por lo general porfídicos con grandes cristales de feldespato o de cuarzo. Forman filones o aparecen en el borde de macizos graníticos (fotomicrografía 3). El término microgranito

puede ser usado sin dificultad pues da idea de acerca de la composición y sobre la textura microgranuda de la roca.



Fotomicrografia 3.
Microgranito,
obsérvase el cristal
de oligocasa hacia la
parte centro derecha
de la foto. Nx,
objetivo 4X.

Granito 2.- Esta roca aflora hacia la parte central del área de estudio (muestra representativa, RI). Su extensión abarca un área de menos de 50 m de diámetro, y se presenta como un cuerpo de forma de un pequeño crestón afectando a rocas esencialmente ignimbríticas y traquiandesíticas. En muestra de mano la roca presenta un color gris pardusco con tonos verdes al intemperismo y gris al fresco, con una matriz afanítica que alberga xenolitos de fragmentos de rocas de tamaño variable (algunos de unos cuantos centímetros) y cristales de feldespatos, en ningún caso se observa alguna orientación preferencial de las partículas. En lámina delgada se presenta la siguiente composición y relaciones texturales:

Relación cuarzo – feldespato.- Se presentan cuarzo granular microcristalino y plagioclasas que varían en composición de andesina a oligoclasa, así mismo se observan fenocristales de andesina la cual presenta comúnmente un maclado combinado de albita y periclina, se presenta además una trama de intercrecimiento simple entrelazado de cuarzo - feldespato. No se observan golfos en feldespato envolviendo cuarzo.

Los xenolitos corresponden a fragmentos de rocas alteradas en las que se presenta textura traquítica definida por cuarzo microcristalino y minerales arcillosos pseudomórficos de plagioclasas. Los minerales accesorios corresponden a zircón y apatita. Se presenta además arcilla secundaria rellenando fracturas, y minerales opacos diseminados. Los minerales de alteración comunes son epidota, sericita y minerales arcillosos que alteran a los feldespatos en general, feldespatos que por su grado de alteración no se han podido diferenciar.

Por sus características texturales, se define a la roca anterior como una roca plutónica, en la que sus porcentajes de minerales primarios en relación con feldespatos potásicos (20%), plagioclasas (30%) y cuarzo (50%) se le clasifica como un microgranito por las mismas razones expuestas en la roca anterior.

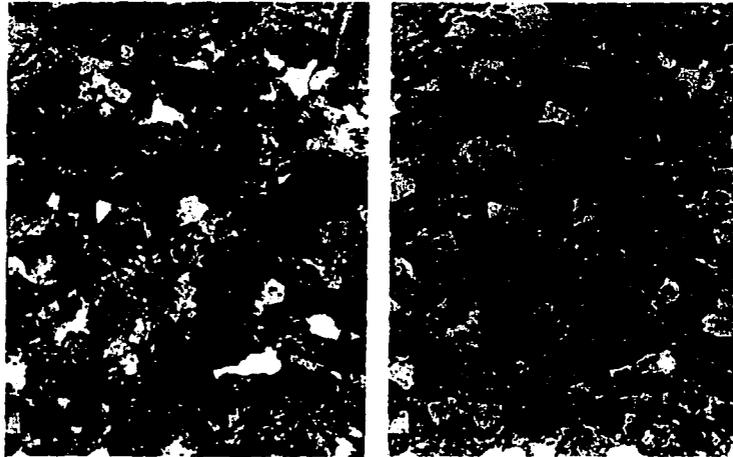
CUARZOMONZONITAS

Cuarzomonzonita 1.- Esta roca aflora hacia la región central del área de estudio (muestra representativa, R11). Su forma y dimensiones no están muy claras, aunque afecta a rocas de naturaleza traquiandesítica. En muestra de mano se presenta color gris al intemperismo y gris verdoso al fresco. Su textura es porfídica. En la matriz afanítica están incluidos fenocristales de feldespatos observables a simple vista ya que alcanzan hasta 0.5 cm, de los cuales no se observa una alineación preferencial. En lámina delgada se reconoce una textura porfídica donde se aprecian fenocristales que corresponden con plagioclasas, los cuales varían en composición de andesina a oligoclasa. Así mismo, se presentan cristales subedrales en los que se observa macla simple de Carlsbad, los cuales corresponden a ortoclasa y probablemente también a sanidina, siendo difícil reconocerlas con exactitud debido a la alteración a calcita, sericita y clorita. También se presentan diseminaciones de minerales opacos de formas cúbicas que pueden corresponder con diseminación de pirita.

Relación cuarzo - feldespato. Se presenta una relación cuarzo-feldespato de intercrecimiento típico de rocas plutónicas representada por cristales eudrales y subedrales. Así mismo, es posible

observar algunas secciones de feldespatos en los que puede apreciarse una textura gráfica de cuarzo en feldespato, frecuentemente alterados a arcillas, que pudieran corresponder a minerales del grupo del caolín.

Los minerales accesorios corresponden a zircón y apatita principalmente. Por sus características texturales y la proporción de minerales primarios (feldespatos potásicos 35%, plagioclasas 50% y cuarzo 10%) se le clasifica como una cuarzomonzonita de textura porfídica (fotomicrografías 4 y 5). Por sus características texturales en el tamaño de los cristales, puede llamarse microcuarzomonzonita o microadamelita.



Fotomicrografías 4 y 5. Cuarzomonzonita porfídica, obsérvese la alteración a sericita de feldespatos, así como la diseminación de minerales opacos. Izquierda NX, objetivo 4X. Derecha, luz paralela, objetivo 4X.

Cuarzomonzonita 2.- Esta roca aflora hacia la región centro oriental del área de estudio sobre el paralelo $18^{\circ} 50' 40''$ LN (muestra representativa F1) en un sector aproximado de 100 m de radio. Aunque su forma y dimensiones no son muy claros, afecta principalmente a rocas de naturaleza traquiandesítica. En muestra de mano, la roca se presenta color gris pardusco al intemperismo y gris verdoso al fresco. La matriz afanítica alberga fenocristales de feldespatos potásicos los cuales

alcanzan tamaños de hasta 0.5 cm, mismos que se presentan idiomórficos. En lámina delgada se observa una textura porfídica constituida por cuarzo granular microcristalino y plagioclasas que varían en composición de andesina a oligoclasa, los cuales hospedan fenocristales de feldespato potásico (ortoclasa principalmente, foto 8). Es frecuente encontrar microcristales de apatita, como el principal mineral accesorio, así como minerales opacos diseminados. Los feldespatos en general se presentan alterados a arcillas, clorita, sericita y óxidos de fierro. El cuarzo y el feldespato ocurren en forma de intercrecimientos simples de cristales anedrales. Por sus características texturales y su proporción de feldespato potásico (35%), plagioclasas (50%) y cuarzo (15%), se le clasifica como una cuarzomonzonita porfídica (fotomicrografía 6). Puede llamársele microadamelita o microcuarzomonzonita dadas las características texturales en el tamaño de los cristales.



Fotomicrografía 6. Cuarzomonzonita porfídica. Obsérvese hacia la parte inferior izquierda un fenocristal de feldespato potásico (ortoclasa), que presenta zoneamiento. NX, objetivo de 4X.

Cuarzomonzonita 3.- Esta roca aflora hacia la región central oriente, casi sobre el paralelo 18°, 15' 40'' LN del área de estudio (muestra representativa, F2). Su forma y dimensiones no están muy claros, pero afecta a rocas de naturaleza traquiandesítica. En muestra de mano, la roca se presenta color gris pardusco al intemperismo y gris oscuro al fresco. La matriz afanítica incluye en ocasiones fenocristales de feldespatos que alcanzan tamaños de hasta 4 mm. En lámina delgada se observa cuarzo granular microcristalino y plagioclasas; así mismo se observan fenocristales de

plagioclasas albergados en la matriz que varían en composición de andesina a oligoclasa, las cuales se presentan zonados. El feldespato potásico corresponde con ortoclasa en general. Los minerales accesorios son principalmente zircón y apatita.

Una característica en la textura de los feldespatos es el zoneamiento, de los cuales es posible observar en alguna sección una textura semejante a la textura Rapaquivi. Esta textura es observable en cristales donde se presentan maclas simples de Carlsbad, en los cuales los bordes de los cristales se presentan con maclas de albita. Sin embargo, dada la alteración del feldespato, no se puede determinar con certeza la composición del feldespato central, situación fundamental para determinar con toda certidumbre la textura Rapaquivi (ver fotomicrografía). Los minerales de alteración corresponden principalmente a clorita la cual es abundante, sericita y calcita. Las relaciones texturales entre cristales de cuarzo y feldespatos corresponden con intercrecimientos simples. Por la proporción de feldespato potásico (30%) contra 55% de plagioclasas y 15% de cuarzo, puede clasificársele como una cuarzomonzonita (adamelita) porfidica (fotomicrografía 8). Por sus características texturales en el tamaño de los cristales, puede llamársele microadamelita o microcuarzomonzonita.



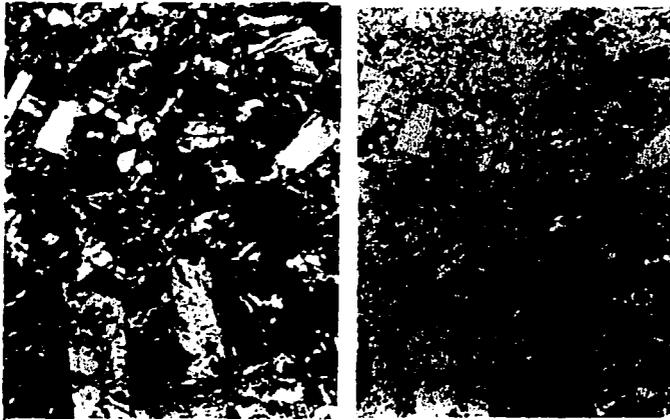
Fotomicrografía 8. Adamelita, obsérvese hacia la parte central izquierda un cristal de feldespato potásico zonado, dando una apariencia de textura Rapaquivi, rasgo típico que pudiera sugerir contaminación de los magmas por las rocas encajonantes durante el proceso de cristalización. $10\times$, objetivo de $4\times$.

TONALITA

Esta roca aflora hacia la parte central del área de estudio (muestra representativa, TJ12), abarcando un área con un radio aproximado de 50 m. Afecta principalmente a rocas de naturaleza traquiandesítica. En muestra de mano, se reconoce un color pardo rojizo al intemperismo y gris verdoso al fresco; se observan xenolitos de rocas de color negro de algunos centímetros de diámetro, así como abundantes feldespatos de tamaño variable que alcanzan tamaños de hasta 7 mm. Se presentan así mismo, ferromagnesianos que corresponden con anfíboles y piroxenos. El tamaño de los cristales es variable hasta presentarse una matriz afanítica, por lo cual es patente una textura porfídica.

En lámina delgada se observan abundantes plagioclasas que en su mayoría corresponden con andesina, mismos que pueden variar a oligoclasa; también se presentan cristales de sanidina que en general se presentan alterados. Así mismo, se reconoce augita en cristales subedrales que se encuentran reemplazados por tremolita - actinolita, situación que se observa en los bordes de los piroxenos e incluso en cristales cuyo grado de alteración deja ver solo cristales de tremolita - actinolita. Se presentan minerales de alteración de feldespatos como son clorita, epidota y calcita. También se observan diseminaciones de minerales opacos.

Por otra parte, se aprecian en las relaciones texturales, intercrecimientos simples de cuarzo y feldespato. Por sus relaciones texturales y por sus proporciones de feldespato potásico (5%), plagioclasas 65%, y cuarzo 30% puede clasificarse como una tonalita porfídica de augita (fotomicrografías 9 y 10).



Fotomicrografías 9 y 10. Tonalita de augita. Obsérvese hacia la parte central inferior un cristal de piroxeno (augita) reemplazado por tremolita I actinolita. Se observan además cristales zoneados de feldespatos potásicos (inf. lzq); obsérvese además la sección típica de la sanidina. Izquierda, NX. Derecha, luz paralela, objetivo de 4X.

ROCA SILICIFICADA

Esta roca aflora hacia la parte norte del área de estudio (muestra G1), en un pequeño afloramiento de aproximadamente 20 m de radio, presentándose con una forma cómica (fotografía 6). En muestra de mano se presenta una roca color blanco pardusco al intemperismo y blanca al fresco. Se trata de una roca totalmente alterada, con feldespatos caolinizados y avanzada silicificación. Así mismo se presentan minerales opacos diseminados en proceso de oxidación. En campo, esta roca define un pequeño afloramiento que presenta abundantes geodas cuya disposición se presenta en una alineación preferencial NW-SE, lo cual deja entrever que se trata de una estructura formada por un flujo de material magmático que emergió a partir de alguna estructura como podría ser una falla, puesto que la alineación de las drusas coincide con la dirección preferencial de las fallas y fracturas. Afecta a rocas de naturaleza ignimbrítica. En lámina delgada se puede observar que la matriz de la roca es producto de avanzada silicificación (cuarzo microcristalino); así mismo, se observan minerales opacos oxidados que más bien corresponderían a limonita y minerales arcillosos pseudomórficos de feldespatos y arcillas que rellenan fracturas. Se presentan también sericita y calcita como minerales secundarios. Por su grado de alteración es difícil reconocer la roca original. Las figuras 13 y 14 muestran la clasificación de rocas ígneas antes descritas, según Streckeisen (1973), así como el conjunto de rocas clasificadas según su composición.

