

Número: 372/2007



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE



DIEGO FERNANDO DUCART

**ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DO PROSPECTO AURÍFERO CERRO
LA MINA, LOS MENCOS, PATAGÔNIA ARGENTINA: GEOLOGIA,
SENSORIAMENTO REMOTO E ISÓTOPOS ESTÁVEIS**

Tese apresentada ao Instituto de Geociências como parte
dos requisitos para a obtenção do título de Doutor em
Geociências – Área de Metalogênese

Orientador: Prof. Dr. Alvaro Penteadó Crósta

Co-orientadores: Prof. Dr. Jorge Enrique Coniglio

Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho

CAMPINAS - SÃO PAULO

Julho - 2007

Catálogo na Publicação elaborada pela Biblioteca do Instituto de Geociências/UNICAMP

D85a Ducart, Diego Fernando
Alteração hidrotermal do prospecto aurífero Cerro La Mina, Los Menucos, Patagônia Argentina: geologia, sensoriamento remoto e isótopos estáveis / Cleide de Marco Pereira.-- Campinas,SP.: [s.n.], 2007.

Orientadores: Alvaro Penteado Crósta, Jorge Enrique Coniglio e Carlos Roberto de Souza Filho.

Tese (doutorado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Alteração hidrotermal. 2. Geologia - Patagônia (Argentina).
3. Análise espectral. 4. Sensoriamento remoto. 5. Isótopos.
I. Crósta, Alvaro Penteado. II. Coniglio, Jorge Enrique. III. Souza Filho, Carlos Roberto de. IV. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. V. Título.

Título em inglês: Hydrothermal Alteration of the Cerro La Mina gold prospect, Los Menucos, Patagonia Argentina: geology, remote sensing and stable isotopes.

Keywords: - Hydrothermal alteration,
- Geology,
- Spectrum analysis,
- Remote sensing,
- Isotopes.

Área de concentração: Metalogênese

Titulação: Doutor em Ciências

Banca examinadora: - Alvaro Penteado Crósta,
- Raúl de Barrio,
- Jorge S. Bettencourt,
- Teodoro Isnard Ribeiro de Almeida,
- Lena Virginia Soares Monteiro.

Data da defesa: 27/07/2007

Número: 372/2007



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE



DIEGO FERNANDO DUCART

**ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DO PROSPECTO AURÍFERO CERRO LA MINA,
LOS MENUCOS, PATAGÔNIA ARGENTINA: GEOLOGIA, SENSORIAMENTO
REMOTO E ISÓTOPOS ESTÁVEIS**

Orientador: Prof. Dr. Alvaro Penteadó Crósta

Co-orientadores: Prof. Dr. Jorge Enrique Coniglio

Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho

Aprovada em: ____/____/____

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Alvaro Penteadó Crósta _____ - **Presidente**

Prof. Dr. Raúl de Barrio _____

Prof. Dr. Jorge S. Bettencourt _____

Prof. Dr. Teodoro Isnard Ribeiro Almeida _____

Profa. Dr. Lena Virginia Soares Monteiro _____

Campinas, 27 de Julho de 2007



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Pós-Graduação em Geociências
Área de Metalogênese



Alteração hidrotermal do prospecto aurífero Cerro La Mina, Los Menucos, Patagônia Argentina: geologia, sensoriamento remoto e isótopos estáveis

RESUMO Tese de Doutorado DIEGO FERNANDO DUCART

O prospecto epitermal Cerro La Mina, localizado na região de Los Menucos, Patagônia Argentina, está sendo atualmente alvo de exploração de depósitos epitermais de metais preciosos. Atividade hidrotermal Triássica Superior produziu intensa alteração em riolitos, andesitos, ignimbritos e tufo do Grupo Los Menucos de idade Triássico Média a Superior, no maciço de Somún Curá. O emprego de técnicas de mapeamento geológico, sensoriamento remoto multi- e hiperespectral, espectroscopia de reflectância e de análise de isótopos estáveis permitiu a caracterização de cinco eventos de alteração de origem hidrotermal na área de estudo.

O evento 1 resultou em um sistema epitermal de baixa sulfetação com veios de quartzo, alguns deles com ocorrências de ouro com teores entre 1 a 10 g/t e alteração sericitica, que afetou ignimbritos riolíticos e rochas sedimentares da Formação Vera. As alterações relacionadas aos eventos 2 e 3, as mais importantes do ponto de vista volumétrico, se relacionam a um sistema epitermal de alta sulfetação, afetando riolitos, dacitos e andesitos da Formação Sierra Colorada. Estas rochas vulcânicas constituem um complexo de domos de ressurgimento, localizado no interior de uma provável caldeira vulcânica de forma oval, vinculada a uma zona transtensiva entre duas falhas transcorrentes de direita regionais. Algumas das características mais importantes deste sistema epitermal incluem a presença de brechas hidrotermais, algumas com ocorrências de ouro com teores muito locais de até 60 g/t, silicificação pervasiva e quartzo *vuggy*, junto com alteração argílica avançada com alunita-1 hipogênica, woodhouseita, svanbergita, minamiita, pirofilita, diásporo, dickita e caulinita. A alunita-1 formou-se a 267°C, indicando uma origem hidrotermal-magmática. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ da alunita-1 (4,4 a 10,3 ‰) são maiores do que os obtidos para a pirita contemporânea (-14,8 a -10,8‰) sugerindo que o sulfato aquoso foi derivado da reação de desproporção do SO_2 em um ambiente hidrotermal-magmático. Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da alunita-1 sugerem que o vapor que transportava o SO_2 condensou em água meteórica com uma razão $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4 < 1$. Os valores isotópicos de oxigênio e hidrogênio da caulinita e dickita também são compatíveis com uma origem hidrotermal-magmática. A alteração relacionada ao evento 4, de forma estratiforme horizontal e caracterizada por intensa silicificação com calcedônia e opala, gradando localmente em profundidade para alteração argílica avançada com alunita-2 mais caulinita=dickita, foi originada em um ambiente *steam-heated*. A alunita-2 está enriquecida em ^{34}S relativamente ao sulfeto, refletindo troca isotópica parcial de enxofre entre os componentes aquosos H_2S e SO_4 . Esta alteração se superpõe localmente às alterações dos eventos 2 e 3, sugerindo uma queda do nível do lençol freático, provavelmente somado à denudação sin-hidrotermal da parte superior das rochas. O evento 5 está metalogeneticamente relacionado com a formação de depósitos de fluorita, comparáveis de forma descritiva aos mundialmente conhecidos como “veios de fluorita-quartzo de baixa temperatura”. Estas mineralizações de fluorita não estariam vinculadas com os processos metalogenéticos relacionados às mineralizações de ouro dos sistemas epitermais do prospecto. Os resultados deste estudo contribuem significativamente no entendimento de aspectos relacionados à gênese deste sistema epitermal complexo, constituindo parâmetros importantes para a formulação de um modelo de exploração mineral para a região.

Uma consistente discriminação de minerais de alteração deste prospecto foi também conseguida por meio de sensoriamento remoto orbital. A aplicação de técnicas de processamento em imagens dos sensores multiespectral Terra/ASTER e hiperespectral Hyperion resultou em diferentes mapas litológicos, minerais e estruturais. A correlação satisfatória entre estes resultados e dados de campo demonstra a importância do sensoriamento remoto nos trabalhos de um programa de exploração, tanto para as etapas iniciais em escala regional, como também para etapas mais avançadas em escala de prospecto ou de depósito.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Pós-Graduação em Geociências
Área de Metalogênese



Hydrothermal Alteration of the Cerro La Mina gold prospect, Los Menucos, Patagonia Argentina: geology, remote sensing and stable isotopes

ABSTRACT

PhD Thesis

DIEGO FERNANDO DUCART

The epithermal Cerro La Mina prospect, located in the Los Menucos region, Patagonia Argentina, is currently being explored for epithermal precious-metal mineralization. Triassic hydrothermal activity produced intense alteration of rhyolites, andesites, ignimbrites, and tuffs of the Middle- to Late Triassic Los Menucos Group, in the Somún Curá massif. The use of techniques, including geological mapping, multi- and hyperspectral remote sensing, reflectance spectroscopy and stable isotope analysis, allowed the characterization of five hydrothermal alteration stages in the study area.

Event 1 resulted in a low-sulfidation epithermal system with quartz veins, some of them with gold grades between 1 and 10 g/t and sericitic alteration, which affected rhyolitic ignimbrites and sedimentary rocks of the Vera Formation. Alteration associated to stages 2 and 3, the most important from the volumetric viewpoint, is related to a high-sulfidation alteration system, which affected rhyolites, dacites and andesites of the Sierra Colorada Formation. These volcanic rocks comprise a complex of resurgent domes, located within a likely oval-shaped volcanic caldera, formed in a transtensive zone placed between two regional dextral strike-slip faults. Some of the most important characteristics of this epithermal system include the presence of hydrothermal breccias, some with gold occurrences with grades locally reaching up to 60 g/t, pervasive silicification and vuggy quartz, together with advanced argillic alteration with hypogenic alunite-1, woodhouseite, svanbergite, minamiite, pyrophyllite, diaspore, dickite and kaolinite. Alunite-1 was formed at 267°C, indicating a hydrothermal-magmatic origin. Values of $\delta^{34}\text{S}$ of alunite-1 (4.4 to 10.3 ‰) are higher than those obtained for contemporary pyrite (-14.8 to -10.8‰), suggesting that aqueous sulfate was derived of the SO_2 disproportionation reaction in a hydrothermal-magmatic system. $\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values from alunite-1 suggest that the vapor that carried SO_2 condensate in meteoric water with a ratio of $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4 < 1$. Isotopic values of oxygen and hydrogen for kaolinite and dickite are also compatible with a hydrothermal-magmatic origin. Alteration related to event 4, characterized by intense silicification blanket with chalcedony and opal, locally grading at depth to advanced argillic alteration with alunite-2 plus kaolinite±dickite, was originated in a steam-heated environment. Alunite-2 is enriched in ^{34}S in relation to sulfide, reflecting a partial isotopic exchange of sulfur between the aqueous components H_2S e SO_4 . This alteration locally overprints those from stages 2 and 3, suggesting a fall in the level of the water table, probably adding up to syn-hydrothermal erosion of the upper portion of the rocks. Event 5 is related to the formation of fluorite veins, comparable to low-temperature quartz-fluorite veins. These fluorite mineralizations are apparently not linked with the processes related to the gold epithermal systems of the prospect. The results of this study contribute significantly in the understanding of metallogenic aspects of this complex epithermal system, constituting important parameters to the formulation of a mineral exploration model for the region.

Consistent discrimination of the main alteration minerals of this prospect was also achieved by means of satellite remote sensing. The application of processing techniques on images of the multispectral- Terra/ASTER and hyperspectral Hyperion sensors resulted in different lithologic, mineral and structural maps. Satisfactory correlations between these results and field data demonstrate the key importance of the remote sensing in the work of an exploration program, in the initial stages of regional scale and also in more advanced stages, at prospect or deposit scales.

À minha pequena família: Fernanda e Alejo, meus anjos nesta viagem

Agradecimentos

Agradeço a todas as pessoas e instituições que direta ou indiretamente contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho, e em especial:

- ✓ À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio por meio da bolsa de estudo de doutorado concedida (Processo nº : 04/07077-0).
- ✓ A Alvaro Crósta, não somente pela orientação do trabalho, mas também pela amizade.
- ✓ Ao Instituto de Geociências da UNICAMP e ao Brasil, por terem me acolhido e me dado a possibilidade de fazer este doutorado.
- ✓ À empresa Iamgold Argentina S.A., especialmente a Francisco “Chico” Azevedo e Colin Brodie, pelo apoio e infra-estrutura oferecidos durante as etapas de trabalho de campo e pela concessão de dados imprescindíveis ao desenvolvimento deste trabalho.
- ✓ A Jorge Coniglio pelo imenso apoio, co-orientação e incentivo, além da imensa amizade.
- ✓ A Jeffrey Hedenquist da *Colorado School of Mines* (Golden) pelo apoio e incentivo na minha viagem a U.S.A., e pelas discussões relacionadas à geologia da área de estudo.
- ✓ Aos Drs. Robert O. Rye e a sua equipe de pesquisadores do *United State Geological Survey* (USGS) da cidade de Denver (Colorado – USA), entre eles a George N. Breit, Cyrus J. Berry, Cayce A. Gulbransen e William Christiansen, pela ajuda nas análises de isótopos estáveis.
- ✓ A Carlos Roberto de Souza Filho pelas discussões a respeito do processamento de dados de sensoriamento remoto.
- ✓ Aos professores, técnicos e alunos que me ajudaram na separação mineral no IG: Alfonso Schrank, Jacinta Enzweiler, Lúcia H. dos Santos Carvalho, Maria A. Vendemiatto, Rosane Palissari, Dailto Silva e Cesar K. Vieira.
- ✓ Aos professores doutores membros da banca examinadora da qualificação Jorge S. Bettencourt, Teodoro Almeida e Lena V. Soares Monteiro, pelas discussões e sugestões.
- ✓ A Rômulo S. Angélica, pelas primeiras análises por difratometria de raios-X gentilmente cedidas.
- ✓ Ao Dr. Gregg Swayze, do Grupo de Sensoriamento Remoto de Roger N. Clark no USGS, pela ajuda no processamento de imagens EO-1/Hyperion.
- ✓ A Silvio Franco e Raúl Giacosa, pela concessão de dados geológicos da região de Los Menucos.
- ✓ A Pilar Moreira pela concessão de dados isotópicos de sua tese de doutorado para comparação.
- ✓ A Raúl de Barrio por aceitar o convite para ser membro da banca do doutorado.
- ✓ Aos técnicos de informática Paulo Ferreira e Ricardo Campos Passanezi pela paciência e ajuda na área da computação.
- ✓ Aos funcionários do IG: Valdirene Pinotti, Mauricia, Edinalva, Cristina, Rinaldo e Aníbal pelo apoio e ajuda.
- ✓ A Bienvenido Palácio pelo apoio no estudo petrográfico.
- ✓ A Daniel Perez pelas discussões relacionadas ao processamento de imagens e à geologia estrutural da área.
- ✓ Aos meus pais, irmãos, sobrinhos, sogros, cunhados, eu agradeço, porque torcem e velam por mim, sempre.
- ✓ Aos amigos e companheiros: Andreas Dietrich, Vero e Carlos, Leandro, Juliana Bueno, Jimena, Guillermo, Cleyton, Sandra, Gustavo, Cristina e Alejandro, Norberto, Anita, Gimena e Jones, Sebastião e família, Gustavon, Porpeta, Adriana Blesa e Leandro, etc, etc, etc...
- ✓ Ao compadre e à comadre Adriana e Alexandre, pela imensa amizade e apoio.
- ✓ Aos amigos Omar e família, Horacio e família, e Paragua.

SUMÁRIO

Capítulo 1: ASPECTOS INTRODUTÓRIOS.....	1
1.1. INTRODUÇÃO	1
1.2. OBJETIVOS	5
1.3. ÁREA DE ESTUDO	5
1.4. MATERIAIS E MÉTODOS	6
1.4.1. Materiais e base de dados	6
1.4.2. Programas	8
1.4.3. Métodos de trabalho	8
1.4.3.1. Levantamentos bibliográficos	8
1.4.3.2. Sensoriamento remoto	9
1.4.3.3. Trabalho de campo	9
1.4.3.4. Espectroscopia de reflectância	9
1.4.3.5. Petrografia	10
1.4.3.6. Difractometria de raios-X	10
1.4.3.7. Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	10
1.4.3.8. Isótopos estáveis	10
1.4.3.9. Integração dos dados	11
Capítulo 2: GEOLOGIA REGIONAL E LOCAL.....	13
2.1. GEOLOGIA REGIONAL	13
2.2. GEOLOGIA LOCAL	14
2.2.1. Grupo Los Menucos	14
2.2.1.1. Formação Vera	15
2.2.1.2. Formação Sierra Colorada	17
2.2.2. Derrames intermediários a básicos	27
2.2.3. Corpos subvulcânicos microdioríticos	27
2.3. CONSIDERAÇÕES ESTRUTURAIS	27
Capítulo 3: ALTERAÇÃO.....	33
3.1. INTRODUÇÃO	33
3.2. ALTERAÇÃO	33
3.2.1. Evento 1	34
3.2.2. Evento 2	43
3.2.3. Evento 3	49
3.2.3.1. Brechas hidrotermais	49
3.2.3.2. Alteração argílica avançada	50
3.2.3.2.1. Minerais APS (<i>aluminium-phosphate-sulfate</i>)	57
3.2.3.2.2. Alunita-1	58
3.2.3.3. Alterações argílica, sericítica e propilítica	63
3.2.4. Evento 4	63
3.2.5. Evento 5	67
3.2.6. Evento 6	68
3.3. CONSIDERAÇÕES SOBRE AS MINERALIZAÇÕES	68
Capítulo 4: SENSORIAMENTO REMOTO.....	75
4.1. INTRODUÇÃO	75
4.2. DADOS ASTER	76
4.2.1. Pré-processamento	79
4.2.2. Realce por decorrelação	81
4.2.3. Classificação espectral com MTMF	81
4.3. ESPECTROSCOPIA DE IMAGEAMENTO	85

4.3.1. Dados EO-1/Hyperion	87
4.3.2. Pré-processamento	87
4.3.2.1. Conversão de formato dos dados	88
4.3.2.2. Correção dos pixels defeituosos	88
4.3.2.3. Correção do striping (<i>destriping</i>)	88
4.3.2.4. Correção atmosférica	91
4.3.2.5. Correção do efeito “ <i>smile</i> ”	91
4.3.2.6. Suavização dos espectros da imagem	91
4.3.2.7. Construção de uma máscara	92
4.3.3. Processamento	93
4.3.3.1. Classificação espectral	93
4.4. COMENTÁRIOS FINAIS	97
Capítulo 5: ISÓTOPOS ESTÁVEIS	99
5.1. APRESENTAÇÃO	99
5.2. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS	99
5.2.1. Procedimento aplicado a todas as amostras	99
5.2.1.1. Caracterização com espectroscopia de reflectância	99
5.2.1.2. Amostragem de detalhe	100
5.2.1.3. Fragmentação da amostra	100
5.2.1.4. Cominuição da amostra	100
5.2.1.5. Primeira caracterização mineralógica por DRX	100
5.2.1.6. Caracterização mineralógica com MEV	103
5.2.1.7. Separação da fração <0,6 mm	105
5.2.2. Separação de caulinita e dickita	105
5.2.2.1. Separação da fração <45 µm	105
5.2.2.2. Análise de DRX na fração <45 µm separada	109
5.2.2.3. Separação da fração <10 µm	109
5.2.2.4. Análise por DRX na fração <10 µm separada	109
5.2.2.5. Separação da fração <2 µm	110
5.2.2.6. Análise de DRX na fração <2 µm separada	110
5.2.2.7. Separação da fração <1 µm em amostras com caulinita	111
5.2.2.8. Amostras para análises isotópicas	111
5.2.3. Separação da alunita	112
5.2.3.1. Separação da fração <75 µm	112
5.2.3.2. Análise de DRX na fração <75 µm	112
5.2.3.3. Separação da fração >5 µm e <20 µm	112
5.2.3.4. Amostras para análises isotópicas	112
5.2.4. Extração química do sulfato da alunita	115
5.2.5. Separação do quartzo	115
5.2.6. Extração química do sulfeto da pirita	117
5.3. MEDIÇÕES ISOTÓPICAS	117
5.3.1. Amostras analisadas	117
5.4. RESULTADOS DOS ESTUDOS ISOTÓPICOS	119
5.4.1. Alunita	119
5.4.2. Dickita e Caulinita	127
5.4.3. Quartzo	127
5.4.4. Termometria isotópica do par alunita-pirita	127
5.4.5. Composição isotópica do fluido parental	129
5.4.6. Composição das águas meteóricas	130

Capítulo 6: DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES.....	133
6.1. INTRODUÇÃO	133
6.2. SISTEMA EPITERMAL DE ALTA SULFETAÇÃO	137
6.3. AMBIENTE <i>STEAM-HEATED</i>	144
6.4. CONSIDERAÇÕES SOBRE O MODELO GENÉTICO	145
6.5. IMPLICAÇÕES NA EXPLORAÇÃO	151
6.6. SUGESTÕES PARA ESTUDOS FUTUROS	154
6.7. CONCLUSÕES	154
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	157
ANEXO 1. Localização de amostras	167
ANEXO 2. Mapas geoquímicos	169

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1	Mosaico de imagens Landsat mostrando o setor sul de América do Sul onde se localiza a Patagônia (Argentina e Chile) e os maciços de Somún Curá e do Deseado	3
Figura 2.1	Principais feições geológicas do Maciço de Somún Curá	15
Figura 2.2	Mapa geológico simplificado do prospecto Cerro La Mina	19
Figura 2.3	Perfil geológico esquemático entre os pontos A e B da Fig. 2.2	21
Figura 2.4	Prancha de figuras sobre geologia local	23
Figura 2.5	Prancha de figuras sobre geologia local	25
Figura 2.6	Principais feições estruturais da região de Los Menucos	29
Figura 2.7	Modelo de cisalhamento rúptil em um regime não-coaxial sugerido a partir das estruturas principais do prospecto Cerro La Mina	31
Figura 3.1	Composição colorida RGB-741 da imagem ASTER da região de Los Menucos mostrando as áreas com alteração hidrotermal	35
Figura 3.2	Relações paragenéticas dos minerais de alteração do prospecto Cerro La Mina	37
Figura 3.3	Distribuição espacial simplificada das zonas de alteração superficiais e associações minerais do prospecto Cerro La Mina	39
Figura 3.4	Perfil esquemático da alteração entre os pontos A e B da Fig. 3.3	41
Figura 3.5	Prancha de figuras sobre feições da alteração do prospecto Cerro La Mina	45
Figura 3.6	Espectros de reflectância de amostras alteradas do prospecto Cerro La Mina	47
Figura 3.7	Prancha de figuras sobre brechas hidrotermais no prospecto Cerro La Mina	51
Figura 3.8	Prancha de figuras sobre caulinita e dickita do prospecto Cerro La Mina	53
Figura 3.9	Espectros de reflectância mostrando a mistura de caulinita, pirofilita, e escassa illita	55
Figura 3.10	Prancha de figuras sobre minerais APS do prospecto Cerro La Mina	59
Figura 3.11	Prancha de figuras sobre alunita do prospecto Cerro La Mina	61
Figura 3.12	Prancha de figuras sobre a alteração argílica do prospecto Cerro La Mina	65
Figura 3.13	Variações na estrutura das feições de absorção duplas de 2,2 μm em espectros de reflectância de caulinita, versus ordenamento estrutural	69
Figura 3.14	Prancha de figuras sobre silicificação intensa e alunita-2 do evento 4	69
Figura 3.15	Prancha de figuras mostrando veios de fluorita + quartzo (evento 5) cortando microdiorito Jurássico	71
Figura 3.16	Prancha de figuras sobre alteração supergênica do prospecto Cerro La Mina	73
Figura 4.1	Modelo digital de elevação (ASTER DEM) do prospecto Cerro La Mina	77
Figura 4.2	Espectro de reflectância bicônica de quartzo, correspondente à biblioteca espectral da JHU	79
Figura 4.3	Composição colorida RGB das bandas termais do 13, 12 e 10 do sensor ASTER na área do prospecto Cerro La Mina com aplicação do realce por decorrelação	83
Figura 4.4	Mapeamento de quartzo utilizando a classificação MTMF nas bandas termais do sensor ASTER na	83

	área do prospecto Cerro La Mina	
Figura 4.5	Conceito da espectroscopia de imageamento	85
Figura 4.6	Imagens mostrando tipos de ruídos das imagens Hyperion e suas correções	89
Figura 4.7	Espectros de reflectância derivados das imagens com e sem aplicação da ferramenta <i>Effort polishing</i>	92
Figura 4.8	Espectros de reflectância derivados de dois pixels da imagem Hyperion mostrando ruído tipo <i>spike</i>	92
Figura 4.9	Resultado do mapeamento mineral utilizando o método SAM nas bandas do SWIR da imagem Hyperion, no prospecto Cerro La Mina	95
Figura 4.10	Espectros de reflectância derivados da imagem Hyperion processada pelo método SAM comparados com espectros PIMA de campo dos mesmos minerais	97
Figura 5.1	Imagem MEV de cristais de alunita <75µm e <5µm, dickita <40µm, e caulinita <10µm	103
Figura 5.2	Montagem da peneira de náilon com abertura de 0,6 mm (mesh 30) num frasco de plástico	105
Figura 5.3	Ferramentas e equipamentos de laboratório utilizadas para a separação mineral	107
Figura 5.4	Nomograma do tempo de sedimentação de partículas sob o efeito de aceleração gravimétrica	111
Figura 5.5	Difratogramas ilustrando a pureza relativa de uma amostra de caulinita separada	113
Figura 5.6	Localização das amostras utilizadas para estudos isotópicos no prospecto Cerro La Mina	119
Figura 5.7	Valores isotópicos de O e S da alunita e pirita do prospecto Cerro La Mina e intervalo	121
Figura 5.8	Valores isotópicos de D e O de alunita, caulinita e dickita do prospecto Cerro La Mina	125
Figura 5.9	Valores de S de pirita e alunita-1	128
Figura 6.1	Sistemática idealizada de valores isotópicos S de sulfetos e sulfatos coexistentes e derivados de fluídos magmáticos evoluídos	141
Figura 6.2	Modelo genético esquemático proposto para o sistema de tipo alta-sulfetação com ambiente <i>steam-heated</i> superposto, correspondentes aos eventos 2, 3 e 4 da área de estudo	149

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1	Fórmula química dos minerais APS mais comuns	57
Tabela 4.1	Características principais do sensor ASTER	76
Tabela 5.1	Mineralogia das amostras com alunite como alvo de separação, a partir dos dados de espectroscopia de reflectância, DRX e MEV	101
Tabela 5.2	Mineralogia das amostras com dickita como alvo de separação, a partir dos dados de espectroscopia de reflectância, DRX e MEV	101
Tabela 5.3	Mineralogia das amostras com caulinita como alvo de separação, a partir dos dados de espectroscopia de reflectância, DRX e MEV	101
Tabela 5.4	Tempo de sedimentação de partículas utilizando-se a centrífuga refrigerada Sorvall Du Pont	110
Tabela 5.5	Proporções aproximadas de cada mineral calculadas para cada difratograma de amostras contendo caulinita, correspondentes à fração <1 µm	113
Tabela 5.6	Proporções aproximadas de cada mineral calculadas para cada difratograma de amostras contendo dickita, correspondentes as frações <2 µm	113
Tabela 5.7	Proporções aproximadas de cada mineral calculadas a partir dos difratogramas de amostras contendo alunite e correspondentes a fração < 75 µm	115
Tabela 5.8	Valores isotópicos de oxigênio, hidrogênio e enxofre das amostras do prospecto Cerro La Mina, junto com uma breve descrição	123
Tabela 5.9	Comparação da cristalinidade estimada por meio da espectroscopia de reflectância versus os valores isotópicos de O nas caulinitas analisadas	127
Tabela 5.10	Equações de fracionamento isotópico utilizadas neste estudo	129
Tabela 5.11	Temperaturas deduzidas para várias paragêneses minerais e as usadas nos cálculos do fracionamento isotópico	130
Tabela 6.1	Características principais dos depósitos epitermais de alta e baixa sulfetação	134
Tabela 6.2	Características dos quatro principais tipos de alunite	139
Tabela 6.3	Resumo das características principais dos eventos e alterações do prospecto Cerro La Mina	146

ASPECTOS INTRODUTÓRIOS

1.1. INTRODUÇÃO

Depósitos epitermais de ouro-prata respondem por aproximadamente 18 % da produção mundial de ouro (Marcoux & Milési 2000) e representam um dos mais importantes alvos de exploração de minerais metálicos na América do Sul. Estima-se que as principais empresas de mineração investem aproximadamente 75 % dos seus orçamentos de exploração na procura deste tipo de depósito em todo o mundo.

A Patagônia Argentina constitui uma fronteira exploratória recente para depósitos epitermais, com importantes descobertas registradas nos últimos dez anos. As extensas regiões com rochas vulcânicas de idades Triássicas-Jurássicas de composição ácida a intermediária, correspondentes aos maciços de Somún Curá e do Deseado (Fig. 1.1A), possuem destacado potencial para a localização de depósitos de tipo epitermal. Estes depósitos correspondem principalmente ao tipo baixa-sulfetação (*low-sulfidation*) associados a vulcanismo bimodal em ambiente de retro-arco, como é o exemplo do importante distrito Cerro Vanguardia, localizado no maciço do Deseado (Schalamuk *et al.* 1997). Outro depósito descoberto na Patagônia Argentina (1997), e quiçá um dos maiores sistemas de veios de baixa sulfetação do mundo, é o de Esquel (Sillitoe *et al.* 2002) com 120 t de ouro, associado a vulcanismo bimodal do arco extensional Jurássico Médio a Superior dos Andes Patagônicos.

Em 1998, a empresa Iamgold descobriu ocorrências auríferas epitermais na área de Los Menucos, no maciço de Somún Curá (Fig. 1.1B). Com isso, estabeleceu-se um novo alvo de exploração de depósitos epitermais em uma região até aquele momento não considerada. A área de Los Menucos apresenta vários prospectos, alguns com características próprias de sistemas epitermais do tipo alta-sulfetação e outros do tipo baixa-sulfetação (Fig. 1.1C).

A região de Los Menucos, em particular, foi estudada previamente nas escalas 1:100.000 a 1:200.000 por Llambías *et al.* (1984) e Labudía *et al.* (1995). Informações geológicas adicionais, porém de caráter restrito, constam de relatórios internos da empresa Iamgold Argentina, que detém os direitos minerários da área (Caffe 2000, Baker 2000, Brodie & Gordillo 2001, Sillitoe 2001, Hedenquist 2002a, b). Estes estudos foram principalmente concernentes à

caracterização econômica das mineralizações, sendo que a área carece de estudos geológicos e metalogenéticos detalhados das zonas de alteração e outros aspectos que constituem parâmetros importantes para a formulação de um modelo conceitual e de exploração mineral para a região.

Esta tese aborda o estudo da área de Los Menucos com foco sobre o prospecto Cerro La Mina. A partir da aplicação de várias ferramentas de estudo, este trabalho visa fornecer uma contribuição ao entendimento da alteração hidrotermal associada às mineralizações de ouro, como também da natureza e evolução dos fluídos no sistema epitermal.

A localização inicial das ocorrências auríferas da área de Los Menucos se deu graças ao uso de imagens multiespectrais do sensor orbital *Landsat Thematic Mapper* (TM), por meio da identificação da assinatura espectral das áreas de alteração hidrotermal associadas às mineralizações de ouro, através de uma colaboração entre o Instituto de Geociências da UNICAMP e a empresa Iamgold Argentina. Posteriormente, o notável potencial dessa área para a aplicação de sensoriamento remoto com o objetivo de mapeamento mineral da alteração hidrotermal, foi demonstrado por Crósta *et al.* (2003a, b), Ducart (2004), Ducart *et al.* (2004, 2006). Este tipo de aplicação é favorecido, em toda a Patagônia Argentina, principalmente pelos aspectos fisiográficos (clima árido, pouca vegetação e pouca alteração intempérica), os quais favorecem a exposição superficial das áreas alteradas. O processamento de imagens de sensores remotos, tanto multi quanto hiperespectrais, vem se aperfeiçoando notavelmente. No entanto, é preciso determinar as vantagens e limitações concretas dessas técnicas em um programa de exploração mineral. Com este sentido, o presente estudo visa também avaliar o uso do sensoriamento remoto e da espectroscopia de reflectância como ferramentas ativas na exploração e estudo de depósitos epitermais.

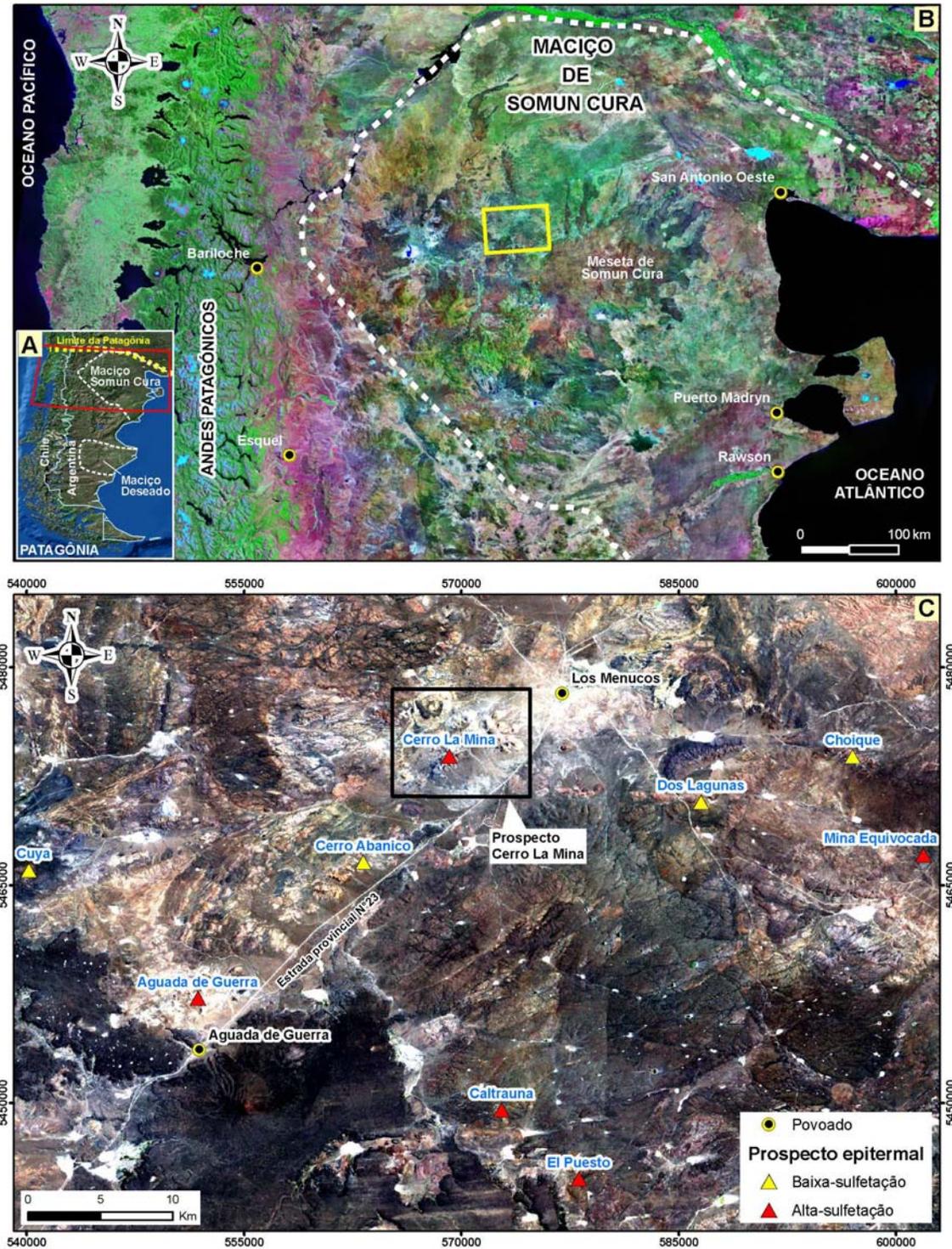


Figura 1.1: A. Mosaico de imagens Landsat mostrando o setor sul de América do Sul onde se localiza a Patagônia (Argentina e Chile) e os maciços de Somún Curá e do Deseado. A província geológica da Patagônia tem seu limite setentrional na Falha de Huincul (linha amarela tracejada) (extraído de Chemicoff & Zappetini 2004). O retângulo vermelho indica a área da figura B. B. Mosaico de imagens orbitais Landsat TM mostrando a localização do maciço de Somún Curá (linha tracejada branca) no norte da Patagônia Argentina. O retângulo amarelo no centro da figura indica a área da figura C. C. Imagem Landsat TM (composição colorida RGB=321) mostrando a região de Los Menucos e os principais prospectos epitermais em exploração. A classificação provisória no tipo baixa ou alta sulfetação é baseada em relatórios internos das empresas que fizeram trabalhos de exploração na região. O retângulo preto mostra o prospecto Cerro La Mina, onde se focalizaram os estudos apresentados nesta tese.

1.2. OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo geral analisar e caracterizar a alteração hidrotermal associada às mineralizações de ouro da área de Los Menucos, Patagônia Argentina, focalizando-se principalmente no prospecto Cerro La Mina.

Entre os objetivos específicos deste trabalho destacam-se:

- a) caracterizar as assembléias minerais de alteração e suas relações espaciais e temporais, por meio de diferentes técnicas de estudo, com base em dados geológicos de campo (de superfície e de testemunhas de sondagem), petrográficos, de microscópio eletrônico de varredura (MEV), geoquímicos, de estudos de isótopos estáveis, sensoriamento remoto e espectroscopia de reflectância;
- b) obter informações sobre a temperatura da deposição mineral, fonte e evolução dos fluídos hidrotermais, fonte do enxofre e interação rocha/fluído a partir do estudo de isótopos estáveis em sulfatos, argilo-minerais e sulfetos;
- c) propor um modelo descritivo e traçar algumas considerações sobre um modelo genético para a alteração hidrotermal da área de estudo; e
- d) avaliar a aplicação da espectroscopia de reflectância e das imagens de novos sensores remotos multi- e hiperespectrais orbitais como ferramentas de apoio para a caracterização mineralógica de zonas de alteração hidrotermal e a sua utilização na exploração mineral da região.

1.3. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo situa-se na porção norte da Patagônia Argentina (Fig. 1.1A), no centro da Província de Río Negro. As principais zonas de mineralização estudadas localizam-se numa área de 50 km² (Fig. 1.1B), ao sudoeste do povoado Los Menucos (67°51'0,5'' long. W e 40°52'54,6'' lat. S).

O povoado de Los Menucos (2.330 habitantes) encontra-se a 820 m acima do nível do mar e pode ser acessado a partir de San Carlos de Bariloche ao oeste, ou de Santo Antonio Oeste (próximo ao balneário Las Grutas) no litoral, por meio da estrada provincial N° 23. Opcionalmente, pode ser acessado por via aérea, de Buenos Aires até Neuquén (1.178 km), e de Neuquén até Los Menucos pela estrada nacional 6 (285 km), passando pela cidade de General

Roca. As zonas mineralizadas podem ser acessadas a partir do povoado de Los Menucos, por meio de numerosos caminhos de terra pelos quais se pode transitar com veículo com tração 4x4.

O clima da região é árido continental. A precipitação média anual não supera os 150 mm, sendo amplamente excedida pela evapotranspiração potencial ao longo de todo o ano. A temperatura média anual é de 14°C, sendo que as temperaturas máximas absolutas variam entre 35 e 40°C, e as mínimas absolutas entre -9 e -15°C. A umidade média do ambiente é de 40 % no verão e 70 % no inverno. A região é caracterizada por uma alta luminosidade durante todo o ano. O céu sobre a região se apresenta normalmente com poucas nuvens, sendo que 150 dias ao ano está totalmente livre de nuvens.

O relevo da região de estudo é constituído por serras e mesetas vulcânicas de altitudes variáveis (chegando nos setores mais altos a 1000 m.s.n.m.), circundadas por extensas planícies de sedimentos pedregosos e depressões estruturais, algumas ocupadas por salinas de consideráveis tamanhos.

A vegetação é de caráter xerófilo e dispersa, sendo constituída preponderantemente por arbustos pequenos, baixos e espinhosos.

1.4. MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais, bases de dados, programas de computação e métodos de trabalho aplicados neste estudo serão descritos a seguir.

1.4.1. Materiais e base de dados

- Mapa geológico na escala 1:100.000 da Folha 4169-II, Los Menucos, Río Negro, Argentina, produzido pelo Servicio Geológico Minero Argentino/SEGEMAR em 1999 (Cucchi *et al.* 1999).
- Mapas geológicos digitais do prospecto Los Menucos com escalas entre 1:10.000 a 1:5.000 cedidos pela empresa Iamgold Argentina. Para alguns setores específicos, há informação de maior detalhe, na escala de até 1:500.
- Foto-mosaico digital, na escala de 1:5.000, geo-referenciado e orto-rectificado a partir de pontos medidos com GPS diferencial, com precisão de ± 3 m.
- Base de dados geológicos e geoquímicos de 36 furos de sondagem realizados pelas empresas Iamgold e Barrick.

- 1.734 espectros de refletância obtidos de amostras de superfície e de testemunhas de sondagem com o espectrômetro PIMA (cobrindo o SWIR), cedidos pela empresa Iamgold. As amostras de superfície foram obtidas em uma amostragem seguindo uma malha retangular regular, segundo linhas ortogonais às zonas mineralizadas (de orientação nordeste), espaçadas 200 m entre si e com espaçamento entre os pontos de coleta de 50 m (ver [Anexo 1](#)). A posição dos pontos inicial e final de cada linha foi medida com GPS diferencial para melhorar sua precisão (erro de ± 3 m).
- 416 espectros de refletância obtidas em laboratório com o espectro-radiômetro de refletância *FieldSpec-FR*, cobrindo o VNIR-SWIR. As amostras foram obtidas em diferentes setores do prospecto e com diferente densidade de amostragem (ver [Anexo 1](#)).
- Imagem do sensor multiespectral orbital ASTER, adquirida em 6 de junho de 2002. Neste trabalho foram utilizadas somente as 6 bandas espectrais cobrindo a região do infravermelho termal (TIR) do espectro eletromagnético, com resolução espacial de 90m. Também foi utilizado o modelo digital de elevação (DEM) com resolução de 15m gerado a partir das bandas estereoscópicas (3N e 3b) desta imagem ASTER.
- Imagem do sensor Hyperion cedida pela *Comisión Nacional de Actividades Espaciales* (CONAE) da Argentina e pela NASA (U.S.A.). A imagem foi a “EO1H2300882006020110PY_Hyp”, adquirida no dia 20/01/2006, com uma cobertura de nuvens de 10 %, o que não afetou a análise da imagem uma vez que essas nuvens estavam localizadas fora da área do prospecto Cerro La Mina.
- Imagens obtidas com um microscópio eletrônico de varredura (MEV). O microscópio utilizado foi o LEO modelo 430I, com auxílio de um espectrômetro OXFORD *Energy-Disperse*.
- Análises de difratometria de raios-X (DRX) de amostras representativas da alteração hidrotermal da área de estudo, realizadas na Universidade Federal do Pará e no U.S. Geological Survey (USGS), em Denver (U.S.A.).
- Resultados de estudos de isótopos estáveis realizados nos minerais alunita, caulinita, dickita, quartzo e pirita. Estes estudos foram executados no *U.S. Geological Survey* (USGS), em Denver (U.S.A.)

1.4.2. Programas

Os seguintes programas de computação foram utilizados neste trabalho:

- programa de processamento de imagens: ENVI[®] 4.3 (RSI);
- programas para a correção atmosférica de imagens de sensoriamento remoto: FLAASH[®] (*Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes*);
- programa para a geração de modelos digitais de elevação a partir de imagens ASTER: ASTER DTM[®];
- programa para pré-processamento de imagens hiperespectrais: Módulo *MMTG A-List Hyperspectral Data Processing Software* para o ENVI, criado pela *CSIRO Division of Exploration and Mining* (Austrália) e cedido para uso específico neste projeto;
- programas para análises dos dados de espectroscopia de refletância: SIMIS[®] FeatureSearch 1.6 e ENVI[®] 4.3 (RSI);
- programa para integração de dados - Sistema de Informações Geo-Referenciadas: ArcGIS[®] 8.2 (ESRI);
- programas para desenho: Corel Draw[®] e Origin 4.1[®];
- programas utilizados para interpretação das análises de difratometria de raios-X: Eva (Siemens DiffracPlus[®]), Pcpdfwin[®] e Jade 7[®].

