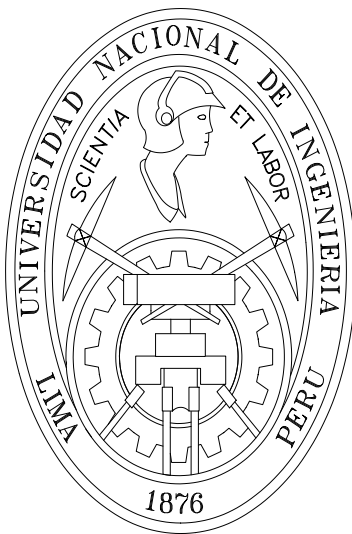


UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA
FACULTAD DE INGENIERIA GEOLOGICA MINERA Y METALURGICA



MINERALIZACIÓN TIPO PÓRFIDO DE Cu-Mo ASOCIADAS
A VENAS CORDILLERANAS DE METALES BASE:
TOROMOCHO-MOROCOCHA, DISTRITO DE
MOROCOCHA, PERÚ

Tesis para optar por el Título de:

Ingeniero Geólogo

ALDO BENDEZÚ JUÁREZ

Lima- Perú

2007

MINERALIZACIÓN TIPO PÓRFIDO DE Cu-Mo ASOCIADAS A VENAS CORDILLERANAS DE METALES BASE: TOROMOCHO-MOROCOCHA, DISTRITO DE MOROCOCHA, PERÚ

Índice	Pág.
Agradecimientos	3
Dedicatoria	5
Resumen	6
Capítulo I. Introducción	7
Capítulo II. Generalidades	9
Capítulo III. Geología del área de Morococha	10
III.1 Estratigrafía	12
III.1.a Grupo Excelsior	12
III.1.b Grupo Mitu	12
III.1.c Grupo Pucará	14
III.1.d Grupo Goyllarisquizga	16
III.1.e Unidades del Cretácico Superior (Grupo Machay)	16
III.2 Rocas Intrusivas Terciarias	17
III.2.a Intrusivo Anticona	17
III.2.b Series Intrusivas Morococha	18
Stock Potosí	18
Stock San Francisco	19
Stock Gertrudis	19
Stock San Nicolás	20
Stock Yantac	20
III.2.c Intrusivos Finales	20
Stock Pórfido Cuarífero San Miguel	21
Dique Pórfido Dacítico	21
21	
III.3 Geología Estructural	23
III.3.a Pliegues	24
III.3.b Fallas	24
Capítulo IV. Conceptos, consideraciones y metodología del estudio	26

Capítulo V. Estadios de mineralización y alteración del pórfido de Cu-Mo	36
V.1 Estadio 1	36
V.1.a Venas tempranas de cuarzo	36
V.1.b Evento de biotita+ feldespato potásico+cuarzo	38
V.1.c Evento cuarzo+feldespato potásico+biotita	40
V.1.d Evento de micas verdes+feldespato potásico+plagioclasas	44
V.2 Estadio 2	44
V.2.a Venas intermedias de cuarzo	46
V.2.b Evento de turmalina+cuarzo	48
V.2.c Venas de cuarzo+pirita+sericita+molibdenita	50
V.2.d Venas de cuarzo+molibdenita+pirita	52
V.3 Estadio 3	55
Capítulo VI. Estadios de la mineralización de venas Cordilleranas polimetálicas de metales de base	58
VI.1 Venas de pirita, esfalerita, tenantita	58
VI.2 Venas de esfalerita, enargita, tenantita, pirita	60
VI.3 Venas de galena+esfalerita, pirita	65
Capítulo VII. Interpretaciones	59
VII.1 Evolución del pórfido	69
VII.2 Evolución del sistema de venas polimetálicas	80
Conclusiones	91
Bibliografía	93
Anexos	99

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no hubiera sido posible sin el apoyo del Dr. Ronner Bendezú, Prof. Rolando Carrascal, Prof. Lluís Fontbote y en el trabajo de campo la presencia de Jorge Leon. Además agradezco la asistencia económica de *The Society of Economic Geologists*, al INGEMMET, al apoyo brindado por Centromin Perú mediante el ingeniero Edgar Román, a la Universidad Nacional de Ingeniería y a todos los que contribuyeron de alguna manera a la realización de este estudio.

A quien me dedicó su vida, para mi madre.

Resumen

En el distrito minero de Morocha se reconocen dos tipos principales de mineralización por un lado el pórfido de cobre Toromocho, y por otro, varias clases de menas Cordilleranas preponderantemente en forma de venas. Estos tipos de mineralización están relacionados espacial y temporalmente a intrusivos Miocenos, incluyendo el stock diorítico Anticona ~14.1 M.a. (Sin mineralización hidrotermal reconocida), stocks cuarzomonzoníticos ~8.0-9.1 M.a. (Probablemente los genéticamente asociados a la formación del pórfido de cobre de Toromocho), e intrusivos tardíos de composición granodiorítica y de edad incierta. Dataciones geocronológicas (Beuchat et al., 2002) conducidas en molibdenita extraída de venillas del pórfido de Cu de Toromocho registró una edad de 7.9 m. a. Esta edad de actividad hidrotermal del pórfido de Cu parece relacionarse al emplazamiento de los stocks cuarzomonzoníticos. En cambio, se desconocen edades absolutas de los periodos de mineralización Cordillerana. Un cartografiado detallado de alteraciones y mineralización en un pequeño tajo abierto en Toromocho enfocado en relaciones de corte, además de un estudio de las secuencias paragenéticas, revelan que el yacimiento tipo pórfido de cobre se desarrolló primero y está sobreimpuesto por venas Cordilleranas las cuales se extienden hasta en mas de 5 Km. más allá de los límites del pórfido de cobre de Toromocho.

Las características de alteración y mineralización del pórfido de Cu de Toromocho permiten caracterizar su desarrollo en tres estadios. El primer estadio presenta venas de cuarzo con cantidades menores de biotita y feldespato potásico. Aquí se observa dos ensambles similares biotita+feldespato potásico+cuarzo y cuarzo+feldespato potásico+biotita, éstas similitudes sugieren que son mineralógicamente gradacionales. Los dos ensambles comúnmente son reemplazados por micas verdes (sericita y cloritas)+feldespato potásico+plagioclasas. El estadio intermedio se presenta básicamente en venillas cuyas morfologías varían de sinuosas a rectilíneas, muy poca alteración de la roca caja es observada. La cantidad notable de cuarzo y la presencia de molibdenita distinguen a estas venas. Así, las venas de cuarzo son las más notables en campo. Las venillas de cuarzo+pirita+sericita+molibdenita y las venas de cuarzo+molibdenita+pirita, parecen ser gradacionales. Además, tentativamente se incluye en este estadio, por su morfología, el evento de turmalina+cuarzo. El tercer estadio, presenta básicamente el ensamble cuarzo+pirita+sericita en venillas o como alteración de la matriz de la roca, no obstante, las proporciones entre pirita y cuarzo son variables, siendo las más jóvenes las más ricas en pirita. Se considera que existe un "umbral" justo antes del incremento de precipitación de pirita durante el tercer estadio, el cual es representado por venillas con cantidades apreciables de cuarzos rotos con bordes redondeados embebidos en pirita. Adicionalmente se registró un proceso de brechamiento cercando en el tiempo a este umbral.

Las venas Cordilleranas cortan a todas las venillas y ensambles de alteración que corresponden al pórfido. Tienen altas concentraciones de sulfuros de Cu, Zn, Ag y Pb y su mineralogía de mena es más compleja que la del pórfido. La escala de ocurrencia de esta red de venas es distrital, además, exhibe un marcado zonamiento de los metales desde núcleos de cobre con minerales de W y Sn hasta zonas externas dominadas por zinc y plomo. Paralelamente al marcado zonamiento, las asociaciones mineralógicas de fases conteniendo sulfuros indican un cambio de un estado de sulfuración de alta (enargita-pirita) a intermedia

(calcopirita-pirita), del centro del distrito hacia los bordes, respectivamente. El análisis de las secuencias paragenéticas en porciones externas de las venas Cordilleranas (zonas con predominancia de esfalerita) indica que la deposición se inició con cuarzo y pirita. En estas zonas de las venas Cordilleranas la secuencia paragenética es compleja interpretándose que los fluidos hidrotermales en sus estadios prógrado y retrógrado se superpusieron en el tiempo y espacio.

La evolución de los procesos hidrotermales para ambos tipos de mineralización es contrastante. El pórfido desarrolló su primer estadio bajo temperaturas submagmáticas cuando los intrusivos presentan características quasiplásticas y donde las soluciones hidrotermales están en equilibrio con la roca ígnea. El estadio intermedio tuvo etapas de formación entre un régimen quasiplástico y un régimen frágil donde los cambios de presión y el descenso de temperatura favorecieron la deposición de cuarzo sobre otros minerales. El tercer estadio se realizó bajo un régimen frágil y posiblemente los fluidos magmáticos fueron diluidos por aguas meteóricas surgiendo un desequilibrio entre los fluidos y los minerales formados previamente produciendo sericita+cuarzo+pirita.

Las venas Cordilleranas se formaron posteriormente posiblemente en gran parte a menores profundidades que el pórfido. Probablemente, parte considerable de este sistema de venas Cordilleranas fue erosionado dado que no se observan en la parte central del nivel actual de exposición asociaciones desprovistas de minerales de cobre (Ej. galena ó sulfosales de plata), típicas de partes externas de este tipo de sistemas. La amplia difusión de estas venas, sobre un área aproximada de 60 kilómetros cuadrados, sugiere una fuente más grande de fluidos hidrotermales que aquella correspondiente al pórfido, esta nueva fuente podría estar relacionada a otro pulso magmático mas profundo y de mayores dimensiones.

Capítulo I. Introducción

La filiación de venas de metales de base a pórfidos de cobre progenitores ha sido notada frecuentemente en diversos lugares, pero el lazo entre ellos aún es materia de especulación (Lowell y Guilbert, 1970; Sillitoe, 1973; Einaudi, 1982; Lang y Eastoe, 1989; Einaudi et. al., 2003; etc.). Circundando algunos pórfidos, en los bordes con alteración propilítica, existen venas notables de metales de base con predominantes estados de sulfuración intermedia (Ej. Bingham, Utah; Pima, Arizona; Wallapai, Arizona; Santa Rita, New Mexico), también, venas con estas características atraviesan a su pórfido asociado (Ej. Thames, New Zealand). Por otro lado, algunas venas que presentan estados de alta sulfuración conocidas como venas Cordilleranas o depósitos tipo “*lode*” (filones) están sobreimpuestas en pórfidos de cobre (Ej. Butte, Montana; Chuquicamata, Chile; Morococha, Perú; Agua Rica, Argentina); sin embargo, estos depósitos de metales de base con sulfuros de estado de alta sulfuración están desligados de su origen porfirítico espacialmente (Magma Vein, Arizona, Manske y Paul, 2002) y/o temporalmente (Colquijirca, Perú, BendeZú y Fontboté , 2002); además, pueden no tener conexión conocida a pórfidos de cobre (Cerro de Pasco, Perú, Petersen, 1965, Einaudi, 1977; Yauricocha, Perú, Einaudi, 1982; El Indio, Chile, Jannas et. al., 1999; Quirivilca, Perú). Aunque la literatura es abundante acerca del zonamiento vertical-lateral que caracteriza un pórfido de Cu y su asociación a las venas de metales de base es resaltable, pocos estudios integrados han sido realizados para evaluar y definir el parentesco entre ellos.

Cada yacimiento de pórfido de cobre tiene características particulares de ocurrencia y formación, pero, de modo general, ellos mantienen rasgos en común, lo que ha conducido a muchos investigadores a estar en buen acuerdo sobre el zonamiento y cronología de las alteraciones y mineralizaciones diseminadas con baja ley, las cuales están centradas sobre stocks porfiríticos félsicos (Lowell y Guilbert, 1970; Sillitoe, 1973; Gustafson y Hunt, 1975; Titley, 1982; Einaudi, 1982; Hedenquist y Richards, 1998, etc.); así, con la misma premisa de generalidad, los pórfidos de Cu tienen ensambles de magnetita sin sulfuros, magnetita+bornita+calcopirita ó pirita+calcopirita, todos representando estados de sulfuración intermedia (Einaudi et. al., 2003).

En cambio la mineralización de venas Cordilleranas polimetálicas de metales de base ocurren en venas, cuerpos de reemplazamiento y cuerpos de brecha, con altas leyes (Einaudi, 1982; Bartos, 1988; Jannas et. al. 1999; BendeZú y Fontboté , 2002; etc.); el zonamiento esta comprendido por una parte central donde predomina el ensamble pirita+digenita+enargita, minerales que representan estados de alta y muy alta sulfuración con alteración sericitica ó argílica avanzada, en la parte más externa exhibe pirita+tenantita+calcopirita, ensamble de estado de sulfuración intermedia, aunque este último ensamble puede ser tardío en la formación de este tipo de yacimientos (Einaudi, 1982; Einaudi et. al., 2003).

Si consideramos una combinación ó enlace de las características de estos dos tipos de yacimientos, lo cual se puede observar en una superposición, se originan interpretaciones e interrogantes sobre su relación genética. Por ejemplo, Einaudi et. al. (2003) sugieren que los ensambles de sulfuros de los pórfidos de cobre y las venas de metales de base relacionados siguen un camino de enfriamiento hasta alcanzar estados de alta sulfuración; si tomamos en cuenta el volumen de mineralización y alteración de un pórfido de Cu y adosamos el volumen

de mineralización, el nivel de emplazamiento y su extensión de los depósitos de metales de base (con respecto al pórfido de cobre), podemos notar que una fuente común de formación u origen es posible para ambos, esta fuente debería proporcionar los elementos necesarios para crearlos. Una forma interesante de interrelacionarlos fue planteada, también, por Einaudi (1977), donde la ocurrencia de los depósitos es observada como un spectrum (o una suerte de “solución sólida”) donde los miembros extremos son: el pórfido de cobre y el otro las venas Cordilleranas de metales de base, y los yacimientos como Butte, Chuquicamata, Toromocho-Morococha ocupan posiciones intermedias. Ahora, que origina la tendencia de formación de uno u otro depósito, es todavía incierto.

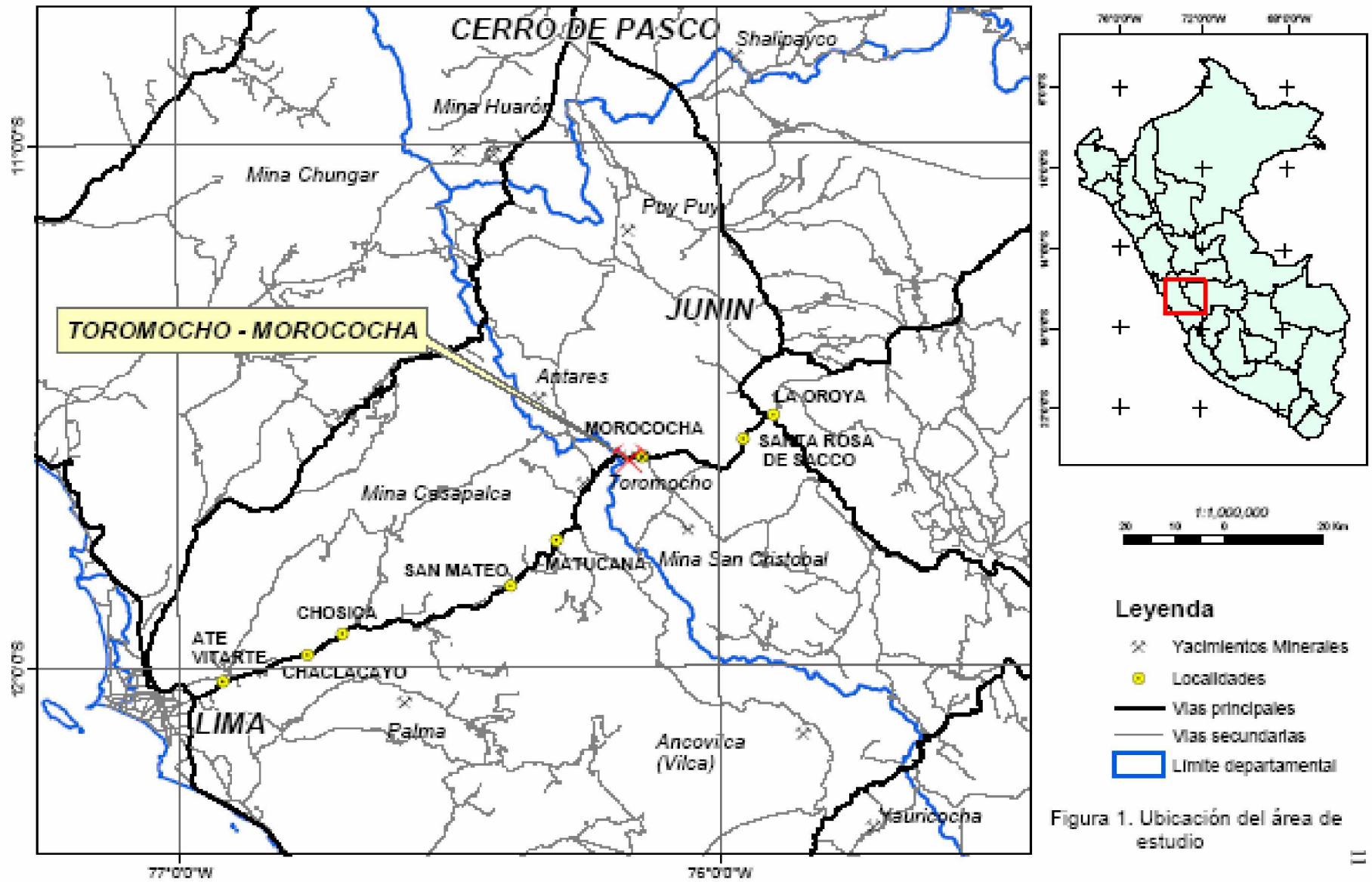
Morococha-Toromocho ofrece un excelente escenario, el cual es raramente encontrado, donde se distinguen claramente las venas Cordilleranas de metales de base y un pórfido de cobre, ambos con características similares a las descritas previamente. El objetivo central del presente estudio es caracterizar cada yacimiento y definir la relación temporal entre ambos a partir de un trabajo descriptivo de la ocurrencia de los diferentes ensamblajes minerales, los cuales representan diversas superimposiciones de eventos hidrotermales; también, se intenta determinar la probable evolución ó transición de los fluidos hidrotermales a través del tiempo. Y como idea adicional evaluamos las posibles causas para una superposición, tan notable, de estos estilos de mineralización, para lo cual es necesario reunir información de otros yacimientos y correlacionarlos con lo que exhibe Morococha-Toromocho.

Capítulo II. Generalidades

El distrito minero de Morococha pertenece al distrito de Morococha, provincia de Yauli, departamento de Junín, está ubicada a 142 kilómetros al este de Lima y 32 kilómetros al oeste de la fundición La Oroya (112 kilómetros de Lima y 28 kilómetros de La Oroya en línea recta), y es accesible por la Carretera Central (fig. 1). El distrito está localizado inmediatamente al este de la divisoria continental (aproximadamente 10 kilómetros), entre las cotas 4370 y 5090 m.s.n.m.; esta área sufrió un fuerte proceso de glaciación tipo Alpina, el cual esculpió un valle de orientación este-oeste (Mc Laughling, Graton et. al., 1933; Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Nagell, 1960).

El distrito minero de Morococha fue reconocido desde tiempos prehispánicos, restos en labores convencionales así lo indicaban (Mc Laghling, Graton et. al., 1933), durante la colonia la plata fue el principal metal que se produjo, esto se mantuvo durante la república, pero, la producción fue fluctuante, para comienzos del siglo XX se inició la producción de cobre pasando la plata a ser un elemento accesorio, en este período el distrito de Morococha llegó a ser el segundo productor de cobre en el Perú (Mc Laughling, Graton, et. al. 1933). Este proceso cronológico se dio a partir de las explotación de las vetas polimetálicas que cruzan todo el distrito, explotación que todavía continúa hasta el momento.

Aunque desde 1928 la mineralización diseminada y de venillas angostas (tipo pórfido de cobre) fueron distinguidos en algunos intrusivos, no fue sino hasta 1966 que, debido a un decidido interés por una exploración sistemática, se logró comprobar la existencia de un pórfido de cobre, este primer proceso terminó en 1976. Pero para el 2005 la empresa Minera Perú Copper Syndicate indicaba reservas de 1 581 Mt. con 0.48 % Cu.



Actualmente las venas polimetálicas periféricas de Morococha son propiedad de Pan American Silver S.A.C. y sobre Toromocho (área central) la empresa Perú Copper Syndicate posee los derechos, actualmente esta empresa está realizando perforaciones complementarias para definir mejor la mineralización tipo pórfido de cobre y evaluar las reservas.

Capítulo III. Geología del área de Morococha

El distrito de Morococha cae dentro del sinclinorium del mismo nombre e integra la parte noroeste del Domo de Yauli (figura 2), siendo así inherente la geología entre ambos; por eso vemos que es necesario analizar el escenario a escala regional y distrital sobre el cual se desarrollaron los procesos geológicos; entonces, para un mejor entendimiento de la geología histórica del distrito de Morococha, en los siguientes párrafos se describe las características litológicas y estructurales de manera conjunta entre aquellos estudios realizados en la zona de Morococha (Mc Laughling, Graton et. al., 1933; Harrison, 1948; Cerro De Pasco Copper Corporation, 1950; Terrones, 1949; Haapala, 1952; Nagell, 1960; Petersen, 1965; Barrantes, 1968; Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Departamento de Geología de Centromin Perú, 1982; Álvarez, 1999; Beuchat et. al., 2002; etc.) complementados por estudios realizados en el Domo de Yauli (Mc Laughling, 1924; Szekeley y Grose, 1972; Lepry, 1981; Rivera y Kobe, 1983; INGEMMET, 1983; etc.) e incluso se recurre a otros estudios hechos en el Perú central (Megard, 1979; Rosas y Fontbote, 1995; etc.). La figura 3 muestra la geología general del distrito recopilada de algunos de estos estudios.

III.1 Estratigrafía

III.1.a Grupo Excelsior

Es la unidad más antigua del distrito, forma el núcleo y basamento del anticlinorium de Morococha; aflora en el extremo sureste del distrito y es ubicable a lo largo de las labores subterráneas, cerca de los 550 metros de profundidad, especialmente en el túnel Kingsmill (Terrones, 1949).

Estas rocas gradan de filitas a lutitas carbonosas de color negro y verde oliva (Terrones 1949; Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965), tienen un carácter esquistoso bien marcado y está finamente estratificado con masas lenticulares de cuarzo lechoso (Terrones, 1949; INGEMMET, 1983). Al sureste, fuera del distrito, presenta horizontes de mármol, calizas y derrames lávicos (Harrison, 1948; INGEMMET, 1983). La potencia del grupo no se conoce.

La secuencia se encuentra intensamente plegada y fracturada (Terrones, 1949; Megard, 1979; Lepry, 1981; INGEMMET, 1983) debido a los efectos provocados por el ciclo herciniano (Megard, 1979; Lepry, 1981; INGEMMET, 1983). La fauna encontrada por J.V. Harrison (1948) precisa a la unidad como devónica, edad confirmada por F. Megard (1979).

III.1.b Grupo Mitu

Este grupo, está compuesto en gran parte por rocas volcánicas conocidas como volcánicos Catalina (nombre usado por los geólogos de Cerro de Pasco Copper Corporation).

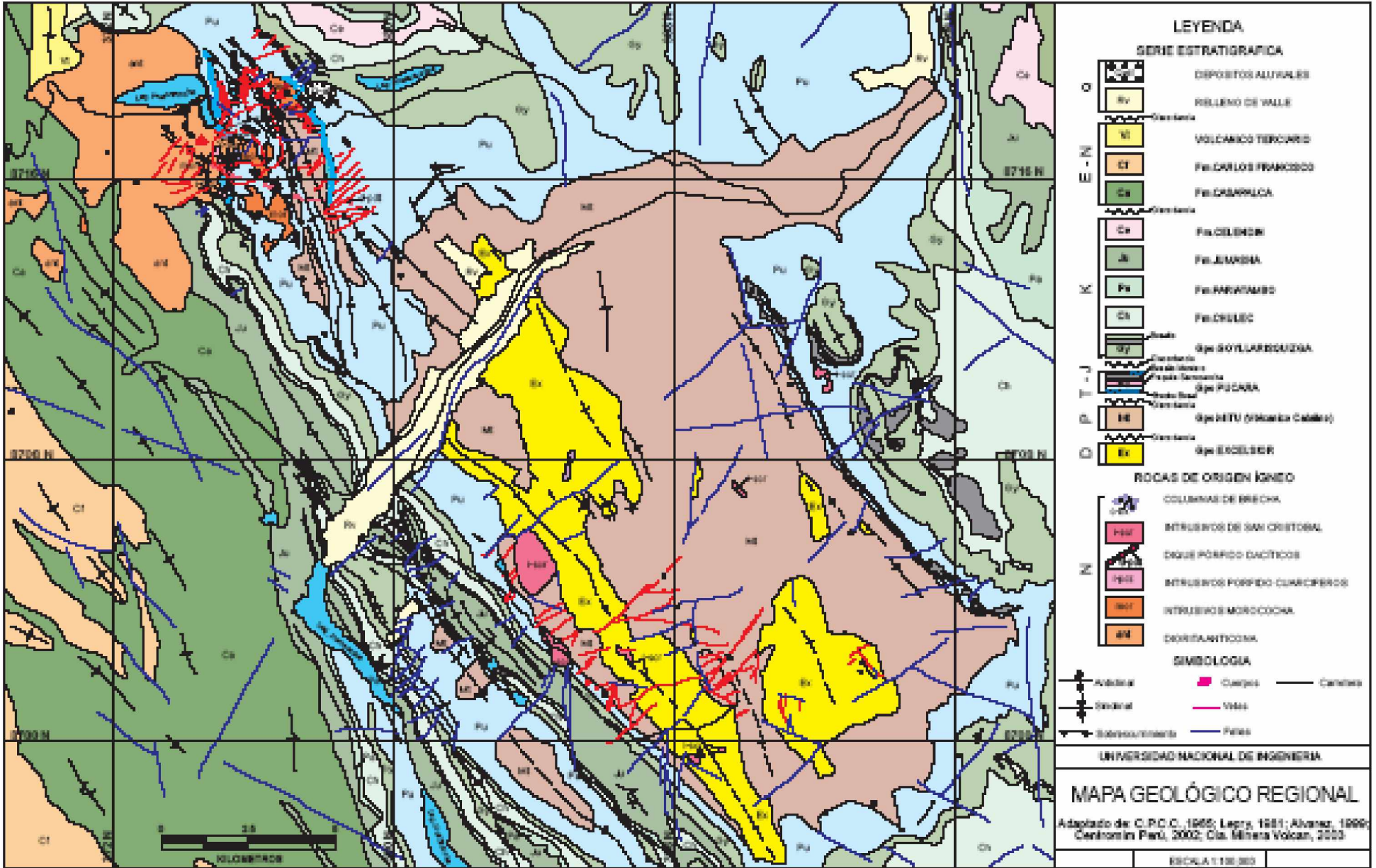


Figura 2. Mapa geológico regional (Domo de Yauli).

Estas rocas afloran en la zona nuclear del anticlinal Morococha (Departamento de Geología de Centromin Perú, 1982) y en la región sureste del distrito (Terrones, 1949). Estas rocas reposan sobre filitas laterizadas (Rivera y Kobe, 1983) de manera discordante (Terrones, 1949); además, sobre ellas es reconocida una secuencia de conglomerados rojos, rocas clásticas y calcáreas en la región de Arapa y Vicharros (Terrones, 1949).

El grupo Mitu presenta dos fases marcadas, que pueden ser reconocidas a través de todo el Domo de Yauli (Rivera y Kobe, 1983); la más antigua, miembro inferior, consiste en derrames lávicos de composición andesítica en la base, pasando a un carácter dacítico en su porción superior, ambos de textura porfirítica de color verde a gris (Terrones, 1949; II, 1982; Rivera y Kobe, 1983); el miembro superior, segunda fase extrusiva, se caracteriza por ser predominantemente explosiva, está comprendido por tufo-brechas de composición cuarzo latítica, latítica y andesítica (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Rivera y Kobe, 1983), está intercalada con tufos de color gris a pardo (Terrones, 1949). Estas rocas volcánicas suelen presentar alteración por acción hidrotermal. La potencia es discutida, D.H. Mc Laughlin (1924) estima más de 760 metros, mientras que Terrones (1949) calcula más de 300 metros.

Por otro lado, Terrones (1949), en Morococha, describe una secuencia, con características de facies continentales, conglomerados rojos, areniscas, calizas y brechas calcáreas; además son reportadas lutitas con contenido de anhidrita (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965). Esta secuencia está ubicada en Arapa, Vicharros, Cerros Toldos y Cajoncillo. Esta unidad está conformada, en su contacto más bajo, por conglomerados rojos que contienen guijarros de roca volcánica y filitas del grupo Excelsior, sobre esta sub-unidad se encuentran areniscas blancas alternadas con calizas y hacia las facies superiores calizas grises claras a blancas bien estratificadas; y sobre todas estas rocas se encuentran brechas calcáreas con fragmentos de caliza gris y finalmente lutitas rojas. La potencia se estima en más de 160 metros (Terrones, 1949).

Estudios regionales indican que este grupo se depositó en una cuenca intramontaña y sufrió los efectos de deformación de la orogénesis tardihercínica (Rivera y Kobe, 1983), resultando afectado, en mayor grado, las secuencias de facies continentales, originando incluso una falla de escurrimiento en el contacto con los volcánicos (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965). D.H. Mc Laughlin le asigna, al Grupo Mitu, edad Carbonífera superior; sin embargo, estudios posteriores lo confirman en el Pérmico medio (INGEMMET, 1983).

III.1.c Grupo Pucará

La unidad Pucará, conocida antes y localmente como Calizas Potosí, ocupa la mayor área del distrito, y se le consideró concordante con el Grupo Mitu (Terrones, 1949). La potencia del Grupo Pucará se adelgaza en el Domo de Yauli con respecto a otras zonas del Perú (Rosas y Fontboté, 1995) y los paleo-relieves sobre los cuales se depositaron los sedimentos iniciales del Pucará originaron diversas estructuras y rocas de composición variada (Rivera y Kobe, 1983), probablemente las subdivisiones realizadas en el distrito de Morococha por Terrones en 1949 sean reflejo de eso.

Sin embargo, estas subdivisiones pueden ser agrupados en tres porciones debido a características en común, exceptuando el horizonte más bajo, denominado “Capas Rojas Potosí” (Terrones, 1949) el que a su vez puede ser relacionado a los últimos 23 metros del grupo Mitu. Este horizonte fue estudiado en campo y al microscopio ubicándosele en el grupo Mitu (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1961); pero, por otro lado, Megard (1979) menciona una unidad similar para el Grupo Pucará del centro del Perú, a la cual denomina como “brecha basal”, éste sería el caso para el área de Morococha (Angeles C., comunicación personal).

Entonces, resumiendo en gran medida las descripciones de Terrones y otros investigadores, podemos describir las porciones como: porción inferior, conformada por calizas dolomíticas fosilíferas de color gris claro ó blanco (64 metros). La porción media de aproximadamente 113 metros, se inicia con capas de lutitas y areniscas luego horizontes de calizas dolomíticas intercaladas con lutitas y areniscas (algunas glauconíticas); y la porción superior (250 metros aproximadamente) que comienza con la resaltable presencia de tranquilas, conocidas como Traquita Sacracancha, luego calizas dolomíticas, capas delgadas de lutitas y margas alternándose con areniscas calcáreas de color gris violeta, sobre éstas el Basalto Montero de color verde oliva a pardo con textura felsítica amigdaloides, por último la parte superior conformada por calizas de color gris a blanco con ocasionales capas de lutitas al techo, esta porción presencia horizontes de brechas calcáreas denominadas como Brecha Churruca.

Asociada a las calizas del Pucará y el Grupo Mitu existe una unidad lenticular denominada complejo Anhidrita constituida de capas de anhidrita, yeso, lutita y caliza (Departamento de Geología de Centromin Perú, 1982), esta unidad alcanza 150 metros en su parte central. Su origen fue muy discutido, inicialmente se le consideró hidrotermal (Cerro De Pasco Copper Corporation, 1950), pero Haapala (1952) le asignó un origen sedimentario, posteriormente se mencionó la posibilidad de una redistribución de la anhidrita sedimentaria durante el período de intrusión, deformación y mineralización terciaria (Petersen, 1965); finalmente, sobre el estudio de isótopos de azufre se confirmó su ascendencia sedimentaria (Petersen, 1972) y su posible influencia en la formación de sulfuros hidrotermales en el distrito (Ohmoto y Rye, 1979).

La potencia promedio del grupo es de 431 metros (Terrones, 1949). En ningún estudio hecho en el área ó el Domo de Yauli se reconoce, con seguridad, a alguna formación (Chambará, Aramachay ó Condorsinga) correspondiente al Grupo Pucará. Pero, Szekely y Grose (1972) al igual que Kobe (1981), consideran que la Formación Condorsinga es la única que está presente, además también es posible la presencia de la Formación Aramachay (INGEMMET, 1983). Sin embargo, la publicación de Rosas y Fontboté (1995) sobre el Grupo Pucará en el Perú central, permite hacer algunas observaciones; si consideramos el punto de estudio más occidental (en el mencionado estudio), el cual presenta las tres formaciones del Grupo Pucará (área de Tingocancha) y lo comparamos con las secuencias del distrito de Morococha existe la posibilidad de que unidades equivalentes a las formaciones Chambará, Aramachay y Condorsinga estén presentes. Como sea, el Pucará en la región central del Perú es ubicado entre el Triásico Superior y el Jurásico inferior (INGEMMET, 1983), pero, en el distrito posiblemente se señala sólo el Jurásico inferior (Álvarez, 1999).

III.1.d Grupo Goyllarisquizga

Esta unidad está distribuida en el norte, noreste y suroeste del distrito (Terrones, 1949; INGEMMET, 1983; Departamento de Geología de Centromin Perú, 1982). Terrones la denomina como la Formación Sto. Toribio-Buenaventura porque se encuentra en esas localidades. (Acantilados Santo Toribio y Lago Buenaventura).

Su deposición fue concordante (INGEMMET, 1983) a ligeramente discordante (Rivera y Kobe, 1983) con las secuencias del Pucará. Constituida por un conglomerado rojo basal compuesta de guijarros bien redondeados de caliza y sílice en una matriz roja y arenosa con estratificación bastante bien definida (Terrones, 1949; Rivera y Kobe, 1983), sucediendo una secuencia de arenisca y lutitas rojas (Terrones, 1949; Cerro de Pasco Copper Corporation, 1961), cuarcitas con estratificación cruzado alterándose con lutitas arenosas gris oscuras y grosores de seis a quince metros clausuran esta secuencia (Terrones, 1949).

En los horizontes superiores, entre calizas, lutitas grises fosilíferas y capas de margas (Terrones, 1949; Cerro de Pasco Copper Corporation, 1961; Rivera y Kobe, 1983), se encuentran emplazados cuerpos intrusivos con espesores de sesenta a tres metros, en el norte (Santo Toribio), al sur (en el lago Buenaventura) sólo se ubican tres con espesores de cinco a quince metros, los intrusivos son basaltos amigdaloides y diabasas porfíricas; por la presencia de estos derrames lávicos Boutwell (1920) estimó quinientos metros al norte y algo más de trescientos metros al sur. Al tope presenta calizas masivas gris azuladas y calizas fosfáticas gris oscuras (Departamento de Geología de Centromin Perú, 1982).

La edad de la unidad corresponde al Neocamiano-Aptiano (Steinmann, 1929; INGEMMET, 1983).

III.1.e Unidades del Cretácico Superior (Grupo Machay)

La distribución de este grupo toma posiciones periféricas en el domo de Yauli y en el distrito de Morococha donde los afloramientos son ubicados hacia el oeste y sureste (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965), es decir, restringidos a las regiones de Buenaventura, Galera y Ticlio (Terrones, 1949), presenta metamorfismo debido a las intrusiones y descansa en concordancia sobre el grupo Goyllarisquizga (Terrones, 1949).

Esta unidad fue descrita por Terrones (1949), diferenciando tres unidades; por otro lado en los estudios realizados por INGEMMET (1983) se reconoce en la región las tres subunidades cretácicas (Formaciones Chúlec, Pariatambo y Jumasha). Ambas descripciones presentan similitudes por lo que podríamos relacionarlas.

La descripción realizada en el distrito por Terrones se inicia con 40 metros de caliza masiva gris azulada fosilífera con capas de margas en la parte superior seguida de una capa de 9 metros de lutita gris bien laminada y sobreyace esta capa 14 metros de caliza fosilífera similar a los primeros metros, una secuencia parecida fue cartografiada por los geólogos del INGEMMET (1983) la cual denominan formación Chúlec.

Sobre la secuencia previa descansan de 47 a 50 metros de calizas negras, carbonosas, fosforíticas, bien laminadas, cuyos últimos 12 metros son lutitas negras fosilíferas; estas capas tienen pequeñas concreciones posiblemente fosforíticas (Terrones, 1949) como reflejan los análisis químicos entre 1%-3% (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965). En una secuencia similar los estudios del INGEMMET identificaron Oxitropidoceras, denominando estos estratos como formación Pariatambo.

Sobreyaciendo los anteriores estratos se ubica una secuencia potente (330 metros aproximadamente) de caliza cuyas capas iniciales van de 5 a 15 metros, pero luego predominan los bancos de 30 centímetros a un metro de espesor; en los niveles superiores va alternándose con capas de lutitas rojas a verdes y capas de calizas dolomíticas fosilíferas, pasando a ser sólo lutitas en la parte superior. Por las características de la secuencia podría tratarse de la formación Jumasha (INGEMMET, 1983).

La potencia total del grupo alcanza los 445 metros (Boutwell, 1920) concordante con las mediciones de Terrones (1949). Se le asigna edad cretácica media (Steinmann, 1929; Wilson, 1963; INGEMMET, 1983).

III.2 Rocas Intrusivas Terciarias

Aunque, en los párrafos anteriores, se ha mencionado eventos de actividad ígnea durante el Paleozoico y el Mesozoico, los principales eventos intrusivos ocurrieron durante el terciario (Mc Laughlin, Graton et. al. 1935; Cerro De Pasco Copper Corporation, 1950; Petersen 1965), determinados luego como post-oligocenos (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Barrantes, 1968; Departamento de Geología de Centromin Perú, 1982) y ubicados, luego, exactamente, entre el Mioceno medio y tardío (Silberman y Noble, 1977; Eyzaguirre et. al. 1975; Beuchat et. al., 2002).

Estas rocas magmáticas terciarias son diferenciadas y divididas por su relación de intrusión (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Petersen, 1965), características petrológicas (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Barrantes, 1968; Alvarez, 2000) y sus edades datadas (Silberman y Noble, 1977; Eyzaguirre et. al., 1975; Beuchat et. al., 2002). Estos factores revelan principalmente dos eventos magmáticos intrusivos distintos. Siendo éstos conocidos de manera general como: Intrusivo Anticona a las rocas magmáticas más antiguas y series intrusivas Morococha a las rocas magmáticas más jóvenes (Petersen, 1965). Sin embargo otros dos cuerpos intrusivos fueron reconocidos los cuales cortan todas las unidades litológicas y no fueron incluidos en los dos eventos mencionados (Richards, 1968; Barrantes, 1968) en este estudio los denominaremos como "intrusivos finales".

III.2.a Intrusivo Anticona

Es el cuerpo ígneo de mayor área y volumen en el distrito, conocido como diorita Anticona debido a su composición, su textura varía de fanerítica a porfírica de grano medio a grueso (Mc Laughlin, Graton et. al., 1935; Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Barrantes, 1968). Los análisis modales realizados serían reflejo de su variación, así, Barrantes (1968) registró cuarzo hasta un 6%, 15-50% de plagioclasas (An44-An49) y 10 a 30% de

feldespato potásico; mientras que Álvarez (1999) lo caracteriza por su textura porfírica y afirma una constitución de 5% de cuarzo, 12% de biotita, 3% de feldespato potásico y 75% de plagioclasa (An₄₈).

La diorita Anticona aflora al NO del distrito (fig. 3), hacia el este intruye los sedimentos jurásicos y cretácicos (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Barrantes, 1968) y en la parte central este el contacto buza hacia el oeste (Petersen, 1965) reposando subconcordante con las capas de sedimentos Pucará. Su lado oeste intruye las capas rojas del terciario inferior (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Barrantes, 1968; Álvarez, 1999). En fractura fresca es de color gris verdoso oscuro (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Barrantes, 1968) cambiando por el intemperismo a una variedad de grises (Barrantes, 1968) y de marrón gris a marrón verdoso (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965). La alteración que la diorita originó sobre las rocas sedimentarias circundantes fue de débil a moderada (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Petersen, 1965). El intrusivo presenta piritización moderada a ligera, en ciertas áreas, además de estar alterada a caolín y sericita (Barrantes, 1968). La mineralización es limitada pero presenta algunas vetas con mena de zinc, plomo y plata (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Departamento de Geología de Centromin Perú, 1982).

Las edades determinadas para este intrusivo discrepan notablemente, Silberman y Noble (1977) calcularon por K-Ar 8.2 ± 0.3 m. a., Eyzaguirre et. al. (1975) concuerdan con esta edad y le asignan 8.2 ± 0.2 m. a., (también sobre K-Ar.) para un dique ubicado dentro del intrusivo Anticona, pero dejan abierta la posibilidad que sea una extensión de las intrusiones más jóvenes. Como sea, Beuchat et. al. (2002) con dataciones de U-Pb en zircón, marcan una gran discrepancia en edad, asignándole 14.11 ± 0.04 m. a. al intrusivo Anticona.

III.2.b Series Intrusivas Morococha

Se denominó así al grupo de stocks, apófisis, diques y sills distribuidos de manera casi errática en diversas partes del distrito y que son de composición cuarzomonzonítica, textura porfírica y cortan todas las unidades estratigráficas y además al intrusivo Anticona. Los stocks más resaltables son: en la zona céntrica del distrito los stocks Potosí, San Francisco, Gertrudis, el apófisis San Nicolás y al sur del stock Yantac (Mc Laughlin, Graton et. al., 1933; Cerro de Pasco Copper Corporation, 1950; Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Petersen, 1965). La cronología de formación y emplazamiento entre ellos no es clara, pero por algunas pocas evidencias y dataciones (Petersen, 1965; Beuchat, 2002), los ubica tentativamente, del más antiguo al más joven, en el siguiente orden: Potosí, San Francisco, Gertrudis, San Nicolás y Yantac.

Stock Potosí

Es cuarzomonzonita en composición y de textura porfírica (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Petersen, 1965). Es el único stock ubicado en el flanco este del anticlinal Morococha. Tiene forma elíptica, cuyo eje mayor coincide con el rumbo del segmento norte del anticlinal Morococha (N40°0), esta forma la mantiene en profundidad (paredes casi verticales), definiéndose en morfología como un bismalito.

Este stock constituye la parte oriental del Cerro Potosí y se le asocian diques aplíticos (Petersen, 1965). Aunque se sugiere una relación con la falla de sobreescurreamiento Toldo-Potosí (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965) podría no ser cierto ya que la falla buza en promedio 40° al noreste y el stock mantiene sus paredes verticales en profundidad. La alteración en la roca caja es ligera (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965) y su relación con depósitos minerales es moderada (Cerro De Pasco Copper Corporation, 1950).

Stock San Francisco

Es el cuerpo intrusivo más estudiado. La textura varía de porfírica a equigranular (Mc Laughlin, Graton et. al., 1933; Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Cerro De Pasco Copper Corporation, 1950; Petersen, 1965; Barrantes, 1968; Alvarez, 1999). Diversos autores la denominaron cuarzomonzonita (Mc Laughlin, Graton et. al., 1933; Cerro De Pasco Copper Corporation, 1950; Petersen, 1965; Barrantes, 1968) pero además presenta fases granodioríticas (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965) e incluso Álvarez (1999) la denomina granodiorita. Barrantes (1968) en su estudio petrográfico, reporta cuarzo entre 10 y 40% (20% en promedio), plagioclasa entre 25 y 70% (50% en promedio) y feldespato potásico variando entre 5 y 30%; Álvarez (1999) contabiliza 23% de cuarzo, 52% de plagioclasa, 10% de biotita y 15% de feldespato potásico.

Aflora en el área central del distrito (Cerro San Francisco) con forma irregular alargado cuyo eje mayor tiene orientación este-oeste (Barrantes, 1968) y un diámetro en superficie de aproximadamente 0.5 Km. Esta masa ígnea tiene su porción superior más voluminosa y su parte inferior más estrecha tomando forma de cúpula (Mc Laughlin, Graton et. al., 1933; Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965), este rasgo de disminución del volumen con la profundidad se da al pasar de las calizas Pucará al grupo Mitu (volcánicos Catalina) según Petersen (1965). Se le considera como el centro del zonamiento mineral y metálico del distrito (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Departamento de Geología de Centromin Perú, 1982; Petersen, 1965). No obstante, altera intensamente las calizas Pucará, (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Petersen, 1965), su contacto entre ellos es claro y en algunas zonas definido por una angosta brecha. (Barrantes, 1968). Además este intrusivo, altera moderadamente las rocas volcánicas del Grupo Mitu (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965), presenta una zona de vetas con mineralización tipo "lodo cordillerano" (Mc Laughlin, Graton et. al., 1933) y tiene mineralización de cobre diseminada (Petersen, 1965).

Sobre análisis de U/Pb en zircones se determinó 9.1 ± 0.1 m. a. como su edad máxima de cristalización (Beuchat et. al.; 2003).

Stock Gertrudis

Considerada como una replica menor del stock San Francisco es también de composición cuarzomonzonítica (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Cerro De Pasco Copper Corporation, 1950; Petersen 1965) con textura porfírica y afanítica (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965).

Se encuentra al oeste del stock San Francisco, es de tamaño pequeño y posiblemente controlada por la falla de sobre escurrimiento Gertrudis (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965). Presenta minerales de cobre diseminados (Petersen, 1965) y alteró intensamente la caliza circundante (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965).

Stock San Nicolás

Pobrememente mencionado en la literatura. Este intrusivo no aflora, calificado como un pequeño cuerpo ígneo subsidiario, de composición cuarzomonzonítica y textura porfírica (Petersen, 1965).

Algunos autores registran coincidentemente este stock, relacionándolo especialmente con la unidad lenticular llamada complejo anhidrita (Petersen, 1965), la ubican como una masa ígnea no aflorante entre los stocks San Francisco y Gertrudis (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965 (Fig. II); Cerro De Pasco Copper Corporation, 1950 (Fig. 45)) además existe una datación de un intrusivo porfírico con intensa alteración biotítica, que concuerda con las referencias antes mencionados (Eyzaguirre et. al., 1975). De estos datos inferimos una ubicación aproximada: 100m al NNO del pique central, un poco debajo del nivel 1000 (350 metros).

Stock Yantac

Esta intrusión es de textura porfírica (Petersen, 1965; Álvarez, 1999) y composición cuarzomonzonítica (Petersen, 1965; Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Álvarez, 1999). El análisis petrográfico hecho por Álvarez (1999) presenta: matriz cuarzo-feldespática 44%, plagioclasa 43%, biotita 7%, cuarzo 5% y feldespato potásico 1%.

Es el stock más austral del distrito (parte sur del anticlinal Morococha). El color que adquiere por el intemperismo es gris claro (Álvarez, 1999) y la alteración de su roca hospedante es moderada e intensa solo localmente (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965).

Las edades calculadas sobre K-Ar para este intrusivo no difieren mucho, entonces podría ser entre 8.0 ± 0.2 m. a. (Silberman, Noble, 1973) y 8.3 ± 0.3 m. a. (Eyzaguirre, 1975). Beuchat et. al. (2003) le asignan, por análisis de U/Pb, 8.81 ± 0.06 m. a. como edad de cristalización.

III.2.c Intrusivos Finales

Estas rocas magmáticas fueron las últimas en ser reconocidas, diferenciadas y estudiadas: el denominado Pórfido cuarcífero San Miguel (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Richard, 1968; Barrantes, 1968) y el dique pórfido dacítico (Álvarez, 1999). En este estudio las separamos y agrupamos como rocas intrusivas de una actividad ígnea de características petrográficas diferentes a la diorita Anticona y los stocks cuarzomonzoníticos de la serie intrusiva Morococha y su relación de intrusión con respecto a los otros intrusivos los ubica como últimos en la cronología de rocas ígneas.

Stock Pórfido Cuarzífero San Miguel

En algunas publicaciones ha sido señalado como el cuerpo intrusivo principal asociado a la mineralización tipo pórfido de cobre Toromocho (Eyzaguirre et. al., 1975; Departamento de Geología de Centromin Perú, 1982; Álvarez, 1999). Es conocido que un pórfido cuarzífero es de composición granodiorítica y textura porfirítica. Sin embargo, el análisis modal hecho por Barrantes (1968) arroja de modo general 50% de cuarzo, plagioclasas entre 20 y 50% englobados por una matriz de cuarzo y sericita con pirita, por otro lado, el estudio realizado por Álvarez (1999) asigna 54% a la matriz cuarzo feldespática, 26% de plagioclasa, 13% de cuarzo y 5% de biotita.

En los análisis de microscopía realizados aquí, se aprecian rasgos interesantes de este intrusivo; los cuarzos están normalmente redondeados a subredondeados, fragmentados e incluso resorbidos, aunque presenta ocasionalmente dimensiones de hasta 7 mm. en promedio son de 2 mm. y su porcentaje varía entre 12 y 35% (con un promedio de 17%); las plagioclasas tienen aristas subredondeadas y pueden estar fragmentadas, su tamaño promedio es de 2 mm. su porcentaje varía entre 8 y 15% (cantidad promedio 12%); los feldespatos potásicos presentan mayor desgaste en sus bordes con respecto a las plagioclasas, sus dimensiones son menores al centímetro con un promedio de 3mm., su porcentaje está entre 28 y 40% (en promedio 18%); los sulfuros, aquellos que están fuera de la influencia de venillas mineralizadas, llegan al 3% con dimensiones promedio de 1mm. (Es difícil decir cual es su origen); biotita primaria es escasa, el porcentaje promedio es 2%, tamaño promedio 2mm.; la matriz alcanza en promedio 50% del porcentaje, está constituida por cuarzo y feldespato, y presenta textura equigranular. A escala de afloramiento es fácilmente reconocido por su color gris claro con una tinción ligera de óxidos de hierro, en fractura fresca es de color blanquecino. Es distinguible la alteración hidrotermal del tipo biotítica además de su alteración a cuarzo y sericita.

Aflora en el área del tajo Toromocho, la parte central del distrito como un stock, está cortando al stock San Francisco y también a la diorita Anticona (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Barrantes, 1968; Departamento de Geología de Centromin Perú, 1982). Presenta mineralización y alteración de tipo pórfido de cobre-molibdeno y la roca circundante al stock está fuertemente alterada (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965; Leon, 2007).

Dique Pórfido Dacítico

Escasamente mencionado en la literatura. Tiene características petrográficas similares al pórfido cuarzífero San Miguel, al cual atraviesa y es reconocido como el último evento intrusivo en el distrito (Álvarez, 1999).

Además, de los datos integrados (mapas y referencia), podemos afirmar que tiene una orientación ONO-ESE, cruza casi todo el distrito; probablemente, incluso, de forma parcial a la diorita Anticona (largo aprox. 3.5 Km.), tiene un ancho de 10 metros en promedio y se encuentra fuertemente sericitizado cerca al pórfido de cobre Toromocho (Álvarez, 1999); esto se comprobó en una rápida inspección de campo, lo que nos permite inducir que este dique es intramineral con respecto a la formación de pórfido de cobre.

