



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISION DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**MINERALIZACIÓN DEL PÓRFIDO DE
COBRE-ORO DE TIÁMARO, ESTADO DE
MICHOACÁN**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEÓLOGO**

**PRESENTA
DINO LEOPARDI NAVARRO**

**DIRECTOR DE TESIS
DR. CARLOS EDUARDO GARZA GONZÁLEZ VÉLEZ**



MÉXICO, D.F.

2014

MINERALIZACIÓN DEL PÓRFIDO DE COBRE-ORO DE TIÁMARO, ESTADO DE MICHOACÁN

Dino Leopardi Navarro

Director: Dr. Carlos Eduardo Garza González Vélez



**Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ingeniería
División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra
Octubre, 2014**

Agradecimientos

A mi **madre y a mi abuela** por su incondicional cariño y apoyo a lo largo de toda mi vida, así como por motivarme y ayudarme a alcanzar una de mis mayores pasiones en la vida: la geología.

A mis tíos **Rocío y Paco**, quienes me brindaron su cariño y apoyo siempre.

A mi **abuelo** por su ayuda en varias etapas de mi vida.

A mi novia **Lina**, su cariño y paciencia desmedidos, han sido fundamentales para mí en estos últimos años y me han servido de motivación todos los días.

A mi director de tesis, el **Dr. Carlos Eduardo Garza González Vélez** por su ayuda, guía y consejos fundamentales para la realización del presente trabajo, y por su amistad y enseñanzas durante mi estadía en la facultad.

A mis sinodales: **Ing. Jorge Nieto Obregón, Dr. Aldo Ramos Rosique, Dr. Enrique Alejandro González Torres, Dr. Carlos Heinrich Schülze Schreiber e Ing. Juan José Medina Ávila**, por sus observaciones en la revisión del presente trabajo y por los conocimientos que me transmitieron en las aulas de la facultad.

A **mis profesores** de carrera cuyas enseñanzas, pasión y conocimientos me formaron como ingeniero.

A **mis compañeros de carrera** con quienes compartí momentos buenos y malos que me formaron como persona y profesionista. Especialmente agradezco a **Roberto** por su amistad y apoyo a lo largo de toda la carrera.

Agradezco al **Ing. Carlos Linares López** por su esfuerzo en la realización de los análisis de microsonda sin el cual es trabajo no hubiera sido posible. Al **Sr. Laboratorista Juan José Ramírez Estrada** por su meritoria contribución en la preparación de las secciones pulidas.

A la **Facultad de Ingeniería** porque en sus aulas adquirí los conocimientos y herramientas para desarrollarme como profesionista y a la **Universidad Nacional Autónoma de México** por otorgarme la oportunidad el privilegio de decirme universitario.

Este trabajo es producto de todos, muchas gracias....

¡Por mi raza, hablará el espíritu!

Índice

Índice.....	I
Resumen.....	V
Abstract	VII
Introducción	1
Capítulo 1. Generalidades.....	3
1.1 Objetivos de la Investigación	3
1.2 Localización y Extensión del Área de Estudio	3
1.3 Método de Trabajo	3
Capítulo 2. Geología Regional.....	9
2.1 Estratigrafía Regional	10
2.1.1 Terreno Tahue	10
2.1.2 Terreno Zihuatanejo.....	12
2.1.3 Terreno Guanajuato.....	15
2.1.4 Terreno Teloloapan.....	16
2.1.5 Terreno Arcelia-Palmar Chico	19
2.2 Evolución Tectónica.....	23
2.2.1 Paleozoico Tardío-Mesozoico Temprano (Pre-terreno Guerrero).....	24
2.2.2 Jurásico Medio-Cretácico Inferior	25
2.2.2 Cretácico Superior	28
2.2.2 Cenozoico	30
Capítulo 3. Yacimientos Minerales	37
3.1 Generalidades de los Pórfidos de Cobre.....	37
3.1.1 Intrusivos y Rocas Encajonantes	38
3.1.2 Alteraciones y Zoneamiento	41
3.1.3 Mineralización	43
3.1.4 Controles Estructurales.....	44

3.1.5 Fluidos y Génesis de los Pórfidos Cupríferos	45
3.1.6 Pórfidos de Cu-Au y Pórfidos de Arco de Islas	48
3.2 El Pórfido de Cu-Au de Tiámaro	50
3.2.1 Antecedentes	50
3.2.2 Geología Local	50
3.2.2.1 Complejo vulcano-plutónico	51
3.2.2.2 Batolito de Tuzantla	53
3.2.2.3 Rocas mineralizadas	53
3.2.2.3 Rocas estériles	54
3.2.3 Geología Estructural	55
3.2.4 Alteraciones Hipogénicas	57
3.2.4.1 Alteración SCC	57
3.2.4.2 Alteración argílica	57
3.2.4.4 Alteración propilítica	59
3.2.4.5 Alteración cuarzo-sericítica	59
3.2.4.6 Silicificación y carbonatación	60
3.5. Descripción Minerográfica de la Mena y Fases Asociadas	60
3.5.1 Mineralización en el Barreno T-4	60
3.5.2 Mineralización en el Barreno T-1	66
3.5.3 Mineralización en el Barreno T-2	73
3.5.4 Mineralización en el Barreno T-3	79
3.6 Resultados de los Análisis con Microsonda	87
3.6.1 Calcopirita	87
3.6.2 Bornita	93
3.6.3 Esfalerita	95
3.6.4 Tenantita-tetraedrita	98
3.6.5 Telururos	102
3.7 Modelo de Mineralización	103
3.7.1 Antecedentes	103
3.7.1.1 Generalidades	103
3.7.1.2 Fuente de los metales y transporte	104
3.7.1.3 Mecanismos de precipitación y alteraciones	104

3.7.2 Distribución de la Mineralización	107
3.7.3 Episodios de Mineralización y Paragénesis	108
3.7.3.1 Alteración propilítica	108
3.7.3.2 Alteración SCC	108
3.7.3.3 Alteración argílica	109
3.7.3.4 Alteración cuarzo-sericítica	110
3.7.4 Evolución del Sistema y Discusión	111
Capítulo 4. Implicaciones en la Exploración	117
4.1 Exploración del Yacimiento	117
4.1.1 Estado Actual de la Exploración	117
4.1.2 Potencial Económico del Yacimiento	117
4.2 Exploración Regional.....	119
Capítulo 5. Conclusiones y Recomendaciones	121
Bibliografía	125

Resumen

El yacimiento de Cu-Au de Tiámaro en el estado de Michoacán, se encuentra cerca del límite noroccidental del terreno Arcelia-Palmar Chico, que forma parte del terreno Guerrero. Las rocas del terreno Arcelia-Palmar Chico conforman secuencias de arco y de tras-arco, constituidas por ensambles de rocas vulcano-plutónicas y vulcano-sedimentarias, formados durante el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano. Las evidencias recientes correlacionan la secuencia de arco de dicho terreno con la actividad de la misma naturaleza del terreno Teloloapan, de manera que conformaría un fragmento (terreno Teloloapan) separado por un *rift* (serie de tras-arco del terreno Arcelia-Palmar Chico). A fines del Cretácico este terreno sufrió una acreción progresiva, junto con los otros terrenos que forman al terreno Guerrero.

El depósito de Tiámaro se encuentra albergado en una serie de intrusivos hipabisales que ocurren en forma de *stocks* y diques de naturaleza tonalítica, adamelítica, granodiorítica y granítica, que guardan una relación genética con el batolito de Tuzantla, y que intrusionan un complejo vulcano-plutónico pre-Valanginiense de más de 132 Ma. Dicho complejo está conformado por una secuencia de rocas volcánicas andesíticas y dacíticas con algunos lentes de caliza hacia la parte superior y rocas de naturaleza microdiorítica.

En el área de estudio se reconoce un patrón de alteraciones centrado en un cuerpo tonalítico. La alteración SCC (*Sericite-Chlorite-Clay*) se desarrolla en dicho intrusivo y en las rocas adyacentes y es rodeada por una alteración argílica, las que se superponen a una alteración propilítica misma que se vuelve más prominente a profundidad y hacia el exterior del sistema.

La mineralización se presenta en forma de vetillas de tamaños variables y definen un *stockwork* que en zonas gradúa a brechas hidrotermales; hacia la parte externa del sistema predominan las vetas y cuerpos brechoides. A partir del estudio mineralógico de 108 muestras de distintos sectores de los cuatro barrenos que existen en el área fue posible reconocer que la mineralización se concentra en torno y dentro de la tonalita central, en forma de un *stockwork* cuprífero que gradúa hacia el borde occidental del sistema, a un *stockwork* pirítico prácticamente ausente de mineralización cuprífera.

La calcopirita es el mineral de cobre predominante seguido de la bornita que reemplaza a dicha fase; la tenantita reemplaza a las dos fases anteriores, secuencia que obedece a una disminución de la temperatura (entre 218° y 86°C para la bornita a menos de 218°C para la tenantita) y de la fugacidad del azufre. El proceso de mineralización fue episódico, caracterizándose por tres grandes etapas asociadas al desarrollo de las alteraciones reconocidas; así pues, se tienen entre siete y ocho episodios de mineralización, lo que refleja la evolución termobarogeoquímica de los fluidos, en una secuencia de pirita→calcopirita→pirita→ganga. Dicha evolución demuestra que el sistema porfídico estuvo sujeto a un colapso térmico y un evidente *telescopeo* responsable del traslape de los distintos pulsos hidrotermales.

La mineralización ocurrió como parte de un proceso dinámico, donde fracturas y fallas controlaron la extensión de los cuerpos mineralizados; estas estructuras estuvieron activas durante los distintos episodios de mineralización y determinaron el emplazamiento de diques post-mineralización.

La composición química de los minerales de mena y la naturaleza de sus inclusiones fue determinada a partir de 10 análisis con microsonda electrónica en cinco muestras del barrenado T-1. Dichos análisis indican que existe un enriquecimiento similar de Au en la calcopirita y la bornita y que decrece con la profundidad (hacia el exterior del sistema) al contrario de la plata que se concentra preferencialmente en la bornita. Asimismo, las fases de cobre presentan cantidades importantes de Pd e In, que en conjunto con la presencia de esfalerita que incluye fases de Pt, inequívocamente indican la existencia de un substrato máfico que aportó metales y fluidos al magma parental del sistema porfídico.

La presencia de calcopirita y tenantita rica en Zn y esfalerita hacia los niveles más someros del sistema, evidencian la presencia de un halo de dicho elemento que rodea al yacimiento de Tiámara, así como fluidos mineralizantes con contenidos originales altos en zinc. El hallazgo de una fase de Te similar a la stützita como exsoluciones dentro de la calcopirita, con una fórmula empírica de $Ag_{5.01}Cu_{0.17}Fe_{0.14}Te_3$, representa el primer reporte de un telururo en un ambiente de pórfido cuprífero en México. Dichas exsoluciones ocurrieron a temperaturas entre 227° y 190°C. Se sugiere investigar si dicho mineral corresponde con una fase desconocida de Te.

Los contenidos de elementos del grupo del platino y la presencia de telururos, posiblemente indican que el yacimiento se encuentra enriquecido en elementos de dicho grupo; la alteración potásica, que se espera a profundidad, representa la zona más favorable para encontrar valores económicos de elementos del grupo del platino. Considerando las características del yacimiento es posible establecer que posee un potencial de 500 millones de toneladas con leyes de 0.6 % de Cu y valores atractivos de Au y Pd, por lo que se sugiere la realización de una campaña de exploración en el área N-NE de la tonalita central con barrenos verticales de al menos 400 m de profundidad, con el propósito de incrementar reservas y reconocer la zona de alteración potásica.

Se propone la existencia de un cinturón con potencial para yacimientos tipo pórfido, de aproximadamente 56 km de ancho por 570 km de largo, que sigue la distribución de las rocas del paleo-arco El Paxtle-Teloloapan y que atraviesa los estados de Guanajuato, México, Michoacán y Guerrero. No obstante, el sector sur de esta franja, en los estados de Guerrero y Michoacán, posee el mayor potencial debido al grado de exposición de las rocas cretácicas.

Abstract

The Cu-Au mineral deposit of Tiamaro, Michoacan state is located near the northwest margin of the Arcelia-Palmar Chico terrane, which is part of the Guerrero terrane. The rocks of the Arcelia-Palmar Chico terrane consist of an arc and back-arc sequences, comprising volcano-plutonic and volcano-sedimentary rock assemblages, formed during the Late Jurassic and Early Cretaceous time. Recent evidences correlate the arc sequence of such terrane, with activity of the same nature in the Teloloapan terrane. In this way, the arc sequence would represent a fragment of the Teloloapan terrane separated by rifting (back-arc series of the Arcelia-Palmar Chico terrane). At the end of the Cretaceous period, this terrane progressively accreted together with the other terranes that build up the Guerrero terrane.

The mineral deposit of Tiamaro is hosted in a series of hypabyssal intrusions that occur as stocks and dykes of tonalitic, adamellite, granodioritic, and granitic nature, which retain a genetic relationship with the Tuzantla batholith. Together they intrude a pre-Valanginian volcano-plutonic complex of more than 132 Ma. Such complex is made of a sequence of andesitic and dacitic volcanic rocks interbedded with limestone lenses at the top, and microdioritic rocks.

An alteration pattern centered in a tonalitic body was recognized in the study area. The SCC (Sericite-Chlorite-Clay) alteration is developed within such intrusive body and the adjacent rocks, and is surrounded by the argillic alteration. Both alterations overlap a propylitic alteration that becomes more prominent at depth and outwards of the system.

The mineralization is contained in veinlets of variable size that define a prominent stockwork, which grades to hydrothermal breccias in some zones; in the outer part of the deposit veins and breccia-like bodies predominate. The mineragraphic study of 108 samples corresponding to the four existing boreholes revealed that mineralization is concentrated within and around the central tonalitic body forming a copper-bearing stockwork that grades into a pyritic stockwork (practically devoid of mineralization) towards the western border of the system.

Chalcopyrite is the main copper bearing mineral, followed by bornite which replaces chalcopyrite; tennantite replaces both minerals, this sequence is a consequence of a decrease in temperatures (between 218° and 86 °C for bornite, and less than 218 °C for tennantite) and sulfur fugacity. The mineralization processes was pulsed, being characterized by three main stages associated with the development of hydrothermal alterations. Each of these stages has between seven and eight mineralization episodes which reflect the thermobarogeochemical evolution of the fluids as: pyrite →chalcopyrite →pyrite →gangue sequence. Such evolution demonstrates that the porphyry system experienced a thermal collapse and evident telescoping, responsible of the overprinting of the different hydrothermal pulses.

The mineralization occurred as part of a dynamic process, where fractures and faults controlled the extension of ore bodies; these structures were active during the distinct episodes of mineralization and determined the emplacement of post-mineralization dykes.

The chemical composition and nature of the inclusions in ore minerals were determined from ten microprobe analyses in five samples of the T-1 borehole. These analysis indicate that there is a similar Au enrichment in both chalcopyrite and bornite, and that the quantity of gold decreases with depth (towards the exterior of the system). On the contrary, silver is concentrated preferentially on the bornite crystals. Additionally, the copper mineral phases present important Pd and In concentrations, which in addition to the presence of sphalerite that contain Pt phases, unequivocally indicates the presence of a mafic substratum, which would have contributed with metals and fluids to the parental magma of the porphyry system.

The presence of Zn-rich chalcopyrite and tennantite, and sphalerite towards the shallower levels of the system, evidenced not only the existence of a halo of such element that envelops the Tiamaro deposit, but that there was an initial enrichment of Zn in mineralizing fluids. The finding of a Te phase similar to stützite, as exsolutions within chalcopyrite crystals with empirical formulae of $Ag_{5.01}Cu_{0.17}Fe_{0.14}Te_3$, represents the first report of a telluride in a porphyry-Cu environment in Mexico. These exsolutions occurred at temperatures between 227° and 190 °C. Further investigation is suggested to determine if such phase represents a new and formerly unknown tellurium mineral.

The contents of platinum-group elements and the presence of tellurides, indicates that the deposit can possibly be enriched in elements of such group; the potassic alteration expected at depth, represent the most favorable zone for finding economic values of platinum-group elements. Considering the characteristics of the deposit, it is possible to establish a potential of 500 Mt with average Cu grades of 0.6 % and tenors of Au and Pd. Therefore, exploration campaigns in the N-NE zone of central tonalite is suggested, with vertical boreholes of at least 400 m deep for the purpose of increasing reserves and recognizing the potassic alteration zone.

A potential belt for porphyry and associated deposits of 56 km wide and 570 km in length is proposed. This belt follows the distribution of the rocks associated with paleo-arc El Paxtle-Teloloapan which goes through the states of Guanajuato, Mexico, Michoacan, and Guerrero. However, the southern sector of this belt in the states of Guerrero and Michoacan, possesses the highest potential due to the level of exposure of cretaceous rocks.

Introducción

México es uno de los mayores productores de cobre a nivel mundial. La mayoría de la producción nacional de cobre se extrae de los pórfidos cupríferos, principalmente en el estado de Sonora, como en los depósitos de La Caridad y Cananea. Tradicionalmente, se ha concebido que todos estos yacimientos fueron producto de la actividad magmático-hidrotermal desarrollada por encima de la cuña del manto en un ambiente de arco continental (Clark, et al., 1982).

La distribución tanto espacial como temporal de este tipo de depósitos, pareciera apoyar la idea de que el establecimiento de un arco continental a finales del Cretácico y su evolución a lo largo del Cenozoico se encuentran ligados genéticamente con los pórfidos cupríferos en el territorio mexicano. No obstante, los avances en el entendimiento y exploración de yacimientos como El Arco en Baja California Norte y el propio depósito de Tiámaro en Michoacán, dejan entrever la importancia de los depósitos porfídicos asociados a arcos oceánicos, que anteriormente era desconocida en México. Solo recientemente, con las nuevas evidencias y modelos de la evolución tectónica del margen occidental de México, ha sido posible ver nuevas áreas prospectivas para yacimientos de este tipo.

Si bien los pórfidos cupríferos conforman una de las tipologías de yacimientos más estudiadas y mejor comprendidas, existen todavía numerosas interrogantes que surgen con el avance del conocimiento científico. El estudio de los pórfidos cupríferos actualmente, se encuentra enfocado hacia el entendimiento de los procesos magmáticos que generan fluidos ricos en metales, el transporte de estos metales y la evolución de estos fluidos. De esta manera, el estudio de los sistemas individuales y la generación de modelos locales de mineralización contribuyen a dicho entendimiento y genera herramientas o guías para la exploración de estos yacimientos.

En este sentido, el conocimiento del yacimiento de Cu-Au de Tiámaro resulta importante para el entendimiento, tanto de los sistemas mineralizados de tipo pórfido en general, como de los pórfidos cupríferos en México considerando las características peculiares que presenta este depósito mineral.

Los estudios mineragráficos y análisis de microsonda electrónica que se aportan en este trabajo, apuntan a añadir al conocimiento de la metalogía del yacimiento cuprífero de Tiámaro y así contribuir a la construcción de su modelo de mineralización, y por ende, a orientar la exploración e incrementar los conocimientos sobre su potencialidad económica.

Capítulo 1. Generalidades

1.1 Objetivos de la Investigación

Los objetivos de la presente investigación consistieron esencialmente en:

1. La descripción del contexto geológico del yacimiento de Cu-Au de Tiámara.
2. La descripción mineragráfica de la mena de muestras colectadas en puntos estratégicos del yacimiento.
3. Evaluación de la distribución y su significado en la mineralización de los elementos químicos valiosos y no valiosos, principalmente Cu y Au.
4. Análisis y discusión del contenido y distribución de metales preciosos en cantidades económicas.

Lo anterior fue encaminado a tener un mejor entendimiento de la distribución de las fases de mena en el pórfido de Cu-Au de Tiámara, con el objetivo de proponer un modelo de mineralización que permita generar guías de exploración a nivel local y regional.

1.2 Localización y Extensión del Área de Estudio

El pórfido de Cu-Au de Tiámara se localiza cerca del límite este del estado de Michoacán (Fig. 1) en el municipio de Tuzantla. La localidad se ubica a 155 km al SW de la Ciudad de México, a 27 km al SW de la ciudad de Zitácuaro y a 92 km al SE de la capital del estado. El área de interés cubre una extensión aproximada de 0.6 km².

1.3 Método de Trabajo

Con el objeto de precisar la naturaleza de la mineralización, se realizó un muestreo selectivo de los cuatro barrenos con diamante. Los barrenos forman parte de una campaña barrenación de un total de 1200 m realizada por la empresa Noranda Exploración México S.A. de C.V. en 1999 y cuyos núcleos se encuentran resguardados en una bodega de dicha empresa en la localidad de Zitácuaro, estado de Michoacán. De las muestras colectadas se elaboraron secciones pulidas y se llevó a cabo la descripción mineragráfica a detalle de 108 muestras, de las cuales 36 correspondieron al barreno T-1, 25 al barreno T-2, 27 al barreno T-3 y 20 al barreno T-4 (Fig. 2). Para la mineragrafía se utilizó un microscopio Rossbach Kyowa. Durante la descripción microscópica, principalmente se determinaron fases

minerales, relaciones texturales, temporalidad de los minerales de mena y proporciones relativas.

A partir del análisis mineragráfico se seleccionaron cinco muestras del barreno T-1 para análisis puntuales con microsonda (Tabla 1), con el objeto de determinar la naturaleza de algunas fases que no pudieron identificarse en el microscopio, así como definir variabilidades en la composición química.

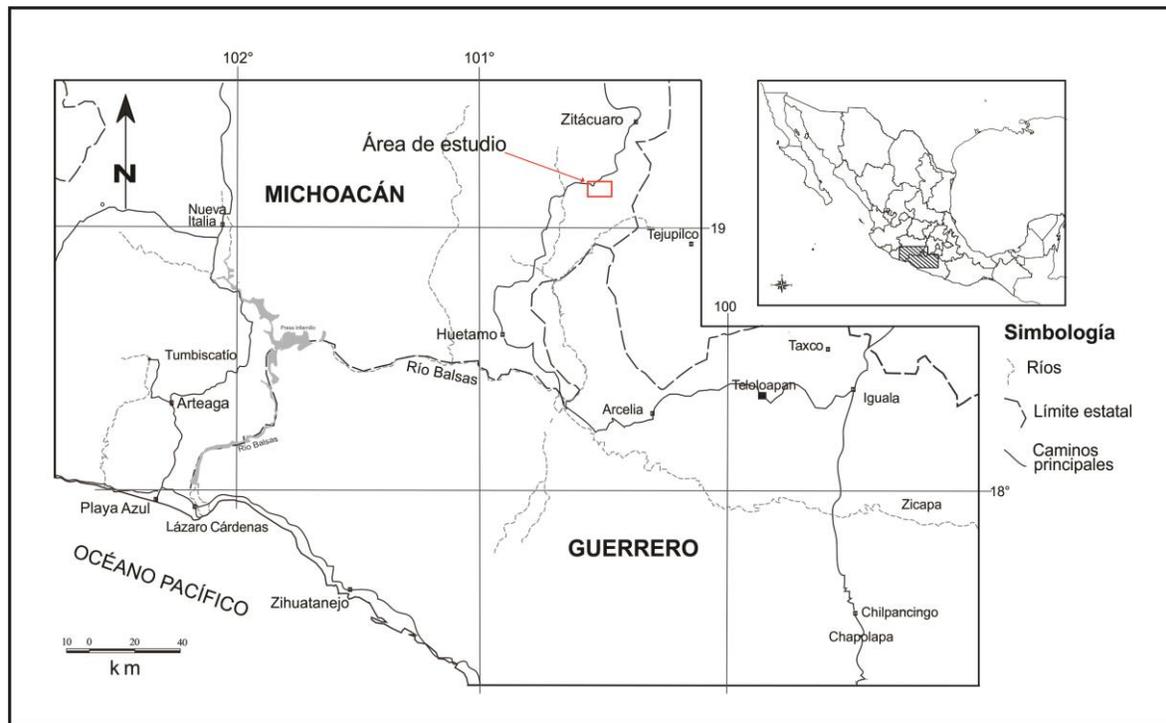


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio (Modificada de Centeno, et al., 2008).

Las muestras fueron analizadas por el Ing. Carlos Linares López, en una microsonda electrónica de barrido JEOL JXA8900-R (Fig. 3) en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica. En total se realizaron 30 análisis puntuales por 15 elementos (Ag, Au, As, Sb, Se, Pb, Zn, Cu, Fe, S, In, Pd, Pt, Bi y Te).

Para los análisis se utilizó un espectrómetro de energía dispersada de rayos X (EDS para análisis semi-cuantitativo) multi-elemental y cinco espectrómetros de longitud de onda de energía dispersada de rayos X (WDS para análisis cuantitativo). El primero con un voltaje de aceleración de 20 KeV, corriente (*probe current*) de 2.0×10^{-8} A, un diámetro de haz (P Dia) de $1 \mu\text{m}$ y un tiempo de adquisición de 30 a 60 s. Por su parte, los análisis cuantitativos se realizaron con un voltaje de aceleración de 20 KeV, una corriente (*probe current*) de 2.0×10^{-8} A, un diámetro de haz (P Dia) de $1 \mu\text{m}$ y un tiempo de adquisición de 40 s para cada elemento.

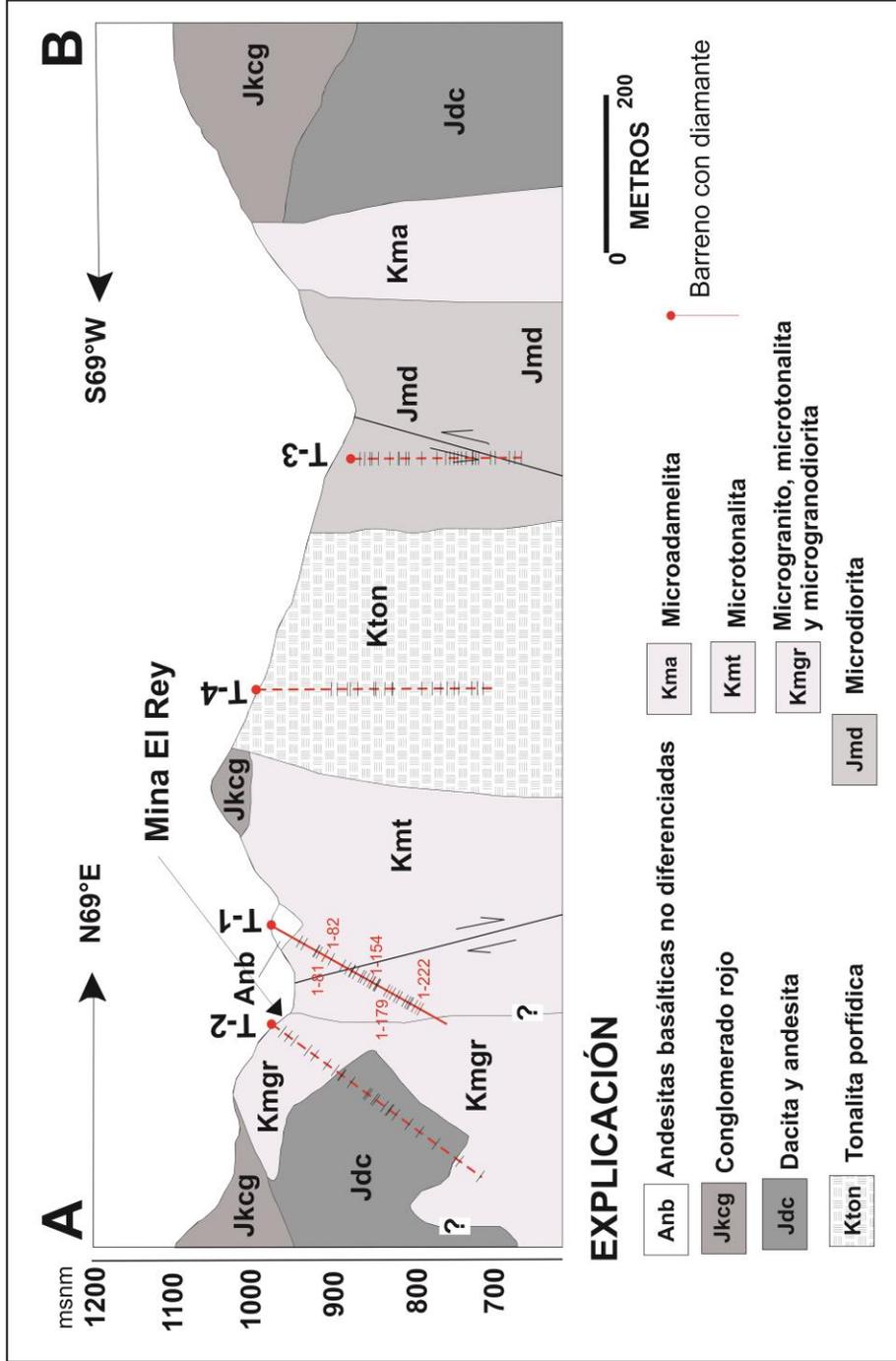


Figura 2. Sección geológica local que muestra la distribución espacial de la muestra. En rojo se marcan las muestras del barreno T-1 que fueron analizadas con la microsonda (ver tabla 1). Los barrenos representados con líneas punteadas representan barrenos proyectados a la sección. La litología se presenta como referencia y se puede encontrar con más detalles en la sección 3.2.2. (Modificada de Garza-González, 2007).

Los estándares empleados en los análisis realizados son parte de un paquete de estándares de SPI *Supplies Division of Structure Probe, Inc.*, del cual se utilizaron los siguientes estándares:

1. *Antimony* (Sb L α).
2. *Selenium* (Se K α).
3. *Sphalerite* (S K α).
4. *Arsenopirita*(As L α).
5. *Silver* (Ag L α).
6. *Gold* (Au L α).
7. *Galena* (Pb M α).
8. *Palladium* (Pd L α).
9. *Platinum* (Pt L α).
10. *Indium Phosphide* (In L α).
11. *Bismuth* (Bi M α).
12. *Sphalerite* (Zn K α).
13. *Tellurium* (Te L α).
14. *Ilmenite* (Fe K α).
15. *Cuprite* (Cu K α).



Figura 2. Microsonda JEOL JXA8900-R del Instituto de Geofísica.

Tabla 1. Listado de la muestras tomadas de los barrenos T-1 y T-2. cp: calcopirita, bo: bornita, pi: piritita, tn: tenantita, esf: esfalerita.

Muestra	Barreno	Profundidad en el barreno	Altitud [m.s.n.m.]	Análisis	EMPA No. Puntos	Minerales
1-43	T-1	43	1067.26	x		
1-50	T-1	50	1060.26	x		
1-68	T-1	68	1042.27	x		
1-69	T-1	69	1041.27	x		
1-73	T-1	73	1037.27	x		
1-81	T-1	81	1029.27	✓	8	cp y esf
1-82	T-1	82	1028.27	✓	4	tn y esf
1-82b	T-1	82	1028.27	x		
1-91	T-1	91	1019.27	x		
1-91b	T-1	91	1019.27	x		
1-108	T-1	108	1002.28	x		
1-116	T-1	116	994.28	x		
1-122	T-1	122	988.28	x		
1-123	T-1	123	987.28	x		
1-128	T-1	128	982.28	x		
1-136	T-1	136	974.28	x		
1-139	T-1	139	971.28	x		
1-144	T-1	144	966.29	x		
1-150	T-1	150	960.29	x		
1-153	T-1	153	957.29	x		
1-154	T-1	154	956.29	✓	4	cp
1-159	T-1	159	951.29	x		
1-160	T-1	160	950.29	x		
1-161	T-1	161	949.29	x		
1-175	T-1	175	935.29	x		
1-179	T-1	179	931.29	✓	11	cp, bo, tn y tel
1-184	T-1	184	926.3	x		
1-190	T-1	190	920.3	x		
1-194	T-1	194	916.3	x		
1-202	T-1	202	908.3	x		
1-207	T-1	207	903.3	x		
1-209	T-1	209	901.3	x		
1-211	T-1	211	899.3	x		
1-217	T-1	217	893.3	x		
1-222	T-1	222	888.3	✓	3	cp y pi
1-226	T-1	226	884.31	x		
2-16	T-2	16	1095.85	x		
2-25	T-2	25	1086.86	x		
2-34	T-2	34	1077.86	x		
2-54	T-2	54	1057.86	x		
2-64	T-2	64	1047.87	x		
2-82	T-2	82	1029.87	x		
2-94	T-2	94	1017.87	x		
2-103.29	T-2	103.29	1008.59	x		
2-103.60	T-2	103.6	1008.28	x		
2-118	T-2	118	993.88	x		
2-141	T-2	141	970.88	x		
2-143	T-2	143	968.89	x		
2-152	T-2	152	956.89	x		
2-155	T-2	155	956.89	x		
2-167	T-2	167	944.89	x		
2-174	T-2	174	937.89	x		
2-175	T-2	175	936.89	x		
2-184	T-2	184	927.9	x		
2-191	T-2	191	920.9	x		
2-203	T-2	203	908.9	x		
2-219	T-2	219	892.9	x		
2-243	T-2	243	868.91	x		
2-272	T-2	272	839.92	x		
2-278	T-2	278	833.92	x		
2-308	T-2	308	803.93	x		

Tabla 2. Listado de la muestras tomadas de los barrenos T-3 y T-4.

Muestra	Barreno	Profundidad en el barreno [m]	Altitud [m.s.n.m.]	EMPA	
				Análisis	No. Puntos Minerales
3-11.78	T-3	11.78	964.41	x	
3-19.18	T-3	19.18	957.01	x	
3-27.43	T-3	27.43	948.77	x	
3-30.44	T-3	30.44	945.76	x	
3-40.24	T-3	40.24	935.96	x	
3-57.83	T-3	57.83	918.37	x	
3-70.40	T-3	70.4	905.81	x	
3-72.34	T-3	72.34	903.87	x	
3-83.1	T-3	83.1	893.11	x	
3-87.15	T-3	87.15	889.06	x	
3-107.10	T-3	107.1	869.12	x	
3-130.7	T-3	130.7	845.52	x	
3-144.3	T-3	144.3	831.93	x	
3-151	T-3	151	825.23	x	
3-157.2	T-3	157.2	819.03	x	
3-163.13	T-3	163.13	813.1	x	
3-168.59	T-3	168.59	807.64	x	
3-175.5	T-3	175.5	800.73	x	
3-185.5	T-3	185.5	790.74	x	
3-186.53	T-3	186.53	789.71	x	
3-190.9	T-3	190.9	785.34	x	
3-196.6	T-3	196.6	779.64	x	
3-213.5	T-3	213.5	762.74	x	
3-220.76	T-3	220.76	755.48	x	
3-241.23	T-3	241.23	735.02	x	
3-251.47	T-3	251.47	724.78	x	
3-262.05	T-3	262.05	714.2	x	
4-112	T-4	112	1094.74	x	
4-121	T-4	121	1092	x	
4-137	T-4	137	1087.12	x	
4-141	T-4	141	1085.9	x	
4-156.32	T-4	156.32	1081.23	x	
4-177	T-4	177	1074.93	x	
4-180	T-4	180	1074.01	x	
4-194	T-4	194	1069.75	x	
4-205	T-4	205	1066.32	x	
4-205.25	T-4	205.25	1066.39	x	
4-250	T-4	250	1052.68	x	
4-265.9	T-4	265.9	1047.83	x	
4-280	T-4	280	1043.53	x	
4-289	T-4	289	1040.79	x	
4-300	T-4	300	1037.44	x	
4-307	T-4	307	1035.3	x	
4-327	T-4	327	1029.21	x	
4-336	T-4	336	1026.46	x	
4-336b	T-4	336	1026.46	x	
4-344	T-4	344	1024.03	x	

Capítulo 2. Geología Regional

Desde el punto de vista tectonoestratigráfico, el área de estudio se encuentra situada dentro del Terreno Compuesto Guerrero (Campa y Coney, 1983), hacia el límite noroccidental del terreno Arcelia- Palmar Chico (Fig. 4).

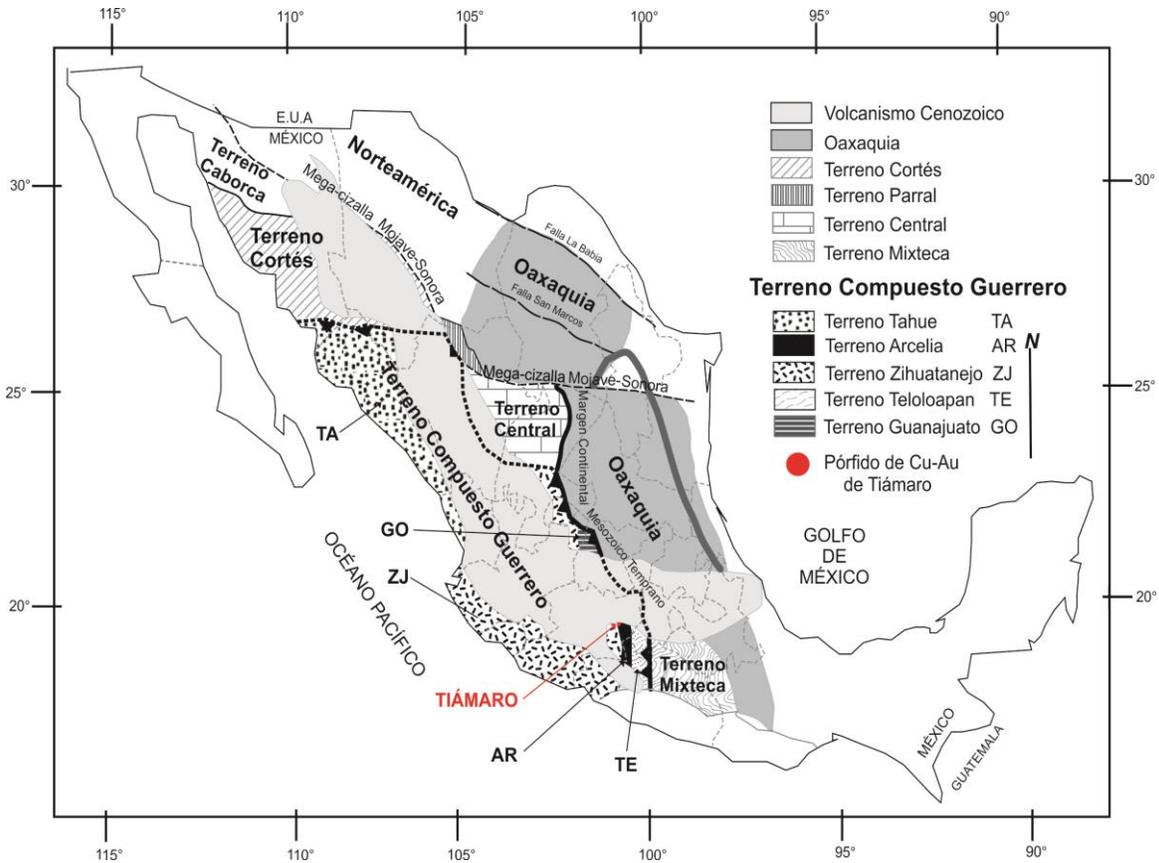


Figura 4. Mapa de localización de los principales terrenos tectonoestratigráficos donde se muestra la localización del pórfido de Cu-Au de Tiámara (Tomado de Centeno-García, et al., 2008).

Campa y Coney (1983) agruparon dentro de lo que denominaron Terreno Guerrero, a las rocas metamórficas previamente incluidas en el “Complejo de Tierra Caliente” (Ortega-Gutiérrez, 1981). Posteriormente Sedlock et al. (1993) realizaron una redefinición de los terrenos tectonoestratigráficos, en la que presentaron algunos cambios a los límites y al número de terrenos, en donde parte del terreno Guerrero queda definido como el terreno Náhuatl.

El terreno Guerrero es el terreno tectonoestratigráfico más grande de México, representando prácticamente un tercio de su superficie. En general, dicho terreno está constituido por una serie de rocas volcánicas submarinas y escasamente subaéreas, y rocas sedimentarias y volcanoclásticas asociadas del Jurásico Superior-Cretácico medio-Superior (Centeno-García, et al., 2003). Originalmente, Campa y Coney (1983), subdividieron al terreno Guerrero en tres subterrenos: Teloloapan-Ixtapan, Huetamo y Zihuatanejo.

No obstante, los avances en las últimas dos décadas, en cuanto al detalle de la estratigrafía y el reconocimiento de las estructuras regionales, han hecho que varios autores modifiquen parcialmente la nomenclatura, extensión y distribución de los terrenos tectonoestratigráficos (Sedlock, et al., 1993; Talavera-Mendoza, et al., 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Dickinson y Lawton, 2001; Centeno-García, et al., 2003a; Keppie, 2004; Centeno-García, 2005; Talavera-Mendoza, et al., 2007; Centeno-García, et al., 2008; Martini, 2008). En la figura 5 se puede constatar cómo han variado los límites y la extensión de los terrenos tectonoestratigráficos en el sur de México de acuerdo a diversos autores.

En este trabajo se adopta la división más actual, propuesta por Centeno-García, et al. (2008), la cual subdivide al terreno Guerrero en cinco terrenos: Tahue, Guanajuato, Zihuatanejo, Teloloapan y Arcelia (Fig. 4). El primero es un ensamble complejo de rocas ígneas y calcáreas perteneciente a un arco del Ordovícico que se acrecionó previo a la depositación de turbiditas del Paleozoico Superior, las que se hallan cubiertas discordantemente por rocas volcánicas marinas de arco del Cretácico (Centeno-García, et al., 2008). Los terrenos Guanajuato y Arcelia, por su parte, se caracterizan por asociaciones de rocas volcánicas y sedimentarias submarinas que han sido interpretadas como un arco de islas intra-oceánico primitivo (Ortiz-Hernández, et al., 1991) o como segmentos de una cuenca oceánica (Tardy, et al., 1994; Freydier et al., 2000). El terreno Zihuatanejo se conforma principalmente de depósitos turbidíticos del Triásico que se deformaron en un ambiente de prisma acrecional durante el Jurásico Superior y se encuentran sobreyacidos por una secuencia de arco del Jurásico-Cretácico, conformada por rocas volcánicas y sedimentarias submarinas a subaéreas (Centeno-García, et al., 2008). Por último, el terreno Teloloapan, se conforma de depósitos volcánicos y sedimentarios marinos (Hauteriviano-Aptiano) que representan un ensamble de arco de islas evolucionado (Talavera-Mendoza, et al. 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000).

2.1 Estratigrafía Regional

2.1.1 Terreno Tahue

El terreno Tahue (o San José de Gracia) (Fig. 6), ubicado hacia el noroeste del terreno Guerrero, fue definido originalmente por Sedlock et al. (1993). Sin embargo, más recientemente ha sido incluido por algunos autores (Centeno-García, et al., 2003, 2008; Centeno-García, 2005) como parte del terreno Guerrero debido a las secuencias cretácicas de arco que forman parte de su estratigrafía. Se compone de lavas riolíticas-andesíticas marinas y rocas calcáreas del Ordovícico, todas deformadas y metamorfoseadas a facies de esquistos verdes (Complejo El Fuerte) (Centeno-García, et al., 2008). Estas rocas se encuentran cubiertas por turbiditas siliciclásticas, lutitas calcáreas finamente laminadas, pedernal y algunos bloques de caliza con pedernal del Pensilvánico-Pérmico (Formación

San José de Gracia) (Centeno-García, et al., 2005). Las rocas Paleozoicas del terreno Tahué son sobreyacidas discordantemente por rocas volcánicas marinas de arco interpretadas como parte del arco Guerrero. Estas están constituidas principalmente de turbiditas volcanoclásticas, lavas almohadilladas, lutitas y calizas. Adicionalmente, existen rocas metamórficas del Triásico e intrusiones máficas y ultramáficas que corresponden con el magmatismo del Cretácico (Centeno-García, et al., 2008).

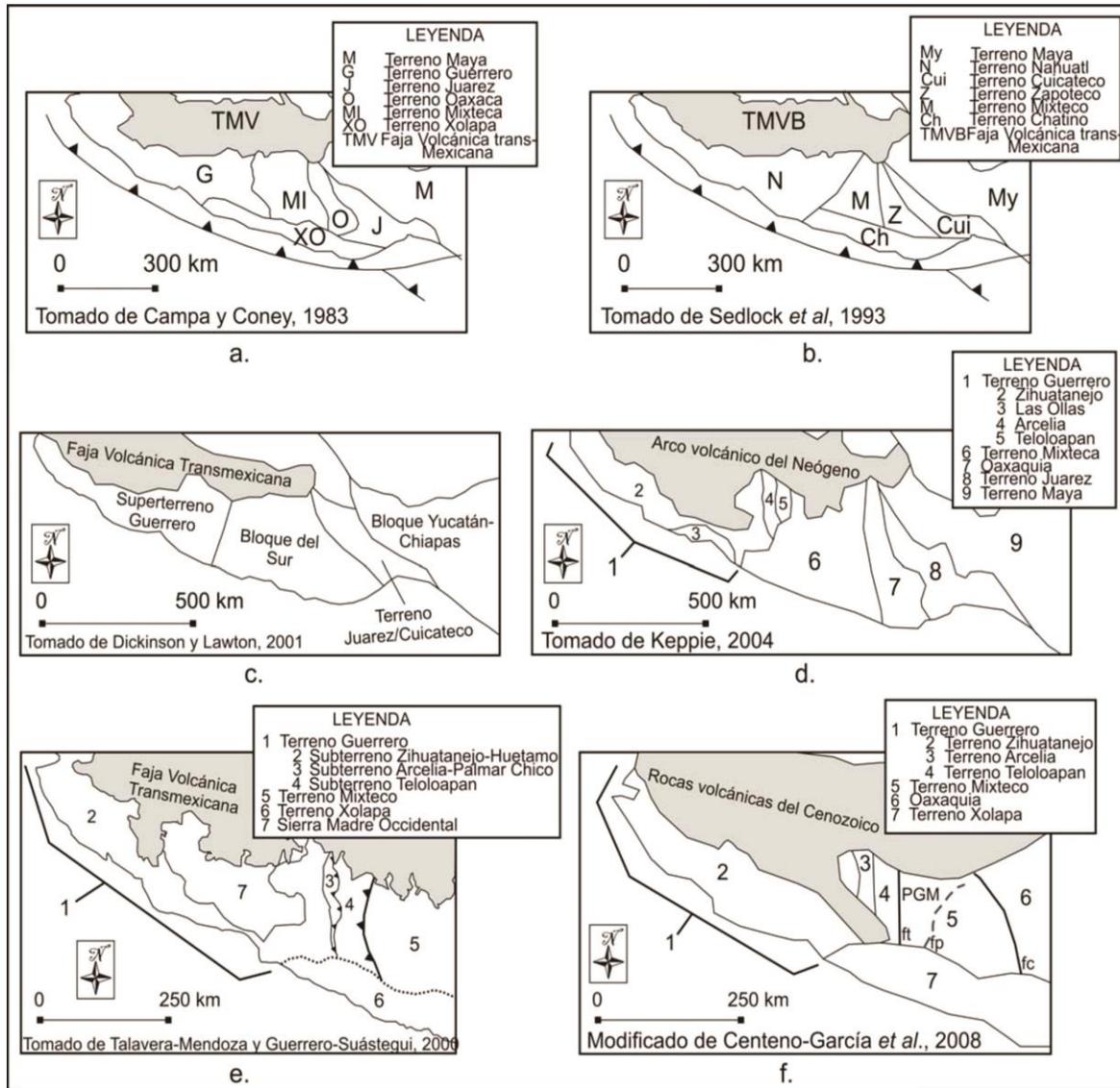


Figura 5. Mapas esquemáticos de distribución de los terrenos en el sur de México propuestos por diferentes autores desde 1983 hasta el presente. En la Figura 5f PGM: Plataforma Guerrero-Morelos, ft: falla de Teloloapan, fp: falla de Papalutla y fc: falla de Chacalapa. (Tomada de Martini, 2008).

Terreno Tahue

Explicación



Figura 6. Columna estratigráfica esquemática, sin escala, del terreno Tahue. (Modificada de Centeno, et al., 2008).

2.1.2 Terreno Zihuatanejo

Las secuencias del terreno Zihuatanejo afloran desde el norte del Cinturón Volcánico Transmexicano (en el área de Zacatecas) y a lo largo de toda la costa del suroeste de México. Sus principales afloramientos se encuentran al sur cerca de los poblados de Zihuatanejo y Huetamo (Fig. 7). Se compone esencialmente de un basamento Triásico, conformado por los complejos Las Ollas, Arteaga, la Formación Zacatecas (Centeno-García, et al., 2008) y la sucesión metamórfica de Tzitzio (Martini, 2008), además de una cubierta de rocas volcánicas y sedimentarias representada por las sucesiones vulcano-sedimentarias de Zihuatanejo y Huetamo (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000); su basamento se constituye de grandes volúmenes de turbiditas ricas en cuarzo del Triásico (Noriano), que se encuentran imbricadas tectónicamente (Complejos Las Ollas, Complejo Arteaga, sucesión metamórfica de Tzitzio y Formación Zacatecas). El complejo Las Ollas está formado por una pila de escamas tectónicas delimitadas por fallas, que contienen meláncos tectónicos de edad probable Cretácica Temprana y se componen de bloques exóticos de caliza, cuarcita, pedernal, toba, basalto almohadillado, anfibolita, gabro y ultramafitas parcial a totalmente serpentinizadas, envueltos en una matriz cizallada de *flysch* y serpentinita. Estos bloques presentan ensambles metamórficos de esquistos azules. Los bloques de gabro van desde cumulatos o bandeados a subdoleríticos y masivos. Cabe destacar que los bloques de gabro presentan firmas isotópicas de N-MORB y de suites toleíticas de arco (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000).

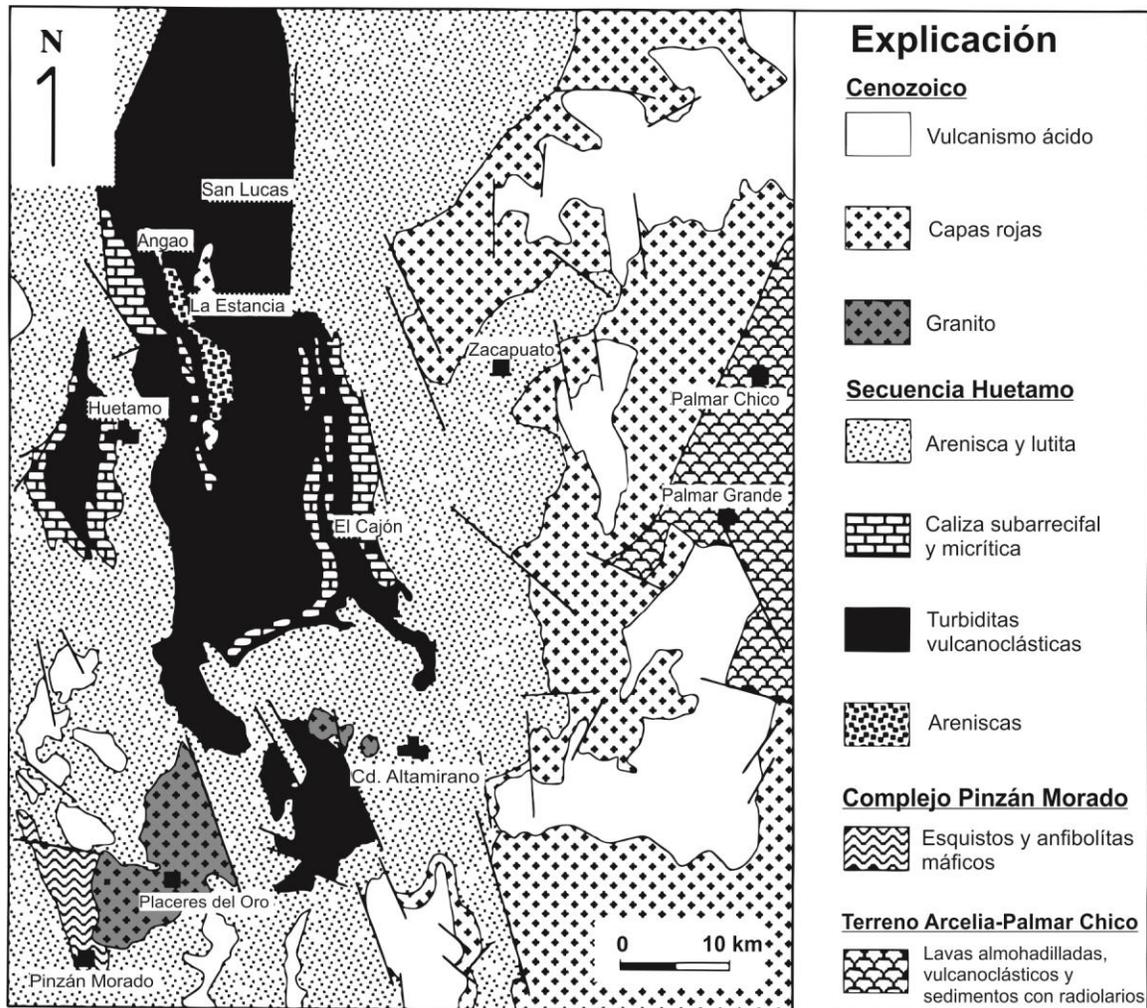


Figura 7. Mapa geológico regional de la región de Huetamo. (Tomado de Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000).

Por su parte, el Complejo Arteaga, que subyace a la secuencia Zihuatanejo en el área de Arteaga, está caracterizado por una estructura de tipo “bloques en matriz”, y presenta un grado metamórfico variable desde nulo a anfibolítico; está constituido por turbiditas distales, depositadas en un ambiente marino profundo conformadas por una alternancia rítmica de lutita negra, arenisca rica en cuarzo, pedernal negro y conglomerado (litofacies Varales); estas rocas alojan bloques de lava basáltica almohadillada y gabro bandeado, cuyos porcentajes de elemento mayores y trazas muestran patrones típicos de rocas del piso oceánico (MORB) (Martini, 2008). Adicionalmente presenta bloques de pelitas y areniscas (Litofacies Jaltomate), pedernal verde (Litofacies Bocana) y olistolitos de caliza. Con base en dataciones de U-Pb en zircones detríticos se ha indicado que la sedimentación tiene una edad del Pérmico Tardío o más joven (Centeno-García, et al., 2003).

La sucesión metamórfica de Tzitzio está representada por metaturbiditas en facies de esquistos verdes (Martini, 2008). Mientras que la Formación Zacatecas, es muy similar a los complejos Arteaga y Las Ollas, sin embargo, no presenta bloques exóticos, en su lugar, las turbiditas se encuentran intercaladas con derrames de lava y calizas. Se ha interpretado que las rocas del basamento conforman un complejo de subducción que se deformó durante el Jurásico Temprano (Centeno-García, et al., 2003, 2008).

Sobreyaciendo a los complejos de Arteaga y Las Ollas, se encuentra la sucesión de Zihuatanejo (Fig. 8), que aflora a lo largo de la costa sur del Pacífico mexicano, desde Colima hasta Zihuatanejo. Dicha sucesión se encuentra conformada por 2000 m de rocas volcánicas de arco y rocas sedimentarias asociadas, de edad Cretácico Temprano. La base de esta secuencia está compuesta de por lo menos 1500 m de flujos de lava andesíticos-dacíticos que están interestratificados, en los niveles inferiores, con turbiditas volcánicas finamente laminadas y hacia la cima, con abundantes ignimbritas ácidas y depósitos de caída. La sucesión volcánica está cubierta por aproximadamente 500 m de calizas arrecifales con fauna del Aptiano y lechos rojos con huellas de dinosaurios. La secuencia casi no presenta deformación. Las lavas presentan una geoquímica típica de las suites toleíticas y calcialcalinas asociadas a subducción (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000).

Por su parte, la secuencia de Huetamo (Fig. 8), consiste de una sucesión de aproximadamente 4500 m de espesor de rocas sedimentarias del Jurásico Tardío- Cretácico Temprano. Los niveles estratigráficos inferiores se componen de depósitos volcanoclásticos, sedimentos silíceos y escasas unidades de lavas almohadilladas del Titoniano. La parte intermedia se conforma de una sucesión Neocomiana de turbiditas volcanoclásticas. La parte superior está constituida de calizas arrecifales y lechos rojos del Aptiano-Cenomaniano. Capas gruesas de conglomerados conteniendo bloques de lavas son comunes a lo largo de toda la secuencia. Las rocas volcánicas, presentan patrones isotópicos similares a los de suites toleíticas y calcialcalinas de medio a alto contenido de K pertenecientes a un ambiente de arco intra-oceánico (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000).