1.4.3. Métodos de trabalho

1.4.3.1. Levantamentos bibliográficos

Levantamentos bibliográficos foram realizados durante o transcurso de todo o trabalho de doutorado e objetivaram: (1) a atualização das informações sobre a geologia do maciço de Somún Curá e da região de Los Menucos; (2) o estudo dos conceitos sobre vulcanologia, fundamentais para a compreensão de depósitos epitermais; (3) a caracterização dos tipos e processos de alterações hidrotermais; (4) o aprofundamento dos conceitos do tipo, caracterização e formação de sistemas epitermais de metais preciosos; (5) a aplicação de estudos de isótopos estáveis em sistemas epitermais; (6) a obtenção de informações comparativas sobre outros depósitos ou ocorrências semelhantes à área de estudo; (7) para compreensão e aplicação das técnicas de análises mineralógicas DRX, MEV e espectroscopia de reflectância; e (8) o estudo de técnicas de processamento digital aplicadas a imagens de sensores multi- e hiperespectrais e o seu emprego no mapeamento de zonas de alteração hidrotermal.

1.4.3.2. Sensoriamento remoto

Nesta etapa, foi realizado o processamento das imagens dos sensores orbitais ASTER (multiespectral) e Hyperion (hiperespectral) com o objetivo de identificar os diferentes litotipos, realçar as estruturas e mapear a mineralogia principal das zonas de alteração. Estes dados serviram como base para o planejamento dos trabalhos de campo e demais tipos de estudos desenvolvidos durante o transcorrer do projeto. Os resultados principais da aplicação do sensoriamento remoto são apresentados no capítulo 4 ([Sensoriamento Remoto](#)) desta tese.

1.4.3.3. Trabalho de campo

A partir dos resultados obtidos em etapas prévias, foram selecionadas áreas-alvo para realização dos trabalhos de campo visando a verificação das características geológico-estruturais da área de estudo. Nesta fase de trabalho de campo, contou-se com o suporte da empresa Iamgold para suporte logístico e acesso às áreas de estudo.

No campo, foram coletadas amostras das principais unidades litológicas, brechas hidrotermais, além de rochas com alteração hidrotermal, para posteriores estudos petrográficos e de isótopos estáveis. Testemunhos de sondagens rotativas feitas no prospecto também foram amostrados durante este trabalho.

1.4.3.4. Espectroscopia de reflectância

Nesta etapa foram analisados tanto os espectros de reflectância PIMA[®] cedidos pela empresa Iamgold, como também os medidos neste estudo com o espectro-radiômetro FieldSpec FR[®] do Laboratório de Espectroscopia de Reflexão (LER) do IG-UNICAMP.

A análise e interpretação das curvas espectrais foram feitas visando determinar a mineralogia de cada amostra, proporções dos minerais nas curvas resultantes de misturas, o ordenamento estrutural dos minerais (por exemplo, a cristalinidade da caulinita), e as composições químicas dentro de um mesmo mineral (por exemplo, a variação de Na e K na alunita).

Os resultados dos estudos com espectroscopia de reflectância são apresentados de forma integrada com os de outros estudos no capítulo 3 ([Alteração](#)) desta tese.

1.4.3.5. Petrografia

Estudos petrográficos foram realizados em lâminas delgadas-polidas e bipolidas, confeccionadas a partir das amostras coletadas em campo. Esses estudos resultaram na identificação das fases minerais e suas relações composicionais e texturais, tendo sido complementados com análises por espectroscopia de reflectância e microscopia eletrônica de varredura (MEV).

1.4.3.6. Difratomia de raios-X.

Este método analítico foi utilizado na caracterização mineral de amostras com alteração hidrotermal. As amostras foram pulverizadas em moinho de ágata e analisadas com o difratômetro com goniômetro vertical Philips modelo PW 3020[®] da Universidade Federal do Pará, e com o difratômetro vertical Siemens modelo T500[®] do *U.S. Geological Survey* (USGS, Denver, U.S.A.).

1.4.3.7. Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Os estudos por meio do MEV foram realizados com o microscópio LEO modelo 430I[®], com auxílio de um espectrômetro OXFORD *Energy-Disperse*[®] do IG-UNICAMP.

As imagens foram geradas predominantemente por detector de elétrons retro-espalhados (*backscatter electrons detector* – BSD), onde os níveis de cinza são proporcionais ao peso atômico médio dos elementos excitados pelo feixe de elétrons durante a varredura, sendo portanto imagens composicionais com os tons mais claros representando as fases de densidades atômicas médias mais elevadas.

1.4.3.8. Isótopos estáveis

Um conjunto de procedimentos foi aplicado para a separação de alunita, dickita, caulinita, pirita e quartzo, para posterior análise de composições isotópicas de D, ¹⁸O e ³⁴S em alunita, D e ¹⁸O em caulinita e dickita, ¹⁸O em quartzo, e ³⁴S em pirita. Estes estudos foram executados no *United States Geological Survey* (USGS) da cidade de Denver (Colorado – USA) sob supervisão geral de Robert O. Rye e Jeffrey Hedenquist. Uma descrição detalhada dos procedimentos de separação mineral utilizado, junto com os métodos e resultados das análises isotópicas, são apresentados no capítulo 5 ([Isótopos Estáveis](#)) desta tese. A discussão e interpretação dos

resultados isotópicos são apresentadas de forma integrada com os demais resultados da tese no capítulo 6 ([Discussão dos resultados e Conclusões](#)).

1.4.3.9. Integração dos dados

Esta etapa consistiu na integração entre os diferentes dados geológicos, petrográficos, de espectroscopia de reflectância, geoquímicos, de isótopos estáveis e de sensoriamento remoto, visando definir o modelo descritivo do sistema epitermal para o prospecto Cerro La Mina, como também traçar algumas considerações sobre os modelos genéticos e de exploração mineral na região.

GEOLOGIA REGIONAL E LOCAL

2.1. GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo localiza-se no setor centro-norte do Maciço de Somún Curá (Stipanivic & Methol 1972) (Fig. 1.1B, 2.1). Este maciço localiza-se no norte da Patagônia Argentina, sendo por isso conhecido também como Maciço Norpatagônico. Abrange desde rochas metamórficas precambrianas, granitóides paleozóico-triássicos até manifestações sub-vulcânicas a vulcânicas de idade mesozóica a cenozóica (Aragón *et al.* 1996; Fig. 2.1).

O Maciço de Somún Curá possui um embasamento metamórfico composto por gnaisses e micaxistos, associados a plútons graníticos sintectônicos. Determinações por Rb/Sr sugerem idades de 850 ± 50 Ma. (Linares *et al.* 1990) e de 620 ± 45 Ma. (Varela *et al.* 1997) para este embasamento.

Orto-quartzitos de origem marinha e interestratificados com camadas de ferro oolítico Silurianas da Formação Sierra Grande sobrepõem-se discordantemente a rochas do embasamento no setor leste do maciço (Núñez *et al.* 1975). Nos períodos Ordoviciano e Carbonífero o embasamento e a sua cobertura foram intensamente intrudidos por granitos, granodioritos e tonalitos (Ramos & Aguirre-Urreta 2000).

Os períodos Permiano e Triássico estão representados por atividade ígnea de natureza ácida a intermediária (plutonismo e vulcanismo) que atingiu toda a dimensão em largura do maciço, atividade essa associada à província magmática Choiyoi (Llambías 1999). O plutonismo é marcado por granitos e granodioritos com idades no intervalo 246-295 Ma (Rapela *et al.* 1996, Varela *et al.* 2005, Pankhurst *et al.* 2006). O vulcanismo é composto por depósitos piroclásticos e derrames de composição ácida a intermediária, abrangendo geralmente riolitos e dacitos e, em menor proporção, andesitos. Datações realizadas em rochas vulcânicas dessa província resultaram em idades de 225 a 215 Ma (Stipanivic & Methol 1980, Rapela *et al.* 1996), coincidentes com idades da flora *Dicroidium* (Stipanivic *et al.* 1968). Constituem extensos mantos ignimbríticos, geralmente horizontais ou levemente inclinados devido a falhas e basculamento de blocos. Na área de Los Menucos o Grupo Los Menucos é constituído pela

Formação Vera na base (Labudía & Bjerg 2001) e pela Formação Sierra Colorada no topo (Stipanivic *et al.* 1968).

Vulcanismo riolítico e ignimbrítico de idade Jurássica se apresenta no setor oriental do maciço, representado pela Formação Marifil (Malvicini & Llambías 1974). Esta unidade, junto com outras formações geograficamente espalhadas na Patagônia e na Antártica, forma uma das províncias vulcânicas ácidas mais volumosas do mundo (Pankhurst *et al.* 1998).

Sedimentos continentais do Cretácico Inferior e Terciário foram depositados em alguns setores do maciço (Stipanivic *et al.* 1968). Também no Cretáceo Inferior (Maastrichtiano), Eoceno (Daniano) e Neógeno, várias transgressões marinhas rasas cobriram algumas áreas do sector oriental do maciço. Extensos derrames de basaltos alcalinos, de idade Oligoceno-Mioceno, cuja principal representante é a Formação Somún Curá, cobrem parcialmente o maciço (Ardolino 1981).

2.2. GEOLOGIA LOCAL

No prospecto Cerro La Mina ocorrem principalmente rochas vulcânicas e vulcano-clásticas do Grupo Los Menucos, de idade Triássica Superior (Labudía *et al.* 1995), derrames intermediários a básicos e corpos subvulcânicos microdioríticos de possível idade Jurássica (Lema *et al.* 2005), além de sedimentos Quaternários inconsolidados (Fig. 2.2).

2.2.1. Grupo Los Menucos

O Grupo Los Menucos, também chamado de Complexo Los Menucos por Cucchi *et al.* (1999), é integrado por duas formações: Vera (Labudía & Bjerg 2001) e Sierra Colorada (Stipanivic 1967), ambas caracterizadas por atividade vulcânica recorrente. Por meio de datações Rb-Sr em rocha total, Rapela *et al.* (1996) indicaram idades entre 222 ± 2 Ma e 215 ± 2 Ma (Triássico Superior) para rochas vulcânicas da Formação Sierra Colorada suprajacente. A Formação Vera possui uma flora fóssil de “*Dicroidium*”, associada a cicadales e bennettitales (*Psedoctenis*, *Taeniopteris*, *Pterophyllum*, etc), referidas ao Triássico Médio a Superior (Stipanivic *et al.* 1968). Uma idade Rb-Sr de 245 ± 8 Ma (Triássico Inferior a Médio) foi mencionada por Franco *et al.* (1999) para rochas inalteradas que provavelmente correspondem à Formação Vera.

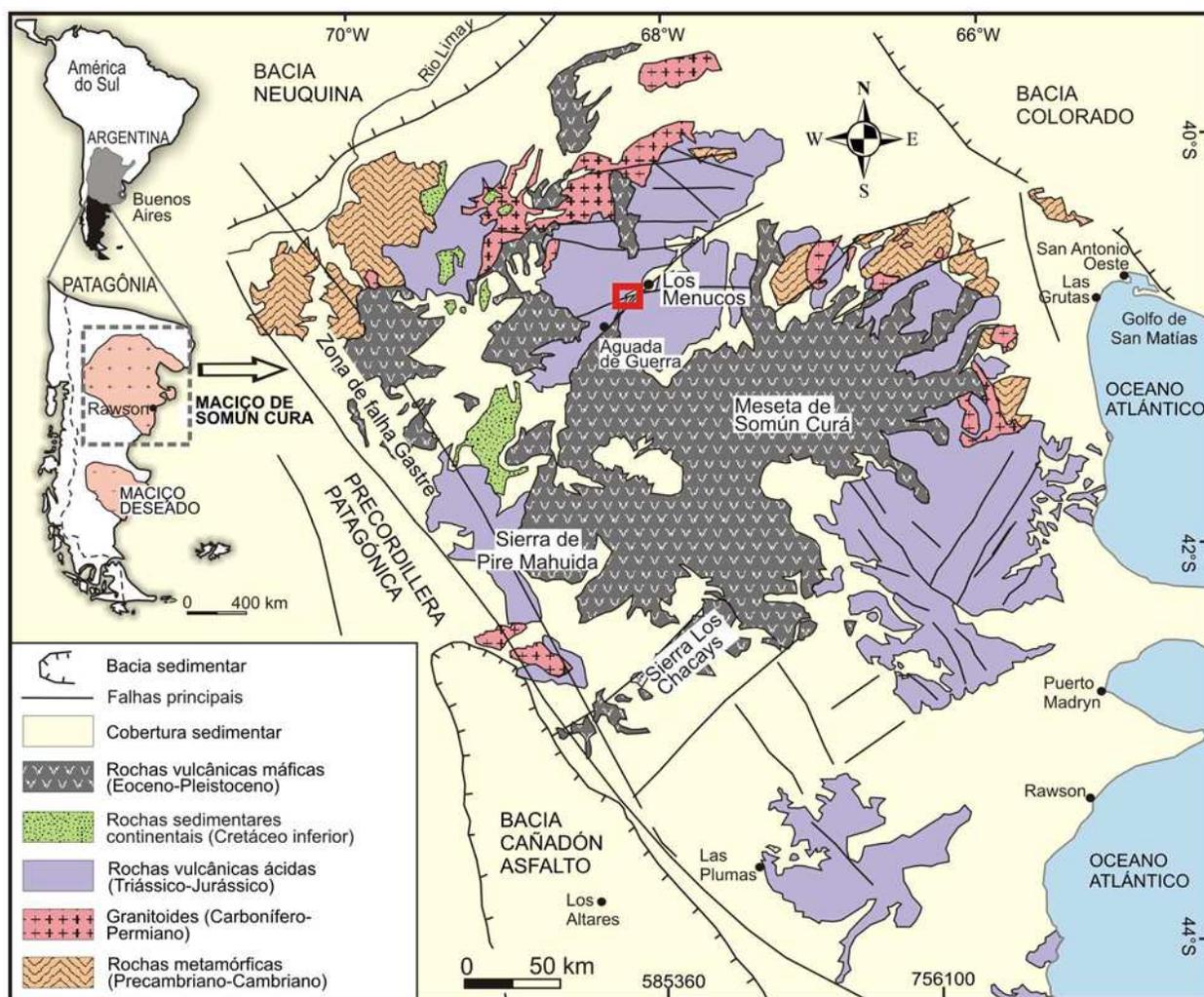


Figura 2.1: Principais feições geológicas da Patagônia Argentina (superior esquerda) e do Maciço de Somún Curá e províncias geológicas adjacentes (modificado de [Aragón et al. 1996](#), e [Ramos & Aguirre-Urreta 2000](#)). O retângulo na parte centro-norte do maciço representa a área do prospecto Cerro La Mina, que corresponde a [Figura 2.2](#).

2.2.1.1. Formação Vera

A base desta formação se encontra fora da área de estudo. Rochas vulcânicas da Formação Sierra Colorada, estão dispostas de forma concordante no seu topo. A Formação Vera compreende uma seqüência sedimentar de espessura variável (2 a 150 m), composta por conglomerados, arenitos, siltitos e tufitos, em camadas avermelhadas grano-decrescente de até 2 metros de espessura ([Labudía et al. 1995](#)). Em um setor ao norte de Tripailao, estas rochas ocorrem sob as rochas da Formação Sierra Colorada e estão inclinadas em direção E a SE com um ângulo aproximado de 15°. Uma possível discordância angular (não identificada claramente em campo), parece colocar em contato a Formação Vera com a formação Sierra Colorada ([Fig. 2.3](#)).

As rochas da Formação Vera apresentam estruturas em lajes (Fig. 2.4A) e incluem abundantes fragmentos vítreos de até 3 cm, xenólitos de filitos, tufitos, rochas vulcânicas e quartzo-arenitos. Nos níveis superiores, intercalados com estas rochas, se apresentam ignimbritos dacíticos, brechas dacíticas e tufitosossilíferos, associados a dacitos e riodacitos. Na área de estudo, esta formação é observada principalmente no setor oeste e norte.

2.2.1.2. Formação Sierra Colorada

A Formação Sierra Colorada é de natureza principalmente vulcânica. O vulcanismo ácido a intermediário é composto por derrames riolíticos e andesíticos, ignimbritos, tufos, brechas vulcânicas e diques, que cobrem e intrudem indistintamente as rochas sedimentares e ignimbritos da Formação Vera (Labudía & Bjerg 2005).

Os riolitos e andesitos se apresentam principalmente no setor centro-sul da área de estudo, conformando um complexo de domos vulcânicos a sub-vulcânicos (Fig. 2.4B). A intensa alteração hidrotermal que afeta estas rochas dificulta sua identificação macro e microscopicamente. No entanto, estas rochas conservam localmente algumas texturas originais, como pode ser conferido em testemunhos de sondagem (Fig. 2.4C).

Os andesitos possuem cor cinza escura a cinza esverdeada, com textura microporfirítica a porfirítica, dada por megacristais de plagioclásio (andesina) e biotita numa matriz afanítica. Os megacristais de plagioclásio são euhedrais e alguns estão zonados. Também se apresentam escassos megacristais de quartzo subhedrais com bordas corroídas. Algumas amostras apresentam estrutura de fluxo impressa pela orientação dos megacristais.

Os riolitos possuem cor cinza clara a cinza amarelada quando apresentam oxidação dos minerais de ferro. A textura dos riolitos é geralmente porfirítica e com estruturas de fluxo (Fig. 2.4D). Apresentam megacristais de feldspato, biotita e quartzo, com formas subhedrais a anhedrais (Fig. 2.4E). Localmente é difícil diferenciar riolitos dos ignimbritos com alto grau de soldagem (*welding*). Processos de devitrificação são localmente observados nos riolitos e andesitos, na forma de esferulitos (Fig. 2.4F).

Em alguns testemunhos de sondagem foram encontradas evidências de mistura de magmas em nível subvulcânico. Estas evidências mostram que um magma andesítico penetrou num domo riolítico ainda em processo de cristalização (Fig. 2.5A). Devido à maior temperatura do magma andesítico este, ao ingressar no magma riolítico, se esfria rapidamente formando

estruturas tipo *pillows*. Por sua vez, a temperatura do magma riolítico aumenta, incrementando a velocidade do fluxo magmático, que tende a deformar e fragmentar o andesito.

Em alguns locais, as rochas riolíticas e andesíticas passam a autobrechas e brechas vulcânicas (Fig. 2.5B). Foi observado também um andesito cinza com autoclastos de andesito, de composição semelhante à da rocha que os contém. A forma dos clastos é arredondada e estes estão envolvidos por material afanítico exibindo estrutura fluidal paralela aos contatos (Fig. 2.5C). A borda dos clastos é de grãos finos. Um dos clastos apresenta um lóbulo formado pela extrusão do magma desde seu interior, que indica o estado semi-líquido do mesmo. Estas características sugerem que o brechamento se produziu quando o magma andesítico entrou em contato com água. Estas brechas são comumente denominadas brechas hialoclasticas ou, simplesmente, hialoclastitos.

Ignimbritos de cor branca a cinza clara e com alto grau de soldagem predominam no setor nordeste do prospecto, com estratificação em camadas espessas inclinadas de 5 a 10° para sudeste. Apresentam fragmentos vítreos de formas irregulares com até 5 cm, angulosos a sub-arredondados, localmente estirados conformando *fiammes* (Fig. 2.5D). Estes *fiammes* definem uma foliação planar ou textura eutaxítica. Apresentam também fragmentos líticos de riolitos, andesitos e dacitos, com até 4 cm. Em setores com menor silicificação é possível identificar fragmentos arredondados de púmice com até 3 cm (Fig. 2.5E).

No setor denominado Brecha La Gorda foram observados depósitos de onda piroclástica de base (*base-surge deposits*), com laminação entrecruzada (Fig. 2.5F, G). Por cima desta camada, e em contato erosivo, dispõe-se uma camada de ignimbritos com fragmentos líticos de até 10 cm.

Os tufos se apresentam principalmente no setor central do prospecto. Estas rochas são caracterizadas por uma cor cinza claro a rosa-avermelhada, freqüentemente exibindo uma laminação incipiente. Possuem um algo grau de soldagem e silicificação, originando fraturas conchoidais quando quebradas por martelo.

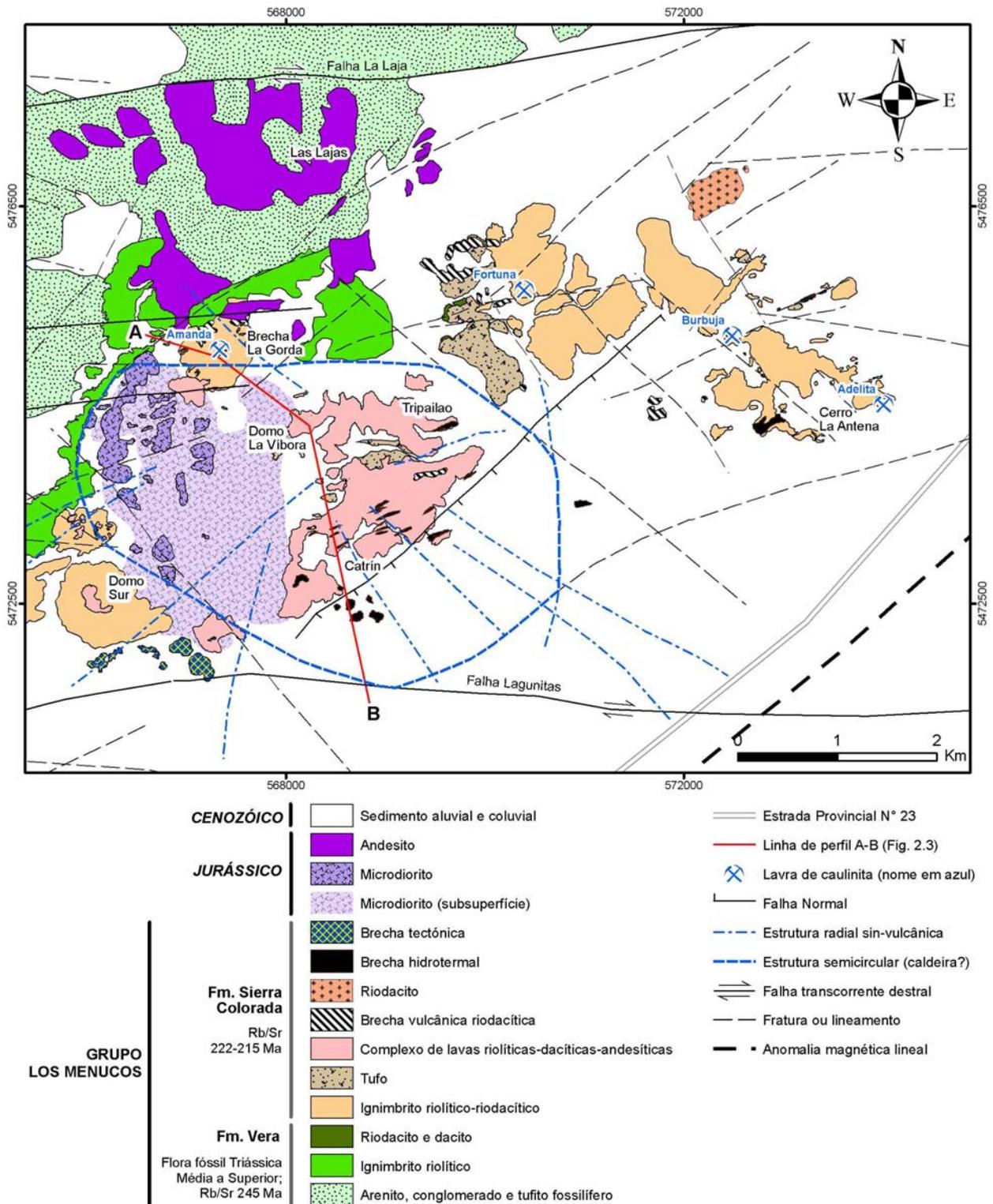


Figura 2.2: Mapa geológico simplificado do prospecto Cerro La Mina. Os dados geológicos e estruturais são baseados neste estudo, como assim também em relatórios internos da empresa Iamgold e trabalhos de Giacosa *et al.* (2005, 2007), Labudía & Bjerg (2005), e Lema *et al.* (2005). O limite do microdiorito Jurássico em subsuperfície foi traçado com base em uma anomalia magnética (Brodie & Gordillo 2001).

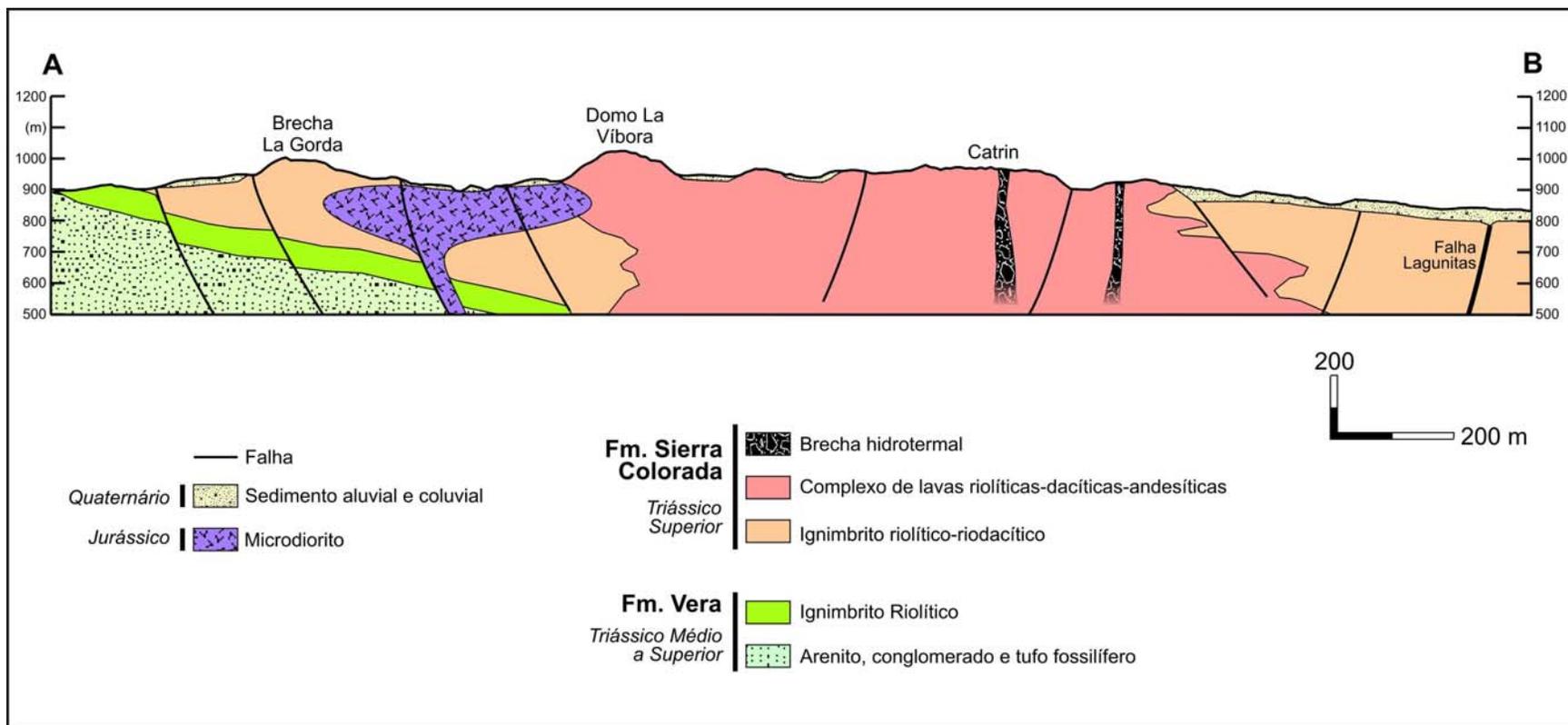


Figura 2.3: Perfil geológico esquemático entre os pontos A e B da Fig. 2.2 (vista de SW). Este perfil foi desenhado com base em dados de 36 furos de sondagem, geofísica de superfície e interpretações de campo. A topografia foi baseada em dados do modelo digital de elevação extraídos da imagem ASTER (ASTER DEM).

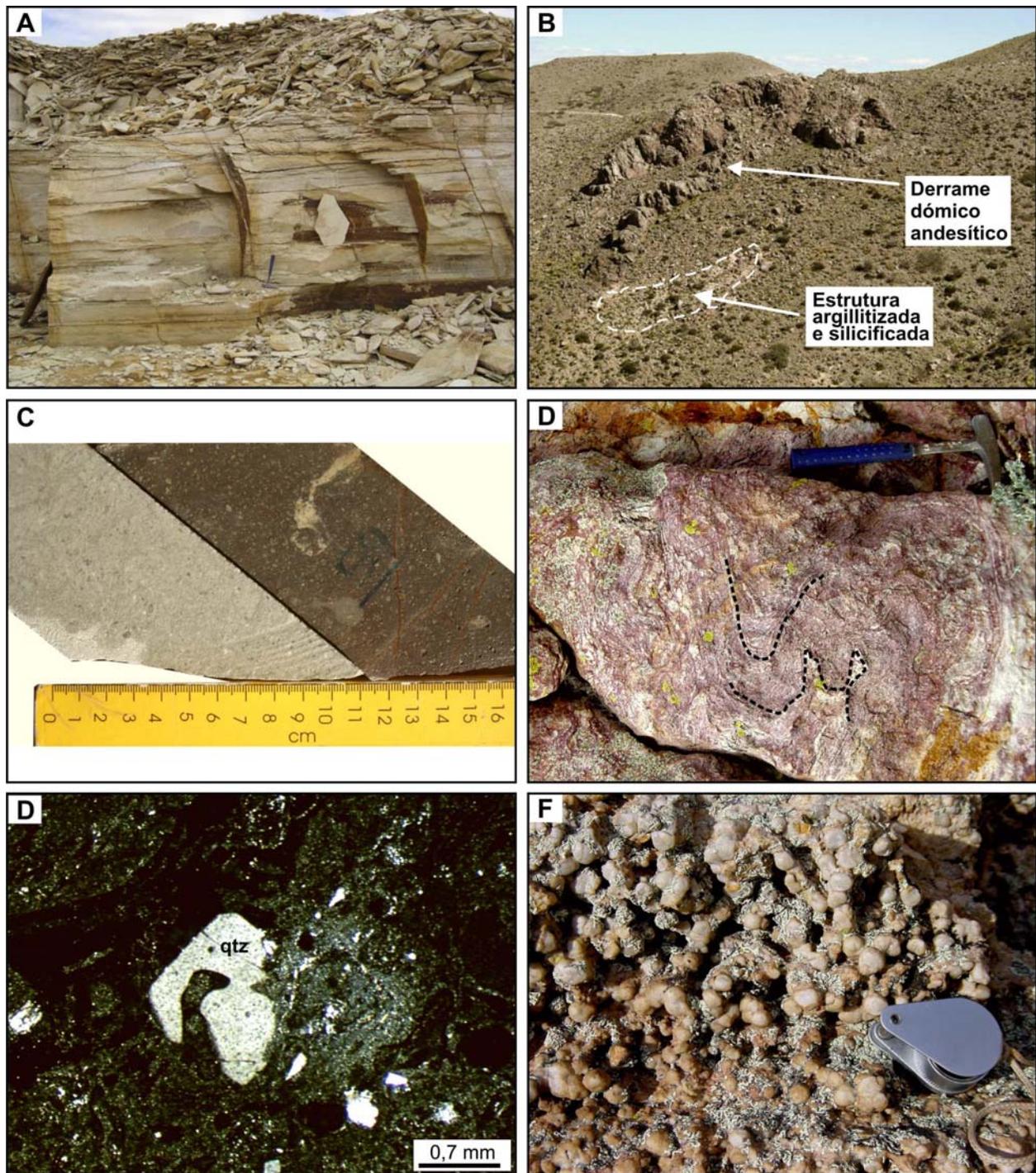


Figura 2.4: A. Argilitos e siltitos fossilizados com estrutura em lajes, correspondentes à Formação Vera, setor oeste do prospecto. B. Vista dos derrames de lavas andesíticas da Formação Sierra Colorada, na área de Catrin. Abaixo se apresenta uma estrutura argilitizada e com bordas silicificadas. C. Riolito e andesito correspondentes a testemunhos de sondagem do furo CMDD03, localizado na área de Catrin. D. Lava riolítica com estrutura de fluxo magmático dobrado. E. Fotomicrografia (luz transmitida, nicóis cruzados) de um megacristal de quartzo não afetado pela alteração em riolito. As bordas com formas de “baía” que entram dentro do megacristal são comuns em rochas ácidas. F. Esferulitos de devitrificação de um domo riolítico, na área de Tripailao.

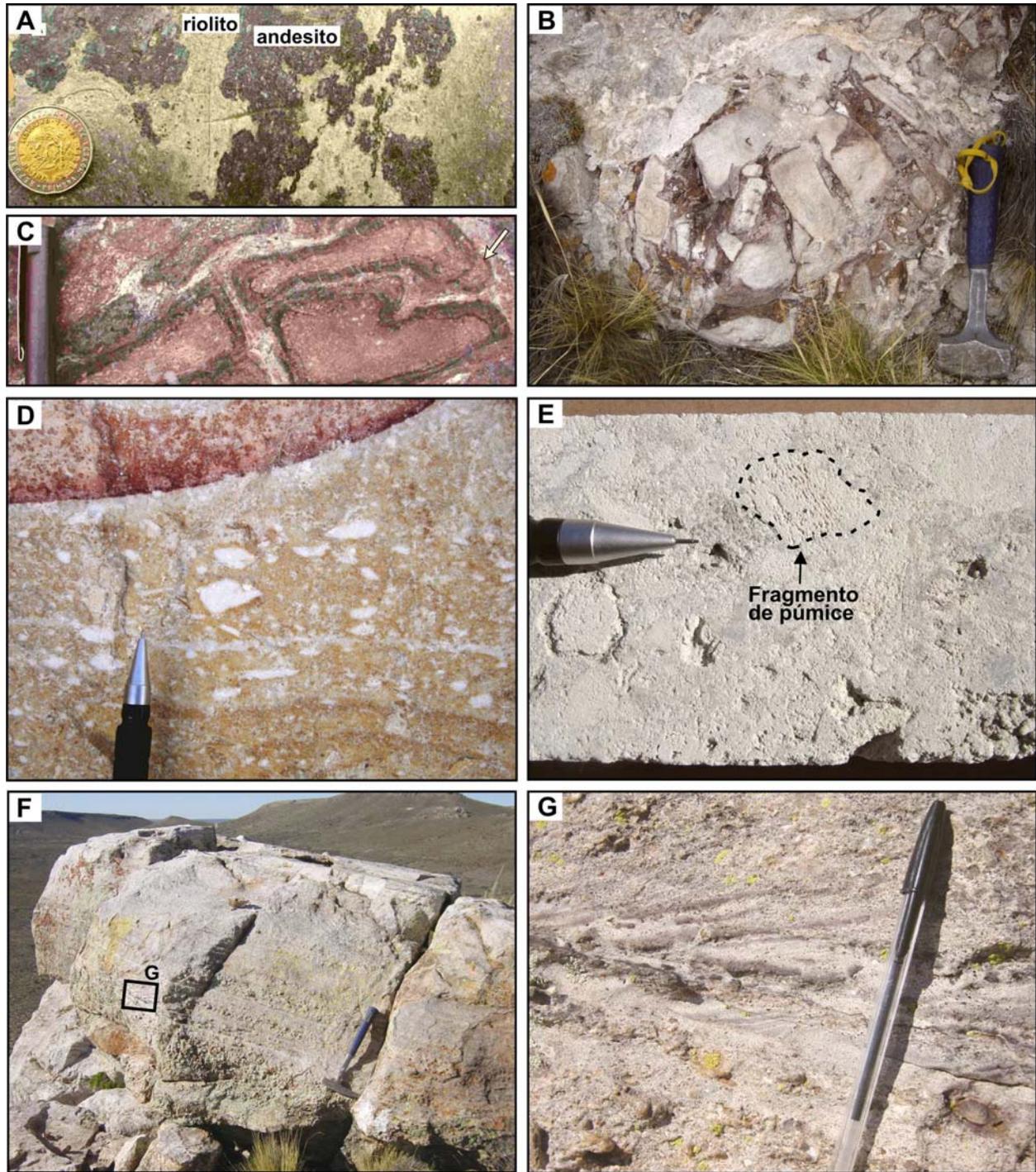


Figura 2.5: **A.** Mistura de magma andesítico com riolítico. O andesito apresenta bordas lobulares tipo pillow e a estrutura de fluxo do riolito acompanha o contorno do andesito. Furo CMDD01 (foto gentilmente cedida por E. Llambías). **B.** Brecha vulcânica riolítica, setor sudoeste. Amostra LM198. **C.** Brecha andesítica hialoclástica. A flecha aponta um lóbulo que sai do interior do clasto, indicando que este clasto ainda não estava bem cristalizado. Testemunho de sondagem CMDD04 (foto gentilmente cedida por E. Llambías). **D.** Ignimbrito soldado com fragmentos e fiammes alterados a caulinita na área de Cerro La Antena. **E.** Ignimbrito argilizado com fragmentos de púmice. Furo CMDD05. **F.** Depósitos de ondas piroclásticas e tufo na área de Brecha La Gorda, ponto LM191. **G.** Vista de perto do retângulo da foto L, mostrando laminação entrecruzada produzida por ondas piroclásticas.

2.2.2. Derrames intermediários a básicos

Estas rochas variam em composição e se localizam no setor noroeste do prospecto, na forma de afloramentos isolados. Devido à falta de relações estratigráficas apropriadas, não é possível estabelecer se estas rochas pertencem a um evento desvinculado ao do Grupo Los Menucos. No entanto, Cucchi *et al.* (1999), Labudía & Bjerg (2005) e Lema *et al.* (2005) atribuíram-lhe uma idade preliminar Jurássica Média a Superior, devido às semelhanças petrográficas com outros andesitos localizados próximos à área. As composições mais comuns são andesíticas, basálticas e riódacíticas.

Os andesitos são compostos por andesina, hornblenda, biotita, lamprobolita, quartzo, feldspato potássico e escassa olivina. Os basaltos, de cor mais escura, são compostos por plagioclásio, augita, olivina e escasso feldspato potássico. Os riódacitos apresentam plagioclásio, feldspato potássico, biotita, quartzo e hornblenda.

2.2.3. Corpos subvulcânicos microdioríticos

Ao sul do setor de Brecha La Gorda e a nordeste do prospecto afloram corpos subvulcânicos de composição diorítica a monzonítica quartzosa, que também foram considerados preliminarmente como Jurássicos (Lema *et al.* 2005). Constituem afloramentos isolados e parcialmente cobertos por sedimentos Quaternários, motivo pelo qual suas relações com o Grupo Los Menucos não são claras. Estas rochas hospedam veios de fluorita, quartzo e pirolusita, de megulho subvertical e orientação nordeste a leste (ver [Capítulo 3 -Alteração](#), evento 5).

2.3. CONSIDERAÇÕES ESTRUTURAIS

As feições estruturais mais notáveis na região são falhas transcorrentes de direção E-W, com variações para WNW-ESE, ENE-WSW, NE-SW e NW-SE ([Fig. 2.6](#)). Estas falhas, de comportamento rúptil, são claramente expressas em imagens de satélite, na forma de lineamentos multi-quilométricos, muito das quais apresentam evidências de uma componente dextral ([Fig. 2.6A, B](#)). Afetam desde rochas metasedimentares da Formação Colo Niyeu do Paleozóico Inferior e granitóides do Complexo La Esperanza do Permiano (localizados fora da área de estudo), e rochas vulcano-sedimentares do Grupo Los Menucos do Triássico Superior. As unidades do Cretáceo Superior e mais jovens não apresentam evidências desta deformação,

sugerindo que o falhamento transcorrente foi ativo principalmente durante o Triássico (Giacosa *et al.* 2005, 2007).

As falhas Lagunitas e La Laja, descritas inicialmente por Giacosa *et al.* (2005), são as mais importantes na área de Los Menucos. A falha Lagunitas é uma falha transcorrente dextral de aproximadamente 75 km de comprimento que passa ao sul do prospecto Cerro La Mina. A falha La Laja é uma falha transcorrente dextral de aproximadamente 35 km de comprimento, cujas evidências cinemáticas são evidentes no setor de Las Lajas (Fig. 2.6B) e sugerem um deslocamento dos blocos de pelo menos 400 m. Entre estas duas falhas são reconhecidos diversos lineamentos de direção NW-SE e NE-SW.

No setor Sul do prospecto Cerro La Mina (áreas de Catrin, Tripailao e Domo La Víbora) ocorrem feições semicirculares, algumas das quais coincidem com os lineamentos de direção NW-SE e NE-SW acima mencionados. Estas feições semicirculares em conjunto possuem uma forma aproximadamente oval (Fig. 2.6), e que circunda a zona do complexo de riolitos, andesitos e dacitos do prospecto. Associadas a estas feições semicirculares ocorrem outras de tipo radial, indicadas em azul na Figura 2.6. As observações anteriores sugerem a presença de uma estrutura de origem vulcânica neste setor do prospecto, constituindo possivelmente uma caldeira pequena (aproximadamente 3 x 4 km), hoje erodida.

As falhas Lagunitas e La Laja, de direção aproximada E-W, são compatíveis com estruturas de cisalhamento de tipo Y do modelo teórico – empírico de cisalhamento em um regime não-coaxial rúptil (Twiss & Moores 1992) (Fig. 2.7). No mesmo sentido, os lineamentos de direção NW-SE corresponderiam a estruturas conjugadas de Riedel (R'), e os de direção NE-SW a estruturas sintéticas secundárias (P). As fraturas de direção NW-SE que limitam as bordas da estrutura vulcânica (caldeira) corresponderiam aos planos de extensão (T). Estas observações sugerem que o sistema vulcânico do prospecto Cerro La Mina pode estar vinculado a uma zona transtensiva gerada por duas falhas transcorrentes dextrais regionais e com uma direção de encurtamento NW-SE (Fig. 2.7). Ressalta-se que este modelo estrutural é de caráter preliminar e necessita de estudos estruturais complementares em nível de detalhe.

Algumas das falhas NE-SW foram posteriormente re-ativadas (evento pós-alteração) com deslocamento normal, associadas a um possível graben ou semi-graben de direção nordeste (Labudía & Bjerg 2005) na mesma direção de uma anomalia magnética linear definida por Chernicoff (1999) (Fig. 2.6). Um exemplo destas falhas é a que corta os domos riolíticos-

andesíticos intensamente silicificados de Catrin, deixando uma parte destas rochas no bloco abatido por debaixo da cobertura sedimentar.