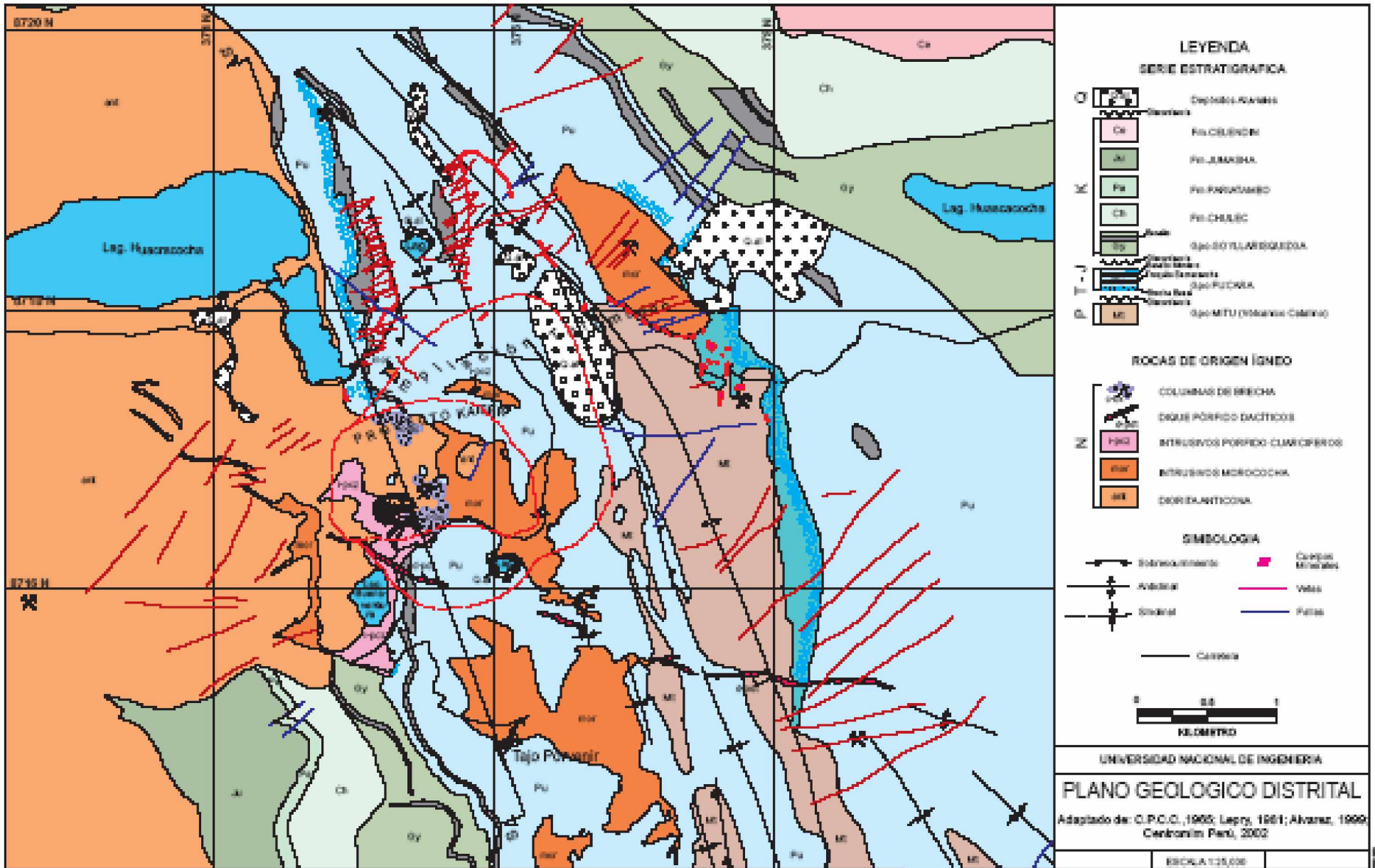


Figura 3. Mapa geológico distrital.

III.3 Geología Estructural

La historia tectónica impresa en el Perú central y el Domo de Yauli se refleja en el anticlinorium de Morococha en una serie de elementos estructurales que brindan información de una compleja superposición de eventos.

El evento más antiguo reconocido en el Domo de Yauli es la Orogenia Herciniana que deformó las fillitas Excelsior (Megard, 1979). En el sur del distrito de Morococha, dos períodos de compresión se le asignan a este evento: pliegues de tendencia noreste y pliegues de tendencia noroeste a oeste (Lepry, 1981). Rivera y Kobe (1983) afirman que se formó un anticlinal primitivo en Morococha (al igual que en San Cristóbal y Ultimum – Yauli). Además, correspondiente al paleozoico, una suave compresión en el Pérmico tardío afectó en el Grupo Mitu (Megard, 1979); también, Rivera y Kobe (1989) mencionaban un evento tectónico de poca intensidad que afecta al grupo Mitu pero le asigna edad post-Jurásica.

Las estructuras más notables se desarrollan durante la Orogenia Andina (fines del cretácico), el pulso principal de esta fase compresiva (el pulso Incaico) originó el plegamiento regional y las fallas de sobreescurreamiento en la Cordillera occidental (Megard, 1979), así, durante este pulso tectónico todas las rocas de la región del Domo de Yauli, incluidas las capas rojas Casapalca, fueron afectadas (Lepry, 1981) formando el anticlinorium de Morococha (Rivera y Kobe 1983; Álvarez, 1999).

Algunas fallas relacionadas con las principales deformaciones pueden ser encontradas: fallas normales longitudinales paralelas a la dirección de los pliegues las cuales presentan muy poco desplazamiento; fallas transversales conjugadas de rumbo variable y fallas transversales normales perpendiculares a los ejes de los pliegues con alto buzamiento (Lepry, 1981). Álvarez (1999) sugiere la formación de fallas de cizalla de rumbo noroeste para finales de la Orogenia Andina.

Adicionalmente, eventos resaltables de fallamientos más jóvenes, de edad terciaria, son reconocidos en el distrito. Los datos provienen de diferentes observaciones; primero, los intrusivos Miocénicos tardíos no presentan deformación y contienen fracturas abruptas de tendencia general E-O (Mc Laughlin, Graton et. al., 1933; Cerro de Pasco Copper Corporation, 1950), también es reconocido un sistema de fracturas NO (Departamento de Geología de Centromin Perú, 1982).

La cronología de los eventos estructurales es compleja, por ejemplo existen vetas posteriores a la alteración relacionada a las intrusiones, fracturas pre, intra y post mineralización, brechas postmineralización (Haapala, 1979), y también, fallas normales que precedieron y siguieron la mineralización (Mc Laughlin, Graton et. al., 1933). La evidencia encontrada en estos elementos, apuntan como responsables de su origen a las fases Quechuas, la posibilidad de esta relación fue reconocida con anterioridad (Departamento de Geología de Centromin Perú, 1982).

III.3.a Pliegues

La estructura, de esta categoría, más destacable es el anticlinorium de Morococha, que viene a ser la prolongación septentrional del Domo de Yauli, figura 2, (Departamento de Geología de Centromin Perú, 1982). Su eje presenta un rumbo N20°O en su segmento sur con inclinación, menor de 10° al sureste y su segmento norte tiene rumbo N40°W con sumersión entre 10° y 15° al NNO; tomando una forma cómica (Departamento de Geología de Centromin Perú, 1982; Petersen, 1965; Álvarez, 1999). Este anticlinal es asimétrico, el buzamiento del flanco oriental está entre 30° y 40° y el buzamiento del flanco occidental es de 20° a 30° (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965).

Anticlinales secundarios acompañan al anticlinorium de Morococha, los más importantes son: al este el pliegue, Potosí – Toldo y al oeste Gertrudis (Departamento de Geología de Centromin Perú, 1982; Petersen, 1965). Ambos son pliegues asimétricos y apretados asociados a fallas de escurrimiento longitudinal que buzan en dirección contraria al centro del anticlinal de Morococha (Petersen, 1965).

III.3.b Fallas

Como se mencionó antes, varios autores han analizado la red de fallas que atraviesan el distrito, de acuerdo a ellos, dos conjuntos de fallas son reconocibles; las fallas inversas paralelas a la tendencia regional, sobre cuya época de formación existe consenso (Orogenia Andina) y las fracturas oblicuas (dígase fallas, vetas o venas) a la tendencia de los pliegues que son de mayor importancia económica, presenta buzamientos abruptos, rumbos de tendencia E–O (figura 3) y cuya edad de origen es discutida.

Entrando en materia, primeramente, se afirma que, el esfuerzo comprensivo que plegó las rocas de edad previa a los intrusivos terciarios también formó notables fallas inversas, de las cuales podemos mencionar tres que alcanzaron un gran desarrollo; en el noreste la Falla de Potosí – Toldo, en el noroeste la Falla Gertrudis y desde el Sur hasta el centro la falla de sobreescurrecimiento Cajoncillo, estas fallas están asociadas a una duplicación sobresaliente de la sección geológica dentro de sus respectivas zonas de influencia (Mc Laughlin, Graton et. al., 1933; Nagell, 1960; Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965). La existencia de estas estructuras es mitigada alrededor de los intrusivos Miocénicos de la parte central del distrito (Haapala, 1949), además, zonas de brecha son encontradas en ciertas secciones de estas fallas (Petersen, 1965), las que son escasas y localmente mineralizadas (Mc Laughlin, Graton et. al., 1933). Sus buzamientos varían entre 45 y 70 grados (Álvarez, 1999).

Por otro lado, las fracturas oblicuas, son las más importantes estructuras del distrito, sus rumbos son transversales a los pliegues, cercanos a la dirección este-oeste (Nagell, 1960; Petersen, 1965). Presenta un mejor desarrollo en los intrusivos y las rocas volcánicas (Haapala, 1949); pero sobre los flancos del anticlinorium de Morococha tienden a poseer un comportamiento más variado (Cerro De Pasco Copper Corporation, 1950). Tienen un buzamiento promedio de 73 grados (Nagell, 1960), la mayoría de las venas son de carácter normal y sólo algunas son de carácter inverso ó tienen movimientos de rumbo, sin embargo presentan evidencia de movimientos en diferentes direcciones (Nagell, 1960) y en

distintos momentos: antes, durante y después de la mineralización (Haapala, 1945). Se ha tratado de clasificar las fracturas oblicuas bajo características en común pero la diversidad de ocurrencias lo dificulta, por ejemplo Nagell (1957) reconoce dos sistemas: por su rumbo (oeste-noroeste y este-noreste) y por su buzamiento (norte y Sur), sin embargo, el hecho que algunas vetas presenten todas las características de ambos sistemas (Nagell, 1960) podría ser prueba de que tales sistemas no existan (Petersen, 1965).

Se han propuesto algunos conjuntos ó sistemas. Las fracturas oblicuas tienen rumbos desde N 65° E hasta N 60° O; y buzan entre 65° al norte y 60° al sur, de aquí, Nagell (1960) sostiene su afirmación de 1957, de un modo general, ordena las fracturas oblicuas en dos sistemas y cada sistema lo subdivide en dos conjuntos: el primer sistema basado sólo en rumbos con sus conjuntos NE y NW, el segundo sistema caracterizado por los buzamientos con los conjuntos norte y sur. El grupo de geólogos de la Cerro de Pasco Copper Corporation (1950) y Petersen, (1965) concuerdan que en la parte central las fracturas oblicuas exhiben cierta sistemática, sus ejemplos, típicos son divididos en cuatro grupos: (1) Alejandro–Ombla–Amistad–Cobrizo; (2) Gertrudis–Central Danubio–Cecilia; (3) Toromocho–San Francisco–La Paz–Perú, (4) San Miguel–Rectificadora–La Joven. Inicialmente se hablaba del sistema norte, conformado por (1) y (2), que se caracterizaba por su buzamiento hacia el sur con ángulo abrupto a vertical y carácter normal, pero algunos eran inversas y de rumbo; el sistema sur estaba conformado por (3) y (4), de buzamiento 70 a 80 grados al norte, siendo el más fuerte de los dos (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1965). Sin embargo Petersen 1965, los define simplemente como fracturas alineadas en echelón. Además, Álvarez (1999) ha encontrado otros ordenamientos de las fracturas oblicuas, él manifiesta que en la parte sur las fallas tienen rumbo NO-SE y las vetas tienen rumbo N70°E, en la parte norte las fallas son de rumbo general E-W y las vetas N 50° E (Departamento de Geología de Centromin Perú, 1982). En el área de Toromocho existen cuatro sistemas de fracturas N 20°-50°O y buzamiento SO (fallas), N 60° - 80° O de buzamiento norte a sur (vetas), N 20°-50° E con buzamiento al oeste (vetas y fallas) y N60°-80°E con buzamiento al sur ó norte (fallas y vetas).

Evidencia adicional a la mencionada en la introducción de este capítulo acerca de la edad y origen de formaciones de las fracturas oblicuas son discutidas por diferentes investigadores. La mayoría de las fracturas oblicuas son post-intrusivas (Nagell, 1960), y mas aún, son post-alteración hidrotermal (Haapala, 1949); éstas se formaron en el lapso de tiempo que duró el relleno de las venas (Nagell, 1960).

A pesar que los detalles mencionados arriba sugieren fuertemente que la principal ocurrencia de las fracturas oblicuas son post-intrusivas, aún existe controversia en su origen; Nagell (1960) insinúa que algunas pudieron ser pre-intrusivos, debido a que fallas de rumbo complementarias pueden ocurrir relacionadas a las fallas de sobreescurreimiento, su buzamiento promedio (75 grados) es más cercanamente asociado a fallas de rumbo que a fallas normales, pero pudieron ocurrir más de un período de fracturamiento ó movimiento en dirección del buzamiento; también, fallamiento normal puede ser asociado a la relajación del esfuerzo que generó la orogenia Andina. La ocurrencia del dique pórfido dacítico de rumbo noroeste atravesando todos los intrusivos, la relativa pausa de fracturas en los intrusivos con estas características, los movimientos post- mineralización sobre su mismo plano, el

desplazamiento de poca distancia que presentan las fracturas oblicuas los cuales son post-mena como lo indican fracturas no mineralizadas y algunas brechas; sugieren que mas de un proceso de fallamiento ocurrió. Otra característica resaltante de las fracturas oblicuas es que ellas son las formas básicas de los cuerpos minerales (Haapala, 1949), sirvieron como canales y alimentadores para formar otros cuerpos minerales. En general son venas tipo rosario (Mc Laughling, Graton et. al., 1933) y tienden a converger en profundidad llegando a ser pocas (Petersen, 1965).

Capítulo IV. Conceptos, consideraciones y metodología del estudio

La formación de un pórfido de cobre requiere de la congregación de varios elementos que la definan como tal, por ejemplo, su asociación a un intrusivo porfirítico, grandes volúmenes de mena con bajas leyes, tipo de ocurrencia de la mena (diseminación o en venillas), tipos de alteración, etc.; todos ocurriendo en un orden cronológico y/o espacial. Así, frecuentemente es necesario más de un intrusivo para desarrollar un pórfido de cobre. Desde este punto de vista Toromocho es el caso, porque algunos stocks presentan mineralización tipo pórfido (Mc Laughlin, Graton et. al., 1933; Cerro De Pasco Copper Corporation, 1950; Petersen, 1965). Sin embargo, otros investigadores señalan al pórfido cuarácifero San Miguel como principal cuerpo intrusivo responsable de la formación del pórfido de cobre (Eyzaguirre et. al., 1975; Richards, 1978; Álvarez, 1999). En contraste las venas Cordilleranas de metales de base cruzan toda la litología existente en el distrito de Morococha, se caracterizan por su mineralogía de mena más compleja, área de ocurrencia mas amplia (con respecto al pórfido de cobre Toromocho), altas leyes, ocurrencia en vetas y cuerpos (figura 3 y 4).

Teniendo como base todo lo mencionado, el presente estudio esta concentrado sobre todo en el intrusivo pórfido cuarácifero San Miguel y las tradicionales venas polimetálicos del distrito que afloran en el tajo Toromocho (figura 5). Tres procesos constituyen la estructura que sostiene el argumento de nuestra investigación: primero, las bases observacionales que se iniciaron con el cartografiado, la selección de muestras, análisis microscópico, análisis químicos y de microsonda; segundo, la interpretación de los procesos hidrotermales e intentar descifrar las condiciones que se presentaban durante la deposición mineral; y por último, estas dos convergen en el punto central y culminante: las conclusiones.

Con el objetivo de llevar las investigaciones de la mejor manera posible hicimos uso de algunos métodos, definiciones y conceptos relevantes para los dos primeros procesos. Para el cartografiado de los bancos del tajo, tomamos como base el "Método Anaconda" resumido por Einaudi (1997) con la idea de observar los detalles y rasgos claves que caracterizan la mineralización; así, se propuso una escala de 1:200 y 1:100 (figuras 6.a,b,c y d). Este "método" tiene ventajas notables, entre ellas, distingue las características de mineralización por un código de colores, considera estimados cuantitativos de la abundancia de minerales y la edad relativa entre los diferentes eventos hidrotermales (i.e. la relación de corte entre las venas). Del cartografiado se obtuvieron las muestras más representativas de los diferentes estilos de mineralización, se elaboraron secciones delgadas y pulidas en el IMGEMMET y los análisis por fluorescencia de rayos-X (XRF), difracción de rayos-X (XRD) y microsonda electrónica en la Universidad de Ginebra (por Ronner Bendezu). Del total de 58 muestras tomadas se hicieron

52 secciones pulidas, 58 secciones delgadas, 51 muestras tuvieron análisis químicos por XRF, 14 se analizaron por XRD y 4 por microsonda electrónica.

Los términos más usados durante el cartografiado, la descripción mesoscópica y microscópica, fueron aquellos relacionados a los estilos de alteración. Entonces, se tomó las definiciones de Titley (1982) y Thompson & Thompson (1996). Así, usamos el término de alteración pervasiva cuando el reemplazamiento de los minerales primarios fue total, resultando en un completo cambio de la composición y textura de la roca. Se habla de una alteración selectivamente pervasiva cuando minerales primarios, minerales secundarios ó clastos específicos han sido alterados; y el término de alteración selectiva, es empleado en este estudio, cuando el reemplazamiento es restringido a áreas tales como los que envuelven a las venas.

Reconocer el equilibrio de coexistencia entre minerales es uno de los puntos básicos sobre el cual apoyaremos nuestras interpretaciones de los procesos hidrotermales. Barton et. al. (1963) trata diferentes tipos de equilibrio desde el punto de vista observacional. Sin embargo, se debe tener cuidado para declarar si existió equilibrio entre los minerales, el momento de su deposición o identificar que minerales se depositaron coetaneamente y cuales fueron formados mas tarde. Teniendo en cuenta esta observación, definiremos dos importantes términos: ensamble mineral el cual se refiere a minerales ocurriendo en contacto directo y sin presentar evidencia de reacción entre ellos (Barton et. al., 1963; Einaudi et. al., 2003); esto indicaría que existió equilibrio al momento de la deposición. El término asociación mineral es usado para minerales que ocurren juntos donde las relaciones de equilibrio y espaciales no son claras (Barton, 1963) pudiendo ser característicos de una zona de alteración ó parte de un sistema de venas y los minerales pueden no estar en contacto o no fueron depositados al mismo tiempo (Einaudi et. al., 2003). Para ilustrar mejor lo que acabamos de decir, tomemos el ejemplo de Einaudi et. al. (2003), si tenemos a los minerales A, B, C, D como una “asociación” en una zona de alteración dada de un yacimiento, los “ensamblajes minerales” podrían ser A+B, B+C ó C+D, pero no A+C. Debemos notar que los ensamblajes son separados por signos “+ o -” y la asociación por comas.

A pesar de todo lo dicho antes debemos ser cuidadosos durante la descripción para poder tener interpretaciones objetivas. Y es que podemos confundir nuestro entendimiento de los procesos hidrotermales. Entonces, teniendo como objetivo elemental el reconocer y caracterizar los ensambles minerales de equilibrio, Barton (1970) nos previene especialmente sobre dos problemas: el número de minerales en un yacimiento puede ser grande lo que podría complicar la interpretación, pero un estudio detallado nos lleva a reducir la mineralogía en intervalos de deposición, durante el cual existió condiciones particulares para la formación de los minerales; la textura de los minerales es otro problema potencial, aunque la textura nos puede brindar importante información, también nos puede conducir a una mala interpretación, la única medida para mitigar este error es el análisis de varios campos.

Otros conceptos complementarios, pero también importantes, son aquellos que presentan vinculación con las asociaciones, ensambles minerales y la relación temporal y espacial entre ellos. Estos conceptos y sus implicancias fueron advertidos por Hemley y Hunt

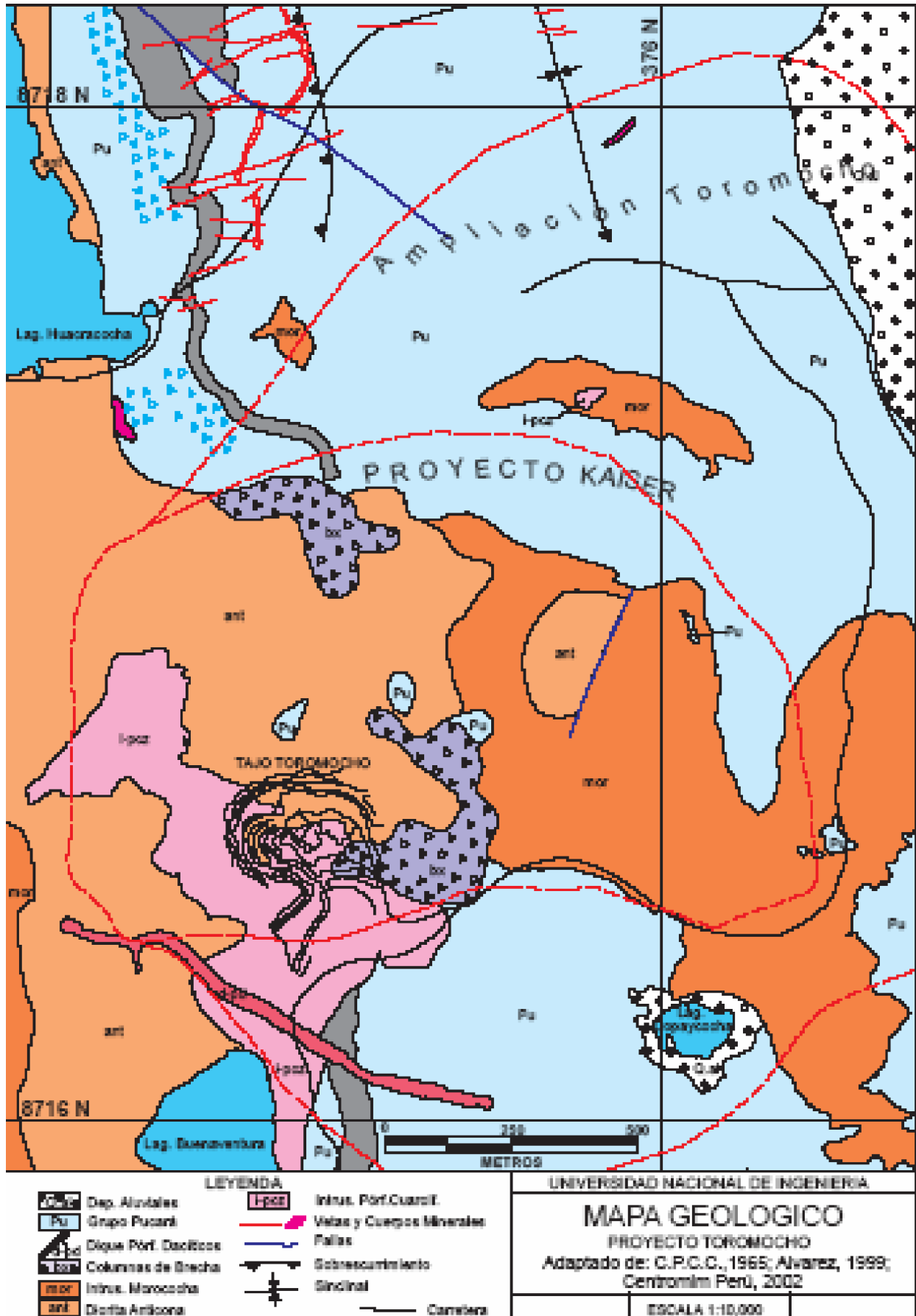
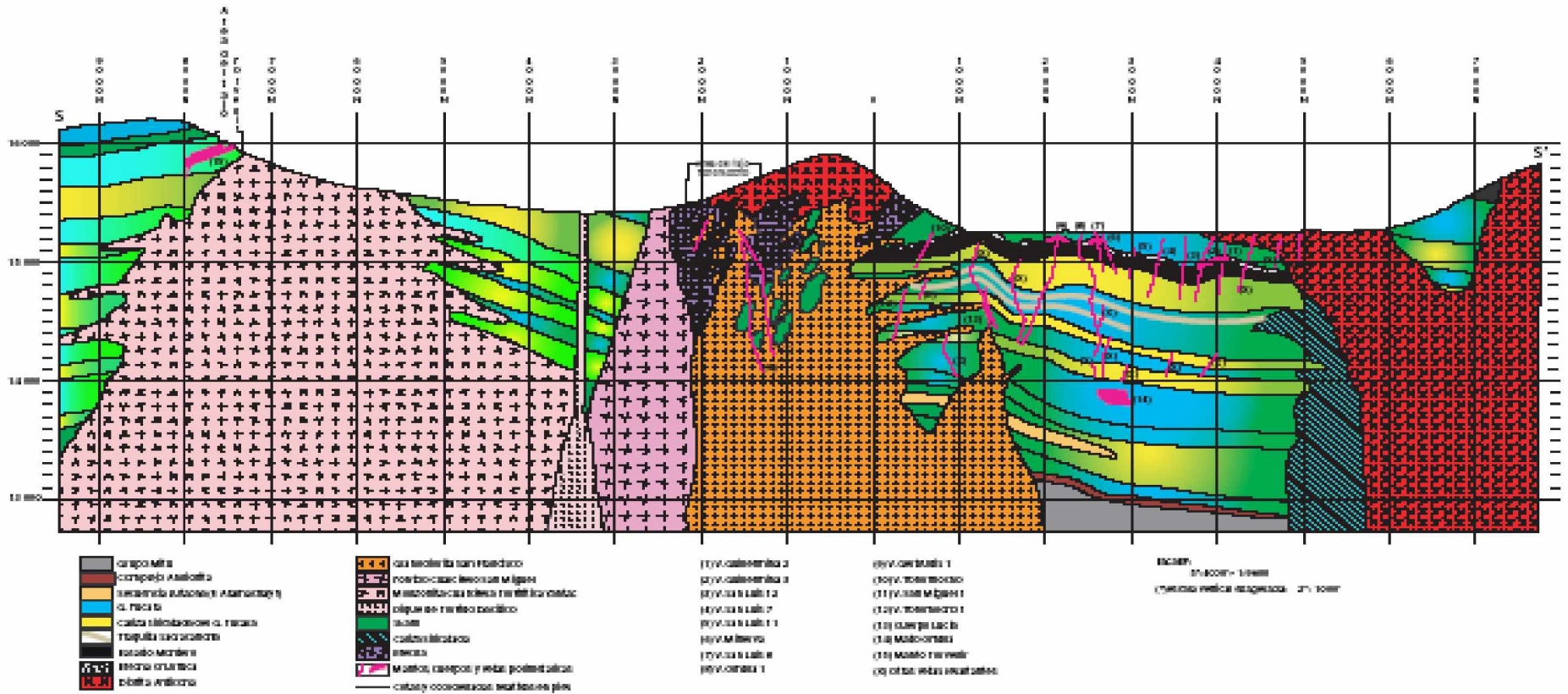


Figura 4. Mapa geológico del proyecto Toromochi.

Sección viendo al NW a lo largo de la coordenada relativa 3.800W



(1992). De este artículo se resalta los siguientes conceptos: secuencia paragénética, usado para describir el orden cronológico de formación y además refleja el cambio en el ensamble en un punto dado sobre un intervalo de tiempo; el zonamiento deposicional refleja el cambio en el ensamble sobre un intervalo de espacio en un tiempo dado. Para alcanzar ambas conclusiones en un yacimiento es necesario integrar muchos puntos de observación, para ello los rasgos a escala de yacimiento y las relaciones de corte son los criterios más confiables.

Esos dos conceptos suceden a la pregunta realizada por Hemley y Hunt: ¿qué está ocurriendo contemporáneamente en dos partes diferentes de un depósito mineral?, podemos esbozar una respuesta, si tenemos ensambles definidos en un yacimiento, como A+B, B+C y C+D ocupando posiciones específicas en un tiempo T1, A+B la parte central, B+C la parte intermedia y C+D la parte distal; si el sistema crece termalmente (desde el punto de vista progrado) para un tiempo T2, entonces el ensamble A+B extenderá su área de ocurrencia usurpando la zona intermedia ocupada por B+C y lo mismo ocurriría entre B+C y C+D, pero todos los ensambles a su vez precipitando coetáneamente en los tiempos T1 y T2. En la figura 7 se plasma el traslape de estos ensambles.

Las consideraciones mencionadas en los párrafos previos son requisitos elementales, necesarios y fundamentales para entender mejor la verdad de los estadios que conforman la historia escrita entre el pórfido de cobre Toromocho y las venas Cordilleranas polimetálicas del distrito de Morococha.

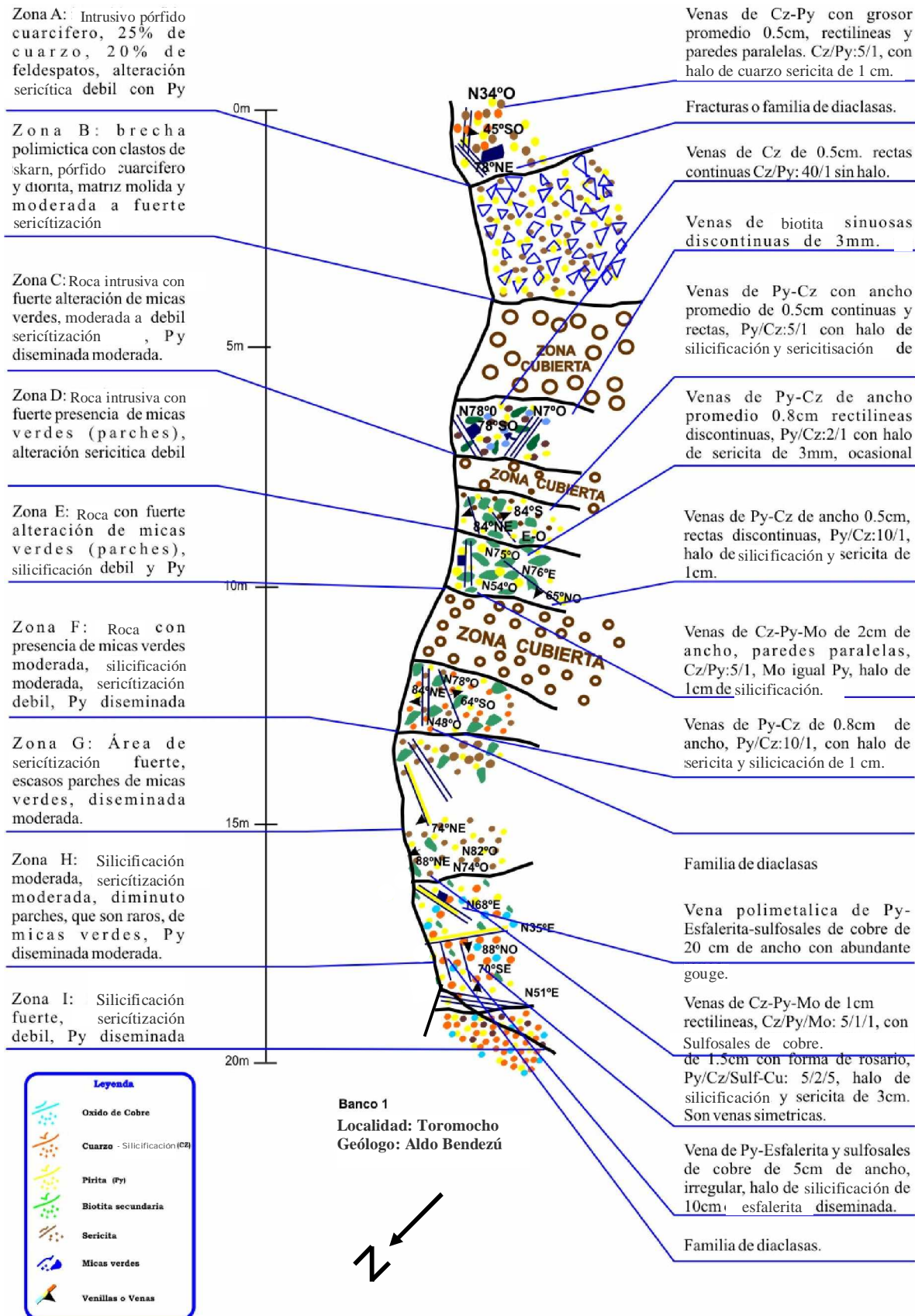


Figura 6a. Banco inferior del tajo Toromocho (zona sureste)

Banco 2

Localidad: Toromocho
Geólogo: Aldo Bendezú

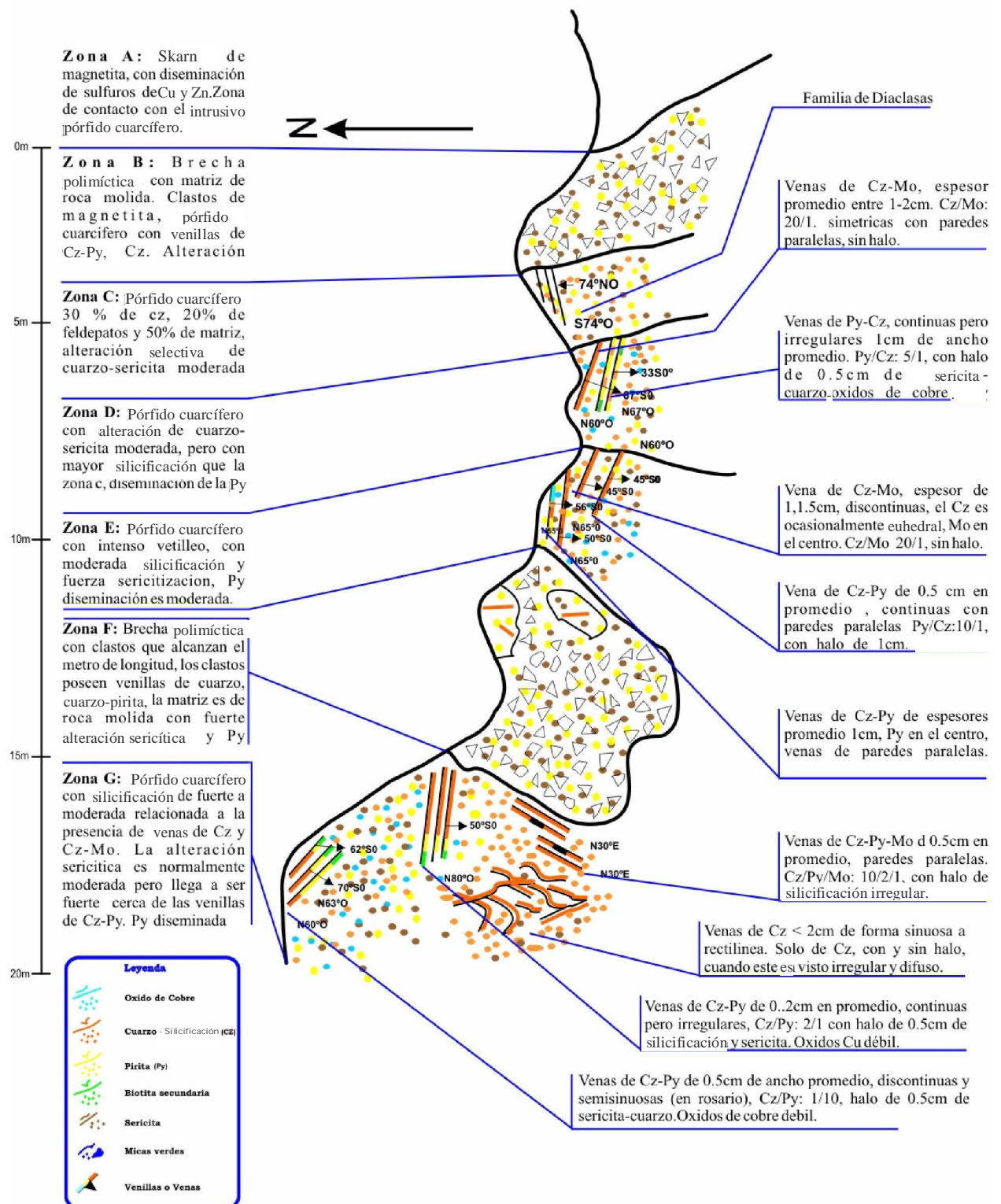


Figura 6b. Banco superior del tajo Toromocho (zona este)

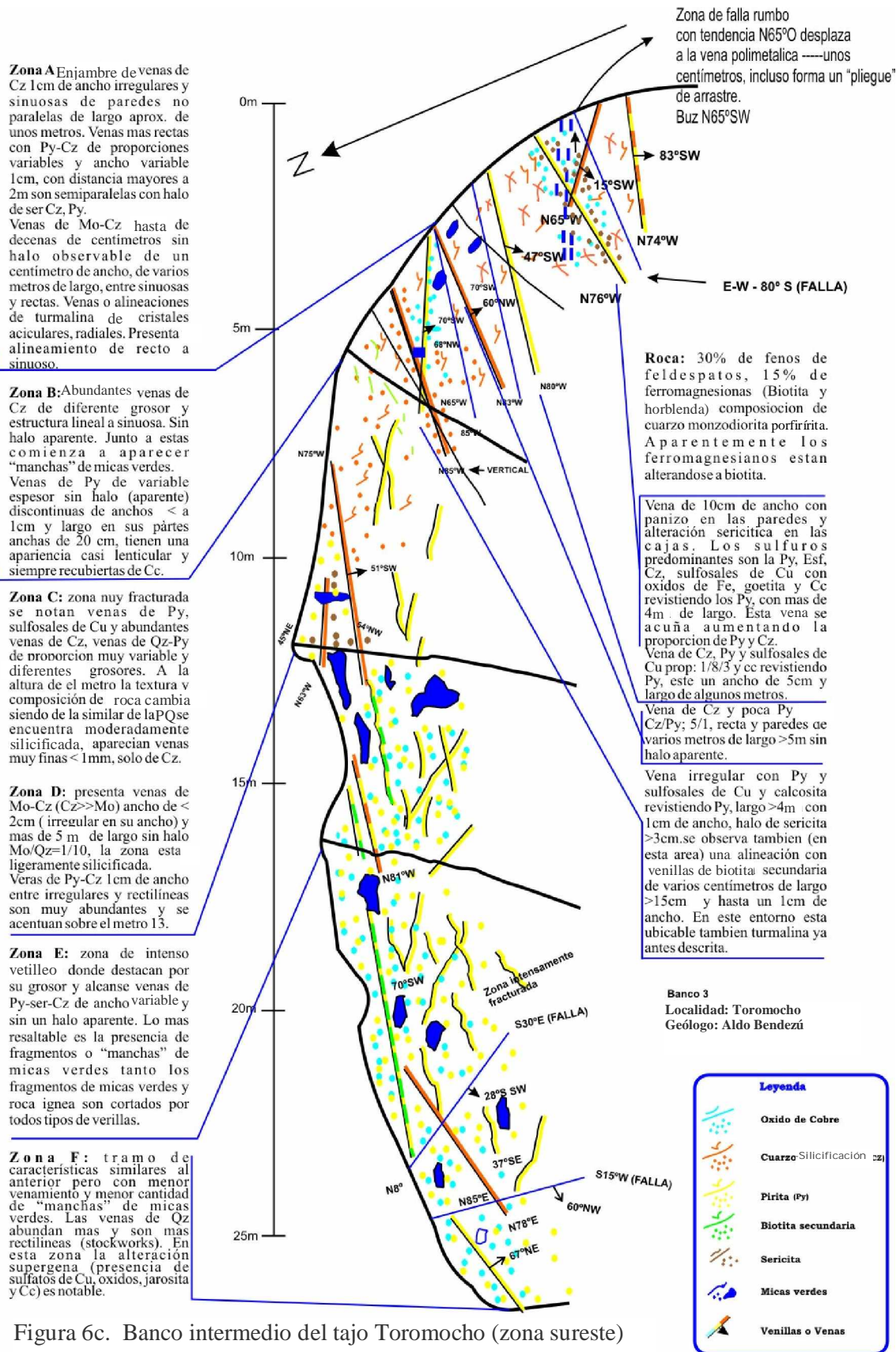


Figura 6c. Banco intermedio del tajo Toromocho (zona sureste)

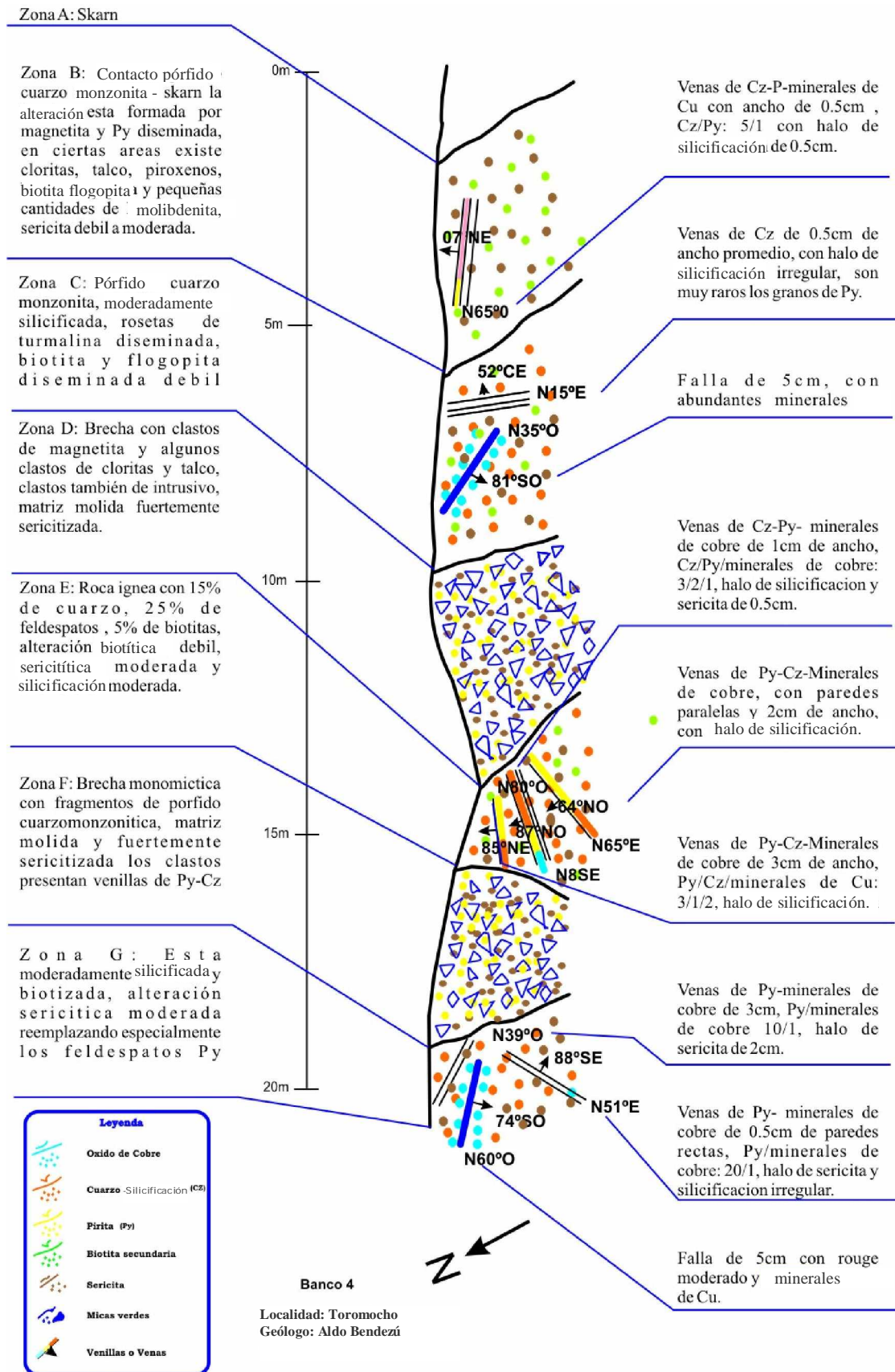


Figura 6d. Banco intermedio del tajo Toromocho (lado este)

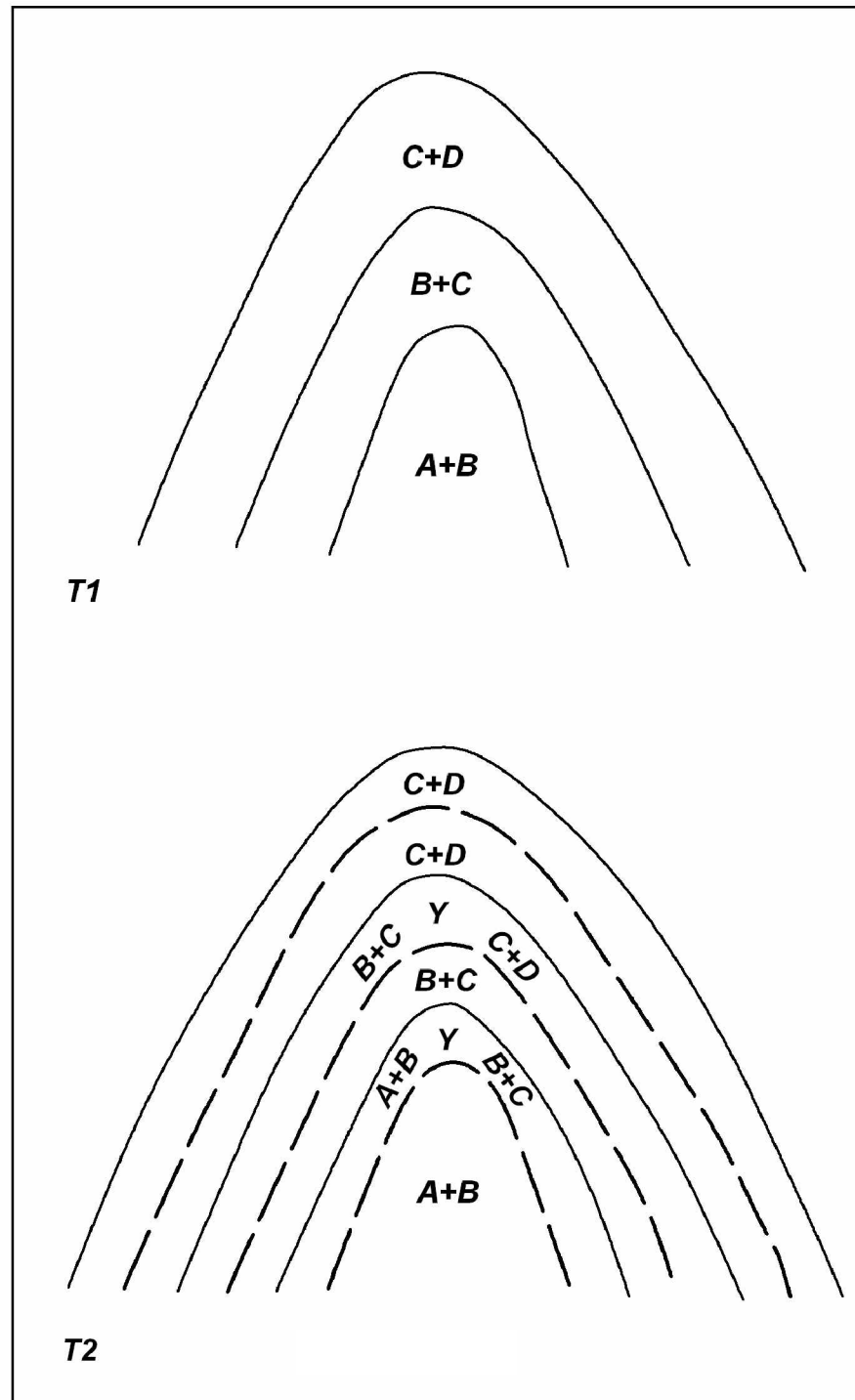


Figura 7. Efectos de un proceso programado termalmente, para T1 los ensamblajes A+B, B+C y C+D ocupan una posición inicial, con el aumento de la temperatura para un tiempo igual a T2 el sistema crece y las áreas de precipitación inicial aumentan generando una “usurpación” de las áreas internas sobre las áreas externas adyacentes. En las áreas intersección se hallan las asociaciones (Ej. A+B, B+C).

Capítulo V. Estadíos de mineralización y alteración del pórfido de Cu-Mo

V.1 Estadío 1

V.1.a Venas tempranas de cuarzo

La composición de estas venas es cuarzo+feldespatos-K+biotita+feldespatos-Na y minerales opacos en cantidades menores. Sus anchos son menores al centímetro y solo alcanzan longitudes decimétricas. Son discontinuas, de morfología sinuosa, pero, cuando los grosores son inferiores al milímetro pueden bifurcarse e incluso presentar formas anastomosadas. Este tipo de vena no es fácilmente ubicada en campo o reconocibles en muestra de mano (fig. 8.A)

Los componentes de estas venas suelen presentar cierto orden creciente en sus dimensiones (de la pared hacia el centro) siendo de este modo simétricas; los cristales son casi de las mismas dimensiones de la matriz de cuarzo-feldespatos de la roca caja y son varias veces mayor en tamaño en la parte céntrica (fig. 8.B), tomando así una distribución espacial que nos recuerda a la relación aplita-pegmatita. El contacto de las venas con la roca hospedante es muy sutil dando la impresión de ser gradacional. El cuarzo es granular sacaroideo y conforma el 80% de estas venas, con tamaños promedio de 0.1 mm.; los feldespatos potásicos alcanzan el 10%; los feldespatos sódicos representan el 5%; estos dos últimos con dimensiones promedio ligeramente menor al del cuarzo; la biotita el 5% con tamaños promedio de 0.05 mm. y en cantidades menores al 2% se encuentran los minerales opacos, y rutilo (fig. 8.C). No se distingue algún halo de alteración asociado a estas venas pero regularmente está relacionado a la alteración potásica de fondo.

Las inclusiones fluidas* son mejor desarrolladas en los cuarzos, donde resaltan dos tipos de origen primario; 70% de inclusiones fluidas trifásicas, probablemente hipersalinas (debido a cristales cúbicos de halita), este tipo de inclusión tiene aproximadamente 55% de líquido, 25% de gas y el cristal de halita ocupa hasta el 20% del área; 20% de inclusiones fluidas bifásicas, con 70% de gas y 30% de líquido; además existen menos de 10% entre inclusiones trifásicas con otros minerales diferente a la halita e inclusiones pseudosecundarias de 80% de gas y 20% de líquido. Las dimensiones son menores a 10 micras (fig. 8. D).

Su ubicación exacta en el tiempo de formación del pórfido de cobre no es clara pero estas venas están asociadas a la alteración de la matriz de la roca conformada por cuarzo, biotita (secundaria), feldespatos-K, feldespatos-Na; además, algunas relaciones de corte entre venas relacionadas a estadíos posteriores han sido encontradas; por otro lado los feldespatos están siendo alterados a sericita preferentemente en sus planos de clivaje (fig. 8.C). También, debido a la similitud mineralógica con otros eventos de este estadío (pero en diferente proporción), podemos afirmar que estas venas son de formación muy temprana. La aparente escasez de estas venas podría ser debido a un mimetismo con la roca hospedante ya que las dimensiones de los minerales que la conforman son similares a la matriz del pórfido cuarcífero.

* El criterio para el reconocimiento de los tipos de inclusiones fluidas correspondientes a los eventos de cada estadío, fue hecho según Roedder (1979). En los siguientes párrafos se pondrá especial énfasis en las inclusiones primarias como un dato o evidencia adicional relacionada a los ensamblajes minerales. Los porcentajes son referidos al área que ocupa cada componente de la inclusión. En el presente estudio se hará un análisis solo descriptivo, basado en porcentajes.

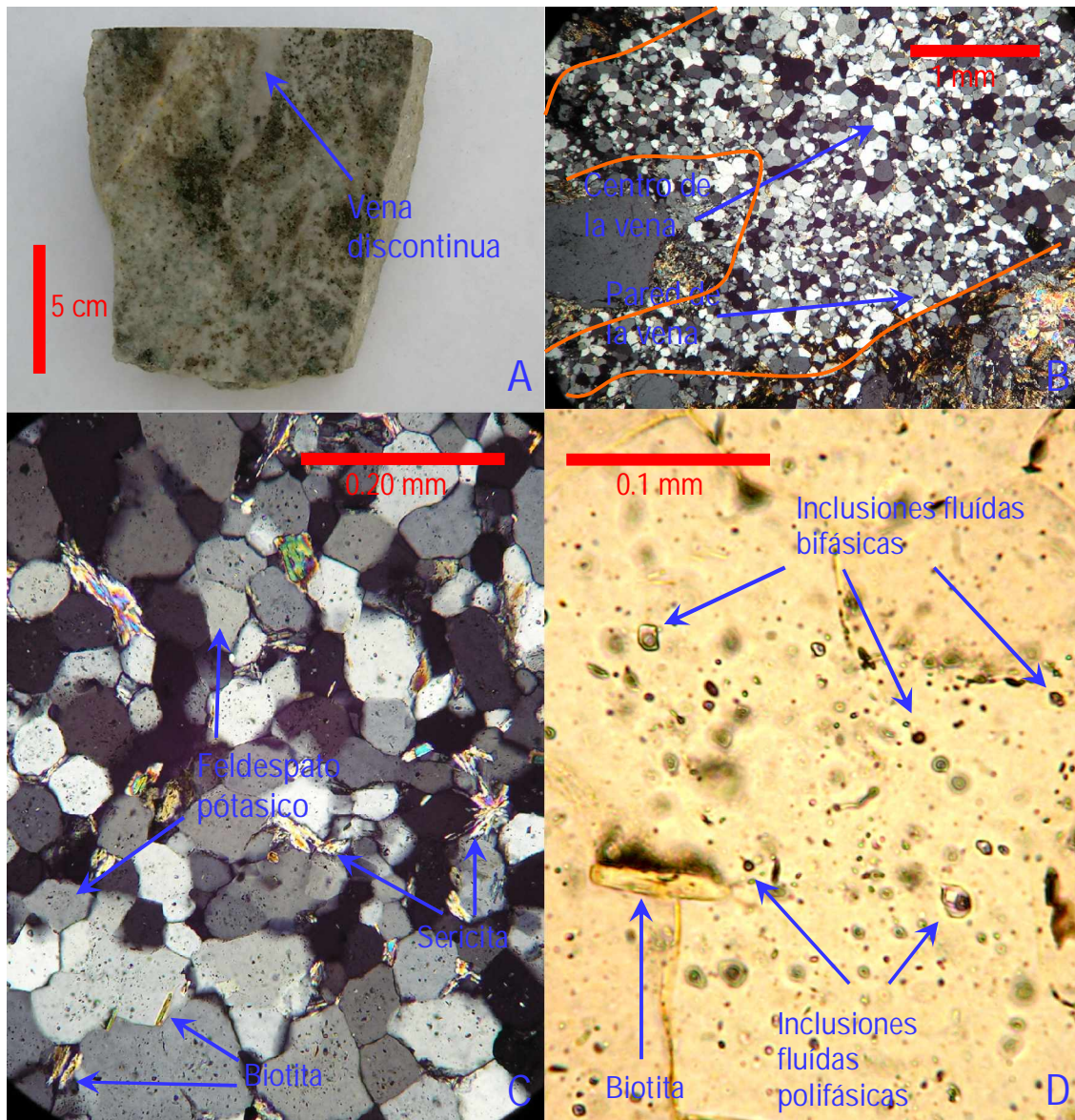


Figura 8. Todas las fotos corresponden al ejemplar PMO 67. (A) Venilla de cuarzo discontinua de textura aplítica. (B) Fotografía bajo microscopio donde se observa el bifurcamiento de la vena y el sutil cambio en la granulometría de los minerales. (C) Microfotografía (nícoles // s) de intercrecimientos dentro de la venilla, la biotita esta intercreciendo con los granos de cuarzo, mientras que la sericita se ubica en los intersticios o a partir de los feldespatos (probablemente a lo largo de los planos de clivaje). (D) Microfotografía de inclusiones fluidas primarias típicas encontradas principalmente en cuarzos, nótese las fases sólidas en las inclusiones polifásicas y la proporción gas-líquido en las inclusiones bifásicas (nícoles Xs).

