

7 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

7.1 ESTUDOS ANTERIORES

Nos depósitos de ouro orogênico do Quadrilátero Ferrífero, assim como em outras partes do mundo, a mineralização aurífera está relacionada com processos hidrotermais que se estendem desde os níveis superficiais até aos mais profundos da crosta. Estes processos possuem uma estreita relação com as estruturas existentes no depósito estudado e podem formar halos de alteração que podem variar de grandes dimensões até os de pequena escala (Groves *et al.* 2003). A formação destes halos é definida por fatores variáveis que vão desde a composição da rocha encaixante, do fluido, Eh, pH, temperatura, pressão, interação fluido/rocha e dos constituintes mineralógicos.

No Quadrilátero Ferrífero, tendo como exemplos as minas de Cuiabá, Juca Vieira e Raposos, zonas de alteração hidrotermal são reconhecidas e mapeadas tanto na escala do depósito quanto em escalas menores (Vieira, 1988; Lobato *et al.* 2001). Estes autores reconhecem, nas zonas mineralizadas, os halos mais distais como a zona da clorita, os intermediários, como a zona do carbonato, e os proximais como as zonas de sulfetação.

No contexto da região de Santa Bárbara e Barão de Cocais, são poucos os trabalhos publicados sobre as zonas de alteração hidrotermal nos depósitos de ouro da região, e os existentes foram realizados por Passos (1999) e Lobato *et al.* (1998).

Passos (1999) reconhece quatro zonas de alteração hidrotermal para o Depósito Pilar como estabelecido na tabela a seguir:

Zona de Alteração Hidrotermal	Rochas Sedimentares	Rochas Máficas	Rochas Ultramáficas
Pré-alteração	?	Tremolita/actinolita+clorita+ plagioclásio+titanita+ epidoto	Serpentina+tremolita/actinolita+clorita+talco
Zona da Clorita	?	Clorita+plagioclásio+biotita+ carbonato ± tremolita/actinolita	Talco+clorita+dolomita+ quartzo
Zona do Carbonato	Ankerita/dolomita+muscovita+ quartzo+clorita ± turmalina	Dolomita/calcita+clorita+albita+ quartzo±biotita±sericita±pirita	Talco+dolomita±pirita
Zona da Sericita	Muscovita+cloritóide+dolomita /ankerita+clorita+quartzo	Dolomita±muscovita±biotita ±clorita+albita	?
Formação Ferrífera			
Zona do Stilpnomelano	Siderita±ankerita+estilpnomelano+quartzo+clorita+sulfetos		
Zona do Carbonato	Siderita+ankerita+quartzo±sulfetos		

Lobato *et al.* (1998) resumem as seguintes paragêneses dos halos de alteração para a mina de São Bento: na zona proximal, o halo é constituído por *quartzo + carbonato (ankerita) + muscovita + sulfetos (pirrotita, arsenopirita e pirita)*, além de zonas ricas em ouro. Em uma posição intermediária, ocorre *quartzo + muscovita ± carbonato ± sulfetos ± clorita ± magnetita* e, na zona mais externa ou distal, ocorrem *quartzo + clorita + muscovita + magnetita + carbonato ± pirita*.

7.2 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NO DEPÓSITO PILAR

No Depósito Pilar, é difícil a identificação de rochas metamórficas, xistosas ou não, livres de minerais hidrotermais. Neste sentido, os tipos rochosos pré-alteração devem ser entendidos como aqueles de menor grau de alteração.

Para o presente trabalho foram estudadas 73 seções delgadas polidas de amostras dos testemunhos de sondagem dos furos PMS 8, PMS 12, PMS 13 e PMS 47A, que interceptam a principal estrutura da área do depósito no *Pit* São Jorge, cuja localização pode ser visualizada na Figura 24.

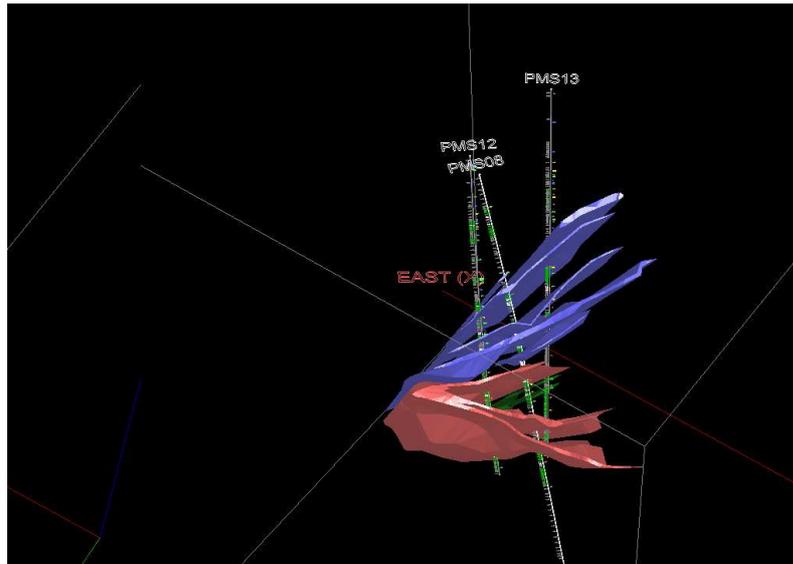


Figura 24 - Localização dos furos de sondagem PMS 08, PMS 12 e PMS 13 com relação à estrutura geral do depósito. As cores em vermelho e azul representam os corpos mineralizados no *Pit* São Jorge e *Pit* 15, respectivamente.

São identificados três halos de alteração hidrotermal divididos em *distal*, *intermediário* e *proximal* (Tabelas 1, 2, 3 e 4) de forma a caracterizar diferentes halos em relação à porção mais central da zona mineralizada e que apresenta diferenças no que se refere ao estudo de Passos (1999).

A **zona de alteração distal** está mais afastada do centro da zona mineralizada e está presente indistintamente em todos os litotipos. Possui características paragenéticas e texturais mais típicas do metamorfismo do que do hidrotermalismo.

Apresenta-se como uma zona tabular, com centenas de metros de extensão lateral e que acompanha, comumente, a forma da estrutura geral do depósito onde podem ocorrer faixas locais onde predominam minerais hidrotermais juntos com minerais metamórficos.

Não existem teores econômicos dentro deste halo de alteração. Os resultados anômalos não ultrapassam 0,20 gAu/t e, onde presentes, estão normalmente associados à filonetes ou segregações de quartzo. Veios quartzo-carbonáticos são raros e os que existem ocorrem como filonetes ou segregações milimétricas entre os planos de foliação e, comumente, apresentam aspecto pouco deformado. Veios de quartzo sacaroidal, com raro carbonato e de potência métrica, podem ocorrer dentro da Zona de Cisalhamento Principal.

diagnósticos dos outros halos e, pelo que se pôde observar nos dados de campo, este halo não ultrapassa 100 metros. Podem ocorrer zonas em que este halo tem espessura métrica, o que o torna de difícil caracterização. Uma forma de se identificar esta zona é pela coloração que as rochas adquirem quando afetadas pela carbonatação entre o amarelo claro e o bege.

Veios quartzo-carbonáticos são comuns, tendo dimensões que variam de filonetes e segregações milimétricas, até possantes veios de mais de 5 metros de comprimento.

A relação entre o posicionamento da alteração hidrotermal com as estruturas fica mais evidente visto que são comuns em campo a existência de halos em zonas de fraqueza, veios ou *pods* de quartzo orientados segundo a foliação principal (S_1), com caimento segundo o *plunge* do eixo das dobras (L_{b1}) e da lineação de estiramento (L_1), existentes no depósito, e que são relativas ao primeiro evento D_1 .

A mineralização na zona intermediária é sub-econômica, com teores baixos, com sulfetos comumente nas bordas dos veios quartzo-carbonáticos, sulfetos estes que podem ocorrer de forma disseminada, mas sem grandes concentrações. Neste halo, há o predomínio de pirrotita, com esfalerita e calcopirita, subordinada.

A **zona de alteração proximal** ocupa o centro do halo de alteração hidrotermal, sendo considerada a de principal interesse econômico, visto que é onde ocorre a mineralização aurífera do Depósito Pilar. Esta zona possui continuidade lateral restrita, podendo alcançar aproximadamente 50 metros, mas é contínua em profundidade sendo mapeada nos furos de sondagem por mais de 450 metros ao longo do *plunge* do eixo de L_{b1} . Encontra-se totalmente condicionada às estruturas do evento D_1 , tanto na escala macroscópica como nas seções delgadas, e está restrita somente aos xistos máficos e a formação ferrífera.