Existe evidencia de un evento magmático en la región de Zihuatanejo, denotado por la presencia de granitoides del Jurásico Medio a Tardío, en el área de Tumbiscatío. Estos varían en composición de granito, granodiorita y cuarzomonzonita (Centeno-García, et al., 2003). Adicionalmente las rocas del terreno Zihuatanejo se encuentran afectadas por rocas intrusivas de un episodio del Cretácico Tardío-Paleógeno (Morán-Zenteno, et al., 2000; Centeno-García, et al., 2008; Martini, 2008; Martini, et al., 2009).

Con base en sus firmas geoquímicas y sus relaciones estratigráficas el terreno Zihuatanejo se ha interpretado como un arco de islas evolucionado que se desarrolló sobre corteza oceánica deformada (Complejos Las Ollas y Arteaga) con una cuenca de tras-arco asociada (Secuencia Huetamo) (Guerrero-Suastegui, 2004).

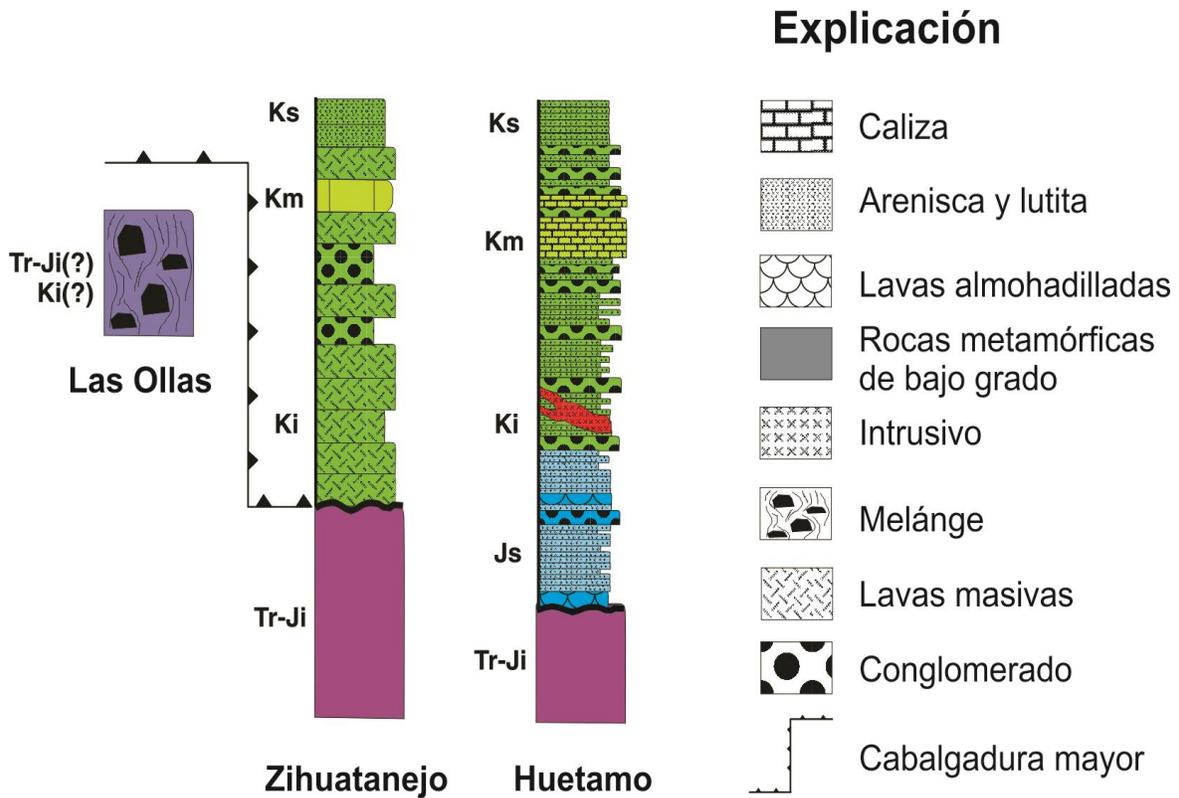


Figura 8. Columna litoestratigráfica esquemática de la secuencia de Zihuatanejo, el Complejo Las Ollas y la secuencia de Huetamo. (Tomada parcialmente de Talavera-Mendoza, et al., 2007).

2.1.3 Terreno Guanajuato

Este terreno está representado por escasos afloramientos en las cercanías de la ciudad de Guanajuato. Se conforma de una secuencia de arco y otra vulcano-sedimentaria. La primera está conformada por una suite toleítica de arco de islas, que va de rocas de cumulos máficos a ultramáficos o diques diabásicos alimentadores, a basaltos almohadillados (Lapierre, et al., 1992) que corresponden con la Formación El Paxtle y Complejo Intrusivo Tuna Manza (Martini, et al., 2011). Estas se encuentran cabalgando a la secuencia vulcano-sedimentaria, la cual forma un depósito de tipo *flysch* compuesto por grauvaca, calizas micríticas, cuarcitas, radiolaritas, lutitas negras, escasos conglomerados, lavas almohadilladas, diques diabásicos y rocas volcanoclásticas del Hauterviano-Tithoniano (Formación Arperos) (Ortiz-Hernández, et al., 2003). Estas secuencias forman escamas tectónicas delimitadas por zonas de cizalla, donde la Formación Arperos es cabalgada por la Formación El Paxtle, que a su vez es cabalgada por el Complejo Intrusivo Tuna Manza (Fig. 9).

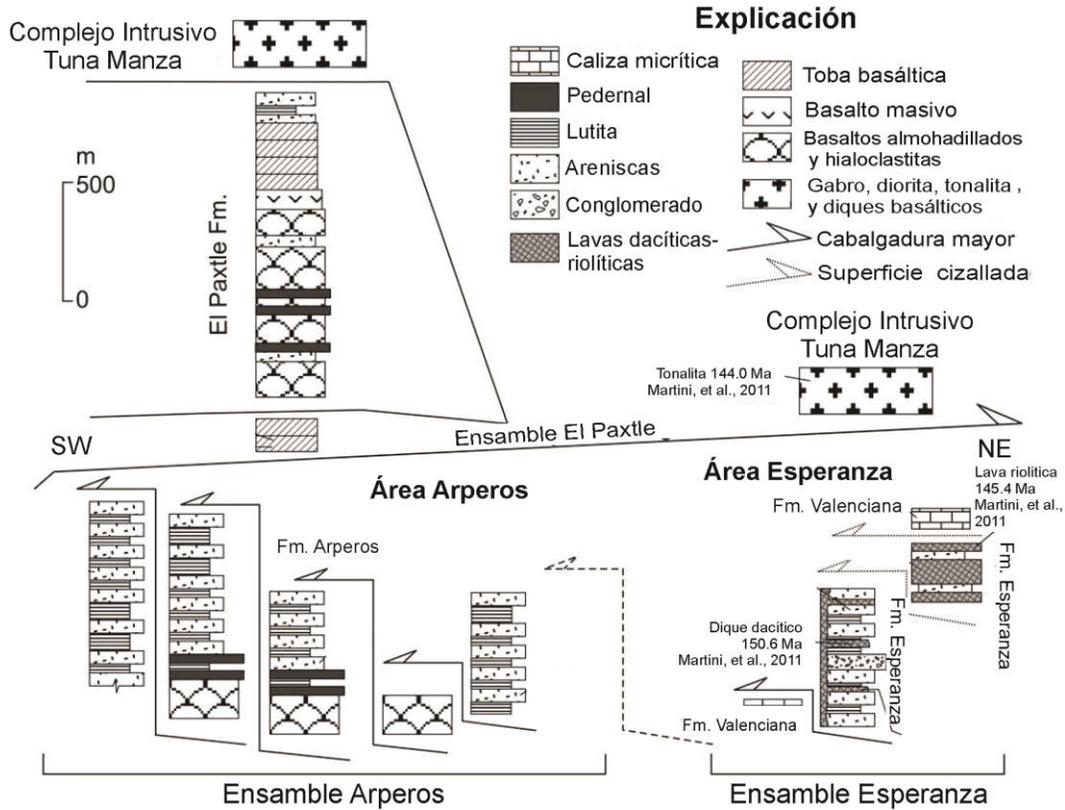


Figura 9. Columnas litoestratigráficas de los ensambles petroprotectivos observados por Martini, et al. (2011) donde se muestra las relaciones de contacto y las edades disponibles. (Tomada de Martini, et al., 2011).

El terreno Guanajuato se ha interpretado por distintos autores (Lapierre, et al., 1992; Tardy, et al., 1994) como una cuenca oceánica que separaba al arco de Zihuatanejo del continente. Trabajos recientes interpretan a las rocas de dicho terreno como los restos de una cuenca de tras-arco del arco Zihuatanejo (Centeno-García, et al., 2008; Martini, et al., 2011). Adicionalmente, se ha sugerido una correlación con las rocas del terreno Arcelia-Palmar Chico (Centeno-García, et al., 2003).

2.1.4 Terreno Teloloapan

El terreno Teloloapan es el terreno más oriental del terreno Guerrero y se encuentra conformando una franja (Fig. 10) de 300 km de largo y 80 km de ancho en dirección general N-S (Guerrero-Suastegui, et al., 1993). Se pueden diferenciar dos zonas principales. Una zona está caracterizada por depósitos marinos someros y otra zona oeste caracterizada por facies más profundas (Guerrero-Suastegui, et al., 1991; Guerrero-Suastegui, et al., 1993; Talavera-Mendoza, et al., 1995; Centeno-García, et al., 2008; Martini 2008). Estratigráficamente se divide a la secuencia en una sucesión basal, esencialmente volcánica, y una sucesión superior, que conforma una cubierta sedimentaria (Guerrero-Suástegui, et al., 1993; Talavera-Mendoza, et al., 2005, Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000; Talavera-Mendoza, 2000; Martini, 2008).

La unidad basal, de 3000 m de espesor, está formada por una interestratificación de lavas almohadilladas masivas (Fig. 11), brechas hialoclastitas, flujos piroclásticos y epiclásticos de edad Hauteriviano-Aptiano. Las lavas son basaltos y andesitas de estructura masiva o almohadillada y son dominantes en la base. Las brechas y hialoclastitas de estratificación masiva, se componen de fragmentos de basalto, andesita y toba en una matriz de lava parcialmente cloritizada. Esta litofacie se encuentra principalmente en la parte media y superior. Las tobas varían de tobas de ceniza a tobas de lapilli. Su composición es de básica a intermedia y se distribuye en la parte media y superior. Los epiclastos se componen de conglomerados volcánicos y areniscas (Guerrero-Suastegui, et al., 1993).

En la parte occidental del terreno Teloloapan, la sucesión de arco está cubierta de manera concordante por grauvacas y lutitas tobáceas con fósiles del Aptiano Superior (Formación Acapetlahuaya, Guerrero-Suástegui et al., 1991), mientras que en la parte oriental, una sucesión de calizas bioclásticas y arrecifales del Aptiano Superior-Albiano (Formación Teloloapan, Guerrero-Suástegui et al., 1991) cubren transicionalmente la formación Villa Ayala. Las rocas de la Formación Teloloapan pasan lateralmente a flujos de escombros calcáreos (Formación Amatepéc, Guerrero-Suástegui et al., 1991), con edades del Albiano Superior Cenomaniano. La parte superior de la sucesión está representada por turbiditas siliciclásticas del Turoniano (Formación Pachivia, Guerrero-Suástegui et al., 1991; Guerrero-Suastegui, 2004), correlacionables con la Formación Mezcala (Martini, 2008).

Estructuralmente se caracteriza por un sistema de fallas de cabalgadura con vergencia hacia el este. Sus rocas del Cretácico Inferior están altamente deformadas y metamorfoseadas en facies desde zeolitas hasta esquistos verdes (Centeno-García, 2008) lo cual es dependiente de la profundidad y evidencia un metamorfismo de piso oceánico (Talavera-Mendoza, 2000). Hacia el este cabalga a las secuencias carbonatadas del terreno Mixteco, mientras que hacia el oeste se infiere que es cabalgado por el terreno Arcelia (Campa y Coney, 1983).

Las rocas volcánicas presentan firmas isotópicas de suites de arcos de islas evolucionados (Talavera-Mendoza, et al., 1995; Talavera-Mendoza, et al., 2007), por lo que se ha interpretado como una asociación de este tipo y cuya extensión, de acuerdo con algunos autores, se prolonga hacia el norte del terreno Guerrero (Martini, et al., 2011).

La naturaleza del basamento del terreno es controversial; hay algunos autores que sugieren que la suite metamórfica de Tejupilco conforma parte del basamento del terreno Teloloapan (Elías-Herrera, et al., 2000), sin embargo, otros la consideran parte de la secuencia de Teloloapan (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990; Talavera-Mendoza, et al., 1995). Con base en la ausencia de zircones Cretácicos en el metagranito Tizapa (185 Ma) y en un esquisto de la suite, Martini (2008) apoya la hipótesis de que la suite forma parte del basamento del terreno Teloloapan.

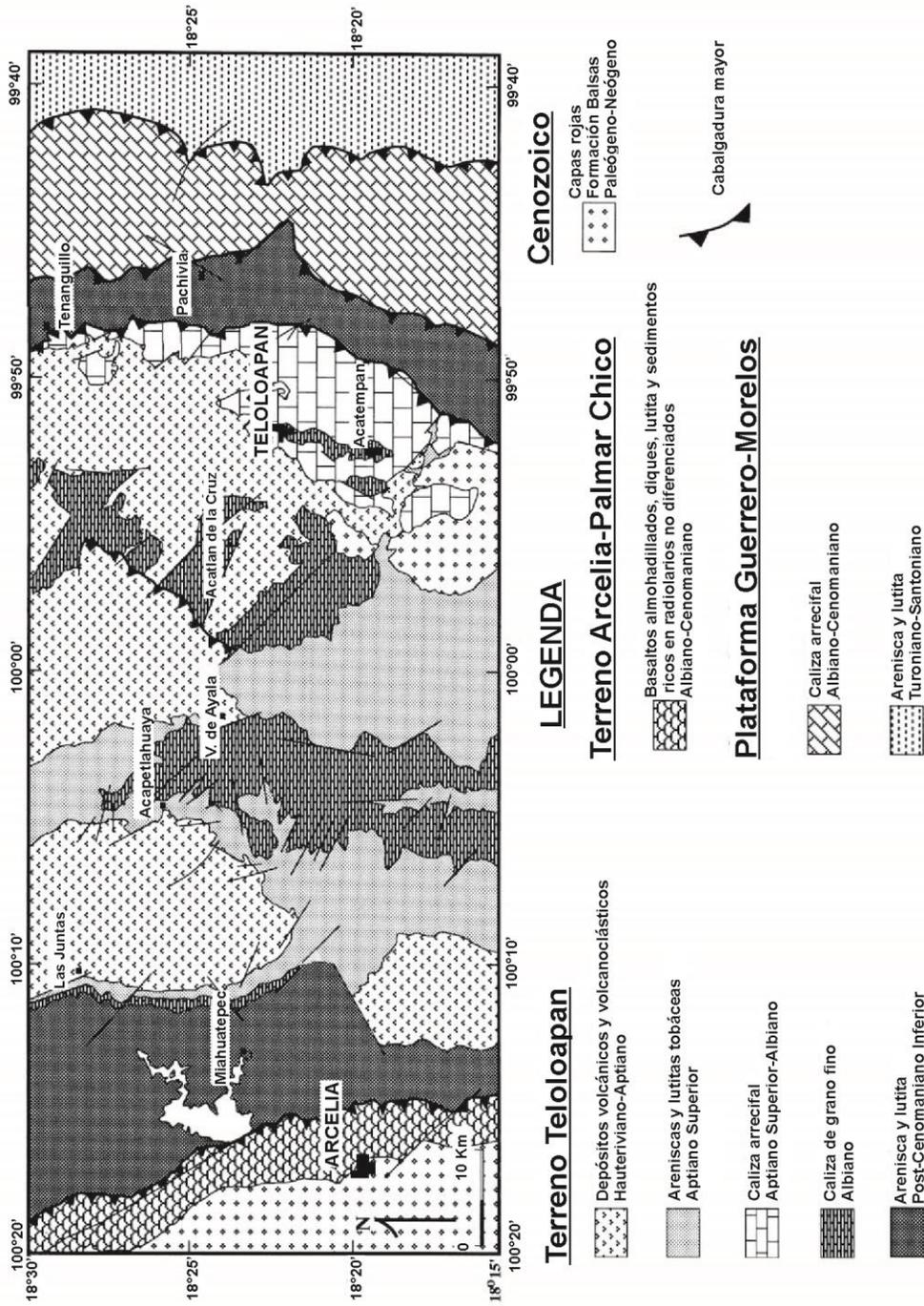


Figura 10. Mapa geológico de los terrenos Teloloapan y Arcelia-Palmar Chico. (Tomado de Mendoza y Suastegui, 2000).

Terreno Teloloapan

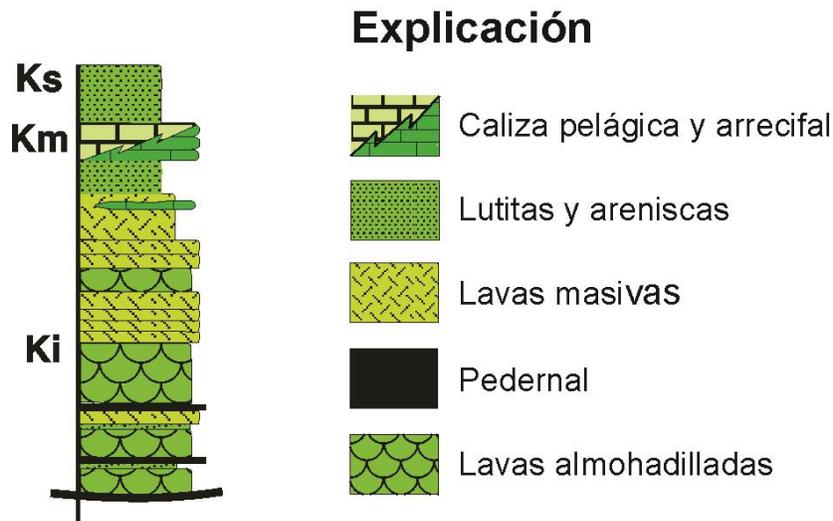


Figura 11. Columna litoestratigráfica esquemática del terreno Teloloapan. La columna no está a escala. (Tomada parcialmente de Talavera-Mendoza, 2007).

Existe también discusión sobre si las rocas del ensamble Taxco-Taxco Viejo representan parte del basamento. Se ha propuesto que existe una correlación entre el ensamble Taxco-Taxco Viejo y la suite metamórfica de Tejupilco (Elías-Herrera, et al., 2000; Cabral-Cano, et al., 2000). Por otro lado, más recientemente y basándose en la firmas isotópicas del ensamble Taxco-Taxco Viejo, se ha sugerido la posibilidad de que dicho ensamble se edificara en un arco desarrollado en un arco de islas con basamento continental o en un arco continental (Talavera-Mendoza, et al., 2007; Campa-Uranga, et al., 2012), lo que lo descartaría como parte del basamento de dicho terreno.

2.1.5 Terreno Arcelia-Palmar Chico

Entre los terrenos Zihuatanejo y Teloloapan (Fig. 12) , a lo largo de un cinturón de 40 km de ancho por 250 km de largo en dirección N-S, afloran las rocas volcánicas y sedimentarias del terreno Arcelia-Palmar Chico. Este cinturón cabalga a las rocas del terreno Teloloapan y es cabalgado a su vez por las rocas del terreno Zihuatanejo (Fig. 13) (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000). El área de Tiámara se encuentra en el límite noroeste de este terreno (Fig. 14).

El terreno se ha dividido en dos unidades principalmente: una unidad esencialmente sedimentaria y otra esencialmente volcánica (Fig. 15) (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000; Elías-Herrera, et al., 2000). En el área sur del terreno, la unidad volcánica basal se compone de lavas almohadilladas, brechas almohadilladas, hialoclastitas y derrames masivos de lava de manera escasa. El material entre las almohadillas consiste en hialoclastita, caliza pelágica, pedernal verde y en menor medida de lutita negra (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000). Las rocas volcánicas están intrusionadas en todas

partes por numerosos diques subparalelos. Esta secuencia se encuentra altamente deformada y afectada por metamorfismo de piso oceánico (Elías-Herrera, et al., 2000).

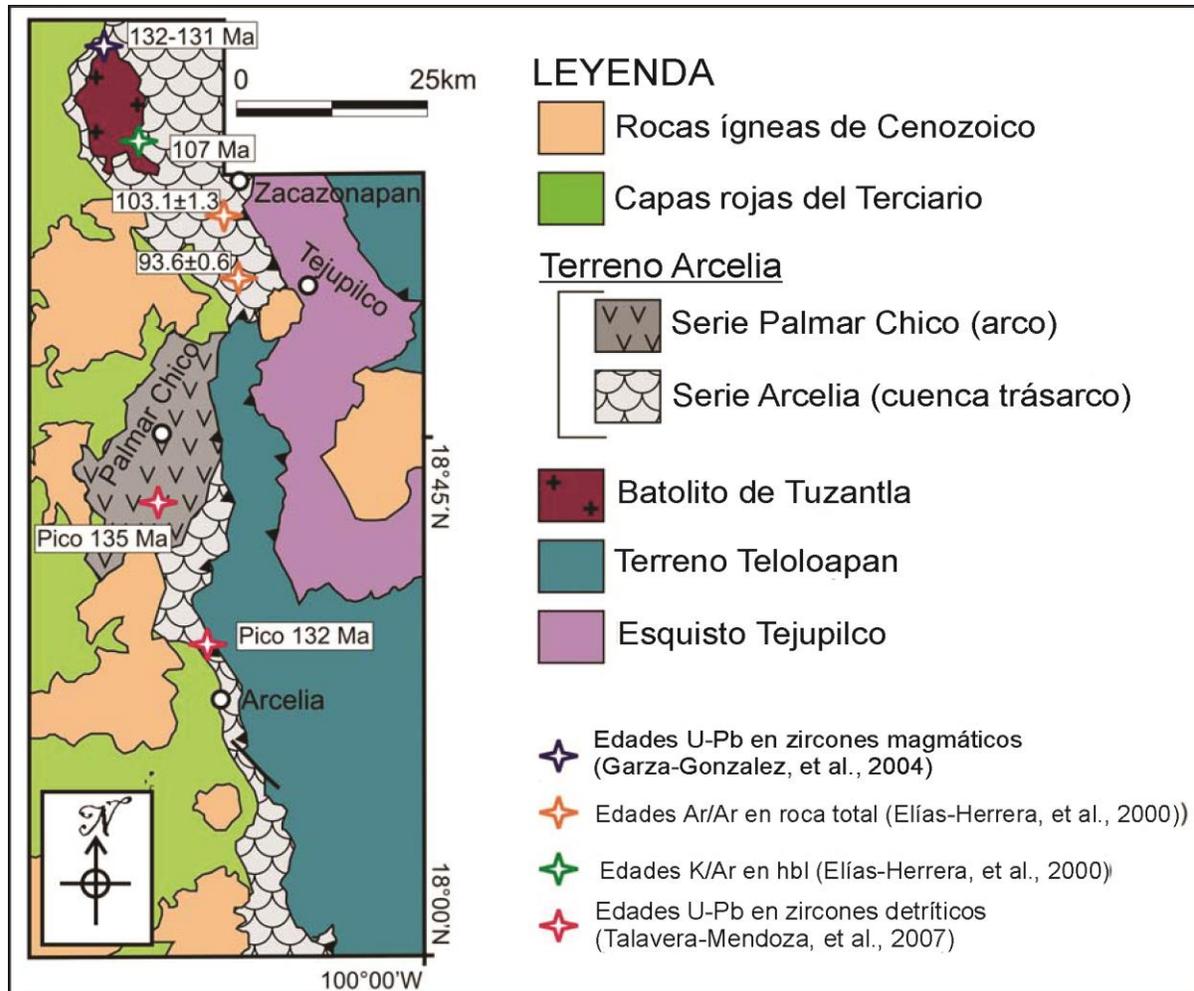


Figura 12. Mapa geológico esquemático de la región de Arcelia-Zacazonapan, que muestra las relaciones entre los terrenos Arcelia, Teloloapan y el Esquisto Tejupilco. (Tomada de Martini, 2008).

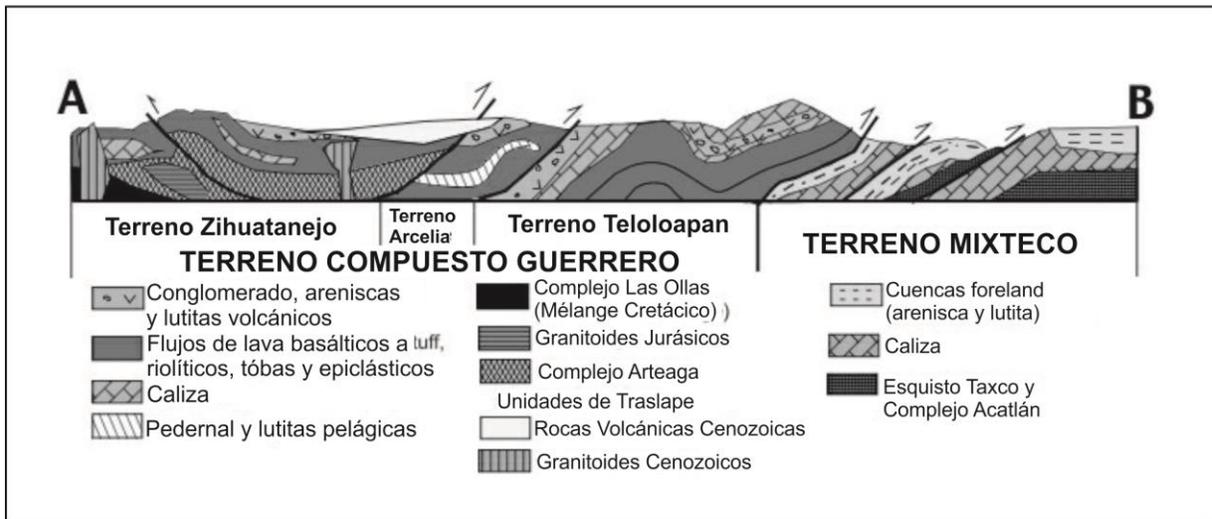


Figura 13. Sección geológica sin escala que muestra las relaciones estructurales entre los terrenos Arcelia, Mixteco, Teloloapan y Zihuatanejo. (Tomado de Centeno-García, et al., 2003a).

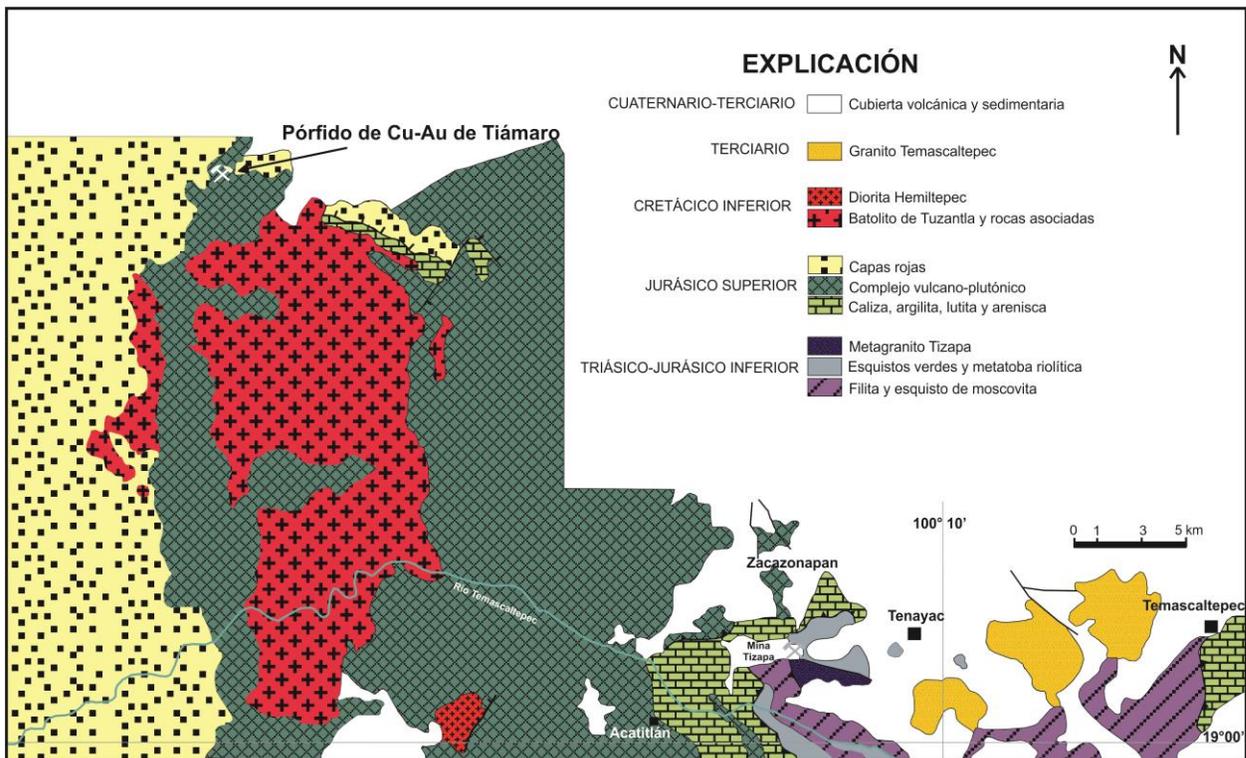


Figura 14. Mapa geológico regional del área de Tiámaro. (Tomado de Garza-González, 2007).

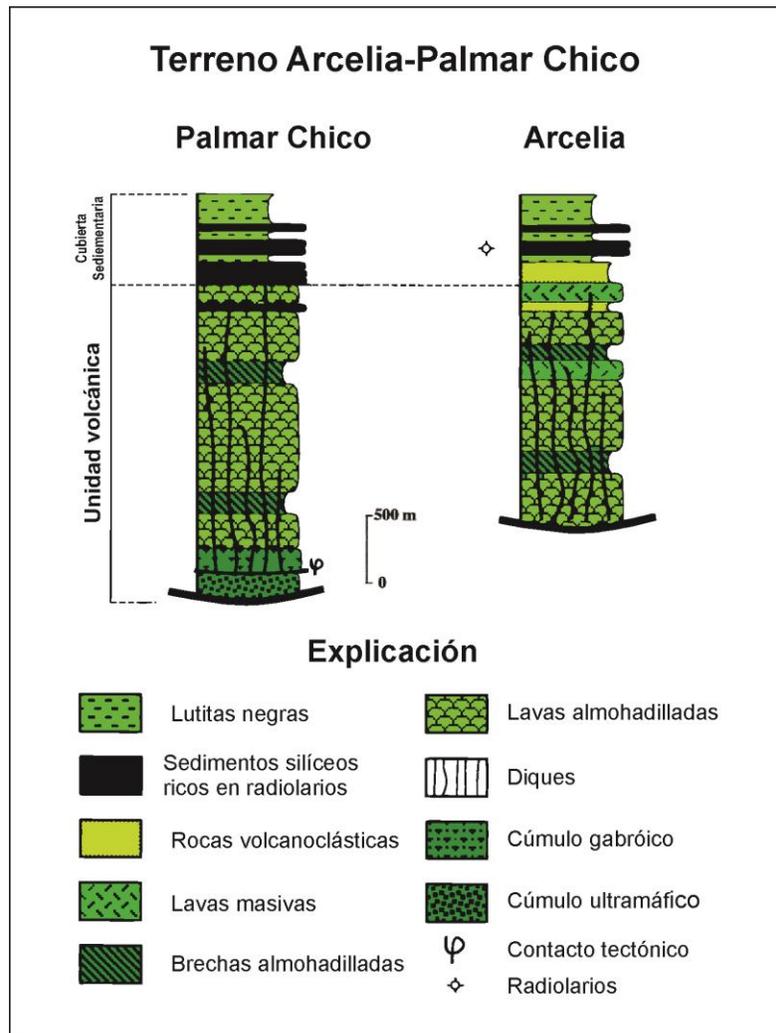


Figura 15. Columnas estratigráficas de la serie Palmar Chico y Arcelia. Tomada de Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000.

Las intercalaciones de volcanoclásticos y sedimentos silíceos ricos en radiolarios son comunes solo hacia la cima de la unidad volcánica. La unidad volcánica se encuentra cubierta de una sucesión (unidad superior) interestratificada de sedimentos silíceos ricos en radiolarios y lutitas negras. Algunos cuerpos de gabro, de moderada a completamente serpentinizados, se encuentran asociados a las lavas almohadilladas y a las rocas sedimentarias (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000).

Con base en los patrones de tierras raras y abundancias de elementos mayores y traza, Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui (2000) dividen a las rocas magmáticas del terreno Arcelia-Palmar Chico en una suite de arco (Serie Palmar Chico), (Figs. 12 y 15) con firmas

de AIB (*Arc-Island Basalt*) y una suite de tras-arco (Serie Arcelia), con firmas de N-MORB (*Normal Mid-Ocean Ridge Basalt*), BABB (*Back-Arc Basin Basalt*) y OIB (*Ocean Island Basalt*). Con base en dichas firmas geoquímicas, Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui (2000), interpretan que el terreno representa un arco intra-oceánico inmaduro (Serie Palmar Chico) con una cuenca de tras-arco asociada (Serie Arcelia).

Alternativamente, Centeno-García, et al. (2003b), sugieren que el terreno Arcelia-Palmar Chico puede representar una cuenca de tras-arco para el terreno Zihuatanejo. Recientemente, Martini (2008), basándose en la proveniencia local de los zircones detríticos (Talavera-Mendoza, et al., 2007) y las edades isotópicas obtenidas para el terreno, propuso que las rocas de arco del terreno Arcelia (Serie Palmar Chico), representan en realidad un evento magmático correlacionable con el arco de Teloloapan, mientras que las rocas de tras-arco (Serie Arcelia) representan un evento de oceanización que separó a las rocas del arco Teloloapan hace 103 y 93 Ma.

2.2 Evolución Tectónica

La evolución tectónica del terreno Guerrero ha generado controversia, principalmente en cuanto a su origen (autóctono o alóctono), su basamento (oceánico o continental), su paleogeografía (un solo arco o un sistema multi-arco), la vergencia de la subducción y su temporalidad. De acuerdo con Martini, et al. (2011), se pueden agrupar las interpretaciones del terreno Guerrero en tres grupos (Fig. 16).

El primero, es el grupo de teorías que consideran un modelo alóctono (Fig. 16a, b y c), en el cual el terreno Guerrero es un arco intra-oceánico exótico que se encontraba separado del continente por la placa Mezcalera (Dickinson y Lawton, 2001) la que representaba el basamento de la cuenca llamada cuenca Arperos por Tardy, et al. (1994). La subducción de ésta produjo la acreción del terreno al continente.

El segundo grupo, representa un modelo donde el terreno Guerrero se desarrolló como un sistema multi-arco de arcos intra-oceánicos (Fig. 16d) que evolucionó en el paleo-Pacífico (Talavera-Mendoza, et al., 2007). En dicho modelo los arcos estaban separados entre sí y el continente por cuencas oceánicas marginales que se cerraron progresivamente a través de un complicado arreglo de distintos frentes de subducción.

El último grupo corresponde con los modelos de un origen para-autóctono (Fig. 16e) del terreno Guerrero, en el que las sucesiones del terreno Guerrero, representan un arco continental que sufrió una cantidad de extensión considerable que produjo la migración del arco hacia la trinchera (Cabral-Cano, et al., 2000; Centeno-García, et al., 2008; Martini, et al., 2009).

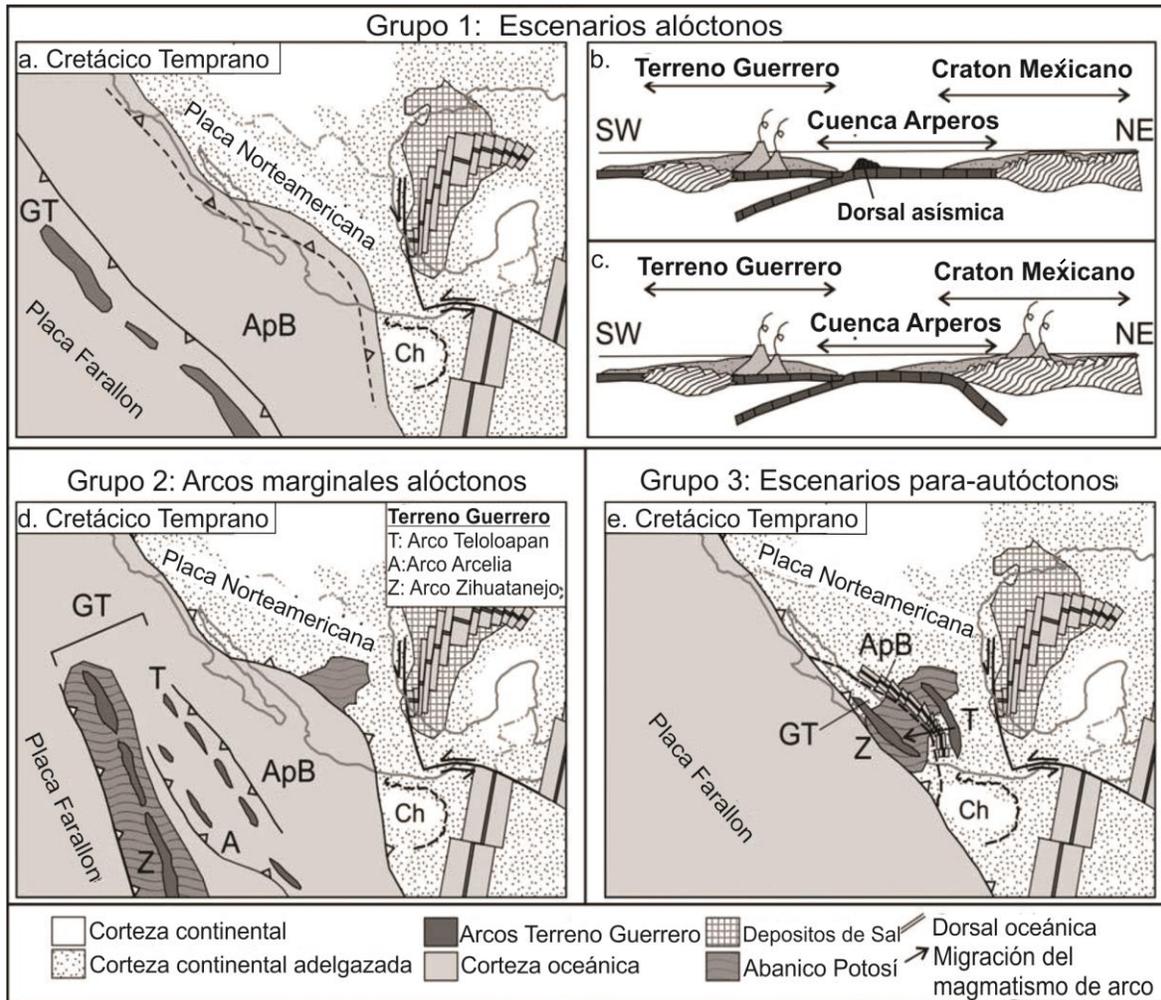


Figura 16. Comparación de los distintos grupos de teorías acerca de la evolución del terreno Guerrero durante el Cretácico Temprano (Tomado de Martini, et al., 2011). GT: Terreno Guerrero; ApB: Cuenca de Arperos; Z: Terreno Zihuatanejo; A: Terreno Arcelia; T: Terreno Teloloapan; Ch: Bloque de Chortis.

2.2.1 Paleozoico Tardío-Mesozoico Temprano (Pre-terreno Guerrero)

De acuerdo con Centeno-García, et al. (2008), las rocas metamórficas de El Fuerte en el terreno Tahue, representan los vestigios de un arco magmático que se acrecionó contra el continente a finales del Paleozoico y a principios del Mesozoico (Triásico Temprano). Por otro lado, hacia el Triásico Tardío (Carniano-Noriano) se desarrolló un amplio abanico submarino en el margen continental oeste de México, conocido como el abanico Potosí (Fig. 17) (Centeno-García, 2005; Centeno-García, et al., 2008). Dicho abanico está representado por la Formación La Ballena del área de San Luis Potosí-Zacatecas (Centeno-García y Silva-Romo, 1997). Estos depósitos turbidíticos han sido correlacionados con los complejos Arteaga, Placeres y la Formación Zacatecas, que representan el basamento del terreno Guerrero (Centeno-García, et al., 1993; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Centeno-García, 2005; Centeno-García, et al., 2008; Martini, et al., 2011).

El emplazamiento de dicho abanico, marcó el establecimiento de una margen pasiva o de *rifting* a finales del Triásico, debido a que no se tiene registro de magmatismo en el margen occidental de México hasta el Jurásico Temprano (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Centeno-García, 2005). Las rocas del abanico Potosí fueron deformadas y acrecionadas al margen continental a finales del Triásico y principios del Jurásico (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Centeno-García, et al., 2008, Barboza-Gudiño, et al., 2008, 2010).

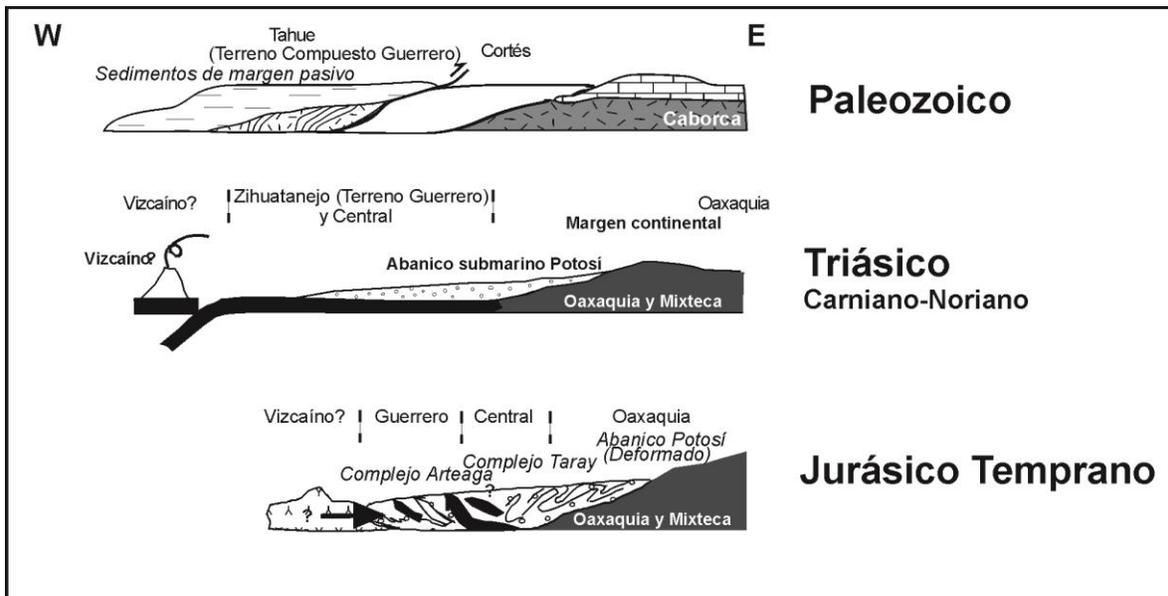


Figura 17. Modelo de evolución tectónica para el terreno Guerrero de finales del Paleozoico hasta el Jurásico Inferior. Hacia finales del Paleozoico se desarrolla un margen pasivo, en donde para el Triásico se deposita el abanico submarino Potosí. Dicho abanico se acrecionó contra el continente a principios del Jurásico, dando lugar al basamento del terreno Guerrero. (Tomada de Centeno-García, et al., 2008).

2.2.2 Jurásico Medio-Cretácico Inferior

La evolución durante el Jurásico Medio y el Cretácico Inferior-medio corresponde, de acuerdo a la mayoría de los autores, con el desarrollo de las secuencias de arco del terreno Guerrero. Como se mencionó anteriormente ha existido debate a lo largo de los años con respecto a la evolución de dicho terreno. Sin embargo, las evidencias más recientes (p.e. Martini, et al., 2011) apuntan a un escenario en donde el terreno Guerrero se desarrolló sobre corteza continental adelgazada (Fig. 16e).

Al observar las edades del magmatismo en el margen occidental de México se puede constatar una tendencia general a decrecer en edad desde el centro de México hacia la costa. Esto significa que el magmatismo migró en dirección E-W. Asimismo, existen evidencias del desarrollo de un arco continental en los terrenos Mixteca y Oaxaquia durante el Jurásico Tardío, que está representado por depósitos de rocas volcánicas de composición riolítica a andesítica (Formación Nazas, Huizachal y La Joya). En el terreno Zihuatanejo,

por su parte, existen dos granitoides en el área de Tumbiscatío de edad Jurásico Superior (163 Ma U/Pb en zircones) que cortan a las rocas del Complejo Arteaga. Estos presentan firmas geoquímicas típicas de granitos calcialcalinos relacionados a subducción y su firma geoquímica es similar a las rocas volcánicas Jurásicas de los terrenos Mixteca y Oaxaquia, por lo que Centeno-García, et al. (2008) proponen que se desarrollaron como parte del mismo arco continental. También sugieren que durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, dicho arco experimentó una considerable extensión (Fig. 18) o incluso una posible transtensión, marcada por el cese del vulcanismo en los terrenos Central y Oaxaquia.

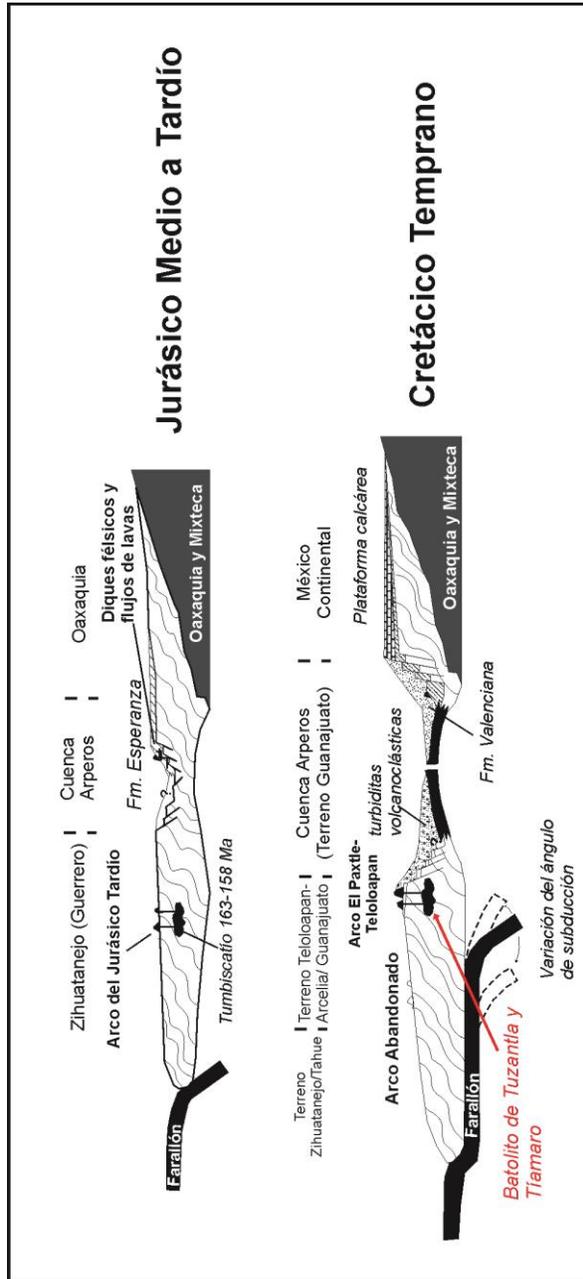


Figura 18. Evolución del terreno Guerrero a lo largo del Jurásico Medio a Cretácico Temprano, caracterizada por la apertura de la cuenca de Arperos y el desarrollo de magmatismo de arco de islas en los terrenos Zihuatanejo y Teloloapan. (Modificada de Centeno-García, et al., 2008; Martini, et al., 2011).

La extensión del tras-arco también está documentada por el emplazamiento de diques y rocas volcánicas silíceas de la Formación Esperanza, que registran la fase continental de dicha extensión hace 150 Ma (U-Pb, Martini, et al., 2011). Por otro lado, la estratigrafía y cronología de las rocas del complejo intrusivo de Tuna Manza y la Formación El Paxtle condujo a Martini, et al. (2011) a correlacionarlas con el terreno Teloloapan, proponiendo la existencia de un solo arco de dirección N-S o NNW-SSE llamado arco El Paxtle-Teloloapan. Dicho arco se habría desarrollado en las cercanías del continente por lo menos hace 144 Ma.

Anteriormente el terreno Arcelia-Palmar Chico se había dividido en una secuencia de arco (Serie Palmar Chico) y una secuencia de tras-arco (Serie Arcelia). Sin embargo, las edades de U-Pb en zircones del batolito de Tuzantla (Batolito de Tingambato) de 132 Ma (Garza-González, et al., 2004; Garza, 2007) y 129.6 Ma (Martini, 2008) han llevado a algunos autores (Martini, 2008; Martini, et al., 2009) a proponer que dicho batolito y por consiguiente la serie de arco del terreno Arcelia-Palmar Chico, son parte del terreno Teloloapan. En este modelo (Fig. 19) la secuencia de tras-arco, representa una cuenca de tras-arco que fragmentó al terreno Teloloapan, cuya apertura se dio entre 103 y 93 Ma de acuerdo a las edades reportadas por Elías-Herrera, et al. (2000). La presencia de zircones con una distribución de edades con un pico de 135 Ma y una procedencia local para los mismos, dentro del terreno Arcelia-Palmar Chico (Talavera-Mendoza, et al., 2007), apoya la existencia de un arco magmático del Hauteriviano en el occidente del terreno Arcelia.

En el terreno Zihuatanejo la actividad magmática parece haber comenzado en el Tithoniano? y cesado hacia el Albiano tardío (Centeno-García, et al., 2003). Dicho terreno evolucionó como un arco (Secuencia Zihuatanejo) con una cuenca de tras-arco asociada (Secuencia Huetamo) (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suastegui, 2000; Talavera-Mendoza, et al., 2007; Centeno-García, et al., 2008). El registro sedimentario y las firmas geoquímicas de arco de islas evolucionado sugieren que el espesor cortical en el área es mayor que el de otros terrenos del terreno Guerrero (Centeno-García, et al., 2008), lo que es consistente con el escenario de un origen para-autóctono, donde el terreno Guerrero se desarrolló sobre corteza continental adelgazada (Centeno-García, et al., 2008; Martini, 2008; Martini, et al., 2009; Martini, et al., 2011).

Las secuencias del terreno Guanajuato, Arcelia y Tahue han sido correlacionadas por algunos autores sugiriendo que pertenecieron a la misma cuenca (Cuenca Arperos) de tras-arco del terreno Zihuatanejo (Lapierre, et al., 1992; Tardy, et al., 1994; Dickinson y Lawton, 2001), sin embargo, esto es incompatible con las edades de la serie de tras-arco del terreno Arcelia, las cuales son más recientes que las determinadas para el terreno Guanajuato. Alternativamente las rocas del terreno Arcelia se han interpretado como el evento de oceanización de la misma cuenca de tras-arco representada por la secuencia de Huetamo (Fig. 20) (Martini, 2008; Martini, et al., 2011).

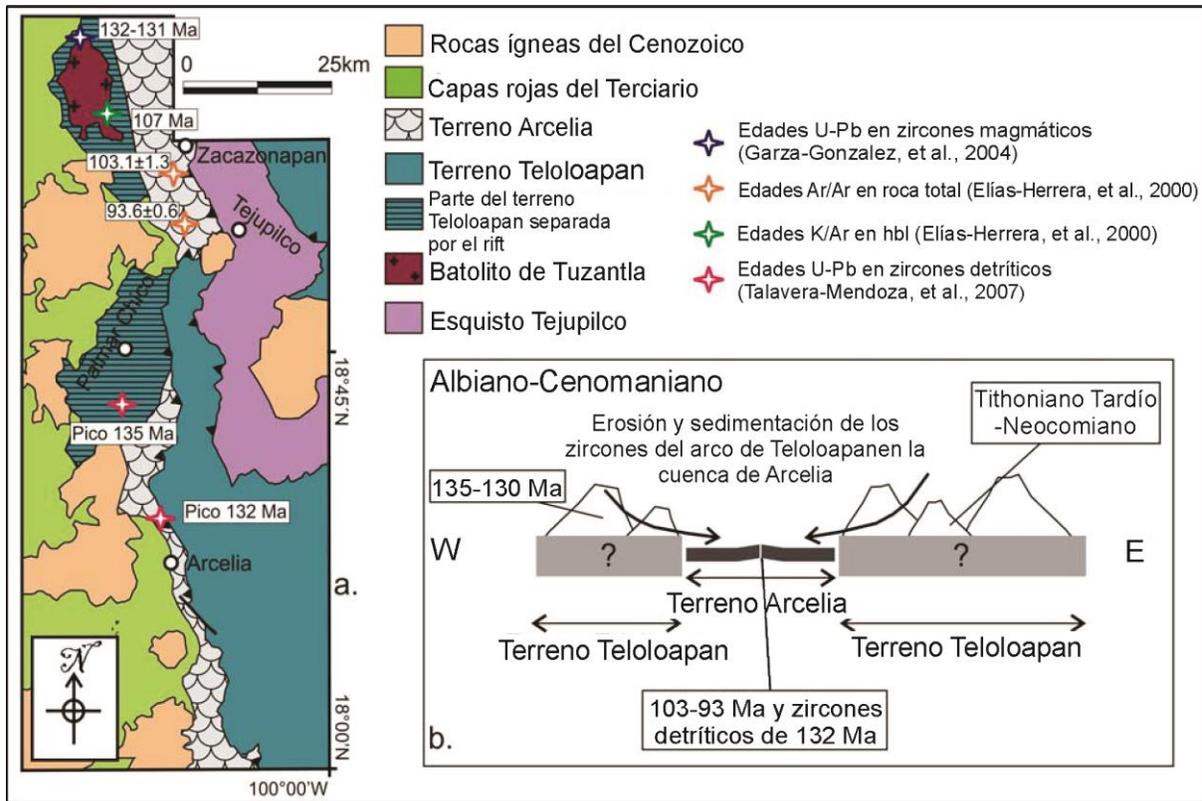


Figura 19. (a.) Mapa esquemático de la región de Tejupilco-Arcelia donde se observa la distribución de los terrenos del modelo propuesto por Martini (2008) en donde parte del terreno Arcelia (serie Palmar Chico) representa una sección del terreno Teloloapan separada por una cuenca de tras-arco (serie Arcelia). (b.) sección esquemática que muestra la paleogeografía de los terrenos Teloloapan y Arcelia para el Albiano-Cenomaniano. (Tomada de Martini, 2008).

2.2.2 Cretácico Superior

Los pliegues, sistemas de cabalgaduras y la esquistosidad que afectan a las rocas Cretácicas de arco del terreno Guerrero son elementos que han sido asociados a su acreción al continente y a la orogenia Laramide. Varios autores (Campa y Coney, 1983; Lapierre et al., 1992; Tardy et al., 1994; Talavera-Mendoza and Guerrero-Suástegui, 2000) han sugerido que el amalgamamiento del terreno Guerrero con el continente ocurrió a finales del Cretácico y principios del Paleógeno (Fig. 21) durante la orogenia Laramide y que esta fue causada por dicha acreción. No obstante, otros autores han sugerido eventos de acortamiento anteriores (Dickinson y Lawton, 2001; Keppie, 2004; Talavera-Mendoza et al., 2007).

Un análisis estructural detallado llevado a cabo por Martini (2008) reveló que existen al menos dos eventos principales de acortamiento en el Mesozoico. El primero ocurrió en el Cenomaniano Tardío-Santoniano, mientras que el segundo sucedió durante el Maastrichtiano-Paleoceno. Dado que el origen más aceptado para el terreno Guerrero actualmente, es un origen autóctono, la orogenia Laramide no estaría relacionada a la acreción, sino más bien la acreción es consecuencia de la orogenia Laramide (Martini, et al., 2009).

