

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**APLICAÇÕES DE ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS NA
MODELAGEM METALOGENÉTICA DA MINA DE
VOLFRÂMIO DE PASTO BUENO - PERU**

Nicolas Misailidis Stríkis

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF/08/40)**

SÃO PAULO
2008

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

APLICAÇÕES DE ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS NA MODELAGEM
METALOGENÉTICA DA MINA DE VOLFRÂMIO DE PASTO BUENO -
PERU



Nicolás Misailidis Stríkis

DEDALUS - Acervo - IGC



30900025558

Orientador: Colombo Celso Gaeta Tassinari

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF – 2008/40)

São Paulo
2008

TF
59H
NM. a

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOLOGIA

APLICAÇÕES DE ISÓTOPS RADIOATIVOS NA MINERALOGIA
METALOGÊNICA DA MINA DE VOLFRÂMO DE SÃO JERÔNIMO
PRHO



INSTITUTO DE GEOLOGIA

ORIENTADOR: CARLOS DE CARVALHO

MONITORIA DE TRABALHO DE FOMENTAR
(1973-1974)

1973

AGRADECIMENTOS

Agradeço às meus pais Pedro Carlos Stríkis e Maria Laura Misailidis Lerena por me inspirarem a fazer isso.

Agradeço também aos meus amigos Rafaela, Gabriel, Daniel, Henrique, Lucas, por terem sido a minha rede de apoio sempre ao longo da minha jornada, e mais do que isso, por serem a minha família e por me fazerem sentir em casa.

Agradeço também ao meu amigo Daniel, a quem não vou deixar de mencionar.

Agradeço também ao meu amigo Daniel, que sempre me ajudou no meu trabalho e me fez sentir em casa.

Agradeço também ao meu amigo Daniel, que sempre me ajudou no meu trabalho e me fez sentir em casa.

Agradeço também ao meu amigo Daniel, que sempre me ajudou no meu trabalho e me fez sentir em casa.

Agradeço também ao meu amigo Daniel, que sempre me ajudou no meu trabalho e me fez sentir em casa.

Agradeço também ao meu amigo Daniel, que sempre me ajudou no meu trabalho e me fez sentir em casa.

Agradeço também ao meu amigo Daniel, que sempre me ajudou no meu trabalho e me fez sentir em casa.

Agradeço também ao meu amigo Daniel, que sempre me ajudou no meu trabalho e me fez sentir em casa.

É com muito carinho que dedico esta monografia aos meus pais, Pedro Carlos Stríkis e Maria Laura Misailidis Lerena, aos meus amigos, Rafaela, Gabriel, Daniel, Henrique, Lucas, e a todos os que me fizeram sentir em casa. Agradeço também ao meu amigo Daniel, que sempre me ajudou no meu trabalho e me fez sentir em casa.

Dedico esta monografia a minha morena
Daniele Monteiro Demarchi, aos meus pais
Pedro Carlos Stríkis e
Maria Laura Misailidis Lerena
e aos meus querido irmãos.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais Pedro Carlos Stríkis e Maria Laura Misailidis Lerena por me introduzirem a ciência.

A cada um de meus irmãos, Nadejda, Frederico, Camila Yadviga e Laura, que durante toda a minha vida estiveram sempre ao meu lado me apoiando, e sem dúvida alguma, me inspiram a dar o melhor de mim.

Agradeço especialmente a minha flor Daniele a qual devo todo meu amor.

A meu prof. Colombo Celso Gaeta Tassinari, que colocou no mundo da geoquímica isotópica, meus sinceros agradecimentos.

Ao grande amigo e professor Paulo César Boggiani, pelo apoio e companheirismo durante todo o curso, a você meus mais sinceros agradecimentos.

Ao prof. Dr Ricardo Castroviejo pelas discussões e orientações tão importantes para a realização desse projeto.

A todos os funcionários do CPGeo, Artur, Ivone, Kei, Helen e em especial ao Vasco, Liliani, Isabel, Walter e Solange que muito colaboraram para que esse trabalho se concretizasse.

A empresa *Dynacor Exploraciones S.A.* e ao eng. geólogo Alonso Sanchez que permitiram que esse trabalho fosse possível.

Ao eng. Isaac Jamil Sayeg pelas análises em MEV e ao amigo Reynaldo Peña Castellon (cuca) pelo auxílio no mapa.

Aos amigos Vibra, Elton, GG, Zacarias, Xang, Dengoso, Intupido, Xoquito, Chico Bill, Sertão, Popó e Hemorróida (xenólito).

E não menos importante aos meus grandes amigos de república, Lester (João Cláudio Viduedo), Rejeito (Lucas Padoan de Sá Godinho), Bota-fora (Marco Antônio Batoni), Boi grande companheiro de churrasco (Mauricio Nicolau de Assis Betarchini), Torresmo (Paulo Henrique de Oliveira), Buxo (Paulo Afonso de André Junior) e Boquetero (Amadeu Dotti), obrigado a todos pelo companheirismo; sem dúvida a minha história de vida não seria a mesma sem vocês.

Sumário

<i>Resumo</i>	<i>vi</i>
<i>Abstract</i>	<i>vii</i>
1. Introdução	1
2. Exposição do problema	2
3. Metas e objetivos	3
4. Localização e acesso	3
5. Levantamento Bibliográfico	4
Geologia regional	4
Geologia local	6
5.2.1 Descrição do depósito	9
5.2.3 Trabalhos isotópicos prévios	11
Geologia isotópica – conceitos aplicados a mineralização	13
O método U-Pb e sua relação com o projeto	13
O método Pb-Pb e sua relação com o projeto	15
O método Rb-Sr e sua relação com o projeto	17
O método Sm-Nd e sua relação com o projeto	19
5.4 Greisen - Conceitos	20
6. Materiais e métodos	23
Amostragem	23
Preparação de amostras para análises isotópicas	25
Procedimentos analíticos	26
6.3.1 Procedimentos analíticos U-Pb para hubnerita	26
6.3.2 Procedimentos analíticos Sm-Nd para hübnnerita e tetraedrita	27
Análises petrográficas e mineralógicas	27
Análises espectrais de reflectância	28
Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	29
7. Desenvolvimento do trabalho	29
8. Apresentação dos resultados	30
8.1 Relações geológicas de campo	30
8.2 Petrografia e caracterização mineralógica	35
8.2.1 Minério	35
8.2.2 Ardósia com alteração hidrotermal	37
8.2.3 Quartzo monzonito	40
8.3 Microscopia eletrônica de varredura (Mev) e análises espectrais de reflectância	44
8.4 Geologia isotópica	47
8.4.1 Análises Sm-Nd	47

8.4.2 Análises Pb-Pb	51
8.4.3 Análises Rb-Sr e Sr-Sr	53
8.4.4 Análises U-Pb	56
9. Discussão dos resultados	56
9.1 Discussão dos estudos petrográficos e mineralógicos	56
9.2 Discussão dos resultados isotópicos	58
10. Conclusão	60
11. Bibliografia	62
ANEXO I	Tabelas
ANEXO II	Prancha
ANEXO III	Mapa

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa com a localização do depósito de Pasto Bueno	4
Figura 2 – Franga de Cu-Mo (Au, W) do Mioceno.	5
Figura 3 – Mapa geológico simplificado da porção sudoeste do Peru.....	6
Figura 4 – Mapa geológico de Pasto Bueno.....	8
Figura 5 – Perfil NNW-SSE do anticlinal formado pelo <i>stock</i> Consuzo.	9
Figura 6 – exemplo de curva da concórdia.....	15
Figura 7 – diagrama U-Pb com exemplo de discórdia.	15
Figura 8 – Modelo de dois estágios de Stacey e Kramers (1975)..	17
Figura 9 – Diagrama isocrônico Rb/Sr.	18
Figura 10 – Diagrama Qz-Ab-Or.	23
Figura 11 – Cronograma com as atividades realizadas.	30
Figura 12 – Representação das paragéneses com clorita e biotita e muscovita em diagrama AFM.....	39
Figura 13 – gráficos comparativos de composição mineral média entre as amostras de granito com e sem alteração hidrotermal.....	41
Figura 14 – Gráfico de índice de reflectância.	45
Figura 15 – Gráfico de índice de reflectância.	46
Figura 16 – Mosaico com imagens retroespalhada de hübnerita obtida por microscópio eletrônico de varredura.	47
Figura 17 – Isócrona Sm-Nd para fluorita e hübnerita.	48
Figura 18 – Gráfico de correlação $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $1/\text{Nd}$ para hübnerita e fluorita.....	49
Figura 19 – Diagrama para comparação do parâmetro ϵ_{Nd} no depósito de Pasto Bueno	50
Figura 20 – Diagrama uranogênico da plumbotectônica (Zartman & Doe, 1981).	53
Figura 21 – Diagrama para comparação do parâmetro $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculado integrado com os dados publicados por Norman & Landis (1983).	55
Figura 22 – Isócrona Rb-Sr para muscovita e pirita de <i>greisen</i> sericitizado.	56
Figura 23 – Diagrama Q-A-P mostrando a situação do quartzo monzonitos.	58
Figura 24 – Diagrama Qz-Ab-Or mostrando a situação de leucogranitos de proveniências diversas.	58

Resumo

O presente trabalho tem por objetivo contribuir para a caracterização do modelo metalogenético do depósito de volfrâmio de Pasto Bueno, a fim de estimar as relações de idades entre a mineralização, alteração hidrotermal e colocação do corpo intrusivo bem como estimar as possíveis fontes de metais e as paragêneses minerais do minério.

O depósito de Pasto Bueno situa-se na franja de Cu-Mo (Au, W) do Mioceno na porção norte do batólito da *Cordillera Blanca*, cuja mineralização está associada à colocação de um *stock* quartzo monzonítico em unidades metassedimentares juro-cretácicas. A mineralização ocorre dentro de um sistema de veios e mantos de quartzo mineralizados com hübnerita, tetraedrita, esfalerita e galena, em ganga de fluorita, sericita, pirita e carbonato.

As análises Sm-Nd, Pb-Pb e Sr-Sr permitem concluir que a fonte de metais que originou a mineralização de hübnerita tem origem ortomagmática, sem contribuição significativa de fontes supracrustais vinda das unidades metassedimentares encaixantes.

Ao menos dois eventos hidrotermais são registrados em Pasto Bueno. O primeiro abrange um período entre 11,4 Ma e 7,4 Ma, baseado na isócrona Sm-Nd em hübnerita e fluorita com erro de ± 4 Ma e na idade convencional Rb-Sr em sericita respectivamente. O segundo evento é indicado por uma isócrona Rb-Sr no par muscovita/pirita com idade de 2,5 Ma, retiradas de um metassomatito classificado como muscovita *greisen* sericitizado associado a eventos de remobilização hidrotermal posterior. O estudo petrográfico permitiu concluir que quase todo o processo de alteração hidrotermal que se processa no quartzo monzonito do *stock* Consuzo, se resume em alteração fílica. A greisenização, como foi definido por trabalhos anteriores para o depósito de Pasto Bueno, é um evento localizado, de pouca expressão e que não está diretamente associado à constituição do minério, que melhor se enquadra em um modelo de depósito do tipo veios e filões de quartzo hübneríticos.

Abstract

The present work is intended to make a contribution to the characterization of the metallogenetic model of the tungsten deposit from Pasto Bueno, in order to estimate the age relationships between mineralization and hydrothermal alteration and the intrusive body location, as well as to estimate the possible sources of minerals and its parageneses.

Pasto Bueno deposit is situated in the Cu-Mo (Au, W) Miocene fringe in the north portion of *Cordillera Blanca* batolite, its mineralization is associated to the presence of a monzonitic quartz stock in jurassic-cretaceous metasedimentary units. The mineralization occurs in a system of veins and mantles of mineralized quartz, hubnerite, tetraedrita, esfarelita and galena in a gangue of fluorite, sericite, pyrite and carbonate.

By the analysis of Sm-Nd, Pb-Pb e Sr-Sr we concluded that the source of the metals that originated the hubnerite mineralization has a ortomagmatic origin, without significant contribution from supracrustal sources that could have come from enclosed metasedimentary units.

At least two hydrothermal events are registered in Pasto Bueno. The first one is enclosed in a period between 11,4 My and 7,4 My according to the Sm-Nd isochron in hubnerite and fluorite with an error of ± 4 My and to the Rb-Sr conventional age in sericite. The second event is indicated by a Rb-Sr isochrone in muscovite/pyrite with an age of 2,5 My taken from a metasomatite classified as sericitized muscovite greisen associated to posterior hydrothermal remobilization movement. The petrographic study allowed the conclusion that almost all the hydrothermal alteration process that took place in the monzonitic quartz from Consuzo stock can be resumed to a filic alteration. The greisenification, as was defined by precedent works on Pasto Bueno deposit, is a local event of little expression that could be better suited in a model of deposits of veins of hubneritic quartz.

1. Introdução

O depósito de volfrâmio de Pasto Bueno localiza-se a 650 km a nordeste de Lima – Peru, no flanco ocidental da Cordilheira Negra. Pasto Bueno foi classificado por Landis & Rye (1974) como um depósito tipo *greisen*, com mineralizações de volframita, scheelita, tetraedrita, esfalerita, galena e pirita em ganga de quartzo, fluorita, sericita e carbonatos. Geneticamente é relacionado com a intrusão do *stock* granítico Consuzo de 9,5 Ma (Landis & Rye, 1974), em rochas metassedimentares juro-cretácicas.

Atualmente as operações de exploração do depósito de Pasto Bueno são realizadas pela empresa *Dynacor Explorações S/A*, que retomou as atividades de exploração suspensas desde o fim da década de 90 devido aos baixos preços do volfrâmio na época. O depósito de Pasto Bueno figura entre uma das maiores reservas de volfrâmio do mundo. Entre janeiro e agosto de 2007 a mina produziu 510 t de minério com teor médio de 75,3 % de WO₃. Com a ampliação das atividades de exploração, espera-se que em 2008 a mina de Pasto Bueno coloque o Peru dentro do ranking dos cinco maiores produtores de volfrâmio do mundo.

Por conta da escassez de trabalhos geológicos, tanto de caracterização mineralógica quanto geoquímica, o modelo metalogenético do depósito não é, ainda, bem compreendido.

É cada vez mais freqüente a aplicação de isótopos radiogênicos na elaboração dos modelos genéticos de depósitos minerais. O uso desses isótopos ocorre principalmente na determinação das idades dos depósitos e das relações temporais entre a formação do minério e os demais processos de formação da rocha hospedeira, metamorfismo, alteração hidrotermal e deformações, mas ocorre também na avaliação das prováveis fontes de fluido de metais (Figueiredo, 2000).

Existem dois tipos básicos de informação obtida a partir de um estudo isotópico: determinação de idades e traçadores isotópicos de fonte. Ambas as informações encontram grande aplicação na geologia hidrotermal, levando-nos a caracterizar as relações de idade entre os sistemas hidrotermais e litologias associadas, a evolução térmica do sistema e a caracterização das fontes e dos processos de interação fluido rocha (Tassinari, 2004).

Nesse contexto, a aplicação de isótopos radiogênicos representa uma importante ferramenta para a modelagem metalogenética do depósito de Pasto Bueno. A comparação da assinaturas isotópicas entre o pluton intrusivo, as rochas encaixantes e o minério, permite-nos avaliar a fonte de metais, bem com estimar as relações temporais de formação do Stock Consuzo com os processos de alteração hidrotermal e formação das mineralizações, aliada aos estudos de caracterização mineralógica do minério e da alteração hidrotermal.

2. Exposição do problema

A caracterização das fontes dos fluidos e as relações temporais entre a formação do minério e os demais processos de formação da rocha hospedeira, são parâmetros importantes para a determinação de um modelo metalogenético.

Nesse contexto a geoquímica isotópica torna-se uma importante ferramenta, fornecendo importantes informações, tais como a determinação das idades e traçadores isotópicos de fonte.

São raros os trabalhos geológicos produzidos sobre o depósito de Pasto Bueno. Entre eles, o mais significativo é o estudo de isótopos estáveis de δO^{18} , δS^{34} e δC^{13} em inclusões fluidas realizadas por Landis & Rye (1974).

Os valores obtidos nas análises de δO^{18} revelam uma mistura de fontes (água meteórica, magmática e canota) envolvida na constituição do fluido, porém não são conclusivos quanto à fonte dos fluidos, sugerindo que a deposição de volfrâmio seria relacionada a um forte influxo de água meteórica, gerando queda de salinidade e temperatura, entre 290 e 170°C. Porém a fonte do metal poderia ser tanto de origem magmática quanto vinda das rochas encaixantes.

Um trabalho posterior, publicado por Norman & Landis (1983), sobre isótopos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ em inclusões fluidas, aponta para uma fonte magmática de volfrâmio, estabelecendo uma porcentagem entre 30 e 50% para a participação de água meteórica que compunha o fluxo hidrotermal que depositou o volfrâmio.

A faixa de temperatura estabelecida por Landis & Rye (1974), entre 290 e 170 °C, para a deposição do volfrâmio esta fora do limite inferior sugerido por Sherba (1970) para a formação de minério em *greisen* de rochas silicáticas, que é por volta de 470 a 300 °C.

Atualmente busca-se efetuar datações de mineralizações através de datações direta de minerais de minérios, o que caracteriza um processo extremamente complicado, devido principalmente a alguns fatores, tais como:

- Mineralizações sob o ponto de vista geológico, térmico e geoquímico são complexas;
- Falta de minerais datáveis no minério;
- Mineralizações se formam em períodos de tempo geologicamente curto;
- Presença comum de eventos geológicos pós-mineralização, que muitas vezes alteram as características isotópicas originais da mineralização.

Dentro desse contexto, o estudo isotópico da mineralização e da alteração hidrotermal de Pasto Bueno por meio de estudos petrográficos e da datação e caracterização isotópica dos minerais de minério, constitui em uma importante contribuição a geoquímica isotópica, sobre tudo no emprego dos métodos U-Pb, Sm-Nd e Pb-Pb em depósitos recentes.

3. Metas e objetivos

Este estudo tem por objetivo contribuir para a determinação do modelo metalogenético conceitual do depósito de Pasto Bueno, a fim de estimar as paragêneses minerais da mineralização e da alteração hidrotermal e as condições de formação da mineralização, estabelecendo as possíveis fontes de calor, por meio análise isotópicas.

Para atender a esse objetivo, foram determinadas as seguintes metas:

- caracterização petrográfica da alteração hidrotermal e do granito Consuzo;
- caracterização mineralógica do minério;
- caracterização as idades da mineralização e da alteração hidrotermal;
- caracterização das fontes dos fluídos mineralizantes, através da comparação da assinatura isotópica da mineralização com as rochas encaixantes, utilizando-se os isótopos de Sr, Pb e Nd.

4. Localização e acesso

Á área de estudo situa-se no distrito de Pampas, província de Pallasca, departamento de Ancash, flanco ocidental da *Cordillera Negra*, a 650 Km a nordeste de Lima (Figura 01). Pasto Bueno localiza-se no extremo nordeste do batólito da *Cordillera Blanca* (aproximadamente na longitude 77° 41,5' W; latitude 8° 7,5'S). A área de exploração encontra-se a 180 Km de Trujillo e 580 Km de Lima. As elevações variam entre 3300 m.a.n.m à aproximadamente 5000 m.a.n.m.

O acesso pode ser feito pela da cidade de Trujillo através de um percurso de 280 Km, seguindo a rota de Huaumachuco. Também pode ser acessada pela cidade de Chimbote a partir da Panamericana Norte seguindo por uma estrada de 190 Km (90 Km de asfalto), passando por Chuquicara, Pallasca, Pampas e finalmente a Mina de Pasto Bueno.

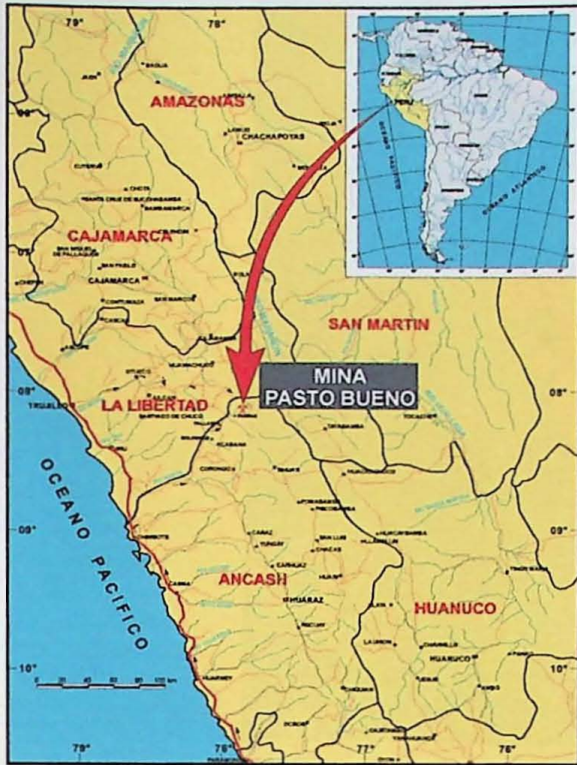


Figura 1 – Mapa com a localização do depósito de Pasto Bueno.

5. Levantamento Bibliográfico

Geologia regional

O depósito de Pasto Bueno está inserido na Franja de Pórfiros de Cu-Mo (Au, W) do Mioceno, cuja mineralização está associada à colocação de intrusivos subvulcânicos e do batólito *Cordillera Blanca* (Giletti & Day, 1968) como mostra a Figura 2.

Associado ao batólito *Cordillera Blanca* ocorre ainda outros importantes depósitos de *skarn* polimetálicos (Magistral, Antamina, Cotonga), veios de estanho (Tambillos), veios de volfrâmio (Mundo Nuevo e Tamboras), veios polimetálicos com Ag e algo de volfrâmio (Pusajirca), pórfiros de Cu (Aguila, Melchora) e pórfiros de Mo-W (Compaccha, California e Jacabamba).

Os depósitos metálicos apresentam uma distribuição em franjas paralelas a Cordilheira dos Andes. Essas franjas são conhecidas como Províncias Metalogenéticas. O depósito de Pasto Bueno pertence à Franja de Pórfiros de Cu-Mo (Au, W) do Mioceno.



Figura 2 – Franja de Cu-Mo (Au, W) do Mioceno.

As idades das mineralizações nesta franja estão entre 16 e 9 Ma aproximadamente (Giletti & Day, 1968).

Idades progressivamente mais recentes, em direção a sul, foram obtidas por Gillei & Day (1968) para os corpos intrusivos de composição quartzo monzonítica Yauricocha e Exito, apresentando idades K-Ar de 7.7 ± 4 Ma e 6.5 ± 4 Ma respectivamente.

As porções mais ocidentais, representadas pelo batólito Costeiro, apresentam idades K-Ar mais antigas, com 65 Ma. Assim como ocorre na porção mais oriental, formada pelo batólito da *Cordillera Blanca* e o corpo quartzo monzonítico de Yauricocha, podemos observar idades mais jovens nas porções mais a sul do batólito Costeiro, que variam entre 53 e 18 M (figura 3).

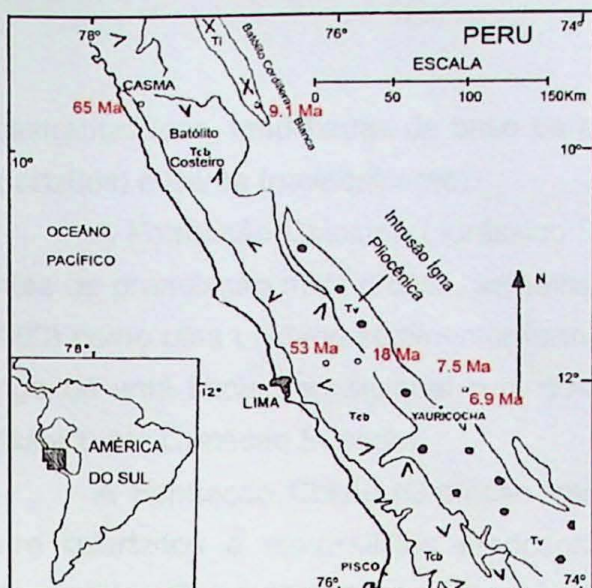


Figura 3 Mapa geológico simplificado da porção sudoeste do Peru mostrando a distribuição as idades obtidas por Gillet & Day (1968). Tcb, Batólito Costeiro; Ti, intrusão terciária; Tv vulcânicas terciárias.

Determinações de idade por traço de fissão em esfero (C. Naeser, 1972 apud Landis & Rye, 1974) datam o *stock* Consuzo em 9.5 ± 0.2 . Essa idade é concordante com a idade K-Ar em biotita apresentada por Gillet e Day (1968) para uma unidade granodiorítica na porção sul do batólito *Cordillera Blanca* a aproximadamente $1^{\circ} 38'$ a sul de Pasto Bueno.

Os corpos intrusivos que formam esses batólitos cortam unidades metassedimentares juro-cretácicas, metamorfisadas em baixo grau. Na área de estudo são registradas ao menos duas fases deformacionais principais. A primeira fase pode estar relacionada à tectônica Peruana e teria ocorrido durante o Cretáceo Inferior, seguido pela tectônica Incaica durante o Terciário Médio (Egeler & DeBooy, 1957).

Geologia local

O depósito de Pasto Bueno é constitui pela intrusão de um *stock* de composição quartzo-monzonítica denominado *stock* Consuzo em unidades metassedimentares. Na figura 4 podemos observar o mapa geológico do depósito de Pasto Bueno reduzido. A estrutura mais importante na área é o anticlinal Consuzo com eixo aproximadamente leste-oeste, formado pela colocação do *stock* quartzo-monzonítico nas unidades metassedimentares juro-cretácicas (figura 5). A erosão do anticlinal expôs o corpo intrusivo, promovendo sua argilização onde podem ser observados os três principais veios mineralizados que compõe o depósito de Pasto Bueno: Veio Consuelo, Maria Ofélia e Loreto.

As rochas metassedimentares encaixantes compreendem parte de uma seqüência estratigráfica que vai do Jurássico ao Cretáceo, formado por ardósia, quartzito e metacalcáreo do nordeste do Peru central. Essa seqüência metassedimentar é individualizada em 3 unidades

litoestratigráficas, empilhadas da base para o topo nas formações: Chicama (ardosias), Chimú (quartzitos) e Santa (metacalcáreo).

A Formação Chicama (Jurássico Superior) é formada por ardósia piritosas com raras lentes de granulação mais grossa, semelhante a um siltito. Essa unidade é descrita por Wilson (1963) como uma unidade sedimentar formada na calha do Peru ocidental, que se distribuiu ao longo de uma bacia deposicional com direção noroeste-sudeste, que existiria desde o Médio Triássico até Cretáceo Superior.

A Formação Chimú (Cretáceo Inferior) compreende uma seqüência de intercalações entre quartzitos e metassiltitos arenosos, com espessura estimada entre 150 e 200 m, sobreposta a Formação Chicama (Landis & Rye, 1974). Quartzito maciço marrom acinzentado com bandas de ardósia gradua em direção ao topo para um espesso pacote maciço de quartzito branco com textura blasto psefítica de granulação fina, equigranular, com quartzo bem selecionado e fortemente recristalizado.

A Formação Santa (Cretáceo Inferior) consiste de um pacote de metacalcário de coloração cinza e marrom com 100-300 m de espessura. Por conta do baixo grau metamórfico a que essa formação foi submetida, é possível encontrar fósseis. A Formação Santa contém espécies de Bruchotrigonias, Paraglauconia Strumbimorfis Scholetim, não sendo diagnósticos precisos de idade (INGEMMETM, 1996). Nas cartas geológicas confeccionadas pela INGEMMET (1996) e outras cartas fornecidas pela própria mineradora *Dynacor Exploracione S/A* a Formação Santa é colocada como unidade sedimentar, sendo nesse trabalho citada como uma unidade metamórfica, tendo em vista que essa unidade encontra-se encaixada entre outras duas unidades metamórficas (Formações Chicama e Chimú).