TJ20
 ○ Muestra referida en texto

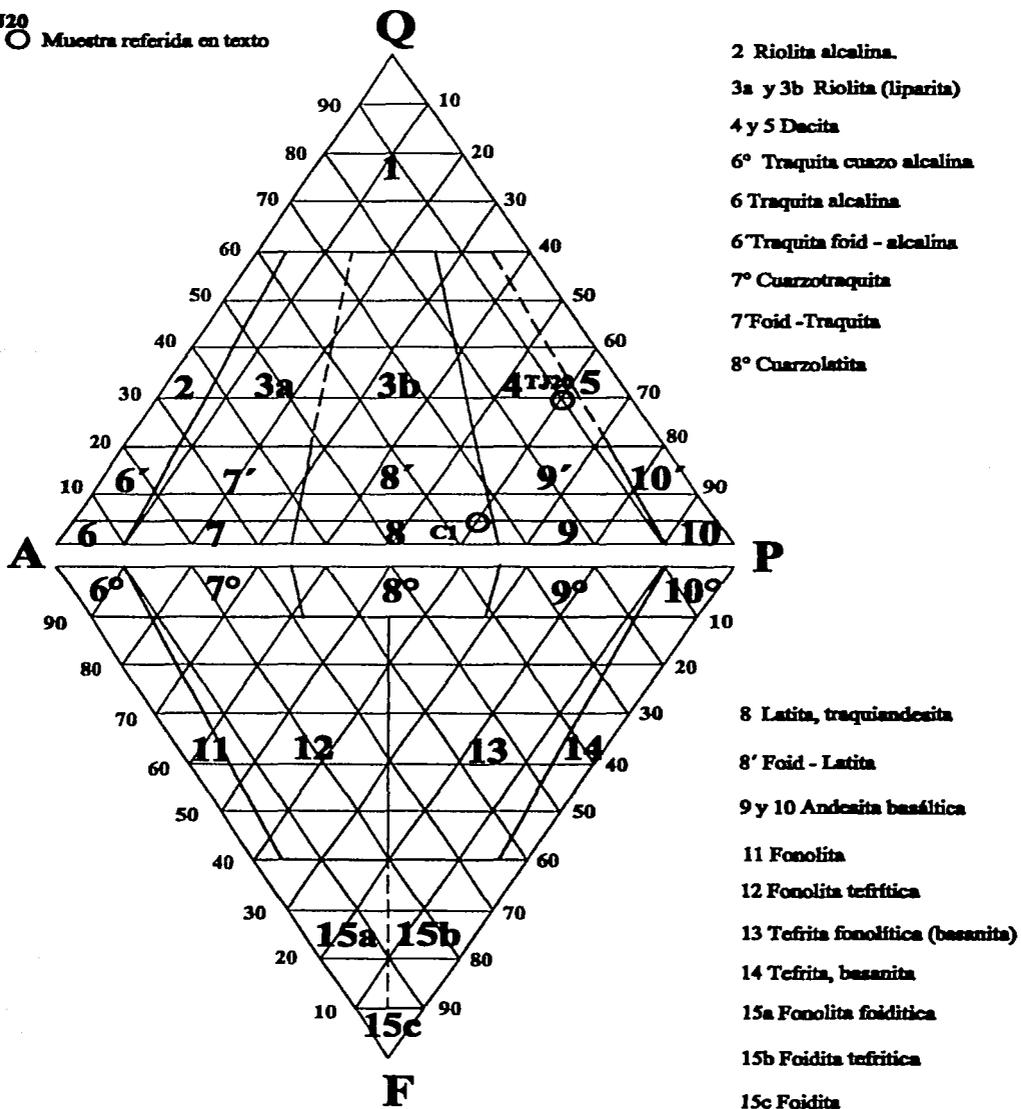


Figura 13. Clasificación de rocas ígneas volcánicas (tomada de Streckeisen, 1973).

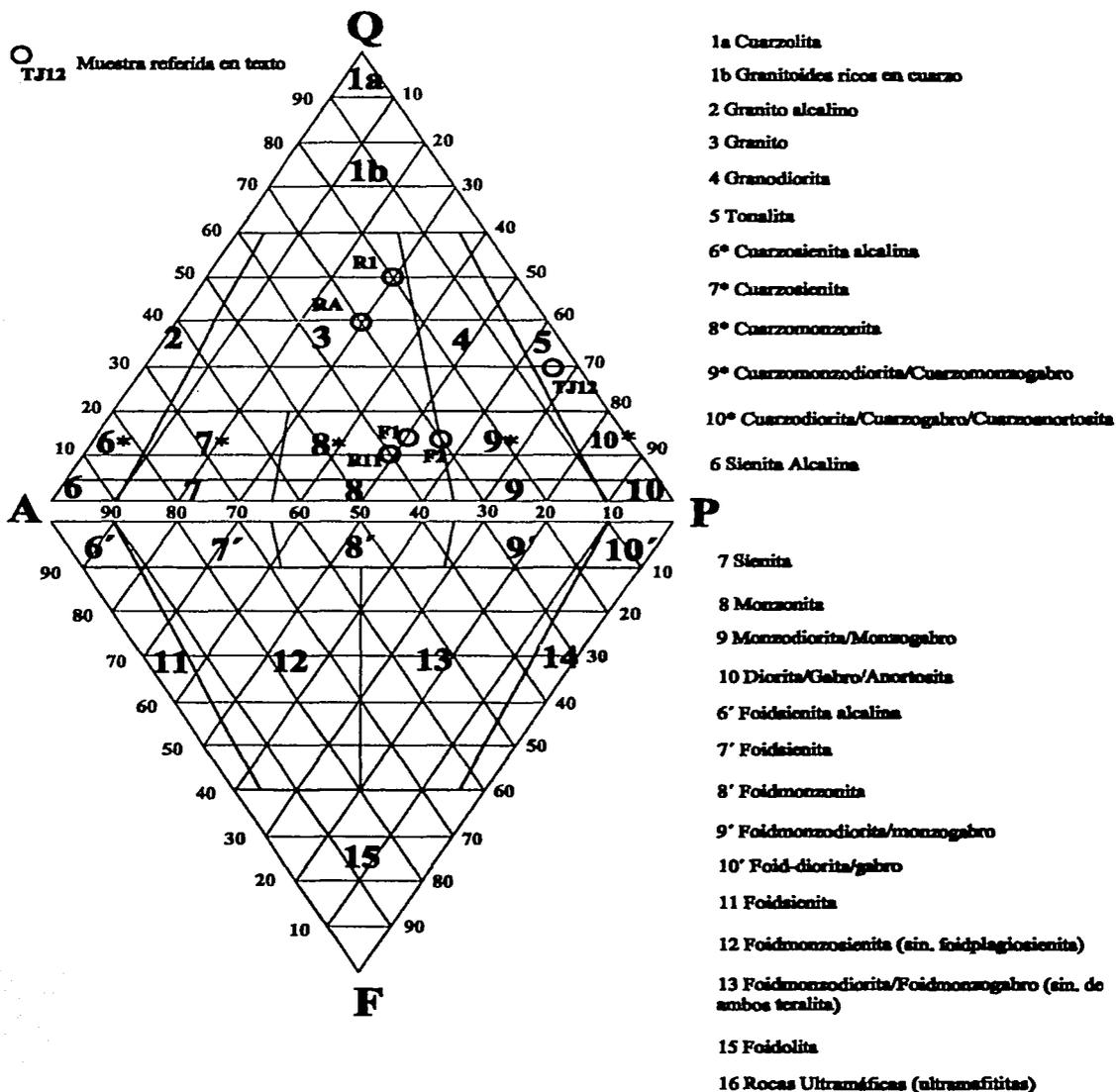


Figura 14. Clasificación de rocas ígneas plutónicas (tomada de Streckeisen, 1973).

4.4 Características litológicas y estructurales

Dada la Geología y las relaciones estratigráficas antes mencionadas, se constata que sobre un basamento de afinidad vulcanosedimentaria, se depositaron secuencias sedimentarias continentales, algunas representadas por la Formación Balsas, las cuales en muchas ocasiones se encuentran afectadas y sobreyacidas por una secuencia de rocas volcánicas como ignimbritas, andesitas y cuerpos hipabisales de composición calcoalcalina. Por su parte, en la Sierra de Pericones se reconocen una serie de estructuras dómicas cuya composición varía de tonalítica a monzonítica. La orientación NW-SE preferencial en la ocurrencia de algunos de estos cuerpos como los expuestos en la llamada roca G1, deja entrever la posibilidad de que estos cuerpos representen fenómenos magmáticos posteriores contemporáneos al primer fallamiento normal de la zona, cuya vergencia general es también NW-SE. Por otra parte, las características estructurales representadas por el fracturamiento y fallamiento pueden apreciarse en el mapa geológico local (sección de mapas) que, como ya se mencionó presenta una vergencia general NW-SE. Estas estructuras pueden apreciarse a escalas de afloramiento llegando a alcanzar centenas de metros de longitud. La tabla 2, así como las figuras 15 y 16 muestran los datos que representan el patrón estructural de fallas y fracturas y el sistema de esfuerzos asociado.

Número	Rumbo	Echado	Tipo	Número	Rumbo	Echado	Tipo
1	98.0	87.0	Fractura	18	110.0	80.0	Fractura
2	80.0	85.0	Fractura	19	105.0	72.0	Fractura
3	125.0	75.0	Fractura	20	149.0	51.0	Fractura
4	122.0	70.0	Fractura	21	105.0	66.0	Veta
5	202.0	62.0	Fractura	22	105.0	82.0	Veta
6	125.0	48.0	Fractura	23	110.0	65.0	Veta
7	55.0	50.0	Fractura	24	108.0	65.0	Veta
8	110.0	71.0	Fractura	25	135.0	70.0	Veta
9	190.0	40.0	Fractura	26	108.0	65.0	Fractura
10	100.0	89.0	Fractura	27	119.0	85.0	Fractura
11	170.0	65.0	Fractura	28	122.0	70.0	Falla
12	113.0	89.0	Fractura	29	142.0	82.0	Falla
13	140.0	75.0	Fractura	30	105.0	70.0	Falla
14	118.0	67.0	Fractura	31	128.0	78.0	Falla
15	210.0	68.0	Fractura	32	107.0	80.0	Falla
16	119.0	72.0	Fractura				
17	170.0	50.0	Fractura				

Tabla 2. Datos estructurales de dirección de rumbo y echado de fallas y fracturas presentes en el área de estudio.

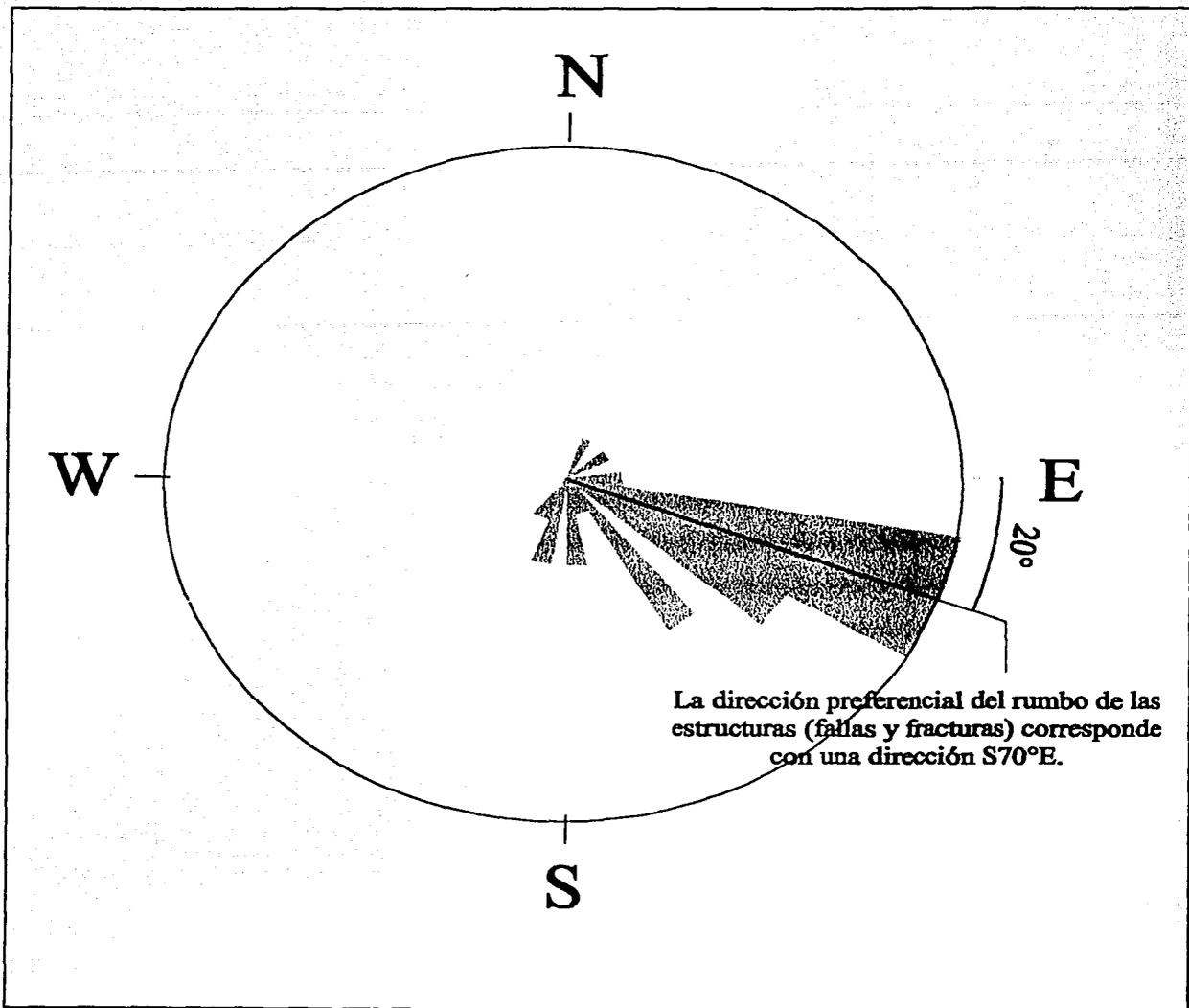


Figura 15. Direcciones de rumbo para datos de fallas y fracturas en el área de estudio.

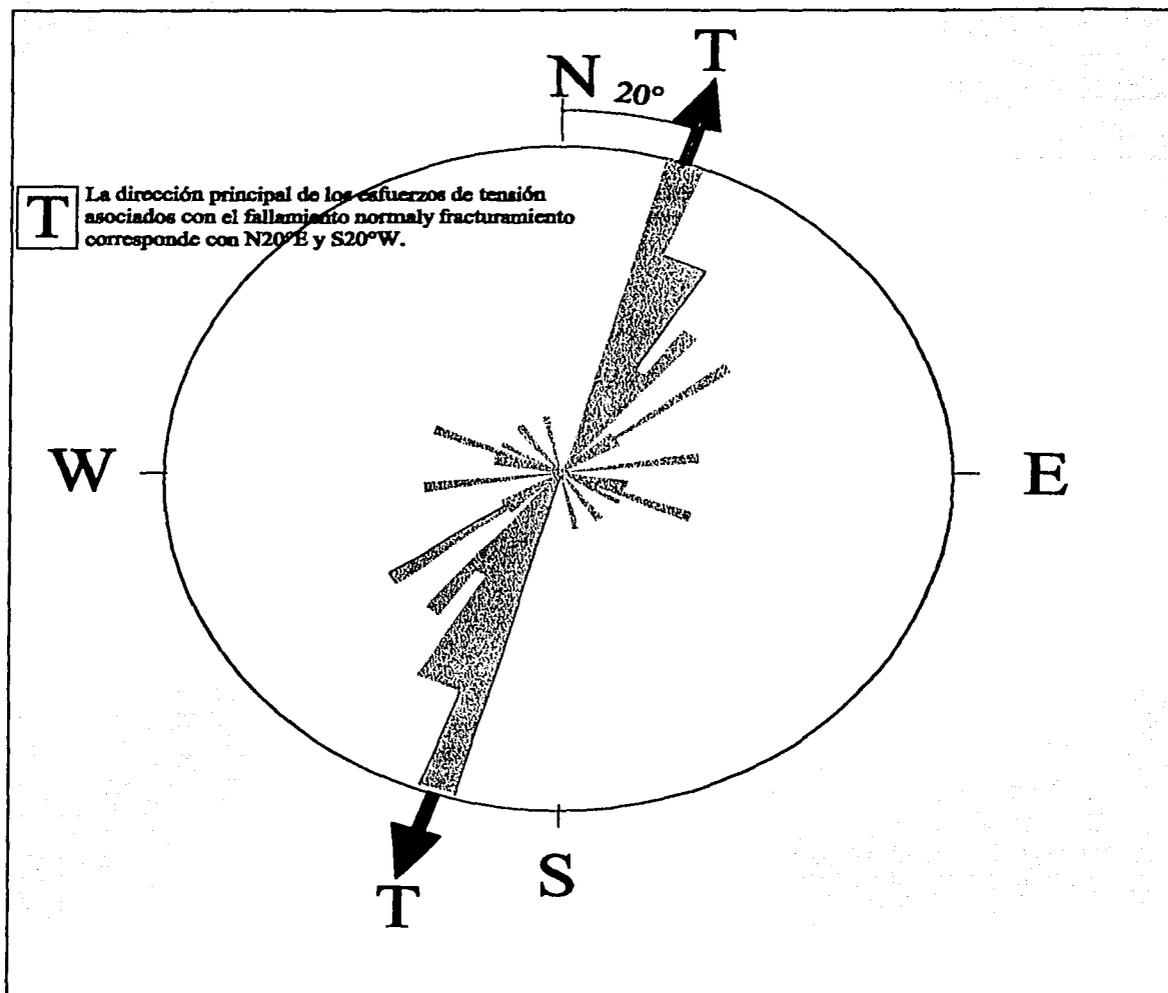


Figura 16. Direcciones de esfuerzos asociados al patrón estructural representado por fallas normales y fracturas en el área de estudio.