A principal feição diagnóstica desta zona é a significativa presença de sulfetos, principalmente pirrotita e arsenopirita, com calcopirita, esfalerita e pirita de forma subordinada. Outra característica é a presença marcante de veios quartzo-carbonáticos de espessura variável, que estão via de regra acompanhados de sulfetos nas bordas.

O contato do halo de alteração proximal com a zona intermediária é nítido e brusco, sendo comuns a presença de sulfetos e mineralização de teores econômicos nesta interface.

Os principais estilos de mineralização aurífera encontrados na zona proximal são o *stratabound*, os veios quartzo-carbonáticos com sulfetos e o localmente disseminado. Este último pode ser encontrado tanto na formação ferrífera quanto nos xistos máficos.

A seguir, serão descritas as características principais dos litotipos encontrados no Depósito Pilar, face aos seus posicionamentos dentro dos halos de alteração descritos.

7.2.1 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NOS XISTOS

a) Alteração Distal

Os xistos no Depósito Pilar apresentam, em geral, as três zonas de alteração hidrotermal caracterizadas por associações mineralógicas específicas (Tabelas 1, 2 e 3, acima).

Nos xistos máficos (Tabela 1 e Prancha 27), a zona distal apresenta minerais oriundos da desestabilização de minerais ferromagnesianos. Os minerais metamórficos pré-alteração são raros,

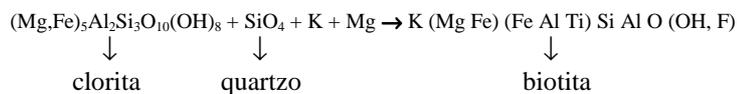
assim como minerais primários, que não são sequer observados em campo ou nas seções polidas delgadas.

A zona distal nos xistos máficos, caracteriza-se pela formação de clorita e ocorre como um halo gradacional, extenso, com a rocha assumindo uma coloração verde predominante, de foliação proeminente, localmente bandada. Onde intemperizado, os xistos têm cor variável entre vermelho forte e o lilás, típico do intemperismo das cloritas.

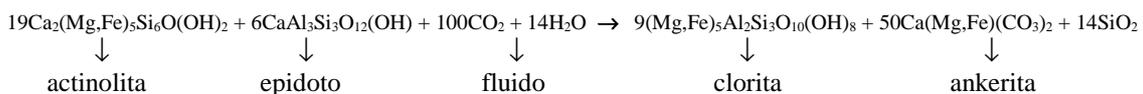
A associação mais comumente observada durante os estudos petrográficos pode ser resumida abaixo.



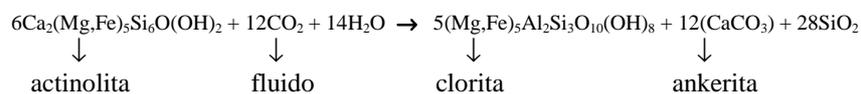
A formação de biotita pode ser explicada pela equação abaixo, sugerida por Phillips e Groves (1984):



McCuiag & Kerrich (1998) sugeriram a formação das cloritas a partir dos anfibólios e epidoto segundo a reação abaixo. Estas reações não puderam ser inferidas nas amostras estudadas mas são indicadas por diversos trabalhos em outros depósitos do Grupo Nova Lima (Vieira, 1988; Lobato *et al.* 2001).



Uma outra reação, menos complexa, sugerida por Phillips (1986) e que não envolve a presença de epidoto, está descrita abaixo:



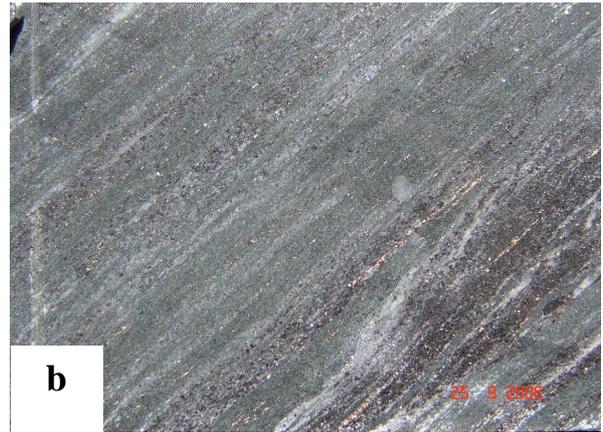
Nestes casos, a rocha máfica é transformada em um xisto com clorita, quartzo e carbonato. A biotita no halo de alteração distal forma palhetas mais grossas do que a biotita metamórfica, com bordas bem formadas, ocorrendo sobrecrecida nos outros minerais e comumente apresentando textura poiquilobástica. Nota-se, ainda, que biotitização está relacionada com a presença de níveis de carbonato existentes nas adjacências dos cristais de biotita neo-formada.

Na zona distal, além do predomínio de clorita, ocorrem albita, biotita, quartzo, carbonatos, além de magnetita, pirita e epidoto como acessórios. A clorita ocorre como cristais xenoblásticos, com textura poiquiloblástica e formada a partir dos minerais de pré-alteração tais como anfibólios, tal como sugerido por Passos (1999), além das biotitas. O principal plagioclásio, albita, também altera para clorita em associação com carbonatos.



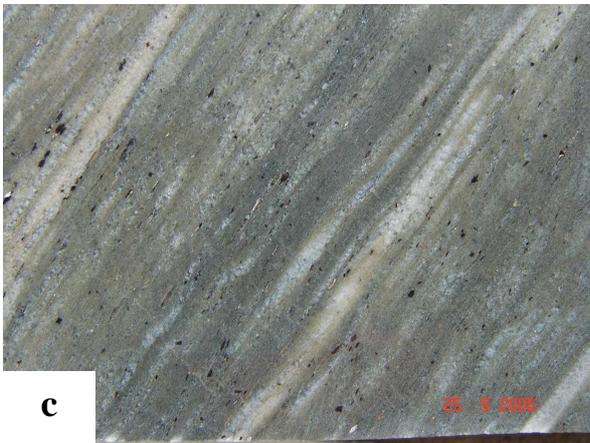
a

80,75 – 80,90 m. (NA)



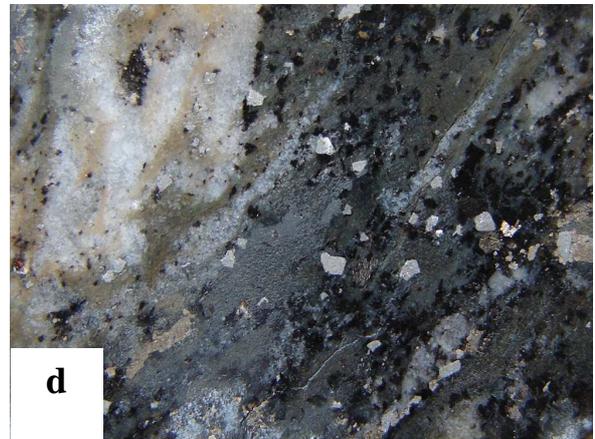
b

86,60 – 86,82 m. (0,21 gAu/t)



c

105,57 – 105,69 m. (0,04 gAu/t)



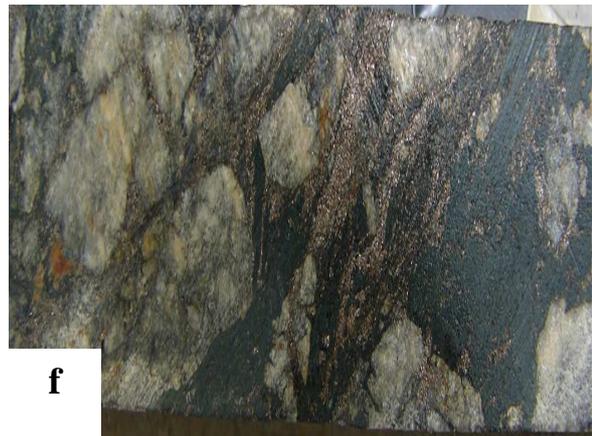
d

108,95 – 109,02 m. (4,00 gAu/t)



e

112,15 – 112,33 m. (3,20 gAu/t)



f

192,25 – 192,47 m. (10,30 gAu/t)

Prancha 27 - Aspectos dos halos de alteração hidrotermal no xisto máfico: as fotos "a" e "b" representam a zona distal, "c" e "d" a zona intermediária e "e" e "f" a zona proximal. Observar o aumento nas venulações quartzo-carbonáticas, quantidade de sulfetos e nos teores do halo mais externo para o mais interno. A moeda utilizada na escala da foto "a" serve de escala para todas as outras fotos. - Furo PMS 08 - Pit São Jorge.