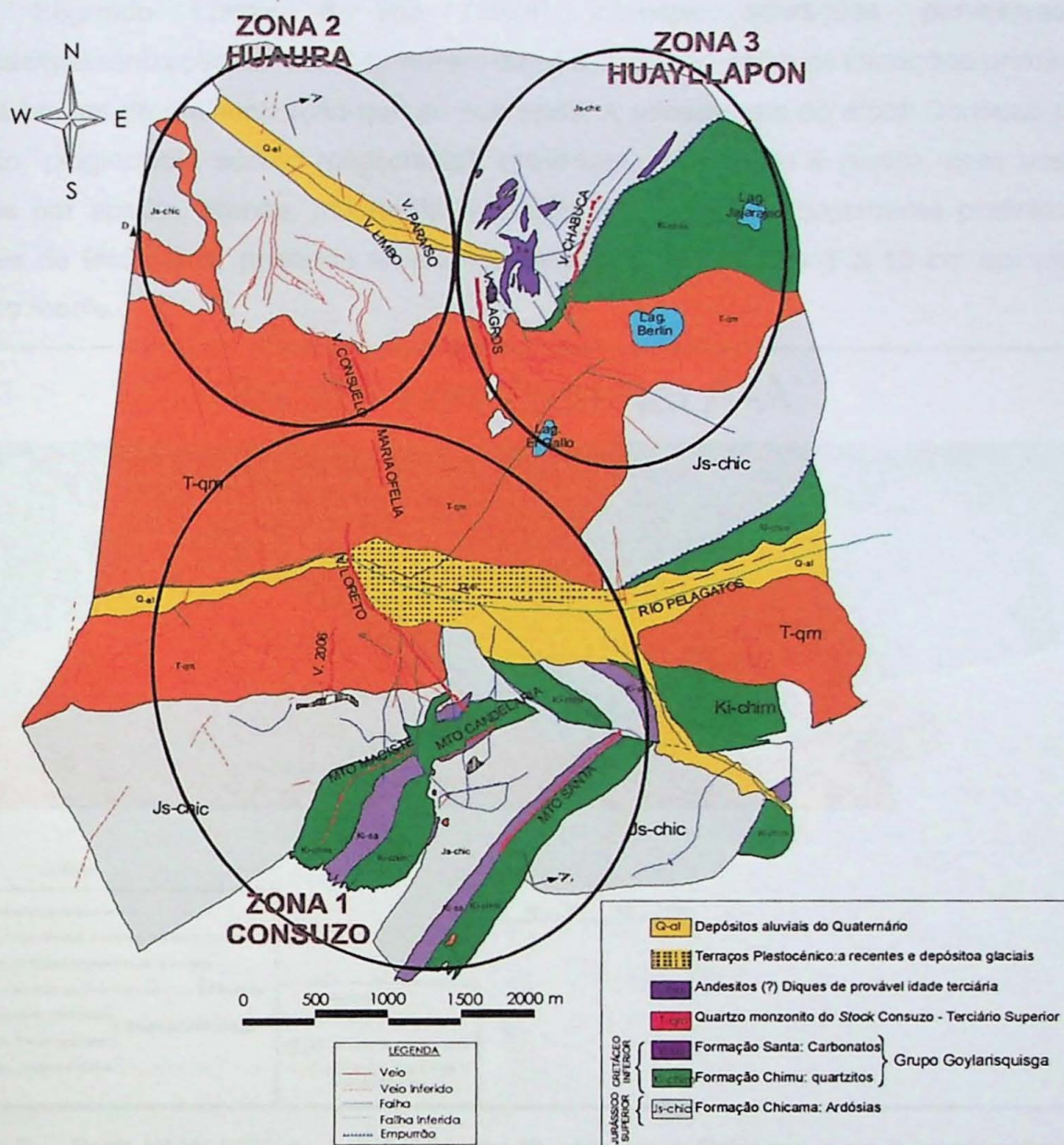


Figura 4 – Mapa geológico de Pasto Bueno com a representação das zonas que demarcam as frentes de exploração Consuzo, Huaura e Huayllapon.

As formações Chimú e Santa integram o Grupo Goyllarisquizga e representam um ambiente deposicional marinho de águas rasas associado à fácies de praias transgressivas.

Para leste de Pasto Bueno, os metassedimentos do Grupo Goyllarisquizga apresentam-se predominantemente grosseiros e angulares dispersos em uma matriz fina. Essas unidades são associadas a ambientes fluviais e deltaicos INGEMMET (1996).

O stock Consuzo é classificado com um biotita quartzo monzonito porfirítico, com uma área de afloramento total de aproximadamente 40 km² e espessura vertical máxima de 1.100 m,

obtida no *canyon* do Rio Pelagatos (Landis & Rye, 1974). Apesar do *stock* quartzo monzonítico ser considerado uma intrusão singular, sua composição mineralógica e textural são muito variadas. Segundo Landis & Rie (1974) intensas alterações pervasivas pós-magmáticas/greisenização do *stock*, tornaram difícil a distinção entre as variações primárias das alterações tardias de greisenização que se sobrepõem. A mineralogia do *stock* Consuzo consiste de quartzo, plagioclásio sódico (oligoclásio), ortoclásio, microclínio e biotita, com acessórios compostos por apatita, titanita, magnetita e zircão. Apresenta-se tipicamente porfirítico, com fenocristais de feldspatos, podendo formar megacristais variando de 1 a 10 cm em matriz de granulação média.

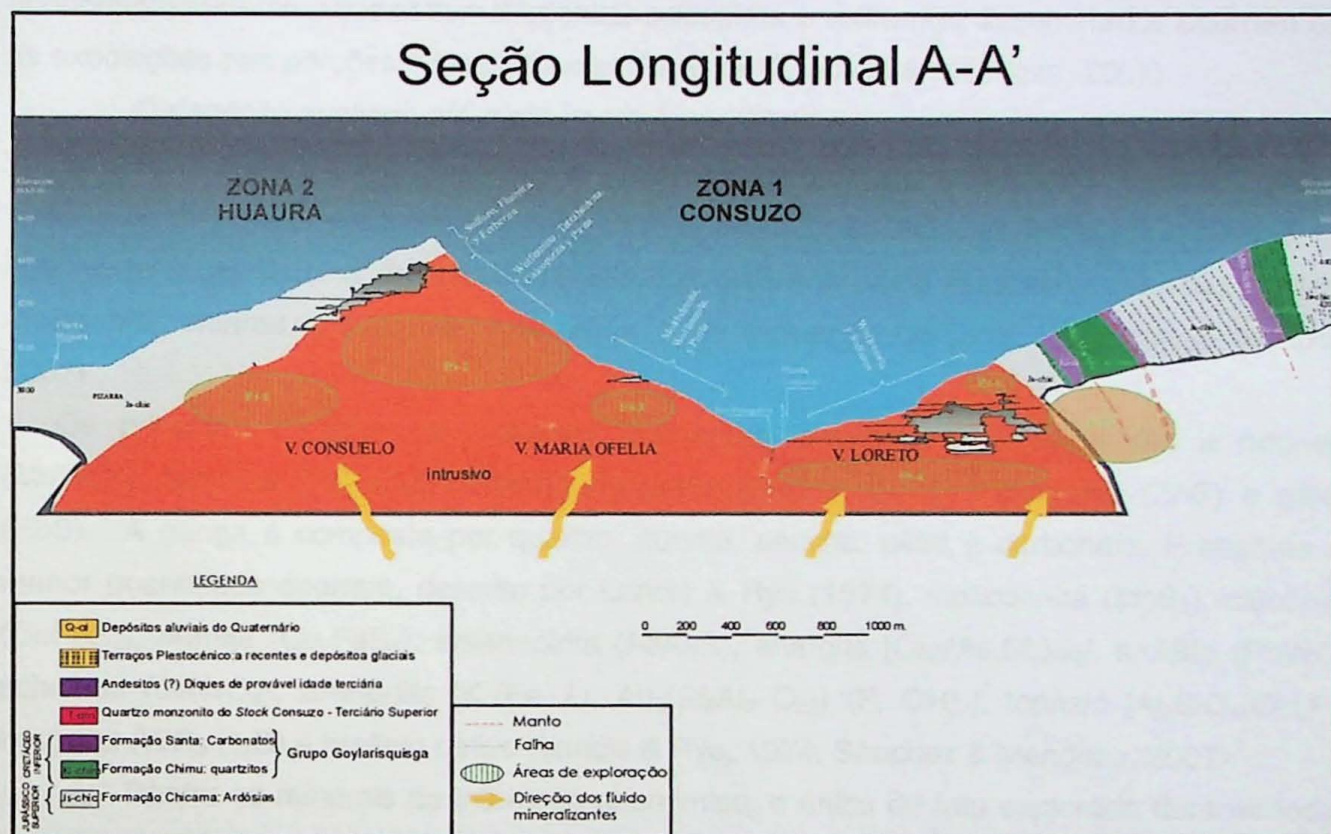


Figura 5 – Perfil NNW-SSE do anticlinal formado pelo *stock* Consuzo, com a localização das principais galerias em exploração.

5.2.1 Descrição do depósito

O depósito de Pasto Bueno é dividido espacialmente em 3 zonas ou frentes de exploração: Consuzo (zona sul ou 1) Huaura (zona norte ou 2), e Huayllapon (zona nordeste ou 3), demarcadas na figura 4. No momento as atividades de exploração estão concentradas em Huaura, estando as demais zonas em fase de reabilitação.

A mineralização ocorre dentro de um sistema de veios de quartzo leitoso subverticais e mantos associados à intrusão do *stock* quartzo monzonítico Consuzo (Wilson, 1963). Os veios partem do interior do *stock* e se distribuem por centenas de metros de ambos os lados do anticlinal cortando as unidades metassedimentares da Formação Chicama, Chimú e Santa. Além de veios, a mineralização pode ser observada hospedada em mantos que distribuem nas proximidades do contato, formado corpos de espessura variada, encaixadas concordantemente ao acamamento dessas unidades metassedimentares. *Stockworks* com baixos teores (sub-econômico) mineralizados com molibdenita, calcopirita e volframita disseminados ocorrem entre as exposições das porções mais profundas do *stock* (Sánchez & Mendoza, 2007).

O depósito avaliado até o momento é constituído por mais de 25 veios e mantos cujas larguras variam entre 1 e 15 metros. Os veios apresentam-se subverticais com direção NNE a NNW e os mantos direção NE-SW em geral. A distribuição espacial dos veios e mantos está associada a um sistema de falhas normais que ocorre paralelo à estratificação das unidades metassedimentares, sobre tudo nas ardósias da formação Chicama (Sánchez & Mendoza, 2007).

Os principais minerais de interesse econômico presentes nos veios são a hübnerita (MnWO_4), ferberita (FeWO_4), tetraedrita/tenantita ($\text{Cu}_9\text{Fe}_3\text{Sb}_4\text{S}_{13}$), esfalerita (ZnS) e galena (PbS). A ganga é composta por quartzo, fluorita, sericita, pirita e carbonato. Presentes em menor quantidade ocorrem, descrito por Landis & Rye (1974), molibdenita (MoS_2), calcopirita (CuFeS_2), bornita (Cu_5FeS_4), arsenopirita (FeAsS), enargita [$\text{Cu}_3(\text{As,Sb})\text{S}_4$], stolzita (PbWO_4), scheelita (CaWO_4), zinwaldita [$\text{K}_2(\text{Fe, Li, Al})_2(\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20})(\text{F, OH})_4$], topázio [$\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{OH,F})_2$], tungstita ($\text{WO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) e arsênio nativo (Landis & Rye, 1974; Sánchez & Mendoza, 2007).

Dentre os minerais de interesse econômico, o único de fato explorado durante toda a história da atividade mineira no depósito (1940 até o presente) é a hübnerita.

Os principais veios e mantos mineralizados são descritos abaixo:

Veio Consuelo (zona Huaura) – é a estrutura mineralizada mais importante, com atitude aproximada N5W/80° SE e potencia variando entre 5 e 10 m. A porção atualmente explorada encontra-se encaixada nas ardósias da Formação Chicama. Possivelmente esse veio representa uma continuidade do veio Loreto, outro importante veio mineralizado que corta o intrusivo, dado o bom alinhamento desses veios, possivelmente deslocado pela falha do Rio Pelagatos como pode ser observado no mapa em anexo. O maior volume de rocha mineralizada ocorre por algumas centenas de metros no contato entre o quartzo monzonito e a ardósia da Formação Chicama. No contato com o intrusivo ocorrem vênulas de quartzo maciço com fragmentos de ardósia e quartzo monzonito em uma zona de brechação com

aproximadamente 15 m de largura (Landis & Rye, 1974). A maior parte dos minerais de minérios do veio Consuelo é constituída por volframita e tetraedrita em ganga de quartzo, sericita e em menor proporção pirita e fluorita.

Veio Loreto (zona Consuzo) – é a estrutura mineralizada mais importante dessa zona. Ocorre encaixado no granito intrusivo podendo ser observado mudanças composicionais variando de quartzo monzonito a granodiorito. Apresenta atitude aproximada N35W/70°SW, com potencia variando de 2 a 10 m. A zona de minério explorável localiza-se entre 100 e 400 m do contato entre o stock intrusivo e as encaixantes.

Veio Chabuca (Zona Huayllapon) – Corresponde ao mais importante veio dessa zona, com atitude média de N10E/80°SE apresentando 1,5 metros de potência. O veio Chabuca corta transversalmente algumas falhas de empurrão do Terciário inferior que coloca a Formação Chicama por sobre a Formação Chimú. Na porção norte é truncado por um sistema de falhas transcorrente nordeste-sudoeste (Landis & Rye, 1974). Apesar do contexto estrutural e litológico no qual o veio se insere, a mineralização não parece seguir essas estruturas; nem tão pouco ocorre variações no teor de minério que poderia indicar uma influencia das ardósias da Formação Chicama ou dos quartzitos da Formação Chimú encaixantes (Landis & Rye, 1974). Nas ardósias tem se desenvolvido um maior número de veios do que nos quartzitos, possivelmente condicionado por um maior volume de planos de fraqueza, por onde o fluido hidrotermal poderia percolar.

Manto Alonso – Pertencente à zona Huaura é o mais importante manto da mina, sendo uma das mais importantes estruturas mineralizadas de todo o depósito. Encontra-se concordante a estratificação das ardósias da Formação Chicama com atitude N35/40°NW e potencia média variando entre 0,5 e 5,0 m. A mineralização é marcada pelos megacristais de volframita prismáticos que podem atingir mais de 20 cm, distribuindo-se tanto como agregados orientados radialmente bem como caoticamente distribuídos.

5.2.3 Trabalhos isotópicos prévios

Como já foi dito anteriormente, na literatura há apenas dois trabalhos significativos do posto de vista geoquímico para o depósito de Pasto Bueno.

Estudos de isótopos estáveis de δD , δO^{18} , δS^{34} e δC^{13} em inclusões fluidas realizados por Landis & Rye (1974) no depósito de Pasto Bueno indicam a participação de água meteórica e provavelmente água canota na composição do fluido hidrotermal. Para a interpretação dos dados de δO^{18} Landis & Rye (1974) usam os critérios estabelecidos por (Epstein 1970) segundo o qual águas de fonte juvenil apresentam valores de $\delta D = -48 \pm 20$ e δO^{18} variando entre $+7$ e $+8$ ‰. Para os dados de δD foi utilizado os critérios estabelecidos (Craig, 1966) segundo o qual

as águas de fonte meteórica apresentam razões isotópicas usualmente descritas pela relação $\delta D = 8 \times \delta O^{18} + 10$. Por fim as águas de origem canota ou metamórfica apresentam valores de δO^{18} variando entre 0 e + 15 ‰ e δD variando entre - 1.0 e + 6 ‰ (White *et. al.*, 1971).

Análise δO^{18} em inclusões fluidas de quartzo de veios hidrotermais realizados por Landis & Rye (1974) apresentam valores variando entre + 10 e 16 ‰.

Os resultados δO^{18} e δD apresentados por Landis & Rye para inclusões fluidas em quartzo de veio hidrotermal, revelam uma mistura de duas fontes, com duas prováveis possibilidades: 1 – o fluido é o resultado de uma mistura de água magmática, meteórica e canota ou 2 – o fluido envolve uma mistura de águas magmáticas profundas e água meteórica. Entretanto não há um indicativo seguro para a fonte do volfrâmio, podendo ser tanto de origem magmática quanto das rochas encaixantes. Segundo os autores a participação da água meteórica estaria, possivelmente, relacionada a um forte influxo que gerou queda de salinidade e temperatura, entre 290 e 170°C. Análises $\delta^{34}S$ em pirita exibem valores variando em um estreito intervalo (entre - 2.5 e + 3 ‰) indicando uma fonte magmática profunda ou mesmo mantélica para os sulfetos, o que reforça a idéia de uma associação genética entre a intrusão felsica quartzo monzonítica e os fluidos hidrotermais.

Um trabalho posterior, publicado por Norman & Landis (1983), sobre isótopos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de minerais e inclusões fluidas, aponta para uma fonte magmática de volfrâmio, estabelecendo uma porcentagem entre 30 e 50% para a participação de água meteórica que compunha o fluxo hidrotermal que depositou o volfrâmio. As tabelas 1 e 2 apresentam os dados analíticos $^{87}Sr/^{86}Sr$ e $^{87}Rb/^{86}Rb$ obtidos pelos autores para os produtos de alteração hidrotermal e para as unidades metassedimentares encaixantes. Os resultados aqui apresentados são utilizados em conjunto com os dados obtidos nesse trabalho para uma interpretação integrada dos dados isotópicos.

Mineral	Substancia analisada	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro $\pm$	Referencia
Quartzo	Inclusão Fluida	0.70868	0.00028	Fenos cristal de quartzo de quartzo monzonito greisenizado
Fluorita azul	Fluorita	0.70585	0.00016	Fluorita de Zona de <i>greisen</i> pegmatítico
Fluorita roxa	Fluorita	0.70620	0.00009	Fluorita de Zona de <i>greisen</i> pegmatítico
Quartzo	Inclusão Fluida	0.70643	0.00021	Veio de quartzo estéril
Pirita	Inclusão Fluida	0.7068	0.0011	Veio Consuzo-Loreto
Quartzo	Inclusão Fluida	0.70969	0.00069	Veio Consuelo
Volframita	Inclusão Fluida	0.70822	0.00010	Veio Mundo Novo em ardósia
Volframita	Inclusão Fluida	0.70742	0.00008	Veio Tamboras em ardósia
Quartzo	Inclusão Fluida	0.71821	0.00031	Veio Consuelo
Quartzo	Inclusão Fluida	0.7208	0.0046	Veio Consuelo em zona de brechação no contato com ardósia
Volframita	Inclusão Fluida	0.71462	0.00068	Veio Chabuca
Quartzo	Quartzo	0.72390	0.00024	Veio Chabuca
Quartzo	Inclusão Fluida	0.70950	0.00009	Veio Chabuca
Fluorita roxa	Fluorita	0.70644	0.00005	Veio Chabuca
Fluorita verde	Fluorita	0.70705	0.00009	Veio Chabuca
Esfalerita	Inclusão Fluida	0.71268	0.00025	Veio Mundo Novo em ardósia
Fluorita verde	Fluorita	0.70629	0.00007	Veio Chabuca
Rodocrosita	Rodocrosita	0.71010	0.00008	Veio Chabuca em ardósia
Calcita	Calcita	0.70620	0.00004	Veio de quartzo-calcita em quartzo monzonito
Rodocrosita	Rodocrosita	0.7100	0.0030	Veio Chabuca em ardósia
Galena	Inclusão Fluida	0.7097	0.0007	Manto Huaccara em quartzito

Tabela 1 – Dados de isótopos de Sr para minerais hidrotermais de Pasto Bueno. Retirado de Norman & Landis (1983).

Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro $\pm$
Quartzo monzonito com fraca alteração alcalina	161.9	739.7	0.2189	0.70591	0.00005
Quartzo monzonito com alteração sericítica	163.0	579.6	0.2812	0.70741	0.00006
Quartzo monzonito intesamente <i>greisenizado</i>	-----	-----	-----	0.70634	0.00006
Quartzo monzonito com alteração propilítica	148.6	538.5	0.2760	0.70559	0.00004
Ardósia da Formação Chicama	83.6	35.0	2.39	0.71687	0.00006
Quartzito da Formação Chimú	6.657	4.811	1.384	0.71576	0.00004

Tabela 2 – Dados Rb, Sr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de rochas do deposito de Pasto Bueno. Retirado de Norman & Landis (1983).

Geologia isotópica – conceitos aplicados a mineralização

O método U-Pb e sua relação com o projeto

O método U-Pb baseia-se no decaimento radioativo do ^{238}U para ^{206}Pb e ^{235}U para ^{207}Pb . O calculo das razões isotópicas de Pb formados pelo decaimento do U pode ser realizado pelas equações 1 e 2. A meia vida para decaimento do isótopo radioativo pai ^{238}U

para o isótopo radiogênico filho ^{206}Pb é aproximadamente 4,5 Ga e 0,70 Ga para o decaimento do ^{235}U em ^{207}Pb (Faure, 1986).

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{hoje}} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{hoje}} (e^{\lambda_1 t} - 1) \quad \text{eq. 1}$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{hoje}} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{hoje}} (e^{\lambda_2 t} - 1) \quad \text{eq. 2}$$

- i: razão isotópica inicial;
- hoje: razão isotópica medida no espectrômetro;
- λ : constante de decaimento radioativo;
- t: tempo transcorrido desde o fechamento do sistema.

A idade U-Pb é calculada lançando-se os pontos das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ medidos a partir do espectrômetro de massa em um gráfico com a curva de evolução dessas razões isotópicas no tempo geológico, conhecida como concórdia (figura 6). Se as idades forem concordantes, os pontos deveram cair em cima da curva da concórdia, definindo uma idade verdadeira para o material datado. Se as idades obtidas pelos dois sistemas forem discordantes, os pontos deveram cair fora da concórdia, definindo um alinhamento chamado de discórdia. A união dos pontos discordantes define uma reta que intercepta a curva da concórdia nos pontos A e B (figura 7). A intersecção superior (A) define a idade de cristalização da rocha ou mineral datado. A intersecção inferior (B) define a idade do ultimo evento que gerou a abertura do sistema, podendo ser interpretado como referente a um evento metamórfico, por exemplo.

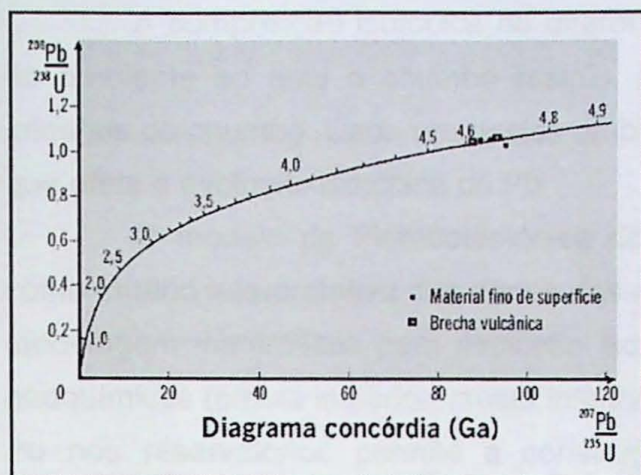


Figura 6: exemplo de curva da concórdia. Os pontos plotados são referentes composições isotópicas de metarais trazidos da lua. Retirado de Carneiro et. al. 2005.

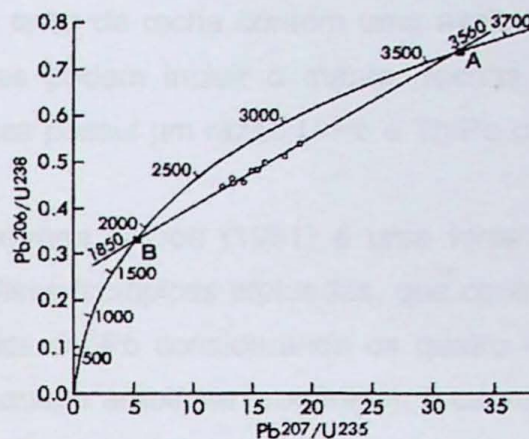


Figura 7: diagrama U-Pb com exemplo de discórdia traçada a partir de amostras do Gnaiss Morton. O intercepto superior (A) representa a idade de cristalização do rocha, e o intercepto inferior (B) representa idade do ultimo evento metamórfico. Modificado de Goldich et. al., 1970.

Nesse projeto o emprego do método U-Pb tem por objetivo a datação direta da mineralização de hübnerita. Trabalhos prévios realizados em hübnerita por Romer & Lüders (2006) no depósito hidrotermal de *Sweet Home*, Colorado, E.U.A., apresentam isócronas ^{238}U - ^{206}Pb e ^{235}U - ^{207}Pb em hübneritas com idade de $25,4 \pm 1,1$ Ma e $24,7 \pm 1,5$ Ma respectivamente. Esse resultado nos motivou experimentar a utilização do método U-Pb em mineralizações recentes como é o caso de Pasto Bueno, onde a idade esperada para a mineralização gira em torno dos 10 Ma.

O método Pb-Pb e sua relação com o projeto

O chumbo é um elemento amplamente distribuído na Terra como um todo, ocorrendo principalmente na forma ^{204}Pb (mais abundante) podendo também ser encontrado na forma dos isótopos naturais ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{208}Pb , gerados a partir do decaimento radioativo do ^{235}U , ^{238}U e ^{232}Th . Este método pode ser aplicado em minerais que apesar de conter Pb, não possuem razões apreciáveis de U e Th, de modo que estes minerais guardam as razões isotópicas iniciais de Pb estabelecidas na época de sua formação (Faure, 1986).

A aplicação desse método em sulfetos pobres em U e Th pressupõem que a composição isotópica de Pb dentro de sua estrutura não mudou desde o tempo de sua formação, preservando a relação inicial de isótopos deste mineral. Nesse trabalho a aplicação do método Pb-Pb tem por objetivo a estimativa das razões de isótopos de Pb para os diferentes sulfetos de alteração hidrotermal

A composição isotópica de diferentes tipos de rocha contém uma assinatura química do ambiente no qual o chumbo residiu. Estes podem incluir o manto, rochas crustais, ou minerais de chumbo. Cada um destes ambientes possui um razão U/Pb e Th/Pb característica, que afeta a evolução isotópica do Pb.

O modelo da Plumbotectônica de Zartman & Doe (1981) é uma ferramenta usada como critério interpretativo dos dados das análises isotópicas efetuadas, que consiste em uma modelagem matemática para evolução isotópica do Pb considerando os quatro reservatórios geoquímicos (crosta superior, crosta inferior, manto e ambiente orogênico). A caracterização do Pb nos reservatórios permite a construção de curvas evolutivas de acordo com alguns parâmetros, sendo eles:

- idade;
- razões: $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$;
- valor de μ e ω que são respectivamente as razões $^{238}\text{U}/\text{Pb}^{204}$ e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ que possuía o reservatório do qual o Pb foi retirado para formar um mineral de Pb comum.

Modelo dois estágios (Stacey & Kramers, 1975)

Assim como no método U-Pb, a idade Pb-Pb pode ser obtida pela intersecção de uma reta isocrônica com a curva de evolução das razões isotópicas de chumbo terrestre no tempo geológico (figura 8). A isócrona é construída pela união de pelo menos dois pontos referentes à composição isotópica de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ por $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ do material analisado. Este modelo de evolução da composição de chumbo terrestre é conhecido como modelo de Stacey & Kramers (1975). Nele postula-se que a evolução destas composições se deu em dois estágios. O primeiro estágio inicia-se a 4570 Ma com uma composição isotópica de Pb primordial estimada a partir de um sulfeto conhecido com troilita (FeS) presente em meteoritos condriticos, e termina a 3700 Ma. Nesse estágio considera-se que o Pb evolui em um reservatório uniforme, com razões $^{238}\text{U}/\text{Pb}^{204}$ (μ) = 7,192 e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ (ω) = 32,208. O segundo estágio teria iniciado à 3700 Ma, época que corresponde ao período onde ocorreu um grande processo de diferenciação do manto superior para a formação de crosta continental, de modo a alterar as razões de $^{238}\text{U}/\text{Pb}^{204}$ (μ) e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ (ω) por diferenciação geoquímica para 9,735 e 36,837 respectivamente. Admite-se que o reservatório não sofreu distúrbios até o presente (Faure, 1986).

