

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA EPITERMAL DE MATO VELHO,
PROVÍNCIA MINERAL DE TAPAJÓS, PARÁ**

Mariane Vivan Ponte

Orientador: Prof.Dr. Caetano Juliani
Co-orientador: Dra. Cláudia do Couto Tokashiki

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2016 / 38)

SÃO PAULO
2016

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA EPITERMAL DE MATO VELHO,
PROVÍNCIA MINERAL DE TAPAJÓS, PARÁ**

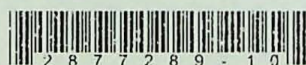
Mariane Vivan Ponte



Orientador: Prof.Dr. Caetano Juliani

Co-orientador: Dra. Cláudia do Couto Tokashiki

IGc-Instituto de Geociências



Gênese da mineralização aurífera epitermal de Mato Velho
Província mineral de Tapajós, Pará.

M27110

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-2016 / 38)

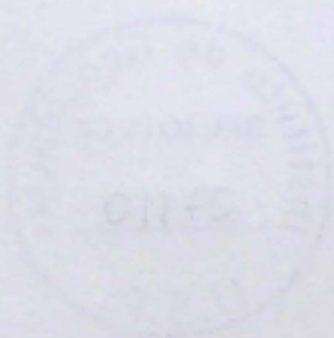
SÃO PAULO

2016

TF
P 813
MV. 98

INSTITUTO DE AGRICULTURA
ESTADO DE SÃO PAULO

PROVINCIA MINERAL DE TAPALCO, PARA
O RESSAIA DA MINERALIZAÇÃO AGRICOLA MINERAL DE MATO VELHO



Ministro da Agricultura

Comissão de Estudos de Minas
Cartero, 1934

REPUBLICA DE SÃO PAULO

ESTADO DE SÃO PAULO

ESTADO DE SÃO PAULO

ESTADO DE SÃO PAULO

AGRADECIMENTO

Primeiramente agradeço ao MCT/CT-Mineral/CNPq com o Projeto de Pesquisa CT-Mineral (Proc. 550.342/2011-7 e Proc. 505.851/2004-0), intitulados Petrogênese e metalogênese da LIP (*Large Igneous Province*) Uatumã na porção sul do Cráton Amazônico, coordenado pelo Prof. Dr. Caetano Juliani e MCT/CNPq/FAPESPA/PETROBRAS (Proc. 573733/2008-2) e ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia Geociências da Amazonia (INCT-Geociam/Proc. 2403 - Subproj. 1/Grupo Geociam: Hidrotermal Processos Petrológicos e Metalogênese IG-USP).

Ao meu orientador Prof.Dr. Caetano Juliani que sempre esteve a disposição para retirar qualquer dúvida a respeito da monografia, à Profa. Dra. Lena Monteiro por todo o tempo e a ajuda dispensada para este trabalho e a minha coorientadora Cláudia Tokashiki. Claudinha, fico imensamente grata de tê-la no percurso do trabalho de formatura, consigo acreditar plenamente que pessoas ótimas passam pelas nossas vidas e nos fazem crescer! Obrigada por toda a ajuda que você me proporcionou em todos os momentos que precisei, nunca faltou qualquer auxílio e aprendi muito ao longo deste ano. Esta mulher merece mais que um parágrafo de agradecimento e ainda seria pouco! Simplesmente adorei ter te conhecido e torço do fundo do coração pra que tenha muito sucesso, por que você merece o melhor!

Não posso deixar de enfatizar que esta foi uma das melhores escolhas que fiz, a Geologia com certeza é uma das minhas grandes paixões e me tornei alguém realizada por ter vivenciado este curso. Pessoas lindas fizeram parte de todo este processo e absolutamente nada seria igual sem meus queridos: Alice, Dana, Gorda, Exu, Lud, Leonssyo, Cris, Pringles, Fofote, Ursinho, Blow, Xoelma, Grega, Judeu, Marcelha, Mindygo, Bete, Pubiano, Sinistro, Fofona e Porra, amo todos! Todos foram especiais á sua maneira e obviamente dedico a eles às lembranças mais divertidas e alegres que vão se tornar saudades.

A graduação não seria nada sem os professores, os motoristas, os faxineiros, o pessoal da lanchonete, as meninas da seção de graduação, diretoria, os técnicos de laboratório etc, toda esta equipe proporciona a realização da vida estudantil e devo muito respeito a todos.

Não posso deixar de dedicar um pouco de tudo isso ao pessoal da AS Geo e ao Buxo, que sempre me apoiaram para a conclusão desta monografia. Buxinho te agradeço em

especial, pois além de um grande amigo é uma pessoa maravilhosa! Ao Pacu que sempre foi muito solícito e salvador, muito obrigada por sempre estar quando a gente precisa!

Acima de todos, agradeço minha mãe, minha base, meu porto seguro, sinônimo de lar. Dedico todas as minhas conquistas, tudo que eu sou e sei e tudo que conseguirei um dia à esta mulher incrível. Te amo, mãe, você é minha heroína!

RESUMO

A mineralização de ouro e metais de base do Alvo Mato Velho, localizado na Província Mineral Tapajós e objeto desse estudo, é hospedada por rochas vulcanoclásticas félsicas e domos de riólitos. Tais rochas, em mapas geológicos atuais, estão inseridas no Grupo Iriri com idade aproximada de 1,88 Ga, embora estudos recentes indiquem que as rochas vulcânicas associadas à mineralização aurífera possuem idades mais antigas, de cerca de 1,95 Ga, indicando seu vínculo com outro evento magmático. Adicionalmente, os dados recentes de geoquímica evidenciam a formação deste grupo de rochas em ambiente tectônico de arcos magmáticos continentais, o que difere das teorias evolutivas clássicas propostas para o Cráton Amazônico. Neste contexto, o objetivo dessa Monografia é a caracterização do depósito Alvo Mato Velho e reconhecimento dos seus tipos de alterações hidrotermais e estágios evolutivos, expondo argumentos que apoiem ou refutem os recentes trabalhos.

Os métodos incluíram a caracterização petrográfica visando à identificação das alterações hidrotermais; difração de raios X e microscopia eletrônica de varredura (MEV), além de Geoquímica e Geocronologia.

A integração dos dados obtidos permite afirmar que o sistema hidrotermal predominante é do tipo *intermediate-sulfidation* com transição para o *low-sulfidation*, com possível evolução para *high-sulfidation*, como evidenciado pelas sucessivas sobreposições de alterações representativas de cada tipo epitermal. Os domos e caldeiras vulcânicas da área apresentam filiação magmática característica de rochas cálcio-alcalinas, indicando ambiente de formação em margem continental ativa. A partir da caracterização das alterações hidrotermais foi também possível reconhecer um vetor para a mineralização, mostrando a importância deste estudo para programas de caráter exploratório.

ABSTRACT

Genesis of the Mato Velho Epithermal Gold Mineralization, Província Mineral de Tapajós, Pará

The Mato Velho gold and base metal mineralization, object of this study, is located in the Tapajós Mineral Province. It is hosted by volcanoclastic rocks and felsic rhyolites domes. In current geological maps, these rocks are inserted in the Iriri Group, with an approximate age of 1.88 Ga. However, recent studies indicate that the volcanic rocks associated with gold mineralization have older ages, of about 1.95 Ga, indicating its link with some other magmatic event. Additionally, recent geochemical data show that these groups could have been formed in a continental magmatic arc tectonic environment, which differs from the standard evolutionary theories proposed for the Amazon Craton.

In this context, the objective of this Monograph is the characterization of the Mato Velho deposit and recognition of its types of hydrothermal alteration and evolutionary stages, exposing arguments to support or refute the recent studies.

The applied methods include: petrographic characterization aiming the identification of hydrothermal alteration; X-Ray Diffraction, Electron Sweep Microscopy (ESM), Geochemistry and Geochronology.

The integration of the obtained data allows to claim that the predominant hydrothermal system is epithermal intermediate-sulfidation, with transition to low-sulfidation, with possible evolution to high-sulfidation, as evidenced by overprinting of successive hydrothermal alteration stages, which are representative of each epithermal system type. The domes and volcanic caldera in the area have magmatic affiliation characteristic of calc-alkaline rocks, indicating their formation in an active continental margin. The hydrothermal alteration characterization also enable the recognition of vectors to mineralization, showing the importance of this study for mineral exploration purposes.

Sumário

1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	13
2. OBJETIVOS	15
3. JUSTIFICATIVAS PARA PESQUISA	15
4. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA	16
4.1 Geologia Regional.....	16
4.2 Alterações Hidrotermais	22
4.3 Depósitos Epitermais	25
4.4 Depósitos Vulcânicos e Vulcanoclásticos	28
5. MATERIAIS E MÉTODOS	29
5.1 Levantamentos Bibliográficos.....	29
5.2 Petrografia	30
5.3 Geoquímica.....	30
5.4 Geocronologia.....	31
5.5 Difração de Raios X	32
5.6 Química Mineral por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	32
6. RESULTADOS.....	32
6.1 Petrografia	32
6.1.1 Sondagem DDH01-MVO	33
6.1.2 Sondagem DDH02-MVO	50
6.1.3 Sondagem DDH10-MVO	60
6.2 Difração de raio X	66
6.3 Química mineral por microscopia eletrônica de varredura (MEV)	67
6.4 Geocronologia U-Pb.....	71
6.5 Geoquímica.....	75
7. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	78
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	85

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização da área de estudo (inserida no retângulo) onde é possível observar a localização das três sondagens rotativas DDH01, DDH02 e DDH10, das quais foram analisados os testemunhos. O polígono amarelo engloba os alvos de exploração mineral Mato Velho e Coringa. Os afloramentos amostrados estão identificados pelos círculos amarelos. Imagem compilada de Miranda e Coutinho (2004).

Figura 4.1.1: Localização do cinturão orogênico da Província Tapajós-Parima e seus quatro domínios. Nota-se que a província é recoberta pela bacia de Solimões e a Amazônica, é delimitado pelas províncias Rio Negro e Amazônia Central e truncado a noroeste pelo cinturão K'Mudku (segundo Santos et al., 2001; Santos, 2003).

Figura 4.1.2: (A) Mapa geológico do local onde está inserido o garimpo Mato Velho, destacado com retângulo em vermelho (Modificado de Tokashiki, 2015 e Base de Dados de Vasquez e Rosa-Costa, 2008); (B) Localização geográfica da área de estudo (retângulo amarelo) no estado do Pará.

Figura 4.2.1: (A) Principais alterações hidrotermais em sistemas hidrotermais dos tipos pórfiro e epitermal, segundo Sillitoe (2010). (B) Gráfico representativo do progressivo aumento de pH e fugacidade do enxofre e sua direta relação com as assembléias mineralógicas e a localização de cada uma em detrimento da profundidade e tempo de origem (py = pirita, cv = covelita, cp = cobre, bn = bornita).

Figura 4.3.1: Classificação dos depósitos epitermais quanto ao seu estado de oxidação, pH, temperatura e salinidade, assim como da fonte dos fluidos hidrotermais, características estas que se refletem diretamente nos tipos de alteração e estilos de mineralizações, segundo Corbett (2002; 2004).

Figura 6.1.1.1: (A e B) Texturas dos tufos de cristais onde podem ser observados cristais mais grossos deformando o acamamento e, por vezes rotacionados pelo fluxo piroclástico; (C) Acumulações de cristais fraturados e fragmentos de cristais na matriz; (D) Relíquias de glass shards em leitos mais finos dos tufos; (E) Clasto lítico com fenocristal de feldspatos substituídos por sericita (delimitado pela linha amarela) e fragmentos de cristais angulosos na matriz, à esquerda do clasto lítico; (F) Cavidade é preenchida zonadamente por quartzo e carbonato. Qz = quartzo e Cb = carbonato.

Figura 6.1.1.2: (A) Cristais fraturados e subangulosos e líticos com alteração argílica, alguns deles com estrutura de impacto deformando a matriz; (B) Acumulação na matriz de argilomineraias (porções muito claras/esbranquiçadas) com alteração sericítica; (C) Esferulito parcialmente preservado na matriz de tufo lítico e de cristais, cortado por fratura com carbonatos; (D) Alteração clorítica seletiva de minerais ferromagnesianos e minerais opacos anédricos, provavelmente pirita.

Figura 6.1.1.3: (A) Fragmento grosso de feldspato substituído por argila e com fraturas e cavidades de dissolução preenchidas por minerais opacos; (B) Cristais e rocha fraturada com microvênulas de argilominerais e de carbonatos mais tardios; (C) Família de fraturas preenchidas, tanto por carbonato como por quartzo em cristais de composição riolítica; (D) Silicificação fissural, onde se pode notar várias fases de preenchimento do espaço aberto, com formação de drusas nas bordas.

Figura 6.1.1.4: (A) Variação granulométrica e da estrutura das brechas hidrotermais, com clastos líticos (escuras) e de cristais em matriz muito fina com fragmentos de cristais comumente muito fraturados; (B) Cristaloclasto euédrico com textura de dissolução e matriz muito fina orientada por fluxo com forte alteração sericítica pervasiva.

Figura 6.1.1.5: (A) Plagioclásio grosso em matriz muito fina com quartzo um pouco mais grosso, com formas subarredondados. O plagioclásio foi parcialmente substituído por microclínio e, em seguida, por sericita, principalmente no núcleo mais cálcico; (B) Orientação da rocha com alteração sericítica na matriz e vênula de quartzo e carbonato; (C) Plagioclásio com alteração sericítica fissural em matriz devitrificada; (D) Detalhe da sequência de vênulas comuns nas rochas hidrotermalizadas, com hematita na primeira fase, seguida por biotita, adulária, clorita, quartzo e minerais opacos, cortado por vênula tardia de carbonato. (Pl = plagioclásio; Qz = quartzo; Cb = carbonato; Adl = Adulária; Fsp = feldspato; Hem = hematita; Chl = clorita)

Figura 6.1.1.6: (A) Feldspato com forte alteração argílica em matriz sericitizada e argilizada; (B) Esferulitos preservados localmente na matriz da brecha hidrotermal; (C) Esferulito cortado por vênula de sericita em fratura. (D) Vênula de carbonato grosso e quartzo fino, aparentemente intrastial e tardio na matriz da brecha hidrotermal; (E) Clastos intensamente hidrotermalizados e fraturas preenchidas por carbonato e argila hidrotermal sobrepostos por fratura com clorita e minerais opacos; (F) Vênulas com clorita e carbonato, bem como minerais opacos muito finos na matriz das brechas hidrotermais. (Cb = carbonato; Qz = quartzo; Fsp = feldspato; Chl = clorita)

Figura 6.1.1.7: Alterações hidrotermais nos riolitos da sondagem DDH01-MVO. (A) Intensa sericitização dos fenocristais, caracterizando o estilo pervasivo seletivo. Os cristais bem formados são, provavelmente, adularia; (B) Fenocristal fortemente argilizado com fraturas preenchidas por sericita e minerais opacos, disperso em matriz devitrificada e posteriormente sericitizada. Feldspato potássico de baixa temperatura substitui parcialmente o fenocristal; (C) Vênulas de carbonato em fraturas posteriores à alteração sericitica e argílica; (D) Biotita hidrotermal substituindo o plagioclásio a partir de fraturas, caracterizando a alteração potássica.

Figura 6.1.1.8: (A) Andesito porfírico com fenocristais com cristais mais grossos de plagioclásio e mais finos de plagioclásio e de feldspato potássico envolvidos por matriz muito fina. Observar a alteração sericitica (minerais muito finos com birrefringência mais alta) pervasiva marcando a orientação de fluxo ígneo; (B) Fotomicrografia sem filtro analisador evidenciando a argilização dos fenocristais e a alteração da matriz; (C) Agregados de argila com texturas em arranjos radiados, com incipiente alteração sericitica mais tardia (delgados filmes de minerais com maior birrefringência); (D) Biotita cloritizada na matriz e em fraturas de minerais, com minerais opacos associados.

Figura 6.1.1.9: (A) Diabásio hidrotermalizado com plagioclásio levemente orientado pelo fluxo ígneo, alteração argílica incipiente e fraturas preenchidas por clorita e minerais opacos. Os minerais ferromagnesianos intersticiais foram totalmente substituídos por clorita; (B) Clorita hidrotermal distribuída entre os cristais de plagioclásio, com minerais opacos anédricos associados.

Figura 6.1.1.10: (A) Característica do riolacito no início do testemunho da sondagem DDH01-MVO ; (B) Plagioclásio com textura ígnea preservada e borda de albita hidrotermal da alteração propilitica; (C) Fenocristal de plagioclásio com fratura preenchida por clinozoisita e borda de albita em matriz muito fina, rica em sericita; (D) Agregado de epidoto mais grosso na matriz da rocha; (E) Zona enriquecida em clorita formada por alteração pervasiva em fissuras, com minerais opacos associados; (F) Riolacito com alteração hidrotermal sericitica mais intensa que se superpõe à alteração cloritica-sericitica, evolução esta indicada pela sericita com núcleos de clorita. (Py = pirita; Chl = clorita; Ser = sericita; Pl = plagioclásio; Ab = Albita)

Figura 6.1.1.11: (A) Riolacito intensamente sericitizado e fraturado, com filmes de minerais. (B) Detalhe de uma vênula preenchida por minerais opacos, provavelmente pirita, comum nesta unidade. (C) Fenocristal de feldspato argilizado em matriz sericitizada e argilizada. Notar os minerais opacos (predominantemente pirita) na matriz e no fenocristal, típicos da zona de alteração sericitica. (D) Matriz da rocha com vênulas ricas em sericita formada após o biotita hidrotermal. Carbonato ocorre na matriz. (E) Fenocristais argilizados e carbonato na matriz e em vênulas (delimitada por traços amarelos) em texturas típicas do hidrotermalismo dos corpos de riolacito intermediários e mais profundos; (F) Vênula irregular com sericita mais grossa e minerais opacos. (Ser = sericita; Bt = biotita; Cb = carbonato; Fsp = feldspato)

Figura 6.1.1.12: Sequência de alteração do sistema hidrotermal do Mato Velho.

Figura 6.1.2.1: Aspectos microscópicos as rochas do testemunho da sondagem DDH02-MVO. (A) Textura vulcanoclástica com fluxo com orientação incipiente da biotita (setas amarelas) e fragmentos líticos de vulcânicas riolítica porfírica destacado pela linha vermelha. (B) Pseudomorfos de plagioclásio e clasto de riolacito destacado pelo contorno vermelho, ambos imersos em matriz fortemente sericitizada. (C) Textura comum dos tufos de cristais, com minerais opacos subeúdricos e em vênulas e biotita cloritizada e feldspatos sericitizados. (D) Matriz devitrificada com fragmento lítico fraturado e arredondado. (E) Deformação causada por queda balística de cristal de feldspato potássico. A deformação da matriz está destacada pela linha vermelha tracejada (F) Reabsorção magmática identificada pelo contorno amarelo em cristal de feldspato hidrotermalizado. (Bt = biotita;

Kfs = feldspato potássico; Pl = plagioclásio; Py = pirita; Ser = sericita)

Figura 6.1.2.2: (A) Alteração sericítica na matriz e no núcleo do plagioclásio, restando apenas relíquias na preservadas nas suas bordas; (B) Cristal subeuédrico de adulária (Adl) e alteração sericítica seletivamente pervasiva e fissural com micas bem desenvolvidas nos tufos riodacíticos. (C) Adulária e biotita sericitizada imersas em matriz sericítica; a biotita possui inclusões de minerais opacos e está substituída por muscovita. (D) Biotita com alteração clorítica e pirita subeuédrica, ambos em matriz sericítica com feldspatos subarredondados. (E) Biotita com alteração sericítica e associação com minerais opacos. (F) O contorno em linha tracejada vermelha destacando uma porção silicificada com calcedônia no tufo de cristais sericitizado com pseudomorfos de feldspato potássico e de plagioclásio. (Adl = adulária; Bt = biotita; Kfs = feldspato potássico; Pl = plagioclásio; Py = pirita; Ser = sericita)

Figura 6.1.2.3: (A) Alteração sericítica fissural e seletiva que invade fraturas de fenocristal com alteração potássica anterior, isolando parte do mesmo. (B) Detalhe de cristais de feldspato substituídos por microclínio mal cristalino, com aspecto túrbido, típico do metassomatismo potássico. (C) Vênula formada durante a alteração argílica avançada, com agregados de cristais de pirofilita com arranjos em leque, parcialmente substituídos por sericita e argilominerais. (D) Bolsão de carbonato (Cb) com adulária revestindo a cavidade antes da precipitação do carbonato. (E) Bolsão de carbonato intersticial preenchendo cavidade no tudo riodacítico. (F) Biotita hidrotermal dos clastos de biotita ígnea e vênulas de biotita hidrotermal posteriores à alteração sericítica. (Adl = adulária; Bt = biotita; Cb = carbonato; Kfs = feldspato potássico; Prl = pirofilita; Ser = sericita).

Figura 6.1.2.4: (A) Textura da brecha hidrotermal, com minerais fraturados e angulosos de granulação variada em matriz fina. (B) Aglomerados feldspatos fraturados. (C) Brecha com orientação dos cristais subarredondados e silicificação destacada pela linha tracejada amarela (D) Vênula de carbonato entre linha vermelha e matriz sericitizada. (Adl = adulária; Cb = carbonato; Kfs = feldspato potássico; Pl = plagioclásio; Ser = sericita).

Figura 6.1.2.5: (A) Rocha vulcanoclástica com forte alteração sericítica com cristal mais grosso de feldspato sericitizado delimitado pela linha laranja e silicificação fissural; há na porção superior feldspatos parcialmente substituídos por feldspato potássico devido ao metassomatismo potássico. (B) Cristal de adulária bem desenvolvido englobado na matriz da rocha por carbonato. (C) Matriz vulcanoclástica da rocha com alteração sericítica e vênula de calcedônia. (D) Silicificação posterior à alteração sericítica evidenciada pelo fenocristal sericitizado e com núcleo com sílica amorfa destacado pela linha amarela. (E) Vênula preenchida carbonato em rocha fortemente sericitizada. (F) Biotita hidrotermal em vênulas. (Adl = adulária; Bt = biotita; Cb = carbonato; Kfs = feldspato potássico; Pl = plagioclásio; Ser = sericita).

Figura 6.1.2.6: Evolução das alterações hidrotermais interpretadas para o testemunho de sondagem DDH02-MVO do Filão Lagrésia. O estágio principal é definido pelo tipo de alteração predominante na rocha e suas relações com as alterações anteriores e posteriores.

Figura 6.1.3.1: (A) Textura geral do riodacito com fenocristais fraturados do testemunho de sondagem DDH10-MVO, onde podem ser observados cristais de adulária e minerais ferromagnesianos cloritizados, principalmente a biotita, com matriz esferulítica. (B) Zonas brechadas da rocha com alteração clorítica predominante. (C) Fenocristais de feldspato potássico com alteração potássica e plagioclásio seletivamente sericitizado; sendo possível observar matriz vítrea substituída por quartzo e argilominerais (desvitrificação). (D) Vênula composta por clorita e carbonato. (Adl = adulária; Chl = clorita = biotita; Cb = carbonato; Fsp = feldspato; Kfs = feldspato potássico; Pl = plagioclásio)

Figura 6.1.3.2: (A) Megacristal de feldspato com intensa alteração potássica e fraturas preenchidas por clorita e minerais opacos. (B) Textura geral do granito equigranular com interstícios preenchidos por clorita, hematita e minerais opacos euédricos (provavelmente pirita). (Kfs = feldspato potássico; Qz = quartzo; Chl = clorita)

Figura 6.1.3.3: (A) Fenocristal de feldspato com alteração potássica prévia e com textura microgranofírica que indica colocação rasa e rápido resfriamento. (B) Fenocristal de feldspato potássico e adulária hidrotermal bem formada em matriz com textura microgranofírica. (C) Esferulito ao redor de quartzo bipiramidado, com alteração

argílica na matriz. (D) Vênulas de quartzo e clorita no riolito porfíritico. (E) Adulária hidrotermal em matriz riolítica devitrificada (argilominerais e quartzo) com interstícios preenchidos por sericita indicando alteração sericítica em intensidade fraca. (F) Vênula de pirofilita e quartzo no dique de riolito, com matriz devitrificada e alteração potássica seletiva em feldspato potássico. (Adl = adulária; Prl = pirofilita; Qz = quartzo; Kfs = feldspato potássico; Chl = clorita)

Figura 6.1.3.4: Sequência de alteração hidrotermal no testemunho da sondagem DDH10-MVO do Filão Cabeceira da pista, sendo o estágio principal a predominante que determina o vetor de alteração do zoneamento hidrotermal.

Figura 6.1.4.1: Esquema estratigráfico dos testemunhos de sondagem estudados para melhor visualização dos litotipos.

Figura 6.3.1: Imagens de elétrons retroespalhados mostrando aspectos texturais das amostras do Filão Lagresia: (A) Associação de adulária e plagioclásio (J19); (B) Vênulas de epidoto e plagioclásio na matriz (J14); (C) Vênula com pirita com apatita, hematita e rutilo associados (J21); (D) Vênula de carbonato em matriz com plagioclásio clorita (J85II).

Figura 6.3.2: Imagens de elétrons retroespalhados mostrando aspectos texturais das amostras do Filão Cabeceira da Pista (J64): (A) Matriz com intensa alteração sericítica; (B) Vênula de quartzo com grãos de galena e fluorita cortando pirita.

Figura 6.4.1: Imagem de catodoluminescência de 24 spots e 22 grãos de zircão selecionados da amostra J62 posicionados em numeração crescente. As idades Pb^{207}/Pb^{206} foram plotadas em preto e os círculos em vermelho representam os spots onde as análises foram efetuadas.

Figura 6.4.2: Diagrama de $Pb^{206}/U^{238} \times Pb^{207}/U^{235}$ mostrando a idade U-Pb no intercepto da concórdia para a amostra de granito (J-62).

Figura 6.4.3: Imagem de catodoluminescência de 24 spots e 23 grãos de zircão selecionados da amostra J63 posicionados em numeração crescente. As idades Pb^{207}/Pb^{206} foram plotadas em preto e os círculos em vermelho representam os spots onde as análises foram efetuadas.

Figura 6.4.4: Diagrama de $Pb^{206}/U^{238} \times Pb^{207}/U^{235}$ mostrando a idade U-Pb no intercepto da concórdia para a amostra de granito (J-63).

Figura 6.5.1: Características geoquímicas das rochas e sua relação com os ambientes tectônicos de formação: (A) e (B) Middlemost (1994); (C) Irvine e Baragar (1971); (D) Peccerillo e Taylor (1976); (E) Padrões terras raras normalizados segundo o condrito de Nakamura (1974); (F) Pearce et al. (1984); (F) Schandl & Gordon (2002).

Figura 7.1: Localização dos testemunhos de sondagens e seus respectivos filões concedidos a monografia, ambos inseridos em retângulos amarelos. Á nordeste da área de estudo se localiza o Filão Cabeceira da Pista e o testemunho DDH10-MVO e no centro-sul da mesma, no Filão Lagresia, estão os testemunhos DDH01-MVO e DDH02-MVO. (Magellan Minerals, 2012).

Figura 7.2: Halos zonados de regiões proximais e distais da mineralização, típicos da alteração hidrotermal low-sulfidation que são reconhecidos nos litotipos estudados. Tais alterações podem ser sobrepostas de diversas formas dentro de um sistema hidrotermal complexo, tanto pelo influxo de diversos tipos de fluidos quanto a desestabilização da pluma hidrotermal, predominando as paragêneses de baixas temperaturas (adaptado de White & Hedenquist 1995 e Hedenquist et al. 2000 por Tosdal et al. 2009).

Figura 7.3: Sequência de alteração hidrotermal em função da temperatura e das atividades de K^+ e H^+ dentro de um sistema fechado no qual o fluido evolui através da interação com a encaixante (Pirajno, 2009).

Figura 7.4: Diagrama mostrando a variedade de assembleias e isógrads de sulfetos e sulfossais em depósitos epitermais e suas variáveis composicionais entre rochas de ambientes de arcos vulcânicos, fumarolas vulcânicas de alta temperatura, fluidos magmáticos hidrotermais e fluidos geotermiais. Inserido no quadrado azul destaca-se a isógrada de opacos que reagem entre si de acordo com a oxidação do fluido e localizam a área de estudo no tipo epitermal predominante (Einaudi et al. 2003).

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 6.1. Minerais identificados por análise petrográfica.

Tabela 6.3. Minerais identificados por microscopia eletrônica de varredura (MEV).

INTRODUÇÃO

Devido ao destaque internacional que a Província Mineral de Tapajós obteve nas décadas de 80–90 como produtora de ouro em inúmeros garimpos, diversas empresas de mineralização foram atraídas para a região, em especial após o ano 2000, desenvolvendo projetos de exploração mineral que melhoraram significativamente a compreensão dos processos envolvidos na gênese das mineralizações crescesse intensamente. Estes projetos possibilitaram o desenvolvimento de estudos em cooperação com instituições de ensino e pesquisa, os quais levaram à definição da existência de mineralizações epitermais *high-sulfidation* e ouro–cupríferas do tipo pórfiro paleoproterozoicas hospedadas, respectivamente, em brechas hidrotermais e rochas vulcânicas e em granito granofírico cálcio-alcálico de alto potássio (Juliani *et al.*, 2005; Echeverri-Misas, 2010). Posteriormente, diversas outras ocorrências destes dois tipos de mineralizações foram identificadas no Cráton Amazônico, e parte destas mineralizações epitermais têm sido interpretadas como geneticamente semelhantes a mineralizações de ouro e cobre do tipo pórfiro (Juliani *et al.*, 2009; Usero *et al.*, 2009; Echeverri-Misas, 2010; Juliani *et al.*, 2014).

A área da mineralização aurífera do Mato Velho, objeto desta pesquisa, foi um garimpo de ouro que, com a legalização das atividades de exploração mineral foi objeto de pesquisas pela empresa *Magellan Minerals Ltd.*

O alvo de estudo está inserido na Província Ventuari–Tapajós (Tassinari e Macambira, 1999) ou Tapajós–Parima (Santos *et al.*, 2000), considerada como formada entre 2,03 e 1,88 Ga. Essa mineralização tem sido considerada como do tipo orogênico pela empresa que desenvolve os trabalhos de exploração mineral (*Magellan Minerals*, 2012) mas, pouco mais a sul da área do Mato Velho, no garimpo Coringa, Tokashiki (2015) e Tokashiki *et al.* (2015) classificaram a mineralização de ouro, por vezes com metais de base associados, como epitermal *low-sulfidation*, com variações evolutivas para *intermediate-sulfidation*. As rochas e os tipos das alterações hidrotermais no garimpo do Mato Velho são semelhantes às observadas no garimpo Coringa, sugerindo que a gênese da mineralização poderia ser magmática–hidrotermal epitermal ao invés de orogênica, o que motivou o presente estudo.

A mineralização aurífera do Mato Velho também se associa a rochas vulcanoclásticas félsicas e a domos de riolitos muito semelhantes aos que ocorrem no garimpo Coringa. Essas vulcânicas constam nos mapas geológicos (Almeida, 2000; Vasquez e Rosa-Costa,

2008) como pertencentes ao Grupo Iriri (ca. 1,88 Ga), mas os estudos geocronológicos feitos por Tokashiki (2015) e Tokashiki *et al.* (2015) demonstram claramente que essas rochas são mais antigas (ca. 1,97 a 1,95 Ga), o que impossibilita esta interpretação. Mesmo nos mapas mais recentes (Vasquez e Rosa-Costa, 2008), o embasamento das rochas vulcânicas são representados por granitos e granodioritos de granulação grossa da Suíte Intrusiva Parauari, mas as idades obtidas por Tokashiki (2015) demonstram que os granitos do embasamento são mais antigos (ca. 2,12–2,02 Ga). Na área do Mato Velho, entretanto, o embasamento das rochas vulcânicas consiste em um granito aplítico com ca. 2,0 Ga. Desta forma, é possível que as vulcânicas da mineralização Mato Velho também não sejam correlacionáveis com as rochas do Grupo Iriri e sim com as vulcânicas do garimpo Coringa.

Assim, este trabalho de formatura focou a caracterização das rochas hospedeiras e das rochas das zonas mineralizadas do Mato Velho, visando a identificação dos litotipos e dos tipos e estilos da alteração hidrotermal. Com esses resultados espera-se um melhor entendimento da gênese da mineralização aurífera, e a sua possível correlação com a mineralização *low-* e *intermediate-sulfidation* do Garimpo Coringa, conforme definido por Tokashiki (2015).

1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

O garimpo Mato Velho, se localiza na porção sul da Província Mineral de Tapajós, no município de Novo Progresso (PA), a cerca de 75 km a sudeste da cidade sede do município. O acesso à área pode ser feito pela BR-163 (Santarém–Cuiabá) seguindo-se por cerca de 70 km no sentido Cuiabá a partir de Novo Progresso, até um entroncamento para leste, de onde o garimpo pode ser alcançado seguindo-se por uma estrada não pavimentada a aproximadamente 27 km (**Fig. 1.1**).

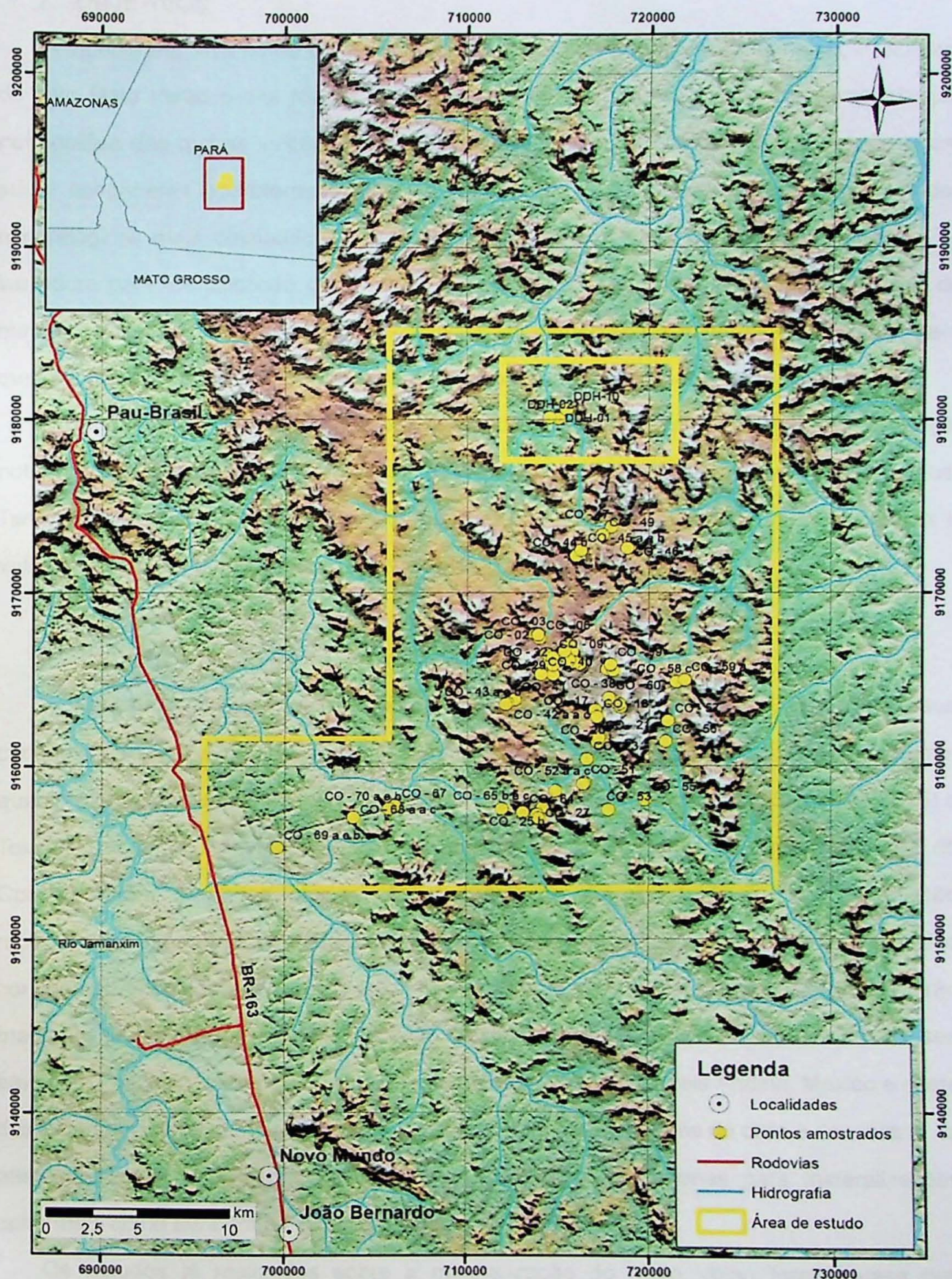


Figura 1.1: Localização da área de estudo (inserida no retângulo) onde é possível observar a localização das três sondagens rotativas DDH01, DDH02 e DDH10, das quais foram analisados os testemunhos. O polígono amarelo engloba os alvos de exploração mineral Mato Velho e Coringa. Os afloramentos amostrados estão identificados pelos círculos amarelos. Imagem compilada de Miranda e Coutinho (2004).

2. OBJETIVOS

A monografia teve como objetivo a caracterização da gênese da mineralização aurífera do alvo Mato Velho e das rochas hospedeiras. Este estudo se baseou na caracterização petrográfica das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas encaixantes da mineralização e nas suas congêneres hidrotermalizadas. A petrografia foi complementada por estudos mineralógicos mais detalhados, incluindo difração de raios X e microscopia eletrônica de varredura para identificação de minerais de granulação muito fina, minerais opacos e de minério, assim como inclusões e substituições, em especial dos minerais de minérios, para que a gênese da mineralização possa ser estabelecida com maior confiabilidade.

Adicionalmente, foram feitas correlações com a mineralização do garimpo Coringa, notadamente quanto a estilos e tipos das alterações hidrotermais e seus zonamentos. Também foram comparados o modo de ocorrência e a estratigrafia das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas e a sua geoquímica e ambiente de formação.

3. JUSTIFICATIVAS PARA PESQUISA

Apesar da existência de um grande número de estudos no Cráton Amazônico, sua complexidade leva a algumas indefinições quanto à sua evolução geológica e, notadamente, quanto à gênese das mineralizações de ouro. Os dados apresentados por Tokashiki (2015) e Tokashiki *et al.* (2015), por exemplo, demonstram que as rochas vulcânicas da área do Coringa foram formadas em eventos magmáticos de ca. 1,97 Ga, até então não reconhecidos no cráton, os quais podem ser associados à geração em um arco magmático continental. Considerando que pelo menos parte das mineralizações auríferas são magmáticas-hidrotermais, a identificação deste evento magmático e sobretudo do seu ambiente tectônico de formação semelhante ao observado na Cadeia Andina, Mexico e oeste dos Estados Unidos, pode ter grandes implicações na metalogênese do ouro e dos metais de base na região, pois isso indica um potencial teórico não apenas para mineralizações epitermais como também para mineralizações do tipo pórfiro.

Os estudos já realizados sobre a mineralização do Mato Velho foram quase que exclusivamente de caráter exploratório, desenvolvidos por empresas de mineração, os quais interpretam as mineralizações como do tipo orogênico (*Magellan Minerals*, 2012). Somente mais recentemente Feio *et al.* (2013) e Guimarães *et al.* (2013) iniciaram estudos

acadêmicos na área, mas os resultados não mostram uma convergência para um modelo genético, pois um deles aponta para processos orogênicos e o outro para processos magmáticos–hidrotermais epitermais. Em estudos petrogenéticos e sobre as alterações hidrotermais iniciados antes dos anteriores, Tokashiki *et al.* (2013; 2014) e Tokashiki (2015) evidenciam uma gênese epitermal *low-* e *intermediate-sulfidation* para a mineralização do garimpo Coringa, podendo indicar a mesma gênese para a mineralização do Alvo Mato Velho, o que corrobora para o potencial dos depósitos de ouro podendo ser estendida para as sequências vulcânicas de 1,97 Ga, além daquelas de 1,88 Ga já apresentadas em outros trabalhos.

4. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1 Geologia Regional

O cráton possui cerca de 4.400.000 km² em território brasileiro, sendo limitado por faixas móveis neoproterozoicas e parcialmente coberto por bacias fanerozoicas (Tassinari e Macambira, 1999; Santos, 2003). Sua evolução geológica é complexa, iniciando no Arqueano e com estabilização há cerca de 1,0 Ga. Observa-se ainda no cráton diques de rochas máficas e diferentes idades, chegando até o Fanerozoico, e coberturas sedimentares fanerozoicas a cenozoicas.

O Cráton Amazônico pode ser compartimentado em domínios geocronológicos–tectônicos (Almeida, 2000; Santos, 2006), considerados como produto da sua evolução por sucessivas acreções de terrenos ao redor de um protocráton arqueano. Entretanto, Carneiro *et al.* (2013, 2014) e Juliani *et al.* (2014) sugerem que sua evolução no Paleoproterozoico não se deu por acreção, e sim pela sobreposição de arcos magmáticos continentais.

Atualmente prevalece, com base no modelo geocronológico, a subdivisão do cráton nas seguintes províncias: Carajás, Amazônia Central, Transamazonas, Tapajós–Parima, Rio Negro, Rondônia–Juruena, K´Mudku e Sunsás (Santos *et al.*, 2000).

A Província Tapajós–Parima é composta por quatro domínios estrutural-, metalogenética- e geocronologicamente semelhantes entre si, que definem faixas com orientação NW–SE, quais sejam: Parima, Uaimiri, Tapajós e Alta Floresta (Fig. 4.1.1). Estes

domínios são separados por bacias sedimentares e pela faixa móvel K'Mudku (Santos *et al.*, 2000; 2001).

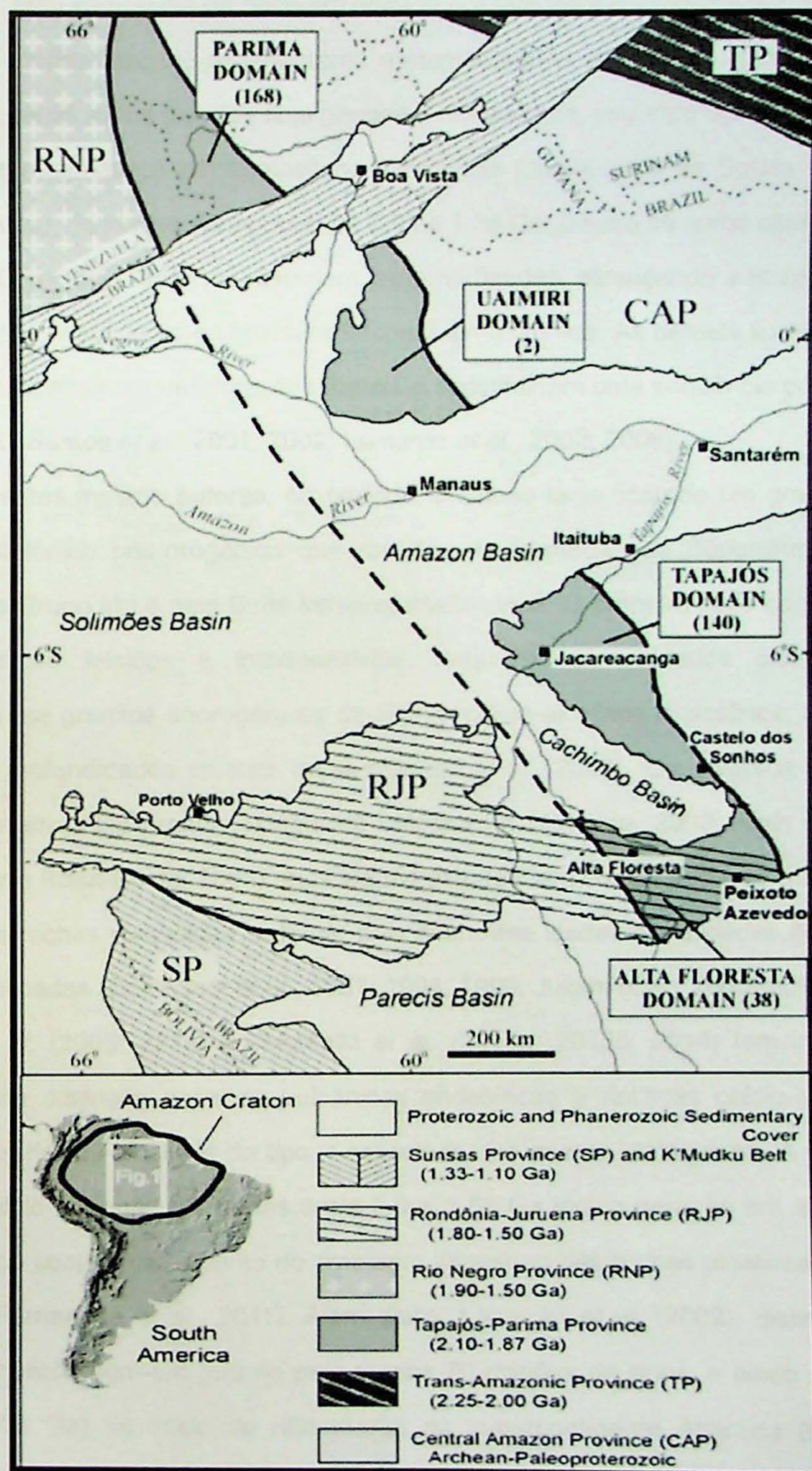


Figura 4.1.1: Localização do cinturão orogênico da Província Tapajós-Parima e seus quatro domínios. Nota-se que a província é recoberta pela bacia de Solimões e a Amazônica, é delimitado pelas províncias Rio Negro e

O arcabouço geológico da província é representado por unidades orogênicas do Grupo Jacareacanga, uma sequência de *back-arc* afetada por tectônica compressiva–transpressiva, composta por rochas vulcano-sedimentares metamorfasadas em fácies xisto verde. Nesta unidade foram introduzidos granitos cuja gênese é relacionada, segundo Santos *et al.* (2000), a quatro arcos magmáticos cálcio-alcálicos (Complexo Cuiú-Cuiú e as Suítes Creporizão, Tropas e Parauari), de idades variando entre 2,01 e 1,88 Ga. Dentre os arcos citados, apenas as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú estariam metamorfasadas, alcançando a fácies anfibolito, razão pela qual a associação é considerada como sin-tectônica. As demais suítes intrusivas foram afetadas apenas por deformações rúpteis e constituiriam uma sequência pós-tectônica (Almeida, 2000; Santos *et al.*, 2001; 2002; Lamarão *et al.*, 2002; 2008).

Segundo estes mesmo autores, no período Orosiano teria ocorrido um grande evento vulcânico e plutônico pós-orogênico que resultou na formação do Supergrupo Uatumã, composto pelo Grupo Iriri e pela Suíte intrusiva Maloquinha. O primeiro seria constituído por rochas vulcânicas félsicas e intermediárias, enquanto as unidades plutônicas são representadas por granitos anorogênicos do tipo A, cálcio-alcálicos a alcálicos, comumente intrusivos em profundidades crustais rasas (Santos *et al.*, 2002). Em diversos trabalhos é definido como um único grande estágio de vulcanismo (Almeida, 2000; Klein e Vasquez, 2000; Vasquez e Rosa-Costa, 2008), mas alguns estudos têm contestado a singularidade da ocorrência das rochas vulcânicas Uatumã, pois diferentes idades e afinidades geoquímicas tem sido identificadas (Dall'Agnol *et al.*, 1987; 1994; 1999; Juliani *et al.*, 2005; 2013; 2014).

Juliani *et al.* (2005; 2014) e Tokashiki *et al.* (2013a; 2013b; 2014) tem indicado ser necessária uma distinção entre as vulcânicas andesíticas a riolíticas cálcio-alcálicas do Grupo Iriri e os riolitos alcálicos do tipo A associados ao evento Maloquinha. A geoquímica das rochas cálcio-alcálicas de idades entre 2,0 e 1,88 Ga indica geração em ambiente de arco magmático continental, distinto do ambiente intraplaca das rochas alcálicas com cerca de 1,88 Ga (Fernandes *et al.*, 2011). Além disso, Lamarão *et al.* (2002), distinguem dois eventos magmáticos com um *gap* de pelo menos 70 milhões de anos, e ainda associam o último (ca. 1,88 Ga) ao início do rifteamento do supercontinente Atlântica (tafrogênese estateriana).

A mineralização do alvo Mato Velho (Fig. 4.1.2) se localiza na porção sul da Província

Mineral de Tapajós, na qual Feio *et al.* (2013) descrevem mineralizações auríferas primárias e supergênicas aluvionares. Em testemunhos de sondagem os autores reconhecem riolitos e dacitos, além de brechas diversas, estando todos os litotipos variavelmente hidrotermalizados.

As relações estratigráficas entre as diferentes rochas, mesmo possuindo composições semelhantes, mostraria que o riolito é intrusivo na brecha, pois foram verificadas estruturas de assimilação, englobamento e recristalização da brecha. A brecha foi caracterizada como sendo hidrotermal e, portanto, gerada em baixas profundidades, em ambiente rico em fluidos (Feio *et al.*, 2013). As alterações hidrotermais em estilos fissural e pervasivo seletivo, com seritização do plagioclásio e cloritização do anfibólio, são predominantes nas rochas do depósito.

A empresa *Magellan Minerals*, (2012) em seu relatório de atividades exploratórias apresentado em 2012, destaca a existência de zonas de cisalhamento de orientação NW–SE, nas quais ocorrem veios de quartzo com pirita abundante e menores quantidade de calcopirita e galena. O sistema mineralizado foi definido como sendo composto por veios de quartzo lenticulares gerados em sítios extensionais das falhas, e zonas de *stockworks*.

Tokashiki (2015) e Tokashiki *et al.* (2015) descrevem a geomorfologia da área, onde correlacionam as estruturas circulares com fraturas radiadas e concêntricas ao redor, com relevo acidentado, a domos de riolito, preferencialmente associados a lineamentos de direção NW–SE. Ao redor dos domos ocorrem rochas vulcanoclásticas que definem um relevo mais suave, onde também ocorrem brechas de tálus e aglomerados vulcânicos. As mineralizações de ouro e de metais de base estudadas se hospedam nas falhas, mas os corpos com maiores teores se concentram dentro e ao redor dos domos, sugerindo uma vinculação genética ou reológica entre a colocação dos domos e a geração dos fluidos que geraram as alterações hidrotermais e as mineralizações de ouro e de metais de base.