Nos xistos vulcanoclásticos (Tabela 2), a zona distal apresenta um halo incipiente cuja paragênese principal é:



Esta associação mineral representa um misto das paragêneses dos xistos máficos e dos pelitos, considerando que há uma mistura deste conjunto de rochas.

Nos xistos metapelíticos (Tabela 3), a alteração distal contém clorita, quartzo, biotita e carbonato. Níveis sericíticos se fazem presentes próximos da zona intermediária, mas o mineral predominante nestes xistos é o quartzo. A presença de sulfetos é incipiente. Nos testemunhos de sondagem, observa-se que a zona distal dos metapelitos difere daquela dos xistos máficos por ter cor mais cinzenta, além de apresentar níveis de carbonatos contendo sericita, clorita e minerais opacos. A biotita aparece disseminada, geralmente sobrecrecida aos níveis sericíticos.

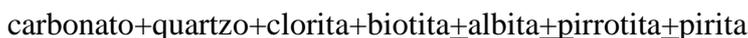
Nos xistos ultramáficos, a principal paragênese observada é:



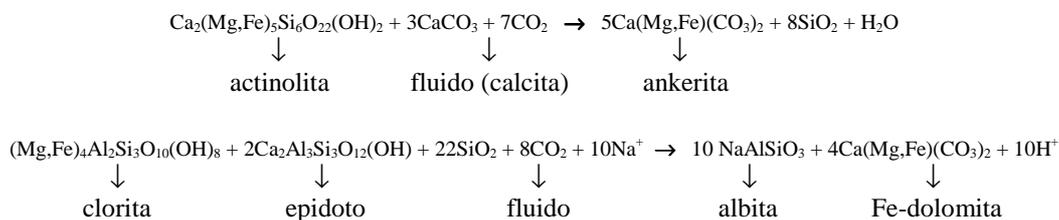
Nas proximidades da zona intermediária, a quantidade de biotita hidrotermal aumenta estando relacionada à presença de carbonato e zonas ricas provavelmente em albita. Onde existe muita clorita, existe pouca biotita e vice e versa, o que pode sugerir uma variação nas relações elementares (Mg e K) durante a formação destes minerais mas, que não modifica a caracterização da zona distal como uma zona de fixação de água, já que ambos minerais refletem este comportamento.

b) Alteração Intermediária

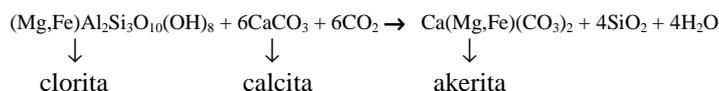
A zona intermediária representa uma região de transição entre a zona distal e a zona mineralizada com formação de carbonatos, quantidades variáveis de quartzo, albita, clorita, mica branca e biotita, podendo ocorrer sulfetos de forma disseminada. Estes constituintes podem variar de acordo com o tipo litológico. A associação paragenética inclui:



Esta associação é representativa da zona de carbonatação em rochas máficas no Depósito Pilar. Algumas possíveis reações são sugeridas por McCuaig & Kerrich (1998):



Phillips (1986) sugere a alteração da clorita em carbonato da seguinte forma:



Observa-se que esta zona de alteração é limitada tanto em superfície quanto em profundidade, e ocorre de maneira pervasiva nos xistos máficos e pelíticos, com menor intensidade nas vulcanoclásticas e ultramáficas.

A zona intermediária é marcada por modificação intensa na cor dos xistos, que são de tonalidade bege, onde frescos e ocre-amarelado onde intemperizados. É comum a presença de venulações quartzo-carbonáticas e trama bandada segundo a foliação principal.

A presença de biotita e clorita, dentro da zona intermediária, é menos comum, mas podem ocorrer em níveis bandados, finos e sub-paralelos aos níveis ricos em carbonato. A sericita também é menos comum, embora mais típica nos xistos pelíticos onde forma bandas alternadas com níveis quartzo-carbonáticos.

Em termos estruturais, a zona intermediária apresenta-se mais deformada, tectonizada, o que demonstra que tanto a intensidade da deformação em D₁ quanto à interação fluido-rocha foram mais intensos embora a zona intermediária presente, localmente, algumas feições relativas às zonas de alteração distal.

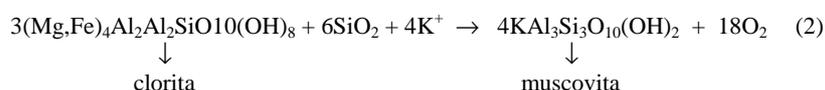
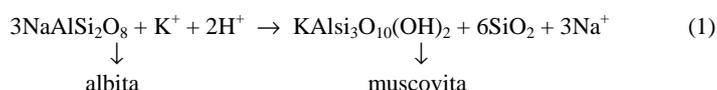
A transição entre a zona distal e a proximal é marcada pela presença de grandes cristais de carbonato (ankerita e calcita), na forma de agregados cristalinos, orientados segundo a foliação principal e que ocorrem, comumente, formando bandas alternadas com as zonas quartzo-cloríticas ou quartzo-sericíticas. Há tendência na diminuição na quantidade de carbonatos do centro da zona intermediária para a borda no sentido da zona distal e há aumento na quantidade de venulações quartzo-carbonáticas, onde há concentração de carbonatos nas bordas destes veios.

c) Alteração Proximal

Esta zona de alteração é particularmente importante considerando que é nesta porção que ocorre um dos níveis mineralizados em ouro dentro dos xistos máficos. Caracteriza-se pela deposição dos sulfetos na zona central do halo de alteração e, preferencialmente, nas bordas dos veios quartzo-carbonáticos.

A interface deste halo de alteração com o intermediário é abrupta e distingue-se deste pela crescente aparição dos sulfetos, como também pelo aumento na quantidade dos veios quartzo-carbonáticos com sulfetos associados. A intensidade da deformação neste halo é maior do que nas zonas mais externas.

Passos (1999) sugere duas equações, descritas abaixo, com base em McCuaig & Kerrich (1998) para explicar a formação de mica branca através da desestabilização da albita e da clorita:



A associação mais representativa desta zona central é:

quartzo+sulfetos (arsenopirita+ pirrotita+ pirita+esfalerita) + ouro+carbonatos + mica branca

As reações de sulfetação observadas atestam que a arsenopirita é formada a partir da pirrotita em associação com a biotita, clorita e os carbonatos.

A zona de alteração proximal é inexpressiva nas rochas ultramáficas e xistos pelíticos, ocorrendo de forma subordinada nas vulcanoclásticas e de forma muito intensa nos xistos máficos. Observa-se

ainda que próximos à zona de charneira e nos contatos da Zona de Cisalhamento Principal, este halo de alteração é mais espesso, com minerais primários já intensamente alterados.

Na zona de alteração proximal as rochas são mais claras, com cores variáveis entre branca, bege e tonalidade cinzentas, geralmente com aspecto maciço, com níveis milimétricos de mica branca. A matriz é constituída de quartzo microcristalino, orientado, com porções de carbonato e albita neoformada de grãos grossos, em geral com sombras de pressão. Há uma redução na quantidade dos carbonatos e enriquecimento na quantidade de arsenopirita, em detrimento dos outros sulfetos. É a partir desta zona que começam aparecer grãos de ouro nas diversas formas, podendo ser livre, associados à sulfetos, como inclusões ou nas suas bordas.

Dentro dos xistos máficos é comum encontrar-se sub-zonas de posicionamento restrito, mas concordante com as estruturas relativas a D₁. Zonas de quartzo e biotita ocorrem de forma discreta. Ressalva-se que a clorita e o carbonato também ocorrem dentro da zona proximal, mas em menor quantidade, de forma que é possível identificar estes minerais, coexistindo com a sulfetos até o centro da zona de alteração. A Prancha 28 apresenta as principais características das zonas de alteração hidrotermal nos xistos máficos.

A sub-zona com enriquecimento de quartzo possui dimensões restritas com largura média da ordem de 5,0 metros e com extensão que não ultrapassa a 200 metros ao longo do *trend* das zonas cisalhadas. Importante citar que os teores dentro desta faixa são acima de 4,00 g Au/t. Esta sub-zona pode ser expressa como:

quartzo+albita+mica branca+arsenopirita+ouro+pirrotita+carbonato+pirita+esfalerita.