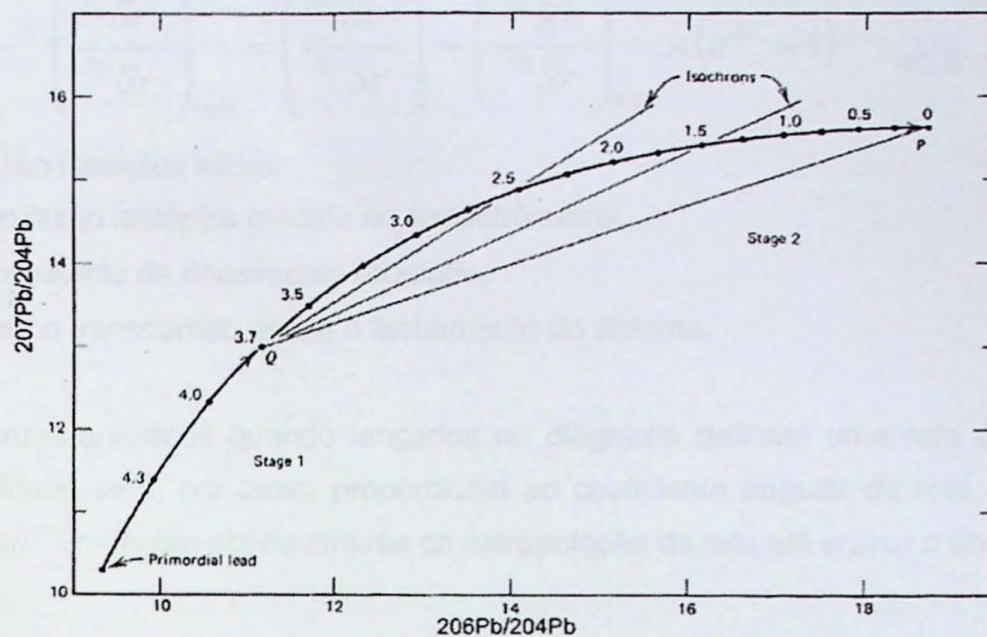


Figura 8 - Modelo de dois estágios de Stacey e Kramers (1975). Neste modelo o Pb evolui inicialmente de uma razão isotópica entre de 4,57 Ga e 3,70 Ga em um reservatório com $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 7,192$. No ponto Q ($t=3,70$ Ga) localizado na linha de evolução a razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ deste reservatório é alterada para 9,735, por meio de diferenciação geoquímica. A evolução do chumbo permanece inalterada até o ponto P representando a média crustal de Pb. Linhas retas conectando qualquer ponto na linha de evolução entre 3,70 Ga e o presente são isócronas.

O método Rb-Sr e sua relação com o projeto

O rubídio possui 2 isótopos naturais ^{85}Rb e ^{87}Rb , cuja abundância são 72,1654 % e 27,8346 % respectivamente. Já o estrôncio apresenta 4 isótopos naturais ^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr e ^{84}Sr , todos estáveis, com abundancia aproximadamente de 82,53 %, 7,04 %, 9,87 % e 0,56% respectivamente. O método Rb-Sr é baseado no decaimento do isótopo radioativo ^{87}Rb para o isótopo radiogênico ^{87}Sr através da emissão de uma partícula β^- . A meia vida estima pela subcomissão de Geocronologia da IUSGS para o decaimento $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$ é de 48,8 Ga (Faure, 1986).

Assim como nos demais métodos, a idade Rb-Sr pode ser calculada pela construção de um diagrama isocrônico que represente a evolução de Rb e Sr da amostra em função do tempo (figura 9). Os valores de Rb e Sr obtidos são pela quantidade de ^{86}Sr da amostra, que é constante no tempo. A variação das razões de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ através do tempo é dada pela equação 3.

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{hoje}} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_i + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{hoje}} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad \text{eq.3}$$

- i: razão isotópica inicial;
- hoje: razão isotópica medida no espectrômetro;
- λ : constante de decaimento radioativo;
- t: tempo transcorrido desde o fechamento do sistema.

Os pontos analíticos quando lançados no diagrama definem uma reta descrita pela equação 3. A idade será, por tanto, proporcional ao coeficiente angular da reta traçada, e a razão inicial ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ é então obtida através da extrapolação da reta até cruzar o eixo Y.

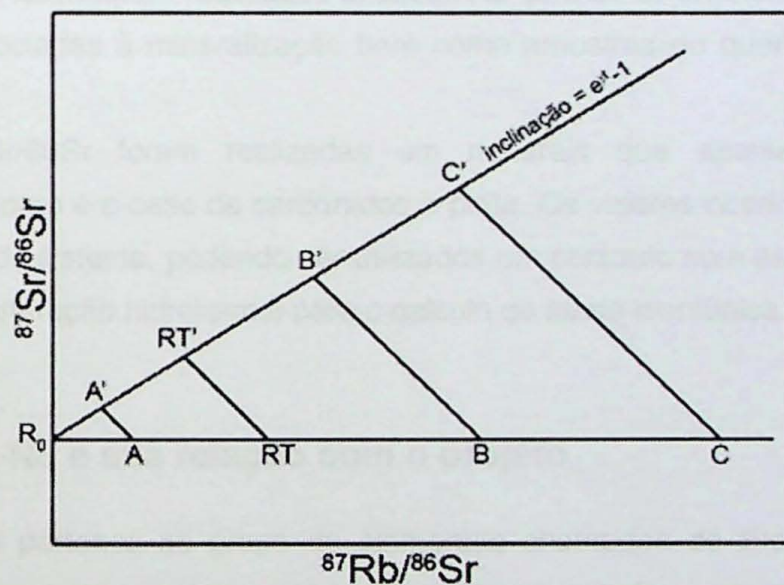


Figura 9 – Diagrama isocrônico Rb/Sr. A reta traçada pelo alinhamento dos pontos A' B' e C', representa a reta isocrônica, cuja extrapolação até o eixo y, fornece a razão inicial ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Rb}$. O ponto RT ilustra uma composição hipotética de uma amostra de rocha total. A inclinação da isócrona é proporcional à idade.

O Rb é um metal alcalino com o mesmo ciclo geoquímico do potássio, ao passo que o Sr é metal alcalino terroso que possui compatibilidade geoquímica com o Ca, o que faz com que as rochas da crosta continental superior possua razões Rb/Sr mais elevadas do que as rochas da crosta inferior e do manto (Tassinari, 2004). Pelo fato das rochas menos diferenciadas

apresentarem menor teor de Rb, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dessas rochas é menor quando comparadas com as rochas mais diferenciadas.

Assumimos que a distribuição de Sr no início da formação da Terra era homogênea, e que subsequente, ocorreu uma diversificação em função da diferenciação geoquímica do planeta. Uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,699$ primordial foi determinada em meteoritos para uma idade de 4,5 Ga (conhecida como Babi). A partir dessa razão primordial e dos processos de diferenciação geoquímica os diferentes ambientes geológicos do planeta adquiriram assinaturas isotópicas de Sr distintas (Faure, 1986). Assim temos as seguintes razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para a Terra:

Reservatório	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Crosta superior	$> 0,707$
Crosta inferior	$0,706 - 0,704$
Manto	$0,703 - 0,700$

Nesse projeto o emprego do método Rb-Sr tem por objetivo estabelecer através do cálculo da razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ parâmetros de correlação petrogenético, que podem ser utilizados em conjunto com os demais métodos para avaliar as possíveis fontes de metais dos fluídos hidrotermais. Assim foram realizadas análises Rb-Sr e Sr-Sr em minerais que compõem as paragêneses associadas à mineralização bem como amostras do quartzo monzonito e da ardósia encaixante.

Análises $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram realizadas em minerais que apresentam quantidades desprezíveis de Rb como é o caso de carbonatos e pirita. Os valores obtidos são interpretados como a razão inicial do sistema, podendo ser utilizados em conjunto com as análises Rb/Sr dos demais minerais de alteração hidrotermal para o cálculo de idade isocrônica.

O método Sm-Nd e sua relação com o projeto

O par Sm-Nd pertence ao grupo de elementos chamados de Elementos das Terras Raras (ETR), e são caracterizados por possuírem propriedades químicas e físicas muito semelhante devido à sua configuração eletrônica que os difere só no orbital "f". O neodímio e o samário formam cátions trivalentes com uma configuração $4f^3$ e $4f^6$ respectivamente o que explica os comportamentos geoquímicos semelhantes entre esses elementos. Fisicamente a diferença principal reside no raio iônico, que no Nd^{3+} é 1.08 Å contra 1.04 Å para o Sm^{3+} . Essa diferença de menos 4% é responsável pelo fracionamento desses elementos nos processos de diferenciação magmática e cristalização fracionada.

O fato da razão $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ modificar-se somente durante a diferenciação manto-crosta permite calcular idades interpretadas como a época em que os protólitos se diferenciaram no manto superior, ou seja, época, na qual, o magma que deu origem à rocha migrou do manto para a crosta.

Esta propriedade de diferenciação geoquímica do sistema Sm/Nd, torna o método um importante indicador de correlação petrogenética. Essa indicação é realizada segundo um parâmetro conhecido como ϵ_{Nd} , que compara a razão de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra com a do CHUR (sigla em inglês para reservatório condritico uniforme) e expressa conforme a equação 4 (DePaolo, 1981).

$$\epsilon_{\text{Nd}(t)} = \frac{\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\right)_{\text{amostra}(t)} - \left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\right)_{\text{CHUR}(t)}}{\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\right)_{\text{CHUR}(t)}} \times 10^3 \quad \text{eq. 4}$$

Onde :

- t = idade da amostras (isócrona Sm-Nd por exemplo);
- $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}(t)}$ = razão inicial da amostra;
- $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}(t)}$ = razão assumida pelo valor da composição isotópica condritica na época de cristalização do mineral

O valor obtido pelo parâmetro ϵ_{Nd} é representado por números puros. Indica-se fonte mantélica e pouco tempo de residência crustal quando o resultado tender a números maiores que zero. Indica-se fonte crustal, e maior tempo de residência crustal, quando o resultado tender a números negativos (DePaolo, 1988).

Nesse projeto, o emprego do método Sm-Nd visa estabelecer parâmetros de correlação petrogenéticos a partir do calculo do fator ϵ_{Nd} para a alteração hidrotermal em comparação com o *stock* Consuzo e ardósia encaixante. Em conjunto com os dados U-Pb, busca-se com o emprego do método Sm-Nd, a datação direta da mineralização de hübnerita. Trabalhos prévios realizados por Xian-Hua *et. al.*, (2004) no depósito polimetálico de *Shizhuyuan* no SE da China, apresentam idades isocrônicas Sm-Nd em granada, fluorita e volframita de $149,1 \pm 2,3$ Ma.

Os dados apresentados indicam a viabilidade do emprego método Sm-Nd em hübnerita e nos minerais da alteração hidrotermal do depósito de Pasto Bueno.

5.4 Greisen - Conceitos

Os termos *greisen* e greisenização são aplicados para definir respectivamente os tipos litológicos resultantes de um processo de alteração e o estágio intermediário entre os processos

pegmatíticos e alteração hidrotermal de média temperatura (Shcherba, 1970). A greisenização desenvolve-se preferencialmente nas regiões apicais das intrusões graníticas, abrangendo a rocha granítica e as rochas encaixantes adjacentes (Shcherba, 1970).

Estudos envolvidos em plutons graníticos geradores de depósitos hidrotermais sugerem que tais intrusões graníticas estabilizaram-se a profundidades rasas na crosta (1-4 km), que houve interação das águas meteóricas e canotas ao sistema hidrotermal e que as rochas encaixantes reagiram com os fluidos hidrotermais circulantes (Shcherba, 1970 e Biondi, 1986).

Segundo Shcherba (1970) a greisenização é uma complexa transformação pós-magmática de rochas, em alta temperatura, variando entre 470 e 330 °C, para rochas silicáticas, sob a influência de soluções residuais ácidas com alta concentração de sílica e voláteis. O *greisen* pode constituir ele próprio o minério, juntamente com os veios de quartzo, topázio-quartzo ou turmalina-quartzo. Em sistemas hidrotermais de gradiente normal (decréscimo progressivo de P e T), tem sido definido ciclos evolutivos que envolvem três estágios principais que se sucedem seqüencialmente: a microclinização, a albitização e a greisenização (Biondi, 2003; Shcherba).

Os dois primeiros, denominados de estágios alcalinos por Shcherba (1970), promovem o desenvolvimento de feldspato alcalino secundário (microclínio) a expensa do plagioclásio e a substituição parcial dos minerais ferromagnesianos. Segue-se então a substituição do feldspato potássico por albita. A albitização caracteriza-se pela constituição de pertitas ou pela substituição direta do feldspato potássico por cristais de albita que constituem auréolas envolventes. Em princípio, tal fenômeno poderia ser justificado pela desmistura dos feldspatos sódicos, porém a intensidade da albitização e sua vinculação as zonas mais intensamente fraturadas é mais compatível com um processo metassomático sódico (Pollard, 1983).

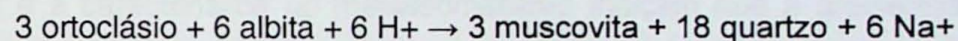
O processo metassomático, microclinização, seguido de albitização, desenvolve-se progressivamente em um gradiente de diminuição de pressão e aumento de acidez da solução, com uma forte base (KOH) sendo progressivamente substituída por uma mais fraca (NaOH). O aumento máximo de acidez da solução mineralizante ocorre com a passagem do estado super-crítico para o hidrotermal exclusivamente, durante a greisenização, quando os álcalis, alumínio e elementos acessórios são removidos da rocha em condições de alta atividade de flúor e boro (Smirnov, 1976). A transição é acompanhada também por um aumento de acidez por conta dos ânions ácidos livres resultantes da dissociação de ácidos complexos instáveis à medida que aparece água no estado líquido (Smirnov, 1976). Após a greisenização, por conta da remoção de álcalis da rocha, um período regressivo pode desenvolver-se, em um processo de direção reversa sob um gradiente de diminuição de acidez, gerando uma albitização tardia e culminando em uma nova microclinização. A albitização e microclinização tardia são menos

extensivas em volume em relação às anteriores, e são ocasionalmente limitadas por pequenos veios de adularia e albita.

Então temos que a greisenização ocorre nos estágios transicionais entre os processos pós magmáticos e a atividade hidrotermal propriamente dita, através da atividade de soluções supercríticas que tornam-se, com a queda de temperatura, fluidos hidrotermais saturados em íons mineralizadores. Por estarem logo abaixo do ponto crítico, podem ser concebidos como fluidos hidrotermais de alta temperatura (Smirnov, 1976).

A greisenização resulta em *greisen* de diferentes fácies mineralógicas. Os principais minerais de greisen são: quartzo, feldspato, muscovita, topázio, fluorita, etc., que comportam veios contendo volframita, molibdenita, cassiterita, topázio, bismutinita, fluorita, pirita, calcopirita, esfalerita galena, tenantita etc.

A composição de um *greisen* típico pode ser comparada com a de um leucogranito, não apresentando variações consideráveis de Si, K e Al, entre tanto é praticamente desprovida de Na. A composição dos *greisens* micáceos naturais pode ser explicada pela transformação dos feldspatos conforme a equação abaixo (apud. Bionidi, 1986):



Aplicada sobre um granito com a composição do mínimo do sistema Qz-Ab-Or a 4 Kb de H₂O esta reação conduz à formação de um *greisen* de composição G, indicada na figura 6, muito próxima da média das composições reais, em Gm. As composições dos topázio *greisens* (Gt) e dos *greisens* silicosos (Gs) sugerem uma forte lixiviação de K durante a greisenização. Basicamente, por tanto, a reação de greisenização corresponde à lixiviação dos álcalis, sódio e potássio, das rochas, como pode ser observado na figura 10.

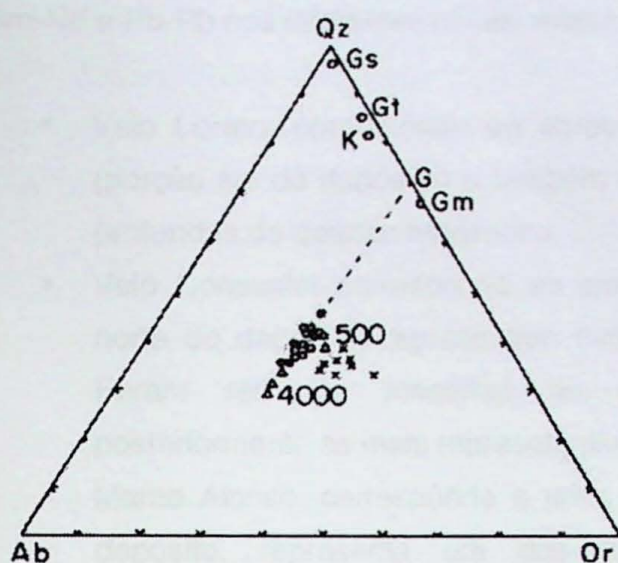


Figura 10 – Diagrama Qz-Ab-Or mostrando a situação de leucogranitos de proveniências diversas em relação aos mínimos de 4 Lb e 0.5 Kb e a posição de *greisens* ideal (G), micáceos naturais (Gm), topázio *greisens* naturais (Gt) e quartzo *greisens* naturais (Gs). (De Hall, 1971, modificado de Bionde, 1986).

A mineralização aloja-se em dois níveis estruturais: no corpo maciço granítico alterado (*endo-greisen*) e nas rochas encaixantes (*exo-greisen*), segundo Sherba (1970). A sucessão, o controle estrutural e a característica do metassomatismo indicam que a greisenização é um processo tardi a pós-magmático (Pollard, 1983).

6. Materiais e métodos

Amostragem

Para atender os objetivos estabelecidos, foram retiradas amostras dentro das seguintes qualificações:

- Minério pertencente aos principais corpos mineralizados;
- Amostras de rochas do granito e da ardósia que exibem as feições máximas de alteração hidrotermal;
- Amostras de granito e ardósia livres de alteração hidrotermal;

Amostragem do Minério

Para que possamos datar e avaliar a alteração hidrotermal responsável pela geração da principal mineralização, buscou-se retirar amostras dos mais importantes corpos mineralizados dentro de cada zona de exploração. Paralelamente buscou-se obter amostras de diferentes

níveis, para que em conjunto se possa avaliar uma possível variação da assinatura isotópica de Sm-Nd e Pb-Pb nos diferentes níveis. Assim foram coletadas amostras das seguintes áreas:

- Veio Loreto: corresponde ao corpo mineralizado mais importante da zona Consuzo (porção sul do depósito) e também o nível de exploração que atinge as porções mais profundas do quartzo monzonito.
- Veio Consuelo: corresponde ao principal veio mineralizado da zona Huaura (porção norte do depósito) representam também os níveis mais superiores da mineralização. Foram retiradas amostras de diferentes níveis de galeria, selecionando-se posteriormente as mais representativas em termos de qualidade do minério.
- Manto Alonso: corresponde a uma das mais importantes estruturas mineralizadas do depósito, representa um dos níveis mais superiores da mineralização que, diferentemente dos veios, ocorre encaixado concordantemente ao acamamento das ardósias.
- Veio Chabuca: corresponde a estrutura mineralizada mais importante da zona Huayllapon (porção nordeste do depósito).
- Veio e Mantos aflorantes em superfície: buscou-se amostrar alguns veios pertencentes a diferentes zonas para eventuais análises comparativas ou mesmo avaliação de potencial.

Amostragem das rochas com alteração hidrotermal

Foram retiradas amostras de granitos e de ardósia da Formação Chicama no contato com os veios hidrotermais, buscando obter as porções mais intensamente alteradas hidrotermalmente. Assim para cada unidade de minério amostrado foi retirado o seu equivalente com respeito à encaixante alterada, além de amostras de sondagem e zonas de contato de veios menos importante.

Para que se obtivesse uma amostragem que pudesse registrar uma variação da alteração hidrotermal para o granito e a ardósia, em função da profundidade, optou-se pela retirada de amostra de testemunhos de sondagem, amostrando sempre as diferentes feições texturais e mineralógicas registradas ao longo do furo.

Amostragem das rochas livres de alteração hidrotermal

A coleta de amostras livres de alteração hidrotermal representou a parte mais complexa da etapa de amostragem, uma vez que algumas feições de alteração só podem ser registradas

apenas por análise microscópica. Segundo Shcherba (1970) o halo de anomalia térmica formado por intrusão granítica depende da profundidade da intrusão. Para se ter uma idéia, em geral um pluton raso entre 3 e 4 Km, com temperatura inicial média entre 1000 – 1200 °C pode manter a área do entorno relativamente quente (≈ 300 °C) a uma distancia média de 0,7 Km depois de ter passado 60 a 100 mil anos.

Desse modo para a coleta de ardósias livres de alteração hidrotermal, procuramos nos distanciar mais de 1 Km da intrusão, chegando até 8 Km, usando como critério a redução no tamanho de muscovitas e pirita.

Para o granito utilizamos essencialmente as amostras retiradas dos testemunhos de sondagem, que se apresentavam menos feições de alteração, distantes das zonas de ocorrência de veios e com cristais idiomórficos.

Preparação de amostras para análises isotópicas

A separação de amostras envolve os processos de redução e seleção dos materiais destinados às análises isotópicas. Os procedimentos foram realizados no Laboratório de Separação de Amostras do CPGeo-USP.

Para o estudo de fonte de fluido hidrotermal foram separados concentrados de minerais de minério e de alteração hidrotermal, além de rocha total de quartzo monzonito e ardósias livres de alteração hidrotermal.

A preparação dos concentrados minerais de fluorita, calcita, sulfetos (pirita, tetraedrita e esfalerita) e hübnerita foram realizados por meio de moagem em pilão manual, peneiramento e catação manual sob lupa. Para facilitar o ataque químico dos ácidos durante a etapa de separação química dos isótopos, o concentrado final foi reduzido a uma granulação < 150 mesh em almofariz de ágata.

Para o concentrado mineral de muscovita fina/sericita a separação foi realizada segundo os seguintes procedimentos:

- Moagem em pilão manual;
- Peneiramento;
- Separação gravimétrica em líquidos densos: nesta fase a separação é realizada por diferença de densidade. A amostra é imersa em iodeto de metila (3.32 g/cm^3) e o sobrenadante, rico em sericita, é então recolhido.
- Separação por susceptibilidade magnética: o concentrado mineral é posto em um separador magnético do tipo *Frantz* que separa os minerais de acordo com a

susceptibilidade magnética. Para a muscovita fina/sericita foi selecionada a porção magnética em ≈ 1 A.

Para a preparação de rocha total foi realizada pulverização da amostra em moinho de bola em cápsula de volfrâmio.

A tabela 3 no anexo I apresenta a relação de amostras e materiais separados para análises isotópicas.

Procedimentos analíticos

Os procedimentos analíticos para ataque químico, diluição isotópica e separação química para os métodos U-Pb, Pb-Pb, Rb-Sr, Sr-Sr e Sm-Nd, seguiram os procedimentos e normas estabelecidas pelo Centro de Pesquisas Geocronologia da Universidade de São Paulo (CPGeo-USP).

Nas análises Pb-Pb a extração de Pb a partir dos concentrados minerais foi realizada em colunas de polietileno com resina aniônica AG 1-X8 200-400 mesh. A leitura das razões isotópicas foi efetuada no espectrômetro VG 354 multicoletor.

Para as análises Rb-Sr e Sr-Sr a extração de Rb e Sr foi realizada em colunas de polietileno com resina de troca iônica AG-50 WX8, 200-400 mesh. A leitura das razões é feita no espectrômetro de massa do tipo TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometer*) MAT 262.

Para as análises U-Pb e Sm-Nd em hübnerita e tetraedrita foram realizados procedimentos específicos, uma vez que não haviam rotinas pré-estabelecidas para esses minerais nos laboratórios do CPGeo. Os procedimentos analíticos empregados nas análises isotópicas desses minerais são detalhados a seguir:

6.3.1 Procedimentos analíticos U-Pb para hübnerita

A partir do concentrado de hübnerita, foram selecionados individualmente, sob lupa binocular, os fragmentos com melhor aspecto textural, livres de inclusões e fraturas. Para a amostra selecionada, foram separadas 5 frações com aproximadamente 2 μ g. As frações foram postas individualmente em Becker de teflon (Savillex®) e lavadas com água tridestilada, HCl 6N e HNO₃ 50 %. Após a lavagem as amostras foram diluída em 500 μ L de HF concentrado, e em seguida foi adicionado 1 gota de HNO₃ concentrado e 10 μ L de *Spike* 205. A solução foi então posta em chapa aquecedora a 130 °C por uma noite, com os "savillex" tampados.

Depois de constatada a completa dissolução da hübnerita, as amostras foram postas para secar. Antes de submeter às amostras às colunas de troca iônica, as mesmas foram

condicionadas com 500 µL de HCl 6N e postas em chapa aquecedora por uma noite. Por fim foi adicionado 3 ml de HCl 3 N onde constatou-se a formação de um precipitado de cor amarelado, também observado por Romer & Lüders (2006) e que aparentemente não influenciam na troca iônica entre a solução e a resina das colunas.

A solução resultantes desse processo foi então passada em colunas de troca iônica previamente lavadas, utilizando resina aniônica Eichrom 1 x 8.200 à 400 *mesh*, para separação e purificação do U e Pb. O U e Pb são coletados com 8 gotas de água MILLIQ (água tridestilada). Em virtude da massa utilizada para as frações ($\approx$ 1mg) utilizou-se uma coluna dimensionada para de 12 ml.

6.3.2 Procedimentos analíticos Sm-Nd para hübnerita e tetraedrita

Para a dissolução de hübnerita foi realizado um pré-tratamento com HF em ultrasom e posterior ataque com HCl 6N em bomba do tipo Paar. Após sucessivas dissoluções com HCl 6N em recipiente de teflon (Saville®), o sobrenadante obtido foi evaporado e preparado para a separação química de terras raras em coluna de troca.

A dissolução de tetraedrita foi realizado com a mistura ácida HCl/HNO₃ (água régia) à quente. Para a separação do grupo terras raras, foram utilizadas colunas de troca iônica preenchidas com a resina RE pec. A separação dos elementos Sm e Nd foi realizada em colunas preenchidas com resina LN.

Análises petrográficas e mineralógicas

As análises petrográficas e mineralógicas foram realizadas na Espanha, no laboratório de *Microscopia Aplicada y Analisis de Imagem*, pertencentes ao *Grupo de Investigación de Recursos Minerales* da Universidade Politécnica de Madrid.

O estudo petrográfico foi realizado em microscópio petrográfico da marca Olympus modelo BXP-40 de luz transmitida e refletida.

Para o estudo petrográfico e mineralógico foram preparadas ao todo 8 seções delgadas polidas de minério e 26 seções delgadas de litologias diversas. O estudo visou à caracterização petrográfica e mineralógica do minério e da alteração hidrotermal. Para atender tais objetivos, foram selecionados os seguintes litotipos:

- Minério de volfrâmio;
- Material de alteração hidrotermal: ardósias da Formação Chicama, quartzitos da Formação Chimu, metacalcário da Formação Santa e quartzo monzonito do *stock*

Consuzo, amostrados nas zonas de contato com os veios hidrotermais e zonas proximais;

- Material livre de alteração: quartzo monzonito ardósia livre;

A tabela 4 no anexo I apresenta a relação de amostras submetidas para análises petrográficas e mineralógicas.