V.1.b Evento de biotita+feldespatos potásico+cuarzo

El ensamble de alteración y sulfuros de este evento se presenta en venas, selectivamente pervasiva y pervasivamente (Ej. fig. 9.A). En la composición promedio de este ensamble predomina la biotita secundaria sobre el feldespato-K y el cuarzo es considerablemente menor; como accesorios están el rutilo y el apatito. Cuando son ubicados sulfuros solo se observa pirita como parte del ensamble, el cual contiene granos de calcopirita, bornita, cubanita y pirrotita.

Las venas son sinuosas discontinuas y pueden presentar bifurcaciones pero no anastomosamiento, sus longitudes son decimétricas, anchos menores al milímetro, tienen paredes no paralelas, su contacto con la roca caja no es claro y no se ha observado algún halo de alteración, pero están espacialmente relacionadas a la alteración selectivamente pervasiva y pervasiva. Cuando este ensamble se encuentra de manera pervasiva está reemplazando la roca a escala mesoscópica, en parches de varios decímetros de área. Su presencia de modo selectivamente pervasiva se limita a los feldespatos magmáticos ó a pequeños parches en la matriz. Este ensamble le da a la roca colores marrón y violeta oscuro. La abundancia de minerales en el ensamble varía para cada tipo de ocurrencia (en venas, selectivamente pervasiva ó pervasivamente), pero en todos los casos la biotita se encuentra en mayor cantidad que el resto de los minerales.

En las venas, las biotitas constituyen hasta un 50% con tamaños menores a un milímetro; el feldespato potásico alcanza el 15%, y dimensiones menores a 0.5 mm.; la cantidad de cuarzo varía dentro de estas venas siendo menores al 15% y llegando a cantidades accesorias, es granular y tiene tamaños inferiores a 0.3 milímetros. Entre los minerales accesorios que más destacan están la pirita, en promedio tiene 0.5 mm. y engloba granos de anhidrita; el rutilo es granular y normalmente se encuentra relacionado a la biotita, en contacto ó sumido dentro de ella; cristales de apatito son encontrados ocasionalmente (fig. 9.B).

Las características de este grupo de minerales varían cuando se presenta de modo selectivamente pervasivo. Si el ensamble es encontrado como parches en la matriz, la biotita predomina sobre el feldespato potásico, además el contenido de cuarzo es bajo y básicamente el único mineral accesorio es el rutilo granular, estos parches parecen estar relacionados a fracturas en la roca (fig. 9.C); por otro lado, cuando este ensamble esta formando a partir de los feldespatos magmáticos (fig. 9. D), la proporción biotita/feldespato-K es mayor ó igual a 1/1, pero ocasionalmente el feldespato potásico puede llegar a ser mas abundante, a diferencia de la ocurrencia de este ensamble en los parches, el rutilo granular se encuentra en mayor cantidad (5% en promedio) y se puede ubicar anhidrita y muscovita. Cuando el estilo de ocurrencia es pervasivo, presenta todos los minerales principales mayores arriba mencionados en proporciones similares, este tipo de ocurrencia es encontrado regularmente sólo como relictos debido a que procesos posteriores la destruyeron (por ejemplo: la alteración cuarzo-sericita-pirita).

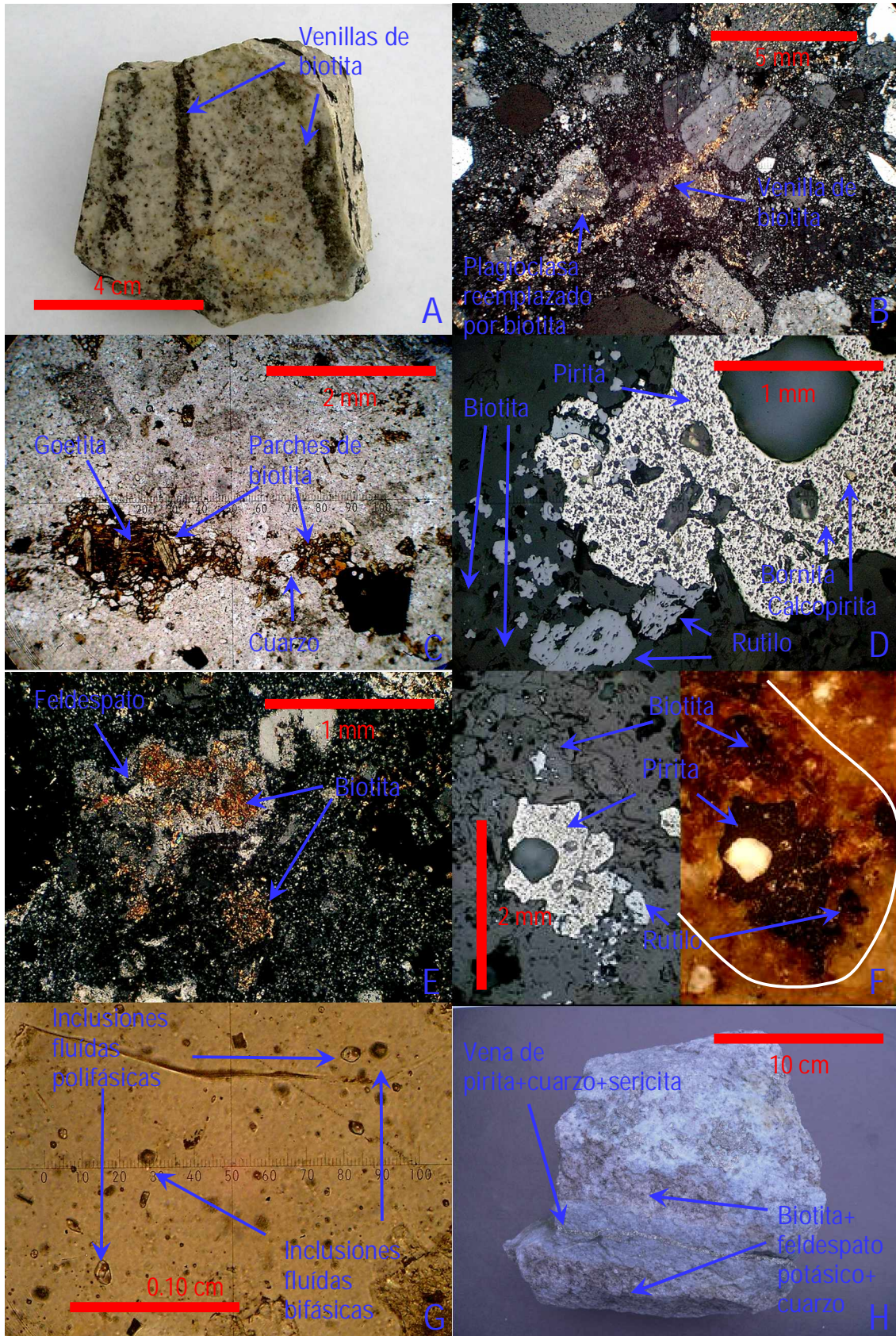
En este evento los sulfuros son escasos pero cuando son encontrados básicamente son granos de pirita de diversas dimensiones pero menores a los dos milímetros y con un promedio de un milímetro, es regularmente encontrado con biotita, rutilo y cuarzo más preferentemente que con feldespato hidrotermal; una característica de esta pirita es que engloba granos de

calcopirita, bornita, cubanita y pirrotita, estos granos son muy pequeños, en general tienen dimensiones menores a 0.1 milímetros y son bien redondeados; el porcentaje que ocupan estos granos dentro de la pirita es aproximadamente 5%, sin embargo la pirita también presenta oquedades de tamaño y forma similares a los granos de sulfuros de cobre y la pirrotita, entonces estas oquedades pudieron ser, en algún momento, los granos mencionados; tomando en cuenta los espacios vacíos más los granos que aún permanecen, el porcentaje total sería entre 10% y 15%. Entre los granos, la calcopirita es el sulfuro más abundante, la relación calcopirita/cubanita es de 2/1 y la proporción de calcopirita/bornita es de 3/1, la pirrotita se encuentra en poca cantidad. Estos sulfuros de cobre y la pirrotita solo han sido encontrados dentro de la pirita y nunca en contacto con los otros minerales de este ensamble (fig. 9. E y 9.F).

Las inclusiones fluidas primarias son muy pequeñas, sus dimensiones son menores a 5 micrones, se encuentran normalmente en cuarzos y con menor frecuencia en los feldespatos hidrotermales. Tres tipos de inclusiones fueron observadas: las trifásicas (teniendo a la halita como único sólido) con 50% de líquido, 25% de gas y 25% de fase sólida; las inclusiones bifásicas tienen 70% de líquido con 30% de gas; estas dos clases de inclusiones son las que predominan; cantidades pequeñas de inclusiones trifásicas con minerales adicionales a la halita son ubicables, el líquido ocupa el 50% del área, 20% de gas, la halita ocupa el 20% y el 10% otros sólidos (fig. 9.G).

Aunque no se ha encontrado relación de corte entre las venillas correspondientes a este evento y venas de otros procesos hidrotermales este evento lo ubicamos dentro del primer estadio debido a la similitud mineralógica, las dimensiones de los cristales y los tipos y proporciones de los componentes de las inclusiones fluidas primarias. Otra evidencia de su formación temprana proviene del hecho que la biotita y el feldespato hidrotermal son susceptibles a ser alterados a sericita, por consiguiente su origen es previo a este evento, un ejemplo claro es que existen venas de cuarzo-sericita-pirita atravesando áreas con alteración pótasica pervasiva y selectivamente pervasiva (con biotita predominante), produciendo su halo de alteración a partir del ensamble de fondo (fig. 9. H); similarmente se observa que micas verdes se forman a partir de la biotita secundaria es decir que también es previo a este evento, eso será tratado detalladamente en los siguientes acápite.

Figura 9. (A) Muestra de mano de venas discontinuas de biotita secundaria (PMO 79). (B) Microvenilla subsinuosa de biotita hidrotermal cortando feldespato magmático, en algunos casos el límite del halo de alteración se puede seguir a partir de la alteración de las plagioclasas cercanas (PMO 77.b). (C) Parches de biotita relacionados a fracturas o probablemente a cavidades miarolíticas (PMO 79). (D) Microfotografía de biotita hidrotermal con rutilo reemplazando a un feldespato, la pirita presenta microinclusiones de bornita y calcopirita (fotografía en luz transmitida, nícoles // s, PMO 79). (E) Biotita secundaria reemplazando a feldespatos el hecho que el reemplazamiento sea en el núcleo sugiere que el feldespato original fue una plagioclasa zonada (PMO 81). (F) Microfotografías de PMO 79 a menor aumento del campo F, la línea blanca esboza el feldespato alterado, fotografía en luz transmitida nícoles //s (izquierda) y nícoles Xs (derecha). (G) Inclusiones fluidas en cuarzo, la proporción de gas es alta en las inclusiones bifásicas (PMO 81). (H) Alteración biotítica de fondo sobrepuesta por el posterior evento de cuarzo-pirita-sericita (muestra de campo s/n).



V.1.c Evento cuarzo+ feldespato potásico+biotita

Este evento se caracteriza por la variabilidad de la cantidad de los minerales más comunes, donde son predominantes el cuarzo, feldespato potásico y biotita; la relación de corte entre venillas consideradas dentro de este evento indican que inicialmente el feldespato potásico fue importante, luego el cuarzo llega a presentarse en mayor cantidad (fig. 10.A); los minerales de menor presencia son la muscovita, anhidrita, rutilo, apatito y feldespatos sódicos y cálcicos; el sulfuro predominante es la pirita conteniendo granos de calcopirita, bornita, pirrotita y cubanita. Este ensamble mineral ocurre en venillas, en parches y selectivamente pervasivo reemplazando feldespatos magmáticos; es probable que este ensamble haya existido de modo pervasivo, pero los procesos posteriores de alteración la destruyeron.

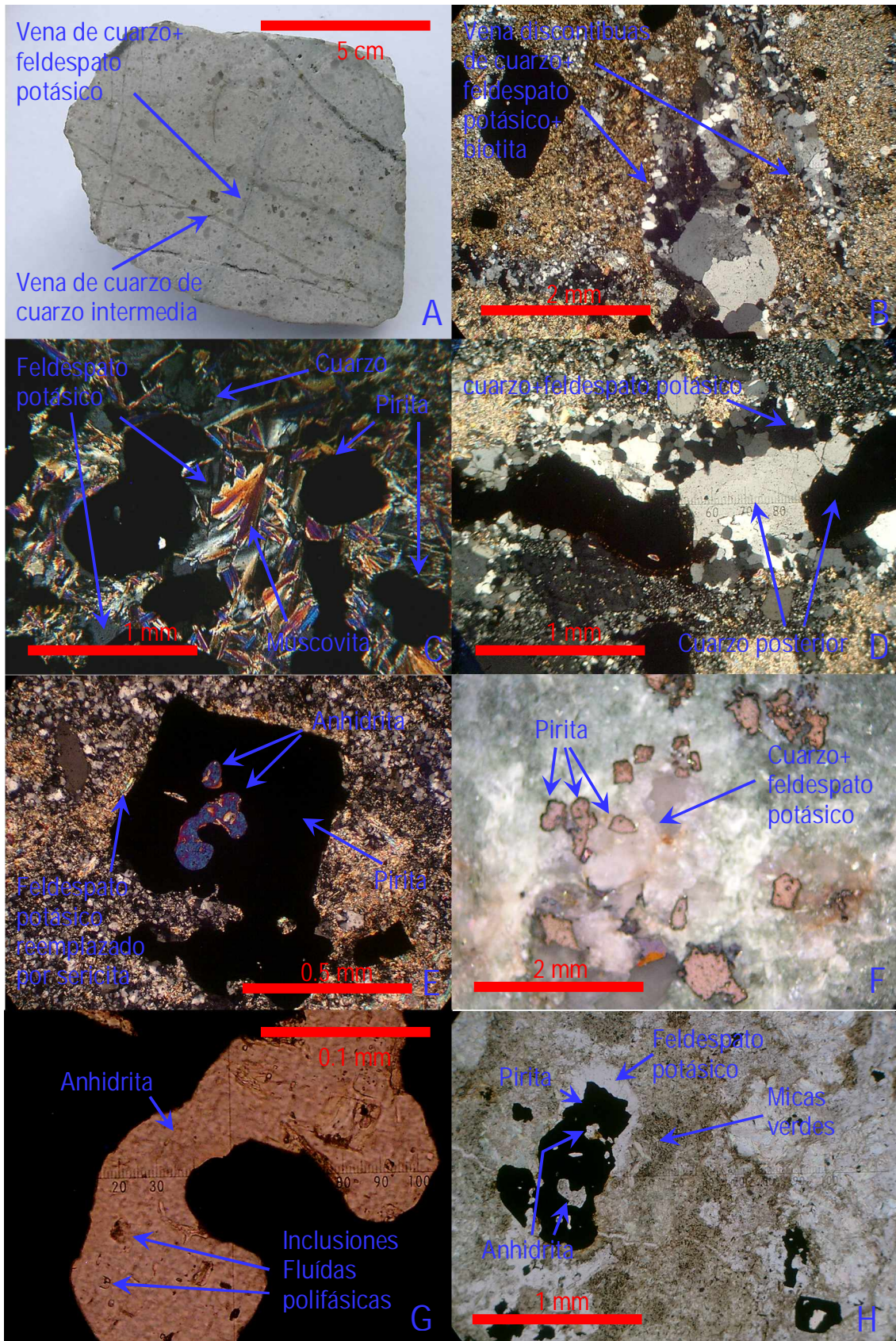
Los parches alcanzan dimensiones de 5mm y no son comunes pero reconocibles a escala mesoscópica por la presencia de muscovita con algunos granos de pirita y los feldespatos hidrotermales suelen ser de color blanquecino; ocasionalmente son observados fantasmas de feldespatos magmáticos a partir de los cuales puede formarse el ensamble de este estadio. Por otro lado, las venas varían en espesor desde 0.5mm hasta 3mm, son sinuosas de paredes irregulares subparalelas, de color blanquecino, suelen bifurcarse y ocasionalmente cizalladas; los halos son muy sutiles o casi nunca vistos; regularmente la parte central de las venas están vacías (fig. 10.B). Una característica de los feldespatos hidrotermales tanto en los parches como en las venillas es que son de colores blancos y no rosados por lo que pueden ser confundidos con otras venas posteriores de cuarzo, la coloración blanquecina y no rosada de estos feldespatos puede ser atribuido al bajo contenido o la ausencia de impurezas de Fe.

Los parches normalmente son encontrados cuando este ensamble reemplaza feldespatos magmáticos, aquí la muscovita alcanza el milímetro, el feldespato hidrotermal predomina sobre el cuarzo y la pirita es menor (fig. 10.C). En el caso de las venas existen notables diferencias en los porcentajes de los minerales típicos del ensamble, el tamaño de grano y en los grosores; por lo general en las venas más tempranas los granos de feldespato potásico y cuarzo son más pequeños. El contacto de la venas con la roca hospedante no es claro, puede ser gradacional desde la matriz de la roca cuarzo feldespática magmática sin llegar a definirse claramente una pared de la vena y cuando ésta es vista los granos de la roca ígnea invaden o están incluidos dentro de los granos de feldespato y cuarzo hidrotermal de la vena. Estas venillas no presentan simetría; no todas las venas tienen halos, si son vistos ellos son muy sutiles menores a 2mm, irregulares y no paralelos con respecto a las paredes de venas. Existen diversos tipos de venas en este estadio pero con características similares que varían en su composición y tamaño de grano donde la tendencia es que el cuarzo aumenta y el feldespato disminuye notablemente con el tiempo. Las venas más tempranas suelen ser mas delgadas menores a 0.2mm y discontinuas, el porcentaje de feldespato es ligeramente mayor que el cuarzo, la biotita es menor, los componentes son casi equigranulares, el rutilo y apatito son de hábito granular y están en cantidades traza; venas con similares características granulométricas pero con pequeñas variaciones en su composición pueden ser cercanas en formación, por ejemplo se ha visto venas que adicionalmente tienen plagioclasas; como sea, estas venas incipientes tienen sulfuros en cantidades traza. Las venas más tardías, aquellas que incluimos dentro de este evento, tienen como principal componente el cuarzo, los

feldespato y las biotitas son menores; son discontinuas y continuas. La relación de corte entre estas venas tardías, muestra que las venas más jóvenes tienen una granulometría mayor, los feldespato aumentan en porcentaje y tamaño mientras que la biotita decrece en porcentaje; los feldespato están mejor cristalizados pero pequeños con respecto a los granos de cuarzo, el rutilo granular es ubicable en las venas más tempranas pero muy raro en las más jóvenes. Las venas aun más tardías presentan granulometría mas gruesa, además revelan una presencia más notable de anhidrita, el porcentaje de sulfuros se incrementa y están más relacionados a los feldespato, existen trazas de apatito en el ensamble; estas venas más tardías presentan un halo muy sutil compuesto por cuarzo en su gran mayoría, feldespato y biotita, al ser alterados por eventos posteriores como el de cuarzo sericita producen abundantes óxidos de titanio. Es común encontrar las venas con minerales de granulometría menor reaperturadas y rellenadas por cuarzo de tamaño mucho mayor, similar al que es característico encontrar en las venas más tardías (fig. 10. D), esto podría indicar que estuvieron emparentadas temporalmente. Los sulfuros presentes son escasos pero tienen una mayor presencia en la parte final de este estadio y cuando están en parches en el ensamble cuarzo-feldespato potásico-muscovita; en la parte final del estadio los sulfuros están intercrecidos con feldespato y anhidrita dentro de las venas de cuarzo y también diseminados en la roca caja (Fig. 10.E), el porcentaje de pirita es muy variable pero en todos los casos menores al 3% y engloba granos de calcopirita y pirrotita menores a 0.1mm ambos alcanzan un porcentaje del 7% con respecto a la pirita; en el ensamble cuarzo-feldespato potásico-muscovita los granos de pirita alcanzan el 5% y las diseminaciones de bornita y calcopirita son solo el 0.5% (Fig. 10.F).

Las inclusiones fluidas son hipersalinas, polifásicas con sólidos opacos y minerales no reconocidos. Las inclusiones fluidas polifásicas son muy pequeñas, en promedio, la fase gaseosa ocupa un área de 25%, los sólidos salinos 30% y sólidos 3%; otras inclusiones primarias encontradas son muy pequeñas y son bifásicas (sólo líquido y gas). Dos tipos de inclusiones son encontradas en la anhidrita intercrecida con sulfuros, la primera y más notable es la polifásica sus tamaños son menores a 20 micras, tienen haluros ocupando el 30% de área, la fase gaseosa ocupa el 20% y los sólidos (incluyendo sulfuros) ocupan el 5%; el segundo tipo de inclusión es bifásica con tamaños menores a 10 micras, el gas ocupa el 40% de la inclusión (fig. 10.G). En los feldespato hidrotermales son encontrados tres tipos de inclusiones todos de tamaños muy inferiores a aquellos encontrados en la anhidrita; las bifásicas presentan 30% de gas; las trifásicas tienen 30% de gas y los haluros ocupan el 30% y las polifásicas son más pequeñas aún y los porcentajes de las fases fue difícil de calcular. La ocurrencia temporal de este evento es previa a la alteración de micas verdes (Fig. 10.H) y del proceso posterior de cuarzo-sericita-pirita y probablemente fue posterior a las venas de cuarzo tempranas y al evento de biotita-feldespato potásico-cuarzo.

Figura 10. (A) Vena subsinuosa de cuarzo+feldespato cortada por una vena de cuarzo intermedia (PMO 55). (B) Microfotografía de venas discontinuas de cuarzo+feldespato (PMO 89). (C)Parche de feldespato potásico+muscovita+cuarzo+pirita (PMO 51b). (D) Venillas de cuarzo+feldespato reabiertas y rellenadas con cuarzo similar al de las venas de cuarzo intermedia (PMO 73). (E) Parche de pirita bordeado por feldespato (alterado después a sericita) con inclusiones de anhidrita (PMO 51). (F) Parches de cuarzo+feldespato+pirita (luz reflejada, nícoles Xs en PMO 51). (G) Inclusiones fluidas en anhidrita, contienen normalmente fases sólidas (PMO 51). (H) Micas verdes formándose a partir de los feldespato (PMO 87).



V.1.d Evento de micas verdes+feldespato potásico+plagioclasas

Asumimos que este ensamble se formó tempranamente, dentro de lo que en este estudio denominamos Estadio 1, por las similitudes mineralógicas con los eventos antes descritos; además venillas de cuarzo-molibdenita cortan los parches que son la manifestación más notable de este ensamble (Fig. 11.A). Denominamos micas verdes a la mezcla de muscovita de grano fino de color verde en asociación con cloritas y flogopita (análisis de XRD indican clinocloro, en los anexos), estas micas verdes son los principales componentes de este ensamble; minerales secundarios son el feldespato potásico, plagioclasas; el rutilo es otro mineral resaltable, además, otra característica importante es que la cantidad de cuarzo es realmente baja.

Este grupo de minerales se presenta principalmente en parches de morfología variable y tamaños de escala decimétrica a milimétrica, también es encontrado de manera selectivamente pervasiva en áreas que cubren sólo unos decímetros cuadrados reemplazando fenocristales de feldespatos (fig. 11.B). Es reconocible en muestra de mano por su color verde oscuro y verde claro, el tipo de tono esta en relación a la cantidad de sericita verde o cloritas; es verde oscuro cuando tiene un considerable porcentaje de clorita y verde claro cuando el mineral principal es la sericita verde (*green sericite*), el cual parece formarse a partir de las cloritas y flogopita. Ninguna vena conteniendo este grupo de minerales ha sido vista.

Aunque los porcentajes de los minerales es variable, podemos hablar de cantidades promedio, la sericita verde llega a alcanzar un 45%, el clinocloro y flogopita 30%, entre los feldespatos potásicos y las plagioclasas alcanzan un 15%, los sulfuros ocupan entre un 3% y un 5%, el rutilo 5%, el cuarzo entre un 1% y 3%, y apatito y titanita menor al 1%. Otra característica de este grupo de minerales es su tamaño pequeño, las micas verdes varían entre 0.4mm y 0.05mm, los feldespatos son menores a 0.2mm, los sulfuros menores a 0.5mm y son euhedrales a anhedrales, el rutilo y titanita menores a 0.05mm, el campo presentado en la figura 11.C muestra de un modo general las características mencionadas.

Con respecto a los sulfuros, la pirita nuevamente es el principal sulfuro, su morfología es variable pero una particularidad es que ellos pueden ser euhedrales, además normalmente presenta un aspecto corroído, tiene inclusiones muy diminutas prácticamente sólo de calcopirita y la cubanita es rara, el porcentaje de calcopirita con respecto a la pirita es 3% y la relación de calcopirita/cubanita es mayor de 10/1(fig.11.D). No se observaron inclusiones fluidas asociadas a este estadio probablemente debido al tamaño de grano de estos minerales.

El ubicación espacial de este evento dentro de la evolución del yacimiento es indeterminado realmente, podría ser parte de un ensamble la zona de transición entre la zona nuclear de alteración potásica y la zona propilitica periférica, pero tomando en cuenta que el trabajo realizado fue dentro del protolito ígneo, podríamos suponer que se trata de relictos de lo que fue una zona incipiente de alteración propilitica, usurpada o sobrepuesta por el crecimiento de la alteración potásica coetánea; otra posibilidad es que se trate de un evento de características similares al de la alteración sódica o aquella que presentan diferentes pórfidos como parte inicial a intermedia y profunda o poco profunda de su formación (ejemplo: Butte, Montana, Brimhall, 1977; Ann Mason, Nevada, Dilles y Einaudi, 1992; El Salvador, Chile,

Gustafson y Quiroga, 1995; la Escondida, Chile, Padilla et. al., 2001). Este evento suele reemplazar preferentemente a los feldespatos ya que altera al ensamble de alteración potásica más temprana y selectivamente a los feldespatos magmáticos; por otro lado, este ensamble es susceptible a ser transformado a sericita-cuarzo de origen más tardío, esta transformación moviliza y deja una considerable cantidad de óxidos de titanio en el frente de reacción (fig. 11.E).

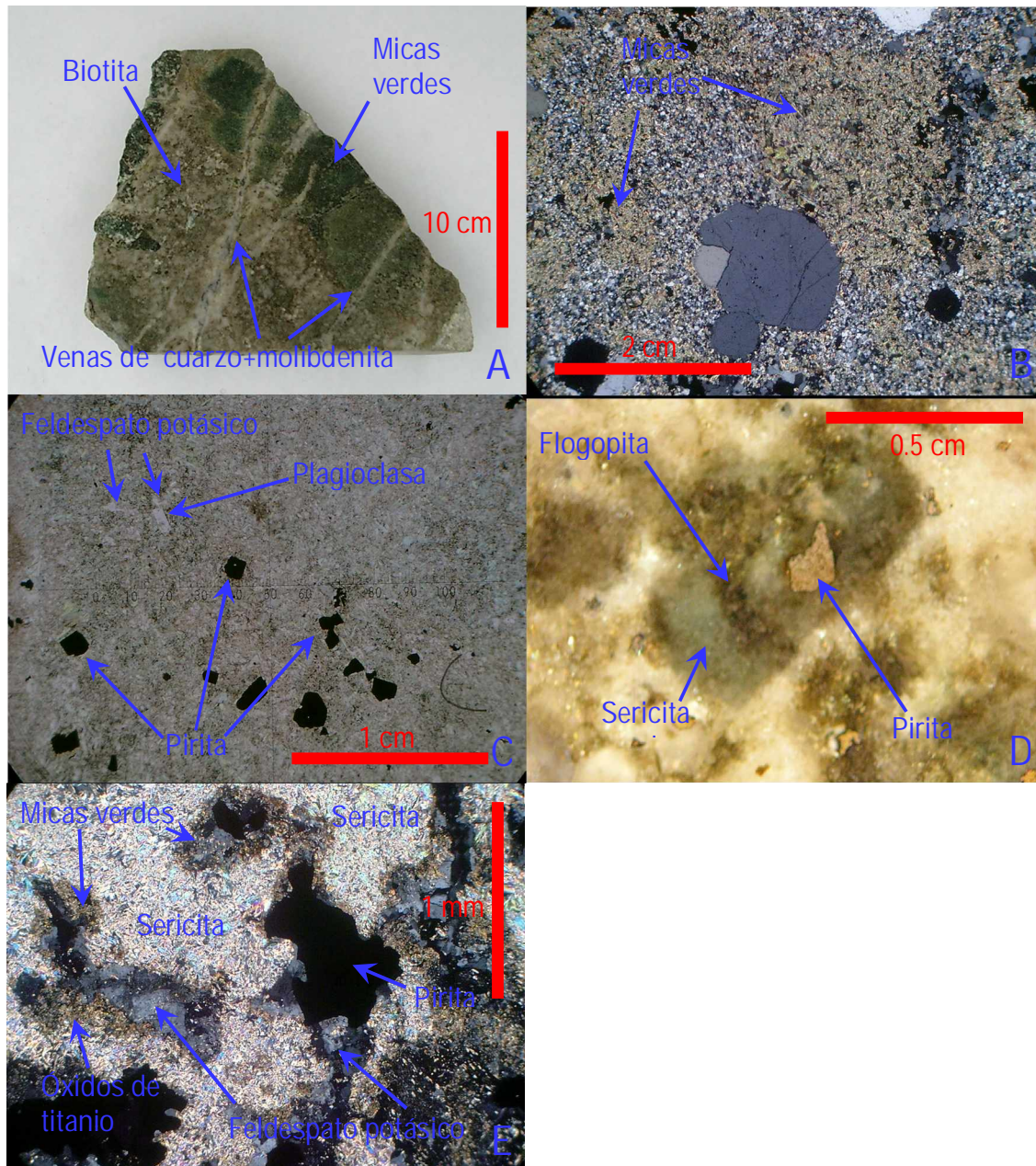


Figura 11. (A) Parches de micas verdes dentro del pórfido cuarcífero, cortado por venillas de cuarzo+molibdenita (PMO 97). (B) Reemplazamiento total de feldespato por micas verdes (PMO 89). (C) Microfotografía de un parche de micas verdes intercreciendo con plagioclasas y pirita (PMO 89). (D) "Fantasma" de feldespato reemplazado por micas verdes, flogopita y pirita

(PMO 87b). (E) Micas verdes formándose a partir de feldespato+pirita, a su vez las micas verdes alteradas a sericita (PMO 87).

V.2 Estadío 2

V.2.a Venas intermedias de cuarzo

Estas venas son de fácil ubicación en el área, básicamente son venas solamente de cuarzo con cantidades traza de feldespato potásico, rutilo y los granos de sulfuros son muy raros; estas venas son posteriores a todos los eventos previos y se ha visto que cortan las venas de cuarzo-feldespato (fig. 12.A). Es normal encontrar dentro de este evento venas de diferente tiempo de formación, pero la diferencia entre ellas es mínima y difícil de establecer (fig. 12.B).

Las venas son sinuosas a rectilíneas, ocasionalmente se bifurcan o son anastomosadas, alcanzan longitudes de unos metros, existen algunas que son continuas y otras que son discontinuas. Sus grosores son muy variables, es común ver unas que son menores a un milímetro y otras excepcionales que alcanzan los dos centímetros (fig.12.C). Sus paredes son paralelas y de bordes claros. No se ve halo alguno. Estas venas están entre las más abundantes dentro del intrusivo pórfido cuarífero San Miguel, tomando en cuenta sus rumbos son las primeras en formar pequeñas familias.

Bajo el microscopio se observa mejor la monotonía mineral que exhibe. Sus paredes tienen casi un contacto limpio con la roca caja, pero sí pueden ser vistos granos asimilados de la matriz de la roca cuarzo-feldespática del protolito ígneo, aunque en menor grado que las venas asociadas a eventos previos (fig. 12.D), estas características texturales y la variedad de las características físicas mencionadas en el párrafo anterior, probablemente es debido a que se formaron bajo un régimen transicional de comportamiento, de la roca ígnea, entre dúctil y frágil. Además en ningún caso se ha observado simetría. Los granos de cuarzo también tienen gran variabilidad en su tamaño, desde 0.1mm hasta 1mm con una media de 0,25mm; son anhedrales y presentan gran cantidad de inclusiones fluidas.

Los únicos sulfuros que fueron encontrados son granos de pirita y calcopirita en cantidades traza, una particularidad es que estos granos suelen estar rotos o subredondeados (fig. 12.E); por estas características podemos suponer que estos fueron arrastrados y asimilados de eventos previos, además es ubicable bornita pero es difícil afirmar si fue coetáneo con la formación de las venas, el contacto de la bornita y los cuarzos no es claro y suele verse un espacio vacío entre ellos lo que podríamos interpretar como un relleno posterior. Lo mismo ocurre con el rutilo, las cantidades están en el orden de trazas y es dable la posibilidad de que haya sido arrastrado de procesos anteriores.

Básicamente presenta dos tipos de inclusiones fluidas, trifásicas y bifásicas. En las trifásicas el gas ocupa el 25%, los haluros 25% y los opacos (probablemente hematina) 3%; en las inclusiones bifásicas los porcentajes de gas varían entre 25% y 40%, el resto es ocupado sólo por líquidos; existen otras que podemos clasificar como pseudosecundarias dentro de las cuales el gas nunca supera el 20% de la inclusión. Los tamaños son diversos pero todos menores a 35 micras (Fig. 12. F).

Dentro de esta red de venas y venillas es posible distinguir que éstas se generaron en diferentes momentos, debido a que algunas venas cortan a otras correspondientes a este mismo estadío, pero todas originándose entre los parches del evento de cuarzo+feldespato

potásico+biotita y las venas más jóvenes de cuarzo con molibdenita. Además, podríamos decir tentativamente que este evento pertenece al estadio 2 porque la granulometría de los cuarzos se aproxima más a las que presenta las venas que contienen molibdenita que a aquellos que se exhiben en el estadio 1.

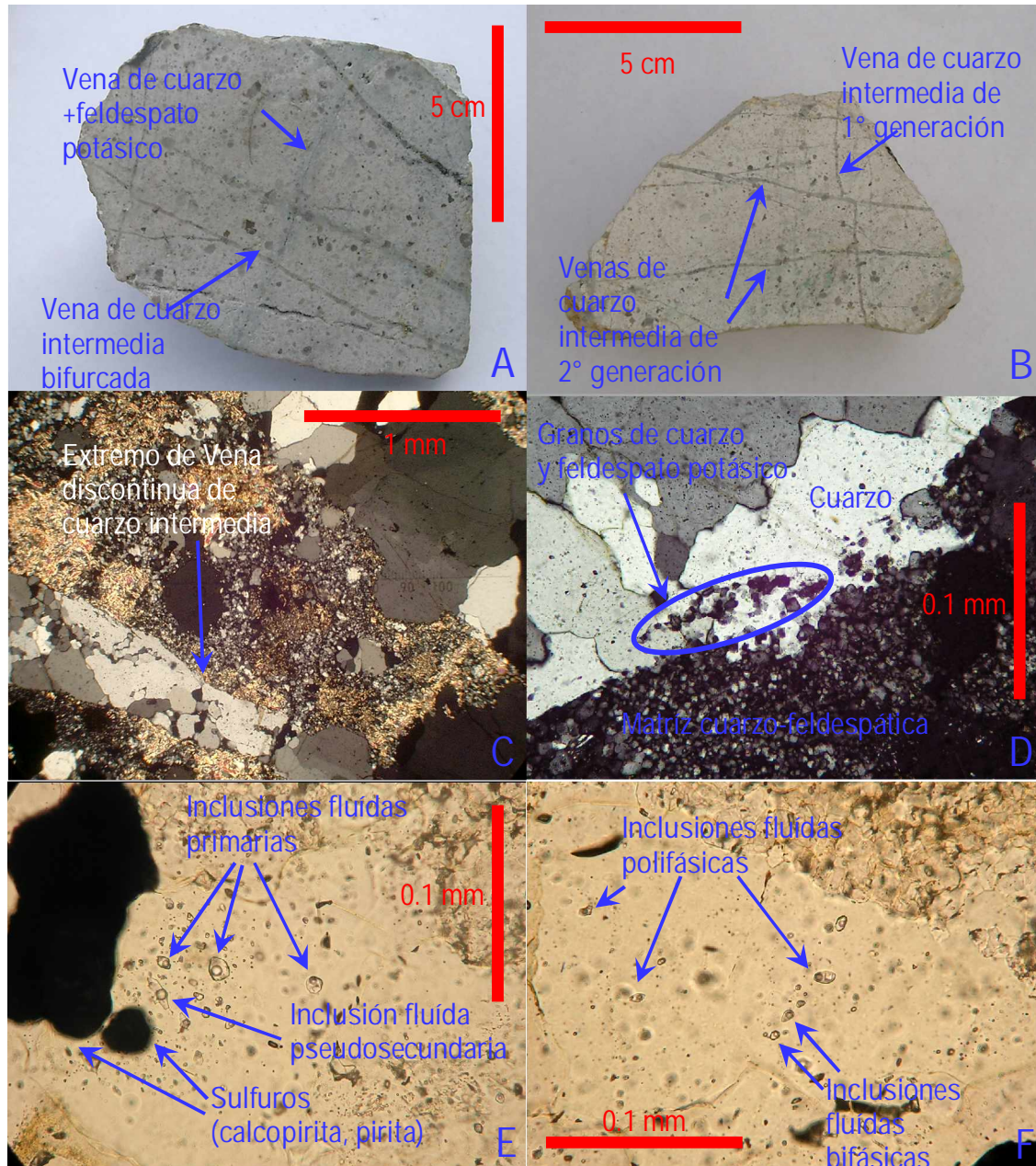


Figura 12. (A) Vena de cuarzo intermedia cortando venillas de cuarzo+feldespató (PMO 55). (B) Venas de cuarzo intermedia de diferentes generaciones nótese que pueden cortarse entre ellas (PMO 65). (C) Vena de discontinua de cuarzo (PMO 53). (D) Granos de cuarzo y feldespató de la matriz de roca "asimilados" por la vena de cuarzo (PMO 65). (E) y (F) Características inclusiones fluidas encontradas en los cuarzos (ambos corresponden a la muestra PMO 65).

V.2.b Evento de turmalina+cuarzo

Este evento es prácticamente bimineralico, la turmalina es mayor que el cuarzo y el apatito, feldespato potásico, rutilo y minerales opacos están en cantidades traza. Se presenta de dos maneras, en venas y en parches pequeños (fig.13.A). Su edad exacta es indeterminada, pero la relación de corte entre estas venas y la alteración del feldespato potásico correspondiente a este evento por el posterior proceso de cuarzo-sericita, lo ubica dentro del estadio 2.

Los parches son escasos, menores a dos centímetros y la turmalina es euhedral, es fácil encontrar rosetas como el hábito más común, diminutas inclusiones de sulfuros pueden ser observadas. Con respecto a las venas sus geometrías son singulares, la turmalina también se presenta en rosetas menores a 0.5 cm. y están alineadas en forma recta o sinuosa, entre roseta y roseta el cuarzo se distingue bien como venillas menores a dos milímetros, enlazándolas y tomando así la configuración de rosario (fig. 13.B); son discontinuas y solo alcanzan largos de unos decímetros. A escala mesoscópica no se observa ningún halo.

Los cristales de turmalina son menores a 5 mm. pero en promedio tienen 2.5mm, intercrecidos con granos de cuarzo y feldespato potásico de tamaños promedio de 0.2mm, el cuarzo siempre está bordeando la turmalina, enlaza o une las rosetas mediante venillas. Los porcentajes aproximadamente son como sigue, la turmalina representa el 65 % del ensamble, el cuarzo 30%, feldespato potásico 5%, el rutilo granular llega a ser el 1%, otro mineral menos común aún es el apatito en ocasiones alcanza proporciones similares al feldespato potásico (fig. 13. C y D). El cuarzo que mayormente bordea la turmalina no exhibe un contacto claro con la roca caja, e inclusive puede llegar a ser gradacional en el cambio de granulometría descendiendo en tamaño y llegando a ser del tamaño de la matriz de la roca. El feldespato intercrece con la turmalina en cantidades menores que cuando es encontrado con el cuarzo (Fig. 13.E). Las características de la morfología de las venas y la granulometría de los cuarzos que engloban la turmalina en los parches, indicarían que se formaron probablemente, por lo menos en parte, por reemplazamiento de la roca caja y en parte rellenando espacios abiertos. Entonces, existe la posibilidad de que se formaron bajo un régimen transicional de comportamiento físico de la roca ígnea entre quasiplástico y quebradizo. Los sulfuros intercrecidos con la turmalina son diminutos en promedio 0.05 mm, son anhedrales y euhedrales sin inclusiones de sulfuros de cobre, en cambio la pirita intercrecida con el cuarzo es de granulometría mayor que en promedio alcanzan 0.5mm y tiene inclusiones de calcopirita, bornita y cubanita (?) cuyos tamaños promedio son 0.01mm; también granos aislados de calcopirita son ubicables con la turmalina y cuarzo.

Las inclusiones fluidas encontradas en la turmalina son diferentes a las encontradas en los cuarzos. En la turmalina no es fácil encontrarlas, se caracterizan por ser bifásicas y de alto contenido de gas aproximadamente 60%, el resto es líquido. En los cuarzos se observan tres tipos (bifásicas y trifásicas), las bifásicas el gas varía entre 20% y 40%; entre las trifásicas existen dos, la primera el haluro ocupa el 20%, el gas 20% y los opacos 3%; en el segundo tipo el gas ocupa entre el 15% y 20%, haluros entre el 20% y 25%, otro sólido entre el 5% y 10%, y los opacos entre 1% y 3%. Todas las inclusiones son menores a 30 micras (Fig. 13. D).

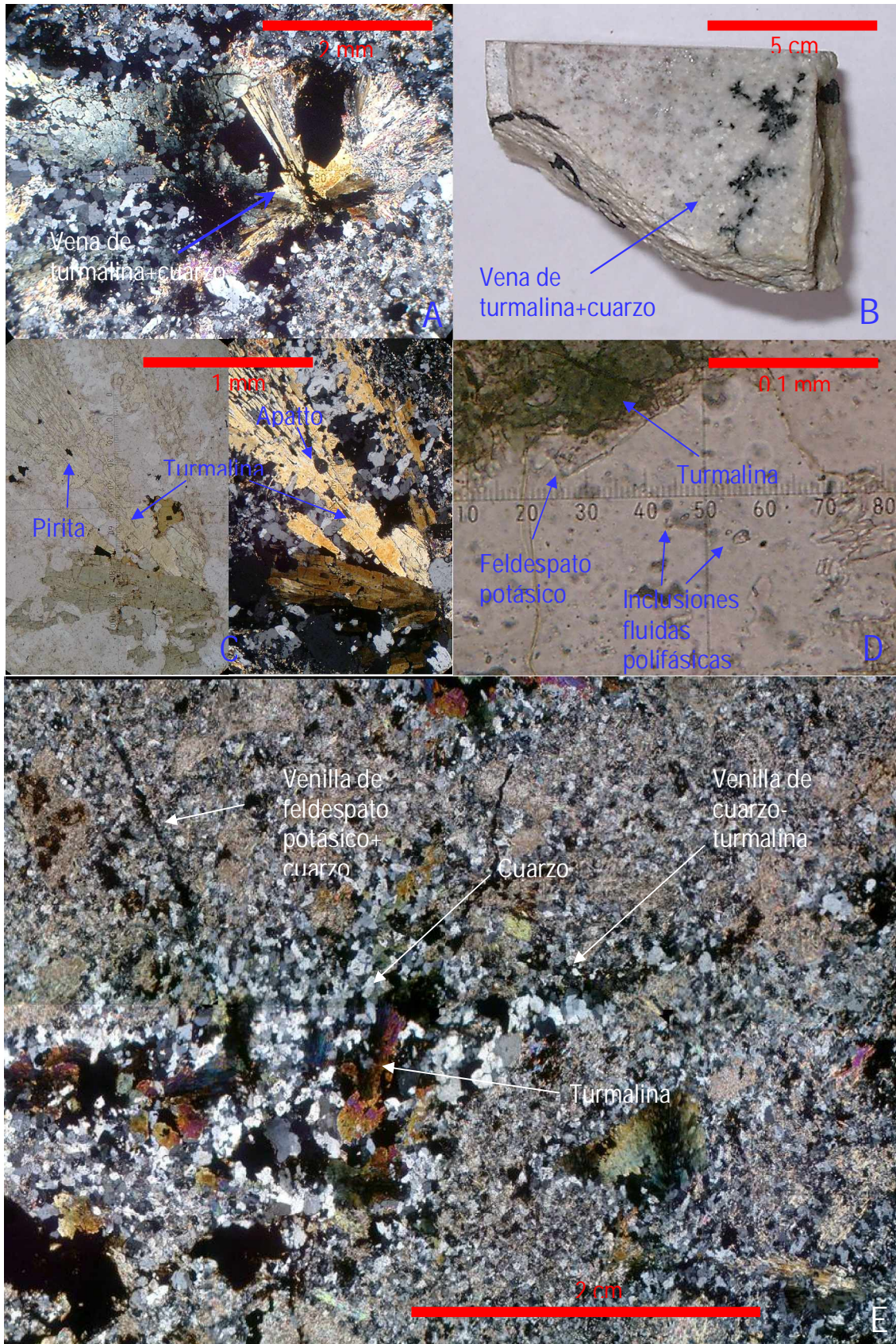


Figura 13. (A) Microfotografía (luz transmitida, nícoles Xs) de un parche de roseta de turmalina bordeada por cuarzo (PMO 119). (B) "Vena" de rosetas de turmalina enlazadas por cuarzo (PMO 71). (C) Microfotografías de PMO 113 donde se observa el intercrecimiento de turmalina+apatito+pirita, nícoles //s (izquierda) y nícoles Xs (derecha). (D) Inclusiones fluidas con diferentes fases sólidas en cuarzo, además a esta escala se nota la presencia de feldespatos intercreciendo con la turmalina (PMO 67). (E) Microfotografía en luz transmitida (nícoles Xs) de venilla discontinua de turmalina bordeada por cuarzo, la cual corta a una microvenilla de cuarzo+feldespatos (PMO 119).

Como se mencionó la ubicación cronológica de este evento no es totalmente precisa, pero algunas evidencias como aquella donde el feldespato potásico se altera a sericita-cuarzo y las venas en rosario cortando venas de eventos previos, por ejemplo venas de cuarzo-feldespato (fig. 13. E), podría afirmarse que este evento está entre el estadio 1 y el estadio 3; el tamaño de los cuarzos similar al de las venas intermedias de cuarzo y también a las venas de cuarzo-molibdenita podría ser evidencia adicional para afirmar que este evento se produjo dentro del estadio 2.

V.2.c Venas de cuarzo+pirita+sericita+molibdenita

La molibdenita es el mineral que diferencia este evento de los otros, aunque se puede encontrar molibdenita diseminada en la roca, ésta es rara y no se aprecia algún mineral asociado para este tipo de ocurrencia. En cambio, es en venas donde se encuentran principalmente la molibdenita aunque en cantidades menores, siendo el cuarzo, la sericita y la pirita los minerales principales; el feldespato potásico es menor aún pero es ubicable; el apatito y la anhidrita están en cantidades traza. Se ha observado que estas venas pueden cortarse entre ellas, siendo la cantidad de molibdenita lo único que las diferencia.

Los grosores de las venas son menores a 3mm, son de forma ligeramente sinuosas a rectilíneas, sus longitudes alcanzan varios decímetros (fig. 14. A); sus paredes son paralelas e irregulares pero el contacto con la roca caja es claro y casi no presenta inclusión de granos de la matriz de la roca cuarzo-feldespática (fig. 14. B). A simple vista no se puede observar algún halo pero ocasionalmente un halo sutil de sericita-cuarzo es observado, este halo es irregular alcanzando un máximo de 1 mm. (Fig. 14. C); rara vez son encontrados espacios vacíos.

Los porcentajes de los minerales es moderadamente variable, pero es posible dar una aproximación bastante acertada; el cuarzo ocupa el 45% con un promedio de 0.5mm; la sericita es un 35%, tamaño promedio de 0.1mm; la pirita alcanza el 15%, la forma de ocurrencia es irregular; la molibdenita llega a ser el 3% del ensamble, es de hábito hojoso de dimensiones promedio 0.1mm; el feldespato potásico es un 1%; y en cantidades traza menores a 1% están el apatito y la anhidrita esta última incluida en la pirita y dimensiones menores a 0.2mm. La presencia de esta asociación mineral se da en muchas venas, pero éstas no se formaron necesariamente juntas, entonces podemos definir dos ensambles dentro de estas venas debido a que muchas fueron reabiertas, podemos tomar como primer ensamble al cuarzo-molibdenita-feldespato potásico y como segundo ensamble a los minerales cuarzo-sericita-pirita-molibdenita, siendo este último grupo como aquel que se formó tardíamente o probablemente reabrió las venas; en ambos ensambles la granulometría es parecida. La pirita intercrece con molibdenita y no presenta granos de calcopirita, bornita, cubanita o pirrotita, aquellos que son encontrados en otros eventos (fig. 14. D). Solo un par de ejemplos fueron encontrados en los

cuales estas venas presentan molibdenita junto a granos de cuarzo cuyo tamaño promedio es diez veces mas grande, en estos ejemplos existen parches de forma alargada y alineados de la asociación mineral cuarzo, sericita, pirita, feldespato potásica; la pirita presenta diminutos granos de calcopirita, cubanita, pirrotita de tamaño promedio 0.15mm, de forma elíptica y redondeados a subredondeados.