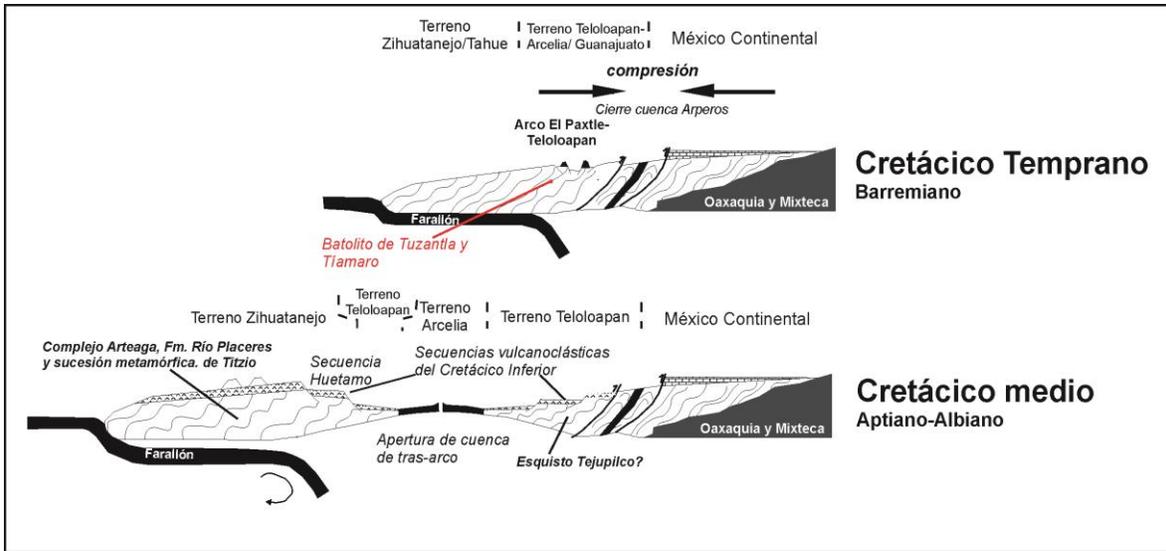


Figura 20. Modelo de la evolución tectónica para el Barremiano y el Aptiano-Albiano. En el Barremiano se da la clausura de la cuenca de Arperos y continúa el magmatismo de arco de islas. Hacia el Aptiano-Albiano se abre una cuenca de tras-arco correspondiente a la secuencia Huetamo en su fase sedimentaria y a la serie Arcelia en su fase de oceanización. (Modificado de Centeno-García, et al., 2008; Martini, 2008; Martini, et al., 2009; Martini, et al., 2010; Martini, et al., 2011).

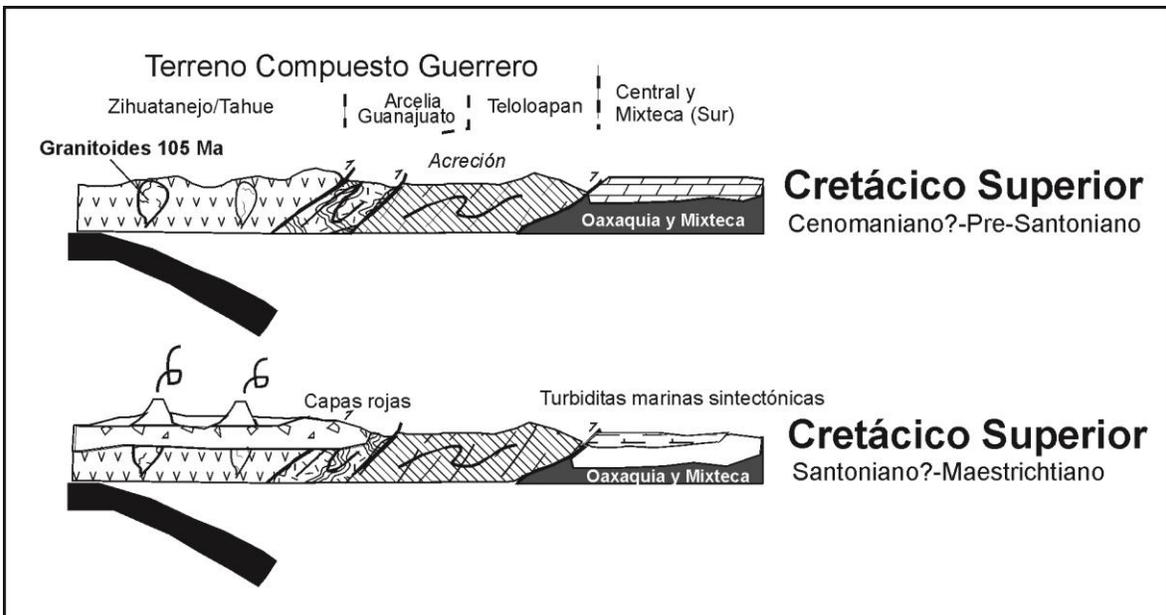


Figura 21. Modelos de la evolución tectónica del terreno Guerrero para el Cretácico Superior. En el Cenomaniano se da la acreción del terreno Guerrero y se emplazan granitoides de 105 Ma en las rocas deformadas. Hacia el Santoniano-Maastrichtiano se da el depósito de turbiditas en una cuenca foreland y el desarrollo de un arco continental hacia el margen occidental. (Tomado de Centeno-García, et al., 2008).

2.2.2 Cenozoico

El Cenozoico en el sur de México está representado ampliamente por las rocas volcánicas y plutónicas de la Sierra Madre del Sur (SMS) y depósitos sedimentarios continentales (p.e. Grupo Balsas) (Fig. 22). La provincia magmática de la SMS se extiende, por debajo de la Franja Volcánica Transmexicana (FVTM) desde Jalisco (Puerto Vallarta) hasta Oaxaca. En la SMS existe el registro de episodios magmáticos desde el Cretácico Superior al Mioceno. Basándose en la distribución y características petrológicas de dichas rocas magmáticas se pueden definir dos cinturones aproximadamente paralelos de dirección general WNW. El primero de ellos está representado por una cadena de plutones, que incluye batolitos y plutones menores, la que se extiende a lo largo de la margen continental e indica procesos de levantamiento y erosión que han actuado por lo menos desde el Oligoceno (Morán-Zenteno et al., 1996). 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 (Morán-Zenteno, et al., 2000).

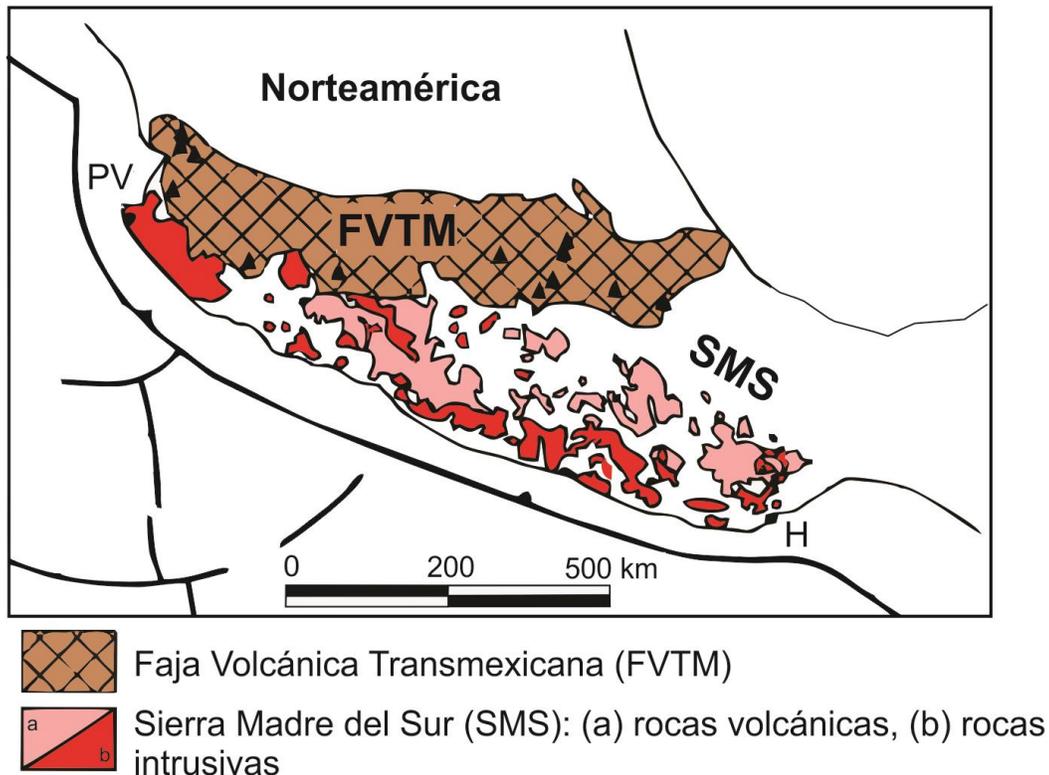


Figura 22. Distribución de las rocas ígneas de la provincia magmática de la SMS (tomado de Martini, 2008), PV: Puerto Vallarta; H: Huatulco.

La extinción del magmatismo Eoceno-Oligoceno de la SMS y su desarrollo en la FVTM a partir del Mioceno está relacionada a un cambio en la geometría de la placa subducida (Morán-Zenteno, et al., 2000). La posición oblicua con respecto a la trinchera de la FVTM ha sido interpretada como el resultado de los cambios de inclinación de los segmentos de

las placas de Cocos y Rivera (Pardo y Suárez, 1995). Al norte de la FVTM se encuentra el registro magmático de las rocas de la Sierra Madre Occidental (SMO) y la Mesa Central que pertenecen a un intervalo de tiempo del Paleoceno al Mioceno; estas han sido interpretadas como el resultado de la subducción de la placa Farallón (Damon, et al., 1991). La extinción del magmatismo en la SMO ocurrió de manera gradual entre el Mioceno y Oligoceno debido al cese de la subducción y la colisión de la Cordillera del Pacífico Oriental (Morán-Zenteno, et al., 2000). Basándose en la similitud de sus relaciones de Nd y Sr, Morán-Zenteno, et al. (2000) sugieren que las rocas magmáticas de la SMS y el supergrupo volcánico superior del norte de la SMO comparten una fuente y componentes corticales.

Originalmente se definieron dos pulsos magmáticos para la SMS, uno durante el Maestrichtiano-Paleoceno y otro del Eoceno-Oligoceno (Morán-Zenteno, et al., 2005). Sin embargo, con los estudios geocronológicos más recientes, se han reconocido al menos cuatro pulsos importantes (Ferrari, et al., 2014). El primer evento (Fig. 23) está representado por granitoides, flujos de andesitas e ignimbritas silíceas de finales del Cretácico (entre 92 y 70 Ma) que se encuentran agrupadas en un cinturón NNW en el estado de Jalisco, entre Manzanillo y Puerto Vallarta. El segundo pulso consiste en un cinturón de entre 70 y 48 Ma de grandes intrusiones graníticas y gabroicas y flujos volcánicos tanto silíceos como basálticos al este del evento anterior a la longitud de Zihuatanejo. No obstante, rocas intrusivas y lavas escasas contemporáneas a este pulso también afloran en el área central de Guerrero entre Acapulco y Tetelcingo, formando un cinturón de orientación NNE.

Entre los 48 y 34 Ma la actividad magmática se expandió sobre un área considerable abarcando los estados de Michoacán y Guerrero, donde grandes batolitos graníticos a granodioríticos y abundantes flujos andesíticos a riolíticos afloran desde Zihuatanejo a Acapulco. Durante el Oligoceno (34-24 Ma) la actividad ígnea se desplazó ligeramente hacia el este del pulso del Eoceno, siendo representado por batolitos costeros graníticos a granodioríticos (de Atoyac a Huatulco) y grandes cantidades de rocas volcánicas silíceas y algunos diques máficos emplazados desde Huetamo hasta Oaxaca. Para el Mioceno la actividad magmática se movió hacia la parte más oriental de la SMS en el norte y este de Oaxaca y hacia el norte de la SMS donde comenzó a formar la FVTM (Ferrari, et al., 2014).

La exposición de los batolitos en la costa de los estados de Guerrero y Oaxaca, así como su cercanía a la trinchera actual, han sido señalados como evidencias del truncamiento de la margen continental sur de México. Este truncamiento ha sido explicado con base en el movimiento lateral del bloque de Chortis (Figs. 24 y 25a). El mismo movimiento en conjunto del paso del punto triple a lo largo de la margen suroeste de México es considerado la causa de la migración del magmatismo hacia el SE y del cese del mismo (Morán-Zenteno, et al., 1999; 2000). La presencia de numerosas estructuras de desplazamiento izquierdo en Guerrero, Michoacán y Oaxaca (Fig. 25b) representan evidencias a favor de este modelo (Morán-Zenteno, et al., 1999; 2000; Martini, 2008). Estas estructuras también se han considerado como factores que facilitaron el ascenso de los

magmas, principalmente en los estados de Michoacán y Guerrero (Morán-Zenteno, et al., 2000; González-Cervantes, 2003; Chávez-Álvarez, et al., 2012).

Alternativamente, Keppie y Morán-Zenteno (2005), propusieron un escenario donde el bloque de Chortis proviene de una posición al suroeste de la actual (Fig. 26), esto en respuesta a la aparente incompatibilidad de la rotación de la placa del Caribe y el movimiento del Bloque de Chortis. El truncamiento del margen pacífico es explicado en función de la erosión por subducción (Morán-Zenteno, et al., 2005). No obstante, esta posición es controversial. Silva-Romo y Mendoza-Rosales (2009) señalaron que el ritmo de erosión por subducción necesario sería 20 veces mayor a los promedios actuales. De manera similar, Martini (2008) y Martini, et al. (2009) apuntaron a que el movimiento lateral del bloque de Chortis a lo largo del margen Pacífico, es más consistente con la cinemática de las estructuras en el sur de México (Fig. 25b), en donde el margen SE de México y la falla Guaype definieron un sistema de fallas conjugado, desarrollado durante una compresión NNW-SSE. Más recientemente, la observación de un cambio del magmatismo, de adakítico a toleítico, entre el Paleoceno y Eoceno, llevó a Ferrari, et al. (2014) a interpretar el desarrollo de una ventana astenosférica (*slab window*) durante el Eoceno, la que surgiría como respuesta a al movimiento lateral del bloque de Chortís el cual forzaría a subducir dos segmentos de placa no colineares. De acuerdo con dicho autores la ventana experimentó un cierre progresivo hasta principios del Mioceno, asociado a la rotación antihoraria del bloque de Chortís.

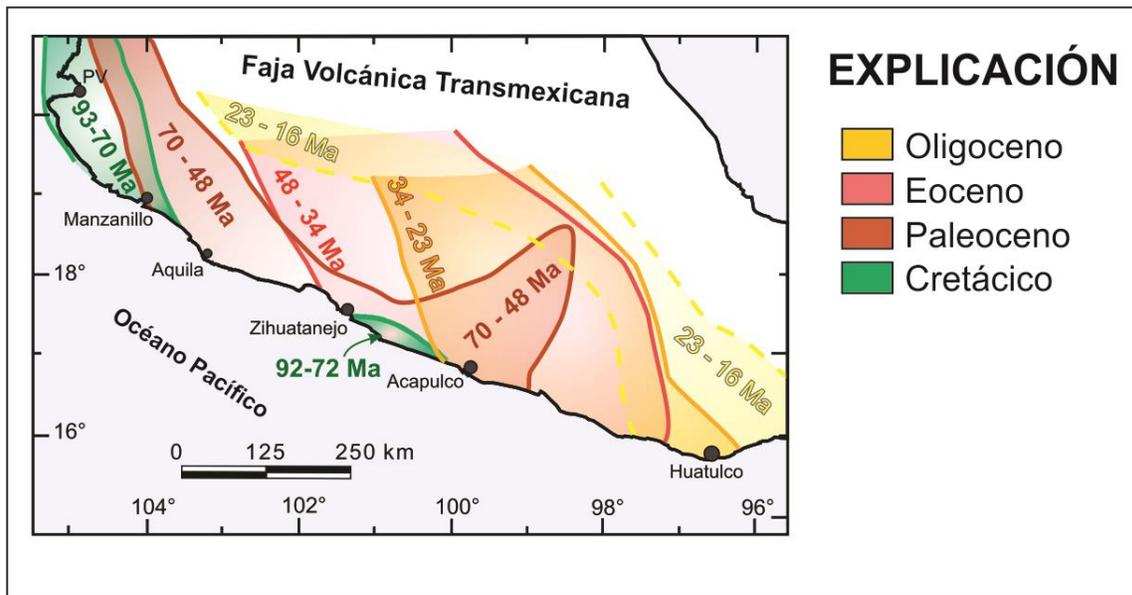


Figura 23. Distribución espacial de los cinturones magmáticos correspondientes a los distintos intervalos de tiempo de la SMS. (Tomada de Ferrari, et al., 2014).

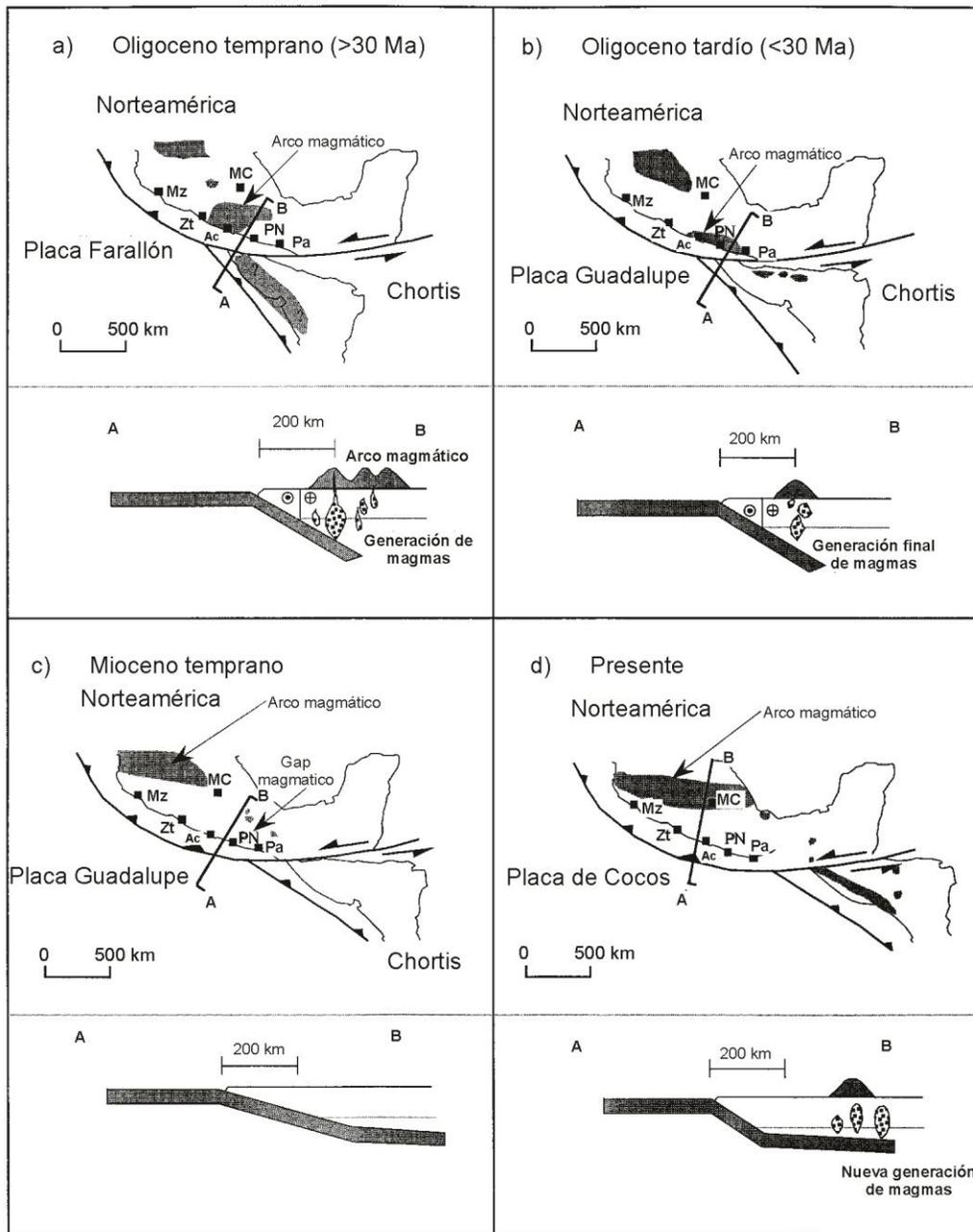


Figura 24. Evolución del magmatismo en la margen occidental de México del Oligoceno al presente. Ac: Acapulco, MC: Ciudad de México, Mz: Manzanillo, Pa: Puerto Ángel, PN: Pinotepa Nacional, Zt: Zihuatanejo. (Tomada de Morán-Zenteno, et al., 1999).

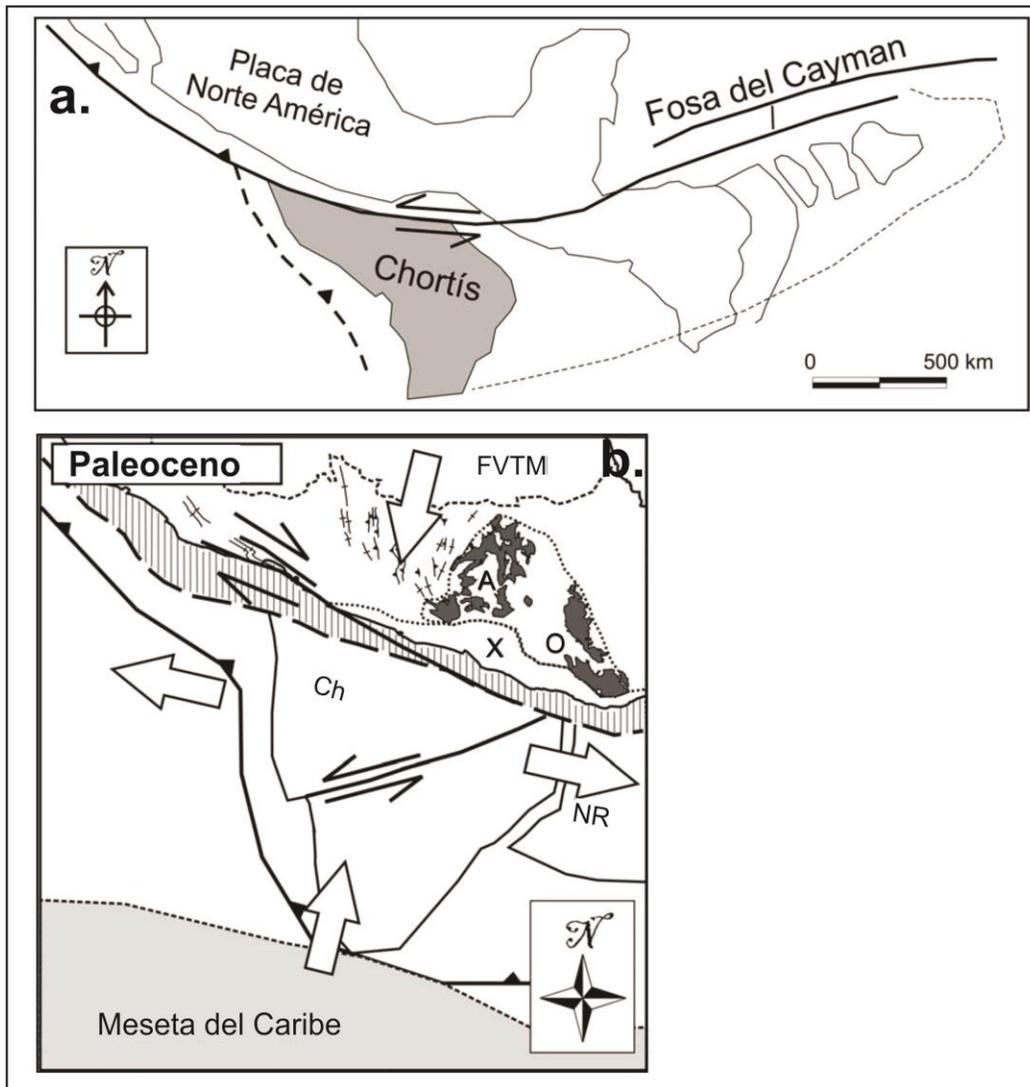


Figura 25. (a.) Reconstrucción de Ross y Scotese (1988) de la posición original del bloque de Chortis para el Eoceno y su sucesiva migración hacia el este. (b.) Modelo de Martini (2008) que interpreta a la falla de Guaype y la zona de cizalla de Zihuatanejo como un sistema conjugado de fallas compatible con una compresión NNW-SSE. A: Complejo Acatlán, O: Complejo Oaxaca, X: terreno Xolapa, Ch: bloque de Chortis, NR: nicaraguan rise, FVTM: Faja Volcánica Transmexicana. (Tomado de Martini, 2008).

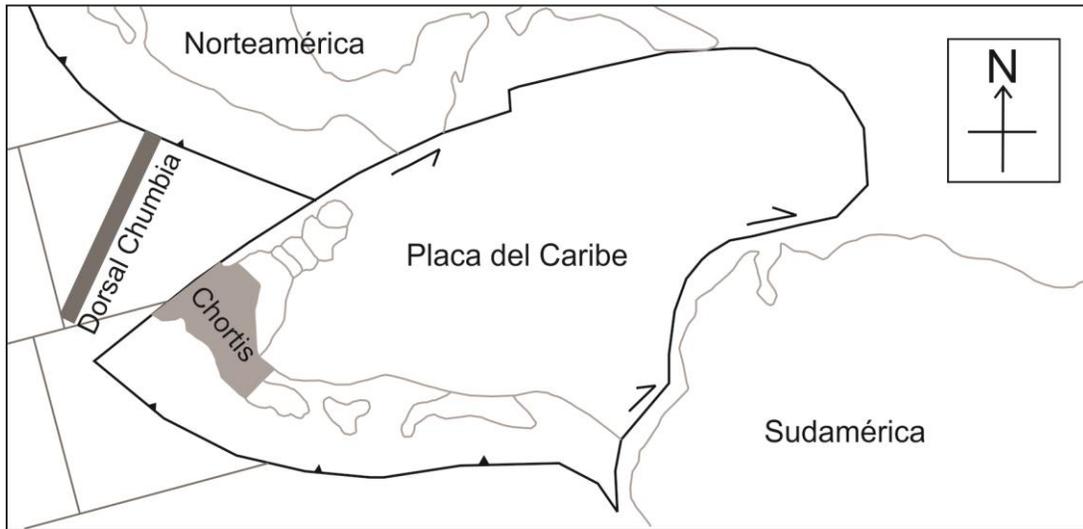


Figura 26. Reconstrucción alternativa para el bloque de Chortis durante el Cretácico Tardío-Paleógeno Temprano propuesta por Keppie y Morán-Zenteno (2005). (Tomada de Martini, 2008).

Capítulo 3. Yacimientos Minerales

3.1 Generalidades de los Pórfidos de Cobre

Los pórfidos de Cu se definen como grandes volúmenes de roca (10 a 100 km³) con alteración hidrotermal, dispuestos en un patrón concéntrico, cuyo núcleo constituye un *stock* porfídico de emplazamiento pasivo, que presenta mineralización de sulfuros diseminada o en *stockwork* (Lowell y Guilbert, 1970; Arribas, et al., 1995; Sillitoe, 2010); estos depósitos son de baja a moderada ley de Cu (0.3-2.0 % de Cu) y alto tonelaje (<10 Mt a 10 Gt) (Sillitoe, 2010; John, et al., 2010). Los yacimientos de tipo pórfido aportan a nivel mundial, alrededor de las tres cuartas partes del cobre, la mitad del molibdeno y cerca de la quinta parte del oro (Sillitoe, 2010) y representan además, el 65 % de las reservas conocidas de Cu (John, et al., 2010).

Los pórfidos cupríferos se distribuyen a lo largo de cinturones orogénicos (Fig. 27), principalmente en el cinturón circum-Pacífico (Sillitoe, 1972). Dichos cinturones están asociados a márgenes convergentes con magmatismo de arco, que puede ser tanto de arco de islas como de arco continental y comúnmente son producto de un ambiente de subducción (Sillitoe, 1972, 2010; John, et al., 2010). No obstante, existe evidencia de pórfidos que se han generado en ambientes de post-subducción bajo regímenes compresionales o incluso extensionales (Mungall, 2002; Richards, 2009; John, et al., 2010; Richards, 2011).

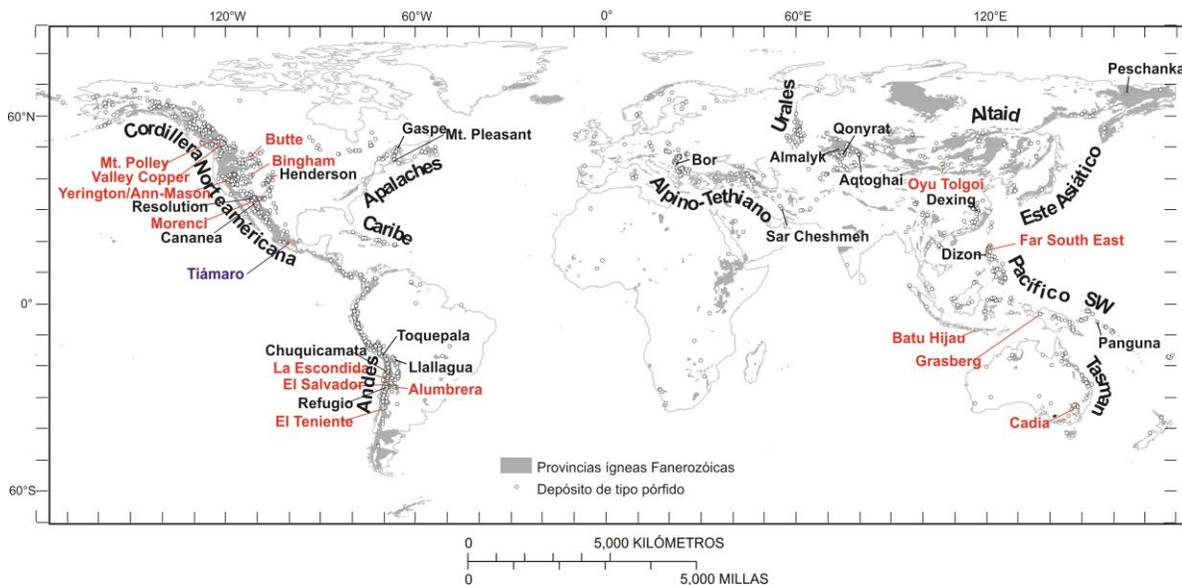


Figura 27. Distribución global de los principales pórfidos de cobre y las provincias ígneas del Fanerozoico. En rojo se muestran los yacimientos gigantes y supergigantes, en color azul se encuentra ubicado el pórfido de Cu-Au de Tiámaro (Tomada de John, et al., 2010).

En el registro geológico los pórfidos de cobre existen desde el Arqueano; sin embargo, la mayoría de los depósitos pertenecen al Cenozoico (Fig. 28). Esto se debe principalmente a los efectos combinados de la tectónica y la erosión (Cooke, et al., 2005). Sillitoe (1994) enfatiza cómo la erosión y el colapso sectorial de los edificios volcánicos asociados a estos yacimientos, puede aumentar rápidamente el nivel de exposición del sistema. De lo anterior se entiende que los pórfidos más antiguos han sido erosionados por completo, mientras que los más jóvenes apenas han quedado expuestos.

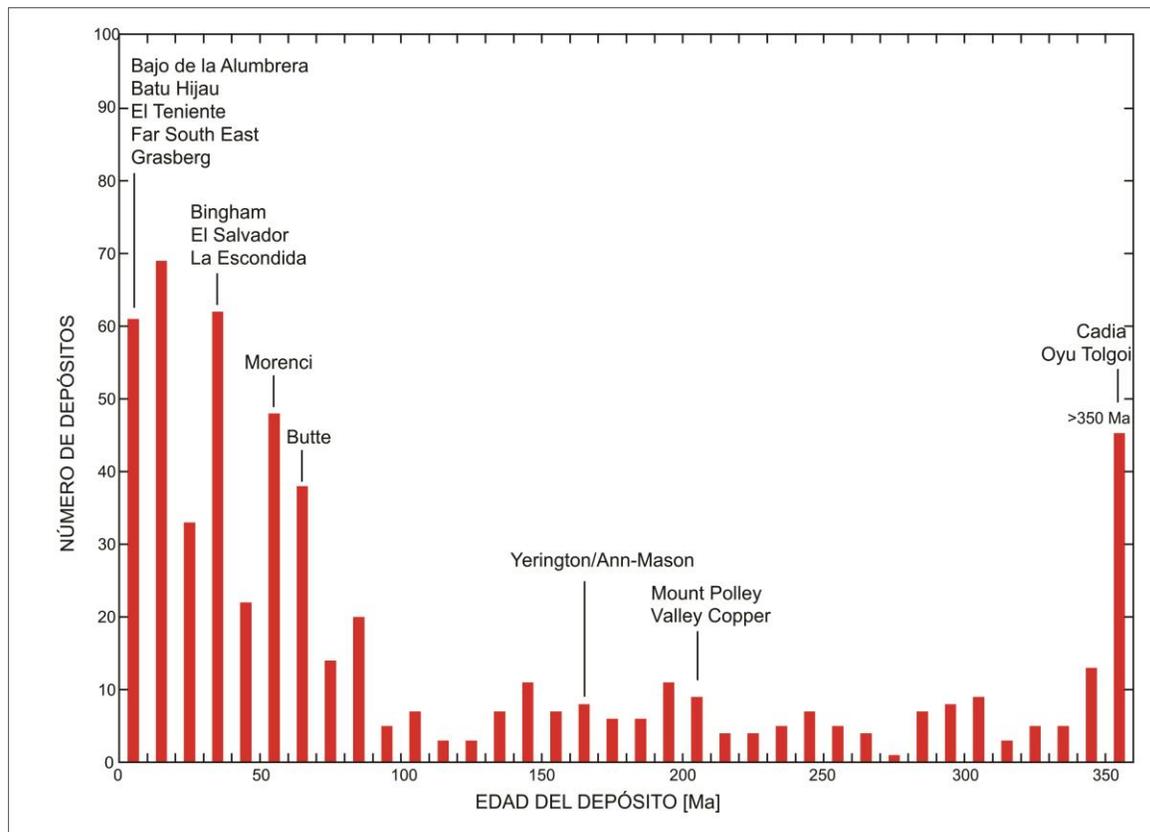


Figura 28. Distribución de las edades de los depósitos de pórfido de cobre conocidos (Tomada de John, et al., 2010)

3.1.1 Intrusivos y Rocas Encajonantes

Los yacimientos de este tipo se encuentran centrados en intrusiones porfídicas pequeñas en forma de *stocks* cilíndricos o enjambres de diques, que se emplazan normalmente entre 1 y 4 km por debajo de la paleosuperficie (Cox y Singer, 1988; Arribas, et al., 1995; John, et al., 2010; Wilkinson, 2013). Estos intrusivos poseen una composición variada, desde dioritas calci-alcalinas a cuarzomonzonitas y de dioritas alcalinas a sienitas (Sillitoe, 2010). Comúnmente son el producto de varios pulsos magmáticos genéticamente relacionados con una intrusión mayor (Fig. 29), de dimensiones batolíticas (Kirkham, 1971; Sillitoe, 1973, 2010; Sillitoe y Mortensen, 2010). Recientemente se ha señalado la importancia de estos cuerpos magmáticos precursores como la fuente de los metales, donde los intrusivos actúan

como canalizadores de los fluidos exseltos de las cámaras magmáticas parentales (Wilkinson, 2013). Los intrusivos precursores se encuentran separados de los pórfidos, con los cuales se encuentran relacionados, por periodos de tiempo de entre 1 y 2 Ma (Sillitoe, 2010), que corresponden con periodos de enfriamiento que permiten la exsolución suficiente de fluidos (Halter, et al., 2005; Sillitoe y Mortensen, 2010).

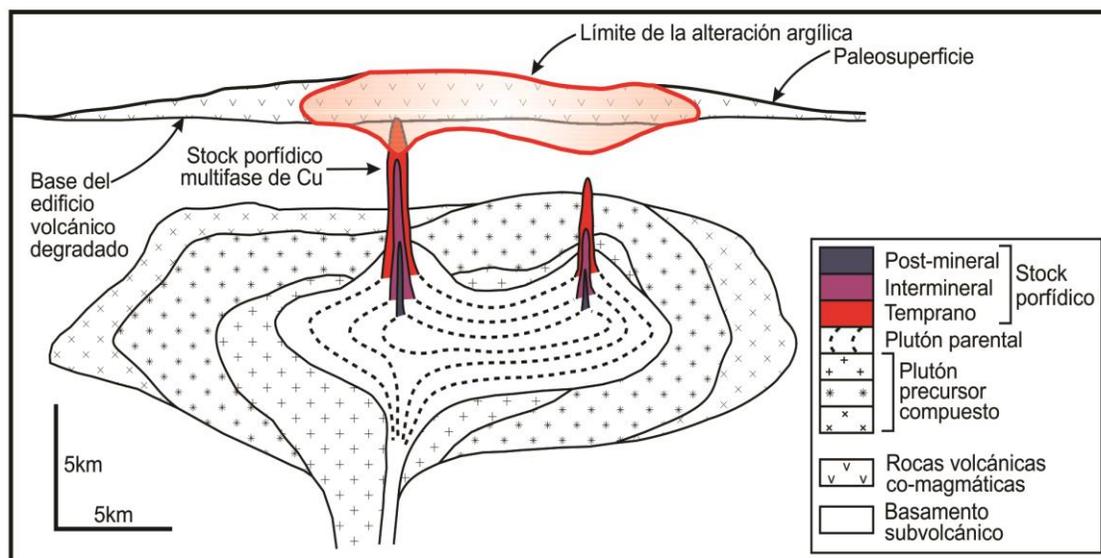


Figura 29. Relaciones espaciales entre los stocks pórfidos multiepisódicos y el plutón precursor subyacente (Tomada de Sillitoe, 2010).

Prácticamente todos los pórfidos cupríferos poseen brechas de distinta naturaleza, las que comúnmente son posteriores a la mineralización (Corbett y Leach, 1997). No obstante, existen algunos yacimientos donde la mineralización económica se ubica dentro de estas brechas (p.e. La Sorpresa, Jalisco González-Partida y Martínez-Serrano, 1989). Estas brechas poseen orígenes diversos, desde magmáticos o freato-magmáticos a magmático-hidrotermales, así como de origen tectónico.

Originalmente, se consideraba que los metales involucrados en los pórfidos provenían de la lixiviación de las rocas encajonantes (Jensen, 1971); posteriormente se sugirió su derivación de la fusión parcial de la corteza oceánica subducida (Sillitoe, 1972). En la actualidad se sabe que los metales provienen principalmente de la fusión parcial de la cuña del manto, la que es hidratada y oxidada por el aporte de fluidos provenientes de la placa subducida (Hedenquist y Lowenstern, 1994; Mungall, 2002, Wilkinson, 2013). La placa subducida y la corteza también contribuyen activamente con metales y otros componentes a los magmas generadores de yacimientos de tipo pórfido (Seedorff, et al., 2005), sin embargo, el rol de las distintas fuentes es materia de debate.

Las rocas encajonantes de los pórfidos cupríferos son muy variables y van desde rocas sedimentarias y metamórficas más antiguas, hasta rocas volcánicas y plutónicas co-genéticas. Las rocas volcánicas pueden ser previas a la mineralización, pero con mayor frecuencia son parte del edificio volcánico (Fig. 30) con el que se encuentra relacionado el

cuerpo intrusivo subyacente (Sillitoe, 1973). Este vulcanismo usualmente es de composición andesítica a dacítica, aunque pueden llegar a presentar composiciones más félsicas, como riolitas e ignimbritas. Se ha observado que el vulcanismo cesa entre 0.5 y 3 Ma antes del emplazamiento de los cuerpos porfídicos (Sillitoe, 2010), proceso que coincide con la emisión de fases fumarólicas del estratovolcán (Sillitoe, 1973). Cuando los cuerpos porfídicos intrusionan secuencias carbonatadas, es común el desarrollo de cuerpos mineralizados de reemplazamiento de tipo *skarn* que son adyacentes al pórfido mineralizado. También se ha reconocido la relación directa entre los pórfidos y los yacimientos hidrotermales de alta sulfuración (Sillitoe, 1983; Arribas, et al., 1995).

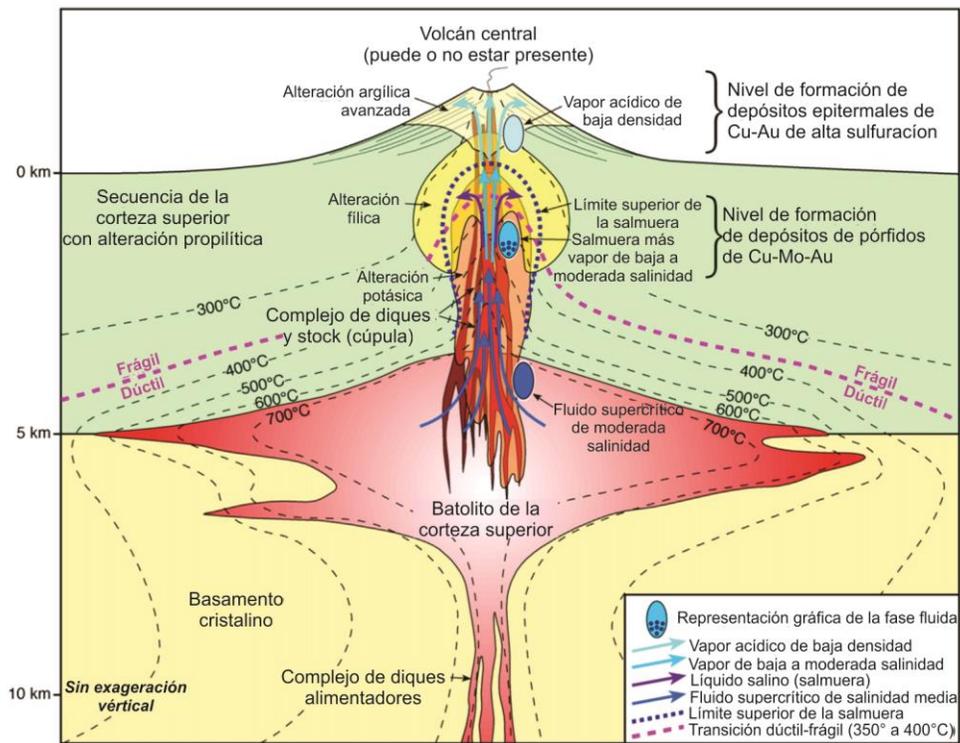


Figura 30. Sección esquemática de un pórfido de Cu-Au de arco y la relación espacio-temporal con un yacimiento hidrotermal de Cu-Au de alta sulfuración. (Basado en el modelo de Sillitoe, 1973; tomado de Richards, 2010).

3.1.2 Alteraciones y Zoneamiento

Uno de los rasgos más característicos de los yacimientos tipo pórfido de Cu son las alteraciones hipogénicas que muestran un zoneamiento concéntrico. Lowell y Guilbert (1970) fueron los primeros en definir un modelo a partir del zoneamiento que determinaron en el yacimiento de Kalamazoo en Arizona (Fig. 31). Originalmente definieron cuatro zonas principales (potásica-propilítica-fílica y argílica):

- a. Alteración potásica.- Normalmente forma un núcleo interno, donde se presenta un reemplazamiento pervasivo y en vetillas de minerales primarios por biotita, feldespato potásico, sericita, cuarzo, magnetita y en menor medida anhidrita. La biotita se da en forma de : 1) vetillas muy delgadas junto con calcopirita, silicatos de alteración y anhidrita, 2) como reemplazamientos escasos a masivos de cristales de plagioclasa, 3) como unidades euedrales muy similares a la biotita primaria y 4) como un reemplazamiento pervasivo de los feldespatos de la matriz. (Lowell y Guilbert, 1970; Gustafson y Hunt, 1975; Corbett y Leach, 1997; John, et al., 2010; Sillitoe, 2010). Recientemente Cathles y Shannon (2007), con base en el modelado de los sistemas hidrotermales han sugerido que la alteración potásica se desarrolla en un solo pulso muy rápido, que declina para dar lugar a otras alteraciones.
- b. Alteración propilítica.- Es más o menos contemporánea a la alteración potásica y conforma un halo alrededor de ésta (Fig. 31). Su paragénesis refleja condiciones progresivamente más frías y se puede dividir en dos zonas: a) zona interna caracterizada por la asociación clorita-epidota-albita-actinolita-carbonatos y b) zona externa o sub-propilítica, que gradúa a clorita y zeolitas, con prehenita y pumpellita de manera ocasional. Esta parte externa tiende a extenderse de manera regional (Corbett y Leach, 1997).
- c. Alteración argílica avanzada.- Hacia las partes superiores del sistema (Fig. 31), la disminución del pH produce una alteración hidrolítica caracterizada por el desarrollo de minerales arcillosos como caolinita, pirofilita y dickita, así como alunita, zunyita, topacio, diásporo, corindón y sílice residual (cuarzo *vuggy*) en las zonas donde todo el aluminio ha sido removido. Esta zona puede formar una cobertera de lixiviación, separada del resto por la alteración sericítica (Sillitoe, 2010; John, et al., 2010), o superimponerse al resto de las alteraciones en sistemas altamente telescopados (Sillitoe, 1994). Esta alteración además, se puede presentar en las zonas de falla que bordean a las intrusiones (Fig. 31) (Sillitoe, 2010).
- d. Alteración argílica intermedia o SCC (*Sericite-Chlorite-Clay*).- Se forma a temperaturas relativamente bajas (>250°-200°C) y pH moderadamente bajo. Es caracterizada por el reemplazamiento de los ferromagnesianos por clorita y de las plagioclasas por sericita; puede contener otros minerales arcillosos como caolinita e illita y piritita. Esta alteración se superimprime a las alteraciones potásica y propilítica (Fig. 31) (Corbett y Leach, 1997; Sillitoe, 2010)
- e. Alteración sericítica.- Esta alteración está representada por la asociación cuarzo-sericita y la presencia únicamente de piritita debido a la remoción del Cu de la

calcopirita. Se sobreimprime a la alteración potásica y a la SCC (Fig. 31) destruyéndolas parcial o completamente (Lowell y Guilbert, 1970; Corbett y Leach, 1997; Sillitoe, 2010; John, et al., 2010).

- f. Alteración cálcica-sódica.- Es una alteración que se desarrolla a profundidad y se caracteriza por la adición de sodio, la que se expresa como una albitización acompañada de actinolita y magnetita. Esta alteración es más común en los pórfidos de arcos de islas, en donde puede llegar a sustituir a la alteración potásica (Sillitoe, 2010).

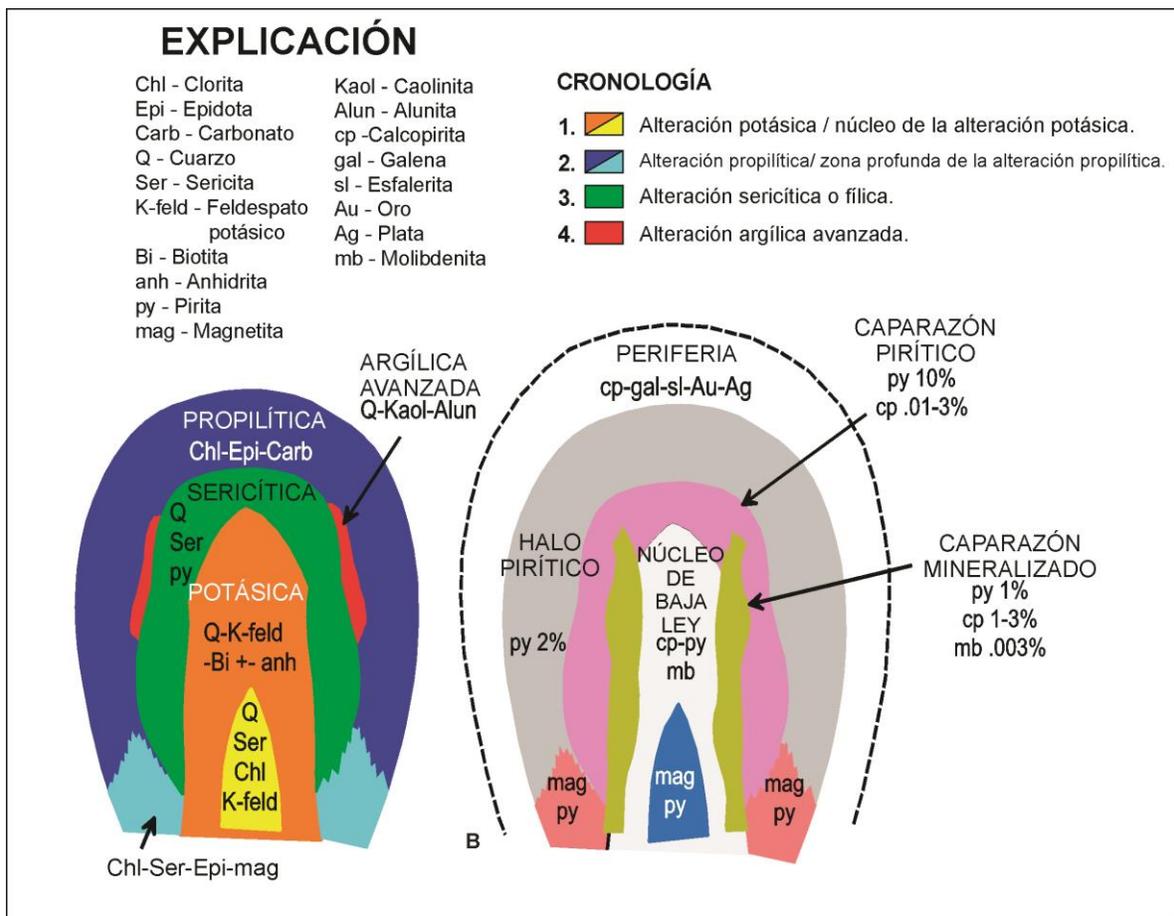


Figura 31. Modelo de la distribución de las alteraciones y zonamiento de los minerales de mena de Lowell y Guilbert (1970). (Tomado de John, et al., 2010).

En la figura 32 se sintetiza la evolución de las alteraciones, donde se puede observar una etapa progrado caracterizada por la alteración potásica y propilítica y una etapa retrógrada (por colapso térmico del sistema) donde se originan las alteraciones argílica intermedia y sericítica (Corbett y Leach, 1997).

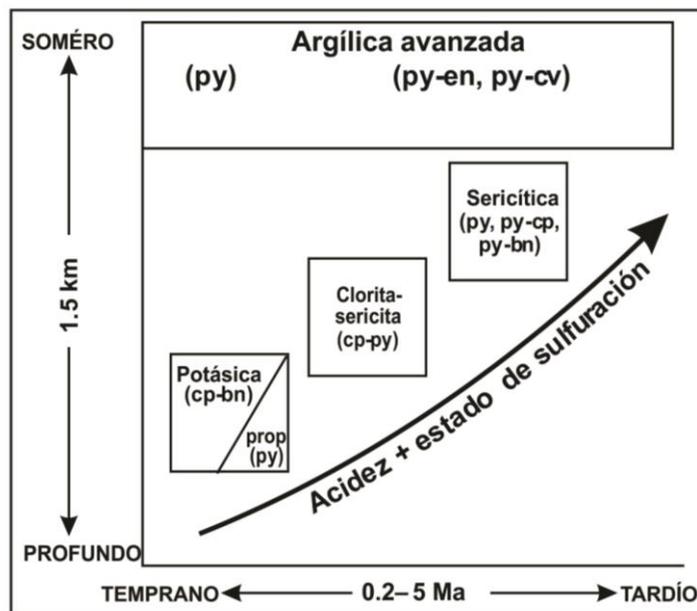


Figura 32. Diagrama que muestra la secuencia de las alteraciones y sus relaciones con la profundidad. (Tomada de Sillitoe, 2010).

3.1.3 Mineralización

La mineralización económica se presenta principalmente en forma de calcopirita, la bornita es menos común pero es importante en algunos yacimientos, al igual que la molibdenita en los depósitos de Cu-Mo (John, et al., 2010). Estos minerales junto con la magnetita son más abundantes en los núcleos de los pórfidos, esencialmente hacia las partes periféricas de la alteración potásica (Fig. 31). La asociación anterior gradúa a calcopirita-pirita hacia la parte externa del sistema. La pirita por su parte, puede ser muy abundante y comúnmente se concentra en un halo pirítico exterior que bordea al núcleo o caparazón de la mineralización (Fig. 31) (Lowell y Guilbert, 1970; Corbett y Leach, 1997; Sillitoe, 2010). Algunos depósitos presentan minerales como tenantita-tetraedrita, covelita, calcocita y enargita en las zonas de enriquecimiento supergénico (Sillitoe, 2010; John, et al., 2010) El oro, al igual que los minerales de los elementos del grupo del platino (PGE), se presenta principalmente en el núcleo de la alteración potásica y parecen seguir la mineralización de cobre (Sillitoe, 1979; Tarkian y Koopman, 1995; Kesler, et al., 2002; Bogdanov, et al., 2005). Es frecuente la existencia de una zona de Pb y Zn en torno al centro porfírico (Corbett y Leach, 1997)

La forma de los cuerpos mineralizados depende estrictamente de la forma del intrusivo asociado; sin embargo, es usual que se presente como un caparazón mineralizado en forma de campana, que se desarrolla hacia los bordes de la alteración potásica y que a su vez se

encuentra rodeado por un caparazón pirítico (Fig. 31). Se ha constatado que la mineralización disminuye hacia el centro del sistema y a profundidad (Corbett y Leach, 1997; Sillitoe, 2010).

Cabe destacar que durante las etapas tardías de la formación de los pórfidos, se puede removilizar gran parte de la mineralización y modificar localmente el zoneamiento de la mena (Gammons y William-Jones, 1997; Sillitoe, 2010).

3.1.4 Controles Estructurales

Se ha reconocido la importancia de las estructuras regionales y la intersección de las mismas en la localización y forma de los pórfidos de Cu. Particularmente las estructuras intra-arco, que pueden estar activas, antes y durante la formación de los pórfidos son importantes controles de su ubicación (Gustafson, 1978; Sillitoe, 2010; John, et al., 2010). La ocurrencia de grupos de estos depósitos a lo largo de lineamientos, refleja la importancia de las estructuras regionales en el emplazamiento de los pórfidos de cobre (Sillitoe, 2010).

Dentro del contexto de la tectónica de placas se tienen dos estilos de subducción: de convergencia ortogonal y convergencia oblicua. En la primera, las placas convergen en una dirección más o menos perpendicular al arco, mientras que en la convergencia oblicua el movimiento de las placas es organizado por fallas transcurrentes. Asimismo, existen dos tipos principales de estructuras, las paralelas al arco y las perpendiculares al mismo. En ambientes de convergencia ortogonal, las estructuras paralelas corresponden con fallas acrecionales o de régimen compresivo. En contraste, en una subducción oblicua, estas estructuras son fallas transcurrentes de alto ángulo y localmente poseen segmentos por dilatación donde tienden a emplazarse los pórfidos cupríferos. Se considera que muchas veces el emplazamiento de los intrusivos relacionados con los pórfidos de Cu se relaciona a ambientes de convergencia ortogonal la que manifiesta un cambio temporal a una convergencia oblicua (Corbett y Leach, 1997).

Algunos autores (Gustafson, 1978) han sugerido que, a nivel del yacimiento, los esfuerzos relacionados con el magmatismo son los principales controles de la mineralización. Las vetas paralelas y los *stockworks* son las principales expresiones de estos esfuerzos. Asimismo representan mecanismos importantes para conducir los fluidos de las condiciones magmáticas a condiciones más someras y frías para precipitar la mena. Las vetas paralelas tienden a concentrarse a profundidad y hacia los márgenes del *stock* porfídico y están relacionadas con el fracturamiento concéntrico generado por el emplazamiento del cuerpo magmático (Titley y Heidrick, 1978). Por otro lado, el *stockwork* tiende a predominar por encima de la intrusión (Corbett y Leach, 1997). Ambos son producto del fracturamiento hidráulico que ocurre en el ápice del cuerpo magmático cuando los fluidos exseltos superan la presión litostática (Fournier, 1999).

3.1.5 Fluidos y Génesis de los Pórfidos Cupríferos

El origen de los pórfidos cupríferos está íntimamente ligado a los magmas que los generan e invariablemente a la génesis de los mismos en la cuña del manto sobre una zona de subducción (Fig. 33). Se considera que la fusión parcial del manto ocurre como respuesta a la introducción de fluidos derivados de la deshidratación y fusión de la placa subducida y sus sedimentos asociados (Wilkinson, 2013). El manto contiene cantidades pequeñas de sulfuros (Hedenquist y Lowenstern, 1994), cuyos elementos calcófilos pueden ser colectados por un fundido sulfurado. Sin embargo, de ocurrir lo anterior, no existirían suficientes cantidades de estos elementos en el fundido silicatado para generar yacimientos de tipo pórfido. El aporte de volátiles capaces de oxidar el manto (H_2O , CO_2 y posiblemente hierro férrico) contribuye a la destrucción del fundido sulfurado y a la producción de magmas fértiles (Mungall, 2002).