Análises espectrais de reflectância

O estudo de mineralogia do minério foi complementado por análises espectrais de reflectância, realizadas no *Laboratório de Microscopia Aplicada y Analisis de Imagem*, pertencentes ao *Grupo de Investigación de Recursos Minerales da Universidad Politécnica de Madrid*. Por tratar-se de uma técnica relativamente recente e ainda não utilizada nos estudos petrográficos do IGC-USP, optou-se por realizar, uma breve descrição do método.

O sistema integra um microscópio óptico de reflexão motorizado, modelo *Leica DM6000 M*; uma roda de filtros monocromadores *DTA RPF16* intercalada entre a fonte de alimentação e o refletor *Smith*, no qual se alojam 15 filtros *Melles Griot* que permite medir separadamente as correspondentes bandas do espectro; uma câmera matricial monocromática *BASLER SCA1400-17FM*, com saída digital; padrões *Ocean Optics SSH e SSL* e um computador. O conjunto é exposto nas **fotos 1 e 2**.



Fotos 1 e 2: Equipamento para análises de espectrais de reflectância em seções delgadas polidas.

As análises são realizadas com os polarizadores descruzados, com o objetivo de reduzir à variabilidade arbitrária de medidas, ligadas à anisotropia dos minerais. Para a identificação são comparadas as medidas de reflectância medidas com a base de dados de reflectância espectral existente. Nesse trabalho, os dados obtidos são comparados com os padrões

estabelecidos no laboratório em conjunto com as últimas publicações da IMA-COM (*International Mineralogical Association/Commission Ore Mineral*: Criddle and Stanley, 1993).

O campo espectral analisado é determinado pelos filtros. O equipamento utilizado para as análises é composto por uma roda com 15 filtros, que abrange um campo de 400 a 1000 nm (indo do ultravioleta até o infravermelho próximo), variando de 50 em 50 nm.

Atualmente o processo não está totalmente automatizando, sendo a validação do método garantida por análises comparativas entre amostras e padrões trocados entre laboratórios diversos.

Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

As análises de microscopia eletrônica de varredura foram realizadas com o objetivo de avaliar possíveis variações composicionais em hübnerita e aferir a composição química da esfalerita e da tetraedrita. Para o estudo foram selecionadas seções delgadas polidas do minério.

As análises foram realizadas no laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (GSA) do IGc – USP. Laboratório conta com um microscópio eletrônico da marca LEO modelo Stereoscan 440. O conjunto é composto ainda pelo EDS modelo Detector Ge, da marca Oxford. Os dados são tratados no *software* INCA, desenvolvido pela empresa Oxford.

7. Desenvolvimento do trabalho

Entre as atividades realizadas durante o projeto de pesquisa citam-se trabalhos de campo, estudo petrográfico, separação de minerais para análises isotópicas, estudo de inclusões sólidas e variação composicional em MEV e interpretações de dados isotópicos. O cronograma com as atividades realizadas é apresentado na figura 11.

8. Apresentação dos resultados

8.1. Caracterização geológica de campo

Este capítulo apresenta os resultados das análises geológicas realizadas durante o trabalho de campo.

Atividades	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov
Estudo Bibliográfico											
Trabalho de Campo e amostragem.											
Envio de amostras (Peru - Brasil)											
Separação de materiais para análises isotópicas											
Elaboração e estudo de seções delgadas											
Caracterização petrográfica do Minério											
Análises isotópicas											
Microscopia eletrônica de Varredura											
Tratamento dos dados isotópicos											
Interpretação											
Elaboração de relatórios											

Figura 11 – Cronograma com as atividades realizadas.

Como pode ser observado no cronograma de atividades, foram encontrados algumas dificuldades durante a realização do projeto, sendo a principal o atraso ocorrido nas análises isotópicas pelo CPGeo – USP, em virtude da paralisação do mesmo durante 3 meses por motivo de reforma das instalações. Os resultados isotópicos saíram entre o meio do mês de outubro e a primeira semana de setembro, restando pouco tempo hábil para o tratamento, interpretação integrada dos dados, considerando o prazo estipulado para entrega do relatório final em 14/11/2008. Entre tanto o estudo petrográfico detalhado das paragêneses de alteração hidrotermal e a integração dos dados obtidos com os trabalhos geoquímicos de Lanis & Rye (1974) e Norman & Landis (1983), facilitou muito a elaboração de um modelo, dentro do que havia sido proposto, para a formação do depósito hidrotermal de Pasto Bueno.

8. Apresentação dos resultados

8.1 Relações geológicas de campo

Nesse tópico são levantadas observações geológicas importantes observadas durante os trabalhos de campo.

Formação Chicama

A Formação Chicama foi observada como uma unidade de ardósia com pirita e muscovita fina, fortemente dobradas com o desenvolvimento de duas foliações S1 e S2.

A ocorrência dos níveis de pirita aumenta nas áreas adjacentes ao pluton intrusivo, provavelmente associado à efusão de fluidos hidrotermais. Entretanto, como foi observado nos trabalhos de campo, a ocorrência de pirita se estende mesmo depois de 8 Km fora das bordas do pluton, sempre menor que 1%, indicando ser esse um mineral não apenas hidrotermal, como também próprio dessa unidade.

A foliação S1 registra a principal fase de deformação tectônica, associada a metamorfismo de baixo grau composta por muscovita, quartzo e opacos. A foliação S2 foi registrada em microscópio petrográfico como uma incipiente crenulação da foliação anterior, marcada pelo desenvolvimento de incipientes arcos poligonais.

Uma fase pré-S1 é caracterizada por porfiroblastos de andaluzita com desenvolvimento de sombra de pressão gerando amoldamento da foliação anterior em torno do cristal.

Ao longo dos planos de estratificação da ardósia, é possível observar a injeção de veios hidrotermais, classificados estruturalmente como mantos.

Veios e mantos mineralizados

Durante os trabalhos de campos foram visitados os principais corpos de minério do depósito. Algumas características importantes ocorrem em comum para todos os corpos e são ressaltadas a seguir.

Os veios mineralizados estão presentes tanto em porções encaixadas no granito com nas rochas metassedimentares, podendo ocorrer tanto concordantemente como discordantemente com o plano de acamamento das rochas metassedimentares. Quando concordantes, são chamados de manto.

Na maioria dos casos o contato entre os corpos mineralizados, sejam eles veios ou mantos, ocorrem sobre uma superfície de falha em geral retilínea e com o desenvolvimento de conspícuos espelhos de falhas normalmente indicando falhamento normal. Os espelhos de falha são observados tanto na superfície da encaixante como na do veio, indicando que esse falhamento é posterior à colocação dos corpos mineralizados. Ao longo do contato veio/encaixante, uma fina camada sericítica, em geral de espessura milimétrica, desenvolve-se relacionada à alteração do material cominuído ao longo da superfície do plano de falha.

Outra evidência de atividade tectônica posterior a colocação dos veios é caracterizada pela ocorrência de falhas com movimentação normal e transcorrente, observada tanto cortando os veios hidrotermais (foto 3) condicionando a formação do vale do rio Pelagatos, que representa uma importante falha, paralela ao eixo do anticlinal, formando um profundo vale incisivo no *stock* Consuzo. Entretanto o real caráter dessa falha não foi avaliado nesse trabalho, nem nos estudos anteriores.



Foto 3 - Falhamento com componente inverso em ardósia com brecha hidrotermal. Interior de mina, zona Huaura.

Os veios e mantos apresentam preferencialmente direção N-S perpendicular ao eixo do anticlinal, como pode ser observado no mapa geológico em anexo. Sendo assim, é razoável imaginar que a colocação desses corpos deve ter ocorrido ao longo de superfícies de descontinuidades pré-existentes, condicionadas por um evento tectônico qualquer. Durante as atividades de campo, não foi possível realizar uma análise estrutural acurada, que pudesse determinar a natureza da estruturação dos veios hidrotermais, ficando como sugestão do autor para trabalhos futuros na região.

Ao longo das zonas mineralizadas é comum a ocorrência de zonas de brechação de veio, tanto nas galerias como nas amostras retiradas de testemunho de sondagem, podendo ser atribuídas a motivos diversos, desde eventos tectônicos a sobre pressão de fluidos etc.

A mineralização de volfrâmio ocorre exclusivamente em veios de hübnerita-quartzo, onde o quartzo pode chegar até 98 % dentre os constituintes minerais, com hübnerita podendo chegar até 10%, tetraedrita até 5% e subordinadamente sericita e muscovita (juntas $\approx$ 1%), fluorita (até 1%), galena (subordinadamente, intercrescida com tetraedrita), pirita e esfalerita

(menos de 1%). Em veios estéreis pirita normalmente ocorre como o mineral metálico predominante. Os minerais índices de hübnerita são fluorita e tetraedrita.

A hübnerita é o mais importante mineral de minério, ocorre com expressão variada dentre os veios explorados. Comumente forma megacristais que chegam a atingir mais de 20 cm ao longo do eixo c, destruindo-se localmente formando agregados irradiados na forma de leque ou mesmo disseminados (fotos 4 e 5).

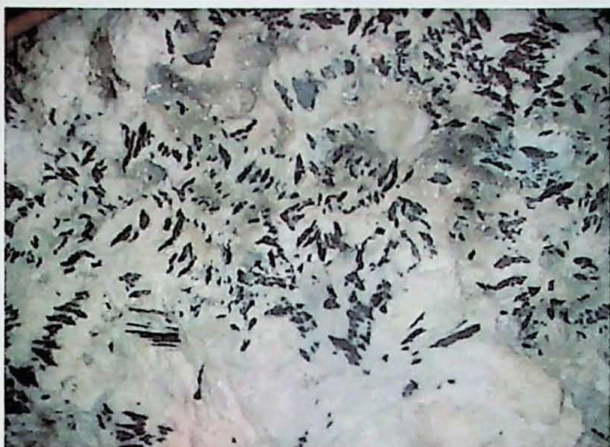


Foto 4 – Distribuição randômica de cristais idiomórficos de hübnerita no Manto Alonso.



Foto 5 – Cristais centimétricos com média de 20 cm, idiomórficos com arranjo em forma de leque. Mais próximo a base pode se observar a formação de pequenos veios de quartzo cortando perpendicularmente a hübnerita. Manto Alonso.

Em alguns veios, como é o caso do veio Consuelo, é nítida a concentração de hübnerita na porção central, diminuído drasticamente em direção às bordas formando um bandamento paralelo à parede do veio que, possivelmente, indica aberturas do veio com mineralização subseqüentes durante essas fases (foto 6).



Foto 6 - Veio Consuelo com hübnerita concentrada ao centro, separada por bandas sucessivas em ambos os lados.

A ocorrência de megacristais parece ser mais comum nos mantos. Cortando perpendicularmente os cristais de hübnerita, ocorrem veios de quartzo subcentimétricos associados a uma geração posterior, melhor detalhada nos estudos petrográficos.

Uma amostra de *banded calcite* ou calcita em folhas foi coletada por engenheiros da mina junto à zona de alteração hidrotermal (foto 7). Como o próprio nome diz, a calcita em folhas é formada pela deposição de calcita em finas camadas, que conferem a rocha uma textura foliada. A formação de calcita em folha caracteriza um evento de deposição massiva de calcita durante um processo de *boiling* que ocorre pela formação de fraturas. A conseqüente queda de pressão libera CO_2 , tornando o fluido mais básico, o que condiciona a precipitação de calcita. *Boiling* é um fenômeno característico de depósitos epitermais, formados em baixa temperatura evidenciando um período de alteração hidrotermal de baixa temperatura $< 250\text{ }^\circ\text{C}$ (prof. Dr Ricardo Castroviejo, comunicação verbal).

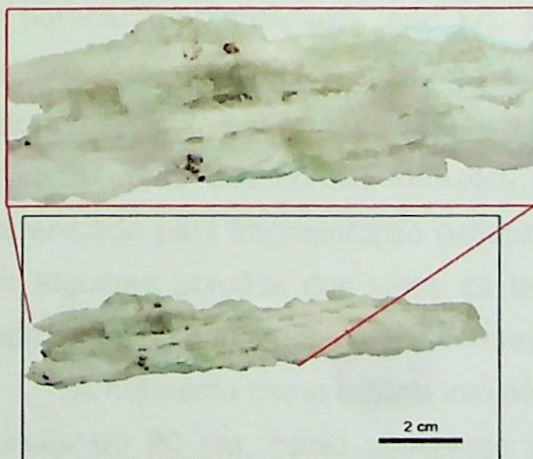


Foto 7 – Calcita em folha coletada por engenheiros junto a zona de alteração hidrotermal no nível 11, zona Huaura.

8.2 Petrografia e caracterização mineralógica

As amostras analisadas foram separadas em três categorias ou unidades litológicas: minério, ardósia com alteração hidrotermal e quartzo monzonito. A tabela 4 no anexo I apresenta a relação das amostras selecionadas, com sua localização e classificação. Os resultados obtidos pelas análises petrográficas são apresentados a seguir. As fotos citadas durante o texto estão dispostas em pranchas no anexo II.

8.2.1 Minério

O minério é constituído, basicamente, por veios de hübnerita quartzo inequigranular com textura de preenchimento hidrotermal, apresentando cristais centimétricos de quartzo, hübnerita e fluorita em matriz submilimétrica de quartzo com tetraedrita, pirita, galena, esfalerita tendo muscovita como acessório e covelina traço. A matriz apresenta incipiente formação de textura metamórfica, com pequenos leitos de quartzo com textura granoblástica com contatos poligonizados. Em algumas lâminas é possível notar um bom alinhamento dos cristais relacionados a estruturas de preenchimento hidrotermal tipo *cockscorb*.

Para os cristais de quartzo, foram registradas pelo menos três gerações. A primeira é atribuída aos cristais maiores, hipidiomórficos com dimensões centimétricas distribuídos em agregados orientados paralelamente, conferindo a rocha textura de preenchimento hidrotermal (foto 8). A segunda geração é atribuída à matriz com dimensões milimétricas a submilimétricas ocupando os espaços vazios e preenchendo fraturas entre os cristais da primeira geração (foto 9 e 10), apresentam textura xenomórfica; localmente forma contatos poligonizados com incipiente textura granoblástica (foto 11). A terceira geração é formada por quartzo xenomórfico submilimétrico contido em microveios de quartzo e quartzo muscovita fina/sericita que cortam as paragêneses anteriores (foto 12), sendo associada à remobilização de sulfetos. Tanto o quartzo que compõe os cristais da primeira geração quanto o da matriz apresentam-se deformados com extinção ondulante e bordas suturadas. Pirita, tetraedrita, galena e esfalerita, ocorrem como acessórios, formados, sobretudo, durante a segunda geração de quartzo, evidenciado pela fragmentação desses minerais cortados por microveios da terceira geração. Em algumas porções dos veios da terceira geração é possível observar o carreamento de fragmentos de hübnerita, galena e tetraedrita (foto 13).

A hübnerita forma cristais idiomórficos subcentimétricos a centimétricos, podendo chegar a mais de 20 cm, como observado no Manto Alonso (principal estrutura mineralizada do depósito). Apresenta-se livre de inclusões, porém com fraturamento variado. Em geral, cristais

menores estão mais susceptíveis a fragmentação associada a formação dos veios de quartzo e quartzo muscovita fina/sericita das gerações posteriores, com mineralização de tetraedrita, galena, esfalerita, muscovita e pirita, observados com preenchimento de fraturas (fotos 9 e 10).

A tetraedrita é sempre posterior à mineralização de hübnerita, compondo a paragênese da segunda e da terceira geração. Na segunda geração ocorre com dimensões milimétricas com crescimento ao redor de galena ou preenchendo fraturas, conferindo a tetraedrita uma relação temporal pouco posterior à galena (fotos 14 e 15). Na terceira geração é observada a formação de tetraedrita com menor dimensão, submilimétrica, contida ao longo de veios que cortando os minerais das paragênese anteriores, como é apresentado na foto 16. Covelina ocorre como mineral traço substituindo galena e intercrescida com tetraedrita. Esses minerais são observados com textura intersticial, concordantes com os veios de quartzo da segunda e terceira geração, bordejando e preenchendo fraturas dos cristais de hübnerita.

A esfalerita apresenta formato variando entre hipidiomórfica a xenomórfica, normalmente preenche fratura dos cristais de galena e tetraedrita. Também é observado com relação inversa, formando textura poiquilítica englobando-os, sugerindo contemporaneidade entre esses minerais na paragênese da segunda geração (fotos 16 e 17). Fluorita pode ocorrer como acessório ou compor porções apreciáveis do veio, formando concentrados com mais de 10 cm de extensão com cristais idiomórficos associados em paragênese com a primeira geração de quartzo.

Inclusões fluidas tardias desenvolvem-se juntamente com os veios de quartzo e quartzo muscovita fina/sericita da terceira geração, formando inclusões em quartzo e hübnerita. As inclusões distribuem-se em microfraturas nos cristais de quartzo das gerações anteriores, formando canais pelos quais o fluido mineralizante percolou até atingir a hübnerita como é possível observar nas relações estabelecidas pela foto 18.

A ocorrência de quartzo com extinção ondulante e bordas suturadas tanto entre os cristais maiores como na matriz, somada à incipiente textura granoblástica da matriz e ocorrência de muscovita com *kink-bands*, evidencia recristalização sin-tectônica, posterior à geração dos veios.

A tabela 5 apresenta o quadro com as relações de temporaneidade entre os minerais, estabelecida a partir das relações texturais para o minério.

Mineral	<i>Greisenização incipiente</i>	Fase Hidrotermal 1	Fase Hidrotermal 2	Fase Hidrotermal 3 (tectónica)
Quartzo	-----	-----	-----	-----
Hübnerita	---(?)----	-----		
Fluorita	-----	-----		
Pirita	---(?)----	-----	-----	
Tetraedrita			-----	
Galena			-----	
Esfalerita			-----	-----
Muscovita	-----	-----	-----	-----
Covelina			-----	

Tabela 5 – Quadro com a relação de temporaneidade relativa entre os minerais na textura para o minério.

8.2.2 Ardósia com alteração hidrotermal

As amostras de ardósia analisadas referem-se aos termos mais intensamente alterados, retirados nos contatos com os veios hidrotermais. São classificadas como andaluzita-muscovita ardósia silicificada. Apresentam textura porfiroblástica, com porfiroblastos subcentimétricos (média de 0.5 cm) de andaluzita em matriz lépido-granoblástica fina (média 0.1 mm) de quartzo, muscovita e opacos.

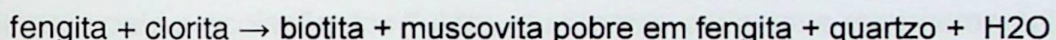
Foram identificadas duas foliações, denominadas de S1 e S2. A foliação S1 compõe a foliação principal da rocha, constituída por muscovita fina, quartzo e opacos. Quartzo pode ocorrer também segregado em pequenas lentes com textura granoblástica. Para os porfiroblastos de andaluzita, foram identificadas duas gerações. A primeira geração é classificada com pré-S1, formando porfiroblastos ao redor dos quais ocorrem o amoldamento da foliação principal (S1) e conseqüente desenvolvimento de sombra de pressão (foto 19 e 20). A segunda geração é atribuída à metamorfismo de contato, pós-S2, com o desenvolvimento dos porfiroblastos cortando a foliação (foto 20). Sericita desenvolve-se pela alteração de andaluzita e muscovita, podendo formar pseudomorfos, associado à retrometamorfismo (foto 21).

A foliação S2 é marcada por uma incipiente crenulação da matriz, não sendo observada em todas as lâminas. Arcos poligonais formados por muscovita e andaluzita ocorrem raramente, e são indicativos da S2.

A alteração hidrotermal decorre da injeção de veios com fluorita, quartzo e sulfetos em proporções variadas, com espessura podendo variar de submilimétricos (≈ 0.1 mm) até métricas (>5 m). Os veios ocorrem tanto paralelos a S1 quanto cortando as foliações. Quartzo secundário também é observado na matriz, formando pequenas bandas atribuídas a um processo de silicificação (foto 22 e 23). Muscovita desenvolve-se localmente com maior

concentração próxima ao contato entre os veios e a ardósia, formando cristais idiomórficos associados a metamorfismo de contato e processos metassomáticos decorrentes de uma greisenização pouco expressiva (foto 24). A formação de muscovita está associada ao evento térmico mais significativo de alteração, atribuída a processo de greisenização e que possivelmente desenvolveu-se em uma janela térmica entre 500-300 °C, como é grosseiramente estimada por Smirnov (1976).

Biotita é mais rara, formando-se localmente na zona de contato de alguns veios ou mesmo na matriz, possivelmente por metamorfismo de contato progressivo sobre a sericita sin S1 (foto 25). A ocorrência de clorita restringe-se às rochas com biotita, desenvolvendo-se subordinadamente. A clorita está presente, sobretudo, nas zonas de contato com os veios hidrotermais e intercrescida com biotita, sendo atribuída a transformação retrometamórfica (foto 26 e 27). A formação de biotita + clorita + muscovita pode ser demonstrada pela reação a seguir, estabelecida tanto para metamorfismo em esquema zonal barrovio, quanto para metamorfismo de baixa pressão:



A ocorrência de fengita e muscovita de ambos os lados da reação é apenas por conveniência na representação da equação, em realidade apenas uma fase de mica branca esta presente, nesse caso muscovita (Yardley, 1989). A paragênese de metamorfismo de contato estabelecida por biotita com clorita retrometamórfica esta representada no diagrama AFM na figura 12.

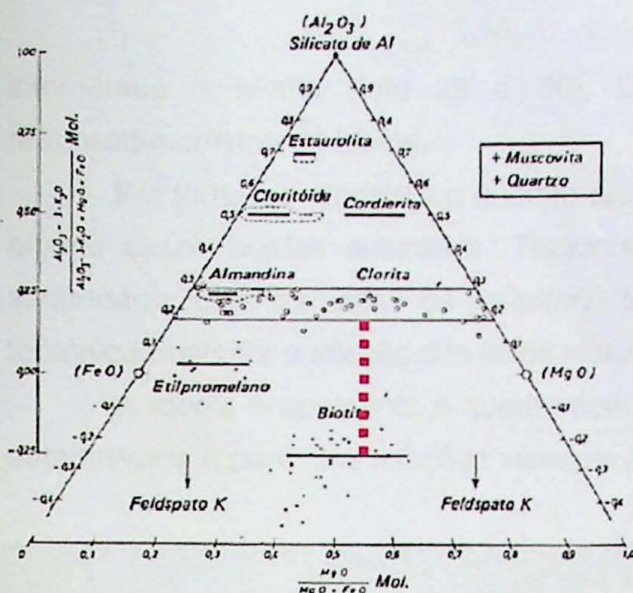


Figura 12 – Representação das paragenese com clorita e biotita e muscovita em diagrama AFM, para as amostras de clorita-sericita-muscovita-biotita ardósia com andaluzita pseudomorfisada e clorita biotita andaluzita muscovita ardósia (amostras 08-23 e 08-21).

O retrometamorfismo não é uma maneira eficiente de gerar mineralizações pervasivas, principalmente em temperaturas baixas, gerando, normalmente, substituições parciais (Yardley, 2004). A formação de leitos de cloritas, como os observados na foto 26, deve ter sido condicionada pela percolação dos fluidos, que tornou a blastese retrometamórfica mais eficaz.

Pirita apresenta duas gerações, individualizadas entre outras feições, pela sua granulação bimodal. A primeira geração está representada pela moda mais fina, em geral menor que 0.005 mm formada durante a S1. A segunda moda distribui-se concordante à foliação principal (S1) e também está contida nos veios hidrotermais junto com quartzo e fluorita. Em geral formam cristais hipidiomórficos a xenomórfico submilimétricos em média com 0.1 mm, em alguns casos com textura poiquilítica.

As amostras portadoras dessa associação mineral foram classificadas como clorita-pirita-sericita-muscovita-biotita ardósia silicificada, com andaluzita pseudomorfisada e biotita-pirita-andaluzita-muscovita ardósia silicificada.

Em amostra de ardósia de testemunho de sondagem, localizada a aproximadamente 20 m do contato com o stock quartzo monzonítico, foi registrada a ocorrência de rocha metabásica atribuída a um dique. Os veios apresentam espessura centimétrica (≈ 3 cm) composto por plagioclásio (50%) quartzo (30%) e albita (20%). No contato com a ardósia ocorrem texturas de intercrescimento vermiforme entre quartzo e plagioclásio, formando mirmequitas foto 28. A injeção de veios de composição tonalítica promove a hidratação da paragenese básica, gerando metamorfismo de baixo grau, fácies xisto verde, com a formação de porfiroblasto de actinolita

idiomórfica e biotita (foto 29 e 30). Clorita ocorre como mineral traço, formada por retrometamorfismo de biotita.

Em todas as amostras o quartzo apresenta-se deformado, com extinção ondulante e em alguns casos bordas suturadas. Texturas tectônizadas são comuns nos leitos de quartzo secundário, com formação de incipiente textura granoblástica, indicando recristalização sintectônica posterior a injeção dos veios hidrotermais.

A tabela 6 apresenta o quadro com as relações de temporaneidade entre os minerais, estabelecida a partir das relações texturais para a muscovita-andaluzita ardósia silicificada.

Mineral	Pré S1	S1	S2	Metamorfismo de contato (fase hidrotermal)	Tectônica posterior
Muscovita		-----		---	
Andaluzita	-----			-----	
Quartzo		-----		-----	-----
Pirita		-----		-----	
Biotita				-----	
Clorita				-----	
Sericita				-----	

Tabela 6 – Quadro de relação de temporaneidade relativa entre os minerais na textura para a andaluzitas-muscovita ardósia das zonas de metamorfismo de contato como os veios hidrotermais

8.2.3 Quartzo monzonito

Indiscriminadamente, todas as amostras de granito retiradas durante os trabalhos de campo revelaram, sob microscópio petrográfico, possuírem alguma alteração hidrotermal. Em todas as amostras, a alteração predominante é a alteração fílica e subordinadamente sericitização como será detalhado a seguir. A greisenização propriamente dita é muito localizada e foi observada de fato apenas em uma amostra retirada da pilha de escombros, considerada nesse trabalho como uma evidência de greisenização.

O *stock* Consuzo forma um quartzo monzonito porfirítico com fenocristais de microclínio e plagioclásio e quartzo mais raramente, em uma matriz inequigranular hipidiomórfica a xenomórfica com plagioclásio, quartzo, biotita e feldspato potássico. Possui como acessórios sericita, zircão, titanita, apatita, pirita com eventual carbonato, clorita, muscovita e epidoto.

O teor de anortita do plagioclásio foi medido pelo método de Michel-Lévy. As medidas obtidas apresentam teor variando entre 10 e 15% de anortita, indicando tratar-se de oligoclásio sódico. A composição média das fases minerais principais está estabelecida na figura 13 onde são apresentados gráficos comparativos da composição mineralógica média entre os granitos

com alteração hidrotermal, amostrados junto aos contatos e nas zonas de alteração mais intensa, com os granitos inicialmente tidos com livres de alteração.

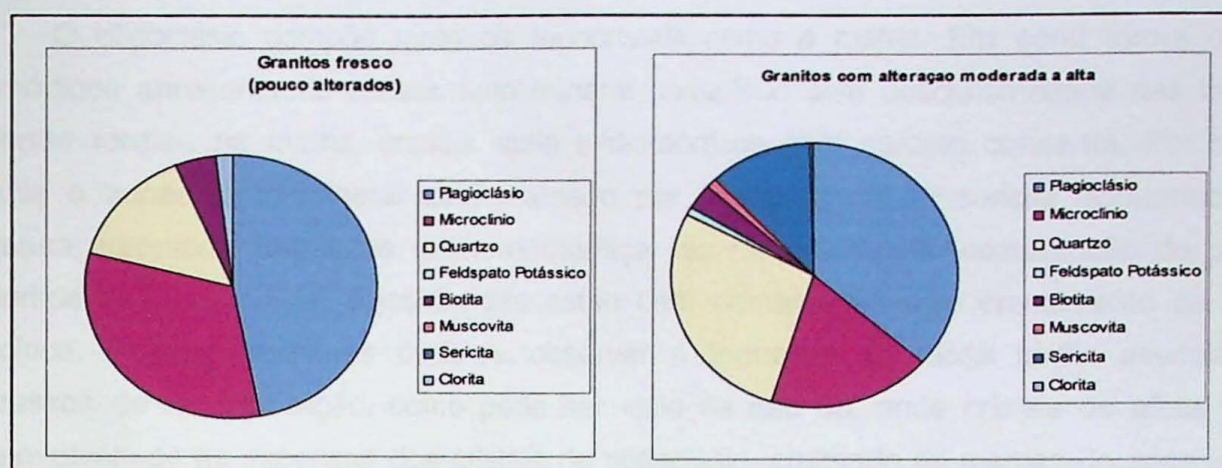


Figura 13 – gráficos comparativos de composição mineral média entre as amostras de granito com e sem alteração hidrotermal.