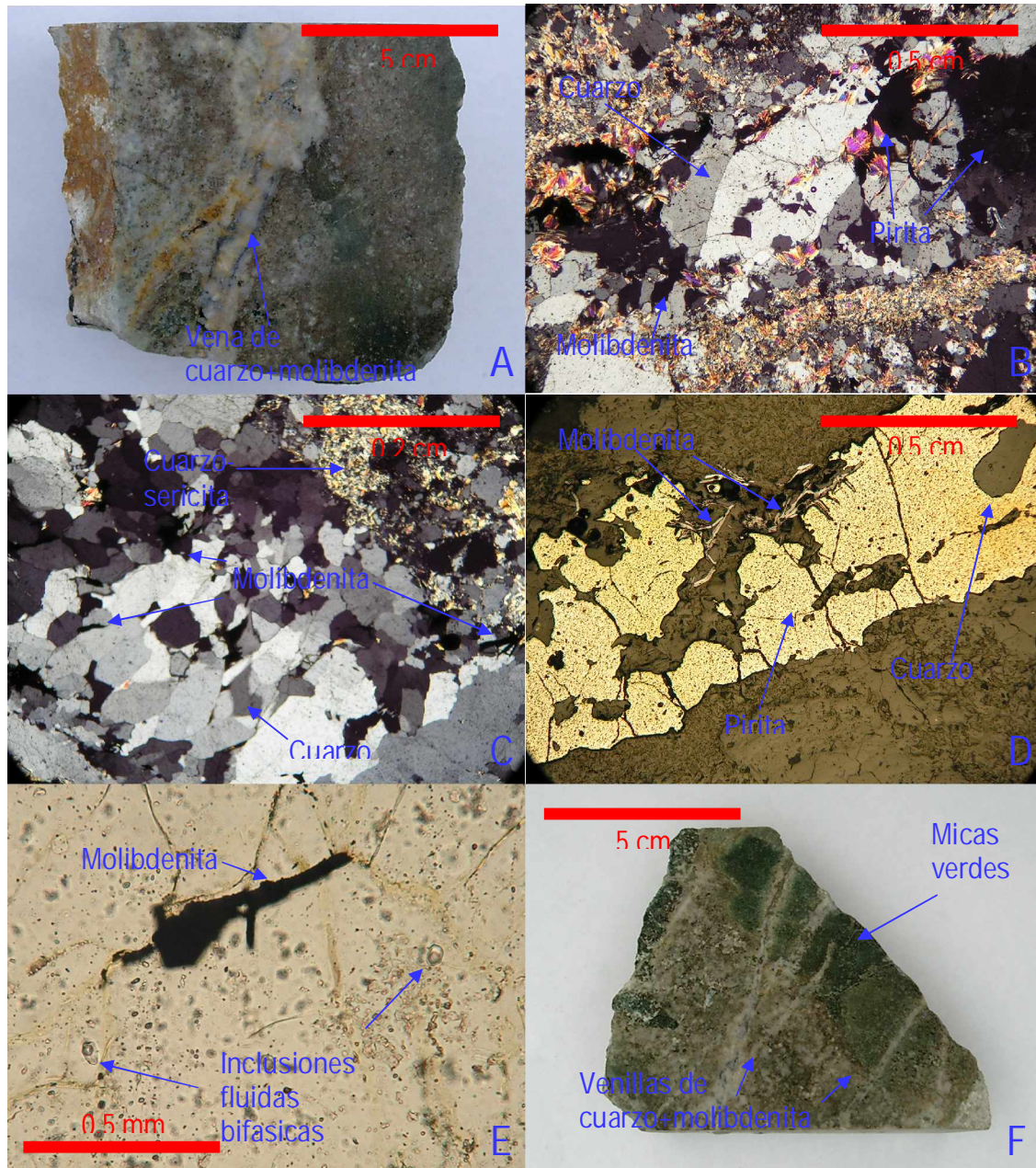


Figura 14. (A) Vena de cuarzo+molibdenita, donde se observa el pequeño tamaño de grano comparado con el otro tipo de vena conteniendo molibdenita (PMO 83). (B) Microfotografía en luz transmitida (nícoles Xs), molibdenita intercreciendo con cuarzo y algunos granos de pirita en asociación dentro de la vena (PMO 97). (C) Característico intercrecimiento entre los granos de cuarzo y molibdenita, nótese la diferencia entre los tamaños de granos de cuarzo y los de

molibdenita (PMO 97). (D) Microfotografía en luz reflejada (nícoles // s), molibdenita intercreciendo con pirita, en esta campo la abundancia de pirita es alta (PMO 83). (E) Inclusiones fluidas en cuarzo, el porcentaje de gas en ellas es alta, notar el intercrecimiento de la molibdenita con el cuarzo (PMO 97). (F) Venillas de cuarzo cuarzo+molibdenita+pirita cortando parches de micas verdes (PMO 97).

Las inclusiones fluidas primarias fueron encontradas en cuarzos, son en gran parte bifásicas, la fase gaseosa ocupa entre el 30% y 50% y sus dimensiones son en promedio 40 micras. Aunque son muy pocas las inclusiones trifásicas éstas son ubicables, son de tamaños similares a las inclusiones bifásicas, los sólidos ocupan el 25% (probablemente halita), la fase gaseosa ocupa el 25% y el resto es líquido, existe un pequeño porcentaje de sólidos opacos que ocupan el 2% (fig. 13. E).

La presencia de molibdenita dentro de estas venas la ubica en el estadio 2, aunque en este estudio tomamos la granulometría de los minerales como evidencia adicional de que ciertos eventos sucedieron dentro de un mismo estadio, bajo condiciones similares de formación, este no es el caso ya que aquí los granos son más finos. Otro factor adicional que diferencia este tipo de vena es la presencia de sericita dentro de este estadio caracterizado por la resaltante abundancia del cuarzo sobre otros minerales. Como sea estas venas cortan parches de micas verdes, lo cual nos permite afirmar que ocurrió dentro del estadio 2 (fig. 13. F).

V.2.d Venas de cuarzo+molibdenita+pirita

Este tipo de vena es notable con respecto a la anterior y es fácilmente reconocible en el campo debido al gran tamaño de las hojuelas de molibdenita; el principal mineral es el cuarzo, luego la pirita y en menor cantidad molibdenita; rutilo sajenítico es muy raro y la sericita que también es rara probablemente sea proveniente de las venas de molibdenita de grano fino. Es la principal fuente de molibdeno.

Estas venas son menores a los dos centímetros de grosor, pero con una media de 8 milímetros; sus longitudes alcanzan varios metros, son continuas y no se ha encontrado alguna que sea solo de decímetros; son de forma recta y paredes paralelas, pero a veces se observa que fueron reabiertas lo que les otorga cierta forma irregular; una característica importante es que regularmente se observa simetría en su estructura con respecto a su parte céntrica, esta simetría es fácilmente observada por la distribución de la molibdenita, la cual se encuentra a veces en ambas paredes de la vena o en alguna posición entre la pared y la parte central (fig. 15. A). La pirita en cambio tiene una posición más variada, puede estar con molibdenita o también ocupar la parte central. El cuarzo puede ser euhedral cuando ocupa posiciones céntricas de la vena. Ocasionalmente la parte central de estas venas se encuentra vacía. Bajo el microscopio estas venas suelen presentar un halo sutil de silicificación irregular menor a un centímetro.

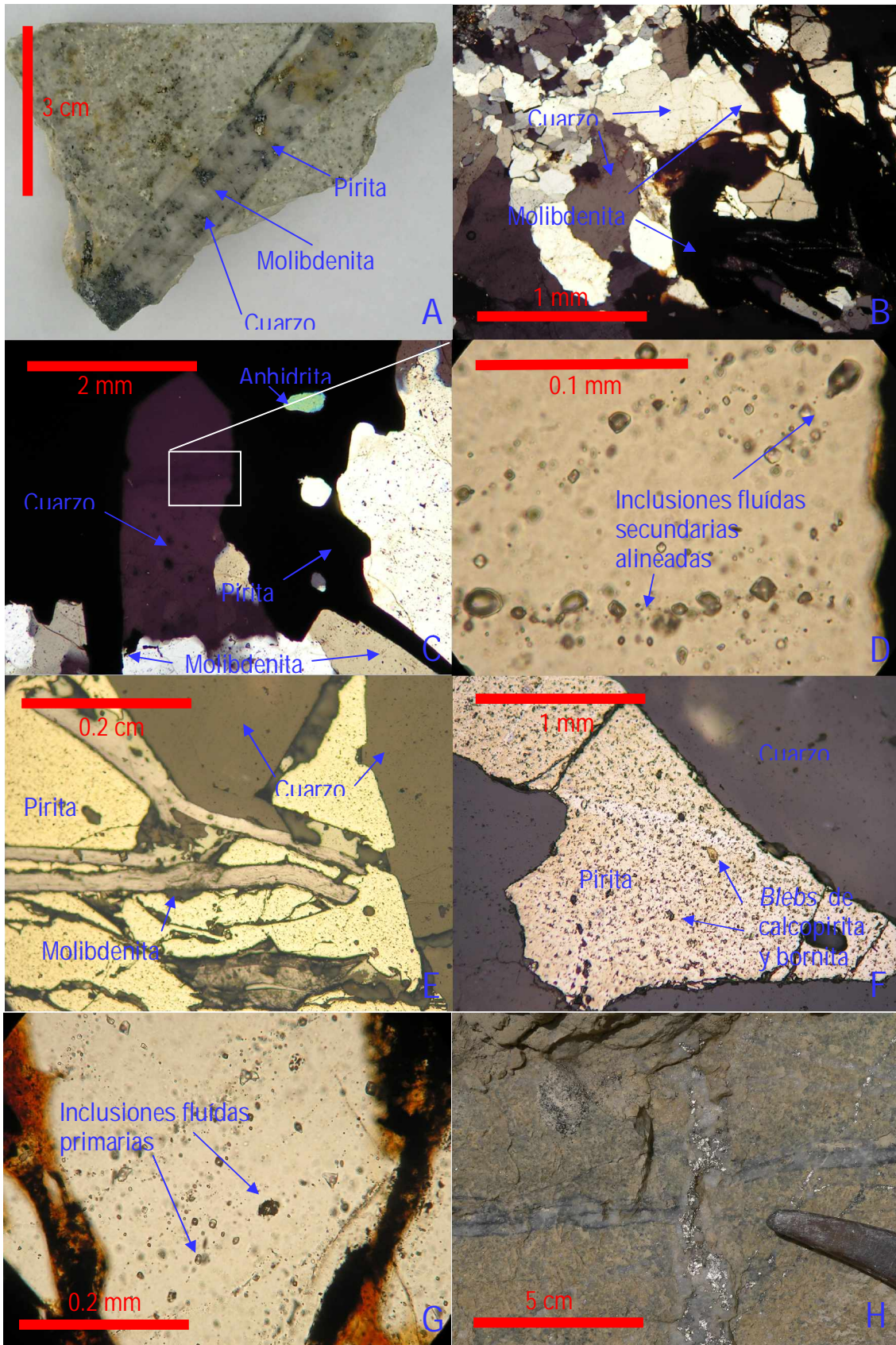


Figura 15. A) Vena zonada de molibdenita+cuarzo+pirita (PMO 61). B) Microfotografía del intercrecimiento de cuarzo y molibdenita (luz transmitida, nicoles Xs en PMO 59). C) Cuarzo euhedral intercreciendo con molibdenita y pirita y anhidrita, el cuarzo tiene extinción pseudo-ondulosa, controlada por fracturas (PMO 59). D) Ampliación del campo en C, las fracturas que controlan la extinción contienen inclusiones fluidas secundarias bifásicas (PMO 59). E) Microfotografía en luz transmitida (nicoles // s), se observa intercrecimiento entre molibdenita, pirita y cuarzo (PMO 59). F) Típicas inclusiones de calcopirita y bornita en la pirita de estas venas (PMO 113). G) Inclusiones fluidas primarias en cuarzo, notable proporción de gas en la inclusión bifásica (PMO 59). H) Vena de cuarzo+pirita+sericita cortando y desplazando a una vena de cuarzo+molibdenita.

Los agregados hojosos característicos de molibdenita tienen en promedio 1.5mm y ocupa casi un 5% del volumen de la vena; los cuarzos ocupan alrededor del 90% de la vena, presentan diferentes tamaños y morfologías, mientras que en las paredes ocasionalmente se encuentran granos de dimensiones similares a los de las venas del estadio V.2.d, en general los granos de cuarzo propios de este tipo de vena tienen en promedio 1.5mm y son anhedral (fig. 15. B), pero hacia el centro, o en los espacios vacíos, los cristales están bien desarrollados son euhedrales con tamaños entre 1-2mm, una característica notable de los cuarzos es que ellos presentan extinción pseudo-ondulante, es decir un grano presenta extinción por sectores (fig. 15. C), esta extinción está controlada por fracturas las cuales fueron suturadas por fluidos posteriores, la evidencia de esto son las inclusiones fluidas secundarias alojadas en estas fracturas (fig. 15. D); el porcentaje de pirita es variable pero llega a alcanzar el 5% y su distribución es irregular, aunque este mineral parece ser ligeramente posterior, en la secuencia paragenética de la vena también es encontrado intercreciendo con cuarzo y molibdenita (fig. 15. E), la pirita también presenta microinclusiones de calcopirita, bornita y cubanita?, esta última parece ser exsuelta por la calcopirita, estos sulfuros de cobre son redondeados y menores a 0.1mm (fig. 15. F); podemos decir tentativamente que existen dos generaciones de piritas, la primera asociada a molibdenita la cual tiene un aspecto corroído, la otra es aquella que presenta los diminutos granos de sulfuros de cobre, esta pirita presenta una mejor respuesta al pulido de la muestra, es decir que su superficie no presenta el tipo de corrosión que la otra.

Las diversas inclusiones fluidas tienen características resaltables, por un lado existen dos tipos de inclusiones primarias ambas en cantidades similares y tamaños menores a 20 micras; las salinas que tienen 20% de sólidos (haluros), 50% de gas y 3% de sólidos opacos; las otras primarias tienen 70%-80% de gas (fig. 15. G). Entre las inclusiones secundarias podemos diferenciar dos claramente por su contenido de gas y su distribución en diferentes fracturas, estas ya fueron mostradas en la figura 14.D; los del primer tipo son menores a 30 micras, con contenidos de gas entre 50% y 60%; las otras entre un 20% y 30% de gas y tamaños promedio de 10 micras.

Ubicamos estas venas dentro de este estadio básicamente por la presencia de molibdenita, además estas venas son cortadas por las venas de cuarzo+pirita+sericita (fig. 15. H); como se mencionó antes las dimensiones de los cuarzos podrían ser tomadas como evidencia adicional para inferir que las condiciones de formación fueron similares dentro del estadio 2.

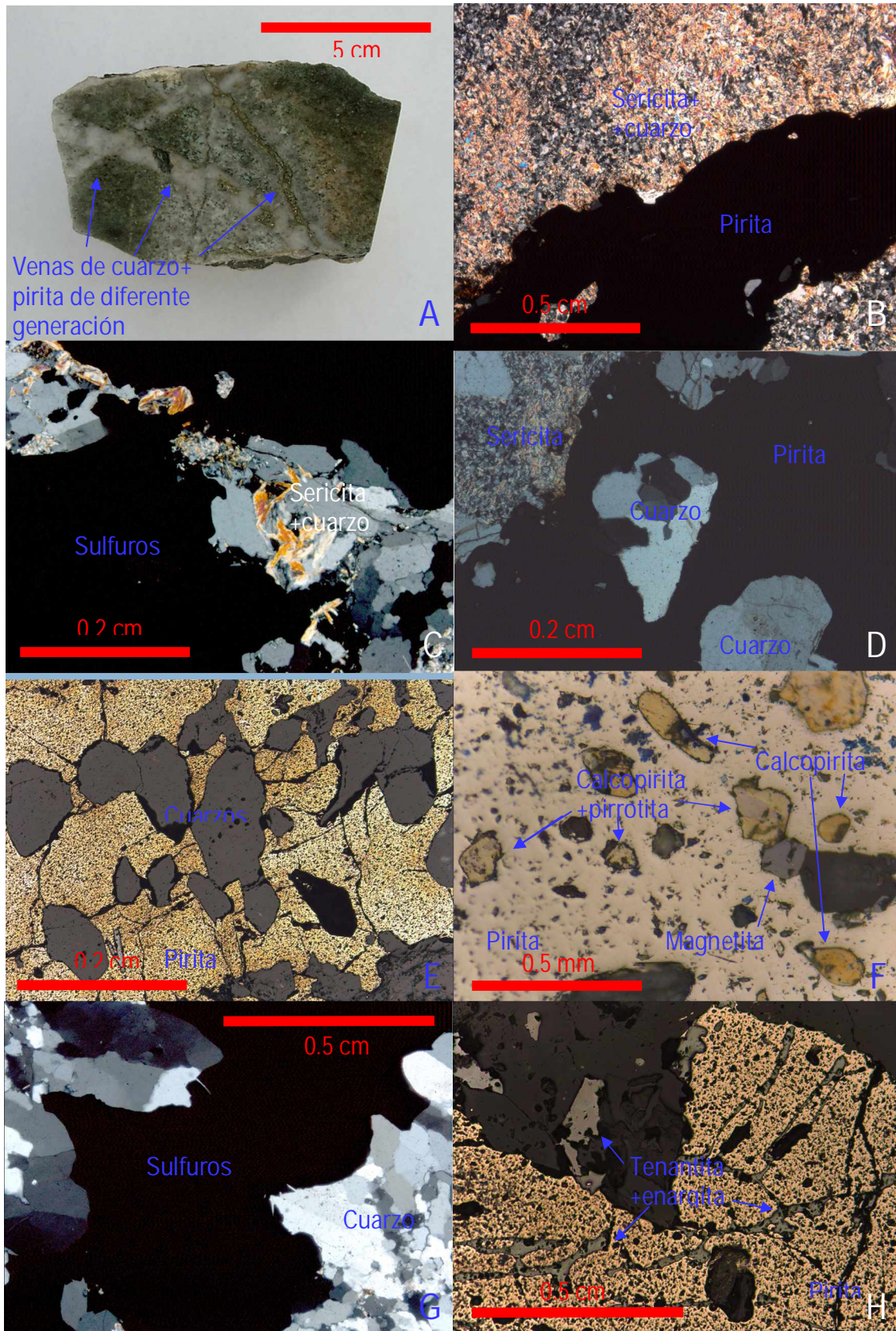
V.3 Estadío 3

Este estadío se caracteriza por ser prácticamente triminerálico (cuarzo+sericita+pirita) donde la sericita tiene un papel representativo, la exposición de este ensamble de alteración se presenta principalmente de modo selectivamente pervasivo y en menor proporción de manera pervasiva, ambos relacionados a venas de la misma composición. Estas venas deben representar los principales canales de flujo por donde se movilizaron los fluidos hidrotermales que alteraron la roca caja, de modo pervasivo y selectivamente pervasivo, estas venas se seccionan entre ellas. El principal factor que las distingue es que existe un incremento de pirita a medida que estas son más jóvenes, algo similar pero de manera menos notable sucede con la sericita, así, por ese motivo es posible encontrar una gama de venas, pero por pragmatismo en este estudio las subdividimos en tres grandes grupos: venas de pirita<<cuarzo+sericita, venas de pirita > cuarzo+sericita y venas de pirita>>cuarzo+sericita, aunque estas dos últimas realmente pueden ser consideradas como un solo grupo pero existen diferencias texturales que se detallan adelante, todas estas venillas son cortadas por las venas polimetálicas.

Una característica es el ligero cambio de los granos de calcopirita, cubanita, pirrotita, bornita y magnetita incluidos en la pirita. Las venas de pirita<<cuarzo+sericita, tiene una resaltante cantidad de calcopirita, además la pirita posee granos de calcopirita, cubanita, pirrotita, bornita entre un 2% y 4%, tienen un magnetismo muy bajo; dentro de la gama de venas de pirita > cuarzo+sericita, realmente la cantidad de pirita es muy variable pero moderadamente inferior y superior al cuarzo, inmerso en este mineral se encuentran granos de calcopirita, pirrotita y magnetita aproximadamente en un 1%, además estas venas tienen un rasgo distintivo, es que ellas presentan abundantes granos de cuarzo rotos en su composición, durante el cartografiado se observó que un evento de brechamiento sucedió en algún momento dentro del estadío 3 (venas de pirita>>cuarzo+sericita cortan la brecha) ya que clastos con venas de cuarzo-sericita-pirita fueron encontrados inmersos en una matriz similar a roca molida pero alterada a sericita, entonces los cuarzoes rotos y los granos de magnetita angulosos pueden ser evidencia que el sistema hidrotermal fue mas vigoroso durante la formación de estas venas, respondiendo probablemente a algún fallamiento y resultando luego el proceso de brechamiento. En las venas de pirita>>cuarzo+sericita, este tipo de vena es encontrado en menor cantidad, la pirita posee granos de calcopirita, bornita, pirrotita y magnetita en cantidades menores al 1%, granos de cuarzo rotos son todavía encontrados pero en mucho menor cantidad que en las venas previas. Adicionalmente la mayoría de las venas correspondientes a este estadío tuvieron una “contaminación” posterior de sulfosales de cobre (enargita-tenantita) los cuales intercrecen con sericita propia de su formación, entonces, en las venas originales de cuarzo-sericita-pirita se produce un aporte adicional de sericita. En la tabla 1 se resume las características de estas venas. Las figuras 16.A-16.K muestran los diferentes tipos de venas, su relación de corte y características.

Tabla 1.

pirita<<cuarzo+sericita	pirita > cuarzo+sericita	pirita>>cuarzo+sericita
Calcopirita-cubanita-pirrotita-bornita (2%-4%), magnetita (muy rara)	Calcopirita-pirrotita-bornita (1%), magnetita (poco)	Calcopirita-pirrotita-bornita (<< 1%), magnetita (muy rara)
Playas amplias de pirita intercrecida con cuarzo	Abundante a moderada presencia de granos rotos se cuarzo, magnetita angulosa	Escasos granos de cuarzo rotos, playas muy amplias de pirita
en el halo: cuarzo-sericita → sericita>>cuarzo → cuarzo>sericita → sericita>>cuarzo		



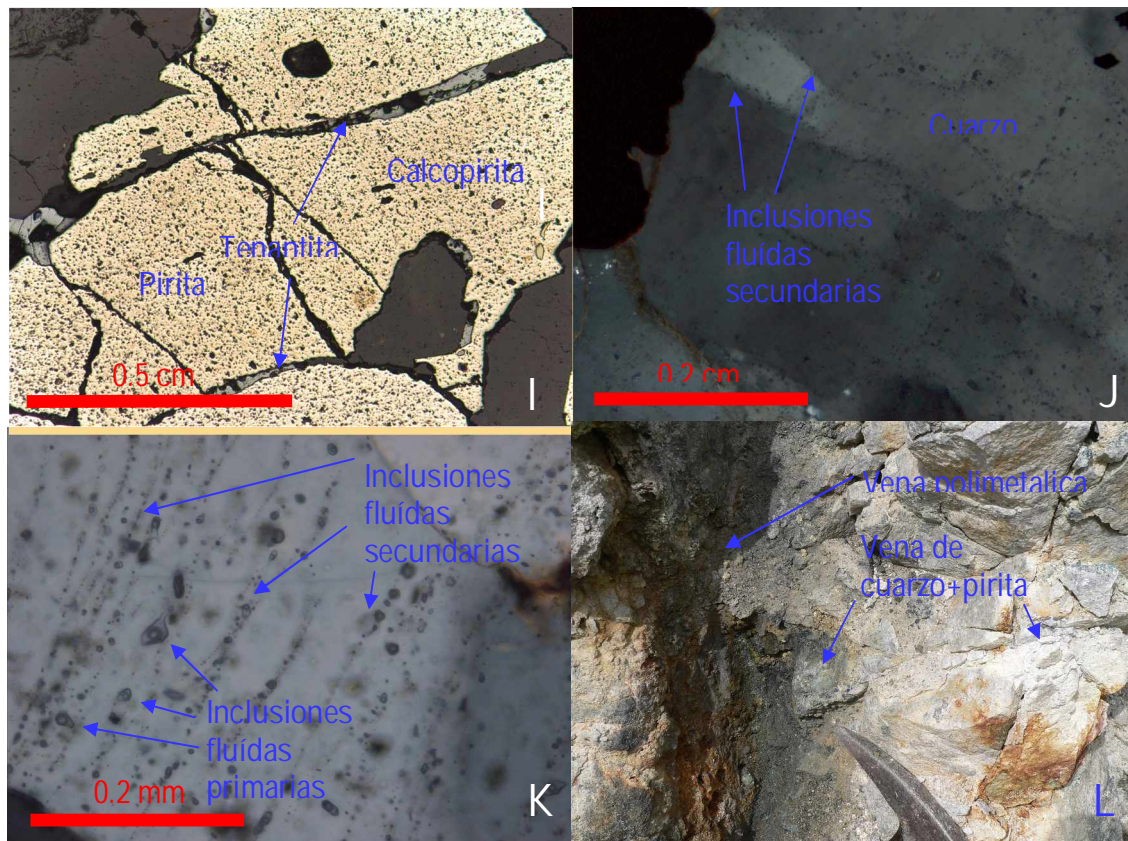


Foto 16. A) Las venas de cuarzo+pirita presentan que las mas jóvenes tienden a ser mas ricas en pirita (PMO 109). B) Venas ricas en pirita con halo de sericita y cuarzo mejor desarrollado que otras las pobres en pirita (PMO 109). C) Intercrecimiento de cuarzo-sericita dentro de la vena (PMO 103). D) Fragmentos de cuarzo “resorbidos” en pirita (PMO 197). E) Microfotografía en luz reflejada (nícoles // s) abundantes granos de cuarzo rotos y subangulares (PMO 177). F) Inclusiones en pirita, dos tipos: los granos angulares son de magnetita y calcopirita+pirrotita, los granos esferoidales esencialmente son solo de calcopirita, la diferencia en la morfología sugieren que las del primer tipo fueron arrastrados y de origen incierto mientras que los segundos son exsoluciones sólidas (PMO 179). G) Cuarzos con bordes redondeados en contacto con la pirita (PMO 117). H) Microfracturas en pirita rellenas por tenantita+enargita, en el halo el mismo ensamble es visto solo en parches (PMO 189). I) Tenantita en fracturas y en la pared de la vena pero siempre en contacto con pirita (PMO 133). J) Extinción ondulosa de un grano de cuarzo, controlada por fracturas, las cuales presentan inclusiones fluidas secundarias (PMO 109). K) Enjambre de inclusiones fluidas en cuarzo, inclusiones fluidas secundarias alineadas cuyo tamaño de grano es varias veces menor que las inclusiones primarias distribuidas irregularmente (PMO 103). L) Vena polimetálica cortando una vena de cuarzo+pirita.

Capítulo VI. Estadios de la mineralización de venas Cordilleranas polimetálicas de metales de base

VI.1 Venas de pirita, esfalerita, tenantita

Estas cortan a todas las venillas y ensambles antes mencionados y clasificados dentro de los estadios correspondientes a la mineralización tipo pórfido. La diferencia más resaltante es la cantidad notable de esfalerita y la presencia de sulfosales de arsénico y cobre. La pirita es el principal sulfuro, esfalerita es el segundo en importancia, el cuarzo sólo importante localmente dentro de la vena, la tenantita es poca y la enargita es tan rara que sólo es reconocida bajo microscopio. En el halo a escala mesoscópica sólo son reconocidos cuarzo sericita y ¿pirofilita?. La ocurrencia de esta asociación mineral de sulfuros no sólo se observa dentro de venas sino también en la roca caja con alcance de unos centímetros. Este tipo vena es una de las usuales fuentes económicas en Morococha.

Las longitudes de las venas son mayores a varios metros y sus espesores menores a diez centímetros, estas dimensiones pueden ser inmensamente superiores si tomamos en cuenta que son las mismas que cruzan el distrito, así, éstas pueden alcanzar longitudes kilométricas y anchos métricos. Aquellas encontradas durante el cartografiado de los bancos del tajo Toromocho tienen una morfología tipo rosario la zona mas gruesa es menor a diez centímetros y la zona donde se estrangula es menor a unos centímetros. Además se puede notar una distribución espacial lateral dentro de las venas, en las áreas acuñadas (los extremos) sólo se observa prácticamente cuarzo+pirita, sin embargo en la zona más ancha (la parte central) se encuentran pirita, esfalerita y las sulfosales (fig. 17. A); el contacto de la vena con la roca hospedante es claro, no es gradacional, por ejemplo, bruscamente se pasa del área de sulfuros a la roca caja. El ancho del halo de alteración es difícil de definir mesoscópicamente, es irregular y cambiante en grosor, desde varios milímetros hasta unos centímetros, su composición es sericita, cuarzo, pirita y pirofilita (?). Otra característica de esta vena es que presenta oquedades en cantidades considerables en la pirita o formadas a expensas de este mineral, dichas oquedades están siendo recubiertas e incluso casi rellenas por esfalerita y tenantita. La explicación para el zonamiento lateral dentro de estas venas es que pudieron formarse bajo un régimen extensional, tomando la geometría de un *dilatational jog*, al iniciar la formación de esta estructura solo cuarzo+pirita y talvez sericita debieron ser los únicos minerales en precipitar; luego la estructura debió evolucionar con el tiempo y la zona de dilatación continuó creciendo y a su vez siendo rellena primero por pirita, luego esfalerita y tenantita finalmente.

Los porcentajes de la composición de la vena, sin tomar en cuenta el cuarzo marginal, son dominados por pirita 50%, esfalerita 35%, tenantita < 5%, espacios vacíos 5%, *gunningite* < 5% (este mineral determinado por XRD, en el anexo), y en cantidades menores al 2% están la calcopirita, enargita, digenita, galena, etc. La pirita se encuentra principalmente en amplias playas, normalmente la esfalerita interrumpe la continuidad de estas playas y ocasionalmente granos aislados de pirita englobados por esfalerita son vistos (fig. 17. B); mas aún, tenantita junto con esfalerita están infiltrados en fracturas dentro de la pirita y es posible ver cierto arreglo de los granos de pirita separados por ambos minerales (fig. 17. C); esta pirita carece de los granos de pirrotita, cubanita, bornita o calcopirita que son ubicables en todos los estadios

del pórfido. La esfalerita también se encuentra en amplias playas, sus características más resaltables es que tiene reflejos internos blanquecinos y presenta desmezcla de microgranos de calcopirita (fig. 17. D), estos microgranos se encuentra aglomerados y confinados en las partes centrales de las playas, es decir no son encontrados cerca de los contactos con pirita o tenantita, el porcentaje de calcopirita en esfalerita es menor al 2%, además donde son ubicables los aglomerados de calcopirita no son vistos los reflejos internos claros; por otro lado, también son observados granos angulares mas grandes de calcopirita y bornita de forma irregular cuyo origen es indeterminado. La tenantita se puede encontrar en playas, cuando esto se da, regularmente se observan granos de calcopirita, bornita, enargita y raramente digenita (fig. 17. E), los granos tienen formas caprichosas y angulares, es difícil decir si se trata de una desmezcla o son granos que pertenecieron a otro evento y fueron englobados; además, tenantita con pirita también puede ser encontrada en estrechas venillas cortando esfalerita (fig. 17. F), esto sugiere que la tenantita+pirita fue posterior en ese punto. El hecho que granos de enargita y digenita sólo se encuentran en tenantita podría ser prueba de que se trate de una exsolución por lo menos para el caso de la tenantita+enargita+digenita.

Analizando la roca caja se puede comprobar las algunas relaciones temporales de deposición mencionadas arriba. Como sea, allí se encuentran venas muy estrechas de tenantita+pirita cuyo halo de alteración esta compuesto solo de sericita y en menor cantidad óxidos de titanio, además dentro del halo también se observan diseminados tenantita y pirita, donde la pirita es mayor. La morfología del halo es muy irregular, esta irregularidad se debe en parte a la anisotropía de la roca, es decir, el halo es más estrecho donde existe mas aglomeración de fenos de la roca ígnea, estos cúmulos de granos funcionarían como zonas poco permeables, por el contrario el halo es más amplio si existieron menos minerales primarios de la roca ígnea.

Sin embargo, es posible distinguir tres zonas dentro del halo, en la figura 17.G se muestra un boceto idealizado de estas zonas. La zona h1, que es la parte más cercana a la vena, tiene una amplitud muy variable desde unos milímetros a unos centímetros; está compuesto principalmente de sericita con algo de pirofilita (?); granos diseminados de pirita, tenantita y esfalerita; el cuarzo está presente básicamente como fenos los cuales están recubiertos de cuarzo hidrotermal, los cuarzos de la matriz de la roca han sido lixiviados y se encuentran escasos cuarzos hidrotermales de forma lamelar; ocasionales granos de rutilo están presentes, además existen otros óxidos de titanio distribuidos principalmente en la parte más distal de la zona, no existen feldespatos ni fantasmas de ellos. La zona h2, la cual es la parte intermedia, tiene un grosor mas constante varían entre uno y medio centímetro, es subparalelo a la zona h1; la diferencia principal con h1 es la abundancia de cuarzo hidrotermal sobrecreciendo en el cuarzo primario y la presencia considerable de cuarzo lamelar hidrotermal; la sericita sigue siendo importante, sin embargo acá se observa otra sericita de hábito diferente que se caracteriza por sus cristales reticulares más desarrollados, la cantidad de pirofilita (?) aumenta; los sulfuros se encuentra en menor cantidad que la zona previa; la cantidad de óxidos de titanio también disminuye; tampoco se observan fantasmas de feldespatos. En la zona h3, la más distal, la cantidad de cuarzo hidrotermal lamelar y sericita disminuye, pero a su vez el cuarzo aumenta con respecto a la sericita, puede observarse cantidades notables de cuarzo de la matriz de la roca; se encuentra muy rara pirofilita (?) y en

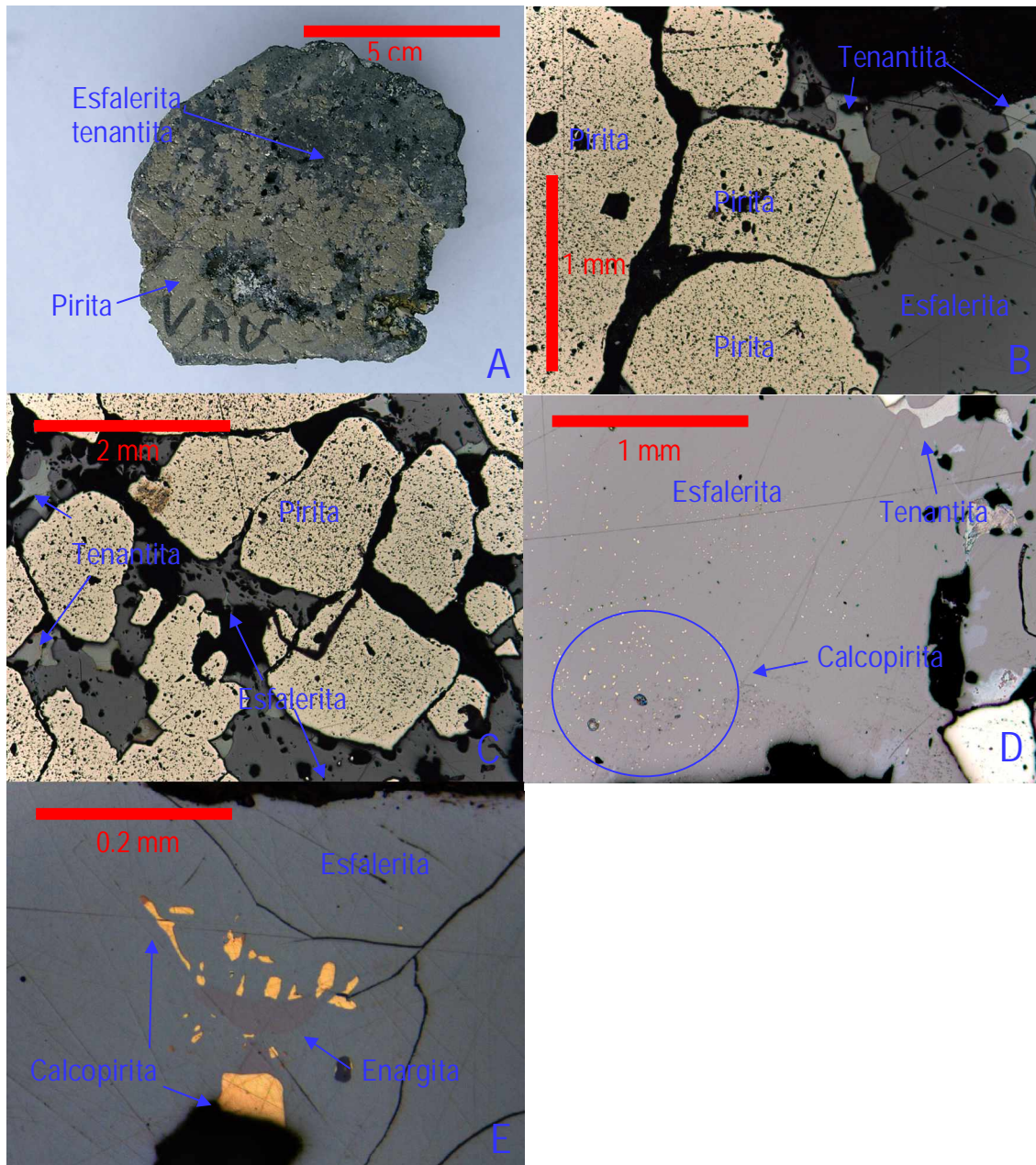


Figura 17. Características de las venas de pirita, esfalerita y tenantita (todos los campos corresponden a la muestra PMO 195). A) Pirita es predominante en la pared y en el centro de la veta esfalerita y tenantita. B) Tenantita inyectándose en esfalerita e intersecciones de los granos de pirita. C) Destrucción de la pirita por esfalerita, agregados tipo rompecabezas es frecuentemente encontrado. D) Exsoluciones sólidas de calcopirita en esfalerita, la distribución de estos granos es muy irregular y se observan grandes playas libres de estas, lo que sugiere que talvez dos tipos de esfalerita están presentes, análisis de microsonda presentan que hay cambios significativos en el contenido de Fe. E) Esfalerita presenta exsoluciones sólidas de enargita-calcopirita, la textura y el ensamble demuestran que son de origen diferente a aquellos de calcopirita.

general los sulfuros son escasos; los óxidos de titanio, nuevamente focalizados, ubicados principalmente en la parte inicial de h3.

Datos adicionales pueden ser extraídos de la roca caja, en casi todos los casos cuando es encontrada tenantita asociada a esfalerita, la tenantita resulta posterior; en venillas la tenantita engloba granos o corta playas de esfalerita; ambos siempre asociados a sericita y ¿pirofillita?, pero con cierta preferencia de encontrar a esfalerita con ¿pirofillita?; esta recurrente asociación esfalerita, tenantita, sericita, pirofillita indicaría que la formación de éstas no estuvieron muy separadas espacial ni temporalmente. A partir de todo lo dicho antes se puede esbozar una secuencia paragenética para esta vena: 1. cuarzo+pirita+sericita, 2. esfalerita+sericita+¿pirofillita?, 3. tenantita+enargita (muy rara), 4. tenantita+pirita+sericita; esta secuencia también repercute en la evolución y zonamiento del halo, la explicación se expone en la figura 17. G. Por otro lado, no se encontraron inclusiones fluidas asociadas a esta vena. Análisis por XRF demuestran que básicamente es mena de Zn por los altos valores que exhibe, hasta un 20%; consideramos como bajo el valor de 1.48% de Cu, esta ley es reflejo de los porcentajes de tenantita y calcopirita encontrados en la vena.

VI.2 Venas de esfalerita, tenantita, enargita, pirita

El tiempo exacto de formación no es posible determinarlo, al igual que la vena previa, ésta corta todas las venas pertenecientes a la formación del pórfido, pero no se encontró ninguna relación de corte entre esta vena y la vena de pirita, esfalerita, tenantita. Aunque su mineralogía, con la de esta vena, es similar, existen diferencias substanciales en la mineralogía y los porcentajes; la esfalerita es el mineral mas abundante; las sulfosales de Cu (enargita, tenantita) tienen una presencia secundaria pero importante, en especial la enargita que es distinguible a escala mesoscópica; la presencia de pirita es escasa. Su halo es relativamente amplio y prácticamente compuesto sólo de cuarzo y sericita. Los minerales de la vena también pueden ser encontrados diseminados en el halo. La composición de esta vena evoca a aquellas vetas que son explotadas en el distrito.

Las venas encontradas tienen longitudes métricas y su grosor solo alcanza los centímetros; sin embargo, venas con la misma mineralogía se observan en la parte central de Morococha, entonces la verdadera magnitud y alcance de estas venas es muchas veces mayor, es decir hablamos que sus magnitudes reales son métricas para el caso de sus anchos y de centenas de metros para sus longitudes. Sus paredes tienen morfología irregular y no son paralelas, el contacto de la vena con la roca caja es relativamente claro, en ciertos sectores aparenta ser gradacional de vena a roca caja (fig. 18. A). El halo es de varios centímetros y prácticamente es bimineralico compuesto de cuarzo y sericita; presentando mayor cuarzo hidrotermal en los primeros centímetros y más allá de esta distancia la sericita es más importante. Otra característica física particular es la presencia de oquedades cuyas morfologías van desde subesféricas a alargadas, como sea, éstas presentan cierto lineamiento y junto a las de forma alargada son paralelos a las paredes. Se encontró evidencia de un proceso de brechamiento hidrotermal de matriz conformada por sericita, los clastos son de esfalerita, las sulfosales de cobre y pirita; los clastos son angulares, menores a los dos milímetros. Existe una relación espacial en particular, donde es vista pirita normalmente es ubicada sericita bordeándola o existe sericita muy cerca, son raros los granos aislados de pirita; esta asociación

no está difundida en toda la vena, se encuentran acumuladas en ciertos sectores, mas aún también presenta un disimulado paralelismo con las paredes.

En el estudio porcentual de los principales minerales de mena u opacos resultó que la esfalerita representa el 65% (aunque por análisis por XRF se detectó *gunningite*); existe entre un 10-15% de sulfosales de cobre, pero el porcentaje por separado de tenantita y enargita es difícil de estimar la relación aproximada enargita/tenantita es de 1/2; la asociación sericita-pirita ocupan un 10%; otros minerales opacos como la calcopirita, digenita, bornita, rara galena y arsenopirita (?) ocupan entre un 2-3%; por otro lado las oquedades también alcanzan a ser un 10%. El mineral inicial en la secuencia paragenética es la pirita, está diseminada y tiende a estar en pequeñas playas de morfología muy irregular cuando está bordeado por sericita y en granos de morfología subred ondeada y pseudoredeada cuando está sola. La sericita normalmente está con pirita, cuando es así, toma la configuración de una textura *patchy*, ocasionalmente es encontrado sola en diminutos parches, además tiene una relación espacial con las oquedades, mas aún, es posible verlas revistiendo las paredes de éstas. Por otro lado, la sericita parece intercrecer con la esfalerita, las sulfosales y digenita, otra sericita probablemente más joven se encuentra como matriz de la microbrecha hidrotermal. La esfalerita tiene reflejos internos blancos, presenta amplias playas, tiene exsoluciones de calcopirita el cual alcanza hasta un 1% que pueden ser vistas en cualquier lugar, la sericita asociada es de grano mas grueso, un singular grano de arsenopirita fue encontrado, finalmente, consideramos que la esfalerita se formó antes de la enargita y debería ser el segundo mineral en formarse en la secuencia paragenética (fig. 18. B). La enargita y tenantita son encontrados casi siempre juntos, lo que nos sugiere que su formación fue prácticamente contemporánea, hay poca posibilidad que uno se esté formando a partir del otro debido a que en diferentes campos se ve que uno engloba al otro y viceversa, debido a que la tenantita suele dominar en este aspecto podríamos asumir que éste es ligeramente posterior a la enargita (fig. 18. C); otra evidencia de que ambos pudieron formarse juntos es que ellos son encontrados juntos con pirita en microvenillas dentro de esfalerita, en estas venillas no hay evidencia que uno fue primero que el otro (fig. 18. D), además, se observan otras venillas del mismo grosor solo de tenantita-pirita; del total de sulfosales el porcentaje de enargita alcanza el 30%. Entre los minerales que están en cantidades accesorias, el más importante es la digenita, es común encontrarla en asociación con enargita+tenantita, pero talvez fue primero que las sulfosales (fig. 18. E); la digenita a su vez, se encuentra con bornita, el cual se encuentra en menor cantidad que la digenita, la bornita es previo a enargita; ambos digenita y bornita siempre con pirita en ensamble; se observa también digenita+sericita en claro contacto, mientras que no se encontró ningún ejemplo de sericita+bornita, talvez por la escasez de este último (fig. 18. F). Existen granos de galena en esfalerita pero estos son muy escasos y son posteriores. La microbrecha hidrotermal con matriz de sericita es el último evento hipógeno, tiene clastos angulares de esfalerita, pirita y enargita (fig. 18. G)

Los primeros centímetros del halo lo conforman 75% de granos de cuarzo hidrotermal de tamaño homogéneo; 20% de sericita de hábito radial en intersticios o sueltos en playas y cavidades, esta sericita está asociada a sulfuros y presenta óxidos de titanio; 5% de esfalerita, pirita y sulfosales, dentro de esta área ocasionalmente se observan playas y

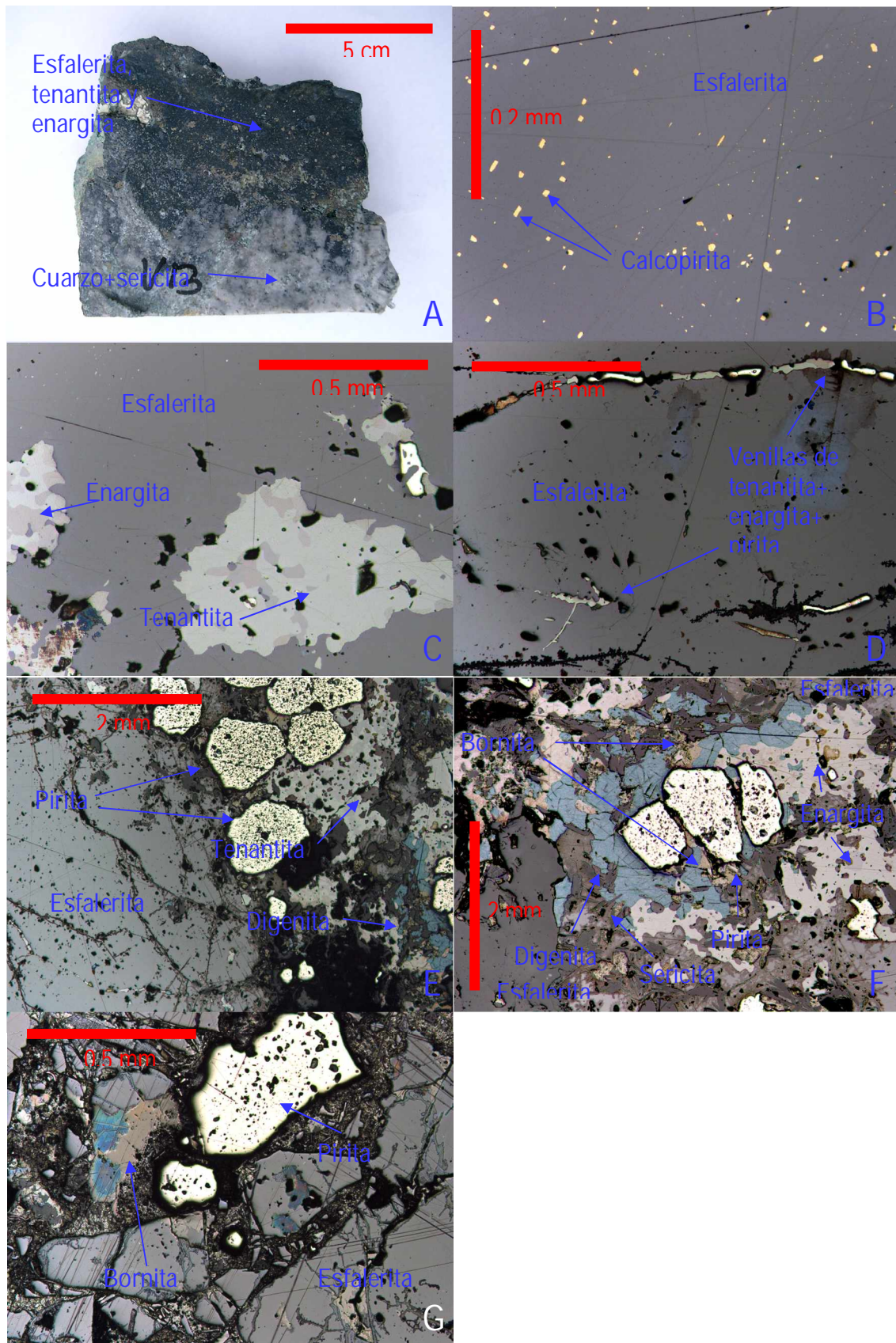


Figura 18

microvenillas de los sulfuros y sulfosales que se encuentran dentro de la vena, en intersticios es ubicable esfalerita, no existen relictos de los cristales magmáticos. Más allá de esta zona el cuarzo y la presencia de los minerales propios de la vena disminuyen y la sericita aumenta, tampoco se observan fenos. No se ubicaron inclusiones fluidas para estas venas, pero debido a la presencia importante de enargita y tenantita es posible relacionarlas con aquellas inclusiones secundarias encontradas en las venillas de cuarzo+pirita+sericita pertenecientes al pórfido. Estas inclusiones están alineadas a las microvenillas de enargita+tenantita que rellenaron las fracturas de la pirita, éstas inclusiones secundarias serían en parte las inclusiones fluidas primarias correspondientes a la mineralización de enargita+tenantita+pirita, estas inclusiones tienen tamaños entre 5 y 10 micras, son bifásicas con un contenido de gas que varía de 20 a 30%.

El desarrollo de la vena se puede reconstruir a partir de las descripciones detalladas arriba incluido lo exhibido en el halo, la secuencia paragenética aproximada sería: 1. pirita+cuarzo, 2. esfalerita+sericita+pirita(?), 3. bornita+digenita+pirita+sericita, 4. enargita+tenantita+sericita+pirita, 5. tenantita+pirita+¿sericita?, 6. galena (muy poca), 7. sericita. La figura 18. J ilustra el desarrollo de la secuencia paragenética y de la morfología de la vena. Este tipo de vena es mena de Zn. Ningún valor de Au fue registrado, pero un raro mineral con considerables valores de Tl, Ir y Os fue analizado por microsonda electrónica, su hábito es laminar, de color gris y alta birreflectancia, no se pudo definir que mineral es, no se ajusta a ningún mineral conocido, de cualquier modo, este mineral posee pequeñas cantidades de oro (mostrado en el anexo). Las similitudes en la secuencia paragenética con las venas de pirita, esfalerita, tenantita es notable, por lo tanto la posibilidad de un enlace entre éstas es analizada más adelante.

Figura 18. Características de las venas de esfalerita, tenantita, enargita y pirita (todos los campos corresponden a la muestra PMO 197). A) Área del contacto roca caja-veta, la roca está fuertemente silicificada y sericitizada, los sulfuros dentro de la vena son masivos y no presentan ningún arreglo interno. B) La esfalerita presenta ocasionalmente exsoluciones sólidas de calcopirita. C) Parches de tenantita+enargita destruyendo esfalerita o rellenando oquedades. D) Microvenillas de tenantita+enargita cortando esfalerita. E) Esfalerita y tenantita destruyendo pirita, es común encontrar granos de pirita corroídos o “redondeados” en medio de estos sulfuros, en este campo la digenita es posterior a la tenantita. F) Parche de enargita+sericita, digenita y bornita en medio de esfalerita destruyendo un grano de pirita, la digenita y bornita aparentan ser posteriores. G) Microbrecha con matriz de sericita y clastos de pirita, esfalerita, bornita y digenita.

VI.3 Venas de galena+esfalerita, pirita

No fue posible determinar la edad relativa entre este tipo de vena y las otras venas, pero corta todas las venillas del pórfido, definiéndose así como parte de un proceso más tardío. La mineralogía hipógena también la relaciona con las otras venas descritas arriba, pero la diferencia la representa la abundante galena, la esfalerita también está en la misma proporción, la pirita es mucho menor, la tenantita al igual que la sericita se encuentran en cantidades accesorias; una de las características resaltables es la abundancia de espacios vacíos. El halo se mimetiza con la alteración de la matriz de la roca correspondiente al pórfido y los filosilicatos del origen supérgeno, solo son reconocidos filosilicatos de grano muy fino mezclados con sericita. Los procesos secundarios fueron importantes en la vena, junto con minerales hipógenos se observan cerusita y anglesita en menor cantidad, además inmersos en material panizo se hallan sulfatos como celestita y anglesita en buena cantidad, el panizo indica fallamiento post-mineral. La presencia notable de galena rememora a aquellas venas explotadas en la periferie del distrito, de donde son extraídos plomo y plata.

Aunque el ancho total de la vena muestreada alcanza el medio metro, ésta no está conformada totalmente por sulfuros, en las paredes existe gran cantidad de material panizo mezclado con minerales de origen secundario, sulfatos y algo de carbonatos, el ancho promedio de estos sectores laterales es quince centímetros, en la parte central es posible encontrar fragmentos de la vena con minerales hipógenos estos fragmentos tienen en promedio quince centímetros. El largo observado es sólo de unos metros, pero al igual que las venas polimetálicas mencionadas anteriormente, tendría el largo de aquellas que cruzan el distrito de Morococha, entonces esta vena podría alcanzar longitudes de unos cientos de metros a kilómetros, el ancho también podría ser en realidad varias veces mayor. No se pudo reconocer exactamente el halo. Los sulfuros primarios presentan un zonamiento; de afuera hacia adentro sería: pirita+sericita en la parte más externa, esta zona no alcanza más que unos milímetros hasta un centímetro; en la parte media esfalerita color miel (esfalerita I,) la cual es muy poca junto con tenantita, estos dos minerales sólo ocupan una estrecha zona de unos milímetros; y en la parte central una mezcla de galena con esfalerita de tonalidad verdosa (esfalerita II), ésta es la zona más amplia, alcanza en promedio diez centímetros. La vena está altamente fracturada e incluso toma el arreglo de una brecha clastosostenida (fig. 19. A).