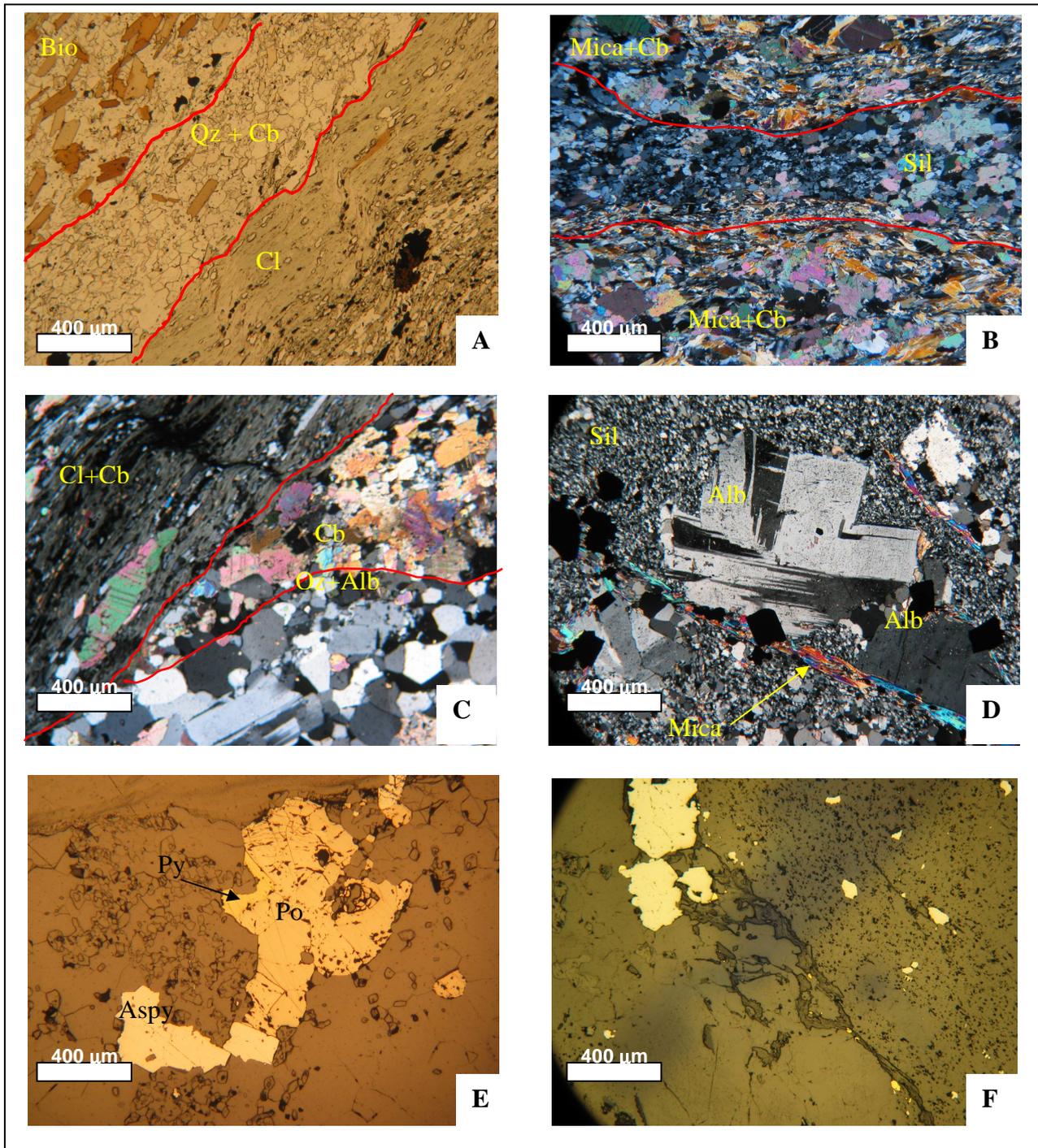
O ouro nas seções polidas delgadas ocorre de forma livre, associado a veios quartzo-sericíticos, incluso ou nas bordas da arsenopirita (Prancha 28 f).

A mica branca ocorre em níveis finos como palhetas aciculares, orientadas segundo a foliação principal, com bordas fibrosas em torno dos cristais de albita ou na massa quartzosa. A principal associação mineral observada durante os estudos petrográficos pode ser descrita na forma de:

mica branca+ quartzo+carbonato+ pirrotita+biotita+clorita+esfalerita+pirita.

Porções ricas em sulfeto, no halo proximal, são as mais internas podendo ocorrer concentração de sulfetos da ordem de até 50%. Representa a zona da mineralização aurífera econômica dentro da rochas máficas do depósito. Além dos sulfetos, podem ocorrer quantidades subordinadas de sericita, carbonato e quartzo. Os sulfetos acham-se preferencialmente, bordejando os veios quartzo-carbonáticos de forma contínua ou segmentada, e também dentro deles. O principal sulfeto do depósito é a pirrotita, seguida pela arsenopirita e, subordinadamente, calcopirita, esfalerita e pirita.

O principal estilo de mineralização nesta zona está associado a veios quartzo-carbonáticos com sulfetos (tipo *lode*). O ouro ocupa preferencialmente a porção central desta zona, podendo ocorrer livre, associado a arsenopirita, nos contatos entre estes cristais ou em fraturas dentro de sulfetos.



Prancha 28 - Fotomicrografias de xisto máfico com características das zonas de alteração hidrotermal. a) Zona distal com biotita e clorita, alternando-se com bandas de quartzo e carbonato (Cb+Qz - Amostra PMS 12 - Am 27; nicóis X/5X) b) Zona Intermediária com alternância de bandas quartzo-carbonática e de mica branca (Mica+Cb), bordejando a zona de silicificação, mais interna (Sil) - (PMS 8- Am.48; nicóis X/5X); c) Caracterização das zonas distais (Cl+Cb) com níveis de biotita pré alteração, zona intermediária (Cb) e proximal (Qz+Alb) - (PMS 8- Am.26; nicóis X/5X); d) Nível de silicificação (Sil) com albite (alb) e mica branca (Mica) dentro da zona proximal; - (PMS 13 - Am.11; nicóis X/5X) e) Zona proximal, com pirrotita (Po), pirita (py) e arsenopirita (Aspy) - (PMS 47A - Am.10 luz transmitida/5X); f) ouro disperso no centro da zona proximal: associado a "aspy", livre, como inclusões no sulfeto - (PMS 13 - Am.11; nicóis X/2,5X).

7.2.2 ALTERAÇÃO NA FORMAÇÃO FERRÍFERA BANDADA

a) Alteração Distal

O halo de alteração distal na formação ferrífera é extenso, podendo ultrapassar mais de 400 metros, onde se alternam bandas de formação ferrífera de granulação fina, coloração variável entre cinza e o preto, nas bandas de magnetita, e entre o branco e o bege, nas bandas onde se concentram o quartzo e o carbonato (Prancha 29). A rocha, neste halo, não apresenta sinais de deformação intensa, mas já apresenta dobras apertadas, alternando flancos curtos e longos com espessamento na charneira (Prancha 29a). As bandas são alternadas monótonamente, onde identificam-se níveis ricos em óxidos de ferro e de quartzo e carbonatos (Prancha 29b). É uma zona que não apresenta nenhum interesse econômico visto que seus teores de ouro, nas amostras analisadas, estão sempre abaixo dos limites de detecção dos instrumentos de medição.

Nas seções polidas delgadas, observou-se que a formação ferrífera bandada do Depósito Pilar, nas amostras mais distais da zona mineralizada, já apresenta efeitos de alteração, ainda que incipiente (Prancha 29 a e b). Observam-se bandas de granulação fina, com relictos microbandamentos, caracterizados pela presença de magnetita, quartzo e carbonato que estão relacionados ao bandamento original, S_o , da rocha. Este bandamento já se encontra alterado, já aparecem alguns finos veios de quartzo, com finíssimas palhetas de stilpnomelano, além de magnetita e pirrotita e que estão relacionadas a um evento posterior que deforma S_o , gerando um plano não penetrativo, de plano axial, relacionado a S_1 .

Interpreta-se magnetita hidrotermal como o principal mineral índice deste halo de alteração e o primeiro mineral hidrotermal opaco a se formar durante D_1 . Os grãos de magnetita hidrotermal são grossos, alongados, tabulares, formando faixas semelhante a veios, às vezes rompidos, e que ocorrem comumente bordejando o carbonato e quartzo hidrotermais. Alguns grãos de magnetita dão a impressão de que esta apresenta zonação.

A pirrotita aparece de forma escassa e como um produto da substituição da magnetita sendo que, neste halo, o volume de magnetita hidrotermal é muito maior do que a pirrotita.