La subducción de una corteza oceánica joven o de periodos de estancamiento de la placa subducida han sido reconocidos como potenciales generadores de magmas fértiles (Mungall, 2002). No obstante, también se ha señalado una probable relación entre periodos de subducción plana y la generación de depósitos gigantes de tipo pórfido (Cooke, et al., 2005).

La fusión parcial del manto produce magmas basálticos altos en K; la interacción de estos con la corteza es considerada el mecanismo para generar los magmas calcialcalinos comúnmente asociados a los pórfidos de Cu. Dicha interacción sucede en las llamadas zonas calientes en la corteza inferior, donde tienen lugar el *subplateo* (*underplating*) y la intrusión de magmas basálticos. Wilkinson (2013) señala la importancia de los procesos de fraccionamiento y abastecimiento cíclico de magmas máficos en cámaras magmáticas profundas, para aumentar el contenido de volátiles y metales en los magmas resultantes.

Los magmas que ascienden a partir de estas cámaras magmáticas profundas manifiestan una progresiva saturación de volátiles. Sin embargo, si dicha saturación ocurre en etapas tempranas (antes del comienzo de la cristalización) del magma, su potencial metálico disminuye considerablemente ya que la fase fluida colectaría los metales del fundido (Wilkinson, 2013). Otro proceso que puede disminuir el potencial de un magma es la saturación de sulfuros, ya que en esas condiciones se tiene la tendencia a que los metales sean colectados por un fundido sulfurado inmisible (Fig. 34). No obstante, la separación de una fase sulfurada puede representar preconcentraciones que suelen ser determinantes en la formación de algunos yacimientos (p.e. Bajo la Alumbraera, Halter, et al., 2005).

A una profundidad de entre 10 y 4 km, los magmas tienden a estancarse y formar cámaras magmáticas (Fig. 34). Estas cámaras dejan escapar por episodios porciones de magma hacia las profundidades típicas de los yacimientos de tipo pórfido (entre 1 y 4 km), para formar las clásicas intrusiones cilíndricas asociadas (Sillitoe, 2010; Wilkinson, 2013).

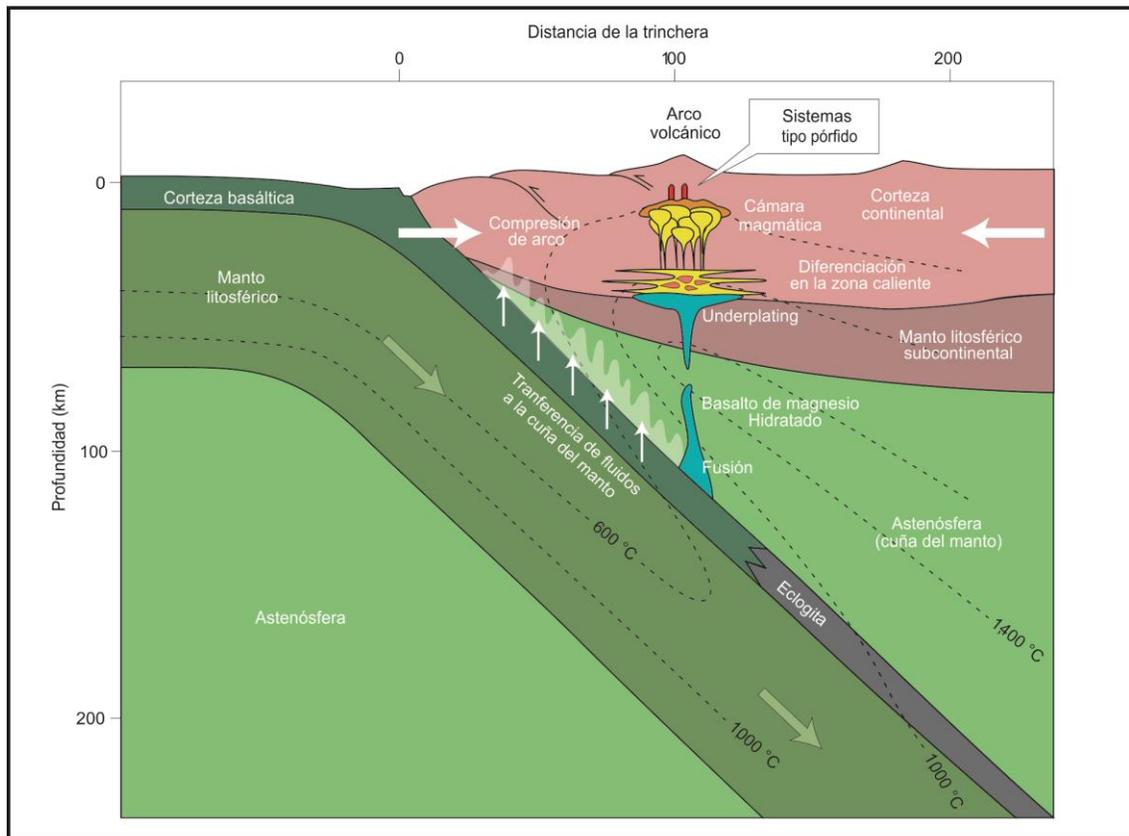


Figura 33. Zona de subducción y la generación de sistemas magmático-hidrotermales de tipo pórfido (Tomado de Wilkinson, 2013).

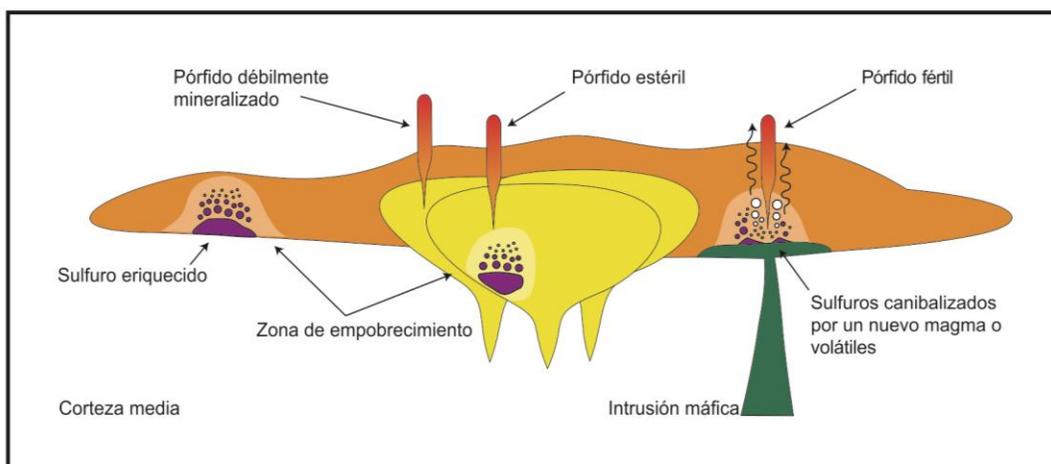


Figura 34. La saturación de sulfuros en un magma intermedio a félsico (amarillo y naranja) produce la formación de una fase de fundido sulfurado (morado), la que extrae los elementos calcófilos. Estos pueden ser colectados por un magma más máfico (verde) para generar una fase fluida enriquecida (Tomada de Wilkinson, 2013).

Los volátiles se exsuelven del magma parental, tanto durante el régimen convectivo como durante la cristalización estática que afectan a la cámara magmática (Shinohara y Hedenquist, 1997). Los fluidos se concentran en la parte apical de las intrusiones hasta que la presión acumulada supera a la presión de confinamiento y son capaces de romper el caparazón solidificado de la intrusión y generar el hidrofracturamiento comúnmente observado en estos sistemas (Corbett y Leach, 1997; Weis, et al., 2012). Originalmente se libera un fluido de una sola fase acuosa, de la que posteriormente se separa un vapor magmático de baja salinidad y densidad, y una salmuera hipersalina (Fournier, 1999; Audétat, et al., 2008). Estas dos fases suelen coexistir y se considera que son responsables de la alteración potásica por las altas temperaturas (>700 a 550 °C, Sillitoe, 2010) y altas salinidades (35 a 70 wt% NaCl eq., Roedder, 1971) o 800 observadas en inclusiones fluidas dentro de dicha alteración.

Las alteraciones sericita-clorita-caolinita y sericítica ocurren como resultado de la interacción con fluidos más diluidos (5-20 wt% NaCl eq.) y de menor temperatura (entre 350 y 250 °C) (Sillitoe, 2010). Se reconoce la importancia metalogénica de la mezcla de fluidos magmáticos y meteóricos (Sillitoe, 2010) e incluso la predominancia de los primeros en algunos depósitos (E26N en Australia, Harris y Golding, 2002), aunque en la mayoría de los casos normalmente predominan al final los fluidos de origen meteórico.

Diversos experimentos relacionados con la partición y los complejos metálicos, así como datos de inclusiones fluidas (Heinrich, et al., 1999; Harris, et al., 2003; Audétat, et al., 2008) han revelado que los metales como el Cu y el Au se tienden a particionar fuertemente hacia la fase de vapor, mientras que el Mo y W suele concentrarse en la salmuera. Asimismo, se ha determinado que el Cu y Au son transportados principalmente como complejos clorurados a altas temperaturas y en menor medida como complejos bisulfurados (Candela y Holland, 1984; Mountain y Seward, 2003; Zajacz, et al., 2011). Sin embargo a temperaturas más bajas, estos últimos son los complejos dominantes, por lo que la removilización de la mena en las etapas tardías se asocia a un transporte como complejos bisulfurados. Así pues, en las etapas tempranas el principal mecanismo de precipitación de los metales es la disminución de la temperatura y la dilución, mientras que en etapas tardías el pH y la fugacidad del oxígeno juegan un papel más importante (Gammons y William-Jones, 1997).

Los sistemas hidrotermales que constituyen los pórfidos cupríferos son multiepisódicos (Sillitoe, 2010), al igual que las intrusiones relacionadas (Kirkham, 1971). Los modelos recientes sugieren que una sola intrusión bajo condiciones ideales, únicamente es capaz de mantener un sistema por 800,000 años (Cathles, et al., 1997); aunque las dataciones de rocas intrusivas y observaciones de campo evidencian duraciones de entre 1 y 3 Ma (Sillitoe, 1994; Sillitoe y Mortensen, 2010). Lo anterior argumenta a favor de múltiples intrusiones para rejuvenecer el sistema. Cabe destacar asimismo, la importancia de los hiatos magmáticos que permiten lograr la saturación de fluidos y de metales (Halter, et al., 2005; Sillitoe y Mortensen, 2010).

3.1.6 Pórfidos de Cu-Au y Pórfidos de Arco de Islas

Desde principios de la década de los setentas y a lo largo de los ochentas ha existido un creciente reconocimiento del enriquecimiento en oro de algunos sistemas porfídicos (p.e. Sillitoe, 1979). Esto ha llevado a tipificarlos como pórfidos de Cu-Au (Cox y Singer, 1988). Este subtipo originalmente fue definido como aquellos pórfidos que presentan leyes altas de Au y bajas de Mo en un núcleo de alteración potásica rica en magnetita, denotados por una relación de $Au/Mo \geq 30$ (Cox y Singer, 1988). No obstante, el límite utilizado para separar a los pórfidos ricos en oro de los que no lo son ha cambiado con el tiempo (p.e. Kesler, 1975; Sillitoe, 1979; Kesler, et al., 2002). La definición más actual de un pórfido rico en oro (Kesler, et al., 2002), corresponde a aquellos yacimientos que poseen una relación de Cu/Au por debajo de 40000 (Fig. 35).

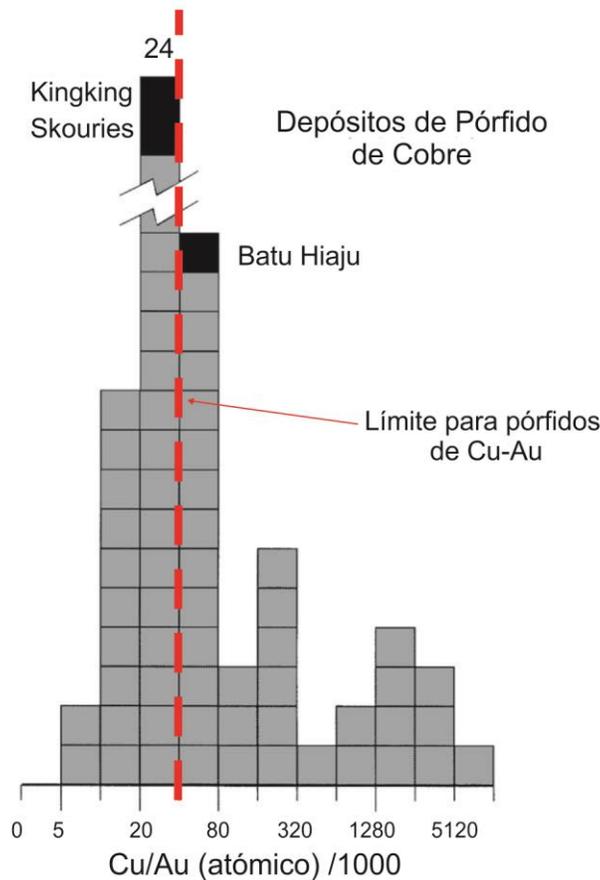


Figura 35. Histograma de las relaciones Cu/Au de distintos yacimientos de tipo pórfido, donde se muestra el límite propuesto por Kesler, et al., (2002) para los pórfidos de Cu-Au (Tomada de Kesler, et al., 2002).

Los pórfidos de Cu-Au no están confinados a un solo régimen geodinámico, ya que se han reconocido yacimientos de este tipo tanto en ambientes de arcos de islas, como de arcos continentales e incluso en ambiente extensionales (Sillitoe, 1979). Se ha demostrado la alta potencialidad de estos depósitos en el ambiente de arco de islas (Sillitoe, 1979; Cox y Singer, 1988).

Los pórfidos cupríferos de arcos de islas, se encuentran asociados a magmas menos evolucionados que sus análogos continentales. Usualmente estos se encuentran relacionados con intrusivos calcialcalinos o alcalinos. Los intrusivos calcialcalinos incluyen dioritas, tonalitas y granodioritas, mientras que los alcalinos pueden ser monzonita, cuarzo-monzonitas y sienitas (Kesler, et al., 1975; Corbett y Leach, 1997). Estos intrusivos suelen emplazarse a profundidades relativamente someras, con respecto a otros depósitos de tipo pórfido (Fig. 36), entre 1 y 2 km de la paleosuperficie (Cox y Singer, 1988; Cooke, et al., 1998).

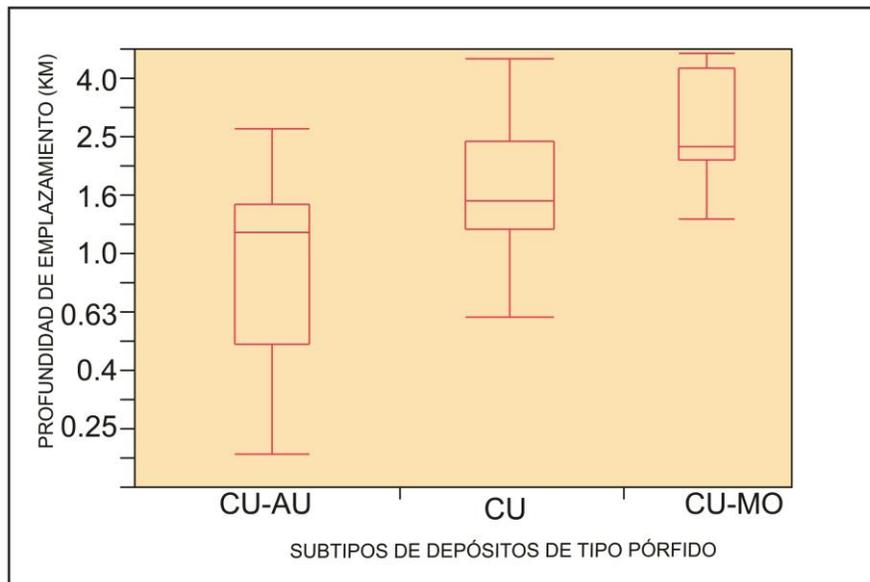


Figura 36. Diagrama que muestra las profundidades de emplazamiento promedio para distintos subtipos de los yacimientos tipo pórfido (Tomada de Singer, et al., 2008).

En general se observan algunas diferencias en cuanto a los modelos de las alteraciones y a la mineralización, con respecto a los pórfidos cupríferos de ambientes continentales. Comúnmente, en los arcos de islas, se presenta un núcleo de alteración potásica, que puede ser reemplazada en las partes más profundas, por una alteración cálcico-sódica (p.e. Yandera, Papua Nueva Guinea, en: Watmuff, 1978). Este núcleo es rodeado por una alteración propilítica tal como sucede en el resto de los pórfidos de Cu. Sin embargo, en el desarrollo tardío, parece existir una tendencia a carecer de una alteración sericítica bien desarrollada, pero toma su lugar una alteración fílica y argílica intermedia (Sillitoe, 1979; Corbett y Leach, 1997).

En la alteración potásica se presenta la asociación magnetita-calcopirita-bornita. En las alteraciones sericítica y argílica, normalmente se presenta la calcopirita asociada a la piritita con bornita ocasional. La bornita normalmente se presenta en intercrecimientos o sobrecrecimientos con calcopirita. Hacia las partes externas del sistema predomina una piritización (Corbett y Leach, 1997).

Parece existir una fuerte correlación entre el oro y el cobre en varios depósitos de pórfidos de Cu-Au (Sillitoe, 1979; Kesler, et al., 2002). El oro se presenta en forma nativa como pequeñas inclusiones de 5 a 100 μm dentro de la calcopirita o bornita, aunque es más común que se presente a lo largo de los bordes de los cristales de estas fases de cobre (Takian y Stribny, 1999; Kesler, et al., 2002). También se puede encontrar asociado con telururos y bismuto (Tarkian y Koopman, 1995; Tarkian y Stribny, 1999; Bogdanov, et al., 2005). El oro se presenta en ocasiones concentrado en la zona potásica (Tarkian y Koopman, 1995; Kesler, et al., 2002; Bogdanov, et al., 2005) y en otras se presenta asociado a las zonas de alteración sericítica en los niveles superiores del sistema o en los márgenes controlados por fallas (Corbett y Leach, 1997).

3.2 El Pórfido de Cu-Au de Tiámara

3.2.1 Antecedentes

Los primeros informes geológico-mineros, referentes al reconocimiento del área y evaluación del potencial, se llevaron a cabo entre los años 1964 (Garza-González, 2007) y 1971 por el Ing. Jorge Galicia Fernández y en 1974 por Velazco-Hernández, et al., en el entonces Consejo de Recursos Minerales. Posteriormente, Garza-González (1978) elaboró como tema de su tesis de licenciatura el estudio del yacimiento de Tiámara, confirmando su naturaleza de tipo pórfido de cobre. Subsecuentemente, Vélez-Sánchez y Vásquez-Meneses (1974), realizaron trabajos de cartografía geológica y prospección minera en el marco del “Informe Área Tuzantla”. En 1999 se realizó un nuevo mapa geológico del área y se realizaron 1200 m de barrenación con diamante a cargo de la empresa Noranda Exploración México S.A. de C.V.

Los trabajos más recientes incluyen el reconocimiento de las características de la fase fluida del yacimiento por Garza-González, et al., (2006), Garza-González (2007) y Legorreta-Robles (2009) y el estudio detallado de las características petrológicas y geoquímicas del pórfido de Cu-Au de Tiámara (Garza-González, 2007).

3.2.2 Geología Local

En el área de estudio aflora un complejo vulcano-plutónico de más de 132 Ma (Fig. 37) (Garza-González, 2007). Dicho complejo está conformado por andesitas porfídicas, brechas, aglomerados y flujos dacíticos calci-alcalinos que, hacia la parte superior se intercalan con lentes de calizas. Adicionalmente incluyen rocas microdioríticas que contienen parte de la mineralización. El complejo vulcano-plutónico se muestra ausente de

deformación y se encuentra sobreyacido de manera discordante por capas rojas no diferenciadas en contacto erosional, que a su vez son sobreyacidas por derrames de andesitas basálticas. La secuencia anterior se encuentra intrusionada por dichos cuerpos magmáticos en forma de *stocks* y cuerpos hipabisales de composición diorítica y tonalítica.

El complejo vulcano-plutónico está intrusionado por el batolito de Tuzantla, que constituye un intrusivo calci-alkalino que varía en composición de granodiorita a cuarzomonzonita. Garza-González (2007) determinó edades por U-Pb con SHRIMP en zircones, de 131.0 ± 1.1 Ma y 132.3 ± 1.4 , para la granodiorita y para la cuarzomonzonita, respectivamente. En estrecha asociación con el batolito de Tuzantla, basada en sus parentescos geoquímicos, se encuentran las rocas que contienen la mayoría de la mineralización del área de Tiámara, estas se componen de un *stock* de tonalita porfídica y cuerpos hipabisales tonalíticos, adamelíticos y graníticos. Estas rocas al igual que las rocas volcánicas del mismo complejo, se encuentran cubiertas en forma indistinta, por rocas volcánicas y sedimentarias del Paleógeno.

Las rocas del complejo vulcano-plutónico y los intrusivos que son poco posteriores (p.e. el Batolito de Tuzantla), manifiestan un marcado cambio en el tipo de magmatismo, de toleítico a calci-alkalino. Lo anterior evidencia la evolución a un arco con mayor madurez y síntomas de subducción. Esto refleja cambios en los procesos de metasomatismo del manto, asociados a un cambio en el ángulo de subducción y un engrosamiento cortical (Garza-González, 2007).

Garza-González (2007) hace una descripción petrográfica detallada de dichas rocas, de la que se presenta una síntesis.

3.2.2.1 Complejo vulcano-plutónico

El conjunto de rocas que representan los primeros episodios intrusivos y de volcanismo más antiguos del área se denominaron informalmente como complejo vulcano-plutónico por Garza-González (2007). Los principales productos volcánicos son las dacitas y andesitas, que afloran hacia la parte central y este del área de estudio (Fig. 37) y se pueden observar dentro de la parte somera del barreno T-3. No obstante, se reconoce la continuidad de estas rocas hacia el occidente, en la parte media a profunda del barreno T-2.

Las dacitas son el producto volcánico más antiguo; presentan un color amarillento a gris con textura afanítica y estructura compacta. En sección delgada se observa una pasta microlítica alotriomórfica de cuarzo y andesina-oligoclasa con relictos de fenocristales de plagioclasas. Las andesitas, por su parte, son de color gris a verde claro, con estructura compacta y cierto bandeamiento. En el microscopio petrográfico se puede reconocer una textura traquítica y evidencias de esfuerzos denotada por la orientación de sus minerales, los que definen bandas de cizallamiento. En la parte occidental las dacitas y las andesitas se encuentran separadas por brechas tectónicas, las cuales también afectan por intervalos a las andesitas. Ocasionalmente las dacitas son atravesadas por microbrechas hidrotermales.

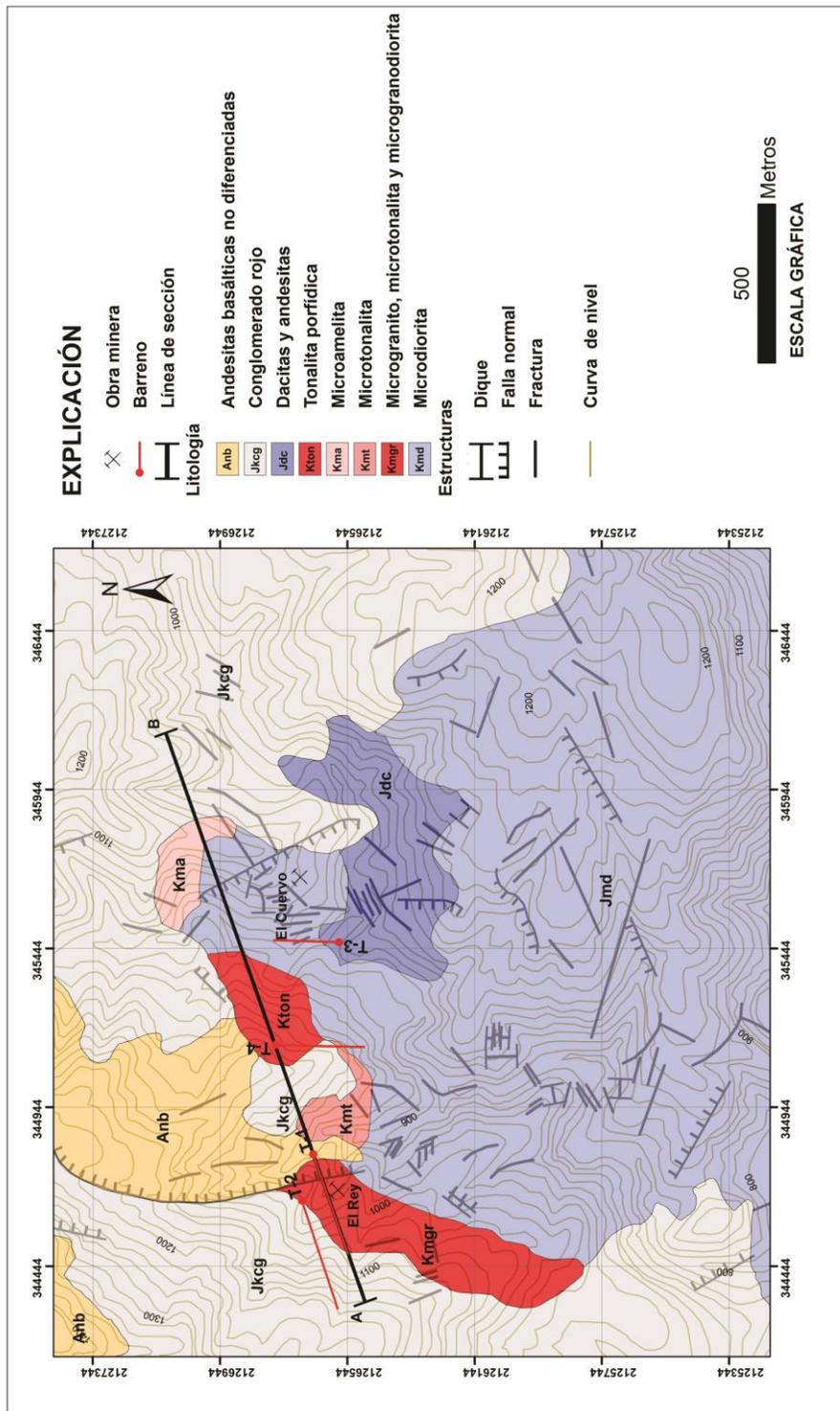


Figura 37. Mapa de la geología local (Tomada de Garza-González, 2007).

Los cuerpos intrusivos que forman parte del complejo vulcano-plutónico afloran principalmente hacia el borde oeste del batolito de Tuzantla (Fig. 37). Estos varían de microdiorita a microtonalita. Son de color gris oscuro y textura mesocrystalina. En el microscopio petrográfico se observa una trama homogénea de microcristales anedrales de plagioclasa que suele contener cuarzo primario. Existen además *stocks* tonalíticos pequeños en afloramiento restringidos. Estos son de color gris verdusco, estructura compacta y textura fanerítica. En sección delgada presentan una textura hipidiomórfica compuesta por un intercrecimiento de oligoclasa-andesina con hasta 10 % de cuarzo primario.

3.2.2.2 Batolito de Tuzantla

El batolito de Tuzantla aflora a lo largo de 133 km² hacia el sur del área de Tiámara. Posee una elongación N-S y afecta a las rocas tanto del complejo vulcano-plutónico (contacto W) como a las rocas del terreno Arcelia- Palmar Chico. Su naturaleza varía de granodiorita a cuarzomonzonita.

La granodiorita, que se presenta en la parte occidental del batolito conformando un cuerpo elongado hacia el NW-SE (Fig. 37), presenta textura hipidiomórfica constituida principalmente de plagioclasas con menor contenido de feldespatos potásicos. Además presenta cuarzo y como accesorios hornblenda, biotita, titanita, apatita, magnetita, fayalita y zircón. Hacia el borde occidental del batolito la granodiorita presenta intercrecimientos micrográficos de tipo perítico. En este sector se observan algunos diques micrograníticos con intercrecimientos de cuarzo-feldespato. Asimismo, la cuarzomonzonita posee una textura hipidiomórfica con proporciones similares de microclina y plagioclasas, además de cuarzo y minerales accesorios como apatita, magnetita, hornblenda, biotita, titanita, pirita, fayalita y zircón.

3.2.2.3 Rocas mineralizadas

Las rocas mineralizadas ocurren en las cercanías del límite nor-occidental del batolito de Tuzantla. En el área de estudio se encuentran aflorando desde el sector central y hacia el SW.

Tonalita porfídica.- La tonalita porfídica aflora en el sector central (Fig. 37) en un área de aproximadamente 8,000 m². No obstante, existen evidencias en superficie que indican que se extiende hacia el NNE, donde yace cubierta por bloques de andesitas y suelos residuales. La roca es de color verde claro con una textura porfídica. En sección delgada se observa una trama de oligoclasa-andesina con cuarzo intersticial de origen primario. Presenta variaciones locales a microdiorita.

Microadamelita.- Se observa en la zona ENE del área de estudio en un afloramiento de aproximadamente 30,000 m². La roca es de color blanco con tonos parduscos, estructura compacta y textura porfídica. En el microscopio petrográfico se observa una textura porfídica compuesta por fenocristales de oligoclasa y cuarzo en una matriz cristalina de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo. Como mineral accesorio se presenta apatita.

Microtonalita.- Esta roca está representada por un pequeño *stock* que aflora en un área de 32,000 km² con una elongación NW-SE en el sector centro-occidental del área de Tiámara. Dicho afloramiento contiene el brocal del barreno T-1 en su porción oeste. Presenta un color rosáceo con tonos pardos y una estructura compacta. Asimismo, en sección delgada, presenta una textura porfídica constituida por fenocristales de plagioclasas, cuarzo y escasas reliquias de anfíboles y micas, que se encuentran en una matriz formada por un agregado de andesina-oligoclasa. Este intrusivo afecta tanto a las capas rojas como a las microdioritas del complejo pre-Valanginiano.

Microgranodiorita.- Se encuentra intrusionando las capas rojas hacia el borde oeste del proyecto. Superficialmente se expresa como un pequeño afloramiento cerca de la obra minera denominada La Morena. En la parte central de dicho afloramiento se ubica el brocal del barreno T-2 (Fig. 37). La roca es de color blanco amarillento y muy deleznable. En el microscopio petrográfico se puede observar una textura porfídica (relicta) de fenocristales en una matriz constituida por un intercrecimiento de plagioclasas y feldespatos potásicos. Contiene apatita euedral como mineral accesorio. Esta roca ocurre durante los primeros 119 m del barreno T-2 (Fig. 38).

Microgranito.- Aflora hacia el oeste del área de Tiámara con una elongación NE-SW (Fig. 37). El afloramiento de 0.105 km² afecta a las capas rojas y a la microdiorita del complejo vulcano-plutónico. En el interior de la mina El Rey, la roca es de color blanco con tintes marrones, estructura compacta y textura porfídica. En sección delgada se puede observar una textura holocristalina porfídica constituida por fenocristales de andesina-oligoclasa en una matriz cristalina de cuarzo, plagioclasas y feldespato potásico.

3.2.2.3 Rocas estériles

Diorita porfídica.- Esta roca se reconoce en las partes más profundas del barreno T-4 (Fig. 38), es de color gris claro con tintes verdosos. Su estructura es compacta con algunas fracturas y exhibe una textura porfídica. En el microscopio petrográfico la muestra se caracteriza por fenocristales de plagioclasa en un entramado de cristales de oligoclasa-andesina. Presenta cristales subedrales de fayalita diseminada como mineral accesorio.

Microtonalita.- La roca puede reconocerse en las partes más profundas del barreno T-2 (Fig. 38). Es de color gris claro, estructura compacta y textura porfídica. En sección delgada presenta una textura porfídica conformada por fenocristales de plagioclasa incluidos en una trama de cristales anedrales de plagioclasa y cuarzo. La apatita se presenta como cristales euedrales diseminados en la matriz. Estas rocas son de naturaleza similar a las microtonalitas mineralizadas.

Diques de microadamelita.- Existe un dique de esta naturaleza sobre la barranca El Salto y se reconocen diques similares a profundidad en el barreno T-3, donde intrusionan a las rocas microdioríticas del complejo vulcano-plutónico. Posee un rumbo general NE-SW y se caracteriza por ser de color gris claro con manchas de color rosado, estructura compacta y

textura holocristalina porfídica. En el microscopio petrográfico se reconocen los fenocristales de plagioclasa dentro de una matriz compuesta por un fino intercrecimiento de plagioclasas, microclina y cuarzo. La apatita es un mineral accesorio que se encuentra como cristales euedrales diseminados o como inclusiones dentro de los cristales de plagioclasa.

Diques microtonalíticos.- Estos diques se localizan al norte de la confluencia del arroyo El Salto, en el arroyo Los Sabinos. Son de color gris verdoso, estructura compacta y textura cristalina fina. En sección delgada la textura varía de porfídica a cristalina compuesta por fenocristales de plagioclasa en una matriz equigranular de andesina-oligoclasa y cuarzo. Existen además magnetita, augita y ferromagnesianos como accesorios. Los diques intrusionan a las microdioritas del complejo pre-Valanginiano con un rumbo general N-S.

Capas rojas.-Conforman afloramientos abundantes alrededor de toda la zona de estudio (Fig. 37). Se encuentran constituidas de estratos gruesos de conglomerado polimítico. Dicho conglomerado posee clastos subredondeados a subangulosos de andesitas, esquistos, caliza y cuarzo. Los estratos miden desde varias decenas de centímetros hasta varios metros de espesor. Dichos estratos son de textura granodecreciente graduando hacia arenas finas en la cima de los estratos. Los detríticos se encuentran en una matriz arcillosa cementada por calcita.

Andesitas basálticas.- Cubren gran parte del área de estudio y se caracterizan por presentar un color gris oscuro con tintes marrón, estructura compacta, vesicular con escasas fracturas. En sección delgada se observa una textura microlítica constituida por un agregado de cristales de labradorita con algunos cristales anedrales de oligoclasa. Asimismo se observan cristales de piegionita en forma de microlitos y grandes fenocristales euedrales de olivino alterados a iddingsita.

3.2.3 Geología Estructural

Garza-González (2007) determinó la existencia de dos sistemas de fracturamiento que controlan la mineralización:

- NW70°SE/ 30° a 50° SW y
- NE65° SW/ 40° a 50° SE

Estas sugieren el desarrollo de un sistema de fallamiento izquierdo con rumbo general NW-SE que determinó el emplazamiento de los cuerpos mineralizados. Asimismo, a escala de distrito, observó la presencia de un fracturamiento radial alrededor de la intrusión tonalítica. Este pudo ser aprovechado por los fluidos mineralizantes.

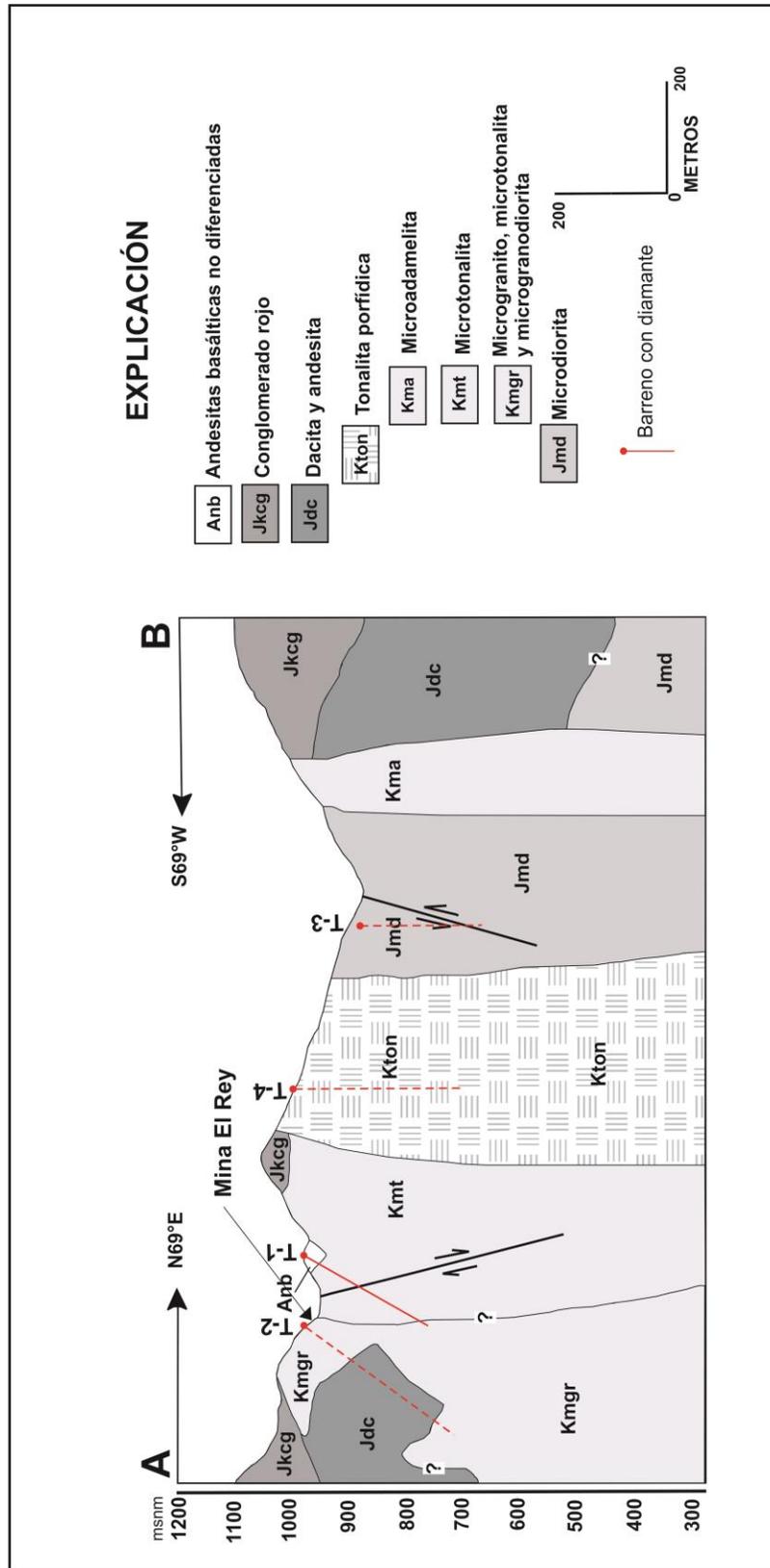


Figura 38. Sección geológica que muestra la distribución de las rocas a profundidad (Tomado de Garza-González, 2007).

Por otro lado, también encontró que los sistemas anteriores están, a su vez, desplazados por dos sistemas de fallas diferentes:

- Norte-sur con buzamiento de 80° al este, que también determinó el emplazamiento de los diques adamelíticos y tonalíticos y
- NE-SW a E-W que afectan a los diques y a algunas estructuras mineralizadas.

Al menos el sistema NE-SW a E-W que desplaza a las estructuras mineralizadas se puede correlacionar con los identificados por Martini (2008) y Martini, et al. (2009), en el que se encuentran asociada a una transcurrencia izquierda regional.

3.2.4 Alteraciones Hipogénicas

En el proyecto de Tiámaro Garza (2007) reconoció alteraciones de tipo SCC, argílica, cuarzo-sericítica y propilítica. De manera localizada se presentan además, silicificaciones y carbonataciones que en algunas zonas llegan a ser bastante extensivas (p.e. carbonatación en el barreno T-2). A continuación se presenta una síntesis acerca de las características más relevantes de las alteraciones y su zoneamiento.

3.2.4.1 Alteración SCC

La alteración SCC se encuentra representada por la asociación cuarzo-sericita-clorita-caolinita. Se observa de manera predominante en el centro y occidente del área de estudio (Fig. 39) donde aflora y afecta a la tonalita porfídica, a la microdiorita que intrusión y a la microgranodiorita. Dicha alteración tiene continuidad a profundidad observada en los barrenos T-1 y T-4, así como en las partes someras del barreno T-2 (Fig. 40).

Usualmente se encuentra caracterizada por un reemplazo parcial o total de los fenocristales de plagioclasa por una asociación sericita-caolinita con el predominio de la primera. Los cristales de plagioclasa llegan a ser reemplazados por cuarzo-calcita y en ocasiones por clorita o pirita. Es común encontrar clorita reemplazando ferromagnesianos en la matriz de las rocas, hacia los bordes de vetillas o en incluso en centros y halos cloríticos. Comúnmente la alteración SCC se presenta asociada a una mineralización prominente en forma de *stockworks*, vetillas y diseminaciones.

3.2.4.2 Alteración argílica

Se puede reconocer una importante alteración argílica en las partes más superficiales de las zonas centro y oeste del área desarrollada en la tonalita y microgranodiorita (Fig. 39). A profundidad se observan intervalos argilizados (barrenos T-1, T-2 T-3 y T-4) en las microdioritas, microgranodioritas, tonalitas, microtonalitas, microadamelitas, andesitas, dacitas y brechas asociadas (Fig. 40). Estos intervalos poseen un claro control estructural ya que se localizan en zonas de falla o cerca de los contactos litológicos. Por otro lado, se observa una persistencia de la alteración argílica hacia profundidad y hacia los límites de la mineralización de cobre (últimos sectores de los barrenos T-1, T-2 y T-4).

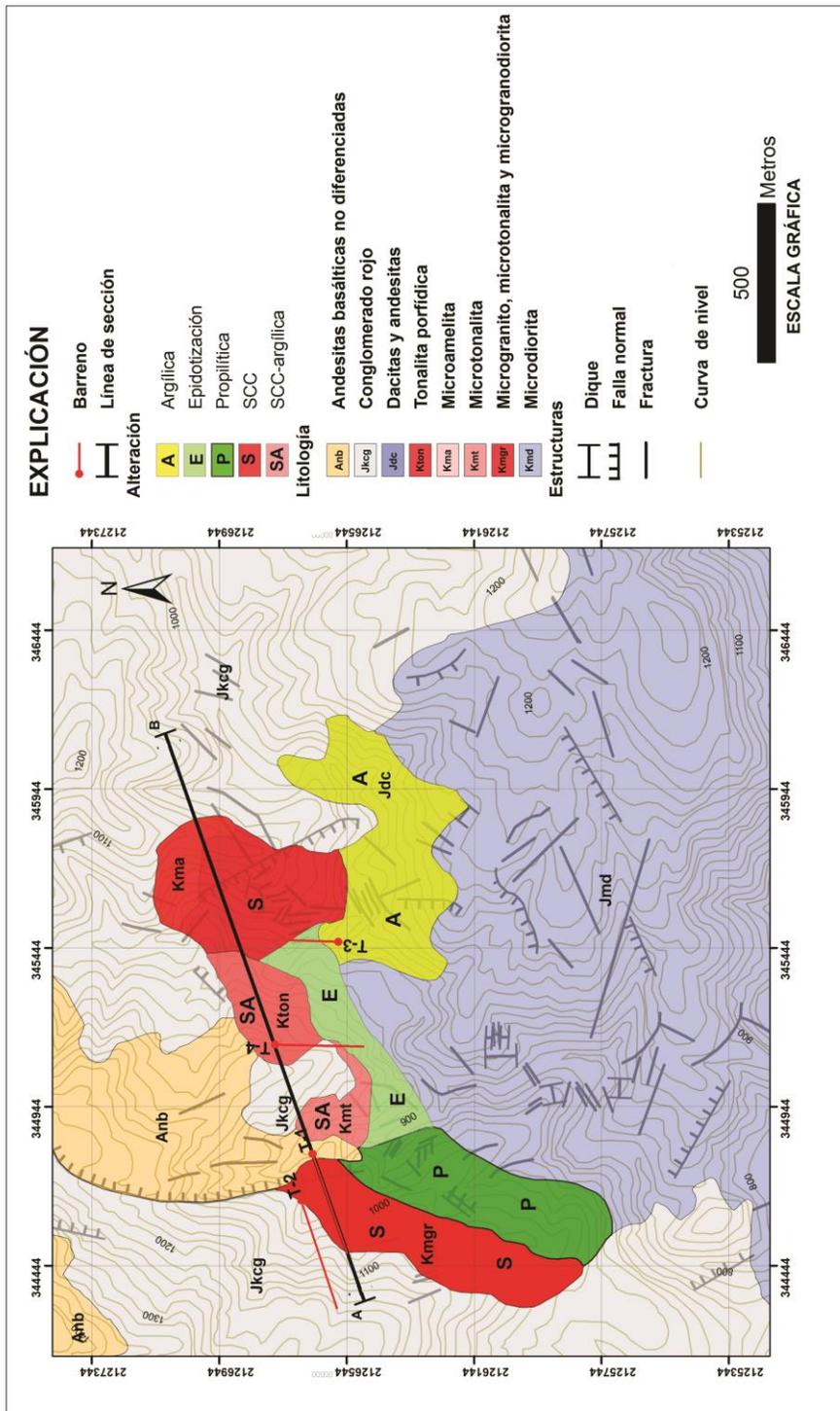


Figura 39. Mapa que muestra la distribución en superficie de las alteraciones en el yacimiento de Tiámara (Tomada de Garza-González, 2007).

La alteración argílica consiste en reemplazamientos parciales a totales de fenocristales de plagioclasa por sericita-caolinita con el predominio de la segunda, donde la caolinita puede llegar a formar agregados plumosos. Ocasionalmente esta asociación reemplaza a la matriz de la roca. Es común que presente centros cloritizados y algunos intercrecimientos de cuarzo y calcita. En algunos casos su presencia solo se define por el aumento de la cantidad de caolinita con respecto a la sericita. La mineralización asociada se presenta en forma de *stockworks* y vetillas principalmente de piritita y que llegan a contener óxidos e hidróxidos de hierro al igual que carbonatos de cobre (en la zona de oxidación).

La alteración argílica bordea a la alteración SCC y forma parte de los límites de la mineralización de cobre (Fig. 40). Usualmente dicha alteración se sobreimprime de manera local a la alteración SCC. Existe una cubierta argílica hacia la zona central, sin embargo, esta se relaciona con una alteración supergénica.

3.2.4.4 Alteración propilítica

La alteración propilítica se encuentra en contacto con la alteración SCC. Se presenta de manera regional en la microdiorita del complejo vulcano-plutónico y localmente se reconoce hacia las partes profundas de los barrenos T-4 y T-3 formando parte de la alteración de la microdiorita, microtonalita, diorita porfídica y brechas volcánicas (Fig. 40).

En general las primeras evidencias de propilitización consisten en cristales aislados de epidota que gradúan a profundidad a zonas de carácter más pervasivo donde se presenta reemplazamiento de las plagioclasas por agregados aciculares de actinolita-tremolita, epidota y sericita. En las partes más profundas observadas en los barrenos T-4 y T-3 se observa una asociación clorita-epidota-calcita-actinolita-tremolita-piritita-sericita-caolinita-zeolitas. En dichas zonas se presentan centros cloríticos importantes rodeados de agregados de cuarzo-sericita. La clorita también existe en vetillas asociada con cuarzo y opacos. La caolinita, epidota y calcita reemplazan parcialmente a las plagioclasas. La propilitización llega a traslaparse localmente con la alteración cuarzo-sericítica donde usualmente se presentan cristales aislados de titanita.

La mineralización se presenta en forma de *stockwork* y vetillas cupríferas y como relleno de oquedades, particularmente es más profusa cuando la propilitización coexiste con zonas de silicificación y alteración cuarzo-sericítica.

3.2.4.5 Alteración cuarzo-sericítica

Hacia el borde sureste es patente la presencia de una alteración cuarzo-sericítica. Dicha alteración se reconoce en gran parte del barreno T-3 donde altera rocas de diversa naturaleza (micromonzonita, microdiorita, dacitas y andesitas). Asimismo, coexiste con la alteración SCC en las partes profundas del barreno T-1. Se caracteriza por un reemplazo de plagioclasas por una asociación de sericita-arcillas, localmente la alteración se vuelve más pervasiva y dicha asociación reemplaza la roca entera. El cuarzo se presenta en vetillas e intercrecimientos con clorita o sericita. Posee mineralización pirítica en *stockwork*, vetillas y disseminaciones. La alteración es de baja temperatura con un control estructural muy

importante (asociado a fracturas y fallas), de manera que representa la parte exterior del sistema hidrotermal.

3.2.4.6 Silicificación y carbonatación

La silicificación es coextensiva con las alteraciones anteriormente descritas y se encuentra como zonas discontinuas que guardan una estrecha relación con la presencia de fallas y fracturas. La silicificación se expresa como vetillas, nódulos e intercrecimientos de cuarzo. Cabe destacar que la silicificación se encuentra asociada a zonas de intensa mineralización en forma de *stockwork*.

De manera similar, la carbonatación se encuentra en zonas discontinuas que pueden llegar a ser bastante extensivas, como en el caso del barreno T-2 donde se encuentra a lo largo de todo el barreno. Se aprecia como calcita en vetillas e intersticios de la roca, ocasionalmente con magnesita. Al igual que la silicificación posee cierto control estructural.

3.5. Descripción Minerográfica de la Mena y Fases Asociadas

Se realizó la descripción minerográfica detallada en 108 secciones pulidas, correspondientes a los cuatro barrenos. En las tablas 1, 2, 3 y 4 se presenta la información más relevante de cada muestra. El código de la muestra consiste en el número de barreno seguido por la profundidad de donde se obtuvo la muestra. A continuación se expone una síntesis de las características más relevantes de cada barreno, en donde se correlacionan los datos de las descripciones con las alteraciones y los tipos de roca.

3.5.1 Mineralización en el Barreno T-4

Las microdioritas aparecen a partir de los 85 m del barreno T-4, donde se encuentra el contacto con la tonalita central que las intrusión. Asociado a dicho contacto se encuentra un intervalo de alteración argílica que se extiende hasta los 124 m. La mineralización en dicho intervalo se presenta principalmente como una diseminación de pirita con calcopirita y bornita.

La pirita se presenta diseminada en cristales anedrales a subedrales de hasta 0.6 mm de diámetro. Comúnmente existen mayores concentraciones asociadas a nódulos de cuarzo. La calcopirita se encuentra como cristales anedrales (de no más de 0.6 mm) aislados en nódulos de cuarzo o intersticialmente en agregados gruesos de pirita (3.2 mm de diámetro). En zonas restringidas la calcopirita es reemplazada por bornita que se presenta en bordes de reemplazamiento (Fig. 41). Dichos bordes se encuentran, casi siempre, localizados cerca de oquedades rellenas con cuarzo. Se presentan además, vetillas sinuosas de cuarzo y/o carbonatos con cristales anedrales diseminados de pirita de grano muy fino.

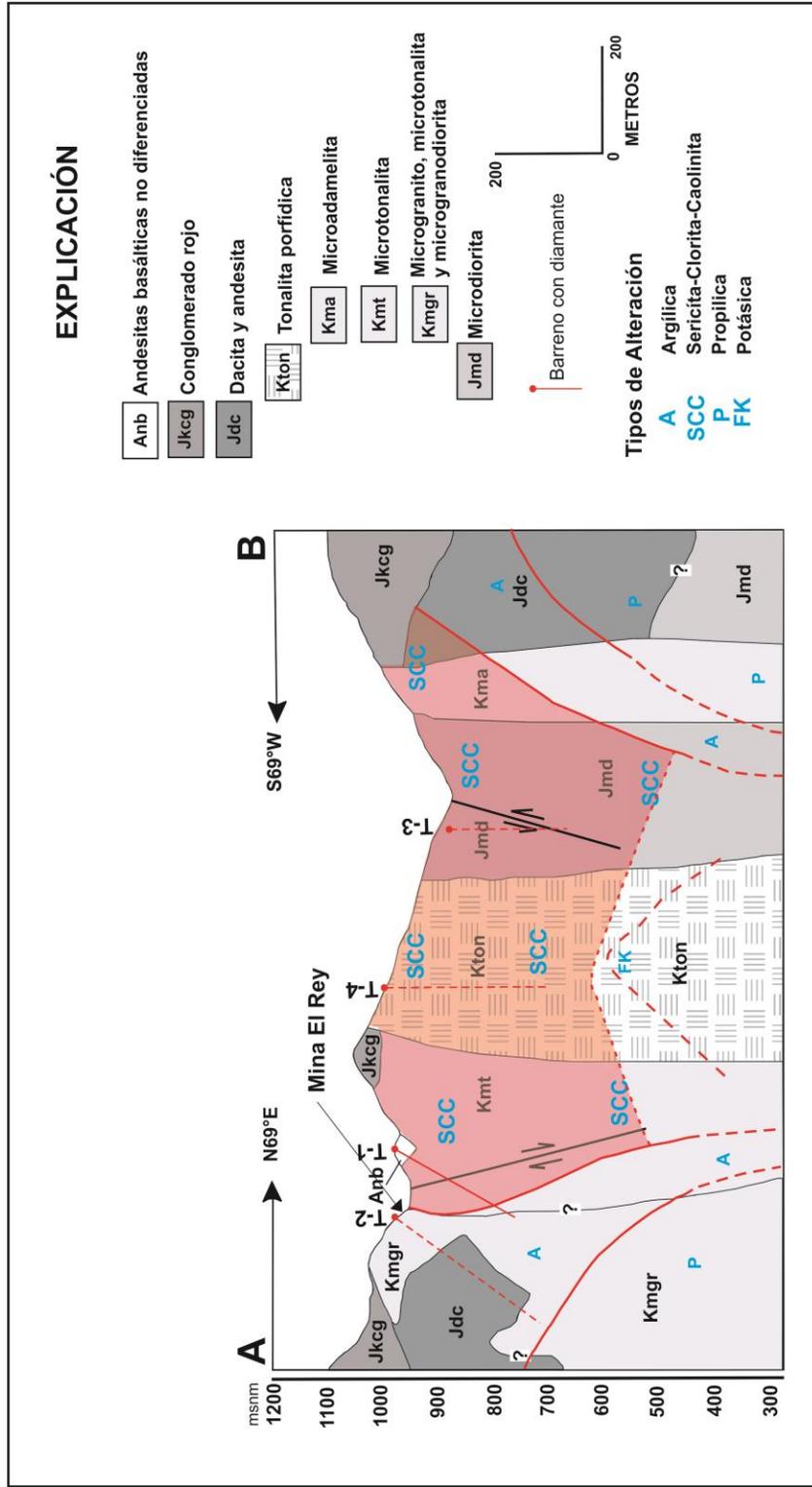


Figura 40. Sección geológica que muestra la probable distribución de las alteraciones a profundidad. Se señala principalmente la alteración SCC centrada en la tonalita central. Las líneas punteadas representan límites inferidos donde no se cuenta con información suficiente (Tomada de Garza-González, 2007).

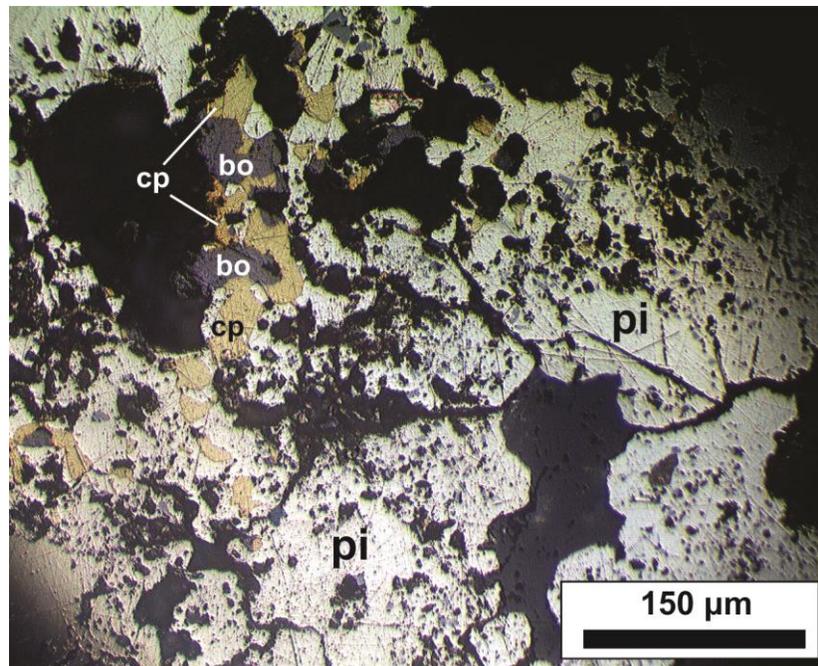


Figura 41. Bornita reemplazando a los cristales anedrales de calcopirita que se encuentran intersticialmente entre el agregado de pirita. Los reemplazos de mayor tamaño se localizan cercanos a oquedades (espacios oscuros). Muestra 4-112.