As feições de alterações hidrotermal atingem mesmo as amostras mais frescas, tidas inicialmente como livres de alteração. Em seu modo mais brando, a alteração se manifesta pela sericitização dos feldspatos, formação de muscovita e clorita por alteração de biotita e silicificação, com formação de quartzo tardio substituindo feldspatos.

O microclínio é predominante entre os fenocristais, forma cristais idiomórficos apresentando textura poiquilítica, com inclusões de biotita, quartzo e oligoclásio, quase sempre formando pertitas a mesopertitas por exsolução de albita (foto 31). Venulações de pertitas discordantes apresentando padrão dendrítico sugerem a formação de pertitas secundárias como é apresentado na foto 32, onde é possível observar esse padrão cortando a primeira geração de pertitas.

Na matriz o microclínio pode formar cristais xenomórficos com contatos consertais ou mesmo preenchendo fratura entre cristais, evidenciando a formação de microclínio tardio (foto 33). Em rochas com grau de alteração mais elevado, retiradas junto às zonas mineralizadas, a formação de microclínio tardio é ainda mais intensa compondo parte expressiva da matriz, associado a uma microclinização anterior a greisenização.

Em uma amostra de granito greisenizado foi observado microclínio ocorrendo total a parcialmente substituído por adulária, que se desenvolveu no entorno do cristal, formando uma coroa, com microclínio ocupando a porção central em contato difuso com adulária (foto 34). Cristais de fluorita, associados a um incipiente evento de greisenização, são cortados por

microveios de microclínio (foto 35), sugerindo uma microclinização pós-greisenização de pouquíssima expressão.

O oligoclásio compõe tanto os fenocristais como a matriz. Em geral forma cristais idiomórficos apresentando zoneamento mineral conspícuo com descontinuidade nas bordas, podendo formar, na matriz, cristais mais ipidiomórficos com contato consertal. Em muitos cristais o zoneamento mineral está marcado por um contorno de sericita, formando uma estrutura coronítica. Estruturas glomeroporfírica são formadas pela incorporação de cristais pretéritos de plagioclásio, cujas bordas estão bem demarcadas pelo crescimento da coroa sericítica. Nessas estruturas pode-se observar a formação de albita tardia associada a processos de recristalização, como pode ser visto na foto 36, onde cristais de albita tardia desenvolvem-se às expensas dos cristais de oligoclásio, cruzando as marcas do zoneamento mineral e a geminação.

Praticamente todos os cristais de oligoclásio apresentam desenvolvimento de alguma sericitização, podendo estar completamente pseudomorfizados por sericita, como se observa para amostra retirada no contato com o veio Consuelo (foto 37).

Assim como oligoclásio e microclínio, quartzo pode ocorrer tanto como fenocristais como na matriz, formando sempre cristais deformados com extinção ondulante, apresentando contatos com feldspatos marcados por bordas serrilhadas indicando processos de instabilidade química. Nas rochas com menor grau de alteração o quartzo ocorre exclusivamente na matriz, formando cristais subcentimétricos com contato consertal. Nos exemplares com grau de alteração mais elevados, é observado como macroagregados policristalinos associados a processos de silicificação formados por substituição dos feldspatos.

Biotita varia de concentração, podendo estar praticamente ausente nas rochas mais alteradas (amostras 08 49 e VC – 04). Em geral a biotita ocorre total ou parcialmente substituídas por clorita e muscovita (foto 38). Alguns cristais são deformados, formando *kink-bands* indicando deformação sin-tectônica (foto 39).

A greisenização, como foi dito anteriormente, é um fenômeno de pequena expressão, observado de fato apenas em uma amostra retirada da pilha de escombros. É caracterizado pela formação de veios com pirita, fluorita e muscovita em proporções variadas tendo como acessórios galena, esfalerita e hübnerita. Muscovita e fluorita são formadas simultaneamente por substituição de feldspato alcalino, que compõe, ainda, parte expressiva da rocha (45%). Plagioclásio ocorre apenas como relicto em ortoclásio poiquilítico, indicando intensa lixiviação de Na. Fluorita pode ser observada intercrescida com os feldspatos alcalinos ou formando bordas com contatos serrilhados, indicando relação de consumo dos feldspatos. Adulária forma-se por substituição de microclínio formada durante a injeção de veios hidrotermais. Sericita

ocorre mais subordinadamente (3%), formada por alteração de muscovita relacionada a uma alteração hidrotermal mais branda superimposta.

Assim, temos para as rochas mais alteradas hidrotermalmente, textura inequigranular panxenomórfica, com intensa sericitização dos feldspatos, formação de clorita as expensas de biotita e o aparecimento de pirita. Paralelamente observa-se aumento da concentração de quartzo, decorrente da alteração dos feldspatos, formando quartzo intersticial. Fluorita e clinozoisita formam-se subordinadamente nas zonas de contato com o veio hidrotermal. Essas reações caracterizam uma alteração fílica.

Processos metassomáticos levando à formação de microclínio (metassomatismo potássico ou microclinização) e plagioclásio (metassomatismo sódico ou albitização) tardios são processos que podem se desenvolver nos estágios iniciais de evolução de um sistemas hidrotermal, associados a processos de alteração pós-magmáticos e comumente antecedem a greisenização (Shcherba, 1970). Seguindo essa linha de raciocínio a constituição de microclínio e plagioclásio xenomórfico com preenchimento de fraturas, pertitas secundárias e albita tardia formado por recristalização de cristais pretéritos, seria atribuída a processos de metassomatismo potássico e alcalino respectivamente (fotos 32 e 33). A ocorrência de microclínio em fraturas de fluorita, observado em amostra de granito greisenizado, seria atribuída a uma incipiente microclinização pós-*greisen* concordante com a mudança do regime de acidez-alcalinidade das soluções durante um metassomatismo pós-magmático de alta temperatura, apresentado por Smirnov (1976).

A tabela 7 apresenta o quadro com as relações de temporaneidade entre os minerais, estabelecida a partir das relações texturais para o quartzo monzonito, incluído o termo greisenizado.

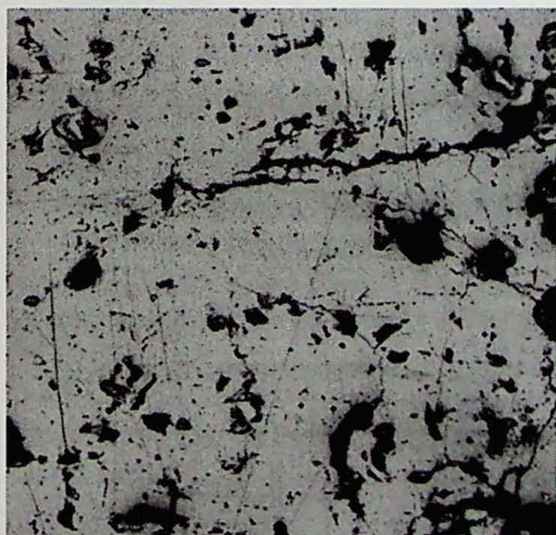
Mineral	Magmática	Pós-magmático (Metas. de Na e K)	Greisenização incipiente	Pós-Greisenização / Hidrotermal
Quartzo	-----	-----		
Oligoclásio	-----			
Microclínio	-----	-----		----
Ortoclásio	-----			
Anortita		-----		
Biotita	-----			
Muscovita			-----	-----
Clorita				-----
Adulária				-----
Fluorita			-----	-----
Sericita				-----
Epídoto				-----
Carbonato				-----
Pirita			-----	
Galena			-----	
Esfalerita			-----	
Hübnerita			-----	

Tabela 7 - Quadro de relação de temporaneidade relativa entre os minerais na textura para o quartzo monzonito.

8.3 Microscopia eletrônica de varredura (Mev) e análises espectrais de reflectância

Tetraedrita

A foto 40 apresenta a imagem de uma tetraedrita analisada para a amostra de minério do veio Consuelo (VC – 50 A). A tetraedrita ($\text{Cu}_9\text{Fe}_3\text{Sb}_4\text{S}_{13}$) é um dos principais minerais que compõem o minério, utilizada como mineral índice. O estudo petrográfico mostra tratar-se de um mineral tardio.



O comportamento espectral da tetraedrita da amostra mostrou-se concordante com apresentado para as amostras padrão estabelecidas pelo laboratório, como pode ser observado na figura 14.

Foto 40– Imagem de tetraedrita obtida por análise digital de imagem. Amostra VC – 50 A.

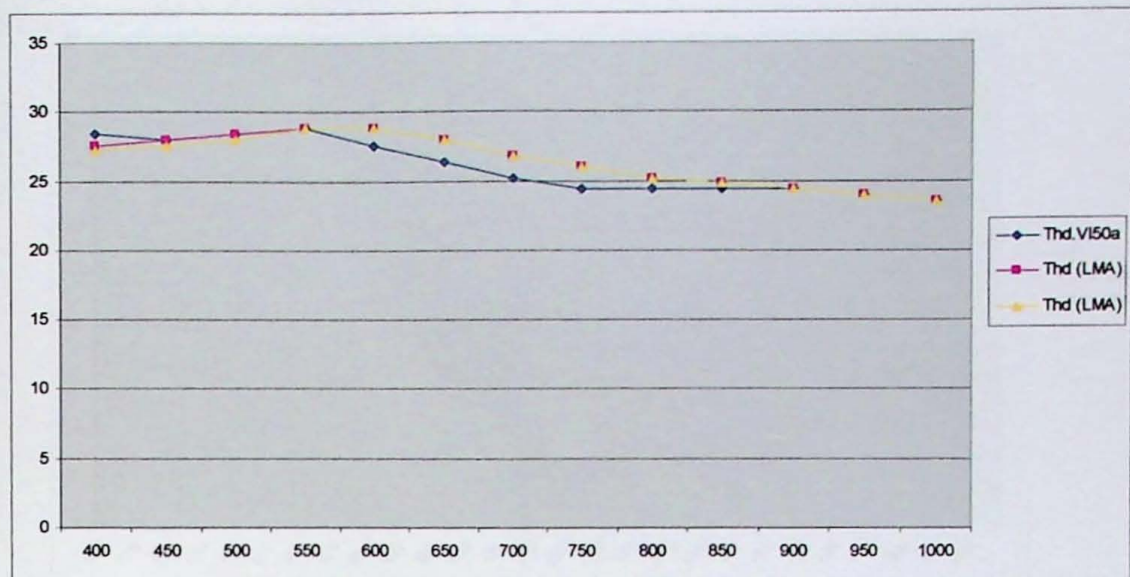


Figura 14 – Gráfico de comprimento de onda em nm por índice de reflectância em %, mostrando o comportamento espectral da tetraedrita da amostra VC-50 A em comparação com os padrões estabelecidos para o laboratório – Thd(LMA).

Análises complementares em microscópio eletrônico de varredura mediram a

Análise EDS de tetraedrita	
Elemento	Concentração
S	42,99%
Fe	0,74%
Cu	35,28%
Zn	7,07%
As	8,17%
Sb	5,75%
	100,00%

composição química da tetraedrita por EDS, como pode ser observado na tabela ao lado. Os resultados de composição química do mineral estão de acordo com o esperado para os minerais da série de solução sólida tetraedrita/tennantita.

Hübnerita

A volframita é um volframate (WO_4) de Fe e Mn que compõe uma solução sólida entre o termo puro em Fe (ferberita) e Mn (hübnerita). Diferentemente da volframita e da ferberita, a hübnerita forma cristais translúcidos, passivos de serem analisados com luz transmitida. Sob luz refletida apresenta anisotropia moderada e, com polarizadores cruzados, apresenta cor cinza clara, com forte reflexão interna nos tons amarelo e vermelho.

O comportamento espectral, sob luz refletida é o mesmo que o observado para a volframita, como podemos observar no figura 15.

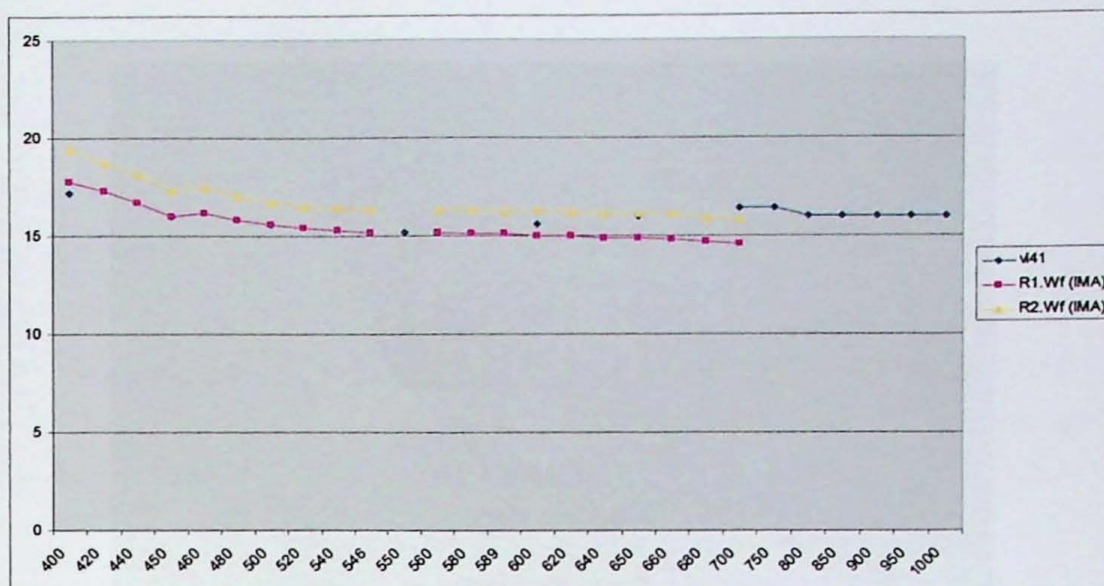


Figura 15— Gráfico de comprimento de onda em nm por índice de reflectância em %, mostrando o comportamento espectral de hübnerita da amostra VC-50 A em comparação com os padrões estabelecidos para o laboratório – Thd(LMA).

Análise de química mineral do tipo EDS, realizadas em microscópio eletrônica de varredura, revelam grande homogeneidade composicional da hübnerita, como pode se observado na figura 16. Os resultados obtidos são apresentados na tabela ao lado. A ausência de Fe indica que a hübnerita de Pasto Bueno representa o extremo da série de solução sólida ferberita-hübnerita.

Análise EDS de hübnerita	
Elemento	Concentração
O	60,31%
W	18,72%
Mn	2,54%
Sr	18,42%
	100,00%

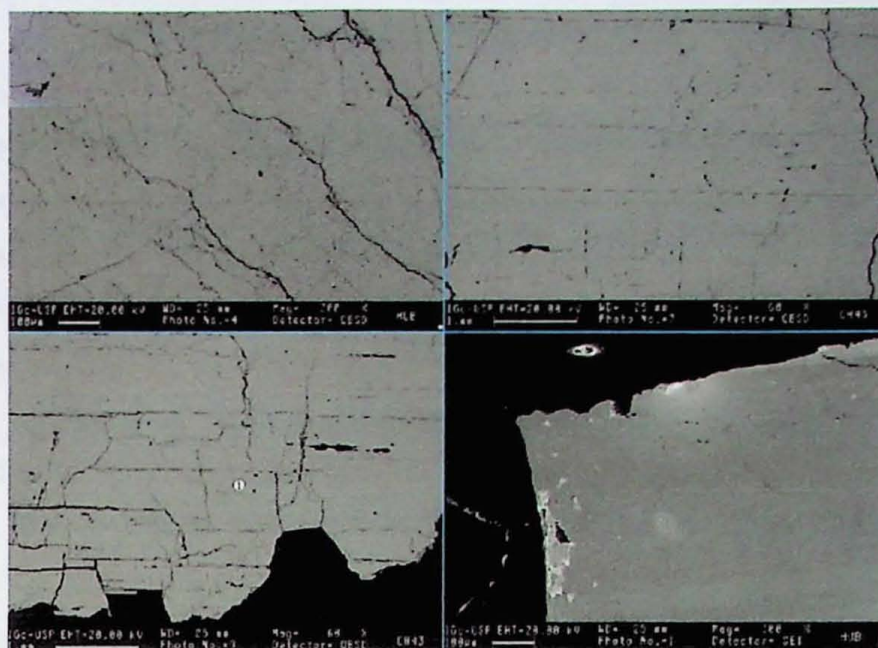


Figura 16 – Mosaico com imagens de hübnerita obtida por microscópio eletrônico de varredura. A homogeneidade dos tons de cinza revela uma variação muito pequena, praticamente nula, do número atômico médio ao longo do cristal.

8.4 Geologia isotópica

8.4.1 Análises Sm-Nd

Foram analisadas amostras dos minerais de minério compreendendo os diversos tipos de sulfetos, fluorita, hübnerita, além das rochas encaixantes livres de alteração hidrotermal mais relevantes para a formação da mineralização, a saber, quartzo monzonito e ardósia da Formação Chicama. Juntamente com a amostra do quartzo monzonito foi analisada uma amostra de tonalito subvulcânico intrusivo coletado em furo de sondagem. Os resultados obtidos constam na tabela 8.

Dentre os parâmetros calculados, o de maior importância, é o ϵ_{Nd} em função de seu alto potencial como parâmetro de correlação petrogenético. Em virtude da idade do depósito ser muito recente, miocénico, os parâmetros de geoquímica isotópica não necessitam ser recalculados a idade de formação, sendo assim o valor $\epsilon(0)$ assume praticamente o mesmo significado do $\epsilon(T)$, que representa o valor de ϵ_{Nd} atual e o assumido para a época de formação do depósito respectivamente.

Resultados Sm-Nd em minerais de minério

Foram analisados ao todo 13 concentrados de minerais de minérios, sendo 6 de hübnerita, 2 de tetraedrita 1 de pirita e 4 de fluorita, amostrados em diferentes porções do depósito. Os valores de ϵ_{Nd} obtidos para hübnerita variam entre 0,93 a -3,61, como pode ser observado na tabela 8. Os valores pouco negativos, indicam que o fluido mineralizante teve pouca ou nenhum aporte de metais vindo das unidades metassedimentares encaixantes, sobretudo das ardósias da Formação Chicama, indicando uma fonte de metais ortomagmática do fluido hidrotermal, na época de formação da hübnerita. Os valores ϵ_{Nd} calculados para hübnerita estão em concordância com os obtidos para fluorita, que apresentam valores pouco negativos, variando entre 1,10 e - 3,86 e que segundo os estudos petrográficos pertencem a mesma paragênese. Tendo em vista o caráter ortomagmático do fluido hidrotermal na época de formação da hübnerita, a oscilação dos valores de ϵ_{Nd} entre números negativos e positivos indica que o magma gerador do fluido é produto de mistura de fontes mantélica e crustais.

Os dados Sm-Nd em hübnerita e fluorita lançados em diagrama isocrônico indicam uma idade de $11,4 \pm 4$ Ma com MSWD=2,1 (figura 17) interpretada como a época de formação da mineralização. Por se tratarem de fluidos hidrotermais, o alinhamento isocrônico pode representar uma linha de mistura de fluidos de diferentes fontes. Como pode ser observado na tabela 8 os valores de Sm (ppm) e Nd (ppm) apresentam-se muito baixo, mesmo para a fluorita, em geral variando de 0,048 a 0,704 ppm para Sm e 0,024 a 3,395 para Nd.

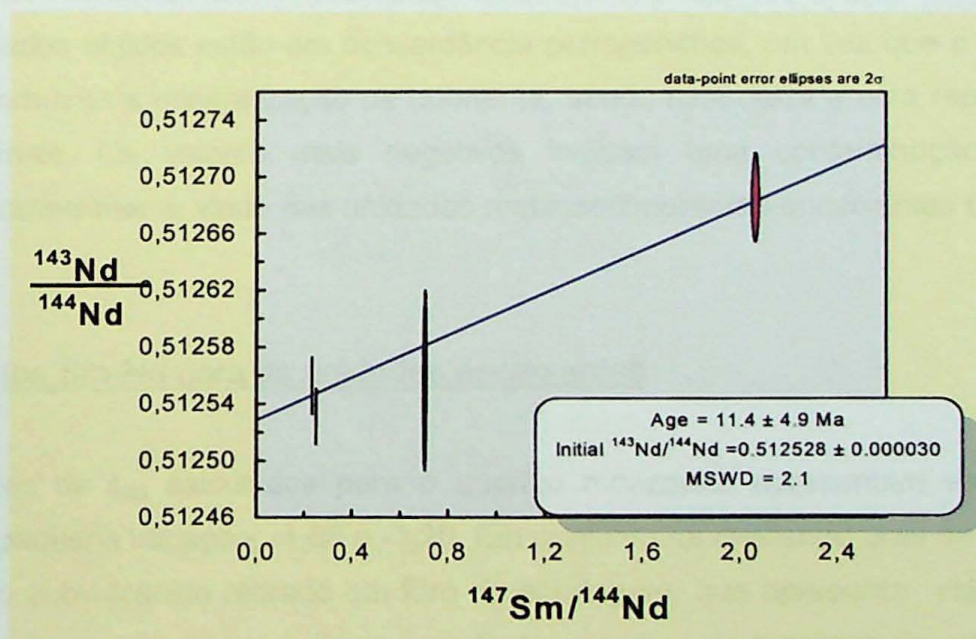


Figura 17 – Isócrona Sm-Nd para fluorita e hübnerita.

A baixa concentração de Nd e Sm influenciam no erro das razões isotópicas o que torna difícil a obtenção de boa idade isocrônica, que é acentuado pela idade miocênica de 9,5 Ma (Landis & Rye, 1974) estimada para o *stock* Consuzo. Os dados obtidos quando lançados em gráfico de mistura $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $1/\text{Nd}_{(\text{ppm})}$ de Langmuir (1978) não definem uma correlação entre a hübnerita e fluorita, indicando que uma origem por mistura de fluidos hidrotermais de diferentes fontes, para o fluido mineralizante, não é suportada (figura 18).

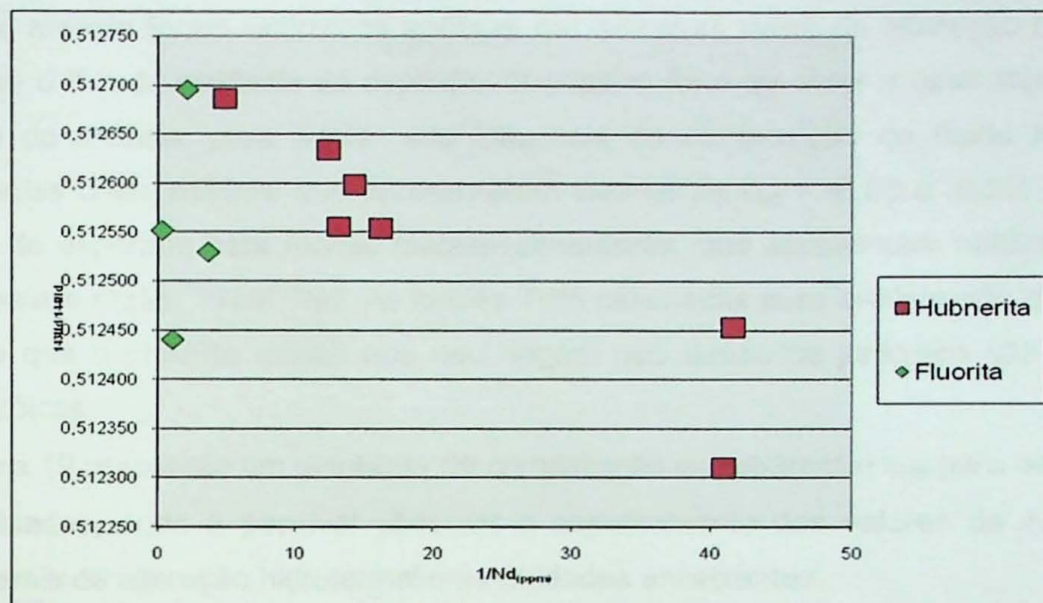


Figura 18 – Gráfico de correlação $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $1/\text{Nd}$ para hübnerita e fluorita.

As análises realizadas em tetraedrita aprestam valores ϵ_{Nd} mais negativos, de $-9,47$ e $-14,83$. Os resultados obtidos estão em concordância petrogenética, um vez que a tetraedrita é formada posteriormente a mineralização de hübnerita, sendo associada a uma recirculação de fluidos hidrotermais. Os valores mais negativos indicam uma contaminação de fontes supracrustais, possivelmente vinda das unidades metassedimentares encaixantes durante esse estágio.

Resultados Sm-Nd para as unidades encaixantes

Os valores de ϵ_{Nd} calculados para o quartzo monzonito apresentam valores pouco negativos, com pequena variação, $-1,66$ e $-1,20$. Em conjunto foi analisado uma amostra de um corpo de tonalito subvulcânico retirado em furo de sondagem, que apresenta valor de $\epsilon_{\text{Nd}} = -0,43$. Os valores de ϵ_{Nd} negativos, indicam uma fonte geradora de magmas de origem crustal. Os valores próximos de zero apontam para fusão de crosta inferior. O valor ϵ_{Nd} menos negativo do tonalito é concordante com sua composição levemente mais básica em relação ao quartzo monzonito.

Para a ardósia foram realizadas análises em amostras livres de alteração hidrotermal, retiradas a até 6 Km de distância do depósito. O objetivo foi o de obter a assinatura isotópica característica da ardósia, para avaliar sua influencia da composição do fluido hidrotermal. Foram realizadas duas análises que apresentaram valores de $\epsilon_{Nd} = -8,88$ e $-9,22$. Os valores estão dentro do esperado para rochas metassedimentares, que apresentam naturalmente um maior valor para a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$. As idades Tdm calculadas para ardósia são de 1,5 e 1,3 Ga indicando que o protólito crustal que deu origem aos depósitos jurássico são de origem mesoproterozóicas.

Horizontal scatter plot showing ϵ_{Nd} values for various rock types. The x-axis represents ϵ_{Nd} (ranging from -33,00 to 7,00) and the y-axis lists the rock types. The data points are clustered around ϵ_{Nd} values of -33,00, -13,00, -3,00, and 7,00.