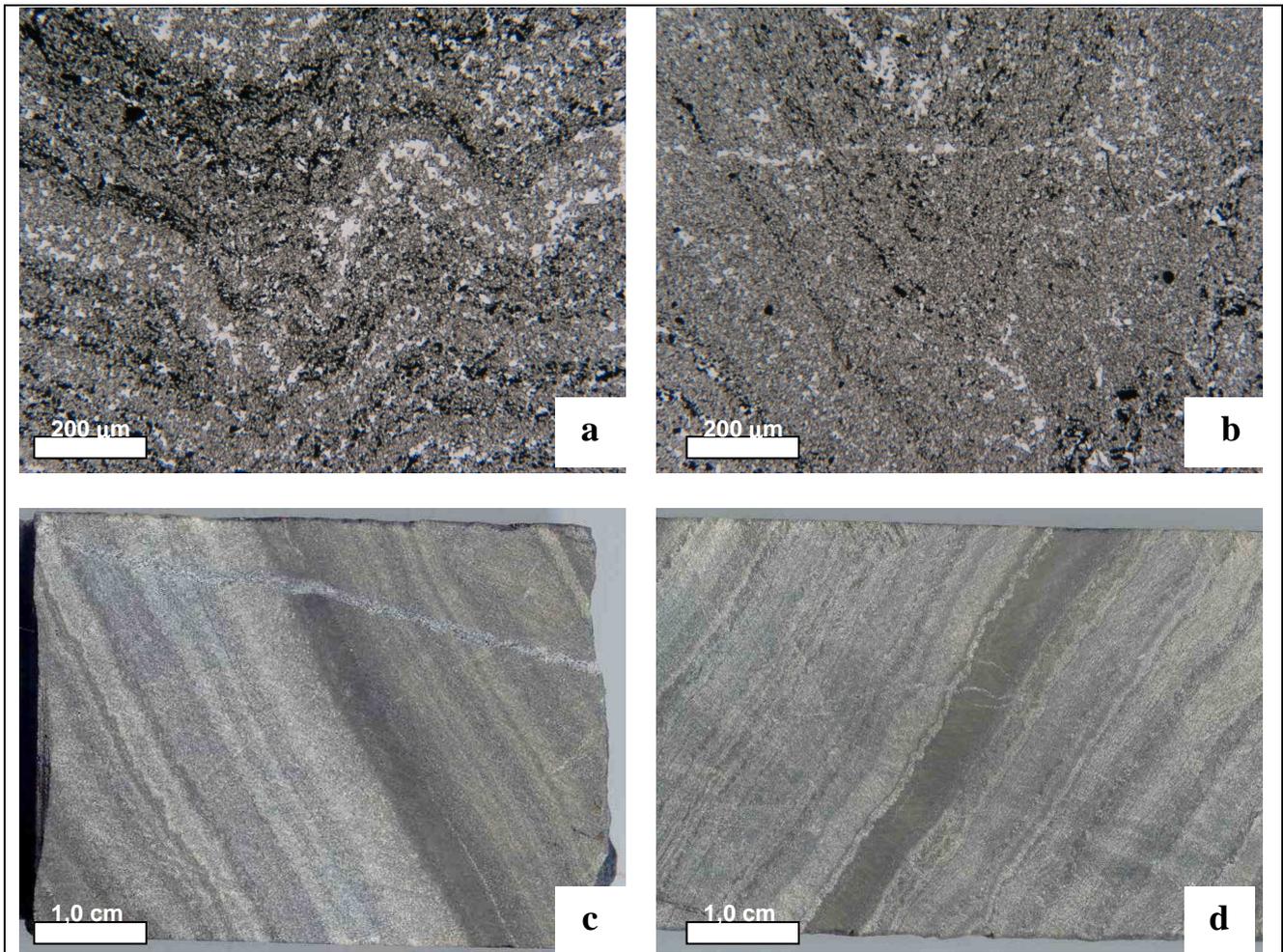
O stilpnomelano ocorre na forma de agregados cristalinos, muito finos, sem orientação preferencial, aparentemente, como produto da desestabilização da magnetita e do carbonato. Devido ao fato do stilpnomelano ser muito fino não se descarta a possibilidade de existir stilpnomelano metarmórfico em uma fase inicial, com os dois tipos coexistindo posteriormente na fase hidrotermal.

O carbonato ocorre de duas formas sendo a primeira delas em grãos muito finos, alojado em bandas associado ao quartzo de granulação fina e carbonato mais grosso que ocorre em bandas acompanhando a estrutura principal.

O primeiro mineral hidrotermal existente na formação ferrífera é a magnetita que, associada a outros minerais, formam a primeira paragênese hidrotermal observada neste tipo de rocha e que é caracterizada pela presença de:



Esta paragênese demonstra, que a fO_2 do fluido original estava em equilíbrio com magnetita, sendo a formação do sulfeto e carbonato rico em ferro posterior a formação da magnetita.



Prancha 29 - Fotomicrografia de formação ferrífera bandada, com o bandamento dobrado em D_1 , exibindo bandas de sílica, carbonato e magnetita hidrotermais. A granulação destes minerais é mais grossa do que as existentes nas microbandas que são muito finas, como as apresentadas em "b". Observar os pequenos filonetes de quartzo que cortam o bandamento que são os primeiros sinais de atuação do fluido hidrotermal nestas rochas. a) e b) PMS 47A/Ams 15 - 432,70 m. profundidade - nicóis //; 10X. b) Em "c", testemunho de sondagem apresentando formação ferrífera bandada, pouco alterada, cortada por veio de quartzo em bandas onde se alternam magnetita com quartzo e carbonatos - PMS 47 A - Am. 16. Em "d", formação ferrífera bandada, pouco alterada, mas com níveis de magnetita hidrotermal formando bandas que se alternam com níveis de quartzo e carbonatos. PMS 47A - Am 13.

b) Alteração Intermediária

No halo de alteração intermediário, dentro da formação ferrífera, a deformação se torna mais intensa, com presença de dobras e falhas tardias. Texturalmente, os minerais hidrotermais assumem uma granulação mais grossa e a quantidade das venulações quartzo-carbonáticas demonstra que a interação fluido-rocha foi mais pervasiva neste setor.

A paragênese que melhor representa a fase de alteração hidrotermal intermediária, dentro da formação ferrífera bandada, pode ser resumida pelos seguintes minerais:

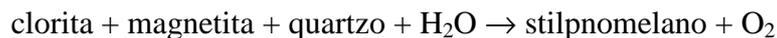
stilpnomelano + carbonato + clorita + quartzo \pm sulfetos \pm magnetita

A zona de alteração intermediária representa a porção onde stilpnomelano e carbonato são importantes (Prancha 30), acarretando uma diminuição na quantidade de magnetita hidrotermal. O stilpnomelano desta fase é grosso, enquanto que o da fase distal é de granulação muito fina. Paralelamente, tem-se o início da formação de clorita juntamente com o stilpnomelano e o carbonato se torna mais grosso e presente.

Dois tipos de stilpnomelano são formados durante esta fase. Um tipo é verde claro à amarelado, de birrefringência alta e, via de regra, ocorre nas bordas das zonas de alta concentração de stilpnomelano ou, ainda, bordejando carbonatos. O segundo tipo é marrom, e ocorre no centro das faixas de concentração de stilpnomelano, particularmente junto à magnetita.