El porcentaje de cada componente de la vena es difícil estimar por el hecho que dentro de la zona de panizo existen componentes de la vena original y los minerales de origen secundario están diversos casi aleatoriamente, esto debido al fallamiento post-mineral, entonces estimaremos por separado la zona de minerales hipógenos y los minerales de origen secundario. El núcleo de sulfuros primarios prácticamente es una vena de galena y esfalerita; la galena ocupa un 30%, la esfalerita II también es un 35%, la pirita 5%, la cerusita 5%, otros como tenantita, sericita y esfalerita I ocupan el 10% y los espacios vacíos 15%. Si bien la información ofrecida por el zonamiento de los sulfuros es importante y la evidencia textural es confusa debido al proceso de fracturamiento que pudo haber sido más de uno. De cualquier modo, la pirita es claramente el primer mineral en formarse, se ubica sólo en los márgenes de la vena y su amplitud es menor a un centímetro, asimismo se aprecian pequeñas diseminaciones de sericita. La esfalerita I es muy escasa y sólo vista cerca de la zona de pirita, rara vez lejos de ella: por otro lado la esfalerita II se encuentra ampliamente distribuida en la

zona central, ésta presenta gran cantidad de calcopirita exsuelta, puede alcanzar el 5%, esta esfalerita está cortada principalmente por galena (fig. 19. B). La esfalerita II también es cortada por tenantita, calcopirita y escasa bornita, estos minerales están distribuidos a lo largo de fracturas rellenadas de sericita, entre estos tres minerales la tenantita probablemente fue el último en depositarse (fig. 19. C); justamente ésta es la más abundante y no ocupa una posición determinada dentro de la vena, pero es visto regularmente cerca de la zona de pirita. La galena que también tiene una presencia relevante, corta o esta inyectada en esfalerita y pirita (fig. 19. D), la galena a veces es vista en venillas irregulares; entre la tenantita y galena no se encontró evidencia clara de cual de los dos se formó primero, no se observó calcopirita ni bornita en contacto con la galena. Posterior a la galena sucedió un evento de intenso fracturamiento que alcanza en algunas áreas configuraciones de una brecha, cuyo relleno o matriz es sericita+cuarzo. Por último, un proceso de brechamiento ocurre principalmente en la zona media, cuyo origen puede ser supérgeno; la brecha es polimíctica prácticamente clastosostenida, los clastos son los minerales arriba mencionados, principalmente esfalerita y galena, la sutil matriz es probablemente *gunnintonite*, ya que este mineral es reconocido por análisis de XRD (en el anexo) y no en muestra de mano

La presencia resaltable de minerales secundarios merece una mención, los minerales y sus diversas manifestaciones están caóticamente distribuidos en material panizo. La mezcla de goetita, jarosita y óxidos de manganeso ocupan el mayor volumen. Una masa blanquecina compuesta por sericita, cuarzo y minerales pulverulentos, es el segundo compuesto en volumen, los análisis de XRD (en los anexos) revelan anglesita, entonces es posible que esté mezclada con sericita. El mineral más resaltable por su hábito es la celestita, agregados crustiformes son su principal manifestación, este mineral fue reconocido también por análisis de XRD (figura en anexos), puede haber hasta un 25% de este mineral. Existen además disseminaciones de granos pirita ya sea en el área de óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso o en la masa de sericita, cuarzo y minerales de grano fino; en la figura 19. F se observa la distribución de estos minerales.

Como se mencionó el halo es indistinguible, sólo se observa una traza de lo que pudo ser. Ninguna inclusión fluida es reconocida. La secuencia paragenética reconstruida de las descripciones realizadas es como sigue: 1. pirita+sericita, 2. esfalerita I, 3. esfalerita II, 4. calcopirita+bornita, 5. tenantita, 6. galena, 7. sericita. No se encontraron inclusiones fluidas para esta vena. La leyes asociadas sólo a los minerales de origen hipógeno presentan 0.81 % de cobre, es mena de zinc y plomo.

Adicionalmente el análisis por microsonda electrónica demuestran que existen diferencias resaltables en el contenido de elementos para un mismo mineral correspondiente a una vena diferente, un resumen de los minerales representativos analizados por este método se muestran en la tabla 2, por ejemplo las cantidades de manganeso en esfalerita contrasta notablemente, similarmente, el contenido de antimonio en tenantitas también varían. Estas diferencias pueden ser evidencia de que se los minerales se depositaron bajo condiciones o en momentos diferentes y por procesos diferentes. En el siguiente capítulo se vera con mas detalle las interpretaciones de algunos de estos datos.

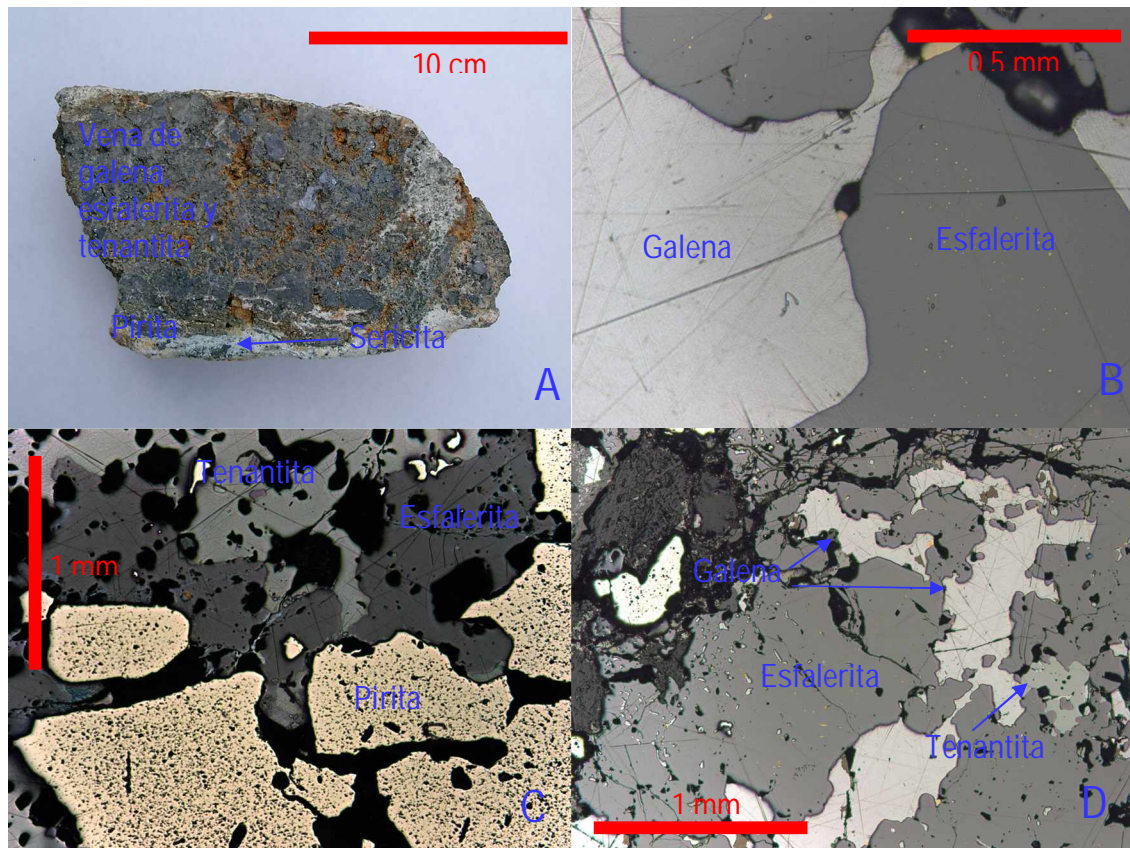


Figura 19. Características de la vena de galena, esfalerita, tenanite y pirita (todos los campos corresponden a la muestra PMO 199). A) Vena de sulfuros masivos de galena, esfalerita y en menor cantidad tenanite, presenta un sutil zonamiento de sericita en los bordes, luego pirita y en centro una mezcla de los sulfuros de metales de base. B) Galena "inyectándose en esfalerita. C) Esfalerita destruyendo pirita oquedosa, a su vez tenanite destruyendo esfalerita, la tenanite presenta otra generación de pirita. D) Galena y esfalerita en playas cortando esfalerita.

Tabla 2. Minerales representativos de las venas polimetálicas analizados por microsonda electrónica

Venas de pirita, esfalerita, tenantita (PMO-195)

Punto	W%(S)	W%(Mn)	W%(Fe)	W%(Cu)	W%(Zn)	W%(Ge)	W%(As)	W%(Se)	W%(Ag)	W%(Cd)	W%(Sn)	W%(Sb)	W%(Te)	W%(Au)	W%(Pb)	W%(Bi)	
MO_3_1(esfalerita)	32,60	0,65	0,55	0,11	66,32	0,00	0,00	0,02	0,00	0,84	0,00	0,00	0,04	0,05	0,00	0,00	101,18
MO_3_8(tenantita)	26,44	0,24	0,24	42,07	8,27	0,00	13,39	0,04	0,23	0,25	0,14	8,24	0,14	0,08	0,00	0,22	100,00
MO_3_10(tenantita)	26,11	0,18	0,17	41,67	8,08	0,00	11,36	0,05	0,33	0,26	0,08	10,96	0,13	0,00	0,00	0,21	99,59
MO_3_6 (pirita)	51,50	0,00	45,48	0,02	1,81	0,00	0,00	0,00	0,04	0,08	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	98,96

Venas de esfalerita, tenantita, enargita, pirita (PMO-197)

Punto	W%(S)	W%(Mn)	W%(Fe)	W%(Cu)	W%(Zn)	W%(Ge)	W%(As)	W%(Se)	W%(Ag)	W%(Cd)	W%(Sn)	W%(Sb)	W%(Te)	W%(Au)	W%(Pb)	W%(Bi)	
MO_1_3 (esfalerita)	32,35	0,35	0,03	1,22	64,37	0,04	0,04	0,00	0,00	1,10	0,07	0,01	0,00	0,07	0,00	0,00	99,67
MO_1_4(tenantita)	26,91	0,14	0,13	42,64	8,35	0,00	15,74	0,07	0,01	0,26	0,05	4,60	0,03	0,03	0,00	0,06	99,03
MO_1_7(enargita)	31,87	0,01	0,01	48,30	0,08	0,00	17,26	0,08	0,02	0,03	0,10	0,29	0,00	0,02	0,00	0,00	98,07
MO_1_16(pirita)	51,64	0,00	44,67	0,14	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,06	0,04	0,02	0,01	0,15	0,00	0,00	96,79
MO_1_12(galena)	13,84	0,00	0,49	1,70	0,26	0,00	0,00	0,01	0,18	0,00	0,04	0,00	0,07	0,04	84,96	0,00	101,61

Venas de galena+esfalerita, pirita (PMO-199)

Punto	W%(S)	W%(Mn)	W%(Fe)	W%(Cu)	W%(Zn)	W%(Ge)	W%(As)	W%(Se)	W%(Ag)	W%(Cd)	W%(Sn)	W%(Sb)	W%(Te)	W%(Au)	W%(Pb)	W%(Bi)	
MO_4_7(esfalerita)	32,39	4,41	0,10	0,08	62,23	0,04	0,00	0,00	0,00	1,30	0,01	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	100,64
MO_4_11(galena)	13,55	0,04	0,00	0,00	0,52	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	87,07	0,00	101,29
MO_4_9(tenantita)	27,34	1,20	0,58	41,68	8,95	0,00	18,36	0,05	0,45	0,24	0,01	1,20	0,10	0,08	0,00	0,00	100,25

VII. Interpretaciones

VII.1 Evolución del pórfido

Las diferencias en los ensambles, textura y la morfología de las venas correspondientes a cada evento reflejan los ambientes mecánicos y fisicoquímicos que dominaron la evolución del pórfido, no obstante la relación de corte y las alteraciones sobreimpuestas por eventos más jóvenes proporcionan información sobre las edades relativas de formación entre cada evento. Existe muchos estudios acerca de los regímenes prevalecientes en cada evento, en aquellos estudios se reconocen dos escenarios importantes en los cuales se desarrollaron los eventos hidrotermales, por un lado un ambiente con un comportamiento dúctil dominado por la presión litostática y por otro un régimen frágil dominado por la presión hidrostática, estos dos ambientes tienen como frontera aproximada la isoterma de 400 °C.

La sinuosidad y la discontinuidad de las venillas de cuarzo tempranas de textura sacaroide se formaron en un régimen dúctil cuando el plutón se estaba enfriando, la cristalización no era total y donde un fracturamiento continuo no podía ser sostenido (Gustafson y Hunt, 1975; Tittley, 1982; Fournier, 1999). Además su ensamble comprendido en menor proporción por feldespatos y biotita sugiere que se habría formado en equilibrio con la roca ígnea a partir de fluidos magmáticos hidrotermales (Hedenquist y Richards, 1998). De igual modo, la naturaleza sinuosa de venillas con un ensamble de en venillas sinuosas sugiere un ambiente mecánico similar. Este último ensamble se debió formar en un ambiente con altos valores de $a_{Mg^{2+}}/a_{H^+}$ en presencia del potasio (Beane, 1982). Ambos ensambles (cuarzo±feldespatos-biotita y biotita+feldespato potásico+cuarzo) no tienen paredes de contacto claras o definidas. Venillas similares en estructura son en parte interpretadas en otros pórfidos como un evento de reemplazamiento de la roca de caja más no un relleno de espacios abiertos. Su ocurrencia de modo pervasivo en algunas zonas sugiere una relación fluidos/roca (W/R) relativamente alta.

Los parches y las diferentes venas con cuarzo, feldespato potásico, biotita y muscovita se originaron también bajo un régimen dúctil. Prueba de ello es la naturaleza sinuosa de las venillas las que incluso pueden ser anastomosadas. Las paredes de las venas son definidas y dentro de las paredes se observan granos asimilados de la matriz de la roca, característica que no se observa en venas tardías. Estas características físicas permiten afirmar que se formaron en momentos cercanos al final de la cristalización del intrusivo. De acuerdo a Beane (1982), los ensambles mineralógicos formados durante este régimen dúctil habrían sido producidos por una solución con altos valores de a_{K^+}/a_{H^+} , sin embargo, las venas presentan variaciones en su composición siendo las más jóvenes más pobres en feldespatos potásicos, lo cual indicaría un descenso en la relación a_{K^+}/a_{H^+} . Esta disminución talvez continuó con el tiempo y enfriamiento del intrusivo hasta alcanzar concentraciones apropiadas para que coexistan del feldespato con moscovita. Por otro lado la presencia de biotita se daría a mayores temperaturas y altas concentraciones de Mg^{2+} (Beane, 1982). La presencia de biotita en este estadio y el requisito de tener una temperatura alta para su formación sugiere un enlace con el estadio de biotita+feldespato potásico+cuarzo.

Las inclusiones fluidas en cuarzo asociadas a este estadio sugieren fluidos de alta salinidad en Toromocho (presencia de varias fases sólidas) lo cual es consistente con lo observado en otros yacimientos. Del conocimiento de estos otros yacimientos las temperaturas de formación fluctuarían de entre 500-700 °C (e.g., Roedder, 1984). Es propuesto que los metales en este estadio son transportados por ligandos clorurados y de sulfuros (Holland, 1956). En Toromocho dentro de este ensamble son vistos pocos sulfuros lo que nos hace suponer que los complejos clorurados fueron dominantes y no se indujo la precipitación de sulfuros, además, sobre ese punto Beane (1982) afirma que alteración potásica formada a altas temperaturas no deposita sulfuros. Estas venas no presentan halos resaltables probablemente debido a que la proporción W/R fue baja. El estadio denominado micas verdes, por presentar mayormente sericita verde y cloritas, tienen un origen incierto, sin embargo su ensamble sugiere una continuidad de las condiciones, la presencia de cloritas requiere de un enfriamiento del sistema conjuntamente con una disminución de la relación de $\alpha K^+ / \alpha H^+$ (Titley, 1982), además los ensamblajes de feldespato potásico+muscovita y biotita-Mg+muscovita a más bajas temperaturas pueden reaccionar y formar cloritas+feldespato potásico (Beane, 1982). Como sea, la condición de una disminución en la temperatura sugiere un sistema en enfriamiento, probablemente bajo condiciones hidrostáticas, debido a la presencia dominante de minerales hidratados.

En Toromocho, al igual que en otros pórfidos de cobre, las características geométricas de las venillas tempranas sugieren que estas se formaron durante la transición del régimen plástico al régimen frágil. El anastomosamiento que presentan las venillas es la evidencia más clara de que la roca tuvo carácter plástico. No obstante también pueden ser lineares, lo cual requiere un ambiente frágil que pueda mantener un fracturamiento continuo por largos periodos de tiempo. Las características de las venas de cuarzo intermedias como el anastomosamiento, el contacto claro de la pared con la roca caja y su constitución casi íntegramente de cuarzo suponen un fluido trasladándose de una roca plástica hacia una roca frágil (de una zona de presión más alta a una de más baja). Así, la presencia notable de cuarzo confirmaría que este fluido supuestamente muy salino experimentó un gran cambio de presión (Fournier, 1999). Se supone que estos tipos de fluidos fueron altamente salinos por la presencia de abundantes inclusiones fluidas primarias con varias fases sólidas. Así mismo, las características físicas y texturales que exhiben las venillas de ensamble turmalina+ cuarzo+feldespato potásico, son similares al de las venillas de cuarzo intermedias. Las inclusiones fluidas son diferentes unas salinas y otras moderadamente ricas en gas en los bordes (cuarzos), y ricas en gas en el centro (turmalina). Este zonamiento de las inclusiones fluidas sugiere una separación de fases del fluido, probablemente una ebullición dentro de un régimen quasiplástico. No obstante, este ensamble también se formó en parte bajo un régimen frágil ya que se observaron algunas venillas rectilíneas.

Sobre las condiciones de deposición de la molibdenita se especula a partir del estudio de las inclusiones fluidas, la evidencia textural y la forma de las venillas, que estas se habrían formado a partir de fluidos salinos magmáticos ebullentes entre 350-600 °C y condiciones transicionales de presiones litostáticas a hidrostáticas Gustafson y Hunt (1975). Lang y Eastoe (1988) concluyen similarmente que dos tipos de fluidos estuvieron presentes en las venas zonadas análogas en Mineral Park: un fluido salino ebullente entre 360-410 °C asociado a la molibdenita y otro altamente salino con temperaturas mayores a 370 °C. En Toromocho, el

hecho de que las venas de molibdenita tienen claro contacto con la roca caja, son casi siempre rectas, continuas podemos postular que se generaron preferentemente dentro de un régimen frágil, íntimamente emparentado con la zona de transición de un régimen plástico a un régimen frágil. Además, las inclusiones fluidas en Toromocho son similares a aquellas encontradas en otros depósitos. Por otro lado, aquí, también es posible encontrar cierto zonamiento dentro de las venas de molibdenita de grano grueso, donde este mineral ocupa posiciones paralelas a la pared entre porciones de cuarzo y a su vez simétricas al centro que ocasionalmente está vacío y donde el cuarzo puede presentar formas euhedrales. Este intercalamiento de franjas de molibdenita con franjas de cuarzo y la simetría insinúan un cambio de condiciones y por lo menos la presencia de dos tipos de fluidos, uno que generó el cuarzo (uno del calentamiento de los fluidos circundantes al intrusivo o provenientes de una salmuera ebullente; Fournier, 1999) y otro que generó la molibdenita (también salina y ebullente). Las venas de molibdenita constituyen tal vez la manifestación inmediata superior a la zona de transición de la roca dúctil a roca frágil, la cual canalizó los fluidos que ebulleron de las salmueras subyacentes dentro de la zona dúctil.

Las venillas más tardías de cuarzo+pirita+sericita presentan proporciones variables de la relación pirita/cuarzo la cual se incrementa con el tiempo hasta llegar a ser prácticamente solo de pirita. Además, las inclusiones fluidas primarias tienen un componente rico en líquidos, su morfología y rasgos estructurales indicarían que se formaron íntegramente bajo un régimen frágil. La ausencia de inclusiones fluidas con sólidos sugiere que el fluido no tuvo la salinidad de los estadios más tempranos. La presencia de sericita en las venillas, en los halos y reemplazando los fenos de feldespatos requiere la presencia de potasio (relativamente baja relación de a_{K^+}/a_{H^+}) y de bajos contenidos de Mg, Na y Ca, (Beane, 1982). Además los halos de alteración con sericita indican un influjo de aguas meteóricas pero con aporte de fluidos magmáticos (Gustafson y Hunt, 1975). No obstante, estos fluidos tardíos normalmente son conformados típicamente, por lo menos, en un 75% por aguas magmáticas con 5-20% de Wt% NaCl equivalente (Hedenquist y Richards, 1998) y a temperaturas de formación que fluctúan entre 285-390 °C (Beane, 1982). La abundancia de estas venillas sería evidencia del último fracturamiento relacionado al pórfido, el cual fue ampliamente difundido y obliteró los ensambles de alteración más tempranos (Tittley, 1982). Sin embargo en Toromocho estas venas presentan una tendencia estructural de rumbo noroeste-sureste cercano al rumbo del emplazamiento del dique dacítico que cruza el distrito por lo que podríamos decir que en parte el fracturamiento fue controlado por fuerzas tectónicas. Este extenso fracturamiento pudo conducir a un gran y profundo sistema convectivo impulsado por el calor del centro intrusivo (Gustafson y Hunt, 1975). Estas características serían típicas de una relación W/R alta. Dentro de este estadio se desarrolló un proceso de brechamiento probablemente originado por la combinación del esfuerzo tectónico más un sistema hidrotermal convectivo vigoroso. Prueba de este sistema convectivo es que se registra un cambio textural y mineralógico en las venas donde se observan granos fragmentados de cuarzos, calcopirita, cubanita, pirrotita, magnetita y especularita embebidos en pirita. Estos fragmentos son coincidentemente encontrados en venillas donde la relación pirita/cuarzo asciende drásticamente. Este cambio energético probablemente respondió a un enfriamiento brusco del magma acompañado por una desgasificación rápida de los volátiles remanentes los cuales interactúan con los fluidos de origen meteórico, estas condiciones son propicias para el origen de muchos tipos de brechas (Sillitoe, 1985).

El tiempo de formación de un pórfido puede ser muy variable, Hedenquist y Richards (1998) divulgan que la actividad ígnea puede llevar hasta 4 m. a., pero un gran número de los yacimientos tipo pórfido de Cu se formaron en menos de 1 m. a. (Silberman, 1983). Por otro lado, en algunos depósitos la alteración asociada a un solo intrusivo ocurrió dentro de los 0.3 m. a., además, durante la formación de un pórfido talvez fueron necesarios varios eventos intrusivos (Hedenquist y Richards, 1998). Estos datos son congruentes con los modelos numéricos, donde la permeabilidad y el volumen del magma implicado son variables e importantes (e.g. Cathles, 1981; Norton, 1982; Shinohara y Hedenquist, 1994; Cathles, 1997) y cambian de yacimiento a yacimiento. Esto sugiere que cada depósito mineral tuvo un tiempo de desarrollo diferente. Se infiere que los stocks responsables de la mineralización ascendieron provenientes de plutones más profundos (*parent* magmas) emplazados a profundidades entre 6-10 Km. (Sillitoe, 1973; Norton, 1982; Shinohara y Hedenquist, 1994; Tosdal y Richards, 2001). Consecuentemente el pórfido de Toromocho constituiría solo una muy pequeña manifestación de esta masa de magma.

Las interpretaciones mencionadas en los párrafos previos encajan dentro de un proceso dinámico de enfriamiento que posiblemente ocurrió en Toromocho, donde la transición del régimen plástico al régimen frágil (cerca de los 400 °C) jugó un rol importante durante un lapso determinado dentro del tiempo de vida del pórfido. Esta zona de transición se comportó como un frente retráctil que debido al enfriamiento de la cámara magmática se desplazó hacia niveles más profundos junto con las condiciones físicas y químicas de formación de cada estadio. Reconocemos dos ambientes durante la evolución del pórfido, separados temporalmente por la existencia de la isoterma de 400 °C:

1° ambiente (presencia de la isoterma de 400°C), se desarrollaron las venillas de cuarzo tempranas y la alteración potásica bajo un régimen plástico. Las venillas de cuarzo intermedias, venillas de turmalina y las venillas de molibdenita se formaron en un régimen de transición; mientras que las micas verdes (equivalente a la alteración propilitica) se originaron en un régimen frágil.

2° ambiente: (ausencia de la isoterma de 400°C), las diferentes venas de cuarzo+pirita+sericita se desarrollaron bajo un régimen frágil ampliamente dominante.

La figura 20.A ilustra la estructura del sistema hidrothermal-magmático para el 1° ambiente y la figura 20.B las condiciones para el 2° ambiente. Ambos ambientes están involucrados en la formación de un pórfido (adaptada de: Sillitoe, 1973; Burnham, 1979; Norton, 1982; Rye, 1993; Fournier, 1999; Shinohara y Hedenquist, 1994; Tosdal y Richards, 2001). Sin embargo, la configuración espacial, temporal y mineralógica del pórfido es el producto final del proceso de la evolución desde el 1° ambiente al 2° ambiente, donde la migración y extinción de la isoterma de 400 °C es importante.

Una vez que el *parent* magma y el stock porfirítico se emplazaron, alcanzaron el equilibrio con la roca caja y se estableció la formación de la isoterma de 400°C (Figura 21.a) el enfriamiento del sistema comenzó definiéndose las zonas con las condiciones de formación para cada vena y ensamble mineral. De los estudios mencionados arriba y lo exhibido en

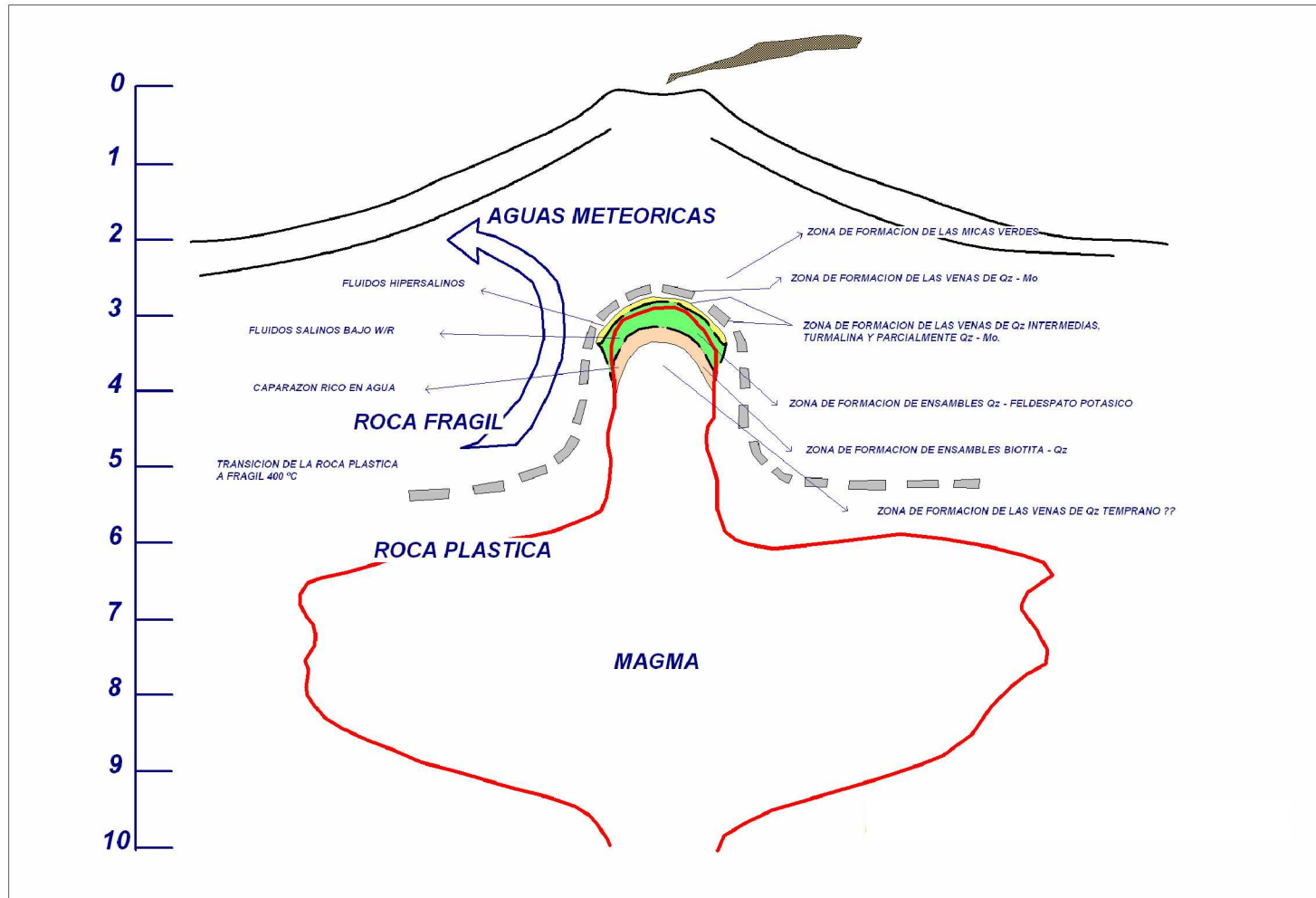


Figura 20.A: 1° ambiente. Sistema porfírico con la presencia de la isoterma de 400 °C, zonas de deposición mineral detallados en el texto, escalas vertical y horizontal son las mismas (adaptado de: Sillitoe, 1973; Burnham, 1979; Norton, 1982; Rye, 1993; Fournier, 1999; Shinohara y Hedenquist, 1994; Tosdal y Richards, 2001)

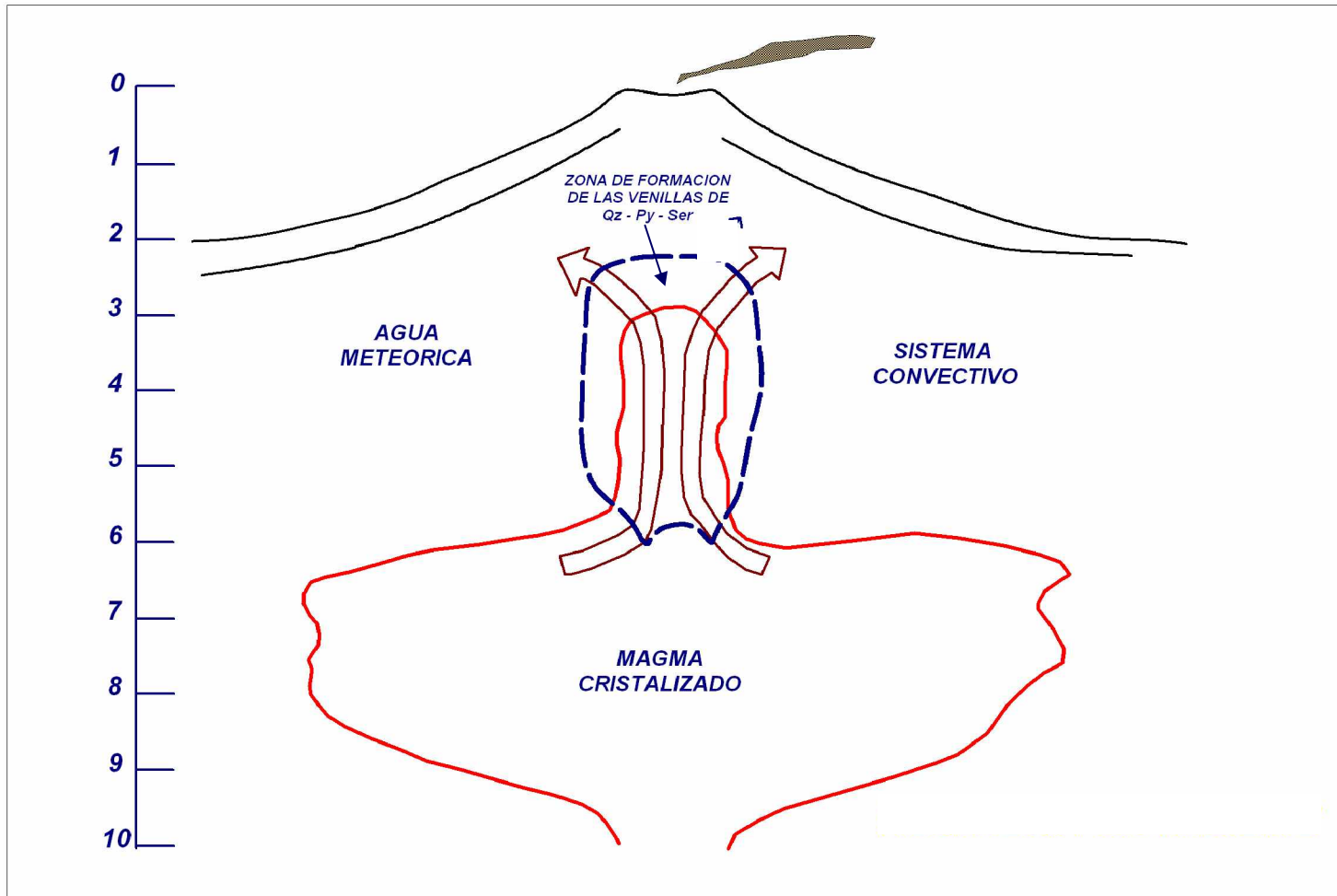
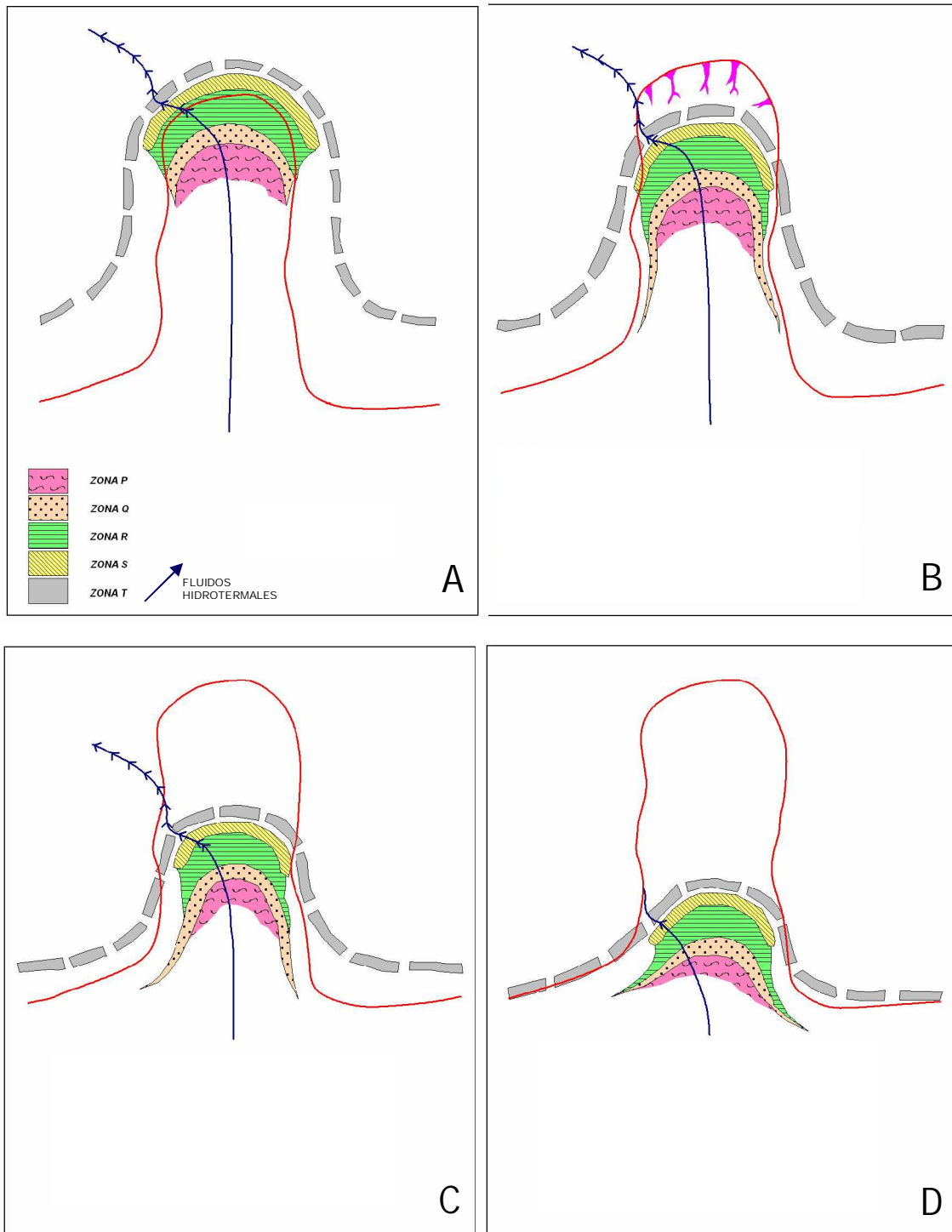


Figura 20.B: Segundo ambiente. Sistema porfirítico caracterizado por la ausencia de la isoterma de 400 °C, descripciones en el texto, escalas vertical y horizontal son las mismas (adaptado de: Sillitoe, 1973; Burnham, 1979; Norton, 1982; Rye, 1993; Fournier, 1999; Shinohara y Hedenquist, 1994; Tosdal y Richards, 2001).

Toromocho podemos inferir las condiciones en cada zona. En la zona P probablemente se desarrollaron las venas de cuarzo tempranas cuyo origen son los fluidos remanentes en el fundido saturados en sílice. La granulometría de los granos y forma sinuosa y discontinua de las venas son la mejor evidencia de ello. La zona Q corresponde a la zona rica en agua donde son propicias las condiciones de formación de la biotita+cuarzo, además su ocurrencia pervasiva requiere una alta relación fluido/roca la cual es una característica de esta zona (Burnham, 1979). La formación del ensamble feldespato potásico+cuarzo puede ser ubicado en la zona R donde los fluidos son salinos y la relación fluido/roca es baja (Rye, 1993) lo cual coincide con las inclusiones fluidas, el estilo de alteración y la morfología de las venas y parches en Toromocho. Esta zona es el frente de cristalización de la masa ígnea; el hecho que el molibdeno puede ser removido de una porción de cristalización pero sin que ocurra una saturación de agua (Candela y Holland, 1986), señala a la zona R como una zona adecuada para aportar Mo el cual es transportado a la zona S por un fluido acuoso ascendente. En esta zona los fluidos comienzan a descomprimirse y el fracturamiento puede ser sostenido por mayor tiempo lo que provoca una súper saturación de cuarzo creando un ambiente propicio para la generación de las venas sinuosas de cuarzo intermedias, dentro aun, de un régimen dúctil. Molibdenita con cuarzo también puede depositarse en esta zona (Fournier, 1999). Por su similitud en las características morfológicas y los tipos de inclusiones fluidas, incluimos en esta zona a la ocurrencia de turmalina+cuarzo. La zona T es la transición *sensu strictu* entre el régimen plástico y el régimen frágil. Esta zona debería mantener un fracturamiento por prolongado tiempo y a través de ella deberían pasar los fluidos en ebullición. Por otro lado, existe la posibilidad de depositar molibdenita desde una fase rica en vapor (Candela y Holland, 1986) proveniente de un proceso de ebullición (Lang y Eastoe, 1988; Gustafson y Quiroga, 1995; et. al.). Todas estas zonas también pueden desarrollarse en el área comprendida entre el plutón y la isoterma de 400°C (roca caja), sin embargo por razones prácticas solo esbozamos el desarrollo del pórfido dentro de la columna del stock. Finalmente, consideramos que las micas verdes son el equivalente de la alteración propilitica las que se desarrollan más allá de la zona de transición.

Todas estas zonas se desplazan en bloque a niveles más profundos con el enfriamiento del pórfido juntamente con la migración de la isoterma de 400°C (figuras 21.a-21.f). Gustafson y Quiroga (1995) registran un proceso de ebullición cerca del fin de la formación de las venas B eso implica una distancia vertical de unos 1.2 Km. de la superficie actual de erosión lo que significa que la isoterma puede migrar esas distancias. En los modelos numéricos presentados por Norton se observa que la isoterma de 400°C retrocede desde la cúpula del stock porfirítico hasta el magma *parent* de manera sostenida. Aquellos fluidos que no tienen presión suficiente para superar la presión presente en el régimen dúctil migran junto con las zonas a mayores profundidades (Fournier, 1999). Este retroceso implica una superposición de las zonas superiores sobre las zonas inferiores lo cual significa un reemplazamiento de los ensambles formados primero en un punto por ensambles formados posteriormente por el desplazamiento de las zonas superiores. Así se observa en Toromocho, el reemplazamiento de ensamble de biotita+ feldespato potásico y feldespato potásico+cuarzo por las micas verdes y el corte de las venas de cuarzo intermedias por las venas de molibdenita; estos intervalos de superposición son señalados en la figura 22. Por ejemplo, el intervalo de superposición de micas verdes sobre los ensambles de biotita+ feldespato potásico y feldespato potásico+cuarzo está entre d3 y d4,

y la presencia de molibdenita y venas de cuarzo intermedias sobre el ensamble correspondiente a la alteración potásica sería esperada entre d3 y d5.



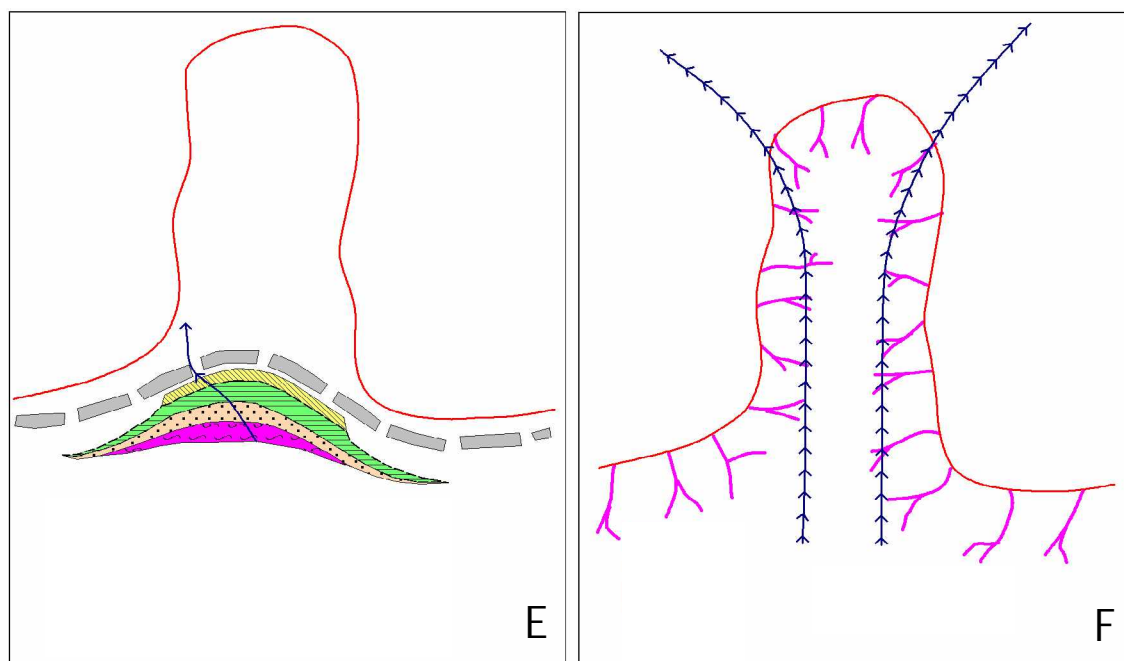


Figura 21. Esquemas que muestran la migración hacia abajo de la isoterma de 400 °C juntos con las zonas de deposición mineral. Las figuras solo presenta la evolución sugerida dentro del stock suprayacente al “parent” magma. En el texto se detalla las características y evolución del sistema. Las secuencias de la A a la F son correlacionables con tiempos de t_1 a t_6 respectivamente, los cuales son usados en la interpretación de la figura 22.

Además, también es lógico suponer que la permeabilidad de un plutón cambia tras la cristalización. Si consideramos que las áreas debajo de la isoterma de 400°C están en estado quasiplástico y la percolación meteórica es mínima, entonces podríamos afirmar que la permeabilidad será muy baja y el enfriamiento será parecido a uno de los modelos propuestos por Norton (su Figura 3.6, condiciones en P2). Una vez que la cámara magmática se haya enfriado hasta alcanzar los 400°C, en este punto la permeabilidad será mayor y el enfriamiento será similar al otro modelo donde el magma tiene permeabilidad como para permitir el influjo de aguas meteóricas (su Figura 3.3, condiciones en P4). Suponemos que el verdadero modo de enfriamiento del sistema magmático-hidrotermal será una mixtura entre los dos modelos numéricos (P2 y P4).

La figura 22 está basada en las interpretaciones de Gustafson y Hunt (1975), y Muntean y Einaudi (2001), allí se muestran los caminos seguidos por los fluidos a través de su ascenso y las probables zonas donde se desarrollaron los ensambles presentes en Toromocho. En esta figura señalamos los tiempos relacionados a las temperaturas iniciales de los fluidos (t_1-t_6), las ubicaciones de la isoterma de 400°C para cada tiempo (I_1-I_5), los intervalos de formación de los ensambles minerales (d_1-d_6), áreas de ocurrencia de las zonas P, Q, R, S y T, y las trayectorias seguidas por los fluidos (flechas azules). Los fluidos originales son fluidos magmáticos supercríticos que se elevan desde el magma *parent* con salinidades menores a 10 wt% equivalente (Bodnar, 1995; Hedenquist et. al. 1998) los cuales se desprenden con temperaturas de la cámara magmática. Estos fluidos supercríticos pueden evolucionar de dos maneras, la primera es cuando alcanzan niveles poco profundos mientras el pórfido se forma a

través de la columna del stock. Por ejemplo, para el tiempo inicial con una temperatura inicial t_1 , cuya isoterma de 400°C estaba a una profundidad I_1 , cuyas condiciones iniciales corresponden a la figura 21.a. Los fluidos supercríticos ascendentes alcanzan la curva del punto de ebullición (curva crítica) en un régimen quasiplástico, sobre esta curva el fluido presente se separa en dos fases inmiscibles un vapor y una salmuera (Fournier, 1999; Muntean y Einaudi, 2001) que al llegar a las condiciones físico-químicas de la zona P forman las venas de cuarzo tempranas. Después el fluido se enfría en la zona Q donde genera el ensamble biotita+cuarzo. El fluido remanente se mueve a través de la zona R sufriendo un enfriamiento relativamente rápido originando el ensamble de feldespatos potásico+cuarzo. Posteriormente el fluido pasa por la zona S donde se enfría rápidamente con una probable descompresión ligera y cruza nuevamente su curva crítica formándose las venas de cuarzo intermedio, las venas de turmalina cuarzo y parcialmente las venas de molibdenita+cuarzo; tras eso el fluido alcanza la zona de transición T donde tiene una abrupta descompresión y ebulle formándose las venas de molibdeno+cuarzo; al dejar la zona de transición mas allá el fluido interactúa con los fluidos meteóricos formando el ensamble correspondientes a las micas verdes. En el gráfico también se limitan algunas áreas específicas. El área naranja indica los ambientes para las zonas P, Q y R; el área amarilla corresponde a las zonas S y T, y el área verde a las zonas donde se desarrollan las micas verdes. El camino descrito se plantea para fluidos atravesando su curva crítica bajo condiciones iniciales. Con el enfriamiento del plutón para t_2 la isoterma de 400°C migra a niveles más profundos (I_2) el fluido sigue un camino paralelo de evolución considerado para las condiciones iniciales. De cualquier modo, este camino sólo es posible hasta cierto punto durante el enfriamiento del plutón, como se observa para las condiciones de temperatura en t_3 con el respectivo nivel de emplazamiento de su isoterma de 400°C (I_3), se observa que su fluido correspondiente apenas alcanza su curva crítica pero puede desarrollarse aun como t_1 y t_2 .

Como se mencionó, una alternativa para la evolución de los fluidos es aquella que implica que ellos atraviesen su curva crítica; como sea, el fluido puede seguir otros caminos alternativos de enfriamiento sin alcanzar su curva crítica, por consiguiente no se separa en dos fases (Muntean y Einaudi, 2001). Estos caminos corresponden a las condiciones correspondientes a t_4 y t_5 los cuales caen en áreas cercanas a la base de la columna del stock porfirítico y las partes altas del magma *parent* como se observa en las figuras 21.d y 21.e. Se debe anotar que estos fluidos atraviesan la transición del régimen dúctil al régimen frágil descomprimiéndose, ebullición y reproduciendo las condiciones presentes durante la formación de las venas con molibdenita para las instancias t_1 , t_2 y t_3 . Muntean y Einaudi proponen que estos fluidos podrían ser los causantes de la formación de las venas D equivalentes en Toromocho con las venas de cuarzo+pirita+sericita. De cualquier modo, el hecho de encontrar en otros depósitos la alteración potásica y venas de molibdenita a niveles tan profundos como en la parte alta del magma *parent* (Sillitoe, 1973; Bodnar, 1995) podría ser indicativo de que estos fluidos también las generan. Los procesos arriba descritos desde t_1 hasta t_5 se llevaron a cabo durante la cristalización de la columna del stock y el magma *parent* correspondiente al modelo numérico de P2 de Norton (1982). Sin embargo las características y morfología de las venas de cuarzo+pirita+sericita sugieren que se formaron mayormente bajo un régimen frágil, condición que se daría una vez que todo el plutón haya alcanzado la temperatura de enfriamiento de 400°C (t_6 en la figura 22 y figura 21.f) donde desaparece la zona de transición entre un régimen dúctil y el régimen frágil y comienza a funcionar el modelo

de P4 de Norton de un magma cristalizado, frágil y permeable. En su gráfica temperatura versus tiempo (figura 3.8b) el plutón sufre un rápido enfriamiento casi coincidente con un incremento en la relación de flujo (figura 3.8d), este momento es propuesto para la formación de las venas de cuarzo+pirita+sericita con fragmentos de cuarzos y sulfuros y también el de la brecha. Posterior a esto el fluido sigue un enfriamiento constante bajo un régimen de relación de flujo decreciente de poca energía.

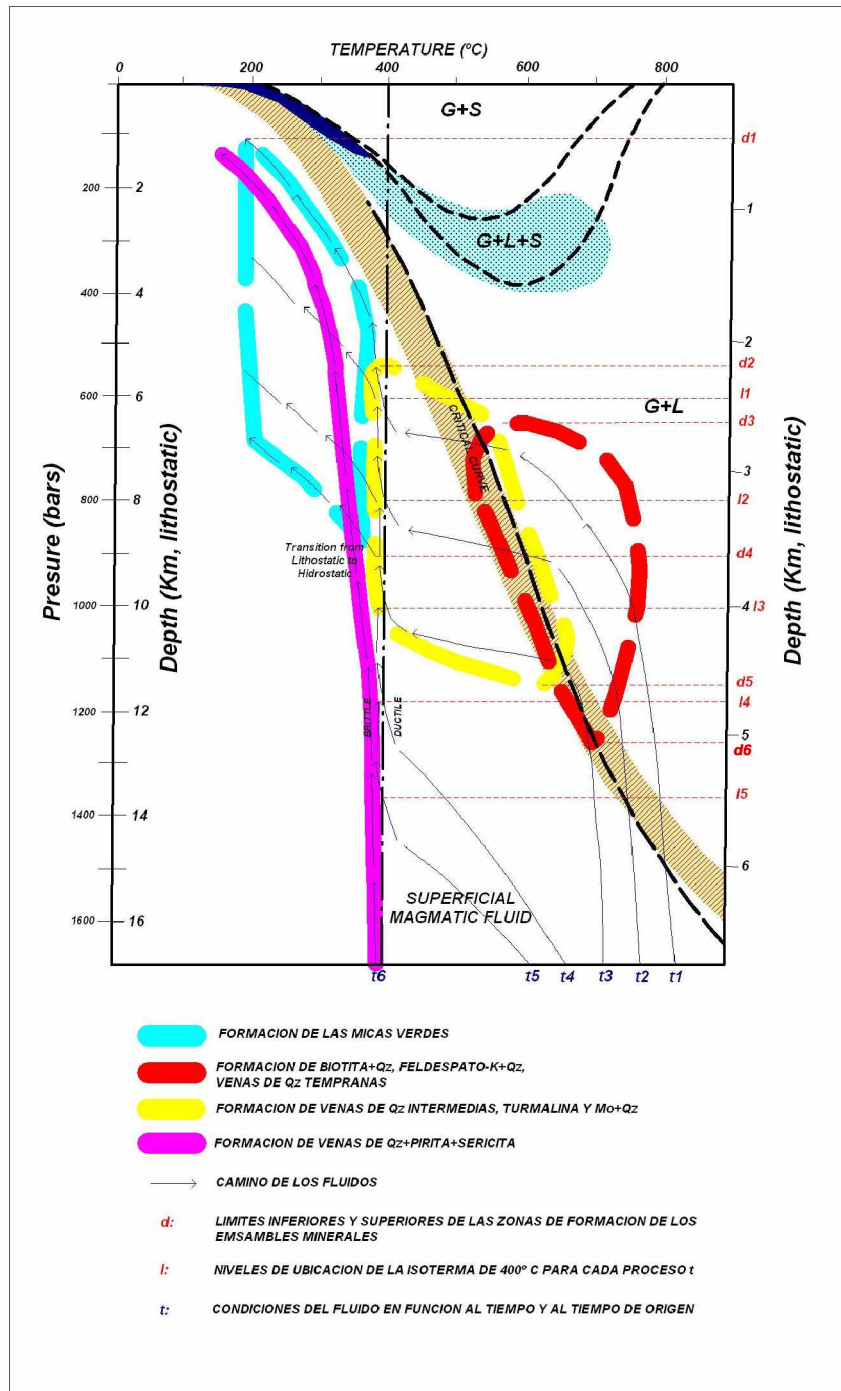


Figura 22. Evolución de los fluidos en tiempo y espacio, desde el “parent” magma hasta el “ambiente” porfirítico, explicación detallada en el texto. Adaptado de Gustafson y Hunt (1975), y Muntean y Einaudi (2001).