Rock Type	ϵ_{Nd} Values (approximate)
Hübnerita	-3,00, -2,50, -2,00, -1,50, -1,00, -0,50
Tetraedrita	-33,00, -13,00, -8,00
Pirita	-3,00, -2,50, -2,00
Fluorita	-3,00, -2,50, -2,00, -1,50, -1,00, -0,50
Ardósia	-8,00, -7,50, -7,00
Quartzo monzonito	-1,00, -0,50, 0,00, 0,50

50

Nº Campo	Material	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/$ ^{144}Nd	Erro	$^{143}\text{Nd}/$ ^{144}Nd	Erro	$f_{\text{Sm/Nd}}$	T_{DePaolo} (Ga)	$\epsilon(0)$
VL-41	Hübnerita	0,704	0,209	2,0376	0,0125	0,512686	0,000026	9,36	---	0,93
VL-03A	Hübnerita	0,074	0,076	0,5858	0,0035	0,512555	0,000053	1,98	---	-1,62
VL-03A	Hübnerita	0,077	0,081	0,5788	0,0034	0,512633	0,000028	1,94	---	-0,09
VC-50A	Hübnerita	0,060	0,062	0,5865	0,0035	0,512553	0,000035	1,98	---	-1,66
MA-10	Hübnerita	0,167	0,070	1,4366	0,0086	0,512598	0,000034	6,30	---	-0,78
CA-43	Hübnerita	0,048	0,024	1,2074	0,0073	0,512453	0,000272	5,14	---	-3,61
VC-49	Tetraedrita	0,003	0,007	0,2366	0,0015	0,512152	0,000147	0,20	---	-9,48
MA-10	Tetraedrita	0,003	0,007	0,2478	0,0022	0,511878	0,002655	0,26	---	-14,83
VC-49	Pirita	0,011	0,044	0,1460	0,0009	0,512492	0,000283	-0,26	---	-2,85
VC-46	Fluorita	0,079	0,478	0,0997	0,0006	0,512695	0,000354	-0,49	---	1,10
VC-46	Fluorita	0,142	0,933	0,0918	0,0005	0,512440	0,000058	-0,53	---	-3,86
VC-46	Fluorita	0,483	3,395	0,0860	0,0005	0,512551	0,000017	-0,56	---	-1,70
VC-46	Fluorita	0,047	0,278	0,1032	0,0006	0,512529	0,000016	-0,48	---	-2,13
FCA-22	RTOT/Ardósia	4,269	20,170	0,1280	0,0008	0,512183	0,000008	-0,35	1,5	-8,88
FCA-25	RTOT/Ardósia	7,015	37,182	0,1141	0,0007	0,512165	0,000010	-0,42	1,3	-9,22
HDD-08#58	RTOT/Quartzo monzonito	2,870	18,706	0,0928	0,0005	0,512553	0,000010	-0,53	0,6	-1,66
HDD-08#64	RTOT/Quartzo monzonito	3,820	16,892	0,1368	0,0008	0,512576	0,000015	-0,30	0,9	-1,20
HDD-09#44	RTOT/tonalito subvulcânico	3,716	18,429	0,1219	0,0007	0,512616	0,000015	-0,38	0,7	-0,43

Tabela 8 – Dados obtidos para Sm-Nd

8.4.2 Análises Pb-Pb

Foram efetuadas análises Pb-Pb compreendendo os diversos tipos de sulfetos que ocorrem associados a alteração hidrotermal como pirita, galena, esfalerita e tetraedrita além de rocha total de quartzo monzonito, tonalito subvulcânico e ardósia, livres de alteração hidrotermal. Os resultados obtidos constam na tabela 9. Os dados Pb-Pb foram tratados em diagrama uranogênico do modelo da plumbotectônica de Zartman & Doe (1981) para evolução do Pb terrestre (figura 20).

No. Campo	Material	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1σ)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1σ)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro % (1σ)
VC-49	Pirita	18.805	0.006	15.660	0.006	38.835	0.006
MA-10	Pirita	18.785	0.007	15.641	0.008	38.773	0.009
MA-10	Esfalerita +tetraedrita	18.790	0.134	15.669	0.127	38.891	0.130
VL-19	Galena	18.841	0.006	15.706	0.004	38.996	0.005
VC-50A	Galena	18.813	0.007	15.664	0.009	38.860	0.009
FCA-22	Ardósia	19.170	0.010	15.696	0.011	38.962	0.012
FCA-25	Ardósia	19.161	0.009	15.691	0.010	38.932	0.010
HDD-08#58	Quartzo monzonito	18.826	0.013	15.659	0.009	38.846	0.014
HDD-08#64	Quartzo monzonito	18.838	0.004	15.664	0.004	38.874	0.005
HDD-09#44	Quartzo monzonito	18.829	0.008	15.644	0.005	38.815	0.008

Tabela 9 – Dados isotópicos obtidos para as análises Pb-Pb

Os dados obtidos para os sulfetos quando lançados no diagrama uranogênico do modelo da Plumbotectônica distribuem-se logo abaixo da curva de evolução das razões isotópicas de chumbo para a crosta superior (figura 18). Os dados obtidos para o quartzo monzonito e tonalito subvulcânico apresentam praticamente a mesma distribuição dos sulfetos, gerando uma pequena nuvem de pontos com espalhamento vertical logo abaixo da curva de evolução de chumbo da crosta superior. Os dados analíticos de Pb obtido para a ardósia caem exatamente em cima da curva de evolução de Pb da crosta superior (figura 20).

3.4.3 Análises Pb-Sr e Sr-Sr

Foram realizadas análises Sr-Sr em amostras de quartzo monzonito, ardósia, tonalito e pirita de amostras coletadas simultaneamente, obtidas para as amostras VC-49 e VC-50A, visando determinar a idade de formação das rochas. Os resultados obtidos foram integrados com os dados $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ publicados por Ferreira & Ladeira (1983) para determinar a idade de formação das rochas. Os resultados obtidos para o quartzo monzonito e tonalito, respectivamente, foram de 100 Ma e 100 Ma, respectivamente, indicando que a idade de formação das rochas é da ordem de 100 Ma. Os resultados obtidos para a ardósia foram de 100 Ma e 100 Ma, respectivamente, indicando que a idade de formação das rochas é da ordem de 100 Ma. Os resultados obtidos para a pirita foram de 100 Ma e 100 Ma, respectivamente, indicando que a idade de formação das rochas é da ordem de 100 Ma.

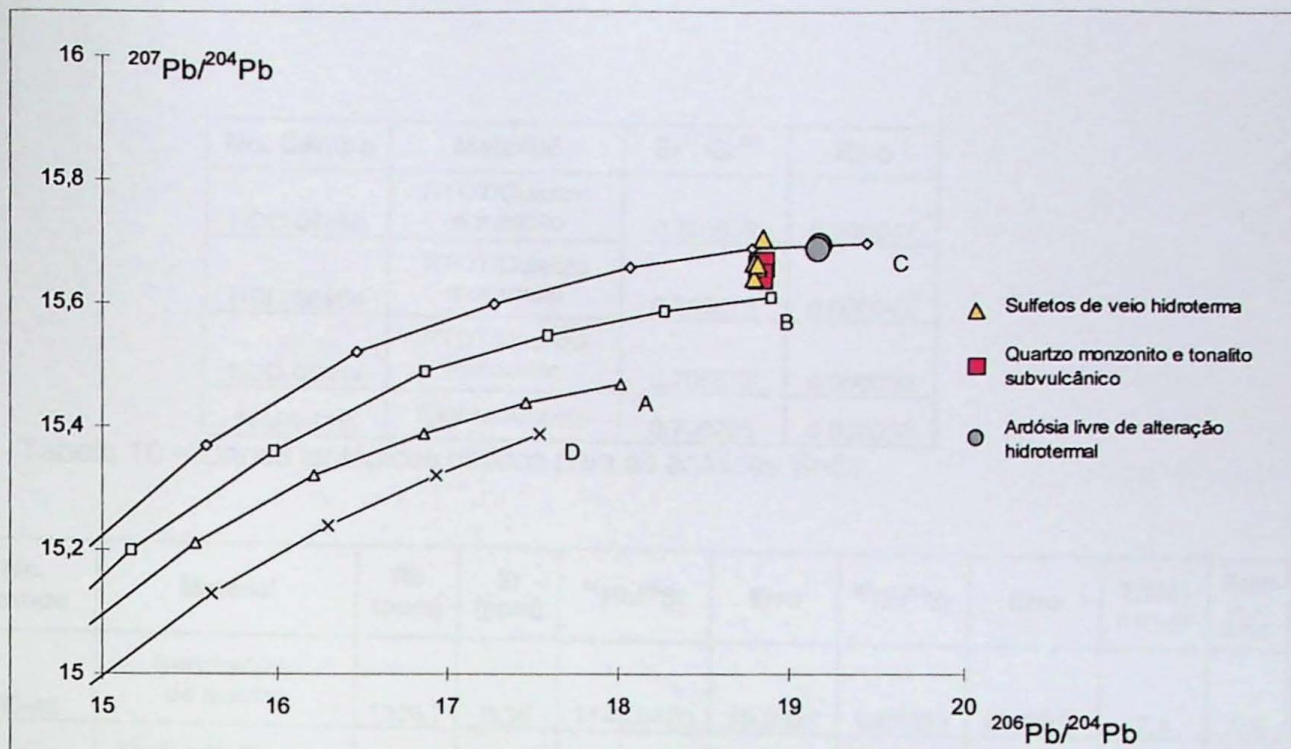


Figura 20 – Diagrama uranogênico da plumbotectônica (Zartman & Doe, 1981) com as composições isotópicas determinadas para os sulfetos e quartzo monzonito, tonalito subvulcânico e ardósia da Formação Chicama. A = Manto, B = Orogênese, C = Crosta Superior e D = Crosta Inferior.

A distribuição dos pontos relativos aos sulfetos mostra pouca influência das unidades metassedimentares na composição isotópica de Pb do fluido mineralizante, aponto para uma derivação mais ortomagmática ao menos para a fonte de Pb.

8.4.3 Análises Rb-Sr e Sr-Sr

Foram efetuadas análises Sr-Sr em amostras do quartzo monzonito encaixante e de calcita e pirita de ardósia alterada hidrotermalmente, retirada junto ao contato com o veio hidrotermal mineralizado. Os resultado obtidos foram integrados com os dados $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ publicados com Norman & Landis (1983) para diversos produtos de alteração hidrotermal e para quartzo monzonito e rochas metassedimentares livres de alteração hidrotermal. Paralelamente, buscou-se com o método Rb-Sr a determinação da idade da alteração hidrotermal, baseado em análises de sericita e pirita. Os resultados obtidos pelas análises Sr-Sr e Rb-Sr são apresentados nas tabelas 10 e 11. Os resultado publicados por Norman & Landis (1983) são apresentados nas tabelas 1 e 2 no item *Trabalhos isotópicos prévios*.

No. Campo	Material	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$	Erro
HDD-08#58	RTOT/Quartzo monzonito	0.705552	0.000047
HDD-08#64	RTOT/Quartzo monzonito	0.705675	0.000040
HDD-09#44	RTOT/Quartzo monzonito	0.705573	0.000035
NIMA-11B	Calcita/Ardósia	0.706255	0.000033

Tabela 10 – Dados isotópicos obtidos para as análises Sr-Sr

No. Campo	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro	T(Ma) $\lambda = 1.42$	Erro $R_i = 0.705$
VC-46	Sericita/Veio de quartzo	1306.7	3.35	1143.0420	19.3327	0.82383	0.00009	7.4	0.2
260408-3	Muscovita/Greisen seicitizado	708.92	5.97	344.8438	3.4441	0.73336	0.00003	8.3	0.4
260408-3	Pirita/Greisen seicitizado	6.49	0.41	45.6453	1.3156	0.72257	0.00066	27.1	3.3

Tabela 11 – Dados isotópicos obtidos para as análises Rr-Sr

As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mineral em fluorita e calcita variam entre 0,7058 e 0,7070. Em geral, valores mais altos são observados para as análises em inclusões fluidas em volframita e quartzo, variando entre 0,708 até 0,7239. Eventualmente algumas análises de inclusões fluidas podem registrar razões mais baixas a exemplo de análises em pirita com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7068, quartzo com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7064 e volframita com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7074.

As análises Rb-Sr em muscovita e pirita, retiradas de uma amostra classificada como muscovita *greisen* sericitazodo, apresentaram razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em pirita de 0,72257 e muscovita de 0,73336, registrando os valores mais elevados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para a alteração hidrotermal de Pasto Bueno.

A espalhamento das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ avaliadas para os produtos de alteração hidrotermal em comparação com as unidades encaixantes livres de alteração é apresentado na figura 21.

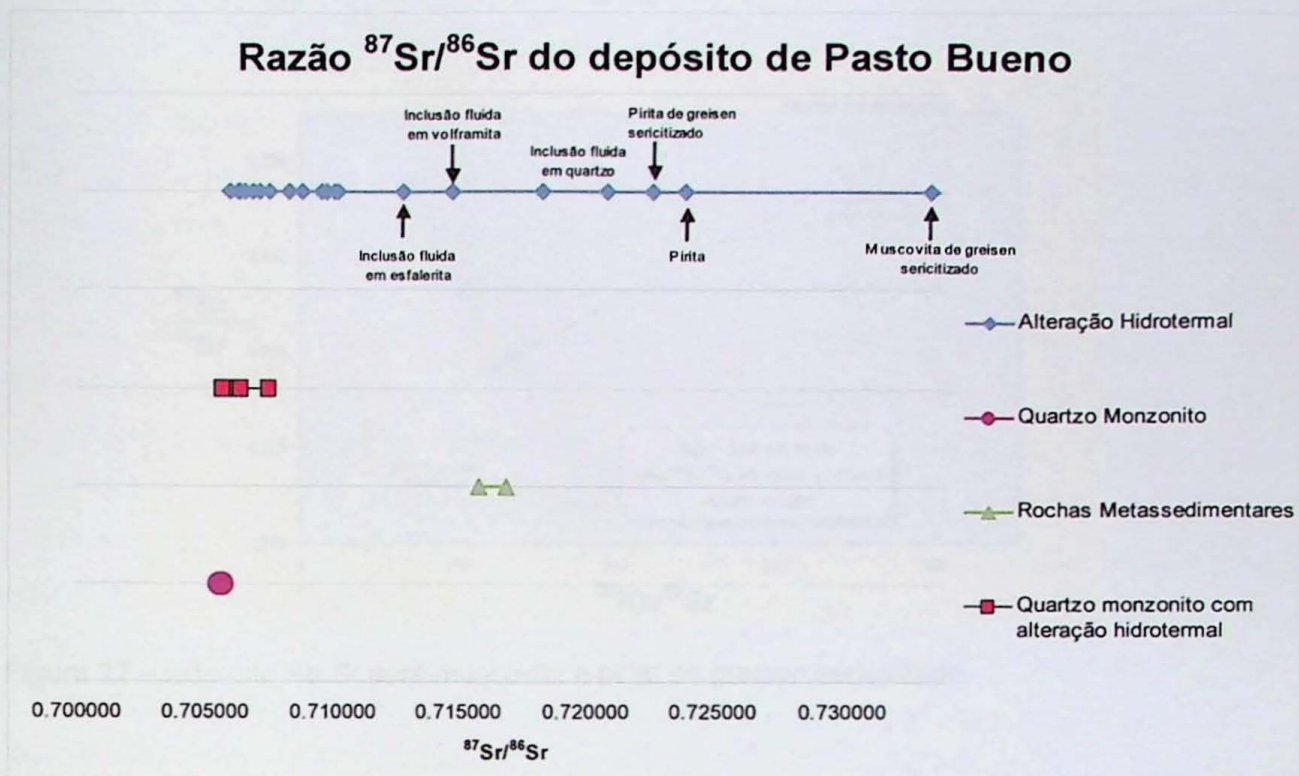


Figura 21 - Diagrama para comparação do parâmetro $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculado integrado com os dados publicados por Norman & Landis (1983).

A amostra de sericita hidrotermal, submetida a análise Rb-Sr, apresenta alta razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 1143.0420$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,82383$, o que permitiu o cálculo de idade convencional de 7,4 Ma calculada para um razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,705$ (tabela 11), valor muito próximo do menor valor avaliado para um produto de alteração hidrotermal em Pasto Bueno, com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70585$ por Norman & Landis (1983).

Os dados Rb-Sr de pirita e muscovita do muscovita *greisen* sericitizado formam uma isócrona Rb-Sr de dois pontos com 2,54 Ma (figura 22). A idade extremamente recente é atribuído a uma recirculação de fluidos hidrotermal posterior, uma vez que, de acordo com os estudos petrográficos e observações de campo, foi estabelecido que a greisenização seria um evento incipiente que registraria o pico térmico da alteração hidrotermal, contemporâneo a mineralização de hübnerita, avaliado entre 11,4 e 7,4 Ma pela análises Sm-Nd e Rb-Sr. Portanto a amostra de muscovita *greisen* deve representar um evento hidrotermal posterior a mineralização e muito localizado dentro do depósito, desvinculado dos processos associados a mineralização de volfrâmio. A falta de referencia sobre a localização e contexto geológico da amostra dificulta a interpretação do dado, entre tanto podemos avaliar a idade de 2,5 Ma com uma evidência de processos hidrotermais posteriores e que geraram mobilização de metais.

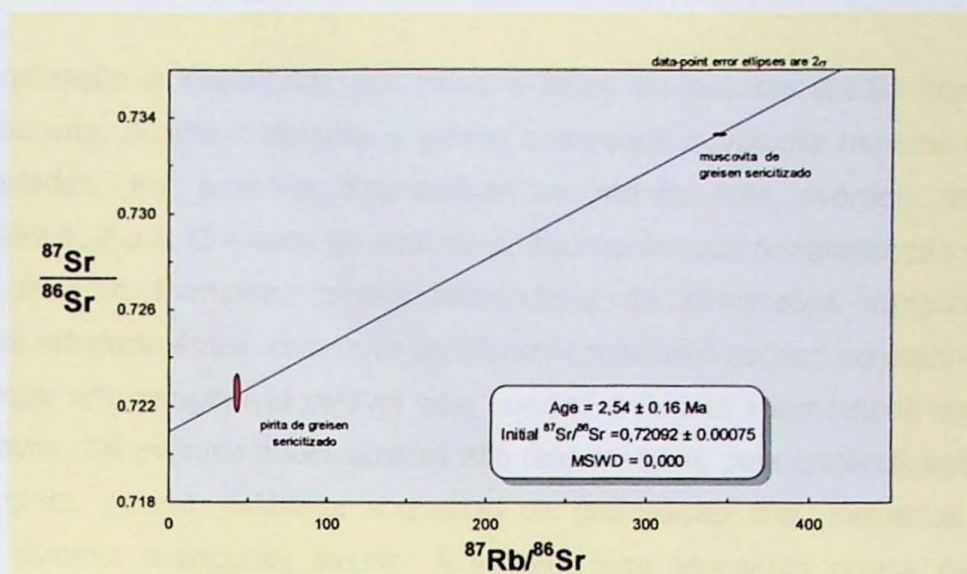


Figura 22 – Isócrona Rb-Sr para muscovita e pirita de *greisen* sericitizado.

8.4.4 Análises U-Pb

Foram analisados pelo método U-Pb 5 frações de um concentrado de hübnerita amostrado no veio Loreto (amostra VL – 03). As frações analisadas apresentaram baixíssimo conteúdo de U e Pb, com concentrações de Pb igual a do branco de laboratório, ou seja, as frações analisadas apresentam a razão de chumbo comum do ambiente, impossibilitando a datação da amostra ou qualquer outro tipo de caracterização geoquímica.

9. Discussão dos resultados

9.1 Discussão dos estudos petrográficos e mineralógicos

Segundo os trabalhos de Landis & Rye (1974) juntamente com os relatórios internos produzidos pela mineradora, a mina de volfrâmio de Pasto Bueno tem como principal mineral de interesse econômico a volframita, com hübnerita constituindo a maior parte do minério e ferberita subordinadamente. Entretanto, no presente trabalho, não foi observada a ocorrência de ferberita, tanto nas amostras coletadas durante as atividades de campo bem como as amostras concedidas pela mineradora, inicialmente tidas como ferberita, o que leva a concluir que ferberita deve ocorrer como mineral traço, sendo até o momento irrelevante na constituição do minério.

A mineralização é constituída por veios e filões de quartzo (95%) com volframita, tetraedrita, muscovita, fluorita, esfalerita e galena compondo o volume mineral restante, em proporções variadas. Foi possível diagnosticar ao menos três eventos mineralizantes denominados fase 1, 2 e 3. O evento gerador de praticamente toda mineralização de hübnerita é atribuído à fase 1, formando cristais idiomórficos de dimensões variadas, indo de subcentimétricas até decimétrica, com mais de 20 cm, em arranjo caótico ou mesmo irradiados na forma de leque em paragênese estável com quartzo e fluorita idiomórficos de granulação grossa e muscovita. Os eventos subseqüentes são responsáveis pela mineralização da ganga de tetraedrita, pirita, galena, esfalerita e quartzo de granulação fina, formados quase que completamente durante o segundo evento. A terceira fase apresenta pouca expressão na constituição mineralógica dos veios, manifestando-se por meio de microfissuras gerando quartzo e muscovita fina com remobilização de tetraedrita (foto 13 no anexo II). Quartzo e muscovita são formados em todos os eventos.

O depósito de Pasto Bueno foi classificado como *greisen* por Landis & Rye (1974) tendo como base critérios muito específicos baseado em algumas observações de Shcherba (1970). Segundo os autores, em um senso mais restrito, definido por Shcherba (1970), a alteração tipo *greisen* é registrada em rochas magmáticas por um enriquecimento anômalo em Li, B, Be e P, em terras raras e metais raros, critérios que somado a ocorrência, em Pasto Bueno, de veios de quartzo com fluorita, zinwaldita, topázio, hübnerita, turmalina, berilo e apatita seriam fatores suficientes para classificar o depósito como do tipo *greisen*, sendo que topázio e zinwaldita não foram observados nos estudos petrográficos.

Apesar da ocorrência de processos metassomáticos típicos de um sistema hidrotermal que caminha em direção ao desenvolvimento de um *greisen*, não foi observado um metassomatismo pervasivo, que pudesse gerar expressivos volumes de metassomatitos, como se esperaria para um depósito do tipo *greisen*. Quase todo o processo de alteração hidrotermal que se processa no quartzo monzonito se resume em alteração fílica, caracterizado por silicificação, com aporte de quartzo secundário substituindo feldspato, sericitização de feldspatos com subordinada saussuritização do plagioclásio formando clinzoisita, sericita e carbonato e cloritização de biotita seguido de substituição por muscovita.

Se compararmos a evolução da composição do quartzo monzonito junto às zonas de maior alteração hidrotermal, vemos que a lixiviação de álcalis não segue a esperada para depósito do tipo *greisen*, o que justifica a escassez de muscovita nos veios. Na figura 23 temos lançados os pontos referentes à composição modal estimada dos granitos alterados. Se compararmos essas composições com o comportamento apresentado durante um evento de greisenização (figura 24) vemos que a formação de *greisen* é localizada e não uma regra dentro do depósito, estando as amostras de *greisen* submetidas a uma alteração fílica mais notável.

Em geral a alteração hidrotermal se manifesta pela injeção de fluidos ácidos, com alta atividade de flúor, gerando lixiviação de álcalis, sobretudo Na e sílica, caracterizada pela formação de fluorita e muscovita às expensas de quartzo e plagioclásio. Um período regressivo inicia a se desenvolver em um processo de direção inversa sob um gradiente de diminuição de acidez devido ao aumento do conteúdo de álcalis, passando para uma microclinização tardia com formação de veios de microclínio em fraturas de fluorita.

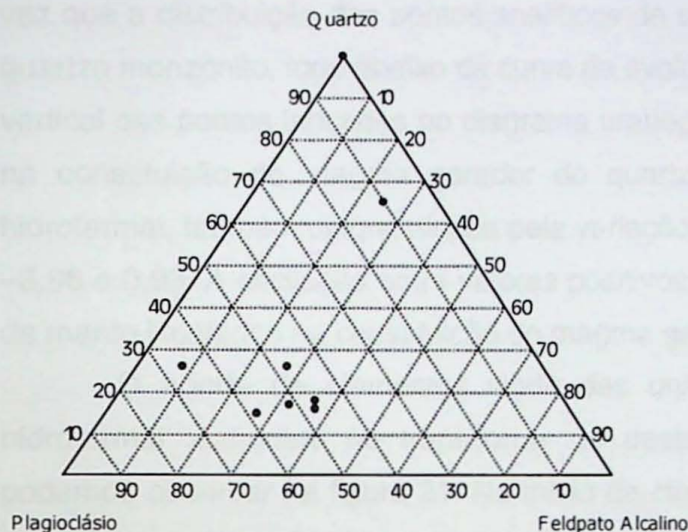


Figura 23 - Diagrama Q-A-P mostrando a situação do quartzo monzonitos mais alterados, retirados junto as zonas de contato. Como podemos observar a evolução da composição não caminha, em via de regra, para a composição esperada durante a greisenização, com lixiviação de álcalis, em comparação com gráfico da figura 24.

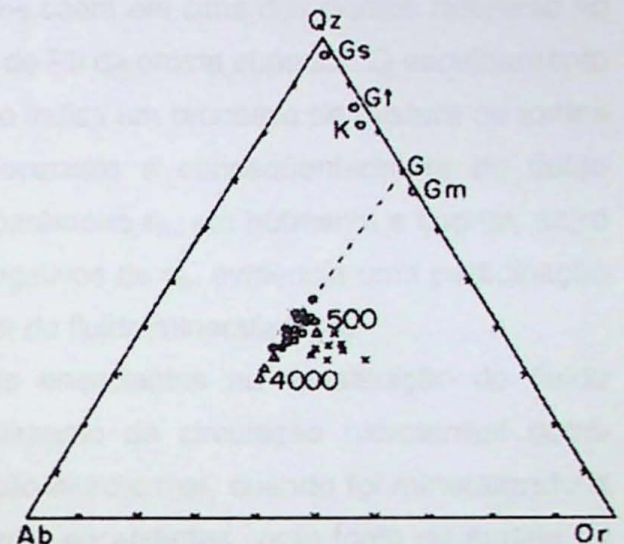


Figura 24 – Diagrama Qz-Ab-Or mostrando a situação de leucogranitos de proveniências diversas em relação aos mínimos de 4 Kb e 0.5 Kb e a posição de *greisens* ideal (G), micáceos naturais (Gm), topázio *greisens* naturais (Gt) e quartzo *greisens* naturais (Gs). (De Hall, 1971, modificado de Bionde, 1986).

Isso nos leva a crer que a greisenização pode ter ocorrido como um evento precoce, de pouca expressão, nos estágios iniciais, porém não foi um fator decisivo na constituição do depósito, que melhor se enquadra numa classificação de depósito tipo veios e filões de quartzo sob regime de pressão e temperatura dos depósitos epitermais.

9.2 Discussão dos resultados isotópicos

A comparação da distribuição do parâmetro ϵ_{Nd} entre os diferentes produtos de alteração hidrotermal e as unidades encaixantes permite algumas considerações importantes a respeito da fonte de metais do fluido mineralizante. A análise é feita com base na figura 19, onde os valores de ϵ_{Nd} são apresentados de acordo com os diferentes materiais analisados. Como podemos observar na figura 19, a fluorita e a hübnerita, que segundo as observações petrográficas e de campos compõem a mesma paragênese e, foram formados nos estágios

iniciais da alteração hidrotermal, não são influenciadas pelas unidades metassedimentares, indicando uma fonte de metais ortomagmáticas na época de formação desses minerais. As análises em tetraedrita, que compõe uma paragênese posterior, apresentam valores de ϵ_{Nd} mais negativos (-9,48 e -14,83) característico de contaminação por fonte supracrustal. Concordantemente, os dados obtidos pelas análises Pb-Pb quando lançados em diagrama uranogênico da Plumbotectônica indicam uma fonte de Pb ortomagmática para os sulfetos, uma vez que a distribuição dos pontos analíticos de sulfetos caem em cima dos pontos referente ao quartzo monzonito, logo abaixo da curva de evolução de Pb da crosta superior. O espalhamento vertical dos pontos lançados no diagrama uranogênico indica um processo de mistura de fontes na constituição do magma gerador do quartzo monzonito e conseqüentemente do fluido hidrotermal, também diagnosticada pela variação do parâmetro ϵ_{Nd} em hübnerita e fluorita, entre -3,86 e 0,93. A oscilação entre valores positivos e negativos de ϵ_{Nd} evidencia uma participação de manto litosférico na constituição do magma gerador do fluido mineralizante.

O aporte de elementos vindo das unidades encaixantes na constituição do fluido hidrotermal aumentou no transcorrer do desenvolvimento da circulação hidrotermal como podemos observar na figura 21. No início da circulação hidrotermal, quando foi mineralizado a fluorita, a participação das unidades metassedimentares encaixantes como fonte de metais foi muito pequena. Com o transcorrer do tempo à assimilação de metais vindo das unidades metassedimentares encaixantes passou a ser mais representativo na composição isotópica do fluido hidrotermal, observado nas análises de inclusões fluidas de sulfetos como esfalerita e galena, com $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.71268$ e 0.7097 respectivamente.