Os estudos de Tokashiki (2015) e de Tokashiki *et al.* (2015), baseados no estudo da estratigrafia, geoquímicas e idades permitiram a definição de quatro unidades geológicas na área do garimpo Coringa, quais sejam:

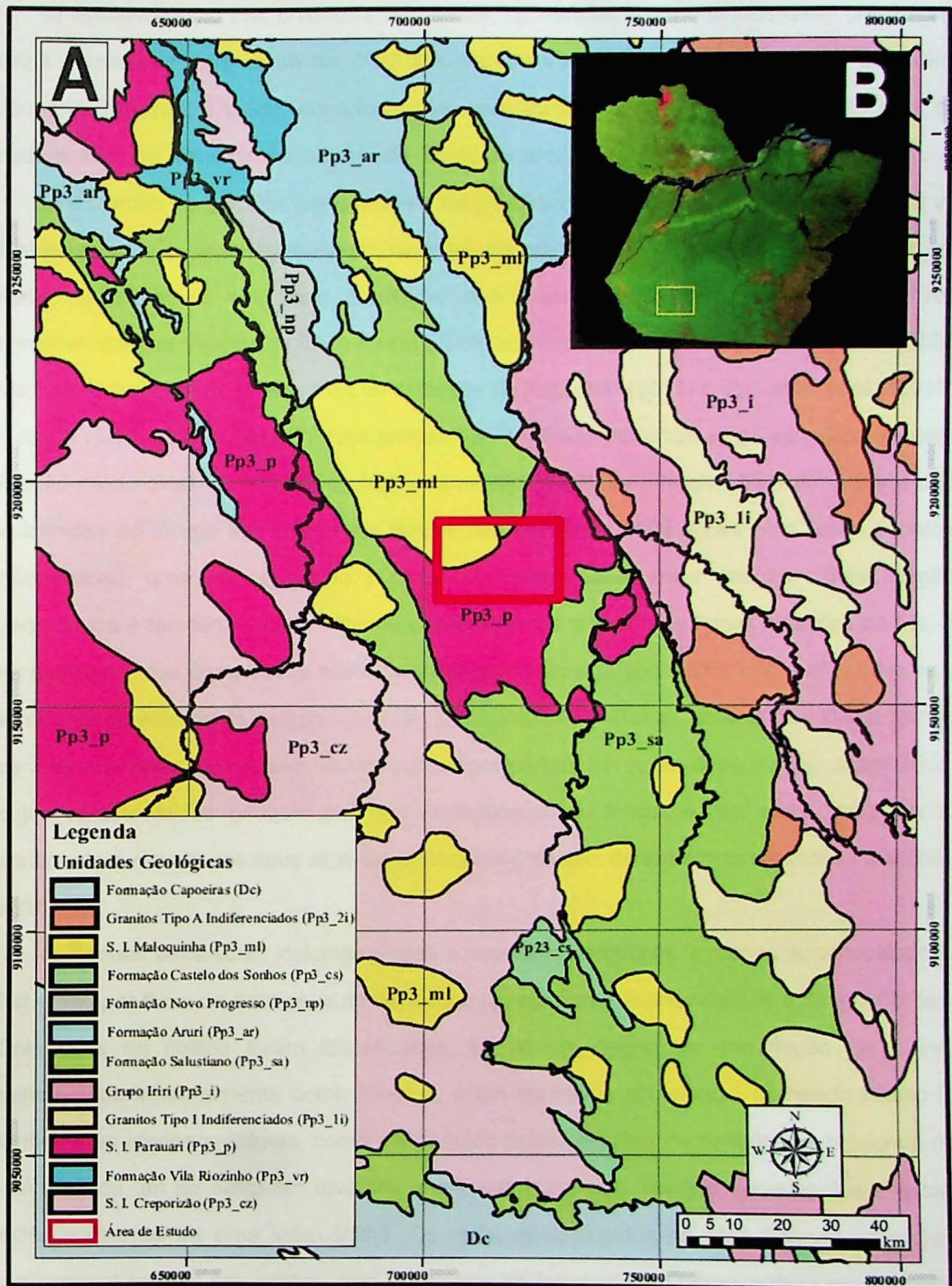


Figura 4.1.2: (A) Mapa geológico do local onde está inserido o garimpo Mato Velho, destacado com retângulo em vermelho (Modificado de Tokashiki, 2015 e Base de Dados de Vasquez e Rosa-Costa, 2008); (B) Localização geográfica da área de estudo (retângulo amarelo) no estado do Pará.

a) Embasamento das unidades vulcânicas, constituído predominantemente por granito cinza a rosa-claro, de idade de 2123 Ma, semelhante à dos zircões detríticos do Grupo Jacareacanga (ca. 2,1 Ga), sugerindo que essa unidade pode ter sido área fonte para os sedimentos que alimentaram a bacia do Grupo Jacareacanga.

b) Intrusões de granitos granofíricos e de granodioritos de 1955–1980 Ma nas rochas do embasamento, os quais apresentam relações de contato que indicam ser, pelo menos em parte, anteriores e em parte intrusivos nas rochas vulcânicas. Esses granitos são considerados por Vasquez e Rosa-Costa (2008) como pertencentes às suítes Parauari (1890 Ma) e Maloquinha (1870 Ma), mas as datações de Tokashiki (2015) e Tokashiki *et al.*, (2015) indicam que essas rochas são mais antigas (ca. 1,96 Ga). As análises geoquímicas indicam filiação cálcio-alcalina, tal qual as rochas graníticas da Suite Intrusiva Parauari e parte das vulcânicas do Grupo Iriri, mas suas idades não permitem correlações com estes eventos magmáticos, uma vez que são rochas significativamente mais antigas. Essa filiação geoquímica é também distinta daquela observada nas rochas vulcânicas alcalinas do tipo A na província, que comumente são apresentadas no mapas geológicos como aflorantes nos arredores da área deste estudo (Almeida, 2000; Vasquez e Rosa-Costa, 2008). Desta forma, os dados indicam que essas rochas vulcânicas pertençam a um outro evento magmático, cujas características geoquímicas são semelhantes às formadas em arcos magmáticos continentais, devido aos seus altos conteúdos em potássio, dentre outros aspectos (Tokashiki, 2015).

c) Rochas vulcânicas, incluindo riolitos e riodacitos porfíricos, e rochas vulcanoclásticas formadas por fluxo de detritos, e de depósitos epiclásticos vulcanoclásticos e de ignimbritos. Dois tipos de riolitos foram identificados, sendo um negro, de granulação mais fina, denominado informalmente como Riolito I, e um marrom-avermelhado, nomeado Riolito II, ambos com idades próximas, conforme definido pelas relações de contato e a presença de xenólitos de um no outro em diversos níveis estratigráficos. Rochas semelhantes a essas estão presentes na área Mato Velho. Os veios mineralizados no alvo Coringa se alojam predominantemente nos riolitos, com evidências de formação em vários pulsos magmáticos. Também são descritas por Tokashiki (2015) e Tokashiki *et al.* (2015) intercalações de rochas vulcanoclásticas formadas por fragmentos de riolitos e de rochas vulcanoclásticas, preferencialmente nos arredores dos domos e diques de riolitos.

d) Granitos granofíricos e pórfiros variados, de ocorrência mais restrita, que constituem pequenos *stocks* e diques. Foram verificados xenólitos destas rochas nas vulcânicas.

Na área do alvo Coringa são encontradas zonas com metassomatismo potássico, alterações propilítica, sericítica e argílica, além de carbonatização e silicificação comumente verificado em rochas vulcânicas e vulcanoclásticas e em menor volume, nos granitos. Por apresentar adularia associada com sericita e opacos, o sistema pode ser classificado como tipo epitermal *low-sulfidation*, porém, por conter vênulas de calcita manganésifera e sulfetos de base, o sistema pode ter evoluído para *intermediate-sulfidation* (Tokashiki, 2015; Tokashiki *et al.*, 2015).

No local de estudo, alvo Mato Velho, as alterações que contêm carbonato manganésífero se intensificam, sobrepondo alterações argílicas e sericíticas, sugerindo a evolução do sistema de *low-* para *intermediate-sulfidation* e podem ter sido formada em nível crustal ainda mais raso.

4.2 Alterações Hidrotermais

Alteração hidrotermal, segundo Henley e Ellis (1983), é um termo genérico que abrange mudanças mineralógicas, texturais e químicas na presença de fluidos aquecidos e vapor de água interagindo com a rocha. Devido a modificações, precipitações e dissoluções de minerais com características que refletem a composição do fluido hidrotermal, a alteração seria um meio de reequilibrar o protólito às novas condições físico-químicas (Pirajno, 2009).

As mudanças químicas nas rochas são efetivas como consequência da transferência de massa de elementos químicos móveis, geralmente elementos de raios atômicos maiores, controladas pela razão entre fluido-rocha, e o tempo de residência da solução no sistema. Desta forma, a maior permeabilidade e a disponibilidade de fluidos leva à evolução das assembléias mineralógicas que caracterizam cada fácies de alteração hidrotermal. As fácies de alteração possuem, em geral, localização definida e limitada, caracterizando zonamentos laterais e verticais (Henley e Ellis, 1983; Giffkins *et al.*, 2005; Pirajno, 2009).

O controle do zonamento das fácies hidrotermais e da evolução das assembléias mineralógicas depende também do tipo de fluido (soluções derivadas do magma, águas conatas, oceânicas, metamórficas, etc), que basicamente é composto por H₂O, sais e voláteis (CO₂, CH₄, N₂, H₂S, etc) em concentrações variadas (diluídas a altamente

concentradas), quanto ao conteúdo de Na^+ e Cl^- (salinidade), variando de muito baixa a hipersalina, pH (neutro, ácido a levemente alcalino) e temperatura (50–600 °C), o que influencia diretamente no estado de oxidação e a solubilização dos complexos metálicos (Pirajno, 2009).

Os sistemas hidrotermais também dependem da fonte de calor (gradiente geotérmico, metamórfico, magmático, etc) e das estruturas, como falhas e fraturas, e da permeabilidade litológica para a canalização dos fluidos, restringindo, desta forma a área de interação com as rochas que estão sendo percoladas. São estes elementos que limitam a deposição do minério e auxiliam na exploração do mesmo, reduzindo alvos da pesquisa mineral (Robb, 2005; Pirajno, 2009).

Tendo estas condições em vista, as alterações hidrotermais refletem, a partir das características geoquímicas dos magmas, a evolução da razão K^+/H^+ . O estado de “sulfetação”, é função da fugacidade do enxofre e da temperatura, ou seja, a acidez do fluido (pH) aumenta com a diminuição da temperatura e com perda de íons de K^+ que são intercambiados com a rocha encaixante, liberando cada vez mais H^+ (Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010), processos estes que são refletidos nas paragêneses da alteração hidrotermal.

Alguns minerais opacos são característicos de determinadas zonas hidrotermais, sendo bons indicadores do estado de oxidação do fluido. Diante destes pressupostos, há vários tipos de alterações, porém as que são mais amplamente descritas e estudadas são as indicativas das principais características que devem ser utilizadas para a definição do tipo do depósito (Fig. 4.2.1).

Nos sistemas magmáticos–hidrotermais verifica-se que o metassomatismo potássico ocorre nas partes apicais e nas bordas dos corpos intrusivos sub-vulcânicos, onde a temperatura é mais elevada (350–550 °C). A assembléia mineralógica típica é composta por feldspato potássico e biotita hidrotermal ou apenas biotita quando em rochas mais máficas e/ou em temperaturas mais baixas (Robb, 2005; Pirajno, 2009). Esse processo basicamente altera a composição dos feldspatos e propicia a substituição do plagioclásio por feldspato potássico, comumente representado pelo microclínio. É também comum a destruição da magnetita e a cristalização intersticial de hematita ou ilmenita..

Segundo Sillitoe (2010), conforme as reações químicas modificam a composição do fluido e a temperatura se reduz (350–50 °C) em profundidades menores, há aumento do

metassomatismo do íon H^+ , com a diminuição da razão K^+/H^+ , o que desestabiliza os feldspatos e eleva o teor de outros íons como OH^- , K, S e o próprio H^+ no fluido, originando a assembléia QSP (quartzo, sericita e pirita), também denominada alteração sericítica ou fílica (Gustafson *et al.*, 1975; Pirajno, 2009).

A alteração argílica, por sua vez, é causada por um forte metassomatismo de H^+ , o que lixivia as rochas de modo intenso nas partes mais rasas do sistema, resultando na formação de argilominerais, como caulinita, illita, dickita, etc. Onde a lixiviação é mais intensa em temperaturas relativamente mais elevadas, forma-se pirofilita, caracterizando a alteração argílica avançada, que pode conter também alunita ou natro-alunite, por vezes muito abundante (Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010).

Lateralmente, o fluido tende a se neutralizar devido às reações com as rochas por onde percola, resultando na alteração hidrotermal propilítica em profundidade e clorítica nos níveis mais rasos do sistema hidrotermal (Sillitoe, 2010). Essas alterações se dão em baixas razões fluido-rocha e com baixa atividade de K^+ , sendo comumente identificadas como uma “franja” esverdeada ao redor da mineralização. Sua mineralogia é análoga à do metamorfismo de fácies xisto verde em rochas básicas, sendo representado o epidoto, clorita, calcita, quartzo e albita (Pirajno, 2009). A formação de clorita predominante mais próximo à superfície se deve à baixa atividade de cálcio em temperaturas mais baixas e em zonas com maior mistura com água meteóricas.

Assim como as alterações sericíticas e argílicas que refletem o metassomatismo H^+ em condições distintas, Sillitoe (2010) afirma que a alteração clorítica possui a mesma relação com a alteração propilítica. Esta zona pode ser encontrada associada ou não com a sericita, pois possuem características mineralógicas que coexistem em equilíbrio, sendo clorita, sericita, illita e hematita os mais comuns.

Reaquecimentos provocados por realimentações na câmara magmática ou por outras intrusões podem causar *overprints* de alterações de mais alta temperatura em condutos e, inversamente, o colapso da pluma hidrotermal faz com que as associações de mais baixa temperatura se sobreponham às de mais alta temperatura em profundidade ainda em crosta rasa (até 3 km). Desta forma, o conjunto dos zonamentos permite reconstituir não apenas as condições físico-químicas, como também a profundidade do sistema hidrotermal.

Além do zonamento específico de cada tipo de alteração hidrotermal, as mesmas podem

ocorrer em intensidades variadas (fraca, moderada e forte) e em estilos pervasivo, pervasivo seletivo ou fissural. Esses processos podem resultar em obliterações completas das texturas das rochas, superimposições e geometrias distintas de ocorrência que podem auxiliar no entendimento do comportamento do fluido em seus diversos estágios e evolução (Gifkins *et al.*, 2005).

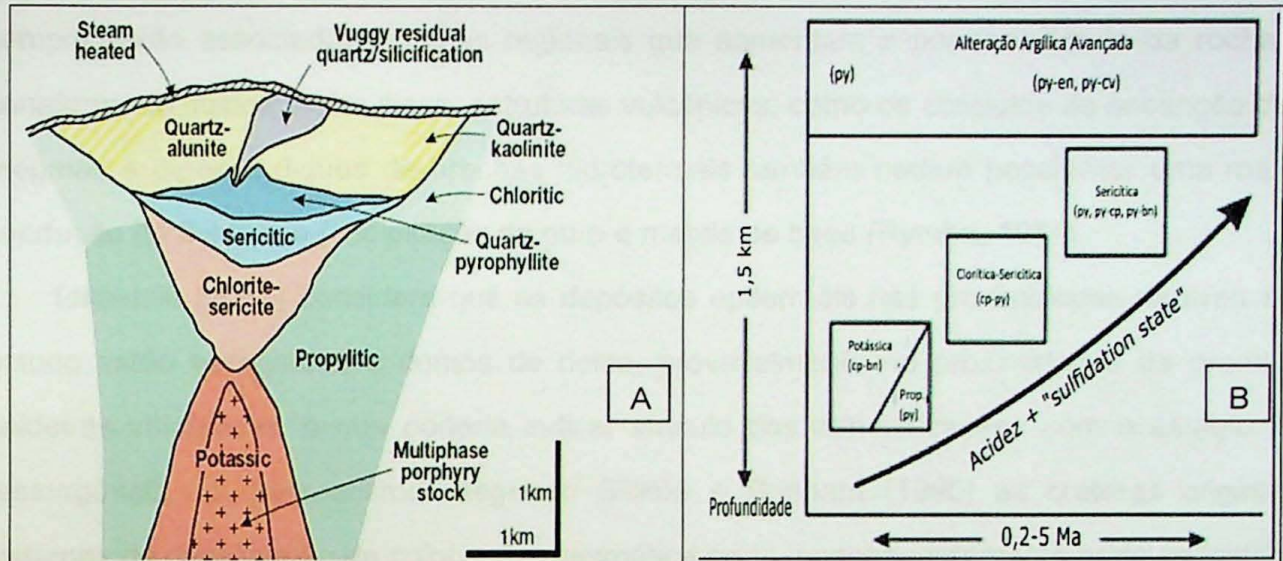


Figura 4.2.1: (A) Principais alterações hidrotermais em sistemas hidrotermais dos tipos pórfiro e epitermal, segundo Sillitoe (2010). (B) Gráfico representativo do progressivo aumento de pH e fugacidade do enxofre e sua direta relação com as assembléias mineralógicas e a localização de cada uma em detrimento da profundidade e tempo de origem (py = pirita, cv = covelita, cp = cobre, bn = bornita).

4.3 Depósitos Epitermais

White e Hendequist (1990) afirmam que os depósitos epitermais são gerados em profundidades rasas da crosta em consequência da mudança abrupta nas condições físico-químicas dos fluidos hidrotermais, o que afeta a capacidade do fluido transportar metais em solução e provoca sua precipitação em um ambiente espacialmente restrito.

Os depósitos epitermais são encontrados em profundidades entre 50 e 1500 metros abaixo do nível freático, são gerados em temperaturas que variam entre 50 e 350 °C e em pressões baixas (< 100 bars) por fluidos magmáticos com salinidade predominantemente baixa (<1 a cerca de 5 wt% em peso de NaCl equivalente), comumente misturados com fluidos meteóricos com variável mistura de fluidos meteóricos (Pirajno, 2009; Tosdal *et al.*, 2009).

Trabalhos como os de Sillitoe (1977) e Sawkins (1979) já associavam estes tipos de depósitos com arcos magmáticos em zonas de subducção e a regimes extensionais pós-tectônicos, ou seja, a possibilidade da relação entre ambientes vulcânicos e epitermais

sempre foram levadas em consideração na exploração mineral para esses tipos de depósitos (Sillitoe e Hedenquist, 2003).

Corforme Tosdal *et al.* (2009), os depósitos epitermais são classificados como magmáticos–hidrotermais, pois são sistemas subaéreos que tem como fonte do fluido e do calor as intrusões de magmas. As mineralizações exibem forte controle estrutural e quase sempre estão associadas a falhas regionais que aumentam a permeabilidade da rocha e canalizam os fluidos. Além disso, estruturas vulcânicas, como os condutos de ascensão dos magmas e pipes e diques de brechas hidrotermais também podem possibilitar uma maior condução do fluido e a precipitação de ouro e metais de base (Rytuba, 1981).

Tokashiki (2015) considera que os depósitos epitermais nas proximidades da área em estudo estão associados a domos de riolito, provavelmente na proximidades de grandes caldeiras vulcânicas, o que poderia indicar vínculo das mineralizações com o estágio de ressurgência do magmatismo. Segundo Sillitoe e Bonham (1990) as crateras originam sistemas de canalização da colocação magmática onde, conseqüentemente pode se instalar um sistema hidrotermal com água juvenil derivada de fluidos exsolvidos do magma, bem como sua mistura com a água meteórica residente.

Robb (2005) relaciona diretamente o tipo de magma com a assembleia mineralizada, determinando a ocorrência das mesmas em zonas orogênicas (arcos de ilhas ou margens continentais ativas, ambas com subducção) ou não. As mineralizações orogênicas normalmente se associam a magmatismo andesítico/dacítico, enquanto que em ambientes anorogênicos continentais, especialmente em zonas de *rifts*, se associam a riolitos de magmatismo bimodal (basáltico e riolítico).

Para que os depósitos magmáticos–hidrotermais se desenvolvam adequadamente, deve haver previamente um estágio de metassomatismo do manto causado pela desidratação da crosta subductada, o que gera fusão parcial e concentração de elementos incompatíveis no líquido, os quais serão transportados por fluidos resultantes das sucessivas etapas de cristalização fracionada, interagindo com o arcabouço adjacente, viabilizando a mineralização (Robb, 2005; Tosdal *et al.*, 2009). A partir da interação de fluidos magmáticos e meteóricos, o depósito pode ser definido com base em duas principais assembleias mineralógicas como dos tipos: *high-sulfidation* (quartzo + alunita + pirofilita + caolinita) e *low-sulfidation* (quartzo + calcita + adulária + illita), e entre tais membros também encontra-se

o *intermediate-sulfidation* (Fig. 4.3.1), conforme Corbett (2002; 2004).

As mineralizações *low-sulfidation*, também conhecidas como adularia-sericita, são encontradas em sistemas vulcânicos derivados da circulação (células convectivas) de águas meteóricas aquecidas por intrusões ígneas em profundidades rasas. Estes depósitos são formados por fluidos neutros e reduzidos de baixa salinidade em temperaturas entre 150 e 250 °C (Corbett, 2002; Tosdal *et al.*, 2009).

Segundo Tosdal *et al.* (2009), a fonte dos metais são as rochas ígneas, mesmo que seu conteúdo no fluido hidrotermal seja mínimo. O *boiling*, fenômeno que desmistura fluidos salinos e vapor do resto do fluido original, causa drásticas mudanças físico-químicas no fluido, sendo o principal processo deposicional neste tipo de depósito, por propiciar a deposição de sulfetos, quartzo, adularia e calcita plácóide.

Corbett (2002; 2004) distingue as mineralizações *low-sulfidation* no tipos *arc low-sulfidation* e *rift low-sulfidation*. O primeiro tipo, possui uma maior influência de intrusões magmáticas que modificam sua assembléia mineralógica e o segundo tipo formam depósitos com água meteórica circulante dominante, típica de ambientes de *rifts* em arcos magmáticos e em ambiente de *back-arc*.

As mineralizações *high-sulfidation* ou quartzo-alunita se associam a sistemas magmáticos próximos à superfície e são formados por fluidos essencialmente ácidos e oxidados em temperaturas entre 90 e 480 °C. São geralmente pouco salinos e não apresentam significativa interação com a rocha hospedeira ou misturas com águas meteóricas (Tosdal *et al.*, 2009).

Arribas Jr. (1995) descreve que o mecanismo principal para precipitação do conteúdo metalífero é a mistura do fluido magmático salino com pequenas porções de água meteórica em temperaturas muito mais baixas, propiciando uma brusca mudança na condição físico-química da solução. Ou seja, tanto a fonte dos metais como o tipo de fluido que transporta os complexos é predominantemente magmática.

Em situações intermediárias a estes dois membros finais, as mineralizações *intermediate-sulfidation* possuem sericita, carbonatos manganesíferos e sulfetos de metais de base em abundância, característica essas que são indicadoras deste tipo de alteração (Corbett, 2002; Pirajno, 2009; Tosdal *et al.*, 2009). A morfologia dos depósitos é estruturalmente semelhante à dos *low-sulfidation* e também apresenta esporadicamente

adulária, indicando pH aproximadamente neutro (Hedenquist *et al.*, 2000). Já as características geoquímicas do fluido associado com as mineralizações possuem afinidade com depósitos *high-sulfidation*, além de ocorrerem principalmente em rochas andesíticas e dacíticas (Sillitoe, 1977; John *et al.*, 1999; Sillitoe e Hedenquist, 2003; Sillitoe, 2010).

4.4 Depósitos Vulcânicos e Vulcanoclásticos

De modo geral, as erupções vulcânicas se manifestam em duas formas principais, efusiva e explosiva. As efusivas, que constituem derrames de lavas e domos, são também comumente acompanhados por diques e *sills* com texturas coerentes e autobrechas. McPhie *et al.* (1993) consideram que os domos vulcânicos formados principalmente por rochas intermediárias e ácidas se expressam morfologicamente por encostas íngremes com topos planos, tal qual observado na região estudada neste trabalho de formatura. Normalmente esses domos compõem corpos espessos limitados geograficamente e as rocha podem apresentar orientação e dobras de fluxo alinhando fenocristais de feldspatos e vesículas alongadas, refletindo o fluxo laminar e a alta viscosidade.

Outra forma de manifestação comum deve-se a explosões vulcânicas que produzem grande volume de púmice, escórias, vidros e cinzas, além de depósitos gravitacionais de tálus e brechas. As atividades explosivas se correlacionam com a exsolução e expansão dos voláteis do magma em profundidades rasas. Neste sentido, a composição do magma e suas propriedades físicas (viscosidade, temperatura e densidade), assim como a quantidade de voláteis resultam, quando explosivos, em estilos característicos distintos (McPhie *et al.*, 1993).

Além disso, segundo Cas e Wright (1987), as explosões geram três tipos de depósitos: de fluxo, *surge* e de queda, transportados por mecanismos de fluxo de massa, tração e suspensão, respectivamente. Este fenômeno pode ser desencadeado pelo aquecimento do conduto vulcânico (erupção freática), interação magma-água (freato-magmática) e magmática, com pequena participação de voláteis externos.

McPhie *et al.* (1993) classificam também os depósitos explosivos em três classes, quais sejam: a) piroclástico primário, contendo fragmentos exclusivamente vulcânicos, b) soldados, resultado de deposição em altas temperatura e, c) corpos com disjunção colunar, estruturas de escape de gases e de cristalização da fase vapor.

Complementarmente, depósitos vulcânicos ressedimentados contêm volumes expressivos de fragmentos vulcânicos e podem se acumular nos flancos do edifício vulcânico ou ao redor de domos vulcânicos.

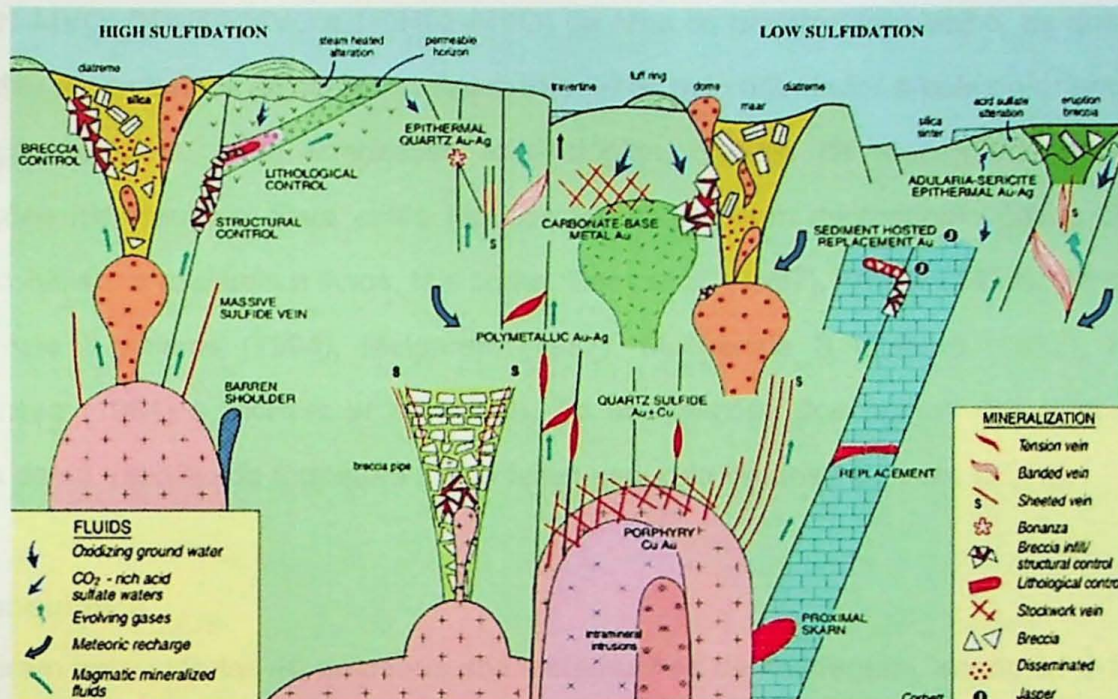


Figura 4.3.1: Classificação dos depósitos epitermais quanto ao seu estado de oxidação, pH, temperatura e salinidade, assim como da fonte dos fluidos hidrotermais, características estas que se refletem diretamente nos tipos de alteração e estilos de mineralizações, segundo Corbett (2002; 2004).

5. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a execução do trabalho de formatura foram utilizados os seguintes métodos:

5.1 Levantamentos Bibliográficos

Foram compilados artigos, livros, mapas, dissertações e teses referentes às três grandes vertentes deste estudo, sendo eles os aspectos geológicos na região do Cráton Amazônico e da Província Mineral do Tapajós; processos e classificação das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas; e sobre os sistemas hidrotermais, gênese e tipos de depósitos epitermais. Estes levantamentos foram feitos com uso do acervo da Biblioteca do IGc-USP e por meio dos sistemas de buscas de dados, fornecidos pelo Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo (SIBi/USP), que inclui as bases de dados DEDALUS, SciELO, ERL, ProBE e *Web of Science*, e pelo Portal CAPES.

5.2 Petrografia

Foram estudadas 57 lâminas delgadas dos três testemunhos de sondagem (DDH01-MVO; DDH10-MVO e DDH02-MVO) da área do projeto Mato Velho, as quais foram coletadas em trabalhos de campo previamente feitos pelo orientador e pela co-orientadora. A descrição objetivou a caracterização mineralógica, textural de rochas vulcânicas e as alterações hidrotermais. Para estes estudos foi utilizado um microscópio óptico Olympus, modelo BX-40, e manuais e livros, tais como: Deer *et al.* (1967), Tröger (1979), Bard (1986), Mackenzie & Adams (1994), Melgarejo (1997), Mackenzie & Guilford (1982), Fisher e Schmincke (1984) e McPhie *et al.* (1993). As abreviações dos nomes dos minerais nas figuras deste trabalho de formatura foram feitas segundo Whitney e Evans (2010).

5.3 Geoquímica

Foram selecionadas 10 amostras dos testemunhos de sondagens, sendo as J-19, J-21, J-35, J-36, J-37 do testemunho DDH01-MVO; as J-62 e J-63 do DDH10-MVO e as J-74, J-75, J-83 do DDH02-MVO. A preparação foi feita no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) no Instituto de Geociências (IGc-USP).

O procedimento consistiu primeiramente na diminuição do tamanho das amostras em britador de mandíbulas de ferro e posterior pulverização em moinho de anéis com panela de ágata até atingir a granulação passante em 200 mesh. O tempo da moagem no moinho variou de 10 e 15 minutos, de acordo com as características de cada amostra.

A caracterização geoquímica visou elucidar os tipos de magmas que geraram as rochas vulcânicas e subvulcânicas, seu ambiente de origem e sua modificação pelo hidrotermalismo. Portanto dentre as amostras selecionadas, há rochas pouco hidrotermalizadas e outras completamente obliteradas pelo processo hidrotermal.

Os elementos maiores foram analisados por fluorescência de raios X e os menores e traços por ICP-MS no laboratório ALS Global. Com os resultados foram elaborados diagramas para definição da filiação geoquímica, classificação química de rochas vulcânicas (Le Maitre, 2002) e para avaliação do ambiente geológico de formação. Foram também estudadas as tendências de diferenciação em diagramas de Harker e normalizações dos elementos terras raras (Cox *et al.*, 1979).

5.4 Geocronologia

As datações foram feitas em duas amostras, a J-62 e a J-63 do testemunho DDH10-MVO com o objetivo de situar a unidade geológica estudada cronoestratigraficamente. As análises geocronológicas foram feitas utilizando o método U–Pb por *Laser Ablation* (LA-ICP-MS) em zircão no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeO) do Instituto de Geociências da USP.

As amostras foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras do CPGEO seguindo o procedimento padrão para a separação de minerais pesados. Houve a redução da granulação da rocha bruta em britador de mandíbulas e, em seguida em moinho de disco, passando várias vezes, para evitar-se a fragmentação dos grãos de zircão. Posteriormente as amostras foram peneiradas a 100 e 250 *mesh*. A fração de 250 *mesh* e o fundo foi concentrado em mesa vibratória, na qual separa-se por densidade dois volumes de minerais pesados em duas canecas - Caneca 1 e Caneca 2, mas apenas o conteúdo da Caneca 1 foi processada para separação do zircão.

A etapa seguinte consistiu na secagem sob lâmpadas e a separação manual dos minerais magnéticos com a utilização de um ímã envolvido em papel. A amostra sem os minerais magnéticos foi separada em bromofórmio ($2,89 \text{ g/cm}^3$), sendo o material decantado e secado sob luz.

Separaram-se os minerais magnéticos residuais em um aparelho do tipo *FRANTZ*. Com os minerais magnéticos descartados, a amostra foi novamente separada em iodeto de metileno ($3,33 \text{ g/cm}^3$), onde o zircão com densidade de $4,60 \text{ g/cm}^3$ tende a concentrar no fundo, sendo posteriormente separado manualmente para a montagem do *mount* para análise. A datação absoluta se baseia no decaimento de dois isótopos de U (^{235}U e ^{238}U), que dão origem a dois isótopos de Pb (^{207}Pb e ^{206}Pb), com meias vidas de 0,704 Ga e 4,47 Ga, respectivamente. A vantagem do método é que no sistema U–Pb, dois isótopos do elemento pai se desintegram em dois isótopos do mesmo elemento filho e, desta forma, podem ser gerados dois sistemas distintos para o cálculo da idade. Ou seja, duas fórmulas são utilizadas para compor o diagrama de concórdia e as idades calculadas dos isótopos geram a linha da concórdia que pode ser coincidente ou concordante, obtendo as interpretações

(Faure, 1986).

5.5 Difração de Raios X

Foram analisadas por Difração de Raios X 15 amostras (J-12, J-15, J-16, J-17, J-22, J-23, J-24, J-28, J-33, J-34, J-76, J-77, J-78 e J-84), visando a complementação da identificação petrográfica, uma vez que os minerais hidrotermais são usualmente muito finos. As amostras foram analisadas no laboratório de Difração de raio X do Instituto de Geociências (IGc).

5.6 Química Mineral por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Devido a necessidade de se obter com maior detalhe a composição química de minerais que possuem importância diagnóstica para o tipo de mineralização e para identificação de minerais muito finos, foram selecionadas sete amostras para identificação dos minerais em MEV. Para seleção das amostras foram utilizados os seguintes critérios: a J-14 e J-24, para estudo das argilas; a J-19 e J-30 para os minerais da alteração propilítica; a J-64 para análise de sulfetos e as J-21 e J-85 para os carbonatos. Foram retiradas das amostras respectivas coordenadas com *charriot*, pois além dos dados obtidos na seleção, outros pontos importantes também estão sendo realçados.

Foram confeccionadas lâminas delgadas polidas e metalizadas com película de carbono. As sessões de análises qualitativas e semi-qualitativas efetuadas utilizaram o mesmo espectrômetro de Energia Dispersiva (EDS) acoplado a microscópio eletrônico de varredura com LEO 440i da Zeiss do Instituto de Geociências (IGc-USP).

6. RESULTADOS

6.1 Petrografia

A seguir são apresentadas as descrições petrográficas das amostras dos testemunhos de sondagem do Filão Lagresia e do Filão Cabeceira da Pista objetivando a caracterização dos litotipos e das alterações hidrotermais (**Fig. 6.1.4.1**).

6.1.1 Sondagem DDH01-MVO

Este testemunho de sondagem pertence ao Filão Lagresia e possui aproximadamente 150 metros de comprimento. Os estudos petrográficos e macroscópicos propiciaram o reconhecimento de três conjuntos de rochas, identificadas como: tufos, brechas hidrotermais e rochas vulcânicas, estas compostas por riolitos, riodacitos, andesitos e dique de diabásio.

a) Tufos

Esta unidade ocorre em três camadas com poucos metros de espessura ao longo do testemunho de sondagem. O primeiro situa-se entre 70 e 77 metros, o segundo entre 99 e 109 metros e o terceiro, entre 111 e 114 metros.

O tufos reconhecidos entre 70 e 77 metros possuem matriz muito fina com texturas de devitrificação evidente, resultando em quartzo muito fino e argilominerais quando a rocha foi hidrotermalizada, ou de quartzo e feldspatos com granulação inferior a 1 mm nas rochas não alteradas, além de minerais opacos em pouco volume. Apresentam orientação incipiente e não são incomuns encontrar agregados dos mesmos minerais por vezes rotacionados, interpretados como relíquias de clastos vulcânicos um pouco mais grossos (**Fig. 6.1.1.1 A, B e C**). Estes agregados apresentam coloração amarronzada sem o filtro polarizador e granulação dos minerais mais grossos. Cristais mais grossos de feldspato potássico e plagioclásio indicam predominância de tufos de cristais. Cerca de 75% do volume destes cristais são de feldspatos, mas também estão presentes pseudomorfos de biotita cloritizada ou sericitizada e anfibólio, além de minerais opacos. Os feldspatos potássicos podem ser euédricos, mas também apresentam texturas fragmentais angulosas e granulação entre 1 a 3 mm. O plagioclásio ocorre em maior volume, com texturas semelhantes às do feldspato potássico e granulação variando de 1 a 1,5 mm, com geminação polissintética comum. Os acessórios comuns são apatita e zircão.

Os minerais opacos possuem formas subeuédricas a anédricas, apresentando formas arredondadas quando intersticiais, e comumente encontram-se associados à biotita alterando para clorita e nas bordas de pseudomorfos de feldspato. Em menor volume foi identificada biotita e clorita hidrotermais que substituem biotita e anfibólio ígneos, assim como clastos líticos.

Outra característica bastante comum dos tufos é a rápida e abrupta mudança de

granulação entre lâminas, devido a diferentes pulso da atividade vulcanoclástica. Na amostra J 02 II, por exemplo, é possível distinguir uma clara diferença composicional e de granulação entre diferentes leitos, aspectos estes típicos da deposição piroclástica. Há porções da rocha onde a orientação por fluxo deforma o acamamento e estruturas de impacto deformando apenas o leito onde clastos de feldspato e de quartzo foram depositados. Em outras porções há raros cristais mais grossos e a granulação da matriz é mais fina, indicando que a densidade da nuvem piroclástica foi claramente menor. Nestas porções não é incomum observar-se finos de quartzo e relíquias de *glass shards* substituídos por sílica ou carbonato e matriz ainda mais fina com relíquias de esferulitos (**Fig. 6.1.1.1 D**), além de cavidades preenchidas por quartzo e carbonato hidrotermais (**Fig. 6.1.1.1 F**). A composição deste tufo é predominantemente andesítica a dacítica.

Nos demais leitos os tufos tem composição riolítica, pois a rocha é composta principalmente por feldspato potássico e quartzo dispersos em matriz de granulação muito fina. Os minerais mais grossos comumente estão fraturados ou são fragmentos de cristais com formas angulosas, com exceção de alguns poucos grãos subarredondados, e orientação por fluxo piroclástico incipiente é comum (**Fig. 6.1.1.2 A**). Também são observados clastos líticos com fenocristais preservados em seu hábito original e fraturas preenchidas por quartzo (**Fig. 6.1.1.1 E**). Nestes tufos parte da matriz era vítrea, como indicado pela granulação fina a muito fina e pela presença de relíquias de esferulitos com estruturas radiais. Estas rochas foram afetadas por alteração argílica seletiva que chega a substituir quase que totalmente os feldspatos e a matriz, por vezes formando aglomerados de argilominerais (**Fig. 6.1.1.2 B e C**). A alteração clorítica seletiva em minerais ferromagnesianos, além de clorita em vênulas e associadas a minerais opacos são comuns nestas rochas (**Fig. 6.1.1.2 D**).

Em algumas amostras nota-se uma associação dos minerais opacos com hematita mais tardias e, por vezes, a hematita pode ocorrer inclusa nos feldspato hidrotemalizados, em especial nas suas bordas, mas também constitui microvênulas, estando ou não acompanhadas por clorita (**Fig. 6.1.1.3 A**). O carbonato está presente em vênulas muito delgadas ou localmente disseminado em pequeno volume na matriz.

Os tufos riolíticos encontram-se quase sempre intensamente sericitizados em estilo pervasivo que resulta em substituição quase total dos minerais da matriz e dos clastos líticos e de minerais. Em alguns casos observa-se alteração potássica, com substituição de clastos

de feldspatos por microclínio e, posteriormente, por sericita. Há também vênulas zonadas tardias de quartzo, e carbonato (Fig. 6.1.1.3 B, C e D). Os minerais opacos também se apresentam preenchendo fissuras, disseminados como cristais subeuédricos na matriz e associados as cristais mais grossos substituídos por sericita.

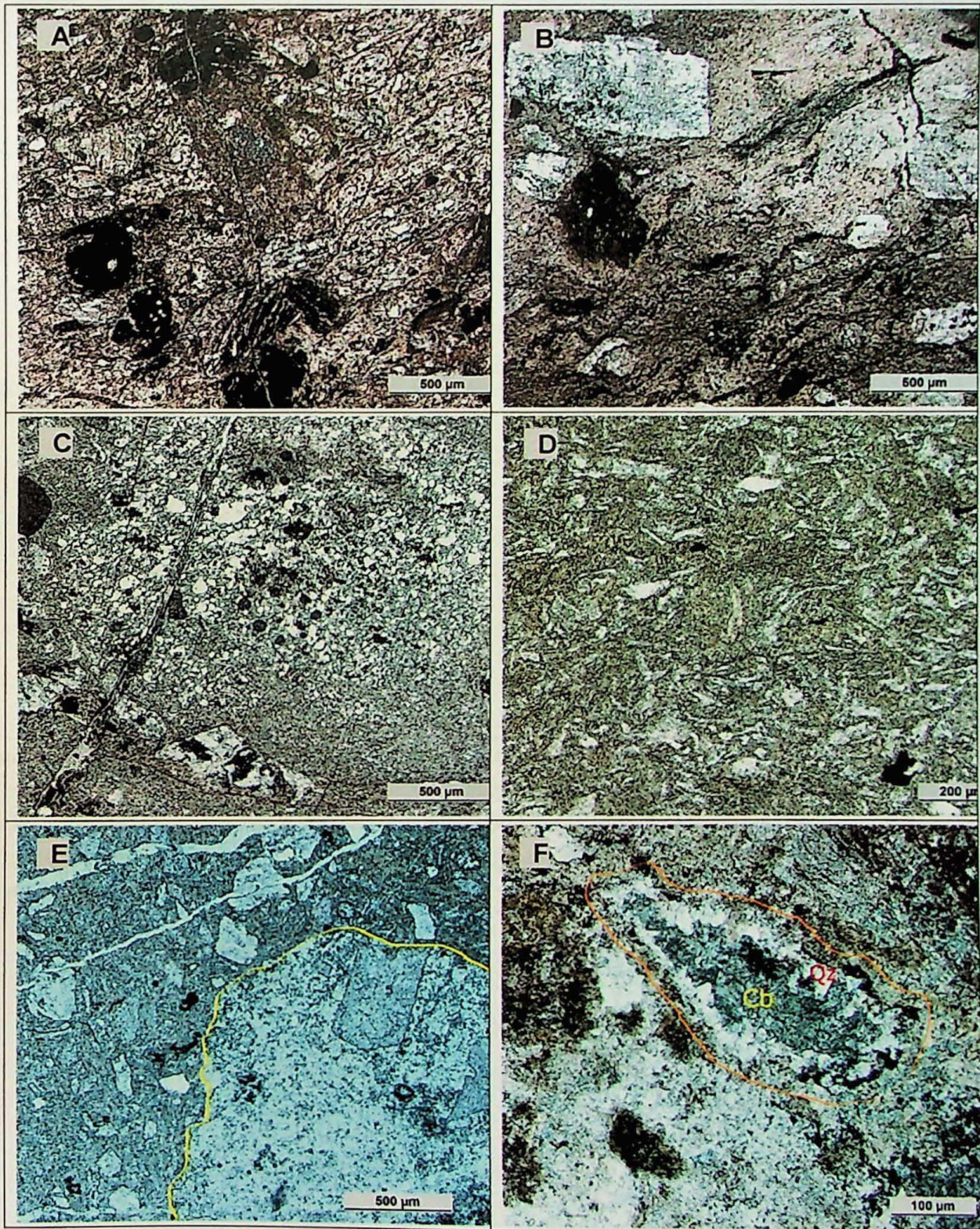


Figura 6.1.1.1: (A e B) Texturas dos tufos de cristais onde podem ser observados cristais mais grossos

deformando o acamamento e, por vezes rotacionados pelo fluxo piroclástico; (C) Acumulações de cristais fraturados e fragmentos de cristais na matriz; (D) Relíquias de glass shards em leitos mais finos dos tufos; (E) Clasto lítico com fenocristal de feldspatos substituídos por sericita (delimitado pela linha amarela) e fragmentos de cristais angulosos na matriz, à esquerda do clasto lítico; (F) Cavidade é preenchida zonadamente por quartzo e carbonato. Qz = quartzo e Cb = carbonato.

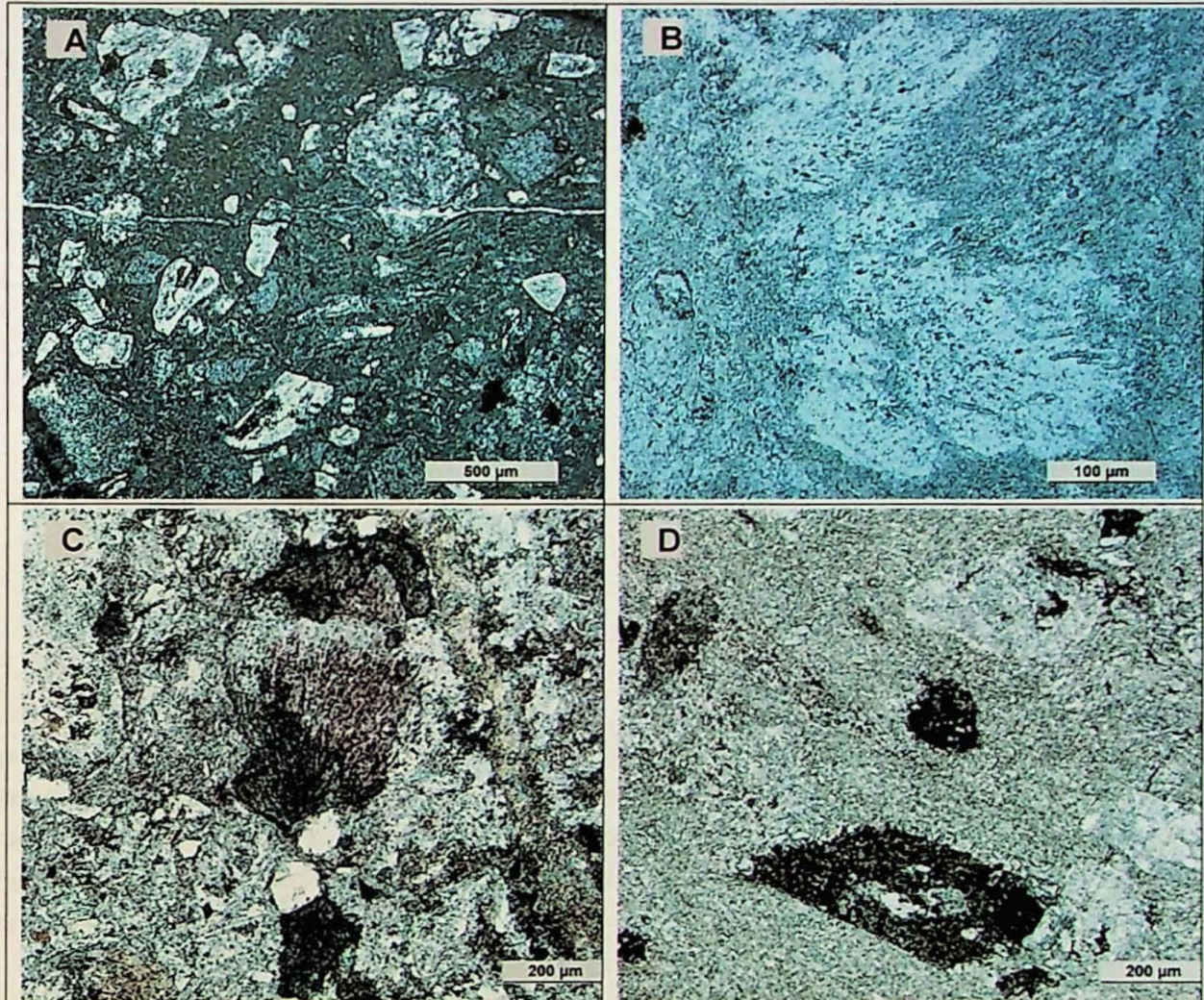


Figura 6.1.1.2: (A) Cristais fraturados e subangulosos e líticos com alteração argílica, alguns deles com estrutura de impacto deformando a matriz; (B) Acumulação na matriz de argilominerías (porções muito claras/esbranquiçadas) com alteração sericítica; (C) Esferulito parcialmente preservado na matriz de tufo lítico e de cristais, cortado por fratura com carbonatos; (D) Alteração clorítica seletiva de minerais ferromagnesianos e minerais opacos anédricos, provavelmente pirita.

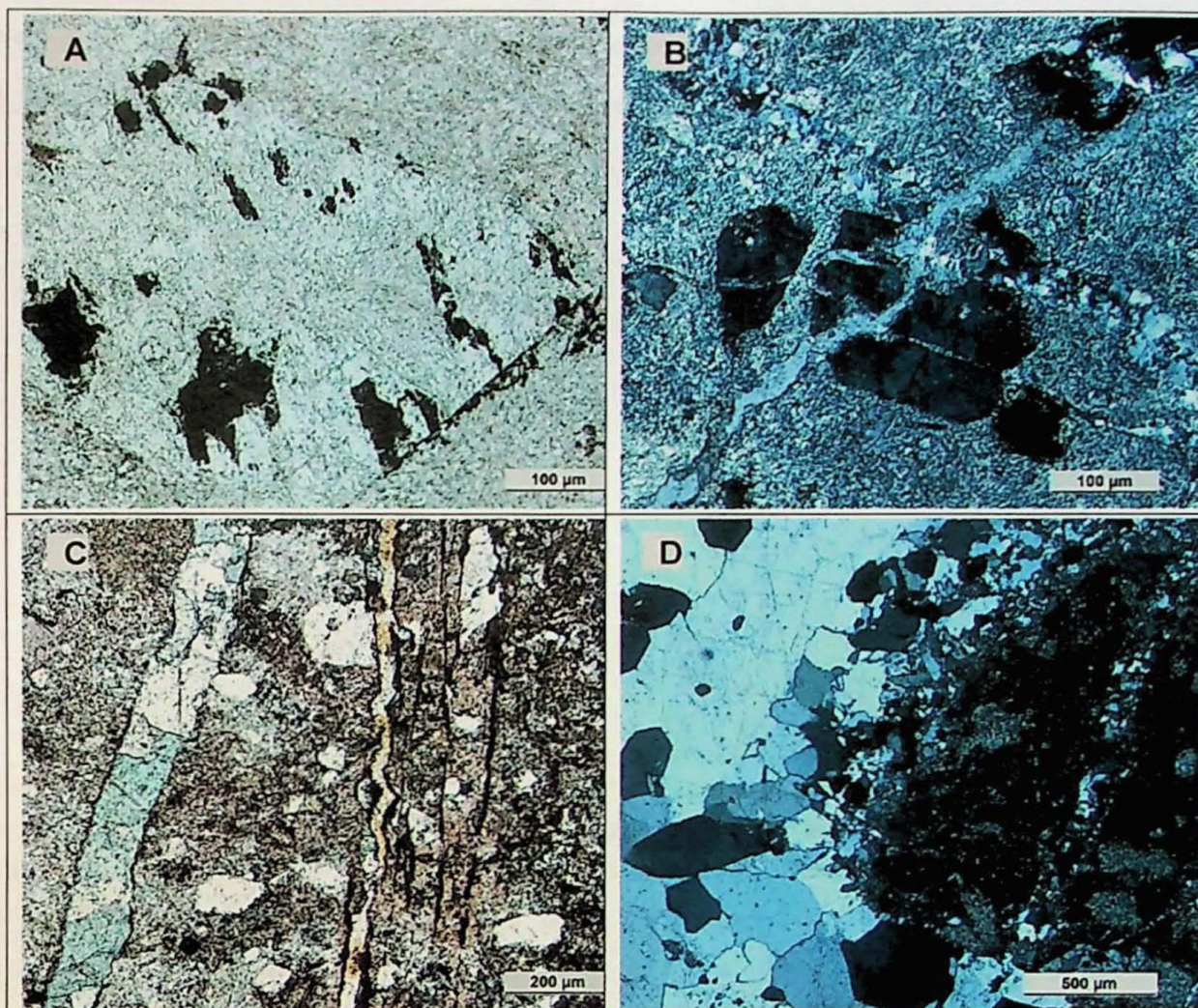


Figura 6.1.1.3: (A) Fragmento grosso de feldspato substituído por argila e com fraturas e cavidades de dissolução preenchidas por minerais opacos; (B) Cristais e rocha fraturada com microvênulas de argilominerais e de carbonatos mais tardios; (C) Família de fraturas preenchidas, tanto por carbonato como por quartzo em cristais de composição riolítica; (D) Silicificação fissural, onde se pode notar várias fases de preenchimento do espaço aberto, com formação de drusas nas bordas.

b) Brechas hidrotermais

As brechas hidrotermais desse testemunho de sondagem foram verificadas em quatro intervalos de profundidade, em dois dos quais formando corpos de dez a vinte metros de espessura, de 77 a 99 m, de 119 a 122 m, de 126 a 137 m e de 140 e 147 m.

Entre 77 e 99 metros a brecha possui composição riolítica, sendo composta por fragmentos de cristais de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo predominantes e pouco volume de biotita. Os cristais estão fraturados e não raramente são euédricos, e são comuns fragmentos líticos em meio a uma matriz fina com forte orientação por fluxo (Fig. 6.1.1.4 A). A variação na granulação e no volume dos cristaloclastos também é evidente, havendo porções ricas em cristais mais finos subangulosos e com textura de reabsorção, onde o fluxo é mais

evidente, indicando tratar-se de zonas de maior movimentação no conduto das brechas (Fig. 6.1.1.4 B). Nestas rochas são muito comuns feldspatos ígneos parcialmente lixiviados e com as cavidades preenchidas inicialmente por drusas de adulária, posteriormente cimentadas por adulária sem hábito cristalino.