VII.2 Evolución del sistema de venas polimetálicas (Cordilleranas)

Las principales conclusiones en cuanto a la evolución del sistema Cordillerano pueden generalizarse a partir de las observaciones hechas de las venas Cordilleranas presentes en la zona que comprende el presente estudio; sin embargo es necesario integrar las descripciones hechas aquí con los estudios realizados a nivel del distrito.

La génesis de la mineralogía de las venas puede ser interpretada de dos maneras: una es que ellas pueden representar eventos distintos responsables de cada ensamble o asociación mineralógica de los metales de base, lo que sería un opción clara, debido a su mineralogía diferente y a que la distancia a la cual fueron registradas durante el cartografiado es relativamente corta. Como sea, estudios realizados a escala distrital indican un zonamiento en Morococha desde el centro hacia los bordes, ocupando un posición céntrica las menas de sulfuros de alta sulfuración, la posición media por sulfuros de sulfuración intermedia y en la parte más externa por ensambles de baja sulfuración (Mc Laughlin et. al., 1933; Grupo de geólogos de Cerro de Pasco Copper Corp., 1950; Petersen, 1965). Esos estudios no mencionan un evento posterior que explique la presencia de la vena de galena tan cerca de las venas que contienen tenantita y/o enargita; además los cuerpos y las vetas explotadas, también mantienen la misma distribución espacial de los sulfuros a nivel distrital, el ejemplo más resaltante es el manto Ombla. Sólo un evento hidrotermal posterior fue registrado por Lacy W. y Hosmer H. (1956), pero este evento se caracteriza por lixiviar los ensambles mencionados y depositar pirita y calcopirita.

Otra explicación razonable para entender la diferencia entre las texturas de las venas que poseen esfalerita, tenantita, +/- enargita y la presencia de venas ricas en galena tan cerca a las otras venas puede ser elaborada si tomamos en cuenta el zonamiento distrital de los sulfuros y el crecimiento-decrecimiento de este zonamiento deposicional desde el punto de vista progrado y retrogrado (Hemley y Hunt, 1992). Las interpretaciones derivadas del análisis de las venas nos llevan a observaciones similares a las que advierten Hemley y Hunt, aquí los ensambles más tempranos son reemplazados por los más tardíos. Sin embargo todos estos ensambles se pudieron formar simultáneamente en algún lugar determinado del distrito o vena pero con un desplazamiento de su zonamiento deposicional, debido a esto se puede observar que en un punto en particular de la vena aparentemente existieron ensambles posteriores. En otras palabras los ensambles que se estaban formando en las partes internas del distrito usurparon las regiones más externas durante un proceso progrado y viceversa durante un proceso retrogrado.

El éxodo de los fluidos desde la parte central hacia las zonas más externas dejó una impresión mineralógica característica, esto fue resumido por el equipo de geólogos de Cerro de Pasco Copper Corporation (1950, fig. 45; en este estudio fig. 25). El distrito está dividido en cuatro zonas del centro hacia los bordes, transcritas de ese informe es como sigue: zona I, presencia de enargita, común a abundante tenantita y galena; zona II, abundante calcopirita y esfalerita, común tenantita, rara galena; zona III, abundante esfalerita, común tenantita y galena, rara calcopirita; zona IV, abundante galena, común esfalerita y tenantita, raras sulfosales de plata. Debemos agregar, que debió mencionarse que la parte nuclear, considerada el intrusivo San Francisco e inmediaciones, fue rica en enargita (Grupo de

geólogos de Cerro de Pasco Copper Corp., 1950; Petersen, 1965). Zonamientos semejantes para el distrito son mencionados por Mc Laughlin et. al. (1933) y Petersen (1965). Podemos observar que no existen zonas solo de enargita o tenantita o esfalerita, etc.; existe un conjunto de minerales en diferentes proporciones para cada zona. Esta mixtura de minerales contradice las condiciones físico-químicas de deposición. Un ejemplo está en la zona I que posee enargita, la cual se forma bajo condiciones de alto a intermedio estado de sulfuración y moderadas a altas temperatura, sin embargo, también es posible encontrar galena, la cual se deposita a más bajas temperaturas y estados de sulfuración más bajos; algo similar ocurre en los bordes del distrito.

La explicación para el desarrollo de las venas, como se mencionó en los párrafos previos, puede ser dada a partir de un proceso progrado y retrogrado. Una esquematización de lo que pudo ocurrir a través del distrito es presentada en la figura 23. Asumimos algunos parámetros iniciales consistentes con el zonamiento y condiciones físico-químicas de deposición. Primero, debemos tener campos definidos para la deposición mineral, a partir del zonamiento real del distrito podemos tomar el mineral más representativo de cada zona; así, del centro hacia afuera el zonamiento es: enargita → tenantita → esfalerita → galena (las flechas no representan una secuencia paragenética). La calcopirita no es considerada por pragmatismo, además esta distribución espacial es concordante con estados de sulfuración decreciente del centro hacia afuera, también la temperatura debería disminuir centrifugamente. Segundo, partimos de un tiempo dado ($T=0$) donde la deposición comienza bruscamente, es lógico pensar que antes de $T=0$ pudieron precipitar los minerales mientras los fluidos alcanzaban esa propagación, pero existen condiciones en las cuales esto no sucede, una de ellas es la falta de disponibilidad de azufre en esa instancia, otra es que los fluidos pudieron propagarse bajo un régimen casi adiabático, donde el efecto de la presión sobre la solubilidad de los metales es importante, concretamente, los metales son solubles a elevadas presiones (Hemley y Hunt, 1992), si estas condiciones cambian entonces la deposición comienza. Tercero, la deposición de cada mineral será de un factor como uno para cada intervalo de tiempo, es decir, para $T=1$ se depositará enargita en una cantidad como 1, para $T=2$ se depositará como 2, etc. Cuarto, estamos obviando los procesos de reemplazamiento durante el proceso progrado de los minerales más antiguos por los más jóvenes.

Sin embargo este sistema no es estático, diversos factores termales y químicos hacen que los zonamientos deposicionales se desplacen hacia afuera o hacia adentro, proceso prógrado y retrógrado respectivamente. Por ejemplo, un ascenso en la temperatura contribuye y controla la migración de la zona, un incremento de la fugacidad de azufre a constante pH también provoca el mismo efecto. También, ambos factores pueden estar relacionados, con el incremento de la temperatura la fugacidad de azufre cambia a valores más altos (Hemley y Hunt, 1992). Cual sea el factor controlador, esto causará un desplazamiento de las zonas, es decir dentro de nuestra esquematización habrá un proceso prógrado y retrógrado.

De la figura 23 podemos concluir que, de $T=1$ a $T=5$ el sistema es prógrado y crece abarcando hasta la mitad de la subsiguiente zona por cada unidad de tiempo. Asumimos aleatoriamente una pausa en el crecimiento entre $T=3$ y $T=4$, en esta instancia la deposición continúa. Para $T=6$ y $T=7$ el sistema es retrógrado pero solo en $T=7$ existe deposición considerable de minerales. El resultado final nos lleva a una descripción similar a aquella mencionada por el grupo de geólogos de la Cerro de Pasco Copper Corporation, pero sin tomar en cuenta la calcopirita. En nuestra esquematización la Zona a, tiene abundante enargita, común tenantita y rara esfalerita y galena; la Zona b, posee abundante tenantita, común

esfalerita y rara galena y esfalerita; la Zona c, presenta abundante esfalerita, común tenantita y galena; la Zona d, tiene abundante galena y rara esfalerita.

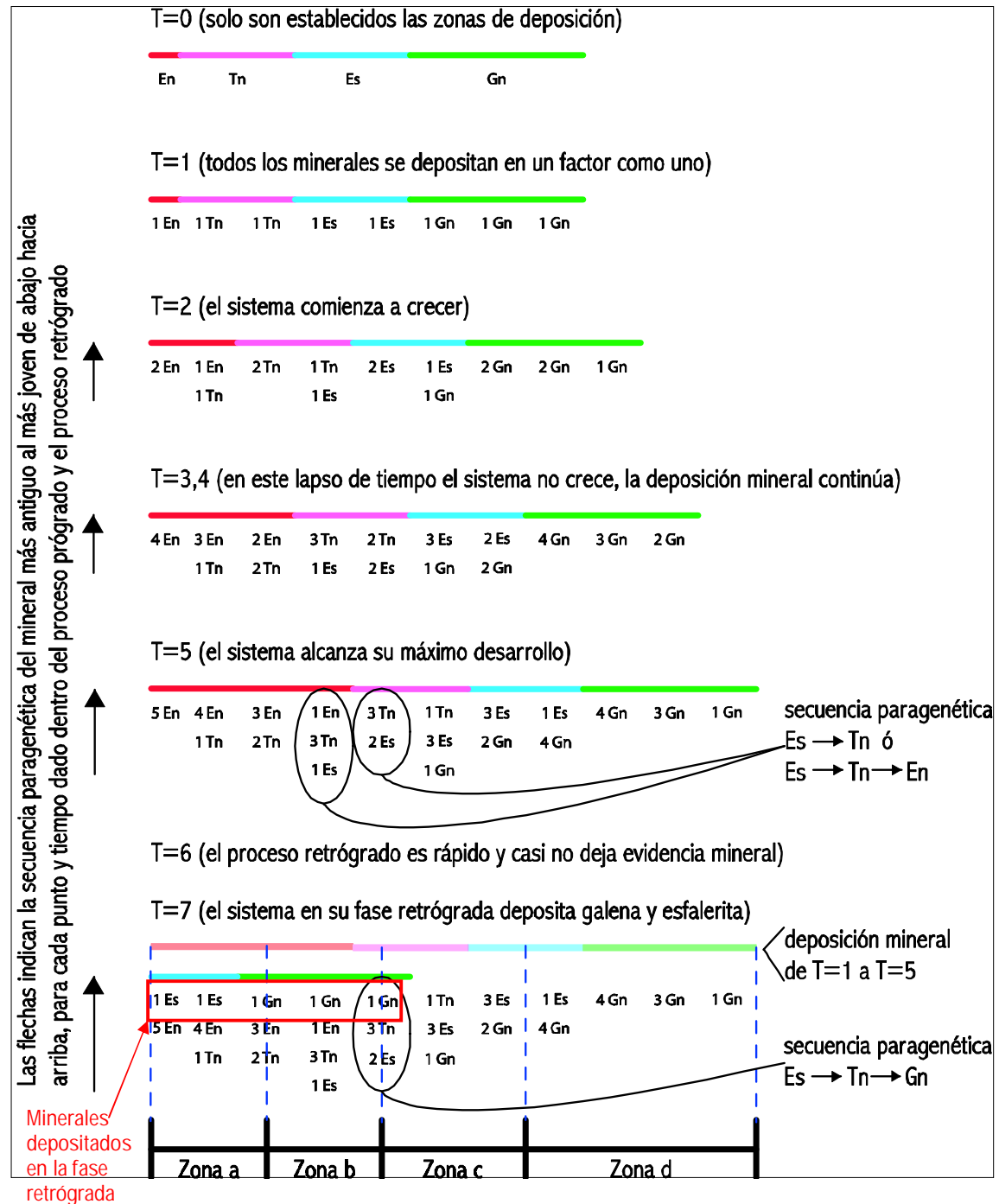


Figura 23. Esquema de la deposición mineral en para un sistema hidrotermal (Ej. una veta), de T=1 hasta T=5 se esquematiza la deposición prógrada, T=6 y T=7 el proceso retrógrado. Los colores indican las zonas de deposición de los minerales: En=enargita, Tn=tenantita, Es=esfalerita, Gn=galena.

Ahora bien, las texturas encontradas en las venas son congruentes con los procesos mencionados. Dos de las tres venas correspondientes a este evento parecen haberse desarrollado bajo un mismo proceso de deposición mineral debido a que poseen una mineralogía similar; por un lado las venas de esfalerita, tenantita, enargita, pirita y por otro las venas de pirita, esfalerita, tenantita (mencionadas en orden decreciente por su abundancia). Se observó que las proporciones de minerales en cada vena cambian y sus halos también tienen rasgos diferentes, además las características físicas y texturales varían, estas diferencias son evidencia de que presentan estados de desarrollo distinto. El tercer tipo de vena exhibe similitudes en la mineralogía con las otras dos venas pero la ausencia de enargita y la presencia resaltable de galena sugieren diferentes condiciones de deposición de minerales. En la tabla 3 se muestran las secuencias paragenéticas de cada vena. En síntesis, las dos venas emparentadas por su mineralogía presentan las secuencias paragenéticas casi idénticas: pirita+sericita+cuarzo (los dos últimos principalmente en el halo) → esfalerita+sericita → tenantita y/o enargita + sericita; pero como se mencionó los porcentajes de los minerales varían. Esta secuencia, considerando sólo los sulfuros y sulfosales, es también concordante con los procesos prógrados. Como se muestra en la figura 23 para T=5 resultan dos secuencias similares (minerales encerrados en el círculo) donde la esfalerita se depositó primero y con el avance del proceso prógrado se depositó sobre esta tenantita y/o enargita.

La venilla de galena, esfalerita, pirita, tenantita, sericita y calcopirita difiere de las otras venillas por la presencia de galena y la ausencia de enargita además de contener tenantita en cantidades discretas. Nuevamente la formación de pirita es el evento más temprano en la formación de los sulfuros y la esfalerita se encuentra en fracturas dentro de pirita además de tener playas amplias. El tiempo de deposición entre la tenantita y galena no es claro pero rara vez se ven parches de tenantita englobado por galena esto sugiere que la tenantita se depositó antes. Aquí también, la secuencia paragenética es concordante con la evolución representada en la figura 23, exactamente los minerales dentro del círculo, para T=7, tienen el mismo orden de deposición, esfalerita primero, luego tenantita y por último galena, este último de origen retrógrado.

Tabla 3. Secuencias paragenéticas para cada vena, separadas desde el punto de vista progrado (en color rosado) y retrogrado (en color celeste). Abreviaciones: mr = muy raro, r = raro, mp = muy poco, p = poco. (*) la galena en esa secuencia también puede ser relictos de una deposición temprana reemplazada luego por esfalerita.

Vena	1	2	3	4	5	6	7
pirita, esfalerita, tenantita	cuarzo pirita sericita	Esfalerita ¿sericita? ¿pirofillita?	tenantita enargita (mr)	tenantita pirita sericita			
esfalerita, tenantita, enargita, pirita	pirita cuarzo	esfalerita ¿sericita? ¿pirita?	bornita(r) digenita(p) pirita(p) sericita(p)	enargita tenantita sericita pirita	tenantita pirita ¿sericita?	galena* (mr)	sericita
galena, esfalerita, pirita	pirita sericita	esfalerita I (mp)	esfalerita II	tenantita(p) calcopirita (mp) bornita(mp)	tenantita (p)	galena	sericita

Consideramos que las dos primeras venas tienen un mismo proceso de formación, la diferencia es que en una pasó mayor cantidad de fluido y modificó progresivamente la textura original de deposición mineral, es decir si tuvimos una ensamble inicial de pirita-cuarzo al ingresar los fluidos mineralizantes de esfalerita éste destruirá la pirita inicial, a mayor paso de fluido mayor destrucción y menores vestigios de pirita, igualmente, para la secuencia posterior de enargita y tenantita a mayor flujo de fluidos mayor presencia de estos minerales sobre la esfalerita. Una secuencia idealizada de estos hechos, tomada de las texturas que exhiben las venas, se ve en la figura 24.

Al integrar la evidencia textural con la migración de las zonas internas de sulfuros a zonas más externas y viceversa, podemos inferir que en Morococha sucedieron los procesos prógrado y retrógrado. Existe concordancia entre las texturas encontradas en las venas acá estudiadas y con la evolución del zonamiento a nivel distrital, de un cuerpo o de una vena. Por ejemplo si tomamos algunas texturas de las venas analizadas en este estudio, éstas encajan en un punto definido del zonamiento y dentro de un proceso (ya sea prógrado o retrógrado). Consideramos, que la pirita y cuarzo fueron los productos iniciales de cualquier vena o cuerpo mineralizado y fueron ampliamente difundidos en el distrito. Los sulfuros de zinc, plomo y cobre, y las sulfosales de cobre fueron posteriores. Entonces, ubicándonos en la figura 23, podemos afirmar que la figura 24 resulta ser un estado moderado de desarrollo para el tiempo $T=2$, dentro de la zona de posición de la esfalerita usurpada por la de tenantita. Igualmente la figura 24 correspondería a la zona de mayor deposición de esfalerita para un tiempo $T=3y4$. La figura 24 pertenecería a la zona de esfalerita usurpada notoriamente por el frente de deposición de tenantita con enargita en $T=5$. Para la fase retrógrada, se observan texturas que también corresponden a un estadio en particular, la figura 18.D pertenecería a la fugaz etapa correspondiente a $T=6$, según Hemley y Hunt microvenillas cortando una asociación mineral correspondiente a la fase prógrada son evidencia de una fase retrógrada muy rápida, en este caso asumimos que la zona de deposición de la tenantita transgredió parcialmente la zona de esfalerita y al producirse su retorno lo hizo en microvenillas. La figura 19. D concuerda con la secuencia de minerales encerrados en el círculo en $T=7$.

Las condiciones físico-químicas de deposición mineral solo pueden ser especuladas a partir de información y data experimental publicada en diversos estudios (Meyer y Hemley, 1967; Einaudi, 1977; Einaudi et. al. 2003; etc.). No obstante, debemos tener presente el punto en el cual se recolectaron las muestras con respecto al zonamiento distrital de los sulfuros. Como se mencionó antes, existe un notable cambio en las abundancias de los minerales desde el centro del distrito hacia los bordes, este cambio mineralógico refleja diferentes condiciones de deposición en cada zona y en cada punto del distrito que toleró los procesos prógrado y retrógrado. El término de estado de sulfuración es usado aquí como una función de la f_{S_2} y la temperatura ($\text{Log } f_{S_2} - 1000/T$), usado para un ensamble mineral o fluido hidrotermal. Para un ensamble mineral, el estado de sulfuración puede variar a escala de depósito, dentro de una muestra de mano e inclusive dentro un cristal (Barton, 1970; Einaudi et. al., 2003).

En el presente estudio no se realizaron cálculos de termometría, de cualquier modo, podemos asumir algunas temperaturas para los fluidos. Tomando en cuenta que nuestro estudio fue puntual, dentro de la zona de zinc, esta área está a 0.9 kilómetros de los intrusivos San Francisco y Gertrudis los cuales hospedaron las mayores cantidades de enargita y son el

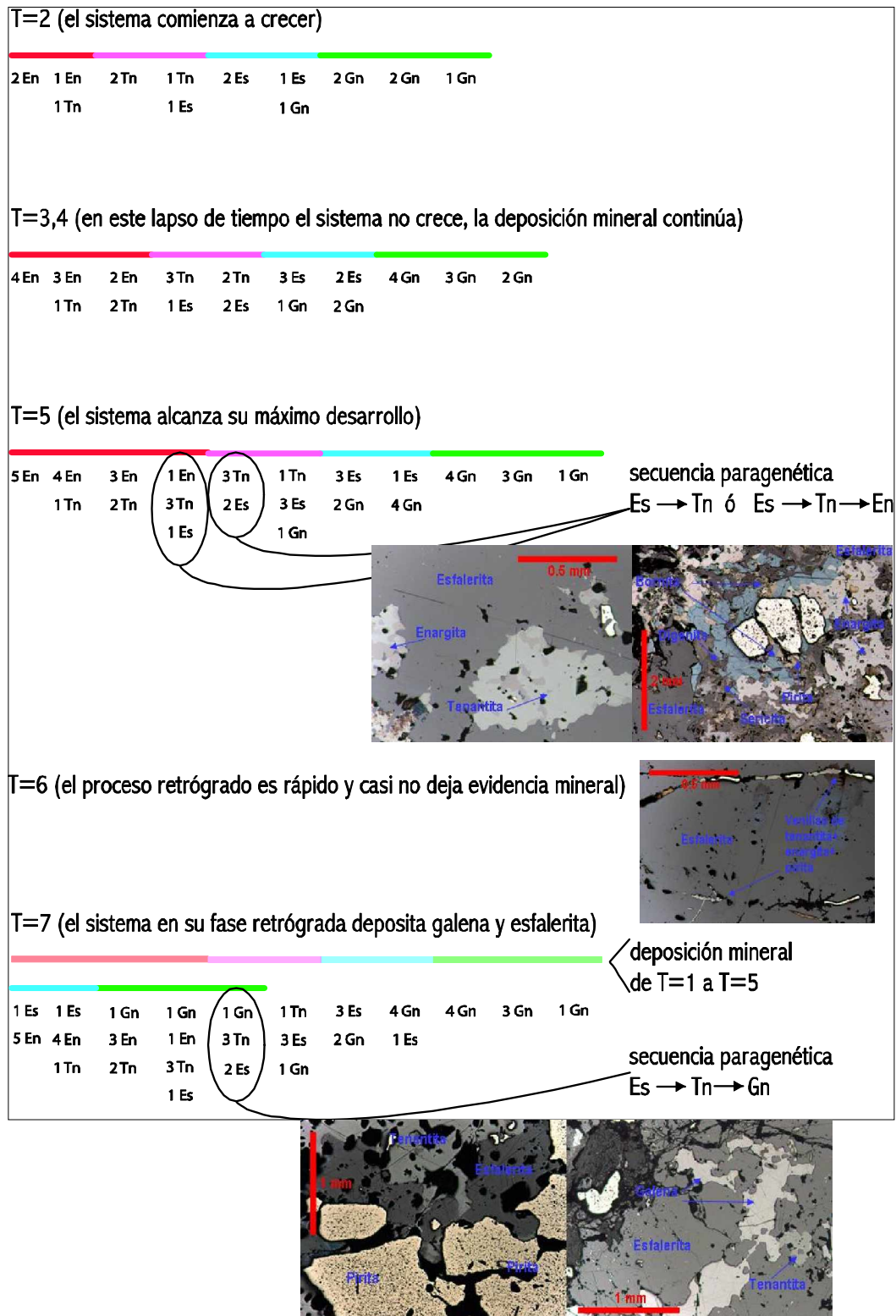


Figura 24. Esquema de la deposición mineral para el caso de las vetas en Morococha adaptado de la fig. 23. Las fotografías corresponden a las figuras 17, 18 y 19 (en el presente estudio); estas muestras la prueba textural de los procesos prógrado y retrógrado. Los colores indican las zonas de deposición de los minerales: En=enargita, Tn=tenantita, Es=esfalerita, Gn=galena.

punto inicial del zonamiento (fig. 25), entonces es de suponer que los fluidos que surgieron de allí (centro del sistema) y atravesaron el distrito tuvieron mayor temperatura. Como sea, considerando que la conversión de luzonita a enargita se da entre 275° y 320° C (Skinner, 1960; Manske y Skinner, 1971) y en nuestro punto de análisis no se encontró luzonita, solo enargita y además en esta clase de yacimientos la reacción digenita + S₂ = covellita se da a temperaturas cercanas a los 300°C (Einaudi et. al., 2003), podemos suponer que en nuestro punto de análisis las fluidos alcanzó la temperatura mínimas entre los 300° y los 320°C; como consecuencia, esto asignaría temperaturas superiores al fluido que se desplegó desde la zona central.

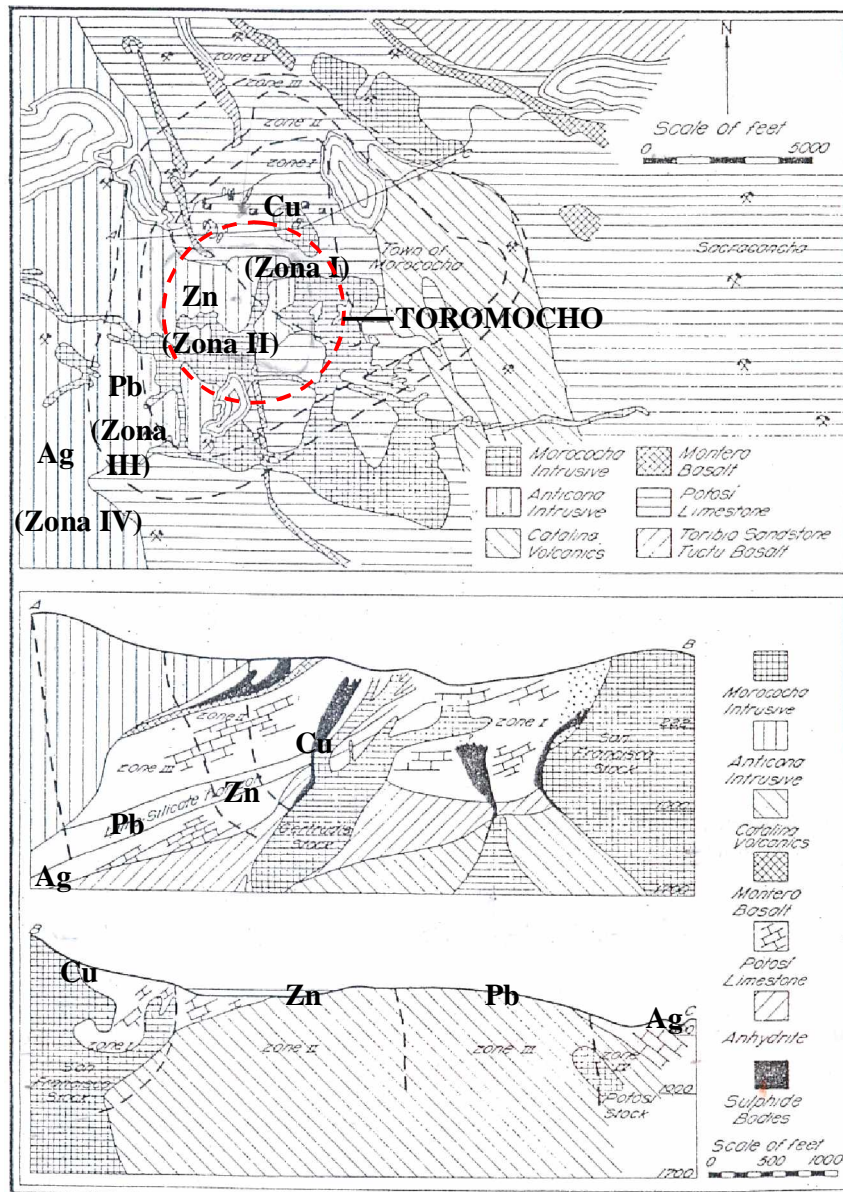


Figura 25. Zonamiento mineral (metales) a través del distrito de Morococha, las vetas del distrito tienen el mismo comportamiento (tomado de Cerro de Pasco Copper Corp. Geológicas Staff, 1950). El círculo rojo indica la ocurrencia aproximada de la mineralización tipo pórfido de Cu-Mo (Toromocho). Nótese la asimetría del zonamiento distrital con respecto al pórfido.

Analizando las muestras provenientes de las venas podemos apreciar que la deposición temprana de esfalerita tienen concentraciones de sulfuro de Fe menores al 12 Wt%, estos valores corresponden a estados de alta a intermedia sulfuración (Einaudi, 1994) y los valores más bajos corresponden a esfaleritas asociadas a enargita, como se describió antes. Sobre ésta se depositó tenantita a causa de la migración prograda de su zona deposicional, cuya ocurrencia normal de deposición se ubica más cercana al centro del distrito. Sus condiciones de deposición son de un estado de sulfuración mayor al de la esfalerita, más aún, es observado regularmente con enargita ya sea por exsolución o intercreciendo con ella, lo que sugiere un una aproximación termodinámica para la reacción: $\text{tenantita} + \text{S}_2 = \text{enargita}$. Posteriormente un estado de alto a muy alto estado de sulfuración pero poco difundido dentro de las venas es dado cuenta por la presencia de digenita+sericita y ligeramente posterior en tiempo bornita+pirita+sericita ambos ensambles son muy cercanos en su formación con el estadio rico en enargita el cual a su vez intercrece parcialmente con tenantita. Fluctuaciones en el estado de sulfuración durante la formación de la enargita pueden explicar los ensambles de muy alta sulfuración. La digenita y bornita representan un estadio de deposición donde hubo un exceso de sulfuro con respecto al campo de estabilidad de la enargita y no fue consumido durante el avance progrado mientras que los iones hidrógeno fueron empobrecidos debido a la reacción con la roca caja, originando así sericita. Una vez consumido este excedente de S por formación de la digenita y bornita el fluido retorna a estados de sulfuración correspondientes a campos de estabilidad de la enargita y más aún alcanzando equilibrio en la línea de reacción $\text{tenantita} + \text{S}_2 = \text{enargita}$, a un constante estado de sulfuración pero con descendentes f_{S_2} y temperatura, este último proceso podría corresponder a la transición del proceso progrado al retrógrado, manteniendo en todo momento concentraciones de iones hidrógeno como para formar sericita en el ensamble. En general toda esta secuencia paragenética se dio con temperatura ascendente con el tiempo en un punto dado representado en una muestra. Nuevamente, en este punto de estudio, la fase retrógrada es sólo importante durante un breve tiempo, donde se deposita galena en considerables cantidades sobre esfalerita.

La figura 25, presentada por los geólogos de la Cerro de Pasco Copper Corporation (su figura 45, 1950) constituye el único registro gráfico del zonamiento, este mapa ubica nuestro análisis en la zona de zinc y cobre, donde se considera abundante calcopirita y esfalerita, común tenantita y rara galena. El zonamiento lateral del distrito refleja estados de sulfuración cambiante del centro hacia los bordes, enargita en el zona central, cerca a los intrusivos San Francisco y Gertrudis, pasando a una zona abundante en tenantita y calcopirita, y la zona de deposición de la esfalerita más distante. No podemos afirmar si la zona de galena, en los bordes del distrito, revela estados de sulfuración más bajos que los requeridos para la formación de la esfalerita. En la figura 26 se definen los campos para los términos muy alto, alto, intermedio, bajo y muy bajo estado de sulfuración (Einaudi et. al., 2003). Entonces, en el distrito se observa que el zonamiento lateral, del centro hacia los bordes, responde a decreciente estado de sulfuración de alto a intermedio con una pequeña fluctuación a un muy alto estado de sulfuración, durante la formación de la enargita, representado por la escasa digenita y bornita.

Si trazamos una línea hipotética en el distrito del centro hacia el borde tomando en cuenta los minerales predominantes en cada zona de deposición, podemos observar que se

y Epstein, 1967), favoreciendo la deposición de Zn, Mn y Pb lejos del centro (Meyer y Hemley, 1967). Los minerales de alteración desde el centro del distrito están en equilibrio con la roca caja por largos tramos, controlados también por el ensamble sericitico del pórfido. En los bordes del distrito la actividad del ion hidrógeno decrece, por interacción con la roca caja y dilución, y se favorece la formación de minerales tales como cloritas y calcita (Cerro de Pasco Copper Corporation, 1950).

Otras alternativas a analizar para explicar esta ocurrencia de minerales de estados de sulfuración intermedia (IS) bordeando zonas dominadas por ensambles de estados de alta sulfuración (HS) se pueden dar a partir de la analogía con sistemas epitermales asociados a centros volcánicos. Estos yacimientos poseen *lithocaps* de alteración argílica avanzada con minerales de alto estado de sulfuración los cuales están relacionados, en sus bordes, espacial y temporalmente a depósitos de sulfuración intermedia (Sillitoe y Hedenquist, 2003, fig. 3). Sillitoe y Hedenquist (2003) dan dos explicaciones para esto: primero, que fluidos de estados de IS pasaron enteramente por debajo de la *lithocap* para depositar minerales de sulfuración intermedia en sus zonas externas; segundo, un fluido profundo con estados de IS evolucionó a estados de HS que al entrar a la *lithocap* (la cual funciona como una roca poco reactiva) fue neutralizándose y reduciéndose durante su flujo hacia afuera para retornar a estados de sulfuración IS. La analogía con Morococha sólo puede ser encontrada en la segunda proposición ya que para la primera explicación una formación temprana de sulfuros de estados de HS debió formarse en y con la *lithocap* de formación temprana y ese no es el caso en Morococha. Además, la presencia de una *lithocap* probablemente controlaría el curso de fluidos. La segunda explicación posee un punto análogo con las condiciones presentes en Morococha. Un equivalente con la *lithocap* es el estadio de cuarzo+sericita+pirita producido por el pórfido Toromocho, lo que nos lleva a la explicación detallada en el párrafo previo; sin embargo precisar la génesis del estado de sulfuración de los fluidos iniciales en Morococha está fuera del alcance del presente estudio.

Por otro lado, una secuencia paragenética tentativa esboza bien la relación temporal entre la mineralización tipo pórfido de cobre y las venas cordilleranas, la figura 27 resume los estadios para cada tipo de yacimiento. Finalmente podemos afirmar que son dos clases de yacimientos que se formaron en diferentes momentos, siendo el pórfido más antiguo y las venas cordilleranas más jóvenes, la diferencia de edad entre estos dos estilos de mineralización es incierta.

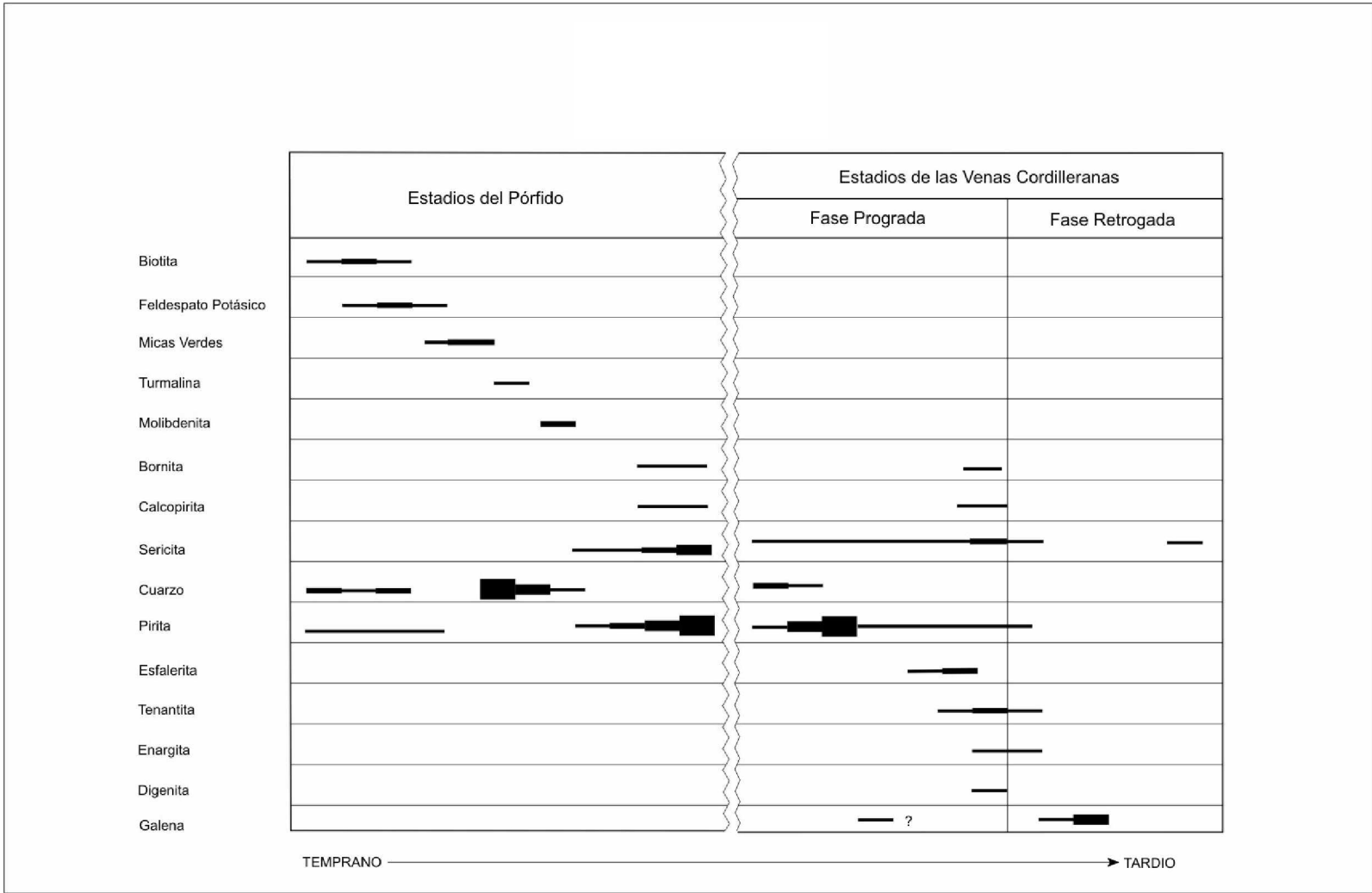


Figura 27. La secuencia paragenética dividida por estilos de mineralización. Nótese las diferencias mineralógicas y como cambian con el tiempo, la cantidad de minerales de ganga en el pórfido es mayor que en el de las venas polimetálicas, en el caso de los sulfuros la relación es inversa.

Conclusiones

- Las características físicas y ensambles mineralógicos de las menas presentes en el distrito permiten discriminar dos tipos principales de mineralización: un pórfido de cobre (Toromocho) y un sistema de venas polimetálicas. Este segundo tipo de mineralización de acuerdo a la nomenclatura utilizada por Einaudi (1977) pertenece al tipo conocido como Cordillerano.
- Las relaciones de corte indican que la formación de las venas Cordilleranas fue posterior al desarrollo del pórfido de cobre.
- Al igual que en otros depósitos del mismo tipo, el tipo de ensambles mineralógicos y la del pórfido de cobre de Toromocho se desarrolló bajo dos regímenes: uno temprano predominantemente quasiplástico, y uno subsecuente esencialmente frágil. Específicamente, y utilizando la nomenclatura de este trabajo, los ensambles del estadio 1 se desarrollaron bajo un régimen quasiplástico, el estadio 2 en uno transicional y el estadio 3 en un régimen frágil.
- Las venas tardías en Toromocho (venas dominadas por cuarzo+pirita+sericita) se formaron a partir celdas convectivas restringidas espacialmente al entorno inmediato de los stocks porfiríticos, mientras que las venas polimetálicas alcanzaron mayores distancias kilómetros más allá de la alteración propilitica más distal.
- Los regímenes progrado y retrogrado para la deposición mineral contrastan entre el sistema desarrollado por el pórfido y aquel desarrollado por la venas Cordilleranas. Mientras que en el pórfido fue aparentemente invariablemente retrógrado (de la alteración potásica a la filica), en las venas Cordilleranas tuvo lugar un ciclo progrado dominante y un ciclo termal retrogrado poco trascendente.
- Considerando el tamaño del intrusivo albergante de la mineralización tipo pórfido de cobre y el alcance de las venas más tardías relacionadas al pórfido, la cantidad de fluido hidrotermal y calor para generar un sistema convectivo alrededor de este parece insuficiente para generar las venas Cordilleranas. Las venas Cordilleranas estarían relacionadas a una masa magmática más grande, más profundo y más joven.
- Los estados de sulfuración en el pórfido fueron mas bajos que aquellos que se dieron durante la formación de las venas Cordilleranas, en estas últimas los estados de sulfuración fueron de altos (enargita-pirita) hasta muy alto (digenita).
- Las tendencias estructurales que dominaron la mineralización en el pórfido de cobre y las venas Cordilleranas fueron diferentes. El control estructural sobre la mayor población de las venillas relacionadas al pórfido esta entre N60°O y N80°O, esto es, cercanamente coincidente con el rumbo del dique pórfido dacítico ONO-ESE; mientras que las venas Cordilleranas tienen dos rumbos probablemente conjugados E-O y NE-SO.

- El patrón de zonamiento de las venas Cordilleranas es relativamente asimétrico con respecto a la posición del pórfido de Cu-Mo Toromocho (fig. 25).
- En las venas Cordilleranas los principales metales Cu, Zn y Pb se depositaron al mismo tiempo, formando zonas de deposición con el cobre ocupando predominantemente la parte central del enrejado de venas, el zinc la parte media y el plomo dominando la parte distal. Si este patrón de zonamiento es también válido en términos de profundidad y dado que por ejemplo no se observa zonas dominadas por Pb en las partes superiores de las vetas aflorantes, se concluye que estas zonas de Pb habrían sido erosionadas. Consecuentemente el sistema de vetas Cordilleranas se habría emplazado en parte en posiciones superiores a aquel ocupado por el pórfido de cobre.

Bibliografía

- Alvarez, A. A. (1999) Yacimiento Toromocho. Primer Volumen de Monografías de Yacimientos Minerales Peruanos, ProEXPLO'99. p. 205-225.
- Barrantes, G. T. (1980) Toromocho: Mario Samamé Boggio, El Perú Minero, Editora Perú, Tomo 4, Vol. 1, p. 183-200.
- Barton, P. B. Jr., Bethke P. M. and Toulmin P. (1963) Equilibrium in Ore Deposits: Mineralogical Society of America, p. 171-185.
- Barton, P. B. Jr. (1970) Sulfide Petrology, Mineralogist Society American. Spec. Pap.3, p.189-198.
- Bartos, P. J. (1989) Prograde and Retrograde Base Metal Lode Deposits and Their Relationship to Underlying Porphyry Copper Deposits: Economic Geology, vol. 84, p. 1671-1683.
- Beane, R. E. (1982) Hydrothermal Alteration in Silicate Rocks , southwestern North America; in Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern U.S., S.R.Titley, Editor; Univ. Arizona Press, p. 117-137.
- Bendezú, R. y Fontboté, L. (2002) Spatial and temporal relations between “cordilleran base metal lodes and replacement bodies” and precious metal high sulfidation epithermal mineralization in the Colquijirca district, central Peru. Global exploration 2002: Integrated methods for discovery, E.E. Marsh and R.J. Goldfarb (eds.), p. 63-64.
- Beuchat, S., Moritz, R., Sartori, M. & Chiaradia, M. (2002) High-Precision Geochronology and Structural Constraints on Ore Formation in the Zn-Pb-Ag-Cu Domo de Yauli District, Central Perú. Ms. Thesis, Université de Genève, Section des Sciences de la Terre, 129 p.
- Brimhall, G. H. Jr. (1979) Lithologic Determination of Mass Transfer Mechanisms of Multiple-Stage Porphyry Copper Mineralization at Butte, Montana: Vein Formation by Hypogene Leaching and Enrichment of Potassium-Silicate Protore: Economic Geology, vol. 74, p. 556-589.
- Brimhall, G. H. Jr. (1977) Early Fracture-Controlled Disseminated Mineralization at Butte, Montana: Economic Geology, vol. 72, p. 37-59.
- Bodnar, (1995) Fluid inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. in Mineralogical Association of Canada Short Course Volume 23, Magmas, Fluids and Ore Deposits, J. F. H. Thompson, ed., p.139-152.
- Boutwel, J. M. (1920) Geology ore deposits and prospects on the property of the Cerro de Pasco Copper Corporation, Morococha: Cambridge, Mass. Private Report.

- Burnham, (1979) Magmas and hydrothermal fluids: in *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd edit., (Barnes, H.L., ed.), John Wiley and Sons, Inc., p. 71-136.
- Candela, P. H., and Holland H. D. (1986) A Mass Transfer Model For Copper and Molybdenum in Magmatic Hydrothermal Systems: The Origin of Porphyry – Type Ore Deposits: *Economic Geology*, vol. 81, p. 1-19.
- Cathles, L. M. (1981) Fluid Flow and Genesis of Hydrothermal Ore Deposits: *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, p. 442-457.
- Cathles, L. M., Erendi, H. J. and Barrie, T. (1997) How Long Can a Hydrothermal System Be Sustained by a Single Intrusive Event? : *Economic Geology*, vol. 92, p. 766-771.
- Centromin Perú (2002) Mapa Geológico del Distrito de Morococha, escala 1:10 000.
- Grupo de Geólogos de Centromin Perú (1982) Convención de Geólogos de Centromin Perú, p. 64- 78.
- Cerro de Pasco Copper Corp. Geological Staff (1950) Lead and Zinc deposits of the Cerro de Pasco Copper Corporation in Central Peru. 18th International Geological Congress, Great Britain, 1948. Part. VII, London, p. 154-186.
- Cerro de Pasco Copper Corp. Geological Staff (1965) Morococha Ore Inventory, Geological Office, Vol. I, 505 p.
- Compañía Minera Volcan (2003) Mapa Geológico del Domo de Yauli, escala 1:100 000.
- Dilles, J. H., and Einaudi, M. T. (1992) Wall-Rock Alteration and Hydrothermal Flow Paths about the Ann-Mason Porphyry Copper Deposit, Nevada – A 6-km Vertical Reconstruction: *Economic Geology*, vol. 87, p. 1963 -2000.
- Einaudi, M. T., Hedenquist, J. W. and Esra, I. E. (2003) Sulfidation State Of Fluids in Active and Extinct Hydrothermal Systems: Transitions from Porphyry to Epithermal Environments: *Society of Economic Geologists Special Publication 10*, p. 285-313.
- Einaudi, M. T. (1977) Environment of Ore Deposition at Cerro De Pasco, Peru: *Economic Geology*, vol. 72, p. 893-924.
- Einaudi, M. T. 1982a, Descriptions of skarn associated with porphyry copper plutons, southwestern North America, in Tittley, S.R. (Ed.), *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America*: Univ. Arizona Press, p. 139-184.
- Einaudi, M. T. (1994) High Sulfidation and Low Sulfidation Porphyry Copper/Skarn Systems: Characteristics, Continua, and Causes. *Society of Economic Geologists International Exchange Lecture*. <http://pangea.stanford.edu/research/ODEX/marco-hilosulf.html>
- Einaudi, (1997) Mapping Anaconda Method, Stanford University, 16 p.

- Eizaguirre, R. V., Montoya, D. E., Silberman, M. L., Noble, D. C. (1975) Age Of Igneus Activity and Mineralization, Morococha District, Central Peru: *Economic Geology*, vol. 70, p. 1123-1126.
- Fournier, R. O. (1999) Hydrothermal Processes Related to Movement of Fluid From Plastic into Brittle Rock in the Magmatic-Epithermal Environment: *Economic Geology*, vol. 94, p. 1193-1209.
- Garlick, G. D. and Epstein, S. (1967) Oxygen Isotope Ratios in Coexisting Minerals of Regionally Metamorphosed rocks: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.31, p. 181-214.
- Gustafson, L. B. and Hunt, J. P. (1975) The Porphyry Copper Deposit at El Salvador, Chile: *Economic Geology*, vol. 70, p. 857-912.
- Gustafson, L. B., and Quiroga, J. (1995) Patterns of Mineralization and Alteration below the Porphyry Copper Orebody at El Salvador, Chile: *Economic Geology*, vol. 90, p. 2-16.
- Haapala, P. (1952) On Morococha Breccias: *Soc. Geol. Del Peru, Vol. Jubilar, XXV Aniversario, Parte II, Fasc. 2*, 11 p.
- Harrison, J. V. (1948) Geología de los Andes Centrales en parte del Departamento de Junin, *Bol. Soc. Geol. Perú*, vol. 16, p. 3-54.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. Jr., Reynolds, J. J. (1998) Evolution of an Intrusion-Centered Hydrothermal System; Far Southeast-Lepanto Porphyry and Epithermal Cu-Au deposits, Philippines: *Economic Geology*, vol. 93, p. 373-404.
- Hedenquist, J. W., and Richards, J. P. (1998) The Influence of Geochemical Techniques on the Development of Genetic Models for Porphyry Copper Deposits: *Reviews in Economic Geology*, vol. 10, p. 235-256.
- Hemley J. J., and Hunt J.P. (1992) Hydrothermal Ore-Forming Processes in the Light of Studies in Rock-Buffered Systems: II. Some General Geologic Applications: *Economic Geology*, vol. 87, p. 23-43.
- Holland, (1956) H.D., 1972, Granites, solutions, and base-metal deposits: *Econ. Geol.*, v. 67, p. 281-301.
- INGEMMET (1983) Geología de los Cuadrangulos de Matucana y Huarochiri, H. Salazar. *Bol. 36 Serie A*, 68 p.
- Jannas, R.R., Bowers, T.S., Petersen, U., and Beane, R. E. (1999) High-sulfidation deposit types in the El Indio district, Chile. *Soc. Econ. Geol. Spec. Publ. 7*, p. 219-266.
- Kobe, H. V. (1981) Comentarios Petrográficos-Muestras Región Morococha y Carahuacra, Anexo: Muestras Región Morococha y Pachachaca: *Inf. Privado Centromin*.

- Kwak, T. A. P. (1994) Hydrothermal alteration in carbonate-replacement deposits: ore skarns and distal equivalents; in Lentz, D. R., ed., *Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems: Geological Association of Canada, Short Course Notes*, vol. 11, p. 381-402.
- Lacy, W.C., and Hosmer, H.L. (1956) Hidrotermal leaching in Central Peru: *Economic Geology*, vol. 51, p. 69-79.
- Lang, J. R. and Eastoe, C. J. (1989) Relationships between a Porphyry Cu-Mo Deposit, Base and Precious Metal Veins, and Laramide Intrusions, Mineral Park, Arizona: *Economic Geology*, vol. 83, p. 551-567.
- Leon, J. (2006) Universidad Nacional de Ingeniera, B.S. Ing. Titulo, *Relación especial y temporal entre un Skarn y venas de sulfuros polimetálicos sobreimpuestos, Morococha, Peru.*
- Lepry, L. A. (1981) *The Structural Geology of the Yauli Dome Region, Cordillera Occidental Perú. Thesis, M. Sc., Arizona University (unpub.), 110 p.*
- Lowell, D. J. and Guilbert, J. M. (1970) Lateral and Vertical Alteration-Mineralization Zoning in Porphyry Ore Deposits. *Bulletin of The Society of Economic Geologists*, vol. 65, p. 373-406.
- Manske, S.L., and Paul, A.H. (2002) Geology of a major new porphyry copper center in the Superior (Pioneer) district, Arizona: *Economic Geology*, v.97, p.197-220.
- Maske, S., and Skinner, B. J. (1971) Studies of the Sulfosalts of Copper I. Phases and Phase Relations in the System Cu-As-S: *Economic Geology*, vol. 66, p. 901-918.
- Mc Laughling, D. H. (1924) *Geology and Physiography of the Peruvian Cordillera, Departments of Junin and Lima, Boletín de la Geological Society of America Bolletín*, vol. 35, p. 591-632.
- Mc Laughling, D. H., Graton, L. C. and others (1933) *Copper in the Cerro de Pasco and Morococha district, Department of Junin, Perú*, p. 513-544.
- Megard, F. (1979) *Estudio geológico de los Andes del Perú Central. Bol. No 8. Serie D. Estudios especiales INGEMMET*, 227 p.
- Meyer, C. and Hemley, J. J. (1967) Wall-rock alteration. In Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 1st ed., New York, Holt, Rinehart Winston, p. 166-235.
- Muntean, J. L. and Einaudi, M. T. (2001) *Porphyry-Epithermal Transition: Maricunga Belt, Northern Chile: Economic Geology*, vol. 96, p. 743-772.
- Nagell, R. H. (1960) *Ore Controls in the Morococha District, Peru: Economic Geology*, vol. 55, p. 962-984.

- Norton, D. (1982) Fluid and heat transport phenomena typical of copper-bearing pluton environments, southeastern Arizona: in Titley, S.R., ed., *Advances in Geology of Porphyry Copper Deposits: Southwestern North America*, University Arizona Press, Tucson, p. 59-72.
- Ohmoto, H. and Rye, R. O. (1979) *Isotopes of Sulfur and Carbon: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (ed. Barnes H. L.) , p. 509-567.
- Padilla, R. A., Titley, S. R., and Pimentel, B. (2001) *Geology of the Escondida Porphyry Copper Deposit, Antofagasta Region, Chile: Economic Geology*, vol.96, p. 307-324.
- Petersen, U. (1965) *Regional geology and major ore deposits of Central Perú. Economic Geology*, vol. 60, p. 407-476.
- Petersen, U. (1972) *Nuevas Investigaciones de Yacimientos Peruanos. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, tomo 42, p. 36-52.
- Richards, P. (1968) *Reporte Interno de Cerro de Pasco Copper Corporation*.
- Richards, J.P. (2003) *Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation: Economic Geology*, vol. 98, p. 1515-1533.
- Rivera, N. y Kobe, H. W. (1983) *Evolución Geológica del Domo de Yauli. Bol. Sociedad Geológica del Perú No. 72*, p. 177-195.
- Roedder, E. (1979) *Silicate Liquid Immiscibility in Magma in: Poder H. S. (ed). The Evolution of the Igneous Rocks. Fiftieth Anniversary Perspectives. Princeton University Press, Princeton*, p. 15-57.
- Roedder, E. (1984) *Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America*, vol.12, p. 646.
- Rosas, S. & Fontboté, L. (1995) *Evolución sedimentológica del Grupo Pucará (Triásico Superior -Jurásico Inferior) en un perfil SW-NE en el centro del Perú. Volumen Jubilar Alberto Benavides, Sociedad Geológica Del Perú*, p. 279-309.
- Rye, R. O. (1993) *The Evolution of Magmatic Fluids in the Epithermal Environment: The Stable Isotope Perspective: Economic Geology*, vol. 88, p. 733-753.
- Sales, R. H. and Meyer, C. (1949) *Results from Preliminary Studies of Vein Formation at Butte, Montana. Economic Geology*, vol. 44, p. 465-484.
- Shinohara, H., and Hedenquist, J. W. (1997) *Constraints on Magma Degassing beneath the Far Southeast Porphyry Cu-Au Deposit, Philippines. Journal of Petrology*, vol. 38, number 12, p. 1741-1752.