El intervalo argílico anterior se superpone a una alteración de tipo SCC que afecta a las microdioritas hasta los 159 m del barreno T-4. Esta alteración coexiste con una diseminación de pirita y calcopirita. La pirita se encuentra en forma de agregados globulares a irregulares de hasta 1 mm de diámetro. La calcopirita por su parte, es de grano fino y ocurre como cristales anedrales, con textura de relleno de cavidades, cercanos a cristales de pirita. La asociación anterior en ocasiones, se presenta asociada a centros de alteración. Las rocas microdioríticas presentan vetillas tempranas de cuarzo y/o carbonatos con escasos cristales anedrales diseminados de pirita de grano muy fino. Estas son seguidas por vetillas de cuarzo-pirita-calcopirita, caracterizadas por una generación inicial de cuarzo euedral seguida de pirita y calcopirita formando una mineralización gruesa intersticial entre la pirita y el cuarzo. La pirita es anedral y forma cristales de hasta 4.5 mm de diámetro, mientras que los cristales anedrales de la calcopirita son de máximo 3.1 mm de diámetro. El pulso inicial es seguido por una segunda generación de cuarzo anedral hacia el centro de las vetillas que suelen formar microbrechas. Cristales anedrales de pirita y calcopirita se asocian a esta generación de cuarzo, con el predominio de la segunda. Ambos son de grano fino, sin embargo, ocasionalmente la calcopirita llega a presentar cristales de mayor tamaño (hasta 1.4 mm).

Tabla 3. Síntesis de las características principales de las muestras del barreno T-4.

Muestras del barreno T-4						
Muestra	Barreno	Profundidad en el barreno [m]	Altitud [m.s.n.m.]	Tipo de roca	Alteración predominante	Mineralización
4-112	T-4	112	1094.74	Microdiorita	Argílica	pi>>cp>bo
4-121	T-4	121	1092.00	Microdiorita	Argílica	pi>cp
4-137	T-4	137	1087.12	Microdiorita	SCC	pi>cp
4-141	T-4	141	1085.90	Microdiorita	SCC	pi
4-156.32	T-4	156.32	1081.23	Microdiorita	SCC	cp>pi
4-177	T-4	177	1074.93	Microdiorita	Argílica	pi
4-180	T-4	180	1074.01	Microdiorita	Argílica	pi
4-194	T-4	194	1069.75	Microdiorita	Propilitización	pi
4-205	T-4	205	1066.32	Microdiorita	Argílica	pi>>cp
4-205.25	T-4	205.25	1066.39	Microdiorita	Argílica	pi
4-250	T-4	250	1052.68	Microdiorita	Propilitización	pi
4-265.9	T-4	265.9	1047.83	Microdiorita	Propilitización	pi≈cp
4-280	T-4	280	1043.53	Microdiorita	Propilitización	pi>cp
4-289	T-4	289	1040.79	Microdiorita	Propilitización	pi
4-300	T-4	300	1037.44	Microdiorita	Propilitización	pi
4-307	T-4	307	1035.30	Microdiorita	Propilitización	pi>cp
4-327	T-4	327	1029.21	Diorita porfídica	Argílica	pi>cp
4-336	T-4	336	1026.46	Diorita porfídica	Argílica	pi>cp
4-336b	T-4	336	1026.46	Diorita porfídica	Argílica	pi>cp
4-344	T-4	344	1024.03	Diorita porfídica	Propilitización	pi>cp

pi: pirita; cp: calcopirita; bo: bornita.

Algunas vetillas tardías de cuarzo y /o carbonatos que incluyen cristales de grano fino de pirita diseminada cortan los ensambles anteriores y estas a su vez son cortadas por vetillas tardías de clorita.

La alteración SCC gradúa a una propilitización que se presenta desde los 159 m hasta el final de barreno. Aquí la mineralización se expresa como un *stockwork* pirítico conformado por vetillas de pirita y pirita-cuarzo y/o carbonatos, aunque también existen vetillas más escasas que contienen calcopirita. De manera general se observa una diseminación variable de pirita representada por cristales anedrales a subedrales de pirita de no más de 0.7 mm de diámetro, algunos de los cuales poseen trazas piritoedrales (Fig. 42). Ocasionalmente se pueden presentar diseminaciones de cristales anedrales de calcopirita de grano muy fino.

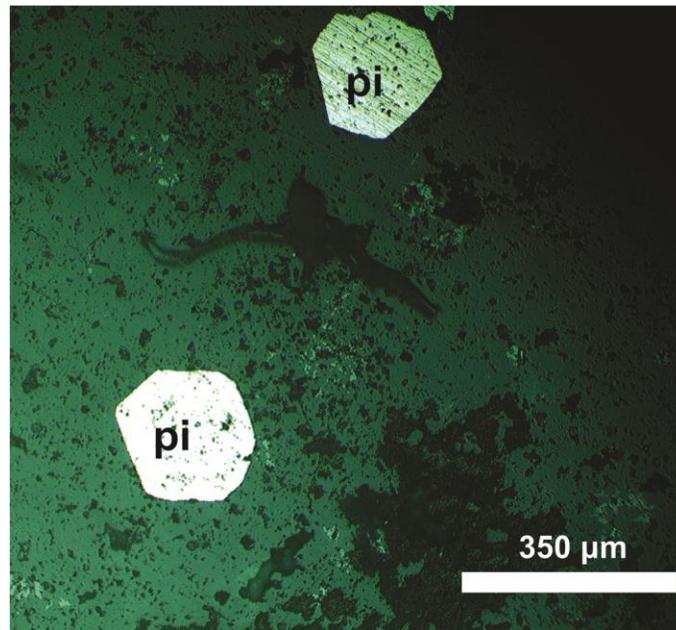


Figura 42. Cristales de pirita con trazas piritoedrales. Muestra 4-194.

Las vetillas de pirita-calcopirita-cuarzo conforman una generación temprana de vetillas. Se caracterizan por cuarzo eudral a subedral seguido de cristales anedrales gruesos (hasta 2.1 mm de diámetro) de pirita, la que es afectada por un pulso mineralizante que fractura y forma microbrechas. Los fragmentos subredondeados a subangulosos de la pirita son cementados por cuarzo-calcopirita-pirita en cristales anedrales. Posteriores a estas vetillas se presentan vetillas de pirita-calcopirita que gradúan a un complejo enrejado de vetillas delgadas de pirita (Fig. 43). Las primeras se emplazan preferencialmente hacia los bordes de las vetillas tempranas y se caracterizan por cristales anedrales de pirita con calcopirita anedral de manera intersticial (Fig. 44). El *stockwork* pirítico en zonas cambia a vetillas de cuarzo y/o calcita. Los cristales de calcopirita poseen inclusiones eudrales a subdrales de pirita rodeadas de ganga que se consideran posteriores. Asimismo, existen algunas vetillas tardías de clorita sin mineralización.

La zona propilítica en las microdioritas es cortada por intervalos de alteración argílica (177-190 m; 198-227 m y 323-342 m). Estos intervalos comúnmente presentan una disseminación de pirita en cristales subdrales a anedrales no muy importante. Algunos de estos cristales se encuentran asociados a nódulos de cuarzo. A veces se observan vetillas tempranas de cuarzo eudral seguido temporalmente de cristales anedrales de pirita en agregados de hasta 1.4 mm de diámetro. Los cristales de pirita y cuarzo son afectados por un segundo pulso, caracterizado por una generación de cuarzo anedral con cristales anedrales disseminados de pirita y calcopirita menores a 0.1 mm de diámetro. Por último, estos intervalos presentan algunas vetillas tardías de cuarzo estéril y vetillas discontinuas de pirita.

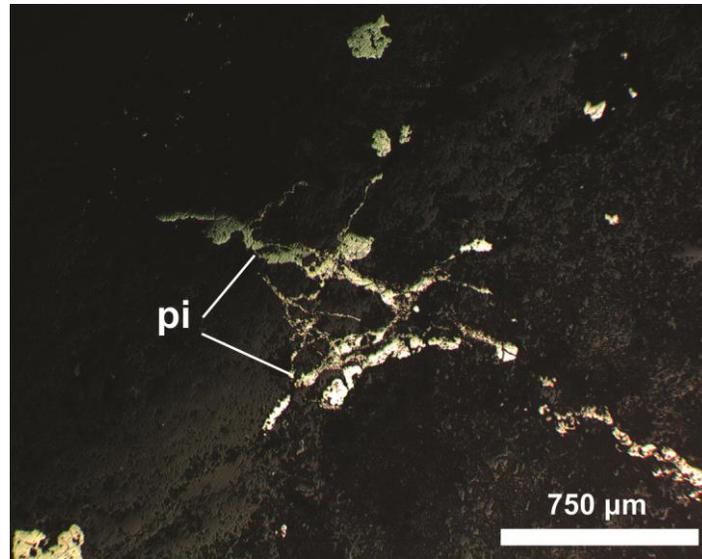


Figura 43. Enrejado de vetillas de pirita. Muestra 4-265.9.

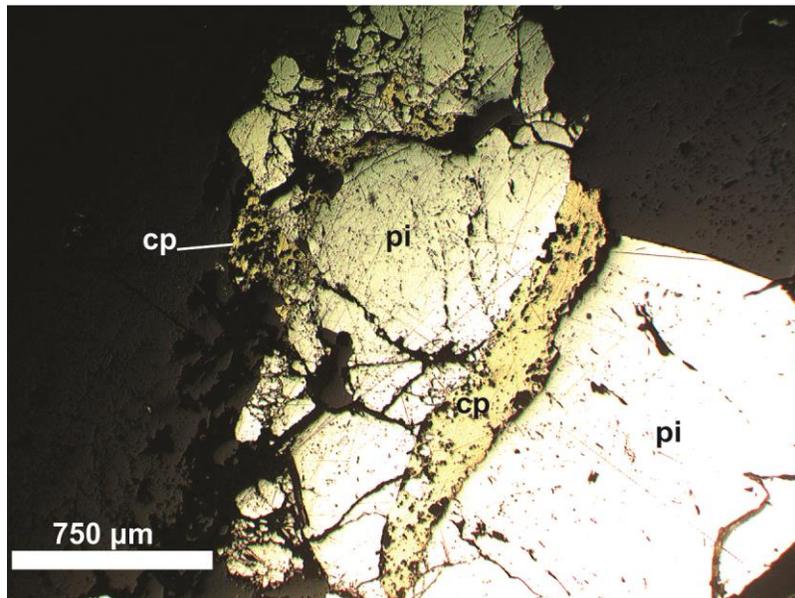


Figura 44. Cristales anedrales de calcopirita relleno los espacios entre los fragmentos de pirita. Muestra 4-265.9.

Al final del barreno T-4 aparece una diorita porfídica con una propilitización bien definida. La mineralización ocurre como una diseminación de pirita en cristales anedrales de máximo 0.6 mm de diámetro con algunas vetillas delgadas asociadas, que presentan pirita con características similares y calcopirita diseminada en cristales anedrales finos de menos de 0.1 mm de diámetro. Asimismo, existen vetillas discontinuas de pirita tardía.

3.5.2 Mineralización en el Barreno T-1

A lo largo de toda la extensión del barreno T-1 se observa una diseminación de pirita que varía de un 1 a 6 % de la roca y que es contemporánea a la alteración. La pirita se presenta en forma de cristales euedrales a anedrales en un rango de diámetros desde menos de 0.1 mm, hasta cristales raros de hasta 1 mm, con una media de 0.4 mm. La morfología de los cristales es muy variada, observándose desde trazas cúbicas a piritoedrales, en los cristales euedrales. En los cristales anedrales, se reconocen asimismo, formas ameboideas, globulares, elípticas o irregulares. No obstante, una característica compartida por todos los cristales de pirita, es la presencia de núcleos o bordes que constan de minerales de ganga (principalmente cuarzo) (Fig. 45).

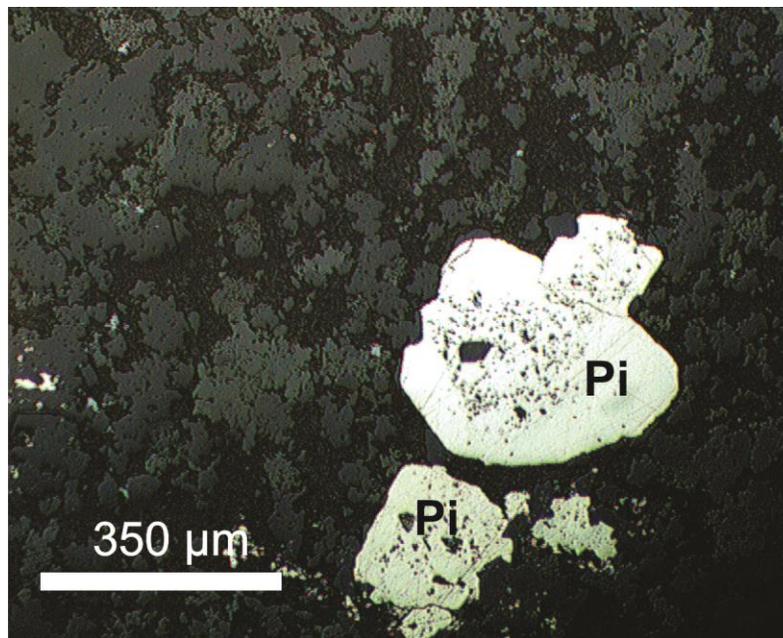


Figura 45. Cristales de pirita con núcleos ocupados por minerales de ganga, los que son parte de la diseminación de pirita que se observa a lo largo de todo el barreno. Muestra 1-43.

En la microtonalita (42 a 145 m del barreno T-1), la pirita diseminada coexiste con una abundante mineralización en forma de vetillas de calcopirita-pirita-cuarzo, primordialmente, así como vetillas más escasas de pirita-calcopirita, bornita-calcopirita-pirita-cuarzo y de cuarzo y/o carbonatos.

Comúnmente se observan vetillas conformadas por una generación de cuarzo eudral con textura de peine la que presenta mineralización gruesa de pirita y calcopirita (cristales de hasta 7 mm y 1.6 cm de diámetro respectivamente). Ambos se presentan como cristales anedrales con textura de relleno de cavidades, donde la calcopirita rodea a los cristales tanto de cuarzo como de pirita, indicando que fue relativamente posterior a estos.

Tabla 4. Síntesis de las características principales de las muestras del barreno T-1.

Muestras del Barreno T-1

Muestra	Barreno	Profundidad en el barreno [m]	Altitud [m.s.n.m.]	Tipo de roca	Alteración predominante	Mineralización
1-43	T-1	43	1067.26	Microtonalita	SCC	pi
1-50	T-1	50	1060.26	Microtonalita	SCC	pi
1-68	T-1	68	1042.27	Microtonalita	SCC	cp>pi>>tn
1-69	T-1	69	1041.27	Microtonalita	SCC	pi
1-73	T-1	73	1037.27	Microtonalita	SCC	pi>>cp
1-81	T-1	81	1029.27	Microtonalita	SCC	pi≈cp>>tn>esf
1-82	T-1	82	1028.27	Microtonalita	SCC	pi≈cp>> bo>tn>esf
1-82b	T-1	82	1028.27	Microtonalita	SCC	pi
1-91	T-1	91	1019.27	Microtonalita	SCC	cp>pi
1-91b	T-1	91	1019.27	Microtonalita	SCC	cp>pi
1-108	T-1	108	1002.28	Microtonalita	SCC	pi≈cp>>tn
1-116	T-1	116	994.28	Microtonalita	SCC	pi
1-122	T-1	122	988.28	Microtonalita	SCC	pi
1-123	T-1	123	987.28	Microtonalita	SCC	pi>cp>>tn
1-128	T-1	128	982.28	Microtonalita	Argílica	pi
1-136	T-1	136	974.28	Microtonalita	Argílica	pi>cp
1-139	T-1	139	971.28	Microtonalita	Argílica	pi
1-144	T-1	144	966.29	Microtonalita	Argílica	pi
1-150	T-1	150	960.29	Microdiorita	Argílica	pi
1-153	T-1	153	957.29	Microdiorita	Argílica	pi≈cp
1-154	T-1	154	956.29	Microdiorita	Argílica	pi≈cp
1-159	T-1	159	951.29	Microdiorita	Argílica	pi>cp>>tn
1-160	T-1	160	950.29	Microdiorita	Argílica	cp>pi
1-161	T-1	161	949.29	Microdiorita	Argílica	pi≈cp
1-175	T-1	175	935.29	Microdiorita	SCC	cp>pi
1-179	T-1	179	931.29	Microdiorita	SCC	pi>cp>>bo≈tn
1-184	T-1	184	926.30	Microdiorita	SCC	pi≈cp>>tn
1-190	T-1	190	920.30	Microdiorita	SCC	pi
1-194	T-1	194	916.30	Microdiorita	Argílica	pi
1-202	T-1	202	908.30	Microdiorita	Argílica	cp>>pi
1-207	T-1	207	903.30	Microdiorita	SCC	pi>cp
1-209	T-1	209	901.30	Microdiorita	SCC	cp>pi
1-211	T-1	211	899.30	Microdiorita	SCC	pi
1-217	T-1	217	893.30	Microdiorita	SCC	cp>pi
1-222	T-1	222	888.30	Microdiorita	SCC	pi≈cp
1-226	T-1	226	884.31	Microdiorita	SCC	pi

pi: pirita; cp: calcopirita; bo: bornita; tn: tenanita; esf: esfalerita.

La asociación anterior constantemente se ve afectada por un pulso mineralizante que fractura a los sulfuros y localmente forma brechas y microbrechas. Las microbrechas se presentan como brechas de pocos milímetros de ancho y de extensión, las cuales afectan algunos cristales tanto de mena como de ganga, formando comúnmente, fragmentos angulosos de pirita y calcopirita cementados por cuarzo y/o carbonatos con cristales anedrales diseminados de pirita y calcopirita. Las relaciones de pirita y calcopirita en el pulso mineralizante asociado al brechamiento son variables, sin embargo, usualmente predomina la pirita. Los sulfuros se presentan como cristales aislados y diseminados, ocasionalmente depositándose a lo largo de los bordes de sulfuros anteriores (Fig. 46), o formando microvetillas dentro de estos. En algunos cristales de pirita se observaron escasas inclusiones de calcopirita de grano muy fino diseminadas dentro de dichos cristales.

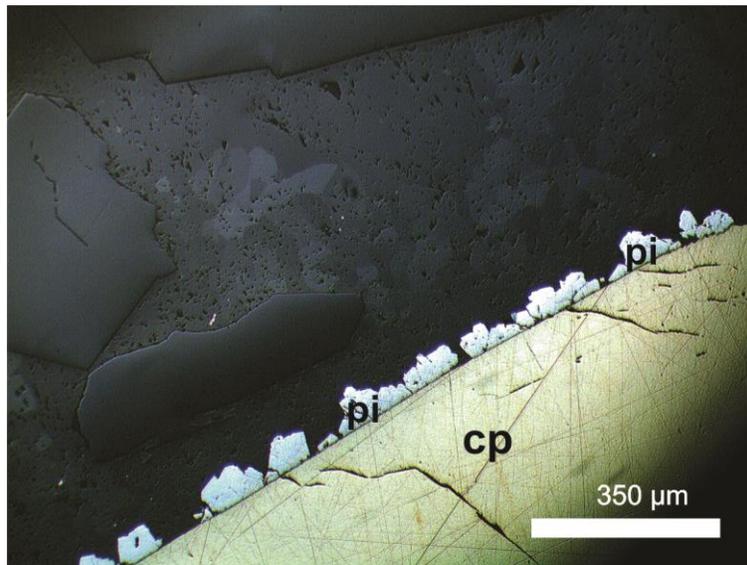


Figura 46. Sobrecrecimiento de pirita alrededor de uno de los cristales de calcopirita. Muestra 1-68.

Todos los cristales de calcopirita presentan inclusiones de pirita euedral tardía con bordes de ganga, como islas de pirita en un mar de calcopirita (Fig. 47). Ocasionalmente estos presentan sobrecrecimientos de calcopirita.

De manera esporádica se observan vetillas de bornita-calcopirita-pirita-cuarzo. En estas la pirita rellena los intersticios u oquedades dejadas por el cuarzo y es seguida por la calcopirita, en orden de depósito. La bornita se presenta aisladamente, como reemplazamientos parciales de la calcopirita, presentándose principalmente como bordes alrededor de los cristales de calcopirita. Asimismo, a lo largo de esta zona, se observó la aparición local de exsoluciones muy pequeñas de esfalerita.

Por otro lado, existe la presencia de tenantita-tetraedrita tardía de manera discontinua a lo largo de todo el intervalo (de 42 a 145 m de profundidad del barreno T-1). Esta se presenta como reemplazamientos parciales (Fig. 48) a totales de calcopirita y de bornita y como

precipitación en los bordes de las vetillas tardías que atraviesan la calcopirita. Esta última presenta una textura de reemplazo a lo largo de los bordes y de las superficies de crucero (*rim and cleavage*). En los reemplazamientos totales se observan únicamente relictos de calcopirita.

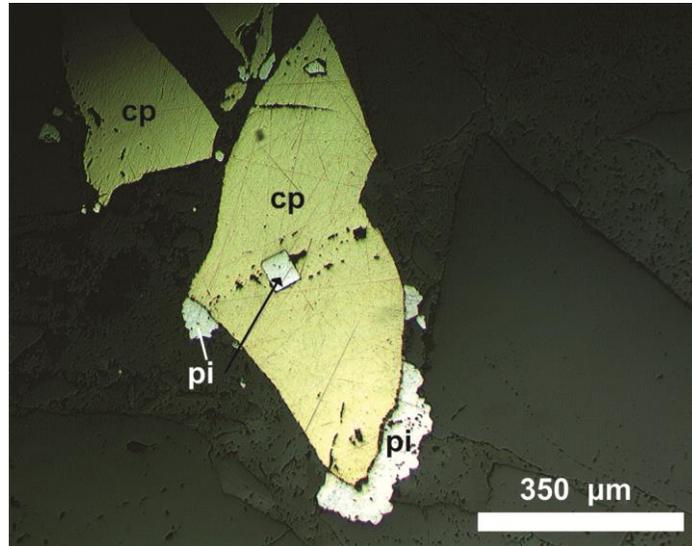


Figura 47. Cristales anedrales de calcopirita con dos generaciones de pirita asociadas. La primera está representada por los sobrecrecimientos globulares en los bordes de los cristales y la segunda se conforma de cristales euedrales de pirita formando una textura de islas de pirita en un mar de calcopirita. Estas últimas son tardías. Muestra 1-68.

Las vetillas de pirita y cuarzo-pirita, son tempranas y tardías. Las primeras están relacionadas con la diseminación de pirita, y son pues coextensivas, a lo largo de todo el barreno, mientras que las tardías se presentan asociadas a un episodio posterior al brechamiento. De manera similar se observan vetillas de cuarzo, cuarzo-calcita o calcita, tanto tempranas como tardías. Estas suelen ser sinuosas y son parte de dos pulsos diferentes. Un pulso temprano, donde claramente se observa que son cortadas por vetillas de calcopirita-pirita-cuarzo de un episodio intermedio (Fig. 49), y un pulso tardío, en el cual cortan a todos los elementos anteriores.

Como se mencionó anteriormente, hacia los 91 m del barreno T-1, la pirita diseminada se presenta con trazas piritoedrales, lo que indica un posible incremento en las temperaturas de formación y un cambio en las condiciones locales (Murowchick y Barnes, 1987).

En el último tramo de la microtonalita y a principios de la microdiorita (126 a 166 m del barreno T-1) existe una zona de argilización donde la mineralización está constituida principalmente de pirita diseminada con vetillas de cuarzo-pirita y vetillas de calcopirita-pirita-cuarzo. La diseminación se presenta como cristales subedrales a anedrales de pirita de diámetro menor a 0.3 mm, que localmente forman agregados cristalinos dando lugar a centros piritizados, compuestos por aglomerados de cristales anedrales de pirita con forma redondeadas y que comúnmente presentan un borde de arcillas que rodea a la aglomeración de cristales. Esta diseminación comúnmente es acompañada de vetillas de pirita-cuarzo, las

que poseen cantidades variables de pirita temprana en cristales anedrales a eudrales (Fig. 50).

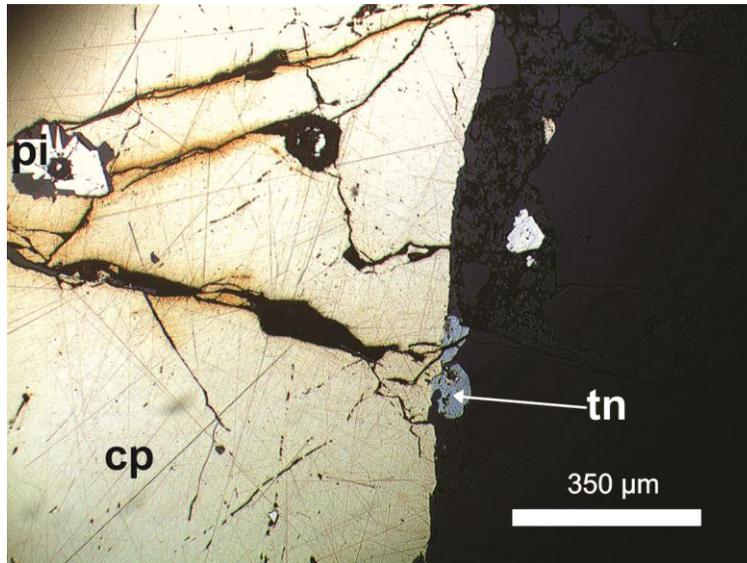


Figura 48. Sobrecrecimiento y reemplazo parcial de tenantita-tetraedrita sobre calcopirita. Muestra 1-68.

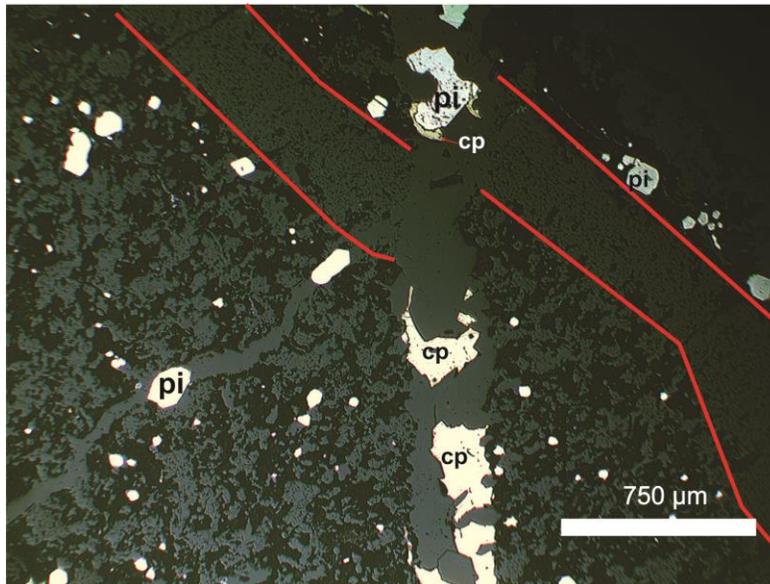


Figura 49. Se puede observar cómo una vetilla de calcopirita-pirita-cuarzo corta y desplaza a una vetilla de cuarzo-calcita (líneas rojas) sin mineralización. Muestra 1-91.

La mayoría de los sulfuros se encuentran en vetillas multiepisódicas de pirita-calcopirita con una historia compleja. Usualmente se tiene una generación de cuarzo subedral a eudral, con cristales anedrales de pirita y calcopirita, con el predominio de la primera. Esta es seguida por una segunda generación de cuarzo subedral con mineralización gruesa de cristales anedrales de calcopirita y pirita (cristales de calcopirita de hasta 1.5 cm), donde la calcopirita es más importante. Posteriormente, de manera generalizada se observa un brechamiento de las asociaciones anteriores, dando lugar a una brecha compuesta por clastos angulosos de pirita y calcopirita cementados por cuarzo y/o calcita, pirita, calcopirita o pirita-calcopirita (Fig. 51a y b). La presencia de fracturas selladas en la calcopirita sugiere que en ocasiones el brechamiento fue contemporáneo a la precipitación de calcopirita. La calcopirita es posterior a la pirita, lo cual es evidenciado por la textura de relleno de cavidades, en la cual los cristales de calcopirita bordean a los cristales de pirita (Fig. 51c). Los cristales de calcopirita de mayor tamaño presentan islas de pirita eudral rodeadas de ganga en un mar de calcopirita.

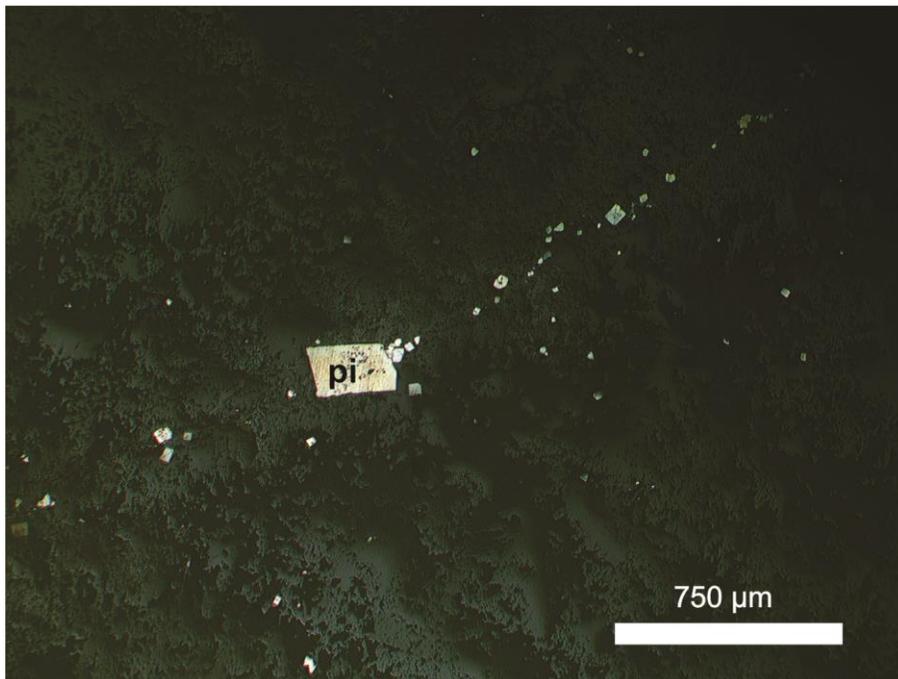


Figura 50. Vetilla de cuarzo con cristales diseminados subedrales a anedrales de pirita. Muestra 1-139.

Adicionalmente existen vetillas tardías de cristales anedrales a subedrales de pirita de grano fino con cuarzo y/o calcita que cortan a las asociaciones anteriormente mencionadas (Fig. 49d). Es importante señalar que no siempre se presentan todos los episodios mencionados y que más de uno puede estar ausente o presentar variaciones locales.

Hacia el contacto entre la microdiorita y la microtonalita, existe fallamiento (Garza-González, 2007), aquí se reconoce por la presencia de brechas con clastos subangulosos a

subredondeados cementados por vetillas de cuarzo y pirita subedral hasta de 0.4 mm de diámetro en cristales con trazas piritoedrales.

En la microdiorita predomina la alteración SCC con una silicificación coextensiva y algunos intervalos argilizados. La mineralización se presenta en forma de vetillas de cuarzo-calcopirita-pirita y más escasas de tenantita-tetraedrita-bornita-calcopirita-pirita-cuarzo, pirita-cuarzo y pirita.

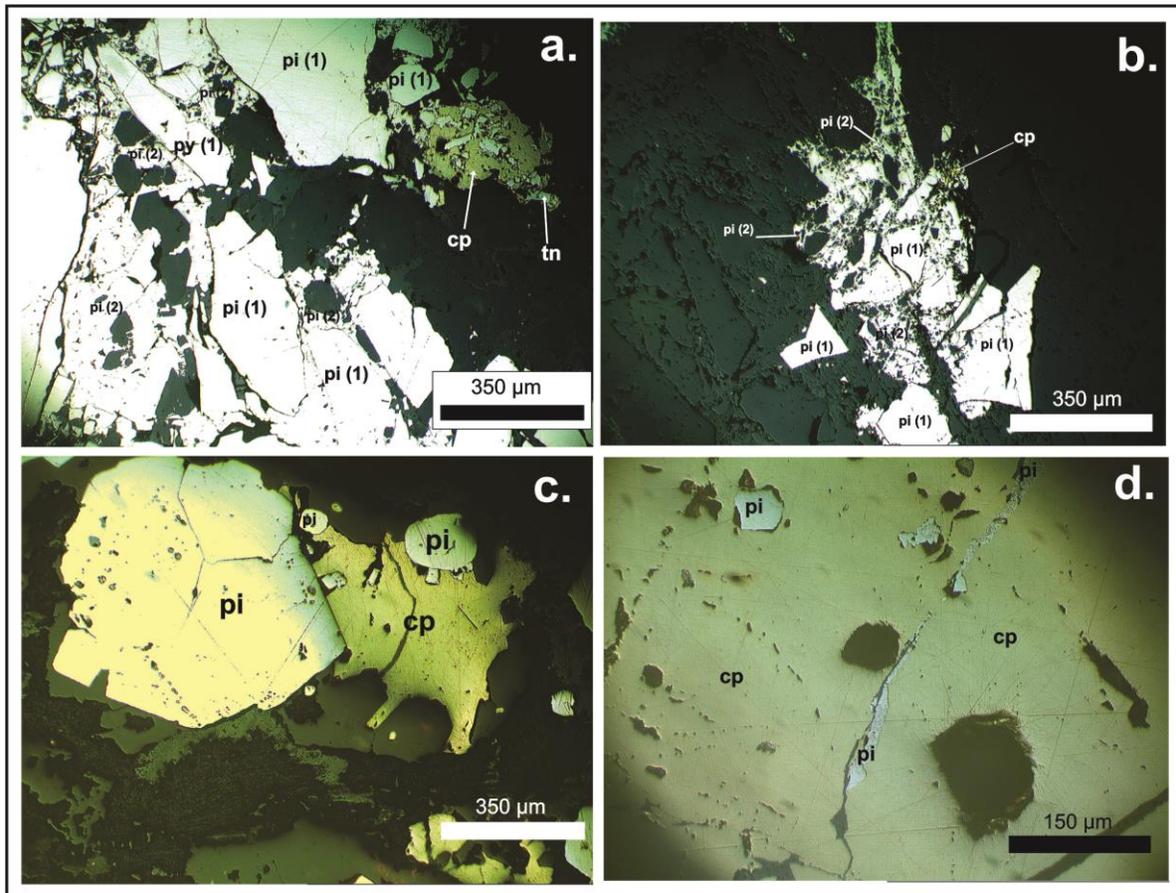


Figura 51. a) Clastos subangulosos de pirita cementados (pi (1)) cementados por una segunda generación de pirita (pi (2)) y calcopirita (cp). Esta última presenta algunos reemplazos parciales por tenantita (tn), b) brecha conformada por clastos subangulosos de cuarzo y pirita (pi (1)), cementados por una segunda generación de pirita (pi (2)) y calcopirita (cp), c) relación observada comúnmente en algunas vetillas donde la calcopirita presenta texturas triangulares y ocurre en los intersticios de la pirita y el cuarzo subedral y d) vetilla tardía de pirita dentro de un cristal de calcopirita. Muestras 1-153 y 1-159.

Las vetillas de calcopirita-pirita-cuarzo se caracterizan por la presencia de cuarzo eudral seguido de gruesos cristales anedrales de pirita y calcopirita (hasta 3 y 7 mm de diámetro respectivamente), ambos con textura de relleno de cavidades. En ocasiones, las vetillas son sustituidas por oquedades o lentes de cuarzo-calcopirita-pirita. En ambos casos existe un pulso posterior que fractura hidráulicamente a la asociación anterior y que es acompañada

por cristales anedrales de calcopirita y de pirita en cristales más pequeños. La pirita también se encuentra formando vetillas muy delgadas dentro de los cristales de calcopirita. Estos últimos presentan las inclusiones de islas de pirita en mar de calcopirita observadas a lo largo de todo el barreno. Asimismo, los cristales de pirita de mayor tamaño llegan a incluir una cantidad importante de pequeños cristales de calcopirita anedral.

Por otro lado, las vetillas de tenantita-tetraedrita-bornita-calcopirita-pirita-cuarzo, son similares a las que poseen la asociación de calcopirita-pirita-cuarzo, con la excepción de que ocurre bornita y tenantita asociados al pulso que genera el brechamiento local. Normalmente la tenantita-tetraedrita se encuentra asociada a la bornita, reemplazándola a lo largo de sus bordes. La bornita y la tenantita-tetraedrita siempre se encuentran reemplazando cristales de calcopirita o en el caso de la tenantita-tetraedrita de calcopirita y de bornita. El reemplazamiento se puede observar en forma de texturas de reemplazo a lo largo de los bordes y superficies de cruce, texturas cariadas e incluso reemplazos totales solamente con relictos de calcopirita.

Tanto las vetillas con bornita como las que no la presentan, manifiestan un pulso tardío de mineralización de pirita en forma de vetillas con cristales subedrales de no más de 0.3 mm de diámetro. Estas cortan a las vetillas anteriores o se emplazan aprovechando los bordes de las mismas.

El intervalo argílico de los 191 a 205 m posee principalmente una diseminación de pirita con esporádicas vetillas de calcopirita-pirita-cuarzo. La calcopirita forma una mineralización gruesa en cristales de hasta 1.5 cm. La calcopirita es afectada por fracturamiento que localmente forman microbrechas. No obstante estas comúnmente se encuentran selladas por la precipitación contemporánea de calcopirita, dando un aspecto de clastos subangulosos de calcopirita en una escasa matriz, compuesta de cuarzo; también se observan vetillas tardías de pirita.

A partir de los 190 m se hace patente la transición gradual a un halo pirítico externo, representado por un incremento en la abundancia de vetillas de pirita-cuarzo y una transición a un enrejado de vetillas de pirita hacia las partes más profundas.

3.5.3 Mineralización en el Barreno T-2

En el barreno T-2 se observa el desarrollo de un importante *stockwork* pirítico que es coextensivo a la alteración argílica y carbonatación. Dicho *stockwork* se compone principalmente de vetillas y diseminaciones de pirita, así como vetillas de pirita-cuarzo o pirita-calcita. Estas últimas, ocasionalmente presentan cristales escasos de calcopirita o agregados de calcopirita-bornita-tenantita-tetraedrita.

La diseminación de pirita es variable a lo largo del barreno, teniendo desde un 10 % del volumen de la roca localmente hasta cantidades traza. Está conformado por cristales anedrales a subedrales de pirita de hasta 0.5 mm de diámetro. Normalmente está controlada, por la alteración y es común que la pirita se concentre en parches de arcillas o en lentes de

cuarzo. De manera ocasional, la pirita y minerales arcillosos reemplazan parcialmente a los fenocristales de plagioclasas.

Tabla 5. Síntesis de las características principales de las muestras del barreno T-2.

Muestras del barreno T-2						
Muestra	Barreno	Profundidad en el barreno [m]	Altitud [m.s.n.m.]	Tipo de roca	Alteración predominante	Mineralización
2-16	T-2	16	1095.85	Microgranodiorita	Argílica	pi>tn>>cp
2-25	T-2	25	1086.86	Microgranodiorita	Argílica	pi
2-34	T-2	34	1077.86	Microgranodiorita	Argílica	pi
2-54	T-2	54	1057.86	Microgranodiorita	Argílica	pi
2-64	T-2	64	1047.87	Microgranodiorita	Argílica	pi
2-82	T-2	82	1029.87	Microgranodiorita	Argílica	pi
2-94	T-2	94	1017.87	Microgranodiorita	Argílica	pi
2-103.29	T-2	103.29	1008.59	Microgranodiorita	Argílica	pi>>cp>tn
2-103.60	T-2	103.6	1008.28	Microgranodiorita	Argílica	pi>cp>tn
2-118	T-2	118	993.88	Microgranodiorita	Argílica	pi
2-141	T-2	141	970.88	Brecha en rocas volcánicas	Argílica	pi
2-143	T-2	143	968.89	Brecha en rocas volcánicas	Argílica	pi
2-152	T-2	152	956.89	Andesitas	Argílica	pi>>cp>bo>tn
2-155	T-2	155	956.89	Andesitas	Argílica	pi
2-167	T-2	167	944.89	Andesitas	Argílica	pi>cp>tn
2-174	T-2	174	937.89	Brecha de colapso	Argílica	pi
2-175	T-2	175	936.89	Brecha de colapso	Argílica	pi≈cp>bo>tn
2-184	T-2	184	927.90	Brecha de colapso	Argílica	pi
2-191	T-2	191	920.90	Brecha de colapso	Argílica	pi
2-203	T-2	203	908.90	Dacitas	Argílica	pi
2-219	T-2	219	892.90	Dacitas	Argílica	pi
2-243	T-2	243	868.91	Dacitas	Argílica	pi
2-272	T-2	272	839.92	Dacitas	Argílica	pi
2-278	T-2	278	833.92	Dacitas	Argílica	pi
2-308	T-2	308	803.93	Microtonalita	Argílica	pi

pi: pirita; cp: calcopirita; bo: bornita; tn: tenanita.

En la microdiorita el *stockwork* pirítico está representado por un pulso temprano caracterizado por pirita en diseminaciones y vetillas delgadas de cuarzo y pirita diseminada; tanto la pirita diseminada como en vetillas se encuentra en cristales subedrales a euedrales de no más de 0.3 mm de diámetro. Posterior a este pulso, se observan vetillas de cuarzo-pirita±calcopirita, las que representan un pulso intermedio de mineralización. Dichas vetillas poseen una generación de cuarzo euedral usualmente con textura de peine con cristales anedrales de pirita de grano fino, que son seguidos de cristales anedrales gruesos de pirita (hasta 1.7 mm de diámetro) que rellenan las cavidades. Dicha pirita puede estar acompañada o no por escasos cristales anedrales de calcopirita, aunque localmente pueden formar vetillas donde su abundancia es mayor. Tanto el cuarzo como la pirita y la calcopirita, están afectadas por un pulso mineralizante que fractura y brecha las vetillas, precipitando una generación de cuarzo anedral con pirita diseminada en cristales anedrales más pequeños (Fig. 52). Asociado a este pulso, de manera esporádica se presenta la tenantita-tetraedrita en vetillas que atraviesan a la calcopirita o como reemplazo parcial o total de calcopirita (Fig. 53). Casi siempre se encuentran vetillas tardías muy delgadas de cuarzo y/o calcita que cortan a las vetillas anteriores y que no presentan mineralización alguna.

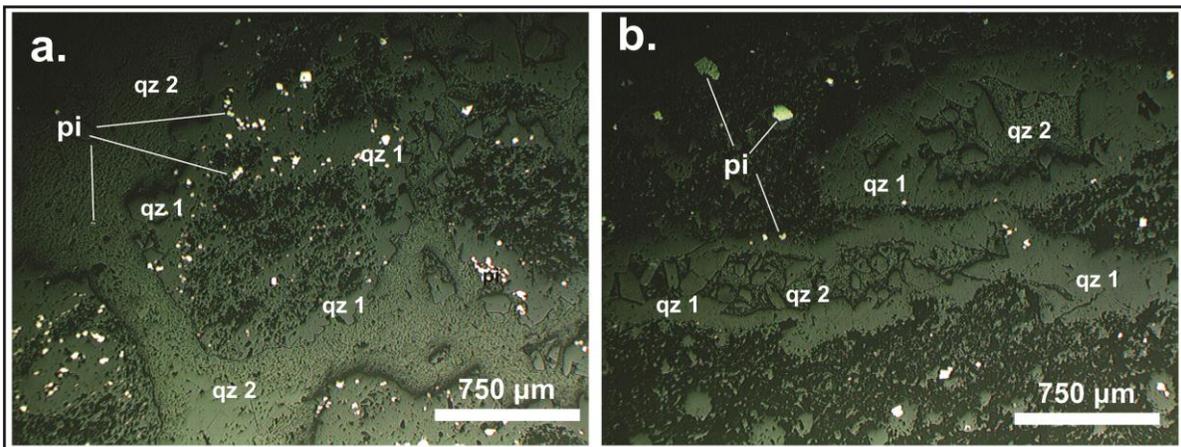


Figura 52. a) Stockwork compuesto por una generación de cuarzo euedral (qz 1) con pirita y otra generación de cuarzo anedral (qz 2) que brecha a la primera y b) detalle de una vetilla y una oquedad donde se observan las dos generaciones de cuarzo y la pirita asociada. Muestra 2-94.

Dentro de la microdiorita existen intervalos que muestran evidencias de deformación como vetillas de cuarzo y cuarzo-pirita alineadas en una sola dirección (Fig. 54). De la misma manera se puede observar que el *stockwork* gradúa a zonas de brecha hidrotermal (Muestras 103.29 y 103.60), donde se observan fragmentos de roca piritizados subangulosos a subredondeados, cementados por vetillas de cuarzo-pirita-calcopirita y con reemplazos de tenantita-tetraedrita en la calcopirita similares a los mencionados anteriormente. En los intervalos previos a las zonas de brecha las vetillas de cuarzo y pirita comúnmente forman esquemas anastomosados (Fig. 55), donde la pirita llega a ser más abundante que el cuarzo.

El paquete de rocas volcánicas (120-293 m del barreno T-2) es atravesado por la continuación del *stockwork* pirítico constituido por vetillas de cuarzo-pirita principalmente; de cuarzo-pirita-calcopirita y más raras de cuarzo-pirita-calcopirita-bornita. Estas dos últimas, son parte de un pulso intermedio de mineralización. Este *stockwork* coexiste con una disseminación generalizada de cristales anedrales pirita de menos de un cm conformando hasta el 6 % de la roca, dicha disseminación varía localmente y tiende a concentrarse en las áreas donde la matriz microlítica original de la roca volcánica ha sido completamente destruida por la alteración.

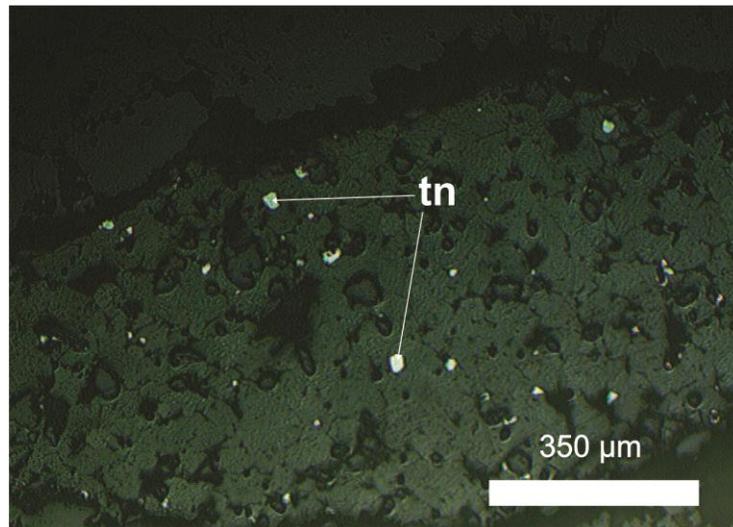


Figura 53. Cristales de tenantita-tetraedrita que han reemplazado totalmente cristales de calcopirita, concentrados en una vetilla tardía. Muestra 2-16.

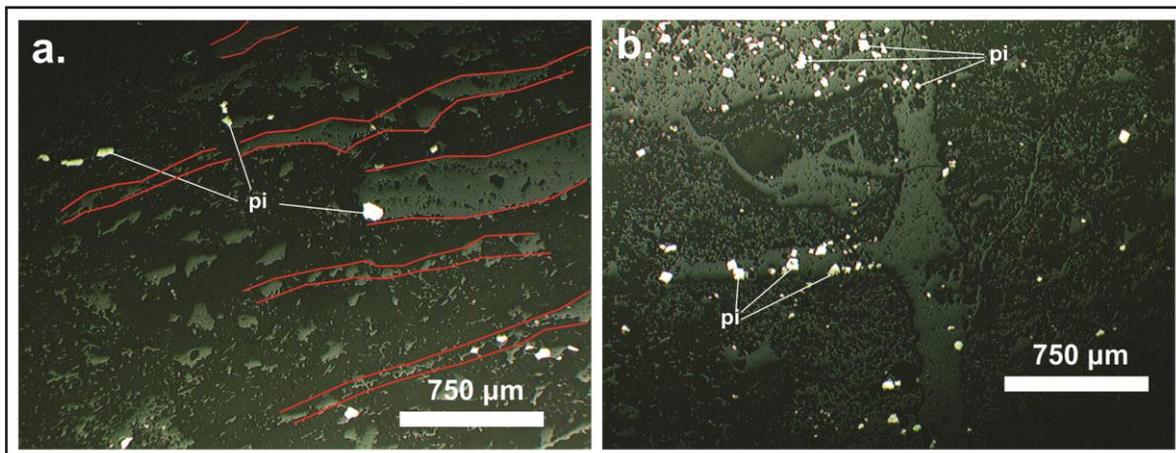


Figura 54. a) vetillas paralelas (rojo) que siguen un lineamiento preferencial en la roca, y que poseen algunos cristales disseminados de pirita. y b) Vetillas paralelas con “ramaleos”. Muestra 2-82.

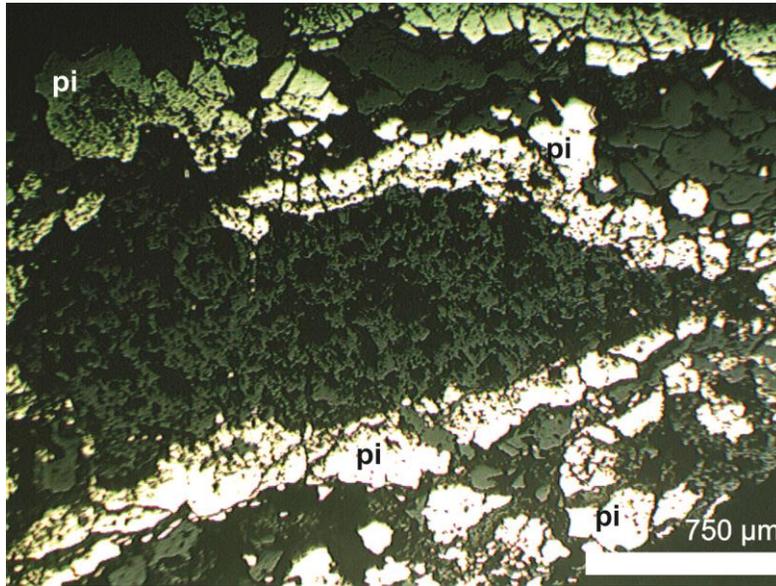


Figura 55. Arreglo anastomosado de vetillas de pirita-cuarzo. Muestra 2-54.

La primera generación de vetillas consiste de vetillas de cuarzo con cristales diseminados de pirita subedral a anedral con tamaño de 0.5 mm como máximo. Posterior a esta se tienen vetillas de pirita-cuarzo, calcopirita-pirita-cuarzo y de bornita-calcopirita-cuarzo, contemporáneas entre sí. Estas se caracterizan por un primer pulso de cuarzo eudral que contiene o no cristales anedrales más pequeños de pirita. Este es seguido por la precipitación en las cavidades de pirita en cristales anedrales gruesos (hasta 0.7 mm de diámetro) acompañados por escasos cristales anedrales de calcopirita de hasta 1.6 mm de diámetro, que comúnmente rodean a la pirita. La pirita predomina siempre en la vetillas y en ramificaciones de estas; donde el cuarzo es menos importante, llega a formar vetillas piríticas. Ocasionalmente los cristales de calcopirita presentan bornita (Fig. 56) que la reemplaza a partir de los bordes y de manera parcial. Estas vetillas son afectadas por un segundo pulso de mineralización que fractura y brecha a las asociaciones anteriores. Dicho pulso se caracteriza por una generación de cuarzo con diseminaciones de pirita anedral de grano fino y el reemplazo parcial a total de la calcopirita y/o bornita por tenantita-tetraedrita, llegando a observarse solamente relictos de estas. Existe una generación tardía de vetillas las que se conforman de cuarzo y/o carbonatos con diseminaciones de pirita anedral de grano fino.

La segunda generación de vetillas gradúa de un *stockwork* a zonas de brecha donde se observan fragmentos subredondeados, que son cementados por estas vetillas, que adoptan un aspecto anastomosado. Asimismo, se puede observar en algunas muestras evidencia de deformación, denotada por vetillas discontinuas que siguen planos preferenciales de debilidad (Muestras 2-219 y 2-243).

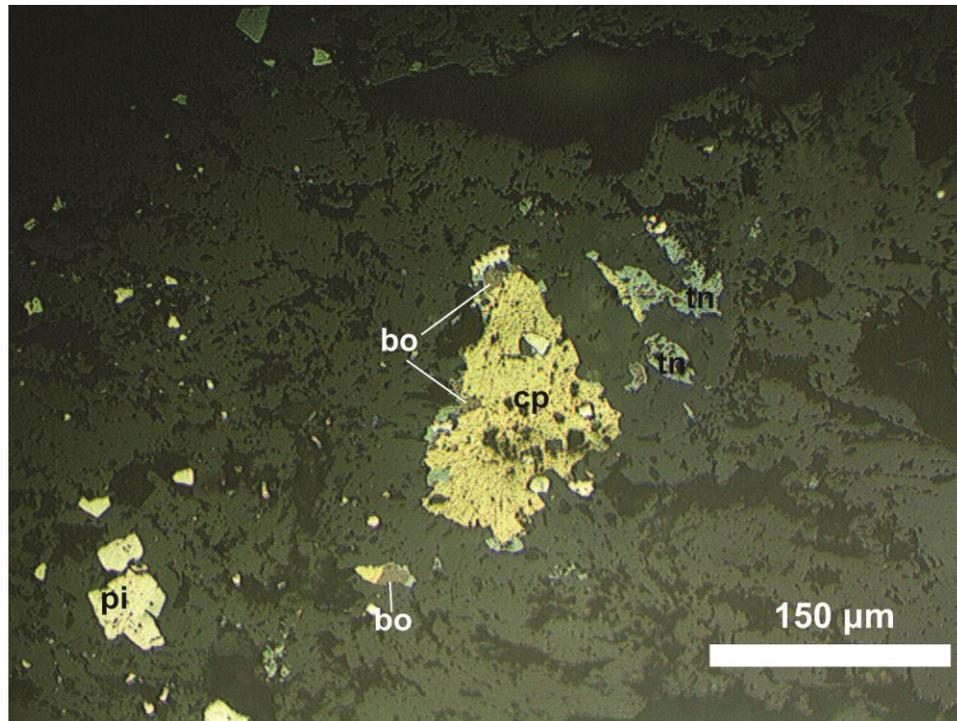


Figura 56. Cristales anedrales de calcopirita que poseen un borde de bornita y un borde más exterior de tenantedita-tetraedrita. Hacia la parte izquierda de la fotomicrografía se pueden observar reemplazamientos totales de tenantedita-tetraedrita donde solo quedan relictos de bornita. Muestra 2-152.

El paquete de rocas volcánicas es atravesado por dos intervalos importantes de brechas (139 a 151 m y 173 a 202 m). En el primer intervalo, la brecha presentan fragmentos subredondeados de hasta 1.5 cm, con vetillas de calcopirita masiva (Garza-González, 2007) y vetillas de pirita-cuarzo-calcita, las cuales involucran dos pulsos mineralizantes. El primero es previo al brechamiento, ya que dichas vetillas se observan brechadas junto con la roca; el segundo es contemporáneo al brechamiento y se expresa como un *stockwork* de cuarzo-calcita con cristales anedrales a subedrales de pirita, de 0.3 mm de diámetro, diseminados a lo largo de las vetillas.