4.5 Rocas encajonantes

Pueden distinguirse en el área dos tipos principales de rocas que contienen a la mineralización, mismas que han sido descritas con anterioridad. Una de estas corresponde con las ignimbritas traquiandesíticas, las cuales albergan a un sistema de filones que afloran a una altura promedio de 1100 msnm (Sistema de Filones Inferior). Mientras que las otras son rocas traquiandesíticas que hospedan al sistema de filones que afloran a una altura promedio de 1800 msnm (Sistema de Filones Superior).

Las rocas encajonantes son esencialmente de composición traquiandesítica, y lutitas de la Formación Arcelia presentes hacia la parte occidental de la secuencia volcánica. Es posible observar mineralización representada por cuarzo argentífero en la mina de San Eduardo, en cuya ubicación se reconoce el contacto de lutitas de la Formación Arcelia con las ignimbritas de la Sierra de Pericones. En la vecindad de este contacto, se define una zona de fallamiento normal con echados hacia el SW, en la cual se reconoce alteración hidrotermal en ambas unidades de rocas, cuyos espacios abiertos han sido rellenados por cuarzo microcristalino y drusas (fotografía 7).



Fotografía 7. Interior de la Mina de San Eduardo, intensa alteración hidrotermal en ignimbritas. Se presenta fragmentos de lutitas hacia la parte superior de la foto (fragmento gris oscuro), así como cuarzo microcristalino (gris claro) que rellena los espacios abiertos.

4.6 Estructuras mineralizadas

Las estructuras mineralizadas en general, corresponden con vetas de formas tabulares y sigmoidales, en las que se observa una predominante silicificación avanzada definida por vetas de cuarzo microcristalino, en cuyos espacios abiertos se definen drusas de cuarzo celular. Las drusas corresponden a la última generación de cuarzo. Las estructuras mineralizadas en ocasiones presentan emplazamiento de minerales metálicos (sulfuros), cuya ocurrencia esta dispuesta en bandas. Estas bandas fueron emplazadas en los espacios abiertos posteriormente al cuarzo microcristalino. Es posible observar cierto emplazamiento de minerales metálicos sobre otros ya depositados definiendo texturas de crustificación. Mientras que en el sistema de vetas superiores (SFS) se definen vetas de hasta 2.0 metros de espesor, en su mayoría representadas por vetas de cuarzo argentífero microcristalino (fotografías 8 y 9); un rasgo distintivo en el sistema de filones inferiores (SFI) es la presencia de montmorillonita en rellenos de fisuras acompañando a la silicificación. Este rasgo puede apreciarse muy bien sobre todo en la veta de Dos Bocas, cuyo espesor alcanza hasta 1.5 m (fotografías 10, 11).

Sistema de Filones Superior



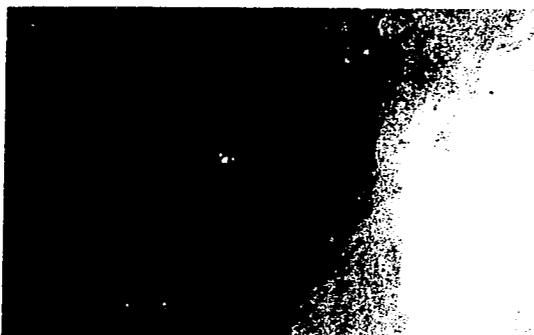
Fotografía 8. El Tejamanil, ubicado a una altura promedio de 1800 m (véase el Mapa Geológico Local, sección de mapas). Filón representativo del SFS. Se observa la forma tabular y sigmoidal de la veta con un espesor promedio de 1.5 m.



Fotografía 9. Frente del filón El Tejamanil. Presenta un espesor de 1.8 metros. Se observa cuarzo microcristalino argentífero, así como rellenos de fisuras de arcillas.

0
Espesor 1.8 m

Sistema de Filones Inferior (SFI)



Fotografía 10. Veta Las Quebradas del SFI (véase el Mapa Geológico Local). Se observan espesores en vetas tabulares de hasta 1m, que puede variar a algunos centímetros. En la fotografía se aprecia un espesor en veta de 35 cm. La roca encajonante corresponde con ignimbritas traquiandesíticas.



Fotografía 11. Frente de obra en la veta de Las Quebradas (Véase Mapa Geológico Local). Se observa cuarzo microcristalino argentífero en vetas de algunos centímetros y vetillo subordinado de algunos milímetros de espesor, relleno frecuentemente de montmorillonita (ancho aproximado de fotografía 0.70 m).

4.7 Alteraciones

El tipo de alteraciones hidrotermales que se presentan en las rocas encajonantes corresponden por una parte, a una alteración propilítica leve, la cual se presenta sobre todo en las rocas de composición andesítica. Dicha alteración se distribuye extendiéndose amplia y lateralmente a partir de las estructuras mineralizadas. Se manifiesta por la presencia de pirita y en ocasiones de calcopirita diseminada en rocas encajonantes, así como una asociación de clorita, epidota y calcita.

En los afloramientos puede apreciarse de igual forma, la presencia de una alteración arcillosa permanente en todas las estructuras mineralizadas así como en las rocas encajonantes. Se presenta montmorillonita en rellenos de fisuras de algunos centímetros de ancho, que se distribuyen a rumbo de la vergencia general de las estructuras principales. Algunas otras fisuras son oblicuas a los filones. En las rocas encajonantes los feldespatos se encuentran frecuentemente alterados a minerales arcillosos posiblemente del grupo del caolín.

En las siguientes fotomicrografías de láminas delgadas, que corresponden a las muestras de las rocas de la obras mineras San Eduardo (SEn), Dos Bocas (2Bn), y Las Quebradas (PQ), se observan las características generales de las alteraciones en los filones y en sus rocas encajonantes. En la fotomicrografía de la muestra SE -1 se muestra una roca ignimbrítica cuya matriz de vidrio ácido en proceso de desvitrificación, en ocasiones alberga cristales de cuarzo anedral y anguloso. Se presentan así mismo, algunos fragmentos de rocas que a su vez contienen minerales alterados a sericita que por su forma rectangular subedral se presumen cristales pseudomórficos de feldespatos. Por otra parte, hay calcita secundaria rellenando fracturas y minerales opacos en agregados o en diseminaciones cuyas formas corresponden a secciones triangulares o cúbicas, principalmente en asociación con cuarzo presente en las fracturas (fotomicrografía 11).



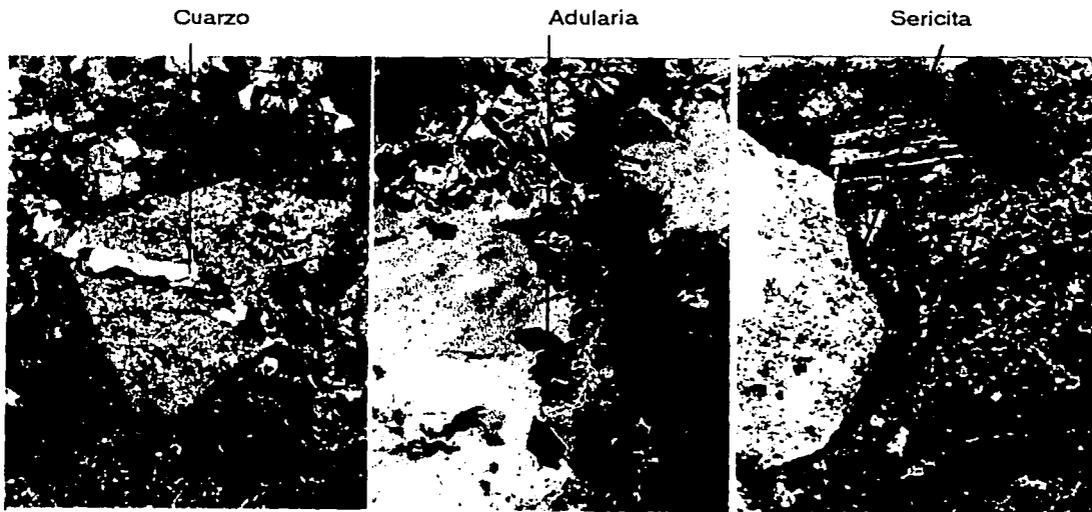
Fotomicrografía 11. Se muestran las alteraciones de la muestra SE 1, representativa de la obra de San Eduardo. Se observa cuarzo microcristalino y anguloso, así como calcita y sericita en relleno de vetillas principalmente. Se aprecian además minerales opacos en calcita. Los minerales metálicos se presentan con secciones cúbicas, mismos que pudieran corresponder con pirita. NX, objetivo de 4X.

En la fotomicrografía 12 de la muestra SE - 4, se observa cuarzo microcristalino así como rellenos de vetillas de calcita. Se presentan además sericita y epidota, mientras que existe una diseminación de opacos que se ven intercrecidos o relleno de cavidades. La roca encajonante corresponde a una ignimbrita, cuya matriz de vidrio se encuentra en proceso de desvitrificación. Mientras tanto, en asociación con cuarzo de la vetas, existe adularia que se distingue fácilmente al identificar cristales idiomórficos de secciones pseudoromboedrales.



Fotomicrografía 12. Calcita secundaria en vetillas y cuarzo microcristalino en asociación con sericita. Obsérvese adularia incluida en calcita. NX, objetivo de 4X.

En lámina delgada las muestras PQ (fotomicrografías 13, 14 y 15) presentan una incipiente textura eutaxítica de la matriz vítrea desvitrificada, la cual incluye cristales de albita y plagioclasas muy alteradas que corresponden a andesina y oligoclasa de menor tamaño; también se observa cuarzo granular. El cuarzo secundario que se ve en vetillas y microcristalino en la matriz, se identifica por su extinción ondulante. Pueden apreciarse además algunos fragmentos de rocas que frecuentemente tienen una textura traquítica compuesta esencialmente por cristales de plagioclasas de algunas micras de tamaño, las cuales están alteradas a calcita y sericita (fragmentos de andesitas ?). Así mismo existen fragmentos de rocas con cuarzo abundante y feldespatos alterados a calcita que pudieran corresponder a fragmentos de rocas de composición granítica. Las alteraciones principales en las muestras de roca PQ se presentan en minerales pseudomórficos de feldespatos tales como sericita y calcita, así como cuarzo secundario en vetas en asociación con adularia; mientras que la disseminación de minerales opacos de forma cubica y/o anedrales son frecuentes en agregados.



Fotomicrografías 13, 14 y 15. Fotomicrografías del SFI. NX, objetivo 4X. Se observan las alteraciones principales de cuarzo - adularia - sericita, así como calcita alterando a feldespatos. Izquierda, fragmento de roca alterada a sericita cortada por una vetilla de cuarzo en asociación con sericita. Centro, vetilla de cuarzo en asociación con adularia (cristales idiomórficos de secciones pseudoromboedrales) y sericita. Derecha, fragmento de roca y feldespatos alterados a sericita y calcita. Las rocas encajonantes corresponde con ignimbritas traquiandesíticas.

Por su parte, las muestras correspondientes a las claves 2B, son rocas de naturaleza traquiandesítica. Aunque en general estas muestras tienen una avanzada alteración correspondiente a una silicificación; es posible distinguir sericita pseudomórfica de feldespatos. Además se distingue cuarzo secundario en vetas, en donde hay minerales opacos. La calcita es prácticamente ausente. Las características de las muestras anteriores pueden interpretarse en las siguientes etapas de alteración.

1.- La roca encajonante se encuentra silicificada (cuarzo microcristalino) y los feldespatos alterados a sericita. Asimismo, se presentan vetillas de cuarzo cristalino, por lo cual puede definirse que el depósito de sericita se presenta contemporánea al cuarzo microcristalino y que el cuarzo continuó depositándose (fotomicrografía 13).

2.- Los cristales de adularia se presentan idiomórficos en secciones romboedrales generalmente rodeados o en intercrecimiento con cuarzo (fotomicrografía 14), definiéndose que su emplazamiento comenzó con el emplazamiento del cuarzo.

3.- Emplazamiento de calcita secundaria en vetillas, es frecuente encontrarla cortando a las vetillas principales (fotomicrografía 11).

4.- Reemplazamiento de calcita por minerales metálicos, obsérvese en la fotomicrografía 11 cómo los minerales opacos (metálicos) se presentan en calcita, de tal forma que el depósito de estos minerales comenzó con el emplazamiento de calcita (tabla 3).

PARAGÉNESIS ASOCIADA A LOS FILONES DEL SISTEMA DE FILONES SUPERIOR E INFERIOR	
Cuarzo	_____
Adularia	_____
Sericita	_____
Calcita	_____

Tabla 3. Paragénesis relacionada a la mineralización y sucesión de las alteraciones.

Las observaciones hechas tanto en afloramientos como al nivel de microscopio en las estructuras mineralizadas principales, muestran que existe una alteración principal de **cuarzo- adularia - sericita**, mientras que la carbonatación se presenta variable al no ser persistente en todas las estructuras.

4.8 Mineralización de minerales metálicos

La mineralización ocurre como diseminaciones de pirita y calcopirita sobre todo en las rocas encajonantes cercanas a las estructuras principales. En los filones hay acantita asociada a pequeñas cantidades de pirita - galena - esfalerita y calcopirita que se presentan en cristales euedrales emplazados en espacios abiertos. Como se mencionó, se encuentran dispuestos en una textura de crustificación o como diseminaciones en cuarzo microcristalino. Cabe señalar que la esfalerita se observa con mucha frecuencia confinada a los lugares donde existen las mejores leyes de plata.