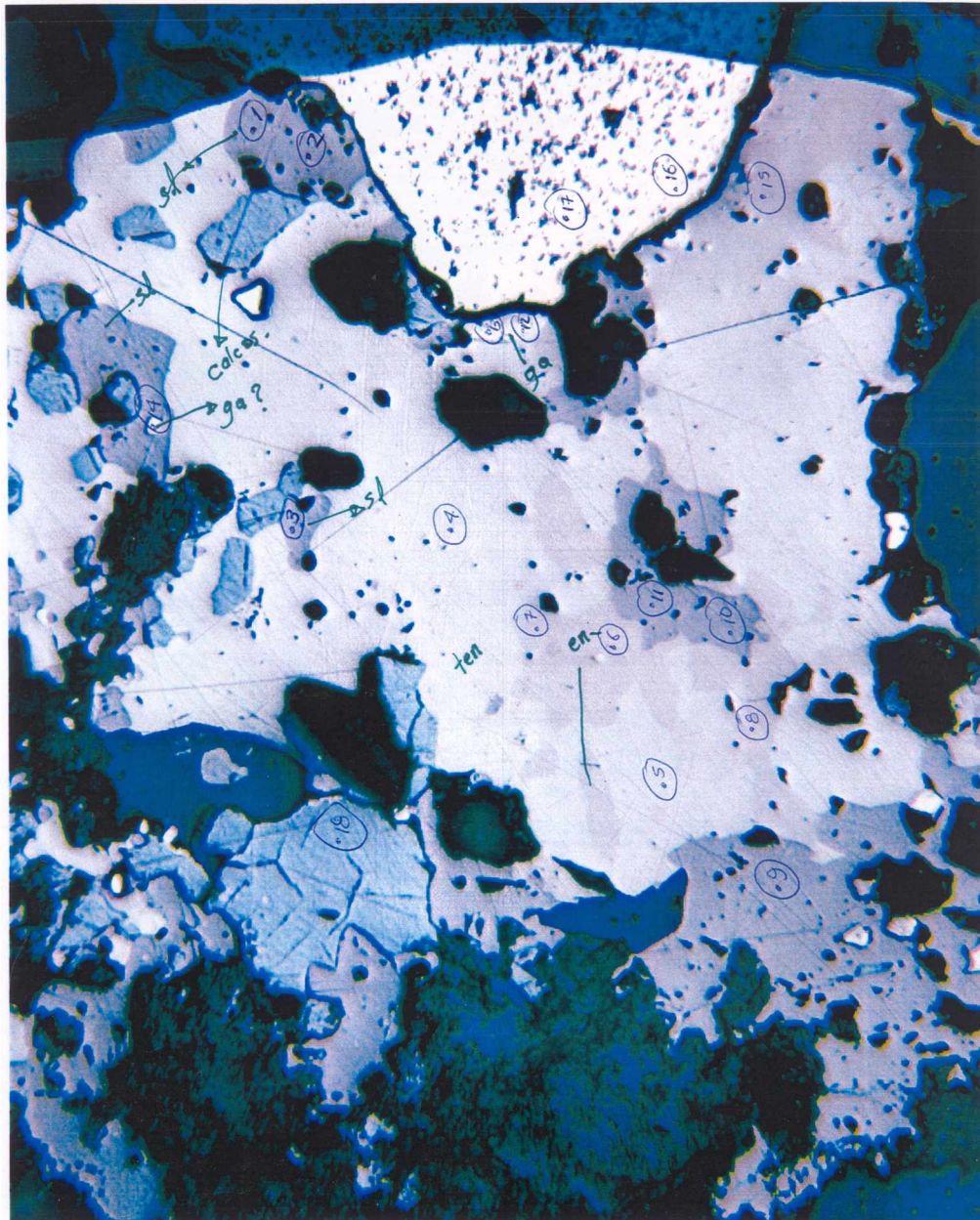
- Silberman, M. L. and Noble, D. C. (1977) Age of Igneous Activity and Mineralization, Cerro de Pasco, Central Perú: *Economic Geology*, vol. 72, p. 925-930.
- Silberman, M. L. (1983) Geochronology of Hydrothermal Alteration and Mineralization – Tertiary Epithermal precious Metal Deposits in the Great Basin: The Role of Heat in the Development of Energy and Mineral Resources in the Northern Basin and Range Province, Geothermal Resources Council Special Report No. 13, p. 287-303.
- Sillitoe, R. H., and Hedenquist, J. W. (2003) Linkages Between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious-Metal Deposits: Society of Economic Geologists Special Publication 10, p. 315-343.
- Sillitoe, R. H. (1973) The Tops and Bottoms of Porphyry Copper Deposits: *Economic Geology*, vol. 68, p. 799-815.
- Sillitoe, R. H. (1985) Ore- Related Breccias in Volcano Plutonic Arcs: *Economic Geology*, vol. 80, p. 1467-1514.
- Skinner, R. E. (1960) Proposed Kendall Sandstone Member of the Gypsum Spring Formation, In Overthrust Belt of Southwestern Wyoming and Adjacent Areas: Wyoming Geological Association Field Conference Guidebook, No. 15, p. 129-130.
- Steinmann, G. (1929) *Geologie von Peru*. Heidelberg, Carl Winters Universitätsbuchhandlung, 448, p. 28-34.
- Szekely, T. S. and Grose, L. T. (1972) Stratigraphy of the Carbonate, black shale and Phosphate of the Pucará Group, Central Andes, Perú. *Bull. Geol. Soc. Am.* 83, p. 407-428.
- Terrones, A. J. (1949) La Estratigrafía del distrito minero de Morococha: Sociedad Geológica del Perú, V. Jubilar, XXV Aniversario, Parte II, Fasc. 8, p.1-15.
- Thompson, A. J. B. and Thompson, J. F. H. (editors) (1996) *Atlas de Alteration: A Field and Petrographic guide to Hydrothermal Alteration Minerals*. Alpine Press Limited, Vancouver, British Columbia, 119 p.
- Tittley, S. R. (1982) Fracture and Dike Patterns in Laramide Plutons and their Structural and Tectonic Implications, in *Advances in Geology the Porphyry Copper Deposits*. Southwestern North America S. P. Tittley, ea., University of Arizona Press, Tucson, p. 73-91.
- Tosdal R. M. and Richards J. P. (2001) Magmatic and Structural Controls on the Development of Porphyry Cu ± Mo ± Au Deposits: Society of Economic Geologists, *Reviews* vol. 14, p. 157-181.
- Wilson, J. J. (1963) Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Perú. *Bull. American Association of Petroleum Geologists*, vol. 47, No. 1, p. 1-34.

ANEXOS

Análisis por Microsonda Electrónica

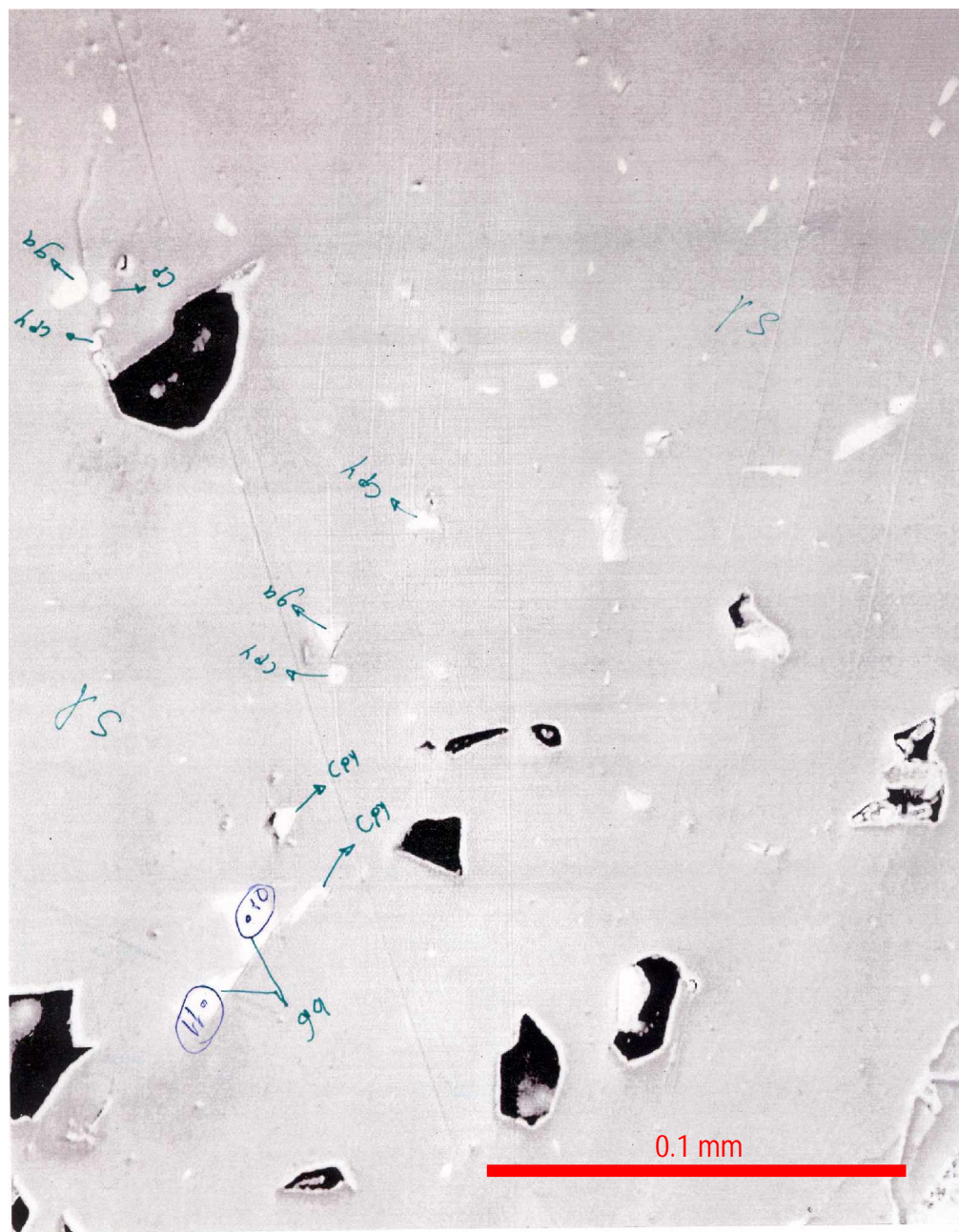
Puntos	Mineral y muestra	W%(S)	W%(Mn)	W%(Fe)	W%(Cu)	W%(Zn)	W%(Ge)	W%(As)	W%(Se)	W%(Ag)	W%(Cd)	W%(Sn)	W%(Sb)	W%(Te)	W%(Au)	W%(Pb)	W%(Bi)	
MO_2_10	Pirita, PMO 77	52.83	0.04	46.05	0.41	0.04	0.00	0.04	0.00	0.04	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	99.54
MO_2_11	Tenantita, PMO 77	27.94	0.00	0.26	43.34	8.39	0.00	17.30	0.06	0.04	0.16	0.00	1.99	0.05	0.02	0.00	0.07	99.61
MO_2_12	Tenantita, PMO 77	27.36	0.00	0.26	43.57	8.21	0.00	18.01	0.05	0.02	0.19	0.00	1.07	0.01	0.03	0.00	0.00	98.78
MO_2_13	Tenantita, PMO 77	27.91	0.00	0.27	44.45	8.37	0.00	18.37	0.05	0.02	0.19	0.00	1.09	0.01	0.03	0.00	0.00	100.75
MO_2_14	Bornita, PMO 77	30.57	0.02	13.32	42.16	0.69	0.35	3.43	0.04	0.04	0.00	7.57	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	98.20
MO_2_15	Bornita, PMO 77	30.71	0.00	13.41	42.59	0.73	0.25	3.50	0.06	0.02	0.05	8.04	0.00	0.01	0.09	0.00	0.00	99.47
MO_2_16	Bornita, PMO 77	30.84	0.00	13.36	42.35	0.66	0.00	3.47	0.02	0.05	0.00	8.24	0.00	0.02	0.10	0.00	0.00	99.11
MO_2_17	Calcopirita, PMO 77	34.13	0.01	29.20	34.85	0.14	0.01	0.04	0.01	0.05	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	98.53
MO_2_18	Calcopirita, PMO 77	34.81	0.01	29.78	35.54	0.15	0.01	0.04	0.01	0.05	0.06	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.50
MO_2_20	Pirita, PMO 77	51.66	0.00	45.70	0.37	0.10	0.01	0.04	0.00	0.02	0.13	0.06	0.00	0.03	0.14	0.00	0.00	98.26

Microfotografías de los puntos medidos por microsonda



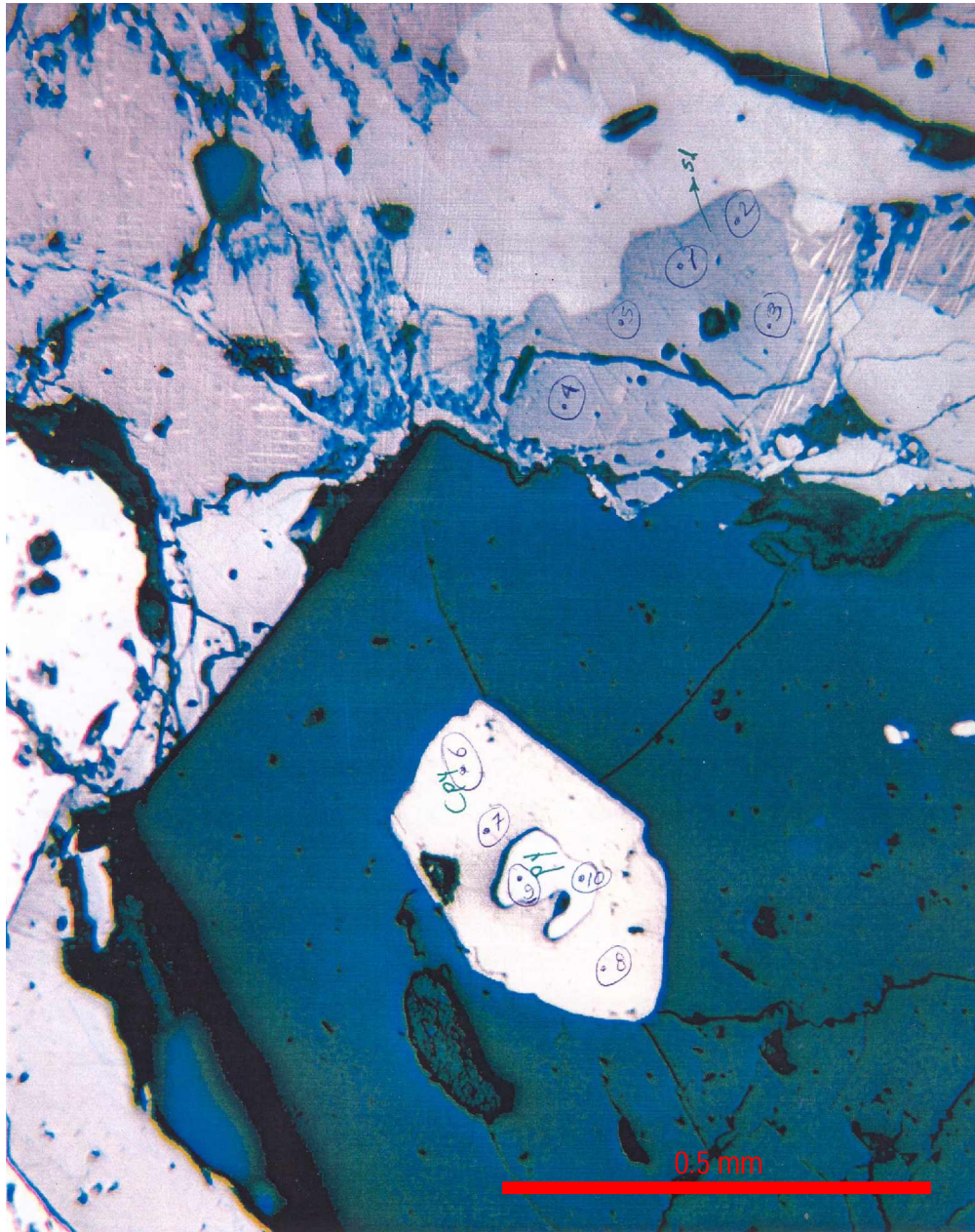
1a

Muestra PMO 197. Campo donde se observa la asociación mineral digenita, esfalerita, tenantita, enargita y pirita; los granos de galena parecen estar relacionados a la pirita y escalerita, lo que significaría una deposición muy temprana. Los valores de elementos accesorios de esta generación temprana de galena son diferentes a aquellos encontrados en el análisis de la galena posterior de otra vena polimetálica (véase resultados de PMO 199).



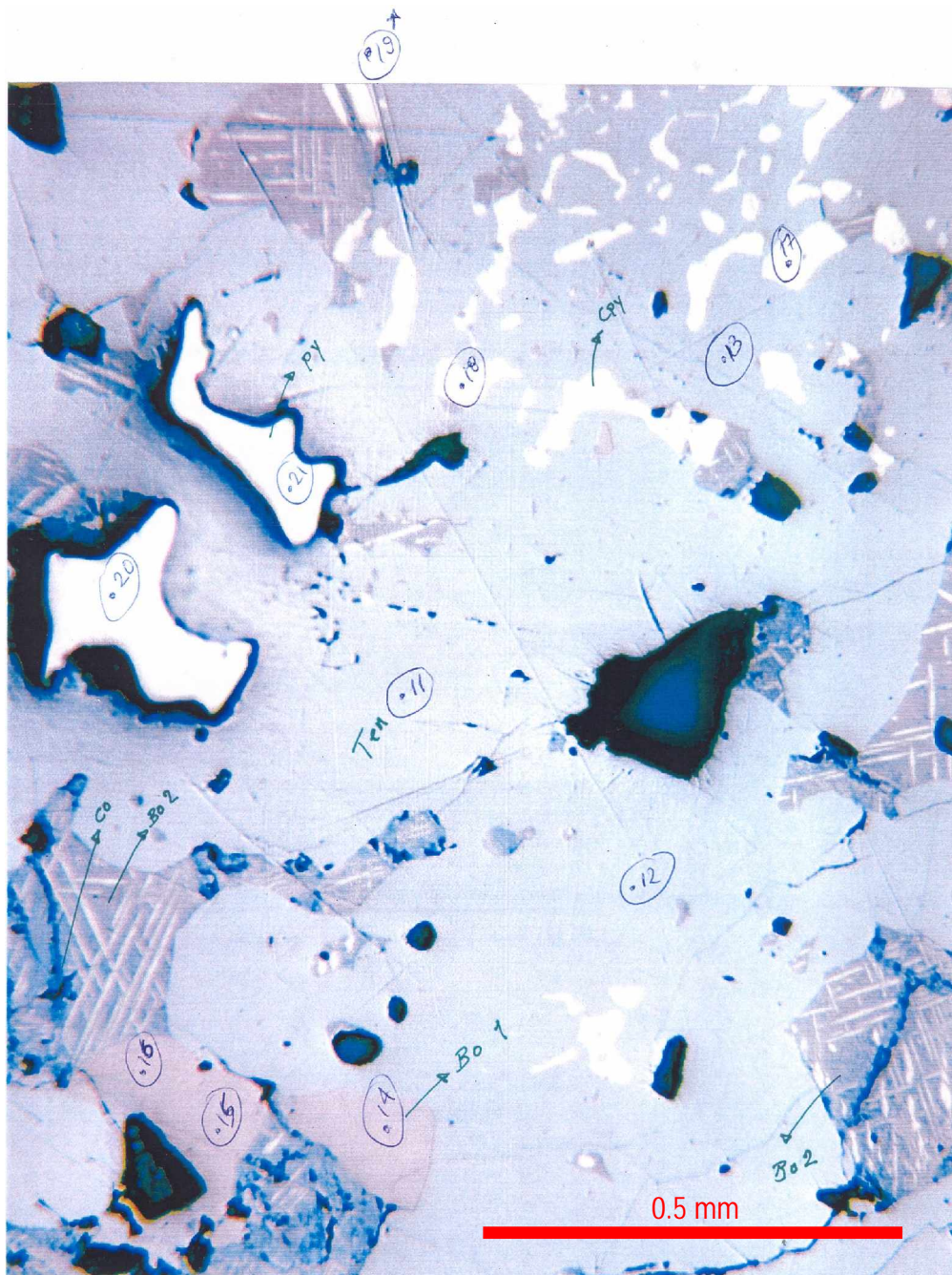
199@-1

Muestra PMO 199. Granos de galena y calcopirita en esfalerita, los accesorios en esta galena difieren de aquellos encontrados en la galena posterior.



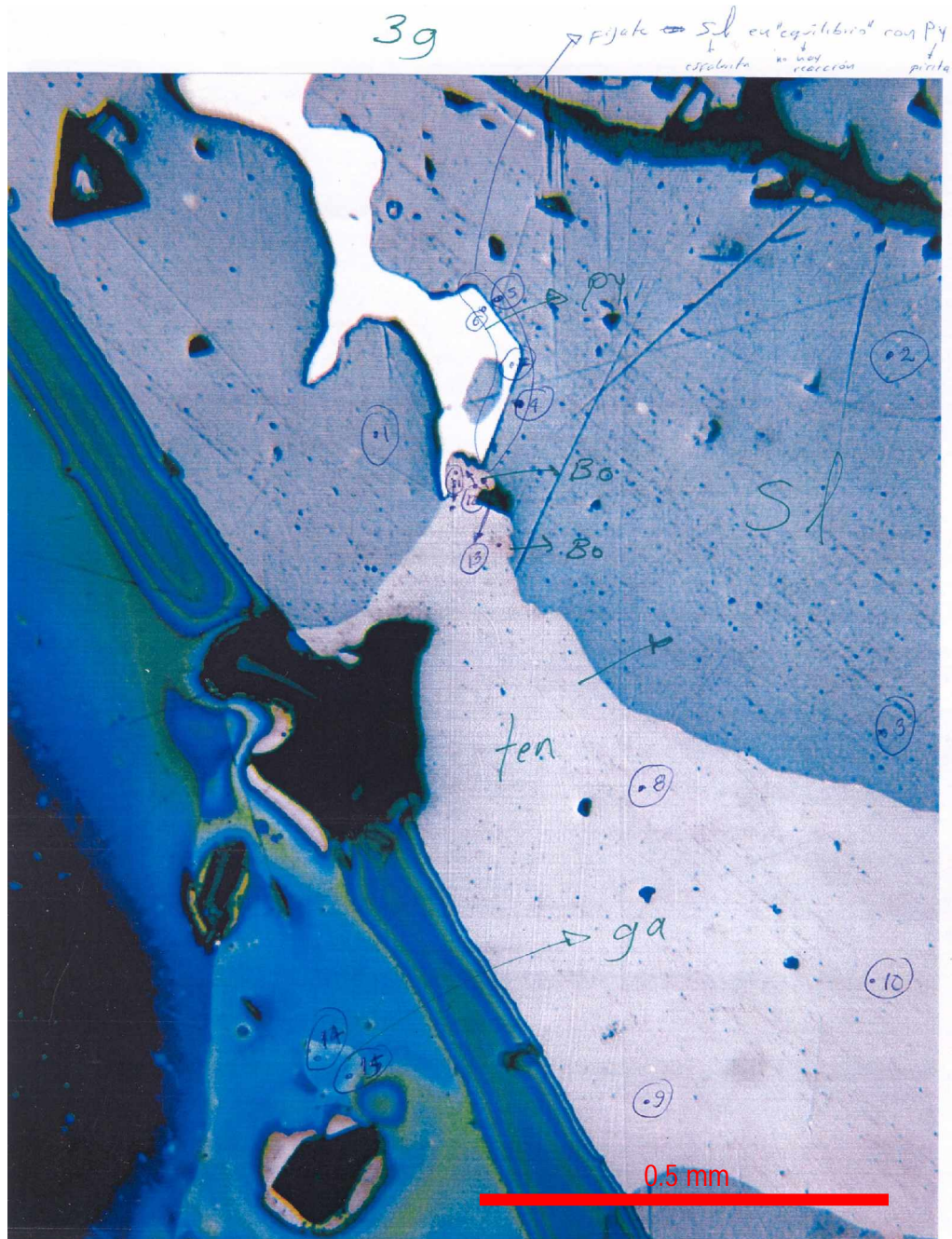
2d

Muestra PMO 77. Generación de bornita (de ocurrencia temporal incierto) con exsoluciones de calcopirita, esta bornita es previa a la tenantita y esfalerita.

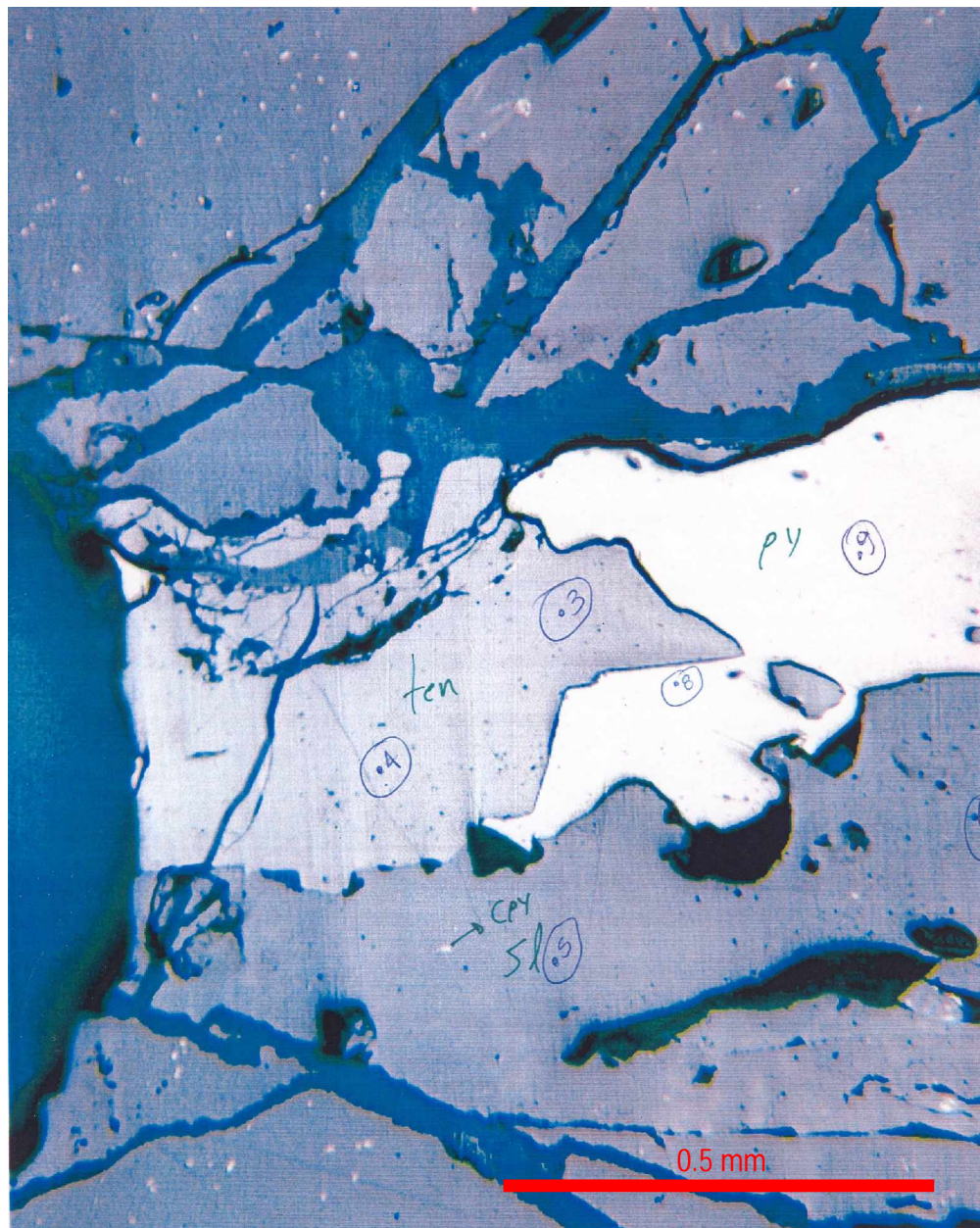


2 c

Muestra PMO 77. Otra generación de bornita (sin exsoluciones) posterior a la que presenta las exsoluciones, la bornita mas joven (sin exsoluciones) tiene cantidades considerables de estaño y galio, cercanos a la composición de la colusita (mineral de muy alto estado de sulfuración). La tenantita es posterior.



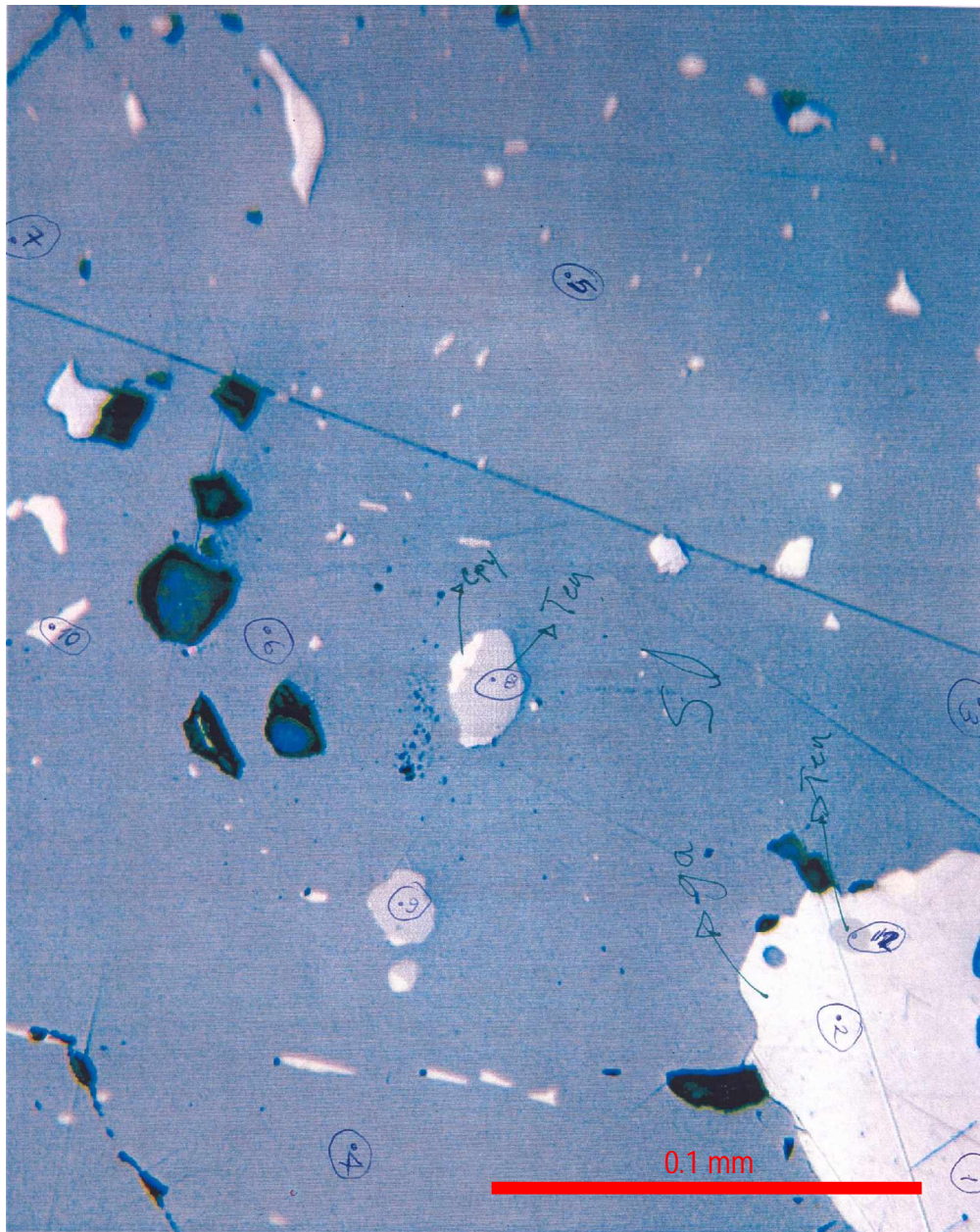
Muestra PMO 195. Intercrecimiento pirita y esfalerita, la esfalerita es ligeramente mas temprana y la tenantita es ligeramente posterior a la pirita, la posición temporal de la bornita no es clara. La cantidad de los minerales accesorios en los minerales difiere del que ocurren en otros estadios.



1/2 de otro campo

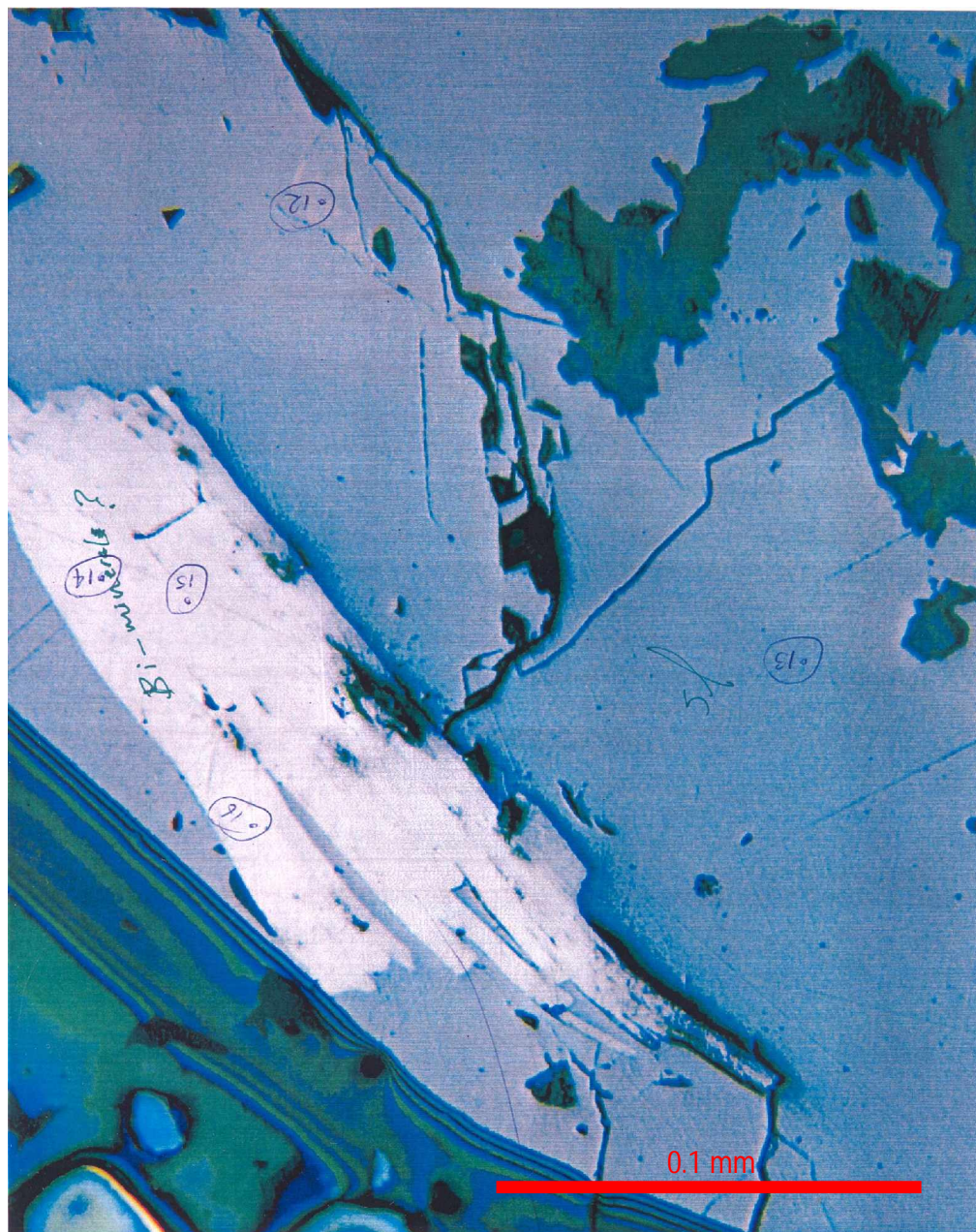
PBR-199 a. 3

Muestra PMO 199. Tenanite+pirita posterior a la esfalerita. Esta última es de otra generación (presenta abundantes exsoluciones de calcopirita). La pirita presenta cantidades de zinc superiores a otras piritas relacionadas a otros estadios.



4a

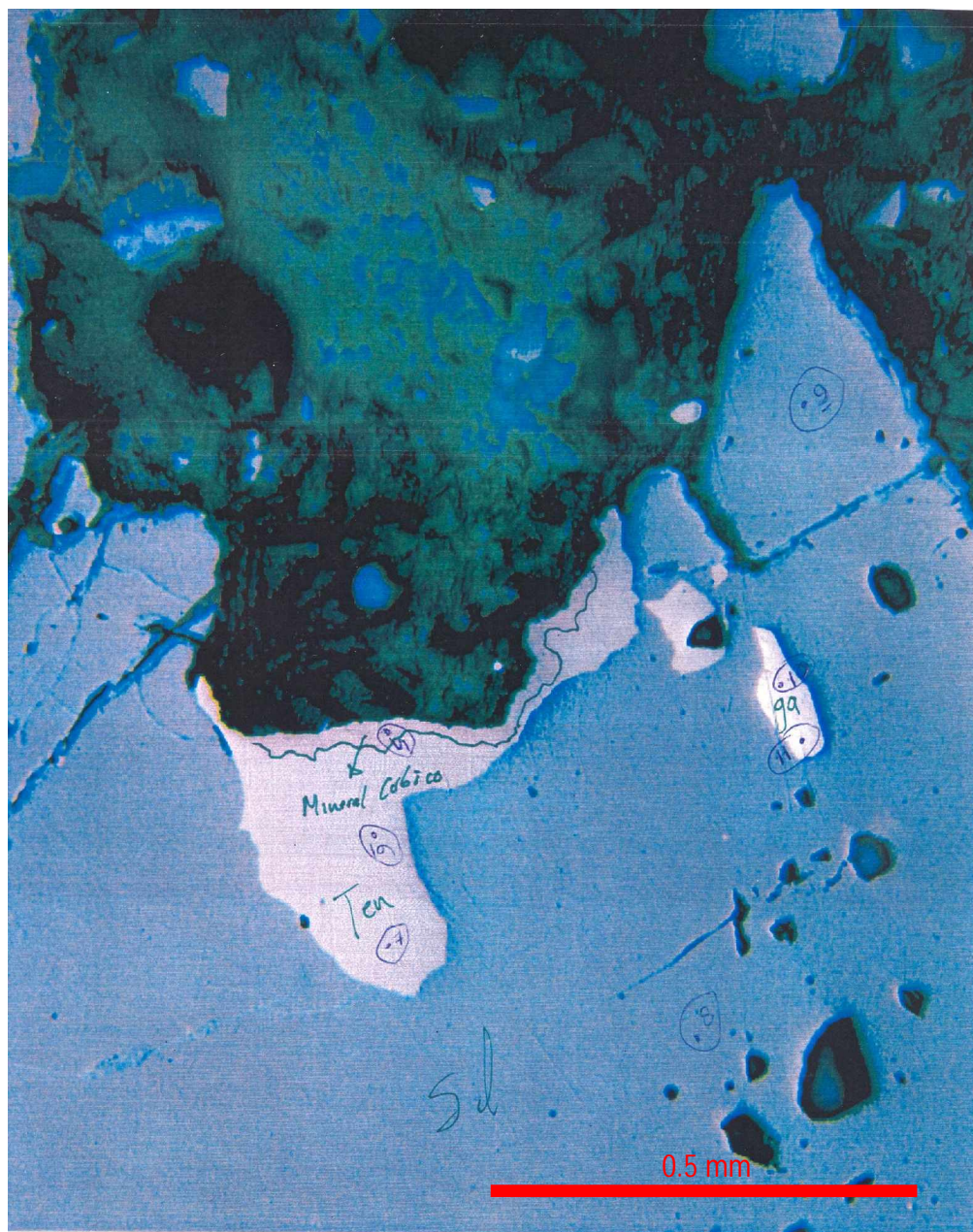
Muestra PMO 195. Granos de calcopirita, tenantita y galena en esfalerita. Su características físicas sugieren que fueron “trasladados” de otro lugar, la composición de esta esfalerita es diferente a otras, inclusive cambia dentro de la misma muestra (especialmente los contenidos de Mn y Fe) lo que sugiere mas de una generación dentro de una misma vena.



5a

↓
 ¿Por qué tengo Tl, Ir, Os → tiene un po-
 quito de oro.
 carlinite?

Muestra PMO 195. Mineral “desconocido” en equilibrio con esfalerita presenta cantidades de Tl, Ir, Os y algo de oro (probablemente carlinite), los valores de los puntos analizados fueron sacados de la tabla por estar debajo de los porcentajes de análisis.



1, 2, 3 y 4 son de otra playta
donde ten=10 en texturas parecidas a (10)

5d

• S → cuarzo ta!

Muestra PMO 195. Tenantita y enargita después de esfalerita, nótese el grano la galena inmerso en esfalerita, nuevamente los valores de los elementos accesorios difieren de otros estadios.

Análisis químicos por XRF

Análisis Semicuantitativo por XRF (fluorescencia de rayos X), Utilizando el Software UNIQUANT, de Muestras representativas del Pórfido Toromocho

Analyses UniQuant (19), Résumé, ** Prof. Lluís Fontboté ** UNIGE, LLD 100ppm (0,01%) UQLF802 4 sept.2002

Remarques: Echantillons traités en sulfure, valeurs en Fe (*)

Traces indicatives, voir détails sur feuilles séparées.

Muestra	Resumen de la descripción de la muestra	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	S	K ₂ O	CaO	TiO ₂	V	Cr	MnO	Fe ₂ O ₃	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Zr	Mo	Ba	Pb	
		wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	
PMO 53	venas de Cz intermedio en intrusivos PQ		0.17	13.04	72.85	0.12	0.45	11.6	0.05	0.16		0.02		1		0.16		0.02	0.03	0.03	0.01			0.15	
PMO 55	venas de Cz intermedio en intrusivos PQ		0.13	13.39	72.19	0.10	0.54	11.7	0.06	0.17		0.01		1.08		0.18	0.01	0.05	0.04	0.03	0.01			0.16	
PMO 57	PQ (pórfido cuarífero con alteración Cz-Ser		0.37	15.37	71.64	0.06	0.59	10.1	0.03	0.16		0.01		1.29		0.09	0.01	0.04	0.03	0.03	0.01			0.12	0.01
PMO 59	venas de Cuarzo-Molibdenita en PQ		0.44	12	75.62	0.04	1.81	5.5	0.01	0.11		0.01		2.89	0.09	0.27	0.01	0.07	0.02				0.63	0.04	
PMO 61	venas de Cuarzo-Molibdenita en PQ		0.66	13.04	68.76	0.06	3.33	6.1	0.02	0.19	0.01	0.01		4.02		0.24	0.02	0.06	0.02		0.01	2.23	0.02		
PMO 63	microvenillas de Cz intermedio en PQ		0.30	14.57	72.63	0.10	0.49	10.0	0.05	0.16		0.01		1.12		0.11	0.04	0.04	0.03	0.03	0.01	0.01	0.14	0.03	
PMO 65	enrejado de venillas de Cz intrusivo en PQ		0.06	13.01	73.5	0.07	0.52	10.6	0.10	0.17		0.01		1.19	0.07	0.15	0.02	0.05	0.03	0.03	0.01	0.02	0.15	0.01	
PMO 67	vena de Cz temprano en PQ con alteración biotita		3.16	14.87	68.79	0.09	0.49	9.8	0.01	0.27		0.01	0.02	2.2		0.05	0.02		0.03		0.01			0.05	0.01
PMO 71	venilla sinuosa de Cz-Turmalina en PQ con alt. Cz-Ser.		1.54	15.36	70.57	0.06	0.75	9.2	0.02	0.19		0.01	0.01	1.69		0.05	0.16	0.02	0.03	0.01	0.01			0.13	0.11
PMO 73	PQ con parche de micas verdes		0.95	13.24	71.45	0.10	0.34	11.6	0.04	0.17		0.01	0.01	1.43	0.08	0.06	0.07	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.16	0.04	

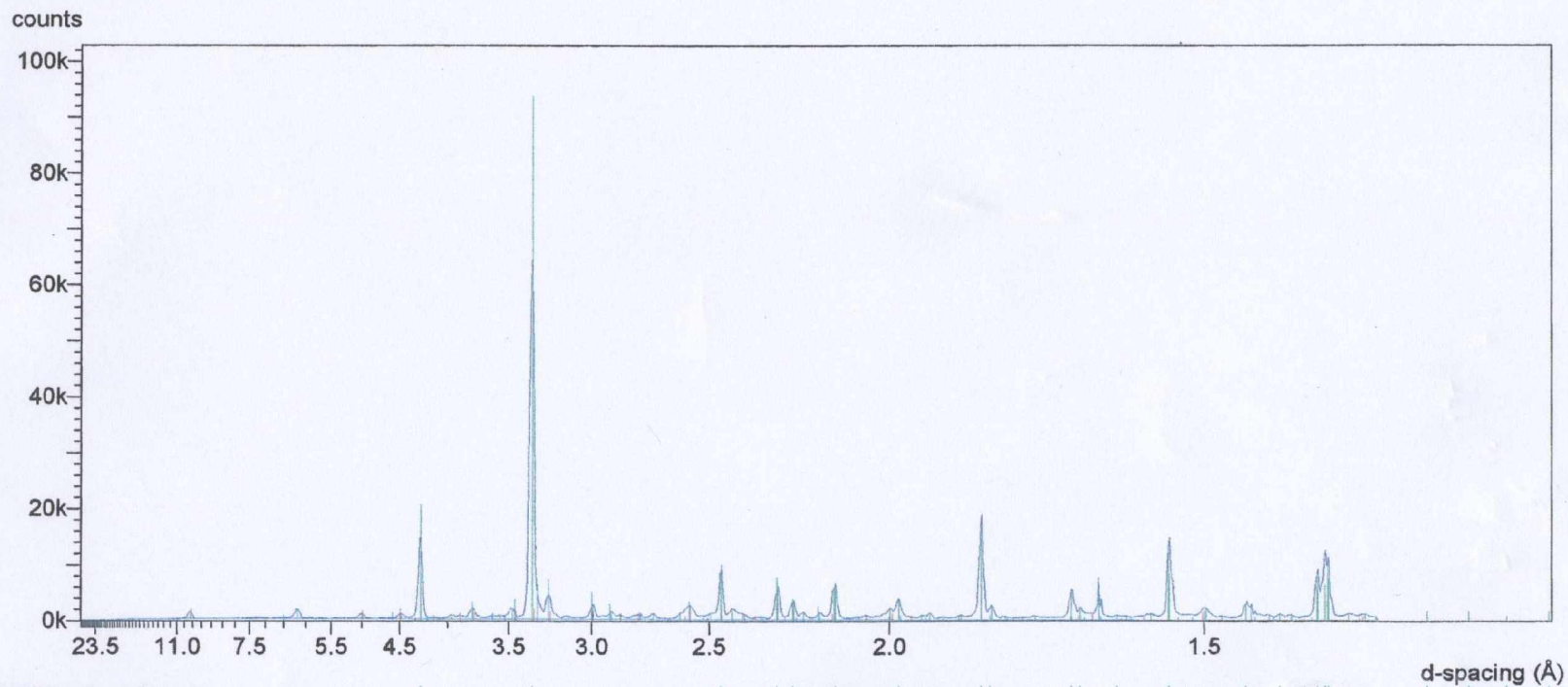
Muestra	Resumen de la descripción de la muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	Zr	Sr	Rb	Pb	Zn	Cu	Ni	Cr	V	Ba	F	Mo	Sb	As
		wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%	wt-%
PMO77	vena de Cz-Py con Bn-Tn en PQ	65.45	0.15	14.17	5.43		1.14	0.02	6.61	0.07	3.71			0.02	0.01	0.41	1.42		0.01		0.06	0.29		0.05	0.33
PMO79	venas alineadas de biotita-Cz en PQ	68.75	0.18	15.14	2.66		0.93	0.02	9.32	0.08	1.49	0.01	0.01	0.03		0.1	0.61	0.05			0.12		0.01	0.03	0.17
PMO83	vena de Cz»Mo (-0.1 mm) en PQ con alteración biotita pervasiva	61.97	0.23	16.5	3.2	0.02	9.09	0.02	7.02	0.09	0.92	0.01		0.04			0.15		0.01	0.01	0.02	0.55	0.02		0.01
PMO87	PF con parches de minas verdes y una venilla de cuarzo	66.67	0.19	12.38	4.11	0.03	7.13	0.03	7.11	0.08	1.13	0.01		0.03			0.31	0.05	0.01	0.01	0.03	0.51	0.01		
PMO89	PF con parches de minas verdes y una venillas de cuarzo intermedias	64.41	0.2	12.69	3.8	0.04	7.98	0.04	8.75	0.09	0.7	0.01	0.01	0.04			0.23	0.05	0.01		0.06	0.71	0.01		
PMO97	PQ con parche de micas verdes y venillas de Cz»Mo(-0.1 mm) cortando ambos	50.26	0.25	17.66	6.8	0.06	11.78	0.02	10.35	0.06	1.35	0.01		0.05		0.03	0.20	0.02		0.01	0.05	0.63	0.16		
PMO99	PQ con parche de micas verdes y alteración biotita	56.69	0.19	14.74	4.75	0.15	13.46		7.9	0.07	1.02	0.01		0.04		0.02	0.17		0.01		0.03	0.56	0.01		0.04
PMO103	venillas de Py-Cz en PQ	67.93	0.19	15.96	3.72		1.07	0.03	8.44	0.07	2.01	0.01		0.03		0.02	0.24		0.01		0.03				0.09
PMO107	venillas de Py»Cz con Cz rotos en PQ	66.42	0.17	14.23	8.13		1.27		4.2	0.07	5.01			0.02		0.01	0.24		0.01				0.01		0.06
PMO111	venillas de Cz-Py en diferente proporción en PQ	63.47	0.16	12.14	5.75	0.05	8.74	0.18	4.54	0.09	3.23			0.02	0.03	0.06	0.56		0.02	0.01		0.46			0.18
PMO113	venillas de Cz-Py	67.88	0.24	14.84	2.5	0.03	2.41	0.04	10.03	0.1	1	0.01		0.03	0.03	0.06	0.25	0.07	0.01		0.05		0.08		0.1
PMO119	venillas de Cz-Mo-Py-Cpy (Mo-1mm) en PQ silicificado	64.76	0.45	17.78	3.18	0.02	2.93	0.2	8.69	0.09	1.51	0.01		0.03	0.02	0.03	0.10		0.01	0.01	0.06		0.01		0.01
PMO121	parche de Cz-Turmalina en PQ silicificado	69.48	0.42	17.16	1.96	0.02	2.91	0.04	6.95	0.11	0.65	0.01		0.03		0.01	0.05		0.01	0.01	0.07		0.01		
PMO123	venillas de Cz»Py en PF	66.36	0.42	18.11	2.57		3.63	0.03	6.29	0.12	1.09	0.01		0.03	0.01	0.07	0.41			0.01	0.05	0.57	0.02		0.02
PMO125	PF con alteración Cz-Sericita	64.59	0.49	19.83	2.38	0.01	3.06	0.17	6.92	0.08	1.25	0.02		0.03	0.01	0.04	0.36		0.02	0.01	0.05	0.45	0.01		0.05
PMO129	PF con alteración Cz-Sericita y venilla de Cz-Py	67.27	0.48	19.98	1.95		1.66	0.05	6.41	0.16	1.37	0.01		0.03		0.06	0.42			0.01	0.04				0.05
PMO131	venas de Ser-Cz-Py en PQ	65.39	0.34	15.71	7.1		1.22	0.02	4.72	0.05	4.46	0.01		0.02		0.07	0.47		0.01		0.02			0.03	0.14
PMO133	cruce de venillas de Py»Cz en PQ con alteración Ser-Cz	66.36	0.44	19.21	2.83		1.56	0.24	6.45	0.09	2.33	0.02		0.03	0.01	0.16	0.15		0.01	0.01	0.03				0.02
PMO137	PF con alteración supérgena sobreimprimiendo Cz-Ser	63.71	0.57	19.92	3.65		1.59	0.41	6.66	0.05		0.02		0.03	0.18		0.02			0.01	0.03		0.01		