El segundo intervalo de brecha (brechas de colapso) en las rocas volcánicas presenta un *stockwork* de vetillas de pirita-cuarzo y de bornita-calcopirita-pirita-cuarzo. Los dos son contemporáneos y se caracterizan por una generación de cuarzo eudral a subedral con pirita y ocasionalmente agregados de calcopirita-bornita. La pirita forma cristales anedrales de hasta 1.3 mm, mientras que los escasos cristales anedrales de calcopirita llegan a medir hasta 1.6 mm. Cuando están en contacto, la calcopirita rodea a los cristales de pirita. La bornita forma reemplazamientos aislados en los bordes de la calcopirita. Un segundo pulso fractura a la mineralización anterior, brechandola localmente. A este pulso se le atribuyen los reemplazos, parciales a totales, de la calcopirita y bornita y posee una mineralización incipiente de pirita de grano fino diseminada asociada a una segunda generación de cuarzo. De manera local se presenta un *stockwork* de vetillas de cuarzo-calcita sin mineralización.

Hacia el final del paquete de rocas volcánicas se hace patente la distancia del núcleo del sistema pórfido, debido a que se dejan de observar cristales de calcopirita y son reemplazados por una mineralización pirítica. En las dacitas coexiste la argilización con la cloritización, en forma de agregados radiales de clorita y ferromagnesianos. En estas zonas, dichos agregados suelen estar bordeados por halos piríticos de cristales anedrales de pirita de hasta 0.7 mm de diámetro (Fig. 57).

En los metros finales del barreno T-2 (293-316 m) la microtonalita posee una débil mineralización en forma de vetillas de cuarzo-calcita-pirita y vetillas sinuosas tardías de calcita. La pirita se observa como cristales anedrales de no más de 0.2 mm de diámetro.

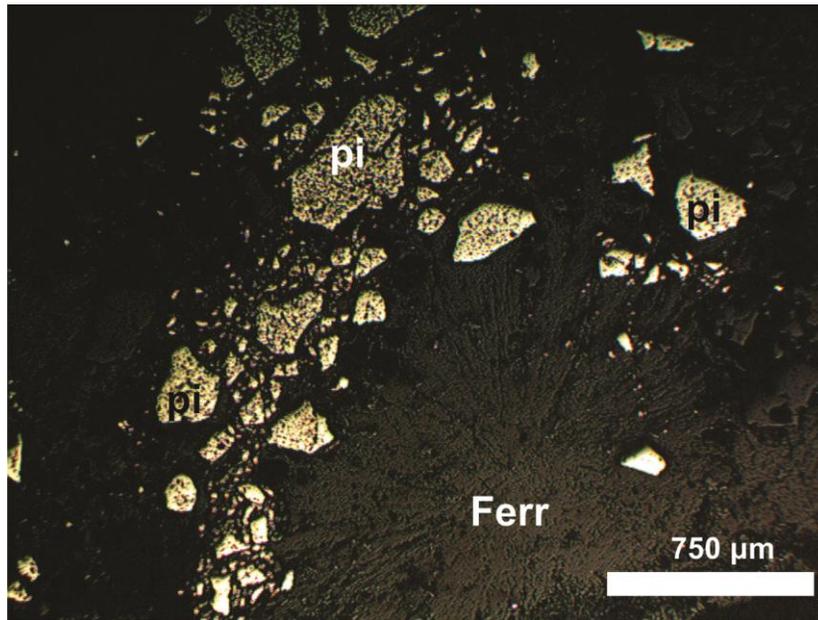


Figura 57. Agregados radiales de ferromagnesianos (Ferr) rodeados de un halo pirítico. Muestra 2-272.

3.5.4 Mineralización en el Barreno T-3

En los primeros metros del barreno T-3 (11 a 19 m) se observa una microdiorita con pirometasomatismo. Dicha roca contiene pirita diseminada en cristales anedrales de hasta 0.8 mm en diámetro. Ocasionalmente la pirita se presenta dentro de nódulos de cuarzo euedral rellenando los espacios entre el cuarzo (en peine). Existen raras ocasiones en donde se presentan algunos cristales anedrales de pirita de grano fino dentro de relictos de plagioclasas en los que son bordeados por sericita (Fig. 58); también la pirita, se presenta en vetillas de cuarzo euedral con pirita tardía que rellena las cavidades.

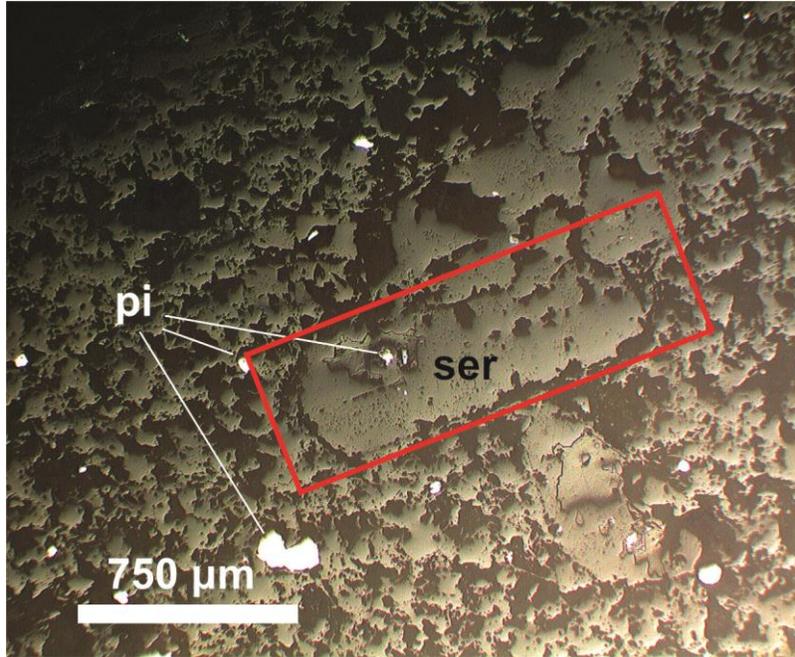


Figura 58. Cristales de pirita reemplazando un fenocristal de plagioclasa junto con sericita (ser) y cuarzo. Muestra 3-11.78.

Debajo de esta microdiorita existe un pequeño intervalo volcánico desde los 19 hasta 38 m del barreno T-3. Aquí la pirita se encuentra como diseminaciones formando bandas definidas por el aumento en abundancia de pirita, donde existen cristales anedrales de pirita de hasta 1 mm de diámetro. Asimismo, la pirita se observa dentro de nódulos de cuarzo con textura de relleno de cavidades en cristales de hasta 1.6 mm de diámetro, ocasionalmente acompañada por calcopirita en cristales anedrales de hasta 0.7 mm de diámetro, que rodean a la pirita (Fig. 59). Las rocas son atravesadas por vetillas de cuarzo eudral con vetillas discontinuas de pirita hacia el centro, así como vetillas más raras de cuarzo-pirita-clorita, donde la clorita y pirita se concentran hacia los bordes. Existen además vetillas de clorita y vetillas tardías de pirita.

La microdiorita aparece desde los 38 hasta los 199 m del barreno T-3, solamente interrumpida por una micromonzonita (63-70 m) y una cataclasita (174-188 m). La microdiorita presenta pirita en cristales anedrales diseminados, algunos de los cuales se concentran en nódulos de cuarzo, ubicándose en el núcleo de estos. Ocasionalmente la pirita se presenta en bandas (Fig. 60) donde se incrementa la abundancia de pirita. Asimismo, la microdiorita es atravesada por vetillas de pirita, pirita-cuarzo, pirita-calcopirita-cuarzo, pirita-cuarzo ametista y pirita-marcasita?-cuarzo.

Tabla 6. Síntesis de las características principales de las muestras del barreno T-3.

Muestras del barreno T-3

Muestra	Barreno	Profundidad en el barreno [m]	Altitud [m.s.n.m.]	Tipo de roca	Alteración predominante	Mineralización
3-11.78	T-3	11.78	964.41	Microdiorita con pirometasomatismo	Cuarzo-sericítica	pi
3-19.18	T-3	19.18	957.01	Andesita porfídica	Cuarzo-sericítica	pi
3-27.43	T-3	27.43	948.77	Andesita porfídica	Cuarzo-sericítica	pi
3-30.44	T-3	30.44	945.76	Dacitas	Cuarzo-sericítica	pi>cp
3-40.24	T-3	40.24	935.96	Microdiorita	Cuarzo-sericítica	pi
3-57.83	T-3	57.83	918.37	Microdiorita	Cuarzo-sericítica	cp>pi
3-70.40	T-3	70.4	905.81	Microdiorita	Cuarzo-sericítica	pi
3-72.34	T-3	72.34	903.87	Microdiorita	Cuarzo-sericítica	cp>pi
3-83.1	T-3	83.1	893.11	Microdiorita	Cuarzo-sericítica	pi>mar?
3-87.15	T-3	87.15	889.06	Microdiorita	Cuarzo-sericítica	cp>pi>>esf
3-107.10	T-3	107.1	869.12	Microdiorita	Cuarzo-sericítica	pi
3-130.7	T-3	130.7	845.52	Microdiorita	Cuarzo-sericítica	pi
3-144.3	T-3	144.3	831.93	Microdiorita	Cuarzo-sericítica	pi
3-151	T-3	151	825.23	Microdiorita	Argílica	pi
3-157.2	T-3	157.2	819.03	Microdiorita	Argílica	pi
3-163.13	T-3	163.13	813.10	Microdiorita	Argílica	pi
3-168.59	T-3	168.59	807.64	Microdiorita	Argílica	pi
3-175.5	T-3	175.5	800.73	Cataclasita en microdiorita	Argílica	pi
3-185.5	T-3	185.5	790.74	Cataclasita en microdiorita	Argílica	pi
3-186.53	T-3	186.53	789.71	Cataclasita en microdiorita	Argílica	pi>>cp
3-190.9	T-3	190.9	785.34	Microtonalita	Argílica	pi
3-196.6	T-3	196.6	779.64	Microtonalita	Argílica	pi
3-213.5	T-3	213.5	762.74	Brecha en rocas volcánicas	Argílica	pi
3-220.76	T-3	220.76	755.48	Brecha en rocas volcánicas	Argílica	pi
3-241.23	T-3	241.23	735.02	Brecha en rocas volcánicas	Argílica	pi
3-251.47	T-3	251.47	724.78	Brecha en rocas volcánicas	Argílica	pi
3-262.05	T-3	262.05	714.20	Brecha en rocas volcánicas	Argílica	pi

pi: pirita; cp: calcopirita; esf: esfalerita; mar?: posible marcasita.

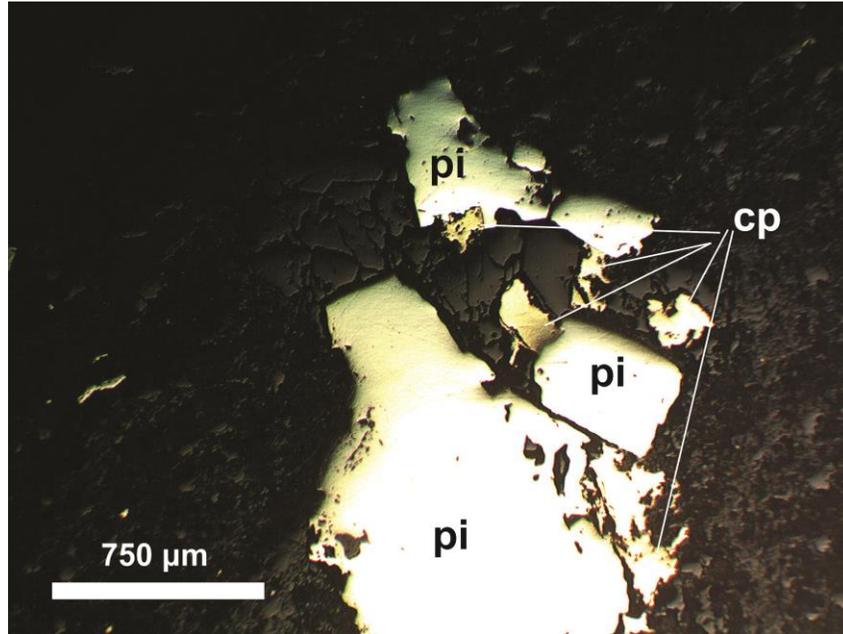


Figura 59. Agregado de pirita y calcopirita dentro de un nódulo de cuarzo. Muestra 3-30.44.

Existe una generación temprana de vetillas de pirita que usualmente es seguida por vetillas posteriores de cuarzo eudral y cristales anedrales de pirita con textura de relleno de cavidades (cristales de hasta 6 mm de diámetro). De manera local se observó a la pirita asociada con un mineral que posiblemente es marcasita. Dicho mineral se presenta en forma de cristales anedrales aislados en vetillas o asociados con la pirita (Fig. 61). Miden comúnmente entre 0.5 mm y menos de 0.1 mm. Poseen textura de relleno de cavidades. Cuando dicho mineral se asocia a la pirita, este es claramente posterior ya que rellena los intersticios entre la pirita y la ganga.

Las vetillas de pirita-cuarzo son afectadas por un pulso mineralizante intermedio o principal, que brecha a la mineralización y contiene una segunda generación de cuarzo con calcopirita en cristales anedrales gruesos (hasta de 1 cm de diámetro). De manera local, en ramificaciones de las vetillas principales, se observan vetillas únicamente de calcopirita-pirita (Fig. 62). En algunas zonas, en lugar de las vetillas de pirita-cuarzo, se tienen vetillas de cuarzo ametista-pirita, donde el cuarzo se presenta como cristales eudrales formando vetillas y la pirita rellena los intersticios entre dichos cristales, como cristales anedrales elongados de hasta 3.2 mm de largo. La aparición del cuarzo ametista está ligada a la presencia de estructuras, como fallas y fracturas, ya que las vetillas que poseen cuarzo ametista, se orientan en una dirección preferencial. En ocasiones se observa un pulso tardío compuesto por vetillas de cuarzo con escasos cristales diseminados de pirita.

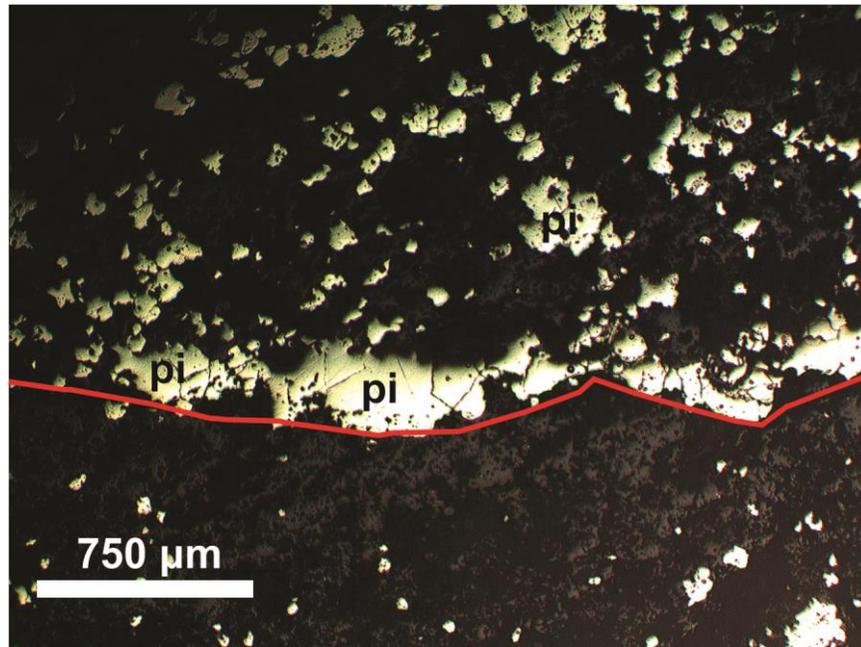


Figura 60. Banda de pirita (por encima de la línea roja) con una vetilla de pirita que atraviesa el límite de dicha banda. Muestra 3-40.24.

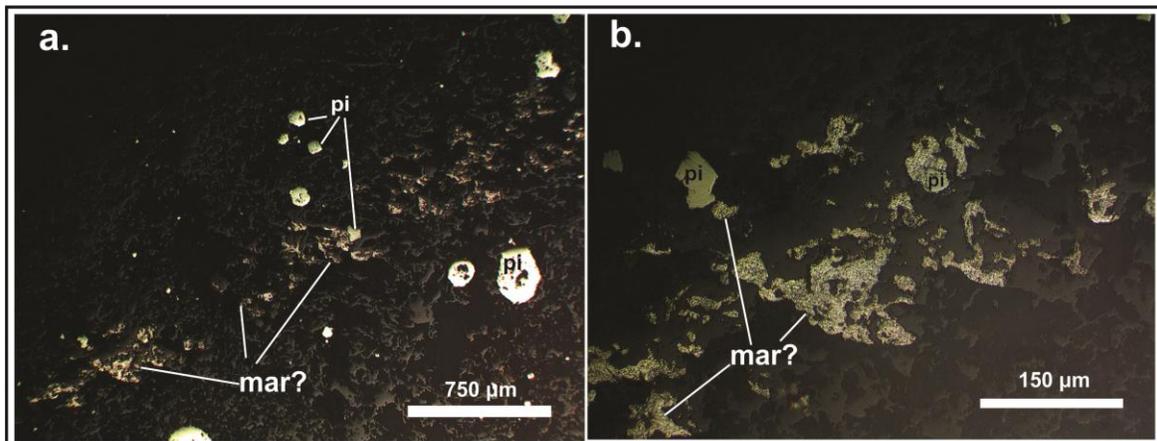


Figura 61. a) Vetilla de pirita con marcasita? y b) detalle de la marcasita y la pirita, nótese como la marcasita? rodea a los cristales de pirita. Muestra 3-83.10.

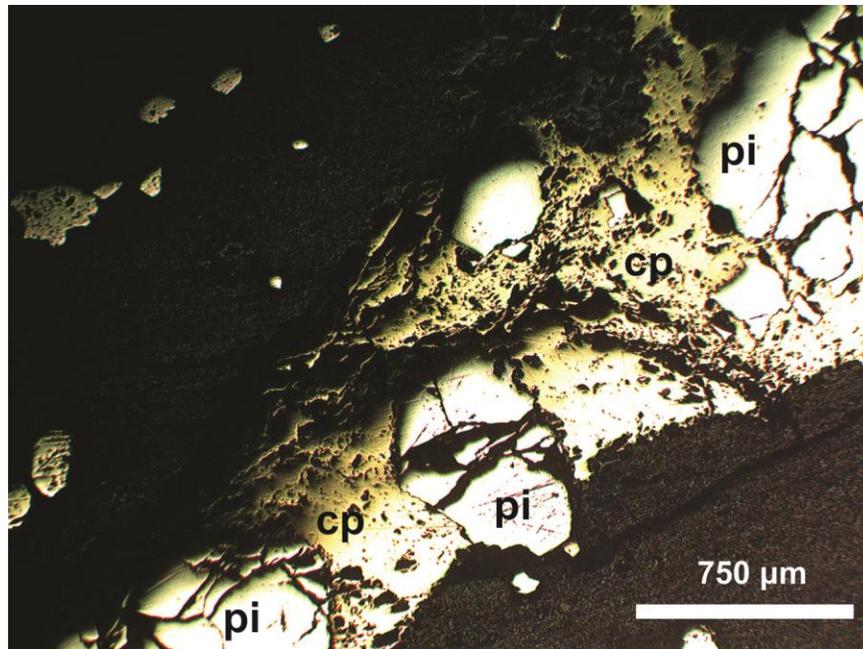


Figura 62. Típica vetilla de pirita y calcopirita, donde se observa que la calcopirita es posterior a la pirita. Muestra 3-55.83.

Dentro de este intervalo, existen zonas de brechas hidrotermales caracterizadas por fragmentos subangulosos de roca separados por vetillas de calcopirita-pirita-cuarzo, constituido por una generación inicial de cuarzo eudral con pirita de grano fino diseminada, seguida de una (Fig. 63) generación de cuarzo anedral con pirita y calcopirita, con el predominio de la segunda. La pirita se caracteriza por formar cristales aislados anedrales de hasta 0.6 mm, ocasionalmente se asocia con la calcopirita. La calcopirita forma cristales anedrales aislados o asociados a la pirita con evidente textura de relleno de cavidades en cristales de hasta 3 mm de largo. A nivel local se observan vetillas de calcopirita con inclusiones subedrales de pirita rodeadas de ganga que se consideran posteriores.

En el intervalo del barreno T-3 (de 144 m a 174 m) en rocas de naturaleza microdiorítica, la alteración cuarzo-sericítica gradúa a una alteración argílica que principalmente se caracteriza por una importante diseminación de pirita en bandas y parches. Estas constan de cristales anedrales de pirita de hasta 0.6 mm de diámetro, que en la bandas y parches llegan a constituir hasta el 60 %. Los cristales de pirita presentan formas desde redondeadas hasta ameboideas. Asimismo, la pirita se presenta intercrecida con arcillas y cuarzo reemplazando fenocristales de plagioclasas hacia los bordes o hacia los centro de estos. Vetillas de cuarzo con pirita atraviesan la roca, que localmente forman microbrechas (en la roca) y presentan cristales de pirita de hasta 1.5 mm de diámetro.

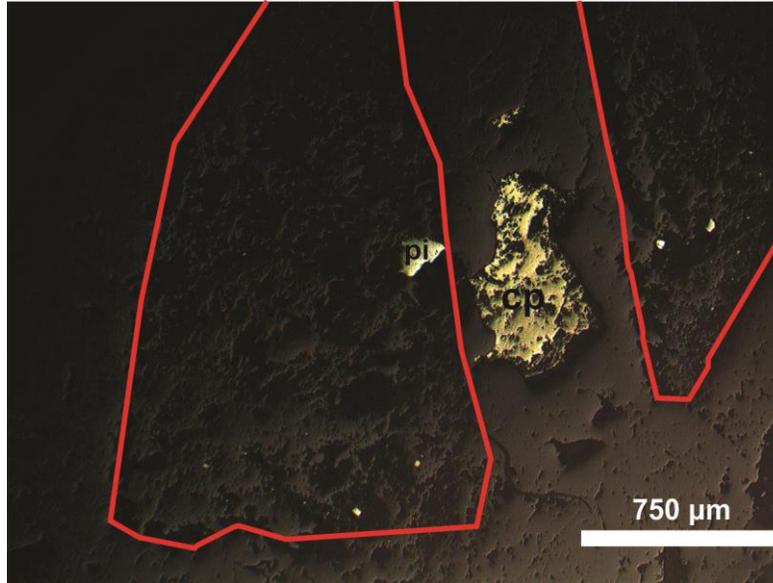


Figura 63. Clastos de roca, delimitados por las líneas rojas, con disseminación de pirita y cementados por vetillas de calcopirita y cuarzo. Muestra 3-72.34.

De los 174 a 188 m la microdiorita es interrumpida por una cataclasita. Los fragmentos de roca presentan una disseminación de pirita en forma de cristales anedrales de no más de 0.8 mm de diámetro. Asimismo, presenta algunos nódulos y lentes de cuarzo con cristales anedrales de pirita hacia los centros, estos nódulos poseen bordes de arcillas. La pirita también ocurre asociada con arcillas reemplazando fenocristales de plagioclasas, de manera parcial. La matriz volcánica presenta la mayoría de la pirita, pero esta se concentra hacia los bordes en contacto con los fragmentos. Aquí, la pirita forma agregados globulares, concentrados en parches de arcillas donde la textura microlítica fue destruida. La pirita también reemplaza a los fragmentos de roca en sus bordes (Fig. 64). Existen vetillas de pirita delgadas que cortan tanto a la matriz como a los fragmentos (Fig. 65).

A partir de los 212 m hasta el final del barreno existe una brecha conformada por fragmentos de rocas volcánicas e hipabisales en una matriz andesítica. Los fragmentos presentan principalmente pirita, la que se presenta en forma de cristales anedrales redondeados y elongados en una dirección preferencial de hasta 2.5 mm de largo y como cristales anedrales asociados a nódulos de cuarzo. La matriz de la brecha está ampliamente piritizada; los cristales de pirita anedral son de 0.3 mm de diámetro en promedio. La pirita se concentra en parches de arcillas o de cuarzo.

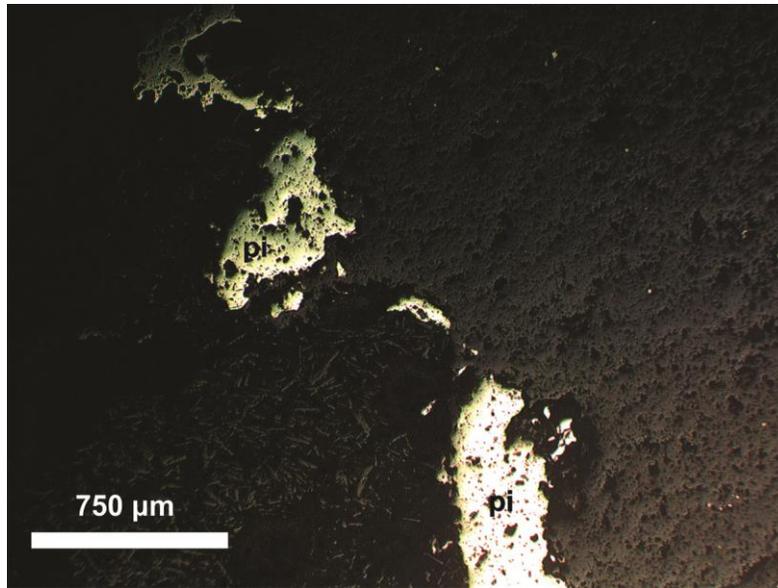


Figura 64. Fotomicrografía donde se muestra el contacto entre los fragmentos de roca (hacia la derecha) y la matriz volcánica (hacia la izquierda) de la cataclasita. Se puede observar cómo la pirita se concentra en el contacto reemplazando al fragmento de roca. Muestra 3-186.53.

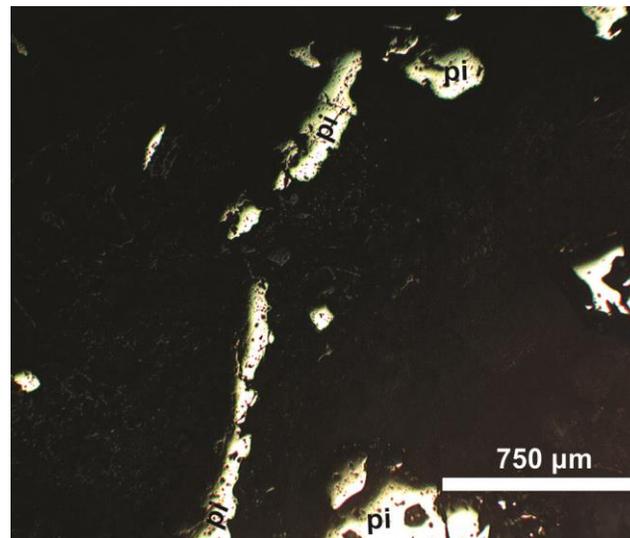


Figura 65. Vetilla tardía de pirita que atraviesa tanto los clastos como a la matriz de la cataclasita. Muestra 3-186.53.

Existen vetillas tardías de pirita y cuarzo que atraviesan la roca a lo largo de los contactos entre los fragmentos y la matriz. Se componen de cuarzo anedral y pirita en cristales anedrales diseminados. También se presentan algunas vetillas de mayor tamaño con cuarzo subedral y que parecen estar brechadas por zonas, y presentan cristales anedrales gruesos de pirita hasta de 1.5 mm de diámetro. La vetillas anteriores se caracterizan por poseer intervalos compuestos únicamente por ganga y otros, a su vez, únicamente de pirita. A nivel local se observan algunas vetillas tardías compuestas por pirita anedral con clorita hacia los bordes. Cabe destacar que la piritización de este último intervalo del barreno T-3 coincide con los primeros síntomas de propilitización.

3.6 Resultados de los Análisis con Microsonda

Se realizaron 30 análisis puntuales, en cinco muestras del barreno T-1, con la microsonda del LUP del Instituto de Geofísica. Los puntos se analizaron por 15 elementos (Ag, Au, As, Sb, Se, Pb, Zn, Cu, Fe, S, In, Pd, Pt, Bi y Te). Los resultados se presentan en la tabla 5. Los análisis en general presentan una buena precisión; sin embargo, es importante tener ciertas consideraciones para la obtención fidedigna de los mismos.

Lo primero que se puede observar es que consistentemente los resultados de la muestra 1-222 presenta valores totales ampliamente por debajo del 100 %. Esto es el resultado de algunos defectos en la preparación de la muestra como el pulido, lo que dificultó la correcta adquisición de los valores. Debido a este factor, resultó imposible considerar los valores obtenidos como válidos y por lo tanto no se tomaron en cuenta. Por otro lado, la utilización de estándares con altas purzas (p.e. platino, paladio, oro, etc.), normalmente tienden a producir un efecto de sobrestimación de los valores en minerales que contienen dichos elementos en cantidades traza; en el caso de los elementos que están sujetos a esta condición, los valores se consideraron con cierta cautela en el contexto de la interpretación del sistema mineralizante.

3.6.1 Calcopirita

En este mineral se realizaron doce análisis puntuales en cristales de calcopirita en cuatro de las cinco muestras analizadas. Los cristales de calcopirita comúnmente se encuentran definiendo texturas de relleno de cavidades (Fig. 66), algunos de los cuales presentan evidencias de brechamiento (Fig. 67 y 68) o incluso se puede presentar como inclusiones dentro de la pirita (Fig. 69). En general todos los cristales de calcopirita presentan una composición estequiométrica que se aproxima a la fórmula ideal $CuFeS_2$, con excepción de la muestra 179-1-1-2, la que presenta un ligero enriquecimiento de Cu (Tabla 6).

Se constataron contenidos traza de Sb, Se, As, Ag, Au, Pb, Bi, Te, In y Pd en todas las muestras, cuyo significado geoquímico será discutido en incisos subsiguientes. Los bajos contenidos de Se descartan la presencia de una solución sólida de la calcopirita con la eskebornita. No obstante, resalta la presencia de In y Pd en los cristales analizados. El In se presenta en cantidades traza (quizá de interés económico), pero el paladio se presenta en cantidades de hasta 0.037 wt% y en un promedio de 0.016 wt%. Estas cantidades equivalen

a una ley promedio de 160 g de Pd/ton de calcopirita. Lo que sugiere la posibilidad de que este elemento sea económicamente recuperable en los concentrados de calcopirita. Como ya se indicó, los valores de Pd se deben tomar con cautela, ya que pueden estar sobreestimados. Sin embargo, las implicaciones de sus altos contenidos se discutirán en el siguiente capítulo.

Tabla 7. Resultados de los análisis con microsonda. En rojo se marcan los resultados con baja calidad.

% en peso Muestra*	Sb	Se	S	As	Ag	Au	Pb	Pd	Pt	In	Bi	Zn	Te	Fe	Cu	Total	Mineral**
1-81-1-1-1	0.01	0.119	34.058	0	0	0.054	0.015	0.025	0	0	0	0.037	0.006	31.898	30.96	97.182	cp
1-81-1-1-2	0	0.056	33.81	0	0	0.026	0	0.013	0	0	0	0	0	31.663	30.924	96.492	cp
1-81-1-1-3	0.019	0.035	33.929	0.011	0.011	0	0.029	0.037	0	0	0	0.016	0	31.739	30.95	96.776	cp
1-81-2-1-1	0.021	0.139	32.784	0	0	0	0.011	0.02	0.261	0.024	0	62.017	0	1.031	0.602	96.91	esf
1-81-2-1-2	0	0.04	32.905	0	0	0	0	0	0.426	0.02	0	62.442	0	0.998	0.512	97.343	esf
1-81-2-1-3	0.045	0.057	34.431	0	0.08	0.086	0.045	0.029	0	0	0.061	1.112	0	31.786	30.025	97.757	cp
1-81-3-1-1	0.027	0.046	32.726	0.017	0	0	0	0.035	0.294	0	0	60.925	0	1.574	0.89	96.534	esf
1-81-3-1-2	0	0.021	33.36	0.005	0	0	0.009	0	0.152	0	0	62.133	0	1.192	0.66	97.532	esf
1-82-1-1-1	0	0	29.243	21.139	0.021	0	0	0.031	0	0	0.052	8.889	0.021	1.639	40.184	101.219	tn
1-82-1-1-2	0	0.01	34.101	0	0	0	0	0	0.322	0	0	65.01	0.011	0.538	0.317	100.309	esf
1-82-2-1-1	0.002	0	29.475	21.569	0.007	0	0	0	0	0.028	0.009	8.338	0	0.978	40.139	100.545	tn
1-82-2-1-2	0.073	0	29.355	21.449	0.044	0	0	0.016	0	0.027	0	8.429	0	0.771	40.61	100.774	tn
1-154-1-1-1	0.004	0.039	33.477	0	0.008	0.054	0	0.019	0	0	0	0.034	0	30.611	29.332	93.578	cp
1-154-1-1-2	0	0	34.32	0	0	0	0.029	0.014	0	0	0	0	0.015	32.453	31.402	98.233	cp
1-154-2-1-1	0	0	34.582	0	0	0	0	0	0	0.002	0.076	0.066	0	32.998	31.627	99.351	cp
1-154-2-1-2	0.034	0	34.381	0	0.04	0	0	0	0	0	0.037	0	0.003	32.76	31.69	98.945	cp
1-179-1-1-1	0.007	0.009	26.07	0.017	0.111	0	0	0	0	0.026	0.023	0.072	0	12.506	54.078	92.919	bo
1-179-1-1-2	0	0	31.495	0.033	0.011	0.023	0	0	0	0	0	0.037	0	25.779	38.632	96.01	cp
1-179-2-1-1	0.015	0	28.168	20.765	0.01	0.068	0.483	0.058	0	0	0.004	6.671	0.097	1.712	39.511	97.562	tn
1-179-2-1-2	0.009	0.037	26.016	0.031	0.065	0.059	0	0.007	0	0	0	0.053	0.013	12.772	55.618	94.68	bo
1-179-3-2-1	0	0	0.223	0	55.541	0.069	0	0	0.016	0	0	0.187	41.387	0.557	1.22	99.2	tel
1-179-3-2-2	0	0	0.303	0	57.101	0.037	0.019	0	0	0	0	0.039	38.59	0.935	0.796	97.82	tel
1-179-3-2-3	0	0.006	0.208	0	56.759	0	0	0	0	0	0.078	0.006	40.194	1	1.32	99.571	tel
1-179-3-2-4	0.028	0.174	34.515	0	0.028	0.033	0	0.024	0	0	0	0.038	0	31.825	30.752	97.417	cp
1-179-4-1-1	0.032	0	28.045	20.677	0.004	0	0	0.027	0	0.019	0.028	6.633	0	2.265	37.712	95.442	tn
1-179-4-1-1a	0	0	28.099	20.507	0.021	0	0	0	0	0.003	0	6.582	0.003	2.909	38.093	96.217	tn
1-179-4-1-2	0	0	28.213	20.62	0	0	0.027	0.006	0	0	0.06	6.609	0	1.224	39.297	96.056	tn
1-222-1-1-1	0.006	0.175	30.006	0.031	0	0.004	0.008	0.035	0	0.032	0	0.013	0.02	24.783	21.928	77.041	cp
1-222-2-1-1	0.047	0	46.767	0	0	0	0	0	0	0	0	0.025	0.019	38.061	0.069	84.988	pi
1-222-2-1-2	0	0	30.232	0	0	0.008	0	0.017	0	0.025	0	0.012	0.019	24.285	21.169	75.767	cp

* La clave de la muestra se compone del número de barreno seguido por la profundidad de la muestra, el campo marcado en la muestra, el número de imagen del ese campo y el punto.

** Mineral donde se realizó el análisis: cp-calcopirita, pi-pirita, bo-bornita, tn-tenanita y tel-telururo.

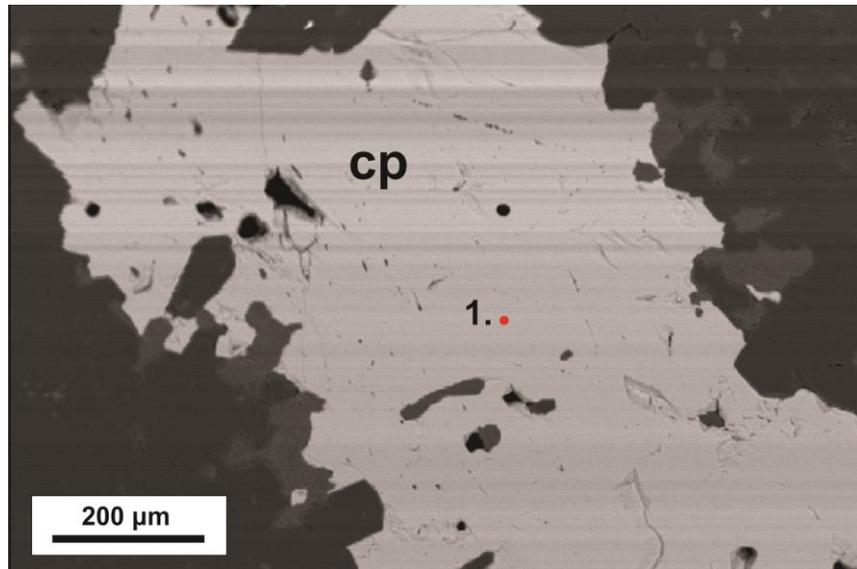


Figura 66. Imagen SEM (*Scanning Electron Microscopy*) de electrones retrodispersados de un cristal de calcopirita relleno de los intersticios entre los minerales de ganga. En rojo se encuentra el punto donde se realizó el análisis. Muestra 1-222-1-1

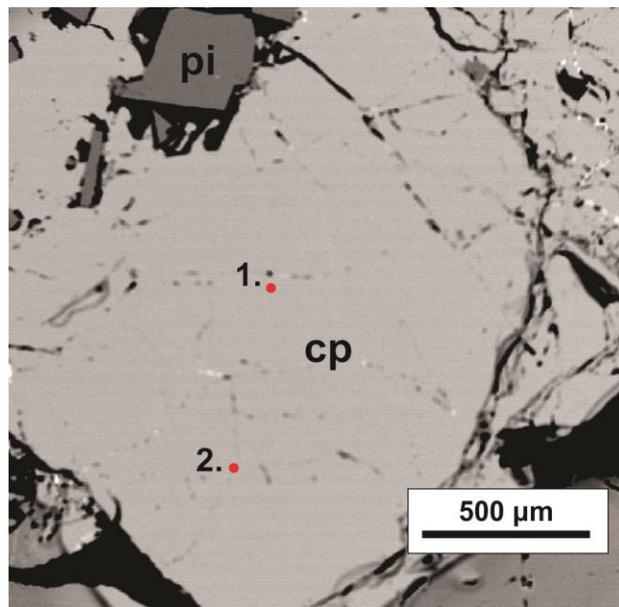


Figura 67. Imagen SEM de cristales de calcopirita fracturados. En la parte superior se observan inclusiones de cristales posteriores de pirita subedral a eudral. En rojo se marcan los puntos donde se realizaron análisis. Muestra 1-154-1-1.

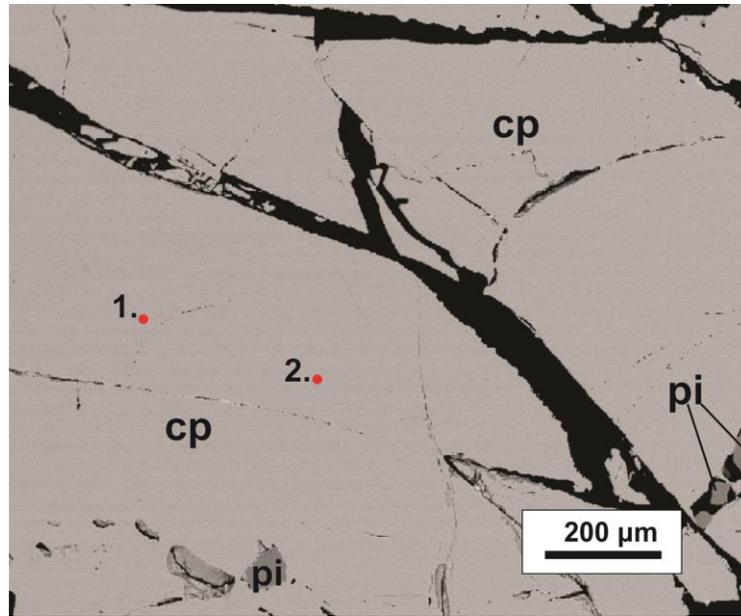


Figura 68. Imagen SEM de cristales de calcopirita que muestran evidencias de fracturamiento. Existen inclusiones de cristales tardíos de pirita subedral a euedral. En rojo se marcan los puntos donde se realizaron análisis. Muestra 1-154-2-1.

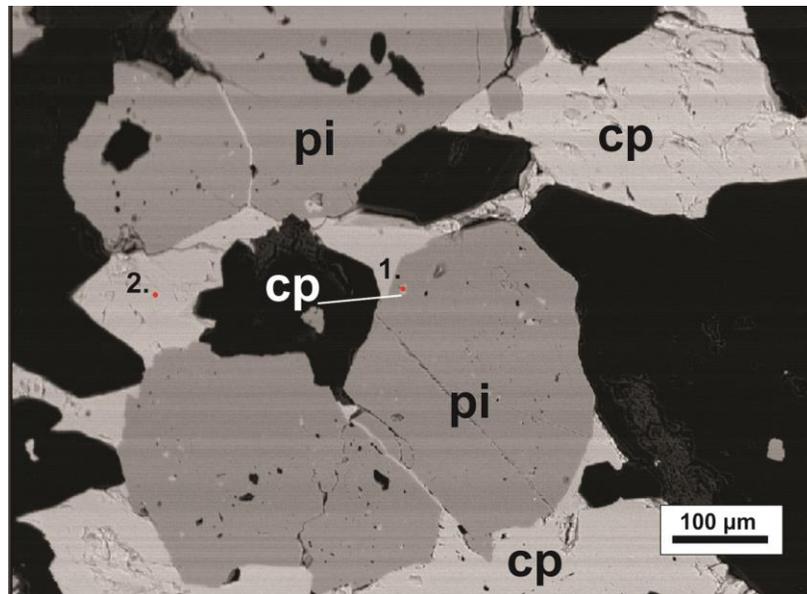


Figura 69. Imagen SEM de cristales de pirita rodeados de cristales de calcopirita e inclusiones de los mismos. En rojo se marcan los puntos donde se realizaron análisis. Muestra 1-222-2-1.

Otro aspecto interesante, es la presencia de zinc en la red cristalina de la calcopirita con un enriquecimiento de hasta 1.112 wt% (Muestra 1-81-2-1-3). El cristal de calcopirita que presenta estos valores elevados de zinc posee una exsolución de esfalerita (Fig. 70), lo que implica evidentemente, que el sistema inicialmente presentó valores suficientemente altos de Zn, para propiciar dicha exsolución.

Tabla 8. Resultados de los análisis de microsonda en los cristales de calcopirita para el S, Fe y Cu, junto con sus fórmulas empíricas.

Análisis de microsonda [wt%]				Proporciones molares normalizadas a S ₂			Fórmula empírica
Muestra	S	Fe	Cu	S	Fe	Cu	
1-81-1-1-1	34.05	31.898	30.96	2	1.08	0.92	Cu _{0.92} Fe _{1.08} S ₂
1-81-1-1-2	33.81	31.663	30.924	2	1.08	0.92	Cu _{0.92} Fe _{1.08} S ₂
1-81-1-1-3	33.92	31.739	30.95	2	1.07	0.92	Cu _{0.92} Fe _{1.07} S ₂
1-81-2-1-3	34.431	31.786	30.025	2	1.06	0.88	Cu _{0.88} Fe _{1.06} S ₂
1-154-1-1-1	33.47	30.611	29.332	2	1.05	0.88	Cu _{0.88} Fe _{1.05} S ₂
1-154-1-1-2	34.32	32.453	31.402	2	1.09	0.92	Cu _{0.92} Fe _{1.09} S ₂
1-154-2-1-1	34.58	32.998	31.627	2	1.1	0.92	Cu _{0.92} Fe _{1.10} S ₂
1-154-2-1-2	34.38	32.76	31.69	2	1.09	0.93	Cu _{0.93} Fe _{1.09} S ₂
1-179-3-2-4	34.51	31.825	30.752	2	1.06	0.9	Cu _{0.90} Fe _{1.06} S ₂
1-179-1-2	31.495	25.779	38.632	2	0.94	1.24	Cu _{1.24} Fe _{0.94} S ₂

El oro y la plata se presentan en cantidades interesantes asociadas a calcopirita, en un promedio de 0.017 wt% de Au y un 0.027 wt% de Ag. El oro es más abundante que la plata y presenta una tendencia a decrecer con la profundidad en la dirección del barrenado T-1, es decir, hacia el exterior del sistema porfídico (Fig. 71). La plata por su parte, exhibe una tendencia similar pero menos definida. La variabilidad de los contenidos de oro y plata en un mismo intervalo podría sugerir que estos elementos ocurren como inclusiones muy pequeñas de fases nativas, telururos o incluso de sulfosales de plata y/o cobre en calcopirita.

Es preciso destacar que, la presencia de Au fue reportada por la empresa Noranda Exploración México S.A. de C.V en su campaña de barrenado durante 1999, encontrando leyes de hasta 2.73 g/ton en el intervalo de 153.1 a 154.7 m del barrenado T-1.

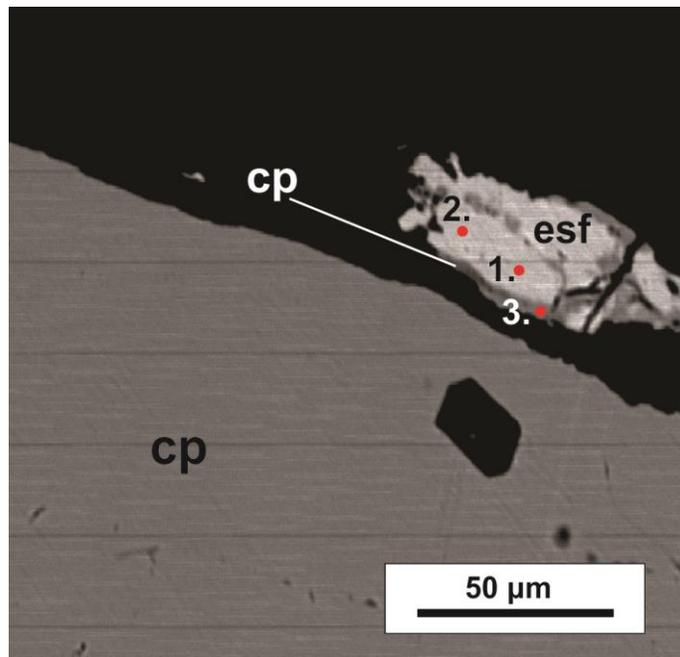


Figura 70. Imagen SEM, donde se observan exsoluciones de esfalerita en cristales de calcopirita. En rojo se marcan los puntos donde se realizaron análisis. Muestra 1-81-2.

En la figura 72 se muestra el comportamiento con la profundidad de los elementos que se encuentran asociados a los cristales de calcopirita. En general, es posible definir dos tendencias principales, que se delimitan a los 154 m de profundidad del barreno T-1, sector donde ocurre un sesgo en las trayectorias de concentración. La primera tendencia manifiesta hacia los 154 m de profundidad, una disminución notable de las concentraciones de Se, en contraste con un incremento súbito a una profundidad mayor de los 154 m. Un comportamiento similar pero no tan notable lo presentan el Au, Sb y As. En general, la segunda tendencia es opuesta a la anterior, en donde las concentraciones se incrementan (Bi) o bajan ligeramente (Pd, Ag, Te, Pb) hasta los 154 m, para después caer de manera abrupta hacia mayor profundidad. Este tipo de tendencias es un reflejo de la obvia afinidad geoquímica entre los grupos de elementos; su distribución y concentración estuvo controlada por la evolución del sistema magmático-hidrotermal que, en términos de espacio, señalan la distancia relativa del núcleo del sistema porfídico (el barreno T-1 se aleja de dicho núcleo con la profundidad).

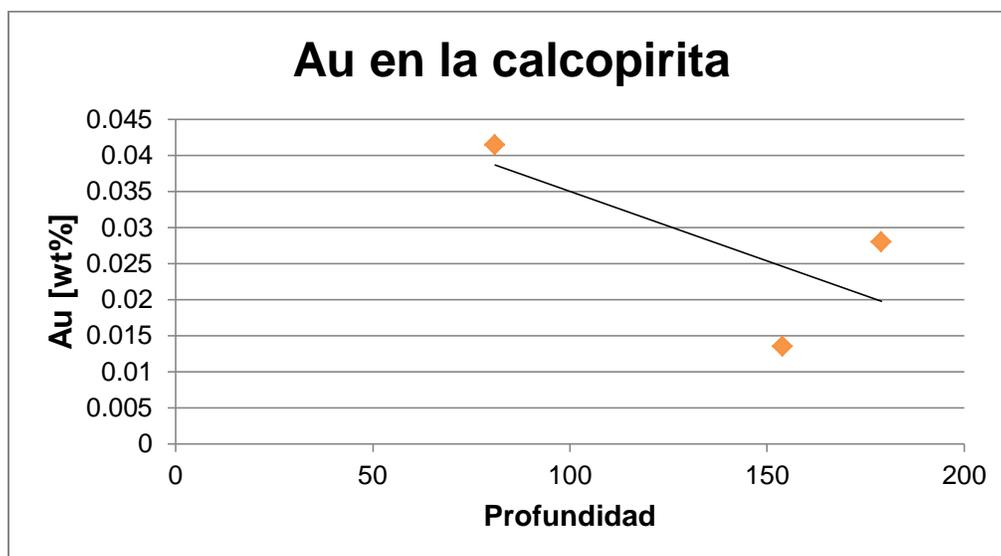


Figura 71. Gráfica que muestra el promedio de los contenidos de Au a profundidad, donde se observan una tendencia decreciente con la profundidad del barreno T-1, dirección que corresponde con el incremento de la distancia del núcleo del sistema porfídico.

3.6.2 Bornita

En este mineral únicamente se realizaron dos análisis cuantitativos en la microsonda; la bornita es menos abundante que la calcopirita y siempre forma cristales anedrales que reemplazan los bordes de la calcopirita (Fig. 73) o a lo largo de posibles superficies de crecimiento (Fig. 74), además de que puede estar asociada o no con cristales de tenantita (Fig. 73).

La composición de la bornita es cercana a Cu_3FeS_4 , sin embargo, de manera consistente parece faltar casi un mol de cobre (Tabla 9) para tener la proporción ideal. Probablemente se puede atribuir dicha irregularidad a problemas en la medición, como la calidad del pulido o particularidades del equipo, lo cual disminuyó la calidad de los análisis. No obstante, en general se observan composiciones muy similares para las dos muestras donde también se tienen trazas de Sb, Se, As, Pd, In, Zn, Bi y Te.

A diferencia de los cristales de calcopirita, la bornita parece estar mucho más enriquecida en Ag, con un promedio de 0.088 wt% contra un promedio de 0.017 wt% para los cristales de calcopirita. No fue posible definir una tendencia a profundidad debido a que ambos análisis en bornitas pertenecen a la misma muestra. No obstante, comparando los contenidos de Au y Ag con los cristales de calcopirita de la misma muestra, se constata en la bornita un claro enriquecimiento en plata y contenidos de oro muy similares; solamente en uno de los cristales de bornita ocurren valores de Au (0.059 wt%). En la bornita se

presentan contenidos mucho menores de paladio con respecto a la calcopirita; en ésta última fase es donde preferencialmente se concentra dicho elemento.

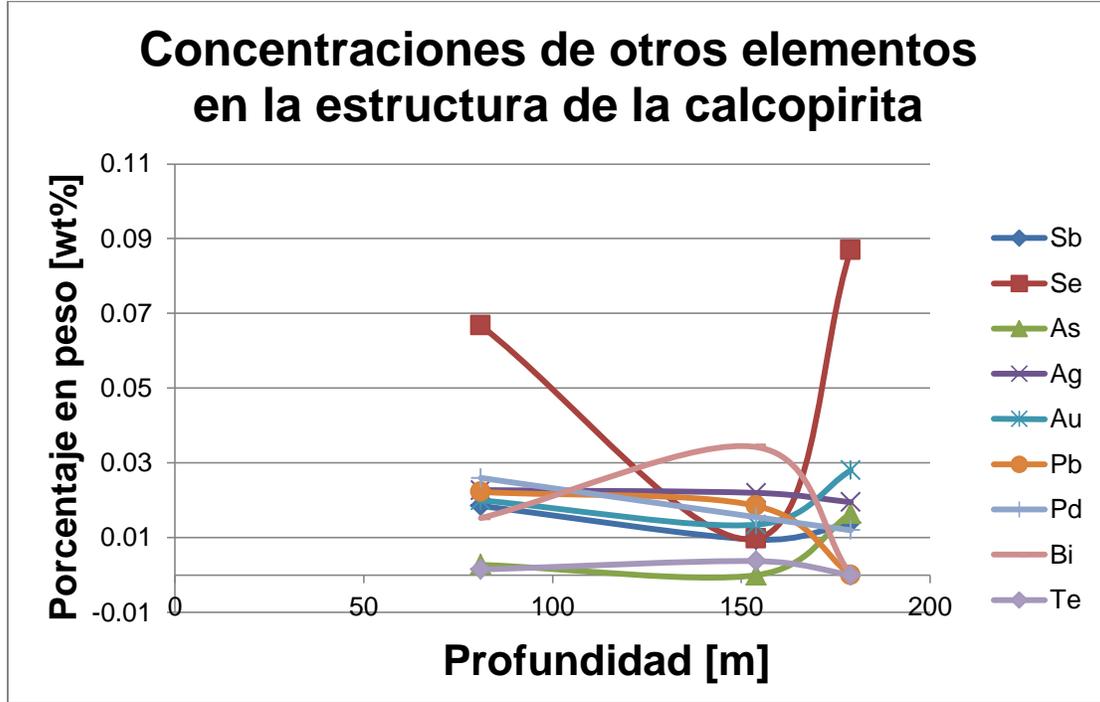


Figura 72. Gráfica de los valores promedio de Sb, Se, Au, As, Ag, Pd, Pb, Bi y Te en la calcopirita con la profundidad (dirección del barreno inclinado T-1).

Tabla 9. Resultados de los análisis de microsonda en los cristales de bornita para el S, Fe y Cu, junto con sus fórmulas empíricas.

Muestra	Análisis de microsonda [wt%]			Proporciones molares para S ₄			Fórmula empírica
	S	Fe	Cu	S	Fe	Cu	
1-179-1-1-2	26.016	12.772	55.618	4	1.1274	4.3152	Cu _{4.31} Fe _{1.12} S ₄
1-179-1-1-1	26.07	12.506	54.078	4	1.1017	4.1871	Cu _{4.19} Fe _{1.1} S ₄

Es evidente que los datos actuales resultan escasos para discernir qué mineral de cobre tiende a concentrar las mayores cantidades de Au. Sin embargo, los resultados de este trabajo son más que alentadores, dado que la bornita y la calcopirita contienen valores de oro, pero cabe resaltar que los valores de oro en la calcopirita son más constantes. El oro en la bornita, al igual que en la calcopirita, se puede presentar en forma de inclusiones muy

pequeñas de oro nativo o asociado al telurio. La plata posiblemente ocurre en inclusiones muy pequeñas de alguna sulfosal o incluso en forma nativa.

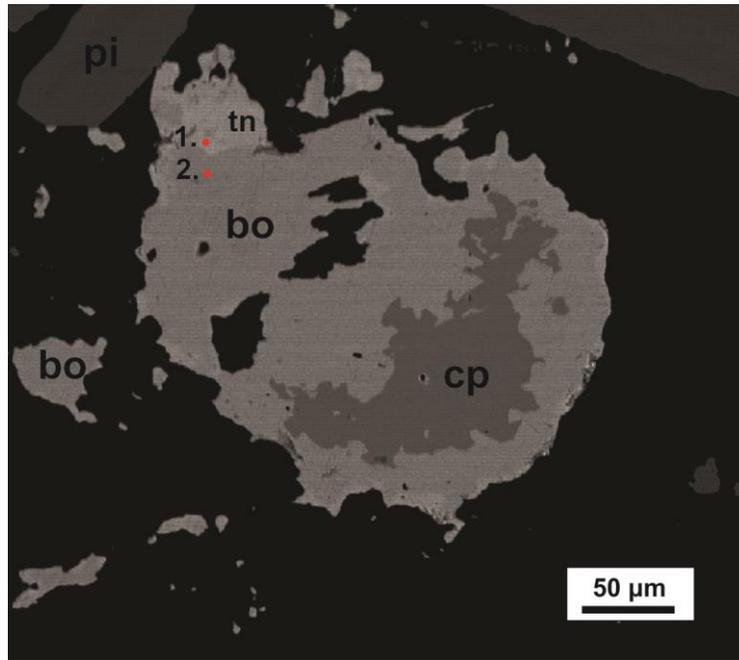


Figura 73. Imagen SEM de un agregado de calcopirita-bornita-tenantita, donde la bornita reemplaza a la calcopirita hacia los bordes, y es reemplazada a su vez por tenantita hacia el borde superior del cristal. En rojo se marcan los puntos donde se realizaron los análisis. Muestra 1-179-2-1.