Por otra parte, se presentan minerales metálicos en el cuarzo celular que también define drusas. Mediante un análisis microscópico se pueden observar cristales de acantita, mismos que se presentan en agregados finos dando la apariencia de presentarse como impregnaciones en cuarzo, o como racimos de cristales también en cuarzo celular o asociados con pirita. Así mismo, se observan filamentos de plata nativa en drusas que definen las últimas fases minerales en una sucesión normal. La leyes promedio de plata reportadas por Garza *et al.*, (2001) en ambos sistemas de vetas son de alrededor de 400 gr/ton.

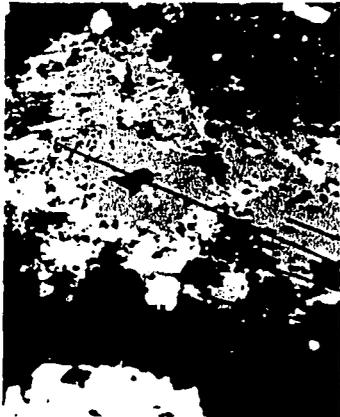
Sistema de Filones Superior (SFS)

En superficies pulidas de muestras tomadas en la obra El Tejamanil (principal estructura del sistema de filones superiores, fotomicrografías 16, 17 y 18), se observa que la mineralogía esta representada por acantita, proustita – pirargirita y pequeñas cantidades de pirita, galena, esfalerita y calcopirita.

Relación pirita - minerales transparentes. La pirita se presenta abundante en intercrecimiento simple con minerales transparentes en forma de cubos, así como en una típica textura de isla- mar de pirita en minerales transparentes. Debido a esto se supone que la pirita es el primero de los minerales que cristalizaron a partir de un fluido al presentarse en cristales idiomórficos y que su depósito ocurrió aún después de la cristalización de minerales transparentes, como lo deja ver la textura de islas - mar en las secciones anedrales que puede suponerse rellenaron los espacios disponibles.

Relación pirita - esfalerita - calcopirita - galena. La esfalerita se presenta en intercrecimiento simple con pirita, ocurriendo además una asociación de intercrecimiento simple con calcopirita en una textura típica de emulsión. Por otra parte, la galena se presenta en ocasiones como islas en pirita bien formada, y también como intercrecimiento simple en asociación con esfalerita y pirita. Sin embargo, es frecuente observar que la galena está alrededor de cristales de esfalerita presentándose como una textura de reemplazamiento alrededor de caries en esfalerita en una típica textura de caries y cúspides.

Acantita y proustita - pirargirita. Por su parte, la acantita se presenta como agregados microcristalinos con frecuencia reemplazando a la galena y a la pirita, mientras que un estudio detallado revela que la asociación proustita - pirargirita, se encuentra sobre todo rellenando el crucero de la galena.



Fotomicrografía 16. Veta El Tejamanil. Galena reemplazando a esfalerita. Asociación de calcopirita con esfalerita en una textura de emulsión. Hacia la región izquierda de la fotografía se observa un mineral azul en asociación con galena que corresponde con proustita - pirargirita. Microscopio mineragráfico, objetivo 4X.

Esfalerita
proustita - pirargirita
galena
pirita



Fotomicrografía 17. Cristales idiomórficos de pirita. Galena posterior a la esfalerita. Obsérvese como la galena se presenta sobre todo en los bordes de la esfalerita en texturas típicas de reacción (crestas y cúspides). Microscopio mineragráfico, objetivo 4X.

pirita
Esfalerita
proustita - pirargirita
galena



Fotomicrografía 18. Cristales de pirita en intercrecimiento simple con esfalerita. Acantita reemplazando a pirita (obsérvese acantita como caries en pirita, parte superior). Microscopio mineragráfico, objetivo 4X.

Acantita
Esfalerita
Pirita

Sistema de Filones Inferior (SFI)

El sistema de filones inferior está representado por las estructuras Dos Bocas, Las Quebradas y San Eduardo (fotomicrografías 19, 20 y 21). La mineralogía dominante es muy similar a la del sistema de filones superiores; estando constituida por acantita y plata nativa con pequeñas cantidades de pirita, esfalerita, galena y calcopirita.

Relación pirita - galena. En primera instancia, la pirita se presenta en intercrecimiento simple con minerales transparentes o rellenando cavidades en una típica textura de isla – mar de pirita en minerales transparentes. Al igual que en el sistema de filones superiores, se presume contemporánea con minerales transparentes, así como anterior a otros minerales como la galena que en ocasiones se observa envolviendo cristales idiomórficos de secciones cúbicas de pirita, o en texturas isla – mar de galena en pirita.

Relación pirita - esfalerita - calcopirita. La pirita se presenta en ocasiones en cristales idiomórficos de secciones cúbicas, mientras que la esfalerita puede llegar a observarse en intercrecimiento simple con pirita. La calcopirita existe en intercrecimiento simple con esfalerita en una textura de emulsión.

Relación esfalerita - galena. Ambos minerales se presentan en intercrecimiento simple, aunque es frecuente encontrar galena como islas en esfalerita o siguiendo el crucero de la esfalerita. También es común observar superficies cóncavas de esfalerita que junto con galena, forman una textura de caries y cúspides, siendo la galena posterior a la esfalerita al presentarse alrededor de las caries de la esfalerita.

Acantita. Cuando la galena se presenta como isla en esfalerita, esta se encuentra muy frecuentemente en asociación con acantita, la cual aparece como intercrecimiento o como reemplazamiento. Asimismo, se observa como reemplazamiento en pirita en texturas isla - mar.



Fotomicrografía 19. Galena junto con esfalerita en una textura de crestas y cúspides, textura típica de reacción de bordes. Microscopio mineragráfico , objetivo de 4X.

Galena
Esfalerita



Fotomicrografía 20. Cristales de pirita idiomórficos en ocasiones reemplazados por acantita (parte central). Microscopio mineragráfico, objetivo de 4X.

Pirita
Acantita



Fotomicrografía 21. Asociación de pirita y galena. Ésta última reemplaza a esfalerita en textura de cúspides y crestas. La esfalerita se encuentra en asociación con calcopirita presentándose con textura de emulsión. Microscopio mineragráfico , objetivo de 4X.

Esfalerita
Galena
pirita

Los estudio mineragráficos anteriores demuestran que las succiones mineralógicas observadas para el SFS Y SFI complementada con datos generados por Garza *et al.*, (2000) es la siguiente (Tablas 4 y 5).

Sistema de Filones Superior	
Pirita	-----
Esfalerita	_____
Calcopirita	_____
Galena	_____
Acantita	_____
Proustita - Pirargirita	_____
Plata nativa	_____
Oro Nativo (Garza et al., 2000)	_____

Tabla 4. Sucesión observada para el sistema de filones superior.

Sistema de Filones Inferior	
Pirita	-----
Esfalerita	_____
Calcopirita	_____
Galena	_____
Acantita	_____
Proustita - Pirargirita	_____
Plata nativa	_____
Naumanita (Garza et al., 2000)	_____

Tabla 5. Sucesión mineralógica observada para el sistema de filones inferior.

Cabe señalar que en todos los casos la presencia de calcopirita está subordinada a la existencia de esfalerita, con el resultado de que en general, es un mineral que no es abundante en las estructuras mineralizadas. Un esquema general de mineralización, es presentado en la tabla 6.

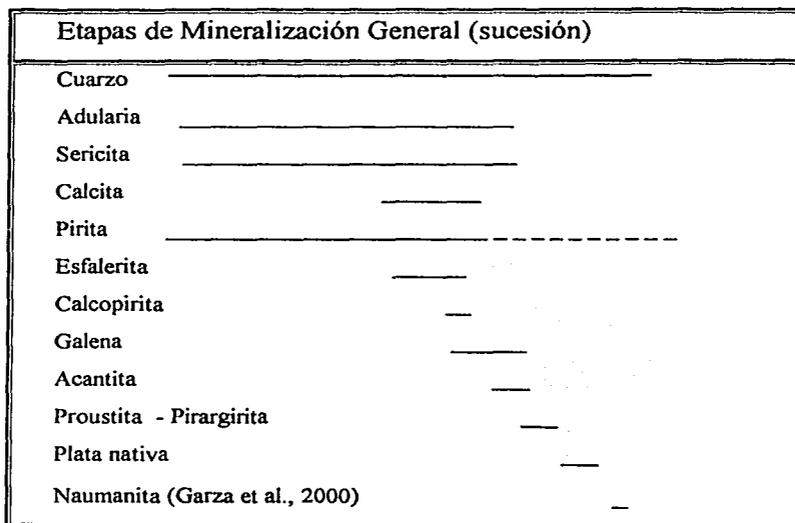


Tabla 6. Sucesión Mineralógica General para el área de estudio.

4.9 Geoquímica

La determinación de la distribución de los minerales de mena, es una premisa básica para determinar blancos de exploración. Las herramientas fundamentales para determinar la distribución de elementos es el uso de métodos geoquímicos y geoestadísticos. La Geoquímica es fundamental para determinar cómo se distribuyen los elementos, así como las leyes que rigen la migración de éstos en la naturaleza. Se parte del hecho de que los elementos tienen características particulares. Una de tantas características es su *afinidad química*, que es la propiedad de combinarse con otros elementos específicos, dado un ambiente determinado que norma las condiciones de formación de compuestos en la naturaleza (ambiente de formación y procesos geológicos). Ambos factores, al

combinarse, dan como resultado la distribución de los elementos, que pueden ocurrir en anomalías de algún elemento de interés. Las anomalías son los valores que se alejan de una norma, la cual puede ser la concentración estándar de algún elemento dado en la corteza terrestre, o niveles base calculados en zonas específicas (valor de fondo o background).

La Geoestadística es fundamental para entender de una manera abstracta cómo es la dependencia entre elementos si se determinan valores representativos (variables), por ejemplo, la concentración de algún elemento en una región identificada respecto a otro elemento, o con respecto a la distancia desde algún foco hipotético de depósito, con lo que se definen a las variables aleatorias regionalizadas. Estas variables son aleatorias regionalizadas por el hecho de que se presentan en una región establecida, en la cual tienen un comportamiento espacial que muestra dirección y continuidad específicos, ya que fue un fenómeno metalogénico el que dió origen a su ocurrencia. La dependencia de elementos o correlación de variables, se pueden determinar mediante el uso de variogramas, los cuales se construyen a partir de una definición exacta de variables, que muestran un valor numérico llamado *índice de correlación*, el cual es una estimación de la dependencia de los análisis geoquímicos obtenidos de un conjunto de muestras.

Como puede observarse, ambas disciplinas son complementarias. Por un lado los elementos al combinarse con otros forman compuestos cuyo estudio corresponde a la Geoquímica. Al combinarse los elementos químicamente para formar más de un compuesto (fases minerales) existe una correlación porque la presencia de un elemento afín a otros, indica que existe una probabilidad de encontrar elementos afines, ésta es una de las correlaciones que busca la Geoestadística (otra puede ser la correlación espacial de las variables, es decir a qué distancia es posible establecer relaciones de una variable respecto de otra). Un estudio geoestadístico no tendría razón de ser, sin un pleno conocimiento geológico previo de las zonas mineralizadas.

El análisis de las características de las estructuras mineralizadas, es el punto inicial para proponer un modelo adecuado. En este caso, se parte del hecho de que las estructuras mineralizadas de alta ley son vetas de formas tabulares y sigmoidales, cuya mineralización partió de un fluido

mineralizante dando como resultado una mineralización cuyas texturas macroscópicas muestran la predominancia de espacios abiertos y texturas de crustificación, así como características asociaciones (paragénesis) y sucesiones. El fluido aportó los metales y alteraron la roca encajonante en momentos determinados, entonces la distribución de los elementos relacionados con la mineralización fueron distribuidos a partir de un foco de mineralización (figura 17).

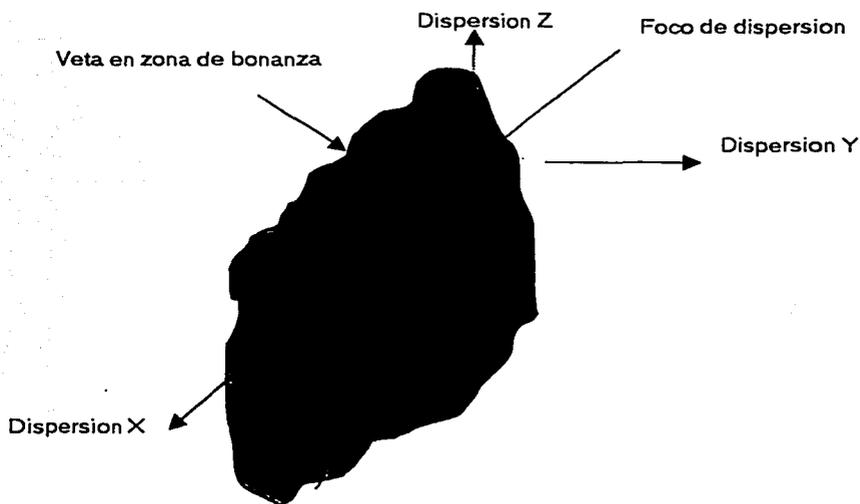


Figura 17. Modelo de dispersión de la mineralización a partir de una zona hipotética de alta ley.

El índice de correlación se establece al analizar las asociaciones de los elementos químicos en las vetas. Por ejemplo, si la concentración de plomo baja en una zona, ¿también baja la de la plata? Si la respuesta es afirmativa, habrá una buena correlación directa, en caso contrario, será buena pero inversa. Se dice que no hay correlación cuando no existe ninguna dependencia entre los valores. El índice de correlación varía entre 0 y 1 cuando es directo y entre 0 y -1 cuando es inverso, aunque el cero se define como una total independencia, mientras el 1 y -1 indican una total dependencia. Este valor indica la proximidad y la dispersión de los valores de la variable con respecto a otro, que puede ser el valor de fondo. De una forma sencilla, el índice de correlación puede obtenerse al graficar pares de concentración de elementos en partes por millón (ppm) para obtener un conjunto

de puntos. Dados los tipos de valores de las concentraciones se puede utilizar una escala logarítmica. Se trazan dos líneas paralelas a los ejes, definidas por el valor del background (X) de los elementos investigados, con lo cual se obtienen cuatro cuadrantes (figura 18), el índice de correlación (p) esta dado en este caso por:

$$p = \text{sen}\left(\frac{\pi}{2} \cdot \frac{N1 - N2}{N1 + N2}\right)$$

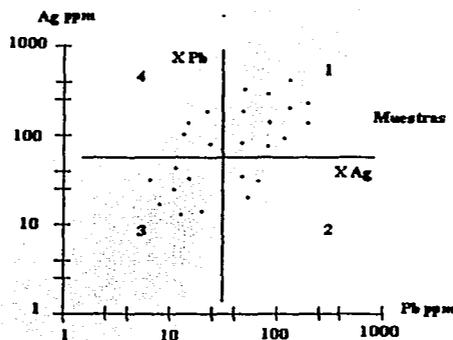


Figura 18. Modelo matemático del índice de correlación.