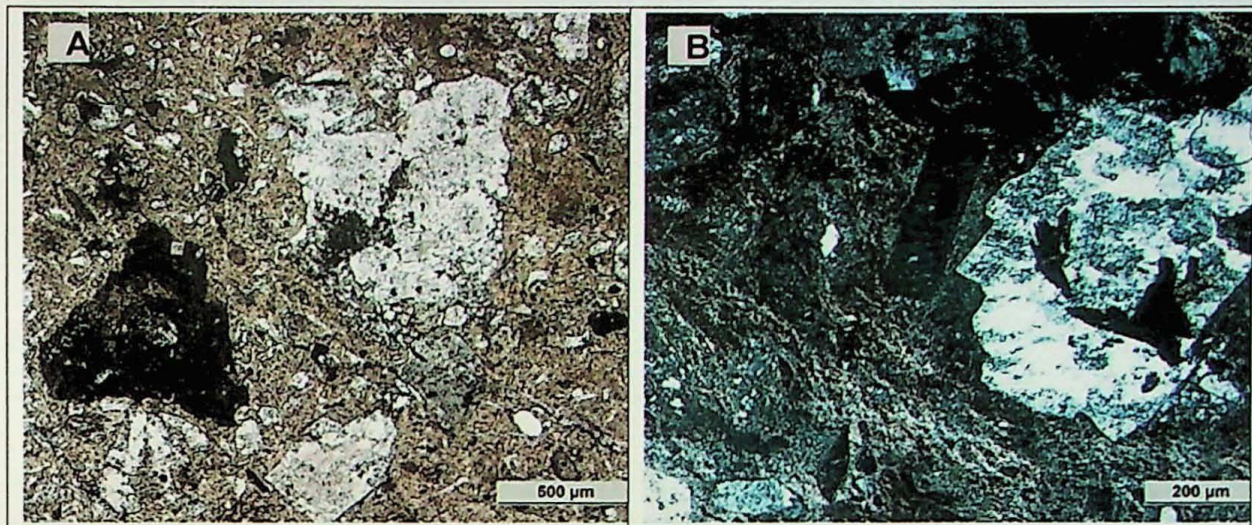


Figura 6.1.1.4: (A) Variação granulométrica e da estrutura das brechas hidrotermais, com clastos líticos (escuros) e de cristais em matriz muito fina com fragmentos de cristais comumente muito fraturados; (B) Cristaloclasto euédrico com textura de dissolução e matriz muito fina orientada por fluxo com forte alteração sericítica pervasiva.

A alteração hidrotermal oblitera a estrutura da rocha, mas podem ser notadas zonas mais ou menos intensamente alteradas, indicativas de diferenças na permeabilidade da brecha riolítica ao longo da parte mais orientada pelo fluxo vulcanoclástico. Em todas brechas deste tipo foram identificadas alterações potássicas (microclínio e biotita) fraca prévia à alteração sericítica em estilo e intensidade variável, e uma alteração argílica tardia.

A alteração sericítica claramente acompanha o fluxo vulcanoclásticos da matriz, estando predominantemente em estilo pervasivo, porém, muitas vezes, é também observada alterando seletivamente os cristais de feldspatos e em estilo fissural, localmente intenso (Fig. 6.1.1.5 A e C). A alteração argílica é pervasiva seletiva, afetando os cristais de feldspato e esferulitos com formas radiadas, além de clastos com matriz devitrificada. A alteração clorítica é mais restrita, afetando seletivamente os minerais ferromagnesianos.

Menos frequentemente foram observadas zonas silificadas restritas, com delgadas vênulas, assim como biotitização, também restrita a vênulas, porém em maior quantidade. Algumas vênulas superpostas indicam uma primeira fase com hematita, seguida por vênulas zonadas, com cristalização inicial de biotita e adulária, seguida por clorita, quartzo, adulária e

minerais opacos e, por fim vênulas de carbonatos ou ricas em carbonatos (Fig. 6.1.1.5 B e D), além de vênulas preenchidas exclusivamente por minerais opacos.

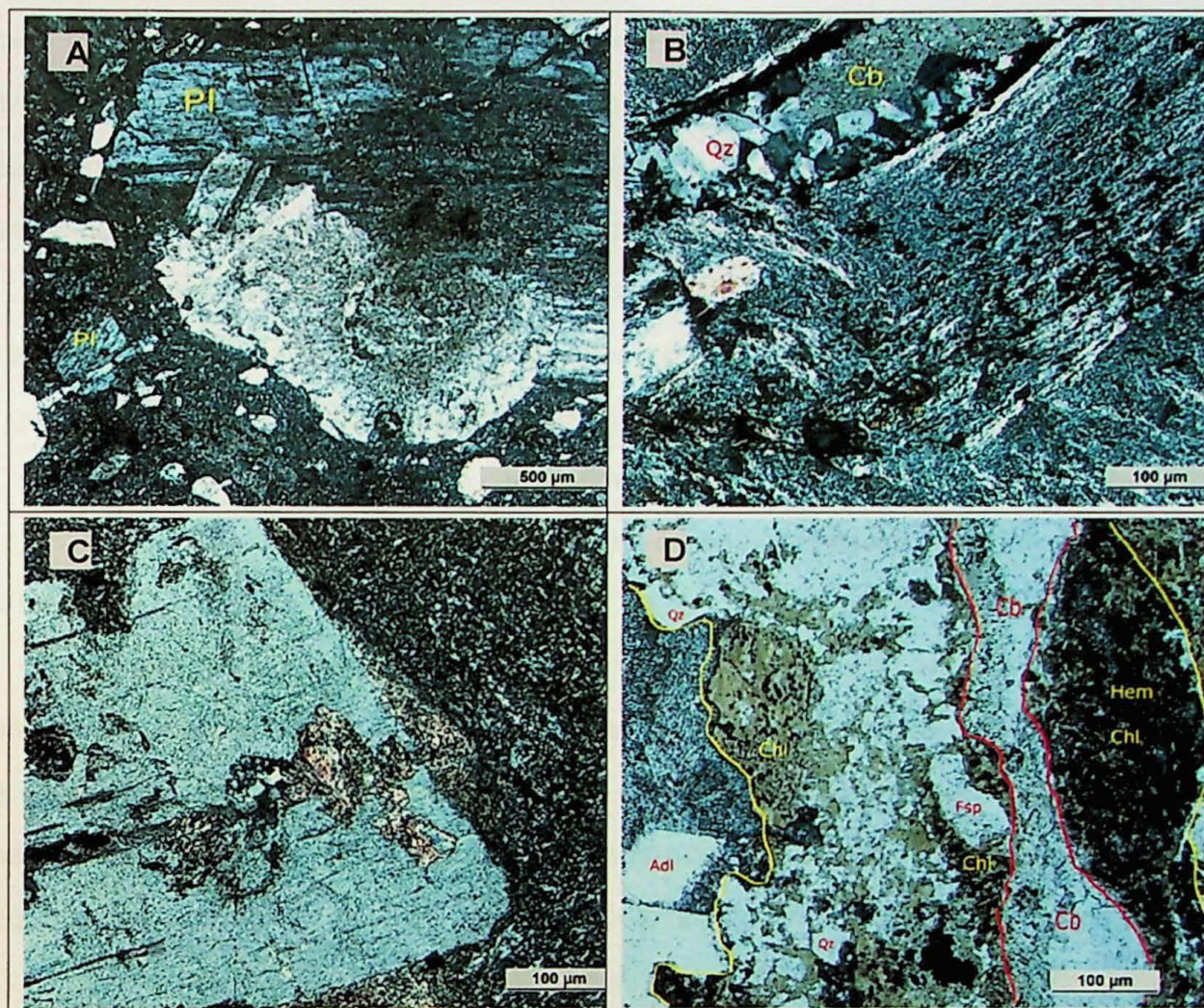


Figura 6.1.1.5: (A) Plagioclásio grosso em matriz muito fina com quartzo um pouco mais grosso, com formas subarredondados. O plagioclásio foi parcialmente substituído por microclínio e, em seguida, por sericita, principalmente no núcleo mais cálcico; (B) Orientação da rocha com alteração sericítica na matriz e vênula de quartzo e carbonato; (C) Plagioclásio com alteração sericítica fissural em matriz devitrificada; (D) Detalhe da sequência de vênulas comuns nas rochas hidrotermalizadas, com hematita na primeira fase, seguida por biotita, adulária, clorita, quartzo e minerais opacos, cortado por vênula tardia de carbonato. (Pl = plagioclásio; Qz = quartzo; Cb = carbonato; Adl = Adulária; Fsp = feldspato; Hem = hematita; Chl = clorita)

Entre 126 e 137 metros, a brecha tem composição gradando para riolítica, com diminuição do plagioclásio por feldspato potássico e quartzo. O plagioclásio varia de euédrico a fragmental com arestas angulosas e alcança até 1,5 mm de comprimento, contrastando com os cristais de feldspato potássico e de quartzo subédricos a euédricos que não passam de 0,4 mm. A matriz é sempre fina e predomina volumetricamente. À medida que aumenta a profundidade, aumenta o volume e diminui a granulação da matriz, que torna-se muito fina. Nesta porção das brechas, a alteração hidrotermal é mais intensa e é maior a frequência de

fraturas com vênulas e há apenas poucos cristais mais grossos de feldspatos euédricos.

Nesta porção predomina a alteração argílica pervasiva que substituiu tanto os feldspatos mais grosso como a matriz da rocha. Restos de esferulitos em arranjos radiados indicam que a matriz foi parcialmente vítrea e são comuns fraturas preenchidas por quartzo e feldspato de baixa temperatura, provavelmente adulária (Fig. 6.1.1.6 A e B). A alteração sericítica nesta porção da rocha foi posterior e fissural e por vezes se associa carbonato (Fig. 6.1.1.6 C).

Nas fraturas preenchidas por minerais hidrotermais na brecha, além da alteração argílica e sericítica, estão presentes também vênulas com clorita e carbonatos que, localmente podem ser muito abundantes, resultando em zonas de alteração clorítica fissural (Fig. 6.1.1.6 D, E e F). O carbonato por sua vez não se limita às vênulas, estando também disseminado em porções argilizadas ou sericitizadas. Adulária é frequente, assim como biotita sericitizada na matriz.

Os corpos de brechas que ocorrem entre 119 e 122 metros e entre 140 e 147 metros têm composição riolítica e foram afetadas por alteração sericítica pervasiva. Na brecha mais rasa, há clastos líticos subarredondados com até 2,0 cm compostos por rocha com matriz muito fina e fenocristais tabulares de feldspato. Na matriz os cristais estão fraturados e fragmentos angulosos são comuns, por vezes orientados pelo fluxo vulcanoclástico no conduto.

Nos clastos pode-se distinguir matriz muito fina argilizada suportando fenocristais de feldspato potássico e de plagioclásio com alteração sericítica seletiva e biotita com alteração clorítica na matriz. As brechas foram afetadas por intensa alteração sericítica pervasiva, sendo que cristalização da sericita destaca o fluxo vulcanoclástico, e há sempre minerais opacos nas bordas e fraturas dos cristais mais grossos, além de pequenos bolsões com carbonato.

Entre 140 e 147 metros, os feldspatos são euédricos a subeuédricos com 1,0 mm de comprimento incipientemente orientados por fluxo. Nota-se alteração argílica nos feldspatos, além de carbonato e minerais opacos em vênulas que podem ocorrer em grande volume.

c) Riolito

Este litotipo foi verificado em dois intervalos do testemunho, sendo um de 109 a 111 metros e o outro de 137 a 140 metros. O riolito na porção mais rasa é porfirítico, com fenocristais de feldspato e plagioclásio variando de < 0,5 mm a 1,0 mm. Os grãos menores são subeuédricos e os maiores chegam a ser arredondados. A matriz tem granulação muito fina a afanítica e, localmente foram observados pequenos xenólitos de andesito porfirítico

com fenocristais tabulares de plagioclásio (até 1,2 mm) e, subordinadamente, de biotita e de anfibólio cloritizados.

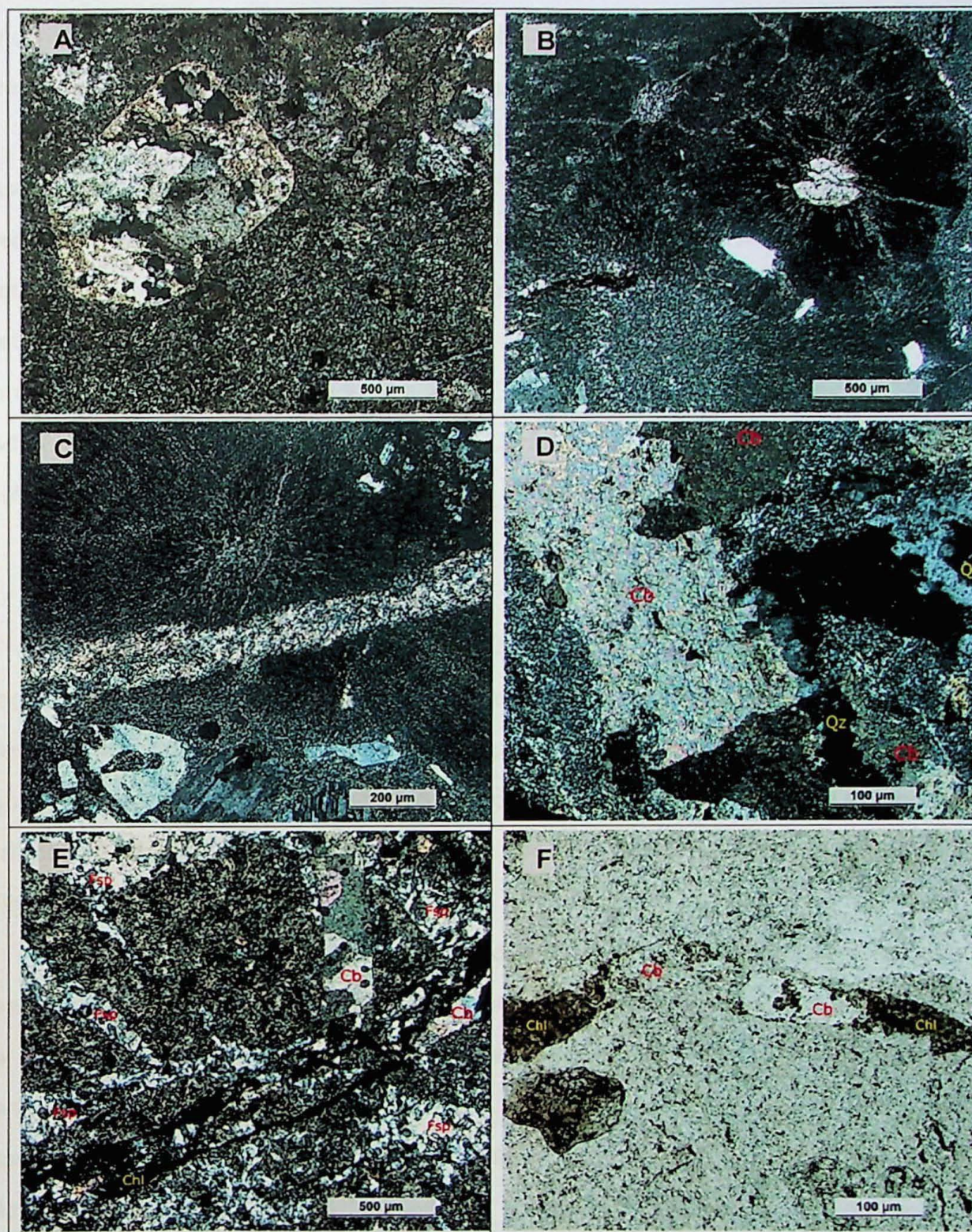


Figura 6.1.1.6: (A) Fedspato com forte alteração argílica em matriz sericitizada e argilizada; (B) Esferulitos preservados localmente na matriz da brecha hidrotermal; (C) Esferulito cortado por vênula de sericita em fratura. (D) Vênula de carbonato grosso e quartzo fino, aparentemente intresticial e tardio na matriz da brecha hidrotermal; (E) Clastos intensamente hidrotermalizados e fraturas preenchidas por carbonato e argila hidrotermal sobrepostos por fratura com clorita e minerais opacos; (F) Vênulas com clorita e carbonato, bem como minerais opacos muito finos na matriz das brechas hidrotermais. (Cb = carbonato; Qz = quartzo; Fsp = feldspato; Chl = clorita)

O riolito da porção mais profunda também é porfirítico e de matriz muito fina. Os fenocristais são de feldspato em granulação bimodal, sendo os mais grossos (1,5 a 2,0 mm) euédricos e os mais finos subeuédricos, com tamanhos máximos de 0,5 mm.

As alterações hidrotermais em ambos corpos são pervasivas, pervasivas seletivas e fissurais. A principal alteração hidrotermal pervasiva é uma argilização que afeta predominantemente a matriz, mas é ainda possível reconhecer-se e resquícios de metassomatismo potássico prévio pouco intenso nos feldspatos, que localmente foram afetados por alteração sericítica pervasiva seletiva (**Fig. 6.1.1.7 A e B**). Alteração sericítica é normalmente fissural, mas pode gradar localmente a pervasiva. Alteração clorítica e carbonática fissurais também ocorrem, a última mais expressiva no riolito de maior profundidade (**Fig. 6.1.1.7 C e D**).

d) Andesito

Os andesitos (124 a 126 m de profundidade) são porfiríticos, com fenocristais de plagioclásio euédricos a subeuédricos mais grossos com até mais de 3,0 mm de comprimento e mais finos anédricos de feldspato potássico e de plagioclásio, com formas subarredondadas, normalmente fraturados, não atingindo 1,0 mm, orientados por fluxo ígneo e dispersos em matriz muito fina. Foi também notado a biotita e pseudomorfos de anfibólio (**Fig. 6.1.1.8 A e B**).

A alteração hidrotermal argílica foi predominantemente seletiva nos feldspatos ou pervasiva, afetando também a matriz, onde forma agregados com texturas radiadas devido ao preenchimento de cavidades. Posteriormente houve sobreposição local de alteração sericítica fissural a pervasiva a matriz e nos fenocristais de feldspatos. A carbonatização fissural formou também aglomerados de grãos ao redor das fraturas e dos grãos de feldspatos (**Fig. 6.1.1.8 C**).

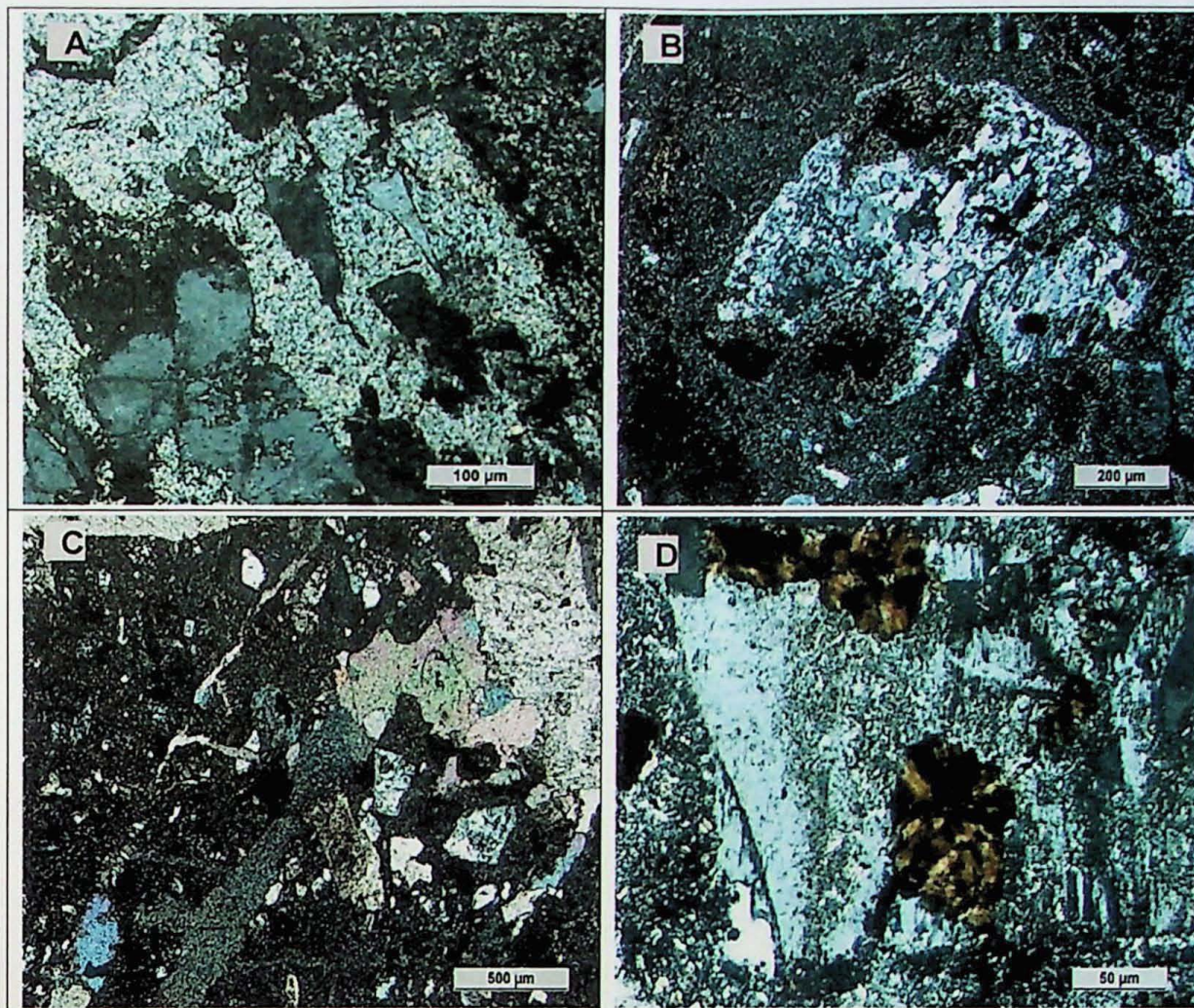


Figura 6.1.1.7: Alterações hidrotermais nos riolitos da sondagem DDH01-MVO. (A) Intensa sericitização dos fenocristais, caracterizando o estilo pervasivo seletivo. Os cristais bem formados são, provavelmente, adulária; (B) Fenocristal fortemente argilizado com fraturas preenchidas por sericita e minerais opacos, disperso em matriz devitrificada e posteriormente sericitizada. Feldspato potássico de baixa temperatura substitui parcialmente o fenocristal; (C) Vênulas de carbonato em fraturas posteriores à alteração sericítica e argílica; (D) Biotita hidrotermal substituindo o plagioclásio a partir de fraturas, caracterizando a alteração potássica.

A clorita e os minerais opacos são comuns na alteração hidrotermal, constituindo vênulas e substituindo seletivamente minerais ferromagnesianos, podendo ou não estarem alterados para sericita. Também são encontrados em fraturas em fenocristais e formam pequenos aglomerados (Fig. 6.1.1.8 D).

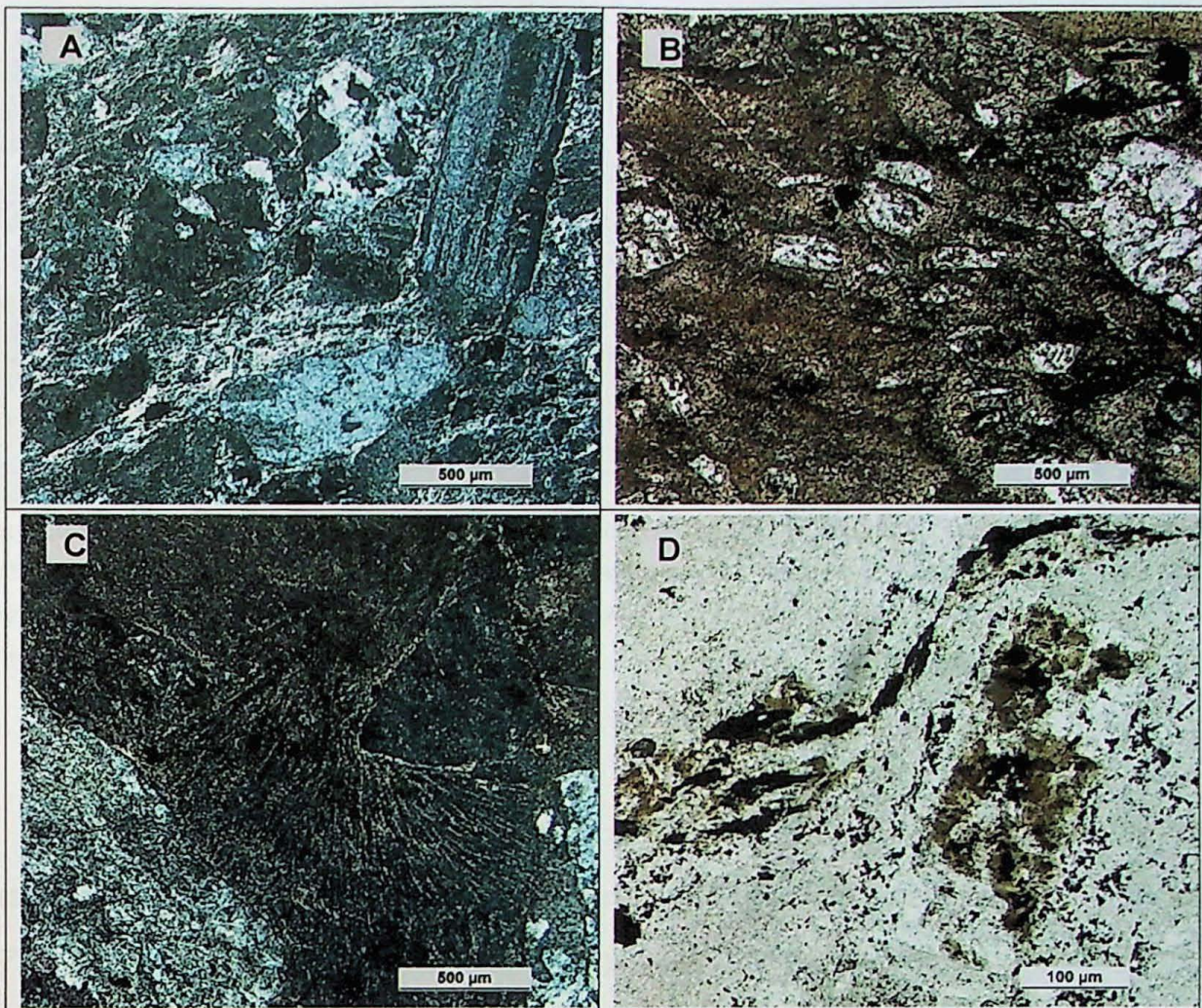


Figura 6.1.1.8: (A) Andesito porfíritico com fenocristais com cristais mais grossos de plagioclásio e mais finos de plagioclásio e de feldspato potássico envolvidos por matriz muito fina. Observar a alteração sericítica (minerais muito finos com birrefringência mais alta) pervasiva marcando a orientação de fluxo ígneo; (B) Fotomicrografia sem filtro analisador evidenciando a argilização dos fenocristais e a alteração da matriz; (C) Agregados de argila com texturas em arranjos radiados, com incipiente alteração sericítica mais tardia (delgados filmes de minerais com maior birrefringência); (D) Biotita cloritizada na matriz e em fraturas de minerais, com minerais opacos associados.

e) Dique de diabásio

Um pequeno dique de diabásio ocorre no intervalo entre 158 a 161 metros, encaixado nos riodacitos. É composto por cristais bem formado de plagioclásio e minerais ferromagnesianos entre os cristais de plagioclásio definido textura subofítica, totalmente substituídos por clorita. O plagioclásio mostra-se pouco alterado a inalterado, concentrando-se localmente em porções onde apresentam uma incipiente orientação por fluxo ígneo. A clorita tem cor verde-escuro e minerais opacos anédricos ocorrem associados (Fig. 6.1.1.9 A e B). As bordas do dique estão mais fortemente cloritizadas enquanto que no núcleo são ainda observados restos de piroxênios.

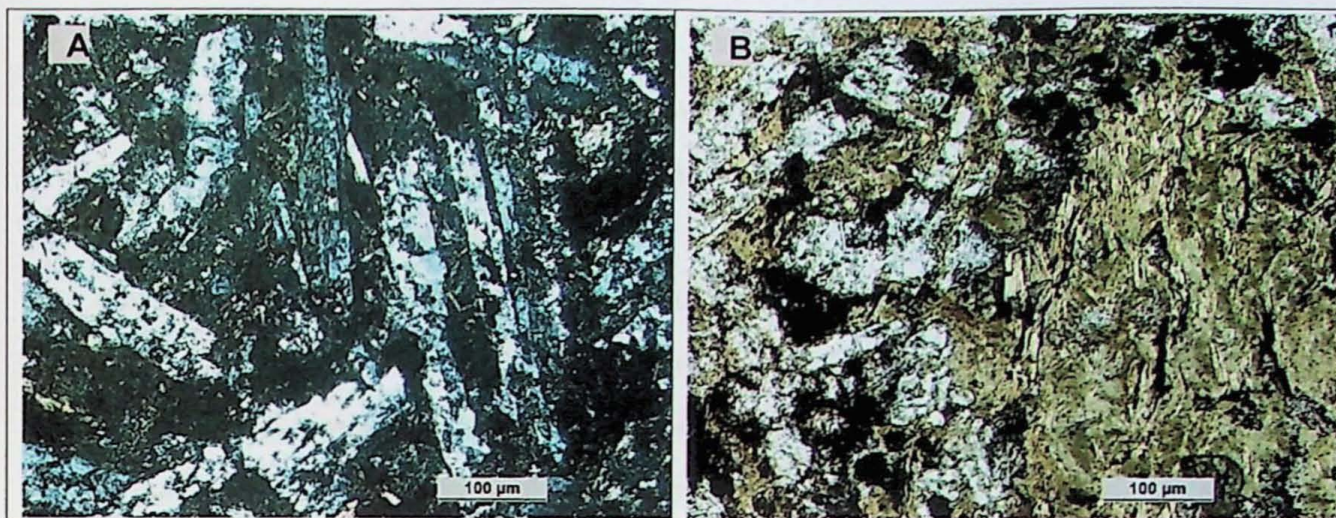


Figura 6.1.1.9: (A) Diabásio hidrotermalizado com plagioclásio levemente orientado pelo fluxo ígneo, alteração argílica incipiente e fraturas preenchidas por clorita e minerais opacos. Os minerais ferromagnesianos intersticiais foram totalmente substituídos por clorita; (B) Clorita hidrotermal distribuída entre os cristais de plagioclásio, com minerais opacos anédricos associados.

f) Riodacito

Este litotipo foi observado em três intervalos no testemunho de sondagem: entre 17 e 70 metros, entre 119 e 124 metros, onde é cortado por um corpo de brecha hidrotermal, e entre 147 e 165 metros de profundidade. Este é o principal litotipo interceptado pela sondagem, constituindo derrames com intercalações de tufos cortados por corpos de brechas hidrotermais e diques de riolito e de diabásio. De modo geral estas rochas estão intensamente hidrotermalizadas.

O primeiro corpo é composto por riodacito porfíritico com fenocristais raramente euédricos de plagioclásio que variam de 1,0 a 1,5 mm de comprimento, comumente fraturados e, orientados por fluxos ígneos dispersos e com matriz variando de fina a média, composta principalmente por quartzo e feldspatos, comumente levemente bandada (**Fig. 6.1.1.10 A**). Os fenocristais tendem a possuir uma granulação bimodal e seu conteúdo pode variar entre diferentes bandas e, por vezes, apresentam bordas serrilhadas causadas por dissolução pelos fluidos hidrotermais e pequenos autólitos com a mesma composição da matriz.

A alteração hidrotermal pervasiva cloritica-sericítica (segundo a concepção de Sillitoe, 2010) varia de moderada a fraca e fraturas preenchidas por clorita e minerais opacos são bastante comuns. Epídoto e clinozoizita estão presentes como finos cristais na matriz e, por vezes formam agregados de cristais mais grossos na matriz que podem representar relíquias

de amígdalas, ou preenchem microfraturas em feldspatos (**Fig. 6.1.1.10 C e D**). A associação da clorita e epidoto e sericita em pequeno volume se restringe até os 30 metros de profundidade, onde também está presente albíta nas bordas do plagioclásio (**Fig. 6.1.1.10 B**), caracterizando a alteração propilítica.

A aproximadamente 50 metros de profundidade (amostra J 20) nota-se tanto na matriz como nas fraturas, clorita associada à hematita e minerais opacos. Nesta rocha não se encontra mais epidoto e as bordas albiticas no plagioclásio e há sericita abundante, juntamente com quartzo hidrotermal e sulfetos, caracterizando a sobreposição da alteração sericítica. Nesta porção os fenocristais de plagioclásio foram fortemente substituídos pela sericita (**Fig. 6.1.1.10 E**). Conforme a profundidade aumenta, aos 64 metros, foi possível observar que a alteração sericítica torna-se mais intensa, pois há uma forte redução do conteúdo de clorita (**Fig. 6.1.1.10 F**). Com aumento da profundidade hematita, carbonato, clorita e minerais opacos em fraturas tornam-se mais abundantes, assim como carbonato euédrico pode estar presente na matriz, indicando a superposição de um evento de carbonatização.

Os riodacitos são cortados por um dique de brecha hidrotermal de composição félsica entre 119 a 124 m. Esta rocha apresenta matriz muito fina fortemente estruturada pelo fluxo vulcanoclástico e é composta predominantemente por feldspato potássico e quartzo, além de fragmentos maiores de feldspato potássico e plagioclásio que podem ultrapassar 2,0 mm de comprimento, comumente fraturados e subarredondados pelo fluxo, além de quartzo e, mais raramente, biotita.

Na porção acima da brecha, nota-se metassomatismo potássico pouco intenso ao qual seguiu-se uma forte alteração sericítica na matriz e nos fenocristais de feldspatos. Os minerais ferromagnesianos substituídos por clorita na alteração propilítica prévia foram parcialmente substituídos e envolvidos por sericita. Carbonato é observado comumente em pequenas vênulas mais tardias, mas encontra-se também entre os restos de minerais ígneos e os hidrotermais, indicando que a carbonatização é posterior à sericitização. Nota-se ainda uma alteração argílica pervasiva seletiva fraca que altera os fenocristais de feldspatos.

Na parte mais profunda o corpo de brecha há também uma discreta argilização tardia de fenocristais de feldspatos, superposta a uma alteração hidrotermal mais forte sericítica pervasiva (**Fig. 6.1.1.11 A e E**). É também comum a presença de vênulas de carbonato com

e sem sericita, minerais opacos nas bordas dos fenocristais e em fraturas e biotita hidrotermal (Fig. 6.1.1.11 B e D).

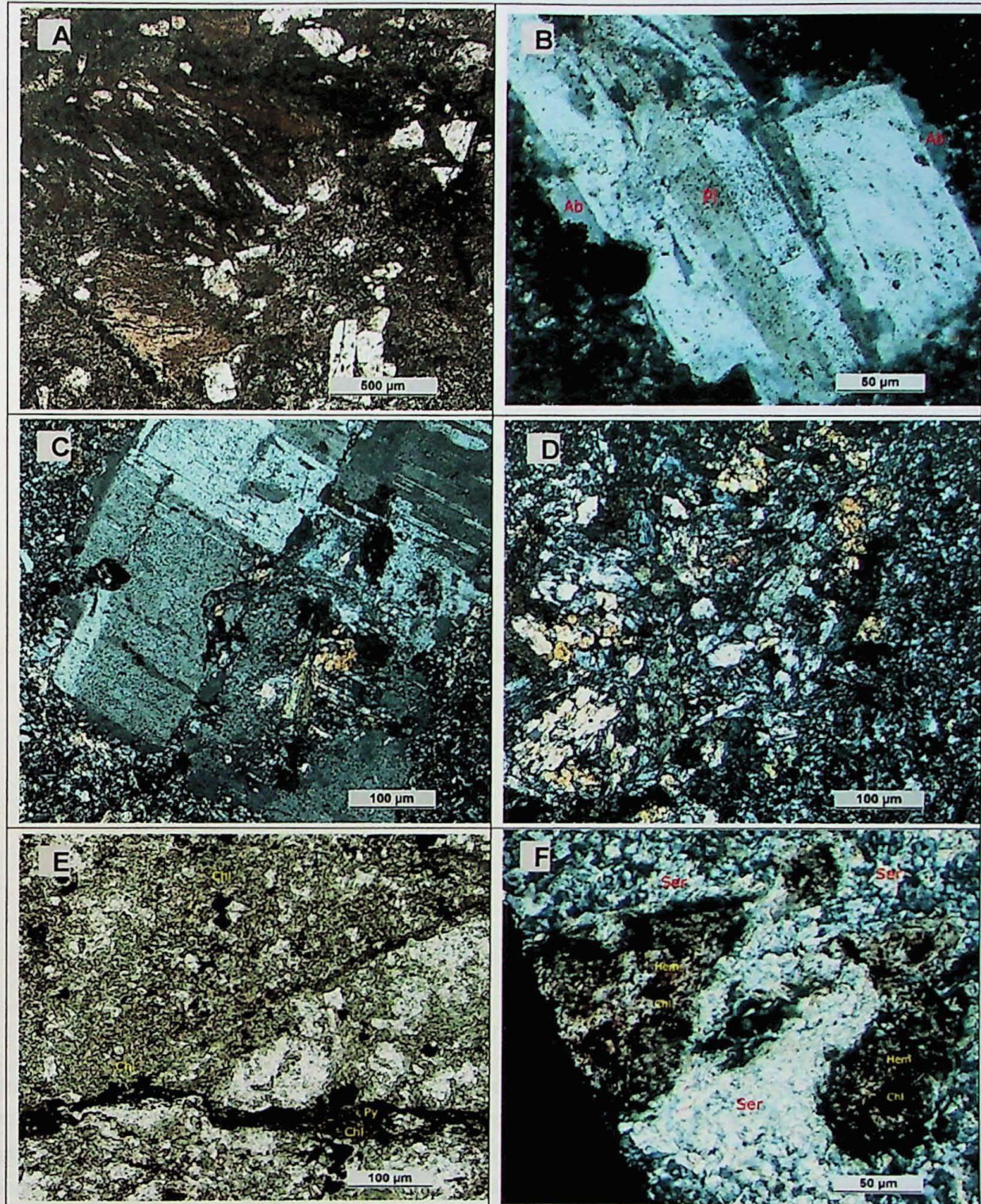


Figura 6.1.1.10: (A) Característica do riódacito no início do testemunho da sondagem DDH01-MVO ; (B) Plagioclásio com textura ígnea preservada e borda de albita hidrotermal da alteração propilítica; (C) Fenocristal de plagioclásio com fratura preenchida por clinozoisita e borda de albita em matriz muito fina, rica em sericita; (D) Agregado de epidoto mais grosso na matriz da rocha; (E) Zona enriquecida em clorita formada por alteração pervasiva em fissuras, com minerais opacos associados; (F) Riódacito com alteração a hidrotermal sericítica mais intensa que se superpõe à alteração clorítica-sericítica, evolução esta indicada pela sericita com núcleos de clorita. (Py = pirita; Chl = clorita; Ser = sericita; Pl = plagioclásio; Ab = Albita)

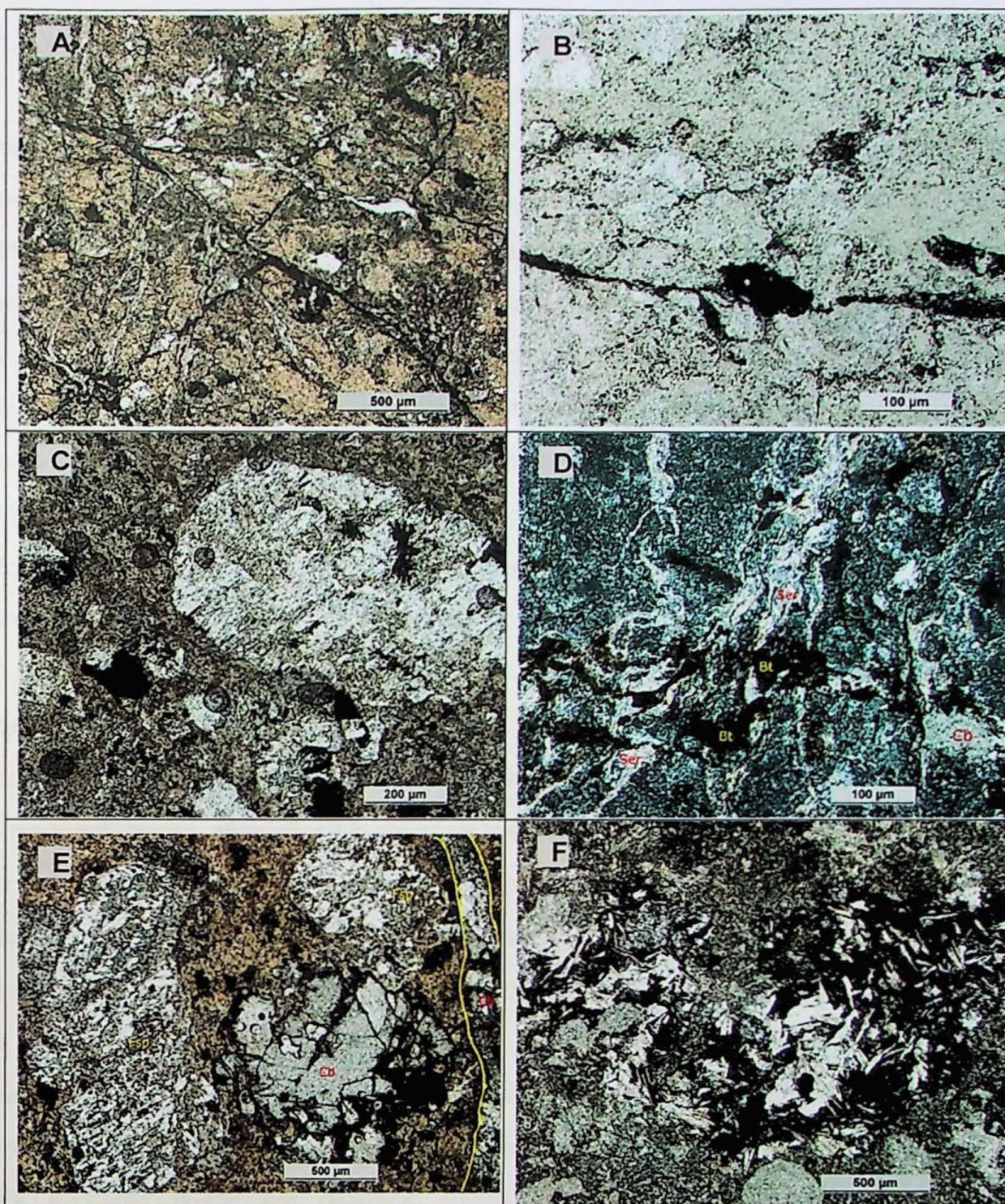


Figura 6.1.1.11: (A) Riodacito intensamente sericitizado e fraturado, com filmes de minerais. (B) Detalhe de uma vênula preenchida por minerais opacos, provavelmente pirita, comum nesta unidade. (C) Fenocristal de feldspato argilizado em matriz sericitizada e argilizada. Notar os minerais opacos (predominantemente pirita) na matriz e no fenocristal, típicos da zona de alteração sericítica. (D) Matriz da rocha com vênulas ricas em sericita formada após o biotita hidrotermal. Carbonato ocorre na matriz. (E) Fenocristais argilizados e carbonato na matriz e em vênulas (delimitada por traços amarelos) em texturas típicas do hidrotermalismo dos corpos de riodacito intermediários e mais profundos; (F) Vênula irregular com sericita mais grossa e minerais opacos. (Ser = sericita; Bt = biotita; Cb = carbonato; Fsp = feldspato)

Praticamente até o final do testemunho, a rocha apresenta intensa alteração sericítica, com fraturas preenchidas por micas mais grossas e fenocristais argilizados tardiamente (Fig.

6.1.1.11 C e F), além de carbonato na matriz e em vênulas.

O estudo petrográfico dos riodacitos indica a presença de alterações hidrotermais propilítica, clorítica-sericítica e sericítica, além de carbonatização fissural e pervasiva fraca mais tardia. Nos primeiros 70 metros do testemunho predomina a alteração propilítica (albita+epidoto+clorita-carbonato) em rochas com as características ígneas do protólito ainda bem preservadas, constituindo o halo de alteração hidrotermal mais distal da mineralização de ouro. Com o aumento da profundidade ocorre aumento do conteúdo de clorita, redução até o desaparecimento do epidoto/clinozoisita e das bordas de albita hidrotermal nos fenocristais de plagioclásio. Esta zona de alteração grada para a alteração sericítica intensa principalmente nos leitos de tufos e nos riodacitos próximos, indicando que as camadas de tufos proporcionaram um maior acesso dos fluidos hidrotermais devido à sua maior permeabilidade relativamente os derrames.

As brechas hidrotermais, por sua vez, por serem geradas por sobre pressão hidráulica, resultaram em sistemas de fraturamentos e em condutos preenchidos por rochas vulcanoclásticas que propiciaram uma maior entrada do fluido no sistema e, conseqüentemente, alterações hidrotermais mais intensas na brecha e nas encaixantes.

A alteração sericitica está presente em praticamente toda a unidade descrita, mas é possível observar estilos e intensidades distintas. O aumento da alteração sericítica em profundidade sugere a presença de intrusões de magmas em profundidade, as quais podem ter formados pórfiros em níveis crustais um pouco mais profundos. A alteração argílica também afeta todas as rochas em estilo pervasivo (principalmente nos condutos de brechas), pervasivo seletivo nos feldspatos e fissural, formando vênulas discretas. Estes dados indicam uma evolução fluidal em diversos pulsos, sempre em baixas temperaturas, com características epitermais oscilando entre os tipos *low-sulfidation* e *high-sulfidation*, dada a presença de hematita, apesar de não ter sido identificada alunite.

O carbonato está presente em vênulas e, por vezes, disseminado na matriz, tendo associado minerais opacos. Esta alteração é principalmente tardia e suas características sugerem transições para sistemas epitermais *intermediate-sulfidation* (Fig. 6.1.1.12).

DDH01-MVO			
Alteração	Estágio		
	Anterior	Principal	Posterior
Potássica	—		
Biotitização	—		
Propilítica	—		
Clorítica	—	—	
Sericítica		—	
Argílica		—	
Carbonática			—
Sulfetos/Óxidos		—	
Silicificação			—

Figura 6.1.1.12: Sequência de alteração do sistema hidrotermal do Mato Velho.

6.1.2 Sondagem DDH02-MVO

O testemunho da sondagem DDH02-MVO feita no Filão Lagresia possui aproximadamente 200 metros de comprimento, tendo amostrado dois conjuntos de litotipos: tufos riodacíticos e brechas hidrotermais.

a) Tufos

Os estudos petrográficos mostram que no intervalo de 126 a 181 metros ocorrem tufos de cristais riodacíticos, com cristais mais grossos de feldspatos dispersos em matriz de granulação fina a muito fina, por vezes laminada (**Fig. 6.1.2.1 A**). Os cristais mais grossos de plagioclásio e de feldspato potássico, com tamanho máximo de 2 mm de comprimento, alcançam > 45% do volume da rocha. Os grãos são predominantemente subeuédricos, estão fraturados e são comuns fragmentos angulosos, além de litoclastos subordinados (**Fig. 6.1.2.1 B**).

A proporção entre o feldspato potássico e o plagioclásio geralmente é semelhante, mas há leitões com uma discreta predominância de um ou outro feldspato. Os cristais e fragmentos de cristais de plagioclásio tendem a serem um pouco mais finos que os de feldspato potássico.

Também estão presente cristais mais grossos de biotita e de anfibólio, mas em menor volume (<15% do volume total da rocha). Ambos são comumente euédricos e são mais finos que os de feldspato, não ultrapassando a 1 mm. Os minerais opacos distribuem-se principalmente nos interstícios entre os grãos da matriz ou compõem delgadas vênulas.

Predomina pirita em teores e tamanhos muito variados (0,5 a 1,0 mm) e formas anédricas a subeuédricas. Localmente está presente hematita placóide, disseminada na matriz e em vênulas (**Fig. 6.1.2.1 C**). Biotita hidrotermal ocorre nas bordas e fraturas dos cristais de feldspato potássico.

A matriz vulcanoclástica é composta por fragmentos de quartzo fraturados, plagioclásio e feldspato potássico euédrico ou fragmentado. Em algumas partes a matriz é muito fina, impossibilitando a identificação dos minerais, indicando uma granulação original na fração fina. Parte desta matriz foi formada por vidro vulcânico, como indicado pelas relíquias de texturas de devitrificação, em especial de esferulitos (**Fig. 6.1.2.1 D**). Comumente são observados fragmentos de cristais que deformam a matriz muito fina estarem obliquamente, devido à queda em trajetórias balísticas (**Fig. 6.1.2.1 E**). A orientação dos fragmentos da matriz pelo fluxo vulcanoclástico é evidenciada principalmente pela biotita e pelos minerais opacos.

Os cristais e fragmentos mais grossos mostram-se fraturados e com bordas angulosas, e os melhores preservados ainda possuem texturas de reabsorção magmática em forma de golfo. Os cristais mais finos da matriz formam fragmentos subangulosos que, frequentemente adquirem formas subarredondadas devido à dissolução parcial pelos fluidos hidrotermais (**Fig. 6.1.2.1 F**).

Como minerais acessórios ocorrem apatita e zircão euédricos na matriz das rochas.