3.6.3 Esfalerita

La esfalerita se presenta únicamente en dos de las muestras analizadas (1-81 y 1-82), donde aparece en forma de exsoluciones dentro de la calcopirita (Fig. 70) o como cristales aislados en vetillas tardías que cortan a la calcopirita (Fig. 75 y 76). En dichas vetillas ocasionalmente se asocia con la tenantita (Fig. 76).

Conforme a los análisis en microsonda, la esfalerita corresponde a la variedad rica en zinc con un máximo de 2.9 % del miembro rico en Fe (Tabla 10). Asimismo, los cristales de esfalerita presentan cantidades traza de Sb, Se, As, Pb y Te, así como proporciones interesantes de Pd, In y Pt. El paladio y el indio no son detectados en la mayoría de las muestras, pero llegan a tener concentraciones de hasta 0.035 y 0.024 wt%, respectivamente. En el caso del In su promedio para el mismo intervalo de profundidad, es más alto que el de los cristales de calcopirita. El caso contrario ocurre con el Pd, el cual es comparativamente más bajo en los cristales de esfalerita que en los de calcopirita para el mismo intervalo. Es muy probable que el In ocurra en solución sólida en la estructura de la esfalerita.

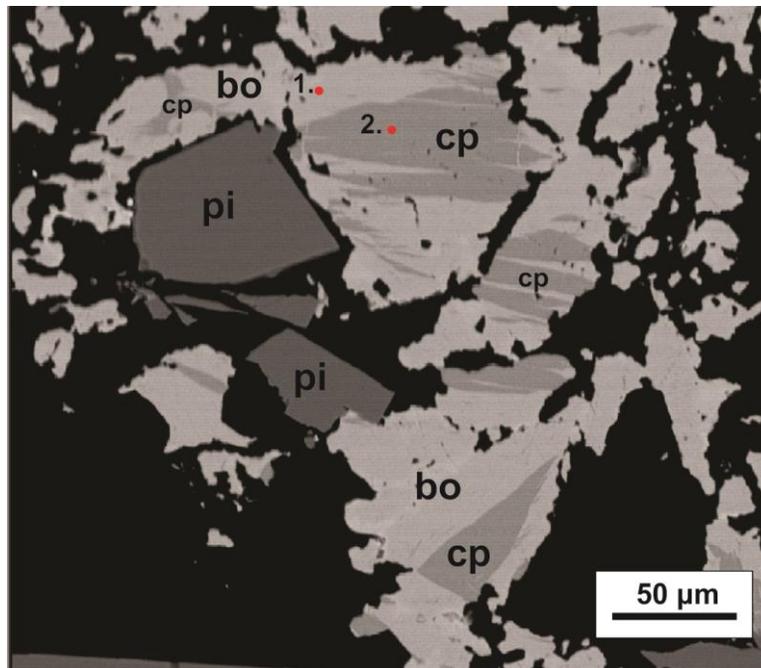


Figura 74. Imagen SEM de cristales de calcopirita siendo reemplazada por bornita a lo largo de posibles superficies de crecimiento. En rojo se marcan los puntos donde se realizaron análisis. Muestra 1-179-1-1.

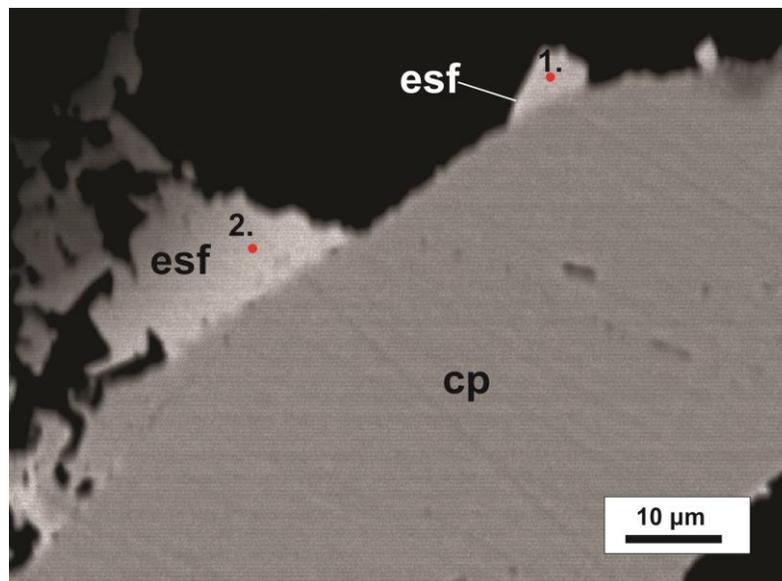


Figura 75. Imagen SEM de cristales de esfalerita alrededor de un cristal de calcopirita. En rojo se marcan los puntos donde se realizaron análisis. Muestra 1-81-3-1.

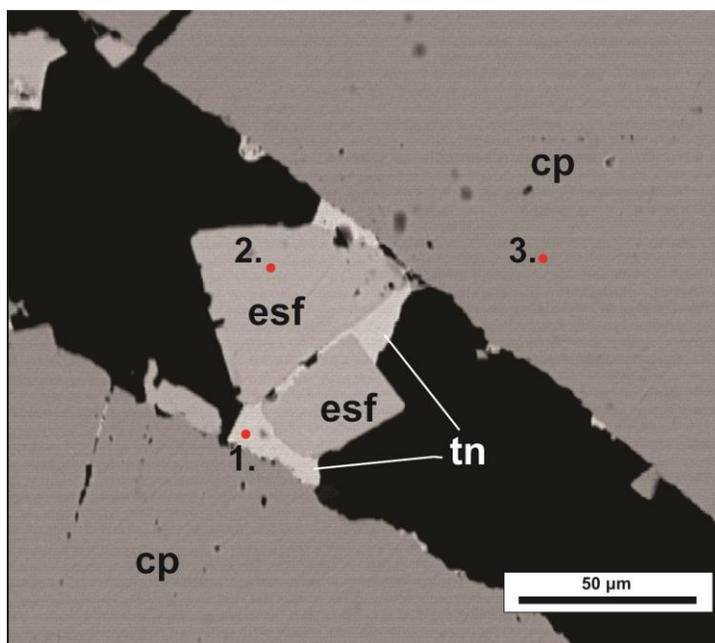


Figura 76. Imagen SEM de cristales de esfalerita intercrecidos con cuarzo y tenantita en una vetilla tardía que corta a la calcopirita. En rojo se marcan los puntos donde se realizaron análisis. Muestra 1-82-1-1.

Tabla 10. Resultados de los análisis de microsonda en los cristales de esfalerita para el Zn, Fe y S, junto con sus fórmulas empíricas y los porcentajes de cada miembro de la solución sólida.

Muestra	Análisis de microsonda [wt%]			Proporciones molares			Fórmula empírica	Porcentaje de cada miembro [%]	
	Zn	Fe	S	Zn	Fe	S		Zn	Fe
1-81-2-1-1	62.017	1.031	32.784	0.9279	0.0181	1	Zn _{0.92} Fe _{0.02} S	98.09	1.91
1-81-2-1-2	62.442	0.998	32.905	0.9308	0.0174	1	Zn _{0.93} Fe _{0.02} S	98.16	1.84
1-81-3-1-1	60.925	1.574	32.726	0.9131	0.0276	1	Zn _{0.91} Fe _{0.03} S	97.06	2.94
1-81-3-1-2	62.133	1.192	33.36	0.9136	0.0205	1	Zn _{0.91} Fe _{0.02} S	97.80	2.20
1-82-1-1-2	65.01	0.538	34.101	0.9351	0.0091	1	Zn _{0.93} Fe _{0.01} S	99.04	0.96

Cabe destacar que la esfalerita constituye la única fase mineral, con excepción de un telururo, donde se encontró platino. El Pt posee concentraciones relativamente altas, de hasta 0.426 wt%, con un promedio de 0.291 wt%. El valor anterior equivale a una ley promedio de 2 kg de Pt/ton de esfalerita. La explicación de este fenómeno no es clara; una posibilidad que no puede ser pasada por alto, es que estos valores estén sobreestimados, por las condiciones anteriormente mencionadas. Sin embargo, el hecho de que la esfalerita

concentre el platino a diferencia de otras fases que se esperaría fueran más propensas a hacerlo, plantea una incógnita que merece estudiarse a detalle.

3.6.4 Tenantita-tetraedrita

Se identificaron por microscopía óptica algunos cristales aislados de tenantita-tetraedrita, principalmente como reemplazamientos parciales a totales de calcopirita y/o bornita (Fig. 73 y 78), o como cristales anedrales pequeños dentro de vetillas tardías que cortan a la calcopirita (Fig. 77). Los reemplazos parciales, normalmente ocurren en los bordes de la calcopirita y la bornita.

Los análisis revelaron que todas las sulfosales analizadas corresponden a cristales de tenantita, el miembro extremo rico en As de la serie tenantita-tetraedrita. Asimismo, los cristales de tenantita tienen una mayor concentración de Cu, seguida de Zn y cantidades poco importantes de Ag. En la tabla 11 se listan las fórmulas empíricas calculadas a partir de los análisis en la microsonda. Como se puede observar, los cationes suman alrededor de 11 mol, lo que significa que les falta 1 mol para alcanzar la composición ideal. El mol que falta probablemente se compensa con otros elementos en solución sólida dentro de la estructura de la tenantita. Asimismo, se puede descartar la posibilidad de que hayan existido pérdidas durante el análisis por que la mayoría de los resultados para los cristales de tenantita poseen un total cercano al 100 %.

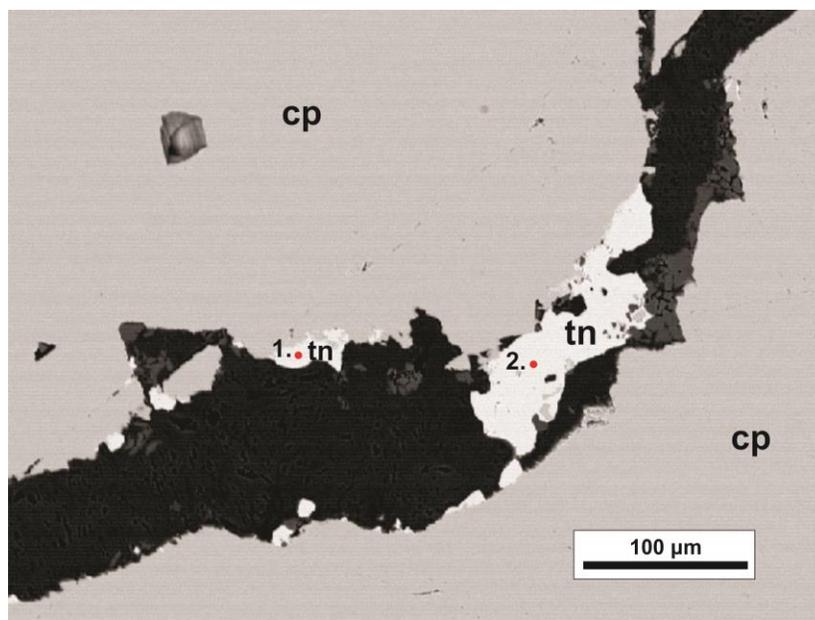


Figura 77. Imagen SEM de cristales de tenantita que reemplazan parcialmente cristales de calcopirita hacia los bordes. En rojo se marcan los puntos donde se realizaron análisis. Muestra 1-82-2-1.

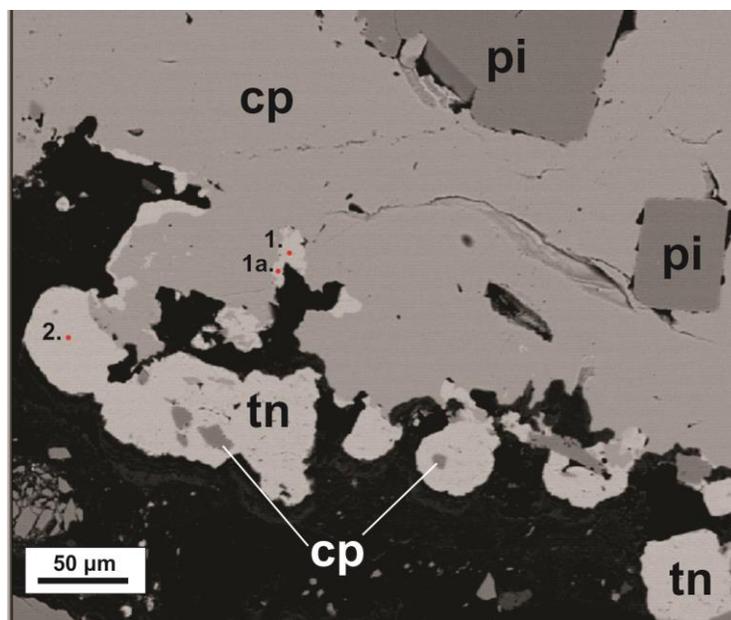


Figura 78. Imagen SEM de cristales de tenantita que reemplazan parcialmente cristales de calcopirita hacia los bordes, con una textura globular. Se observan algunos relictos de calcopirita dentro de la tenantita. En rojo se marcan los puntos donde se realizaron análisis. Muestra 1-179-4-1.

Los cristales de tenantita presentan una clara variación composicional con la profundidad como se muestra en las figuras 79 y 80. A mayor profundidad y distancia del núcleo del sistema pórfido, la tenantita se vuelve más rica en Fe a costa del Zn el cual decrece de manera significativa. Por otro lado, al observar el comportamiento de los elementos en cantidades traza (Fig. 79 y 80), se pueden definir claramente dos tendencias en la trayectoria de concentración dichos elementos. La primera incluye al indio y la plata, los que presentan una tendencia a decrecer su concentración con la profundidad. La segunda comprende al Pd, Te y Bi que manifiestan un comportamiento inverso, en donde sus concentraciones aumentan con la profundidad. La causa de la existencia de tales tendencias apunta a la afinidad geoquímica de los distintos elementos y a los cambios en la temperatura y otras condiciones termodinámicas que prevalecieron en el sistema magmático-hidrotermal.

En la mayoría de los cristales analizados no se detectaron cantidades de oro, sin embargo, se detectó un valor de 0.068 wt% en la muestra 1-179-1-1-1. A pesar de esto, debido a la abundancia de la tenantita a lo largo del barreno, la importancia económica del oro asociado a este mineral es mínima. El Au probablemente se presenta como inclusiones muy pequeñas de oro nativo o asociado a telururos. La plata se encuentra en concentraciones bajas, en promedio de 0.0113 wt%, en solución sólida, y por tanto formando parte de la estructura de la tenantita.

Tabla 11. Resultados de los análisis de microsonda en los cristales de tenantita para el Sb, As, Ag, Zn, Pb, S, Fe y Cu, junto con sus fórmulas empíricas.

Análisis de microsonda [wt%]								
Muestra	Sb	As	Ag	Zn	Fe	Cu	S	Pb
1-82-2-1-1	0.002	21.569	0.007	8.338	0.978	40.139	29.475	0
1-82-2-1-2	0.073	21.449	0.044	8.429	0.771	40.61	29.355	0
1-82-1-1-1	0	21.139	0.021	8.889	1.639	40.184	29.243	0
1-179-4-1-1	0.032	20.677	0.004	6.633	2.265	37.712	28.045	0
1-179-4-1-2	0	20.62	0	6.609	1.224	39.297	28.213	0.027
1-179-1-1-1	0.015	20.765	0.01	6.671	1.712	39.511	28.168	0.483

Proporciones molares								
Muestra	Sb	As	Ag	Zn	Fe	Cu	S	Pb
1-82-2-1-1	0.00	4.07	0.00	1.80	0.25	8.93	13	0
1-82-2-1-2	0.01	4.07	0.01	1.83	0.20	9.08	13	0
1-82-1-1-1	0.00	4.02	0.00	1.94	0.42	9.01	13	0
1-179-4-1-1	0.00	4.10	0.00	1.51	0.60	8.82	13	0
1-179-4-1-2	0.00	4.07	0.00	1.49	0.32	9.14	13	0.002
1-179-1-1-1	0.00	4.10	0.00	1.51	0.45	9.20	13	0.034

Fórmula empírica	
1-82-2-1-1	$(\text{Cu}_{8.93}\text{Zn}_{1.8}\text{Fe}_{0.25})_{\Sigma=10.99}\text{As}_{4.07}\text{S}_{13}$
1-82-2-1-2	$(\text{Cu}_{9.08}\text{Zn}_{1.83}\text{Fe}_{0.20}\text{Ag}_{0.01})_{\Sigma=11.11}\text{As}_{4.07}\text{S}_{13}$
1-82-1-1-1	$(\text{Cu}_{9.01}\text{Zn}_{1.94}\text{Fe}_{0.42})_{\Sigma=11.37}\text{As}_{4.02}\text{S}_{13}$
1-179-4-1-1	$(\text{Cu}_{8.82}\text{Zn}_{1.51}\text{Fe}_{0.6})_{\Sigma=10.93}\text{As}_{4.1}\text{S}_{13}$
1-179-4-1-2	$(\text{Cu}_{9.14}\text{Zn}_{1.49}\text{Fe}_{0.32})_{\Sigma=10.97}\text{As}_{4.07}\text{S}_{13}$
1-179-1-1-1	$(\text{Cu}_{9.2}\text{Zn}_{1.51}\text{Fe}_{0.45}\text{Pb}_{0.03})_{\Sigma=11.39}\text{As}_{4.1}\text{S}_{13}$

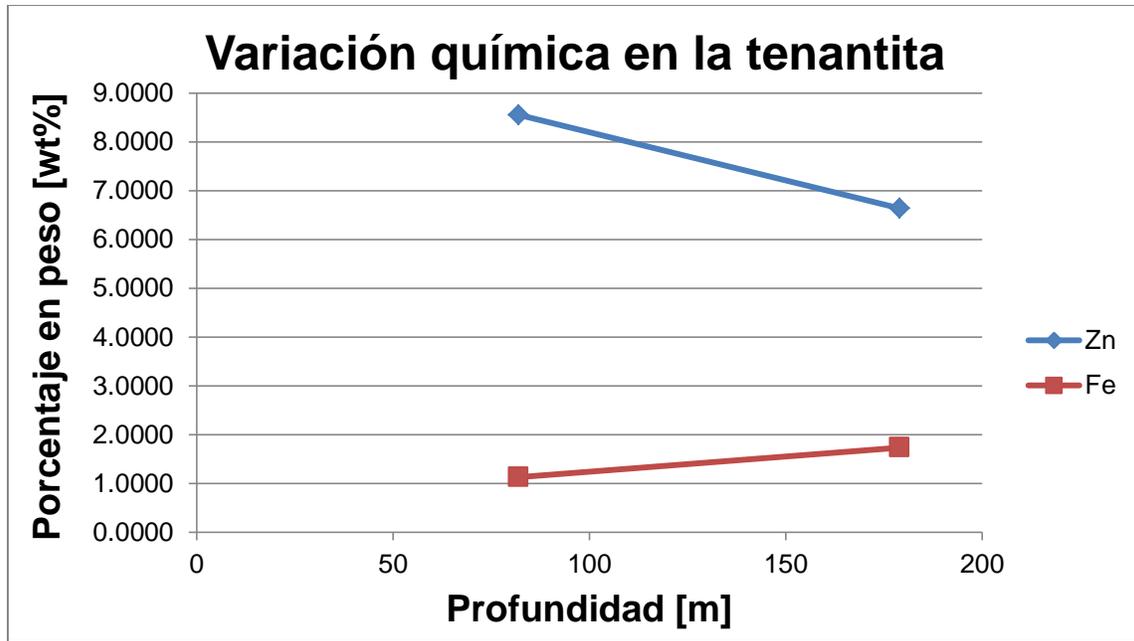


Figura 79. Variaciones con la profundidad de las concentraciones promedio de Zn y Fe en la tenantita.

Asimismo, la tenantita posee In y Pd, ambos presentándose en cantidades variables en las diversas muestras. El indio se presenta en cantidades promedio similares a las observadas en la bornita y esfalerita, pero el paladio se encuentra enriquecido en la tenantita, con respecto al resto de las fases minerales analizadas.

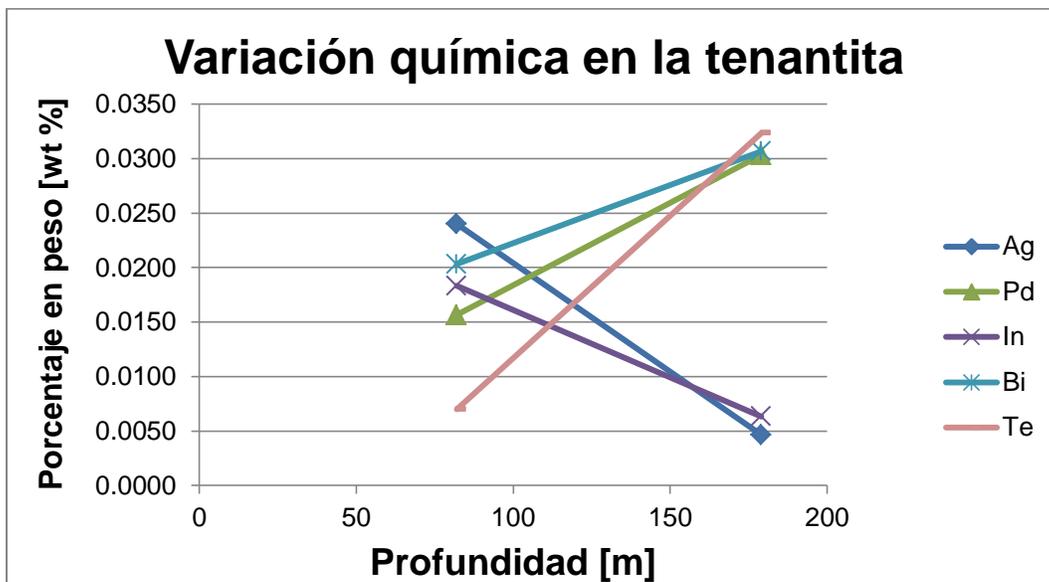


Figura 80. Variaciones con la profundidad de los valores promedio de Ag, Pd, In, Bi y Te en la tenantita.

3.6.5 Telururos

Se reconoció la presencia de telururos en los análisis de microsonda. Estas fases se presentan como exsoluciones hacia los bordes de los cristales de calcopirita, así como en vetillas tardías irregulares que cortan a dichos cristales (Fig. 81). En total se realizaron tres análisis en los telururos.

Los telururos exhiben una composición bastante homogénea. Se calculó la fórmula empírica para cada análisis (Tabla 12). Las fórmulas obtenidas se aproximan a la composición de la stützita ($\text{Ag}_{5-x}\text{Te}_3$ donde $x=0.24-0.36$). No obstante, la composición promedio varía ligeramente, siendo esta de $\text{Ag}_{5.01}\text{Te}_3$. Otro problema son los contenidos anómalos de Cu y Fe, que al compararse con algunas bases de datos de la composición de la stützita (Downs, 2006) no forman parte de las impurezas que comúnmente se encuentran en dicho mineral. Si se consideran los valores de Cu y Fe la fórmula empírica promedio quedaría como $\text{Ag}_{5.01}\text{Cu}_{0.17}\text{Fe}_{0.14}\text{Te}_3$.

Tabla 12. Resultados de los análisis de microsonda en los cristales de telururos para el Ag, Te, Fe y Cu, junto con sus fórmulas empíricas.

Muestra	Análisis de microsonda [wt%]				Proporciones molares				Fórmula empírica
	Ag	Cu	Fe	Te	Ag	Cu	Fe	Te	
1-179-3-2-1	55.541	1.22	0.557	41.387	4.76	0.18	0.09	3	$\text{Ag}_{4.76}\text{Cu}_{0.18}\text{Fe}_{0.09}\text{Te}_3$
1-179-3-2-2	57.101	0.796	0.935	38.59	5.25	0.12	0.17	3	$\text{Ag}_{5.25}\text{Cu}_{0.12}\text{Fe}_{0.17}\text{Te}_3$
1-179-3-2-3	56.759	1.32	1	40.194	5.01	0.20	0.17	3	$\text{Ag}_{5.01}\text{Cu}_{0.2}\text{Fe}_{0.17}\text{Te}_3$

Los análisis indicados abren la posibilidad de que se pueda tratar de un mineral de telurio hasta ahora desconocido. No obstante, los datos con los que se cuenta no son suficientes para hacer tal afirmación por lo que resulta recomendable que se estudie más a fondo esta posibilidad.

Conviene precisar que los telururos presentan cantidades menores y variables de S, Au, Pb, Pt, Bi y Zn, pero dichos elementos no son detectados en todos los análisis. En el caso del Au, Pt y Bi, es probable que ocurran en solución sólida en los telururos, dada su afinidad geoquímica. El S, Pb y Zn probablemente se presentan como impurezas.

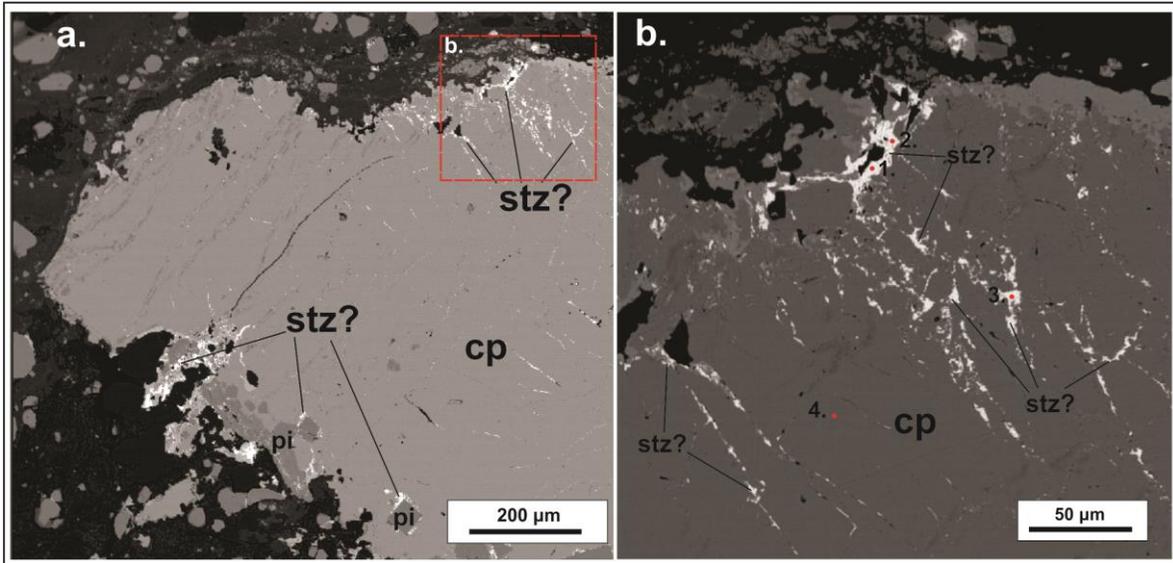


Figura 81. a) Imagen SEM de un cristal de calcopirita con inclusiones de pirita y vetilla y exsoluciones de la posible stützita (stz?) y b) detalle del telururo de plata. En rojo se marcan los puntos donde se realizaron análisis. Muestra 1-179-3.

3.7 Modelo de Mineralización

3.7.1 Antecedentes

El primer modelo de mineralización, fue desarrollado por Garza-González (2007), quien estableció de manera extensiva la metalogenia del pórfido de cobre de Tiámara. A continuación se presenta una síntesis de las características del sistema de mineralización derivadas de dicho modelo.

3.7.1.1 Generalidades

El sistema pórfido propuesto por Garza-González (2007) comprueba un sistema centrado en la tonalita central con un patrón concéntrico de alteraciones, donde predomina la alteración SCC y que es seguida por una alteración argílica externa que se superpone a la alteración SCC. La alteración SCC está bordeada por una propilitización que se extiende regionalmente en gran parte de la microdiorita; a esta propilitización también se le traslapa la parte externa de la alteración argílica.

La mineralización ocurre esencialmente en forma de *stockwork* que se localiza en la alteración SCC y en parte de los bordes argílicos de esta última. El sistema mineralizado, hacia su borde poniente está rodeado por un *stockwork* pirítico incluido en alteración argílica.

3.7.1.2 Fuente de los metales y transporte

Garza-González (2007) comprobó la afinidad geoquímica que poseen las rocas mineralizadas de Tiámara con el Batolito de Tuzantla, proponiendo a este último como el magma parental del sistema pórfido, considerando como evidencias tanto la similitud geoquímica, como las edades isotópicas, así como la presencia de una alteración potásica en la parte interna de dicho batolito. Considerando la distancia del batolito con respecto al yacimiento la cámara magmática parental estaría a una paleoprofundidad de entre 4 y 6 km.

No obstante, planteó además la existencia de un substrato máfico más profundo, como aporte de gran parte del Cu, Au y los volátiles al sistema hidrotermal. Lo anterior se es respaldado por las siguientes evidencias:

- Existencia de diques dioríticos con anomalías positivas de Cr (90 ppm) y Ba (2810 ppm) en el centro de la zona mineralizada.
- Presencia aleatoria de reliquias de máficos en las texturas de algunos cuerpos hipabisales mineralizados.
- Existencia de abundantes sulfuros en las fases arcillosas de las rocas volcánicas (dacitas y andesitas) alteradas y no mineralizadas.
- Tipo de brechamiento en rocas volcánicas.
- Desarrollo de una extensa anomalía de azufre con rocas hasta del 1 % modal en sulfuros.
- Estilo del fracturamiento de mena y ganga.

En los estudios de inclusiones fluidas llevados a cabo por Garza-González (2007) se propone la separación de una fase fluida bifásica de origen magmático que extrajo el cobre como complejos clorurados o sulfurados y el oro principalmente como complejos sulfurados. La coexistencia de inclusiones fluidas ricas en vapor y ricas en líquido en las partes más profundas que se han alcanzado con la barrenación, parecen comprobar esta hipótesis.

Los fluidos hidrotermales fueron transportados principalmente en un sentido vertical de mayor temperatura relacionado al cuerpo tonalítico central con una limitada componente horizontal (alteración propilítica) de manera que se establecieron celdas convectivas hacia la parte exterior del sistema (Fig. 82).

3.7.1.3 Mecanismos de precipitación y alteraciones

Las temperaturas de homogenización más altas que se determinaron, corresponden con aquellas que se encuentran dentro de las vetillas mineralizadas de la zona de alteración SCC, alrededor de la tonalita central (Garza-González, 2007). Dichas inclusiones homogenizan a temperaturas de entre 99.1 a 373.8 °C y poseen salinidades de 20 a 10.6 wt% NaCl eq. En cuanto a la zona propilítica se tiene un rango de temperaturas (89.7 a 323.5 °C) y salinidades similares (2.4 a 21.1 wt% NaCl eq.), sin embargo, se observa cierto decremento en ambas con respecto a la alteración SCC.

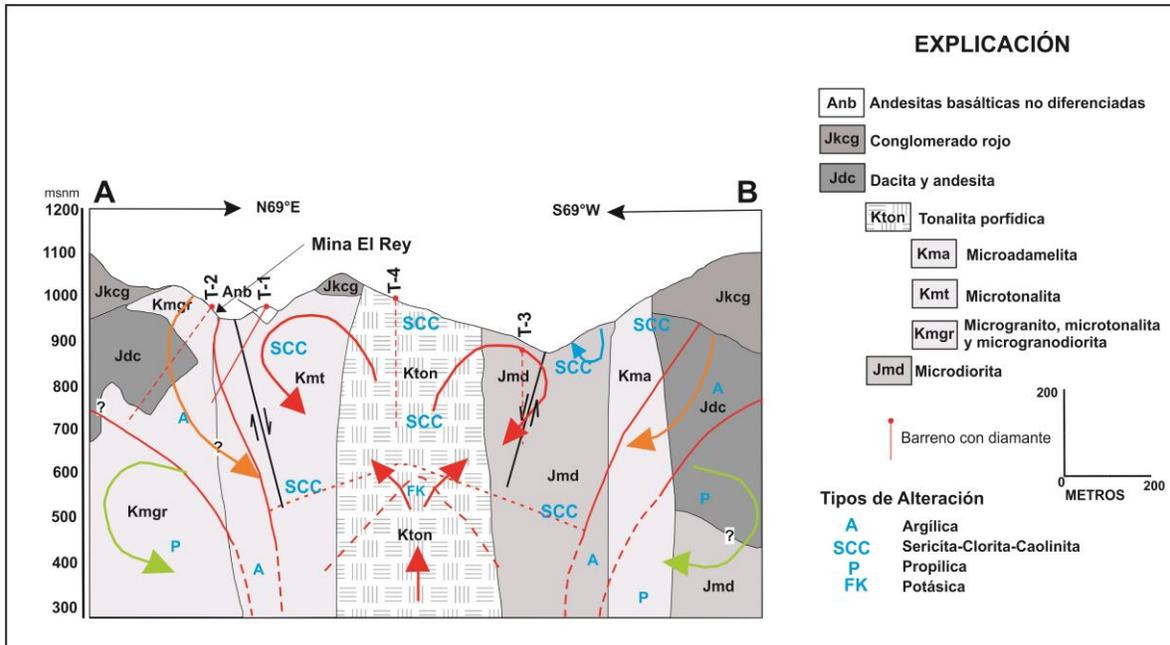


Figura 82. Sección geológica que muestra el flujo de los fluidos asociado a las distintas alteraciones. Rojo: alteración SCC, Naranja: alteración argílica, Verde alteración propilítica y Azul: alteración cuarzo-sericítica. (Tomada de Garza-González, 2007).

La alteración argílica, por su parte posee un rango de temperaturas de homogenización de entre 90.8 a 392 °C con salinidades que varían de 9.98 a 18.8 wt% NaCl eq. Por último, la alteración cuarzo-sericítica posee inclusiones que homogenizan entre 103.6 y 282.4 °C con salinidades de 6.45 a 18.8 wt% NaCl eq. No obstante, estos rangos de valores abarcan distintos episodios de mineralización en los que se observa en general, una disminución con el tiempo de la temperatura y salinidad. Esto se encuentra ejemplificado por el traslape entre vetillas de cuarzo-calcopirita con Th entre ~250 y 350 °C y vetillas posteriores de cuarzo-calcopirita con Th entre ~150 y 230 °C e incluso vetillas tardías de calcita-calcopirita con Th de ~130 °C (Fig. 83). Lo anterior evidencia un *telescopeo* probablemente propiciado por el rápido abatimiento de las isothermas del sistema.

Adicionalmente, los datos de las inclusiones fluidas evidencian paleoprofundidades en condiciones hidrostáticas, de 1.8 km a 1.1 km para las vetillas tempranas en la tonalita porfídica (alteración SCC) y de 1 km para la microdiorita (alteración propílica); asimismo, se tienen paleoprofundidades entre 0.8 y 0.6 km para la microtonalita-microdiorita, en la zona externa de la alteración SCC. Estas vetillas se traslapan con vetillas tardías que se formaron en condiciones someras de 7.1 a 2.4 bar (Garza-González, 2007).

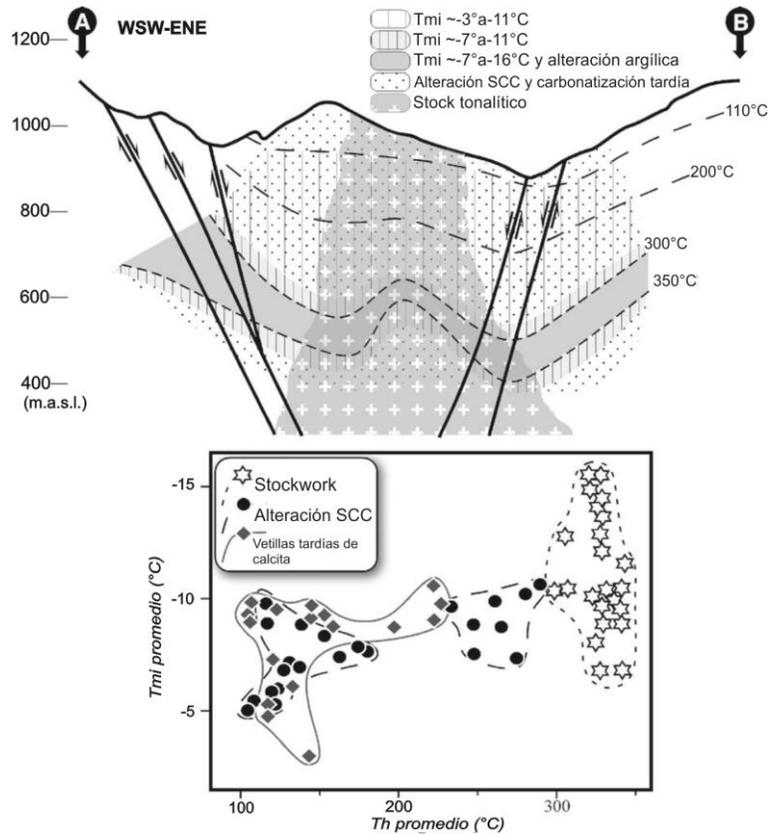


Figura 83. Arriba: Sección geológica de Tiámaro mostrando la distribución de las alteraciones principales, las isotermas basadas en la Th y las Tmi promedio. Abajo: Gráfica de Tmi promedio contra las Th promedio. Se observan dos poblaciones principales para la alteración SCC indicando el traslape de dos pulsos. Th: temperatura de homogenización, Tmi: temperatura de fusión del hielo. (Tomado de Garza-González, et al., 2006).

La ausencia de inclusiones fluidas hipersalinas y de mayores temperaturas, ha sido señalado como evidencia de que la parte conocida del depósito solo representa la parte superior (Garza-González, et al., 2006, Garza-González, 2007) y que a profundidad existe una zona con alteración potásica de mayor temperatura.

Con base en lo anterior se puede definir que las soluciones hidrotermales estuvieron sujetas a un progresivo enfriamiento y disminución del pH, lo que produjo la desestabilización de los complejos clorurados precipitando calcopirita y bornita. La alteración potásica se generó inicialmente por fluidos más calientes y altamente salinos, juntamente con la alteración propilítica, formada a partir del progresivo enfriamiento hacia el exterior del sistema. En un segundo período, con la caída de la temperatura, se generó la alteración SCC para formar una especie de caparazón hidrolítico sobre la alteración potásica, y quizá reemplazando parte de ella. El rápido abatimiento de las isotermas junto con periodos de represurización del sistema generó las condiciones observadas a partir de las inclusiones fluidas, para desarrollar un evidente *telescopeo*. Por último existió la generación de vetillas tardías de calcita de baja temperatura como un vestigio de la declinación de la actividad hidrotermal (Garza-González, 2007).

3.7.2 Distribución de la Mineralización

Como ya se indicó, la mineralización se presenta en un *stockwork* cuprífero importante contenido en la alteración SCC y en la alteración argílica más interna; dicho cuerpo está rodeado por otro *stockwork* pirítico que se desarrolla en la parte externa de la alteración argílica (Fig. 84).

El cambio entre el *stockwork* cuprífero y el *stockwork* pirítico está denotado por un sistemático decremento en la cantidad de calcopirita. En los barrenos T-1 y T-4 se hace patente este cambio a partir de los 190 y 159 m respectivamente.

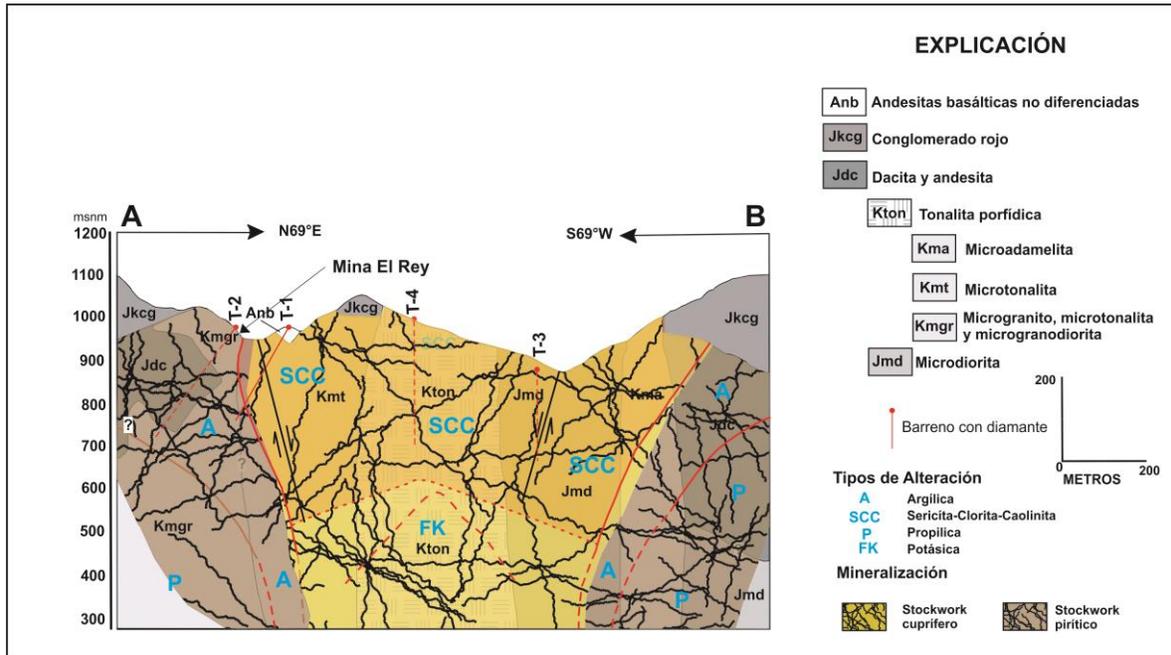


Figura 84. Sección geológica que muestra la distribución del *stockwork* cuprífero y el *stockwork* pirítico que lo rodea. Las fracturas son esquemáticas y no representan la ubicación real de las fracturas y fallas del yacimiento (Modificado de Garza-González, 2007).

Por otro lado, se observó que algunas fases minerales tienen una distribución definida en el espacio, como en el caso de la esfalerita y la tenantita. La esfalerita se presenta de manera aislada y dispersa en muestras de los barrenos T-1 y T-3, pero desaparece por debajo de los 82 y 87.15 m. Por lo tanto, la esfalerita es una fase que está restringida a las porciones más superficiales y externas del sistema y probablemente conforma parte del halo de Zn que suele rodear a los yacimientos de tipo pórfido (Sillitoe, 2010). Asimismo, es una fase tardía asociada a temperaturas menores, lo que apoya la teoría de que pueda formar parte de dicho halo geoquímico.

Por su parte, la tenantita es más abundante que la esfalerita y se observó principalmente en los barrenos T-1 y T-2, en las alteraciones argílica y SCC, concentrándose

preferencialmente en la última. Destaca sin embargo, que esta fase se encuentra desde las partes más superiores del yacimiento hasta no más de los 926 y 936 m.s.n.m. respectivamente. Conforme a sus relaciones texturales, este mineral representa parte de un pulso tardío (ver apartado 3.7.3) y su presencia puede significar un cambio en las paleocondiciones hidrostáticas o un límite fisicoquímico que modificó las condiciones de los fluidos mineralizantes.

3.7.3 Episodios de Mineralización y Paragénesis

3.7.3.1 Alteración propilítica

En la alteración propilítica se encuentra el *stockwork* pirítico en donde se identificaron al menos siete episodios de mineralización. El primero de estos (pulso I) consiste en una diseminación de cristales anedrales de pirita y de calcopirita en menor medida (Fig. 85), de manera generalizada en todas las rocas propilitizadas, que es seguido por un pulso (pulso II) de microvetillas de pirita. Posteriormente, se desarrolla otro episodio (pulso III) constituido por vetillas de cuarzo eudral con cristales anedrales de pirita y calcopirita, que son fracturadas y brechadas localmente por una cuarta etapa de mineralización (pulso IV), que además de brechar a las vetillas, precipita cuarzo anedral con pirita y menor proporción de calcopirita.

El quinto pulso (pulso V) de mineralización se caracteriza por vetillas de pirita y calcopirita, que se observaron cortando a las vetillas anteriores y que gradúan en un enrejado de vetillas de pirita. Por último existen dos episodios tardíos; el primero (pulso VI) es una generación de pirita eudral que suele estar rodeada de ganga y que se halla incluida en los cristales de calcopirita; dichas inclusiones se presentan en todos los cristales de calcopirita de suficiente tamaño. La última fase (pulso VII), consiste en microvetillas de cuarzo-calcita con pequeñas cantidades de clorita.

3.7.3.2 Alteración SCC

Dentro de la alteración SCC se reconocieron al menos siete episodios de mineralización (barrenos T-1 y T-4), mismos que conforman el *stockwork* cuprífero y contienen la mayoría de la mineralización. Se componen de una etapa temprana, caracterizada por una diseminación de cristales (pulso I) anedrales-subedrales de pirita y ocasionalmente de calcopirita, seguida de vetillas de cuarzo anedral exclusivamente o con cristales subedrales aislados de pirita (pulso II).

El grueso de la mineralización del sistema (Fig. 85) se concentra en dos etapas de mineralización, inicialmente compuesta de vetillas o nódulos de cristales eudrales de cuarzo con grandes cristales de pirita y calcopirita (pulso III). De manera ocasional, la calcopirita de este pulso es reemplazada casi inmediatamente después por cristales anedrales de bornita. Al episodio anterior le sigue otra etapa (pulso IV) que fractura y brecha las vetillas anteriores (vetillas de los pulsos II y III) y posee una generación de cuarzo anedral y cristales anedrales de pirita y calcopirita en proporciones variables. Asociado a esta etapa también se presentan cristales anedrales de esfalerita o exsoluciones de la misma dentro de la calcopirita o reemplazos ocasionales de calcopirita por tenantita.

Hacia el final (Fig. 85) del episodio anterior se desarrolla una fase de Te (pulso V) dentro de cristales de calcopirita del pulso II. Este desarrollo, si bien se encuentra muy localizado, es de gran relevancia por el potencial que le otorga al yacimiento como se discutirá en el capítulo 4.

Las etapas tardías se caracterizan inicialmente por inclusiones de pirita eudral (pulso VI) en cristales de calcopirita, que son contemporáneas con vetillas de cuarzo, que incluyen cristales anedrales de pirita diseminada que cortan a las vetillas de los pulsos anteriores. Se considera la contemporaneidad entre ambas fases por la ausencia de relaciones de corte entre ellas y las características texturales que comparten. El último pulso está representado por vetillas de cuarzo y/o carbonatos con escasa clorita dado que cortan a todos las vetillas anteriores (pulso VII).

3.7.3.3 Alteración argílica

Dentro de la alteración argílica se encuentra el cambio del *stockwork* cuprífero al halo pirítico, en donde los episodios de mineralización presentan ciertas variaciones. Se han definido al menos siete pulsos de mineralización. El primero de estos episodios (pulso I) se caracteriza por una diseminación de cristales anedrales a subedrales de pirita que ocasionalmente se concentran en bandas, en reemplazamientos parciales de fenocristales de plagioclasa y por reemplazamientos locales de los fragmentos de roca volcánica en la cataclasita. La segunda etapa (pulso II) de mineralización se caracteriza por el emplazamiento de microvetillas de cuarzo anedral que contienen diseminaciones de cristales anedrales-subedrales de pirita. Es común que dichas vetillas se encuentren alineadas en una dirección preferencial, lo que puede estar asociado a la presencia de fallas.

El tercer pulso (pulso III) es complejo y se expresa de diferentes maneras a lo largo de las zonas de alteración argílica. Puede presentarse simplemente como vetillas, microvetillas o nódulos de cuarzo eudral-subedral, las que pueden presentar o no mineralización de pirita en forma de grandes cristales anedrales-subedrales, los que a su vez, pueden estar asociados o no con calcopirita en menor cantidad. En ocasiones estas vetillas presentan ramificaciones rellenas de pirita. Dentro de la alteración argílica es común que este pulso produzca a veces, brechamiento hidrotermal conformado por fragmentos subredondeados sostenidos por cuarzo eudral con pirita y calcopirita anedrales, usualmente predominando la primera.

De manera esporádica se presentan reemplazamientos parciales en los bordes de los cristales de calcopirita por bornita; este último también reemplaza las superficies de crecimiento de los cristales de la calcopirita. Dichos reemplazamientos ocurren inmediatamente después de las fases anteriores.

Las vetillas del pulso III son afectadas por una etapa (pulso IV) que consiste desde un fracturamiento ligero hasta un brechamiento de dichas vetillas el cual es muy variable, y que puede estar acompañado de una generación de cuarzo anedral solamente o tener pirita (ocasionalmente en forma de sobrecrecimientos sobre la calcopirita) y/o calcopirita en cristales anedrales gruesos o de grano fino y diseminados. A este episodio se asocian los reemplazamientos parciales a totales de la calcopirita y bornita por tenantita (Fig. 85). En

ocasiones se pueden presentar vetillas de cuarzo anedral y tenantita que se emplazan hacia los bordes de vetillas anteriores.

De manera aislada se presenta una etapa de mineralización (pulso V) representada por microvetillas de piritita que atraviesan los cristales de calcopiritita. Dicha etapa probablemente es contemporánea a una generación de vetillas de piritita con intervalos de cuarzo anedral debido a sus similitudes y que no se observan relaciones de corte entre ambas. Asimismo, en la mayoría de los cristales de calcopiritita se observan inclusiones de piritita euedral rodeadas de cuarzo anedral los que conforman un episodio individual (pulso VI), que se estima es contemporáneo con una generación de microvetillas de cuarzo anedral y piritita subedral-euedral diseminada. La última evidencia de actividad hidrotermal en la alteración argílica es la presencia de microvetillas sinuosas y tardías de cuarzo-carbonatos, las cuales no presentan mineralización y constituyen el último episodio de mineralización (pulso VII) asociado a la declinación de dicha actividad hidrotermal.

3.7.3.4 Alteración cuarzo-sericítica

La alteración cuarzo-sericítica se caracteriza por la presencia de seis pulsos de mineralización, pero existen algunas variaciones que se deben principalmente a que el *stockwork* piritítico gradúa a zonas de brechas hidrotermales. El primer pulso (pulso I) se compone de una diseminación de cristales anedrales de piritita que se encuentran concentrados en bandas o reemplazan parcialmente fenocristales de plagioclasa y de algunas microvetillas de piritita anedral. Este episodio es seguido por microvetillas de piritita con intervalos de cuarzo anedral o microvetillas de cuarzo anedral con piritita subedral diseminada (pulso II), que cortan a las vetillas de piritita anteriores.

Una tercera etapa (pulso III) está constituida por vetillas de cuarzo euedral con cristales anedrales gruesos de piritita y/o marcasita? y en ocasiones de calcopiritita. Estas vetillas son contemporáneas a vetillas de cuarzo ametista y piritita, las que usualmente presentan un lineamiento preferencial denotando la cercanía de estructuras como fallas. El pulso III en algunas zonas se expresa como un brechamiento hidrotermal, donde los fragmentos están cementados por cuarzo+piritita±calcopiritita±marcasita?.

Existe un cuarto episodio (pulso IV) que consiste en un fracturamiento de las vetillas del pulso III que llega a formar microbrechas, que son acompañadas por una mineralización en forma de cuarzo anedral, que puede tener cristales anedrales gruesos de calcopiritita y ocasionalmente de piritita (más común en las zonas de brechas hidrotermales).

Posterior al episodio anterior, reflejando probablemente una disminución de la temperatura, se observaron de manera aislada exsoluciones de esfalerita dentro de los cristales de calcopiritita. De manera similar, el pulso V está representado por inclusiones de cristales euedrales de piritita rodeados de cuarzo anedral dentro de los cristales de calcopiritita. Se consideraron a dichas inclusiones contemporáneas con microvetillas de cuarzo anedral con cristales subedrales-euedrales de piritita, debido a la ausencia de relaciones de corte entre ellas y a sus similitudes. Por último, microvetillas sinuosas de cuarzo-calcita (pulso VI) cortan a todos los episodios anteriores, marcando la disminución en la actividad hidrotermal.

		Transferencia de Calor	Transferencia de Fluidos	Enfriamiento y Depósito de Metales		
		Alteración Zoneada	Argílica Avanzada	Propilítica	SCC	Argílica
Ganga	Cuarzo Carbonatos		---	██████████	██████████	██████████
Argílica Avanzada	Alunita Pirofilita		---			
Propilítica	Actinolita Epidota Zeolitas	---		██████████		---
SCC	Clorita Sericita		---	██████████	██████████	
Argílica	Caolinita			██████████	██████████	---
Óxidos/Sulfuros de Fe	Magnetita Hematita Pirita			██████████	██████████	██████████
Sulfuros y sulfosales de metales base	Calcopirita Bornita Calcosita Esfalerita Tenantita			██████████	██████████	██████████
Oro y telururos	Oro Fase de Te				---	---

Figura 85. Secuencia paragenética del yacimiento de Cu-Au de Tiámaro. (Modificada de Garza-González, 2007).

3.7.4 Evolución del Sistema y Discusión

Los datos recopilados ayudan a complementar y afinar el modelo de mineralización ya existente del yacimiento de Tiámaro. Debe considerarse sin embargo, que con el nivel actual de exploración del yacimiento, dicho modelo no es definitivo y está sujeto a modificarse conforme se expanda el conocimiento del depósito.

El conocimiento de la geología de la región en conjunto con los patrones de REE y datos isotópicos concuerda con que las rocas volcánicas e intrusivas del área de Tiámaro se generaron a partir de la fusión parcial de un manto empobrecido en un ambiente de arco de islas (Garza-González, 2007). Dichas rocas muestran una transición desde series toleíticas a calcialcalinas, demostrando un evolución del arco que probablemente fue responsable de generar las rocas fértiles del yacimiento de Tiámaro.

Los patrones geoquímicos revelan que los intrusivos mineralizados de Tiámaro y el batolito de Tuzantla presentan una relación genética debido a la similitud de dichos patrones, por lo que se ha inferido que dicho batolito representa el magma parental del sistema pórfido. Considerando la distancia del batolito de Tuzantla con el centro magmático de Tiámaro es

posible establecer una profundidad del magma parental de entre 4 y 6 km (Garza-González, 2007). La presencia de elementos como el In, Pt y Pd en los sulfuros, no solamente como anomalías positivas, sino incluso en cantidades económicas como en el caso del paladio, favorece la teoría de la existencia un substrato máfico magmáticamente activo, por debajo del magma parental debido a la afinidad geoquímica de dichos elementos. Es posible que el influjo de magma máfico derivado de dicho substrato, tuviera relación con los pulsos de mineralización como ha sido sugerido por algunos autores (Wilkinson, 2013).

La presencia de alteración potásica en la granodiorita del batolito de Tuzantla, indica que dicho cuerpo magmático alcanzó la saturación de fluidos y fue capaz de exsolver una fase fluida. El hecho de que las temperaturas y salinidades más altas se encuentren en la zona de alteración SCC en la tonalita central sugiere que gran parte de la fase fluida fue canalizada por dicho intrusivo que constituye el núcleo del sistema tipo pórfido. Las observaciones de la distribución de los minerales de mena concuerdan con esto, ya que se observa cómo la cantidad de calcopirita decrece conforme las muestras se alejan de la tonalita central, mientras aparecen fases de menores temperaturas como la esfalerita.

Las evidencias de inclusiones fluidas indican que el protofluido ascendió inicialmente en un estado supercrítico. La coexistencia de inclusiones ricas en vapor y ricas en líquido, evidencian el desarrollo de un proceso de inmiscibilidad (Garza-González, 2007), que también se ha reconocido en otros importantes sistemas (Redmond, et al., 2004). Asimismo y tal como ha sido sugerido por algunos autores (Heinrich, et al., 2004) es posible que la contracción de dicha fase de vapor sea responsable de la mineralización.

La distribución de las paragénesis de alteración revela que los fluidos mineralizantes experimentaron un flujo esencialmente vertical con limitada componente horizontal, estableciéndose celdas convectivas. Dicho flujo se centró principalmente en la tonalita central, donde se encuentran las temperaturas y salinidades más altas en las inclusiones fluidas y representa el sitio donde se concentra la mayoría de la mineralización cuprífera.