PMO143	PF con alteración Cz-Ser	64.77	0.51	14.7	3.95	0.03	1.88	0.27	11.28	0.16	1.81	0.01	0.02	0.04	0.02		0.15	0.07	0.01		0.1		0.02		0.02
Muestra	Resumen de la descripción de la muestra	SiO ₂ wt-%	TiO ₂ wt-%	Al ₂ O ₃ wt-%	Fe ₂ O ₃ wt-%	MnO wt-%	MgO wt-%	CaO wt-%	Na ₂ O wt-%	K ₂ O wt-%	P ₂ O ₅ wt-%	S wt-%	Zr wt-%	Sr wt-%	Rb wt-%	Pb wt-%	Zn wt-%	Cu wt-%	Ni wt-%	Ba wt-%	F wt-%	Mo wt-%	Sb wt-%	As wt-%	
PMO 153	diorita anticonca con alteración Cz-Ser débil	65.76	0.51	15.97	2.26	0.02	3.03	3.08	3.32	4.86	0.33	0.45	0.01	0.04	0.01			0.07	0.05	0.06					
PMO 155	diorita anticonca con alteración Cz-Ser débil	65.66	0.5	15.85	2.18	0.02	2.94	3.06	3.29	4.93	0.3	0.83	0.01	0.04	0.01		0.07	0.1		0.06					
PMO 159	diorita anticonca con alteración Cz-Ser fuerte	65.47	0.5	17.74	3.81	0.01	2.63	0.22		7.3	0.12		0.01		0.03	0.02				0.07		0.01			
PMO 163	diorita anticonca con alteración Cz-Ser moderada	63.45	0.53	15.25	2.68	0.03	3.07	2.53	2.69	6.48	0.36		0.01	0.03	0.02			0.04	0.05	0.08					
PMO 169	diorita anticonca con alteración potásica débil	63.32	0.44	13.39	4.22	0.04	8	0.24		8.46	0.23	1.1	0.01	0.01	0.03		0.02			0.08					
PMO 171	PF con Cz-Ser fuerte y venilla de Py>Cz	65.94	0.2	18.42	4.94	0.02	2.14	0.06		5.26	0.03	2.51			0.01	0.01	0.12	0.03	0.04	0.06					0.02
PMO 173	diorita anticonca con alteración Cz-Ser moderada	64.86	0.59	7.62	8.01	0.14	9.36	6.36		2.28	0.3		0.01		0.01		0.01	0.01							0.01
PMO 175	PF con Cz-Ser moderada	56.05	0.55	22.28	6.63	0.04	8.13	1.8		2.26	0.18	1.4	0.01		0.01		0.09	0.28	0.01	0.01					
PMO 177	PF con Cz-Ser fuerte y venilla de Py>Cz	58.48	0.31	14.91	11.85		1.07	0.24		4.87	0.05	7.35			0.01			0.37	0.09	0.01					0.1
PMO 179	cruce de venillas de Py>Cz en PF	60.42	0.29	14.36	10.84		1.24	0.32		4.53	0.13	7.02			0.01		0.05	0.36		0.01					0.12
PMO 187	vena de Py-Cz-Mo en PQ	68.29	0.19	14.75	3.42	0.01	2.36	0.01		6.77	0.1	2.12			0.02		0.01	0.4	0.05	0.04					0.11
PMO 189	PQ con varias tipos de venillas cuarzo-pirita-sericita	57.98	0.18	14.28	5.96	0.07	11.38			6.61	0.09	2			0.03			0.2		0.01	0.94	0.04			
PMO 195	vena polimetálicas Py-Es-Tn. con halo de Ser»Cz	70.92	0.16	15.62	3.38	0.01	1.28	0.3		5.32	0.02	2.34			0.02	0.02	0.18	0.12		0.02			0.01		0.04
PMO 197	venas polimetálicas de Esfalerita-Tenantita-Enargita con halo de silicificación	21.69	0.07	9.84					1.28	2.51	0.28	18.89													0.33
PMO 199	vena polimetálicas Gn-Es-Tn-Py y arcillas halo argílico	4.59	0.02	2.78			0.49	0.08	1.83	0.4	0.06	21.7						0.81					0.02		0.22
PMO 201	roca caja de la muestra anterior	51.46	0.46	17.35	12.7		2.16	0.93		5.25	0.16		0.01		0.02			0.2			0.01				0.03
PMO 203	roca caja distal a PMO 199	66.88	0.55	14.97	1.51		0.85	0.17		13.63	0.12		0.01	0.02	0.04	0.12	0.01			0.15					0.01

Análisis por XRF

X'Pert Graphics & Identify
Graph: PMO-59

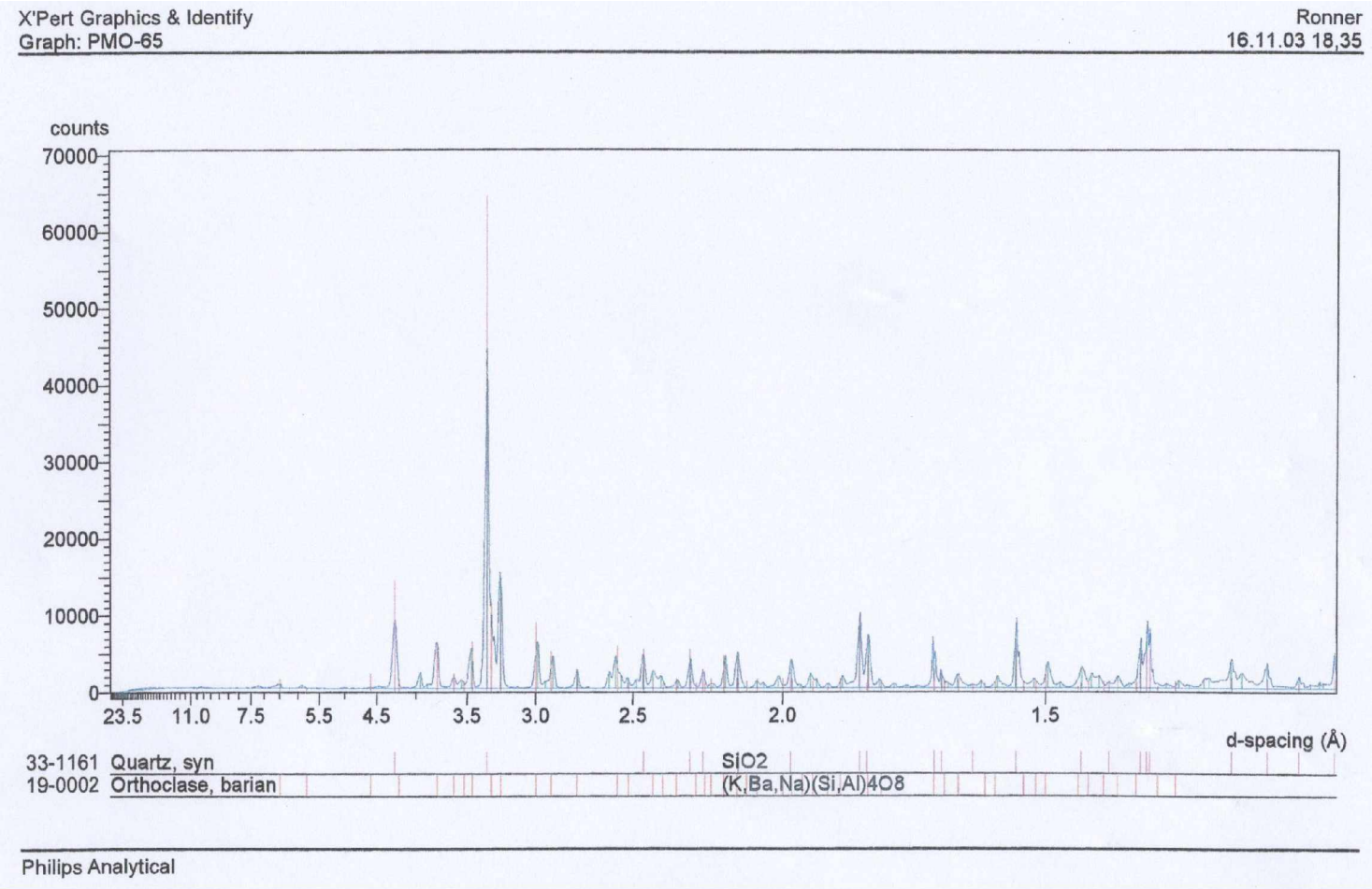
Ronner
16.11.03 14,30



33-1161 Quartz, syn
19-0002 Orthoclase, barian
02-0056 Illite

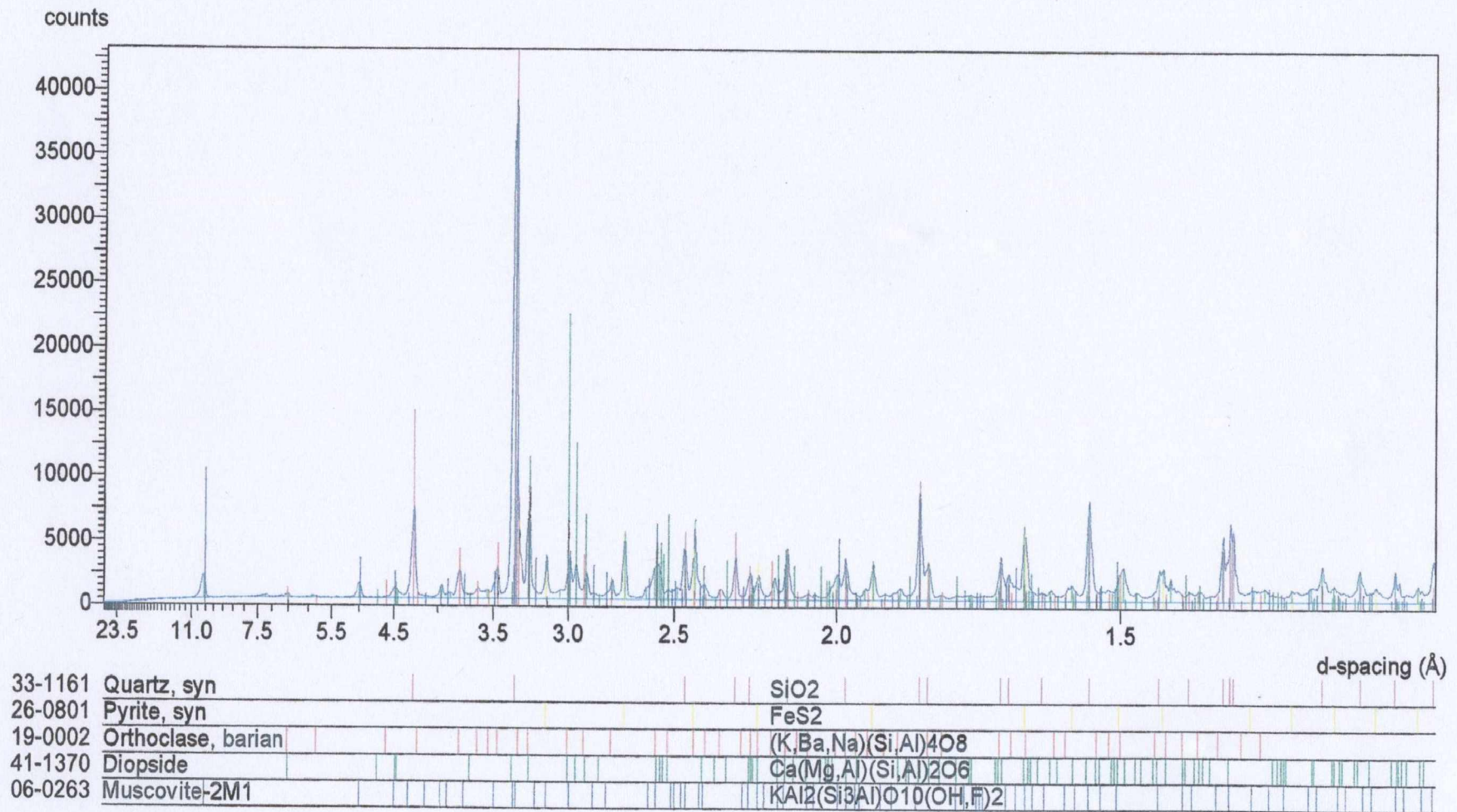
SiO₂
(K,Ba,Na)(Si,Al)₄O₈
KAl₂Si₃AlO₁₀(OH)₂

Philips Analytical



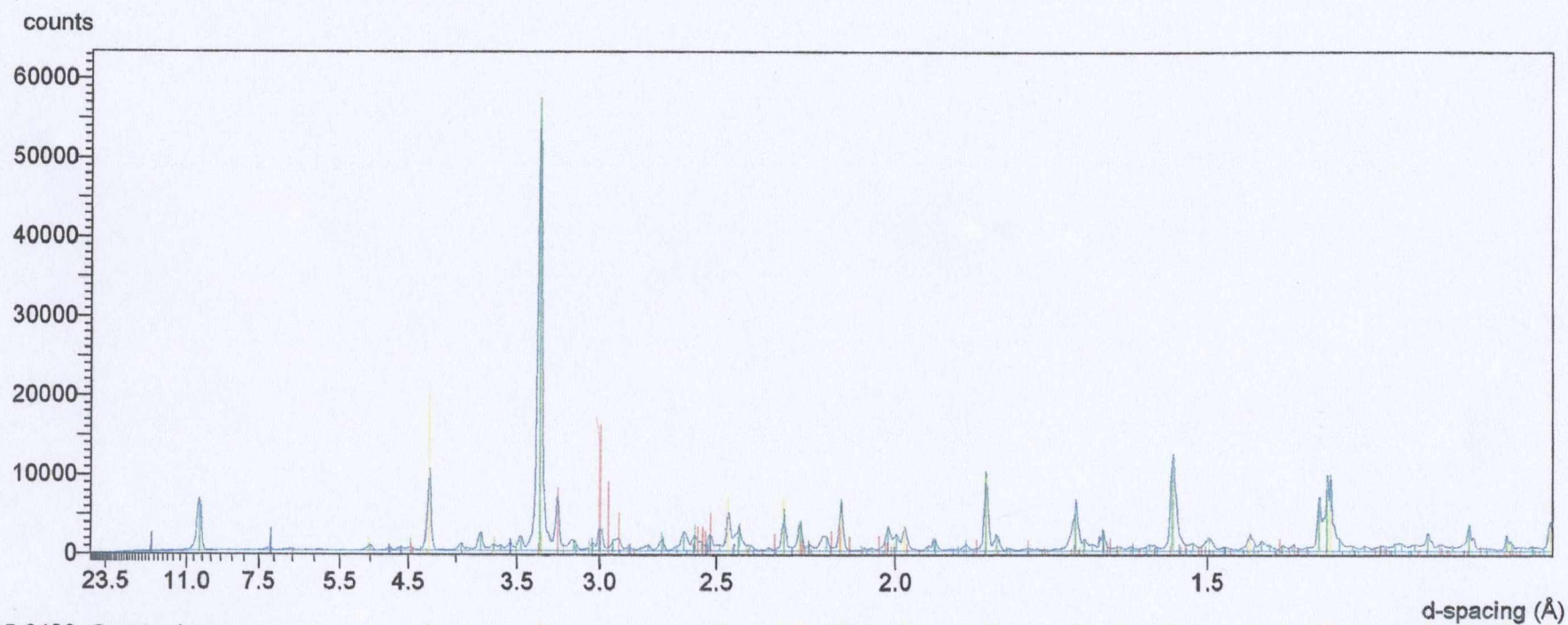
X'Pert Graphics & Identify
Graph: PMO-77

Ronner
16.11.03 18,47

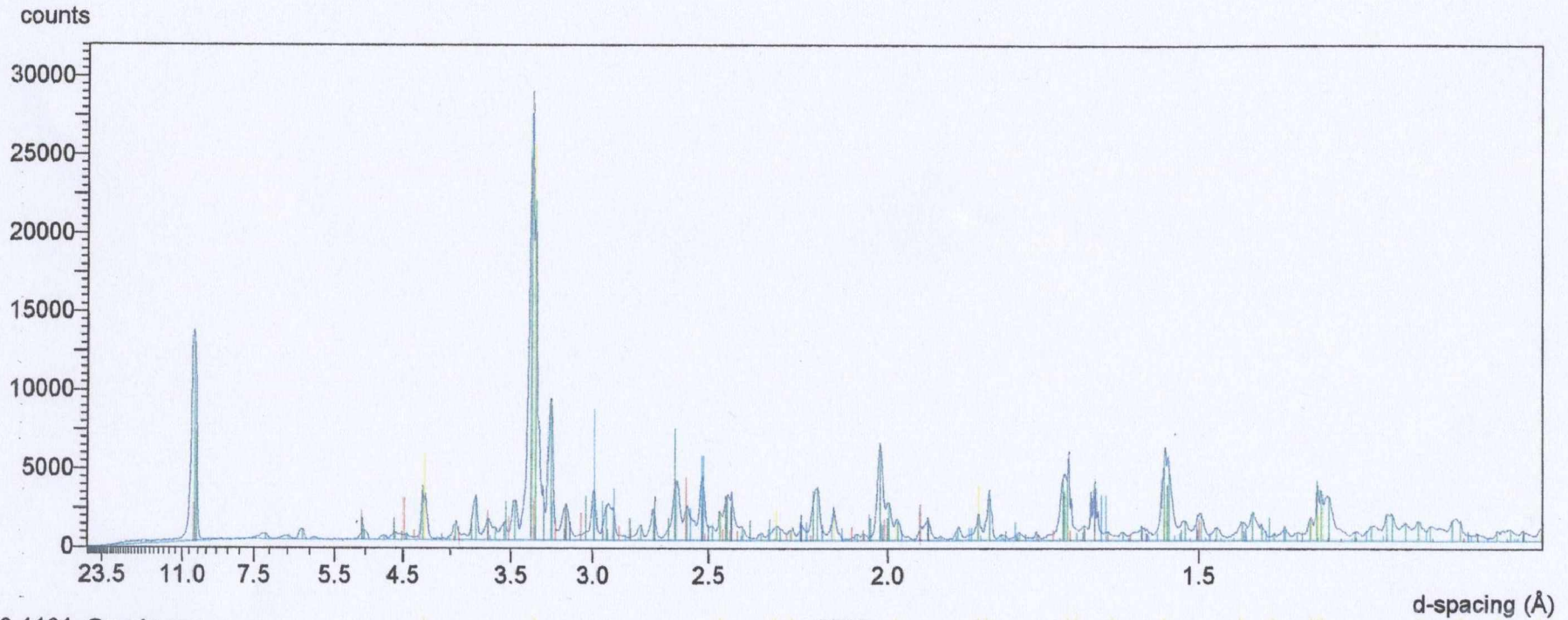


X'Pert Graphics & Identify
Graph: PMO-87

Ronner
17.11.03 11,06



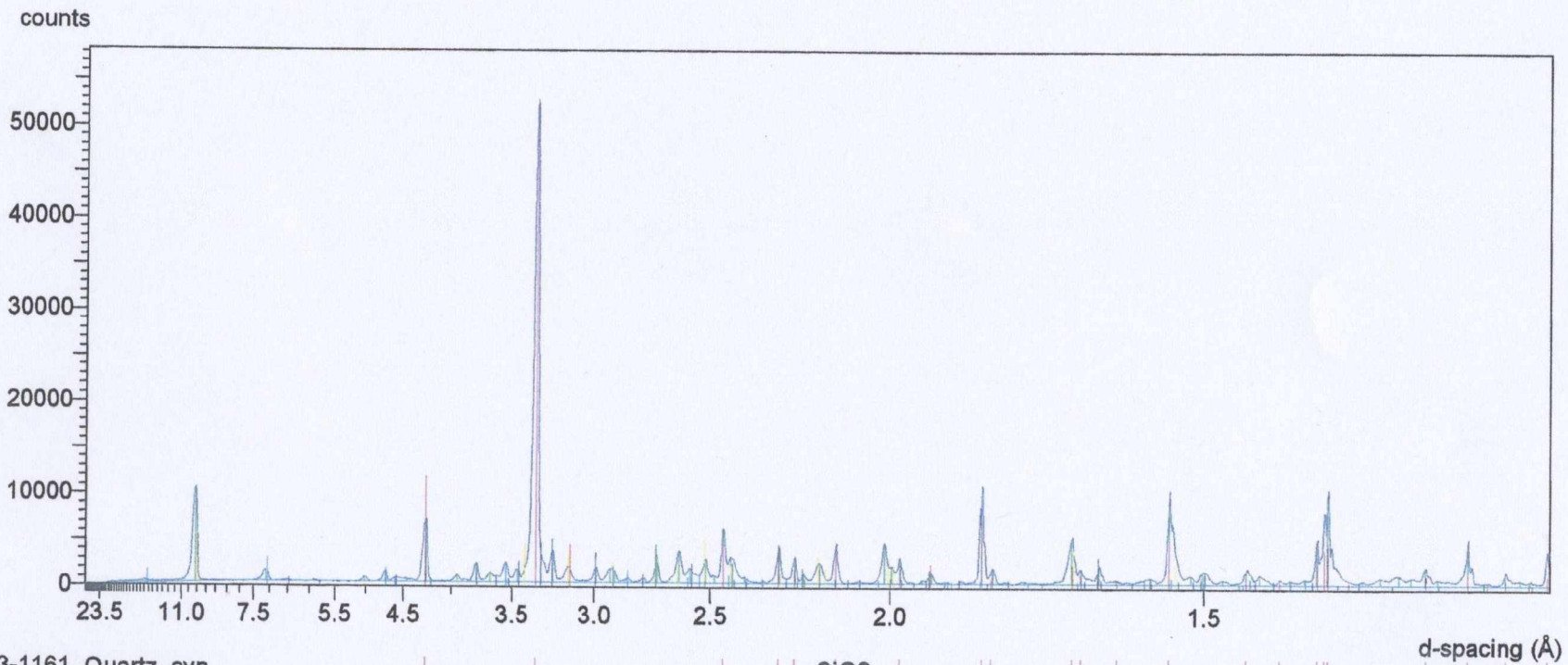
05-0490	Quartz, low	SiO ₂
26-0801	Pyrite, syn	FeS ₂
41-1370	Diopside	Ca(Mg,Al)(Si,Al) ₂ O ₆
13-0029	Chamosite-101b	(Fe,Al,Mg,Mn) ₆ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈
43-0685	Muscovite-2M2	KAl ₂ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH) ₂
25-0288	Chalcopyrite	CuFeS ₂
07-0078	Clinochlore-1M11b, fe	(Mg,Fe,Al) ₆ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₈



Reference ID	Phase Name	Chemical Formula
33-1161	Quartz, syn	SiO ₂
19-0239	Diopside, syn	CaMg(SiO ₃) ₂
26-0801	Pyrite, syn	FeS ₂
19-0611	Kamiokite, syn	FeMoO ₃
35-0816	Fluorite, syn	CaF ₂
43-0685	Muscovite-2M2	KAl ₂ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH) ₂
10-0493	Phlogopite-2M1	KMg ₃ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH) ₂

X'Pert Graphics & Identify
 Graph: PMO-105

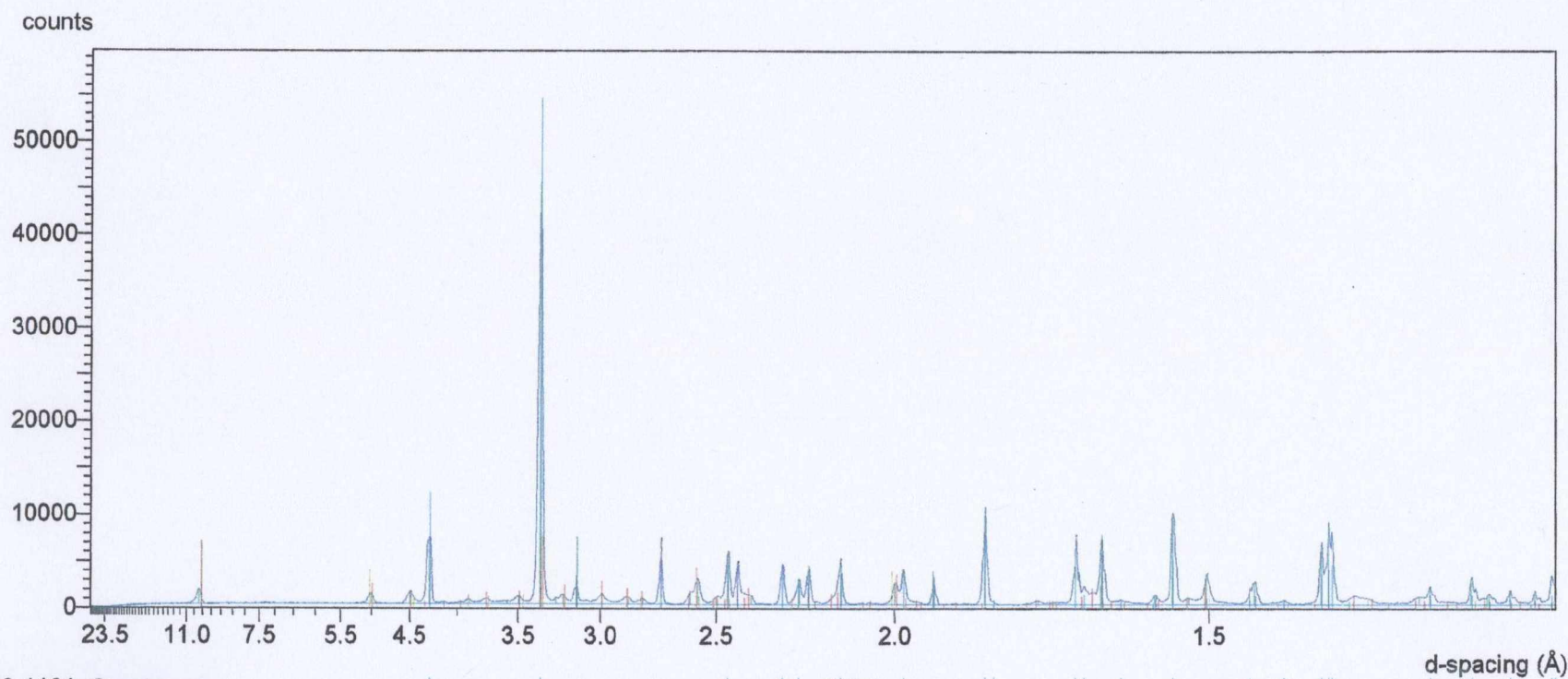
Ronner
 13.11.03 12,38



33-1161	Quartz, syn	SiO ₂
42-1340	Pyrite	FeS ₂
29-0854	Clinochlore-2M11b	Mg ₅ Al(Si ₃ Al)O ₁₀ (OH) ₈
19-0002	Orthoclase, barian	(K,Ba,Na)(Si,Al) ₄ O ₈
05-0566	Sphalerite, syn	ZnS
33-1016	Annite-1M, manganoan	K ₂ (Fe,Mn,Mg, [*]) ₅ Si ₈ O ₂₀ (F,OH) ₄

X'Pert Graphics & Identify
Graph: PMO-107

Ronner
15.11.03 19,11



33-1161 Quartz, syn

24-0076 Pyrite

24-1137 Sphalerite, cadmian, syn

06-0263 Muscovite-2M1

26-0911 Illite-2M1

SiO₂

FeS₂

Zn_{0.9}Cd_{0.1}S

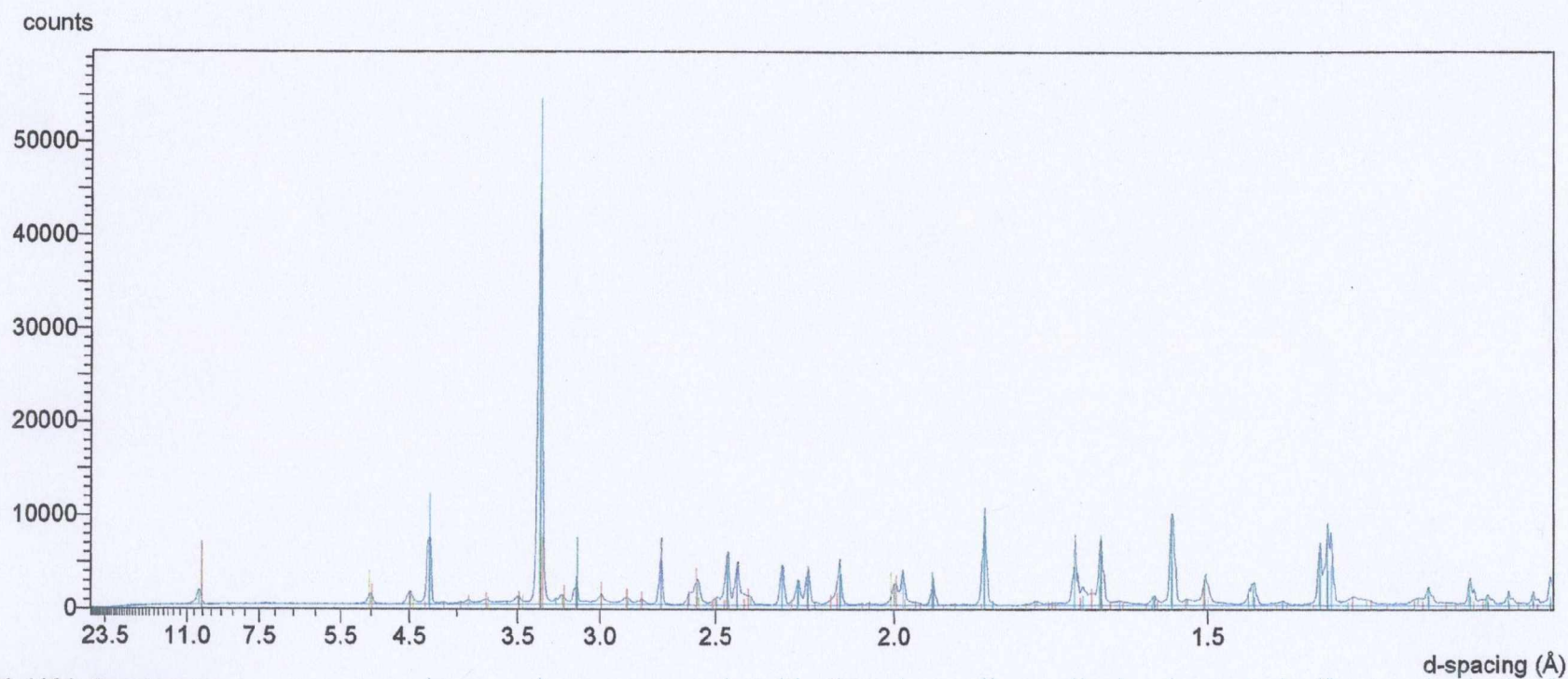
KAl₂(Si₃Al)O₁₀(OH, F)₂

(K, H₃O)Al₂Si₃AlO₁₀(OH)₂

Philips Analytical

X'Pert Graphics & Identify
Graph: PMO-107

Ronner
15.11.03 19,11



33-1161 Quartz, syn

24-0076 Pyrite

24-1137 Sphalerite, cadmian, syn

06-0263 Muscovite-2M1

26-0911 Illite-2M1

SiO₂

FeS₂

Zn_{0.9}Cd_{0.1}S

KAl₂(Si₃Al)O₁₀(OH,F)₂

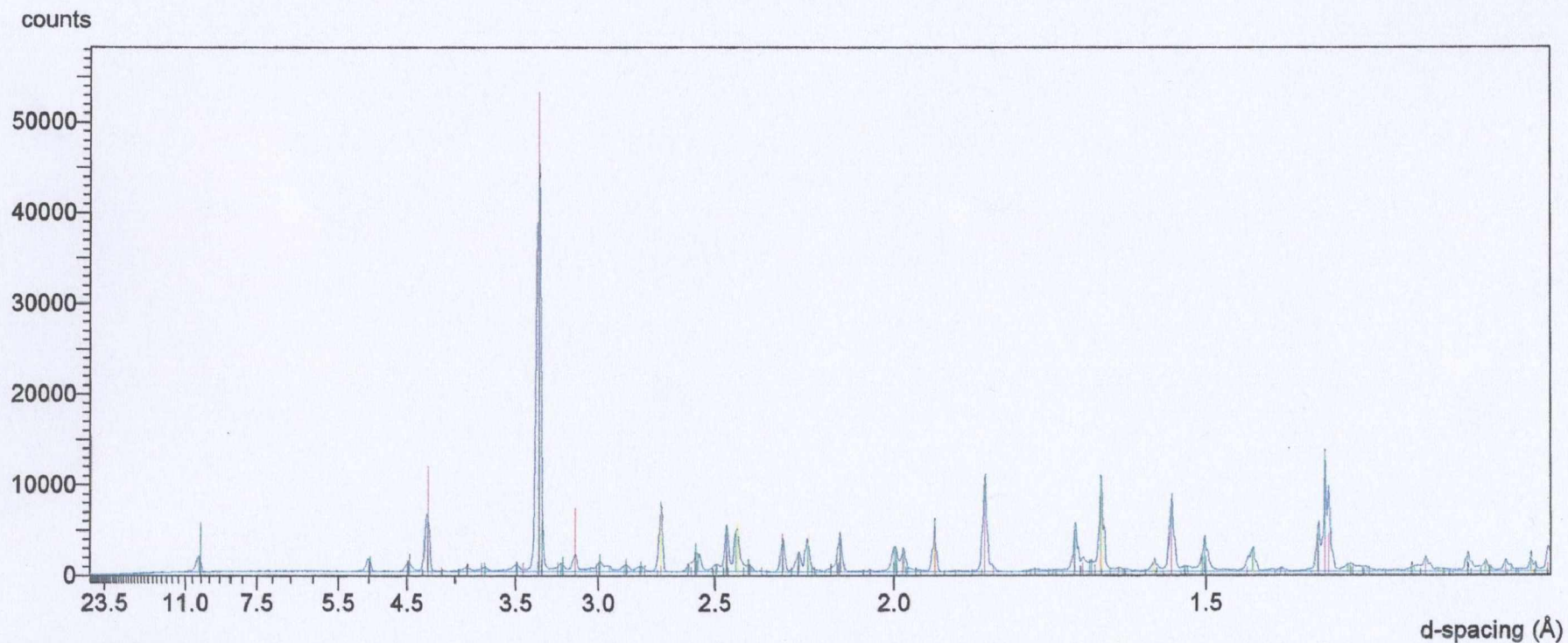
(K,H₃O)Al₂Si₃AlO₁₀(OH)₂

d-spacing (Å)

Philips Analytical

X'Pert Graphics & Identify
Graph: PMO-179

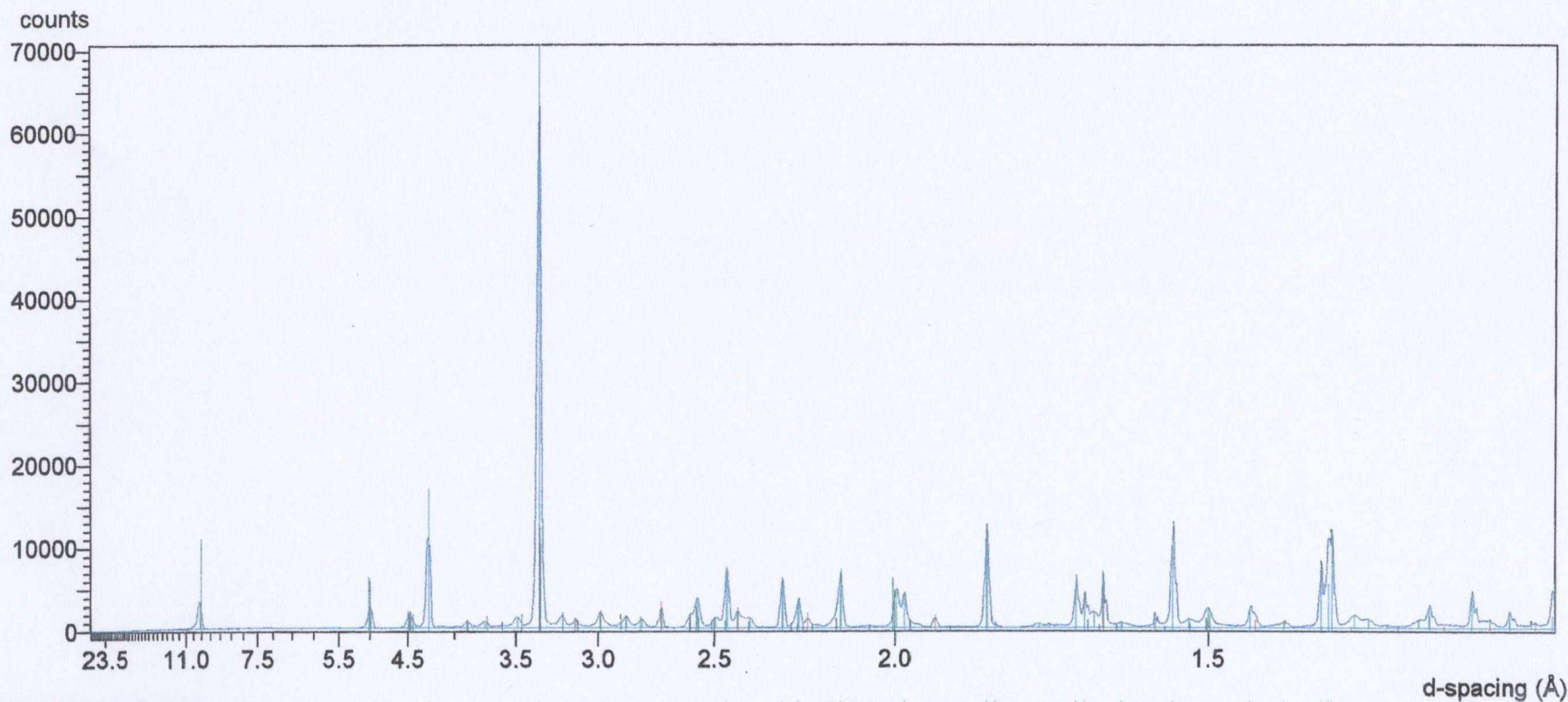
Ronner
13.11.03 17,32



33-1161	Quartz, syn	SiO ₂
26-0801	Pyrite, syn	FeS ₂
05-0566	Sphalerite, syn	ZnS
06-0263	Muscovite-2M1	KAl ₂ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH,F) ₂
03-0849	Muscovite	H ₄ K ₂ (Al,Fe) ₆ Si ₆ O ₂₄
02-0056	Illite	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂

X'Pert Graphics & Identify
Graph: PMO-193

Ronner
15.11.03 19,21



33-1161 Quartz, syn

26-0801 Pyrite, syn

07-0042 Muscovite-3T

26-0911 Illite-2M1

SiO₂

FeS₂

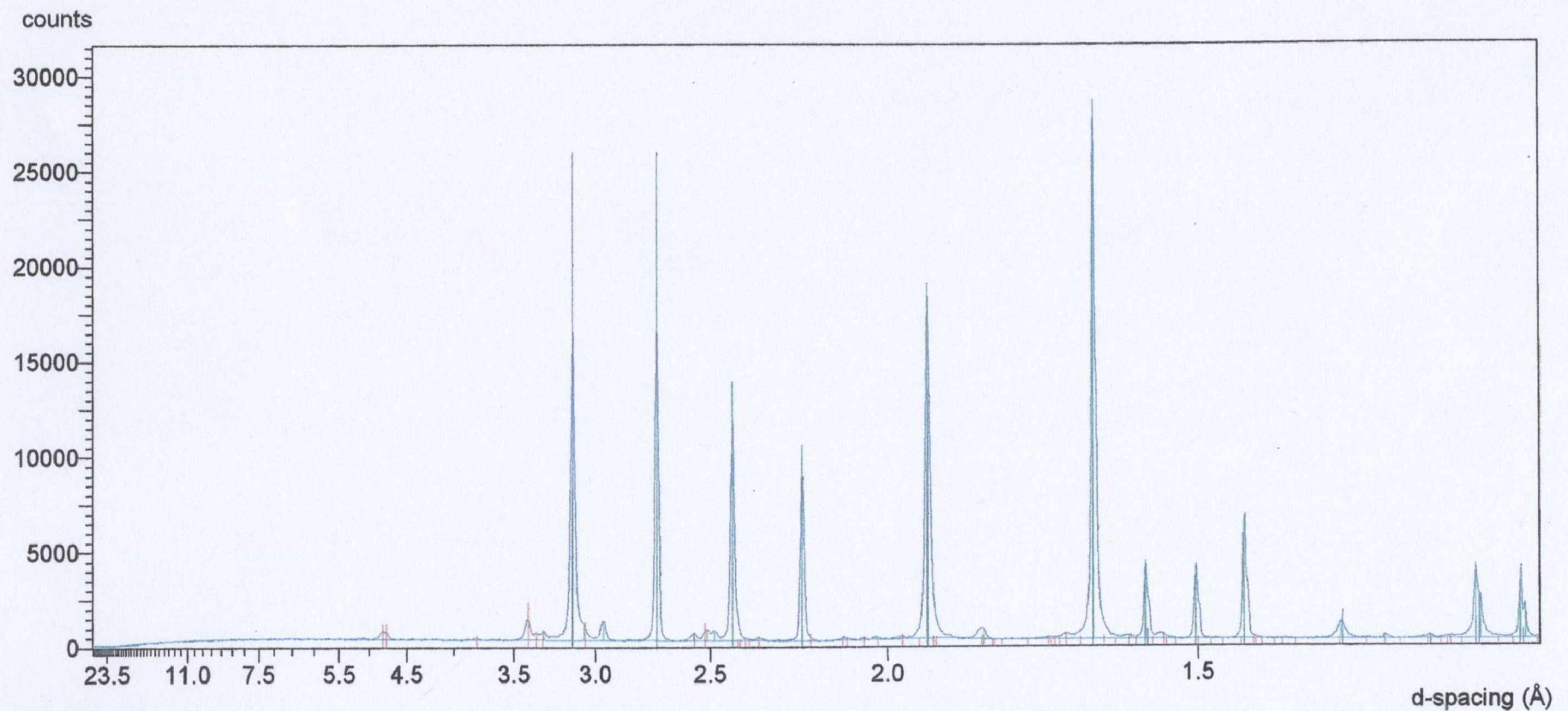
(K,Na)(Al,Mg,Fe)₂(Si_{3.1}Al_{0.9})O

(K,H₃O)Al₂Si₃AlO₁₀(OH)₂

Philips Analytical

X'Pert Graphics & Identify
Graph: PMO-195

Ronner
15.11.03 19,46

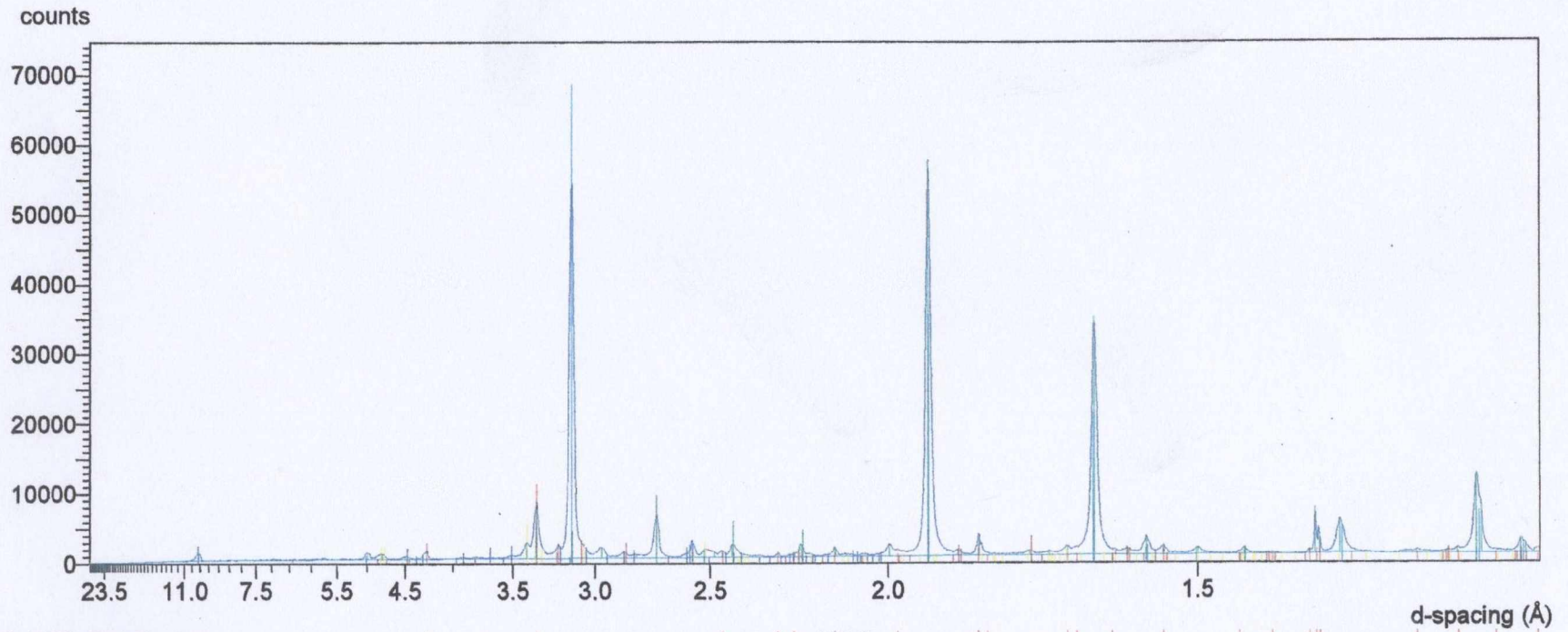


42-1340 Pyrite
05-0566 Sphalerite, syn
33-1476 Gunningite, syn

FeS₂
ZnS
ZnSO₄·H₂O

X'Pert Graphics & Identifv
Graph: **PMO - 197**

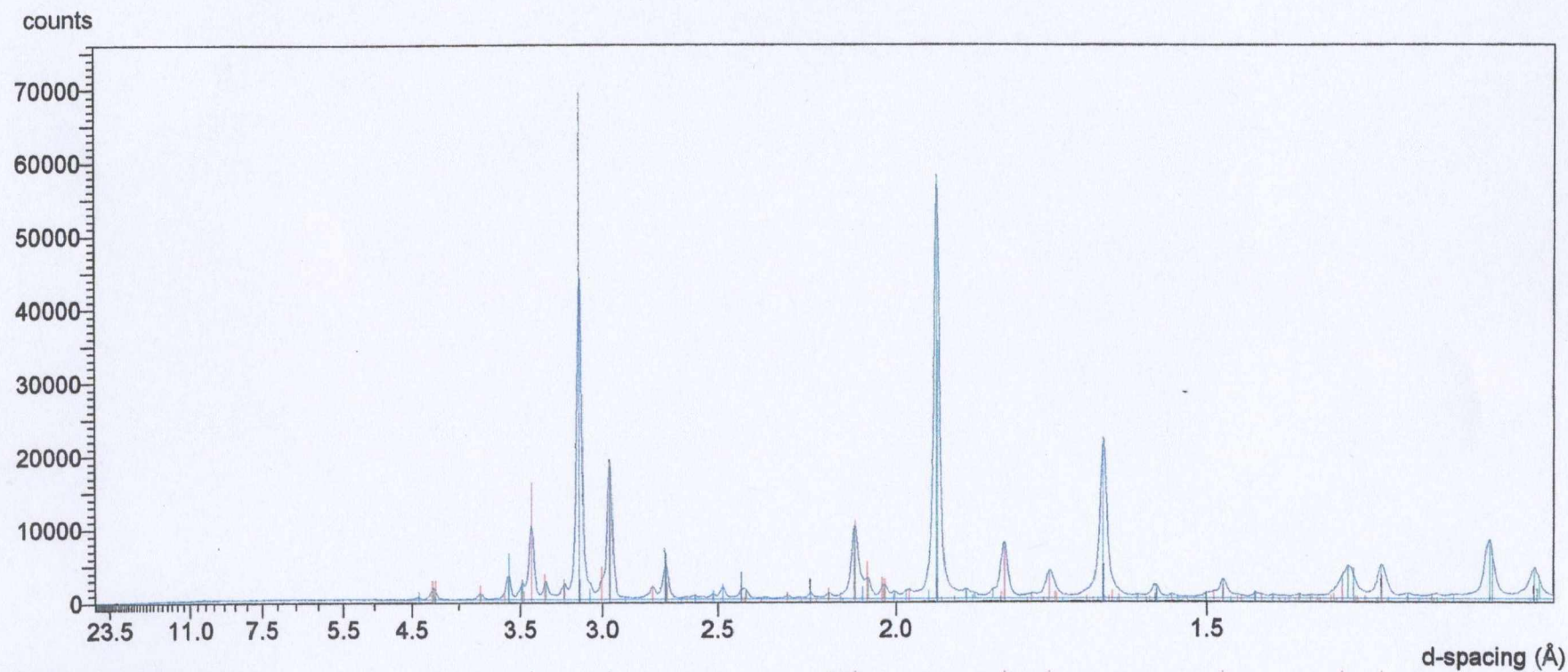
Ronner
16.11.03 14,01



33-1161	Quartz, syn	SiO ₂
05-0566	Sphalerite, syn	ZnS
24-0076	Pyrite	FeS ₂
35-0580	Enargite, syn	Cu ₃ AsS ₄
33-1476	Gunningite, syn	ZnSO ₄ ·H ₂ O
34-0175	Muscovite-2M2	(K,Na)Al ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂

X'Pert Graphics & Identify
Graph: PMO-199

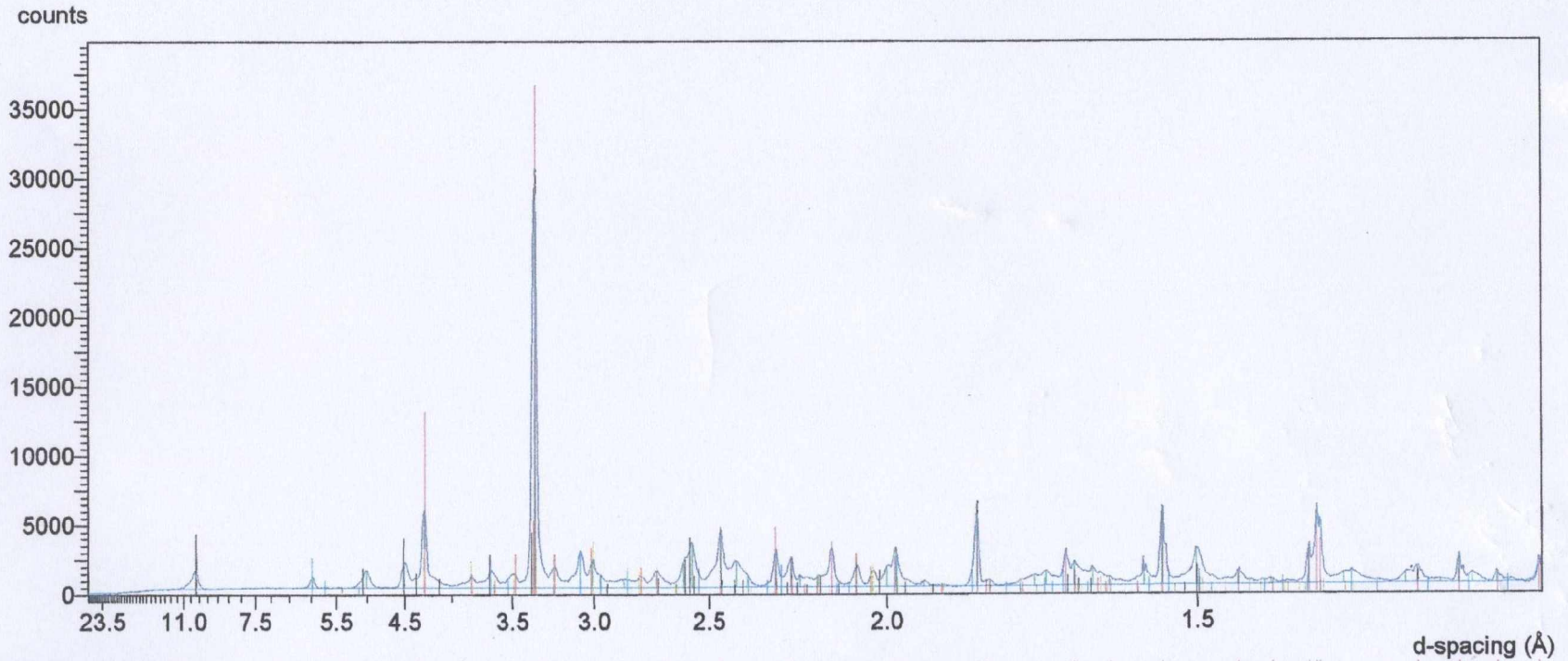
Ronner
16.11.03 13,36



05-0592	Galena, syn	PbS
05-0417	Cerussite, syn	PbCO ₃
24-0076	Pyrite	FeS ₂
05-0566	Sphalerite, syn	ZnS
36-1461	Anglesite, syn	PbSO ₄

X'Pert Graphics & Identifv
Graph: **PMO-201**

Ronner
16.11.03 13,13



05-0490 Quartz, low
05-0577 Anglesite, syn
41-1387 Celestine, barian
07-0025 Muscovite-1M, syn
19-0689 Beudantite

SiO₂
PbSO₄
(Sr,Ba)SO₄
KAl₂Si₃AlO₁₀(OH)₂
PbFe₃[(As,S)O₄]₂(OH)₆