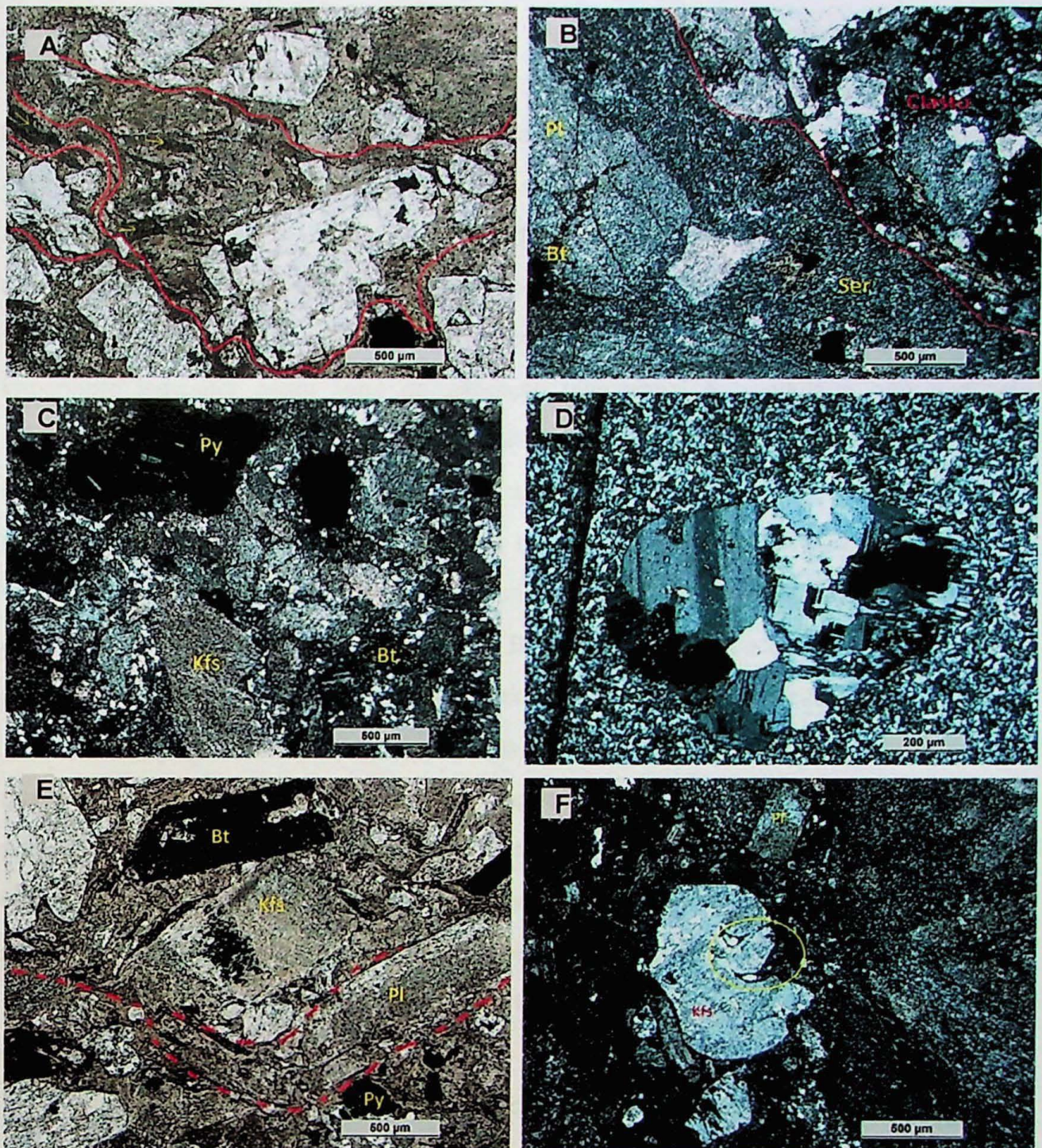


Figura 6.1.2.1: Aspectos microscópicos as rochas do testemunho da sondagem DDH02-MVO. (A) Textura vulcanoclástica com fluxo com orientação incipiente da biotita (setas amarelas) e fragmentos líticos de vulcânicas riodacítica porfírica destacado pela linha vermelha. (B) Pseudomorfos de plagioclásio e clasto de riodacito destacado pelo contorno vermelho, ambos imersos em matriz fortemente sericitizada. (C) Textura comum dos tufos de cristais, com minerais opacos subeuédricos e em vênulas e biotita cloritizada e feldspatos sericitizados. (D) Matriz devitrificada com fragmento lítico fraturado e arredondado. (E) Deformação causada por queda ballística de cristal de feldspato potássico. A deformação da matriz está destacada pela linha vermelha tracejada (F) Reabsorção magmática identificada pelo contorno amarelo em cristal de feldspato hidrotermalizado. (Bt = biotita; Kfs = feldspato potássico; Pl = plagioclásio; Py = pirita; Ser = sericita)

Em toda a sequência vulcanoclástica verifica-se principalmente alteração sericitica em

em intensidade variada e em estilo pervasivo. De modo geral a alteração sericítica resultou na obliteração parcial ou total das texturas vulcanoclásticas da rocha, que adquire ao microscópio tons amarelados pálidos quando a mica é muito fina, e por aspectos túrbidos e tons azulados quando as micas estão melhor desenvolvidas e concentradas em fraturas. Entre os intervalos de 126 a 155 m e 165 a 181 m, nas porções onde a alteração hidrotermal é intensa, a sericitização pode ser vista ocorrendo na forma pervasiva na matriz e seletivamente pervasiva nos feldspatos, principalmente no plagioclásio (**Fig. 6.1.2.2 A**). Outro importante indicador nesta zona de alteração hidrotermal é a adulária, um feldspato hidrotermal de baixa temperatura com o hábito pseudo-ortorrômbico, que é observado nas bordas dos cristais mais grossos ou em zonas onde os mesmos foram dissolvidos, principalmente onde a matriz foi fortemente hidrotermalizada (**Fig. 6.1.2.2 C**). É possível encontrar ainda micas bem desenvolvidas, principalmente em fraturas com preenchimento em processos de *open and fill* (**Fig. 6.1.2.2 B**), com minerais opacos, que também estão presentes em fraturas e nas bordas dos pseudomorfos de minerais sericitizados.

Em algumas porções da rocha a alteração hidrotermal é do tipo clorítica-sericítica ou até mesmo clorítica seletiva em minerais ferro-magnesianos. Entretanto, apesar da cloritização, pode ser ainda distinguida a formação relativamente abundante de biotita hidrotermal, quase que totalmente substituída por clorita, indicando que uma alteração potássica precedeu a alteração com clorita e sericita. Quando a alteração sericítica é intensa, até mesmo a clorita é substituída por sericita, resultando também na formação de minerais opacos (**Fig. 6.1.2.2 D e E**).

Resquícios de metassomatismo potássico é comum, principalmente em feldspatos potássicos nas bordas preservadas da alteração sericítica em plagioclásio e por substituições que resultam em texturas semelhantes a antipertitas. Localmente observam-se bolsões de calcedônia e vênulas de quartzo, indicando silicificação da rocha sericitizada (**Fig. 6.1.2.2 F**).

Em algumas partes do testemunho onde a alteração sericítica varia de fraca a moderada (entre 154 e 178 m, por exemplo), seu estilo é fissural com gradações a pervasivo e pervasivo seletivo, afetando os feldspatos mais grossos, em especial o plagioclásio. Localmente a alteração potássica com feldspato potássico é mais evidente, muito embora sempre em intensidade fraca (**Fig. 6.1.2.3 A e B**).

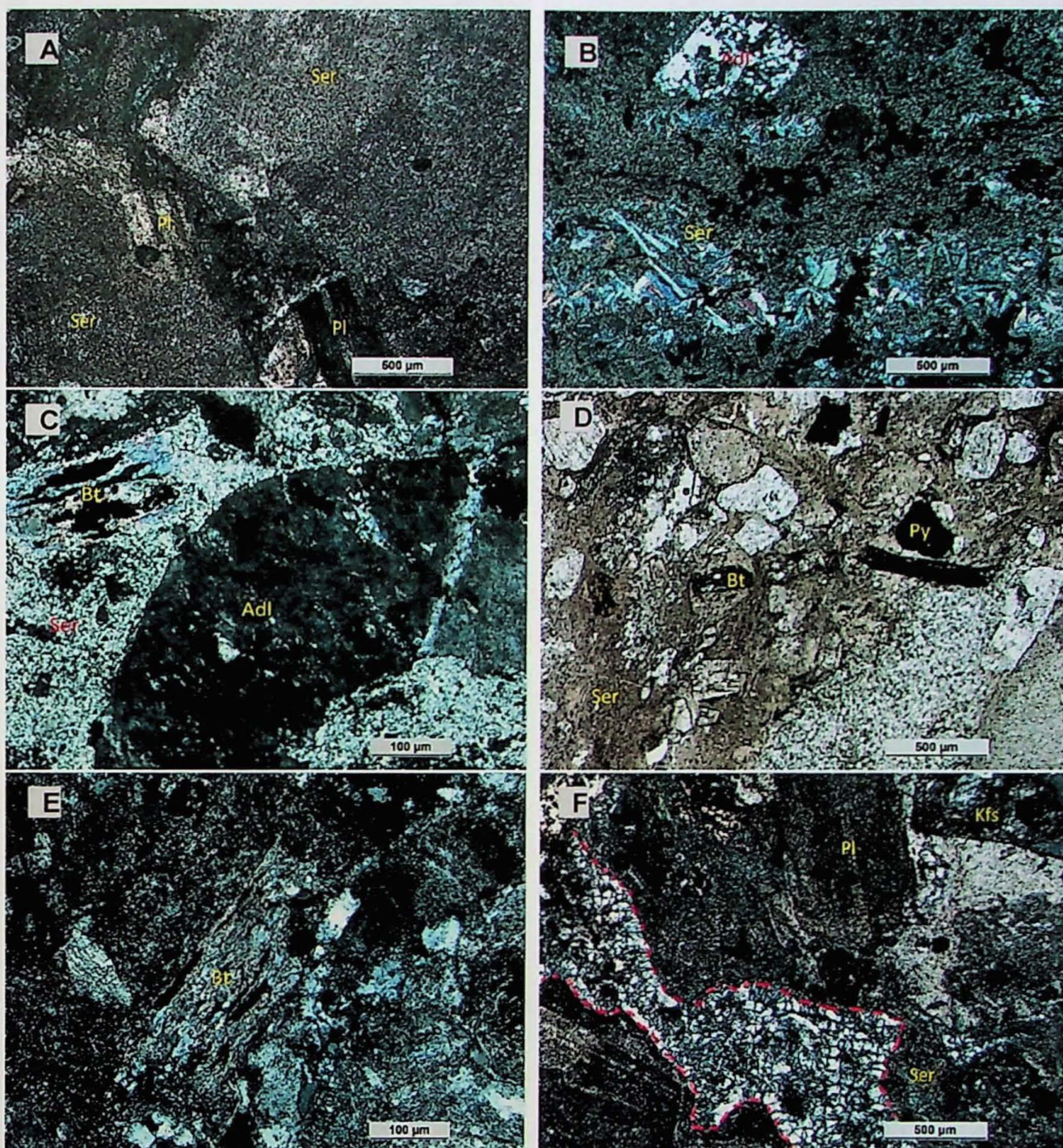


Figura 6.1.2.2: (A) Alteração sericítica na matriz e no núcleo do plagioclásio, restando apenas relíquias na preservadas nas suas bordas; (B) Cristal subeuédrico de adulária (Adl) e alteração sericítica seletivamente pervasiva e fissural com micas bem desenvolvidas nos tufo riodacíticos. (C) Adulária e biotita sericitizada imersas em matriz sericítica; a biotita possui inclusões de minerais opacos e está substituída por muscovita. (D) Biotita com alteração clorítica e pirita subeuédrica, ambos em matriz sericítica com feldspatos subarredondados. (E) Biotita com alteração sericítica e associação com minerais opacos. (F) O contorno em linha tracejada vermelha destacando uma porção silicificada com calcedônia no tufo de cristais sericitizado com pseudomorfos de feldspato potássico e de plagioclásio. (Adl = adulária; Bt = biotita; Kfs = feldspato potássico; Pl = plagioclásio; Py = pirita; Ser = sericita)

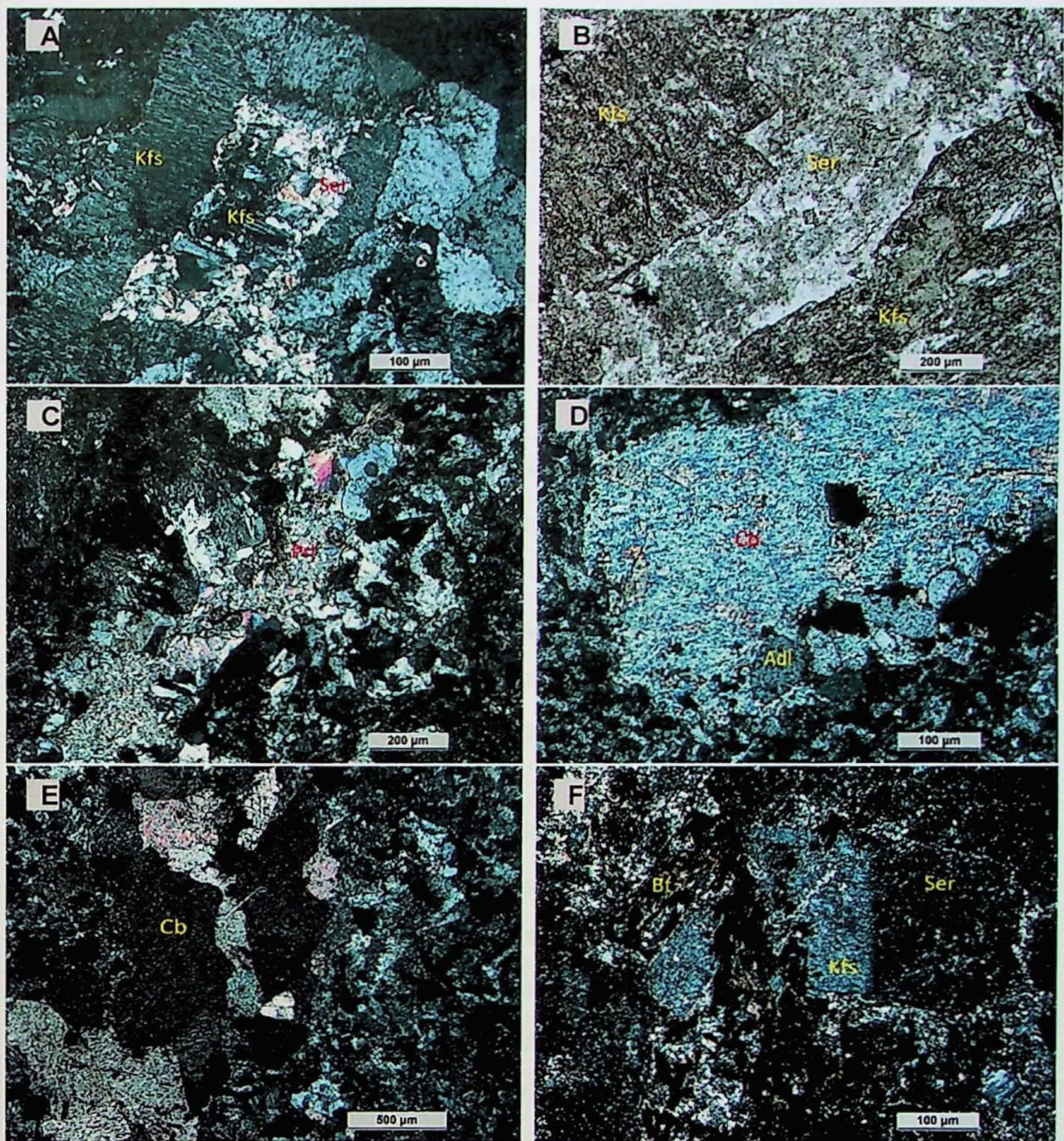


Figura 6.1.2.3: (A) Alteração sericítica fissural e seletiva que invade fraturas de fenocristal com alteração potássica anterior, isolando parte do mesmo. (B) Detalhe de cristais de feldspato substituídos por microclínio mal cristalino, com aspecto túrbido, típico do metassomatismo potássico. (C) Vênula formada durante a alteração argílica avançada, com agregados de cristais de pirofilita com arranjos em leque, parcialmente substituídos por sericita e argilominerais. (D) Bolsão de carbonato (Cb) com adulária revestindo a cavidade antes da precipitação do carbonato. (E) Bolsão de carbonato intersticial preenchendo cavidade no tudo riodacítico. (F) Biotita hidrotermal dos clastos de biotita ígnea e vênulas de biotita hidrotermal posteriores à alteração sericítica. (Adl = adulária; Bt = biotita; Cb = carbonato; Kfs = feldspato potássico; Prl = pirofilita; Ser = sericita).

Argilominerais mais tardios são ocasionalmente observados substituindo os grãos de plagioclásio tabulares e de feldspato potássico e, mais raramente, ocorre pirofilita em

pequenas vênulas (Fig. 6.1.2.3 C), indicando evolução do sistemas hidrotermal para alterações argílicas avançadas. Em toda a extensão do testemunho são observadas fraturas preenchidas por delgadas vênulas de quartzo, de minerais opacos e ricas em biotita hidrotermal (Fig. 6.1.2.3 F).

O carbonato, por sua vez, ocorre de forma discreta nos tufos intensamente sericitizados, onde são fases intersticiais entre os demais minerais, ou substituem parcialmente o plagioclásio (Fig. 6.1.2.3 D e E).

b) Brecha Hidrotermal

Em profundidade superior a 181 metros, foi interceptado um corpo de brecha hidrotermal com estruturas de fluxo, composta por fragmentos de rochas encaixantes e de rochas vulcanoclásticas, comumente com fragmentos arredondados e orientados, além de minerais fraturados e subangulosos, normalmente em aglomerados (Fig. 6.1.2.4 A e B). O predomínio de feldspato potássico sobre plagioclásio e a abundância de quartzo indica ser composição do protolito riolítica, o que sugere que a geração da brecha ocorreu à intrusão rasa de um corpo de riolito.

A brecha hidrotermal exhibe estágios de evolução onde, à medida que o se desenvolveu no conduto, os minerais foram paulatinamente arredondados e dispersos em um maior volume da matriz fina, em texturas típicas de atividades explosivas pela liberação de gase, que forma tuffisitos em domo de rochas vulcânicas (Kendrick, 2016).

Fenocristais de feldspato potássico e de plagioclásio variam de euédricos fraturados a fragmentos subangulosos, por vezes com textura em *jig-saw*. Mais raramente observa-se restos de biotita ígnea.

Na borda do corpo de brecha o fluxo vulcanoclástico é muito forte, o que fez com que os cristais fossem cominuídos e com bordas erodidas em consequência da movimentação. Os fragmentos encontram-se levemente orientados seguindo a orientação do fluxo vulcanoclástico/hidrotermal (Fig. 6.1.2.4 C).

Vênulas de carbonato evidenciam, estágios de abertura e preenchimento de fraturas na brecha (Fig. 6.1.2.4 D).

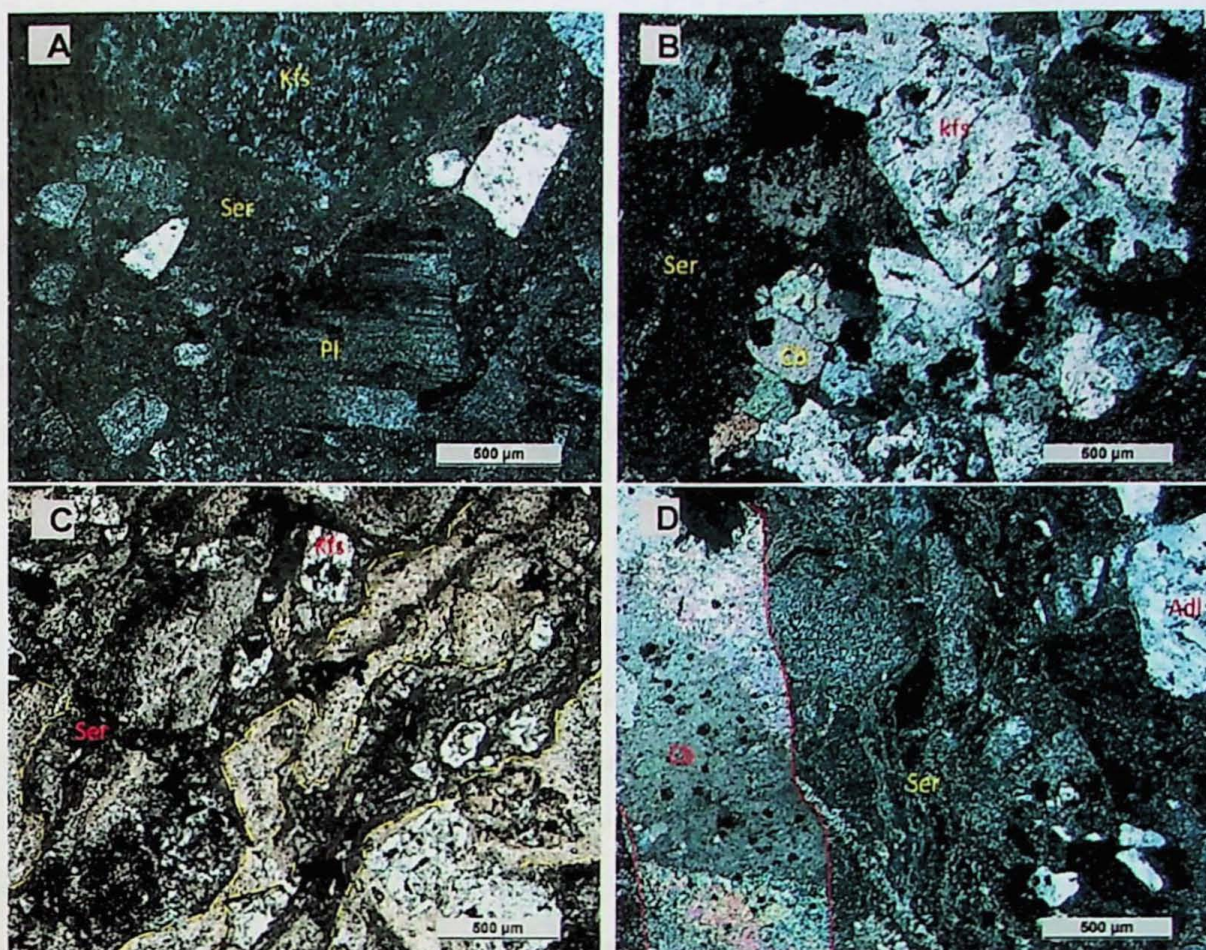


Figura 6.1.2.4: (A) Textura da brecha hidrotermal, com minerais fraturados e angulosos de granulação variada em matriz fina. (B) Aglomerados feldspatos fraturados. (C) Brecha com orientação dos cristais subarredondados e silicificação destacada pela linha tracejada amarela (D) Vênula de carbonato entre linha vermelha e matriz sericitizada. (Adl = adulária; Cb = carbonato; Kfs = feldspato potássico; Pl = plagioclásio; Ser = sericita).

A rocha mostra-se fortemente hidrotermalizada, com sericita, argilominerais e, localmente, carbonatos. A presença de adulária (Fig. 6.1.2.5 B) e sericita caracteriza a alteração hidrotermal predominante como o tipo *low-sulfidation*. A sericitização varia de moderada a muito forte, substituindo praticamente toda matriz e obliterando a textura das rochas.

É possível notar que, anteriormente à sericitização, ocorreu uma fase de metassomatismo potássico, com formação de feldspato potássico em fraturas que foram continuamente aberta, sendo preenchidas sequencialmente por sericita e sílica (Fig. 6.1.2.5 A). A biotita encontra-se quase sempre em algumas partes da rochas e pode-se ainda caracterizar remanescentes de alteração propilítica/clorítica.

A silicificação cristalizou quartzo e calcedônia pervasivamente e em microvênulas nas brechas de conduto e também preenchem fraturas na rocha e em feldspatos previamente

sericitizados (Fig. 6.1.2.5 C e D).

O carbonato presente, identificado como calcita manganésifera em função de sua efervescência em HCl diluído e pela formação abundante de hidróxidos de manganês quando intemperizado, provavelmente foi gerado em dois estágios hidrotermais. O primeiro pervasivo, resultando na cristalização do carbonato disseminado por toda matriz, por vezes formando cristais mais grossos e pequenos aglomerados que, comumente, substitui feldspatos em pequeno volume, formou-se no final e após a alteração sericítica. No segundo estágio, formaram-se vênulas quase monominerálicas em fraturas ou irregulares (Fig. 6.1.2.5 E)

Pequenas vênulas e pequenos espaços abertos da brecha possuem biotita hidrotermal (Fig. 6.1.2.5 F), não sendo possível afirmar se seria anterior ou posterior as vênulas com carbonato, porém sua presença assume um fluido com temperaturas mais elevadas.

Os minerais opacos possuem as mesmas texturas e estágios de cristalização anteriormente descritos em outras rochas, ocorrendo nos interstícios entre minerais, associados com biotita cloritizada e em fraturas, especialmente associados com a biotitização e com a alteração sericítica. Vênulas tardias com minerais opacos indicam formação também após a sericitização.

A alteração hidrotermal mais antiga e de maior temperatura é representada pela alteração potássica, com cristalização feldspato potássico e biotita hidrotermal que, embora em intensidade fraca, é verificada sistematicamente nos tuffisito e brechas hidrotermais. Sericitização pervasiva e/ou fissural intensa seguiu-se à alteração potássica, tendo cristalizado abundante sericita e, mais reitivamente quartzo, adulária e pirita (paragênese QSP), o que representa o tipo epitermal *low-sulfidation*.

A carbonatação, com calcita manganésifera, principalmente fissural é muito observada nas brechas e permite inferir uma evolução do sistema hidrotermal para o tipo *intermediate-sulfidation*, tipo este mais adequado para o transporte e deposição de metais de base, em especial o cobre juntamente com metais preciosos.

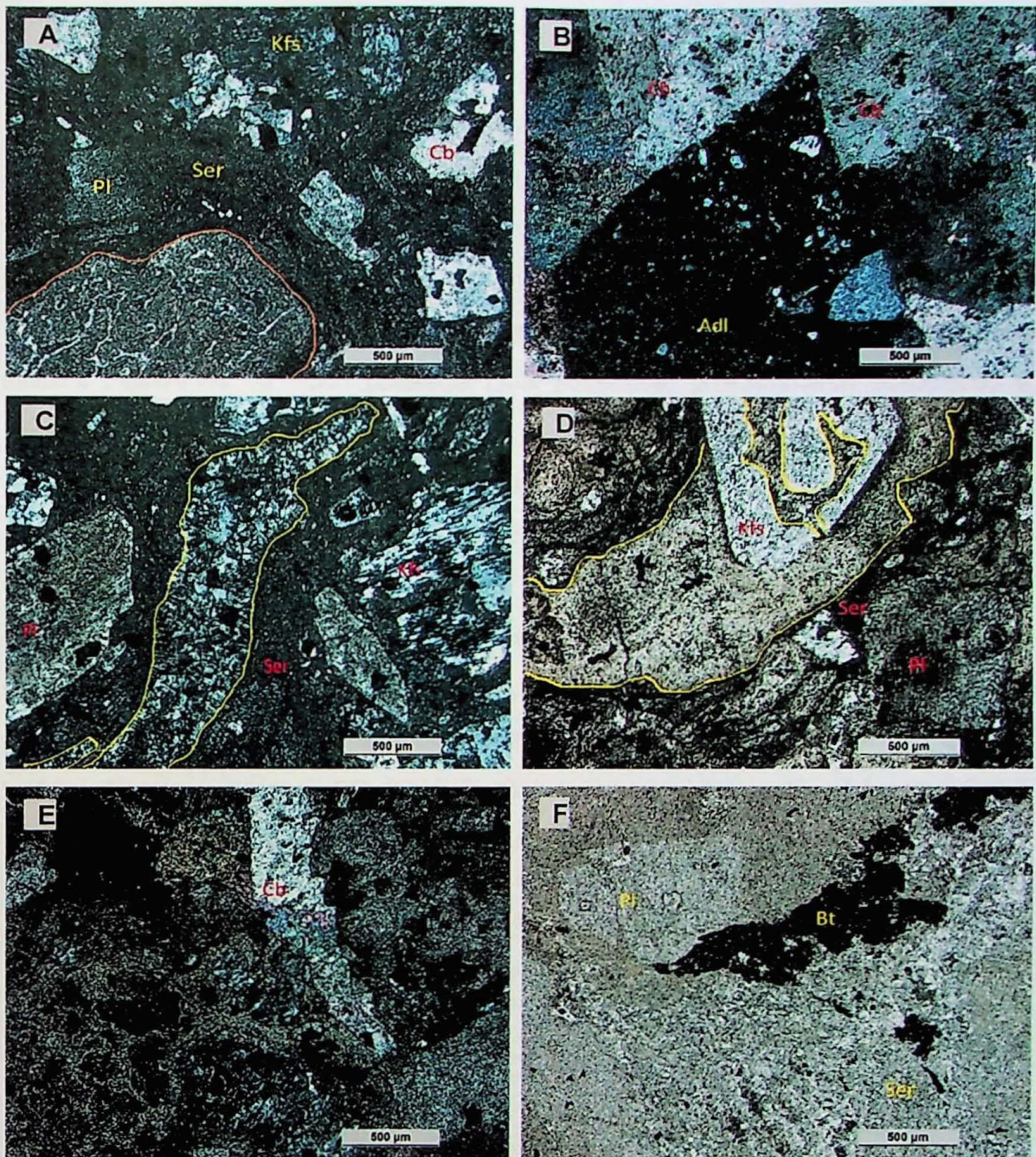


Figura 6.1.2.5: (A) Rocha vulcanoclástica com forte alteração sericítica com cristal mais grosso de feldspato sericitizado delimitado pela linha laranja e silicificação fissural; há na porção superior feldspatos parcialmente substituídos por feldspato potássico devido ao metassomatismo potássico. (B) Cristal de adulária bem desenvolvido englobado na matriz da rocha por carbonato. (C) Matriz vulcanoclástica da rocha com alteração sericítica e vênula de calcedônia. (D) Silicificação posterior à alteração sericítica evidenciada pelo fenocristal sericitizado e com núcleo com sílica amorfa destacado pela linha amarela. (E) Vênula preenchida carbonato em rocha fortemente sericitizada. (F) Biotita hidrotermal em vênulas. (Adl = adulária; Bt = biotita; Cb = carbonato; Kfs = feldspato potássico; Pl = plagioclásio; Ser = sericita).

A presença concomitante de sericita e clorita indica a sobreposição da alteração

sericítica em zonas que anteriormente podem ter sido propilitizadas ou cloritizadas. A argilização, muito comum nos litotipos, correspondem a uma fase final de alteração, sendo essencialmente seletivas e fissurais. As vênulas com pirofilita e quartzo são indicativos de influxos locais e subordinados de fluidos mais ácidos e oxidados, típicos de sistemas epitermal *high-sulfidation*, além da presença comum de hematita, compatível com este tipo de fluido.

Pequenas vênulas com biotita hidrotermal posterior à sericitização são indicativas de influxos localizados de fluido potássico mais aquecidos, provavelmente associados à diferentes pulsos magmáticos.

A paragênese formada por quartzo, sericita e pirita (QSP) e argilas é típica de fluidos em porções muito rasas da crosta, e está associado as regiões mais proximais da mineralização, caso o fluido seja reduzido ou neutro, sendo sistematicamente encontrados em depósitos epitermais *low-sulfidation*. O carbonato, associado com adulária e sericita, pode ser interpretado como um *intermediate-sulfidation*, ou seja, provavelmente houve uma evolução entre o tipo *low-sulfidation* e *intermediate-sulfidation*. Pode-se, desta forma, afirmar que a o testemunho de sondagem DDH02-MVO está localizado na porção mais proximal a mineralização, na zona de alteração clorita-sericita (**Fig. 6.1.2.6**).

DDH02-MVO			
Alteração	Estágio		
	Anterior	Principal	Posterior
Potássica	_____		
Clorítica		_____	
Sericítica		_____	
Argílica		_____	_____
Carbonática		_____	_____
Sulfetos/Óxidos		_____	
Silicificação			_____
Biotitização			_____

Figura 6.1.2.6: Evolução das alterações hidrotermais interpretadas para o testemunho de sondagem DDH02-MVO do Filão Lagrésia. O estágio principal é definido pelo tipo de alteração predominante na rocha e suas relações com as alterações anteriores e posteriores.

6.1.3 Sondagem DDH10-MVO

Esta sondagem possui aproximadamente 120 metros de comprimento e está localizada

a nordeste da área do Alvo Mato Velho, no Filão Cabeceira da Pista.

Nesta sondagem foram identificados os seguintes litotipos:

a) Riodacito

Riodacito porfirítico ocorre no intervalo de 22 a 110 metros de profundidade. Possui matriz afanítica de cor cinza-escuro com orientação de fluxo ígneo pouco desenvolvida. Os fenocristais alcançam até 2 mm de comprimento, com predomínio de plagioclásio em relação ao feldspato potássico. O plagioclásio geralmente apresenta formas euédricas, enquanto o feldspato potássico apresenta predominantemente texturas subeuédricas a anédricas. Megacristais euédricos de biotita com até 0,5 mm de comprimento são frequentemente verificados nessas rochas.

Na parte mais rasa da sondagem o riodacito mostra-se fortemente brechado, com intenso fraturamento na matriz e nos clastos (**Fig. 6.1.3.1 B**). A movimentação local dos fragmentos os torna parcialmente arredondados e orientados por fluxo, indicando que o brechamento foi, provavelmente, hidrotermal. Nesta porção da rocha predomina alteração clorítica fissural (**Fig. 6.1.3.1 D**), com carbonatos e minerais opacos euédricos associados. Foram reconhecidas vênulas com quartzo que se amoldam aos cristais orientação segundo a estrutura do fluxo ígneo. O riodacito foi afetado por alteração potássica pervasiva seletiva (**Fig. 6.1.3.1 C**), com cristalização acretiva e substituição dos fenocristais de feldspato ígneo por feldspato potássico hidrotermal. A intensidade do fraturamento diminui a medida que aumenta a profundidade no testemunho, evidenciando que a alteração potássica foi substituída pela alteração sericítica pervasiva seletiva, a qual afetou principalmente os feldspatos, tornando-se predominante. Tipicamente ocorrem texturas de dissolução em vênulas e bolsões nos fenocristais, com preenchimento de adulária drusiforme e cimentação tardia por adulária anédrica, assim como megacristais de adulária (**Fig. 6.1.3.1 A**), que são típicas de sistemas epitermais *low-sulfidation*.

A matriz da rocha exhibe comumente textura de devitrificação e pequenas cavidades miarolíticas e/ou amígdalas preenchidas por quartzo e argilominerais. Os minerais ferromagnesianos estão representados por biotita e anfibólio, este último mais raro, fortemente substituído por clorita, substituição essa bem evidenciada principalmente na biotita.

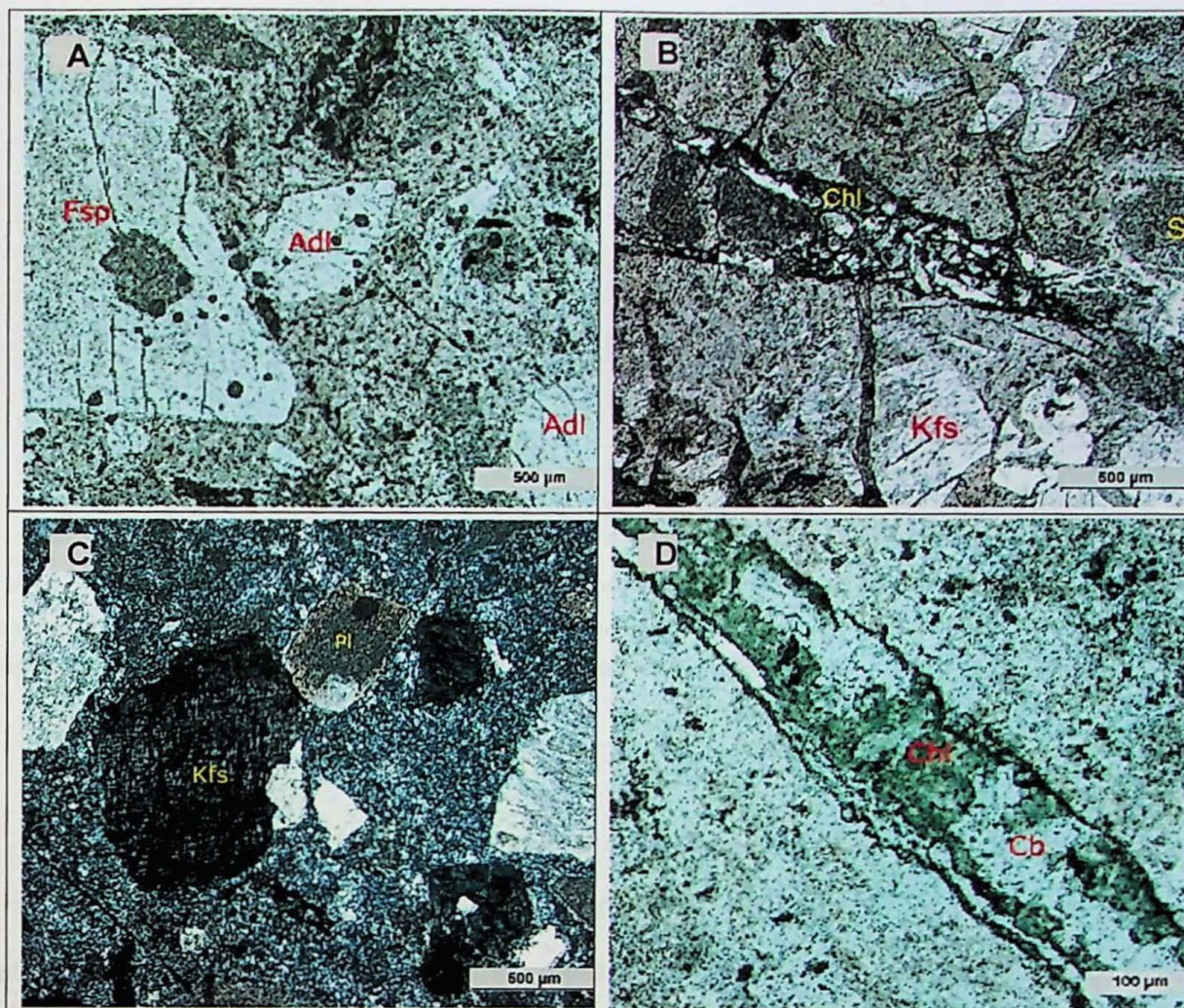


Figura 6.1.3.1: (A) Textura geral do riodacito com fenocristais fraturados do testemunho de sondagem DDH10-MVO, onde podem ser observados cristais de adulária e minerais ferromagnesianos cloritizados, principalmente a biotita, com matriz esferulítica. (B) Zonas brechadas da rocha com alteração clorítica predominante. (C) Fenocristais de feldspato potássico com alteração potássica e plagioclásio seletivamente sericitizado; sendo possível observar matriz vítrea substituída por quartzo e argilominerais (desvitrificação). (D) Vênula composta por clorita e carbonato. (Adl = adulária; Chl = clorita = biotita; Cb = carbonato; Fsp = feldspato; Kfs = feldspato potássico; Pl = plagioclásio)

c) Granito

Nas partes mais profundas do testemunho descrito (cerca de 110 metros de profundidade), ocorre um corpo de granito de granulação média, equigranular e fortemente afetado por alteração potássica (Fig. 6.1.3.2 A) que, possivelmente, representa um bloco das rochas do embasamento arrastado pelo magma riodacítico. Nesta rochas comumente há clorita intersticial entre os minerais ígneos e hidrotermais, juntamente com minerais opacos euédricos, cujo hábito cúbico sugere ser pirita. Também estão presentes finos cristais placóides translúcidos e de cor vermelha, com características semelhantes às da hematita (Fig. 6.1.3.2 B).

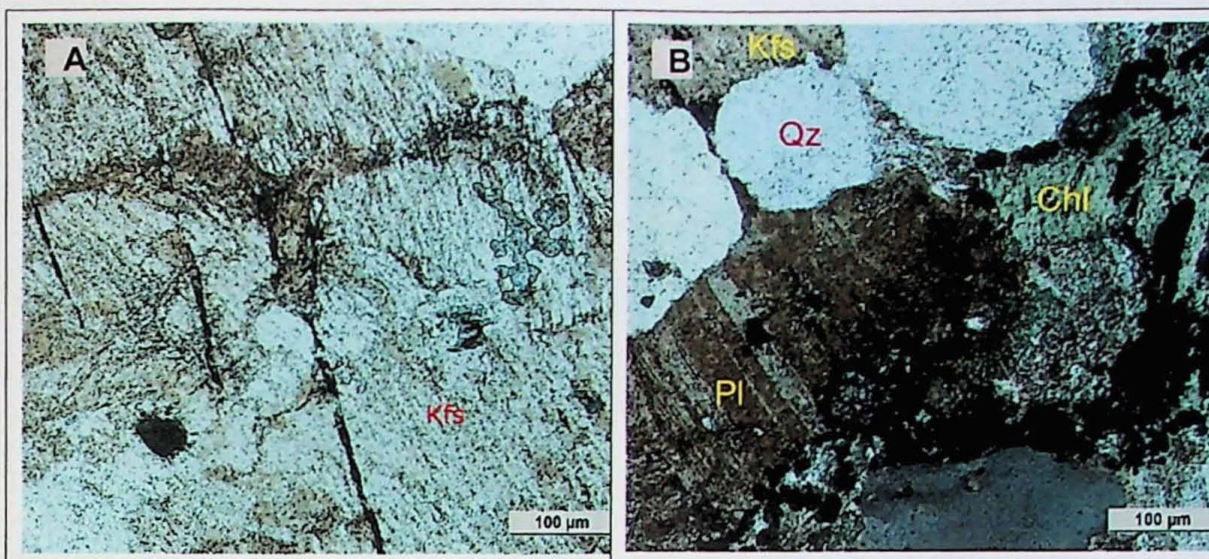


Figura 6.1.3.2: (A) Megacristal de feldspato com intensa alteração potássica e fraturas preenchidas por clorita e minerais opacos. (B) Textura geral do granito equigranular com interstícios preenchidos por clorita, hematita e minerais opacos euédricos (provavelmente pirita). (Kfs = feldspato potássico; Qz = quartzo; Chl = clorita)

d) Riolito

Um dique de riolito porfirítico com espessura ocorre entre 112 e 138 m de profundidade no testemunho DDH-10-MVO. Apresenta textura microgranofírica, feldspato potássico e quartzo euédrico bipiramidado com biotita euédrica dispersa na matriz afanítica (**Fig. 6.1.3.3 A e B**). Fraturas são comuns, assim como clorita e minerais opacos intersticiais (**Fig. 6.1.3.3 D**), provavelmente pirita, ilmenita e hematita. Comumente verificam-se esferulitos com texturas radiadas formadas ao redor dos fenocristais de feldspato e quartzo bipiramidado (**Fig. 6.1.3.3 C**).

Os fenocristais de feldspato apresentam geralmente textura ígnea bem preservada e substituição moderadamente intensa por feldspato potássico hidrotermal. A matriz é predominantemente vitrofírica e está totalmente devitrificada e parcialmente silicificada e argilizada. Finas vênulas de quartzo e de argilominerais são comuns, assim como adulária com hábito pseudo-ortorrômbico em paragênese com a sericita (**Fig. 6.1.3.3 E**), indicando sua gênese em sistema epitermal *low- sulfidation*.

Na base do testemunho, por volta dos 135 metros, o riolito porfirítico tem fenocristais de quartzo e feldspato e se apresenta fortemente fraturado, bem como com vênulas de pirofilita (**Fig. 6.1.3.3 F**).

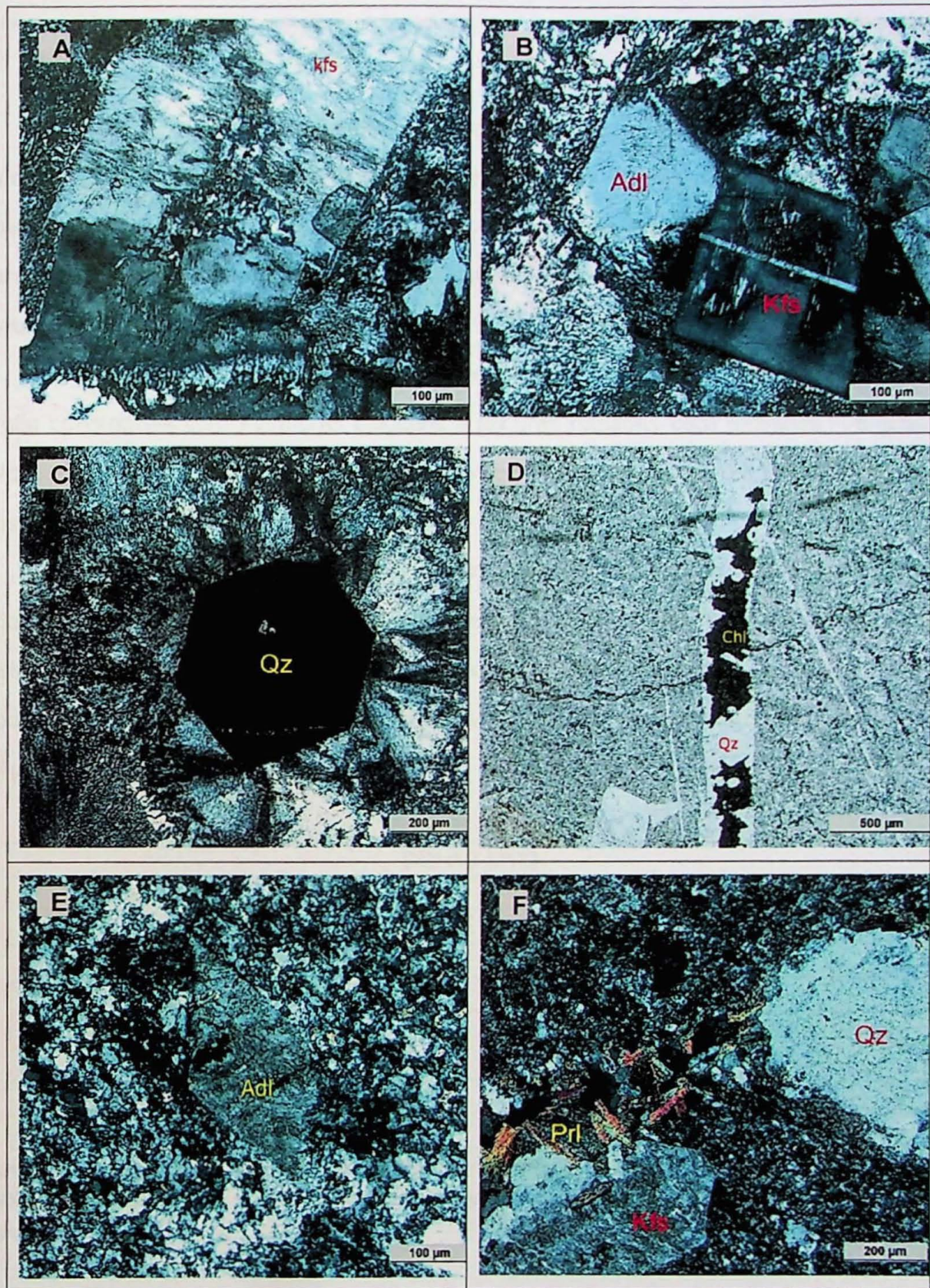


Figura 6.1.3.3: (A) Fenocristal de feldspato com alteração potássica prévia e com textura microgranofírica que indica colocação rasa e rápido resfriamento. (B) Fenocristal de feldspato potássico e adulária hidrotermal bem formada em matriz com textura microgranofírica. (C) Esferulito ao redor de quartzo bipiramidado, com alteração argílica na matriz. (D) Vênulas de quartzo e clorita no riolito porfírico. (E) Adulária hidrotermal em matriz riolítica devitrificada (argilominerais e quartzo) com interstícios preenchidos por sericita indicando alteração sericítica em intensidade fraca. (F) Vênula de pirofilita e quartzo no dique de riolito, com matriz devitrificada e alteração

potássica seletiva em feldspato potássico. (Adl = adulária; Prl = pirofilita; Qz = quartzo; Kfs = feldspato potássico; Chl = clorita)

Em toda a extensão do testemunho de sondagem, a alteração potássica é bem evidenciada, principalmente no riodacito e no dique de granito. A alteração sericítica é posterior a fase principal, sendo mais intensa apenas no dique riolítico, onde apresenta paragênese de equilíbrio típica do sistema *low-sulfidation*, com quartzo, sericita, adulária e pirita.

Argilização também foi verificada, em especial no riolito, a qual forma agregados de argila curviformes com estruturas coloidais e texturas radiadas bem definidas. Vênulas de pirofilita e quartzo, indicativo de fluido característico de sistemas *high-sulfidation* foram observadas esporadicamente.

Clorita e carbonato também foram reconhecidos, porém restritos a fraturas e vênulas, principalmente no riodacito o que expõe componentes para inferir que o fluido está ligado ao sistema *intermediate-sulfidation*, como uma evolução do *low-sulfidation*. Complementalmente, pode-se afirmar que o testemunho DDH10-MVO está localmente distante da mineralização (Fig. 6.1.3.4).

DDH10-MVO			
Alteração	Estágio		
	Anterior	Principal	Posterior
Potássica	—————		
Sericítica		-----	—————
Argílica		-----	—————
Clorítica		-----	—————
Carbonática			-----
Sulfetos/Óxidos			-----

Figura 6.1.3.4: Sequência de alteração hidrotermal no testemunho da sondagem DDH10-MVO do Filão Cabeceira da pista, sendo o estágio principal a predominante que determina o vetor de alteração do zoneamento hidrotermal.

Tabela 6.1. Minerais identificados por análise petrográfica.

Mineral	Abreviação proposta por Whitney e Evans (2010)
Adulária	Adl
Albita	Ab
Apatita	Ap
Biotita	Bt
Carbonato	Cb
Clorita	Chl
Feldspato	Fsp
Feldspato potássico	Kfs
Hematita	Hem
Monazita	Mnz
Muscovita	Msc
Pirita	Py
Pirofilita	Prl
Plagioclásio	Pl
Quartzo	Qz
Sericita	Ser

6.2 Difração de raio X

Análises mineralógicas por difração de raios X foram feitas nas amostras J-12, J-15, J-16, J-17, J-22, J-23, J-24, J-28, J-33 e J-34 do Filão Lagrésia do testemunho da sondagem DDH01-MVO e J-76, J-77, J-78 e J-84 da DDH02-MVO. Os resultados podem ser vistos nos anexos da monografia.

Todas as difrações referentes ao testemunho DDH01-MVO, com exceção da J-28, apenas dois minerais principais foram identificados, muscovita e plagioclásio, com ampla predominância do primeiro. A muscovita foi identificada tanto em amostras da matriz da rocha como de vênulas, o que demonstra que o principal evento de alteração hidrotermal foi a sericitização. O feldspato identificado como anortita corresponde aos feldspatos parcialmente substituídos pela alteração potássica. A mesma mineralogia foi observada nas amostras do testemunho DDH02-MVO (J-76, J-77, J-78).

Na amostra J-28, retirada de uma vênula, foi identificada calcita magnesiana, dolomita, muscovita e albita, o que pode ser interpretado como produto de uma alteração sericítica pretérita, com carbonatização superposta. Na amostra J-84 foram identificados albita e

clinopiroxênio.

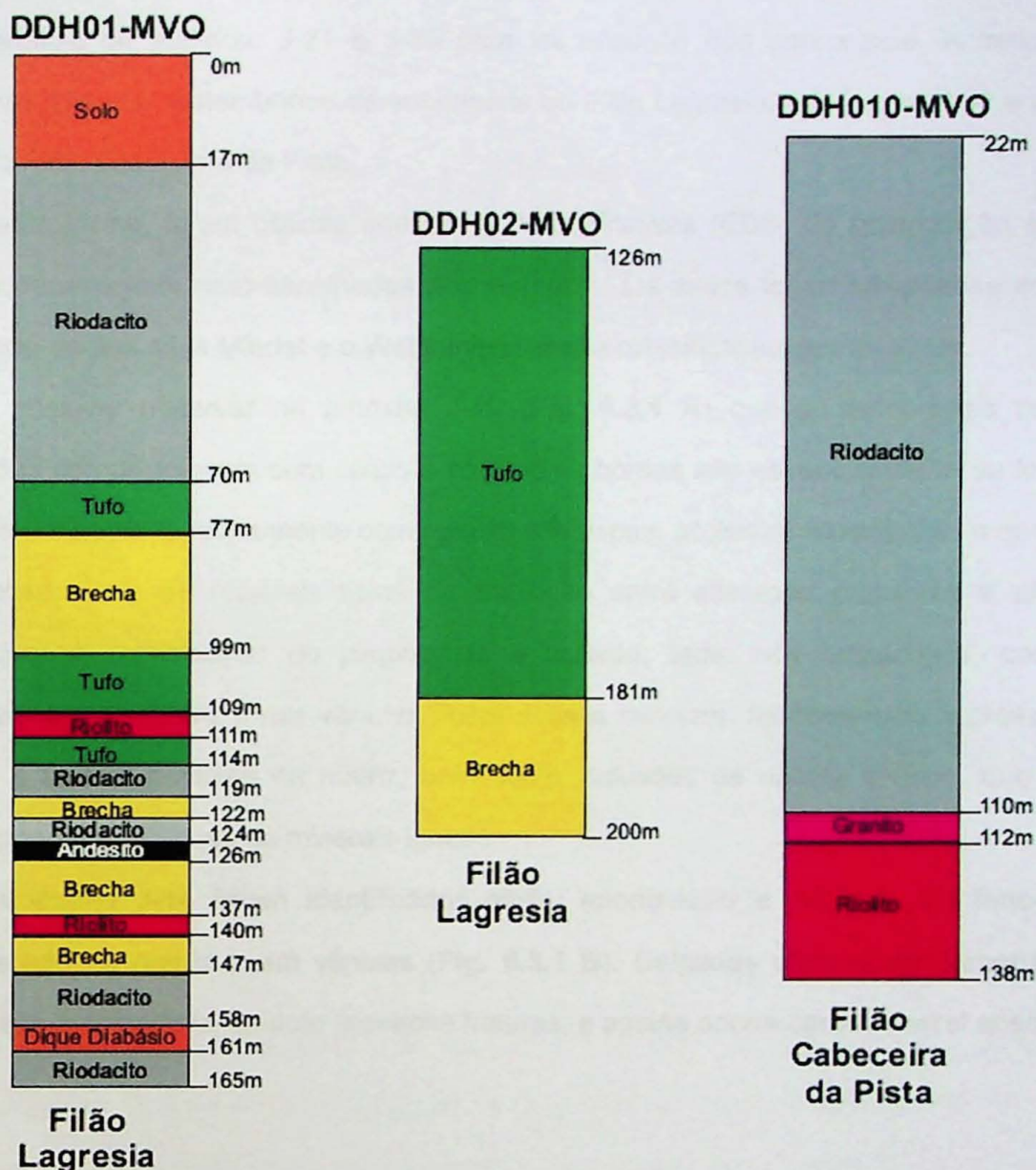


Figura 6.1.4.1: Esquema estratigráfico dos testemunhos de sondagem estudados para melhor visualização dos litotipos.