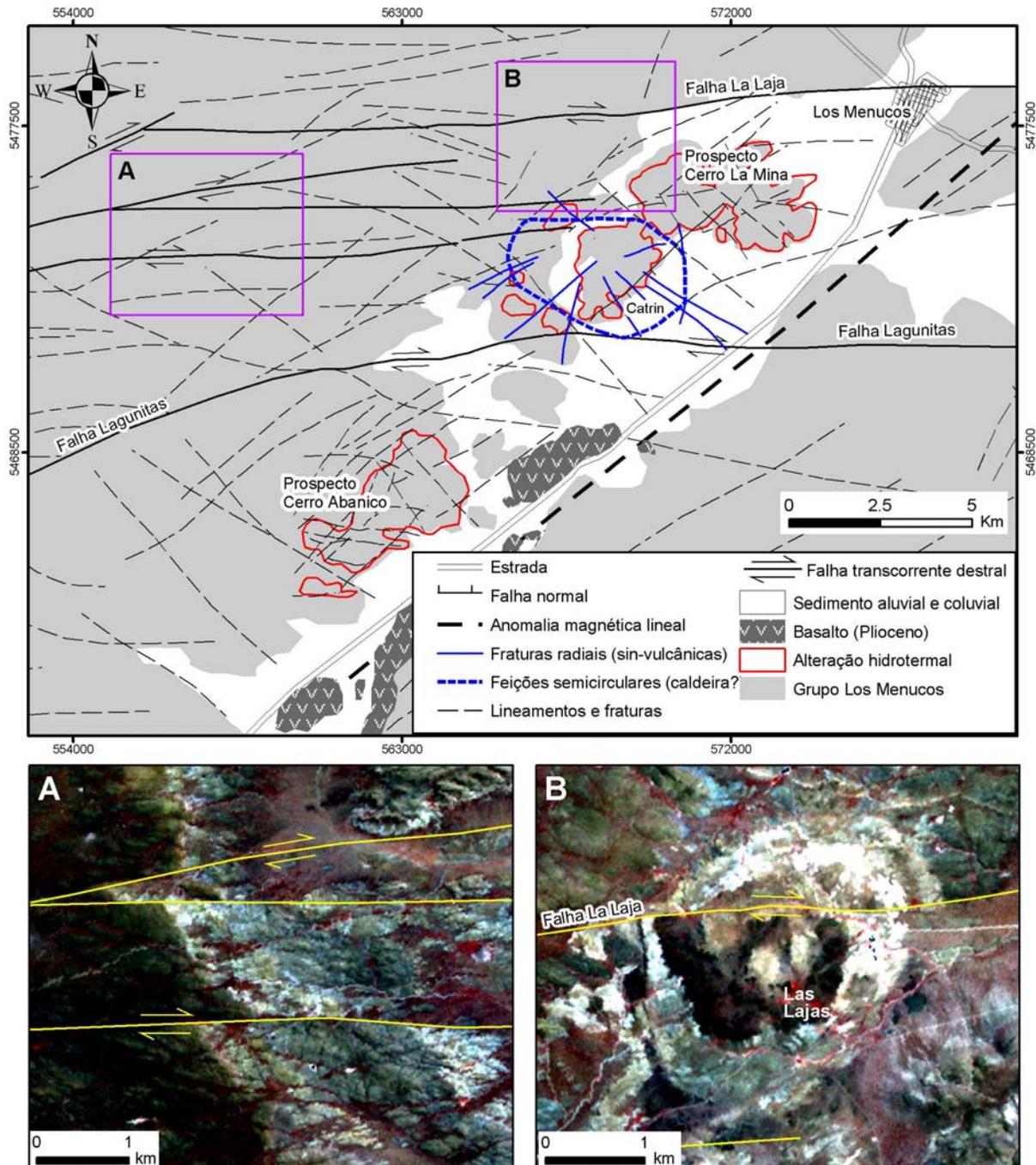


Figura 2.6: A figura superior mostra as principais feições estruturais da região de Los Menucos (baseado em dados deste trabalho, além de [Giacosa et al. 2005, 2007](#); [Labudía & Bjerg 2005](#); [Lema et al. 2005](#)). Os retângulos na cor violeta da figura acima indicam a área das figuras A e B inferiores. As figuras A e B correspondem a imagens do sensor ASTER (composição colorida RGB = 321) mostrando indicadores da cinemática destal de falhas transcorrentes. Em A, as falhas deslocam ignimbritos do Grupo Los Menucos de diferentes composições. Em B, é mostrada a Falha regional La Laja deslocando rochas vulcano-sedimentares da formação Vera por aproximadamente 400 m.

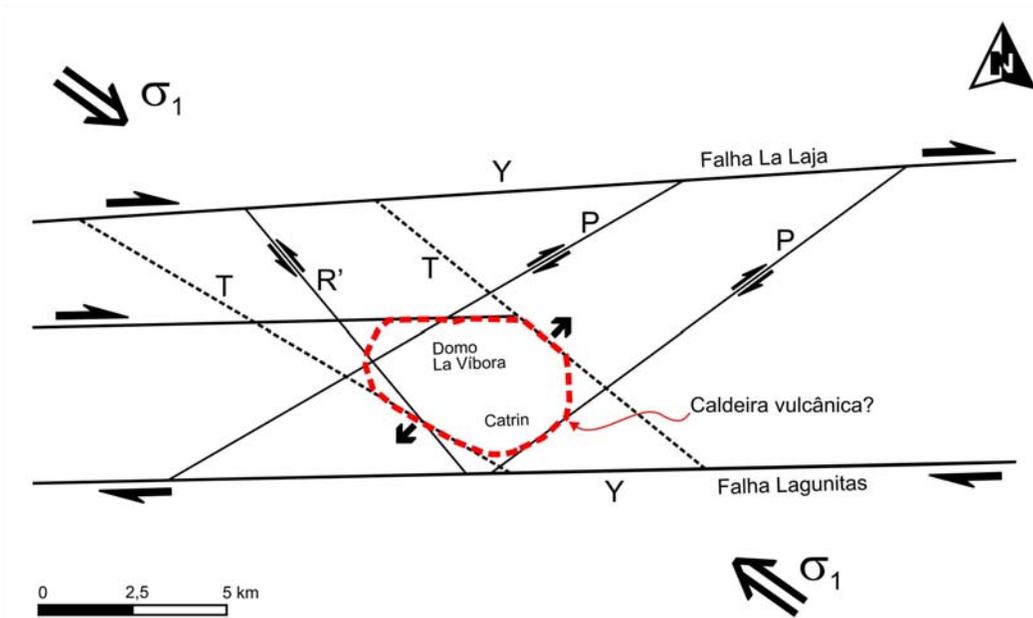


Figura 2.7: Modelo de cisalhamento rúptil em um regime não-coaxial sugerido a partir das estruturas principais do prospecto Cerro La Mina. A figura mostra a relação entre as estruturas Y, R' (antitética ou conjugada de Riedel), P (sintética secundária) e T (extensão) correspondentes ao modelo teórico – empírico de cisalhamento rúptil. A linha vermelha tracejada corresponde a feições semicirculares observadas no setor sul do prospecto, as quais corresponderiam possivelmente à borda de uma caldeira vulcânica.

ALTERAÇÃO

3.1. INTRODUÇÃO

Este capítulo apresenta os resultados do estudo da alteração mineral e dos eventos geológicos que afetam o prospecto Cerro La Mina.

3.2. ALTERAÇÃO

O prospecto Cerro La Mina inclui uma extensa área de alteração mineral de direção SW a NE, cobrindo aproximadamente 27 Km². Esta extensa alteração, junto à dos prospectos Aguada de Guerra e Cerro Abanico, é facilmente identificada na imagem ASTER devido às características espectrais dos minerais de alteração (Fig. 3.1).

Baseado em evidências do modo de ocorrência das alterações, dados de cronologia relativa de formação, e evidências texturais e de paragênese mineral, foram identificados 6 eventos de alteração (Fig. 3.2). Os cinco primeiros eventos apresentam evidências de origem hidrotermal e o último está relacionado à processos de meteorização. Os eventos 2, 3 e 4 estão litológica e espacialmente associados e têm uma aparente continuidade temporal. Os limites entre os eventos estão definidos por processos tectônicos, de discordância e por determinadas assembléias minerais de alteração. A identificação e mapeamento dos diferentes tipos de alteração relacionados a cada evento foi realizada por meio de observações de campo, petrografia, espectroscopia de reflectância, difração de raios-X (DRX), microscopia eletrônica de varredura (MEV) e imagens orbitais multiespectrais.

A distribuição da alteração em superfície é mostrada na Figura 3.3. Os resultados obtidos por meio da técnica de espectroscopia de reflectância aplicada nos 36 furos de sondagem permitiram traçar um perfil esquemático em direção NW-SE da alteração em profundidade, o qual é mostrado na Figura 3.4. Os diferentes eventos e tipos de alteração identificados são descritos a seguir.

3.2.1. Evento 1

O evento 1 afeta os ignimbritos riolíticos e as rochas sedimentares da formação Vera no setor oeste e noroeste da área de estudo. Corresponde a uma alteração sericítica pervasiva, composta principalmente de illita ± muscovita ± quartzo ± caulinita ± esmectita. Sillitoe (2001) também identificou adularia associada a esta alteração. Veios de quartzo de 5 a 10 cm de largura, com texturas principalmente de quartzo massivo e bandeado grosso, e com escassas texturas em pente e crustiforme (Fig. 3.5A), ocorrem associados a esta alteração. Localmente, quartzo pseudomórfico substitui a calcita em lâminas (*platy calcite*) dentro destes veios (Fig. 3.5B).

O evento 1 de alteração é anterior à deposição das rochas vulcânicas e piroclásticas da Formação Sierra Colorada. Num afloramento ao norte de Tripailao, é possível ver riocacitos e dacitos alterados a illita dispostos abaixo das rochas vulcano-clásticas alteradas nos eventos posteriores.

As características da alteração associadas a este evento 1 em Cerro La Mina são semelhantes às observadas no prospecto Cerro Abanico, a aproximadamente 4 km ao sudoeste da área de estudo (Figs. 1.1C, e 3.1), e do qual está separado pela falha transcorrente destal Lagunitas. Os veios deste sistema estão alojados em estruturas com geometria que também indica uma tectônica transcorrente destal.

Por meio da espectroscopia de reflectância, observou-se que a illita possui uma variação composicional desde illita paragonítica (rica em Na) a illita regular (rica em K). Espectros de illita foram registrados nas amostras 14468 e 14467 (Fig. 3.6C). Espectros de muscovita foram observados na área de Las Lajas (amostras 22424, 22276, e 22273; Fig. 3.6C).

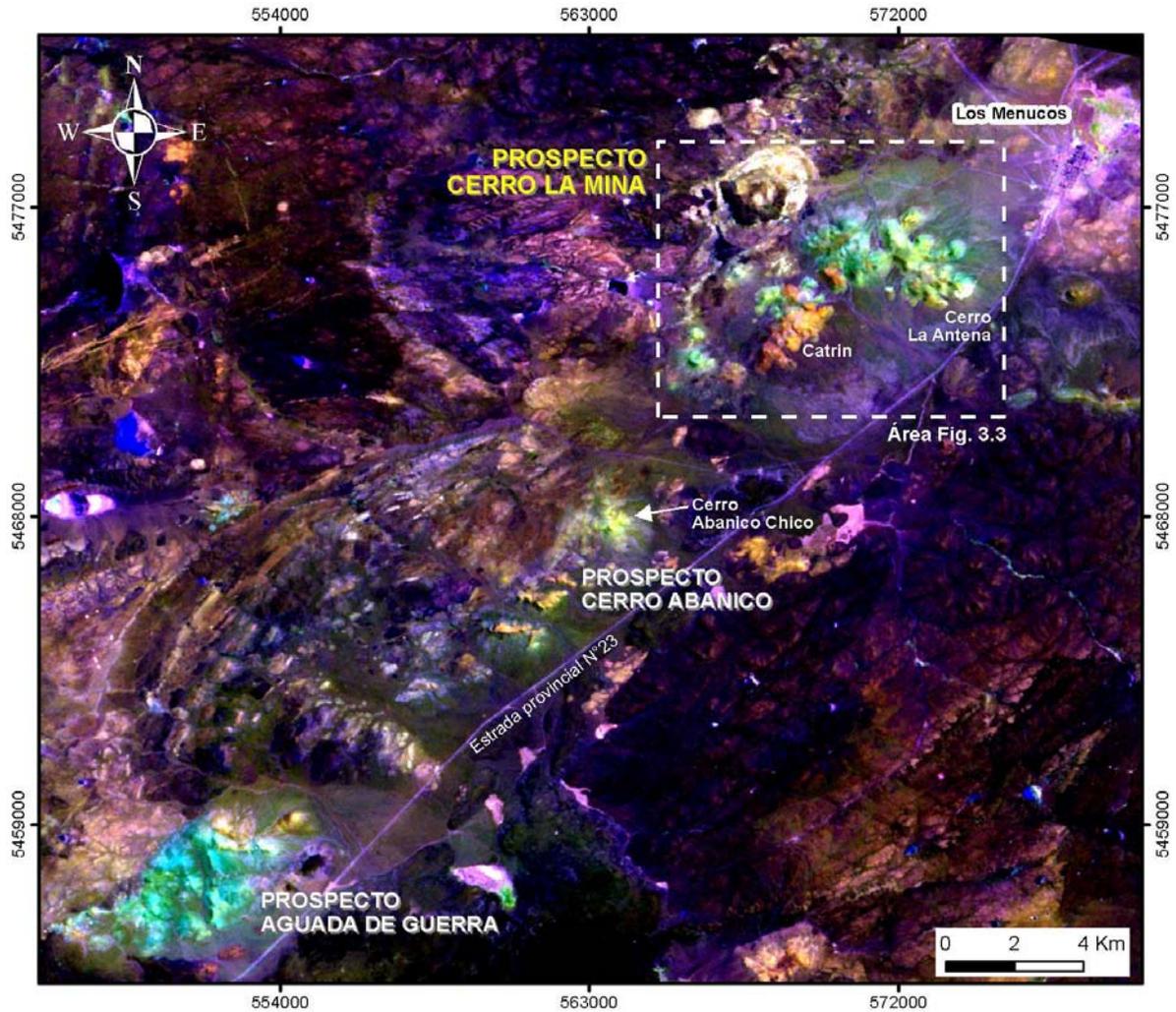


Figura 3.1: Composição colorida RGB-741 da imagem ASTER da região de Los Menucos. A cor laranja corresponde a rocha intensamente silicificada; a cores esverdeada, amarelada e celeste indicam intensa argilitização; a cor azul corresponde a sedimentos modernos, principalmente em lagoas secas; e as demais cores escuras correspondem a rocha vulcânica, vulcanoclástica e sedimentar não alteradas. O retângulo com linha tracejada indica a área de estudo: prospecto Cerro La Mina.

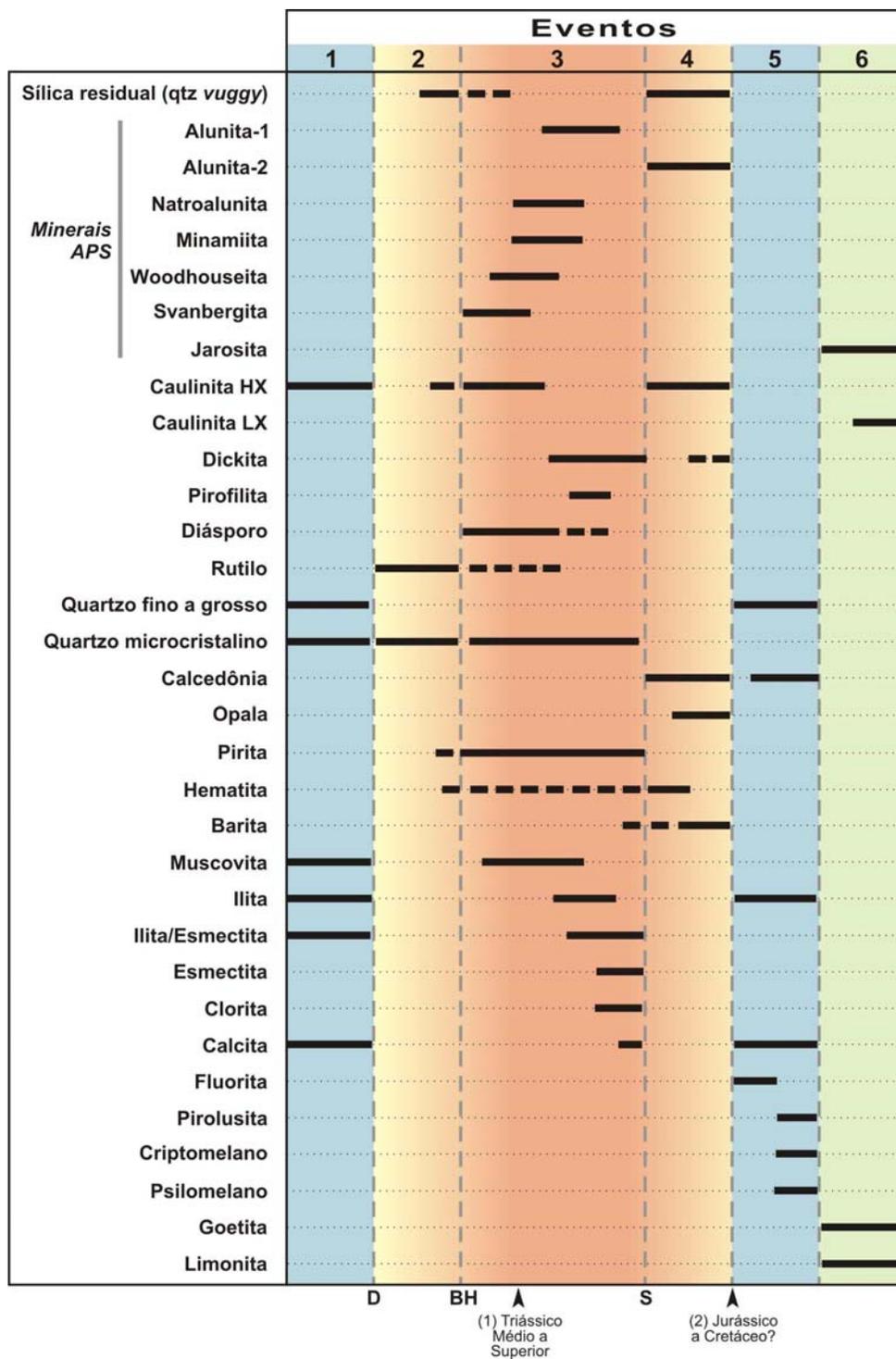


Figura. 3.2: Relações paragenéticas dos minerais de alteração do prospecto Cerro La Mina. Salvo a datação Rb/Sr (1) realizada em muscovita de um prospecto epitermal de alta sulfetação próximo à área de estudo (232 ± 8 Ma, Franco *et al.* 1999), as demais relações temporais são relativas, as quais estão baseadas em observações de campo e ao microscópio. Os minerais se apresentam ordenados na vertical segundo as condições aproximadas de acidez nas quais são estáveis (Hedenquist *et al.* 2000). A idade Jurássica a Cretácea assinalada ao começo do evento 5 (2) se deve ao fato de que as mineralizações deste evento cortam o microdiorito jurássico, idade que também coincide com observações de Aliotta (1999) para outros depósitos de fluorita localizados na província de Río Negro. Abreviações: D = provável discordância erosiva; BH = brecha hidrotermal; S = superposição sobre evento de alteração anterior; Caulinita HX = caulinita de alta cristalinidade; Caulinita LX = caulinita de baixa cristalinidade; Minerais APS = minerais de sulfato-fosfato de alumínio; qtz = quartzo.

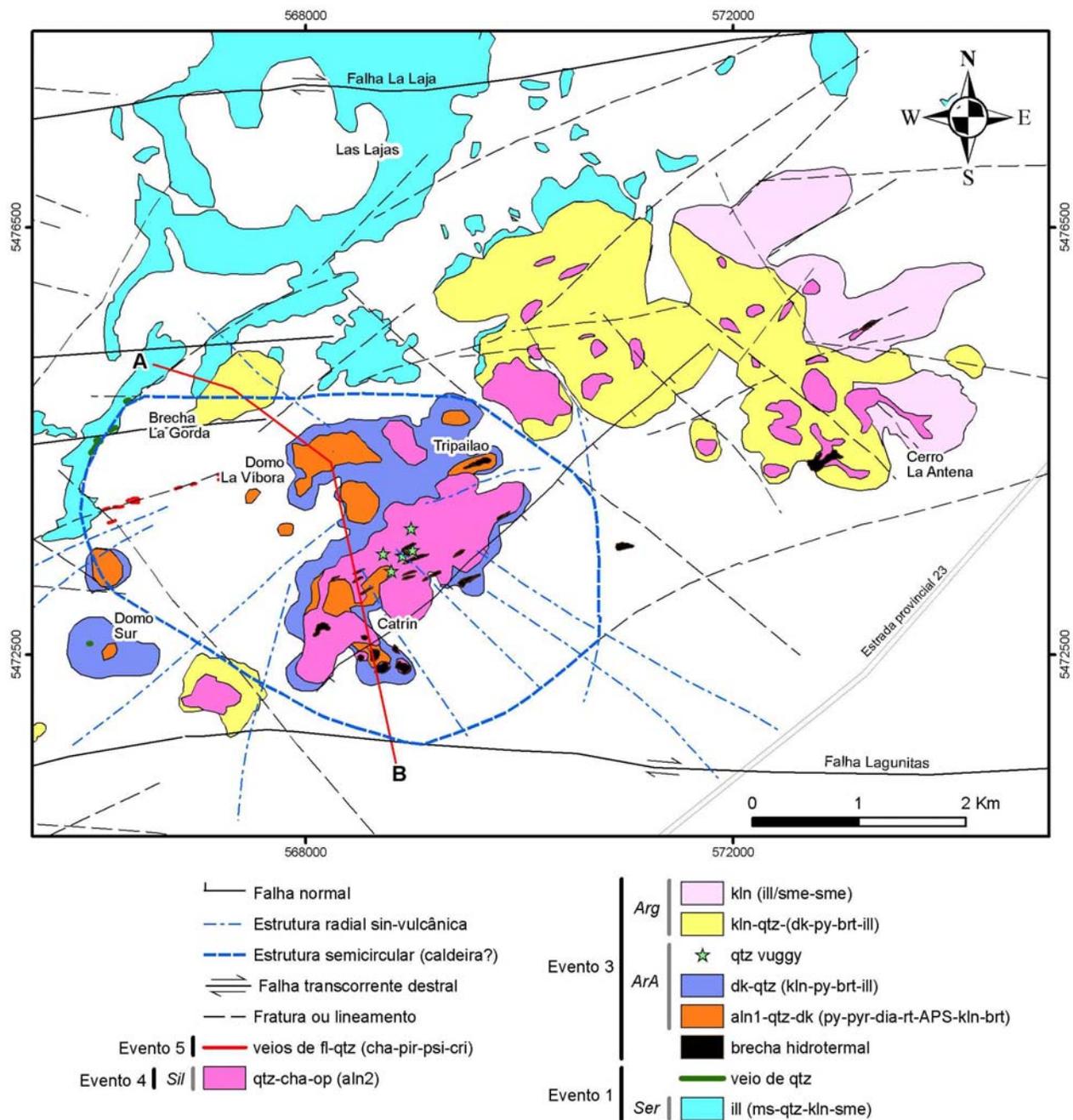


Figura 3.3: Distribuição espacial simplificada das zonas de alteração superficiais e associações minerais do prospecto Cerro La Mina. Este mapa foi produzido usando dados espectrométricos PIMA e FieldSpec FR, mapeamento de campo e petrografia. A linha vermelha A-B mostra onde está localizado o perfil da Figura 3.4. Abreviações: aln1 e aln2 = alunita do evento 1 e 2, respectivamente; APS = minerais de fosfato-sulfato de alumínio (natroalunita, minamiita, woodhouseita, svanbergita); brt = barita; cha = calcedônia; cri = criptomelano; dia = diáspora; dk = dickita; fl = fluorita; ill = ilita; ill/sme = ilita e esmectita estratificada; kln = caulinita; ms = muscovita; op = opala; pir = pirolusita; psi = psilomelano; py = pirita; pyr = pirofilita; qtz = quartzo; rt = rutilo; sme = esmectita. Tipos de alteração: Arg = argilica, ArA = argílica avançada, Ser = sericitica, Sil = silicificação.

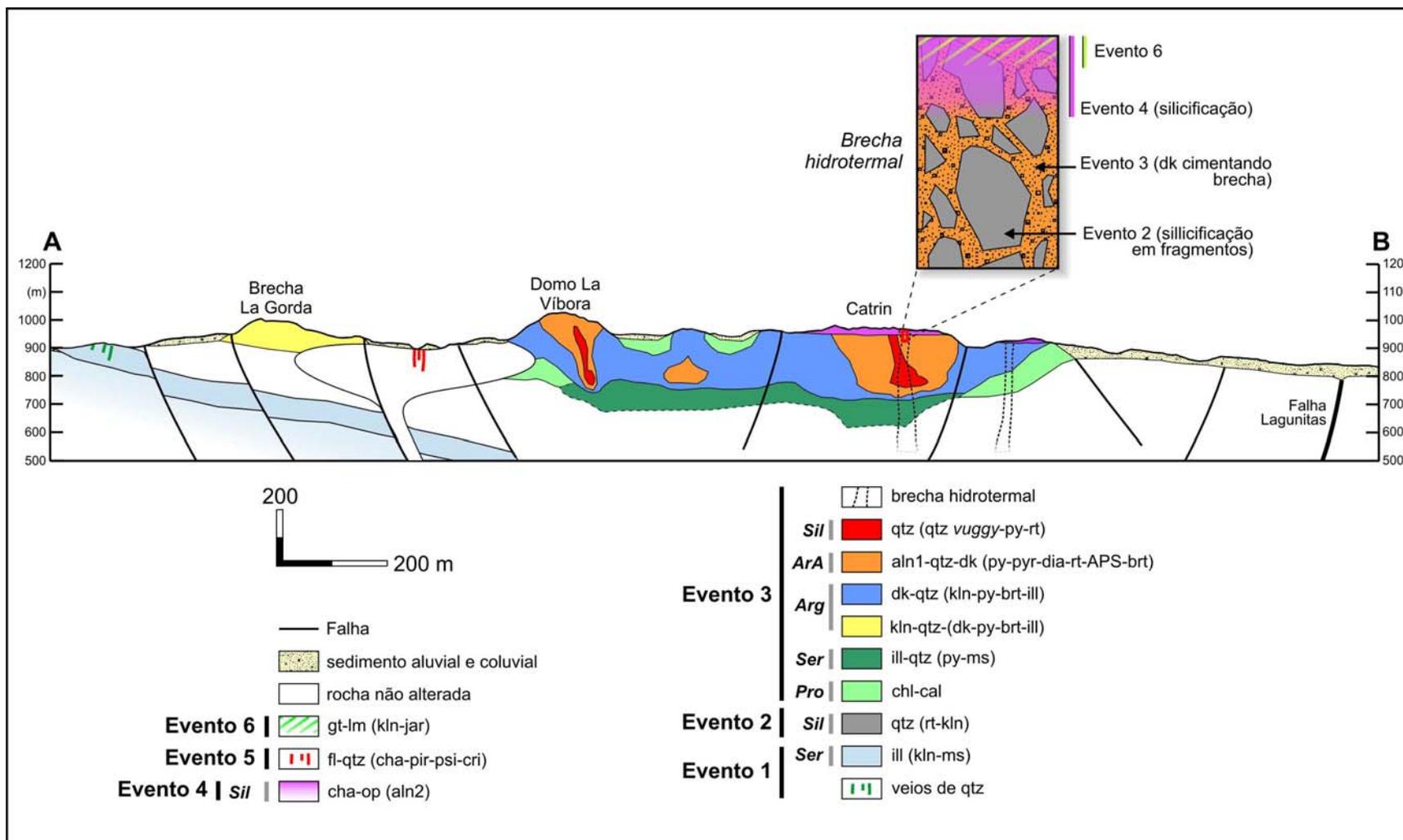


Figura 3.4: Perfil esquemático da alteração entre os pontos A e B da Fig. 3.3 (vista de SW). Comparar com Fig. 2.3. O retângulo na parte superior da figura representa uma ampliação da alteração esquematizada nas brechas hidrotermais de Catrin. Este perfil foi desenhado com base em dados de 36 testemunhos de sondagem, geofísica de superfície e interpretações de campo. A topografia foi baseada em dados do modelo digital de elevação extraídos da imagem ASTER (ASTER DEM). Abreviações: aln1 e 2 = alunite 1 e 2, APS = minerais de fosfato-sulfato de alumínio (natroalunite, minamiite, woodhouseite, svanbergite), brt = barita, cal = calcita, cha = calcedônia, chl = clorita, cri = criptomelano, dia = diáspora, dk = dickita, fl = fluorita, gt = goetita, ill = ilita, jar = jarosita, kln = caulinita, lm = limonita, ms = muscovita, op = opala, pir = pirolusita, psi = psilomelano, py = pirita, pyr = pirofilita, qtz = quartzo, rt = rutilo. Tipos de alteração: ArA = argílica avançada, Arg = argílica, Pro = propilítica, Ser = sericítica, Sil = silicificação.

3.2.2. Evento 2

Este evento corresponde a uma silicificação que afeta de forma pervasiva, tanto em superfície como em profundidade, as rochas vulcânicas e piroclásticas da Formação Sierra Colorada no setor sul e sudeste do prospecto (áreas Tripailao e Catrin).

A silicificação é composta por quartzo anhedral de granulação muito fina (microcristalino), localmente obliterando a textura original e deixando formas “fantasmas” dos cristais da rocha vulcânica original (Fig. 3.5C). Rutilo ocorre em agregados de cristais micrométricos euhedrais a subeuhedrais dispersos nesta silicificação. Escassa caulinita ocorre dentro de fragmentos das brechas hidrotermais do início do evento 3 (Fig. 3.5D).

Quartzo residual do tipo *vuggy* ocorre localmente no setor nordeste e na área Catrin (Fig. 3.5E) e também em profundidades de até 180 m, onde se apresenta com formas irregulares (Fig. 3.5F). O termo “*vuggy silica*” (ou quartzo *vuggy*) foi criado por Steven & Ratte (1960, em Stoffregen 1987) para as rochas cujos minerais primários foram lixiviados por processos de alteração hidrotermal associado a fluidos ácidos ($\text{pH} < 2$), restando apenas uma sílica residual porosa ($> 95\% \text{SiO}_2$), que logo recristaliza a quartzo e que posteriormente pode vir a hospedar a mineralização de alta sulfetação (Hedenquist *et al.* 2000). Normalmente o quartzo *vuggy* constitui o núcleo central do sistema hidrotermal magmático comumente rodeado por zonas alteradas a alunita-quartzo, como no depósito epitermal de Summitville (Stoffregen 1987).

A identificação e a distribuição da silicificação foram feitas por meio de observações de campo, petrografia, análises de DRX e por meio das bandas do infravermelho termal do sensor orbital ASTER (bandas 10 a 14 - ver Fig. 4.4 do Capítulo 4). A utilização do espectro-radiômetro PIMA não trouxe resultados satisfatórios no mapeamento da silicificação, devido à falta de feições espectrais diagnósticas do quartzo no intervalo de comprimentos de onda do infravermelho de ondas curtas coberto pelo instrumento. A Figura 3.6B mostra espectros de reflectância de quartzo (amostra CM128) e misturas de quartzo com caulinita (amostra 32142) e com dickita (amostra 32757).

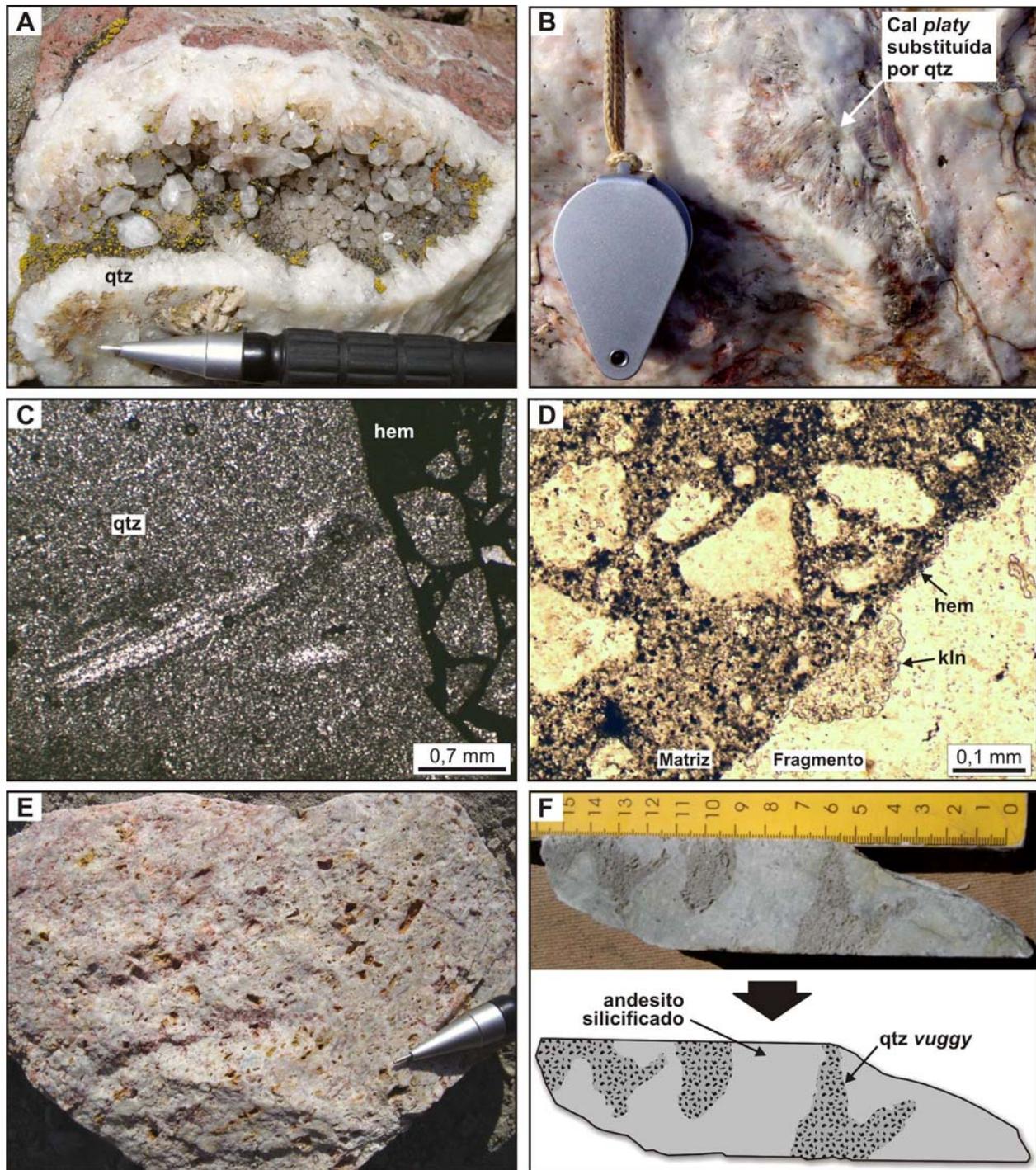


Figura 3.5: **A.** Cavidade com cristais euhedrais de quartzo, correspondente ao evento 1 (setor oeste do prospecto). **B.** Veio de quartzo com textura de calcita em lâminas (*platy calcite*) substituída pseudomorficamente por quartzo. Veio correspondente ao evento 1 (setor de Cerro Abanico). **C.** Fotomicrografia (luz transmitida, nicóis cruzados) de uma brecha hidrotermal, onde se observa a forma “fantasma” de um possível cristal original completamente substituído por quartzo do evento 2. O cimento da brecha está composto por hematita (área de Catrin). **D.** Fotomicrografia (luz transmitida, nicóis paralelos) de uma brecha hidrotermal (evento 3) com fragmentos de rocha anteriormente substituída por quartzo e caulinita no evento 2. **E.** Quartzo *vuggy* de amostra superficial, no qual algumas cavidades estão preenchidas por limonita. **F.** Quartzo *vuggy* com formas irregulares, localizado a 181 m no testemunho de sondagem CMDD03. A escala em amarelo está em centímetros. Abreviações: cal = calcita, hem = hematita, ox-Fe = óxidos de Fe, kln = caulinita, qtz = quartzo.

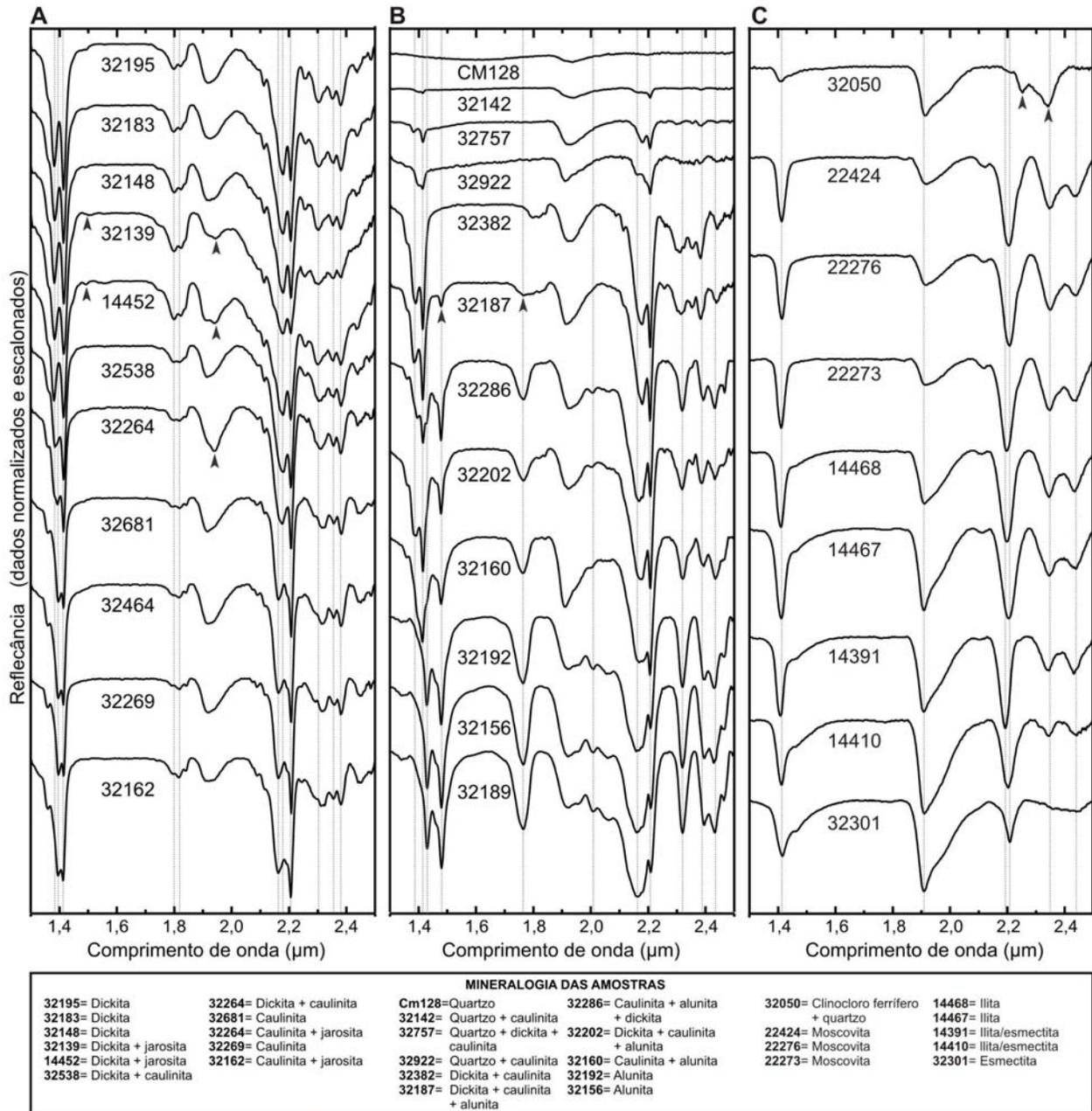


Figura 3.6: Espectros de reflectância de amostras alteradas do prospecto Cerro La Mina. **A.** Espectros de mineralogia de alteração argílica avançada e argílica. Os espectros mostram caulinita de alta cristalinidade (curvas inferiores), dickita (curvas superiores), e suas misturas (curvas do meio). As setas pretas nas amostras 32139, 14452 e 32264 indicam a presença de jarosita em pequena proporção. **B.** Espectros de mineralogia de alteração argílica avançada e silicificação. As curvas superiores correspondem a quartzo e sua mistura com caulinita e dickita. As curvas inferiores correspondem a alunita, e as do meio a misturas de alunita com dickita e caulinita. As setas na amostra 32187 mostram as feições diagnósticas da alunita que ressaltam ainda quando este mineral se encontra em pouca proporção em uma mistura. **C.** Espectros de mineralogia de alteração argílica e sericitica. As setas da amostra 32050 são diagnósticas do clinocloro ferrífero. As amostras 14391 e 14410 correspondem a lilita/esmectita interestratificadas. Ver o texto para explicações. As linhas em cinza mostram feições espectrais diagnósticas de alguns minerais.

3.2.3. Evento 3

Brechas hidrotermais encaixadas na rocha silicificada do evento 2 e controladas por estruturas de direção NE-SW marcam o início do evento 3 (Fig. 3.2). Este evento teria uma aparente continuidade temporal com o evento 2, já que não há diferenças marcantes entre tipos e modo de ocorrência das alterações. As brechas hidrotermais se apresentam principalmente nas áreas de Catrin e Tripailao, e de forma escassa em Cerro La Antena. Associam-se também a este evento as alterações argílica avançada e argílica, observadas em superfície nas áreas de Domo La Víbora, Catrin, Tripailao, Cerro La Antena, Domo Sur e Brecha La Gorda (Fig. 3.3), e as alterações sericítica, propilítica e silicificação observadas em profundidade (Fig. 3.4).

Não existem datações desta alteração no prospecto, mas Franco *et al.* (1999) obtiveram uma idade Triássica Média a Superior ($Rb/Sr = 232 \pm 8$ Ma) da sericita do prospecto El Puesto, o qual é um sistema epitermal próximo à área de estudo e com tipos de rochas e alteração semelhantes. No prospecto Cerro La Mina, esta alteração não afeta o microdiorito Jurássico localizado ao oeste de Domo La Víbora, podendo-se interpretar como pré-Jurássica.

3.2.3.1. Brechas hidrotermais

As brechas são pobremente selecionadas, tanto matriz como clasto-suportadas, com fragmentos sub-arredondados (Fig. 3.7A) a angulosos (Fig. 3.7B, D). A largura das brechas varia desde uns poucos centímetros (Fig. 3.7C) até alguns metros (Fig. 3.7E). O cimento é constituído por quartzo microcristalino (localmente com quartzo *vuggy*), pirita, hematita (Fig. 3.7C) e dickita (Fig. 3.7B, D). Algumas brechas apresentam um evento de silicificação posterior (calcedônia e opala; ver evento 4) que mascara a textura das mesmas (Fig. 3.7A). No entanto, a presença de hematita no cimento permite a distinção dos clastos, que não apresentam este mineral (Fig. 3.5D).

Os fragmentos são monolíticos e de composição semelhante à da rocha encaixante. O arredondamento de alguns fragmentos foi provocado por corrosão química. Observam-se também brechas de quebra (*crackle breccia*) formadas pela fragmentação hidráulica sem a separação dos fragmentos.

Os clastos estão localmente cortados por microfraturas preenchidas por pirita e hematita. Em alguns clastos estas microfraturas se interrompem nas bordas, sugerindo que a formação desses minerais localmente precedeu o brechamento. Outras microfraturas com pirita afetam

tanto o clasto como o cimento, indicando que a alteração hidrotermal continuou depois de formada a brecha.

3.2.3.2. Alteração argílica avançada

Esta zona de alteração é caracterizada por alunita-1 + quartzo + dickita ± pirita ± pirofilita ± diásporo ± rutilo ± natroalunita ± minamiita ± caulinita ± barita, que ocorre na área de Domo La Víbora e Catrin (Fig. 3.3) e também em profundidade (Fig. 3.4). Esta alteração grada lateralmente a dickita + quartzo ± caulinita ± pirita ± barita ± ilita.

A dickita é tardia com relação à caulinita (Fig. 3.2). Ocorre como cimento de brecha hidrotermal (Fig. 3.7B, D), como preenchimento de cavidades (Fig. 3.8A, B, C) e em substituição a cristais da rocha vulcânica. Dickita foi observada nos testemunhos de sondagem até profundidades de mais de 300 m. Apresenta-se freqüentemente em empilhamentos cristalinos facilmente identificáveis no microscópio óptico (Fig. 3.8B). Os cristais de caulinita apresentam geralmente menor tamanho que os da dickita (Fig. 3.8D). A distinção entre dickita e caulinita e suas misturas é facilmente realizada por meio da espectroscopia de reflectância (Fig. 3.6A). A caulinita desta alteração corresponde a variedades de alta cristalinidade.