Inicialmente los fluidos hidrotermales de mayor temperatura y salinidad produjeron una alteración potásica rica en biotita, que si bien no se ha alcanzado en la actualidad, se espera que se localice en todas su extensión con la barrenación a profundidad. No obstante, se constata que al alejarse de la tonalita central, el fluido mineralizante se enfrió produciendo la alteración propilítica, además dado el colapso térmico del sistema, se sobreimpusieron las alteraciones SCC y argílica a la alteración potásica y propilítica.

El enfriamiento de los fluidos fue uno de los principales factores que controlaron la precipitación de los minerales de mena. En general, existe una tendencia a encontrar menores temperaturas conforme se aleja de la tonalita central. Asimismo, el traslape de vetillas tempranas con Th de entre 250 y 350 °C con vetillas tardías con Th de 130 °C, evidencia que el sistema estuvo dominado por un importante colapso térmico. Ha sido demostrado que la paragénesis de alteración está directamente relacionada con dicho colapso térmico (Garza-González, 2007). La paragénesis que se definió en el presente trabajo señala que los fluidos evolucionaron episódicamente. De manera generalizada existen al menos tres grandes episodios de mineralización que coinciden con el desarrollo

de las alteraciones (ver sección 3.7.3). Cada uno de estos grandes episodios se divide en seis u ocho pulsos individuales. Estos pulsos reflejan la evolución de los fluidos en el tiempo y el espacio.

La secuencia de episodios individuales deja entrever que el fluido inicialmente contenía un exceso de Fe el cual fue removido paulatinamente por la precipitación de pirita asociada a la paragénesis de alteración. Dentro de las zonas con alteración argílica y especialmente en las zonas de alteración SCC, los episodios de mineralización intermedios, poseen un aumento en la cantidad de calcopirita con respecto a la pirita. Efectivamente, son estos pulsos los que contienen la mayor parte de la mineralización. En contraste, los últimos eventos de mineralización se caracterizan por un decremento de las cantidades de calcopirita acoplado con el aumento relativo de la pirita, para finalizar con vetillas tardías sin mineralización. En resumen, los episodios mayores se caracterizan por una evolución de pirita → calcopirita → pirita → ganga.

A partir de lo anterior, se puede establecer que no solamente la disminución de la temperatura es un mecanismo importante, sino también se puede especular de la importancia de la precipitación de pirita. La remoción del exceso de Fe con la precipitación de pirita, probablemente permitió que los fluidos mineralizantes alcanzaran la concentración suficiente de Cu para poder precipitar calcopirita. Asimismo, la precipitación de pirita secuestró S reducido, desestabilizando complejos metálicos bisulfurosos, lo que contribuyó con la precipitación de una limitada proporción de calcopirita (Garza-González, 2007)

Los reemplazamientos por bornita y tenantita representan cambios en las condiciones físico-químicas de los fluidos. Estos cambios se relacionan principalmente con el colapso térmico y la dilución de los fluidos, como lo señalan los datos de inclusiones fluidas. Tomando en cuenta el sistema Cu-Fe-As-S, se puede plantear la trayectoria aproximada que siguieron los fluidos. En la figura 86 se muestra un diagrama de fases del sistema Cu-Fe-As-S en función de la fugacidad del S y la temperatura. En términos simples se puede decir que la fugacidad representa una medición de la diferencia del potencial químico de un gas en la naturaleza y uno de referencia, y en última instancia se relaciona con la capacidad de reaccionar que tendrá dicha sustancia. Se puede observar que los fluidos en Tiámaro, experimentaron un enfriamiento, lo que ocasionó que la calcopirita fuera reemplazada por bornita; asimismo, los cambios en la fugacidad del azufre ocasionaron los reemplazamientos tardíos por tenantita. Al correlacionar los datos termométricos con las muestras analizadas, se tiene que los reemplazamientos de calcopirita por bornita sucedieron a temperaturas de entre 284 y 86 °C, considerando las temperaturas más altas y menores para las vetillas con bornita (muestra 1-154 y 1-179), sin embargo, como dichas vetillas contienen tanto calcopirita como bornita, es posible que las temperaturas más altas estén asociadas a la mineralización en forma de calcopirita y que las temperaturas más bajas se adjudiquen a la presencia de la bornita.

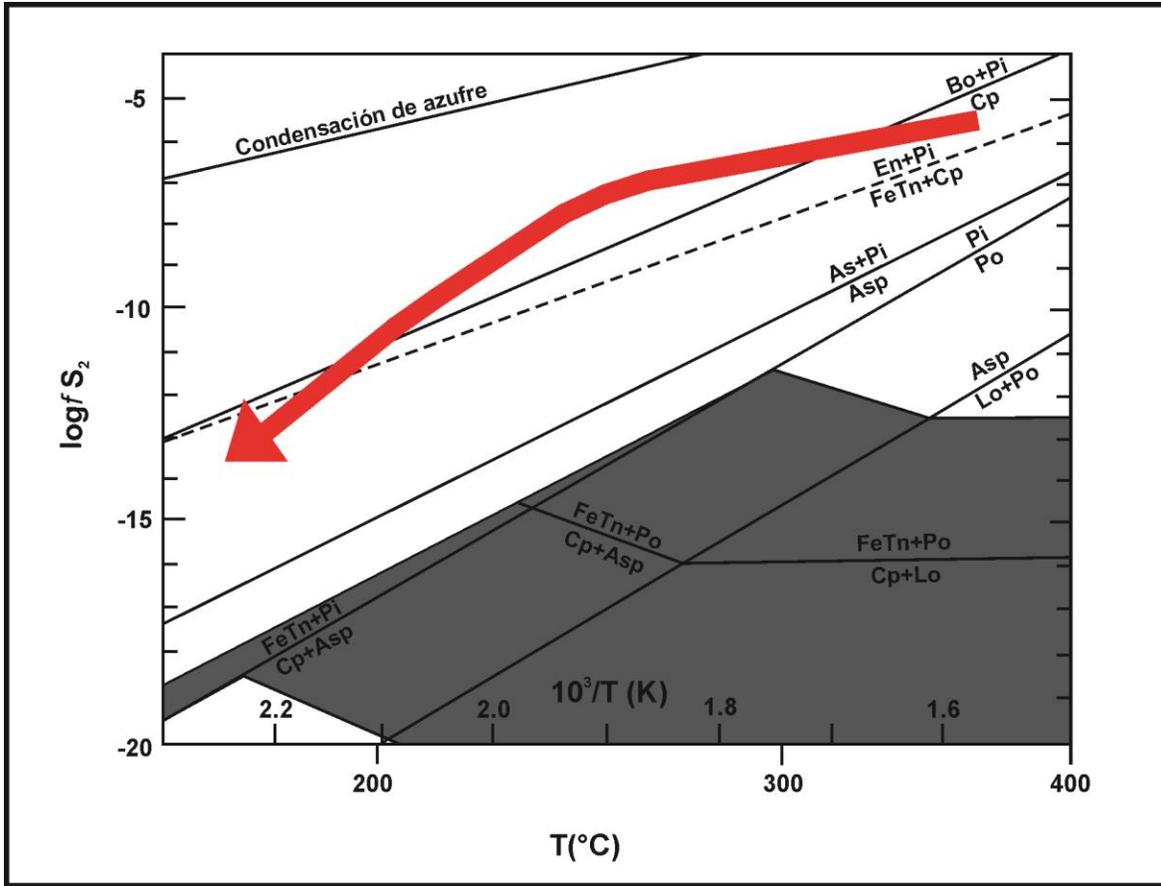


Figura 86. Posible trayectoria de los fluidos en el pórfido cuprífero de Tiámaro en el sistema Cu-Fe-As-S. Bo: bornita, Pi: pirita, Cp: calcopirita, En: enargita, FeTn: tenantita rica en Fe, Po: pirrotita, As: arsénico nativo, Asp: Arsenopirita y Lo: lolingita. La zona de color gris representa la incertidumbre en el equilibrio asociado a la precisión del valor de la entalpía inicial. (Modificada de Seal II, et al., 1990).

Al considerar las temperaturas de las vetillas con bornita y de las vetillas posteriores de cuarzo anedral-pirita es posible estimar el rango de temperaturas en el cual se dieron los reemplazamientos de calcopirita y bornita por tenantita. El rango de temperaturas de las vetillas de cuarzo anedral-pirita (218 a 122 °C) y las vetillas con bornita (284 a 86 °C) se traslapan por lo que es posible afirmar que los reemplazamientos ocurrieron probablemente por debajo de los 218 °C. El traslape de temperaturas entre los pulsos de mineralización evidencia que el sistema sufrió episodios de sellamiento y reapertura de los canales de flujo, con la consecuente represurización al término de cada episodio. Garza-González (2007) sugirió que la presencia de inclusiones ricas en vapor podría indicar que al inicio de cada reapertura haya existido una ebullición discreta.

Otro rasgo importante que tiene que ver con la presencia de la mineralización es el control estructural. Estructuras como fallas, fracturas y contactos geológicos fueron activamente empleadas por los fluidos hidrotermales como canales de flujo. Lo anterior es manifiesto dentro de las alteraciones argílica y cuarzo-sericítica, por la presencia de vetillas alineadas a

lo largo de una dirección preferencial y por la mineralización en forma de vetas. Asimismo, el hecho de que se encuentren intervalos locales de alteración argílica asociados a fallas o contactos geológicos, evidencia dicho control estructural.

La mineralización estuvo involucrada en un proceso dinámico que fue afectado por estructuras preexistentes, contemporáneas y posteriores. Fallas regionales probablemente controlaron el emplazamiento de los cuerpos intrusivos y el fracturamiento causados por dichos intrusivos seguramente sirvió como canales para los fluidos hidrotermales en conjunto con el hidrofracturamiento producido por los mismos. La presencia de brechas hidrotermales en las partes más profundas de los barrenos señala que el proceso de hidrofracturamiento ocurrió de manera más violenta e importante a profundidad. Las vetillas alineadas y el brechamiento de vetillas con fragmentos con bordes “molidos”, evidencian que existieron estructuras activas a lo largo de todo el proceso de mineralización. Existe una necesidad de realizar un análisis estructural detallado para comprender en su totalidad el rol que jugaron estas estructuras y como afectaron la distribución de la mineralización.

El ascenso y evolución de los fluidos hidrotermales produjo inicialmente la alteración potásica que graduó a una alteración propilítica al enfriarse y diluirse los fluidos hacia la parte externa del sistema; posteriormente, el colapso térmico originó la alteración SCC, seguida de la argílica y por último la alteración cuarzo-sericítica hacia la parte más externa, de mayor dilución y más baja temperatura. Asimismo, existen evidencias obvias del desarrollo de un halo externo de Zn que es manifestó por la presencia de esfalerita y tenantita ricas en este elemento hacia las partes externas y someras del sistema. El *telescopio* de la mineralización cuprífera representa la evidencia de que las rocas que albergaron el circuito convectivo del flujo de fluido, experimentaron un rápido levantamiento combinado con una acelerada erosión, rasgos típicos de este ambiente tectónico y de algunos pórfidos cupríferos de gran importancia (Sillitoe, 1994; Garza-González, 2007).

Se han determinado telururos en pórfidos de cobre alcalinos (p.e. Skouries, Eliopoulos y Economou-Eliopoulos, 1991) y recientemente se han reconocido en pórfidos calcialcalinos (p.e. Santo Tomás II, Tarkian y Koopman, 1995). La mayoría de los pórfidos calcialcalinos que contienen fase minerales de Te, pertenecen a un ambiente de arco de islas (Tarkian y Stribrny, 1999). En dichos pórfidos cupríferos, los telururos se asocian siempre con la mineralización de cobre presentándose intersticialmente o como exsoluciones dentro de cristales de calcopirita o bornita. A nivel del yacimiento los minerales de Te se concentran tanto en el núcleo de la alteración potásica como en el caparazón de mineralización que rodea a la alteración potásica (Tarkian y Koopman, 1995; Bogdanov, et al., 2005).

Una característica importante de los pórfidos cupríferos que contienen telururos es que, invariablemente, presentan cantidades económicas de elementos y minerales del grupo del platino. Estos elementos comúnmente se presentan como inclusiones de telururos de Pt, Pd y Au (p.e. merenskyita) en calcopirita y bornita (Tarkian y Stribrny, 1999). No obstante, a pesar de que los telururos de Ag y Au se pueden encontrar dentro del caparazón de mineralización cuprífera, los telururos de elementos del grupo del platino, únicamente se

concentran en el núcleo de la alteración potásica (Tarkian y Koopman, 1995; Bogdanov, et al., 2005).

En Tiámara la ocurrencia de la fase de Te se localiza dentro de la alteración SCC en la microdiorita, en donde se presenta como exsoluciones dentro de la calcopirita. La correlación de los datos termométricos implica que la fase de Te debió exsolverse entre 227 y 190 °C. Como se mencionó anteriormente, la fase de Te posee una composición similar a la stützita con cantidades anómalas de Cu y Fe, sin embargo, si se considera la posibilidad de que realmente sea un stützita anómala y considerando el rango de temperaturas anteriores, entonces dicho mineral correspondería a la fase de baja temperatura de la stützita o $\alpha\text{-Ag}_5\text{Te}_3$ (Karakaya y Thompson, 1991). No obstante, para corroborar esto, se requiere un estudio más detallado que se sale del alcance del presente trabajo.

El yacimiento de Santo Tomas II, Filipinas y de Elatsite, Bulgaria representan dos yacimientos de ambiente de arco de islas, que contienen minerales de Te y PGE (*Platinum Group Elements*). En el presente estudio se ha comprobado la presencia de una fase de Te y la presencia de concentraciones elevadas de Pd en los cristales de calcopirita, lo que hace razonable pensar que el pórfido de Cu-Au de Tiámara potencialmente este enriquecido en PGE como en el caso de los dos ejemplos antes mencionados. Si se asume lo anterior y se consideran las evidencias de los ejemplos anteriores, es de esperarse una mayor concentración de telururos de Ag y Au hacia el caparazón mineralizado que no se ha alcanzado en su totalidad. Lo más interesante es que podrían existir cantidades económicas de PGE concentrados en el núcleo de la alteración potásica como sugieren los modelos Tarkian y Koopman (1995) y Bogdanov, et al. (2005).

En Tiámara, la presencia de minerales de Te en las partes externas de la alteración SCC es aparentemente contradictorio con la distribución de estas fases en otros pórfidos cupríferos, ya que este elemento juntamente con la plata, pudieron ser movilizados o removilizados del núcleo del sistema por pulsos posteriores. De esta manera también se explicaría el porqué los telururos solo se encontraron de manera aislada y en proporciones muy pequeñas.

Capítulo 4. Implicaciones en la Exploración

4.1 Exploración del Yacimiento

4.1.1 Estado Actual de la Exploración

En la actualidad el yacimiento de Tiámaro se encuentra en un estado incipiente de desarrollo, contando tan solo con cuatro barrenos someros (1200 m de barrenación). Dichos barrenos, además de la información geoquímica que se ha generado, permiten revelar un muy interesante potencial económico y por tanto, es indispensable proponer y desarrollar una segunda etapa de barrenación.

Es posible afirmar que, conforme a la información actual, la barrenación reconoció las partes externas del sistema pórfido. Lo anterior es soportado por las temperaturas y salinidades obtenidas de las inclusiones fluidas (Garza-González, et al., 2006; Garza-González, 2007). Adicionalmente, el hecho de que ningún barreno halla atravesado la zona fresca de la alteración potásica y de que se encuentren fases minerales tardías y de menor temperatura, añaden a la sospecha de que aún no se alcanzado la zona central del sistema porfídico.

4.1.2 Potencial Económico del Yacimiento

A pesar de que solamente se conoce de manera somera al yacimiento de Tiámaro, los hallazgos tanto de este trabajo como los que se han acumulado a lo largo de los años señalan que el yacimiento posee un importante potencial económico.

Los trabajos preliminares realizados en el yacimiento por Consejo de Recursos Minerales en 1978 revelaron una ley de 0.6 % de Cu con valores interesantes de Au, estimándose un potencial, de acuerdo a las características del depósito, de 500 Mt (Garza-González, comunicación personal). De acuerdo con los modelos de los yacimientos tipo pórfido, la mineralización económica y por lo tanto, las leyes más altas de Cu se concentran en la interfase entre la alteración potásica y la alteración SCC; por lo que es razonable pensar que a profundidad existe un mayor potencial económico.

La presencia de una fase mineral de Te es un hecho relevante debido a que esta es la primera ocasión en la que se encuentran minerales de telurio en un yacimiento de tipo pórfido en México. Existen reportes de estos minerales en yacimientos de oro orogénico en el estado de Sonora (Distrito de Moctezuma, Deen y Atkinson, 1988; San Francisco, Pérez-Segura, et al., 1996) y más recientemente en yacimientos hidrotermales de baja sulfuración (La Trini, Jalisco, Nebocat, 2008; Ixhuatán, Chiapas, Seccombe y Giroux,

2011). No obstante, en el yacimiento de Ixhuatán, se ha reconocido la conexión de un sistema pórfido con el yacimiento hidrotermal de baja sulfuración que contiene la mineralización de telururos.

Como ya se mencionó anteriormente, a pesar de que no existen reportes de la presencia de minerales de telurio en yacimientos de tipo pórfido en México, en el resto del mundo existen algunos ejemplos aislados (p.e. Santo Tomás II, Filipinas Tarkian y Koopman, 1995; Elatsite, Bulgaria, Bogdanov, et al., 2005). Estos yacimientos contienen además de minerales de Te, concentraciones económicas de PGE. Los contenidos de Pd en los cristales de calcopirita sugiere que el yacimiento de Cu-Au de Tiámara posiblemente se encuentra enriquecido en elementos del grupo del platino pudiendo conformar uno de los pocos depósitos de donde se pueden extraer estos elementos en México; de ser así las leyes más altas de dichos elementos se encontrarán hacia el núcleo de la alteración potásica como se ha visto en otros yacimientos (Tarkian y Koopman, 1995; Bogdanov, et al., 2005). Incluso con el nivel de exploración actual, se puede afirmar, que existe la posibilidad de recuperar paladio, de los concentrados de cobre, en cantidades económicas.

Anomalías positivas de Te se han reconocido en distintos yacimientos de oro (Cook, et al., 2009). El telurio, al igual que otros elementos conocidos como LMCE (*Low Melting-point Chalcophile Elements*, Frost, et al., 2002), poseen una afinidad geoquímica con el oro e incluso se consideraran secuestradores potenciales de dicho elemento. Cook, et al. (2009) señalan que los telururos pueden representar un indicador de la removilización de Au; a partir de esto es posible sugerir que la presencia de minerales de Te en el pórfido cuprífero de Tiámara no habla solamente de su potencial para PGE sino que indica posiblemente la presencia de cantidades económicas de Au. Asimismo, es posible que parte de este oro haya sido removilizado por etapas tardías de mineralización, lo que explicaría las altas leyes (2730 ppb de Au, Garza-González, 2007) encontradas en un intervalo de alteración argílica.

4.1.3 Consideraciones para la Exploración del Yacimiento

A partir de los resultados del presente trabajo, se identificaron los episodios más importantes para la mineralización en el área de estudio. Dichos episodios coinciden con las etapas intermedias (pulsos III y IV en la alteración propilítica, SCC y argílica) en la evolución de los fluidos donde las condiciones fisicoquímicas propiciaron la precipitación de la mayoría de la calcopirita y bornita y por lo tanto, concentran el grueso de la mineralización económica de Cu.

De las etapas identificadas, las que se encuentran dentro de la zona de alteración SCC son las más importantes y contienen la mayoría de la mineralización actualmente reconocida. No obstante, como se ha mencionado anteriormente es de esperarse una mineralización más importante al acercarse a la alteración potásica a profundidad. A partir de esto, la prioridad en una futura campaña de exploración en Tiámara debe ser la barrenación con diamante a profundidad con el objetivo de alcanzar el cuerpo mineralizado principal y la zona de alteración potásica.

Considerando que los barrenos actuales atraviesan los límites sur y sur-occidental de la mineralización, una futura campaña de barrenación debe considerar el área al N y NE del cuerpo tonalítico central, hacia donde posiblemente se extiende dicho intrusivo, como lo sugiere Garza-González (2007).

4.2 Exploración Regional

Tradicionalmente en México los pórfidos cupríferos se han agrupado en una franja que corre desde Sonora hasta Guerrero, de forma paralela a la costa, donde dichos yacimientos fueron consecuencia del episodio Laramídico de máxima convergencia de las placas (Damon, et al., 1983). Las dataciones de los pórfidos cupríferos pre-Laramídicos como el Arco (Valencia, et al., 2006) y Tiámara (Garza-González, 2007), juntamente con los avances en las reconstrucciones paleogeográficas y la redefinición de la tipología de yacimientos asociados han permitido reconocer otros cinturones mineralizados con gran potencial en México.

Considerando los avances recientes en la tectónica del terreno Guerrero, es posible definir un cinturón con potencial (Fig.87) para yacimientos de pórfidos cupríferos y yacimientos asociados de edades Cretácicas, formados en un ambiente de arco de isla al igual que el depósito de Cu-Au de Tiámara, Michoacán. Dicha franja se extiende a lo largo del arco El Paxtle-Teloloapan (Martini, et al., 2011), conformando un área de aproximadamente de 56 km de ancho y 570 km de largo, atravesando los estados de Guerrero, Michoacán, Estado de México y Guanajuato. No obstante, la zona con mayor potencial se ubica entre los estados de Michoacán y el noroeste de Guerrero debido a la exposición de las rocas Cretácicas pertenecientes a dicho arco. El potencial de la franja disminuye considerablemente en su porción norte, donde la cobertura volcánica Cenozoica mantiene los yacimientos potenciales, inaccesibles.

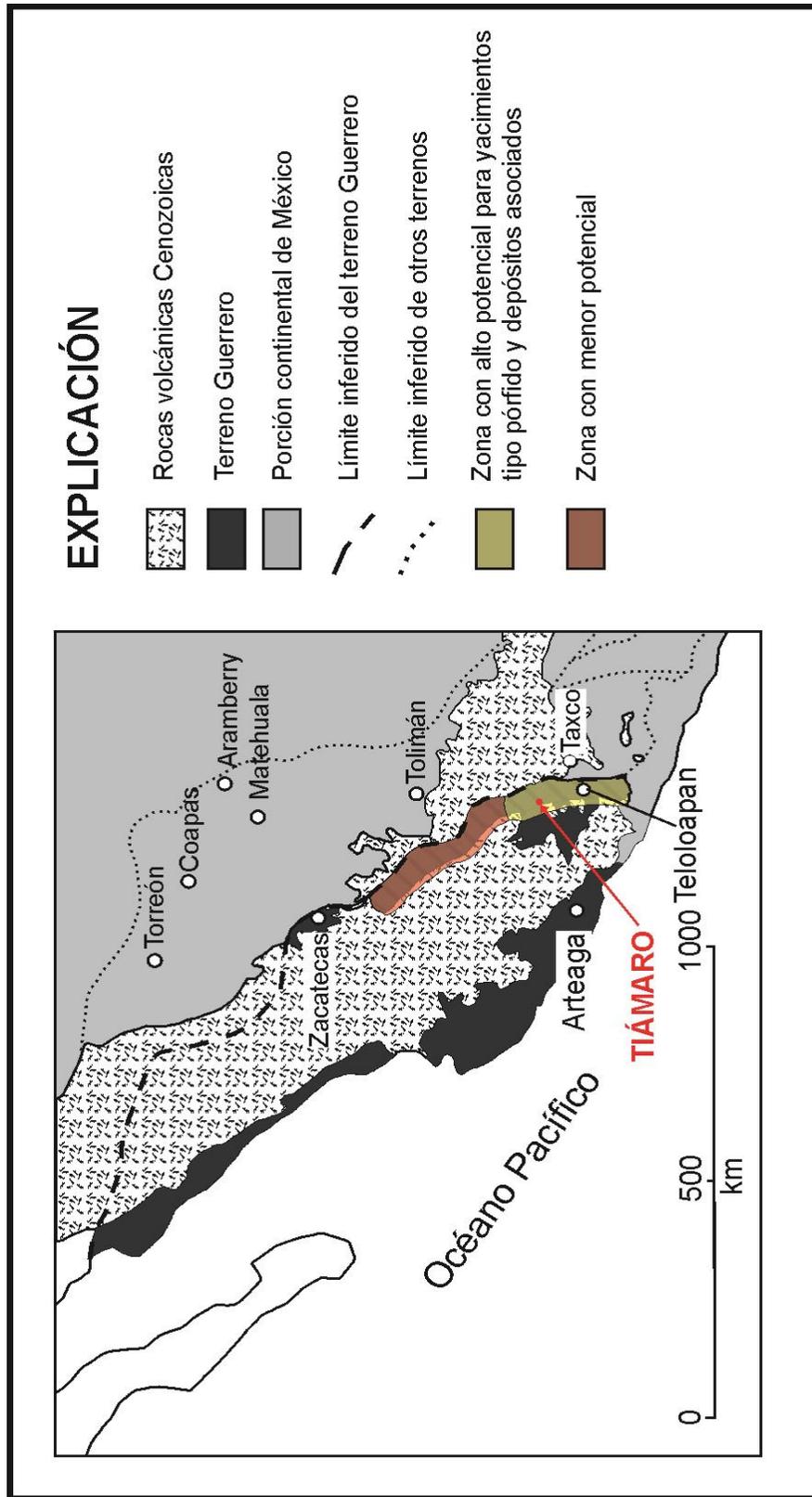


Figura 87. Cinturón favorable para la ocurrencia de depósitos de tipo pórfido y yacimientos asociados (Modificada de Martini, et al., 2011).

Capítulo 5. Conclusiones y Recomendaciones

- A la luz de las nuevas reconstrucciones tectónicas, el yacimiento de Cu-Au de Tiámara se emplazó en un ambiente de arco de islas (Arco El Paxtle-Teloloapan, Martini, et al., 2011) que fue separado por un *rift*; esta serie de arco del terreno Arcelia-Palmar Chico se puede correlacionar con el desarrollo del terreno Teloloapan.
- La presencia de una alteración potásica en el batolito de Tuzantla implica que este fue capaz de exsolver una fase fluida inicialmente en estado supercrítico, separándose a profundidad en una fase rica en vapor y otra rica en líquido. La paragénesis de alteración y los datos de las inclusiones fluidas, sugieren que la mayoría de los fluidos hidrotermales fueron canalizados en su mayoría por la tonalita central, para formar un circuito geotérmico convectivo.
- Se reconoce un patrón de alteraciones burdamente concéntrico en torno a la tonalita central; se caracteriza por una alteración SCC o fílica (que afecta a la tonalita central y las rocas circundantes) rodeada de una zona de alteración argílica, ambas sobreponiéndose a la alteración propilítica que es más prominente a profundidad (hacia la zona sur) y en general, hacia el exterior del sistema porfídico.
- La mineralización se presenta en forma de vetillas de tamaños variables que conforman un *stockwork* que por zonas gradúa a brechas hidrotermales; hacia las partes externas del sistema (sector de la mina El Cuervo) la mineralización cuprífera ocurre en vetas y cuerpos brechoides. El *stockwork* está albergado en la zona de alteración SCC, principalmente en la tonalita central, desde donde la disminución progresiva de la cantidad de calcopirita marca la transición a un *stockwork* pirítico (alteración argílica y hacia el exterior del sistema).
- La fase de cobre predominante es la calcopirita, seguida de bornita y tenantita. Tanto la bornita como la tenantita reemplazan a la calcopirita, pero la tenantita también reemplaza a la bornita. Los reemplazamientos obedecen a una disminución de la temperatura y consecuentemente de la fugacidad de azufre. Las correlaciones con las temperaturas de inclusiones fluidas señalan que los reemplazamientos por bornita ocurrieron entre los 284 y 86 °C mientras que la tenantita ocurre por debajo de los 218 °C.
- Existen suficientes evidencias, dentro de las cuales se encuentra la presencia de elementos como In, Pd y Pt en las fases minerales de Tiámara, para invocar la presencia de un substrato máfico que aportó metales y fluidos al sistema.

- Tanto la calcopirita como la bornita contienen Au; este metal probablemente se encuentra en forma de inclusiones microscópicas de oro nativo; sin embargo, no se observa una partición preferencial de dicho elemento hacia alguna de las fases. La plata, por el contrario, parece estar enriquecida predominantemente en la bornita.
- Los contenidos de oro disminuyen con la profundidad en la dirección del barrenado T-1 y por tanto conforme se aleja del núcleo del sistema porfídico.
- Los altos contenidos de Zn y la presencia de exsoluciones en algunos cristales de calcopirita señalan que los fluidos que dieron lugar a la mineralización de cobre poseían un enriquecimiento inicial de dicho elemento.
- En los intervalos de alteración argílica se observa una clara disminución de los contenidos de calcopirita indicando posiblemente, la lixiviación del cobre por los fluidos hidrotermales que produjeron dicha alteración.
- La esfalerita del yacimiento de Tiámaro es rica en Zn; se presenta como una fase tardía en forma de cristales pequeños o exsoluciones dentro de la calcopirita. Su presencia se limita a las partes más someras del sistema pórfido (por encima de los 82 y 87 m de los barrenos T-1 y T-3, respectivamente) es un indicativo de un halo de Zn que envuelve el sistema de pórfido de Cu-Au, donde se asocia a temperaturas menores.
- La tenantita del yacimiento de Tiámaro es una variedad rica en Zn, cuyos valores disminuyen con la profundidad y con la lejanía del núcleo del sistema que, juntamente con la ausencia de esfalerita a profundidad, evidencia la presencia del halo de Zn.
- Tanto la calcopirita como la tenantita se encuentran enriquecidas en Pd con leyes promedio de 160 g/t y 230 g/t, respectivamente, que en el caso de la calcopirita podrían representar un subproducto recuperable en los concentrados de Cu.
- El presente trabajo es el primer reporte de la existencia de telururos en un yacimiento de tipo pórfido cuprífero en México. La fase de Te se presenta en forma de exsoluciones dentro de la calcopirita y posee una composición similar a la stützita ($Ag_{5-x}Te_3$ donde $x=0.24-0.36$), sin embargo, la fórmula empírica del mineral analizado difiere de la stützita siendo la primera $Ag_{5.01}Cu_{0.17}Fe_{0.14}Te_3$. Lo anterior implica que la fase que se encontró en el pórfido cuprífero de Tiámaro puede representar un nuevo mineral. No obstante, resulta imposible comprobarlo con los datos actuales.
- Los datos termométricos indican que la fase de Te se exsolvió a una temperatura entre 227 y 190 °C.

- La evolución de los fluidos hidrotermales fue un proceso multiepisódico que consistió en al menos tres grandes ciclos de mineralización, contemporáneos al desarrollo de las alteraciones; asimismo, cada ciclo se caracterizó por siete u ocho pulsos hidrotermales. Dicha evolución estuvo controlada principalmente por una disminución progresiva de la temperatura y por la remoción de un exceso inicial de Fe que permitió la precipitación de los minerales de cobre, que en general, se puede representar en una secuencia de abundancia: pirita → calcopirita → pirita → ganga.
- Los distintos pulsos de mineralización se traslapan, lo que indica el colapso térmico del sistema y un evidente *telescopeo* del sistema mineralizado promovido por la rápida erosión y levantamiento característicos de los ambientes de arcos de islas.
- La mayoría de la mineralización se concentra en los pulsos III y IV de las alteraciones argílica, propilítica y SCC, principalmente en esta última en torno a la tonalita central.
- Dos sistemas de fracturamiento (NW70° SE/ 30° a 50° SW y NE65° SW/ 40° a 50° SE) conforman un fallamiento izquierdo NW-SE que determinó la extensión de los cuerpos mineralizados, en conjunto con el fracturamiento radial asociado a la intrusión tonalítica central. La existencia de vetillas alineadas en una dirección preferencial y las texturas de brecha en los minerales de mena, evidencian que fallas y fracturas estuvieron activas durante la mineralización.
- Un fallamiento N-S controló el emplazamiento de los diques post-mineral de naturaleza microtonalítica y microadamelítica. Asimismo, las estructuras anteriores son afectadas por un fallamiento NE-SW a E-W, el que es correlacionable con la deformación regional transcurrente izquierda del Paleógeno reconocida por Martini (2008) y Martini, et al. (2009).
- A partir de las paragénesis de alteración y las temperaturas de las inclusiones fluidas, se espera encontrar una zona de alteración potásica rica en biotita a profundidad. Adicionalmente, la presencia de telururos y elementos como Pd, Pt e In, así como el ambiente geodinámico y las características geológicas observadas, significan que el yacimiento cuprífero de Tiámaro puede estar enriquecido en elementos del grupo del platino, los que se encontrarían concentrados en dicha zona de alteración.
- La presencia de Te y el hecho de que los valores más altos de Au se encuentren asociados a ciertos intervalos argílicos puede indicar que parte del Au fue removilizado por los pulsos asociados a dicha alteración.
- De acuerdo con las características del yacimiento, es posible establecer un potencial de 500 Mt con una ley de 0.6 % de Cu con valores interesantes de Au y Pd.
- La presencia del yacimiento de Tiámaro, juntamente con las reconstrucciones tectónicas más recientes, permiten proponer un cinturón con potencial para yacimientos de pórfidos cupríferos y sus mineralizaciones asociadas, en las rocas

del Cretácico del paleo-arco El Paxtle-Teloloapan (Martini, et al., 2011); este rasgo atraviesa los estados de Guerrero, Michoacán, Estado de México y Guanajuato, conformado una franja NW-SE de aproximadamente 56 km de ancho por 570 km de largo. No obstante, el mayor potencial se encuentra dentro de los estados de Guerrero y Michoacán. Se recomienda ampliamente la prospección de yacimientos de tipo pórfido y asociados en dicha área.

- Se sugiere el desarrollo de una campaña de barrenación con el objetivo explorar la extensión de la tonalita central hacia el sector N-NE del depósito y reconocer la zona de alteración potásica. Se recomienda la perforación con barrenos verticales de al menos 400 m de profundidad.

Bibliografía

A

Arribas, Jr., Antonio, Hedenquist, Jeffrey W., Itaya, Tetsumaru, Okada, Toshinori, Concepción, Rogelio A. García, Jr., A. Jose S., 1995, Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines, *Geology*, v. 23, p. 337-340.

Audétat, Andreas, Pettke, Thomas, Heinrich, Christoph A., Bodnar, Robert J., 2008, The composition of magmatic-hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions, *Economic Geology*, v. 103, p. 877-908.

B

Barboza-Gudiño, J. R.; Orozco-Esquivel, M. T.; Gómez-Anguiano, M.; and Zavala-Monsiváis, A. 2008. The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 25, p. 49–63.

Barboza-Gudiño, J. R.; Zavala-Monsiváis, A.; Venegas-Rodríguez, G.; and Barajas-Nigoche, L. D. 2010. Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: tectonic setting and provenance. *Geosphere*, v. 6, p. 621–640.

Bogdanov, Kamen, Filipov, Alexander, Kehayov, Radoslav, 2005, Au-Ag-Te-Se minerals in the Elatsite porphyry-copper deposit, Bulgaria, *Geochemistry, Mineralogy and Petrology*, v. 43, p. 13-19.

C

Cabral-Cano, E., Lang, H.R., Harrison, C.G.A., 2000, Stratigraphic assessment of the Arcelia-Teloloapan area, southern Mexico: implications for southern Mexico's post-Neocomian tectonic evolution, *Journal of South American Earth Sciences*, v.13, p. 443-457

Campa, Maria Fernanda, Coney, Peter J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral distributions in Mexico, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1050

Campa-Uranga, María Fernanda, Torres de León, Rafael, Iriondo, Alexander, Premo, Wayne R., 2012, Caracterización geológica de los ensambles metamórficos de Taxco y Taxco el Viejo, Guerrero, México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 64, No. 3, p. 369-385.

Candela, Philip A., Holland, Heinrich D., 1984, The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 373-380.

Cathles, L. M., Erendi, A. H. J., Barrie, T., 1997, How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event?, *Economic Geology*, v. 92, p. 766-771.

Cathles, L.M., Shannon, Rachel, 2007, How potassium silicate alteration suggests the formation of porphyry ore deposits begins with the nearly explosive but barren expulsion of large volumes of magmatic water, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 262, p. 92-108.

Centeno-García, Elena, Ruíz, Joaquín, Coney, Peter J., Patchett, P. Jonathan, Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1993a, Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern, Cordillera from new geochemical data, *Geology*, v. 21, p. 419-422

Centeno-García, Elena, Coney, Peter J., Ruiz, Joaquín, Patchett, J., Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1993b, Tectonic significance of sediments of the Guerrero terrane from petrographic, trace element, and Nd-isotopic studies, *Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, p. 30-33.

Centeno-García, Elena, Silva-Romo, Gilberto, 1997, Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic Time, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, No. 2, p. 244-260.

Centeno-García, Elena; Corona-Chávez, Pedro; Talavera-Mendoza, Óscar; and Iriondo, Alex, 2003a, Geology and tectonic evolution of the western Guerrero terrane—transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico, in *Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4–6, 2003: Mexico, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, Field trip 9*, p. 201–228.

Centeno-García, E., Olvera-Carranza, K., Corona-Esquivel, R., Camprubí, A., Tritlla, J., and Sanchez-Martinez, S., 2003b, Depositional environment and paleogeographic distribution of the Jurassic-cretaceous arc in the western and northern Guerrero Terrane, Mexico: GSA 99th Cordilleran Section Annual Meeting Abstracts with Programs, v. 35, p. 76.

Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone, *Geological Society of America, Special Paper*, v. 436, p. 279-308.

Centeno-García, 2005, Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography, *Geological Society of America Special Paper*, v. 393, p. 233-258.

Chávez-Álvarez, María Jazmín, Cerca, Mariano, Ferrari, Luca, 2012, Physical and geological description of the Nanchititla dyke swarm, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 29, No. 3, p. 551-571.

Clark, Kenneth F., Foster, C. Thomas, Damon, Paul E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 533-544.

Cook, Nigel J., Ciobanu, Cristiana L., Spry, Paul G., Voudouris, Panagiotis, 2009, Understanding gold-(silver)-telluride-(selenide) mineral deposits, *Episodes*, v. 12, No. 4, p. 249-263.

Cooke, David R., Heithersay, Paul S., Wolfe, Rohan, Losada-Calderon, Alex, 1998, Australian and western Pacific porphyry Cu-Au deposits, *Journal of Australian Geology and Geophysics*, v. 17, p. 97-104.

Cooke, David R., Hollings, Peter, Walshe, John L., 2005, Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls, *Economic Geology*, v. 100, p. 801-818.

Corbett, Greg, Leach, Terry, 1997, Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration, and mineralization, *Short Course Manual*, p. 11-98.

Cox, D.P., and Singer, D.A., 1992, Distribution of gold in porphyry copper deposits, in DeYoung, J.H., and Hammerstrom, J.M., eds., *Contributions to commodity research: U.S. Geological Survey Bulletin 1877*, p. 1–14.

D

Damon, Paul E., Shafiqullah, Muhammad, Clark, Kenneth F., 1983, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1052-1071.

Deen, J. A., Atkinson Jr., W.W., 1988, Volcanic stratigraphy and ore deposits of the Moctezuma district, Sonora, México, *Economic Geology*, v. 83, p. 1841-1855.

Dickinson, W., y Lawton, T., 2001, Carbonaceous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *GSA Bulletin*, v. 113, p. 1142-1160.

Downs, R. T., 2006, The RRUFF Project: an integrated study of the chemistry, crystallography, Raman and infrared spectroscopy of minerals. Program and Abstracts of the 19th General Meeting of the International Mineralogical Association in Kobe, Japan, p 3-13.

E

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

Eliopoulos, Demetrios G., Economou-Eliopoulos, Maria, 1991, Platinum-group element and gold Contents in the Skouries porphyry copper deposit, Chalkidiki peninsula, northern Greece, *Economic Geology*, v. 86, p. 740-749.

F

Fournier, R.O., 1999, Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment, *Economic Geology*, v. 94, p. 1193-1211.

Freydier, C., Lapierre, H., Ruiz, J., Tardy, M., Martínez-R.J., and Coulon, C., 2000, The Early Cretaceous Arperos basin: An oceanic domain dividing the Guerrero arc from nuclear Mexico evidenced by the geochemistry of the lavas and sediments: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 325-336.

Freydier, Claire, Talavera-Mendoza, Óscar, Tardy, Marc, Lapierre, Henriette, Coulon, Christian, Ortiz-Hernández, Luis Enrique, Yta, Miriam, Martínez-Reyes, Juventino, 2003, Birth, growth and accretion of Mesozoic intra-oceanic island arc (Guerrero terrane) in the Mexican Cordillera, *Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Island Arc (Guerrero Terrane) in the Mexican Cordillera*, p. 50-51.

Frost, B.R., Mavrogenes, J.A., and Tomkins, A.G., 2002, Partial melting of sulfide deposits during medium- and high-grade metamorphism, *Canadian Mineralogist*, v. 40, p. 1-18.

G

Galicia-Fernández, J., 1971 *Geología y geoquímica de Tiámara-Realito de Chiranganguero*, Michoacán. Consejo de Recursos Minerales, Informe, p. 1-13

Gammons, C. H., Williams-Jones, A. E., 1997, Chemical mobility of gold in the porphyry epithermal environment, *Economic Geology*, v. 92, p. 45-59.

Garza-González, Carlos, Camprubí, Antonio, González-Partida, Eduardo, Arriaga-García, Germán, Rosique-Naranjo, Fernando, 2006, Hydrothermal alteration and fluid inclusion study of the Lower Cretaceous porphyry Cu–Au deposit of Tiámaro, Michoacán, Mexico, *Journal of Geochemical Exploration*, v. 89, p. 124-128.

Garza-González, V.C., 1978. Metalogenia del distrito minero de Tiámaro, Mich. y sus relaciones con los yacimientos de tipo “pórfido de cobre”, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, [Tesis de Licenciatura].

Garza-González, Carlos Eduardo, 2007, Metalogenia del pórfido de cobre de Tiámaro, Estado de Michoacán, Centro de Geociencias, [Tesis de Doctorado], p.1-279.

González-Cervantes, Norma, 2007, Evolución del centro silíceo de la Sierra de Nanchititla Edo. de México y Michoacán, Centro de Geociencias, [Tesis de Maestría], p. 1-110.

González-Partida, Eduardo, Martínez-Serrano, Raymundo, 1989, Geocronología, termomicrometría e isotopía de azufre y de carbono de la brecha cuprífera La Sorpresa, Estado de Jalisco, *Revista Instituto de Geología*, v. 8, p. 202-210.

Guerrero-Suástegui, Martín, Talavera-Mendoza, Óscar, Ramírez-Espinoza, Joel, 1993 Depósito del conjunto prototectónico de Teloloapan, terreno Guerrero, México, *Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Island Arc (Guerrero Terrane) in the Mexican Cordillera*, Guanajuato, México, México D.F.: Instituto de Geología, p. 61-63.

Guerrero-Suastegui, M., Ramírez-Espinosa, J., Talavera-Mendoza, O., Campa-Uranga, M.F., 1991, El desarrollo carbonatado del Cretácico Inferior asociado al arco de Teloloapan, noroccidente del Estado de Guerrero: Convención sobre la Evolución Geológica Mexicana, 1er Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memoir, p. 67-70.

Guerrero-Suastegui, M., 2004, Depositional and Tectonic History of the Guerrero Terrane, Sierra Madre de Sur; with Emphasis on Sedimentary Successions of the Teloloapan Area, southwestern Mexico: [Tesis de Doctorado], Department of Earth Sciences, Memorial University, Newfoundland, Canadá, p. 1-600.

Gustafson, Lewis B.M., Hunt, John P., 1975, The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile, *Economic Geology*, v. 70, p. 857-912.

Gustafson, Lewis B., 1978, Some major factors in porphyry copper genesis, *Economic Geology*, v. 73, p. 600-607.

H

Halter, Werner E., Heinrich, Christoph A., Pettke, Thomas, 2005, Magma evolution and the formation of porphyry Cu–Au ore fluids: evidence from silicate and sulfide melt inclusions, *Mineralium Deposita*, v. 39, p. 845-863.

Harris, Anthony C., Golding, Suzanne D., 2002, New evidence of magmatic-fluid-related phyllic alteration: implications for the genesis of porphyry Cu deposits, *Geology*, v. 30, p. 335-338.

Harris, Anthony C., Kamenetsky, Vadim S., White, Noel C., van Acherbergh, Esmé., Ryan, Chris G., 2003, Melt inclusions in veins: linking magmas and porphyry Cu deposits, *Science*, v. 302, p. 2109-2111.

Hedenquist, Jeffrey W. Lowenstern, Jacob B., 1994, The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits, *Nature*, v. 370, p. 519-527.

Heinrich, C. A., Günther, D., Audétat, A., Ulrich, T., Frischknecht, R., 1999, Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions, *Geology*, v. 27, p. 755-758.

Heinrich, C. A., Driesner, T., Stefánsson, A. y Seward, T. M., 2004, Magmatic vapor contraction and the transport of gold from the porphyry environment to epithermal ore deposits, *Geology*, v. 32, p. 761-764.

J

Jensen, M. L., 1971, Provenance of Cordilleran intrusives and associated metals, *Economic Geology*, v. 66, p. 34-42.

John, D.A., Ayuso, R.A., Barton, M.D., Blakely, R.J., Bodnar, R.J., Dilles, J.H., Gray, Floyd, Graybeal, F.T., Mars, J.C., McPhee, D.K., Seal, R.R., Taylor, R.D., and Vikre, P.G., 2010, Porphyry copper deposit model, chap. B of *Mineral deposit models for resource assessment: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5070-B*, p. 1-169.

K

Karakaya, I., Thompson, W.T., 1991, The Ag-Te (silver-tellurim) system, *Journal of Phase Equilibria*, v. 12, No. 1, p. 56-63.

Keppie, J. Duncan, 2004, Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 billion year odyssey, *International Geology Review*, 46, 765-794.

Kesler, Stephen E., Jones, Lois M., Walker, Raymond L., 1975, Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization in island arc areas, *Economic Geology*, v. 70, p. 515-526.

Kesler, Stephen E., Chryssoulis, Stephen L., Simon, Grigore, 2002, Gold in porphyry copper deposits: its abundance and fate, *Ore Geology Reviews*, 21, 103-124.

Kirkham, R. V., 1971, Intermineral intrusions and their bearing on the origin of porphyry copper and molybdenum deposits, *Economic Geology, Scientific Communications*, p. 1244-1249.

L

Lapierre, H., Ortiz, L.E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C., and Zimmermann, J.L., 1992, A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 108, p. 61-77.

Legorreta-Robles, Eduardo, 2009, Geología, alteración hidrotermal y estudio de la fase fluida en el pórfido de cobre de Tiámara, Estado de Michoacán, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, [Tesis de Licenciatura], p. 1-75.

Lowell, David J., Guilbert, John M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits, *Economic Geology*, v. 65, p. 373-408.

M

Martini, Michelangelo, Mori, Laura, Solari, Luigi, Centeno-García, Elena, 2011, Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, Central Mexico): late Jurassic–early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane, *The Journal of Geology*, v. 119, p. 597-617.

Martini, Michelangelo, Ferrari, Luca, López-Martínez, Margarita, Cerca-Martínez, Mariano, Valencia, Víctor A., Serrano-Durán, Lina, 2009, Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide deformation in southwestern Mexico: no role for terrane accretion, en Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W.R., eds., *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*: Geological Society of America Memoir 204, p. 1-32.

Martini, Michelangelo, 2008, Estratigrafía, deformación y magmatismo de la región comprendida entre Huetamo y Zihuatanejo (Michoacán, Guerrero): implicaciones para la evolución tectónica del sur de México durante el Cretácico y el Terciario Temprano, UNAM Posgrado en Ciencias de la Tierra, [Tesis de Doctorado], p. 1-216.

Morán-Zenteno, Dante J., Martiny, Barbara, Tolson, Gustavo, Solís-Pichardo, Gabriela, Alba-Aldave, Leticia, Hernández-Bernal, Ma. Del Sol, Macías-Romo, Consuelo, Martínez-Serrano, Raymundo G., Schaaf, Peter, Silva-Romo, Gilberto, 2000, Geocronología y Características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LIII, v. 27-58.

Morán-Zenteno, D.J., Corona-Chávez, P., y Tolson, G., 1996, Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 141, p. 51-65.

Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G.N., 1999, Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 513-535.

Morán-Zenteno, Dante J., Martiny, Barbara, Tolson, Gustavo, Solís-Pichardo, Gabriela, Alba-Aldave, Leticia, Hernández-Bernal, Ma. Del Sol, Macías-Romo, Consuelo, Martínez-Serrano, Raymundo G., Schaaf, Peter, Silva-Romo, Gilberto, 2000, Geocronología y Características Geoquímicas de las Rocas Magmáticas Terciarias de la Sierra Madre del Sur, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LIII, p. 27-58

Morán-Zenteno, Dante Jaime, Cerca, Mariano, Keppie, John Duncan, 2005, La evolución tectónica y magmática Cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectos de la Geología Mexicana, Tomo Lvii, No. 3, p. 319-341.

Mountain, B. W., Seward, T. M., 2003, Hydrosulfide/sulfide complexes of copper (I): experimental confirmation of the stoichiometry and stability of $\text{Cu}(\text{HS})_2^-$ to elevated temperatures, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 67, No. 16, p. 3005-3014.

Mungall, James E., 2002, Roasting the mantle: slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu Deposits, *Geology*, v. 30, p. 915-918.

Murrowchick, James B., Barnes, H. L., 1987, Effects of temperature and degree of supersaturation on pyrite morphology, *American Mineralogist*, v. 72, p. 1241-1250.

N

Nebocat, John, 2008, Report on the exploration programs and mineral resource estimate La Trini silver-gold Project Hostotipaquillo, Jalisco, Mexico, Tumi Resources Limited, Informe, p. 1-68.

O

Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance, *Geofísica Internacional*, v. 20, No. 3, p. 177-202.

Ortiz-Hernandez, E.L., Acevedo-Sandoval, O.A., and Flores-Castro, K., 2003, Early Cretaceous intraplate seamounts from Guanajuato, central México, geochemical and mineralogical data: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 20, p. 27-40.

P

Pardo, M. y Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications, *Journal of Geophysical Research*, v. 100, B7, No. 12, p. 357-12,373.

Pérez-Segura, Efrén, Cheilletz, Alain, Herrera-Urbina, Saúl, Hanes, Y. J., 1996, Geología, mineralización, alteración hidrotermal y edad del yacimiento de oro de San Francisco, Sonora-Un depósito mesotermal en el noroeste de México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, No. 1, p. 65-89.

Pindell, J., Kennan, L., Stanek, K.P., Maresch, M. V., Draper, G., 2006, Foundations of the Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved, *Geologica Acta*, v. 4, No. 2-1, p. 303-341.

R

Redmond P. B., Einaudi M. T., Inan E. E., Landtwing M. R. y Heinrich C. A., 2004, Copper deposition by fluid cooling in intrusion-centered systems: new insights from the Bingham porphyry ore deposit, Utah. *Geology*, v. 32, p. 217-220.

Richards, Jeremy P., 2009, Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere, *Geology*, v. 37, p. 247-250.

Richards, Jeremy P., 2011, Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins, *Ore Geology Reviews*, v. 40, p. 1-26.

Roedder, Edwin, 1971, Fluid inclusion studies on porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado, *Economic Geology*, v. 66, p. 98-120.

S

Seal II, Robert R., Essene, Eric J., Kelly, William C., 1990, Tetrahedrite and tennantite: evaluation of thermodynamic data and phase equilibria, *Canadian Mineralogist*, v. 28, p. 725-738.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico, *Geological Society of America Special Paper 278*, p. 1-119.

Seccombe, Phillip K., Giroux, Gary H., 2011, 2011 Summary report on the Ixhuatan advanced stage gold project, Chiapas State, Mexico, Equity Exploration Consultants Ltd., Informe, p. 1-109.

Shinohara, H., Hedenquist, J. W., 1997, Constraints on magma degassing beneath the Far Southeast Porphyry Cu–Au deposit, Philippines, *Journal of Petrology*, v. 38, No. 12, p. 1741-1752.

Sillitoe, Richard H., Mortensen, James K., 2010, Longevity of porphyry copper formation at Quellaveco, Peru, *Economic Geology*, v. 105, p. 1157-1162

Sillitoe, Richard H., 1972, A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits, *Economic Geology*, v. 67, p. 184-197.

Sillitoe, Richard H., 1973, The tops and bottoms of porphyry copper deposits, *Economic Geology*, v. 68, p. 799-815.

Sillitoe, R. H., 1979, Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits, *Mineralium Deposita*, v. 14, p. 161-174.

Sillitoe, Richard H., 1994, Erosion and collapse of volcanoes: causes of telescoping in intrusion-centered ore deposits, *Geology*, v. 22, p. 945-948.

Sillitoe, Richard H., 2010, Porphyry copper systems, *Economic Geology*, v. 105, p. 3-41.

Singer, Donald A., Bergeer, Vladimir I., Menzie, W. David, Berger, Byron R., 2005, Porphyry Copper Deposit Density, *Economic Geology*, 100, 491-514.

T

Talavera-Mendoza, O., 2000, Pre-accretion metamorphism of the Teloloapan Terrane (southern Mexico): example of burial metamorphism in an island-arc setting, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 337-354.

Talavera-Mendoza, Oscar, Ramírez-Espinoza, Joel, Guerrero-Suástegui, Martín, 1995, Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterrane: a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island-arc, *Geofísica Internacional*, v. 34, No. 1, p. 3-22.

Talavera-Mendoza, O. y Guerrero-Suastegui, M., 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 297-324.

Talavera-Mendoza, Oscar, Ruiz, Joaquín, Gehrels, George E., Valencia, Victor A., Centeno-García, Elena, 2007, Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic, *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, No. 9-10, p. 1052-1065.

Tardy, Marc, Lapierre, Henriette, Boudier, Jean Louis, Coulon, Christian, Ortiz-Hernández, Luis Enrique, Yta, Miriam, 1992, Intraoceanic setting of the western Mexico Guerrero terrane- implications for the Pacific-Thethys geodynamic relationships during the Cretaceous, *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 10, No.2, p. 118-128.

Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.-B., Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martinez R., J., Talavera M., O., Ortiz H., E., Stein, G., Bourdier, J.-L., Yta, M., 1994, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the western Cordillera of Colombia): a late

Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous, *Tectonophysics*, v. 230, p. 49-73.

Tarkian, M., Koopman, G., 1995, Platinum-group minerals in the Santo Tomas II (Philex) porphyry copper gold deposit, Luzon Island, Philippines, *Mineralium Deposita*, v. 30, p. 39-47.

Tarkian, M., Stribny, B., 1999, Platinum-group elements in porphyry copper deposits: a reconnaissance, *Mineralogy and Petrology*, v. 65, p. 161-183.

Titley, S. R., Heidrick, T.L., 1978, Intrusion and fractures styles of some mineralized porphyry systems of the southwestern Pacific and their relationship to plate interactions, *Economic Geology*, v. 73, p. 768-784.

V

Valencia, V. A., Barra, F., Weber, B., Ruiz, J., Gehrels, G., Chesley, J., Lopez-Martinez, M., 2006, Re-Os and U-Pb geochronology of the El Arco porphyry copper deposit, Baja California Mexico: implications for the Jurassic tectonic setting, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, p. 39-51.

Velasco-Hernández, J., Quiroz-Bello, G., Rosales-González, J., 1974. Estudio Geológico-Minero, Geoquímico y Geofísico de Tiámara en el Municipio de Benito Juárez, Estado de Michoacán. Consejo de Recursos Minerales, Informe, p. 1-56.

Vélez-Sánchez, C. y Vázquez-Meneses, E., 1979. Informe área Tuzantla. Consejo de Recursos Minerales, Informe, p. 30-108.

W

Wattmuff, G., 1978, Geology and alteration-mineralization zoning in the central portion of the Yandera porphyry copper prospect, Papua New Guinea: *Economic Geology*, v. 73, p. 829-856.

Weis, P., Driesner, T., Heinrich, C. A., 2012, Porphyry-copper ore shells form at stable pressure-temperature fronts within dynamic fluid plumes, *Science*, v. 338, p. 1613-1615.

Wilkinson, Jamie J. , 2013, Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs, *Nature Geoscience*, v. 6, p. 917-925.

Z

Zajacz, Zoltán, Seo, Jung Hun, Candela, Philip A., Piccoli, Philip M., Tossell, John A., 2011, The solubility of copper in high-temperature magmatic vapors: a quest for the significance of various chloride and sulfide complexes, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 75, p. 2811-2827.