6.3 Química mineral por microscopia eletrônica de varredura (MEV)

As análises por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), acoplada a EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) foram feitas com o intuito de caracterizar minerais de minério, minerais muito finos, os quais são de difícil identificação petrográfica. Estes estudos foram importantes para classificar mais precisamente os tipos da alteração hidrotermal associada à mineralização aurífera do Mato Velho.

Para a seleção das amostras foram utilizados os seguintes critérios: J-14 e J-24, para estudo das argilas; J-19 e J-30 para classificação dos minerais com alteração propilítica; J-64 para análise de sulfetos; J-21 e J-85 para identificação dos carbonatos. A maioria das amostras são dos testemunhos de sondagens do Filão Lagresia, sendo somente a amostra J-64 do Filão Cabeceira da Pista.

Desta forma, foram obtidas análises semi-qualitativas (EDS) da composição química, bem como imagens retro-espalhadas dos minerais. Os dados foram compilados no Excel, utilizando-se dos sites Mindat e o Webmineral para a classificação dos minerais.

É possível observar na amostra J-19 (**Fig. 6.3.1 A**) que os fenocristais possuem variações composicionais com cálcio e sódio e as bordas são essencialmente de feldspato potássico e adulária, comumente com epidoto e feldspato potássico associados, o que define uma assembleia de minerais típica da transição entre alteração propilítica e alteração potássica. A participação do plagioclásio é variada, tanto nos fenocristais, como em aglomerados na matriz e nas vênulas. Além desses minerais, foi observada a presença de olivina e titanita pontuais na matriz, bem como inclusões de apatita e rutilo, que devem corresponder a relíquias de minerais ígneos.

Na lâmina J-14 foram identificados albita, anortoclásio e adulária em fenocristais, aglomerado na matriz e em vênulas (**Fig. 6.3.1 B**). Delgadas vênulas de carbonato tem associado plagioclásio, epidoto preenche fraturas, e apatita ocorre como mineral acessório.

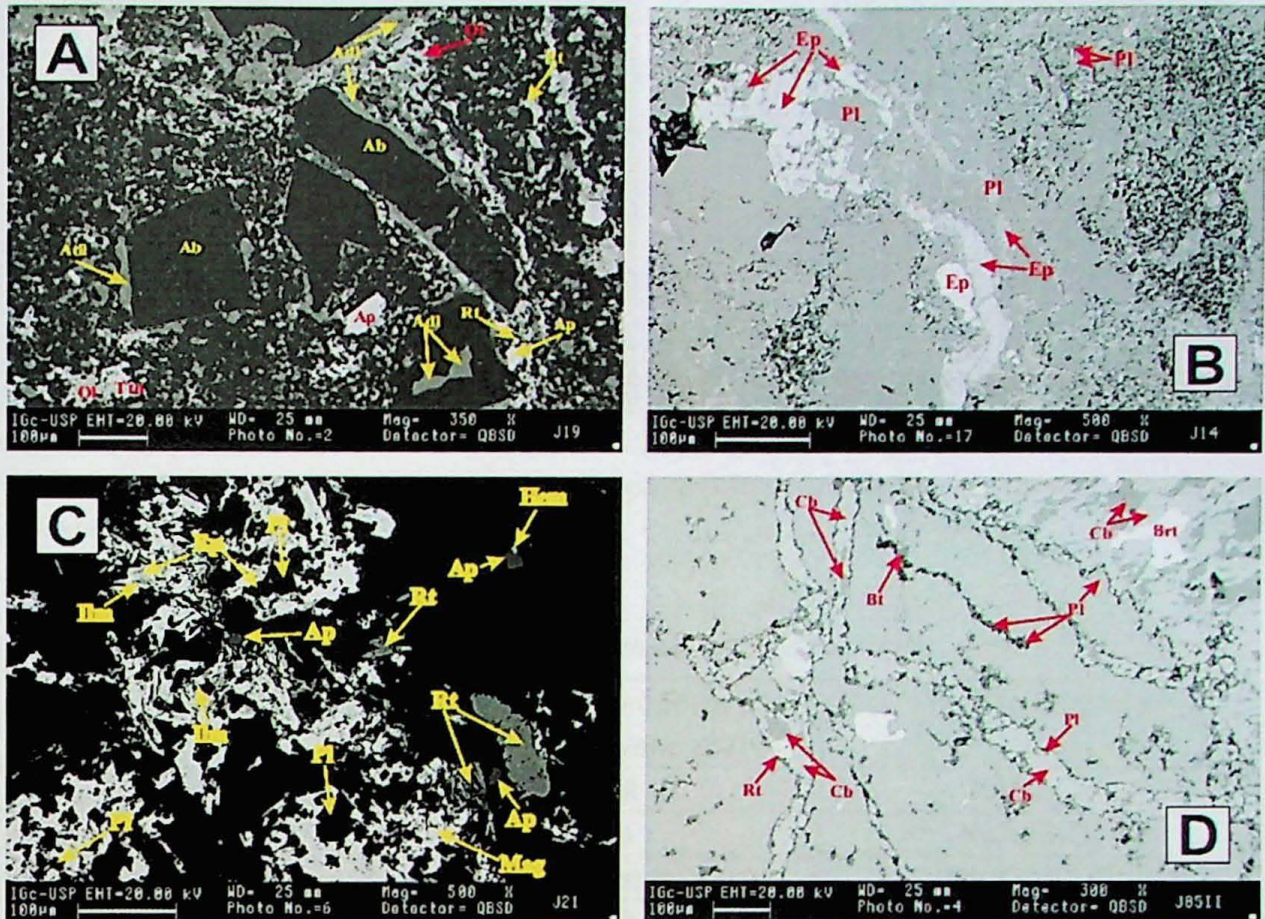


Figura 6.3.1: Imagens de elétrons retroespalhados mostrando aspectos texturais das amostras do Filão Lagresia: (A) Associação de adulária e plagioclásio (J19); (B) Vênulas de epidoto e plagioclásio na matriz (J14); (C) Vênula com pirita com apatita, hematita e rutilo associados (J21); (D) Vênula de carbonato em matriz com plagioclásio clorita (J85II).

Para a análise de sulfetos, foi selecionada a J-21 (Fig. 6.3.1 C) por ser bem representativa destes minerais. A amostra possui vênulas anastomosadas com micas bem cristalizadas com sulfetos. Dentre os minerais opacos foram identificados ilmenita, magnetita, rutilo e hematita, por vezes também incluída em apatita. Epidoto ocorre como inclusão nas bordas do plagioclásio e ilmenita.

A amostra J 85 II (Fig. 6.3.1 D) demonstra que o conteúdo de carbonato se estende na matriz e principalmente em vênulas, encontrado frequentemente em toda a rocha. São comuns inclusões de barita e rutilo, com raras ocorrências de biotita hidrotermal em vênulas.

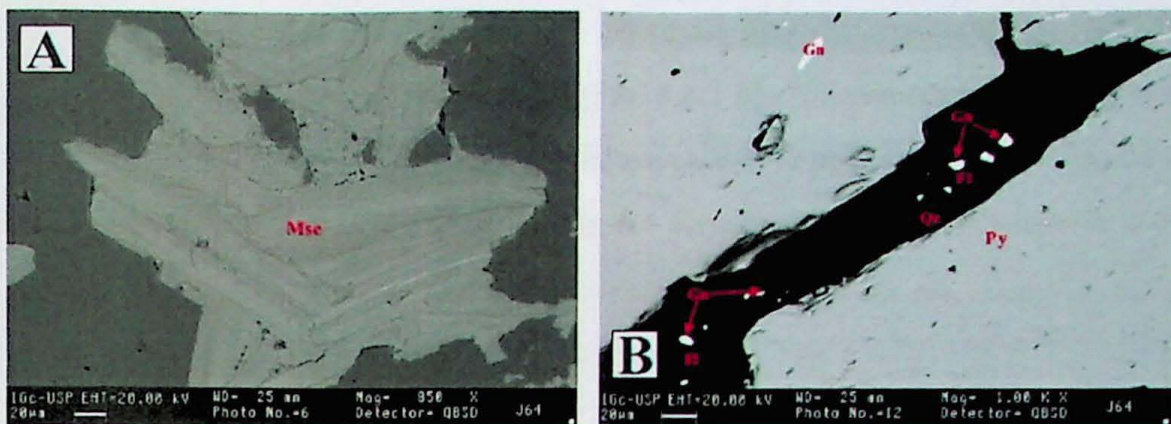


Figura 6.3.2: Imagens de elétrons retroespalhados mostrando aspectos texturais das amostras do Filão Cabeceira da Pista (J64): (A) Matriz com intensa alteração sericítica; (B) Vênula de quartzo com grãos de galena e fluorita cortando pirita.

Tabela 6.3. Minerais identificados por microscopia eletrônica de varredura (MEV).

Mineral	Abreviação proposta por Whitney e Evans (2010)	Fórmula Química
Adulária	Adl	KAlSi_3O_8
Albita	Ab	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
Anortoclásio	Ano	$(\text{Na},\text{K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$
Barita	Brt	BaSO_4
Calcita	Cal	CaCO_3
Carbonato	Cb	CaO
Escapolita	Scp	$(\text{Na},\text{Ca})_4[(\text{Al},\text{Si})_{12}\text{O}_{24}]\text{Cl}$
Epidoto	Ep	$\text{Ca}_2(\text{Fe},\text{Al})\text{Al}_2(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$
Feldspato	Fsp	$(\text{K},\text{Na},\text{Ca})(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_8$
Fluorita	Fl	CaF_2
Galena	Gn	PbS
Hematita	Hem	Fe_2O_3
Ilmenita	Ilm	$\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3$
Magnetita	Mag	$\text{Fe}^{3+}_2\text{Fe}^{2+}\text{O}_4$
Monazita	Mnz	$(\text{Ce},\text{La},\text{Nd},\text{Th})\text{PO}_4$
Muscovita	Msc	$\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_{1.8}\text{F}_{0.2}$
Plagioclásio	Pl	$(\text{Na},\text{Ca})\text{Al}(\text{Si},\text{Al})\text{Si}_2\text{O}_8$
Prehnita	Prh	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Olivina	Ol	$(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{SiO}_4$
Pirita	Py	FeS_2
Quartzo	Qz	SiO_2
Rutilo	Rt	TiO_2
Titanita	Ttn	CaTiSiO_5
Zircão	Zrn	ZrSiO_4

As imagens da amostra J-64 mostram alteração sericítica na matriz e nas vênulas, típicas de zonas próximas a mineralização (Fig. 6.3.2 A). Foi observado fratura preenchida por quartzo com inclusões de galena e fluorita, envolvidas por pirita (Fig. 6.3.2 B).

A presença constante de carbonatização em vênulas e na matriz associadas a intensa alteração sericítica comprovam que essas rochas sejam típicas de sistemas epitermais *intermediate-sulfidation* evoluindo para *low-sulfidation*.

6.4 Geocronologia U-Pb

O método escolhido para a datação geocronologia U-Pb (La-ICP-MS) em zircão de duas amostras da área de estudo. A amostra J-62 consiste em um granito e a J-63 em um dique de riolito, ambos do testemunho de sondagem Filão Cabeceira da Pista.

Foi utilizado um espectômetro LA-ICP-MS, marca Neptune e o laser, Photon Machine 193, sendo as análises feitas à frequência de 6 Hz, 7 mJ de força, 193 nm de comprimento de onda, 32 µm de diâmetro de laser de incidência e 40 s de tempo de atuação em cada amostra de zircão. Os resultados são apresentados em tabela Excel, com a utilização do programa Isoplot 4.7 para a obtenção das idades, através dos diagramas de concórdia.

Os zircões do granito (J-62) são praticamente homogêneos, apresentando raramente corrosão magmática. No geral, a maioria dos grãos são euédricos a subédricos, com hábitos prismáticos a bipiramidais. Grande parte desses grãos possuem cor cinza-claro com zonamento ígneo, podendo por vezes conter inclusões e fraturas, mas que não prejudicaram as análises. Há ainda, uma pequena população de grãos que possui sobrecrecimento escuro em suas bordas, o que pode ter sido atribuído ao evento hidrotermal que afetou a rocha (Fig. 6.4.1).

De modo geral, a qualidade dos grãos é muito boa, facilitando assim a seleção dos melhores cristais a serem datados, o que proporcionou a datação de 24 zircões, porém descartados os grãos que apresentaram idades discordantes, resultou num total de 20 excelentes grãos para obtenção de uma idade confiável. Quando possível, foram datados núcleo e borda. A idade concordante absoluta estimada de cristalização através do diagrama de concórdia, utilizando os dados de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ é de $1989 \pm 8,6$ Ma (MSWD = 3,4). Idade de 1959 ± 12 Ma (MSWD = 1,8) para o Intercepto superior, que define a idade de

cristalização da rocha (**Fig. 6.4.2**) indicando sua formação no Orosiano. A idade de intercepto inferior de 491 ± 100 Ma (MSWD = 1,8), pode refletir efeitos tecno-termais devido à evolução da Faixa Araguaia, registrados nessas rochas. No entanto, não há evidências de metamorfismo na região e tampouco as bordas dos grãos apresentam feições típicas de metamorfismo, o que sugere que esse evento foi responsável apenas por perda de chumbo associado à metamictização.

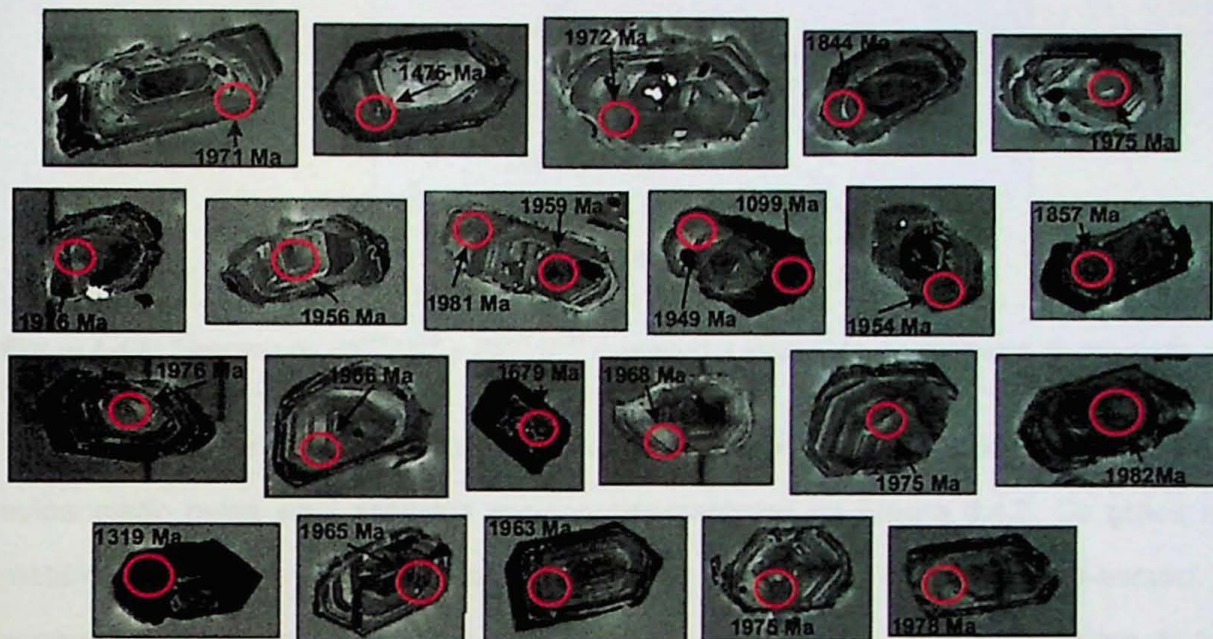


Figura 6.4.1: Imagem de catodoluminescência de 24 spots e 22 grãos de zircão selecionados da amostra J62 posicionados em numeração crescente. As idades Pb^{207}/Pb^{206} foram plotadas em preto e os círculos em vermelho representam os spots onde as análises foram efetuadas.

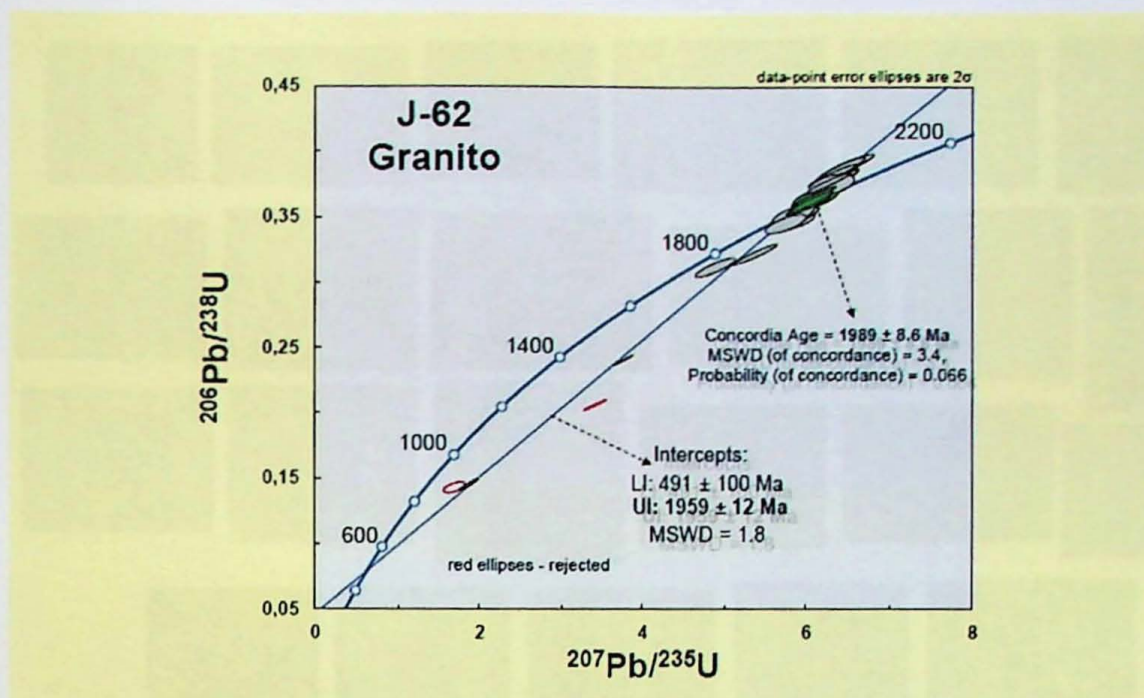


Figura 6.4.2: Diagrama de $Pb^{206}/U^{238} \times Pb^{207}/U^{235}$ mostrando a idade U-Pb no intercepto da concórdia para a amostra de granito (J-62).

O dique de riolito, J-63, contém grãos afetados por alteração hidrotermal, conforme evidenciado pelos seus aspectos escuros representados na **Figura 6.4.3**. Os grãos estão metamitizados, com muitas inclusões e com cor variando do cinza ao cinza-escuro, sem zonamento oscilatório e com faces comumente "homogêneas". Os cristais variam de forma subeuédrica a anédrica, quando não estão fraturados. Aparentemente não há um único padrão nas formas e estruturas, sugerindo assim, que possa ter originado de diferentes fontes. Há texturas de sobrecrecimento tanto nas bordas como em fraturas na superfície do mesmo, em praticamente todos os zircões analisados.

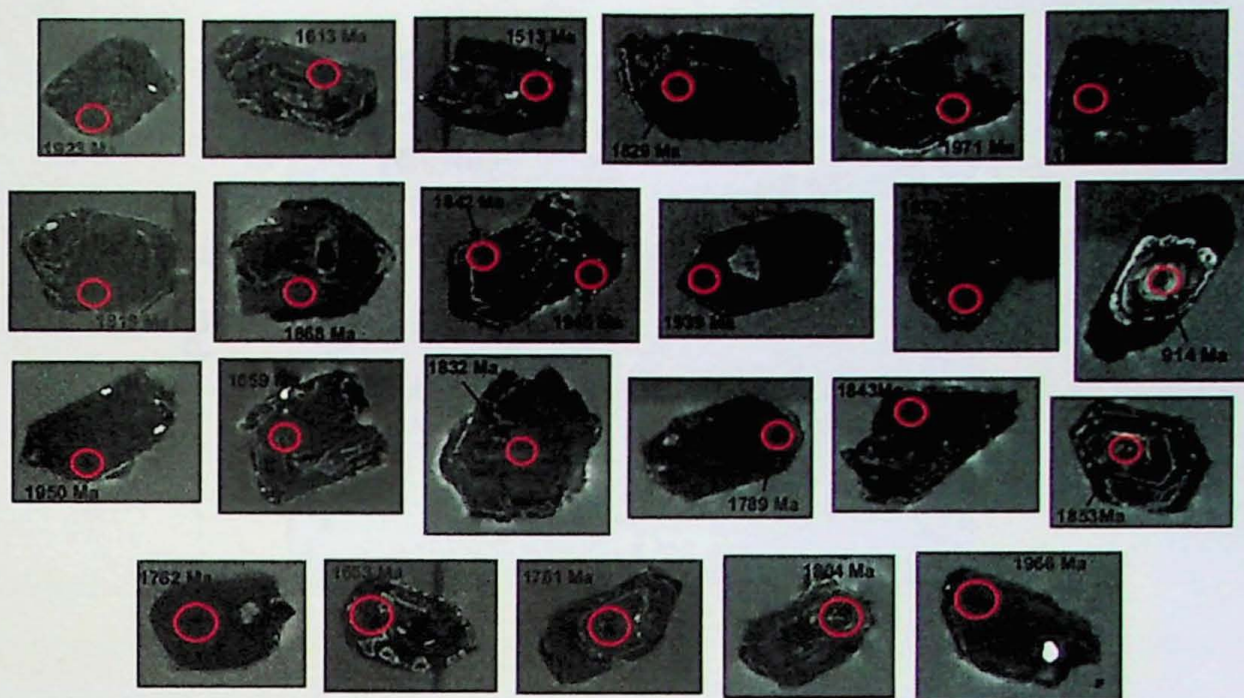


Figura 6.4.3: Imagem de catódoluminescência de 24 spots e 23 grãos de zircão selecionados da amostra J63 posicionados em numeração crescente. As idades Pb^{207}/Pb^{206} foram plotadas em preto e os círculos em vermelho representam os spots onde as análises foram efetuadas.

Mesmo seguindo o procedimento padrão, vários pontos não foram plotados em função do alto teor de chumbo comum ou problemas analíticos do próprio zircão. Outras idades ainda, mesmo que plotadas não foram utilizadas para o cálculo da idade final. Porém, mesmo não sendo muito satisfatório, a idade absoluta de cristalização obtida de 1719 ± 70 Ma (Fig. 6.4.4) para o intercepto superior e 606 ± 310 Ma para o intercepto inferior, com $MSWD = 2,7$. Porém, pelas evidências confirmadas em campo e trabalhos petrográficos, sugere-se que a idade real dessa amostra seja próxima ao granito identificado como J-62, não podendo ser comprovada pelas razões $^{207}Pb/^{235}U$ vs $^{206}Pb/^{238}U$, devido a qualidade dos grãos.

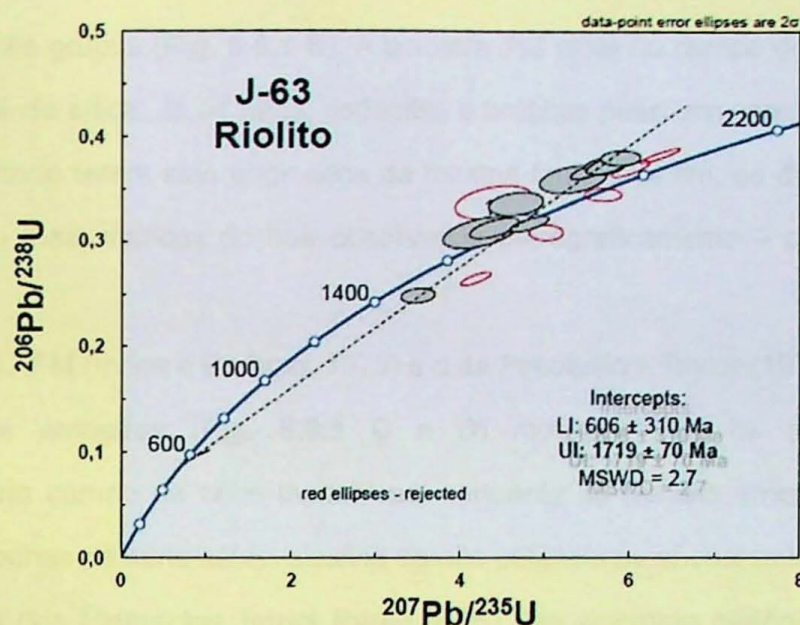


Figura 6.4.4: Diagrama de $Pb^{206}/U^{238} \times Pb^{207}/U^{235}$ mostrando a idade U-Pb no intercepto da concórdia para a amostra de granito (J-63).

6.5 Geoquímica

Foram selecionadas onze amostras abrangendo os mais variados litotipos existentes nos testemunhos de sondagens, apresentando diversas intensidades e tipos de alterações hidrotermais. Do testemunho de sondagem DDH01-MVO foram selecionadas seis amostras: J01, J19, J21, J35, J36, J37, que correspondem, respectivamente, a tufo andesítico argilizado, riodacito com alteração propilítica, riodacito cloritico-sericitizado, borda do dique de diabásio, centro do dique de diabásio e riodacito argilizado.

No testemunho de sondagem DDH02-MVO as amostras analisadas são tufos riodacíticos com alteração sericítica (J74 e J75) e brecha riolítica com alteração sericítica e carbonática (J83). As amostras J62 e J 63 de granito e dique de riolito, respectivamente, pertencem ao testemunho DDH10-MVO, e foram também selecionadas para análises geocronológicas U-Pb em zircão.

Todas as amostras foram classificadas com base no diagrama TAS (Middlemost, 1985), tanto a rocha plutônica (J62) como para as rochas vulcânicas (J01, J74 e J75) e subvulcânicas (J19, J21, J36, J37 e J63).

O granitóide possui elevados teores de sílica e alcális, sendo classificado como granito

(Fig. 6.5.1 A). As outras amostras, tanto vulcânicas como subvulcânicas, podem ser separadas em três grupos (Fig. 6.5.1 B). A amostra J63 plota no campo do riolito, e contém por volta de 78% de sílica. Já os tufos, riodacitos e brechas possuem composição dacítica a traquítica, sugerindo terem sido originados da mesma fonte. Por fim, os diques de diabásio (J35 e J36) são mais máficos do que observados petrograficamente – correspondendo a tefritos.

O diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1973) e o de Peccerillo e Taylor (1976) para a filiação geoquímica das amostras (Fig. 6.5.1 C e D) mostram que os diques (diabásio) concentram-se no campo da série tholeiíticas, enquanto as demais amostras apresentam afinidade com rochas da série cálcio-alcálica de alto potássio ou shoshonítica.

Os padrões dos Elementos Terras Raras (ETR) das amostras plutônicas e vulcânicas foram normalizadas pelo condrito, segundo a normalização proposta por Nakamura (1974). Foi verificada anomalia negativa de Eu bastante significativa no riolito e no granito, concordando com a origem evoluída de ambas. Já os outros litotipos, tais como brechas e riodacitos apresentaram anomalia negativa de Eu menos pronunciada (Fig. 6.5.1 E). Os tufos apresentaram leve anomalia positiva de Eu ou ausência de anomalia. Adicionalmente, uma amostra de tufo apresentou forte fracionamento dos ETR leves em relação aos pesados, diferindo das demais, que também são significativamente fracionadas.

Para a discriminação do ambiente geotectônica de formação, foram realizados diagramas propostos por Schandl e Gordon (2002), que indicam que os litotipos foram gerados principalmente em margem continental ativa. Apenas o granito plotou no campo das rochas de ambiente intraplaca, o que pode refletir o alto teor de potássio em decorrência da alteração potássica intensa encontrada na amostra (Fig. 6.5.1 F e G).

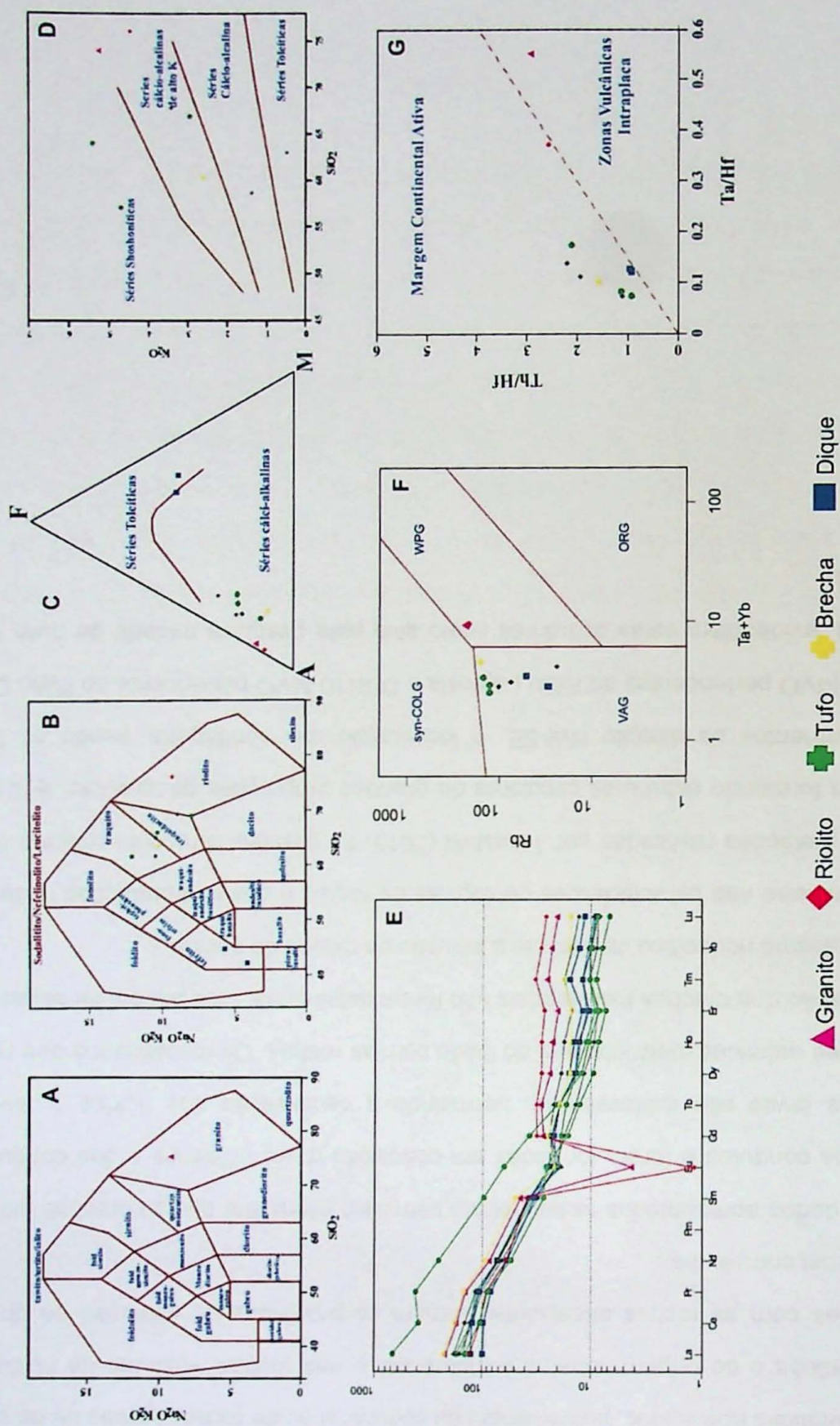


Figura 6.5.1: Características geoquímicas das rochas e sua relação com os ambientes tectônicos de formação: (A) e (B) Middlemost (1994); (C) Irvine e Baragar (1971); (D) Peccerillo e Taylor (1976); (E) Padrões terras raras normalizados segundo o condrito de Nakamura (1974); (F) Pearce et al. (1984); (G) Schandl & Gordon (2002).

7. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Comumente, os sistemas hidrotermais são sistemas abertos que permitem mudanças físico-químicas nos fluidos, provenientes da consolidação de rochas ígneas ou de processos metamórficos e de origem conatos e meteórica, e nas rochas. Misturas de fluidos e suas interações com as rochas encaixantes tornam os processos de evolução de um sistema hidrotermal complexos .

Os dados apresentados nesse estudo permitem interpretar que as brechas hidrotermais geram os condutos e foram formadas em condições muito próximas a dos condutos pelos quais as lavas são extravasadas, permitindo a canalização dos fluidos e favorecendo interações químicas mais intensas do fluido com as rochas. Os mecanismos que resultaram na formação das brechas hidrotermais não foram detalhados, mas podem ter atuado durante o magmatismo riodacítico ou durante a intrusão de diques de riolitos.

Com base nas características geológicas da região e nas interpretações baseadas nas fotointerpretações realizadas por Tokashiki (2015) foi possível o reconhecimento de domos de riolito formando estruturas circulares de grandes proporções geográficas, entrecortadas por lineamentos de direção NW-SE. A localização das sondagens, sendo os DDH01 e DDH02-MVO pertencentes ao Filão Lagresia e DDH10-MVO pertencente ao Filão Cabeceira da Pista, evidenciam estas estruturas como alvo para pesquisa mineral de ouro na região (Fig. 7.1)

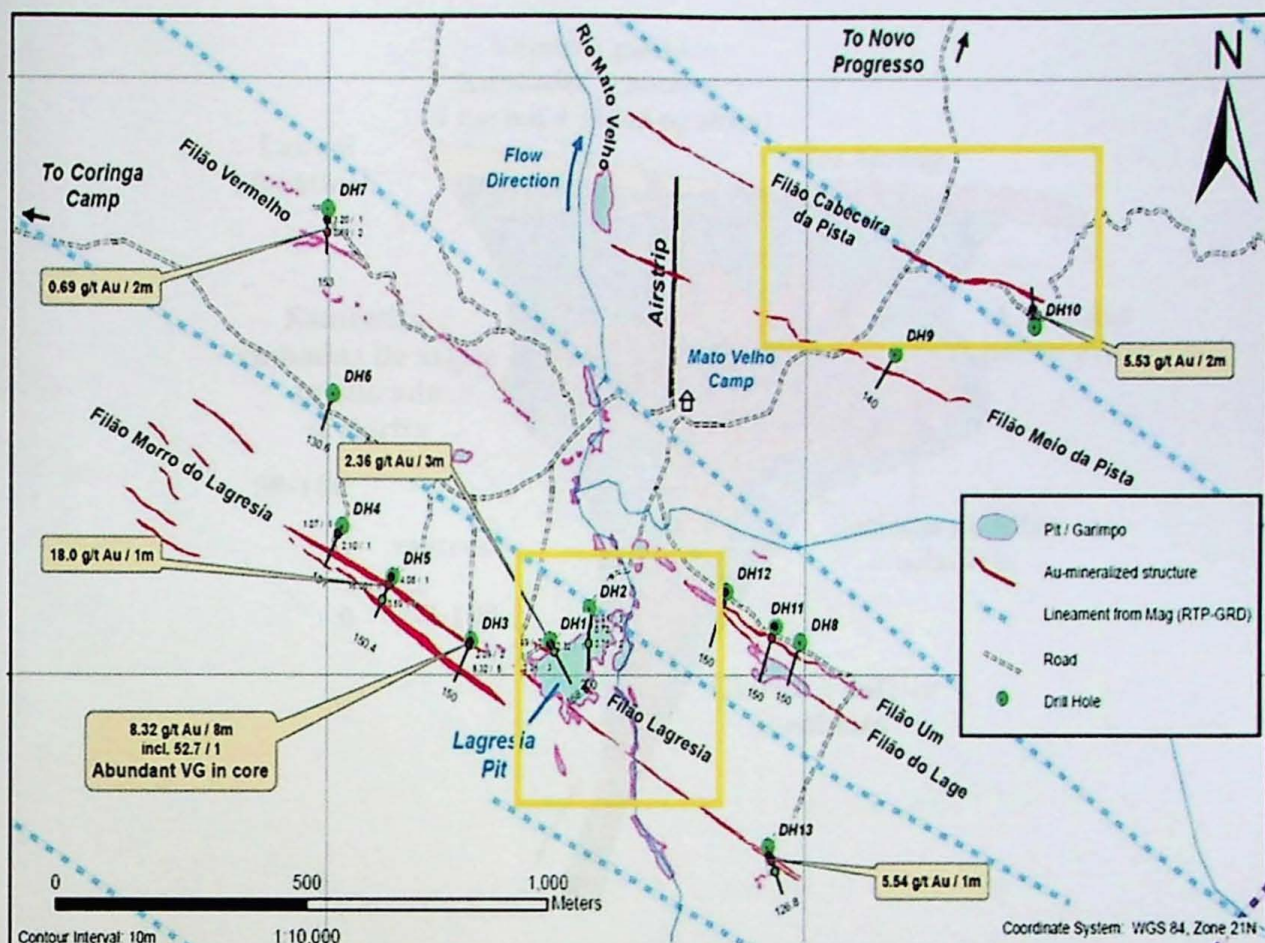


Figura 7.1: Localização dos testemunhos de sondagens e seus respectivos filões concedidos a monografia, ambos inseridos em retângulos amarelos. Á nordeste da área de estudo se localiza o Filão Cabeceira da Pista e o testemunho DDH10-MVO e no centro-sul da mesma, no Filão Lagresia, estão os testemunhos DDH01-MVO e DDH02-MVO. (Magellan Minerals, 2012).

A partir dos estudos petrográficos de detalhe, foi possível reconhecer o riodacito como litologia principal dos domos. Inúmeros eventos intrusivos nessa rocha foram identificados, resultando na colocação desde riolitos a andesitos. Estes eventos foram de extrema relevância na evolução dos sistemas hidrotermais, pois aumentaram consideravelmente a permeabilidade e originaram condutos que canalizaram os diversos pulsos de fluidos hidrotermais, modificando as encaixantes em diversos estilos e intensidades. Esta sobreposição de eventos na literatura pode ser apontada como decorrência do colapso de caldeiras magmáticas (Fig. 7.2), possibilitando ressurgências e derrames magmáticos posteriores em consequência da intrusão de outros corpos ígneos em maior profundidade (Juliani, 2005).

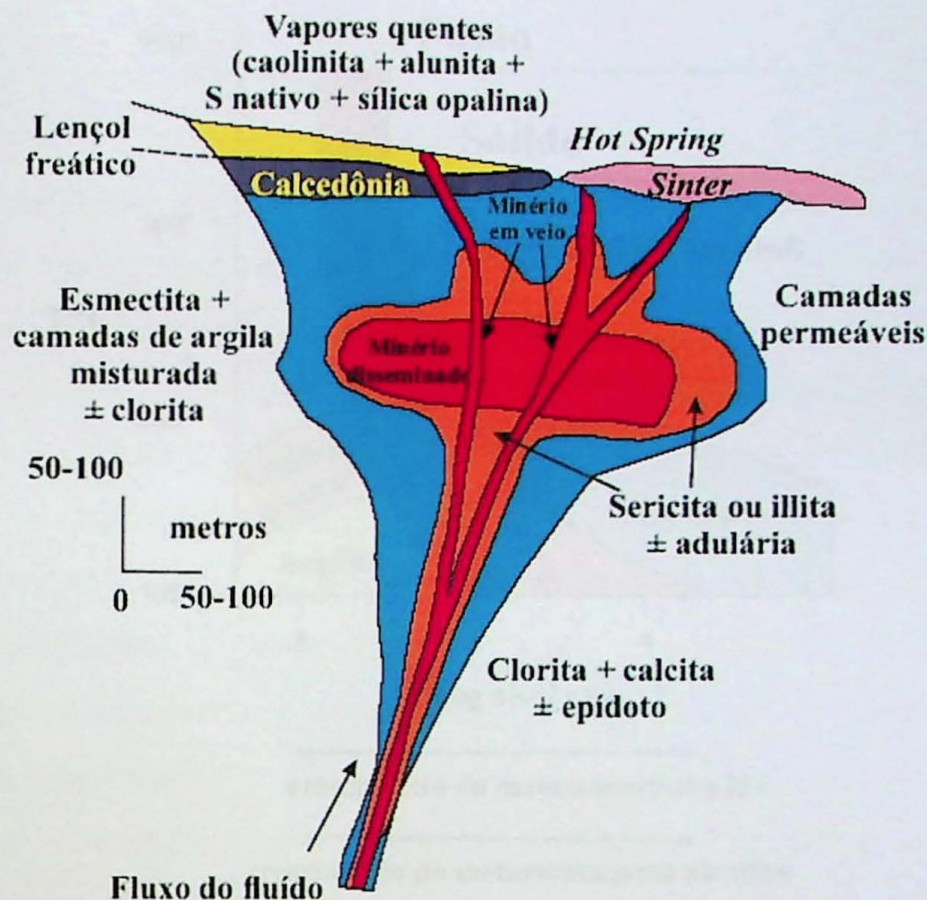


Figura 7.2: Halos zonados de regiões proximais e distais da mineralização, típicos da alteração hidrotermal low-sulfidation que são reconhecidos nos litotipos estudados. Tais alterações podem ser sobrepostas de diversas formas dentro de um sistema hidrotermal complexo, tanto pelo influxo de diversos tipos de fluidos quanto a desestabilização da pluma hidrotermal, predominando as paragéneses de baixas temperaturas (adaptado de White & Hedenquist 1995 e Hedenquist et al. 2000 por Tosdal et al. 2009).

De modo geral, nota-se que essas rochas foram submetidas a processos envolvendo fluidos de temperaturas mais elevadas, sobrepostos por alterações hidrotermais formadas em níveis crustais mais rasos durante a evolução do fluido hidrotermal (Fig. 7.3). Esse processo resulta da transferência de massa de elementos químicos móveis durante a interação com a encaixante (Sillitoe, 2010). Foi reconhecido de modo sistemático nos testemunhos de sondagem, os efeitos do metassomatismo potássico, representado pela formação de feldspato potássico com pertitas e biotita. Em algumas amostras esses minerais característicos do metassomatismo potássico, formados em temperatura mais elevada, são reliquias e sobrepostos pelas alterações sericitica e argílica.

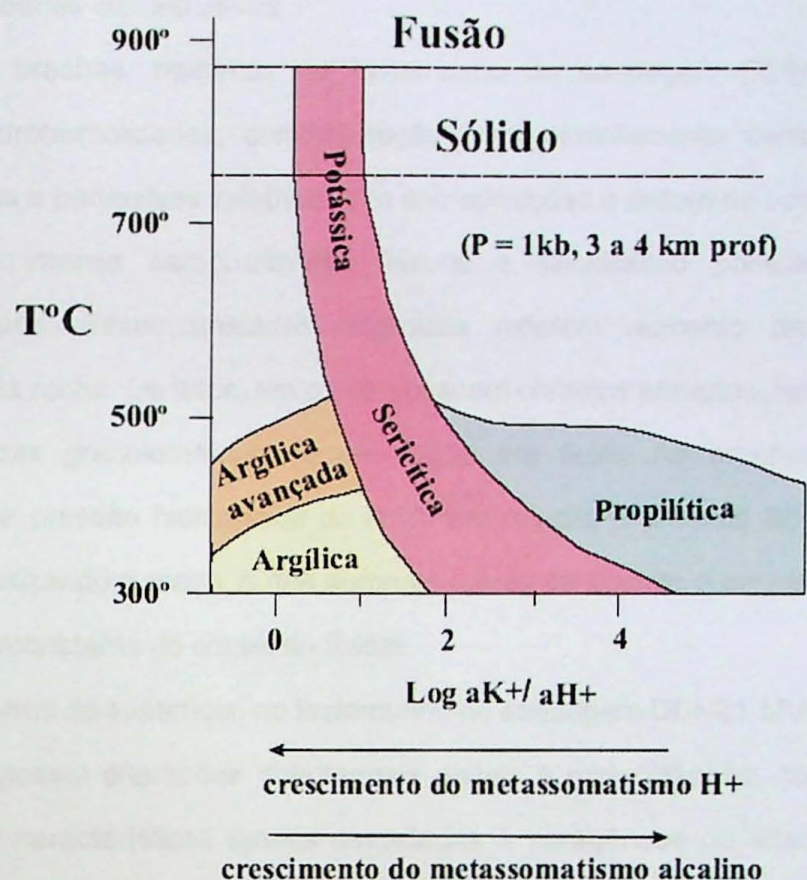


Figura 7.3: Sequência de alteração hidrotermal em função da temperatura e das atividades de K^+ e H^+ dentro de um sistema fechado no qual o fluido evolui através da interação com a encaixante (Pirajno, 2009).

No testemunho DDH10-MVO (Filão Cabeceira da Pista), o riodacito (22 a 110 m) abrange grande extensão na área de estudo, estando mais fraturado nas proximidades da superfície. É possível reconhecer nessa rocha alteração potássica seletiva e clorítica fissural, evidenciando inicialmente maiores temperaturas e menor proporção do fluido, em interação com a rocha. Somente em maiores profundidades, gradando paulatinamente para a base do litotipo menos fraturado, foi reconhecida sericitização com intensidade moderada sobrepondo as anteriores, além de vênulas e bolsões com adularia drusiforme e com cimentação anédrica, assim como megacristais na matriz. Essas rochas com alteração potássica seletiva em fenocristais mais intensa que a alteração sericítica e alteração clorítica fissural, representam, possivelmente, a porção distal da mineralização.

No Filão Lagresia, pode-se obter um detalhamento da estratigrafia da área e do comportamento das alterações hidrotermais em maior detalhe. No testemunho de sondagem DDH01-MVO o riodacito apresenta intercalações de tufos, brechas, riolitos e dique de diabásio de espessuras variadas, e variação das alterações hidrotermais concordantes com

os tipos e intensidades das intrusivas.

Os tufos e brechas, descritos no testemunho de sondagem DDH02-MVO, estão intensamente hidrotermalizados, com alteração predominantemente sericítica e argílica, ambas pervasivas e pervasivas seletivas com sobreposições e ordem de ocorrência variada. Também ocorre intensa carbonatização fissural e silicificação pontual, assim como biotitização fissural. Essas unidades litológicas refletem aumento da porosidade e permeabilidade da rocha. Os tufos, em geral, possuem contatos abruptos, acamadados, com grandes diferenças granulométricas e orientação por fluxo. As brechas expressam a predominância da pressão hidrostática do fluido em relação à pressão litostática, gerando espaços e remobilizando a rocha, o que aumenta a área de contato e permite a precipitação de forma zonada/constante do conteúdo fluidal.

A poucos metros da superfície, no testemunho de sondagem DDH01-MVO, comprova-se que o riodacito possui alterações hidrotermais distais à mineralização, com considerável preservação das características ígneas associadas à paragênese da alteração propilítica (albita + epidoto + clorita - carbonato), indicativa da pouca interação do fluido com a rocha, e do caráter neutro dos fluidos (Sillitoe, 2010). Progredindo em direção à parte mais profunda da sondagem, o gradativo aumento de clorita e sericita e o desaparecimento da albita e epidoto indicam a transição da alteração propilítica para a alteração clorita-sericítica. Com a aproximação com tufos e brechas, o riodacito oscila em intensidade entre as alterações argílica e sericítica, ou seja, o contato do fluido se tornou intenso e obliterou características do protólito. A alteração argílica é identificada através de esferulitos com estruturas radiadas, devitrificação e alteração pervasiva seletiva de fenocristais, já a alteração sericítica resulta na paragênese QSP (quartzo + sericita + pirita), evidenciada nas amostras.

Como complemento à descrição petrográfica, a difração de raios X comprovou a presença marcante de muscovita, tanto na matriz quanto em vênulas, apontando a sericitização como a principal alteração hidrotermal das amostras estudadas, o que também é característico de sistemas epitermais *low-sulfidation*. Foram, portanto, constatadas características peculiares de depósitos epitermais *low-sulfidation*, incluindo a constante presença de adulária e alteração sericítica, típica de áreas proximais à mineralização nesses sistemas epitermais, devido ao seu caráter neutro e reduzido.

A presença de alteração argílica em alguns litotipos, assim como a de hematita e vênulas

pontuais com pirofilita e quartzo, indicam fluidos ácidos e oxidados, típicos do sistema epitermal *high-sulfidation*, o que indica uma possível transição entre os dois sistemas. Entretanto, não foi verificada a presença de alunite em nenhuma das amostras (Fig. 7.4). Adicionalmente, o mineral carbonático com manganês em vênulas e, por vezes disseminado na matriz, identificado nas análises de química mineral por EDS acoplado ao MEV, é comumente sugestivo de evoluções para o tipo epitermal *intermediate-sulfidation*. Os estudos demonstram, portanto, que as amostras estão no campo *intermediate-sulfidation*, evoluindo para *low-sulfidation*, com prováveis características de *high-sulfidation*.

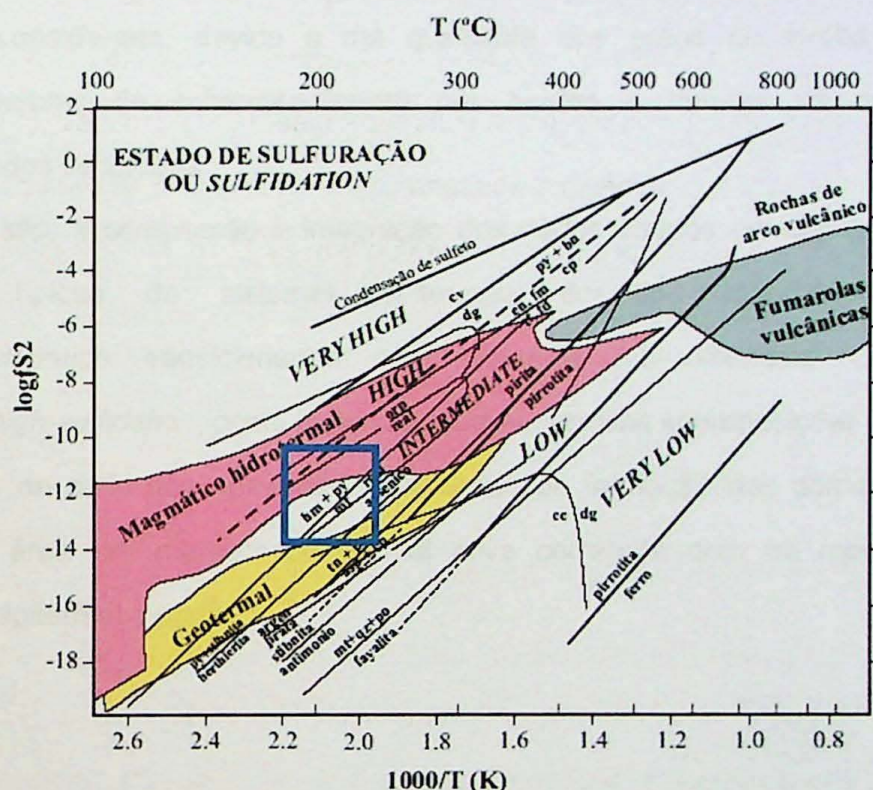


Figura 7.4: Diagrama mostrando a variedade de assembleias e isógrads de sulfetos e sulfossais em depósitos epitermais e suas variáveis composicionais entre rochas de ambientes de arcos vulcânicos, fumarolas vulcânicas de alta temperatura, fluidos magmáticos hidrotermais e fluidos geotermiais. Inserido no quadrado azul destaca-se a isógrada de opacos que reagem entre si de acordo com a oxidação do fluido e localizam a área de estudo no tipo epitermal predominante (Einaudi et al. 2003).

Segundo os dados litoquímicos, o ambiente de geração das rochas foi o de margem continental ativa, como indica a filiação dos litotipos na séries calcio-alcalina de alto potássio. As mesmas apresentam anomalia negativa de Eu, o que é condizente com o caráter evoluído das unidades principais. O dique de diabásio, porém, encontra-se no limiar da série tholeiítica, o que pode sugerir que não seja cogenético às demais rochas. O granitóide (J62) da sondagem DDH10-MVO foi datado pelo método U-Pb em zircão apresentou idade

concordante de $1989 \pm 8,6$ Ma e idade de intercepto superior 1959 ± 12 Ma, que foram interpretadas como a idade de cristalização da rocha. Os diagramas de concórdia indicam idades semelhantes às obtidas recentemente por Tokashiki (2015), associadas à Suíte Intrusiva Creporizão. Já o dique de riolito (J63), intrusivo no riodacito, da base da mesma sondagem, resultou em idade concordante de cristalização de 1719 ± 70 Ma, incongruente com as datações obtidas de Tokashiki (2015). Essa idade é próxima ao intervalo de idade do Diabásio Crepori, mas a correlação com essa unidade não é possível devido às diferenças composicionais das rochas dessa unidade e da rocha datada. A datação do dique de riolito pode ser desconsiderada, devido à má qualidade dos grãos de zircão, pois esses apresentam texturas de sobrecrecimento nas bordas e fraturas na superfície em praticamente todos os zircões.