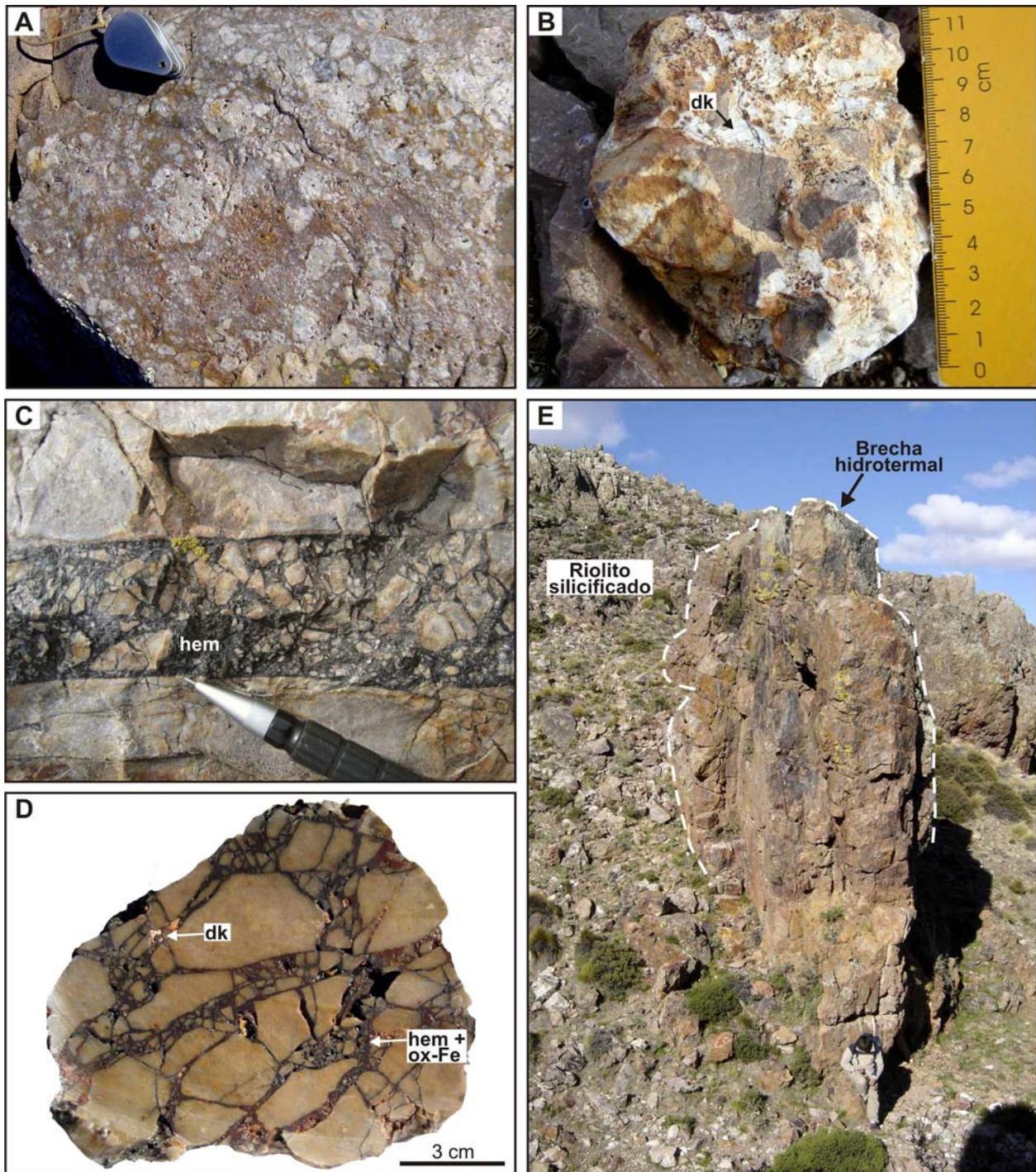


Figura 3.7: **A.** Brecha hidrotermal do evento 3 com fragmentos sub-arredondados a sub-angulosos, de composição original riolítica substituída por quartzo microcristalino, com cimento composto por quartzo, e cimentada por um evento de silicificação posterior superposto (evento 4). Área de Catrin, amostra LM117. **B.** Brecha hidrotermal com fragmentos angulares cimentados por dickita ± quartzo ± óxidos de Fe. Área de Catrin, amostra LM107. **C.** Brecha hidrotermal cimentada por hematita (área de Tripailao). **D.** Brecha hidrotermal cimentada por hematita + óxidos de Fe ± dickita tardia (área de Tripailao). **E.** Brecha hidrotermal subvertical do evento 2 de direção N75°, cortando rocha intensamente silicificada (evento 1). Cimento constituído por quartzo e hematita. Abreviações: dk = dickita, hem = hematita, ox-Fe = óxidos de Fe.

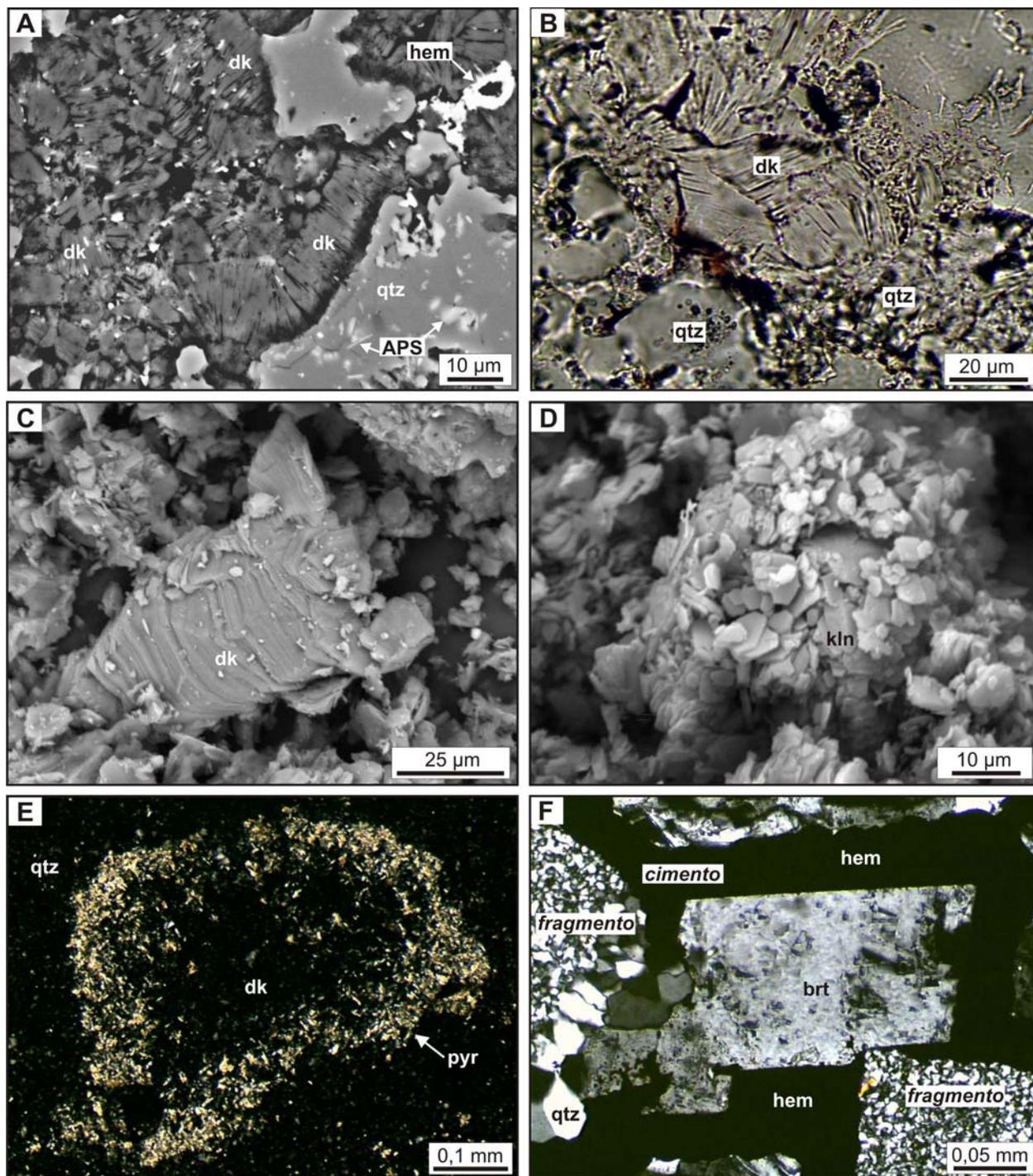


Figura 3.8: **A.** Imagem MEV de um empilhamento de dickita preenchendo cavidade (área Catrin). **B.** Fotomicrografia (luz transmitida, nicóis paralelos) de um empilhamento de dickita (área Catrin). **C.** Imagem MEV de um empilhamento de dickita (setor leste de Domo La Víbora). **D.** Imagem MEV de caulinita em cristais pseudohexagonais (área de Cerro La Antena). **E.** Fotomicrografia (luz transmitida, nicóis cruzados) de uma cavidade preenchida por pirofilita nas bordas e dickita no centro. (área de Tripailao). **F.** Fotomicrografia (luz transmitida, nicóis cruzados) de barita euhedral e hematita no cimento de uma brecha hidrotermal da área de Catrin. Abreviações: APS = minerais de fosfato e sulfato de alumínio, brt = barita, dk = dickita, hem = hematita, kln = caulinita, qtz = quartzo, pyr = pirofilita.

A pirofilita aparece na forma de escassos agregados de cristais de granulação muito fina, preenchendo cavidades junto com dickita (Fig. 3.8E). No microscópio óptico é facilmente confundida com a ilita. Nos espectros de reflectância produz um aprofundamento das feições espectrais de 1,39 μm e 2,16 μm nas misturas com caulinita (Fig. 3.9). Este efeito é mais evidente na feição de 1,39 μm , a qual passa a ser mais profunda que a de 1,41 μm quando a pirofilita supera 10 % na mistura. Em espectros de caulinita sem pirofilita, a feição de 1,39 μm nunca é mais profunda que a de 1,41 μm .

Diásporo se apresenta de forma escassa, com cristais euhedrais muito finos, não sendo identificados nos espectros. Barita euhedral ocorre no cimento de brechas hidrotermais e preenchendo cavidades de forma tardia (Fig. 3.8F).

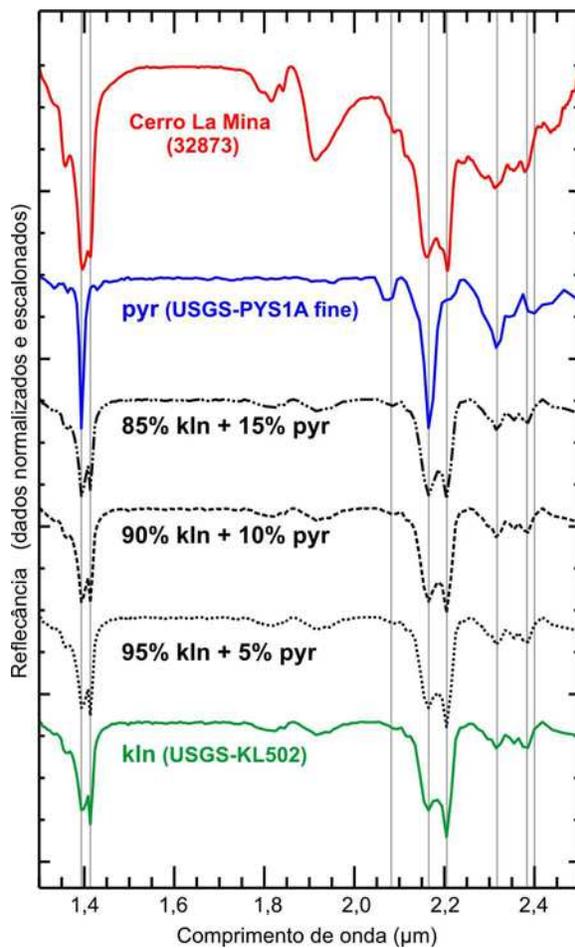


Figura 3.9: A curva vermelha superior corresponde a um espectro de reflectância PIMA da área de Tripailao, o qual é o resultado da mistura de caulinita, pirofilita, e escassa ilita. Os espectros inferiores correspondem a pirofilita (pyr, em azul) e caulinita (kln, em verde) da biblioteca espectral do USGS, e suas misturas artificiais (curvas tracejadas pretas) realizadas por meio do programa ENVI. Nota-se que o espectro da área de estudo poderia corresponder a uma mistura de até 10 a 15 % de pirofilita. As linhas em cinza indicam algumas das feições espectrais diagnósticas da caulinita e da pirofilita.

3.2.3.2.1. Minerais APS (*aluminium-phosphate-sulfate*)

Sulfatos e fosfatos de alumínio do grupo da alunita (APS - *aluminium phosphate sulfate*) ocorrem numa variedade de ambientes de formação desde ígneo, sedimentar, metamórfico e hidrotermal. Nestes ambientes, podem ocorrer séries complexas de solução sólida. A fórmula geral destes minerais é $AB_3(XO_4)_2(OH)_6$, onde A é um cátion grande (Na, U, K, Ag, NH_4 , Pb, Ca, Ba, Sr, REE). Os sítios B estão ocupados por cátions dos elementos Al, Fe, Cu e Zn. Na natureza, o cátion X é dominado por P e S (Dill 2001). Os minerais APS contem mais de 40 espécies minerais, sendo alguns dos mais comuns apresentados na Tabela 3.1.

Tabela 3.1: Fórmula química dos minerais APS mais comuns (Extraído de Dill 2001).

Grupo Alunita-Woodhouseita		Grupo Crandallita
Série de solução sólida Alunita-Jarosita (ditrigoal-piramidal/pseudocúbica) $AB_3[(OH)_6(SO_4)_2]$	Série de solução sólida da Woodhouseita (trigonal-romboedral/pseudocúbica) $AAl_3[(OH)_6(SO_4.PO_4)_2]$	Série de solução sólida da Crandallita (principalmente ditrigoal/pseudocúbica) $AB_3H[(OH)_6(PO_4)_2]$
Alunita: $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	Woodhouseita: $CaAl_3(PO_4/SO_4)(OH)_6$	Crandallita: $CaAl_3H(PO_4)_2(OH)_6$
Natroalunita: $NaAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	Svanbergita: $SrAl_3(PO_4/SO_4)(OH)_6$	Goyazita: $SrAl_3H(PO_4)_2(OH)_6$
Jarosita: $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$	Hinsdalita: $PbAl_3(PO_4/SO_4)(OH)_6$	Florencita: REE $Al_3H(PO_4)_2(OH)_6$
Minamiita: $Ca_{0,5}Al_3(SO_4)_2(OH)_6$		

Minerais APS ocorrem nas áreas de Catrin, Tripailao e Domo La Víbora (Fig. 3.3). Em um setor próximo a Catrin, apresentam-se cristais tabulares a laminares finos enriquecidos em PO_4 , SO_4 , Sr, Ca, Ba e K, correspondendo provavelmente aos minerais woodhouseita e svanbergita (Fig. 3.10A, B, C, D). Estes cristais, quimicamente zoneados, apresentam uma parte interna mais rica em Sr e K, e mais empobrecida em Ba e Ca que a parte externa (Fig. 3.10A). O Al está homogeneamente distribuído nos cristais. Apresentam-se comumente corroídos ou alterados a um mineral composto de O, Ca, Si, Al, Fe, o qual é provavelmente de origem supergênica (ver ponto 3, Fig. 3.10A).

Em outro setor próximo a Catrin, ocorrem minerais APS enriquecidos em PO_4 , SO_4 , Ca, Ba, In, Ce, Br, mas sem Sr (possivelmente woodhouseita; Fig. 3.10E). Apresenta-se em agregados de prismas finos, substituindo um outro mineral não identificado.

Todos estes minerais APS são escassos e de granulação muito fina, dificultando a sua identificação por meio da espectroscopia de reflectância. Além disso, não existem espectros de reflectância de referencia dos minerais APS nas bibliotecas espectrais disponíveis (exemplo USGS, JHU), salvo dos mais comuns alunita, natroalunita e jarosita.

3.2.3.2.2. *Alunita-1*

A alunita-1, de cor rosa, se apresenta de forma pervasiva (Figs. 3.11A, D) ou em agregados preenchendo cavidades ou *vugs* (Fig. 3.11B, C, E, F). Os cristais de alunita são de forma tabular a laminar, com tamanhos que variam entre 70 e 180 μm (Fig. 3.11B, C). Substitui feldspato e clastos líticos. A alunita-1 é encontrada até profundidades de mais de 160 m (Fig. 3.4), associada a zonas com intensa silicificação e quartzo *vuggy*. Análises desta alunita por microscopia eletrônica de varredura (MEV) mostraram zoneamento composicional, variando desde uma alunita potássica até outras variedades de minerais APS. Um núcleo contendo K-Na-(Ca), o qual provavelmente corresponde à minamiita ou natroalunita, é rodeado por uma borda contendo K (alunita) (Fig. 3.11C).

Espectros de alunita foram registrados nas amostras 32192, 32156, e 32189 (Fig. 3.6B). O espectro da amostra 32160 representa uma mistura entre alunita e caulinita. Os espectros das amostras 32187, 32286, e 32202 indicam misturas de alunita, dickita e caulinita, onde as feições de absorção débeis marcadas por flechas indicam uma pequena proporção de alunita na mistura. Variações químicas entre alunitas contendo K, Na e Ca podem ser identificadas por meio da feição espectral localizada em $\sim 1,480 \mu\text{m}$ (Thompson *et al.* 1999). Quase todas as amostras do prospecto indicam composição potássica e somente algumas poucas correspondem a natroalunita (alunita rica em Na).

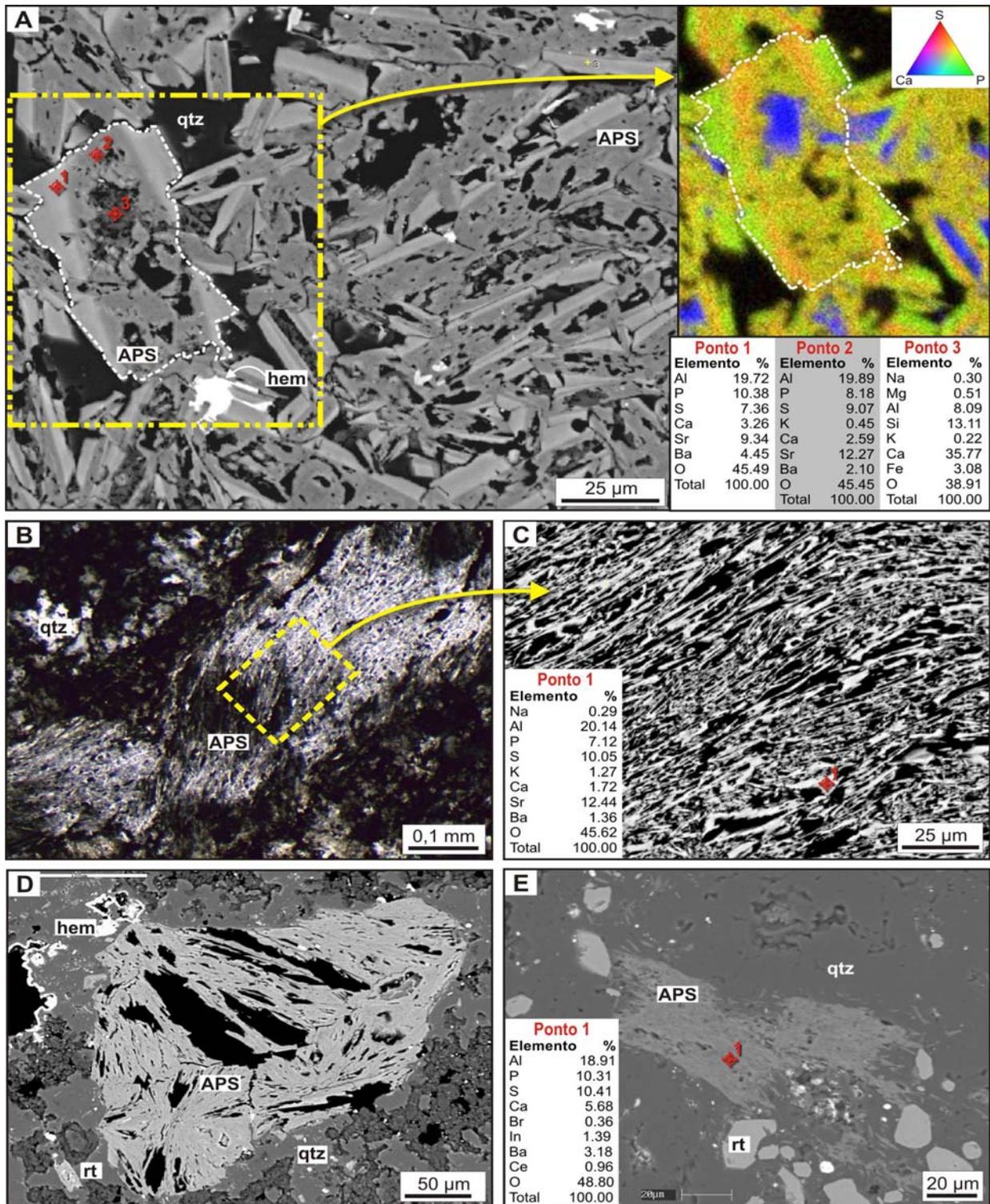


Figura 3.10: A. Imagem MEV de minerais APS em tabulas com zoneamento composicional (amostra LM105b). Dentro de um cristal foram realizadas três medições químicas quantitativas com o MEV. A composição química resultante é apresentada na tabela do canto inferior direito da figura. No canto superior direito se apresenta uma imagem resultante a partir da composição colorida RGB das imagens de abundância química MEV dos elementos enxofre (S= vermelho), fósforo (P= verde) e cálcio (Ca= azul). B. Fotomicrografia (luz transmitida, nicóis cruzados) de agregados de cristais finos de woodhouseita e svanbergita (amostra LM106a). C. Imagem MEV dos minerais da figura anterior B. A composição química do ponto 1 dentro de um cristal é mostrada na tabela associada. D. Imagem MEV de possível woodhouseita e svanbergita substituindo algum mineral prévio. E. Imagem MEV de um agregado de cristais de possível woodhouseita (amostra LM119), junto com sua composição química. Abreviações: APS = fosfatos e sulfatos de alumínio, hem = hematita, qtz = quartzo, rt = rutilo.

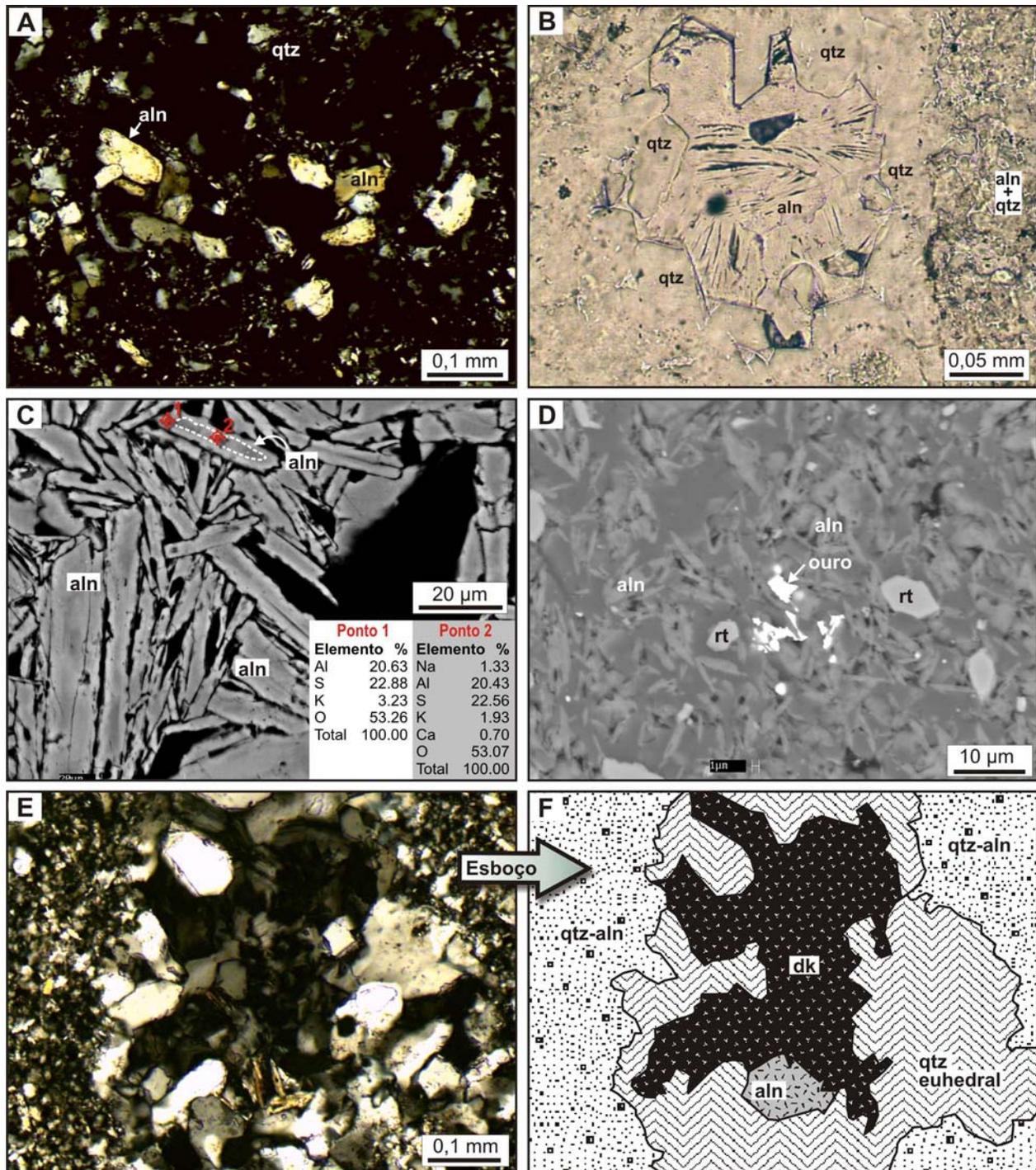


Figura 3.11: A. Fotomicrografia (luz transmitida, nicóis cruzados) de alunita-1 disseminada na amostra LM125b. B. Fotomicrografia (luz transmitida, nicóis paralelos) de alunita-1 preenchendo uma cavidade. Amostra LM125b. C. Imagem MEV de alunita-1 em tabulas com zoneamento composicional. As tabelas de composição química correspondem aos dois pontos analisados num cristal. O núcleo do cristal possui Na e Ca, em tanto que a borda apresenta menos potássio. D. Imagem MEV de alunita-1. Ouro ocorre nos interstícios entre cristais de alunita e quartzo (setor de Catrin). E. Fotomicrografia (luz transmitida, nicóis cruzados) e F (diagrama esquemático correspondente) mostrando uma cavidade preenchida por quartzo na parede, e alunita e dickita no interior (amostra LM125b). Abreviações: aln = alunita, dk = dickita, qtz = quartzo, rt = rutilo.

3.2.3.3. Alterações argílica, sericítica e propilítica

A alteração argílica se apresenta principalmente no setor centro e nordeste do prospecto (Figs. 3.3). Esta alteração, de caráter pervasivo, está conformada por caulinita + quartzo \pm dickita \pm pirita \pm barita \pm ilita no setor central e nordeste do prospecto, e grada a caulinita \pm ilita/esmectita interestratificada (Fig. 3.6C, amostras 14391 e 14410) \pm esmectita rumo ao setor norte (Fig. 3.6C, amostra 32301). No setor nordeste, encontra-se encapada por silicificação de um evento posterior (3.12A, B).

A caulinita é o mineral de alteração predominante desta alteração (Fig. 3.12C). Os espectros de reflectância indicam que a caulinita é de alta cristalinidade (Fig. 3.13). Caulinita preenchendo fraturas (Fig. 3.12D) e em pequenas vênulas ocorre localmente no setor nordeste do prospecto. Lavras de extração de caulinita, atualmente desativadas, existem nos setores norte e nordeste (e.g. Fortuna, Burbuja, Adelita) e na área de Brecha La Gorda (Amanda) (Figs. 2.2, 3.12A e B).

Nos setores de Catrin, Tripailao e Domo La Víbora, a alteração argílica avançada grada em profundidade a sericítica, constituída por ilita + quartzo \pm pirita \pm muscovita. A alteração argílica grada lateralmente a uma alteração propilítica, observada somente nos furos de sondagem, e que é caracterizada por Fe-clinocloro (grupo da Clorita; amostra 32050, Fig. 3.6C) + calcita (Fig. 3.12E).

3.2.4. Evento 4

O evento 4 é caracterizado por uma alteração pervasiva que afeta a parte superior das rochas do prospecto na forma de um manto estratiforme horizontal (Fig. 3.4). A intensidade desta alteração diminui com a profundidade. Este evento se caracteriza por uma intensa silicificação, que localmente grada em profundidade a alteração argílica avançada. Superpõe-se localmente sobre as alterações dos eventos anteriores (evento 2 e 3).

Este evento não está datado, mas pelas relações de campo é muito provável que não seja muito mais antigo dos que os eventos 2 e 3.

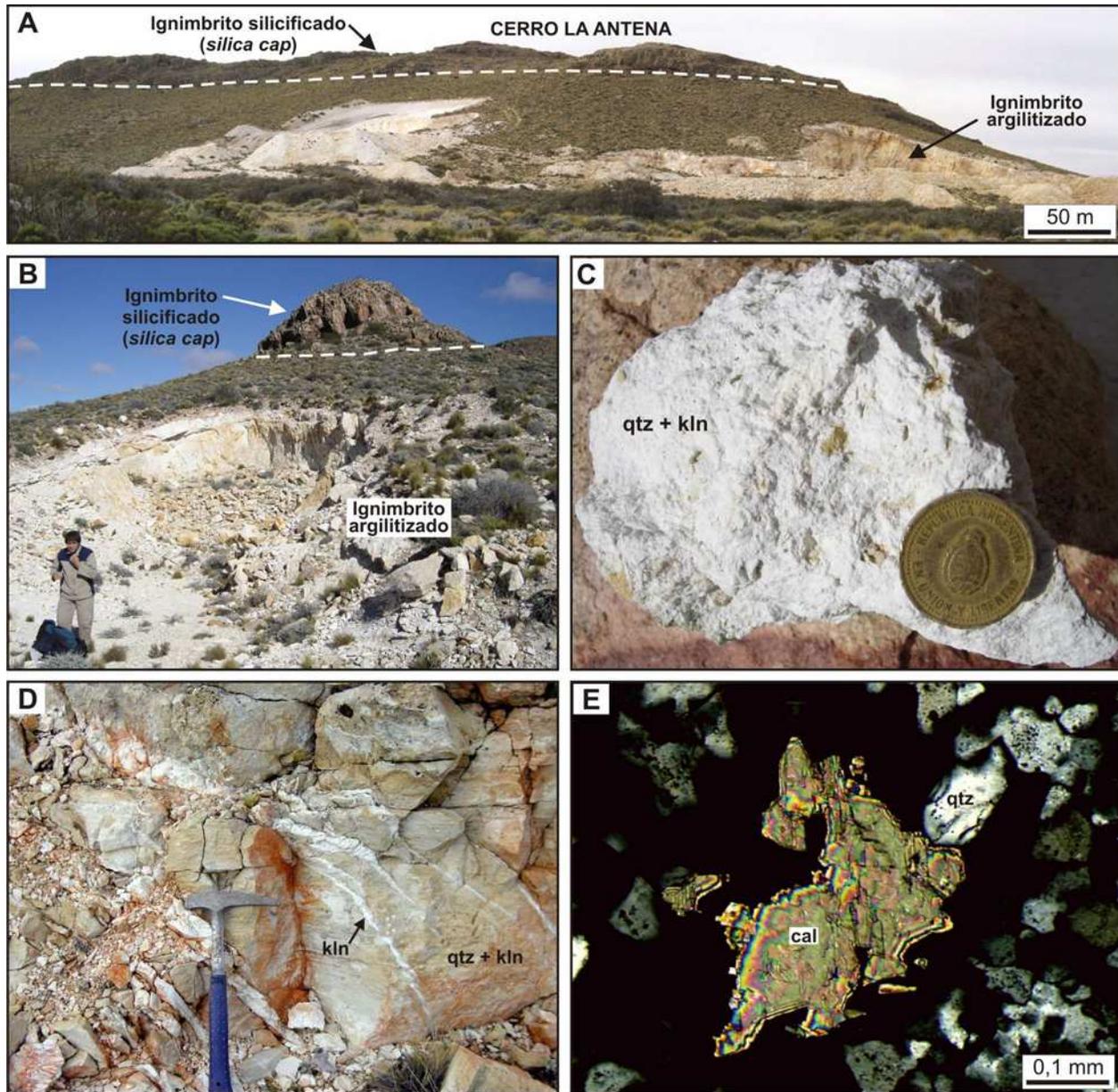


Figura 3.12. A. Vista do Cerro La Antena (nordeste do prospecto) desde o sudeste. Observa-se a importante argilitização do evento 3 na qual se encontra uma mina desativa de caulinita (Adelita), e a silicificação estratiforme horizontal (*silica cap*) do evento 4 encapando o morro. B. Vista mais próxima da lavra de extração de caulinita. *Silica cap* disposto acima de ignimbritos alterados a caulinita-quartzo. C. Ignimbrito completamente alterado a quartzo + caulinita no evento 3 (área de Cerro La Antena). D. Fraturas preenchidas por caulinita de alta cristalinidade. A rocha encaixante corresponde a um ignimbrito alterado a quartzo + caulinita (oeste de Cerro La Antena). E. Micrografia (luz transmitida, nicóis cruzados) de calcita da alteração propilítica do evento 3. Abreviações: cal = calcita, kln = caulinita, qtz = quartzo.

No setor sul do prospecto, a silicificação possui uma forma alongada em sentido NE. Esta silicificação afeta de forma intensa as rochas vulcânicas alteradas e as brechas hidrotermais desde a superfície até uma profundidade local de 35 m, transformando-as em corpos maciços estratiformes de quartzo microcristalino e calcedônia (Fig. 3.14A). No setor centro e nordeste do prospecto, esta silicificação se apresenta encapando os morros (Fig. 3.12A, B), conformando um típico “*silica cap*” (Sillitoe 1993). O tamanho dos cristais de quartzo associado a esta alteração diminui neste setor do prospecto (Fig. 3.14B, C). O quartzo apresenta textura plumosa (*plumose*) resultante da cristalização de provável calcedônia ou opala. Estas texturas são mais comuns no setor nordeste do prospecto.

Abaixo da zona de silicificação, ocorre localmente alteração argílica avançada pervasiva, com espessura de uns poucos metros, caracterizada por caulinita ± dickita ± calcedônia ± alunita-2.

A alunita-2 possui uma cor branca e um diâmetro do cristal menor do que a alunita-1 (1 a 50 µm). A forma dos cristais é romboedral a pseudo-cúbica (Fig. 3.14D), com uma composição homogênea potássica.

3.2.5. Evento 5

O evento 5 corresponde a veios de fluorita (Fig. 3.15A) + quartzo + calcedônia ± pirolusita ± criptomelano ± psilomelano, hospedadas no microdiorito ao oeste de Domo La Víbora (Figs. 3.3; 3.4). Não existem datações destes veios, mas pelo fato de estarem restritos exclusivamente ao microdiorito Jurássico, são interpretados como Jurássicos. Esta mineralização de fluorita não afeta outras rochas do prospecto. Aliotta (1999) indicou, com base em relações de campo, uma idade Jurássica a Cretácea para importantes mineralizações de fluorita que ocorrem na porção central e oriental do Maciço de Somún Curá, algumas delas situadas próximas a Cerro La Mina.

Os veios de fluorita estão controlados por estruturas que variam em direção entre E-W e NE-SW (60°), com mergulho entre subvertical e 80° ao NW.

A fluorita ocorre como um mineral de substituição (Fig. 3.15D) preenchendo estruturas/texturas, em bandas, coliforme, crustiforme, em drusas e cocardas. Os minerais de manganês (pirolusita, criptomelano e psilomelano) são mais tardios que a fluorita, cimentando brecha com fragmentos desse mineral (Fig. 3.15B, C).

A rocha encaixante microdiorítica está afetada por silicificação até alguns poucos centímetros de distância dos veios, e alteração sericítica nas zonas mais externas, que não superam dois metros (Fig. 3.15E). A alteração sericítica é constituída basicamente por illita + quartzo ± calcita.

3.2.6. Evento 6

Este evento corresponde à alteração supergênica, de caráter claramente pós-hidrotermal. Afeta localmente e de forma não muito intensa a parte superior das rochas do prospecto, superpondo-se às alterações dos eventos anteriores até poucos metros profundidade (Fig. 3.4). No entanto, produtos da oxidação supergênica podem alcançar 30 m de profundidade quando estão relacionados a falhas.

Como produtos dessa alteração é comum a associação goetita + limonita ± jarosita (Fig. 3.16A) ± caulinita de baixa cristalinidade (Fig. 3.13B), na forma de preenchimento de fraturas ou cavidades (Figs. 3.5A; 3.16B, C, D). Os minerais goetita e jarosita refletem a oxidação da pirita primária. A oxidação supergênica outorga à rocha uma cor cinza amarelada a avermelhada (Fig. 3.16D).

Uns poucos espectros de reflectância da área mostram a presença de pequenas quantidades de jarosita, como indicam as setas nos espectros das amostras 32139, 14452, e 32264 (Fig. 3.6), mas localmente foi observada por microscopia na forma de agregados cristalinos (Fig. 3.16A).

3.3. CONSIDERAÇÕES SOBRE AS MINERALIZAÇÕES

Os sulfetos que ocorrem na área de estudo são representados quase exclusivamente por pirita de granulação fina, associada à alteração do evento 3. Muito raramente foi observada calcopirita. Minerais comuns em depósitos de alta-sulfetação, tais como enargita, luzonita, tennantita e tetrahedrita, não foram observados nem em superfície e nem em profundidade.

As ocorrências de ouro relacionam-se principalmente às brechas hidrotermais, com teores que variam desde poucas dezenas de ppb até teores muito locais de até 60 g/t. Análises geoquímicas conduzidas pela empresa Iamgold no prospecto indicaram as seguintes associações: Au-Cu, Au-As-Sb, Cu-As-Sb, Cu-Sb, As-Sb-Hg, Sb-As (Brodie & Gordillo 2001) (ver Anexo 2).

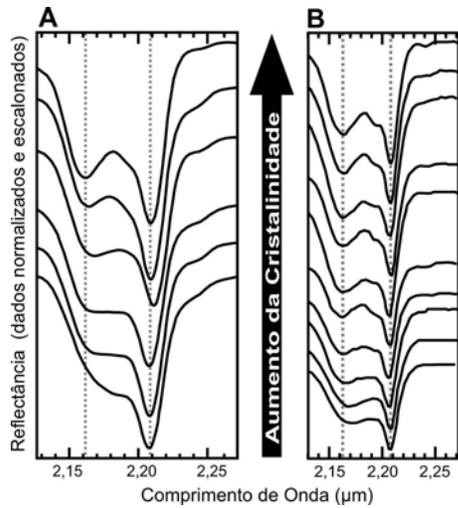


Figura 3.13: A. Variações na estrutura das feições de absorção duplas de 2,2 μm em espectros de reflectância de caulinita, versus ordenamento estrutural crescente desde a base ao topo da figura (adaptado de Pontual *et al.* 1997). B. Espectros de caulinita do prospecto Cerro La Mina mostrando um incremento no ordenamento estrutural rumo ao topo da figura. Espectros inferiores de baixa cristalinidade são escassos na área de estudo e correspondem a caulinita de possível origem supergênica.

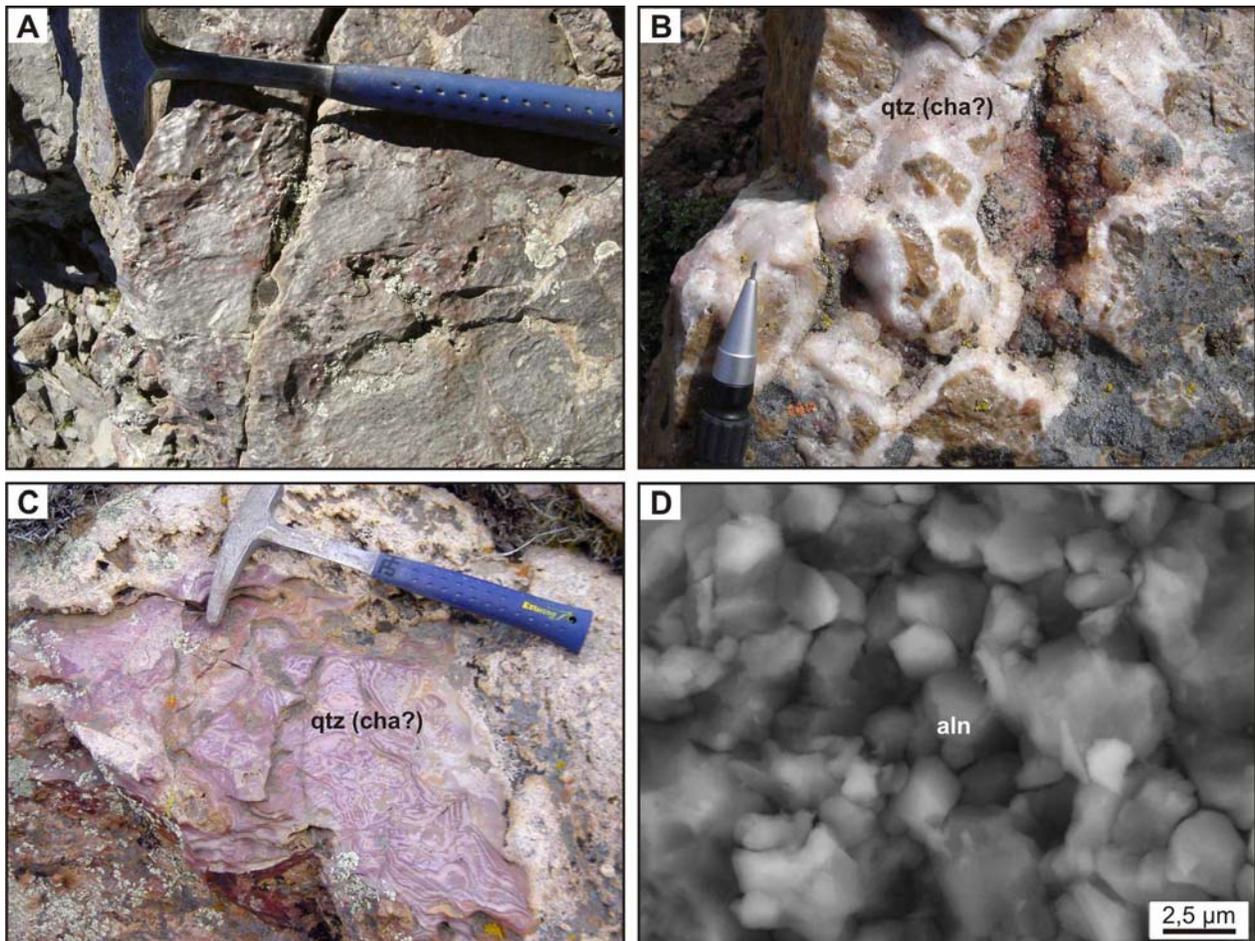


Figura 3.14: A. Silicificação intensa do evento 4 (calcedônia + quartzo microcristalino) obliterando completamente a estrutura original de uma brecha hidrotermal do evento 3 no setor de Catrin. B. Calcedônia ou opala (substituída por quartzo microcristalino) do evento 4 com textura de brecha. Amostra localizada ao noroeste de Cerro Antena (Amostra LM147). C. Calcedônia (substituída por quartzo microcristalino) do evento 4 (noroeste de Cerro Antena). D. Imagem MEV de alunita-2 com forma romboedral a pseudocúbica (setor de Catrin). Abreviações: aln = alunita, cha = calcedônia, qtz = quartzo.