A circulação do fluido hidrotermal passa a incorporar gradativamente as características isotópicas das unidades metassedimentares encaixantes (ardósias da Formação Chicama e quartzitos da Formação Chimú) deslocando a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ da alteração hidrotermal que no início era igual a do granito, em direção às encaixantes (figura 21). O aumento gradativo da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ do quartzo monzonito com a interação de materiais supracrustais pode ser observado na zona de contato com os veios hidrotermais, onde se observa uma leve inflexão das razões $^{87}Sr/^{86}Sr$, que migram de um média de 0,7056 para até 0,7074, como pode ser observado para o campo de quartzo monzonito com alteração hidrotermal na figura 21.

A isócrona Rb-Sr no para muscovita/pirita de uma amostra de muscovita *greisen* apresenta uma idade extremamente recente, de 2,5 Ma, atribuída a processos de alteração hidrotermal posteriores. A hipótese é sustentada com base na sericitização superimposta a paragênese datada, a identificação de corpos intrusivos no *stock* Consuzo com idades desconhecidas, a exemplo do tonalito subvulcânico observado em furo de sondagem, e que poderiam estar associados a novos eventos de circulação hidrotermal. Idades jovens, variando entre 6 e 4 Ma foram observadas nos Andes chileno por Makshev *et. al.*, (2004) atribuído a

circulação hidrotermal no depósito do tipo pórfiro da mina de El Teniente, indicando que processos hidrotermais pliocênicos podem ser relativamente comum nos Andes.

10. Conclusão

Pasto Bueno constitui um depósito de volfrâmio formado por um sistema de veios, mantos e filões de quartzo que podem chegar a mais de 15 metros de espessura, mineralizados principalmente com hübnerita, fluorita, scheelita, pirita, tetraedrita, esfalerita, galena e sericita. Os veios e mantos mineralizados distribuem predominantemente com direção norte-sul, perpendicular ao eixo do anticlinal Consuzo, formado pela intrusão de um *stock* quartzo monzonito que gerou os fluidos hidrotermais. A orientação das estruturas mineralizadas indica que a formação das mesmas ocorreu associada a uma tectônica rúptil com forte componente direcional, gerando planos de descontinuidades norte-sul por onde o fluido hidrotermal mineralizante percolou.

O estudo detalhado da alteração hidrotermal permitiu-nos concluir que quase todo o processo de alteração hidrotermal que se processa no quartzo monzonito do *stock* Consuzo, se resume em alteração fílica, caracterizada por silicificação, com aporte de quartzo secundário substituindo feldspato, sericitização de feldspatos e subordinada saussuritização de plagioclásio formando clinozoisita, sericita e carbonato além de cloritização de biotita seguido de substituição por muscovita. Subordinadamente pode ser identificada uma alteração propilitica, associada à adição de H₂O no sistema, com formação de epidoto a partir de plagioclásio.

A classificação como depósito do tipo *greisen* por Landis & Rye (1974) mostrou-se inconsistente, tendo em vista que os estudos petrográficos indicam que a greisenização é um processo muito incipiente e localizado dentro do depósito, não sendo um fator preponderante para a formação da mineralização.

A greisenização pode ocorrer em diferentes proporções entre os diversos tipos de depósitos de volfrâmio, controlada entre outros fatores, pela temperatura do fluido. Tendo em vista a pequena expressão da greisenização dentro da evolução do sistema hidrotermal de Pasto Bueno, o depósito é classificado como depósito de veios e filões de quartzo hübnerítico, a exemplo de depósitos como Xihuashan e Dajhan no SE China. Esses depósitos de volfrâmio ocorrem como veios encaixados tanto nos granitos geradores (endocontato) como nas unidades metassedimentares adjacentes (exocontatos) comumente formando cristais decimétricos de volframita, à semelhança do que ocorre em Pasto Bueno (Menzie, Jones e Elliot, 1992).

A partir do estudo de isotópico dos sistemas Sm-Nd, Pb-Pb, Rb-Sr e Sr-Sr nas diversas paragêneses da alteração hidrotermal e nas unidades litológicas adjacentes, foi possível avaliar um modelo para a evolução do sistema hidrotermal de Pasto Bueno.

Após o desenvolvimento de alterações metassomáticas tardi magmáticas como a microclinização e a albitização, o fluido residual torna-se enriquecido em Si, F, B e metais raros, entre eles o volfrâmio. A evolução desse sistema químico, que deveria gerar um *greisen* a princípio é então abortado, possivelmente por uma queda mais brusca de temperatura gerada por influxos de águas meteóricas, que estariam associadas ao aumentos das razões Sr-Sr, ou mesmo por um fraturamento da câmara magmática, associada a uma tectônica com forte componente direcional, gerando planos de descontinuidade norte-sul, por onde o fluido hidrotermal se infiltrou e gerou a mineralização. A fonte do volfrâmio foi definida como ortomagmática, com base no parâmetro ϵ_{Nd} para a paragênese hübnerita e fluorita (0,93~-3,86) em comparação com o quartzo monzonito (-1,66 e -1,20) e a ardósia encaixante (-8,88 e -9,22) e na distribuição dos dados analíticos de Pb-Pb no diagrama uranogênico da Plumbotectônica

A contaminação do fluido hidrotermal por fontes supracrustais é registrada nas paragêneses tardias de alteração hidrotermal e em análises Sr-Sr em minerais e inclusões fluidas realizadas por Norman & Landis (1974), cujos dados publicados foram integrados com os produzidos nesse trabalho.

Ao menos dois eventos hidrotermais são registrados em Pasto Bueno. O primeiro abrange um período entre 11,4 Ma e 7,4 Ma, baseado na isócrona Sm-Nd em hübnerita e fluorita com erro de ± 4 Ma e na idade convencional Rb-Sr para sericita respectivamente. O segundo evento é indicado por uma isócrona Rb-Sr no par muscovita/pirita com idade de 2,5 Ma, retiradas de um metassomatito classificado como muscovita *greisen* sericitizado. Idades recentes, entre 4 e 6 Ma já foram observadas nos Andes em depósitos de Cu do tipo pórfiro por Maksaeve *et. al.*, (2004) pelo método Ar/Ar em sericita e biotita na mina de El Teniente no Chile, indicando que eventos de remobilização hidrotermal nos Andes podem ser extremamente recentes, com idades pliocênicas.

Em função dos resultados obtidos, serão encaminhados novas análises geocronológicas em sericita pelo método K-Ar, na tentativa de aumentar a precisão na avaliação dos eventos de formação do minério e remobilização hidrotermal para o depósito de Pasto Bueno.

11. Bibliografia

BEN OTHMAN, D.; POLVÉ, M.; ALLÈGRE, C. 1984. Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, 307: 510-515.

BIONDI, J. C. . Depósito de Minerais Metálicos de Filiação Magmática.. 1. ed. SÃO PAULO: T. A. QUEIROZ, EDITOR, LTDA, 1986. v. 1. 604 p.

BIONDI, J. C. . Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerais Brasileiros. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos - CBMM, 2003. v. 1. 528 p.

CAMPBELL, A. & PETERSEN, U. Estudio de inclusiones fluidas en el distrito tungstífero y de metales básicos de San Cristóbal, Perú Central. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, vol.80, p. 35-49, 1989.

CARNEIRO, C.D.R.; MIZUSAKI, A.M.P.; ALMEIDA, F.F.M. DE. 2005. A determinação da idade das rochas. *Terra Didática*, 1(1):6-35. <[http:// www.ige.unicamp.br/ terraedidatica/](http://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/)>

CONEY, P. J., 1971, Structural evolution of the Cordillera Huayhuash Andes of Peru: *Geol. Soc. America Bull.*, v.82, p. 1863-1884.

CRAIG, H., 1957, Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide: *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 12, p. 133-149.

CRIDDLE, A.J. & STANLEY, C. (1993). Quantitative data file for ore minerals. Third Edition. Chapman & Hall British Museum, Londres.

DEPAOLO, D. J. 1981. Nd isotopic studies: Some new perspectives on earth structure and evolution. *EOS*, 62:137-140.

DEPAOLO, D. J. & WASSERBURG, G.J. 1976. Inference about magma source and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. *Geophys. Res. Lett*, 3:743-746.

EGELER, C. G., AND DE BOOY, T., 1956, Geology and petrology of part of the Southern Cordillera Blanca, Peru: Geologisch Mijnbouw-kundig, Genootschap Nederlandsch Koninklijk, Geologisch Serie Deel XVII, p. 1-86.

ELLIOTT, J.E., KAMILLI, R. J., MILLER, W.R., LIVIO, K.E. 1995 Vein and greisen Sn and W deposits. In Preliminary compilation of descriptive geoenvironmental mineral deposit models. U.S. department of the interior, p. 62-68.

EPSTEIN, S., AND TAYLOR, H. P., JR., 1967, Variation of O^{18}/O^{16} in minerals and rocks, in Abelson, P. H., ed., Researches in Geochemistry: New York, John Wiley and Sons, Inc

FAURE, G. Principles of Isotope Geology. New York, John Wiley & Sons, 1986. 587 pp.

FIGUEIREDO, B.R. Minérios e Ambiente, PADCT/GTM-CNPq, Editora da Unicamp, Campinas, 401 p, 2000.

GILETTI, B. J., AND DAY, H. W., 1968, Potassium-argon ages of igneous intrusive rocks in Peru: Nature, v. 220, p. 570-572.

GOLDICH, S. S., C. E. HEDGE, & T. W. STERN. 1970. Age of the Morton and Montevideo gneisses and related rocks, southwestern Minnesota. Geol. Soc. Amer. Bull. 81: 3671-3696.

HOFMANN, A.W.; JOCKUM, K.P.; SEUFERT, M; WHITE, W.M. 1986. Nd and Pb in oceanic basalts: new constrains on mantle evolution. Earth Plan. Sci. Lett., 79:33-45

INGEMMET (1996). Geología de los cuadrángulos de Pallasca, Huaráz, Recuay, La Union, Chiquian y Yanahuanca. Boletín N°76. Servicio de Geología y Minería. Lima.

KERRICH, R. (1991) – Radiogenic Isotopes Applied to Mineral Deposits. In: Heaman, L. e Ludden, J.N. Eds: Short Course Handbook on application of radiogenic isotope systems to problems in geology. Mineral. Assoc. of Canada, p.365-421.

LANDIS, G. & RYE. Geologic, fluid Inclusion and Stable Isotope Studies os the Pasto Bueno Tungsten – Base Metal ore Deposit, Northern Peru. *Economic Geology*, vol. 69, n.7, p. 1025-1059, 1974.

LANGMUIR, C.H., VOCKE, R.D., Jr., HANSON, G.N., HART, S.R. 1978. A general mixing equation with application to Icelandic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 37: 380-392.

MAKSAEV, V., MUNIZAGA, F., MCWILLIAMS, M., FANNING, M., MATHUR, R., RUIZ, J., ZENTILLI, M. NEW CHRONOLOGY FOR EL TENIENTE, CHILEAN ANDES, FROM U/PB, 40AR/39AR, Re–Os and fission track dating: implications for the evolution of a supergiant porphyry Cu–Mo deposit. In: R.H. Sillitoe, J. Perelló and C.E. Vidal, Editors, *Andean Metallogeny: New Discoveries, Concepts and Updates. Society of Economic Geologists, SEG Special Publication 11* (2004), p. 15–54.

MENZIE, W.D., JONES, G.M., ELLIOT, J.E. 1992. Tungsten-grades and tonnages of some deposits, *in* DeYoung, J.H., Jr., and Hammrstrom, J.M.eds., *Contributions to commodity geology research: U.S. Geological Survey Bulletin 1877*, p.J1-J7.

MERCEDES, V.D., TORQUATO, J.R., KAWASHITA, K. Geocronologia Nuclear. Método Samário Neodímio. *Revista de Geologia*, 1998, Capítulo IX, Vol.11:53-85

NORMAN D.I. & LANDIS, G. Source of Mineralization Components in Hidrothermal Ore Fluids as Evidence by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Stable Isotope Data from the Pasto Bueno Deposit, Peru. *Economic Geology*, vol. 78, p. 451-465, 1983.

POLLARD, P.J., 1983. Magmatic and postmagmatic processes in the formation of rocks associated with rare-element deposits. *Trans. Inst. Min. Metall. (Sect. B: Appl. Earth Sci.)* 92, pp. 1–9.

ROMER, R.L., LÜDERS, V. 2006. Direct dating of hydrothermal W mineralization: U–Pb age for hübnerite (MnWO_4), Sweet Home Mine, Colorado.

SÁNCHEZ TORRES ALONSO, MENDOZA C. CARLOS. Mina Pasto Bueno. Informe Ejecutivo Interno de Dynacor Exploraciones del Perú S.A., 2007.

SHCHERBA, S.N. Greisens. *International Geology Review*, vol. 12, n. 2 p. 114-149, 1970.

SMIRNOV, V.I. (1976) - *Geology of mineral deposits*. , Ed. Mir Publishers, Moscow, 520p.

TASSINARI, C. C. G. Geoquímica Isotópica em Ofiolitos: Aplicações na Prospeção de Ouro e Platinóides. In: Pereira, E.S.; Castroviejo, R.; Ortiz F.. (Org.). *Complejos Ofiolíticos en IBEROAMÉRICA*. Madrid: Proyecto, XIII.1 - CYTED, 2004, v. 1, p. 341-358.

WHITE, D. E., BARNES, I., AND O'NEIL, J. R., 1971, Spring waters of non-meteoritic origin, California Coast Ranges [abs.]: *Geol. Soc. America, Ann. Mtg.*, Washington, D.C.

WILSON, J. J., 1963, Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Peru: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 47, p. 1-34.

XIAN-HUA LI, DUNYI LIU, MIN SUN, WU-XIAN LI, XI-RONG LIANG, YING LIU, 2004. Precise Sm–Nd and U–Pb isotopic dating of the supergiant Shizhuyuan polymetallic deposit and its host granite, SE China. *Cambridge University Press. Geol. Mag.* 141 (2), 2004, pp. 225–231.

YARDLEY, B.W.D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman, England.

YARDLEY, B.W.D. (1a Edição: 1994; 2a Edição: 2004) *Introdução à petrologia metamórfica*. Editora da Universidade de Brasília, 340 p.

ZARTMAN, R. E. AND DOE, B. R. Plumbo tectonics – the model. In: R. E. Zartman and S. R. Taylor (Editors), *Evolution of the Upper Mantle. Tectonophysics*, 75: 135-162, 1981

ANEXO I
(Tabelas)

Tipo	Classificação	Material	Rb-Sr	Sm-Nd	U-Pb	Pb-Pb	Sr-Sr	Localização
Granito Consuzo	08 #58 - quartz monzonito com alteração fílica	RT		X		X	X	Sondagem HDD - 08 (Veio Santa Marta) - 172,85-175,85 m
	08 #64 - Quartz monzonito com alteração fílica, possível metassomatismo Na.	RT		X		X	X	Sondagem HDD - 08 (Veio Santa Marta) a 190 m de profundidade
	09 #44 - Tonalito subvulcânico com alteração hidrotermal de sericitização e silicificação	RT		X		X	X	Sondagem HDD - 08 (Veio Chabuca) - 125,30-128,30 m
Minério	VL - 03 A - Hübnerita quartzo	Hübnerita		X	X			Zona: Consuzo - Galeria Hortência - Veio Loreto
	MA - 10 - Hübnerita quartzo com tetraedrita e pirita.	Hübnerita		X	X			Zona: Huaura - Manto Alonso - N-12 - Tajo 300
		Tetraedrita		X		X		
		Pirita		X		X		
	VL - 41 - Hübnerita quartzo	Hübnerita		X	X			Zona: Consuzo - Galeria Hortência - Veio Loreto
	CH - 43 - Hübnerita quartzo	Sericita	X					Zona: Huayllapon - N-6 - Veio Chabuca
	VC - 46 - Fluorita hübnerita quartzo com sercita e subordinada muscovita	Hübnerita		X	X			Zona: Huaura - N-8 - 5 metros antes da CH 790 - ponto B-7 Provável Veio Consuelo
		Fluorita (4 frações)		X	X			
		Sericita	X					
	VC - 49 - Tetraedrita quartzo com pirita	Tetraedrita		X		X		Zona: Huaura - N-10 - CH 785 - A 6m do final da galeria - Veio Consuelo
Ardósia c/alteração	VC - 50 A - Hübnerita quartzo	Pirita		X		X		Zona: Huaura - Subnível 805 - N-10 - CH 805 - Veio Consuelo
		Hübnerita		X	X			
		Tetraedrita		X		X		
		Calcita					X	
	MA - 11B - Andalusita ardósia alteração hidrotermal de silicificação com veios de quartzo fluorita	Pirita					X	Zona: Huaura - Manto Alonso - N-12 - Tajo 301
Ardósias/alteração	FCA - 22 Ardósia	Rocha Total		X		X		6 km a WSW de Consuzo
	FCA - 22 Ardósia	Rocha Total		X		X		2,5 km a WSW do stock e 6 km de Consuzo

Tabela 3 – Listagem de materiais submetidos a análises isotópicas.

Relação de amostras para análises petrográficas

Amostra	Estudo	Material	Mineralogia	Latitude	Longitude	Localidade Geográfica
VL - 02	Opacos por seção polida	Esfalerita quartzo	quartzo + esfalerita + tetraedrita + pirita	186417	9095220	Zona: Consuzo - Galeria Hortência - Veio Loreto
MA - 10 B	Opacos por seção polida	Hübnerita quartzo	quartzo + hübnerita + tetraedrita + galena + pirita + esfalerita	185881	9098305	Zona: Huaura - Manto Alonso - N-12 - Tajo 300
CU - 17B	Opacos por seção polida	Pirita quartzo	quartzo + pirita + muscovita + tetraedrita	187558	9097920	Zona: Huayllapon. Veio aflorante em superfície. Retirada junto ao contato com quartzitos.
VL - 19	Opacos por seção delgada polida	Hübnerita quartzo	Quartzo + hübnerita + muscovita + esfalerita + tetraedrita + pirita + galena	186417	9095228	Consuzo - Galeria Hortência - veio Loreto
VL - 41	Opacos por seção polida	Hübnerita quartzo	quartzo + hübnerita + pirita + muscovita	186266	9095428	Zona: Consuzo - Galeria Hortência - Veio Loreto
CA - 43	Opacos por seção polida	Hübnerita quartzo	quartzo + hübnerita + fluorita + muscovita	187556	9098299	Zona: Huayllapon - N-6 - Veio Chabuca
VC - 50A	Opacos por seção polida	Hübnerita quartzo	quartzo + hübnerita + pirita + esfalerita + tetraedrita + galena	~ 185850	~9097800	Zona: Huaura - Subnível 805 - N-10 - CH 805 - Veio Consuelo
270408-6B	Opacos por seção polida			-----	-----	Zona: Huaura - Veio Sarita Colônia - N-10 - Coletada por Ricardo Castroviejo
08 # 21	Luz transmitida por seção delgada	Muscovita ardósia com andaluzita com alteração hidrotermal de silicificação	quartzo + muscovita + andaluzita + turmalina	-----	-----	Sondagem HDD - 08 (Veio Santa Marta) - 61,85~64,85 m
08 # 23	Luz transmitida por seção delgada	Sericita andaluzita ardósia com silicificação	quartzo + andaluzita + sericita + muscovita + biotita + turmalina + plagioclásio	-----	-----	Sondagem HDD - 08 (Veio Santa Marta) - 67,85~70,85 m
08 # 37	Luz transmitida por seção delgada	Biotita sillimanita ardósia cortada por veio granodiorítico	sillimanita + quartzo + muscovita + biotita + clrita	-----	-----	Sondagem HDD - 08 (Veio Santa Marta) - 109,85~112,85 m
08 # 49	Luz transmitida por seção delgada	Granodiorito com alteração fílica e silicificação	quartzo + microclínio + oligoclásio + muscovita + zircão + titanita + carbonato + biotita + apatita + zircão	-----	-----	Sondagem HDD - 08 (Veio Santa Marta) - 143 m
08 # 58	Luz transmitida por seção delgada	quartzo monzonito com alteração fílica	(albita/oligoclásio) + quartzo + albita + biotita + clorita + muscovita + sericita + carbonato + titanita + zircão	-----	-----	Sondagem HDD - 08 (Veio Santa Marta) - 172,85~175,85 m

Amostra	Estudo	Material	Mineralogia	Latitude	Longitude	Localidade Geográfica
08 # 49	Luz transmitida por seção delgada	granitóide rico em quartzo por silicificação	quartzo + microclínio + oligoclásio + feldspato potássico + muscovita + biotita + zircão + titanita + apatita + carbonato	-----	-----	Sondagem HDD - 08 (Veio Santa Marta) a 2 m de pequenos veios e 150 m do veio mineralizado
08 # 64	Luz transmitida por seção delgada	Quartzo monzonito com alteração fílica, possível metassomatismo Na	microclínio + oligoclásio + quartzo + biotita + clorita + carbonato + muscovita	-----	-----	Sondagem HDD - 08 (Veio Santa Marta) a 190 m de profundidade
08 # 93	Luz transmitida por seção delgada	Quartzo monzonito Porfírico com alteração fílica insipiente	oligoclásio + quartzo + microclínio + biotita + clorita + muscovita + carbonato + zircão	-----	-----	Sondagem HDD - 08 (Veio Santa Marta) - 277,95~280,95 m ocorre a 20 m do veio mineralizado
08 # 98	Luz transmitida por seção delgada	Quartzo monzonito com alteração fílica insipiente	oligoclásio + microclínio + quartzo + biotita + muscovita + sericita + clorita + carbonato + zircão	-----	-----	Sondagem HDD - 08 (Veio Santa Marta) - 292,95~295,95 m ocorre a 6 m do veio mineralizado
08 # 101A	Luz transmitida por seção delgada	Monzogranito formado por alteração fílica de quartzo monzonito	oligoclásio + microclínio + feldspato potássico + biotita + muscovita + apatita + clorita + sericita + carbonato	-----	-----	Sondagem HDD - 08 (Veio Santa Marta) - 301,95~304,95 m contato superior do veio mineralizado
08 # 101C	Luz transmitida por seção delgada	Monzogranito formado por alteração fílica de quartzo monzonito	oligoclásio + microclínio + feldspato potássico + biotita + muscovita + apatita + clorita + sericita + carbonato	-----	-----	Sondagem HDD - 08 (Veio Santa Marta) - 301,95~304,95 m contato inferior do veio mineralizado
H - 13	Luz transmitida por seção delgada	Quartzo monzonito Greisenizado	microclínio + adularia + feldspato potássico + fluorita + muscovita + pirita + esfalerita + galena + sericita + hübnerita	-----	-----	Sondagem H-13 profundidade: não especificada
09 # 39	Luz transmitida por seção delgada	Tonalito subvulcânico com alteração hidrotermal de sericitização e silicificação	andaluzita + quartzo + microclínio + sericita + zircão + apatita + turmalina + biotita + muscovita	-----	-----	Sondagem HDD - 08 (Veio Chabuca) - 110,05~113,50 m
09 # 44	Luz transmitida por seção delgada	Tonalito subvulcânico com alteração hidrotermal de sericitização e silicificação	oligoclásio + quartzo + biotita + hornblenda + clorita + apatita	-----	-----	Sondagem HDD - 08 (Veio Chabuca) - 125,30~128,30 m
VC - 01C	Luz transmitida por seção delgada	Quartzo monzonito Porfírico com alteração fílica e silicificação	plagioclásio + microclínio + quartzo + biotita + albita + muscovita + apatita + zircão + fluorita	186417	9095230	Zona: Consuzo - Galeria Hortência - Veio Loreto - Contato com veio encaixante
VC - 03	Luz transmitida por seção delgada	Quartzo monzonito com alteração fílica	oligoclásio + quartzo + microclínio + feldspato potássico + biotita + clorita + muscovita + zircão + apatita + sericita	185836	9097744	Zona: Huaura - Veio Consuelo - N-12 - BY PASS 830 - Galeria 170 SE
VC - 04	Luz transmitida por seção delgada	Quartzo monzonito com intensa alteração fílica	sericita + quartzo + fluorita + opacos + zircão + microclínio	185831	9097978	Zona: Huaura - Veio Consuelo - N-12 - BY PASS 830 - Galeria 170 SE

Amostra	Estudo	Material	Mineralogia	Latitude	Longitude	Localidade Geográfica
SB - 08	Luz transmitida por seção delgada	Quartzo monzonito com alteração fílica	(albita/oligoclásio) + microclínio + quartzo + biotita + sericita + muscovita + clorita + carbonato + zircão + titanita	185913	9097791	Zona: Huaura - Veio Estrella Bajo - Galeria 921
MC - 05	Luz transmitida por seção delgada	andalusita ardósia milonítico com alteração hidrotermal de silicificação com veios de quartzo fluorita	sericita + quartzo + andalusita + pirita + fluorita	185878	9098065	Zona: Huaura - Veio Candela Nivel: 8 - Galeria: 155
MA - 01	Luz transmitida por seção delgada	Muscovita pirita ardósia	sericita + py + ms + opacos	185839	9098295	Zona: Huaura - Manto Alonso - Nivel: 12 - Galeria: 170 NE
MA - 11B	Luz transmitida por seção delgada	Andalusita ardósia alteração hidrotermal de silicificação com veios de quartzo fluorita	sericita + quartzo + andalusita + pirita + opacos + muscovita + carbonato	185936	9098292	Zona: Huaura - Manto Alonso - N-12 - Tajo 301
FSA - 33B	Luz transmitida por seção delgada	Metacálario com alteração hidrotermal	calcita	187048	9094026	Sul de Consuzo
FSA - 34B	Luz transmitida por seção delgada	Metacálario com alteração hidrotermal	calcita + opacos + talco + rutilo	186984	909384	Sul de Consuzo, contato com Manto Santa
VC - 46	Luz transmitida por seção delgada	Veio de fluorita- sericita/muscovita fina quartzo	quartzo + sericita + fluorita + esferita + pirita + tetraedrita	185829	9097798	Zona: Huaura - N-8 - 5 metros antes da CH 790 - ponto B-7 - Provável Veio Consuelo
270408 - 7	Luz transmitida por seção delgada	Hidrotermalita de quartzo sericita e mica	sericita + muscovita + biotita + clorita + quartzo + plagioclásio + epidoto + pirita + titanita	-----	-----	Zona: Huaura - N8 - Veio Sarita Colina
260408 -3	Luz transmitida por seção delgada	muscovita quartzo greisen sericitizado	quartzo + muscovita + sericita + pirita	-----	-----	Amostrado de escombros, na planta de concentração de Huaura

Tabela 4 – Relação de amostras submetidas a análise petrográficas e mineralógicas. As amostras em negrito representam as utilizadas para análises isotópicas.

ANEXO II
(Prancha)



Foto 8 – Cristais de quartzo hipidiomórficos da primeira geração com textura de preenchimento hidrotermal. Amostra VL 02, objetiva de 1,6 x, LR, N//.



Foto 9 – Cristais de quartzo e hübnerita hidiomórficos da primeira geração em matriz de quartzo associada segunda geração. Notar preenchimento de fratura de hübnerita por quartzo. Amostra CU – 17, objetiva de 2,5 x, LR, N//.



Foto 10 – Detalhe do preenchimento de fraturas em hübnerita por quartzo. Amostra VL – 19, objetiva de 1,8 x, LR, N//.