Em conclusão, a compilação e integração dos dados obtidos permite afirmar que as rochas são típicas de sistemas epitermais do tipo magmático-hidrotermais *intermediate-sulfidation* transicionando para sistemas *low-sulfidation*, com possível ocorrência de *high-sulfidation*, como sugerido pelas sucessivas sobreposições de alterações representativas de cada tipo epitermal. O ambiente de formação dos domos e caldeiras vulcânicas da área em margem continental ativa corrobora com os modelos aceitos atualmente de epitermal e pórfiros.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, M.E. (2000). *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21V-D). Esta dos do Amazonas e Pará. Escala 1:250*. Brasília: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/CPRM.
- Arribas Jr., A. (1995). Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. In: *Magma, Fluids, and Ore Deposits*, J.F.M. (Ed). *Thompson, Mineralogical Association of Canada Short Course*, 23, 419-454
- Bard, J.P. (1986). *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- Cas, R.A.F, Wright, J.T. 1987. *Volcanic successions: modern and ancient*. Allen & Unwin, London, 528 p.
- Carneiro, C.C., Carreiro-Araújo, S., Juliani, C., Crosta, A.P., Monteiro, L.V.S., Fernandes, C.M.D. (2013). Arcabouço Crustal do Cráton Amazonas: Uma abordagem a partir de dados gravimétricos e magnetométrico. In: *Simpósio de Geologia da Amazonia, Belém, Brasil* (CD-ROM).
- Carneiro, C.C., Carreiro-Araújo, S., Juliani, C., Crósta, A.P., Monteiro, L.V.S., Fernandes, C.M.D. (2014). Arcabouço Crustal da região sul do Cráton Amazonas. Evidências Geofísicas e Implicações Tectônicas. In: *XLVII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador*, CD-ROM.
- Corbett, G.J. (2002). Structural controls to porphyry Cu-Au and epithermal Au-Ag deposits. In: *Applied Structural Geology for Mineral Exploration. Australian Institute of Geoscientists Bulletin* 36, 32-35.
- Corbett, G.J. (2002). Epithermal gold for explorationist. *AIG Journal –Applied geoscientific practice and research in Australia*, 1, 1-26
- Corbett, G.J. (2004). Epithermal Au-Ag: The magmatic connection comparison between East and West Pacific rim. In: *Ishihara Symposium, Australia*.
- Cox, K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, London.
- Dall'Agnol, R., Bettencourt, J.S., Jorge Joao, X.S., Medeiros, H., Costi, H.T., Macambira, M.J.B. (1987). Granitogenesis in the northern Brazilian region review. *Revista Brasileira de Geociências*, 17, 382-403
- Dall'Agnol, R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. (1994). Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Craton: geochronological and geochemical aspects. *Mineral. Petrology*, 50, 113-138.
- Dall'Agnol, R., da Silva C.M.G., Scheller T. (1999). Fayalite-hedenbergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazon Craton: implications for the Uatumã volcanism. In: *I Simpósio sobre Vulcanismo e ambientes associados*. Gramado, p.31.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1967). *Rock forming Minerals*. Longman, London.
- Echeverri-Misas, C.M. (2010). *Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito Província Aurífera do Tapajós (PA)*. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Mineralogia e Petrologia, Universidade de São Paulo, 235 p.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W., Inan, E.E. (2003). Sulfidation state of the fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments. *Society of Economic Geology. In: X Special Publication*. p. 285-313
- Faure, G. (1986). *Principles of Isotope Geology*. 2 ed. John Wiley & Sons. 586p.
- Feio, J.V.B., Klein, E.L., Borges, M.K. (2013). Petrografia e alteração hidrotermal das rochas hospedeiras do minério aurífero do Alvo Mato Velho, sudeste da Província Aurífera do Tapajós, Pará. In: *XIII Simpósio de Geologia da Amazonia, Belém*.

- Fernandes, C.M.D., Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Lagler, B., Echeverri Misas, C.M. (2011). High K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages. *Journal of South American Earth Sciences*, 30, 1-18.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.U. (1984). *Pyroclastic Rocks*. Berlin: Springer-Verlag, 472 p.
- Gifkins, C., Hermann, W., Large, R. (2005). *Altered volcanic rocks: A guide to description and interpretation*. Austrália: University of Tasmania (UTAS).
- Guimarães, S.B., Klein, E.L., Chaves, C.L., Queiroz, J.D.S. (2013). Rochas hospedeiras e encaixantes do Depósito Coringa, Província Tapajós. In: *XIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, CD-ROM*.
- Gustafson, L.B., Hunt, J.P. (1975). The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 70, 857-912.
- Henley, R.W., Ellis, A.J. (1983). Geothermal systems, ancient and modern: a geochemical review. *Earth Science Reviews*, 19, 1-50.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- John, D.A., Garside, L.J., Wallace, A.R. (1999). Magmatic and tectonic setting of late Cenozoic epithermal gold-silver deposits in northern Nevada, with an emphasis on the Pah Rah and Virginia Ranges and the northern Nevada rift, in Kizis, J. A., Jr., (Ed.), Low-sulfidation gold deposits in northern Nevada. Spring Field Trip Guidebook, In: *XXIX Special Publication. Reno, Geological Society of Nevada*, p. 64-158.
- Juliani, C., Rye, R.O., Nunes, C.M.D., Snee, L.W., Corrêa-Silva, R.H., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Neumann, R., Alcover Neto, A. (2005). Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brasil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215, 95-125.
- Juliani, C., Fernandes, C.M.D., Monteiro, L.V.S., Echeverri-Misas, C.M., Lagler, B. (2009). Possível zonamento metalogenético associado ao evento plutônico de ~2,0 a 1,88 Ga na parte sul do Cráton Amazônico. In: *II Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, CD-ROM*.
- Juliani, C., Carneiro, C. de C., Fernandes, C.M.D., Monteiro, L.V.S., Crósta, A.P., Carreiro-Araújo, S.A., Echeverri-Misas, C.M., Tokashiki, C.C., Aguiar, M.A. (2014). Arcos Magmáticos Continentais paleoproterozóicos superpostos na porção sul do Cráton Amazônico. In: *XLVII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, CD-ROM*.
- Kendrick J.E., Lavallée Y., Varley Ni.R., Wadsworth F.B., Lamb O.D., Vasseur J. (2016) Blowing off steam: tuffsite formation as a regulator for lava dome eruptions. *Front. Earth Sci.* 4:41. doi: 10.3389/feart.2016.00041.
- Klein, E.L., Vasquez, M.L. (2000). *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A). Estado do Pará*. Escala 1:250.000. PROMIN Tapajós, CPRM, Brasília, Brasil, CD-ROM..
- Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J., Lima, E.F. (2002). Geology, geochemistry and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119, 189-223.
- Lamarão, C.N., Souza, K.S., Dall'Agnol, R., Galarza, M.A. (2008). Granitos pórfiros da região de vila Riozinho, província aurífera do Tapajós: petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(3), 533-543.
- Le Maitre, R.W. (2002). *A classification of igneous rocks and glossary of terms*, London, 193 p.
- Mackenzie, W., Guilford, C. (1982). *Atlas of Igneous Rocks and Their Textures*: Halsted. 148 p.
- MacKenzie, W.S., Adams, A.E. (1994). *A color atlas of rocks and minerals in thin section*. John Wiley &

- Sons, Inc, New York.
- Magellan Minerals, (2012). *Coringa Project*. Acesso em 18 de janeiro de 2016, <http://www.magellanminerals.com/projects/advanced_gold/coringa/>
- Melgarejo, J.C. (1997). *Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada*. Edicions de La Universitat de Barcelona, Barcelona.
- Mcphie, J., Allen, R., Doyle, M. (1993). *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Hobart: Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, 198 p.
- Middlemost, E.A.K. (1985). *Magmas and magmatic rocks*. Longman, London
- Miranda E.E.de; Coutinho A.C. (Coord.). Brasil Visto do Espaço. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, (2004). Acesso em 31 de julho de 2016 Disponível em: <<http://www.cdbrasil.cnpem.embrapa.br>>.
- Nakamura N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 38, 757-775.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R. 1976. *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58: 63-81.
- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal processes and mineral systems*. New York: Springer-Verlag.
- Robb, L. (2005). *Introduction to ore-forming processes*. Oxford: Blackwell.
- Rytuba, J. (1981). Relation of calderas to ore deposits in the western United States. *Arizona Geological Society*, 14, 227-236
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. (2000). A new understanding of the provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453-488.
- Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Moura, M.A., McNaughton, N.J., (2001). Gold deposits of Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36, 278-299.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., (2002). Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 409-429.
- Santos, J.O.S (2003). Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM Brasília, 4, 169-226
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Faria, M.S., Riker, S.R., Souza, M.M., Almeida, M.E., McNaughton, N.J. (2006). A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: Avanços ocorridos no período 2000-2006. In: *IX Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém*, CD-ROM.
- Schandl, E.S & Gorton, M.P. (2002). Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97, 629-642
- Sawkins, F.J., O'Neil, J.R., Thompson J.M. (1979). Fluid inclusion and geochemical studies of vein gold deposits. Baguio district, Philippines. *Economic Geology*, 74, 1420-1434.
- Sillitoe, R.H. (1977). *Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: a review, en Volcanic processes in ore genesis*. Institution of Mining and Metallurgy-Geological Society of London, p. 99-116.
- Sillitoe, R.H. (2010). Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105, 3-41.
- Sillitoe, R.H., Hedenquist, J.W. (2003). Linkages between volcanotectonic settings, compositions, and epithermal precious metal deposits. In: Simmons, S.F., and Graham, I., eds., *Volcanic, Geothermal,*

- and Ore-Forming Fluids; Rulers and Witnesses of Processes within the Earth: *Economic Geology*, Special Publication 10, 315-343.
- Sillitoe, R.H., Bonham, H.F. (1990). Sediment-hosted gold deposits distal products of magmatic hydrothermal deposits. *Geology*, 18, 157-161.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22, 174-181.
- Tokashiki, C. do C., Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Echeverri-Misas, C.M., Aguja, M.A., Arrais, L.B. (2013). Eventos vulcânicos de 1,97 Ga com mineralizações de ouro epitermais *low- e intermediate-sulfidation* na porção sul da Província Aurífera do Tapajós. In: *XIII Simpósio de Geologia da Amazonia*, Belém, p. 625-628.
- Tokashiki, C.C., Juliani, C., Aguja, M.A., Arrais, L.B. (2013a). Mineralizações de ouro e polimetálicas em domos de riolito na porção sul da Província Aurífera do Tapajós (PA) – Sistemas epitermais *low- e intermediate-sulfidation* (?) de ~1,96Ga. In: *III Simposio Brasileiro de Metalogenia*, Gramado, CD-ROM.
- Tokashiki, C.C., Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Echeverri-Misas, C. M., Aguja, M.A., Arrais, L.B. (2013b) Eventos Vulcânicos de 1,97 Ga com mineralizações de ouro epitermais *low- e intermediate sulfidation* na porção sul da Província Aurífera do Tapajós. In: *XIII Simpósio de Geologia da Amazonia*, Belém, p. 625-628
- Tokashiki, C. do C. (2015). *Mineralizações low- e intermediate-sulfidation de ouro e de metais de base em domos de riolito paleoproterozóicos na porção sul da Província Mineral de Tapajós*. Tese de Doutorado. São Paulo: Instituto de Geociências da USP.
- Tokashiki, C. do C., Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Echeverri-Misas, C.M., Aguja, M.A., Arrais, L.B. (2014). Mineralizações auríferas associadas a eventos vulcânicos de 1,97 Ga de sistemas epitermais *low- e intermediate-sulfidation* do Depósito Coringa – Província Mineral do Tapajós. In: *XLVII Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, CD-ROM.
- Tokashiki, C.C.; Juliani, C.; Monteiro, L.V.S.; Echeverri-Misas, C.M.; Aguja, M.A.; Arrais, L.B. (2015) Eventos vulcânicos de 1,97 Ga com mineralizações de ouro epitermais *low- e intermediate-sulfidation* na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA). In: GORAYEB, P.S. de S.; Lima, A.M.M. de (Org.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém. Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, v. 9, p. 119-138.
- Tosdal, R.M., Dilles, J.H., Cooke, D.R. (2009). From source to sinks in auriferous magmatic-hydrothermal porphyry and epithermal deposits. *Elements* (5): 289-295
- Tröger, W.E. (1979). *Optical determination of rock-forming minerals*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Usero, G.L., Bello, R.M.S., Juliani, C. (2009.) Evidência de mineralização do tipo pórfiro a partir de inclusões fluidas do minério auro cuprífero da mina do Palito, província aurífera do tapajós. In: *II Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, Gramado, CD-ROM.
- Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (2008). *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado do Paraná Escala de 1:1.000.000*. Programa Geologia do Brasil, Belém, CPRM/CIAMA-PA.
- White N.C., Hendequist J.W. (1990). Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 36, 445-474.
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.

De acordo

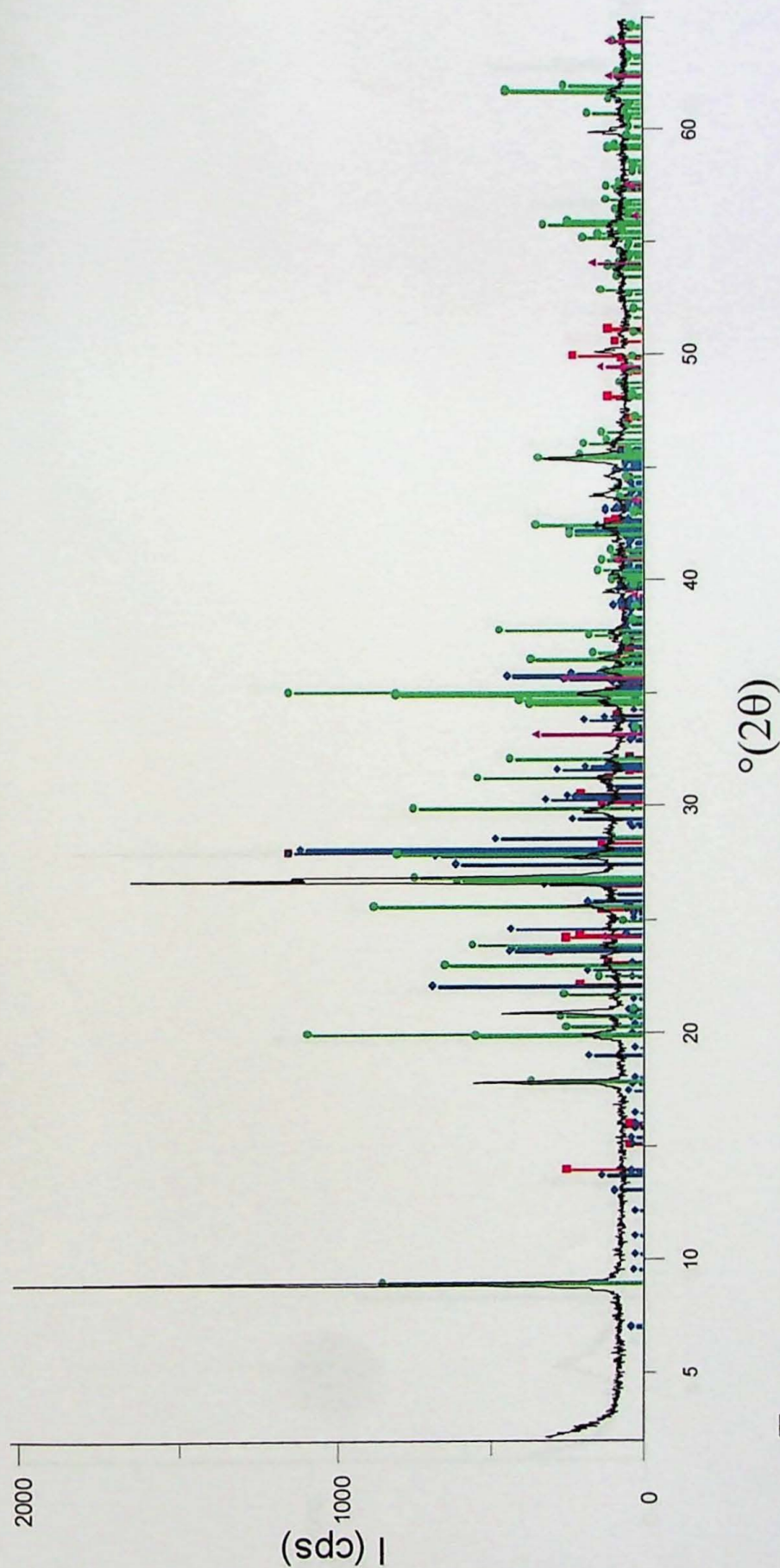
Marione Vinson Rente 88

Anexos

Anexo 1

Difração de Raios-X

J-12



File: J_12.raw - Type: Locked Coupled - Start: 2.000 ° - End: 65.007 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 28.6 s

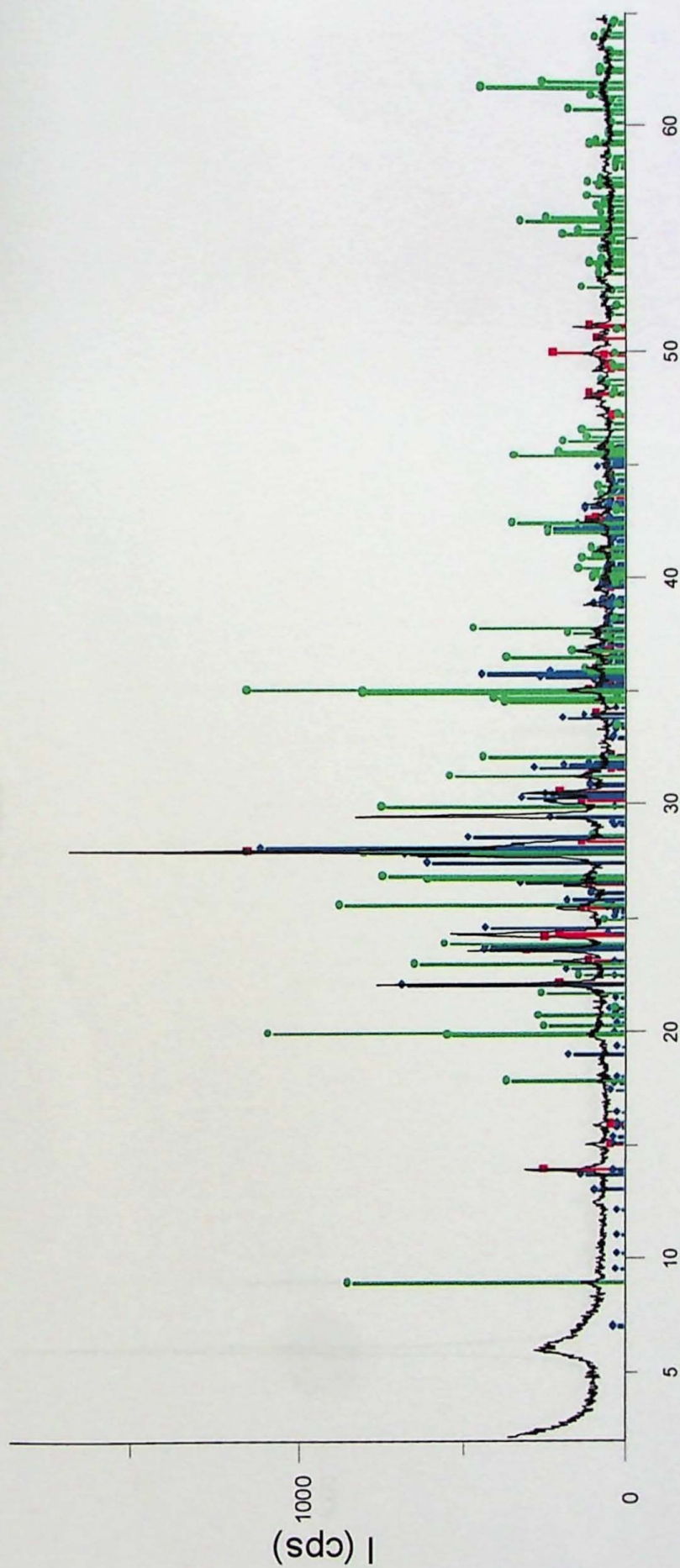
00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi₃O₈

01-076-0833 (l) - Anorthite, sodian - Ca_{0.86}Na_{0.14}Al_{1.94}Si_{2.06}O₈

01-084-1302 (*) - Muscovite-2M1 - KAl₂(OH)₂

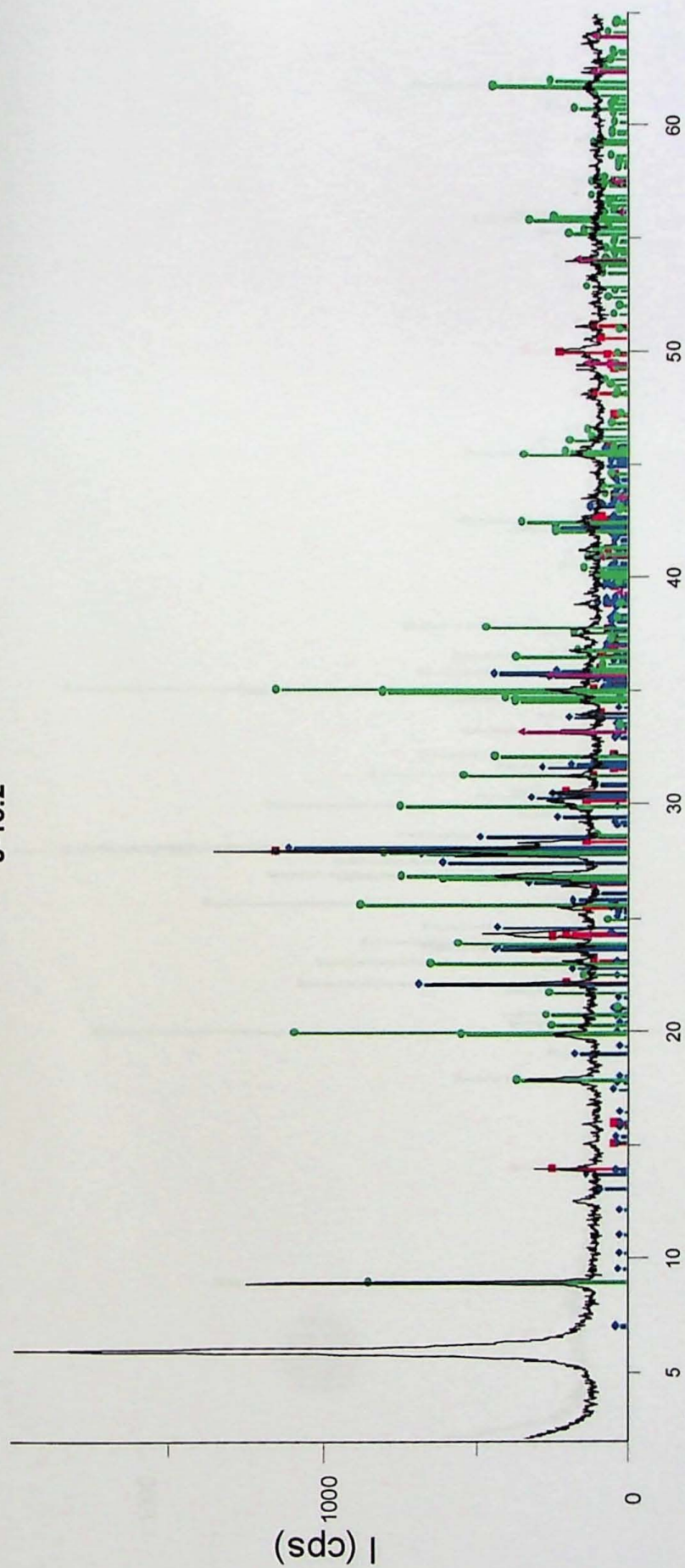
01-073-8434 (*) - Hematite - Fe_{1.98}H_{0.02}O₃

J-15.1



File: J-15.1.raw - Type: Locked Coupled - Start: 2.000 ° - End: 65.007 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 28.6 s
00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi3O8
01-076-0833 (I) - Anorthite, sodian - Ca0.86Na0.14Al1.94Si2.06O8
01-084-1302 (*) - Muscovite-2M1 - KAl2.9Si3.1O10(OH)2

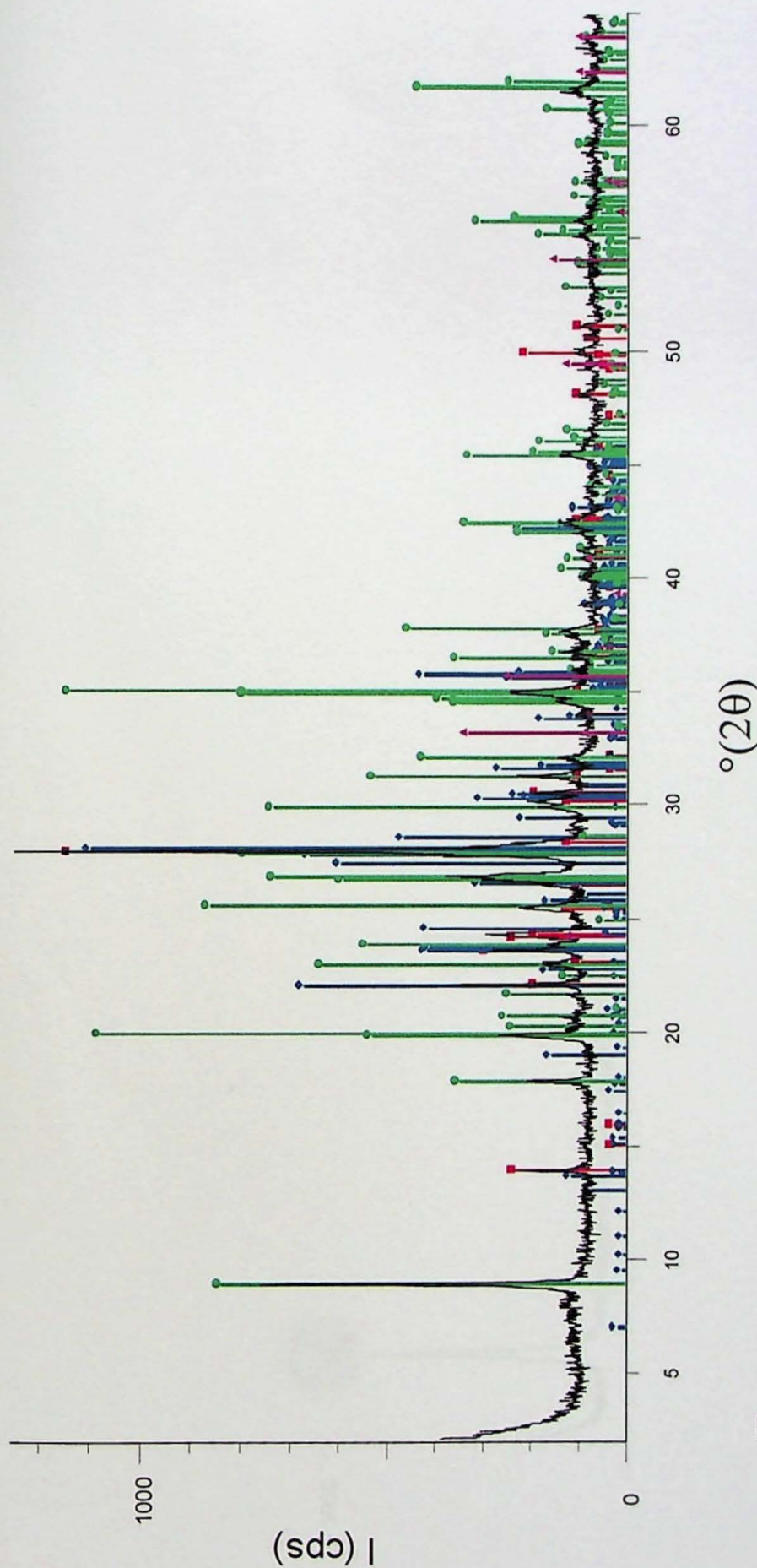
J-15.2



$^{\circ}(2\theta)$

J-15_2 - File: j_15_2.raw - Type: Locked Coupled - Start: 2.000 ° - End: 65.007 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 28.6 s
 00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi₃O₈
 01-076-0833 () - Anorthite, sodian - Ca_{0.86}Na_{0.14}Al_{1.94}Si_{2.06}O₈
 01-084-1302 (*) - Muscovite-2M1 - KAl₂(OH)₂Si₃O₁₀
 01-073-8434 (*) - Hematite - Fe_{1.98}H_{0.06}O₃

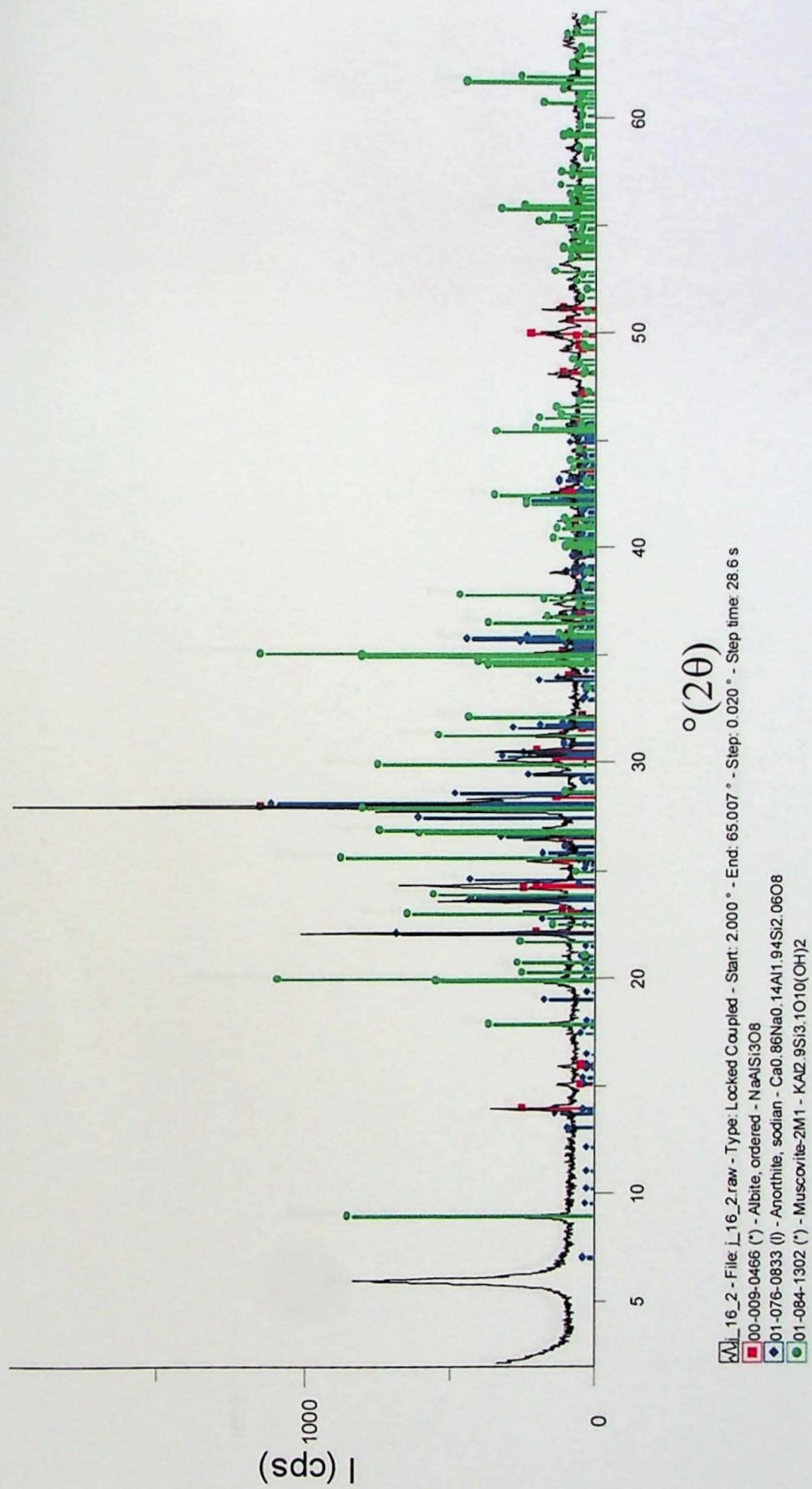
J-16.1



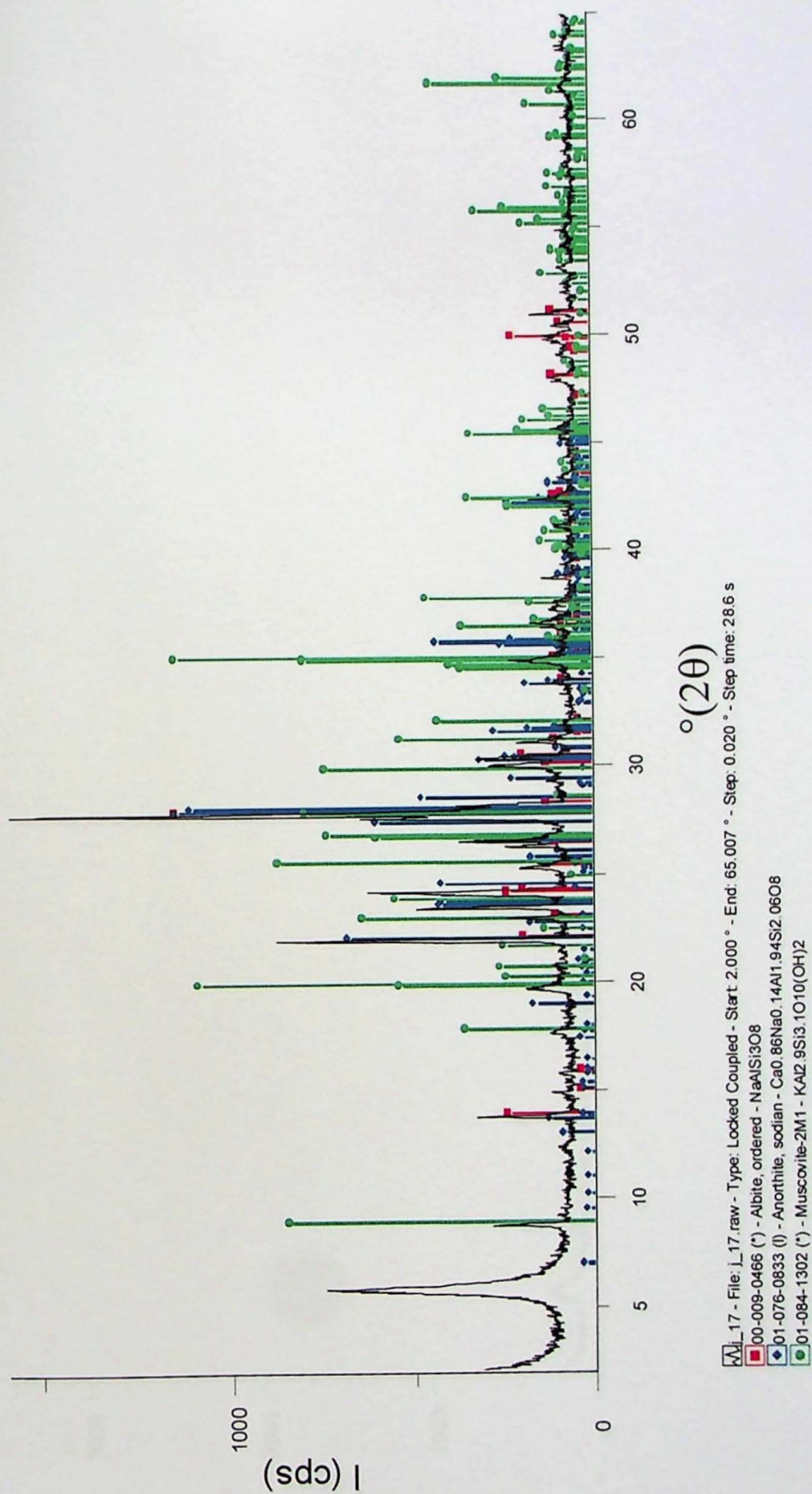
File: J_16_1.raw - Type: Locked Coupled - Start: 2.000 ° - End: 65.007 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 28.6 s

- 00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi₃O₈
- 01-076-0833 (I) - Anorthite, sodian - Ca_{0.86}Na_{0.14}Al_{1.94}Si_{2.06}O₈
- 01-084-1302 (*) - Muscovite-2M1 - KAl₂(OH)₂
- 00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi₃O₈
- 01-076-0833 (I) - Anorthite, sodian - Ca_{0.86}Na_{0.14}Al_{1.94}Si_{2.06}O₈
- 01-084-1302 (*) - Muscovite-2M1 - KAl₂(OH)₂
- 01-073-8434 (*) - Hematite - Fe_{1.98}H_{0.06}O₃

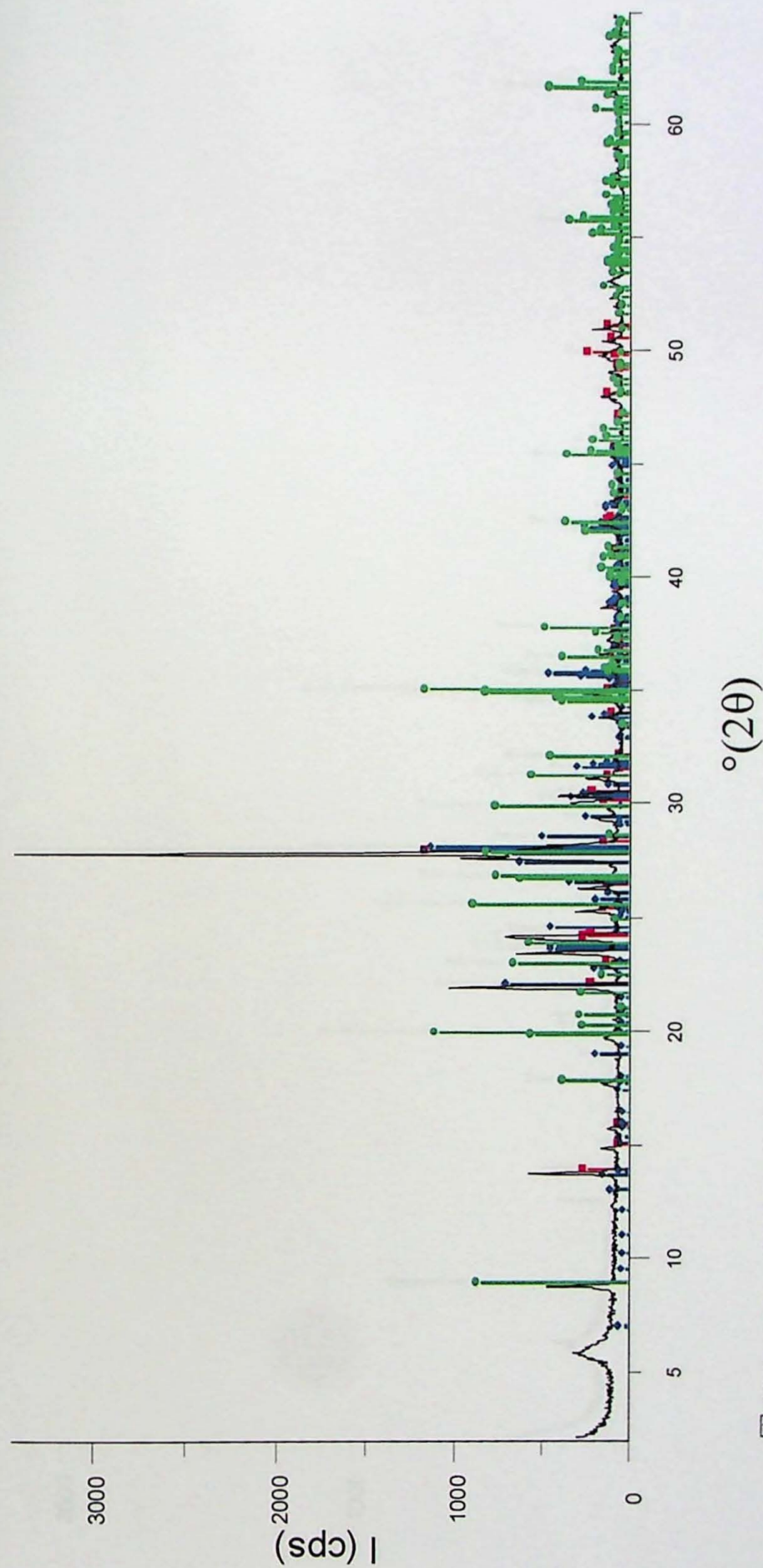
J-16.2



J-17

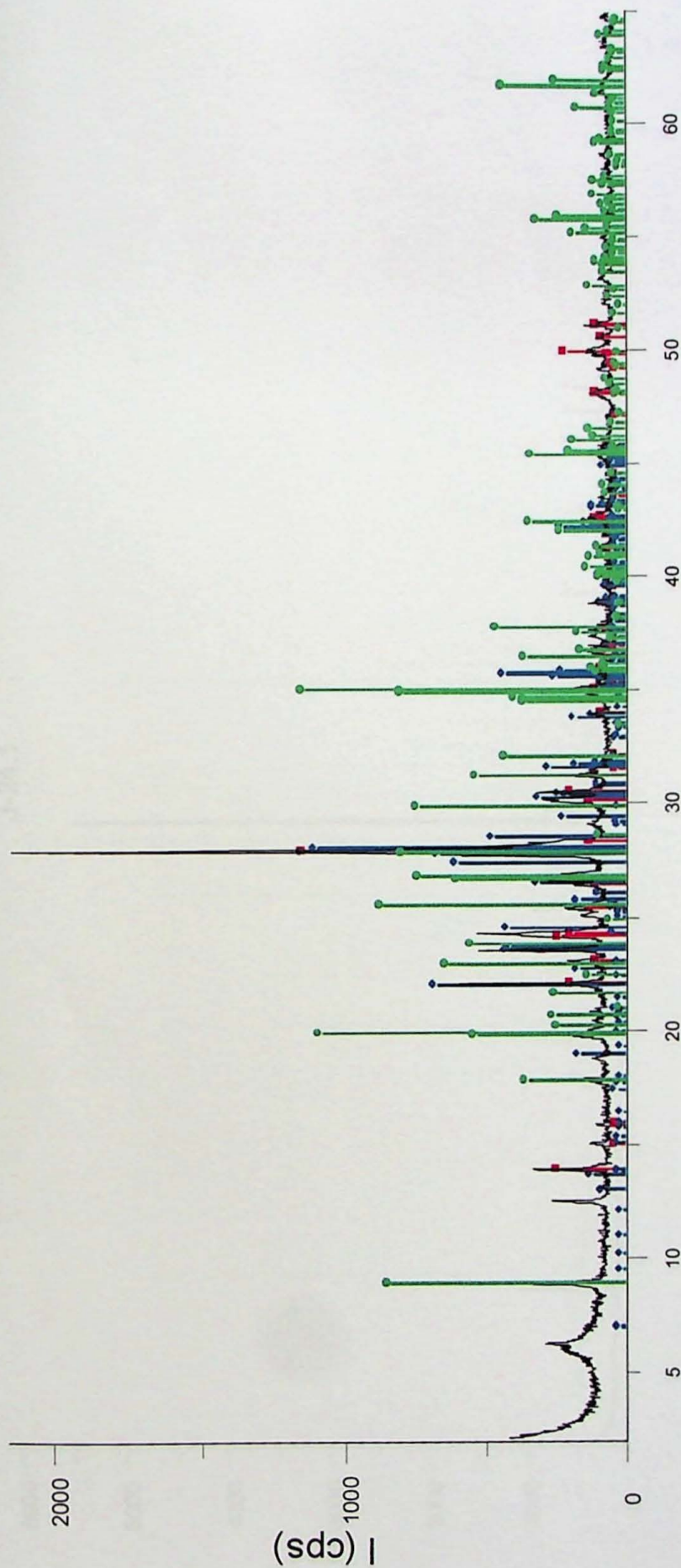


J-22



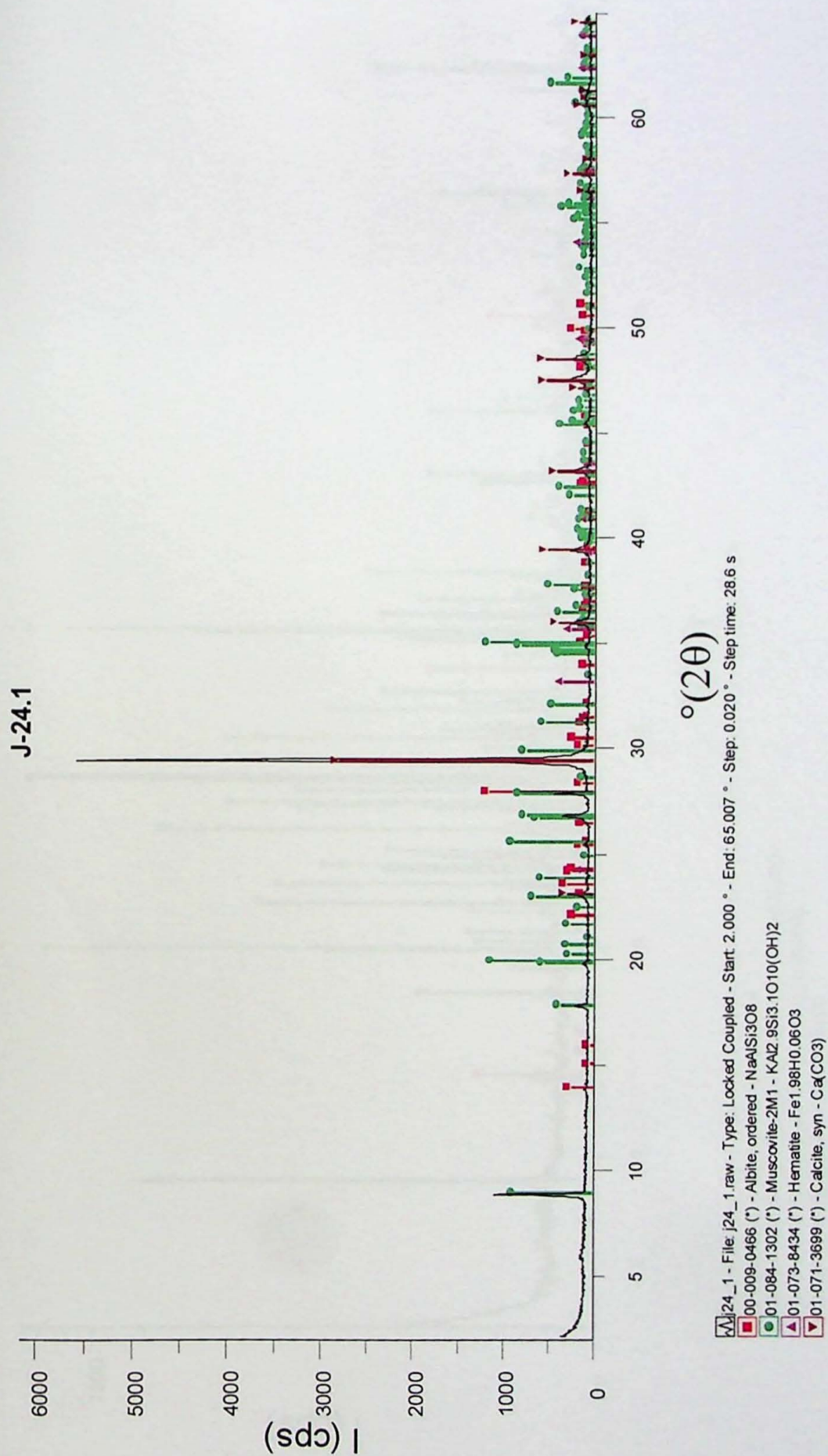
File: j_22.raw - Type: Locked Coupled - Start 2.000 ° - End: 65.007 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 28.6 s
00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi₃O₈
01-076-0833 (I) - Anorthite, sodian - Ca_{0.86}Na_{0.14}Al_{1.94}Si_{2.06}O₈
01-084-1302 (*) - Muscovite-2M1 - KAl₂Si₃10H₂(OH)₂

J-23

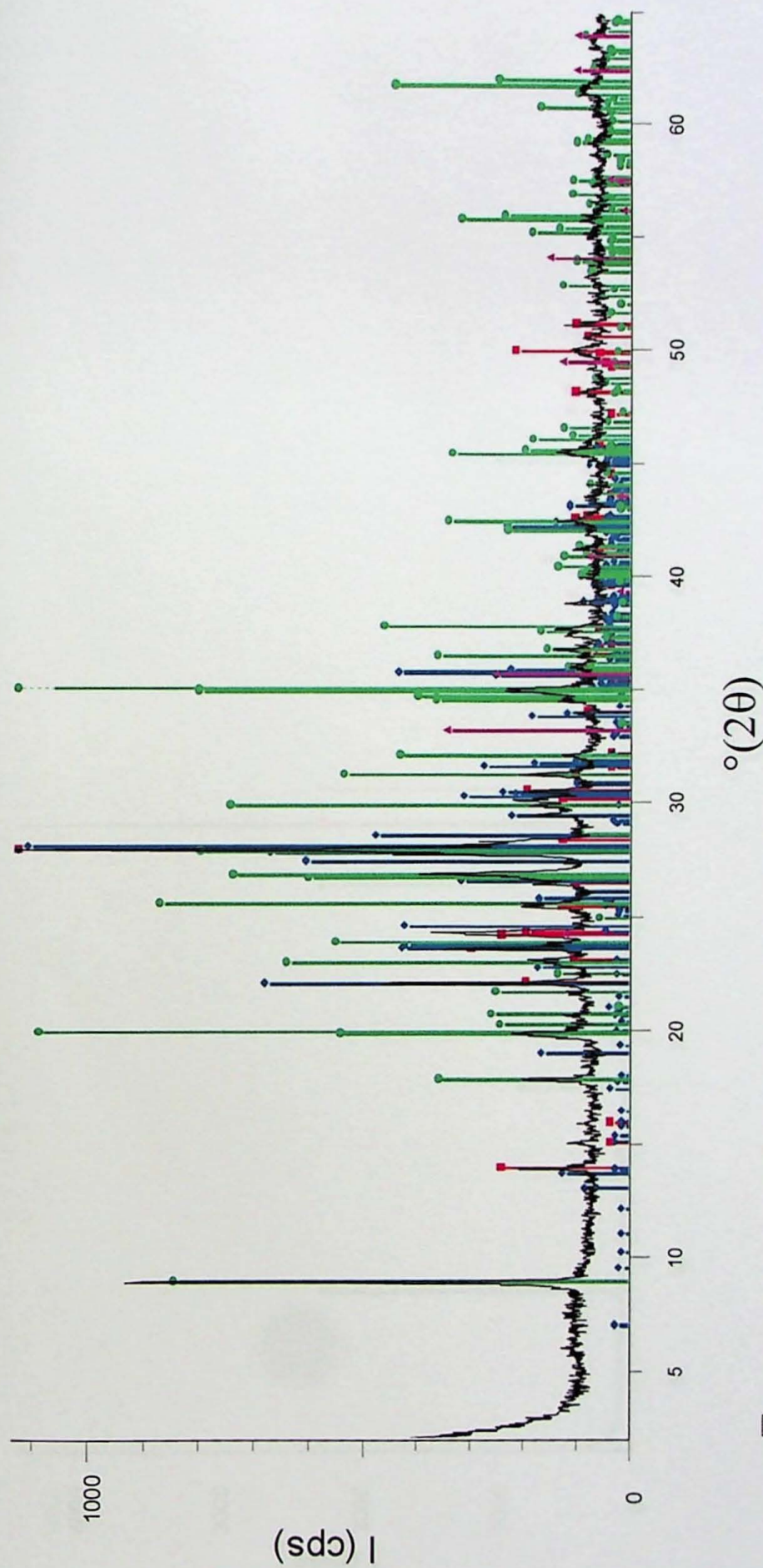


$^{\circ}(2\theta)$

J-23 - File: j_23.raw - Type: Locked Coupled - Start: 2.000 ° - End: 65.007 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 28.6 s
 00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi3O8
 01-076-0833 (I) - Anorthite, sodian - Ca0.86Na0.14Al1.94Si2.06O8
 01-084-1302 (*) - Muscovite-2M1 - KAl2.9Si3.1O10(OH)2