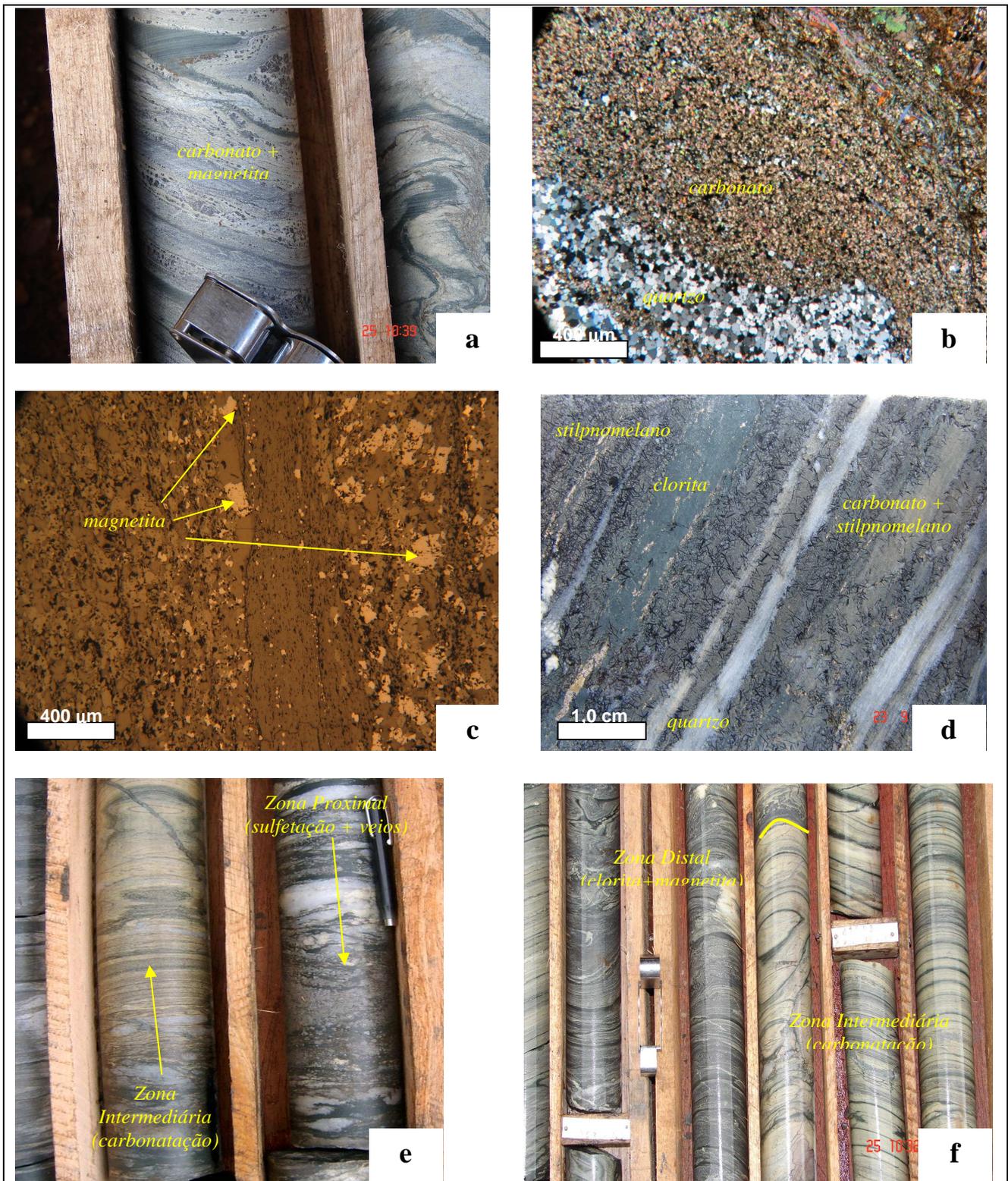
Como o stilpnomelano é um silicato de ferro hidratado, ou seja, um mineral que retém água na sua estrutura cristalina, além de Na, Ca, K, Fe, Mg, Mn e Al, entende-se que a zona de fixação de água começa nestas proximidades, evidência esta dada pelo aparecimento da clorita em conjunto ao stilpnomelano.

Estudando as reações que envolvem a formação de stilpnomelano em um sistema metamórfico de grau baixo, Li *et al.* (2000) sugerem a seguinte reação para a formação do stilpnomelano em presença de clorita (Brown, 1967):



A pirrotita é o principal sulfeto, formada a partir da desestabilização da magnetita e subordinadamente da clorita e do stilpnomelano. Por sua vez, a clorita reage para formar stilpnomelano, a partir de sua associação com o carbonato, de forma que é possível encontrar clorita e stilpnomelano em equilíbrio textural, como também stilpnomelano sobrecrescido a clorita em uma mesma seção. Raramente se encontra stilpnomelano associado às bandas de quartzo.

A primeira aparição da arsenopirita se dá nesta zona de forma que começam a surgir alguns valores anômalos em ouro, mas de economicidade baixa, visto que a quantidade de arsenopirita é baixo e, por conseguinte, a quantidade de ouro a ela associada. Além da arsenopirita, outros sulfetos, tais como esfalerita e calcopirita, podem ser observados, mas de forma muito subordinada.



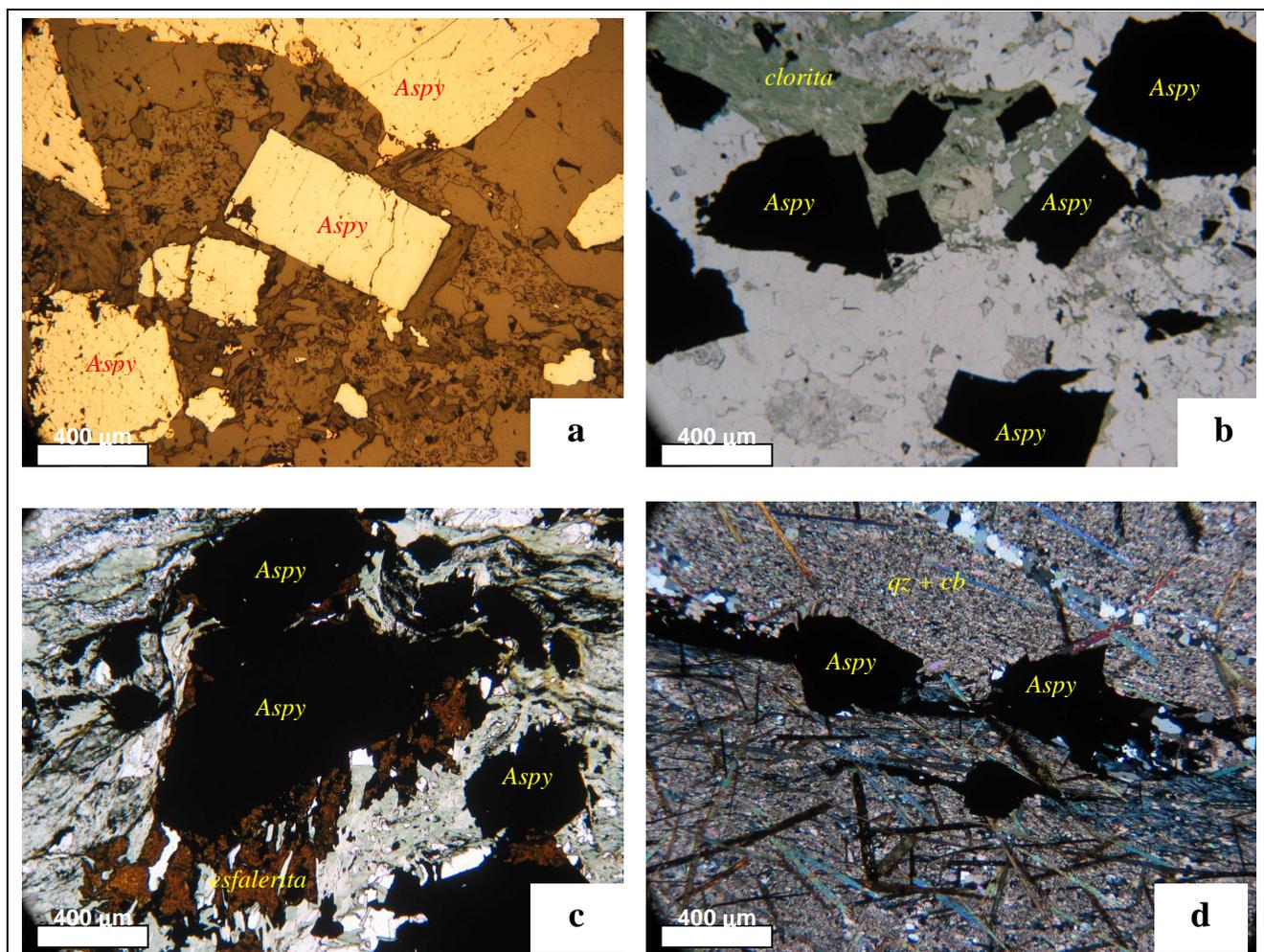
Prancha 30 - Aspectos da zona de alteração intermediária na formação ferrífera bandada: Em "a", banda com magnetita hidrotermal e carbonato, alterando nas bordas para stilpnomelano (PMS 46). Em "b", fotomicrografia das bandas de alteração quartzosa, carbonática, no centro, e de stilpnomelano, na parte superior direita (PMS 08 - Am 54 - nicóis X/5X); Em "c", fotomicrografia exibindo níveis orientados de magnetita hidrotermal, disseminada na banda de clorita e de carbonato (PMS 08 - Am 66 - luz transmitida/5X). Em "d", aspecto do testemunho de sondagem da amostra PMS 12 - Am 37 exibindo bandas de carbonato+stilpnomelano, paralelas às bandas de clorita e bandas quartzo-carbonáticas. Observe que os níveis de stilpnomelano não existem nos níveis quartzosos. Em "e" contato da zona de alteração proximal, sulfetada, com a intermediária (carbonática)- PMS 46 - e em "f" aspecto geral da zona intermediária com carbonatação na formação ferrífera bandada (PMS 46).

c) Alteração Proximal

O halo de alteração proximal na formação ferrífera é o mais interno dos halos de alteração e o de interesse econômico principal, visto que nele ocorre a mineralização aurífera dentro do depósito. Apresenta grande quantidade de veios quartzo-carbonáticos dos mais variados estilos, além de dobras e fraturas. Estima-se que este halo tenha uma largura variável entre 50 e 80 metros.