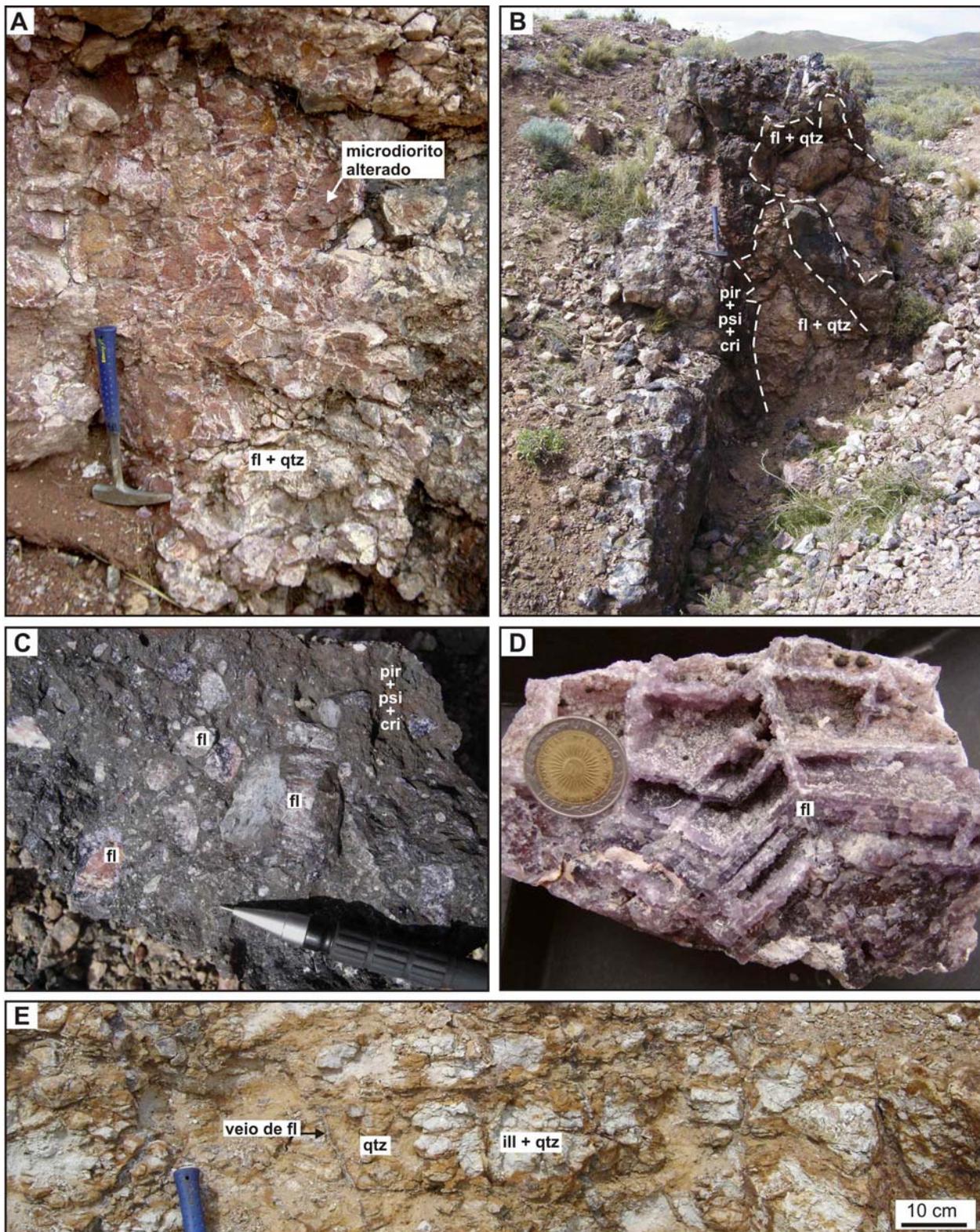


Figura 3.15: A. Veios de fluorita + quartzo (evento 5) cortando microdiorito Jurássico. B. Brecha hidrotermal com cimento de pirolusita, psilomelano e criptomelano, e fragmentos de fluorita-quartzo. C. Detalhe da brecha citada anteriormente. D. Fluorita com estrutura de substituição. Os planos de clivagem da fluorita foram substituídos por sílica (calcedônia?). E. Detalhe da alteração que afeta o microdiorito, com silicificação a poucos centímetros dos veios e alteração a illita + quartzo na zona mais externa. Abreviações: cri = criptomelano, fl = fluorita, ill = illita, pir = pirolusita, psi = psilomelano, qtz = quartzo.

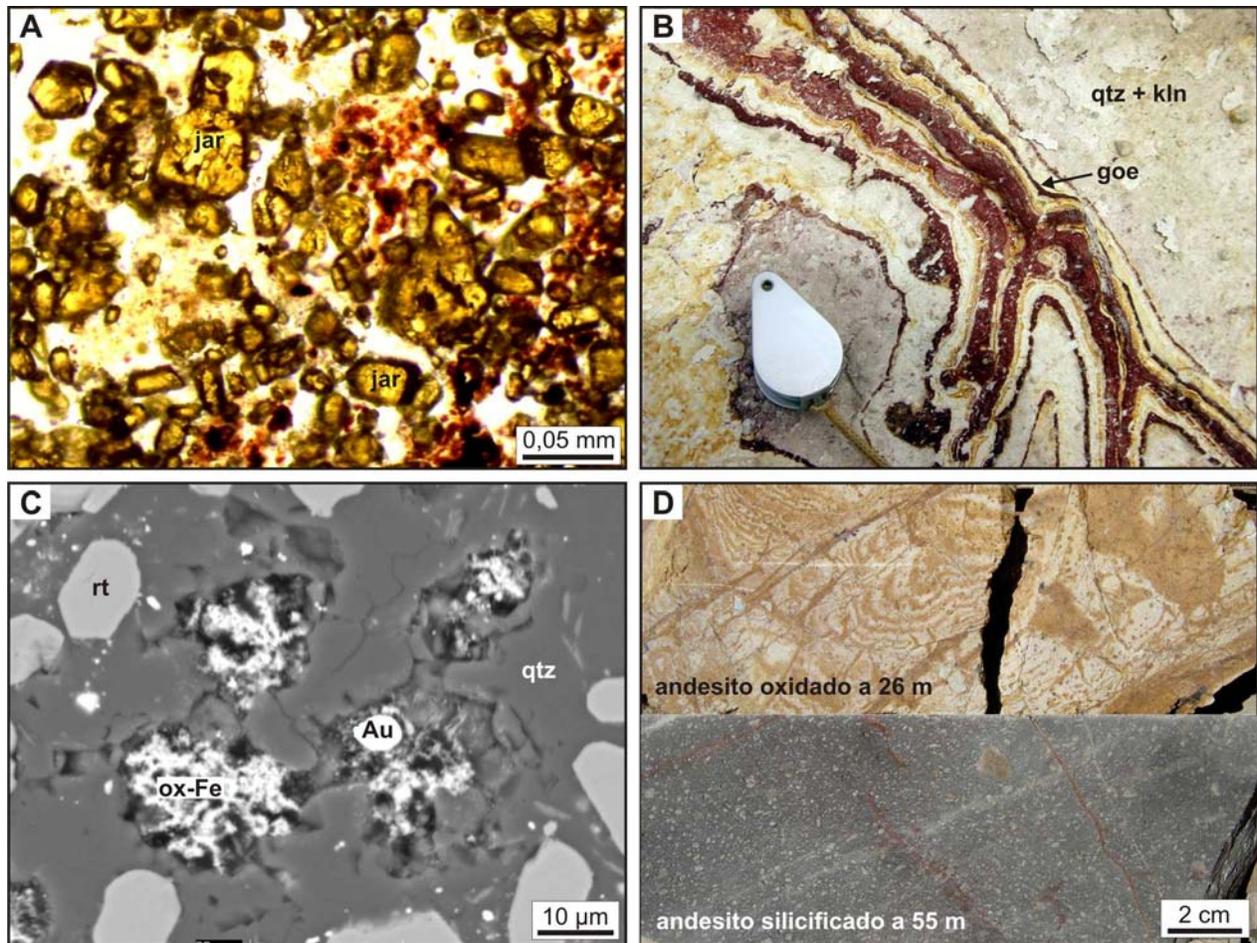


Figura 3.16: **A.** Fotomicrografia (luz transmitida, nicóis paralelos) de um agregado de cristais de jarosita. **B.** Óxidos de Fe supergênico (goetita + jarosita) em fratura e superpostos à alteração quartzo-caulinita no setor de Cerro La Antena. **C.** Imagem MEV de cavidades preenchidas por óxidos de Fe supergênicos. Ouro livre se apresenta numa das cavidades. **D.** Comparação entre amostras de andesito de um mesmo testemunho de sondagem (CMDD03) a diferentes profundidades. A figura superior mostra um andesito com intensa oxidação supergênica associada a uma falha, e a figura inferior mostra um andesito silicificado, localizado a maior profundidade sem oxidação supergênica. Abreviações: Au = ouro; goe = goetita; jar = jarosita; kln = caulinita; ox-Fe = óxidos de ferro; qtz = quartzo.

SENSORIAMENTO REMOTO

4.1. INTRODUÇÃO

A Patagônia Argentina representa um extenso território com potencial para a descoberta de novos depósitos epitermais de metais preciosos, tais como os recentemente descobertos distrito Cerro Vanguardia (Schalamuk *et al.* 1997) e o depósito Esquel (Sillitoe *et al.* 2002). Apesar destes descobrimentos, a informação geológica básica disponível para a Patagônia é ainda escassa, dificultando os trabalhos de exploração mineral. Neste cenário, e considerando os aspectos fisiográficos que prevalecem neste território (clima árido a semi-árido, pouca vegetação e pouca alteração intempérica), o sensoriamento remoto multiespectral está cumprindo um importante rol na procura de novos prospectos auríferos (Crósta *et al.* 2007).

O lançamento do sensor multiespectral ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission Reflection Radiometer*), em dezembro de 1999, trouxe novos benefícios ao mapeamento de zonas de alteração associadas a sistemas epitermais, iniciando uma fase promissora no sensoriamento remoto orbital de recursos terrestres. Descrições do sensor e de suas aplicações geológicas foram publicadas por Abrams (2000), Crósta *et al.* (2003b), Rowan *et al.* (2003), Souza Filho *et al.* (2003), Ducart *et al.* (2006), entre outros.

As bandas espectrais do ASTER correspondentes ao infravermelho de ondas curtas (SWIR) foram aplicadas pelo autor com muito bons resultados no mapeamento da alteração do prospecto Cerro La Mina (Ducart 2004, Ducart *et al.* 2006). No entanto, estes resultados não foram satisfatórios no mapeamento das zonas com intensa silicificação, algumas das quais estão associadas às mineralizações de ouro. O quartzo relacionado à silicificação exibe fortes feições espectrais correspondentes às ligações Si-O nos comprimentos de onda da região do infravermelho termal (TIR). Em contraste, estes minerais não possuem feições espectrais importantes no intervalo desde o visível (VNIR) até o infravermelho de ondas curtas (SWIR). O sensor ASTER possui 5 bandas na região do TIR, as quais vêm proporcionando resultados promissores em aplicações geológicas, notadamente no mapeamento de tipos de rochas com base no conteúdo e concentração de sílica (na forma principalmente de quartzo) e de silicatos diversos (Lima 2003, Rowan & Mars 2003, Nimomiya *et al.* 2005, Rowan *et al.* 2005, Vaughan *et al.*

2005), apesar da resolução espacial limitada (90 m). Neste capítulo são apresentados os resultados do processamento das bandas do TIR com o objetivo de mapear especificamente a silicificação na área de estudo.

O acesso a dados de novos sensores remotos com maiores resoluções espectrais permite o mapeamento detalhado da mineralogia das zonas de alteração hidrotermal, possibilitando descobertas de minerais diagnósticos, muitas vezes não identificados no campo. Este é o caso do sensor hiperespectral orbital Hyperion (Hyperion Imaging Spectrometer), que vem operando desde o final de 2000 a bordo da plataforma experimental da NASA “Earth Observation-1” (EO-1). Os poucos trabalhos já publicados utilizando este sensor mostraram sua eficácia no mapeamento mineralógico (Cudahy *et al.* 2001, Hubbard *et al.* 2003, Kruse *et al.* 2003, Hubbard & Crowley 2005, Zhang & Pazner 2007). Imagens adquiridas pelo sensor Hyperion foram processadas com o objetivo de mapear os principais minerais de alteração do prospecto Cerro La Mina e de avaliar sua aplicação na exploração de depósitos epitermais.

4.2. DADOS ASTER

O sensor ASTER possui 14 bandas espectrais, assim distribuídas: 3 na região do visível-infravermelho próximo (VNIR) com resolução espacial de 15 m, 6 bandas na região do infravermelho de ondas curtas (SWIR) com resolução de 30 m, e 5 bandas na região do infravermelho termal (TIR) com resolução de 90 m (Abrams 2000) (Tabela 4.1).

Tabela 4.1: Características principais do sensor ASTER.

ASTER			
Sub-sistema	Banda No.	Intervalo espectral (μm)	Resolução espacial (m)
VNIR	1	0,520 - 0,600	15
	2	0,630 - 0,690	
	3B E 3N (estereopar)	0,760 - 0,860	
SWIR	4	1,600 - 1,700	30
	5	2,145 - 2,185	
	6	2,185 - 2,225	
	7	2,235 - 2,285	
	8	2,295 - 2,365	
	9	2,360 - 2,430	
TIR	10	8,125 - 8,475	90
	11	8,475 - 8,825	
	12	8,925 - 9,275	
	13	10,250 - 10,950	
	14	10,950 - 11,650	

Largura da faixa imageada: 60 km

O ASTER também possui um telescópio de retrovisada que gera uma banda adicional (3N) de comprimento de onda entre 760 e 860 nm, com resolução de 15 m, a qual, em conjunto com a banca 3B (com o mesmo comprimento de onda), permite a geração de modelos digitais de elevação (DEM). A [Figura 4.1](#) mostra o DEM da área de estudo combinado com uma composição colorida ASTER RGB-741, sobre a qual foram superpostas as estruturas geológicas principais da área. Este modelo permitiu fazer interpretações principalmente de tipo estrutural, assim como verificar a distribuição das assembléias de alteração com relação ao relevo da área.

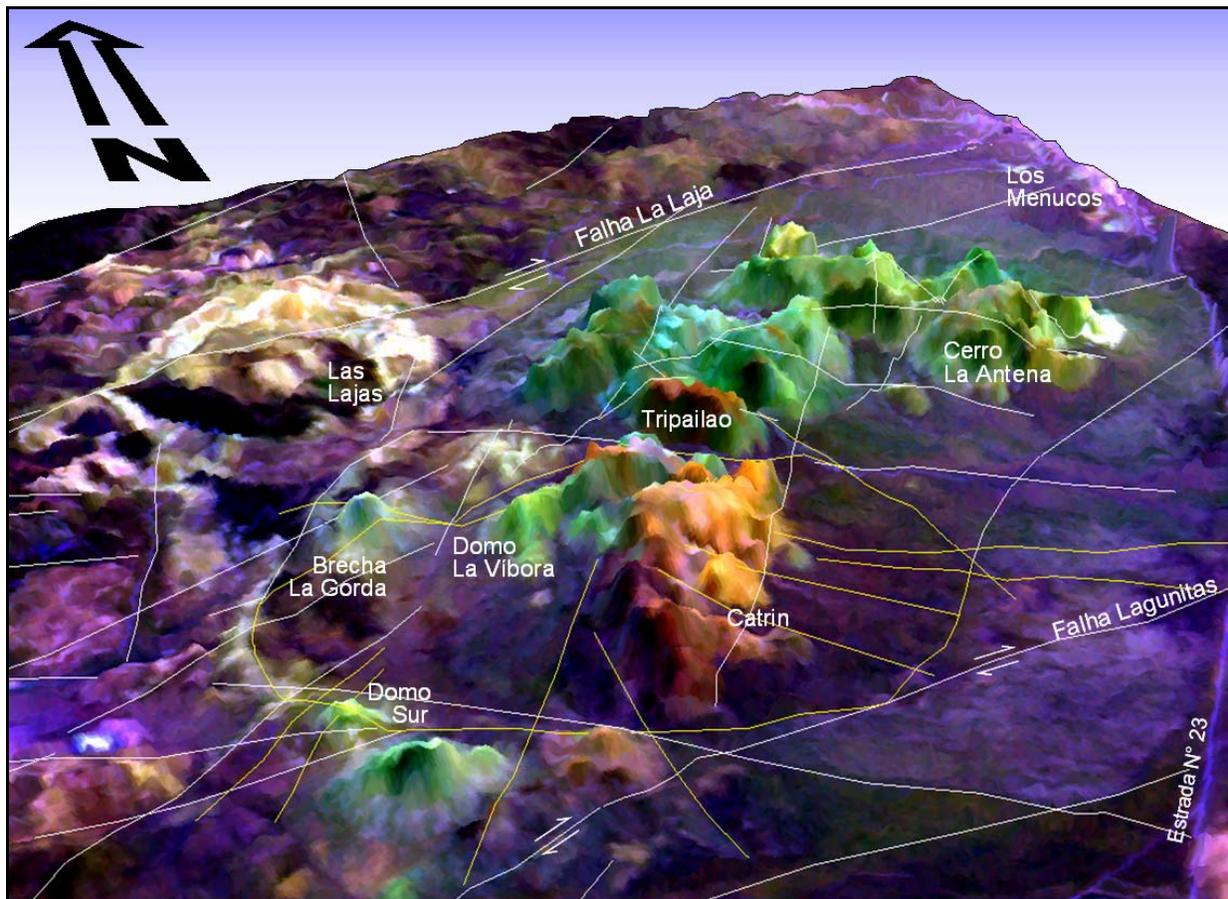


Figura 4.1: Modelo digital de elevação (ASTER DEM) com exagero vertical de 5x, combinado com uma composição colorida RGB-741 das bandas do sensor ASTER. Os lineamentos e falhas principais estão indicados com linhas brancas. As linhas amarelas correspondem a estruturas semicirculares e radiais associadas a uma possível caldeira vulcânica, hoje erodida. As áreas de Catrin e Domo La Víbora, constituídas por riolitos, andesitos e dacitos, corresponderia a um complexo de domos ressurgentes no interior da caldeira. As cores amareladas e laranja indicam a área com intensa silicificação em Catrin. Esta cor amarelada é provocada pela equivalência nas respostas espectrais do quartzo nas bandas 7 e 4 (SWIR) relativamente altas, contrastando com a baixa reflectância desse mineral no visível (banda 1). Já para as demais rochas alteradas principalmente a caulinita, dickita e alunita, a banda 7 possui muita menor reflectância que a banda 4, provocando as cores verdes na composição RGB. As cores brancas do setor noroeste correspondem a áreas com alteração sericitica.

4.2.1. Pré-processamento

Para o estudo do comportamento espectral termal do quartzo associado à silicificação do prospecto Cerro La Mina utilizou-se a biblioteca espectral da Johns Hopkins University (JHU). Esta biblioteca compreende dados de reflectância bidirecional/bicônica de mais de 300 amostras de minerais medidos no intervalo entre 2,0 e 25 μm (Salisbury *et al.* 1991). Esses dados foram convertidos para emissividade através da aplicação da lei de Kirchhoff (Fig. 4.2A, B). Esta lei assume que $\epsilon_\lambda = 1 - R$, onde ϵ_λ é a emissividade, e R é a reflectância hemisférica.

No espectro de quartzo (Fig. 4.2B), o mínimo de emissividade ocorre nos comprimentos de onda entre 8,2 e 9,1 μm . Com o sentido de permitir o mapeamento remoto de concentrações superficiais de quartzo utilizando os dados termais ASTER, o espectro de emissividade do quartzo foi re-amostrado para a resolução espectral deste sensor (curva vermelha, Fig. 4.2B). Esta conversão foi feita através da convolução dos espectros pelos filtros de resposta espectral das bandas termais.

Neste estudo, os dados termais do sensor ASTER foram adquiridos com nível de processamento L1B, ou seja, em variações de DN's entre os 4.096 níveis possíveis (12 bits). Para permitir a comparação dos espectros de emissividade da biblioteca espectral JHU com os espectros associados a cada *pixel* da imagem, foi aplicada uma correção atmosférica na imagem e, em seguida, uma conversão para emissividade. Para isso, foram utilizadas as ferramentas do programa ENVI: *Thermal atmospheric correction* e *Emissivity normalization* (RSI 2004).

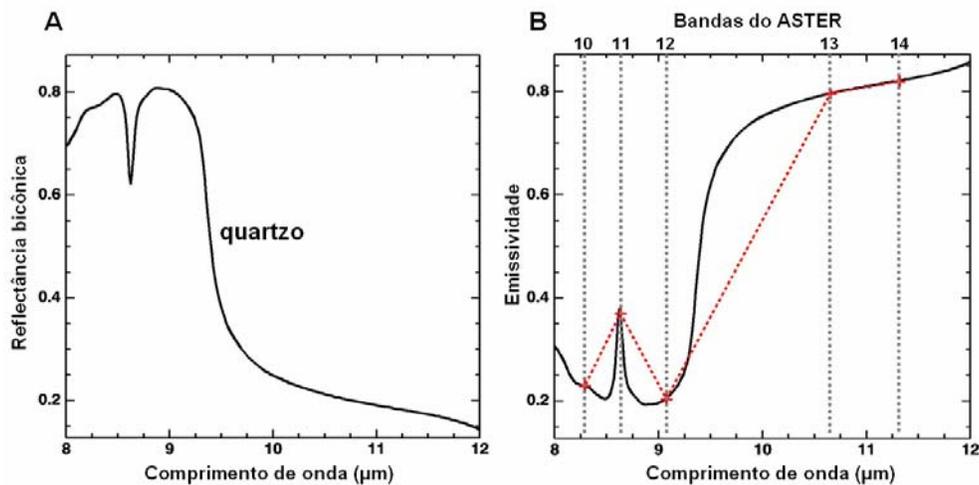


Figura 4.2: A. Espectro de reflectância bicônica de quartzo, correspondente à biblioteca espectral da JHU. B. O mesmo espectro convertido para emissividade utilizando a lei de Kirchhoff (linha preta) e reamostrado para a resolução espectral das bandas termais do sensor ASTER (linha vermelha tracejada).

4.2.2. Realce por decorrelação

Os dados adquiridos por sensores remotos no TIR apresentam, tipicamente, um alto grau de correlação entre suas bandas. Por este motivo, quando conjuntos de 3 bandas do TIR são utilizados para gerar composições coloridas RGB, as imagens resultantes mostram-se sem contraste espectral, o que resulta em composições coloridas desprovidas de cor. Isso ocorre devido à concentração preferencial da nuvem de *pixels* ao longo do eixo acromático no espaço RGB. Para remover essa correlação, ocupando o espaço cromático de forma otimizada e assim produzir composições com cores saturadas a partir das bandas TIR, utiliza-se a técnica de “realce por decorrelação” (*decorrelation stretch*) (Soha & Schwartz 1978, Gillespie *et al.* 1986).

A Figura 4.3 apresenta o resultado obtido pela aplicação do realce por decorrelação a uma composição colorida RGB das bandas TIR 13, 12 e 10. Nessa imagem, os *pixels* em vermelho estão associados a rochas ricas em quartzo, principalmente rochas silicificadas, riolitos, ignimbritos, tufos e arenitos. Do mesmo modo, colúvios quartzosos são ressaltados em vermelho no setor sul-sudeste do prospecto. As zonas com intensa silicificação, como ocorre na área de Catrin, se apresentam em tom vermelho mais puro. Esta cor vermelha da composição colorida RGB nas áreas com maior proporção de quartzo se deve ao fato de que o quartzo apresenta uma maior emissividade no comprimento de onda correspondente à banda 13 (10,250 a 10,950 μm) (Fig. 4.2). No mesmo sentido, *pixels* nas cores azul e ciano indicam áreas com rochas de composição intermediária a básica, como se observa na área de andesitos de La Laja (comparar com Fig. 2.2).

Os resultados obtidos com a aplicação dessa técnica, embora sejam úteis para destacar as zonas ricas em sílica e rochas silicáticas em geral, tendem a sobre-estimar as áreas de ocorrência das mesmas. Por esse motivo, observa-se na Figura 4.3 uma grande quantidade de *pixels* nas cores vermelho e rosa.

4.2.3. Classificação espectral com MTMF

O método de classificação hiperespectral *Mixture Tuned Matched Filtering* (MTMF) adaptado para dados multiespectrais do sensor ASTER foi aqui aplicado aos dados termais do sensor para mapear quartzo. Este método procura nos *pixels* da imagem as abundâncias dos espectros de referência baseando-se em uma aproximação de desmistura parcial através de um filtro de coincidência, que maximiza a resposta dos espectros de referência conhecidos, ao

mesmo tempo em que tende a eliminar a contribuição de um *background* desconhecido (Boardman *et al.* 1995). Os resultados do MTMF são apresentados na forma de dois grupos de bandas: (i) bandas “*score*”, as quais indicam o grau relativo de ajuste entre o espectro do *pixel* e o espectro de referência, e (ii) bandas de improbabilidade, baseadas em misturas possíveis entre o *background* composto e o espectro de referência, e que são adicionadas para reduzir os “falsos positivos” (*pixels* cuja curva espectral não se ajusta às dos espectros-alvo).

O resultado do mapeamento de quartzo aplicado o classificador MTMF a partir das bandas termais é mostrado na Figura 4.4. Em vermelho estão assinaladas as áreas identificadas pelo classificador MTMF como portadoras de quartzo, as quais exibem uma excelente correlação com os dados de campo (comparar com Fig. 3.3). Para os objetivos delineados neste estudo, este resultado foi consideravelmente melhor que o obtido pelo método de realce por decorrelação (comparar com Fig. 4.3), uma vez que por este método foi possível restringir o mapeamento a zonas com intensa silicificação hidrotermal, evitando-se ao mesmo tempo outros tipos de rochas ricas em quartzo. Apesar da resolução espacial destes dados serem de 90 m, estes resultados demonstram que as bandas termais do ASTER podem ser de grande utilidade no mapeamento de zonas de silicificação pervasiva associadas a sistemas epitermais.

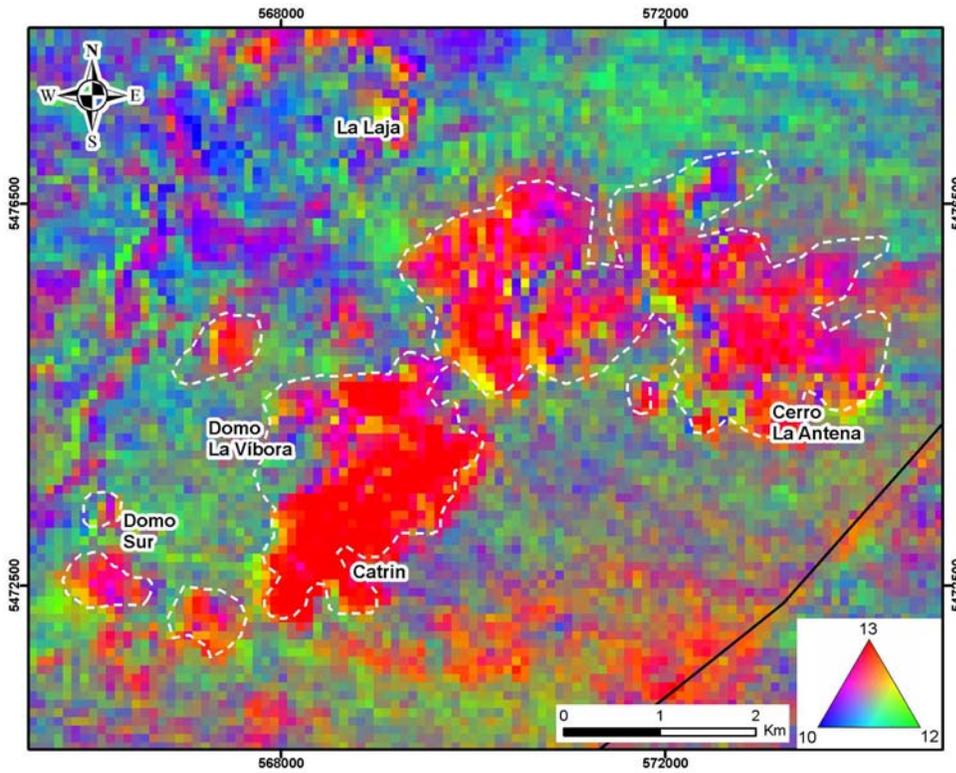


Figura 4.3: Composição colorida RGB das bandas termais do 13, 12 e 10 do sensor ASTER na área do prospecto Cerro La Mina com aplicação do realce por decorrelação. As linhas brancas tracejadas indicam o limite da alteração do prospecto Cerro La Mina. Os pixels são visíveis na escala da imagem devido à resolução espacial de 90 m destas bandas termais.

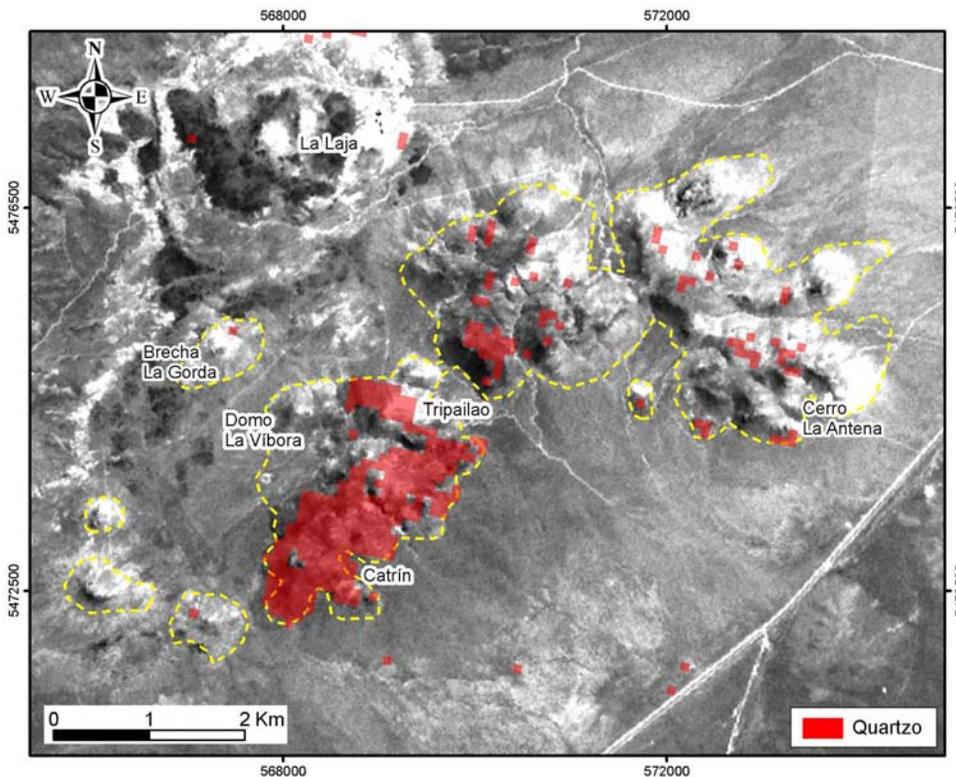


Figura 4.4: Mapeamento de quartzo (em vermelho) utilizando a classificação MTMF nas bandas termais do sensor ASTER na área do prospecto Cerro La Mina. A figura tem como fundo a banda 3 do ASTER. Estas áreas em vermelho se correlacionam com zonas de intensa silicificação no campo (comparar com Fig. 3.3). As linhas amarelas tracejadas indicam o limite da alteração do prospecto Cerro La Mina.

4.3. ESPECTROSCOPIA DE IMAGEAMENTO

O processo de aquisição de imagens em centenas de bandas estreitas (geralmente com larguras entre 0,01 e 0,02 μm) e contíguas entre si, de forma a possibilitar que para cada *pixel* das mesmas seja possível derivar uma curva de reflectância espectral completa (Fig. 4.5), recebe as denominações de “espectroscopia de imageamento” (*imaging spectrometry*) ou “sensoriamento remoto hiperespectral” (*hyperspectral remote sensing*) (van der Meer 2000). A mineralogia da superfície terrestre pode ser identificada nas imagens hiperespectrais por meio de técnicas de classificação que se baseiam na análise da similaridade entre os espectros de um conjunto de materiais de referência e os espectros derivados da imagem.

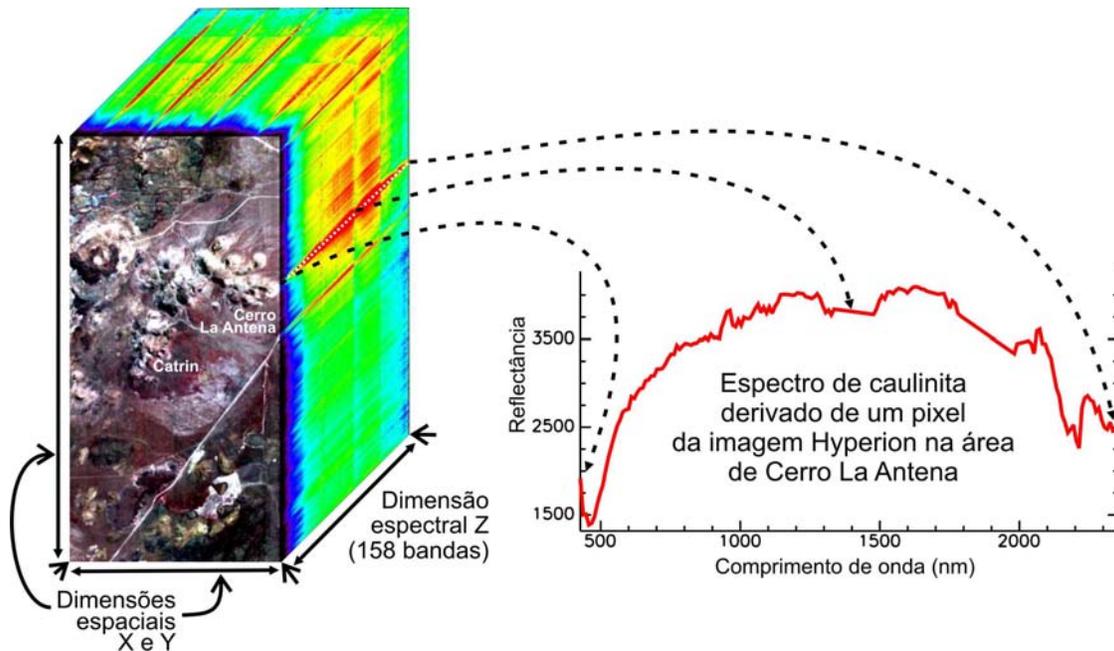


Figura 4.5: Conceito da espectroscopia de imageamento (adaptado de Vane 1985). Na porção esquerda da figura, é apresentado um cubo de dados espectrais (*hyperspectral datacube*) da imagem pré-processada do sensor hiperespectral Hyperion, na área do prospecto Cerro La Mina. Os eixos *x* e *y* do cubo representam dados espaciais (256 x 520 pixels) de uma composição colorida (R=banda 813nm, G=650nm, B=559nm). O eixo *z* representa os dados espectrais de 158 bandas contíguas desde 426nm até 2.355nm codificadas em pseudocor usando a tabela de cores do arco-íris (*rainbow*). As mudanças de cor que ocorrem através deste eixo representam mudanças nas propriedades espectrais dos materiais de superfície, variando da absorção intensa (azul escuro) até reflexão intensa (vermelho).

4.3.1. Dados EO-1/Hyperion

O Hyperion é atualmente o único sensor hiperespectral orbital em operação, com 242 bandas espectrais cobrindo o intervalo 400–2500 nm. A largura de banda individual corresponde a 10 nm e a resolução espacial do sensor é de 30 m. O Hyperion é um sensor de varredura (*pushbroom*) que opera em uma órbita de 705 km de altitude (a mesma do Landsat e do ASTER) imageando 256 *pixels* na direção perpendicular à órbita do satélite, correspondentes a uma faixa no terreno com largura de 7,5 km. A relação sinal/ruído (SNR) desse sensor é relativamente baixa (nominalmente de cerca de 100:1), o que limita sobremaneira muitas das aplicações científicas dos dados gerados por esse sensor. Na cena Hyperion utilizada, cobrindo Los Menucos, a relação sinal/ruído observada foi de cerca de metade dessa especificação nominal.

O sensor Hyperion vem operando desde o final de 2000 a bordo da plataforma experimental da NASA denominada “*Earth Observing-1*” (EO-1). O satélite EO-1 foi colocado em órbita como parte de uma missão com duração inicial prevista para um ano, com o objetivo de validar e demonstrar novas tecnologias de sensoriamento remoto, inclusive a de sensoriamento hiperespectral. Depois que esse período inicial foi completado com sucesso, a comunidade científica e de usuários do sensoriamento remoto expressou alto interesse na continuidade do programa. Conseqüentemente, foi logrado um acordo entre a NASA e o USGS para permitir a continuidade do programa EO-1, como uma “Missão Estendida” (<http://eo1.usgs.gov/userGuide/program.html>). Por esse motivo, dados da missão EO-1 continuam a ser adquiridos até o presente, o que possibilitou o imageamento da área de Los Menucos em 2006.

4.3.2. Pré-processamento

A imagem utilizada neste estudo foi a “EO1H2300882006020110PY_Hyp”, adquirida no dia 20 de Janeiro de 2006, com uma cobertura de nuvens do 10 %, nuvens estas localizadas fora da área do prospecto Cerro La Mina.

Das 242 bandas originais deste sensor, somente 196 bandas estão calibradas e correspondem a comprimentos de onda não superpostos (bandas 8-57 e 79-224) (Pearlman *et al.* 2001). As bandas restantes foram descartadas antes do pré-processamento das imagens. Entre estas 196 bandas existem 38 bandas correspondentes ao comprimento de onda da intensa absorção do vapor de água atmosférico (bandas 120-132, 165-182, e 185-187), que também

foram descartadas por não terem utilidade para aplicações terrestres. As bandas resultantes do pré-processamento e que contêm informação utilizável no processamento e interpretação de feições da superfície perfazem 158 bandas.

As etapas do pré-processamento, necessárias à preparação dos dados para a classificação hiperespectral, são descritas a seguir.

4.3.2.1. Conversão de formato dos dados

A conversão dos dados Hyperion nível 1 no formato original HDF para o formato padrão do ENVI foi realizada utilizando-se o módulo "*hyperion_tools*", disponível gratuitamente em www.itvis.com. Este módulo também define os intervalos nominais de comprimentos de onda das bandas, por meio do *full-width half-maximum* (FWHM).

4.3.2.2. Correção dos pixels defeituosos

Pixels com valores de radiância anômalos são comuns em qualquer imagem hiperespectral e provocam efeitos indesejáveis na aplicação de qualquer algoritmo de correção que utiliza a estatística de um conjunto de *pixels*. No entanto, dentro de cada imagem estes *pixels* geralmente não são abundantes. A causa destes *pixels* “defeituosos” (também chamados *outliers*) não é perfeitamente conhecida, mas está relacionada a eventuais defeitos instrumentais, ou do processamento inicial dos dados do sensor, ou a eventos no espaço tais como colisões de partículas cósmicas de alta energia. Para corrigir estes problemas, foi aplicada neste estudo a ferramenta “*Pushbroom Plugger*” do módulo MMTG criado pela CSIRO (Austrália), o qual substitui os *pixels* defeituosos por outros resultantes da interpolação dos *pixels* vizinhos.

4.3.2.3. Correção do striping (destriping)

Sensores de varredura (*pushbroom*), tais como o Hyperion, geram imagens onde cada coluna numa banda corresponde a um único detector. Quando estes detectores não estão bem calibrados entre si, tanto no espectrômetro do VNIR como do SWIR aparecem listras verticais ou “*stripes*” na banda da imagem resultante (Fig. 4.6A). Este *striping* não significa que os pixels apresentam valores defeituosos, mas sim que possuem valores de ganho (*gain*) e de compensações (*offset*) diferentes (Datt *et al.* 2003). Nos casos mais extremos, onde o *pixel* contém pouca e nenhuma informação, este problema se apresenta como *pixels* “defeituosos”

(“bad” pixels). O *striping* representa um obstáculo para as etapas posteriores do processamento dos dados, produzindo um tipo de ruído que se torna evidente quando são aplicadas técnicas de processamento que tendem a realçar pixels com informações não-correlacionadas, tais como razão de bandas, análise por principais componentes ou MNF (*minimum noise fraction*).

Os métodos que ajudam a diminuir este problema, também chamados de *destriping*, devem ser aplicados previamente à correção atmosférica. Alguns destes métodos foram descritos Jupp & Bisun (2001), Datt *et al.* (2003), Goodenough *et al.* (2003) e Kruse *et al.* (2003). De forma geral, estes métodos utilizam as estatísticas do histograma (média e desvio padrão) dos *pixels* das colunas de cada banda para equilibrá-las com as estatísticas de todas as colunas da imagem completa para cada banda. Uma ferramenta que aplica este método, e que foi utilizada neste estudo, é a “*Pushbroom Destriper*” do módulo MMTG. Os resultados mostraram uma notável diminuição do *striping* (Fig. 4.6B).

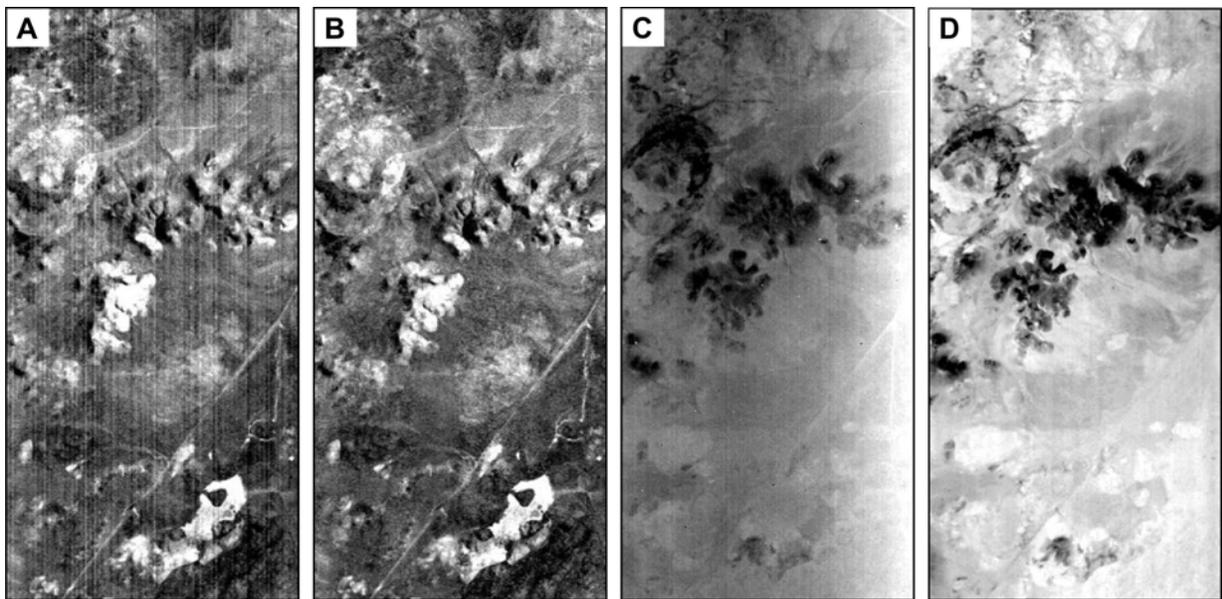


Figura 4.6: A. Banda da imagem original correspondente ao comprimento de onda 2203 nm (SWIR) mostrando o problema das faixas verticais (*striping*). B. A mesma banda da figura A, mas correspondente à imagem com correção do *striping* por meio da ferramenta “*Pushbroom Destriper*” do módulo MMTG. C. Primeira banda do processamento MNF realizado na imagem original do Hyperion mostrando o efeito de “*smile*”. D. Primeira banda do processamento MNF na imagem corrigida atmosféricamente com FLAASH mostrando a diminuição do efeito “*smile*”.

4.3.2.4. Correção atmosférica

A correção atmosférica é um passo fundamental para a classificação espectral dos alvos, permitindo comparar os valores de reflectância dos pixels das imagens com os espectros de reflectância medidos na superfície. Neste caso essa correção foi realizada por meio do programa FLAASH, o qual utiliza códigos de transferência radiativa do MODTRAN-4.

4.3.2.5. Correção do efeito “smile”

Um tipo de problema, comum a todos os sensores de varredura (*pushbroom*), tal como o Hyperion, é o denominado efeito “smile”. Este efeito consiste de um deslocamento do comprimento de onda central do *pixel* na direção através da linha de imageamento (*cross-track*), o qual resulta da curvatura da fenda de entrada da imagem no detector (Goodenough *et al.* 2003). O valor do deslocamento é dependente da posição do *pixel* na direção através da linha de imageamento. Nas bandas do VNIR, os valores do deslocamento variam geralmente entre 2,6 e 3,5 nm, em tanto que no SWIR o deslocamento é menor a 1 nm.

Este efeito pode ser detectado por meio da utilização do método MNF (*Minimum Noise Fraction*). Para imagens com significativo efeito *smile*, ocorre um gradiente anormal no brilho da primeira imagem MNF (Fig. 4.6C). Neste estudo, a correção deste efeito foi realizada no mesmo processo de correção atmosférica por meio do programa FLAASH com resultados satisfatórios (Fig. 4.6D).