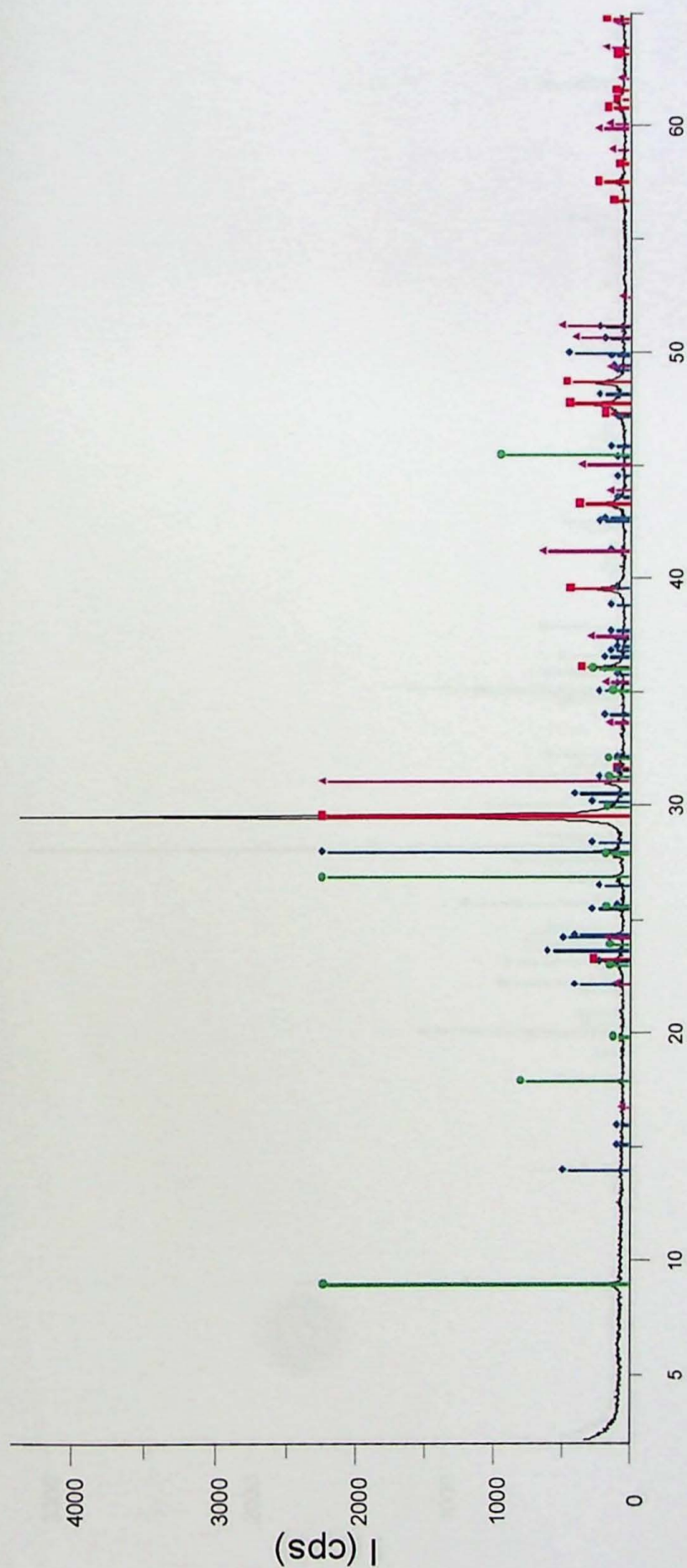


J-24.3



J24_3 - File: j24_2.raw - Type: Locked Coupled - Start: 2.000 ° - End: 65.007 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 28.6 s
 00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi₃O₈
 01-076-0833 () - Anorthite, sodian - Ca_{0.86}Na_{0.14}Al_{1.94}Si_{2.06}O₈
 01-084-1302 (*) - Muscovite-2M1 - KAl₂(OH)₂Si₃O₁₀
 01-073-8434 (*) - Hematite - Fe_{1.98}H_{0.06}O₃

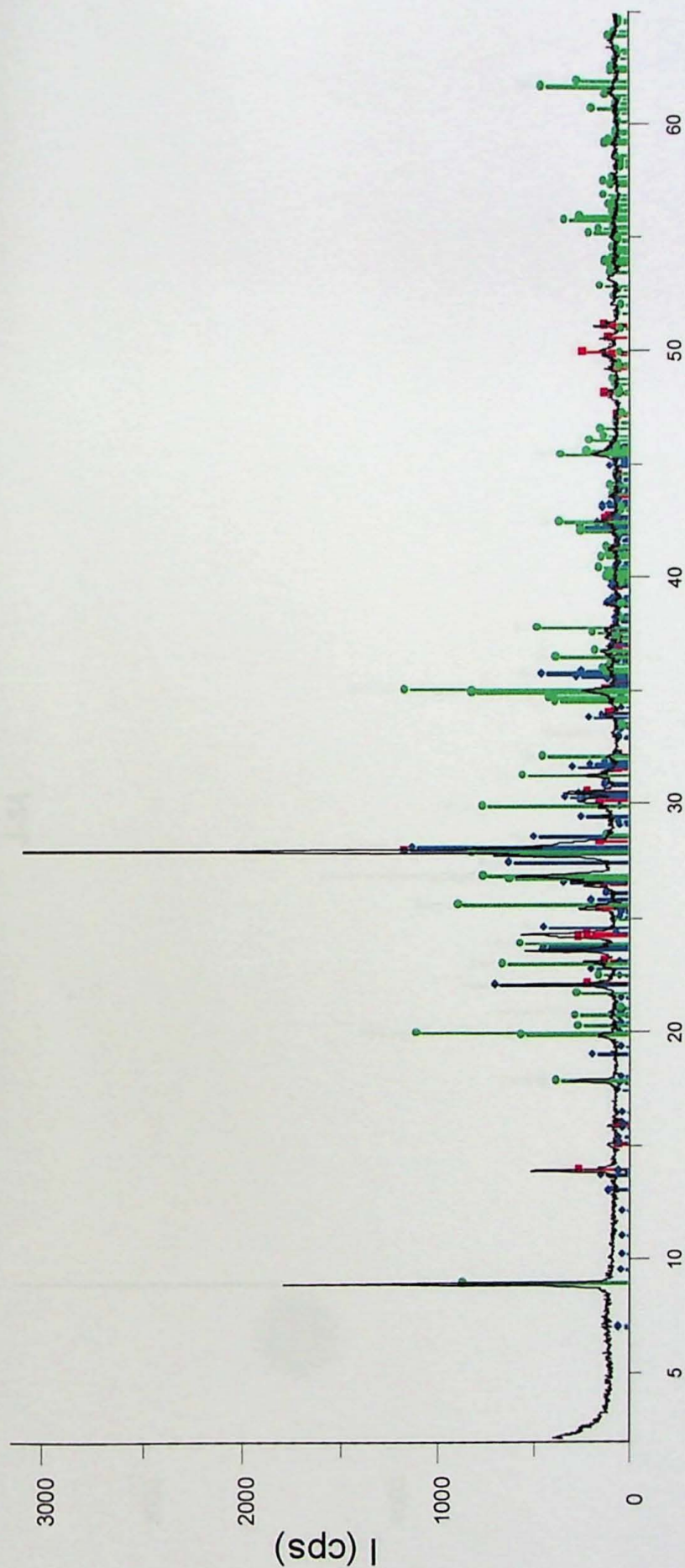
J-28



$^\circ(2\theta)$

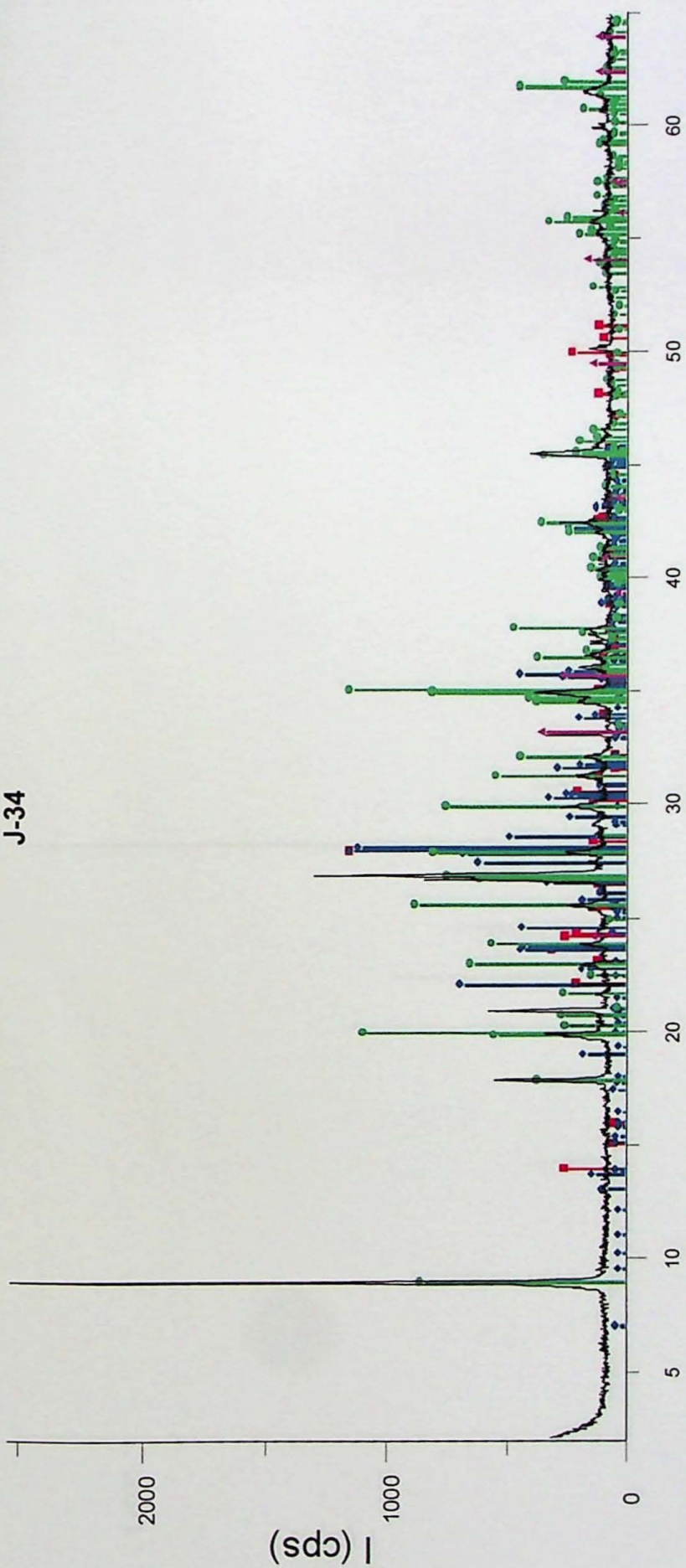
J-28 - File: j28.raw - Type: Locked Coupled - Start: 2.000 ° - End: 65.007 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 28.6 s
 01-089-1304 (*) - Calcite, magnesium, syn - (Mg_{0.03}Ca_{0.97})(CO₃)
 00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi₃O₈
 00-058-2037 (I) - Muscovite-2M1, heated - KAl₂(Si₄Al)₄O₁₀(OH)₂
 01-071-1662 (*) - Dolomite - CaMg(CO₃)₂

J-33



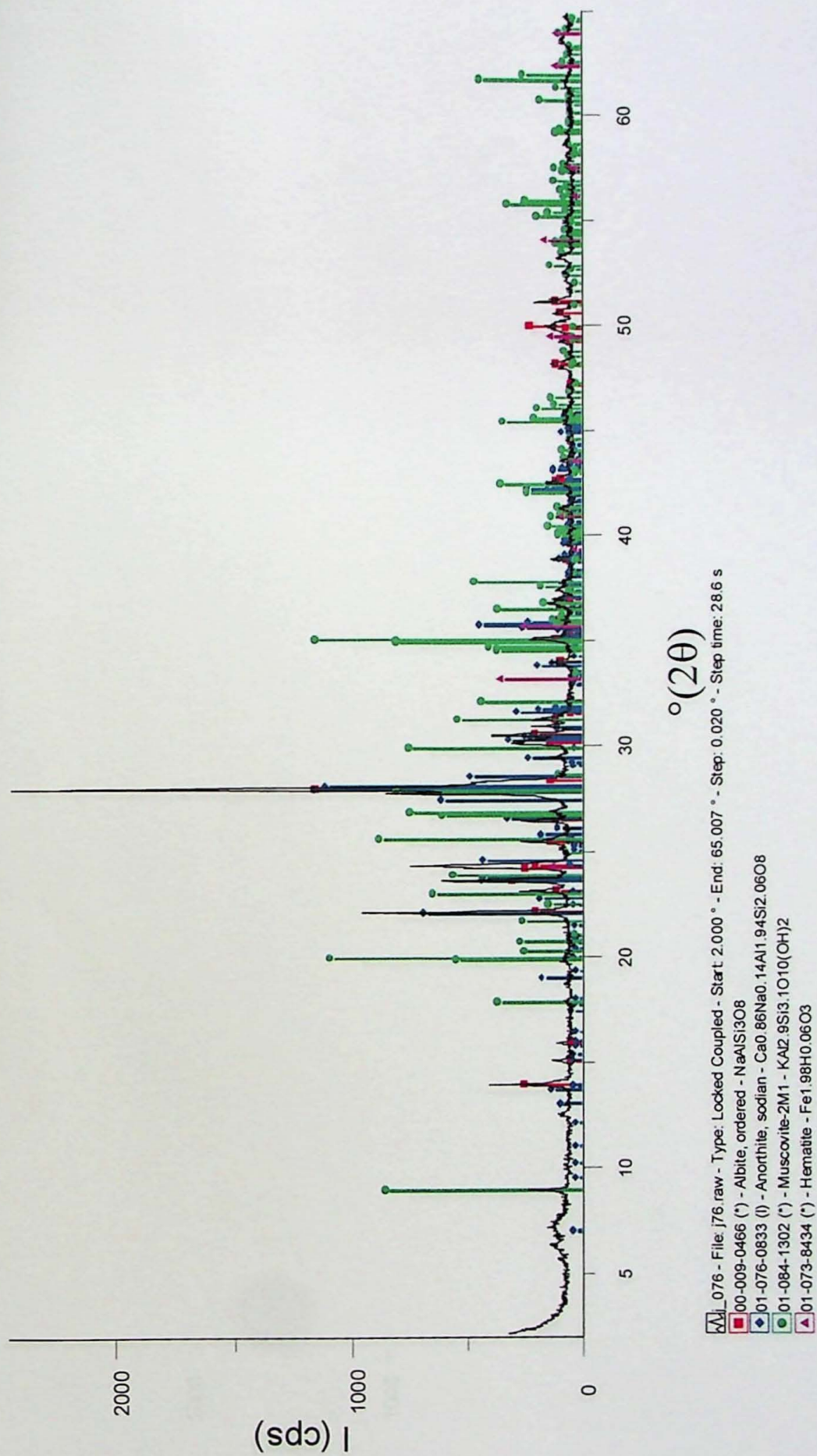
File: j33 raw - Type: Locked Coupled - Start: 2.000 ° - End: 65.007 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 28.6 s
00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi3O8
01-076-0833 (I) - Anorthite, sodian - Ca0.86Na0.14Al1.94Si2.06O8
01-084-1302 (*) - Muscovite-2M1 - KAl2.9Si3.1O10(OH)2

J-34

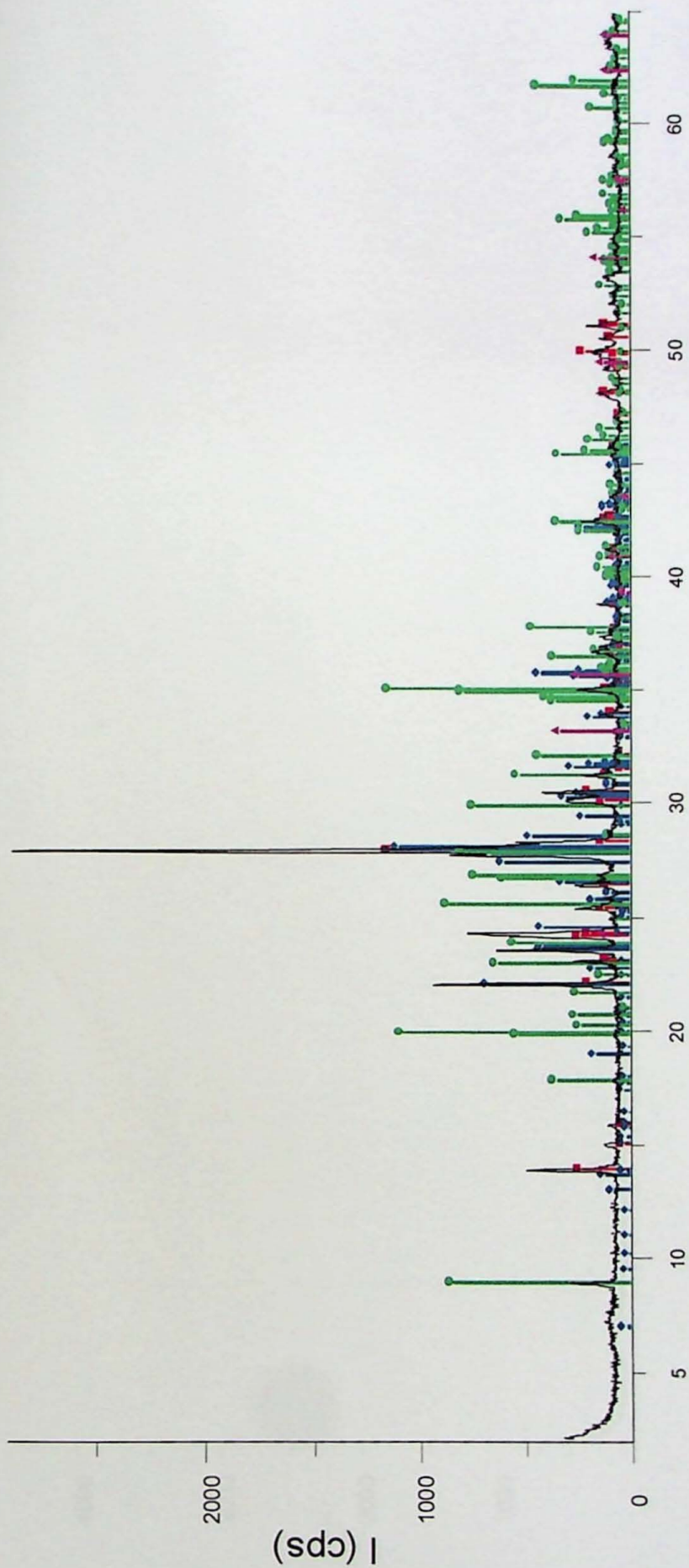


J34b - File: j34b.raw - Type: Locked Coupled - Start: 2.000 ° - End: 65.007 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 28.6 s
 00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi₃O₈
 01-076-0833 (l) - Anorthite, sodian - Ca_{0.86}Na_{0.14}Al_{1.94}Si_{2.06}O₈
 01-084-1302 (*) - Muscovite-2M1 - KAl₂(OH)₂Si₃O₁₀
 01-073-8434 (*) - Hematite - Fe_{1.98}H_{0.06}O₃

J-76

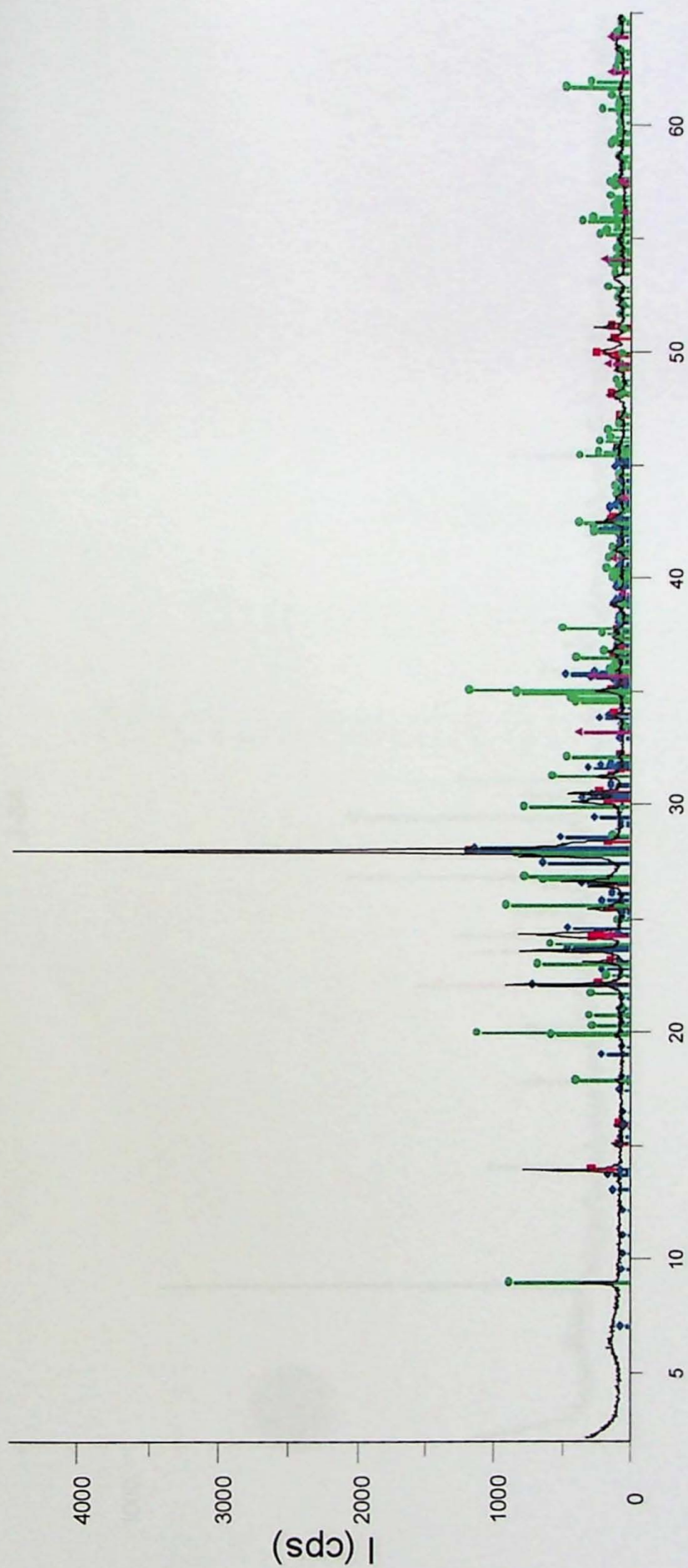


J-77



$^{\circ}(2\theta)$
 File: j77 raw - Type: Locked Coupled - Start: 2.000 $^{\circ}$ - End: 65.007 $^{\circ}$ - Step: 0.020 $^{\circ}$ - Step time: 28.6 s
 00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi₃O₈
 01-076-0833 (I) - Anorthite, sodian - Ca_{0.86}Na_{0.14}Al_{1.94}Si_{2.06}O₈
 01-084-1302 (*) - Muscovite-2M1 - KAl₂Si_{3.10}Al_{0.10}(OH)₂
 01-073-8434 (*) - Hematite - Fe_{1.98}H_{0.06}O₃

J-78



$^{\circ}(2\theta)$

Al_078 - File: j78.raw - Type: Locked Coupled - Start: 2.000 ° - End: 65.007 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 28.6 s

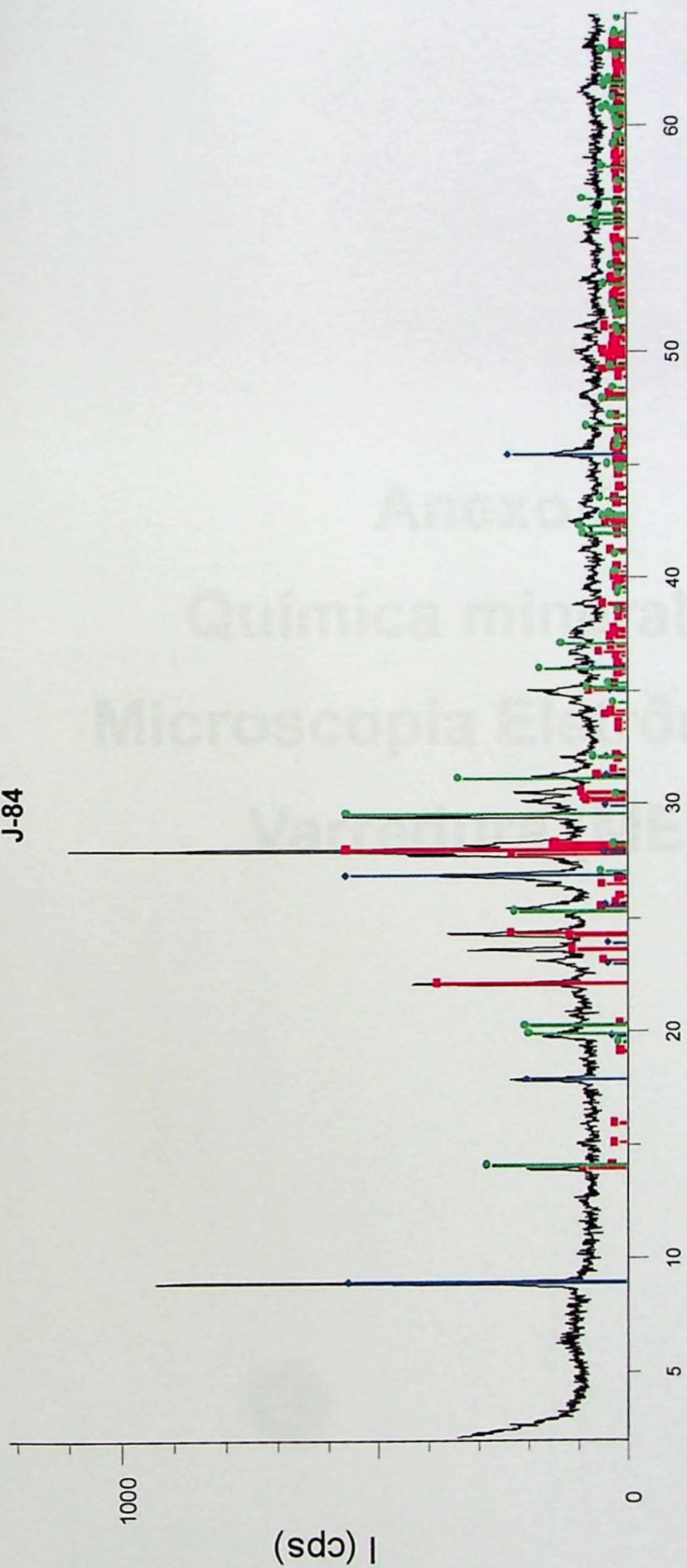
00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi₃O₈

01-076-0833 (l) - Anorthite, sodian - Ca_{0.86}Na_{0.14}Al_{1.94}Si_{2.06}O₈

01-084-1302 (*) - Muscovite-2M1 - KAl_{2.9}Si_{3.1}O₁₀(OH)₂

01-073-8434 (*) - Hematite - Fe_{1.98}H_{0.02}O₃

J-84



Δ J-084 - File: 84.raw - Type: Locked Coupled - Start: 2.000 ° - End: 65.007 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 28.6 s
 ■ 01-070-3752 (l) - Albite - (Na0.98Ca0.02)(Al1.02Si2.98O8)
 ◆ 00-058-2037 (l) - Muscovite-2M1, heated - KAl2(Si,Al)4O10(OH)2
 ● 01-073-7638 (*) - Clinopyroxene - LiFe0.573Sc0.426(Si2O6)

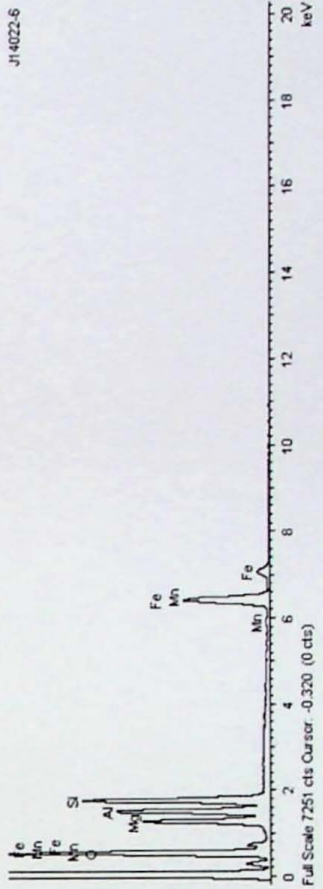
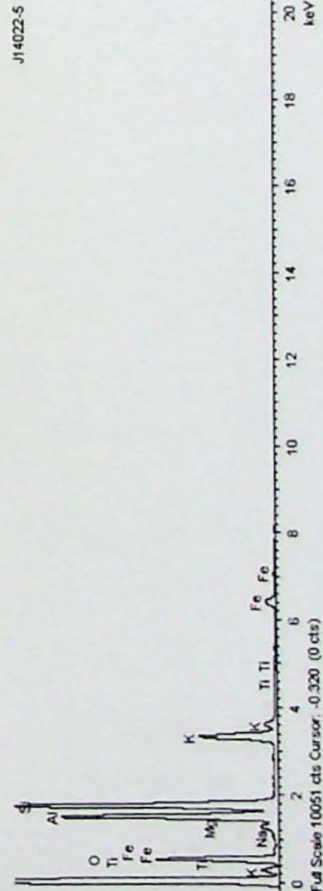
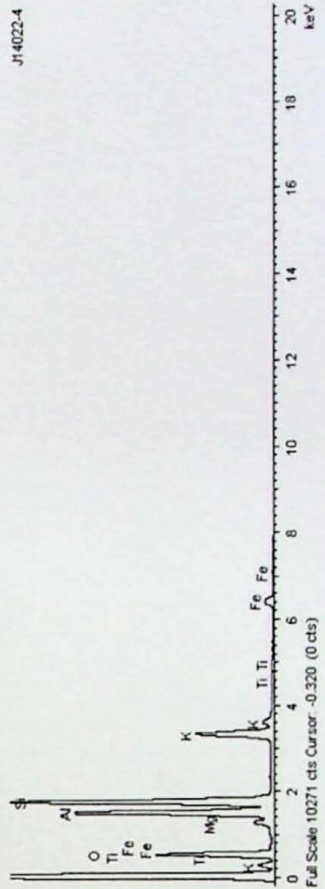
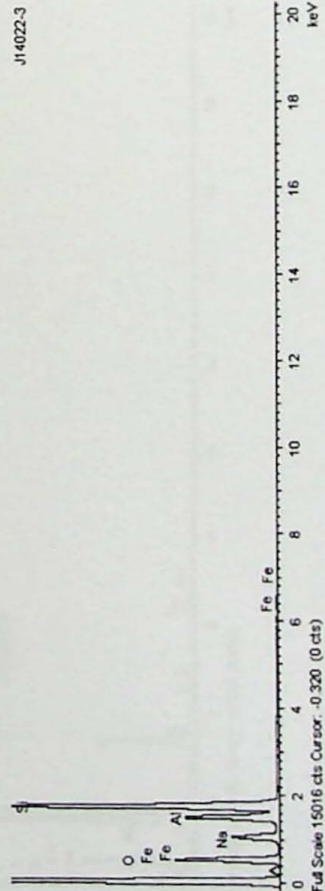
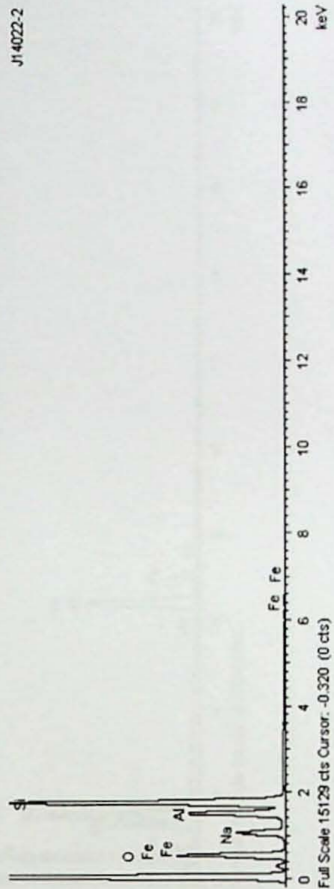
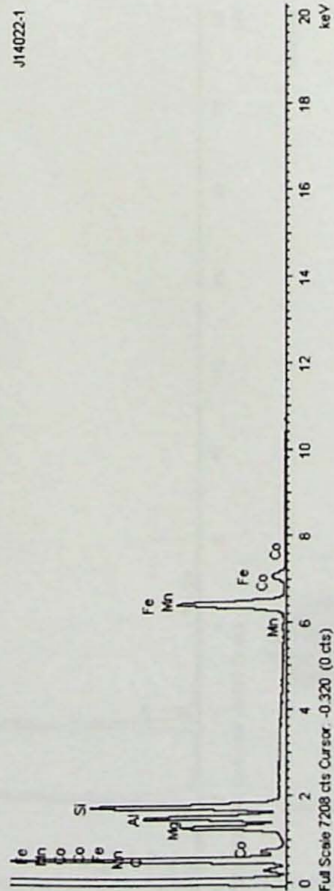
Anexo 2

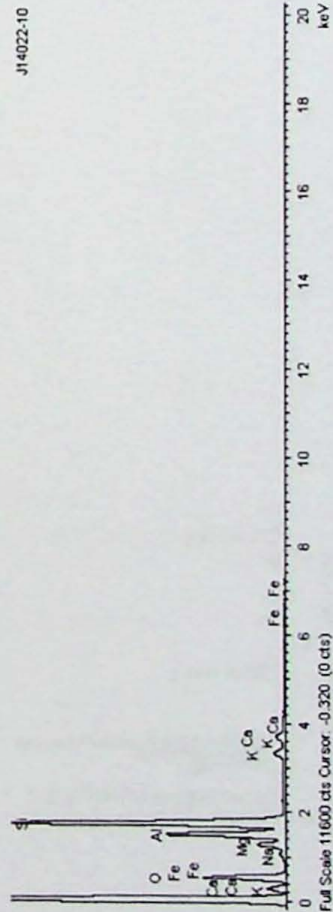
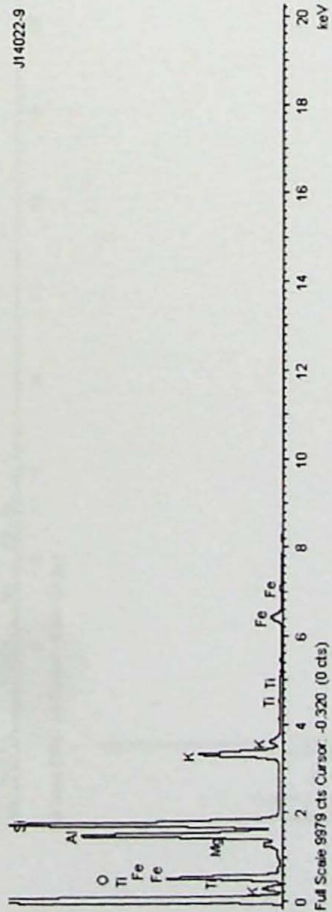
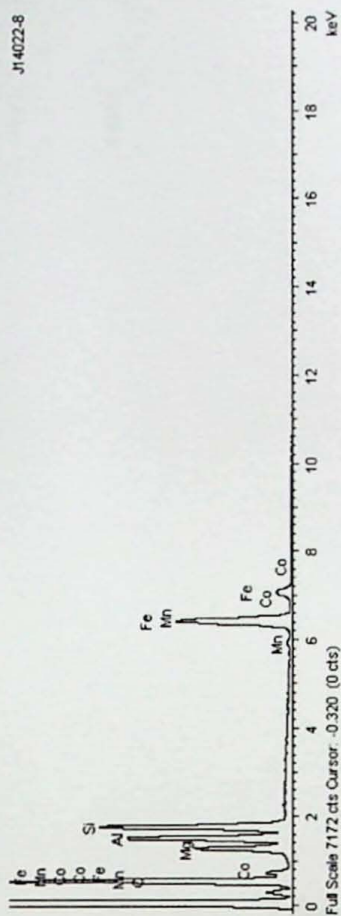
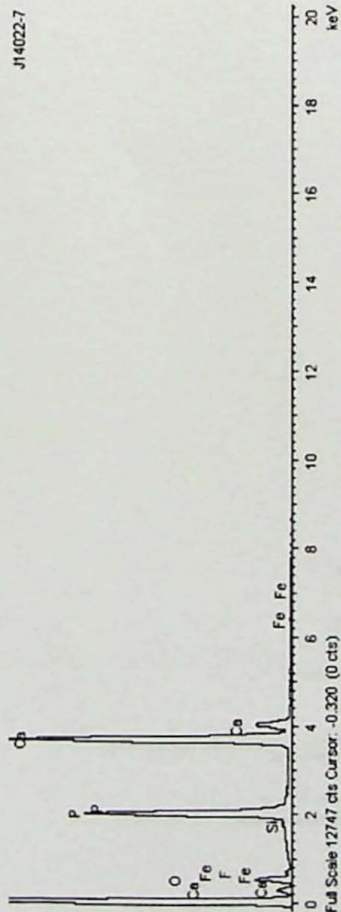
Química mineral por

Microscopia Eletrônica de

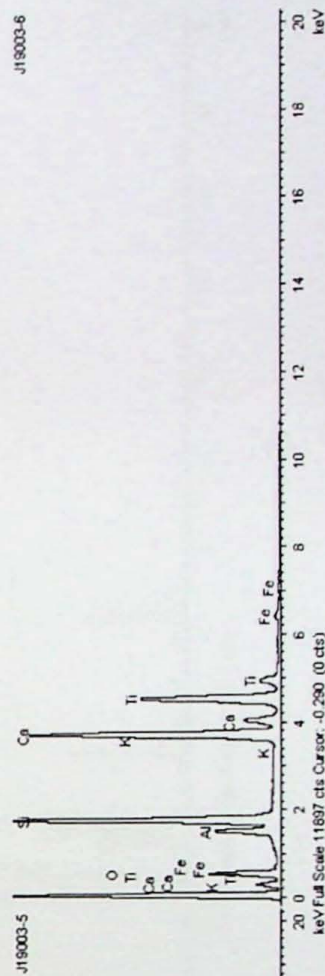
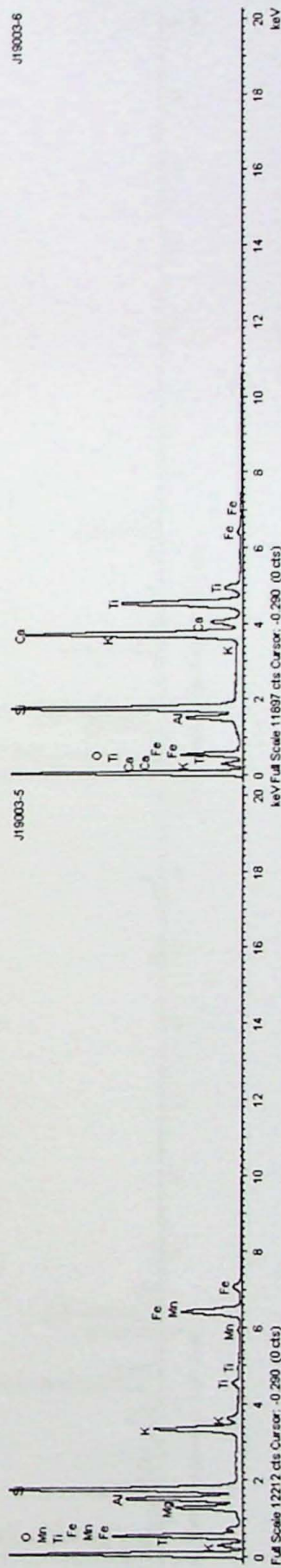
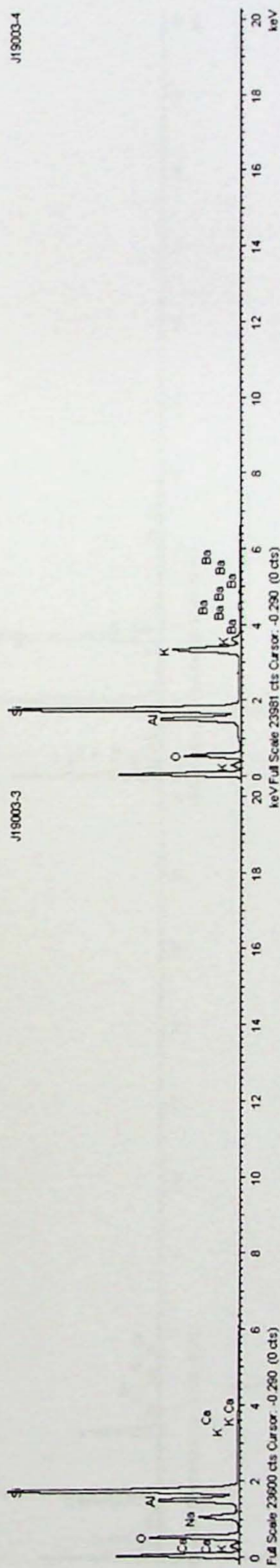
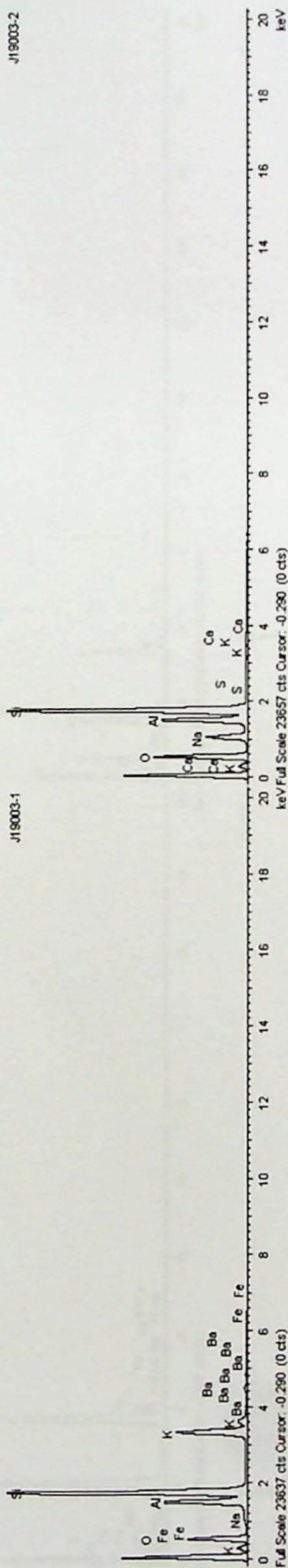
Varredura (MEV)

J14

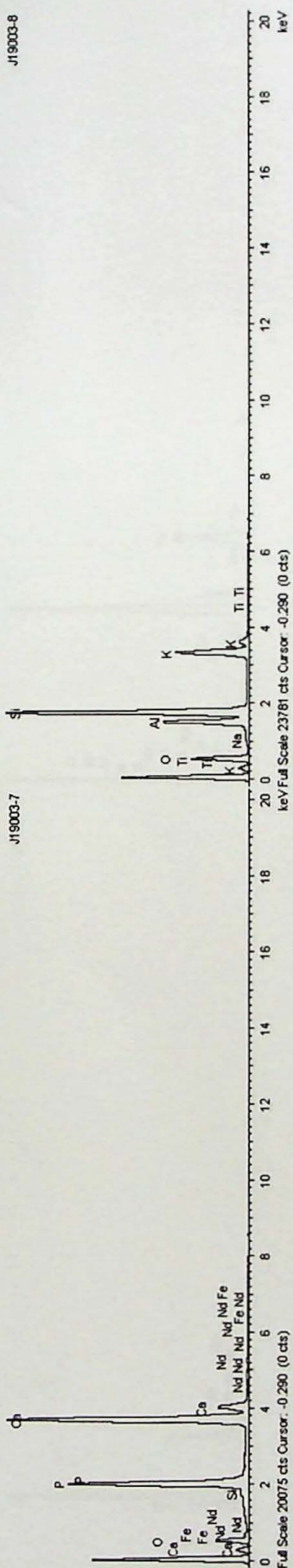




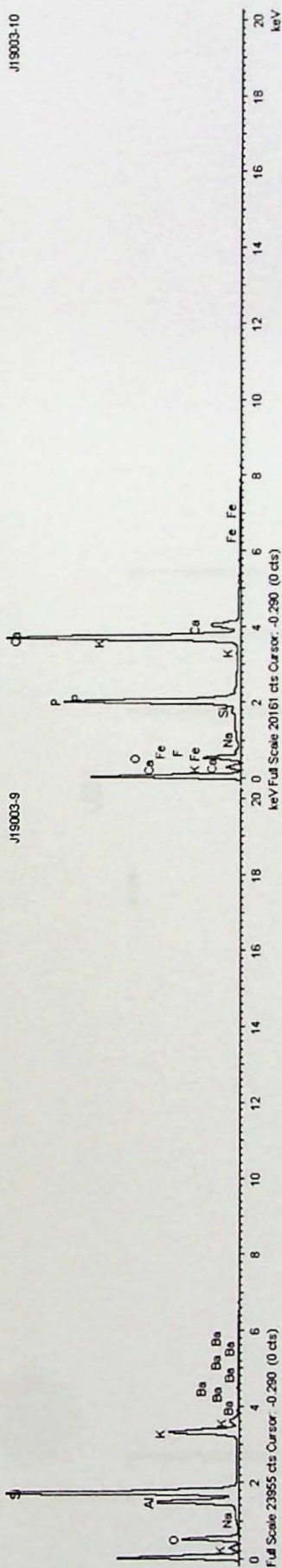
J19



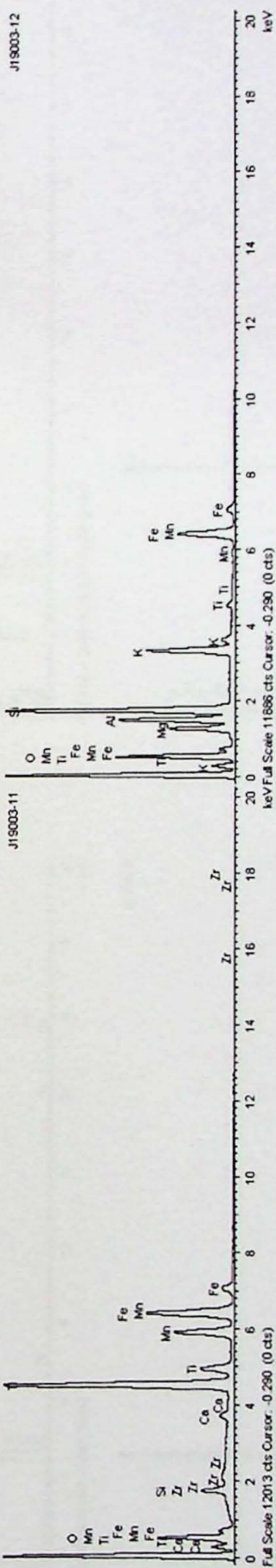
J19003-8



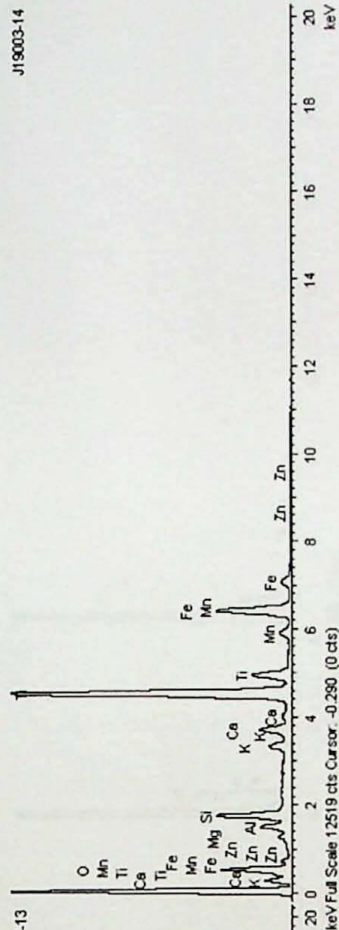
J19003-10



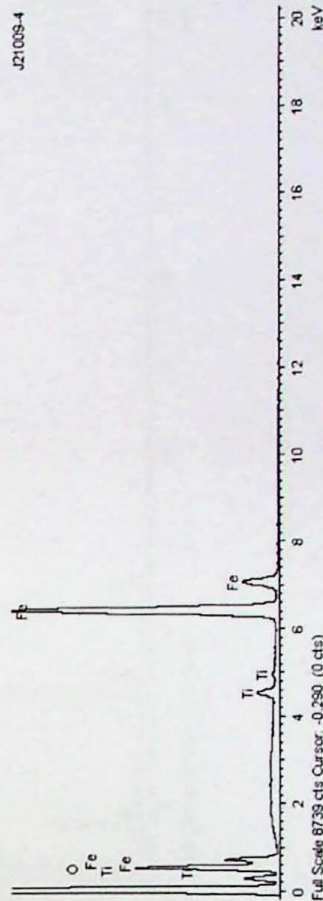
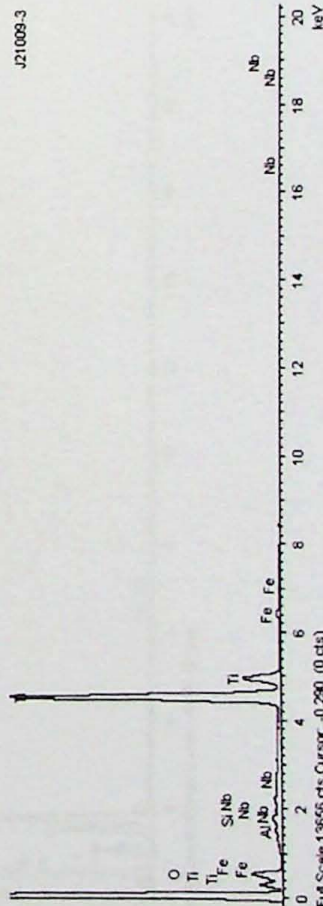
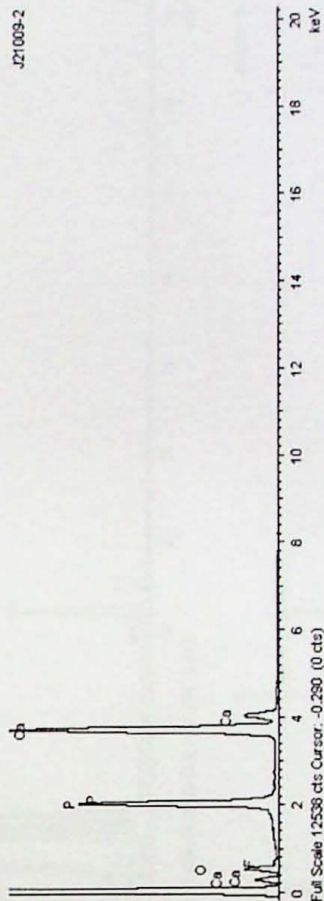
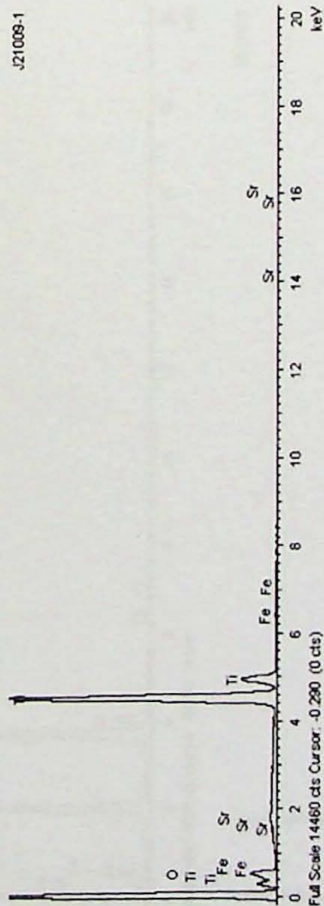
J19003-12