$N1$ y $N2$ son los números de puntos contenidos en el primero y segundo cuadrantes. $N1$ corresponde al número de pares cuyo valor corresponde a los valores anómalos, mientras $N2$ corresponde al número de muestras en las que por lo menos una de las variables corresponde a valores de fondo. La relación $N1 - N2 / N1 + N2$ indica la dispersión que existe entre las muestras de valores anómalos respecto de los valores que se acercan al background. El índice (p) tiende a uno si el número de muestras $N2$ tiende a cero.

Para determinar las distribuciones de los elementos relacionados con la mineralización, se analizaron los datos generados por Garza *et al.*, (2001). Los datos están representados por valores de concentración de los elementos químicos: Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Fe, Te, Mn, Ba, Hg, y Cd, así como del análisis estadístico de muestreos longitudinales y verticales realizados en las estructuras

mineralizadas. De acuerdo con el modelo anterior (figuras 17 y 18), se colectaron un total de 211 muestras, la mayoría situadas sobre estructuras mineralizadas. El objeto de este muestreo fue el de analizar las dispersiones primarias de los elementos indicadores de la mineralización, tanto en sentido vertical como longitudinal, de tal forma que el muestreo sistemático se hizo extensivo hacia los cueles subterráneos ubicados por encima de zonas de bonanza, así como en obras cercanas a las vetas principales, y a rumbo de éstas. Las muestras colectadas fueron analizadas mediante el método de *inducción de plasma*, obteniéndose que el Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As y Mn, son los que representan el fenómeno de dispersión en los diversos sistemas mineralizados. Garza *et al.*, (2001) observaron en las obras mineras ubicadas por encima de la veta El Tejamanil (obra principal del SFS), una fuerte dependencia entre Ag – Pb – Au - As entre los que destacan los índices de correlación Ag – Pb, Au – Ag y Au - As. Los valores de plata de muestras ubicadas aproximadamente 80 metros por encima de la veta el Tejamanil muestran valores de plata entre 30 y 175 ppm, contra los 400 ppm en clavos, lo que demuestra que estos valores disminuyen en superficie, mientras que el oro en zonas de bonanza se presenta con valores de 100 ppb, regularmente en zonas de alta ley de plata, demostrándose una relación $Ag/Au > >100/1$. Así mismo, los valores de 90 ppm de plata en superficie son normalmente correlacionables con valores de 950 ppm de plomo. En el interior de la obra minera El Tejamanil, se determinó que existe una fuerte dependencia entre Ag-Pb-Zn-Au-As-Cu. Como puede observarse de los resultados, existe una fuerte dependencia entre Ag, Au, Pb y As. Un ejemplo acerca del análisis estadístico realizado en muestras de la veta El Tejamanil se presentan en la figura 19, en la cual se observan índices de correlación positivos para los pares Ag-Pb, Au-As, Au-Cu y Au-Zn. El análisis en los datos de correlación muestra que el binomio Ag-Pb resulta ser el mejor indicador en superficie para detectar clavos a profundidad.

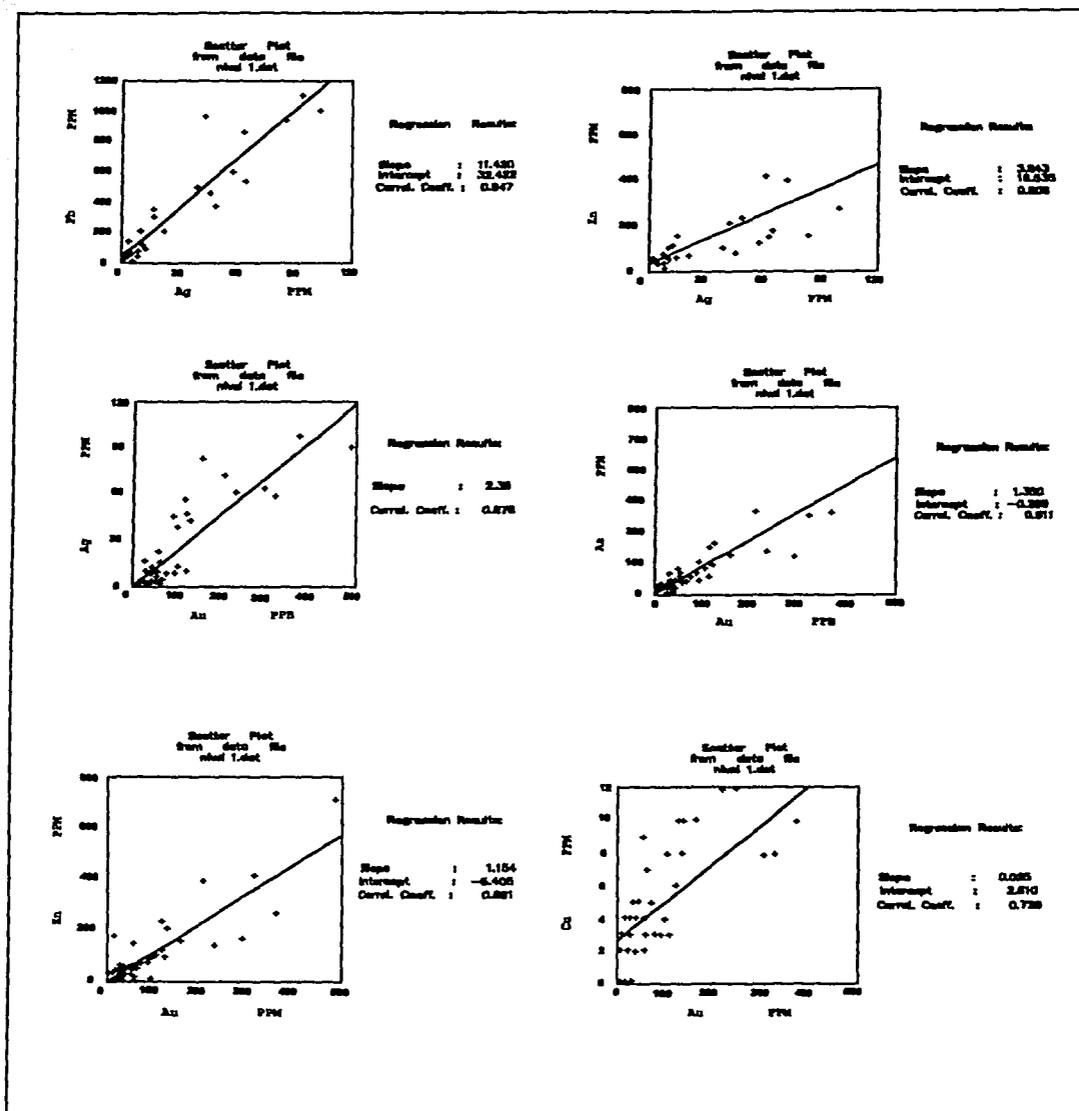


Figura 19. Índices de correlación para el SFS. Los valores en los índices de correlación correspondientes a los pares Ag - Pb y As - Au, pares que resultaron excelentes indicadores en superficie para la mineralización a profundidad (de Garza et al 2001).

Para el SFI representado por las vetas Dos Bocas, Las Quebradas y San Eduardo se identificó que en los clavos existe una gran dependencia entre Ag-Au-Zn-Pb-Cu para los filones ubicados en ignimbritas traquiandesíticas, mientras que existe una fuerte dependencia de Ag-Au-Pb-Zn-As en traquiandesitas. En superficie, los valores de plata disminuyen, sin embargo se reconocen valores anómalos de plomo y zinc, mismos que se presentan en anomalías en zonas de bonanza, por lo que se considera que el trinomio Ag-Pb-Zn, es el mejor indicador en superficie para determinar la presencia de clavos a profundidad.

Distribución del selenio

Garza *et al.*, (2001) mediante el uso de la microsonda electrónica, pusieron de manifiesto la presencia de naumanita (AgSe_2) en el sistema de filones inferiores, situación que corroboraron al someter las muestras a digestión en agua regia para la generación de hidruros y posterior lectura por absorción atómica. Del muestreo realizado en ambos sistemas de filones, los mismos autores obtuvieron concentrados de pirita, acantita y galena para determinar o comprobar la presencia de selenio en cada fase mineral. En los depósitos hidrotermales, en la mayoría de los casos, el selenio se concentra en minerales diferentes o en calidad de minerales de selenio, las cantidades de este elemento se producen en depósitos de temperatura baja y en depósitos de oro – plata predominantemente (Vasallo, L.F., 1988). El selenio es cientos de veces menos abundante que el azufre en la corteza terrestre, frecuentemente substituye al azufre en sulfuros debido a la similitud de sus propiedades químicas ya que pertenecen al grupo 6A de la tabla periódica, en donde se observa un número de valencia común que es -2 , así como radios iónicos similares de 184 picómetros para el azufre contra 198 del selenio (Figura 20).

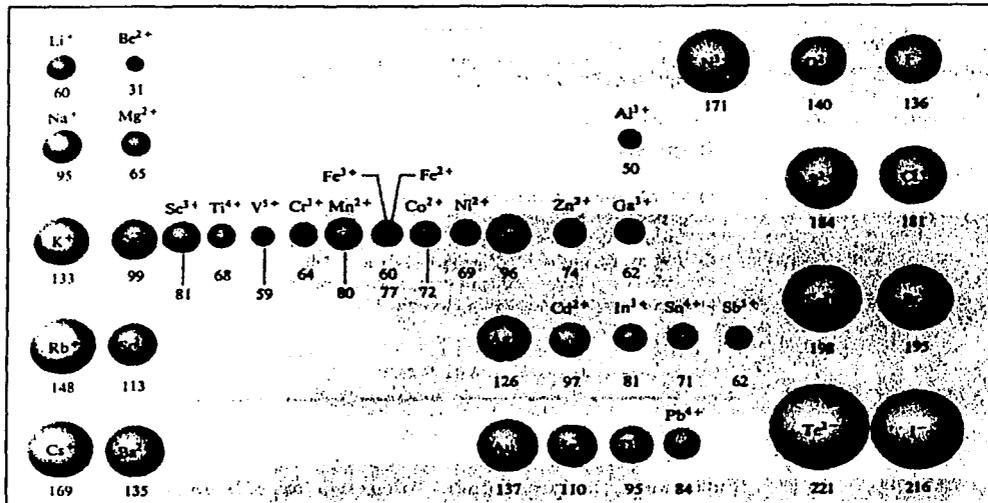


Figura 20. Tabla de radios iónicos y valencias. El Selenio y el azufre comparten una valencia de -2 , así como radios iónicos similares (Tomada de Chang, R. 1980).

Vasallo (1988), menciona que los minerales de selenio se presentan en minerales microscópicos y que no se forman cuando hay iones de azufre en los fluidos hidrotermales, puesto que en estos casos el selenio entra en la rejilla de los sulfuros y en forma isomorfa reemplaza al azufre. La acantita es una modificación polimórfica monoclinica de temperatura baja de Ag_2S , la cual a 176°C sufre una variación cúbica a argentita. La probabilidad de formación de la acantita como resultado de una transformación de fases de Ag_2S , es un reflejo del aumento de contenido de azufre y de la disminución del selenio. La naumanita también es un mineral de temperatura baja, polimórfico rómbico de Ag_2Se , la cual a 122°C pasa a cúbica. El Mismo autor reporta para la Veta Madre de Guanajuato, la serie mineral constituida por acantita (Ag_2S)– agularita (Ag_4SeS) – naumanita Ag_2Se ; estos minerales poseen características ópticas similares: color gris – blanco con tonalidad verdosa y anisotropía débil. De acuerdo con la escala de Mohs, tienen un grado de dureza desde 2 hasta 2.5. En las vetas de Guanajuato estos minerales forman diseminaciones, siendo su tamaño de 0.001 a 0.1 mm y frecuentemente están en intercrecimiento con la pirita, galena y polibasita.

En la serie mineralógica acantita – aguilarita – naumanita, el contenido de Se y S se intercambia isomórficamente uno a otro. Garza (2001), observó una serie parecida a la reportada por Vasallo en la serie representada por acantita – naumanita (comunicación personal). Por su parte Garza *et al.*, (2001), observaron que existe una sucesión mineralógica relativa representada por las especies que a continuación se mencionan: (argentita) → naumanita → plata nativa presente en el SFI, y una sucesión reconocida para el SFS representada por piritita (Se en solución sólida) → Acantita → Plata nativa. Los mismos autores mencionan que el selenio existe en la red cristalina de la piritita en el SFS particularmente en zonas de bonanza . En el SFI la piritita resultó químicamente normal (tabla 7), aunque el selenio existe en forma dispersa en la estructura cristalina de la acantita y como una fase mineral que es la naumanita; al igual que en el SFS, el selenio se presenta persistente en zonas de bonanza, mientras que en superficie es errático. La tabla 8 muestra la variabilidad química de la acantita en el Sistema de Filones Inferior en donde el selenio ocurre en la red cristalina.

Variabilidad Química de la Piritita						
Sistema de Filones Superiores				Sistema de Filones inferiores		
Elemento	Fe	S	Se	Fe	S	Se
% en peso	43.9	47.20	0.44	49.83	49.24	-
% en átomos	35.99	60.51	0.002	36.59	62.97	-

Tabla 7. Variabilidad química de la piritita en ambos sistemas de filones (tomada de Garza *et al.*, 2001).

Contenido de Selenio en la Acantita del Sistema de Filones Inferior		
Elemento	Ag	Se
% en peso	81.28	15.53
% en átomos	59.07	37.98

Tabla 8. Variabilidad química de la pirita y acantita respectivamente en el Sistemas de Filones Inferior (tomada de Garza *et al.*, 2001).

Por otra parte, los minerales de selenio en yacimientos minerales han sido clasificadas por Simon *et al.*, (1997) de los cuales destacan los tres siguientes:

- Vetas de seleniuros teletermales. Estos depósitos comúnmente se encuentran hospedadas en rocas sedimentarais (principalmente pizarras), y han sido clasificadas como vetas hidrotermales apomagmáticas[■]. Las lutitas negras son sugeridas como la fuente principal del selenio.
- Depósitos hidrotermales de baja temperatura de Au - Ag. Donde los seleniuros están restringidos a los lugares donde existen contemporaneidad con oro nativo y plata, así como sulfuros y sulfosales de Ag. En muchos de esos depósitos, los seleniuros fueron depositados a partir de fluidos de baja salinidad (0.4 - 1.6 % en peso de NaCl). Esto es congruente con las características de los yacimientos hidrotermales de baja sulfuración ricos en plata.
- Cabe señalar que también han sido reportadas concentraciones de seleniuros en sulfuros masivos tales como Kidd Creek, Ontario.

■ apo: prefijo de origen griego de diversos significados: procedente de, relacionado con, alejado de, fuera de.