4.3.2.6. Suavização dos espectros da imagem

A correção atmosférica geralmente diminui a relação sinal/ruído (SNR) nos dados devido à incorporação de ruídos residuais nos espectros da imagem e também devido à introdução de efeitos espectrais provocados por diferenças entre o modelo atmosférico utilizado e a atmosfera real. Os ruídos provocados pela diferença entre a atmosfera modelada e a real produzem efeitos sistemáticos que podem ser diminuídos por meio da ferramenta “*EFFORT polishing*” (*Empirical Flat Field Optimal Reflectance Transformation*), presente dentro dos programas ENVI, FLAASH e do módulo MMTG. Os resultados da aplicação desta ferramenta mostram que os espectros de reflectância derivados da imagem corrigida com EFFORT apresentam uma diminuição destes ruídos, porém sem sua completa eliminação (Fig. 4.7).

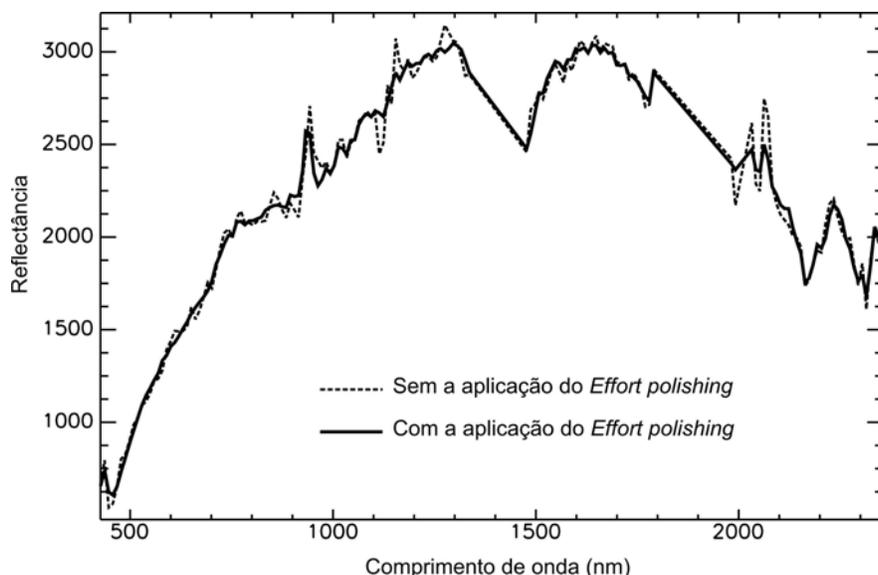


Figura 4.7: Espectros de reflectância derivados das imagens com e sem aplicação da ferramenta *Effort polishing* e correspondentes a um mesmo ponto geográfico. O espectro de reflectância considerado corresponde a alunita da área de Domo La Vibora. Nota-se o efeito de suavização da curva espectral do pixel da imagem corrigido com esta ferramenta, mas sem afetar as feições espectrais principais.

4.3.2.7. Construção de uma máscara

Os ruídos residuais não-correlacionados não são geralmente reduzidos pelo método de suavização dos espectros mencionado no item anterior. Estes ruídos são observados nos espectros como picos anormalmente altos ou *spikes* (Fig. 4.8) e podem provocar efeitos indesejáveis nas etapas posteriores de processamento. Para evitar estes problemas, foi criada uma máscara por meio da ferramenta “*Outlier Mask Generation*” do módulo MMTG.

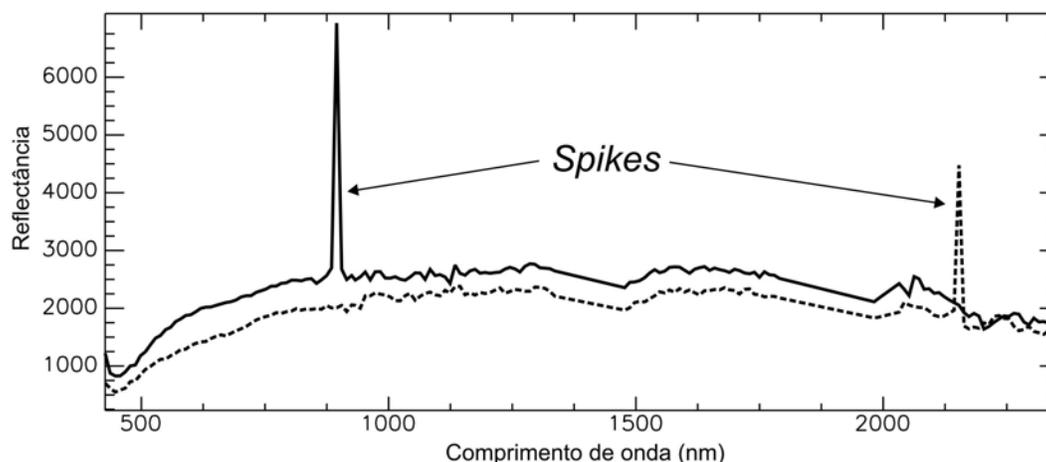


Figura 4.8: Espectros de reflectância derivados de dois pixels da imagem Hyperion mostrando ruído tipo *spike* provocados por defeitos não correlacionados. A máscara criada pela ferramenta do MMTG permite isolar esses *pixels* defeituosos, eliminando-os das etapas posteriores de processamento que utilizam as estatísticas da imagem.

4.3.3. Processamento

4.3.3.1. Classificação espectral

Para a identificação e mapeamento dos minerais de alteração foi aplicado o método *Spectral Angle Mapper* (SAM). Trata-se de uma técnica de classificação supervisionada que calcula a similaridade entre os espectros de cada *pixel* da imagem com os espectros de referência provenientes de bibliotecas espectrais, ou de amostras selecionadas em campo ou laboratório (Kruse *et al.* 1993). O método foi aplicado somente nas bandas espectrais do SWIR entre 2.032,35 e 2.355,20 nm (33 bandas) pois é nestes comprimentos de onda que se apresentam as principais feições diagnósticas dos minerais de alteração (e.g. sulfatos, argilo-minerais e filosilicatos). Os espectros de referência utilizados correspondem a espectros obtidos no campo com o emprego do espectrorradiômetro PIMA.

Os resultados da aplicação deste método são apresentados na [Figura 4.9A e B](#). Comparações dos espectros de reflectância derivados da imagem processada e espectros de campo são mostradas na [Figura 4.10](#). Estes resultados mostram uma excelente correlação com os dados de campo (comparar com [Fig. 3.3](#)). Foi possível identificar satisfatoriamente alguns dos principais minerais de alteração hidrotermal do prospecto Cerro La Mina, tais como alunite, caulinita, mistura de alunite+caulinita, dickita e ilita. A grande variabilidade espacial entre estes minerais identificada no Domo La Víbora ([Fig. 4.9B](#)) representa, com bastante exatidão, o que se observa em campo, onde em poucos metros se passa da predominância de um para outro mineral através da mistura dos mesmos. Não foi possível detectar essa variabilidade com as bandas SWIR do ASTER (Ducart *et al.* 2006), dadas as limitações na resolução espectral daquele sensor.

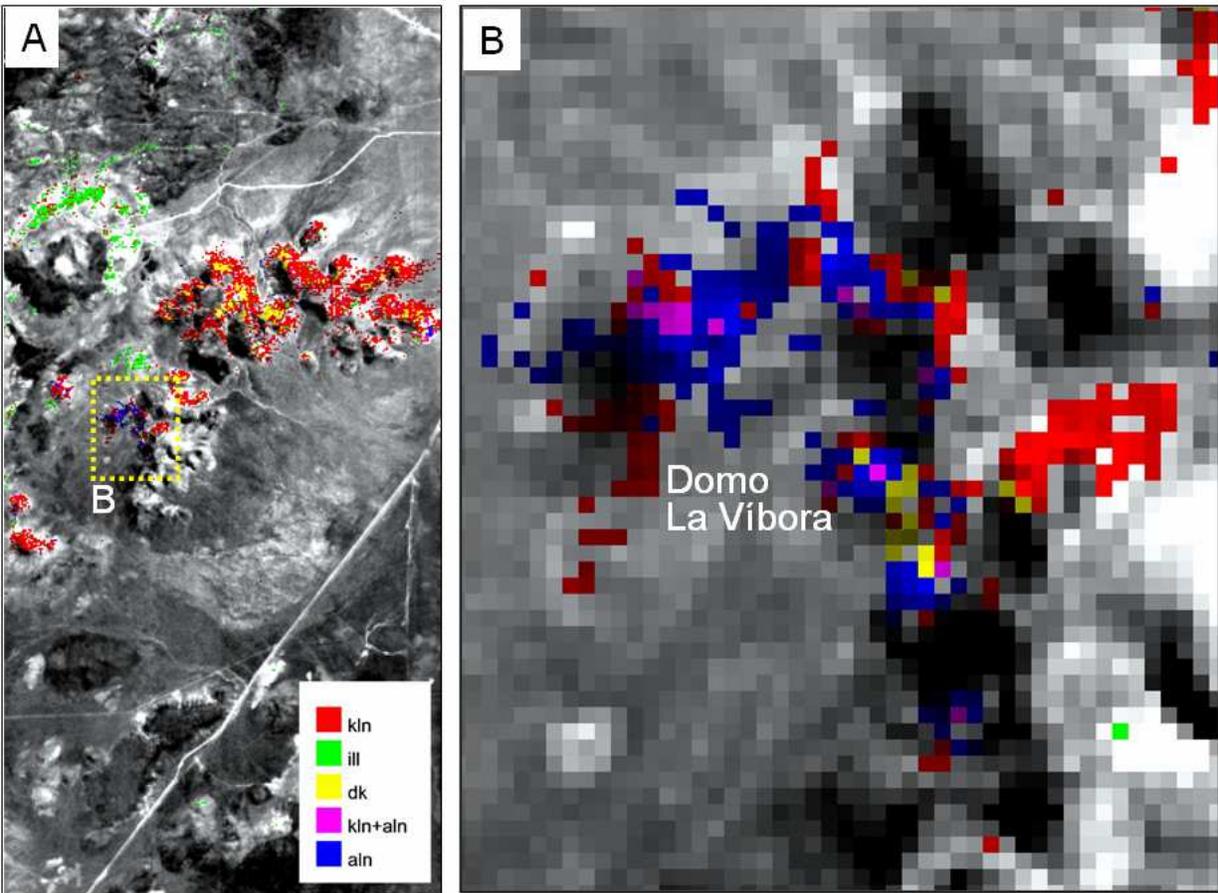


Figura 4.9: **A.** Resultado (em cores) do mapeamento mineral utilizando o método SAM nas bandas do SWIR da imagem Hyperion, no prospecto Cerro La Mina. Como fundo, colocou-se a banda 22 (640 nm). Estes resultados mostram uma excelente correlação com os dados de campo (comparar com [Fig. 3.3](#)). **B.** Ampliação da janela B da figura A, sobre a área de Domo La Víbora, mostrando em maior detalhe a identificação dos principais minerais de alteração hidrotermal da área.

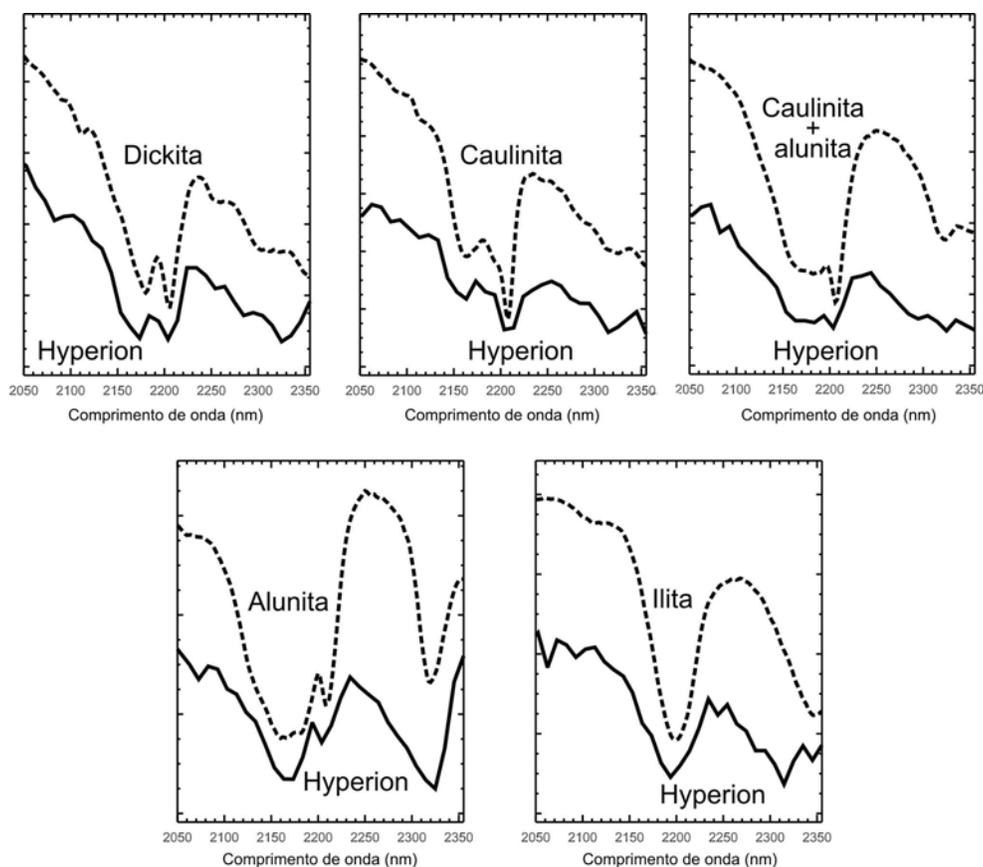


Figura 4.10: Espectros de reflectância derivados da imagem Hyperion processada pelo método SAM (curvas contínuas), comparados com espectros PIMA de campo dos mesmos minerais (curvas tracejadas). Os espectros de campo não foram reamostrados para a resolução espectral do Hyperion. Os espectros se encontram deslocados verticalmente para sua melhor comparação.

4.4. COMENTÁRIOS FINAIS

O ASTER é o primeiro e único sensor orbital capaz de proporcionar imageamento multiespectral termal. Essa novidade se reveste de importância na medida em que tais bandas propiciam a detecção de superfície ricas em determinados compostos com resposta diagnóstica na região termal, principalmente quartzo, carbonatos e vários outros silicatos. Os dados termal do sensor ASTER, convertidos adequadamente para emissividade nesse estudo, permitiram o mapeamento da distribuição espacial de *pixels* contendo quartzo em sua composição, os quais coincidem com as principais zonas de silicificação verificadas no prospecto Cerro La Mina, algumas das quais se associam a ocorrências de ouro. Considerando a resolução espacial de 90m e a resolução espectral baseada em somente 5 bandas espectrais, esse é um feito importante em sensoriamento remoto, em função de alguns aspectos. Primeiro, pois demonstra que a partir

desses dados orbitais é possível atingir resultados em mapeamento geológico até recentemente somente possíveis com sensores aeroportados e de acesso restrito, como o *Thermal Infrared Multispectral Scanner* (TIMS) da NASA (<http://www.nasa.gov/centers/dryden/research/AirSci/ER-2/tims.html>). Segundo, por que não é comum a identificação de minerais específicos com base em dados multiespectrais termais, como detectado nesse trabalho, mas sim variações na composição global de sílica em rochas ricas em minerais silicáticos (Rowan *et al.* 2005). Visto que o quartzo é um dos principais minerais associados a rochas mineralizadas em vários tipos de depósitos de ouro, inclusive os epitermais, a possibilidade de detectá-lo remotamente abre perspectivas promissoras para o uso de dados termais ASTER na exploração mineral, particularmente na Patagônia e em terrenos análogos.

O sensor Hyperion foi também o primeiro sensor genuinamente hiperespectral, com bandas entre o visível e o infravermelho de ondas curtas do espectro, lançado ao espaço e que entrou em operação de forma exitosa. Apesar dos problemas apresentados pelos dados na sua forma bruta, particularmente aqueles relacionados a ruídos coerentes e incoerentes, *striping*, entre outros, após o pré-processamento adequado as imagens Hyperion mostraram-se de grande valor para o mapeamento mineralógico de detalhe. As possibilidades proporcionadas para discriminação e, principalmente, identificação segura de minerais relevantes para exploração mineral (caolinita, dickita, alunita, ilita, entre outros) a partir desses dados, como ficou demonstrado nesse estudo, transcendem as alternativas para fins equivalentes com base em qualquer outro sensor ótico em operação a nível global.

ISÓTOPOS ESTÁVEIS

5.1. APRESENTAÇÃO

O estudo de isótopos estáveis em depósitos minerais é muito útil para obter informação sobre quatro aspectos importantes: (1) temperatura da deposição mineral, (2) fonte dos fluidos hidrotermais, (3) fonte do enxofre, e (4) interação rocha/fluido (Campbell & Larson 1998). Com o objetivo de obter informação sobre a origem da alteração dos eventos principais (eventos 2, 3 e 4) que afetam a área de estudo e que estão associadas às ocorrências de ouro, estudos de isótopos estáveis foram realizados como parte dessa pesquisa. Foram analisadas 11 amostras de sulfato (alunita) para isótopos de enxofre, oxigênio e hidrogênio, 12 amostras de argilo-minerais (caulinita e dickita) para isótopos de oxigênio e hidrogênio, 4 amostras de sulfeto (pirita) para isótopos de enxofre, e 2 amostras de tectossilicato (quartzo) para isótopos de oxigênio.

A primeira parte do procedimento de caracterização e preparação das amostras foi executada nos laboratórios do IG-UNICAMP. As análises preliminares por difratometria de raios-X foram realizadas na Universidade Federal do Pará. A finalização da caracterização e separação mineral e as medições isotópicas foram executadas pelo autor nos laboratórios do U.S. Geological Survey (USGS), em Denver (U.S.A.).

A preparação e a separação física e química das amostras foram realizadas com base nos procedimentos descritos por Wasserman *et al.* (1992) e Arribas *et al.* (1995a), além de outros propostos por George N. Breit (com. verbal). Uma descrição detalhada destes procedimentos é apresentada a seguir.

5.2. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

5.2.1. Procedimento aplicado a todas as amostras

5.2.1.1. Caracterização com espectroscopia de reflectância

O primeiro passo na preparação das amostras foi realizar sua caracterização mineralógica geral (fragmentos >4cm) por meio de espectroscopia de reflectância, utilizando o espectrorradiômetro FieldSpec FR. Empregando-se uma lente de 1 grau de abertura no detector do instrumento, uma análise detalhada foi conduzida na superfície de cada amostra,

selecionando-se as áreas onde a mesma apresentava o mineral alvo para separação.

5.2.1.2. Amostragem de detalhe

Uma amostragem de detalhe foi feita subseqüentemente para reduzir a quantidade de impurezas. No caso de algumas amostras, os argilo-minerais e sulfatos foram cuidadosamente separados com ferramentas odontológicas.

5.2.1.3. Fragmentação da amostra

No caso de amostras que não permitiram uma separação manual dos minerais alvo, foi utilizada uma prensa hidráulica para fragmentar a rocha até frações de tamanho <5-10 mm.

5.2.1.4. Cominuição da amostra

Aproximadamente 50g de cada amostra obtidas na fase anterior foram moídos ligeiramente (sem aplicar muita pressão) com almofariz e pilão de cerâmica ou ágata. O objetivo foi separar os minerais mais brandos, evitando-se porém a pulverização da amostra. O quartzo, por ser muito frágil, pode fragmentar-se até tamanhos de partículas muito pequenos, dificultando sua posterior separação física das argilas. Algumas miligramas de amostra foram separadas num tubo cônico de 1,5 ml para posterior análise por microscópio eletrônico de varredura (MEV) e difratometria de raios-X (DRX).

5.2.1.5. Primeira caracterização mineralógica por DRX

Os difratogramas foram obtidos com o emprego de um goniômetro vertical Philips, modelo PW 3020, sob as seguintes condições: radiação $\text{CuK}\alpha$, operando a 45kv e 40 mA, e varredura contínua desde 5° a $65^\circ 2\theta$. As amostras foram montadas numa placa de alumínio e não orientadas. Os difratogramas foram analisados com os programas Eva (Siemens DiffracPlus) e Pcpdwin. Os resultados das análises mineralógicas foram combinados com os obtidos pelos estudos no MEV e com espectroscopia de reflectância, e são apresentados nas [Tabelas 5.1](#), [5.2](#) e [5.3](#).

Tabela 5.1: Mineralogia das amostras com alunita como alvo de separação, a partir dos dados de espectroscopia de reflectância, DRX e MEV.

Amostra	Mineral alvo	Outros minerais									
	Alunita	qtz	kln	dk	ill	brt	dia	py	rt	ox-Fe	cp
LM165-1	xx	xxx	xx		x					x	x
LM165-2	xx	xxx	xx		x	x				x	
LM165-4	xx	xxx	xx		x						
LM165-5	xx	xxx	xx	x							
LM165-6	xx	xxx	x		x						
LM125	xx	xxx	x	xx			x		x	x	
LM125-2	xx	xxx	x				x			x	
CMDD03-143	xx	xxx	xx					x			
DLV-2	xx	xxx	xx		x						
DLV-3	xx	xxx	xx		x	x					
DLV-4	xx	xxx	xx		x	x					

brt = barita, cp = calcopirita, dia = diáspora, dk = dickita, ox-Fe = óxidos de ferro, ill = illita, kln = caulinita, py = pirita, qtz = quartzo, rt = rutilo. xxx = majoritário (>40 %), xx = minoritário (40 a 5 %), x = traço (<5 %).

Tabela 5.2: Mineralogia das amostras com dickita como alvo de separação, a partir dos dados de espectroscopia de reflectância, DRX e MEV.

Amostra	Mineral alvo	Outros minerais									
	Dickita	qtz	kln	aln	ill	brt	dia	py	rt	ox-Fe	cp
LM24	xx	xxx	x							x	
LM105b	xx	xxx	x	x		x				x	
LM106a	xx	xxx	x	x						x	
LM198	xxx	x	xx	x					x	x	
CMDD03-85	xx	xxx	x								
CMDD03-86	x	xxx				x		x		x	
CMDD03-189	xx	xxx	x	x	x	x					

aln = alunita, brt = barita, cp = calcopirita, dia = diáspora, ox-Fe = óxidos de ferro, ill = illita, kln = caulinita, py = pirita, qtz = quartzo, rt = rutilo. xxx = majoritário (>40 %), xx = minoritário (40 a 5 %), x = traço (<5 %).

Tabela 5.3: Mineralogia das amostras com caulinita como alvo de separação, a partir dos dados de espectroscopia de reflectância, DRX e MEV.

Amostra	Mineral alvo	Outros minerais									
	Caulinita	qtz	dk	aln	ill	brt	dia	py	rt	ox-Fe	cp
LM99	xxx	x		x							
LM103	xx	xxx		x						x	
LM105c	xx	xxx				x					
LM108	xx	xxx								x	
LM119b	xx	xxx		x						x	
LM123c	xx	xxx								x	
LM148	xx	xxx	x			x					
LM198a	xx	xxx									
CMDD03-73	xx	xxx						x		x	

aln = alunita, brt = barita, cp = calcopirita, dia = diáspora, dk = dickita, ox-Fe = óxidos de ferro, ill = illita, py = pirita, qtz = quartzo, rt = rutilo. xxx = majoritário (>40 %), xx = minoritário (40 a 5 %), x = traço (<5 %).

5.2.1.6. Caracterização mineralógica com MEV

Os estudos com o MEV foram realizados em material moído e recoberto por filme de carbono ou ouro. O microscópio eletrônico utilizado foi o LEO modelo 430I, com auxílio de um espectrômetro OXFORD *Energy-Disperse*, sob as seguintes condições analíticas: resolução de 109 eV, janela UTW, voltagem acelerado de 20 kV, e calibração usando padrões naturais e sintéticos. Por meio deste método foram analisados a mineralogia e o tamanho das partículas (e.g., Fig. 5.1A, B, C, D).

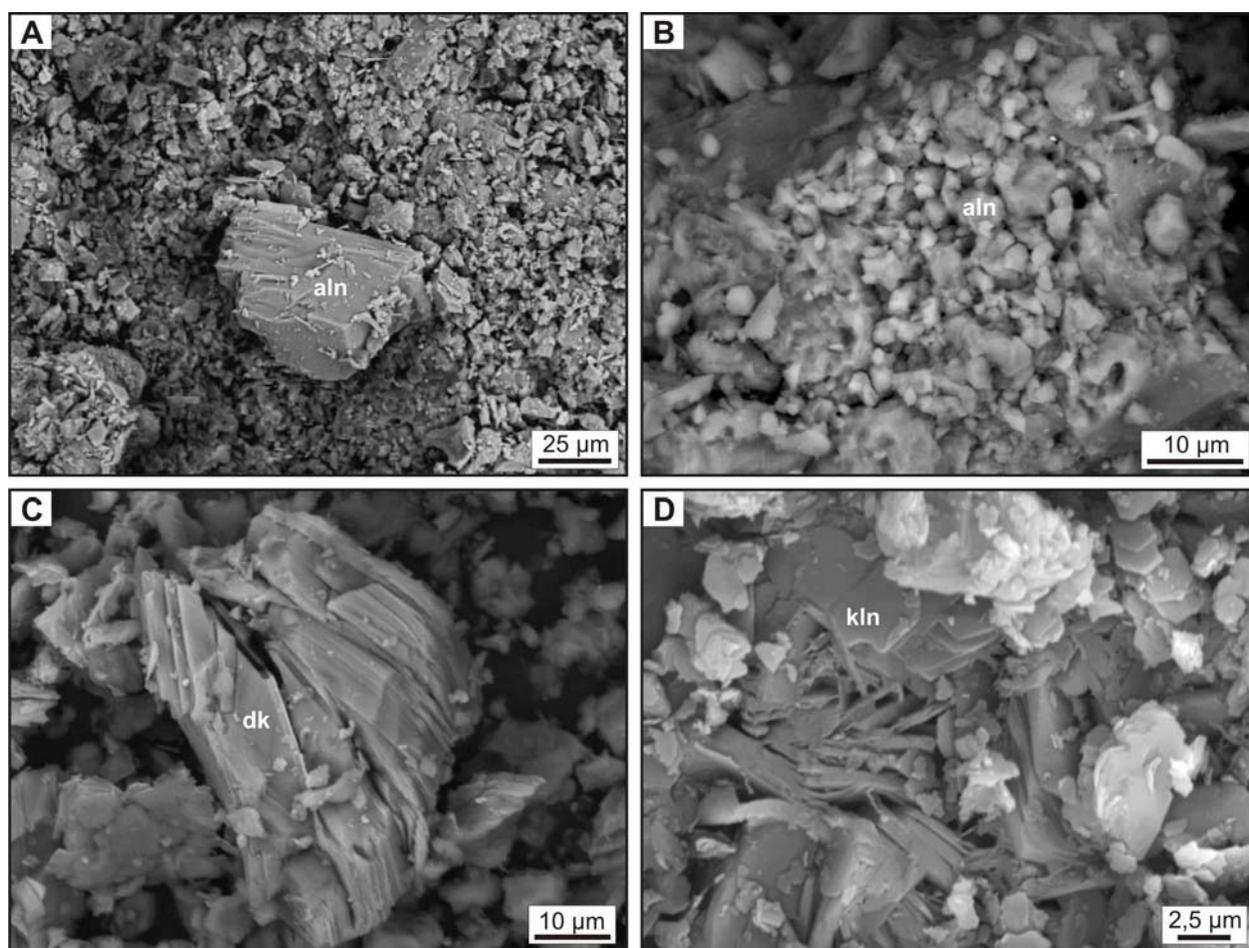


Figura 5.1: A. Imagem MEV de cristais de alunita <75μm da amostra LM165-5. B. Imagem MEV de cristais de alunita <5μm da amostra LM165-1. C. Imagem MEV de empilhamento de dickita <40μm da amostra LM24. D. Imagem MEV de empilhamento de caulinita <10μm junto a óxidos de ferro (amostra CMDD03-73).

5.2.1.7. Separação da fração <0,6 mm

As amostras foram peneiradas por via seca para separar a fração <0,6 mm. Foi utilizada neste caso uma peneira de náilon descartável para evitar contaminação, com abertura de 0,6 mm (30 mesh). O tecido para peneira foi cortado em quadrados de 11 x 11 cm e montado em um frasco de plástico de 500 ml utilizando fita crepe, como mostrado nas Figuras 5.2A e B. As várias amostras foram peneiradas simultaneamente num vibrador mecânico marca Produtest (Fig. 5.2C), na graduação nº 8 do aparelho e por aproximadamente duas horas.

5.2.2. Separação de caulinita e dickita

5.2.2.1. Separação da fração <45 µm

Aproximadamente 25 a 30 g de cada amostra foram colocadas em frascos de 250 ml com água destilada até 7 cm de profundidade. O pH medido em cada frasco foi de aproximadamente 5, no qual as argilas podem apresentar íons que favorecem a floculação. Para evitar a floculação, foram colocadas 2 gotas de hidróxido de amônio em cada frasco, elevando o pH a 7-8. Em seguida foi aplicado um banho ultra-sônico por 5 minutos e finalmente agitado por uma hora em um agitador mecânico (Fig. 5.3A). Deixou-se repousar as amostras por uma noite. Em seguida, foi aplicado novamente banho ultra-sônico e agitado. Imediatamente em seguida foi realizado um peneiramento úmido com peneira metálica de 45 µm (Fig. 5.3B). A suspensão passante (<45 µm) foi secada por meio de filtração a vácuo (Fig. 5.3C). Para isso foi utilizada uma bomba de vácuo Cole-Parmer modelo 7049-00 e filtro de papel com abertura de 0,45 µm. O filtro com o sólido foi submetido à secagem em forno na temperatura de 50 °C. O material sólido foi retirado cuidadosamente do filtro, utilizando-se uma pequena espátula, colocado em papel de pesagem ou do tipo “manteiga” (*weighing paper*), e prontamente guardado em tubo de vidro com tampa.

A fração >45µm e <0.6mm que ficou na peneira foi colocada num béquer de teflon deixando-se repousar por vários minutos até a sedimentação do material, removendo-se a seguir a fase líquida sobrenadante. O béquer com o material sólido foi colocado no forno para secagem e guardado.

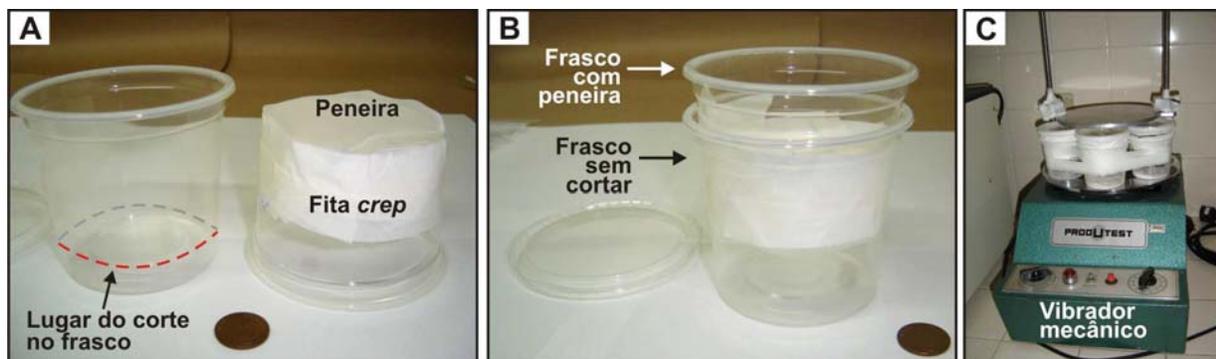


Figura 5.2: A. Montagem da peneira de náilon com abertura de 0,6 mm (mesh 30) num frasco de plástico. Para tanto, a base do frasco foi cortada e a peneira foi colada com fita crepe à base. B. O frasco com a peneira foi colocado dentro de outro frasco, não cortado. C. Peneiramento simultâneo de várias amostras num vibrador mecânico.

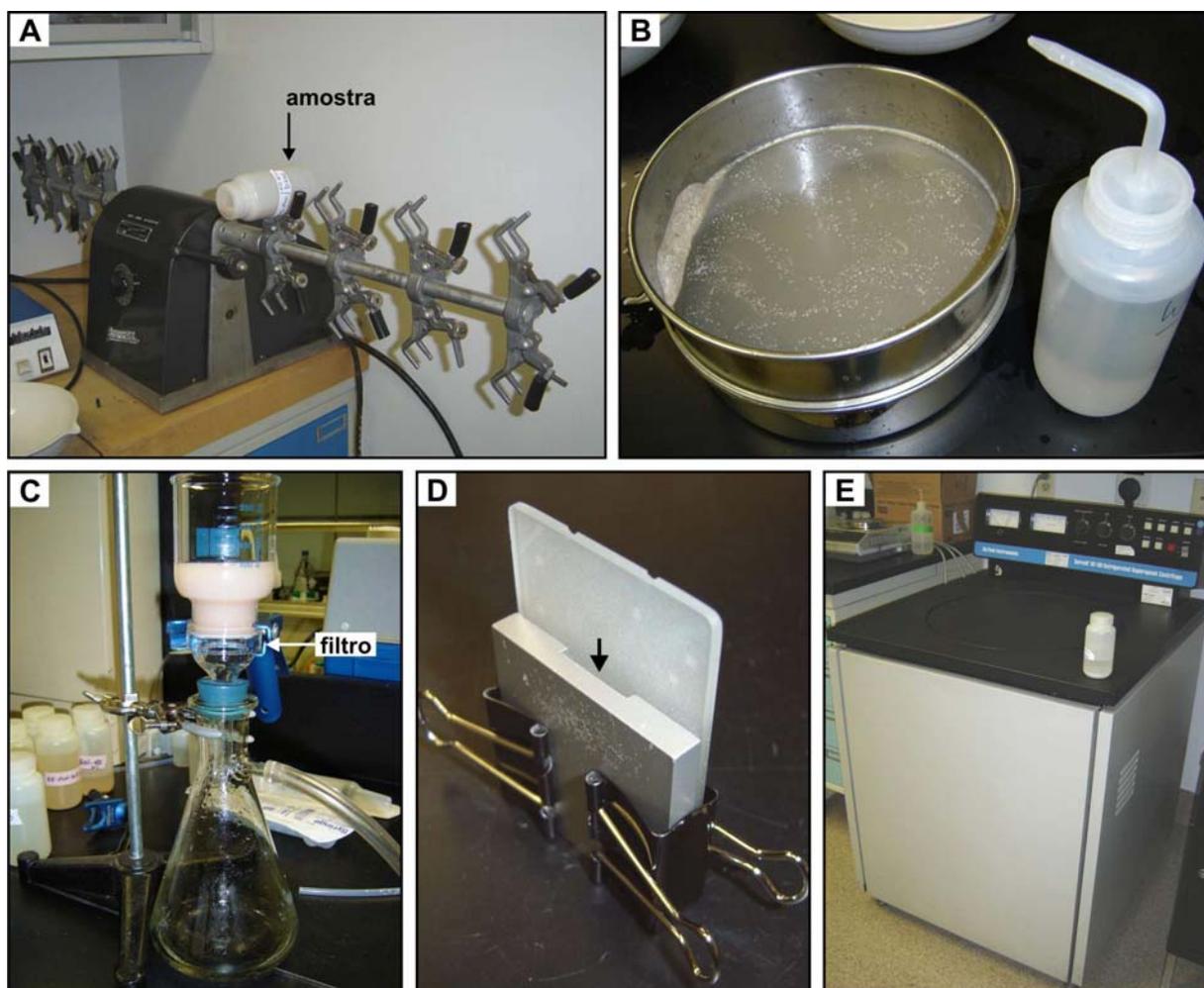


Figura 5.3: A. Agitador mecânico Burrell, modelo *Wrist-action* (USGS). B. Peneiramento úmido em peneira metálica de 45 μm . C. Secagem de suspensões utilizando uma bomba de vácuo. No bôquer superior é colocada a suspensão. Por debaixo do bôquer é colocado o filtro com abertura de 0,45 μm (*Cellulose Nitrate Membrane Filter*) onde fica depositado o sólido. O bôquer inferior coleta o líquido passante. D. Placa de alumínio utilizada para montar as amostras não orientadas para análises de DRX. A amostra é colocada no orifício entre a placa e o vidro opaco (indicado pela seta). E. Centrífuga refrigerada Sorvall Du Pont, modelo RC-5B Superspeed, com cabeçal No. 1500 SLA (USGS).

5.2.2.2. *Análise de DRX na fração <45 µm separada*

Aproximadamente 2 g de amostra foram montadas numa placa de alumínio (Fig. 5.3D) e não orientadas. Os difratogramas foram obtidos em goniômetro vertical Siemens (USGS, Denver), modelo T500, sob as seguintes condições: radiação CuK α operando a 40kv e 30 mA e varredura contínua desde 10° a 60° 2 θ . Os difratogramas foram analisados com o programa Jade 7. O resultado das análises mostrou que as amostras ainda continham muito quartzo, fazendo-se necessária a aplicação de outro procedimento para separação da fração <10 µm.

5.2.2.3. *Separação da fração <10 µm*

O método utilizado para a separação da fração granulométrica <10 µm foi o da pipeta. O material <45 µm foi colocado em frascos de 250 ml em suspensão com água destilada e 2 gotas de hidróxido de amônio. Em seguida foi colocado em banho de ultra-som por 5 minutos, agitado em agitador mecânico por 1 hora e deixado em repouso por uma noite. Após esse período, recebeu novo banho ultra-sônico e foi agitado. Posteriormente a solução foi transferida para um béquer de 250 ml com água destilada até a profundidade de 7 cm.

O tempo de sedimentação da fração <10 µm foi estimado de acordo com a temperatura da solução, segundo a Lei de Stokes (ver nomograma da Fig. 5.4). Neste caso, foram calculados 12 minutos para sedimentar a fração >10 µm e <45 µm. A suspensão foi manualmente agitada durante um minuto. Terminada a agitação, foi iniciada a contagem do tempo de sedimentação. Decorrido este tempo, foi pipetada a suspensão sobrenadante, colocando-se a pipeta no centro do béquer a 5 mm de profundidade e pipetando-se até que o material em suspensão ficasse próximo a 1-2 cm em relação ao material sedimentado na base do béquer. A suspensão pipetada foi submetida à secagem por meio de filtração a vácuo. O filtro com o sólido foi seco no forno a 50 °C.

5.2.2.4. *Análise por DRX na fração <10 µm separada*

Alguns miligramas de amostra foram colocados em suspensão com água destilada e montados em lâmina de vidro para análise por DRX. Os resultados mostraram que as amostras ainda continham muito quartzo, sendo necessário aplicar procedimento complementar para separar a fração <2 µm.

5.2.2.5. Separação da fração <2 µm

Cada amostra foi colocada em dois frascos de 250 ml (com tampa) em suspensão com água destilada até preencher 2/3 do frasco, acrescentando-se 2 gotas de hidróxido de amônio. A seguir receberam um banho de ultra-som e foram agitadas por 1 hora. Aplicou-se uma centrifugação para acelerar a sedimentação da fração >2 µm. Neste caso, foi utilizada uma centrífuga refrigerada Sorvall Du Pont, modelo RC-5B Superspeed, com cabeçal No. 1500 SLA, com indicador de velocidade e porta-tubo para 6 frascos de 250 ml (Fig. 5.3E). Foi preciso igualar o peso de todos os frascos antes da centrifugação visando nivelar o centrifugado. O tempo de centrifugação para sedimentar a fração >2 µm a 1000 RPM e 20°C foi calculado em 4 minutos (Tabela 5.4).

Tabela 5.4: Tempo de sedimentação de partículas (em minutos) utilizando-se a centrífuga refrigerada Sorvall Du Pont, modelo RC-5B Superspeed, com cabeçal No. 1500, para cada 10 cm de profundidade e a 20 °C.

Tamanho partícula	1000 RPM	2000 RPM	5000 RPM	7000 RPM
2 µm	3,15			
1 µm	12,61			
0,5 µm	50,45	12,63		
0,2 µm		78,96	12,63	
0,1 µm		315,83	50,52	25,77

Após a centrifugação, o sedimento na base de cada frasco foi re-suspenso com água destilada até o preenchimento de 2/3 do frasco e centrifugado novamente por 4 minutos a 1000 RPM e 20°C, repetindo-se o procedimento até que a suspensão sobrenadante tornasse-se bastante clara. Após o término da centrifugação, a suspensão sobrenadante (<2 µm) foi colocada cuidadosamente, sem agitação, em um novo frasco, mantendo-se aproximadamente 2 cm da suspensão em relação ao material sedimentado na base. Tanto a suspensão sobrenadante como a o material da base do frasco foram secadas utilizando-se filtração a vácuo e forno a 50°C.

5.2.2.6. Análise de DRX na fração <2 µm separada

Os difratogramas mostraram que as amostras com dickita na fração < 2µm separada apresentaram impurezas de quartzo <1-5 %, estando adequadas para as análises isotópicas. Já no caso das amostras de caulinita, o quartzo apareceu em quantidades de 10-15 %, sendo necessária a aplicação de método complementar de separação.

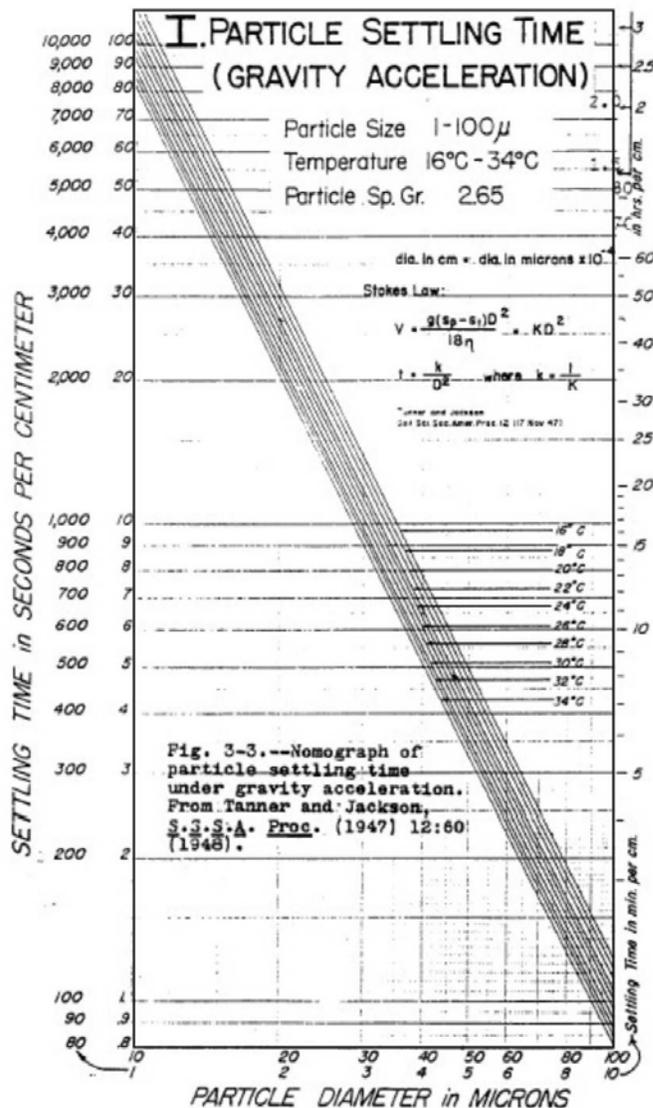


Figura 5.4: Nomograma do tempo de sedimentação de partículas sob o efeito de aceleração gravimétrica (extraído de Wasserman *et al.* 1992). No caso de uma temperatura de 20 °C, é preciso aproximadamente 100 segundos por centímetro de profundidade para sedimentar a fração <10 µm. Portanto, para uma profundidade de 7 cm de suspensão, foram precisos aproximadamente 12 minutos.

5.2.2.7. Separação da fração <1 µm em amostras com caulinita

Visando à separação da fração <1 µm, todo o procedimento descrito no item 5.2.2.5 foi repetido nessa fase, mas o tempo de centrifugação foi ampliado para 14 minutos a 1000 RPM.