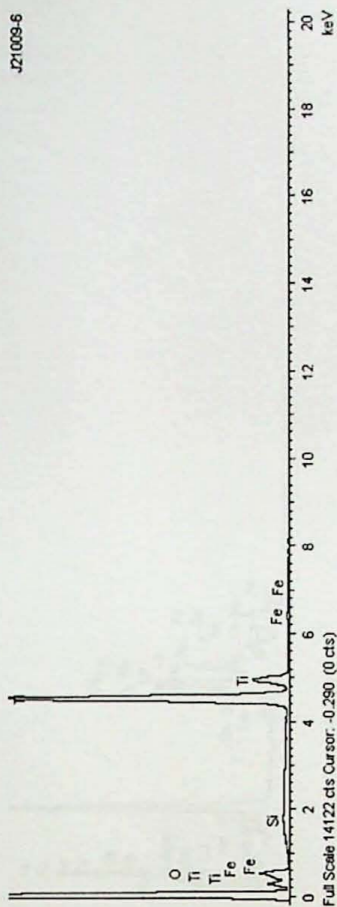
J19003-14



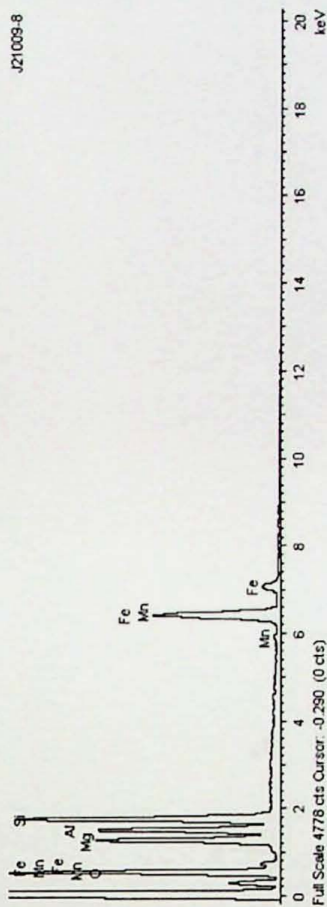
J21



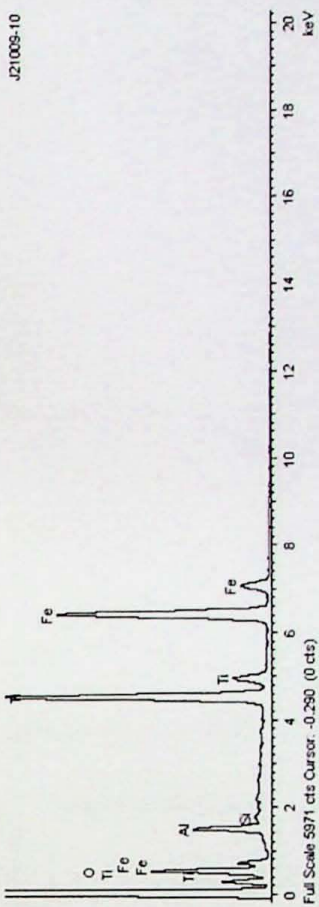
J21009-6



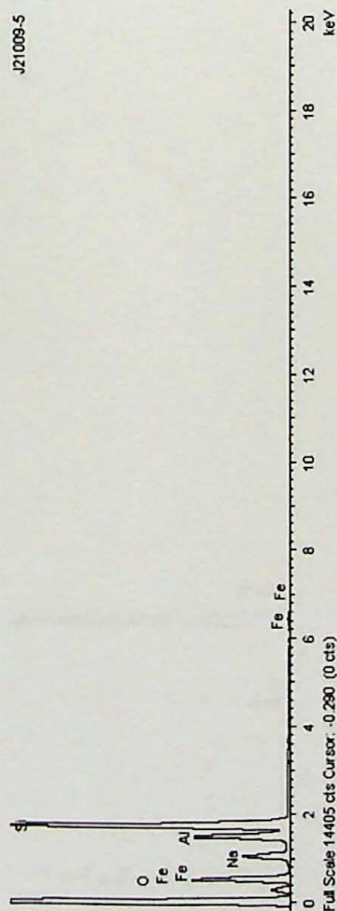
J21009-8



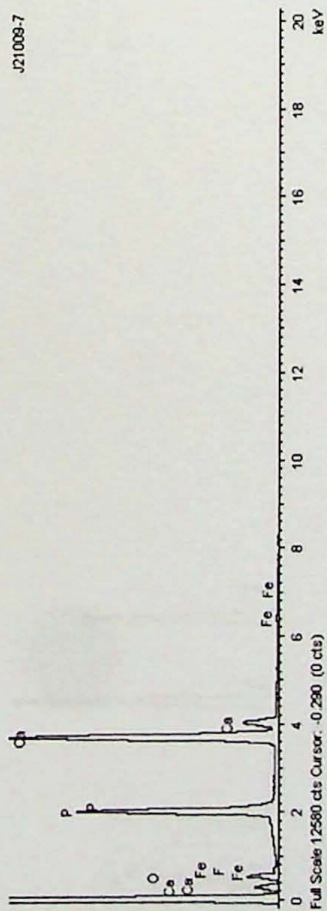
J21009-10



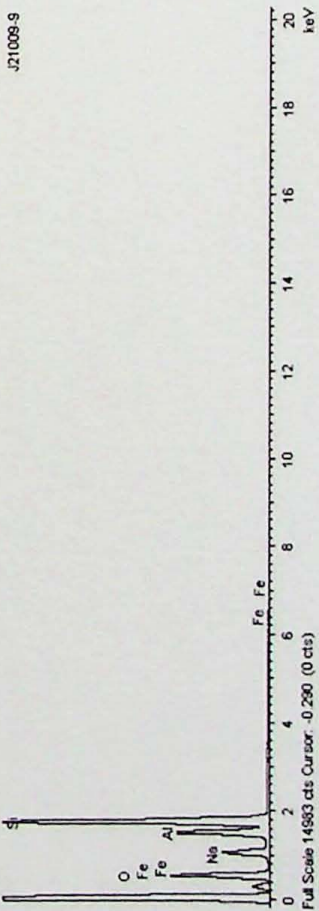
J21009-5



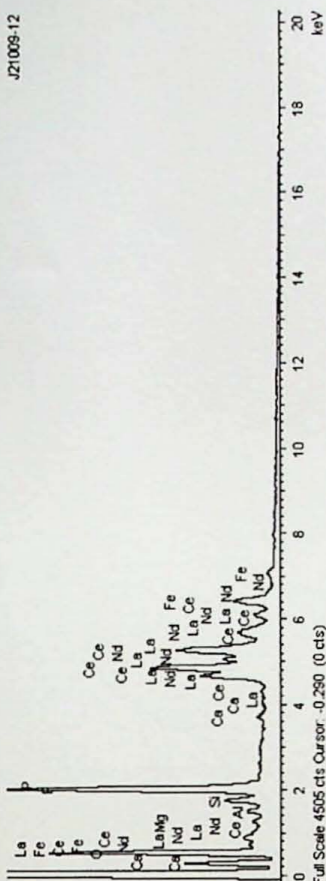
J21009-7



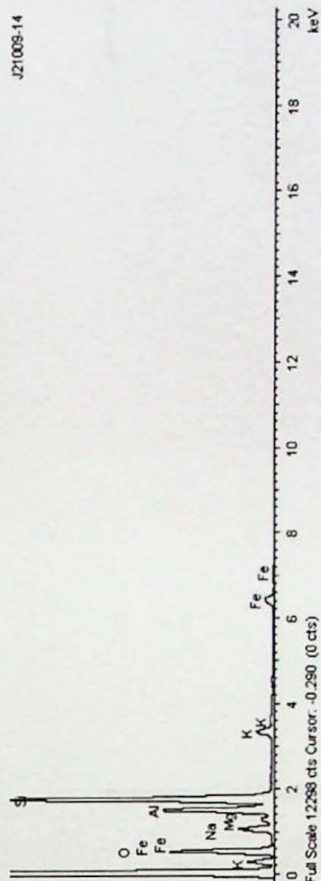
J21009-9



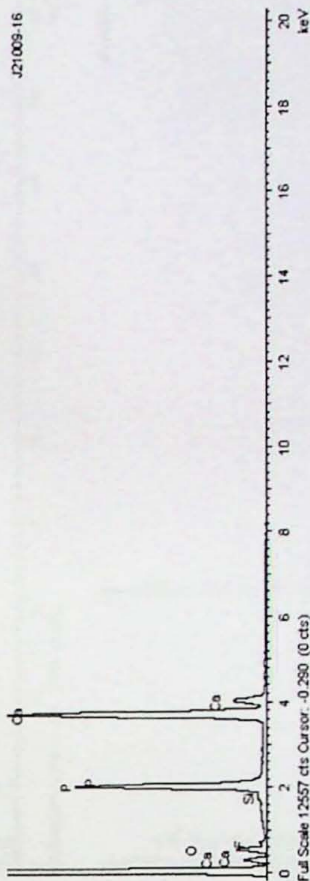
J21009-12



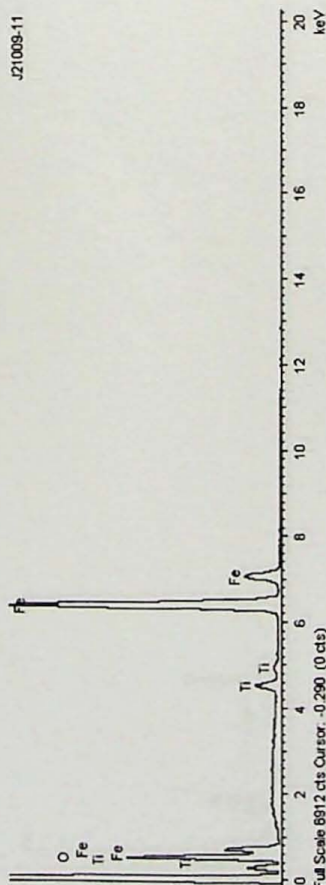
J21009-14



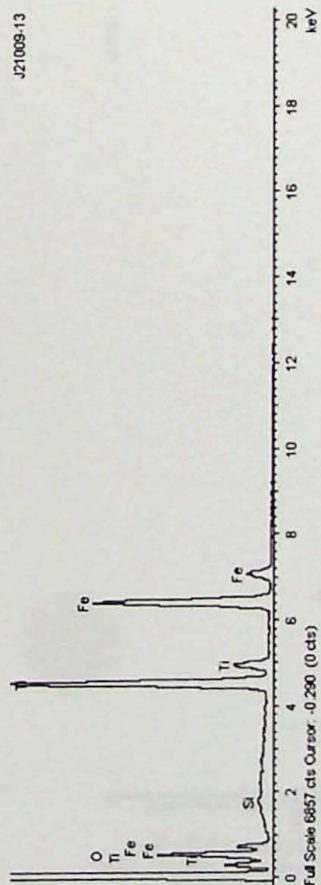
J21009-16



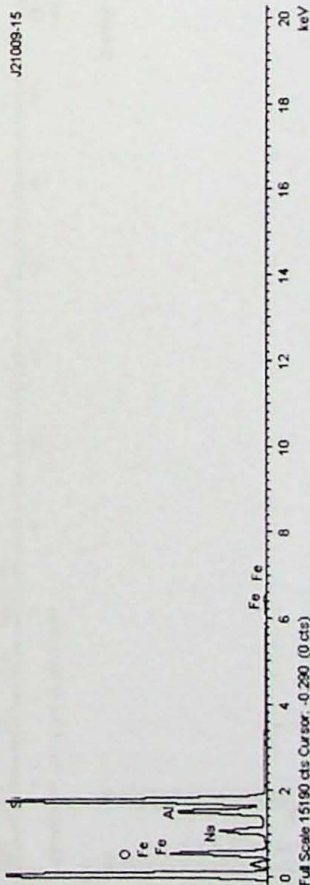
J21009-11

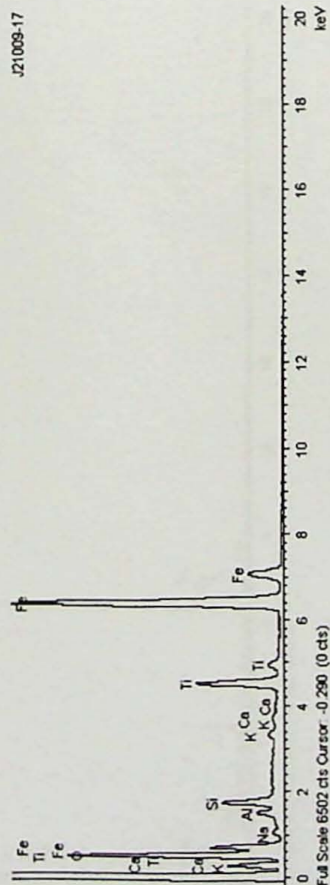


J21009-13

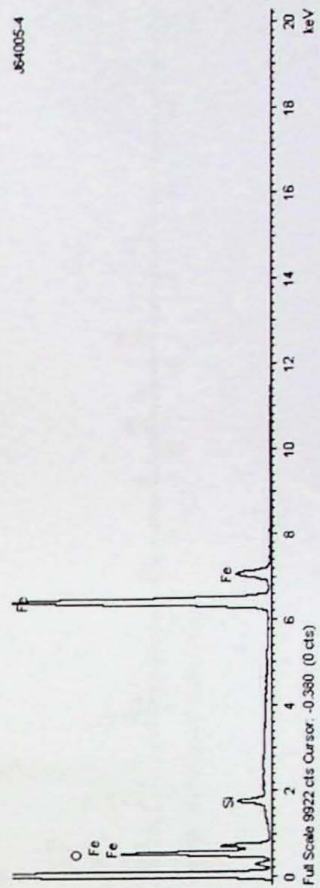
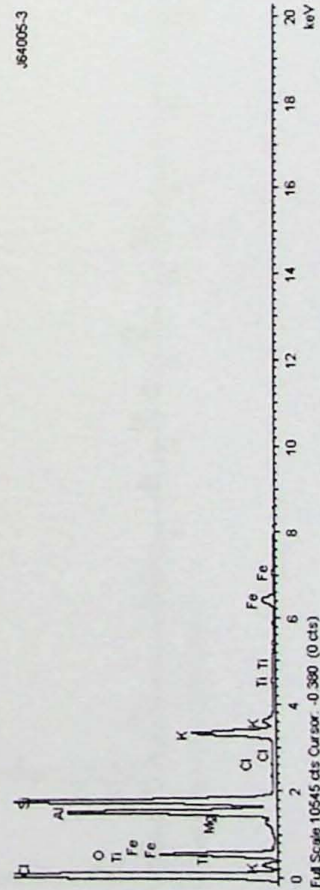
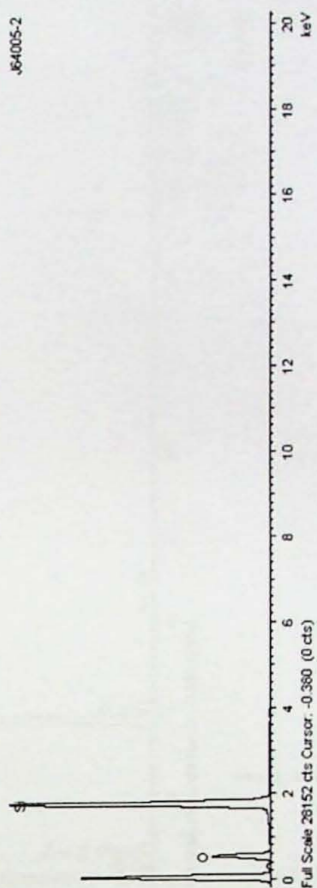
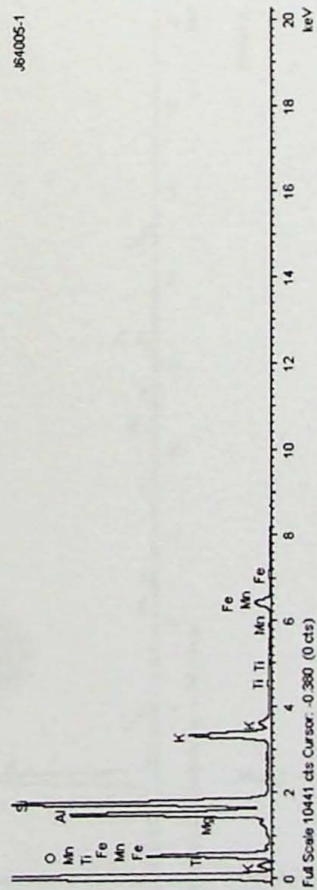


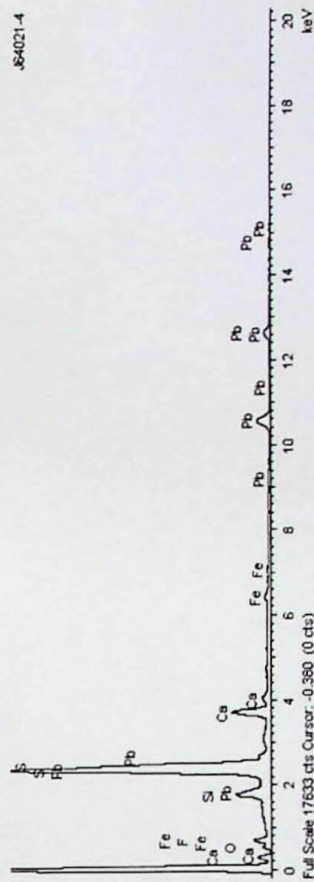
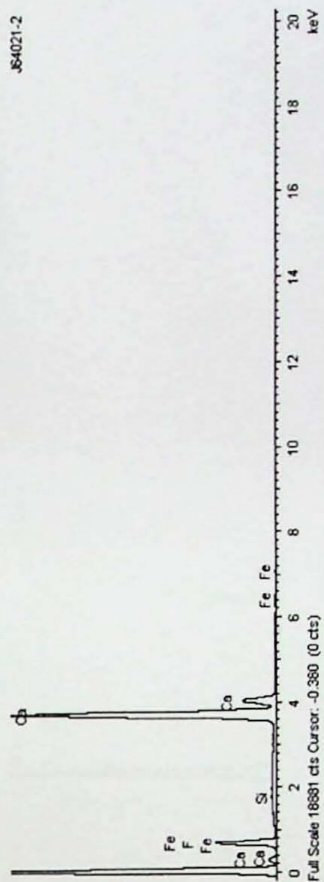
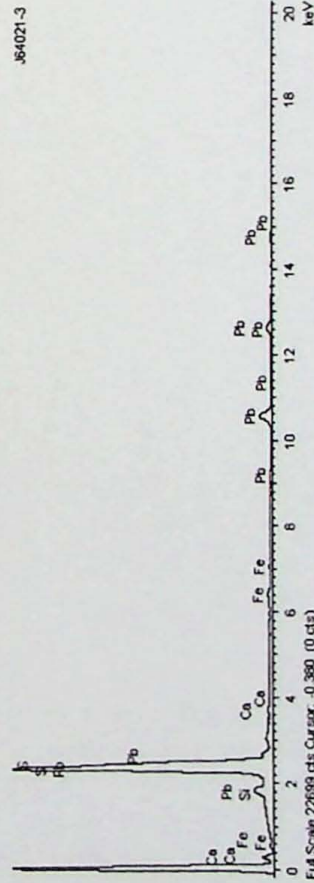
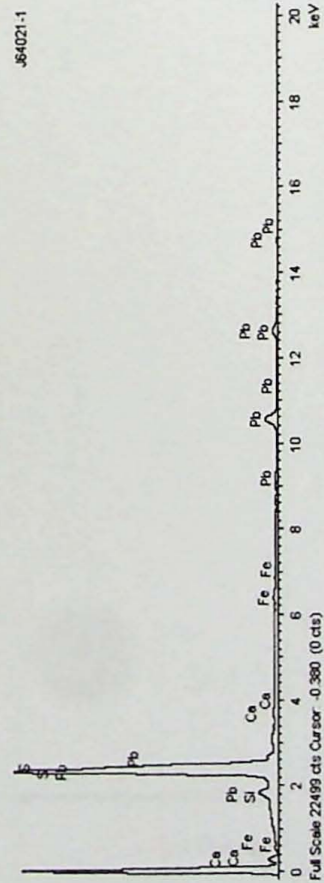
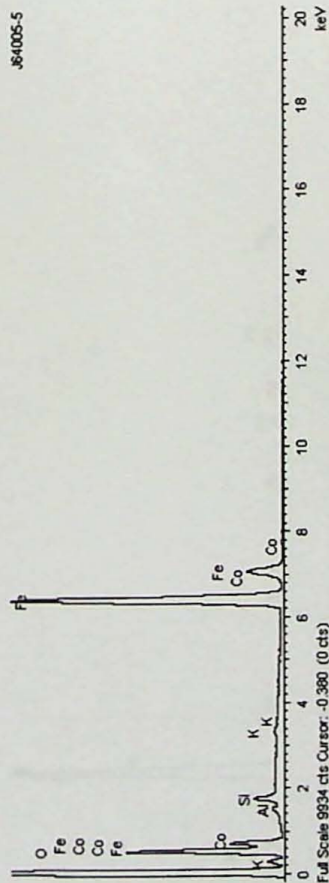
J21009-15



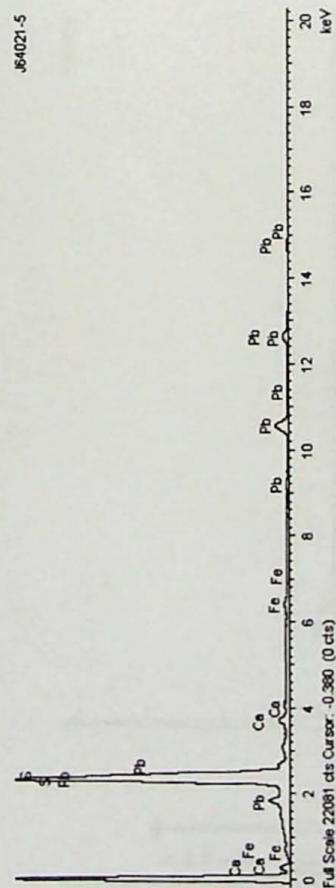


J64

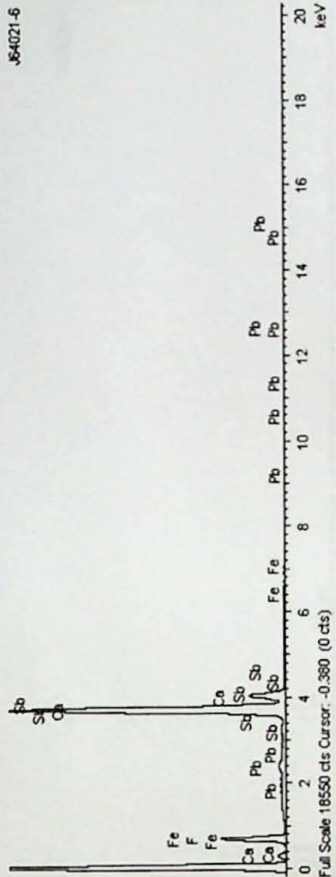




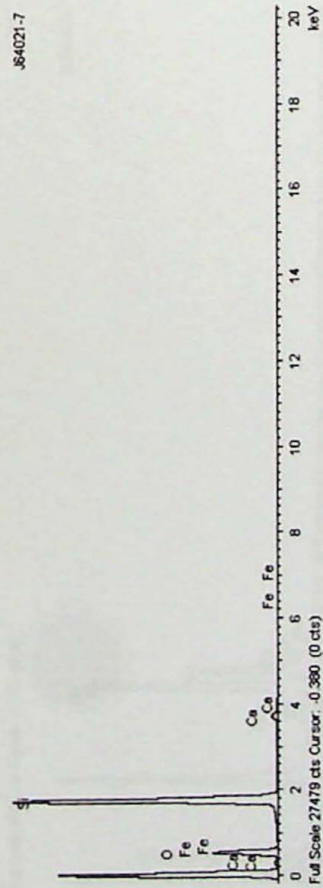
J64021-5



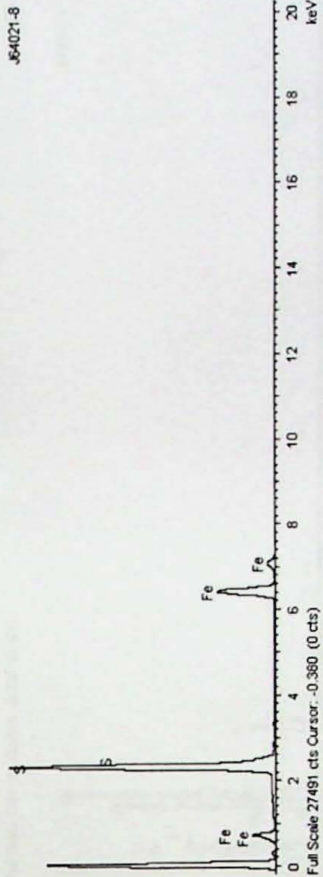
J64021-5



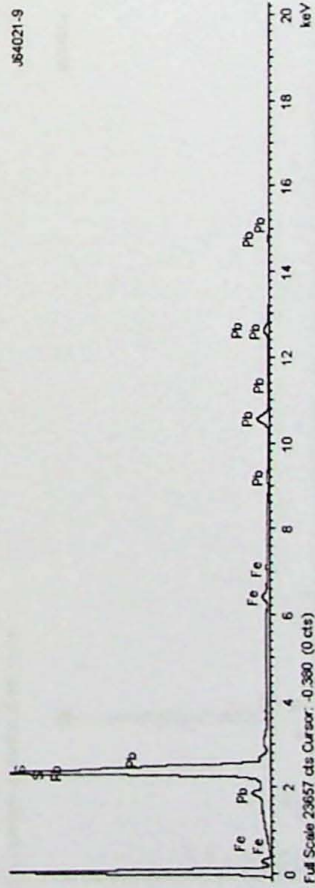
J64021-7



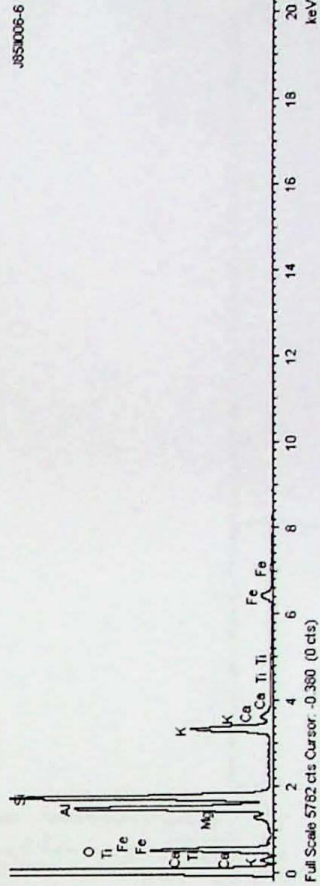
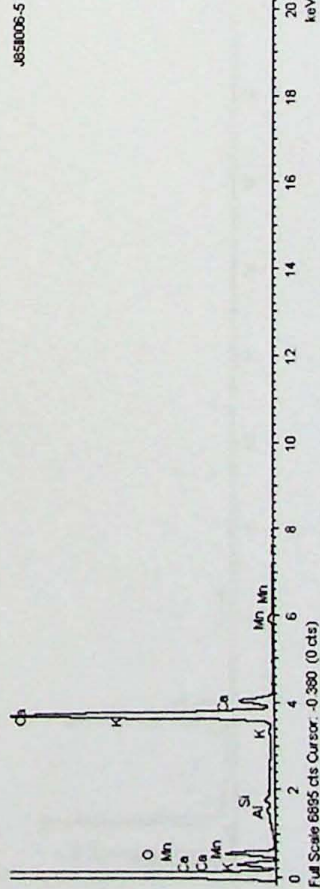
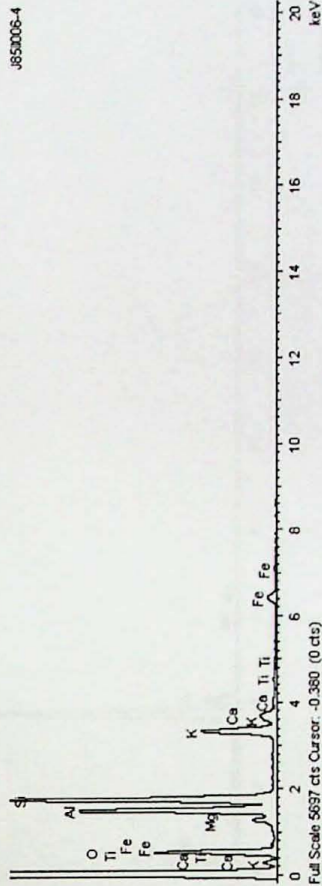
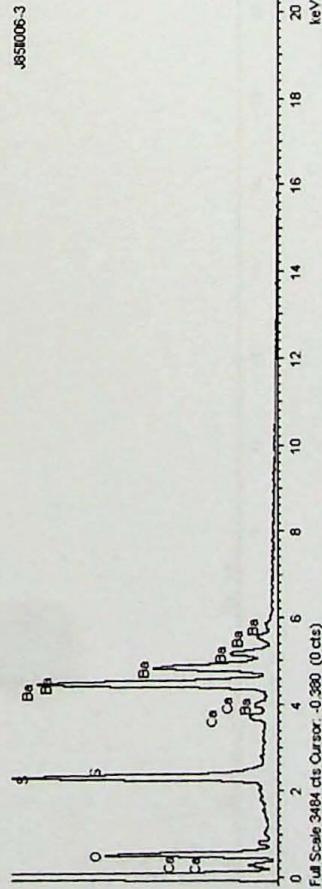
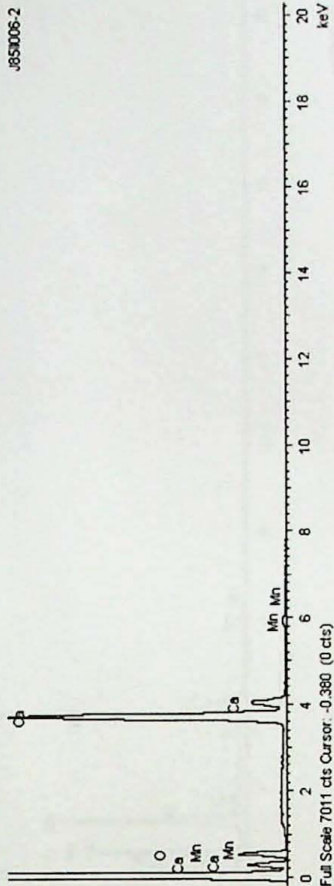
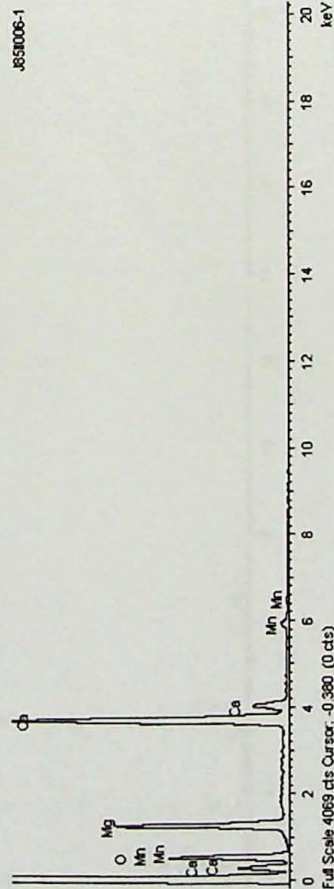
J64021-3

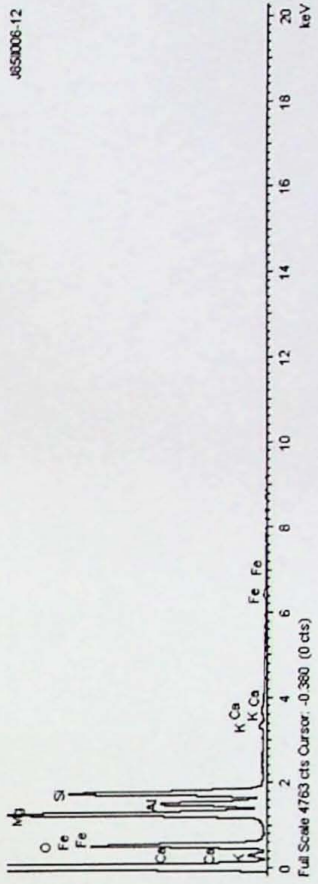
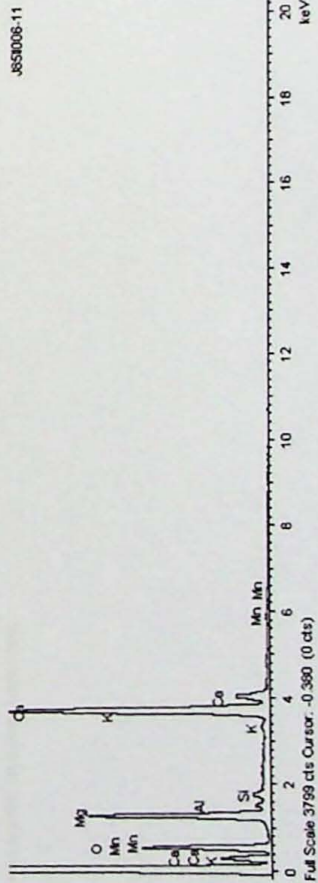
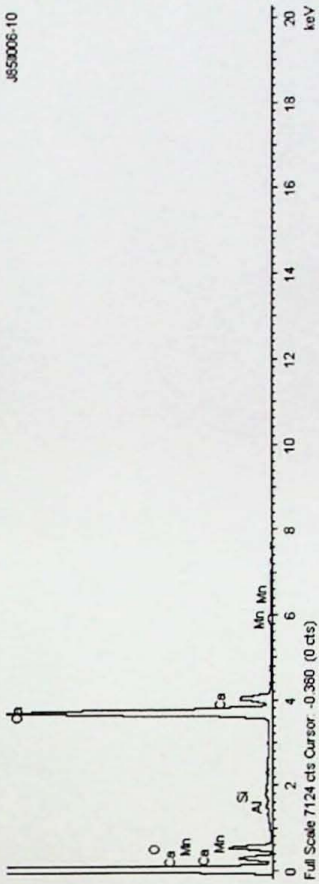
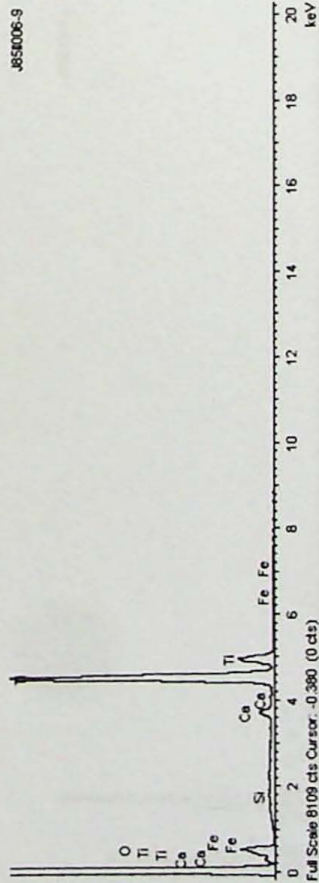
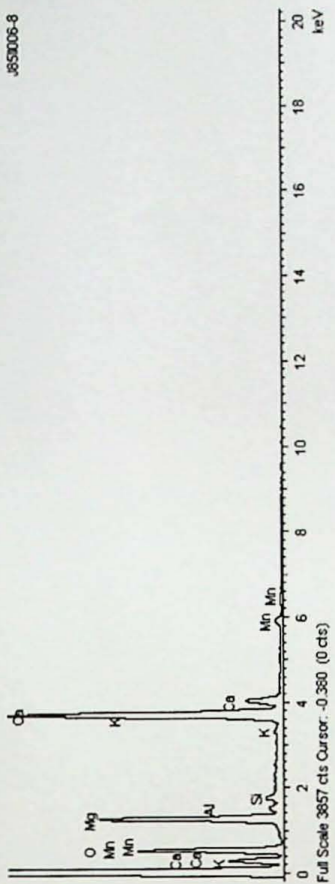
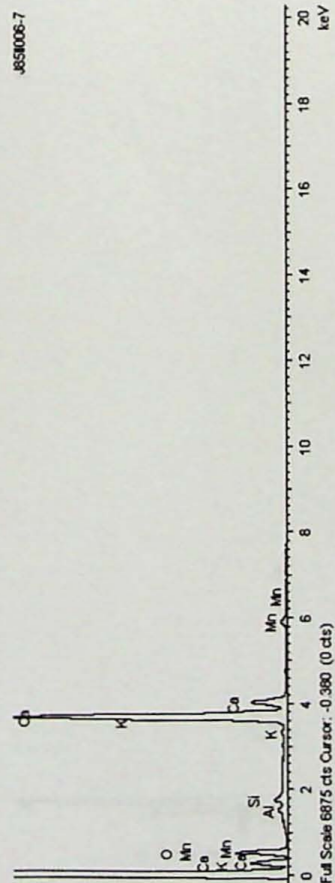


J64021-9

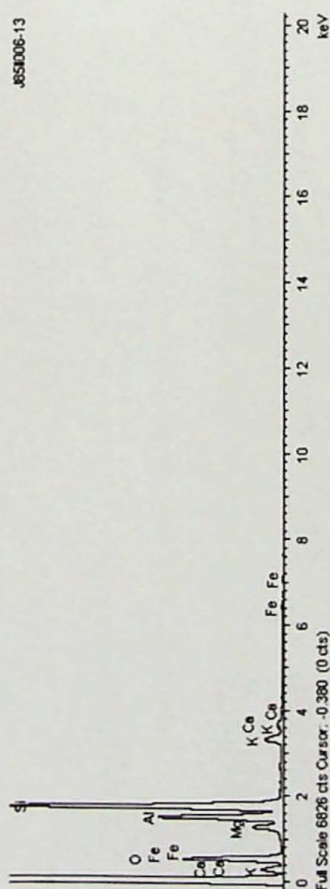


J85 II

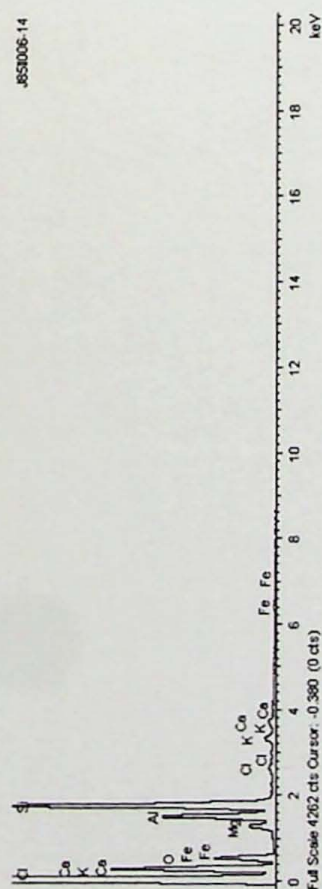




J853006-13



J853006-14



Anexo 3

Geocronologia U-Pb

J-62	SPOT	RATIOS										Pb total Pb rad Th U Th/U ppm ppm ppm ppm					AGES					Conc.	Conc.		
		207/235 1 sigma 206/238 1 sigma ocf. cor 238/206 1 sigma 207/206 1 sigma 208/206 1 sigma										I _{206/238} 1 sigma I _{207/235} 1 sigma I _{207/206} 1 sigma													
		SPL 2251, Excimer Laser - 193nm, 6Hz, 7mJ, 32µm, ablation time - 40s.										%										206/238 207/235 207/206			
J-62	16,1	6,0145	0,1112	0,3596	0,0032	0,95	2,7806	0,0250	0,1213	0,0021	0,2625	0,0263	0,34	93	142	187	0,76	1,980	0,015	1,978	0,016	1,975	0,031	100	100
J-62	3,1	6,0423	0,1086	0,3620	0,0033	0,96	2,7628	0,0249	0,1211	0,0022	0,3232	0,0120	0,02	93	140	160	0,87	1,991	0,015	1,982	0,016	1,972	0,032	100	100
J-62	21,1	6,0954	0,1120	0,3646	0,0032	0,63	2,7427	0,0243	0,1212	0,0021	0,3358	0,0087	0,07	97	153	170	0,90	2,004	0,015	1,990	0,016	1,975	0,031	100	101
J-62	2,1	1,8530	0,0481	0,1455	0,0017	0,96	6,8739	0,0799	0,0924	0,0018	0,1922	0,0052	0,41	26	94	101	0,94	0,876	0,009	1,065	0,014	1,475	0,036	82	59
J-62	4,1	3,7377	0,0515	0,2404	0,0017	0,99	4,1590	0,0290	0,1127	0,0019	0,2000	0,0092	1,45	147	529	416	1,27	1,389	0,009	1,579	0,013	1,844	0,031	87	75
J-62	11,1	4,8794	0,1017	0,3116	0,0031	0,87	3,2088	0,0319	0,1136	0,0024	0,2120	0,0105	0,05	8	18	40	0,45	1,749	0,015	1,799	0,018	1,857	0,038	97	94
J-62	1,1	5,3700	0,1082	0,3219	0,0032	0,96	3,1065	0,0311	0,1210	0,0023	0,2258	0,0455	1,19	84	67	147	0,46	1,799	0,016	1,880	0,017	1,971	0,034	95	91
J-62	19,1	5,7397	0,1015	0,3451	0,0030	0,74	2,8973	0,0249	0,1206	0,0021	0,3078	0,0386	0,16	49	92	91	1,02	1,911	0,014	1,937	0,016	1,965	0,031	98	97
J-62	22,1	5,8366	0,1088	0,3486	0,0031	0,53	2,8690	0,0258	0,1214	0,0022	0,2675	0,0321	0,48	82	144	163	0,89	1,928	0,015	1,952	0,016	1,978	0,032	98	97
J-62	8,2	5,8861	0,1074	0,3507	0,0031	0,83	2,8511	0,0250	0,1217	0,0021	0,1895	0,0144	0,23	103	135	204	0,66	1,938	0,015	1,959	0,016	1,981	0,031	98	97
J-62	8,1	5,8264	0,1054	0,3517	0,0032	0,68	2,8437	0,0256	0,1202	0,0022	0,2283	0,0023	0,20	91	114	180	0,63	1,943	0,015	1,950	0,016	1,959	0,032	99	99
J-62	20,1	6,0735	0,1059	0,3657	0,0031	0,97	2,7346	0,0233	0,1205	0,0021	0,2324	0,0090	0,20	68	77	127	0,61	2,009	0,015	1,986	0,016	1,963	0,031	101	102
J-62	13,1	6,0916	0,1065	0,3661	0,0031	0,98	2,7315	0,0235	0,1207	0,0021	0,3293	0,0323	0,30	74	96	143	0,67	2,011	0,015	1,989	0,016	1,966	0,031	101	102
J-62	17,1	6,2988	0,1124	0,3752	0,0033	0,47	2,6652	0,0233	0,1218	0,0021	0,3469	0,0352	0,04	99	181	166	1,09	2,054	0,015	2,018	0,016	1,982	0,030	101	103
J-62	12,1	6,2631	0,1103	0,3764	0,0033	0,97	2,6569	0,0235	0,1207	0,0021	0,2542	0,0179	0,17	101	148	186	0,79	2,059	0,016	2,013	0,015	1,966	0,031	102	104
J-62	5,1	6,3268	0,1211	0,3784	0,0036	0,92	2,6424	0,0249	0,1212	0,0023	0,3569	0,0166	0,02	74	146	132	1,11	2,069	0,017	2,022	0,017	1,975	0,034	102	104
J-62	6,1	6,3288	0,1146	0,3784	0,0034	0,93	2,6429	0,0240	0,1213	0,0022	0,2226	0,0183	0,25	102	140	194	0,72	2,069	0,016	2,022	0,016	1,976	0,032	102	104
J-62	9,1	6,2945	0,1190	0,3820	0,0035	0,96	2,6180	0,0243	0,1195	0,0023	0,1882	0,0108	2,31	69	69	124	0,55	2,085	0,017	2,018	0,017	1,949	0,034	103	107
J-62	7,1	6,4049	0,1196	0,3872	0,0036	0,93	2,5824	0,0238	0,1200	0,0022	0,3986	0,0199	0,40	88	163	139	1,18	2,110	0,017	2,033	0,016	1,956	0,033	103	107
J-62	15,1	6,4802	0,1343	0,3892	0,0038	0,93	2,5697	0,0252	0,1208	0,0025	0,3571	0,0128	0,08	77	175	130	1,35	2,119	0,018	2,043	0,018	1,968	0,036	103	107
J-62	18,1	1,6781	0,0543	0,1430	0,0017	0,58	6,9949	0,0817	0,0851	0,0030	0,0551	0,0133	0,90	11	13	58	0,23	0,861	0,009	1,000	0,020	1,319	0,067	86	65
J-62	10,1	3,4031	0,0574	0,2059	0,0017	0,99	4,8559	0,0407	0,1199	0,0021	0,1882	0,0231	1,73	132	994	2505	0,40	1,207	0,009	1,505	0,013	1,954	0,031	80	61
J-62	9,2	1,2387	0,0421	0,1180	0,0014	0,90	8,4757	0,0996	0,0761	0,0028	0,3079	0,0190	39,11	3	29	30	0,94	0,719	0,008	0,818	0,019	1,099	0,069	87	65
J-62	14,1	4,2236	0,1363	0,2962	0,0040	0,79	3,3766	0,0455	0,1034	0,0033	0,2269	0,0248	0,00	-13	-24	-27	0,88	1,672	0,020	1,679	0,027	1,687	0,066	99	99

13/10/2016		SPOT	RATIOS										ACES										Conc.	Conc.			
J-63			207/235	1sigma	206/238	1sigma	coef. cor	238/206	1sigma	207/206	1sigma	208/206	1sigma	Pb total	Pb rad	Th	U	Th/U	T _{206/238}	1sigma	T _{207/206}	1sigma	T _{208/238}	1sigma	208/238	207/235	208/238
SPR 2252, Excimer Laser - 193nm, 6Hz, 7mJ, 32µm, ablation time - 40s.																											
J-63	J-63	20.1	3.4839	0.0834	0.2487	0.0029	0.21	4.0204	0.0403	0.1016	0.0026	0.2156	0.0171	2.90	5	7	9	0.81	1.432	0.015	1.524	0.019	1.653	0.049	93	86	
J-63	J-63	2.1	4.2331	0.1852	0.3088	0.0062	0.50	3.2378	0.0652	0.0904	0.0052	0.2728	0.0156	0.85	7	18	15	1.14	1.735	0.031	1.68	0.038	1.613	0.103	103	107	
J-63	J-63	14.1	4.3997	0.1220	0.3131	0.0040	0.64	3.1938	0.0406	0.1019	0.0033	0.2220	0.0188	0.71	12	23	27	0.86	1.756	0.02	1.712	0.023	1.659	0.059	102	105	
J-63	J-63	22.1	4.8243	0.0953	0.3172	0.0031	0.74	3.1524	0.0309	0.1103	0.0023	0.2664	0.0298	0.00	6	8	6	1.18	1.776	0.015	1.769	0.017	1.804	0.039	99	98	
J-63	J-63	21.1	5.3418	0.1646	0.3597	0.0054	0.36	2.7805	0.0420	0.1077	0.0040	0.3535	0.0874	0.28	39	83	68	1.40	1.981	0.026	1.876	0.028	1.761	0.07	105	112	
J-63	J-63	16.1	5.5524	0.0986	0.3682	0.0032	0.74	2.7156	0.0238	0.1094	0.0019	0.1987	0.0129	0.05	77	154	143	1.08	2.021	0.015	1.909	0.015	1.769	0.033	105	112	
J-63	J-63	7.1	5.7167	0.0986	0.3728	0.0033	0.24	2.6825	0.0238	0.1112	0.0019	0.1948	0.0144	0.82	25	31	45	0.89	2.042	0.015	1.934	0.014	1.819	0.03	105	112	
J-63	J-63	4.1	5.7837	0.1090	0.3738	0.0038	0.64	2.6740	0.0274	0.1118	0.0021	0.1877	0.0134	1.05	30	66	67	0.84	2.047	0.018	1.941	0.016	1.829	0.035	105	111	
J-63	J-63	17.1	5.9048	0.0675	0.3802	0.0028	0.07	2.6305	0.0200	0.1127	0.0018	0.2060	0.0108	4.75	3	4	10	0.41	2.077	0.013	1.962	0.013	1.843	0.026	105	112	
J-63	J-63	11.1	4.6909	0.1355	0.3364	0.0046	0.28	2.6730	0.0411	0.1005	0.0033	0.2232	0.0115	0.27	17	30	38	0.82	1.869	0.022	1.76	0.024	1.633	0.061	108	114	
J-63	J-63	12.1	4.8550	0.0311	0.0986	0.0011	0.99	10.0374	0.1148	0.0895	0.0015	0.0625	0.0404	1.03	117	119	418	0.28	0.612	0.006	0.681	0.011	0.814	0.03	89	88	
J-63	J-63	6.1	6.0160	0.0935	0.3701	0.0032	0.79	2.7019	0.0236	0.1179	0.0018	0.1942	0.0134	0.46	17	31	38	0.82	2.03	0.015	1.978	0.013	1.824	0.028	102	105	
J-63	J-63	8.1	4.1983	0.0756	0.2646	0.0026	0.79	3.7787	0.0373	0.1142	0.0018	0.2685	0.0541	0.00	12	13	33	0.39	1.514	0.013	1.668	0.013	1.688	0.028	90	81	
J-63	J-63	1.1	5.0137	0.0843	0.3088	0.0030	0.01	3.2386	0.0313	0.1178	0.0019	0.1888	0.0240	0.75	13	37	30	1.27	1.735	0.014	1.822	0.014	1.823	0.031	96	90	
J-63	J-63	3.1	4.3858	0.1912	0.3375	0.0065	0.37	2.9633	0.0672	0.0943	0.0049	0.2325	0.0270	0.80	8	10	13	0.83	1.874	0.032	1.71	0.035	1.513	0.094	109	123	
J-63	J-63	13.1	5.6910	0.0909	0.3452	0.0025	0.01	2.8966	0.0210	0.1196	0.0017	0.2517	0.0192	0.00	11	15	32	0.48	1.912	0.012	1.93	0.013	1.95	0.024	99	98	
J-63	J-63	23.1	6.3835	0.0988	0.3828	0.0028	0.92	2.6137	0.0201	0.1206	0.0017	0.2317	0.0152	0.00	19	26	31	0.85	2.088	0.014	2.027	0.013	1.860	0.026	103	108	
J-63	J-63	18.1	5.5414	0.0898	0.3540	0.0027	0.01	2.8198	0.0216	0.1133	0.0019	0.1758	0.0101	-2.72	-6	0	-3	0.13	1.957	0.013	1.907	0.013	1.853	0.026	102	105	
J-63	J-63	19.1	5.3859	0.1023	0.3624	0.0034	0.91	2.7595	0.0259	0.1078	0.0021	0.2183	0.0367	-0.36	-13	-25	-21	1.22	1.993	0.016	1.883	0.016	1.782	0.036	105	113	
J-63	J-63	15.1	6.0181	0.1116	0.3808	0.0036	0.01	2.5852	0.0240	0.1120	0.0020	0.3288	0.0891	-82.06	-1	11	3	3.57	2.122	0.017	1.978	0.018	1.832	0.033	107	115	
J-63	J-63	5.1	6.1198	0.0921	0.3668	0.0031	0.60	2.7282	0.0229	0.1210	0.0018	0.1385	0.0085	-0.34	-12	-18	-25	0.71	2.014	0.015	1.963	0.013	1.871	0.028	101	102	
J-63	J-63	9.2	3.0968	0.0474	0.1904	0.0017	0.87	5.0153	0.0431	0.1128	0.0017	0.1938	0.0159	10.00	140	323	342	0.95	1.172	0.009	1.432	0.012	1.842	0.027	81	83	
J-63	J-63	6.1	4.1117	0.0605	0.2500	0.0021	0.84	3.9664	0.0334	0.1183	0.0018	2.4528	3.2901	8.16	10	216	-73	-2.94	1.439	0.011	1.657	0.012	1.945	0.027	86	73	
J-63	J-63	10.1	5.8210	0.0920	0.3552	0.0031	0.55	2.8151	0.0245	0.1188	0.0017	0.2274	0.0084	0.00	-21	-23	-40	0.57	1.86	0.014	1.95	0.013	1.839	0.025	100	101	

Anexo 4

Geoquímica

15

Date: _____

[illegible]