Los resultados obtenidos en la determinación de las sucesiones minerales reportadas por Garza *et al.*, (2001), son congruentes con la sucesión mineral de los estudios mineragráficos reportados anteriormente. Los factores que determinan la depositación del selenio como seleniuros y en minerales de sulfuros, están regidos por las condiciones termodinámicas del ambiente de formación. Estas condiciones se explican mediante un parámetro muy importante conocido como *fugacidad*. De manera sencilla, la fugacidad puede entenderse como la tendencia de escape de un gas real desde una solución. El fluido mineralizante en sistemas hidrotermales está compuesto de gases y líquidos. Durante la evolución del fluido, éste puede reaccionar con las rocas encajonantes, dejar escapar gases, disminuir su temperatura, etc. Al escapar gases desde el fluido, la presión en el sistema disminuye, lo cual implica el cambio continuo de los parámetros termodinámicos como la presión (P) y la temperatura (T). Estos parámetros norman la precipitación de algún compuesto, que a su vez afecta de manera directa en la evolución del sistema puesto que cambia la concentración (A) de elementos en el sistema, así como su volumen (V). La fugacidad es una función termodinámica que involucra las variables presión P, volumen V, temperatura T y concentración A. Esta función proporciona valores de presión, cuyo valor depende de todas las demás variables. El tratamiento matemático implica un análisis complejo que no se discute en este trabajo, ya que en él están involucradas las ecuaciones termodinámicas clásicas como la primera ley, la capacidad calorífica, la entropía así como sus derivados matemáticos como la entalpía y la energía libre de Gibbs.

La mineralogía del selenio, así como sus asociaciones en los depósitos antes mencionados, puede estudiarse mediante diagramas de fugacidad vs fugacidad, o fugacidad vs temperatura, que indican, estabilidad relativa de las fases minerales. En este contexto, según Simon *et al.*, (1997) la naumanita define el mínimo de condiciones de fugacidad del selenio requeridas para estabilizar minerales relacionados con él. La siguiente gráfica muestra el campo de estabilidad de fases de selenio así como de sus asociados minerales (figura 21), y la trayectoria que siguen de acuerdo a la variación de la fugacidad.

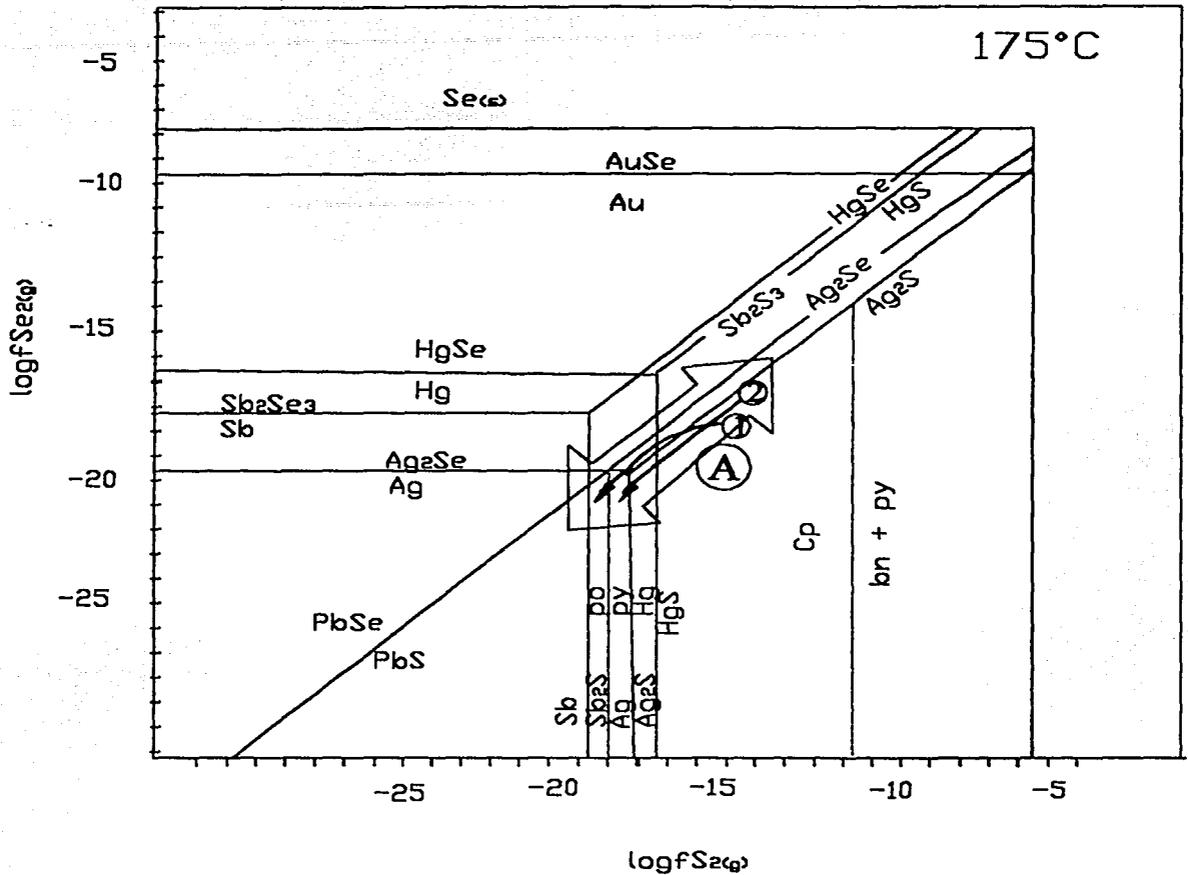


Figura 21. Diagrama de Fugacidad Se vs. Fugacidad S, que muestra los campos de equilibrio para especies minerales de selenio y de azufre dadas las condiciones de fugacidad para sistemas hidrotermales de baja temperatura. Trayectoria A, tendencia general de varios depósitos de calidad mundial; trayectoria 1, tendencia general observada para el sistema de filones inferiores; trayectoria 2, tendencia general observada para el sistema de filones superiores. (Modificado de Simon, G., Kesler, S. y Essene, J. E., 1997).

La construcción del diagrama anterior está dada por valores logarítmicos de fugacidad del Se y S representados por valores negativos, de tal forma que los valores disminuyen de arriba a abajo y de derecha a izquierda, respectivamente. En él se muestran campos de estabilidad de fases minerales, dado un determinado rangos de fugacidad, así como tres tipos de trayectorias:

- La trayectoria A muestra la tendencia general de varios depósitos de calidad mundial en función de las sucesiones observadas.

- La trayectoria 1 comienza en el campo de estabilidad de la acantita, pasa por el campo de estabilidad de la naumanita y finaliza en el campo de la plata nativa; situación congruente con la sucesión mineralógica observada para el SFI, representada en este por una sucesión de las fases minerales acantita → naumanita → plata nativa.

- La trayectoria 2 comienza en al campo de estabilidad de la acantita llega al campo de estabilidad de la plata nativa sin pasar por el campo de estabilidad de la naumanita; situación que es congruente con la sucesión observada para el SFS, representada en este caso por acantita (con selenio en la red cristalina) → acantita → plata nativa.

Como puede verse, el análisis geoquímico de la distribución del selenio aporta elementos adicionales que corroboran las características texturales macroscópicas y microscópicas observadas en el depósito. Dichas características están representadas por las texturas de crustificación en espacios abiertos, en las sucesiones mineralógicas obtenidas a partir de estudios de superficies pulidas, y de las sucesiones obtenidas a partir de análisis químicos representadas en los diagramas de fugacidad. Así mismo la ocurrencia de este elemento deja abierta la posibilidad de inferir la fuente de los metales que dieron origen al yacimiento. En las características de los yacimientos relacionados con seleniuros, el selenio fue posiblemente derivado de rocas sedimentarias.

4.10 Hipótesis Genéticas

Las características mineralógicas y estructurales del proyecto de Santa Rosalía, así como las relaciones de Ag/Au ($>100/1$) lo limitan a los depósitos hidrotermales de baja temperatura y baja sulfuración. Al respecto, Hedenquist & Lowestern (1994) mencionan que en este tipo de depósitos las concentraciones importantes de Cu no ocurren, presumiblemente debido a la baja salinidad, pH cercano a la neutralidad y fluidos reductores que evitan un transporte eficiente del Cu. En general, estos depósitos se forman distantes de la fuente energética inferida, a temperaturas de 200 a 300°C. Las presiones están controladas por las condiciones hidrostáticas, lo que significa que la máxima temperatura a una cierta profundidad, está controlada por la "ebullición", un proceso común en esos sistemas; situación congruente con el hecho de que la estabilidad de fases de selenio reportadas para depósitos hidrotermales de baja temperatura, están caracterizadas por la ausencia o escasez de seleniuros de Cu y/o Fe.

Por otra parte, es posible clasificar a este tipo de depósitos de acuerdo a su asociación metálica, un tipo es rico en oro (con Ag/Au en proporciones de 1/10 a 10/1 y solo trazas de metales base), el otro tipo es rico en plata (con Ag/Au de más de 100/1) con cantidades económicas de Zn y Pb. Los depósitos ricos en oro están asociados a fluidos de baja salinidad, de tal forma que la diferencia de salinidad es un factor importante en la capacidad de los fluidos para transportar metales. Así, el oro es transportado como un bisulfuro complejo, en tanto que la plata, el zinc y tal vez el plomo, dependen del transporte por complejos de Cl en su ambiente reductor. La baja salinidad de fluidos de los depósitos hidrotermales de baja temperatura ricos en oro son muy similares a los fluidos de muchos sistemas geotermales, en donde no se conocen sistemas geotermales salinos en un ambiente tectónico similar a los que hospedan Ag y depósitos hidrotermales de baja temperatura ricos en metales base.

Estudios isotópicos en depósitos de baja sulfuración, comúnmente demuestran la predominancia de agua meteórica. Paradójicamente, la evidencia de agua meteórica dominante en sistemas hidrotermales de baja temperatura, es más obvia donde el magmatismo fue más voluminoso, debido a la gran fuente de calor magmático capaz de crear grandes celdas de convección de gran duración.

El agua meteórica, así mismo, borrará muchas de las evidencias sobre algún componente de agua magmática.

Diversos autores hablan sobre el flujo de metales medidos de la erupción de algunos volcanes activos e indican que, dado el suficiente tiempo y un mecanismo de concentración, la desgasificación de magmas puede crear la exsolución (separación de fases sólidas) de metales para crear un yacimiento (Hedenquist & Lowestern, 1994). Los mismos autores mencionan que existe una asociación de magmas con los tipos de yacimientos, en los que se habla de la correlación entre el tipo de depósito metálico y la composición de magmas asociados en muchos modelos actuales. Por ejemplo, las intrusiones peralcalinas con alto contenido de K_2O o Na_2O pueden hospedar depósitos de elementos litófilos tales como Zr, Nb y lantánidos, y por otra parte, los sistemas aluminicos ricos en Fe que están asociados con depósitos de Sn, Mo y B. El Sn y comúnmente el W, tienden a encontrarse asociado a magmas reductores (como lo indica la ausencia de magnetita), y por otro lado, el Cu y Mo, que tienden a asociarse a magmas oxidantes (como lo indica la presencia de magnetita).

La fuente de los metales en los magmas es una interrogante interesante. Hedenquist & Lowestern (1994) mencionan que los metales pueden entrar a un magma a través de una amplia variedad de caminos que incluyen fusión del manto, transferencia de masas desde una placa en subducción y fusión de la corteza; los componentes metálicos pueden adquirirse durante el tránsito de un magma a través de la corteza. Por ejemplo, muchos de los elementos siderófilos, el Au y elementos del grupo del platino, pueden encontrarse lejos, en el núcleo (NiFe), causando una abundancia menor de estos elementos en la corteza. Sin embargo muchos de esos elementos se presentan en sulfuros de Ni-Fe en el manto superior, en los cuales durante la fusión parcial del manto, esos sulfuros son parcialmente consumidos, y contribuyen con metales a los líquidos basálticos que ascienden dentro de la corteza y salen a lo largo de las dorsales oceánicas y zonas de subducción. Estos basaltos están comúnmente alterados, y junto con sus sedimentos oceánicos son eventualmente subducidos debajo de la corteza continental, induciendo fusión en el manto y ocasionando que se produzcan arcos volcánicos. Así, muchos magmas y productos volcánicos muestran claras evidencias de la adición

de componentes tales como sulfuros oxidados, elementos del grupo alcalino, agua meteórica y cloro.

Para los depósitos del proyecto de Santa Rosalía, se propone un proceso de removilización de metales a partir de una fuente sedimentaria. La estructura volcánica afecta a secuencias vulcanosedimentarias del Terreno Guerrero, representadas por el conjunto metamórfico de Tejupilco, en el cual se encuentran depósitos que corresponden a yacimientos vulcanosedimentarios tipo Kuroko. Esta interacción implicó en su momento, un aporte de energía, por lo cual se piensa que las estructuras mineralizadas se originaron a partir de un proceso, en el cual un fluido hidrotermal lixivió metales de un gran reservorio de origen vulcanosedimentario en donde ocurren depósitos de sulfuros masivos en una asociación metálica de Pb-Zn-Ag-Au . Esta hipótesis es congruente con el hecho de que el selenio forma parte de las fases minerales en las vetas de Santa Rosalía, si se asume el hecho de que la fuente de los metales en yacimientos que presentan fases de seleniuros son rocas sedimentarias afectadas por procesos magmáticos, lo cual puede revelar fenómenos de herencia metálica (modelo de mineralización del Mapa Geológico Regional, sección de mapas).

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

De acuerdo con los objetivos de este trabajo, los aspectos geológicos y metalogénicos del área de estudio quedan establecidos por las siguientes características que pueden traducirse en metalotectones reveladores:

- La información bibliográfica, revela que existe una secuencia de rocas de afinidad vulcanosedimentaria representada por La Formación Arcelia y el conjunto metamórfico de Tejupilco, cuya presencia indica una tectónica muy activa en el sur de México. Esta tectónica jugó un papel preponderante en la acreción al continente de las secuencias marinas y de la generación de magmas que posteriormente dieron lugar al vulcanismo tipo calcoalcalino representativo de zonas de subducción presentes en La Sierra Madre del Sur.
- Sobre la secuencia vulcanosedimentaria existen secuencias sedimentarias continentales como la Formación Balsas, cubierta por el vulcanismo calcoalcalino del Terciario representado por derrames y tobas. Asociado a este vulcanismo, se desarrolló una estructura volcánica semicircular conformada por derrames de lava de composición traquiandesítica e ignimbritas traquiandesíticas, las cuales se sugiere que se encuentran intrusionadas por algunos cuerpos ígneos cuya composición varía de tonalítica, monzonítica y en ocasiones granítica.
- Existe un tren estructural representado por fallas y fracturas con una vergencia general en dirección NW-SE, cuya presencia en la Sierra de Pericones alberga una mineralización en vetas de cuarzo argentíferas con asociación de Au, Pb, Zn, Cu. Así mismo se presentan relaciones $Ag/Au > 100/1$, y una ocurrencia mínima de Cu, que confina al yacimiento en el denominado grupo de yacimientos de baja sulfuración ricos en plata.

- Hacia la parte occidental, la estructura volcánica se pone en contacto tectónico con lutitas que por su carácter impermeable funcionaron como sello para los fluidos mineralizantes.

- Las características texturales en todas las escalas dejan claro que existe una sucesión normal de: pirita → esfalerita → calcopirita → galena → acantita → proustita - pirargirita → naumanita → plata nativa

- La presencia de selenio en ambos sistemas de filones puede indicar un aporte desde una fuente sedimentaria (secuencia vulcanosedimentaria representada por el Conjunto Metamórfico de Tejupilco), la cual alberga una mineralización de sulfuros masivos vulcanosedimentarios tipo Kuroko.