5.2.2.8. Amostras para análises isotópicas

Das oito amostras originais, foi possível separar seis amostras de caulinita com a pureza requerida para análises isotópicas de oxigênio e hidrogênio (Tabela 5.5). Na Figura 5.5 são apresentados dois difratogramas da mesma amostra (CMDD03-73), observando-se a pureza conseguida na separação da caulinita utilizando a fração <1 µm. Já para a dickita foram separadas seis amostras das sete originais (Tabela 5.6).

5.2.3. Separação da alunita

5.2.3.1. Separação da fração <75 μm

Em todas as amostras com alunita foi separada a fração <75 μm por meio de peneiramento seco utilizando-se peneira metálica.

5.2.3.2. Análise de DRX na fração <75 μm

Alguns miligramas de cada amostra foram montadas em placa de vidro e analisadas com o goniômetro vertical Siemens modelo T500 (USGS), sob as seguintes condições: radiação $\text{CuK}\alpha$, operando a 40kv e 30 mA, e varredura contínua desde 10° a $60^\circ 2\theta$; em casos de presença previamente determinada de ilita/muscovita utilizou-se uma varredura de 5° a $60^\circ 2\theta$. A proporção de quartzo e de argilas identificada em cada amostra foi muito grande, tendo requerido a realização de testes complementares para tentar eliminar a maior parte destes minerais.

5.2.3.3. Separação da fração >5 μm e <20 μm

Para tentar eliminar as argilas das amostras, foi separada a fração >5 μm pelo método da pipeta. Também por este método foi separada a fração >20 μm , buscando eliminar o quartzo. O resultado da separação foi analisado por DRX, o qual mostrou que ainda assim as amostras continham muito quartzo e argilas, não estando em condições adequadas para análises isotópicas.

5.2.3.4. Amostras para análises isotópicas

Nenhuma amostra separada mostrou uma pureza de alunita >95%, ou pelo menos uma pureza \sim >70 %, adequada para uma separação química com ácido fluorídrico e com a qual todo o quartzo e as argilas poderiam ser removidos (Wasserman *et al.* 1992). Esta dificuldade na separação deve-se ao fechado intercrescimento entre os cristais extremamente pequenos de quartzo, alunita, caulinita/dickita e ilita nas amostras analisadas. No entanto, conseguiu-se separar duas amostras de alunita com pureza \sim 30 %, tendo quartzo como única impureza (Tabela 5.7). Pelo fato do quartzo não conter hidrogênio, os resultados das análises isotópicas de hidrogênio na alunita não foram prejudicados.

Tabela 5.5: Proporções aproximadas de cada mineral calculadas para cada difratograma de amostras contendo caulinita, correspondentes à fração <1 µm. Em cinza são marcadas as amostras mais puras selecionadas para análises isotópicas de oxigênio e hidrogênio.

Amostra	Caulinita	Quartzo	Alunita	Muscovita
LM103	70 %	30 %	---	---
LM148	75 %	25 %	---	---
LM99	>99 %	---	---	---
LM108	>99 %	---	---	---
LM119b	>97 %	---	---	---
LM123	>95 %	---	---	---
LM198a	>97 %	---	<3 %	---
CMDD03-73-K	>96 %	<4 %	---	---

Tabela 5.6: Proporções aproximadas de cada mineral calculadas para cada difratograma de amostras contendo dickita, correspondentes as frações <2 µm. Em cinza são marcadas as amostras mais puras selecionadas para análises isotópicas de oxigênio e hidrogênio.

Amostra	Dickita	Quartzo	Alunita	Muscovita
LM24	70 %	30 %	---	---
LM105	>95 %	<5 %	---	---
LM105b	>99 %	---	---	---
LM198	>99 %	---	---	---
CMDD03-85-D	>97 %	---	---	---
CMDD03-86	>99 %	---	---	---
CMDD03-189	>99 %	---	---	---

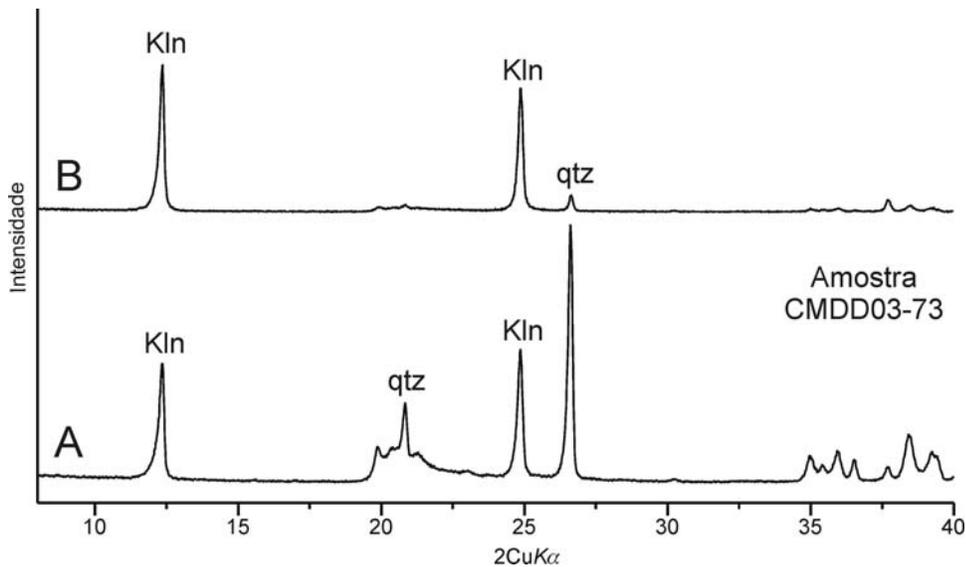


Figura 5.5: Difratogramas ilustrando a pureza relativa de uma amostra de caulinita separada (CMDD03-73). **A)** Fração <45 µm, indicando que o quartzo ainda é abundante na amostra. **B)** Fração <2 µm, apontando a caulinita com pureza adequada para as análises isotópicas. Neste caso, o quartzo é <4%. Os difratogramas A e B estão separados para melhor visualização, mas possuem a mesma escala de intensidade.

5.2.4. Extração química do sulfato da alunita

Para obter as composições isotópicas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ e $\delta^{34}\text{S}$ da alunita, foi preciso separar quimicamente o sulfato. Para isso, foi aplicado um método desenvolvido pelo grupo de geoquímica do USGS em Denver, o qual consiste basicamente na dissolução da alunita em carbonato de sódio e precipitação do sulfato como BaSO_4 . Foi utilizado aproximadamente 1g de cada uma das 11 amostras com alunita da Tabela 5.7. As amostras foram colocadas em béquer com 100 ml de água destilada e com 5 g de NaCO_4 , e aquecidas por várias horas. Depois da dissolução quase completa da alunita, a solução foi filtrada a vácuo para remover os minerais insolúveis. A solução filtrada foi acidificada com 5 ml de HCl e aquecida por uma hora. Esta acidificação é um passo crítico no procedimento de dissolução da alunita devido à insolubilidade relativa do Al^{3+} sob condições de pH intermediárias e tem sido usada para prevenir a co-precipitação de $\text{Al}(\text{OH})_3$ ou alunita com o BaSO_4 . O pH da solução foi mantido entre 3 e 4 ao longo de várias horas. Em seguida 15 ml de BaCl_2 foram adicionados a solução, levando a precipitação gradual do BaSO_4 . O precipitado foi filtrado e pesado para posterior análise isotópica.

Tabela 5.7: Proporções aproximadas de cada mineral calculadas a partir dos difratogramas de amostras contendo alunita e correspondentes a fração < 75 μm . Em cinza são marcadas as duas amostras com alunita selecionadas para análises isotópicas de hidrogênio.

Amostra	Alunita	Quartzo	Caulinita e/ou Dickita	Muscovita
LM165-1	17 %	56 %	27 %	---
LM165-2	18 %	64 %	< 5 %	> 13 %
LM165-4	30 %	62 %	< 3 %	< 5%
LM165-5	22 %	58 %	20 %	---
LM165-6	24 %	71 %	---	< 5 %
LM125	6 %	50 %	44 %	---
DLV-3	16 %	59 %	---	25 %
DLV-4	11 %	79 %	< 5 %	< 5 %
CMDD03-143*	41 %	2 %	56 %	---
LM125-2 (alunita-1)	36 %	64 %	---	---
DLV-2 (alunita-2)	28 %	72 %	---	---

* O material analisado foi retirado manualmente das amostras originais utilizando ferramentas odontológicas e lupa.

5.2.5. Separação do quartzo

A separação do quartzo para análises isotópicas de oxigênio foi realizada de forma manual utilizando-se pequenas espátulas e lupa. Foram separadas duas amostras com quartzo, verificadas por DRX (amostras CMDD03-85 e CMDD03-73).

5.2.6. Extração química do sulfeto da pirita

Para extração do enxofre da pirita foi aplicado um método desenvolvido por Tuttle *et al.* (1986). Para tanto foram utilizadas 3 g de cada amostra com pirita (CMDD03-85-P, CMDD03-85-Pa, CMDD03-143-P, e CMDD03-189). O procedimento utiliza Cr^{+2} para reduzir di-sulfetos (pirita) a H_2S , o qual passa através de uma solução aquosa em condições de tampão (*buffer*) a pH 4, sendo coletado como sulfeto de prata pela passagem através de uma solução aquosa de nitrato de prata 0,1 M. O precipitado foi filtrado e pesado para posterior análise isotópica.

5.3. MEDIÇÕES ISOTÓPICAS

Os resultados das composições isotópicas são expressos em valores delta (δ), sendo que:

$$\delta(\%, \text{ ou por mil}) = \left[\frac{R_{\text{amostra}}}{R_{\text{padrão}}} - 1 \right] \times 10^3,$$

onde R se refere à razão $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, ou $^2\text{H}(\text{ou D})/^1\text{H}$, e relativos aos padrões *Cañon diablo Troilite* (CDT) para enxofre, e *Vienna Standard Mean Ocean Water* (VSMOW) para oxigênio e hidrogênio.

As medições de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ em alunita foram efetuadas por pirólise da amostra a um gás de monóxido de carbono, utilizando-se métodos modificados de Farquhar *et al.* (1997) e por meio do aparelho Finnigan TC/EA acoplado ao espectrômetro de massa Finnigan Delta Plus XL. As análises de $\delta^{34}\text{S}$ em alunita e pirita foram realizadas a partir de um analisador elementar acoplado a um espectrômetro de massa Micromass Optima, seguindo o método de Giesemann *et al.* (1994). As medições de $\delta^{18}\text{O}$ e δD em argilo-minerais e sulfatos foram realizadas por meio de pirólise com o aparelho Thermo Finnigan TC/EA acoplado ao espectrômetro de massa Thermo Finnigan Delta Plus XL, segundo o método de Sharps *et al.* (2001). O erro analítico (1σ) na determinação de δD , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ e $\delta^{34}\text{S}$ foi de $\pm 4,0 \%$, $\pm 0,4 \%$, $\pm 0,4 \%$ e $\pm 0,2 \%$, respectivamente.

5.3.1. Amostras analisadas

Os estudos isotópicos foram realizados em 11 amostras separadas de alunita, 6 amostras de dickita, 6 amostras de caulinita, 4 amostras de pirita e 2 amostras de quartzo. A localização dessas amostras é apresentada na Figura 5.6. Uma breve descrição de cada amostra e a sua paragenese são apresentadas na Tabela 5.8.

A maioria das amostras de alunita analisadas por isótopos de δD , $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ e $\delta^{34}\text{S}$ foi obtida

na área do Domo La Víbora (Fig. 5.6). Uma outra amostra foi obtida do testemunho de sondagem CMDD03 a 143 m de profundidade. Baseado no hábito, tamanho dos cristais, textura e paragênese mineral, 4 das 11 amostras de alunita analisadas correspondem a alunita-1 (evento 3), e as 7 restantes a alunita-2 (evento 4, Tabela 5.8). A alunita-1 ocorre associada a quartzo, dickita, diáspora e pirita. Já a alunita-2 está associada a opala ou calcedônia e caulinita.

Das amostras de caulinita separadas, duas foram obtidas do setor nordeste e norte do prospecto, duas do setor Catrin, uma de um setor ao norte de Domo Sur e uma do testemunho de sondagem CMDD03 a 73 m de profundidade. A amostra LM099 corresponde a um tipo de caulinita comumente encontrada como preenchimento de fraturas (cf. Figura 3.12D). As amostras de dickita, correspondentes principalmente a cimento de brechas hidrotermais e a preenchimento de cavidades, foram obtidas do setor de Catrin (2 amostras), do testemunho de sondagem CMDD03 a 85, 86 e 189 m de profundidade (3 amostras) e do setor norte de Domo Sur (1 amostra).

As amostras de quartzo analisadas estão associadas à silicificação do evento 2 e foram coletadas no testemunho de sondagem CMDD03, a 73 e 85 m de profundidade.

As amostras de pirita foram obtidas do testemunho de sondagem CMDD03, a profundidades de 85, 143 e 189 m. Nas quatro amostras separadas para análises de ^{34}S , a pirita aparece em paragênese formada por dickita + quartzo + alunita. No entanto, somente numa destas amostras (CMDD03-143) com alunita e pirita, com notáveis evidências de contemporaneidade (texturas de intercrescimento), foi possível medir as composições de $\delta^{34}\text{S}$ de ambos minerais para o cálculo do fracionamento isotópico do enxofre, e desta forma utilizá-la como geotermômetro geológico.

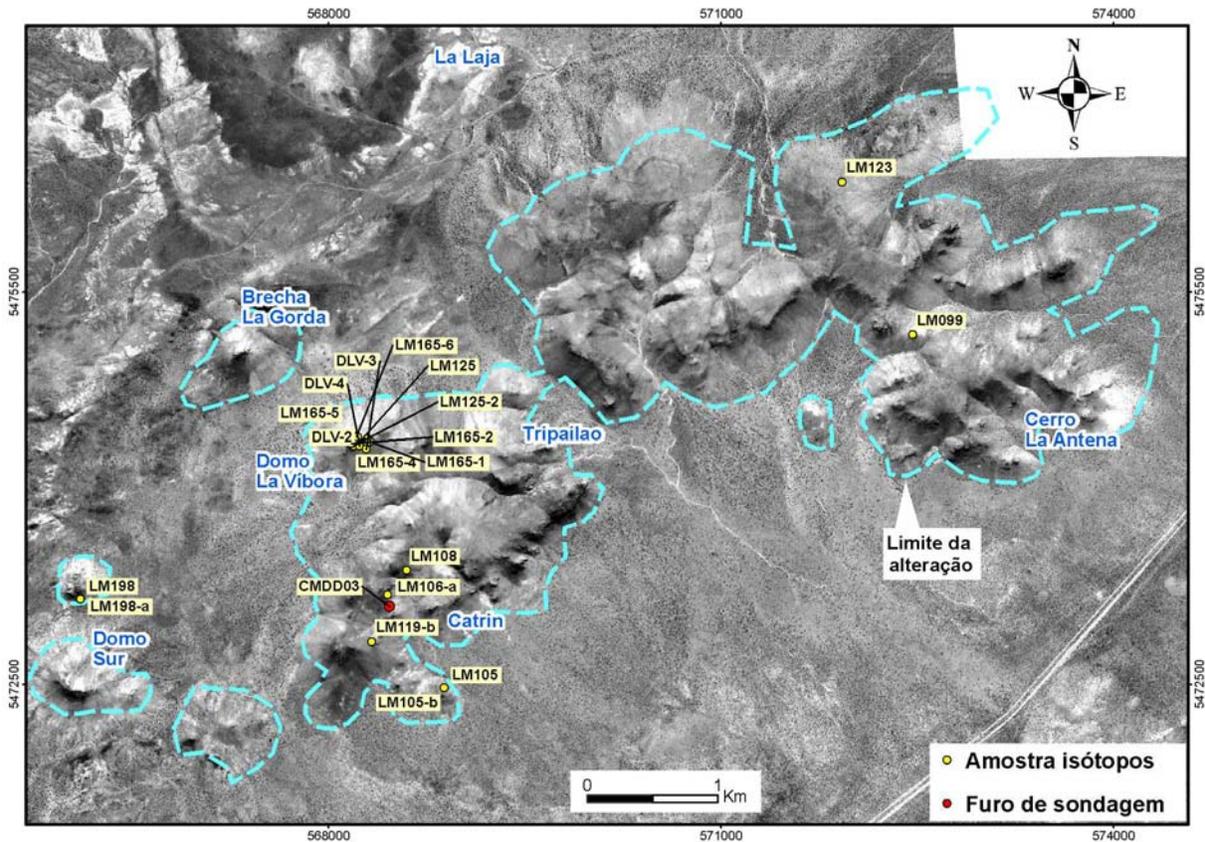


Figura 5.6: Localização das amostras utilizadas para estudos isotópicos no prospecto Cerro La Mina. Para melhor toponímia, as amostras foram plotadas num fotomosaico orto-retificado e georeferenciado da área. A partir da Tabela 5.8 é possível relacionar o nome da amostra ao mineral analisado. A linha azul tracejada corresponde ao limite da alteração aflorante dos eventos 2, 3 e 4.

5.4. RESULTADOS DOS ESTUDOS ISOTÓPICOS

Os resultados dos isótopos estáveis são apresentados na Tabela 5.8. A discussão e interpretação desses resultados serão apresentados no próximo Capítulo 6.

5.4.1. Alunita

A Figura 5.7 mostra os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ vs. $\delta^{34}\text{S}$ da alunita-1 e 2 ($n = 11$) e o intervalo de valores de $\delta^{34}\text{S}$ para pirita associada ($n = 4$). A alunita-1 tem um intervalo de valores entre 0,2 e 4,5 ‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ e entre 4,4 e 10,3 ‰ para $\delta^{34}\text{S}$. A alunita-2 tem um intervalo de valores entre 4,1 e 8,3 ‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ e entre -6,3 e 0,4 ‰ para $\delta^{34}\text{S}$.

Na [Figura 5.7](#) também são apresentados comparativamente valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ vs. $\delta^{34}\text{S}$ ($n = 2$), tomados de [Maiza et al. \(2006\)](#), de alunita e natroalunita do depósito de caulinita Mina Equivocada de idade Triássica-Jurássica, localizado a 30 km ao leste da área de estudo e com características geológicas e mineralógicas de alteração semelhantes.

Valores de δD de alunita-1 e alunita-2 são -88 e -82 ‰, respectivamente, e são apresentados na [Figura 5.8](#). Os campos ilustrados nesta figura para a água magmática félsica (FMW, [Taylor 1992](#)), linha da água meteórica (MWL, [Craig 1961](#)), linha da caulinita ([Savin & Epstein 1970](#)), zona da alunita-OH supergênica em equilíbrio com água meteórica entre 20 e 80°C (SAOZ, [Rye et al. 1992](#)) e o campo da alunita-SO₄ supergênica (SASF, [Rye et al. 1992](#)) são referências convencionais.

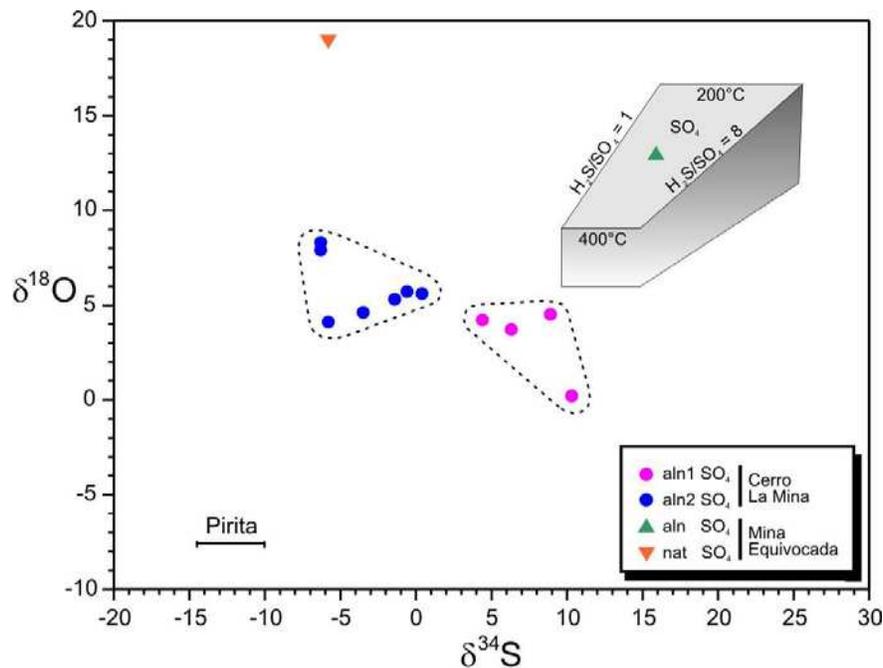


Figura 5.7: Valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ e $\delta^{34}\text{S}$ da alunita do prospecto Cerro La Mina e intervalo de valores de $\delta^{34}\text{S}$ de pirita da alteração argílica avançada. Para comparação são apresentados também valores relacionados à alunita e natroalunita da Mina Equivocada, localizada à leste de Cerro La Mina (dados de [Maiza et al. 2006](#)). O polígono em cinza uniforme corresponde ao campo da alunita hidrotermal-magmática formada por um fluido parental com as seguintes condições: temperatura entre 200 e 400°C, $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}} = 0$, $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4$ entre 1 e 8, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ do fluido magmático = -60 ‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ do fluido magmático = 6 ‰, e $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ do fluido meteórico = -110, e $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ do fluido meteórico = -5 ‰ ([Rye et al. 1992](#)). O campo abaixo deste polígono (com sombreado gradual) reflete menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ que resultam da condensação de vapor magmático em água meteórica. Abreviações: aln1 = alunita-2 (evento 3), aln2 = alunita-2 (evento 4), nat = natroalunita.

Tabela 5.8: Valores isotópicos (em ‰) de oxigênio, hidrogênio e enxofre das amostras do prospecto Cerro La Mina, junto com uma breve descrição.

Amostra	Mineral	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	T(°C) Estimada ¹	T(°C) Par mineral	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)	Paragênese e descrição mineral
LM165-2	alunita-1			3,7	6,3					qtz + aln ± dia ± py. Cristais de alunita em lâminas disseminadas e preenchendo cavidades <130 µm
LM125	alunita-1			4,2	4,4					qtz + aln + dk ± dia ± py. Cristais de alunita (com Na) romboedrais e em lâminas <80 µm
LM125-2	alunita-1		-88	4,5	8,9	267		-3,2	-81,6	qtz + aln ± dia ± py. Cristais de alunita (com Na) em lâminas disseminada <90 µm
CMDD03-143	alunita-1			0,2	10,3		267			qtz + aln + dk ± kln ± dia ± py. Cristais de alunita (com Na) em lâminas <100 µm
LM165-1	alunita-2			7,9	-6,3					qtz (op) + aln + kln. Cristais de alunita pseudo-cúbica disseminada <50 µm
LM165-4	alunita-2			4,1	-5,8					qtz (op) + aln + kln. Alunita em lâminas disseminadas <50 µm
LM165-5	alunita-2			8,3	-6,3					qtz (op)+ aln + kln. Alunita em lâminas disseminada <30 µm
LM165-6	alunita-2			4,6	-3,5					qtz (op) + aln ± kln. Cristais de alunita em lâminas disseminada <50 µm
DLV-2	alunita-2		-82	5,3	-1,4	150		-9,1	-76,3	qtz (op) + aln + kln. Cristais de alunita em lâminas disseminada <50 µm
DLV-3	alunita-2			5,6	0,4					qtz (op) + aln + kln ± brt. Cristais de alunita em lâminas <40 µm
DLV-4	alunita-2			5,7	-0,6					qtz (op) + aln + kln ± brt. Cristais de alunita romboedrais e em lâminas disseminadas <30 µm
CMDD03-85-Q	quartzo	4,9				260		-3,6		qtz + dk ± py ± aln. Quartzo do evento 2 em cimento de brecha hidrotermal
CMDD03-73-Q	quartzo	7,9				260		-0,6		qtz + kln ± dk ± py ± pyr. Quartzo do evento 2 em cimento de brecha hidrotermal
CMDD03-85-P	pirita				-14,8					qtz + dk ± py ± aln. Pirita em vênulas em brecha hidrotermal
CMDD03-85-Pa	pirita				-11,0					qtz + dk ± py ± aln. Pirita disseminada e em vênulas
CMDD03-143	pirita				-12,3		267			qtz + aln ± dk ± py. Pirita disseminada
CMDD03-189	pirita				-10,8					qtz + dk ± aln ± py. Pirita disseminada em andesito
LM099	caulinita	10,9	-78			150		2,1	-58,2	kln ± qtz ± dia. Caulinita altamente cristalina preenchendo fratura
LM108	caulinita	11,5	-89			150		2,8	-68,8	qtz + kln ± dia. Caulinita moderadamente cristalina substituindo fenocristais
LM119-b	caulinita	10,5	-80			150		1,8	-60,7	qtz + kln ± aln. Caulinita moderadamente cristalina substituindo fenocristais
LM123	caulinita	3,5	-99			150		-5,2	-78,9	qtz + kln. Caulinita altamente cristalina
LM198-a	caulinita	11,9	-84			150		3,2	-64,0	qtz + kln ± dk ± aln. Caulinita altamente cristalina preenchendo fratura
CMDD03-73-K	caulinita	12,7	-83			150		4,0	-63,7	qtz + kln ± dk ± py ± pyr. Caulinita moderadamente cristalina como cimento de brecha hidrotermal
LM105	dickita	2,6	-93			200		-3,0	-75,7	qtz + dk ± APS ± brt. Dickita altamente cristalina como cimento de brecha hidrotermal
LM105-b	dickita	1,0	-102			200		-4,6	-84,6	qtz + dk ± APS ± brt. Dickita altamente cristalina como cimento de brecha hidrotermal
LM198	dickita	2,4	-92			200		-3,2	-74,4	dk ± kln ± qtz ± rt ± aln. Dickita altamente cristalina preenchendo fratura
CMDD03-85-D	dickita	2,7	-97			200		-2,9	-79,3	qtz + dk ± py ± aln. Dickita pobremente cristalina como cimento de brecha hidrotermal
CMDD03-86	dickita	2,7	-91			200		-2,9	-73,6	qtz + dk ± kln ± brt. Dickita pobremente cristalina associada a quartzo vuggy
CMDD03-189	dickita	1,7	-95			200		-3,9	-77,7	qtz + dk ± aln ± py. Dickita moderadamente cristalina preenchendo cavidade

Abreviações: aln = alunita, APS = sulfatos e fosfatos de alumínio, brt = barita, dia = diáspora, dk = dickita, cha = calcedônia, kln = caulinita, py = pirita; pyr = pirofilita; qtz = quartzo, rt = rutílio.¹ Foram colocadas nesta coluna temperaturas estimadas a partir das paragêneses minerais presentes nas amostras. No caso da dickita e caulinita, foi colocado um valor de temperatura médio. Na Figura 5.8 foram considerados intervalos de temperatura.

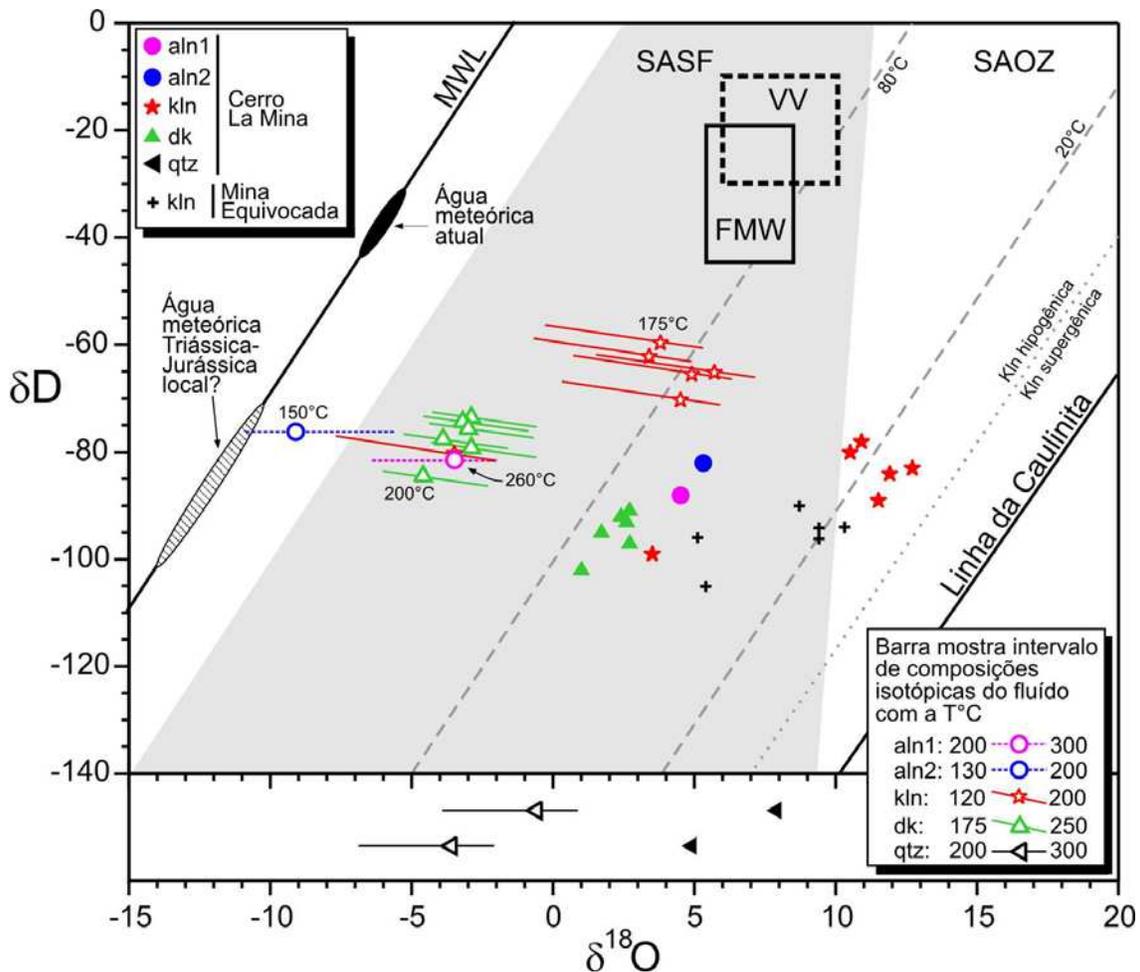


Figure 5.8: Valores de δD e $\delta^{18}O$ de alunita, caulinita e dickita do prospecto Cerro La Mina. Símbolos preenchidos indicam as composições isotópicas medidas de oxigênio e hidrogênio. As barras mostram o intervalo de composições isotópicas do fluido para o intervalo de temperaturas estimado para cada mineral (discutido no texto e apresentado na Tabela 5.11), e usando as equações de fracionamento isotópico da Tabela 5.10. Os símbolos sem preenchimento indicam composições dos fluidos para temperaturas que se estimam mais prováveis. As cruzes mostram os valores de Mina Equivocada (30 km ao leste de Cerro La Mina) para comparação (Marfil *et al.* 2005). A composição da água meteórica atual foi tomada de Marfil *et al.* (2005). A linha de separação entre caulinita hipogênica e supergênica é de Sheppard *et al.* (1969). Abreviações: MWL = linha da água meteórica de Craig (1961); FMW = campo da água magmática félsica de Taylor (1992); Linha da Caulinita de Savin & Epstein (1970); SAOZ = zona da alunita-OH supergênica em equilíbrio com água meteórica entre 20 e 80°C (Rye *et al.* 1992); SASF = campo da alunita-SO₄ supergênica (Rye *et al.* 1992); VV = campo do vapor vulcânico andesítico (Giggenbach 1992). Minerais: aln1 = alunita-1 do evento 3, aln2 = alunita-2 do evento 4; dk = dickita, kln = caulinita, qtz = quartzo.

5.4.2. Dickita e Caulinita

Valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD da dickita e da caulinita são apresentados na [Figura 5.8](#). Os valores de δD e $\delta^{18}\text{O}$ da dickita ($n = 6$), levemente inferiores aos da alunita, situam-se entre 1 e 2,7 ‰ e entre -91 e -102 ‰, respectivamente. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD da caulinita ($n = 6$) se dispõem num grupo diferente ao da dickita, entre 10,5 e 12,7 ‰ e entre -78 e -99 ‰, respectivamente. Uma amostra de caulinita (LM123), localizada ao norte do prospecto, no setor com alteração argílica, é dissimilar a esse grupo e encontra-se compreendida no grupo da dickita.

Valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD ($n = 6$), obtidos por Marfil *et al.* (2005) para caulinitas do depósito Mina Equivocada são apresentados comparativamente na [Figura 5.8](#). A caulinita deste depósito está associada à dickita e alunita.

Valores de $\delta^{18}\text{O}$ das amostras de caulinita foram comparados com o grau de cristalinidade obtido a partir da espectroscopia de reflectância nas mesmas amostras ([Tabela 5.9](#)). Nota-se que os maiores valores de $\delta^{18}\text{O}$ coincidem com a maior cristalinidade da caulinita.

Tabela 5.9. Comparação da cristalinidade estimada por meio da espectroscopia de reflectância versus os valores de $\delta^{18}\text{O}$ nas caulinitas analisadas.

Amostra	Cristalinidade ¹	Classificação ²	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
LM108	Muito alta	K4b	11,5
CMDD03-73	Muito alta	K4b	12,7
LM198a	Muito alta	K4b	11,9
LM099	Muito alta	K4b	10,9
LM119b	Moderadamente alta	K4a	10,5
LM123	Moderadamente alta	K4a	3,5

¹ Cristalinidade baseada em espectros e reflectância, segundo Clark *et al.* (1990) e Pontual *et al.* (1997).

² Classificação da cristalinidade segundo Pontual *et al.* (1997).

5.4.3. Quartzo

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ das duas amostras de quartzo (4.9 e 7.9 ‰) são apresentados na [Figura 5.8](#). Um dos valores é semelhante ao da alunita e o outro é levemente superior, com uma diferença de 2,6 ‰.

5.4.4. Termometria isotópica do par alunita-pirita

A [Figura 5.9](#) mostra um dado geotermométrico baseado no fracionamento isotópico do enxofre em alunita e pirita, presentes contemporaneamente na amostra CMDD03-143 a 143 m de profundidade (alteração argílica avançada do evento 3). Usando as dados experimentais de

Ohmoto & Rye (1979, Tabela 5.10), o cálculo da temperatura de equilíbrio $\Delta^{34}\text{S}_{\text{alunita-pirita}}$ deste par mineral resultou em 267°C.

A composição de $\delta^{34}\text{S}$ da alunita-1 coletada na superfície está entre 4,4 e 8,9 ‰. Devido aos efeitos da oxidação supergênica em superfície, não foi possível separar nenhuma amostra de pirita coexistindo com esta alunita-1. A composição de $\delta^{34}\text{S}$ da pirita em amostras de testemunhos de sondagem onde foi verificada sua coexistência com minerais de alteração argílica avançada (quartzo \pm alunita \pm dickita) situa-se entre -14,8 e -10,8 ‰ (Fig. 5.9). Considerando-se os valores de $\delta^{34}\text{S}$ da alunita de superfície, e assumindo-se pirita coexistente com os valores de $\delta^{34}\text{S}$ medidos nas amostras do furo, a temperatura de equilíbrio isotópico de enxôfre calculada varia entre 250°C e 453°C, com uma média de 345°C (Fig. 5.9). A menor temperatura calculada (250°C) é mais aceitável, tendo em vista que é prevista uma menor temperatura de formação para alunita coletada na superfície com relação àquela encontrada a 143 m de profundidade. Além disso, tanto em superfície como em profundidade, não foram observadas paragêneses minerais de alteração que indiquem temperaturas $>310^\circ\text{C}$, como poderia ser indicado pela presença de andalusita-diáspora-pirofilita, ou ainda >370 a 400°C pela presença de corindon-andalusita-diáspora (Watanabe & Hedenquist 2001).

Estas temperaturas devem ser consideradas como dados preliminares, uma vez que não foram cotejadas com outros geotermômetros geológicos independentes (e.g., inclusões fluídas). Além disso, devido às dificuldades da separação mineral da alunita, não foi possível medir a composição de $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}}$, impossibilitando a obtenção de outro valor comparativo de temperatura (baseado no fracionamento isotópico do oxigênio no $\text{SO}_4\text{-OH}$).

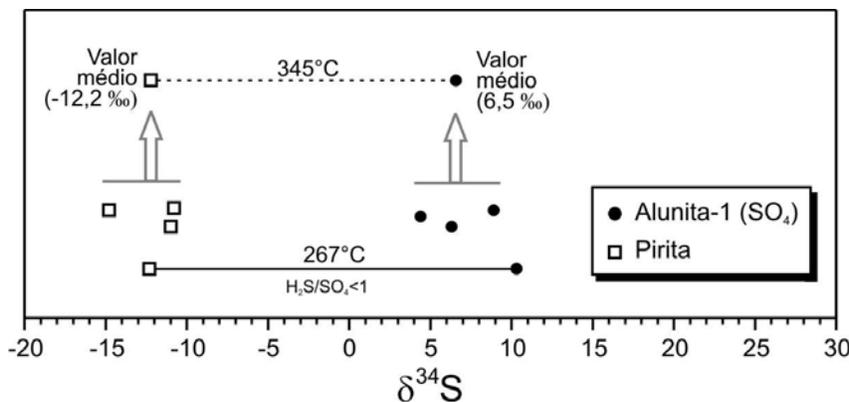


Figura 5.9: valores de $\delta^{34}\text{S}$ de pirita (quadrados pretos) das amostras CMDD03-85-P, CMDD03-85-Pa, CMDD03-143-P e CMDD03-189, e de alunita-1 (círculos pretos) das amostras LM165-2, LM125, LM125-2 e CMDD03-143-A. A linha preta inferior representa a temperatura de equilíbrio $\Delta^{34}\text{S}_{\text{alunita-pirita}}$ (267°C) calculada para o par mineral contemporâneo da amostra do testemunho de sondagem CMDD03-143.

Tabela 5.10: Equações de fracionamento isotópico utilizadas neste estudo.

Isótopo	Equação de fracionamento isotópico	Intervalo de Temp. (°C)	Referência
Enxofre	$10^3 \ln \alpha_{\text{Alunita}(\text{SO}_4)\text{-H}_2\text{S}} = 5,26 \times 10^6 \text{T}^{-2} + 6$	200-400	Ohmoto & Rye 1979
	$10^3 \ln \alpha_{\text{Pirita-H}_2\text{S}} = 0,40 \times 10^6 \text{T}^{-2}$	200-700	Ohmoto & Rye 1979
Oxigênio	$10^3 \ln \alpha_{\text{Alunita}(\text{SO}_4)\text{-H}_2\text{O}} = 3,09 \times 10^6 \text{T}^{-2} - 2,94$	250-450	Stoffregen <i>et al.</i> 1994
	$10^3 \ln \alpha_{\text{Caulinita-H}_2\text{O}} = 2,76 \times 10^6 \text{T}^{-2} - 6,75$	0-350	Sheppard & Gilg 1996
Hidrogênio	$10^3 \ln \alpha_{\text{Alunita-H}_2\text{O}} = -6$	250	Stoffregen <i>et al.</i> 1994
	$10^3 \ln \alpha_{\text{Caulinita-H}_2\text{O}} = -2,2 \times 10^6 \text{T}^{-2} - 7,7$	0-300	Gilg & Sheppard 1996

5.4.5. Composição isotópica do fluido parental

A composição isotópica de oxigênio e hidrogênio do fluido em equilíbrio com os argilo-minerais e sulfatos foi baseada em paleo-temperaturas de equilíbrio estimadas para as paragêneses minerais presentes em cada amostra, tal como realizado nos trabalhos de Watanabe & Hedenquist (2001) e Khashgerel *et al.* (2006). As temperaturas foram estimadas com base nas estabilidades minerais avaliadas por estudos experimentais (e.g. Hemley *et al.* 1980, Sverjensky *et al.* 1991) e estudos em sistemas ativos (Reyes 1990). Estas temperaturas permitiram calcular a composição isotópica dos fluidos em equilíbrio com os minerais, utilizando-se as equações de fracionamento isotópico da Tabela 5.10.

Uma temperatura estimada de 267°C para a amostra de alunita-1 (LM125-2) foi baseada na temperatura do fracionamento isotópico do enxofre da amostra CMDD03-143 com alunita e pirita contemporâneas (Tabela 5.8). Além de alunita, a amostra LM125-2 também apresenta diásporo associado, assembléia que é estável a temperaturas <320°C (Watanabe & Hedenquist 2001). Para o cálculo dos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ e $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ dos fluidos em equilíbrio com esta alunita-1, foi utilizado um intervalo de temperaturas de 200°C até 300°C (Tabela 5.11), representado por uma linha tracejada de cor magenta na Figura 5.8, sendo 260°C um valor mais provável (indicada pelo círculo magenta sem preenchimento). Temperaturas acima de 260°C dificilmente podem ser esperadas para o prospecto devido à escassa presença ou até ausência de minerais de maior temperatura (e.g. pirofilita, diásporo, andalusita, zunyita, corindon).

A alunita-2 ocorre associada a caulinita, mas sem diásporo. Para alunita com as mesmas características texturais e de paragênese mineral que a da alunita-2 de Cerro La Mina, Reyes (1990), Rye *et al.* (1992) Hedenquist *et al.* (2000) e Deyell & Dipple (2005) sugeriram

temperaturas de formação entre 90°C e 160°C. Neste estudo, foi utilizado para os cálculos um intervalo de temperaturas entre 130 e 200°C para a formação da alunita-2 (linha tracejada azul, Fig. 5.8), sendo 150°C um valor mais adequado (círculo azul sem preenchimento, Fig. 5.8).

Caulinita, e seu polimorfo de maior temperatura dickita, são minerais comuns no Cerro La Mina. Em zonas de alteração ácida dos campos geotermais ativos localizados nas Filipinas a caulinita tem uma temperatura máxima de formação <200°C, enquanto que a dickita é estável de 120°C até 280°C (Reyes 1990). Neste estudo, para as amostras constituídas principalmente por caulinita, algumas das quais também com escassa dickita, diásporo ou alunita, foi assumido um intervalo de temperaturas entre 120°C e 200°C (linha vermelha, Fig. 5.8), sendo 175°C um valor mais adequado (estrela vermelha sem preenchimento, Fig. 5.8). Já para o caso das amostras formadas principalmente por dickita, algumas também com escassa alunita, caulinita e minerais APS, foi assumido um intervalo de temperaturas entre 175°C e 250°C (linha verde, Fig. 5.8), sendo 200°C um valor mais adequado (triângulo verde, sem preenchimento, Fig. 5.8).

Para o quartzo em paragênese com dickita, caulinita, alunita, pirita e escassa pirofilita, foi assumida uma temperatura de formação no intervalo entre 200°C e 300°C (linha preta, Fig. 5.8), sendo 260°C um valor mais adequado (triângulo preto, sem preenchimento, Fig. 5.8).

Tabela 5.11: Temperaturas deduzidas para várias paragêneses minerais e as usadas nos cálculos do fracionamento isotópico.

Paragênese mineral	Temperatura estimada para a paragênese (°C)	Temperatura usada nos cálculos (°C)
Alunita-1 (± diásporo)	<320	200-300
Alunita-2 (+ caulinita)	50-150	130-200
Caulinita (± dickita ± diásporo ± alunita)	150-200	120-200
Dickita (± alunita ± APS ± caulinita)	175-250	175-250
Quartzo (± dickita ± caulinita ± alunita ± pirita ± pirofilita)	200-300	200-300

5.4.6. Composição das águas meteóricas

A composição isotópica da água meteórica atual, estimada a partir de análises realizadas pelo INGEIS (Instituto de Geocronologia e Geologia Isotópica, Argentina) nas cidades de Cipolleti (200 km ao norte de Cerro La Mina), Bariloche (270 km ao oeste) e Viedma (500 km ao nordeste), compreende valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD entre -7 e -6, e -44 e -34 ‰, respectivamente (Marfil *et al.* 2005). Uma vez que a latitude atual da área não difere muito da vigente no Triássico-Jurássico, os valores mencionados acima podem ser assumidos para a composição isotópica da água meteórica para o norte da Patagônia na época de formação do sistema epidermal da região de

Los Menucos. No entanto, a possível composição local da água meteórica para o Triássico Superior-Jurássico, estimada a partir da prolongação da linha de tendência seguida pela composição dos fluídos em equilíbrio com os minerais de alteração da área de estudo, tem valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD inferiores a -10‰ e a -70 ‰, respectivamente (Fig. 5.8), valores que são menores que aos da água meteórica atual para a região. Valores menores são compatíveis com uma área de recarga localizada a maior altitude no paleo-terreno, o qual é comum encontrar em ambientes vulcânicos (Khashgerel *et al.* 2006).