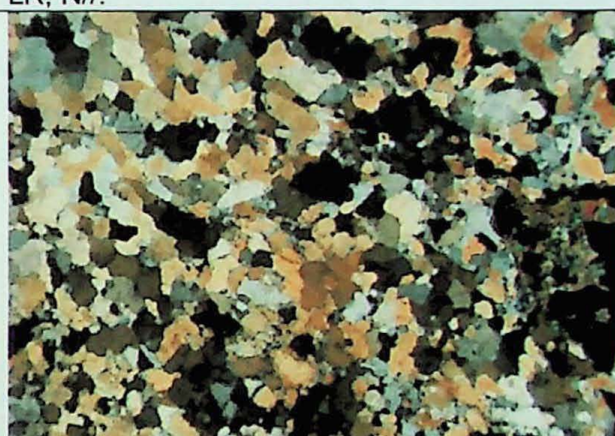


Foto 11 – Matriz com insipiente poligonização sugerindo textura granoblástica. É possível notar quartzo deformado com bordas com contatos suturados. Amostra VL – 19, objetiva de 5 x, LR, N//.

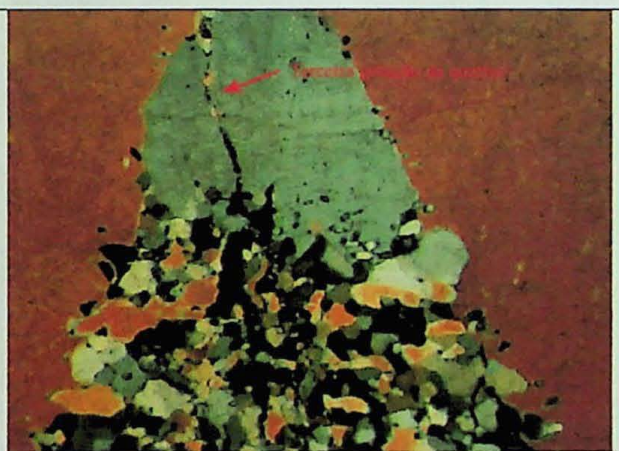


Foto 12 – Microveios de quartzo da terceira geração cortando os cristais de quartzo da primeira e segunda geração. Amostra VL – 19, objetiva de 4 x, LR, N//.

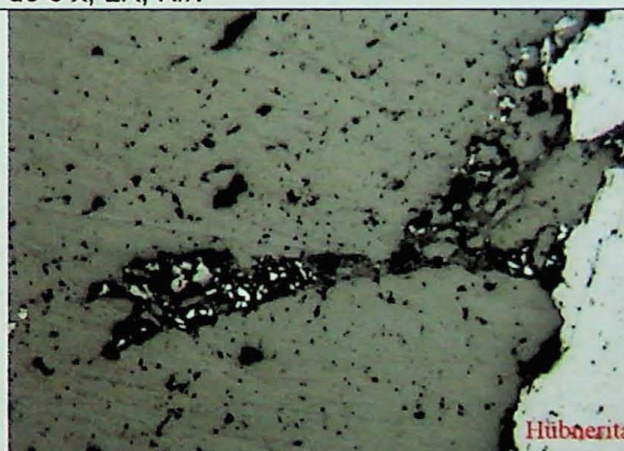


Foto 13 – Fragmentos de hübnerita, esfalerita e tetraedrita carreados pelos veios de quartzo da terceira geração. Amostra VL – 19, objetiva de 8 x, LR, N//.

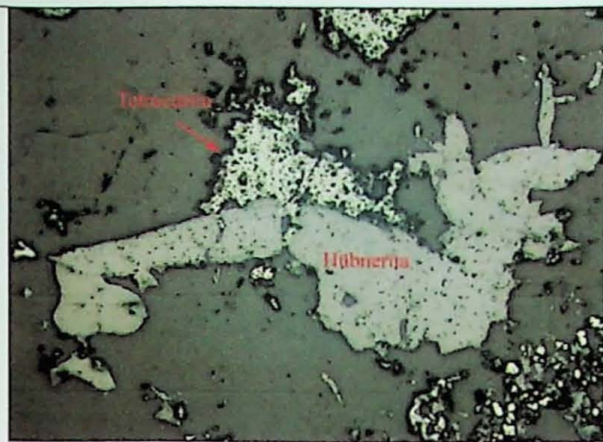


Foto 14 – Tetraedrita associada à segunda geração, preenchendo fraturamento em hübnerita fragmentada. Amostra VC – 50 A, objetiva 2,5 x, LR, N//.

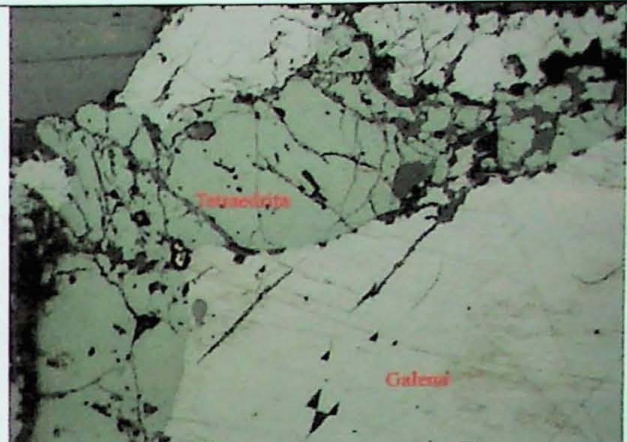


Foto 15 – Relação de temporaneidade entre tetraedrita e galena. No detalhe vemos tetraedrita posterior à formação da galena. Amostra VL – 19, objetiva 10 x, LR, N//.

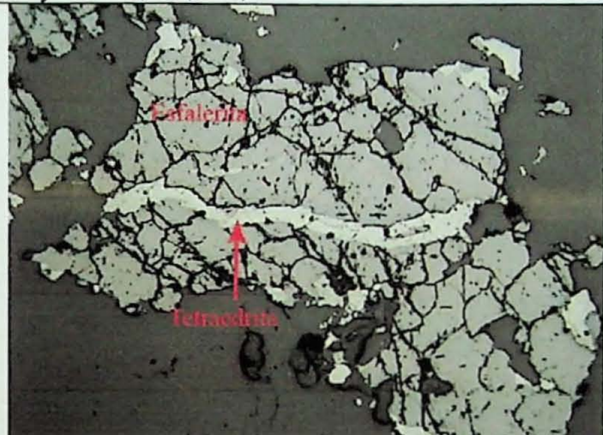


Foto 16 – Veio de tetraedrita da terceira geração cortando esfalerita (2ª geração). Amostra VL – 02, objetiva de 5 x, LR, N//.

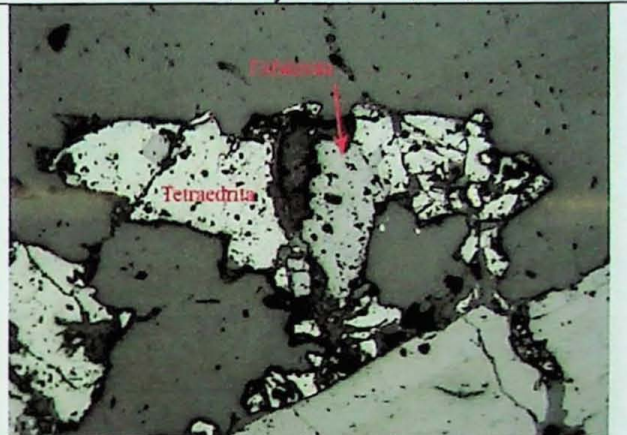


Foto 17 – Esfalerita com relação de temporaneidade inversa a do exemplo anterior, cortando cristal de tetraedrita; formados durante a segunda geração. Amostra VL – 19, objetiva 5 x, LR, N//.

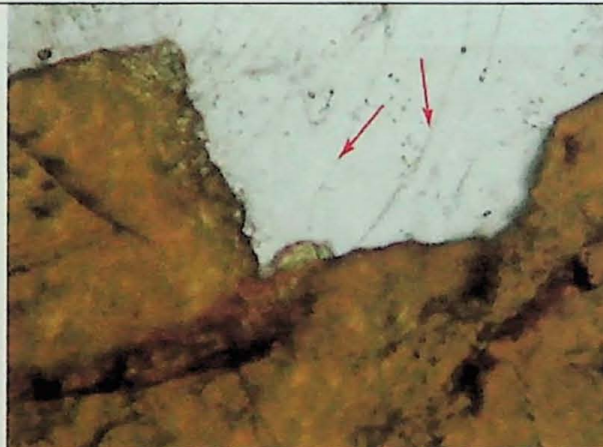


Foto 18 – Inclusões fluidas injetadas através de microfraturas e em seguida formando inclusões em hübnerita. Amostras VC – 50 A, objetiva de 40 x LT, N//.



Foto 19 – Porfiroblasto de andaluzita. No detalhe podemos observar o amoldamento da matriz de muscovita, quartzo e opacos. Amostra MC – 05, objetiva de 20 x ,LT, N//.

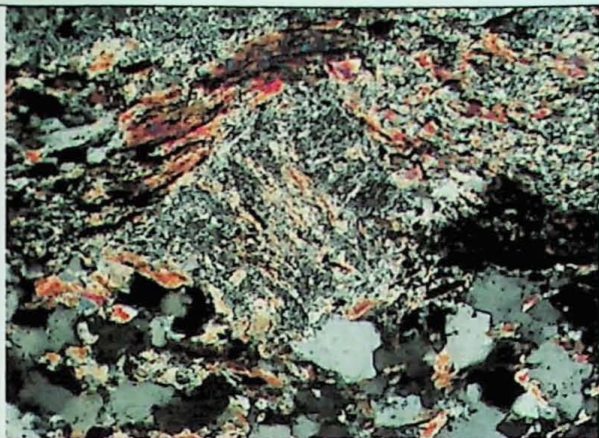


Foto 20 – Detalhe para o porfiroblasto de andaluzita pseudomorfizado por sericita. Amostra MC – 05, objetiva de 20 x LT, NX.



Foto 21 – Porfiroblastos de andaluzita formados por metamorfismo de contato, pós S2, em clorita-pirita-sericita-muscovita biotita ardósia com andaluzita pseudomorfizada. Amostra 08 23, objetiva de 5 x, LT, N//.



Foto 22 – Formação de veios de quartzo hidrotermal perpendiculares a foliação e, bandas de quartzo secundário concordantes a S1. Amostra MC – 05, objetiva de 2,5 x LT, N//.

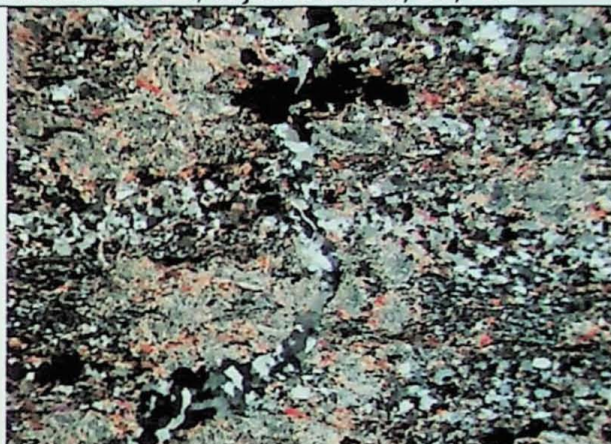


Foto 23 – Detalhe da imagem anterior com polarizador cruzado, exibindo os veios e bandas de quartzo secundário associados à alteração hidrotermal de silicificação. Amostra MC -05, objetiva de 2,5 x LT, NX..

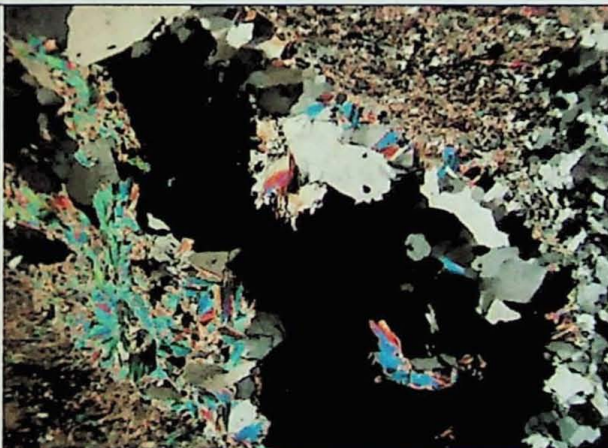


Foto 24 – Veio hidrotermal de fluorita quartzo com desenvolvimento de muscovita atribuído a processos metassomáticos. Amostra MC – 05, objetiva 2.5 x., LT, NX.

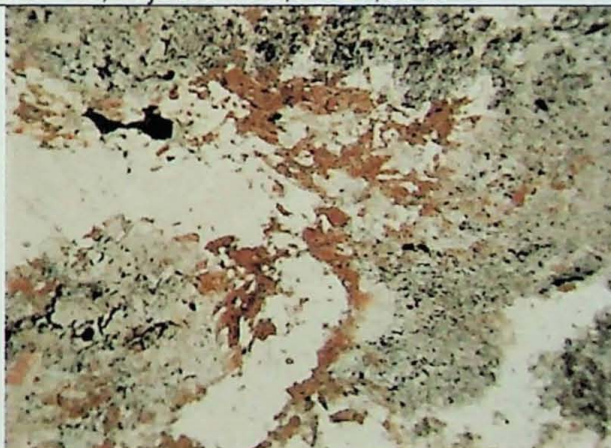


Foto 25 – Biotita desenvolvendo-se no contato entre o veio hidrotermal e andaluzita muscovita ardósia. Formada por metamorfismo de contato. Amostra 08 23, objetiva de 5 x. , LT, N//.

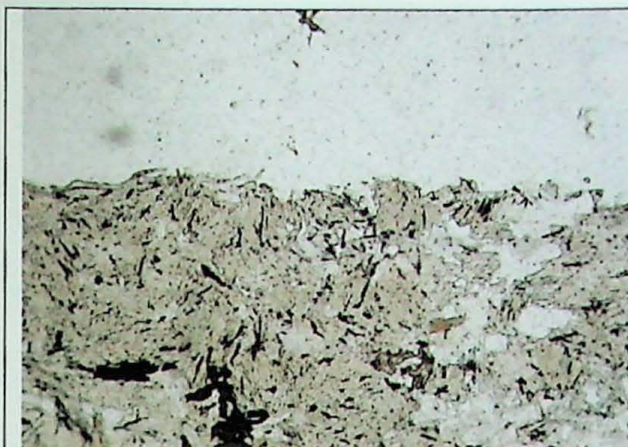


Foto 26 - Clorita formada por metamorfismo de contato entre andaluzita ardósia e veio hidrotermal. Na imagem vê uma formação pervasiva de clorita. Amostra 08 21, objetiva de 10 x., LT, N//.



Foto 27 - Clorita intercrescida com biotita possivelmente formada por retrometamorfismo. Amostra 80 21, objetiva de 20 x. , LT, N//.



Foto 28 - Formação de mirmekitas no contato entre veio tonalítico e andaluzita muscovita ardósia. Amostra 08 37, objetiva de 5 x, LT, NX



Foto 29 - Porfiroblasto de actinolita atribuído a metamorfismo de contato pela injeção de veio tonalítico em metabásica. Amostra 08 37, objetiva de 10 x, LT, N//.



Foto 30 - Detalhe do porfiroblasto de actinolita com polarizadores cruzados. Amostra 08 37, objetiva de 10 x, LT.



Foto 31 - Fenocristal poiquilítico de microclínio pertítico. Amostra SB - 08, objetiva de 5 x, LT, NX.

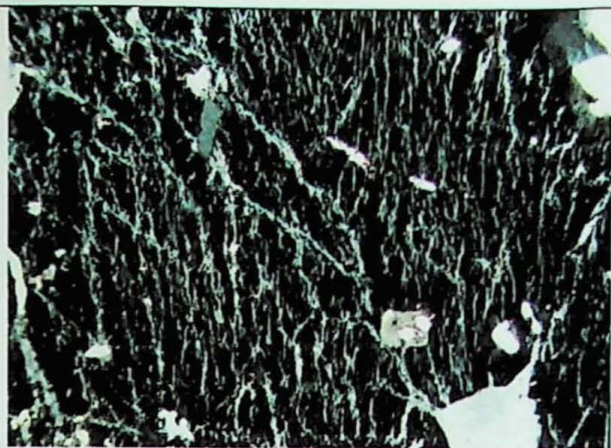


Foto 32 – Padrão dendrítico de pertitas, formando lamelas discordantes atribuído a uma geração secundária. Amostras SB – 08, objetiva de 5,5 x, LT, NX.

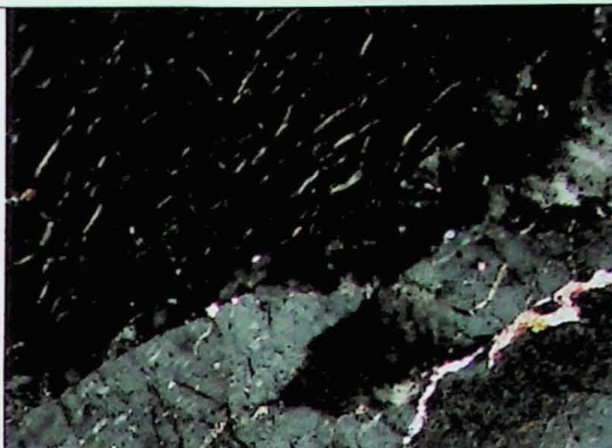


Foto 33 – Microclínio tardio preenchendo fratura em cristal e quartzo. Amostra 08 64, objetiva de 10 x, LT, NX.

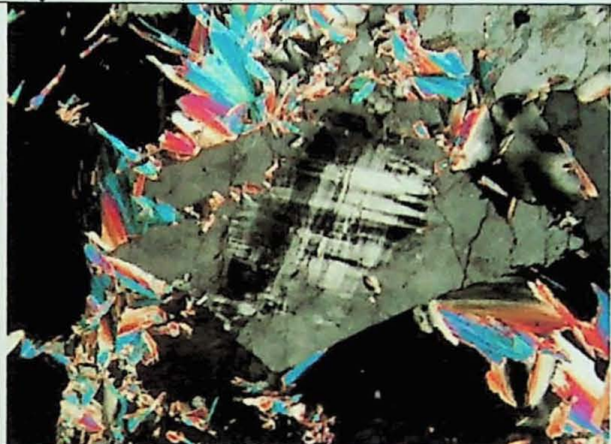


Foto 34 – Cristal de adulária formado por substituição de microclínio. Ao redor forma-se muscovita associada à uma incipiente greisenização. Amostra H-13, objetiva de 5 x, LT, NX.

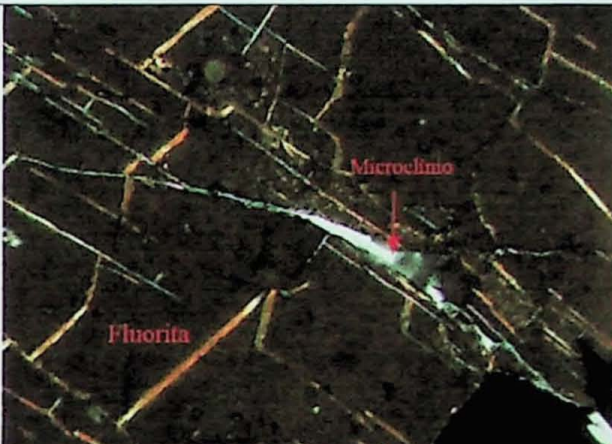


Foto 35 – Veio de microclínio cortando fluorita de veio, evidenciando microclinização pós-greisen. Amostra H-13, objetiva de 10 x, LT, NX.



Foto 36 – Feldspato com textura glomero porfírica ao centro com formação de albita tardia cruzando a geminação e o zoneamento mineral dos cristais pretéritos de plagioclásio. Amostras VC – 03, objetiva de 5 x, LT, NX.

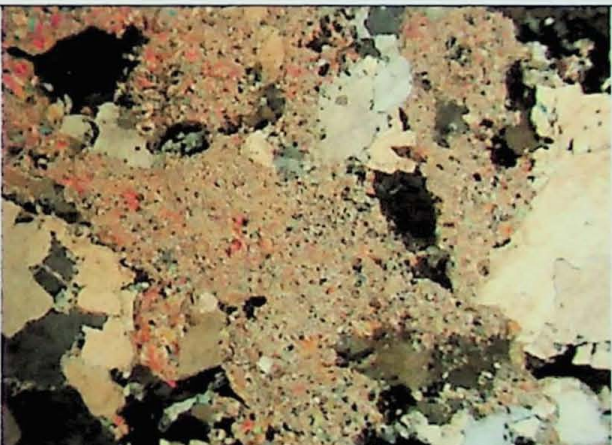


Foto 37 – Feldspatos sericitizados formando pseudomorfos. Amostras VC – 04, objetiva de 2 5x, LT, NX.

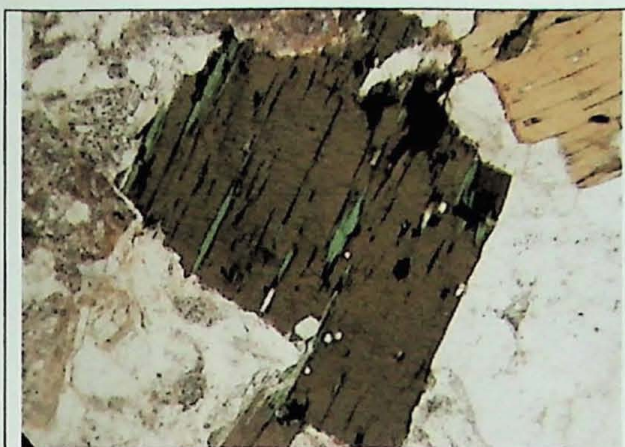


Foto 38 – Clorita formada por alteração de biotita, associada à alteração fílica. Amostra VC – 03, objetiva de 5 x, LT, N//.

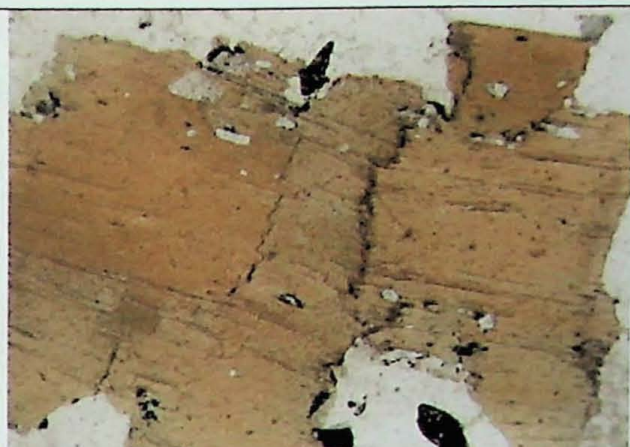
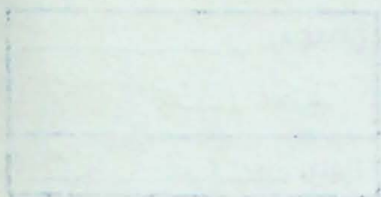
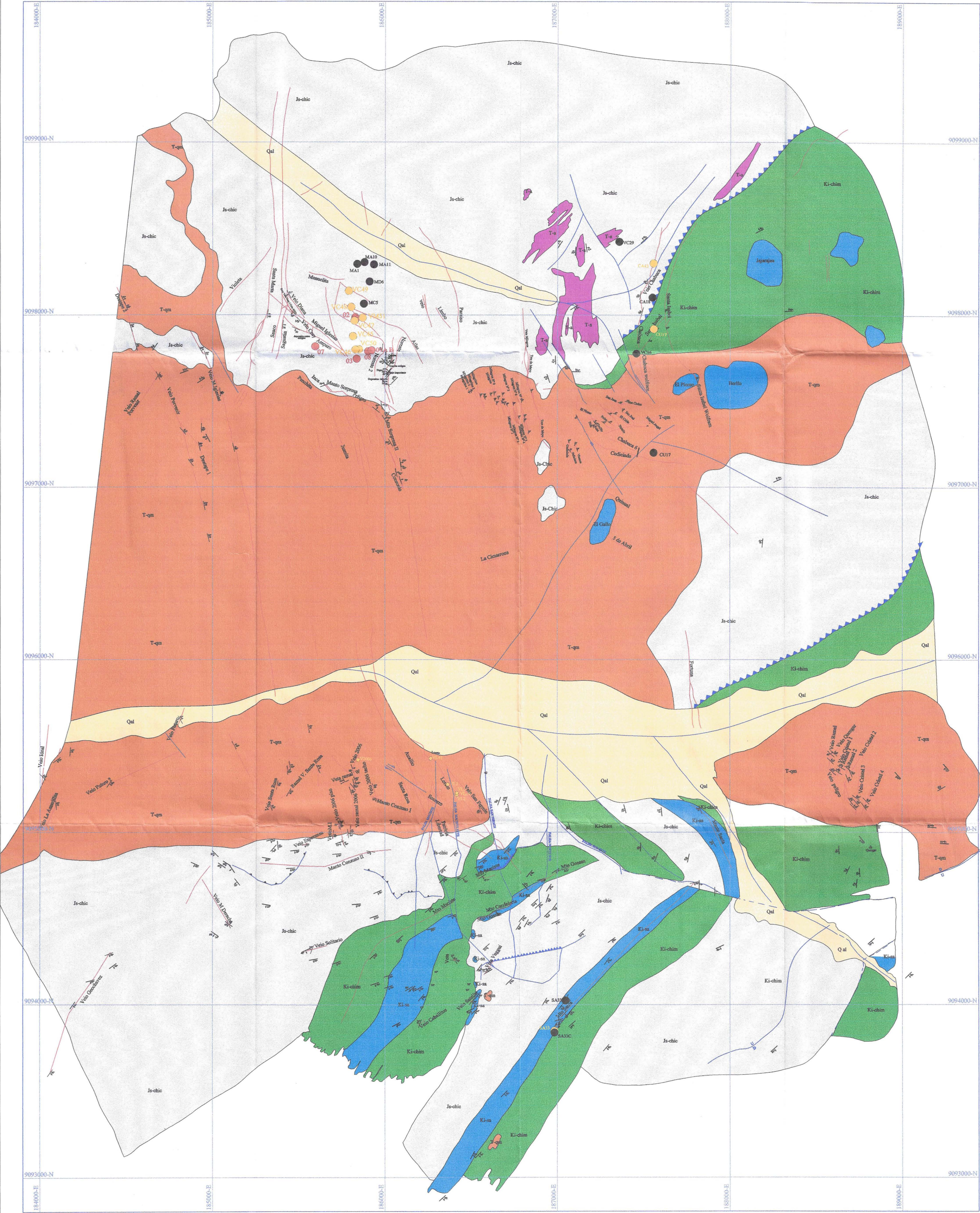


Foto 39 – *Kink bands* em biotita formado por deformação sin-tectônica. Amostra 08 58, objetiva de 5 x, LT, NX//



ANEXO III (Mapa)

MAPA GEOLÓGICO DE PASTO BUENO - PERU



- Qal** Depósitos aluviais pleistocênicos
- Cretáceo Inferior**
- Ki-sa** Formação Santa: metacalcário de coloração cinza e marrom.
 - Ki-chim** Formação Chimú: sequência formada por intercalações entre quartzitos e metassiltitos arenosos, com espessura estimada entre 150 e 200 m.
- Jurássico Superior**
- Js-chic** Formação Chicama: unidade de ardósia com pirlita intercalada por raras lentes de granulação mais grossa com granulação silte.
 - T-qm** Quartzito monzonito (Stock Consuzo)
 - T-a** Andesito: Diques de provável idade terciária

LEGENDA

- Veios
- Veios com continuidade inferida
- Direção e mergulho de veio e camada
- Contato geológico
- Falha U(bloco alto)/D(bloco baixo)
- Falha transcorrente
- Falha inferida
- Falha de empurrão

- Pontos de amostragem no minério
- Pontos de amostragem no quartzo monzonito (stock Consuzo)
- Pontos de amostragem em unidades metassedimentares



0 250 500 750 1000 m.

DESENHISTA: Eng. J. MERCADO. B.	APROVADO: Eng. IVAN QUIROZ	DYNACOR EXPLORACIONES DEL PERU S.A.
REVISADO: Eng. A. SANCHEZ T.	DATA: Nov/2007	Unidade Pasto Bueno

DOAÇÃO _____
IGC/USP
Data: 10 / 02 / 09

ANEXO III
(1999)