- En las Vetas El Tejamanil (representativa del SFS) se reportaron valores en zonas de bonanza de hasta 400 gr/ton de plata, presentándose en estas zonas anomalías de Ag-Pb-Au-As; mientras que en las vetas de las Obras Las Quebradas, Dos Bocas y San Eduardo (representativas del SFI), existen valores económicos de plata y cantidades subordinadas de plomo, zinc y cobre.

- La dependencia de elementos en zonas de bonanza en ambos sistemas de filones, se manifiesta en superficie por medio de la presencia del binomio Ag-Pb para el SFS, y de Ag-Pb-Zn para el SFI, que resultaron ser los mejores indicadores de la presencia de mineralización a profundidad. Por esto es de esperarse que los clavos mineralizados se manifiesten en la dirección preferencial SE de las estructuras mineralizadas. Mientras que un indicador exclusivo de zonas de bonanza está dado por la presencia de selenio en las fases minerales de las vetas.

- Dada la vergencia general NW-SE del sistema de filones, se proponen blancos de exploración a profundidad en estas obras siguiendo la dirección preferencial de las estructuras, siempre y cuando se manifiesten en superficie las anomalías por los elementos indicadores antes mencionados.

Recomendaciones

Se propone explorar a profundidad por medio de barrenos las zonas de anomalías hacia la continuidad SE para verificar la continuidad de los filones. Así mismo, se recomienda realizar los muestreos correspondientes en núcleos de barrenación verificando la presencia de selenio, cuya ocurrencia es representativa de zonas de bonanza.

Por otra parte, se recomienda realizar cartografía a detalle de la zona realizando siempre que sea posible un muestreo sistemático para llevar un control estricto acerca de la vergencia de las estructuras mineralizadas, así como estudios petrográficos, ya que dadas las experiencias de campo, resultan esenciales para establecer los límites exactos entre las diferentes unidades ígneas como las representadas en las estructuras de formas dómicas.

Además, se propone realizar un muestreo y análisis químicos de las estructuras representadas por las muestras RA, R1, R11, F1, F2, TJ12, G1, TJ20 para tener un control en la distribución y tipo de las alteraciones presentes que pudieran revelar la presencia de nuevos yacimientos.

REFERENCIAS

ARANDA GÓMEZ, J.J., HENRY, CH., D. LUHR, J.F. 1999. Evolución tectonomagmática postpaleocénica de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.

ARNAL – J. & OMEDES, A. 1981. Fundamentos de Estadística. Daimon, Manuel Tamayo, Barcelona, España. 183 p.

Atlas of Alteration, A Field and Petrographic Guide to Hydrothermal Alteration Minerals. 1996. Mineral Deposit Research Unit; GAC – AGC; Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division. Alpine Press Limited, Vancouver, British Columbia.

CABRAL – CANO, E., DRAPER, H., LANG, R. & HARRISON, C.G. (a). 2000. Constraining of the Late Mesozoic and Early Tertiary Tectonic Evolution of Southern Mexico: Structure and Deformation History of the Tierra Caliente Region. Journal of Geology, v. 08, p. 427-446.

CABRAL CANO, E., LANG, H.R., HARRISON, C.G.A. (b). 2000. Stratigraphic assessment of Arcelia – Teloapan area, southern Mexico: implications for southern Mexico's post – Neocomian tectonic evolution. Journal of South American Earth Sciences, v. 13, p. 443-457.

CAMPA, M.F. & CONEY, P.J. 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Canadian Journal Earth Sciences, v. 20, p. 1040 – 1051.

CAMPRUBÍ, A. 2001. Los Depósitos Epitermales de Ag – Au de Temascaltepec (Edo. de México): Sumario de su estudio mineralógico y geoquímico. GEOMIMET, publicación bimestral de la AIMMG, A.C., núm. 229, p. 12 – 21.

CARDOSO, S. 1998. Tejupilco, Monografía Municipal. Instituto Mexiquense de Cultura, Toluca Estado de México, México.

CENTENO GARCÍA, E., CONEY, P.J., PATCHET, P.J., ORTEGA GUTIÉRREZ, F. 1993. Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, v. 21, p419-422.

CHANG, R. 1980. QUÍMICA. MCGRAW – HILL INTERAMERICANA DE MÉXICO, S.A. de C.V; México. 1064 p.

DAMON, P.E., SCHAFIQUILLA, M., CLARK, K.F. 1981. Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, revista, v. 5, No. 2, p. 223-238.

DE CSERNA, Z. 1982. CARTA GEOLÓGICA DE MÉXICO, Hoja Tejupilco 14Q – g(9) serie de 1:100000. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México.

ELIAS – HERRERA, M., Y SÁNCHEZ ZAVALA, J.L. 1992. Tectonic implications of a mylonitic granite in the structural levbs of the Tierra Caliente complex (Guerrero terrane), Southern Mexico. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, V. 9, p. 113-125.

ELÍAS HERRERA, M., SÁNCHEZ SAVALA, J.L., MACIAS ROMO, C. 2000. Geologic and geocronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 355-375.

ELIAS – HERRERA, M., SÁNCHEZ ZAVALA, J.L., VILLASEÑOR –CABRAL, M.G Y LOZANO – SANTACRUZ, R. 1993. Estratigrafía y recursos minerales del Estado de México. Dirección General de Industria, Minas y Artesanías del Estado de México, p. 120-233.

FOUCAULT, A. y RAOULT, F.J. 1985. Diccionario de Geología. Masson, Barcelonam Esp., 316 p.

GARZA GONZÁLEZ C., ARRIAGA GARCÍA H., GUTIERREZ TAPIA R., MEMBRILLO ORTEGA H. 2001. Indicadores Geoquímicos y sus impactos en la Exploración de los Yacimientos de Metales Preciosos de Santa Rosalía, Edo. Mex. XXIV Convención Internacional de Acapulco, México. Acta de Sesiones de la AIMMG.

HEDENQUIST, J.W. & LOWENSTERN, J.B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. Nature, v. 370 p. 519-527.

LEVIN, H.L. 1996. The Earth Through Time. Saunders College Publishing, USA. 568 pp.

LUGO HUBP. J. 1992. El Relieve de la República Mexicana. Universidad Nacional Autónoma de México., Instituto de Geología., Revista, v. 9, No. 1 p. 82-111.

MENDOZA, O.T. and SUASTEGUI M.G. 2000. Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): Implications for the tectono-magmatic evolution for southwestern North America during the Late Mesozoic. Journal of South America Earth Sciences, v.13, p. 297-324.

Monografía Geológico minera del Estado de México. 1996. Secretaria de Comercio y Fomento Industrial, Coordinación General de Minería, Consejo de Recursos Minerales.

MIRANDA GASCA, M.G. 2000. The metallic ore-deposits of the Guerrero Terrane, Western Mexico: an overview. Journal of South America Earth Sciences, v. 13. p. 403-413.

MORAN ZENTENO, D., MARTINY B., TOLSON, G., SOLIS PICHARDO, G., ALBA ALDABE, L., HERNÁNDEZ BERNAL, M.S., MACÍAS ROMO, C., MARÍNEZ SERRANO, R., SCHAAF, P., SILVA ROMO, G. 2000. Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas de la Sierra Madre del Sur. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LIII, p. 27-58.

NIETO – SAMANIEGO, A.F., FERRARI, L., ALANIS - ALVAREZ., S.A., LABARTHE – HERNÁNDEZ, G. y ROSAS – ELGUERA, J.G. 1999. Variation of Cenozoico extensión and vulcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, México. Geological Society of America Bulletin, vol. 111, p. 347 – 336.

PARK, CH., GUILBERT, J. 1986. The Geology of the Ore Deposits. W. H. Freeman and Company, USA. 985 p.

SIMON, G., KESLER, S.E., ESSENE, E.J. 1997. Phase Relations among Selenids, Sulfides, Tellurides, and Oxides; II. Applications to Selenide - Bearing Ore Deposits. Economic Geology, v. 92, p. 468-484.

SPRY, P.G. & GENDLIINSKE, B.L. 1987. Tables for the Determination of Common Opaque Minerals. The Economic Geology Publishing Company, USA. 52 p.

STRECKEISEN, A. 1977. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, and melilitic rocs: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Geology, v. 7, p. 331 – 335.

STRECKEISEN, A. 1973. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Geotimes, p. 26 - 30.

TALAVERA – MENDOZA, O., RAMÍREZ - ESPINOZA, J., GUERRERO – SUASTEGUI, M. 1995 Petrology and geochemistry of the Teloloapan subtarrene: A lower Cretaceous evolved intraoceanic island – arc. Geofísica Internacional, v. 34, núm. 1, p. 3 – 22.

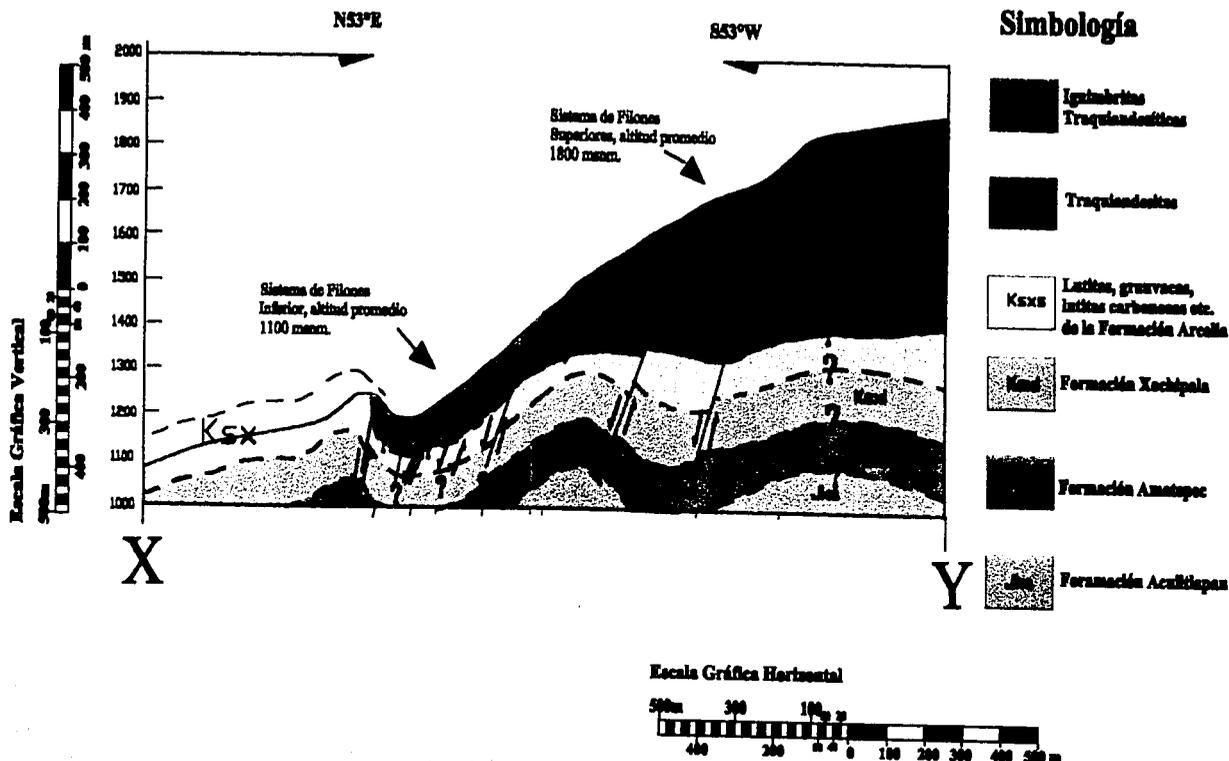
VENEGAS, S., HERRERA, J.J., MACIEL, R. 1985. Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus recursos geotérmicos. Geofísica Internacional, v. 24-1, p. 47-81.

VASALLO, L. F. 1988. CARACTERÍSTICAS DE LA COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LAS MENAS DE LA VETA MADRE DE GUANAJUATO. Universidad Nacional Autónoma de México., Instituto de Geología., Revista, v. 7, No. 2, p. 232 - 243.

WILLIAMS, H., TURNER, J.F., GILBERT, CH. 1980. PETROGRAFÍA, Introducción al estudio de las rocas en secciones delgadas. C.E.C.S.A, México, 430 p.

WHITE, N.C. 1991. High Sulfidation Epitermal gold deposits: Characteristics and a Model for Their Origin. Geological Survey of Japan Report, No. 277, p. 9-20.

SECCIÓN GEOLÓGICA A-B (ANEXO DEL MAPA GEOLÓGICO LOCAL)



Sección Geológica compilada con datos del Mapa Geológico Regional (de Carras, 1982) y con datos del Mapa Geológico Local.

Nota: las Formaciones, Xochipala, Amatepec y Acultipan, no aparecen en el mapa geológico local, fueron interpretadas con datos del Mapa Geológico Regional.