O contato desta zona com a intermediária ocorre abruptamente, visto que neste halo existe uma grande quantidade de sulfetos, que ocorrem preferencialmente nas bordas dos veios quartzo-carbonáticos. O principal sulfeto do depósito é a pirrotita, seguida pela arsenopirita e, posteriormente, calcopirita e esfalerita. A pirita ocorre de forma incipiente.

Observa-se ainda uma diminuição dos minerais da fase intermediária e um aumento na quantidade de sulfetos, principalmente pirrotita e arsenopirita (Prancha 31) e que pode se tornar um diagnóstico de identificação deste halo.



Prancha 31 - Zona de alteração proximal na formação ferrífera bandada, caracterizando o centro do halo de alteração. Em "a", concentração de arsenopirita sobrecrescida nos outros minerais da trama (PMS 13 - Am 21); em "b", cristais de arsenopirita formada através da clorita (PMS 13 - Am 305); Em "c", esfalerita transformando-se em arsenopirita, com participação de carbonato, clorita e stilpnomelano (PMS 13 - Am. 26) e, em "d", nível de sulfetação com pirrotita formando veio alterando-se para arsenopirita, conjuntamente com stilpnomelano, carbonato e clorita (PMS 13 - Am. 19); Aspy - arsenopirita; qz+cb - quartzo + carbonato;

A paragênese da zona de alteração proximal pode ser dada pelos seguintes minerais:

sulfetos + ouro + quartzo \pm clorita \pm stilpnomelano \pm carbonato

Carbonato, stilpnomelano, quartzo e clorita coexistem nesta fase, com magnetita ocorrendo subordinadamente. Existe uma tendência dos sulfetos se instalarem em zonas de contato, nas bandas da formação ferrífera ou nas bordas dos veios quartzo-carbonáticos.

Reações de desestabilização provocam a substituição da magnetita, clorita, carbonato e do stilpnomelano e, à medida que a atividade do enxofre vai aumentando, a magnetita se desestabiliza por completo, pois a atividade do enxofre nesta zona é mais intensa do que a do oxigênio. Apesar de ainda existir stilpnomelano, a presença deste mineral também começa a diminuir devido à formação de sulfetos. Nas bandas onde existe grande quantidade de sulfetos, a presença do stilpnomelano é incipiente.

O ouro ocorre principalmente associado aos sulfetos, comumente na arsenopirita, onde este se encontra nas bordas, incluso ou nas fraturas deste mineral. Pode-se apresentar também de forma livre em veios quartzo-carbonáticos com sulfetos.

7.3 Considerações Gerais Sobre a Geoquímica do Ouro

De uma maneira geral, é consenso na comunidade geológica que a grande maioria dos depósitos de ouro orogênicos arqueanos, ambientados em fácies xisto verde, estão relacionados aos processos hidrotermais, sejam eles em níveis superficiais ou profundos da crosta terrestre.

Estes fluidos possuem alta $f\text{CO}_2$, baixa salinidade, densidade moderada, pH próximo do neutro a levemente básico, são normalmente redutores e resultados de uma mistura de uma série de fluidos (Hobbs, 1987).

Estes processos hidrotermais geram uma série de feições características. A principal delas é o halo de alteração hidrotermal, produto de uma série de pulsos sucessivos que, canalizados, formam os corpos de minério. A natureza destes halos depende diretamente das características do fluido hidrotermal bem como dos constituintes minerais das rochas encaixantes envolvidas na reação.

No caso do ouro, este metal, até chegar no local de formação do depósito, passa por vários processos e mecanismos até a formação final da jazida. Dentre estes citam-se a solubilidade do ouro em solução, o transporte, a precipitação e a deposição final no local do depósito.

Segundo Barnes & Czamanske (1968), a solubilidade do ouro ocorre principalmente em complexos de enxofre do tipo AuS^- , formados através de uma reação química que depende fortemente do pH, o qual precisa ser decididamente neutro para assegurar a presença em abundância da espécie HS^- .

Estes autores consideram ainda que os fluidos portadores de metais terão uma concentração de enxofre equivalente, mas não excedendo o conteúdo total do metal de maneira a precipitá-los na forma de sulfetos.

Os metais, em geral, não são transportados como íons simples e sim como complexos iônicos, mas é indiscutível que os fluidos exercem um papel importante no transporte do ouro, cuja deposição está relacionada com as mudanças físico-químicas do ambiente do sistema hidrotermal (Mikucki 1998, McCuaig & Kerrich 1998).

Nos sistemas hidrotermais arqueanos, especificamente para a formação de depósitos de ouro orogênicos, houve a percolação de fluidos através de zonas de fraqueza tais como zonas de *shear*, falhas e fraturas.

Com o aumento da permeabilidade destas rochas, estes fluidos hidrotermais migraram para zonas estruturalmente favoráveis formando uma concentração dos minerais metálicos e, conseqüentemente, a precipitação dos sulfetos. Estes fluidos eram, em sua origem, de baixa salinidade, ricos em H₂O, CO₂ e conteúdos variáveis de Cl, K e Na e com temperaturas variando de 250° a 600°C.

Os exames qualitativos e quantitativos, desde muito tempo desenvolvidos por vários autores, permitem concluir que o transporte do ouro em solução pode ocorrer de diversas formas, mas somente dois sistemas são importantes e, experimentalmente demonstrados, que são os envolvem espécies de tio-complexos sulfetados e espécies de complexos clorados, pelo fato destes serem aparentemente dominantes (Barnes, 1979).

Baranova *et al*, (1980) fazendo um estudo sobre inclusões fluidas em veios de quartzo auríferos, concluíram que, provavelmente, os fluidos hidrotermais responsáveis pela formação do depósito teriam carregado 10⁻⁶ à 10⁻⁴ gAu/litro em solução. Observaram ainda que a máxima concentração encontrada nas inclusões gás-líquido foi de 7.8 x 10⁻⁵ gAu/litro e que solubilidades desta magnitude somente seria possível nos estágios iniciais de alta temperatura na formação destes depósitos.

Os autores demonstraram também que a solubilidade do ouro é diretamente proporcional ao pHCl. Como pHCl e o pO₂ crescem com a temperatura, a solubilidade do ouro também cresce exponencialmente com a temperatura.

Os complexos solúveis de bissulfetos de ouro e cloretos de ouro tem sido considerados as espécies mais semelhantes com as espécies de ouro transportados em soluções hidrotermais, visto que estes complexos apresentam uma alta estabilidade termodinâmica e estão em disponibilidade com a maioria dos fluidos redutores ricos em enxofre e cloretos na maioria dos fluidos (Seward, 1991).

A estabilidade desses complexos depende da temperatura e pressão de fluido, do pH, da salinidade, fO₂ e do conteúdo de H₂S sendo que qualquer variação desses parâmetros físico-químicos desestabiliza os complexos auríferos e favorece a deposição de sua carga metálica. (Brown 1989, Large 1992).

As variações em um destes ou entre estes componentes podem ter contribuído para a deposição do ouro, após ou durante a formação da arsenopirita, que é o principal mineral minério existente no Depósito Pilar.

De uma forma geral, os complexos de ouro precipitam por mudanças na T e P, e pelas reações com as encaixantes. Pode haver precipitação direta do fluido, mas esta precipitação tem que ser canalizada porque fluxo disperso não causa precipitação.

Por outro lado, a precipitação do ouro pode ser induzida por reações eletroquímicas durante a interação do fluido hidrotermal com sulfetos preexistentes (Jean & Bancroft 1985). As reações eletroquímicas promovem a desestabilização dos complexos auríferos devido à elevada condutividade elétrica dos sulfetos.

Henley (1971) mostrou que, em condições metamórficas de fácies xisto verde, o ouro transportado por fluidos hidrotermais precipita entre 300° e 400° C, representando um intervalo em que há a queda acentuada da solubilidade

A deposição do ouro ou de minerais ricos em ouro ocorre em resposta às mudanças físico químicas do meio, que é a interface fluido-rocha. Pode ocorrer em uma larga escala de temperatura, pressão e composição do fluido, envolvendo diversos ambientes, desde fácies anfibolito a mineralizações epitermais de baixa temperatura (Seward, 1991).

As condições normais de deposição do ouro a partir destes fluidos encontram-se 300-400° e 1 - 2 kb, mas podem variar de 200° a 450° C e de 0,5 a 4,5 kb (Groves & Foster 1991).

7.4 Características do Fluido Hidrotermal no Depósito Pilar

Eilu et al. (1995) demonstra que através das paragêneses de alteração e o estudo das inclusões fluidas pode-se definir a composição de um fluido hidrotermal. No caso de mineralizações de ouro orogênico mesotermiais estes estudos apontam para um fluido de baixa salinidade, próximo à neutro, e composto predominantemente por H₂O - CO₂, com CH₄ subordinado, sendo que o ouro é transportado em fluidos redutores de complexos de enxofre.

Trabalhos que atestam a relação entre as mineralizações auríferas e os fluidos hidrotermais nas rochas do *Greenstone Belt* Rio das Velhas foram publicados por Vieira (1988), Lobato *et al.* (1998), Lobato *et al.* (2001). Martins Pereira *et al.* (2005) demonstra através do estudo das inclusões fluidas da Mina São Bento que o fluido hidrotermal mineralizador no depósito indicaram características de baixa salinidade, fluido aquoso, com ou sem CO₂ e/ou CH₄, e com extrema variabilidade da razão CO₂/CH₄.

A composição de um fluido hidrotermal pode ser deduzida de diversas formas, mas a mais direta é o estudo das inclusões fluidas nos veios de quartzo contemporâneos a formação do fluido e preferencialmente dos que ocorrem dentro da zona mineralizada.

Quando não há resultados sobre inclusões fluidas, inferências podem ser feitas através das paragêneses minerais existentes nos halos de alteração, de forma que se possa obter de forma aproximada as características do fluido hidrotermal e a partir destas estimar sua natureza. Partindo deste enfoque será enumerada as principais características dos halos de alteração hidrotermal do Depósito Pilar para que desta forma seja feita uma aproximação sobre a composição aproximada do fluido hidrotermal.

As observações de campo e das seções indicam que a alteração hidrotermal em Pilar também está relacionada à percolação de fluidos provenientes das zonas fraqueza que funcionaram como canal de circulação dos fluidos desde a sua origem até os níveis superficiais. Zonas de contatos litológicos também foram condutores dos fluidos mineralizadores em Pilar, gerando halos que podem ser visualizados de forma direta em campo. Estes fluidos precipitaram, principalmente, na forma de veios quartzo-carbonáticos produzindo halos de alteração da borda para o centro, desde a encaixante até o principal ponto de concentração das mineralizações auríferas. Minerais metamórficos preservados nestes halos são raros e os existentes caracterizam o estágio pré-alteração hidrotermal.

Foram identificados três halos principais de alteração, sendo o primeiro deles distal, o segundo intermediário e o último, proximal, que estão geométricamente posicionados de acordo com a distância que estes possuem com relação ao centro da zona mineralizada.

No halo distal tanto na formação ferrífera quanto nos xistos, predominam minerais com características de fixação de água tais como clorita, biotita e stilpnomelano. A precipitação do quartzo e carbonato não é uma atividade pervasiva, ficando restrito a alguns pequenos veios e filonetes, podendo ocorrer também bandas quartzo carbonáticas de pouca expressão volumétrica.

Observa-se que as bandas ricas em biotita estão sempre associadas à ocorrência de carbonatos e estes minerais associados, quando na presença de albita (Na), podem indicar fixação $\text{CO}_2 > \text{H}_2\text{O}$. Já as bandas de clorita, no geral, são mais pervasivas que as de biotita e refletem que a fixação de água é muito maior que a de CO_2 , principalmente nos halos mais distais do depósito.

Na maioria das rochas máficas, a biotitização pode ser evidência de uma alteração potássica limitada, dentro da zona distal e que ocorre devido à alteração da albita e dos minerais máficos existentes. Pode indicar um aumento na temperatura do sistema hidrotermal, na época do posicionamento do fluido, bem como refletir um fluido com quantidades acentuadas de K^+ .

Na formação ferrífera, nas zonas mais distais detectou-se a presença de siderita, magnetita e quartzo de granulação muito fina sendo que a aparição de magnetita hidrotermal sugere que a atividade do oxigênio era intensa neste halo. Em contrapartida começa a aparecer pirrotita inclusa em magnetita e magnetita inclusa em pirrotita de forma que pode-se inferir que quando diminuía a atividade do oxigênio, aumentava a atividade do enxofre e vice-versa. O stilpnomelano com conteúdo de ferro 2 e ferro 3 ocorrem em finas palhetas dispersas na massa.

Infere-se que nas zonas mais distais na formação ferrífera a atividade predominante era a do oxigênio, com a fixação da água iniciando-se de forma discreta com o aparecimento do stilpnomelano, que vai crescendo à medida que se aproxima da zona intermediária.

Em linhas gerais observa-se que na zona de alteração distal existe a tendência de formação de minerais formados em altas temperaturas dentro do fácies xisto verde tais como a biotita e magnetita, podendo ocorrer eventualmente pirrotita e stilpnomelano.

No halo intermediário ocorre via de regra, minerais carbonatados indicando uma preferência na fixação do carbonato tanto nos xistos quanto na formação ferrífera. Observa-se que carbonatação se alterna com minerais fixadores de água tais como clorita, biotita e stilpnomelano, indicando que altas temperaturas ainda podem ter prevalecido durante a formação destes minerais. A magnetita hidrotermal também persiste na formação ferrífera. Neste halo já ocorre alguma sulfetação mais frequente, com pirrotita dominando em relação aos outros sulfetos e que preferencialmente ocorrem nas bordas dos veios quartzo-carbonáticos.

No centro da zona de alteração ocorre o aumento da atividade do enxofre com predominância na formação de pirrotita e arsenopirita. A pirrotita é um mineral que se forma a altas temperaturas e o potássio, antes associado a formação da biotita, começa a precipitar na forma de albita e parte dela como mica branca, dentro de zonas de silicificação. Presume-se que o ferro e o magnésio, antes usados para formar biotita, passam a formar sulfetos, sobrando o potássio para a formação dos minerais citados anteriormente.

A medida que se aproxima do centro da zona de alteração a pirrotitização se torna mais intensa, com a magnetita hidrotermal também alterando-se para pirrotita, que por sua vez altera para arsenopirita. A presença de biotita neste halo se restringe as zonas mais externas deste halo de alteração, de forma que toda biotita presente se altera para sulfetos, preferencialmente pirrotita. A presença de pirita é rara, podendo ser observada mais frequentemente calcopirita e eventualmente esfalerita.

De uma forma geral, pode-se aventar a hipótese de que o fluido hidrotermal formador da mineralização se posicionou em um ambiente de alta à média temperaturas (350°-450°) que foram suficientes para a formação de biotita, pirrotita e stilpnomelano. Este fluido era constituído predominantemente de água, que possibilitou a formação de um extenso halo de alteração distal, caracterizado pela presença de minerais hidratados. Salienta-se que neste fluido também existia uma certa quantidade de potássio suficiente para formação de biotita de forma pervasiva dentro dos halos de alteração intermediário e distal.

A medida que vai se avançando dentro do halo de alteração a razão H₂O/CO₂, vai diminuindo, aumentando desta forma a quantidade de carbonato. No entanto, a quantidade de carbono era mais modesta quando comparado a quantidade de água dentro do sistema, sendo esta observação atestada pela pequena dimensão do halo de alteração intermediário com relação ao halo distal e a alternância frequente de zonas de carbonatação alternando-se com zonas de clorita, biotita e/ou stilpnomelano.

A atividade do oxigênio foi baixa, dentro da zona proximal, de forma que permitiu a formação de pirrotita através da magnetita. A formação de sulfetos à partir da clorita e biotita sugere também que oxidação pode ter acontecido nos estagios finais da alteração hidrotermal. A salinidade do fluido é dada pela leve presença de Na, presente na albita e em parte pelo K existente na biotita.

A presença do ouro associado a arsenopirita indica uma relação direta da presença de enxofre e arsênio com este metal e a precipitação do ouro dentro de zonas com carbonátos e sericita pode indicar que esta precipitação pode ter ocorrido devido a mudança de pH de um estado neutro para um estado de baixa acidez, corroborando com os estudos executados por Seward (1973) e Renders & Seward (1989).