Universidad Nacional Autónoma de México

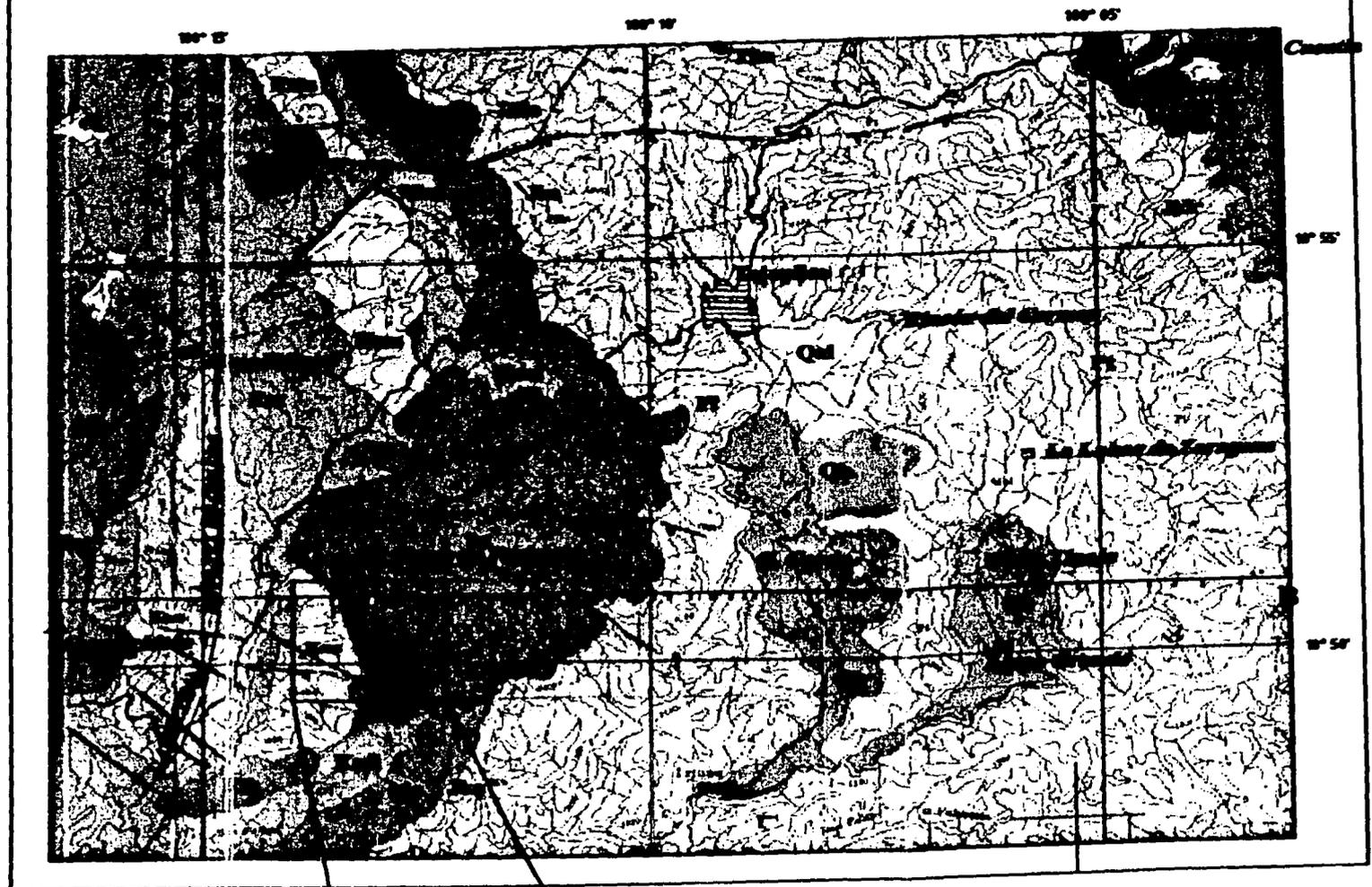
FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

TESIS PROFESIONAL

HONORABLE C. [Illegible]

Mapa Geológico Regional



SIMBOLOGÍA DEL MAPA GEOLÓGICO REGIONAL (ANEXO)



ROCAS SEDIMENTARIAS, VOLCÁNICAS Y METAMÓRFICAS



ALUVIÓN

(Carre, arena y limo a lo largo de algunos ríos, así como en pequeñas depósitos como resultado del bloqueo del drenaje por actividad ígnea)



BASALTO

(Deposito de lava y depósitos asociados, de composición basáltica)

DISCORDANCIA



ANDESITA BASÁLTICA

(Deposito de lava, de composición andesítica basáltica)



KIMBERLITAS TRAQUIANDEÍTICAS

(Deposito plúvico de composición traquiandeítica)

DISCORDANCIA



RIOLITA TILZAPOTECA

(Deposito plúvico de composición riolítica a riodolítica)

DISCORDANCIA



FORMACIÓN BALBAS

(Conglomerado, arenas y limos, todos de origen continental predominantemente de color rojo o naranja, depósitos de tufa, basáltica, así como lavas y tufa andesíticas)

DISCORDANCIA



FORMACIÓN ARCELIA

(Lutita y limolita negras silíceas, gruesas, depósitos de lava y material volcánico andesítico de composición basáltica a basáltica andesítica algo oxidados, y algunos intervalos de caliza ligeros en estratos delgados a medianos)

DISCORDANCIA



FORMACIÓN XOCHEPALA

(Kari - conglomerado, arenas, gruesas y tufa, con intercalaciones de andesita basáltica oxidada; Kari - caliza en estratos delgados a medianos, con intercalaciones de lutita)

DISCORDANCIA



FORMACIÓN AMATEPEC

(Caliza arenosa, esencialmente compacta y caliza carbonácea, en estratos delgados a medianos, intercalaciones de lutita; basamento poroso en uno bien desarrollado)

DISCORDANCIA



ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVAS



ROCAS MÁFICAS
(Diorita o granodiorita, en flujos de lava)



ROCAS GAMETOIDAS
(Granito o monzonita granítica, en flujos de lava)



ROCAS FÉLSICAS
(Riolita o dacita, en flujos de lava)

SIMBOLOS

Contorno geológico, con líneas $\frac{1}{2}$ cm. espesa donde su localización está insegura



Franco con inclinación de strike; el símbolo sin estos rasgos muestra o inclinación generalizada



Falla; está en el bloque hundido; con líneas interrumpidas donde su localización está insegura



Caliche; los círculos están en la caliche



Eje de anticlinal, mostrando la traza del plano axial, la inclinación de las flancos y la dirección del hundimiento; con líneas interrumpidas donde su localización está insegura



Cono silíceo



Mina activa



Mina o pozo inactivo



Línea, predominantemente de composición silíceas

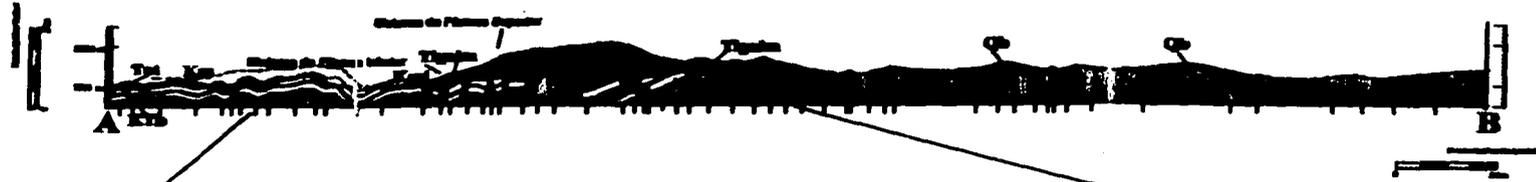
Línea de Sección Geológica A-B

EFECTIVIDAD ENTRE CURVAS DE NIVEL 100m.



Área de Estudio

Sección Geológica A - B, en dirección E - W y modelo de mineralización



Junto con el agua meteorica, el agua magmatica libera metales de las rocas encajonadas

El agua disuelta en magma es 1/3 del volumen del agua fuera del magma. El cambio de volumen fractura la roca.

La fuente de energía produce celdas de convección de fluidos, mismas que alterarán la roca y mineralizarán las estructuras previas (fallas y fracturas).
(400°C) $4SO_2 + 4H_2O \rightleftharpoons 2H_2SO_4 + H_2S$

Sulfuro masivo hipotético

FORMACIÓN ACQUILTAPAN
(Arenas, limolita, lutita y gresitas, con intercalos de talca y algunas de cuarcas ligeros
degrados; generalmente yemas azules bien desarrolladas y se presenta con aspecto fibroso)

DISCORDANCIA

ROCA VERDE TAXCO VIEJO

(Dioritas de lava y rocas volcánicas epiliticas, generalmente porphyriticas,
de composición calcioalcalinas félsicas intrusivas)

DISCORDANCIA

ESQUITO TAXCO

(Rocas de composición ácida a intermedia. La unidad posee un grado de metamorfismo
regional correspondiente a la facies de esquistos verdes)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

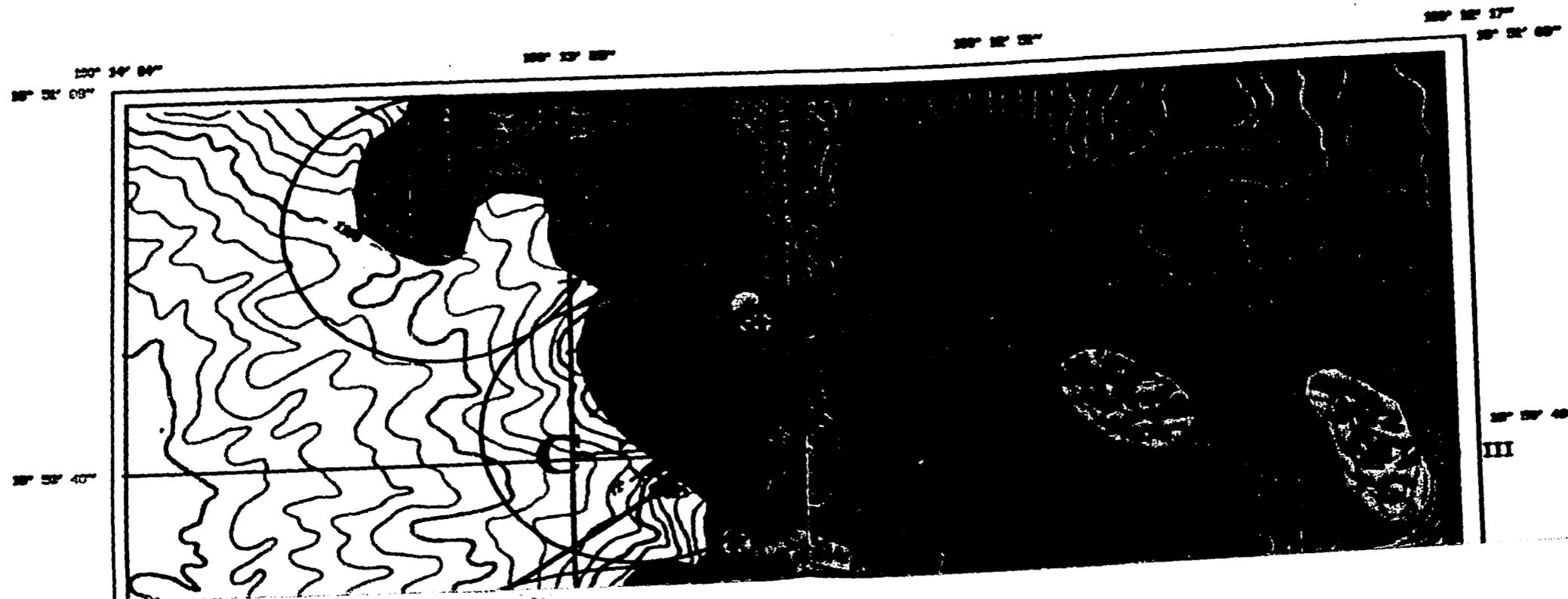
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



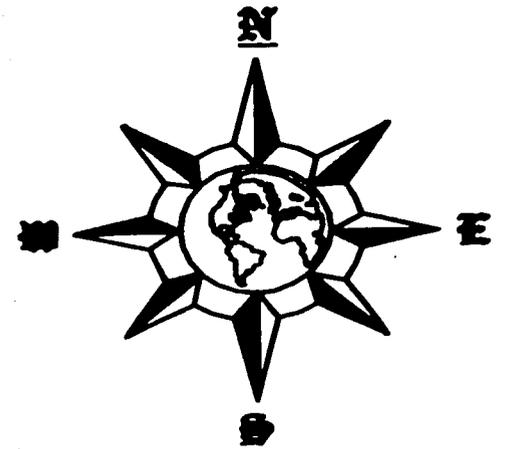
Mapa geológico modificado y compilado de De Caena (1982), con datos de campo.

MAPA GEOLÓGICO LOCAL

Si



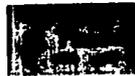
Simbología



27° 57'
27° 57' 00"



**Ignimbritas
Traquandesíticas**



**Cuarzomonzonita (I, II,
III y IV)**



Tonalita I



Granito



Roca silicificada



Traquandesitas

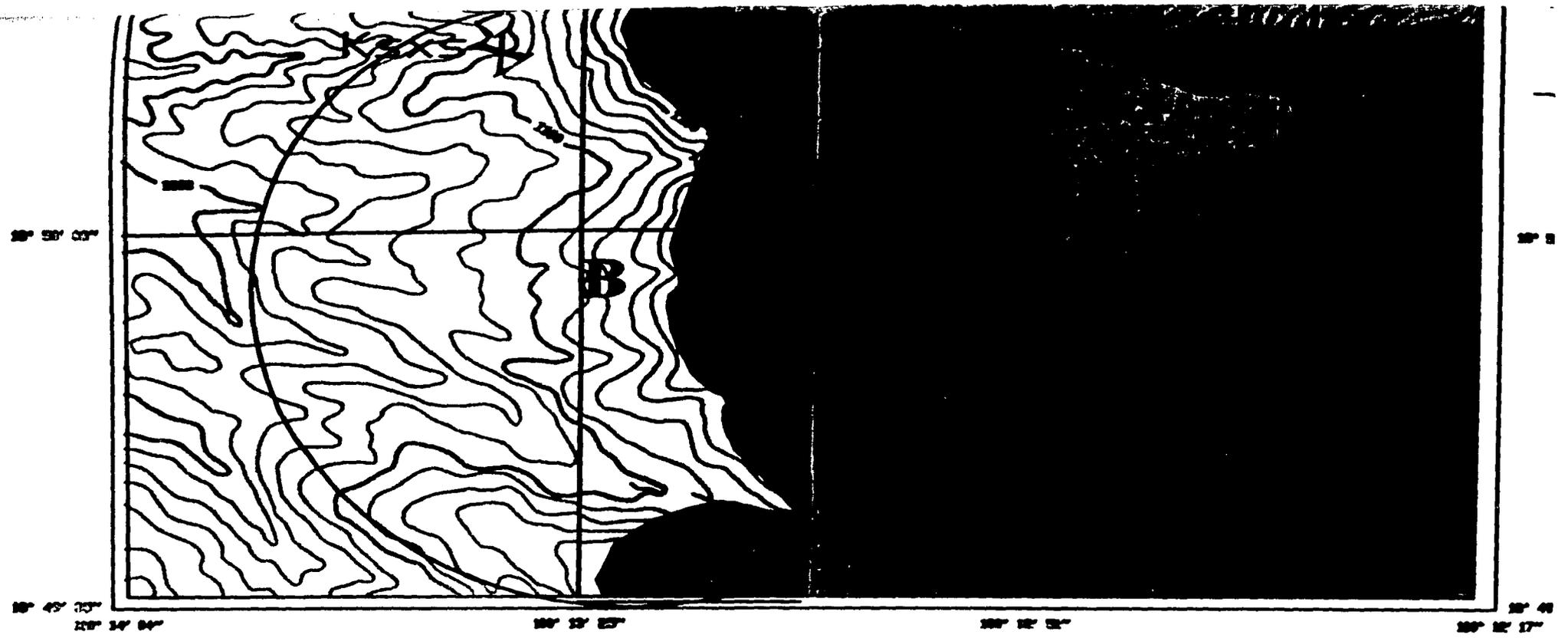


**Lutitas, grauvacas,
lutitas carbonosas**

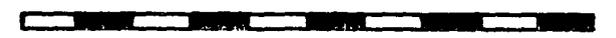
27° 57' 00"

III

Kmcs



ESCALA GRÁFICA



0

1 KM

etc. de la Formación
Arcella

Regiones referidas en
texto

Obra Minera

Falla Normal

Fractura

Equidistancia entre curvas maestras
de nivel 100 m.

Contacto Geológico

Contacto Inferido

Muestra para estudios petrográficos

Sección Geológica X-Y



28° 28' 00"

100° 49' 30"

100° 12' 17"



Muestra 28

Muestra 28



LA GRÁFICA

1 KM

Universidad Nacional Autónoma de México

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA



Horacio Membrillo Ortega