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES

6.1. INTRODUÇÃO

Este capítulo apresenta uma discussão dos resultados e as conclusões principais desta tese, enfocando a relevância regional da proposta de um modelo genético para a exploração de metais preciosos. A discussão se concentra fundamentalmente nos eventos 2 a 4 de alteração, responsáveis pelas alterações volumetricamente mais desenvolvidas na região de Los Menucos, às quais se vinculam as mineralizações de metais preciosos. Contudo, uma breve discussão dos eventos 1 e 5 será apresentada nesta introdução. A alteração supergênica associada ao evento 6 é de caráter local e fissural e, portanto, sua importância é mínima neste sistema.

Os dados do levantamento de campo e resultados dos estudos de mineralogia, geoquímica e isótopos estáveis obtidos neste estudo permitiram aprofundar a análise de aspectos relacionados aos processos metalogênicos, inerentes principalmente à origem dos fluidos hidrotermais e à algumas condições físico-químicas de alteração e deposição. Outros aspectos necessários para a definição de um modelo genético mais detalhado, tais como a fonte do calor, condutos de circulação dos fluidos, modos de transporte, mecanismos de deposição e proveniência dos elementos constituintes das zonas mineralizadas, e que não foram objetivos centrais desta tese, são abordados de modo sucinto, com o propósito de apontar possíveis linhas futuras de pesquisa. Os resultados do processamento de imagens orbitais de sensoriamento remoto também são discutidos neste capítulo, avaliando sua aplicação na construção do modelo exploratório.

Dois tipos contrastantes de sistemas hidrotermais co-existem dentro do ambiente epitermal, os quais são derivados de fluidos com evoluções e estados redox diferentes e que resultam em diferentes assembléias de minério, de ganga e de alteração hidrotermal. Entre várias nomenclaturas existentes para estes dois tipos de sistemas, a classificação proposta por Hedenquist (1987), de alta-sulfetação (*high-sulfidation*) e baixa-sulfetação (*low-sulfidation*), é amplamente aceita. As características principais dos dois tipos estão resumidas na [Tabela 6.1](#).

Tabela 6.1: Características principais dos depósitos epitermais de alta e baixa sulfetação (baseado em Henley 1985, White & Hedenquist 1990, 1995, Sillitoe 1993, Hedenquist *et al.* 2000, Sillitoe & Hedenquist 2003).

	Alta sulfetação (<i>high-sulfidation</i>)	Baixa sulfetação (<i>low-sulfidation</i>)
<i>Rochas vulcânicas geneticamente relacionadas</i>	Principalmente riodacitos a andesitos (série calco-alcalina)	Basaltos a riolitos (série alcalina e subalcalina)
<i>Rochas hospedeiras típicas</i>	Domos, diatremas, rochas vulcânicas	Domos, rochas piroclásticas e sedimentares
<i>Controles de localização</i>	Falhas regionais maiores ou intrusões subvulcânicas	Falhas ou zonas de fraturas próximas aos centros vulcânicos
<i>Temperatura de formação</i>	200 a 300°C	100 a 250°C
<i>Características dos fluidos</i>	Salinidade variável (2-30 % de NaCl); fluidos de origem magmática, misturados com águas meteóricas; pH ácido produzido por HCl e SO ₂ magmático; torna-se neutro por reação com rochas hospedeiras e diluição; fluido oxidado; conteúdo total de S alto; conteúdo de metais base eventualmente alto (Cu)	Salinidade baixa (0-3 % de NaCl); águas meteóricas dominantes (possível interação com água magmática); pH neutro, pode-se tornar alcalino por ebulição; vapores magmáticos podem se oxidar e produzir fluidos ácidos (<i>steam-heated</i>); fluido reduzido; conteúdo total de S baixo; conteúdo de metais base baixo (Pb, Zn)
<i>Forma dos depósitos</i>	Veios subordinados, localmente dominantes; minérios tipicamente disseminados; <i>stockwork</i> em menor quantidade; as formas irregulares dos depósitos comumente estão determinadas pela permeabilidade das rochas encaixantes e geometria das estruturas controladoras da mineralização	Tipicamente com veios de contatos bruscos; minérios disseminados em menor quantidade; <i>stockwork</i> comum; as zonas de minério estão tipicamente associadas a estruturas, mas podem ocorrer em litologias permeáveis
<i>Zona de alteração</i>	Área extensa (comumente vários Km ²) e visualmente proeminente	Comumente restrita e sutilmente visível
<i>Textura / estrutura</i>	Corpos de quartzo <i>vuggy</i> (com quartzo de granulometria fina); brechas hidrotermais, substituição massiva de rochas encaixantes com quartzo de granulometria fina; raramente preenchendo cavidades e espaços abertos	Ampla variedade: em bandas, coliforme, veios de quartzo e calcedônia crustiformes, drusas, cocarda, em pente, cavidades abertas, sílica pseudomórfica substituindo a calcita em lâminas (<i>bladed</i>); preenchimento de cavidades e espaços abertos, comumente em bandas
<i>Minerais de minério comuns</i>	Sulfosais de Cu (enargita, luzonita) e sulfetos de Cu + Cu-Fe (calcocita, covelina, bornita); geralmente mais tardios do que a pirita. Galena, marcasita	Pirita importante; electrum, ouro, prata, argentita, esfalerita, galena e tetraedrita comuns. Cu presente principalmente como calcopirita. Arsenopirita comum
<i>Minerais de ganga</i>	Quartzo de grão fino, maciço, originário de substituições; quartzo <i>vuggy</i> residual comumente hospeda o minério; carbonato ausente; barita amplamente distribuída com o minério; enxofre nativo comumente preenchendo espaços abertos; caulinita	Calcedônia e (ou) quartzo, calcita importante, barita e (ou) fluorita presentes localmente; barita comumente acima do minério; clorita, caulinita
<i>Minerais principais de alteração</i>	Alunita, sulfatos e fosfatos de alumínio (APS), dickita, pirofilita em níveis mais profundos	Ilita/esmectita, adulária, roscoelita (mica de V) em depósitos associados com rochas alcalinas
<i>Abundância de sulfetos</i>	10 a 90 Vol. %, principalmente de grão fino, pirita parcialmente laminada	1 a 20 Vol. %, tipicamente < 5 Vol. %, pirita predominante
<i>Associação geoquímica alta</i>	Au, Ag, As, Cu, Sb, Bi, Hg, Te, Sn, Pb, Mo, Te/Se	Au, Ag, As, Sb, Hg, Zn, Pb, Se, K, Ag/Au
<i>Associação geoquímica baixa</i>	K, Zn, Ag/Au	Cu, Te/Se
<i>Feições notáveis</i>	Quartzo <i>vuggy</i> , sobreposição sobre feições de pórfiro em profundidade	<i>Sinter</i> , camadas horizontais de calcedônia
<i>Exemplos de depósitos no mundo</i>	Lepanto, Filipinas; Rodalquilar, Espanha; El Indio-Tambo, Chile; Tapajós, Brasil	Cerro Vanguardia, Maciço do Deseado, Argentina (reservas >13 Mt @ 10 g/t Au); Pajingo, Austrália; Round Mountain, USA

Características conjuntas desses dois tipos de sistemas são encontradas na área de estudo e são discutidas a seguir.

Ao evento 1 estão relacionados principalmente veios de quartzo e alteração sericítica no setor oeste e noroeste da área de estudo (Fig. 3.3). Os veios de quartzo, alguns deles com ocorrências de ouro com teores entre 1 a 10 g/t, apresentam texturas principalmente de quartzo massivo ou bandado grosso, estruturas *stockwork*, exibindo escassas texturas em pente e crustiforme, e estão associados a alteração com abundante ilita e escassa adularia. Todas estas características são compatíveis com um sistema epitermal de baixa sulfetação (Tabela 6.1) e são semelhantes às observadas no prospecto Cerro Abanico (Sillitoe 2001). Neste sistema, toda evidência de paleosuperfície, como a presença de *sinter* e de um ambiente *steam-heated*, teria sido perdido por erosão. A falta de texturas tipo *laticce bladed*, bandeamento fino e coliforme nos veios sugere que o nível atual de erosão expôs zonas mais profundas do sistema. Esta interpretação é coincidente com a de Sillitoe (2001), que sugere que a denudação teria removido pelo menos 300 metros de cobertura do sistema na área do prospecto Cerro Abanico. A parte mais profunda deste sistema se apresenta no setor de Cerro Abanico Chico (Fig. 3.1), o que é evidenciado pela composição local da alteração, que passa de ilita a muscovita nesta área, pela textura do quartzo e pelos valores elevados de metais base e de molibdênio (Sillitoe 2001).

No maciço do Deseado, na Patagônia Argentina (Fig. 1.1A), ocorrem numerosos sistemas epitermais de baixa sulfetação mineralizados com ouro-prata associados a vulcanismo bimodal jurássico médio a superior em ambiente de retroarco (Fernández & de Barrio 1994, Schalamuk *et al.* 1997). Um exemplo é o depósito de ouro-prata de Cerro Vanguardia com 94 toneladas de ouro e em fase de produção atualmente. Possivelmente um dos maiores sistemas de veios de baixa sulfetação do mundo, descoberto em 1997 na Patagônia Argentina, é o de Esquel (Sillitoe *et al.* 2002), com 120 t de ouro. Este sistema está associado a vulcanismo bimodal do arco extensional jurássico médio a superior dos Andes Patagônicos, ao oeste do maciço de Somún Curá. Dentro do maciço de Somún Curá e na região de Los Menucos existem vários prospectos com características de sistemas epitermais de baixa sulfetação e com ocorrências de ouro, entre eles os de Cuya, Dos Lagunas, Choique e Cerro Abanico. No entanto, existem poucos estudos realizados sobre as mineralizações e zonas de alteração destes sistemas epitermais (Franco *et al.* 1999, Puente *et al.* 2000, Ducart 2004).

As relações de campo mostram que as rochas e a alteração associadas ao evento 1 são anteriores à deposição das rochas vulcânicas e piroclásticas da formação Sierra Colorada e, portanto, aos eventos 2, 3 e 4 que afetam exclusivamente estas rochas. Estas evidências são

observadas claramente num setor situado ao norte de Tripailao e esquematizadas nos perfis das Figuras 2.3 e 3.4. Os produtos de alteração dos eventos 2, 3 e 4 sugerem um sistema epitermal manifestamente diferente ao relacionado ao evento 1 e com um nível de erosão muito menor. O contato entre as rochas afetadas pelos dois sistemas estaria representado por uma possível discordância erosiva com inclinação para leste e sudeste (Fig. 2.3). As características de sistema epitermal correspondente aos eventos 2, 3 e 4 serão discutidas com maior detalhe nos próximos itens.

O evento 5 está metalogeneticamente relacionado com a formação de depósitos de fluorita comparáveis de forma descritiva aos mundialmente conhecidos como “veios de fluorita-quartzo de baixa temperatura” (*low temperature fluorite-quartz vein*; Van Alstine 1976, Harben & Bates 1988). Na Argentina, apesar da diversidade de ambientes geológicos aos quais se relacionam estes depósitos de fluorita, todos mostram características semelhantes, como por exemplo a sua localização em estruturas regionais verticais a subverticais geradas sob um regime extensional associado a uma tectônica transcorrente, veios com texturas típicas de preenchimento de espaços abertos geradas a partir de múltiplos estágios de abertura e fechamento, e mineralogia simples praticamente exclusiva de fluorita-calcedônia (Ciciarelli 1984, Demichelis *et al.* 1991, Coniglio 2006). No maciço de Somún Curá, estas mineralizações constituem o denominado “*Rectángulo Fluorítico Nordpatagónico Oriental*” (Menoyo & Brodtkorb 1975), abrangendo aproximadamente 80% dos recursos de fluorita da Argentina. A alteração hidrotermal (silicificação e argilização) está totalmente restrita a poucos metros das falhas e fraturas que hospedam a mineralização de fluorita. Na área de estudo, as estruturas e texturas observadas nos veios de fluorita, essencialmente de preenchimento e de substituição (crustiforme, bandeamento fino, cocarda e *lattice bladed*), sugerem que o nível de erosão atual corresponde a partes pouco profundas do sistema.

Em depósitos epitermais de baixa sulfetação do maciço do Deseado foi observada fluorita como preenchimento de cavidades em um estágio intermediário na mineralização de metais preciosos (Domínguez *et al.* 2004). Estes autores ressaltam a importância desta associação, já que poderia representar o vínculo genético entre estas mineralizações epitermais e aquelas hospedadas em rochas triássico-jurássicas do maciço de Somún Curá. No entanto, na área de estudo não foram achados vínculos entre os processos metalogenéticos que conformaram as mineralizações de fluorita (evento 5) hospedadas exclusivamente no microdiorito jurássico e os

dos sistemas epitermais de Cerro La Mina e Cerro Abanico (eventos 1 a 4), apesar da sua proximidade geográfica.

6.2. SISTEMA EPITERMAL DE ALTA SULFETAÇÃO

As alterações relacionadas aos eventos 2, 3 e 4 são as mais importantes do ponto de vista volumétrico na área de estudo. Estas alterações possuem uma vinculação espacial com rochas de composição principalmente riolíticas, dacíticas e andesíticas da formação Sierra Colorada. Estas rochas vulcânicas estão localizadas no interior de uma provável caldeira vulcânica pequena, de forma oval (aproximadamente 3 x 4 km), provavelmente constituindo um complexo de domos de ressurgimento (Figs. 2.6 e 4.1).

O evento 2, caracterizado por silicificação pervasiva e escasso quartzo *vuggy*, representa o início de um sistema epitermal com características diferentes do evento 1 descrito acima. Abundantes brechas hidrotermais, que cortam a silicificação anterior, marcam o começo do evento 3. Associadas a estas brechas na área de Domo La Víbora e Catrin, ocorre uma alteração argílica avançada com alunita-1 + quartzo + dickita ± pirita ± pirofilita ± diásporo ± rutilo ± natroalunita ± minamiita ± caulinita ± barita (Figs. 3.3 e 3.4). Esta alteração grada lateralmente a dickita + quartzo ± caulinita ± pirita ± barita ± ilita.

A alteração argílica avançada grada a argílica rumo ao setor centro e nordeste do prospecto, onde afeta principalmente a rochas piroclásticas (ignimbritos e tufos) que estariam fora da caldeira (ignimbritos extra-caldeira).

Este sistema carece quase completamente de veios de quartzo com texturas massivas ou outras típicas de baixa sulfetação (em bandas, coliforme, crustiforme, drusas, cocarda, em pente, cavidades abertas).

A assembléia alunita + caulinita + dickita + quartzo da alteração argílica avançada descrita acima pode ser gerada por diferentes mecanismos nos seguintes ambientes geológicos (Rye *et al.* 1992):

- 1) por oxidação atmosférica de sulfetos em um ambiente supergênico;
- 2) por oxidação atmosférica acima do nível do lençol freático do H₂S destilado de um sistema hidrotermal subjacente (ambiente de vapores aquecidos ou *steam-heated*; Schoen *et al.* 1974);

- 3) por reação de desproporção do SO₂ a H₂S e H₂SO₄ durante a condensação de uma pluma de vapor magmático que ascende desde a profundidade da transição rúptil-dúctil a aproximadamente 400°C (ambiente hidrotermal-magmático; Rye 1993, Fournier 1999).

Além desses ambientes, veios de alunita pura de granulometria grossa podem ser gerados pela decompressão rápida de vapor magmático (*magmatic-steam*) rico em SO₂ e que é derivado diretamente de um magma subjacente (Rye *et al.* 1992, Rye 1993).

A alunita gerada em cada um dos ambientes citados acima apresenta características diagnósticas para sua identificação, como por exemplo cor, hábito cristalino, forma de ocorrência, assembléia mineral associada e composição de isótopos estáveis (Tabela 6.2). A distinção entre os quatro tipos de alunita é importante uma vez que somente a alunita gerada em um ambiente hidrotermal-magmático pode estar diretamente relacionada a mineralizações de ouro-prata em um sistema epitermal de alta-sulfetação (Sillitoe 1993).

Uma origem diferente para as alunitas do tipo 1 e 2 de Cerro La Mina é evidenciada a partir dos valores de $\delta^{34}\text{S}$, agrupados entre 4,4 e 10,3 ‰ e entre -6,3 e 0,4 ‰, respectivamente. Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ da alunita-1 (evento 3) da área de estudo são maiores do que os obtidos para a pirita, o que sugere que o sulfato aquoso foi derivado da reação de desproporção do SO₂ em um ambiente hidrotermal-magmático (Rye *et al.* 1992). As características da alunita-1, como seu hábito, tamanho dos cristais, textura e paragênese mineral, são consistentes com esta origem hidrotermal-magmática (ver Tabela 6.2; Rye *et al.* 1992, Sillitoe 1993, Arribas *et al.* 1995b, Hedenquist *et al.* 2000, Deyell & Dipple 2005).

A interpretação de dados isotópicos de enxofre requer conhecimentos sobre a composição de $\delta^{34}\text{S}$ do enxofre total ($\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$) e sobre a temperatura e estado de oxidação dos fluidos hidrotermais (Ohmoto 1972). Neste estudo não foram obtidos valores independentes do $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ ou da razão H₂S/SO₄ do sistema hidrotermal. No entanto, os valores de $\delta^{34}\text{S}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ em alunita-1 e pirita contemporâneos são compatíveis com um fluido parental com uma razão H₂S/SO₄ <1 (Fig. 5.9) e uma composição do enxofre total no sistema ≈ 0 ‰ (Rye 1993, Rye *et al.* 1992).

Tabela 6.2: Características dos quatro principais tipos de alunita (baseado em Sillitoe 1993, Hedenquist *et al.* 2000, e Deyell & Dipple 2005)

	Hidrotermal-magmática	Magmatic-steam	Steam-heated	Supergênica
<i>Origem</i>	Derivada do H ₂ SO ₄ durante condensação de vapor magmático de alta-T	Atribuída à decompressão rápida de um vapor magmático	Oxidação de H ₂ S acima do nível do lençol freático	Oxidação de sulfetos
<i>Relação com minério</i>	Potencialmente relacionada ao minério, tipicamente envolvendo-o	Tipicamente estéril, deposição pós-minério	Estéril; forma-se acima ou lateralmente ao minério; localmente ocorre sobreimprimindo o minério	Não relacionado a minério sulfetado, mas pode hospedar minério oxidado e remobilizado
<i>Assembléia de alteração relacionada</i>	qtz-aln±kln, dk, pyr, zuny, dia	aln±hem	kln-aln-op-crstb-enxofre	kln-hall-jar-aln
<i>Características dos isótopos estáveis</i>	$\delta^{34}\text{S}_{\text{aln}} \gg \delta^{34}\text{S}_{\text{sulfetos}}$, razoável temperatura a partir do $\Delta^{34}\text{S}_{\text{alunita-pirita}}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{aln}} = \Delta^{34}\text{S}$, fluido com composição de $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ magmática	$\delta^{34}\text{S}_{\text{aln}} \approx \delta^{34}\text{S}_{\text{sulfetos}}$, valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ e $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ próximos ao da água meteórica; razoáveis temperaturas $\Delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4\text{-OH}}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{aln}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{sulfetos}}$, $\Delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4\text{-OH}}$ em desequilíbrio, valores de $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ próximos ao da água meteórica
<i>Ocorrência típica</i>	Cristais disseminados e em agregados substituindo fenocristais e fragmentos de tufo, ou preenchendo cavidades	Veios mono-minerálicos bandeados	Em massas friáveis, pulverulentas, porcelânicas; preenchendo cavidades, e substituindo fenocristais de feldspato	Veios irregulares e disseminações; massas nodulosas, porcelânicas a pulverulentas
<i>Hábito cristalino</i>	Cristais tabulares ou laminados de granulometria média a grossa (20-500 μm)	Cristais tabulares de granulometria média a grossa (50-500 μm)	Cristais tipicamente anhedrais a pseudocúbicos e raramente tabulares, de granulometria fina a média (5-50 μm)	Cristais anhedrais e pseudocúbicos de granulometria fina (<10 μm)
<i>Temperaturas</i>	Tipicamente 200-340°C	Estimada em 200-300°C	110-140°C	Estimada em 20-40°C

Abreviações: aln = alunita, crstb = cristobalita, dia = diásporo, dk = dickita, hall = haloisita, hem = hematita, jar = jarosita, kln = caulinita, op = opala, pyr = pirofilita, zuny = zunyita.

Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ da alunita-1 (4,4 a 10,3‰) e da pirita (-14,8 a -10,8‰) são baixos se comparados com os de típicos depósitos epitermais de alta sulfetação, como em Rodalquilar ($\delta^{34}\text{S}$ pirita = 0,3 a 8,0‰, $\delta^{34}\text{S}$ alunita = 22,3 a 31,0‰; Arribas *et al.* 1995b) e Pascua-Lama ($\delta^{34}\text{S}$ pirita = 3,5‰, $\delta^{34}\text{S}$ alunita = 13 a 25‰; Deyell *et al.* 2005), em Tapajós ($\delta^{34}\text{S}$ pirita = -6,3 a 1,7‰, $\delta^{34}\text{S}$ alunita = 14 a 37‰; Juliani *et al.* 2005). No entanto, existem outros exemplos onde os valores de $\delta^{34}\text{S}$ para alunita e pirita são tão baixos como os de Cerro La Mina, como é observado no depósito de alunita de Red Mountain, Colorado (evento-1 hidrotermal-magmático com valores de $\delta^{34}\text{S}$ para pirita = -8,1‰, e para alunita = 8,4 a 10,3‰; Bove *et al.* 1990, Rye *et al.* 1992) e no sistema Cu-Au-pórfiro com mineralizações de alta sulfetação tardias de Oyu Tolgoi na Mongólia ($\delta^{34}\text{S}$ para pirita = -16,0 a -6‰, e para alunita = 8,4 a 17,9‰; Khashgerel *et al.* 2006). O depósito de Red Mountain apresenta no evento-1 uma composição de $\delta^{34}\text{S}$ do enxofre total ≈ 0 ‰ e razão H₂S/SO₄ ≈ 1 , valores que são próximos aos sugeridos no presente trabalho para Cerro La Mina.

Assumindo o equilíbrio isotópico entre pirita e alunita, a baixa razão H_2S/SO_4 (<1) indicada pelos valores de $\delta^{34}S$ da alunita-1 e pirita da área de estudo (Fig. 6.1) reflete a natureza inicial oxidada dos fluídos como resultado da falta de equilíbrio com as rochas ígneas cristalinas abaixo da transição rúptil-dúctil, caso geralmente contrário ao observado em mineralizações de alta sulfetação (Rye 1993, 2005). A transição rúptil-dúctil, que ocorre comumente próximo aos $400^\circ C$, é uma feição crítica em sistemas plutônicos-vulcânicos, a qual limita a profundidade de penetração da água meteórica e permite a separação de uma pluma de vapor magmático (Fournier 1987).

A sistemática dos valores de $\delta^{34}S$ e $\delta^{18}O$ da alunita-1 (Fig. 5.7) sugere que o vapor que transportava o SO_2 condensou em água meteórica (Rye 1993). Valores empobrecidos em ^{18}O , como os observados na alunita da área de estudo, são comuns em alunita hidrotermal-magmática formada a pouca profundidade em áreas de clima úmido (Rye *et al.* 1992). Um clima temperado úmido sugerido para o Jurássico-Cretáceo na Patagônia (Cravero *et al.* 1991) apóia esta hipótese.

Uma explicação alternativa para os baixos valores de $\delta^{34}S$ da alunita-1 e pirita da área de estudo poderia ser a origem a partir de vapores aquecidos (*steam-heated*) e talvez com diferentes fontes de enxofre para a alunita e pirita, tal como foi proposto por Cunningham *et al.* (1984) para Marysvale, Utah. No entanto, o par de minerais alunita-1 e pirita, presentes contemporaneamente na amostra de furo CMDD03-143 a 143 m de profundidade (alteração argílica avançada do evento 3), forneceu uma temperatura de equilíbrio $\Delta^{34}S_{\text{alunita-pirita}}$ de $267^\circ C$, a qual é razoável para a formação de alunita em um ambiente hidrotermal-magmático (Tabela 6.2; Hedenquist *et al.* 2000). A amostra de alunita desse furo, que é contemporânea com a pirita, possui um menor valor de $\delta^{18}O_{SO_4}$, o que é coerente com uma maior temperatura de formação em profundidade (Rye *et al.* 1992). A partir dos valores de $\delta^{34}S$ da alunita de superfície e assumindo pirita coexistente com valores de $\delta^{34}S$ medidos nas amostras do furo, estima-se que a temperatura mínima calculada de $250^\circ C$ seria razoável para a alteração argílica avançada observada na atual superfície, sendo compatível com as paragêneses de alteração identificadas.

A presença de minerais APS (*aluminium-phosphate-sulfate*) associados à alteração argílica avançada é consistente com uma origem hidrotermal-magmática. Aoki (1991) observou que minerais APS de origem hidrotermal-magmático possuem complexos zoneamentos químicos, comumente enriquecidos em PO_4 e cátions multivalentes (e.g. Ca, Sr) e usualmente com bordas ricas em Ca e Na. Contrariamente, a alunita de origem *steam-heated* carece do referido

zoneamento complexo e tem um intervalo de composições limitado à série da solução sólida alunita-natroalunita (Aoki *et al.* 1993). Minerais APS formam-se quando um fluido altamente reativo lixivia apatita primária, liberando fosfato e outros componentes para a solução (Stoffregen & Alpers 1987), daí sua origem hipogênica.

Os estudos isotópicos realizados por Maiza *et al.* (2006) na alunita do depósito de caulinita de Mina Equivocada (Fig. 5.7), próximo a Cerro La Mina e com características geológicas e mineralogia de alteração semelhantes, apoiaram também uma origem hidrotermal-magmática. Já para a natroalunita identificada em Mina Equivocada esses autores sugeriram uma origem supergênica.

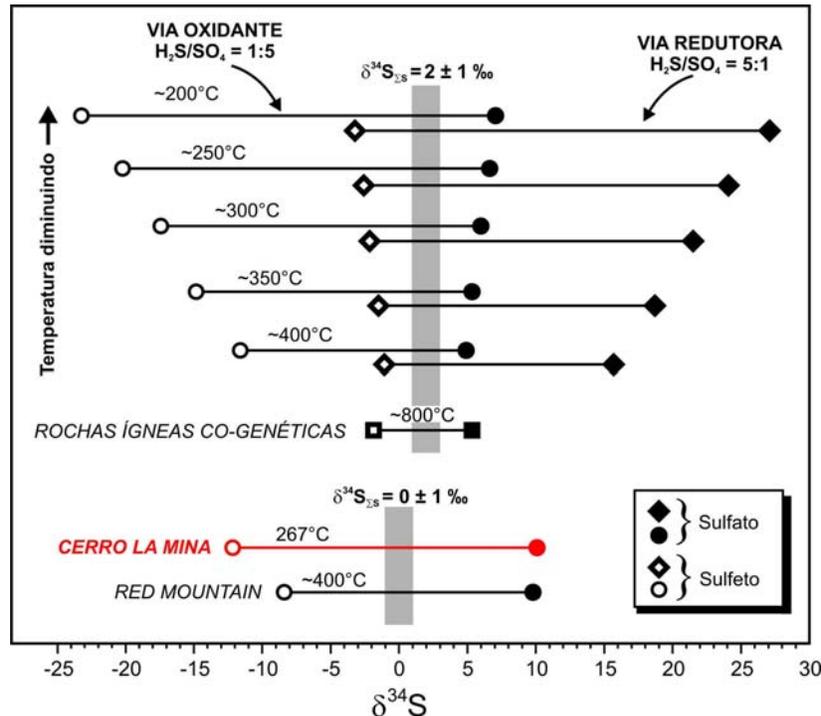


Figura 6.1: A parte superior da figura mostra a sistemática idealizada de valores $\delta^{34}\text{S}$ de sulfetos e sulfatos coexistentes e derivados de fluidos magmáticos evoluídos com razão $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2$ inicial = 1 e precipitados sobre um intervalo de temperaturas desde 200 a 400°C (baseado de Rye 1993). O diagrama leva em consideração o efeito da desproporção de SO_2 a aproximadamente 400°C sobre os valores de $\delta^{34}\text{S}$ dos minerais. O $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ do sistema nesta parte do diagrama é assumido como constante em $2 \pm 1 \text{ ‰}$. Na parte inferior da figura é apresentada a sistemática de valores $\delta^{34}\text{S}$ de pirita e alunita-1 (coexistentes) da área de estudo (linha e pontos vermelhos) e com uma razão $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2 < 1$. Outros valores $\delta^{34}\text{S}$ de pirita e alunita-1 da área de estudo, os quais não foram obtidos das mesmas amostras, exibem um deslocamento dos pontos para a esquerda da figura, sugerindo condições oxidantes para os fluidos parentais. Abaixo dos valores de Cerro La Mina se apresentam comparativamente valores $\delta^{34}\text{S}$ de pirita e alunita coexistentes do evento 1 (hidrotermal-magmático) com uma razão $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2 \sim 1$, do depósito de alta sulfetação de Red Mountain, Lake City (USA, Bove *et al.* 1990, Rye *et al.* 1992).

Os valores isotópicos de oxigênio e hidrogênio da caulinita da área de estudo são diferentes dos da dickita (Fig. 5.8), mas todos encontram-se à esquerda da linha da caulinita de Savin & Epstein (1970) e da linha de separação entre caulinita hipogênica e supergênica de Sheppard *et al.* (1969), descartando-se uma origem supergênica para esses minerais. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD para a água no fluido parental em equilíbrio com dickita são semelhantes aos calculados para a alunita-1, indicando uma significativa componente de água meteórica na composição. As relações temporais e espaciais de campo destes minerais indicam que a dickita é algo mais tardia do que a alunita-1 (Fig. 3.2). Já os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD para a água no fluido parental em equilíbrio com caulinita indicam uma maior componente de água magmática na mistura. As relações de campo indicam que a caulinita é anterior à dickita e à alunita-1. A amostra de caulinita com menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD (LM123) e menor cristalinidade (Tabela 5.9) corresponde à zona mais externa do sistema (*outflow*) e com maior mistura com água meteórica. Estas composições para a caulinita são aproximadamente coincidentes com uma linha de tendência que pode ser traçada desde o campo da água magmática félsica (FMW) até a linha da água meteórica, passando pela composição dos fluídos em equilíbrio com dickita, alunita-1 e alunita-2, e também pelo valor de $\delta^{18}\text{O}$ do quartzo (Fig. 5.8). Esta tendência pode estar refletindo a evolução do sistema epitermal do prospecto Cerro La Mina com relação ao tempo e o espaço.

A origem hidrotermal-magmática sugerida para a caulinita e a dickita neste estudo coincide com a origem proposta por Marfil *et al.* (2005) para os depósitos Equivocada e Blanquita, a partir de estudos geoquímicos e de isótopos estáveis. Maiza (1972) propôs a mesma origem para alguns outros depósitos de caulinita da região de Los Menucos a partir de estudos mineralógicos.

Além das evidências apresentadas acima indicando uma origem hidrotermal-magmática para sulfatos e argilas, a presença de anomalias geoquímicas de Au, Cu, As, Sb, Pb e Ba dentro do prospecto (Anexo 2) são compatíveis com esta origem, e não poderiam ter sido geradas por alteração originada por processos do tipo *steam-heated*. Isto pois o vapor de baixa pressão e de aproximadamente 100°C que está envolvido na geração de águas ácidas no ambiente *steam-heated* não transporta NaCl ou metais, salvo Hg, o qual é particularmente volátil (Sillitoe 1993).

6.3. AMBIENTE *STEAM-HEATED*

A alunita-2 apresenta valores de $\delta^{34}\text{S}$ mais próximos aos da pirita (Fig. 5.7), mas com uma diferença de mais de 4,5 ‰. Os valores baixos de $\delta^{34}\text{S}$ para a alunita-2, além das suas características texturais e granulométricas, não são compatíveis com uma origem hidrotermal-magmática. Para ambientes supergênicos e de *steam-heated* são esperados valores de $\delta^{34}\text{S}$ semelhantes entre alunita e o sulfeto (Rye *et al.* 1992). No entanto, uma origem supergênica pode ser descartada uma vez que os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ e δD da alunita-2 (Fig. 5.8) caem fora do campo da alunita supergênica SASF (*supergene alunite sulfate field*) definido por Rye *et al.* (1992). Num ambiente de *steam-heated*, a alunita pode estar enriquecida em ^{34}S relativamente ao sulfeto, refletindo troca isotópica parcial de enxofre entre os componentes aquosos H_2S e SO_4 (Rye *et al.* 1992, Ebert & Rye 1997).

A formação em ambiente *steam-heated* parece ser a origem mais consistente para a alunita-2. As evidências de campo, baseadas nos produtos da alteração do evento 4, apóiam esta hipótese. A alteração estratiforme horizontal zoneada verticalmente e caracterizada por uma intensa silicificação com calcedônia e opala (posteriormente substituída por quartzo) que localmente grada em profundidade para alteração argílica avançada com alunita-2 + caulinita \pm dickita, é compatível com este tipo de ambiente (Fig. 3.4). A distribuição da alteração na forma de uma camada horizontal se deve ao fato de que este tipo de alteração se forma somente dentro da zona de aeração acima ou na mesma altura do nível do lençol freático, refletindo a morfologia horizontal desta zona (Hedenquist *et al.* 2000). As evidências de campo indicam que calcedônia predomina no setor sul do prospecto e grada a opala rumo ao nordeste, sugerindo que a temperatura de formação diminui nesse sentido.

Não existem evidências da paleosuperfície neste sistema epitermal, mas a presença desta alteração superficial originada por processo do tipo *steam-heated* sugere que o nível de erosão atual estaria a poucos metros por debaixo da paleosuperfície.

Na área de estudo, os produtos de alteração do evento 4 se superpõem localmente às alterações dos eventos anteriores 2 e 3 de origem hidrotermal-magmático (Fig. 3.4). A superposição de alteração originada por *steam-heated* sobre alteração de origem hidrotermal-magmática pode ser devida a uma queda do nível do lençol freático, tal como foi registrado por Ebert & Rye (1997) no depósito epitermal de ouro-prata de baixa-sulfetação Crofoot-Lewis.

6.4. CONSIDERAÇÕES SOBRE O MODELO GENÉTICO

Um resumo do modelo descritivo das alterações e eventos que afetam a área de estudo, somados a sua mineralogia e distribuição espacial, é apresentado na [Tabela 6.3](#). Este resumo complementa a [Figura 3.2](#), sobre as seqüências paragenéticas dos minerais de alteração. Todas as características dos produtos de alteração dos eventos 2, 3 e 4 são semelhantes às observadas em sistemas epitermais de alta-sulfetação (e.g. [Sillitoe 1993](#), [Hedenquist et al. 2000](#); [Tabela 6.1](#)).

Modelos de formação de depósitos de alta sulfetação (*high-sulfidation*) são baseados nos conceitos de [Sillitoe \(1983\)](#), [Henley & McNabb \(1978\)](#), [Burnham \(1979\)](#), [Rye et al. \(1992\)](#), [Giggenbach \(1992, 1997\)](#), [Fournier \(1999\)](#), [Rye \(1993, 2005\)](#), [Hedenquist & Lowenstern \(1994\)](#), [Hedenquist et al. \(1994, 1998\)](#), [Bethke et al. \(2005\)](#). Revisões desses modelos foram apresentadas por [Heald et al. \(1987\)](#), [White & Hedenquist \(1990\)](#), [Arribas \(1995\)](#), [Cooke & Simmons \(2000\)](#), [Hedenquist et al. \(2000\)](#), [Sillitoe & Hedenquist \(2003\)](#). A maioria dos modelos considera que a formação de um típico sistema epitermal de alta sulfetação se dá em dois estágios: um estágio inicial com formação de alteração argílica avançada, e que é atribuída à condensação de uma pluma de vapor magmático, seguido de um estágio tardio de mineralização de Au-Cu-Ag que precipita a partir de um fluido condensado, freqüentemente com uma significativa componente de água meteórica.

Baseado no conjunto de dados obtidos neste estudo para os eventos 2, 3 e 4 do prospecto Cerro La Mina, é aqui proposto um modelo genético de formação deste sistema epitermal, sintetizado na [Figura 6.2](#). Este modelo é ainda preliminar e seu objetivo é servir de referência para futuros estudos a serem realizados na região.

O ambiente hidrotermal-magmático que originou a silicificação com quartzo *vuggy* e as alterações dos tipos argílica avançada, argílica, sericítica e propilítica dos eventos 2 a 3 resultaria da desproporção de SO₂, produzindo SO₄⁻² e H₂S em uma pluma de vapor magmático, que teria condensado em água meteórica e com uma razão H₂S/SO₄ < 1 ([Fig. 6.2](#)).

Tabela 6.3: Resumo das características principais dos eventos e alterações do prospecto Cerro La Mina.

Origem	Tipo de sistema	Eventos	Zona de alteração	Assembléia mineral	Forma da alteração	Distribuição espacial	Encaixante	Idade relativa
Hidrotermal-magmática	Baixa sulfetação (LS)	1	Veios	qtz	Veios de quartzo de até 10 cm	Setor oeste	Ignimbrito riolítico e rocha sedimentar da formação Vera	Triássico Médio a Superior
			Sericítica	ill + ms ± qtz ± kln ± sme	Pervasiva	Setor oeste e noroeste		
Hidrotermal-magmática	Alteração característica de sistema epidermal de alta sulfetação (HS)	2	Silicificação	qtz ± vg qtz ± rt ± kln	Pervasiva	Setores sul, sudeste e centro; observada até profundidades de 300m abaixo de Catrin	Rocha vulcânica (riolito, dacito e andesito) e piroclástica da formação Sierra Colorada	Triássico Médio-Superior
			Brecha hidrotermal	qtz ± vg qtz ± dk ± py ± hem, cimentando fragmentos semelhantes à rocha encaixante		Principalmente nos setores Catrin e Tripailao; escassamente no setor Cerro La Antena		
		3	Argílica avançada	aln1 + qtz + dk ± py ± pyr ± dia ± rt ± APS ± kln ± brt	Pervasiva	Setores de Domo La Víbora e Catrin, e também em profundidade		
				dk + qtz ± kln ± py ± brt ± ill	Pervasiva	Envolvendo a assembléia acima		
		Argílica	kln + qtz ± dk ± py ± brt ± ill	Pervasiva e fissural	Setor centro e nordeste			
			kln ± ill/sme ± sme	Pervasiva	Setor norte e nordeste			
	Sericítica	ill + qtz ± py ± ms	Pervasiva	Em profundidade nos setores Catrin, Tripailao e Domo La Víbora				
	Propilitica	chl + cal	Pervasiva	Observada em profundidade envolvendo a alteração argílica				
Steam-heated	Próximo à superfície e superpondo o sistema HS	4	Silicificação (silica cap)	cha + op	Pervasiva	Superposta à alteração argílica avançada no setor sul e à alteração argílica no setor nordeste		
			Argílica avançada	kln ± dk ± cha ± aln2	Pervasiva	Por debaixo da silicificação, com espessura de poucos metros		
?	Veios de fluorita-quartzo de baixa temperatura	5	Veios	fl + qtz ± cha ± pir ± psi ± cri		Oeste de Domo La Víbora	Microdiorito	Jurássico
			Silicificação	qtz + cha	Pervasiva	Restrita a poucos centímetros dos veios		
			Sericítica	ill + qtz ± cal	Pervasiva	Até 2 m de distancia dos veios		
Supergênica	Pós-hidrotermal	6		gt +lm ± kln ± jar	Fissural	Localmente, em todo o prospecto	Todas as rochas do prospecto	Cenozóico?

Abreviações: aln1 = alunita-1, aln2 = alunita-2, APS = minerais de sulfato-fosfato de alumínio (natroalunita, woodhouseita, svanbergita, minamiita), brt = barita, cal = calcita, cha = calcedônia, chl = clorita, cri = criptomelano, dia = diásporo, dk = dickita, fl = fluorita, gt = goetita, hem = hematita, ill = ilita, jar = jarosita, kln = caulinita, lm = limonita, ms = muscovita, op = opala, pir = pirolusita, psi = psilomelano, py = pirita, pyr = pirofilita, qtz = quartzo, rt = rutilo, sme = esmectita, vg qtz = quartzo vuggy.

A partir das relações paragenéticas e dos dados isotópicos da área de estudo, foi possível determinar a seguinte seqüência mineral de alteração com relação ao tempo (desde o evento 2 até o evento 4): caulinita → quartzo *vuggy* → alunita-1 → dickita → alunita-2. A primeira parte desta seqüência, da caulinita até a alunita-1, sugere um aumento da temperatura e da acidez dos fluídos (Hemley *et al.* 1980), talvez produzido por uma ascensão da pluma magmática. Os estudos isotópicos sugerem para a mesma seqüência uma diminuição da componente magmática e aumento da componente meteórica. A dickita foi gerada por fluídos mais tardios e frios em relação aos da alunita-1, sugerindo o começo do colapso do sistema epitermal (aprofundamento das isotermas do sistema). A distribuição da alteração desde o sudoeste, com alteração argílica avançada e quartzo *vuggy*, até o nordeste, principalmente com caulinita, sugere um padrão assimétrico se comparado com os típicos modelos teóricos propostos para sistemas epitermais (e.g. Hedenquist *et al.* 2000, pág. 251). Este padrão é compatível com uma zona do sistema epitermal com fluxo vertical dos fluídos (*upflow*) no setor sul do prospecto (áreas de Domo La Víbora, Catrin e Tripailao), passando rumo ao nordeste às zonas mais externas do sistema (*outflow*) com fluxo aproximadamente horizontal (Fig. 6.2). O fluxo horizontal nesta zona mais externa do sistema seria favorecido pela direção do gradiente hidráulico (função do paleo-relevo) e pelo aumento da permeabilidade das rochas, principalmente as piroclásticas localizadas neste setor nordeste. A alteração originada por um ambiente *steam-heated* (evento 4) se superpõe localmente sobre as alterações dos eventos anteriores 2 e 3 de origem hidrotermal-magmático, sugerindo uma queda do nível do lençol freático, provavelmente somado à denudação sin-hidrotermal da parte superior das rochas.

O termo “alta sulfetação” (*high-sulfidation*, Hedenquist *et al.* 2000) não se refere a uma alta concentração de sulfetos, mas indica o potencial de oxidação e a fugacidade do enxôfre do fluido que depositou os sulfetos (Barton & Skinner 1979). Nos depósitos de alta-sulfetação, a fugacidade do enxôfre pode variar de alta a intermediária, conformadas por assembléias contendo enargita-pirita, luzonita-pirita, famatinita-pirita, covellita-pirita, e tennantita-tetrahedrita (Einaudi *et al.* 2003). No caso do prospecto Cerro La Mina, o sulfeto predominante é a pirita, dificultando sua classificação como um típico sistema epitermal de alta-sulfetação. Contudo, mineralizações de ouro-enargita foram encontradas em prospectos próximos à área de estudo e com características litológicas, de alteração e de idade semelhantes a Cerro La Mina (e.g. prospectos El Puesto e Caltrauna, Fig. 1.1C). As anomalias de Cu, As e Sb apresentadas na área de estudo,

as quais também estão associadas a anomalias de Au ([Anexo 2](#)), sugerem a presença de assembléias minerais contendo estes elementos, como por exemplo enargita, luzonita, tennantita e tetrahedrita.

A ocorrência de quartzo *vuggy*, abundante dickita, alunita hipogênica associada a outros minerais de alta temperatura (rutilo, diásporo, pirofilita, woodhouseita, svanbergita, minamiita) e a anomalias geoquímicas de Au-Cu-As-Sb-Ba, sugerem que o prospecto Cerro La Mina corresponde a um ambiente vulcânico-hidrotermal (e.g. [Arribas 1995](#); [Hedenquist et al. 2000](#)) e que pode ser um possível *lithocap* semelhante àqueles que tipicamente hospedam subsequente mineralização de alta-sulfetação (e.g. [Sillitoe 1995](#), [Hedenquist et al. 2000](#)).

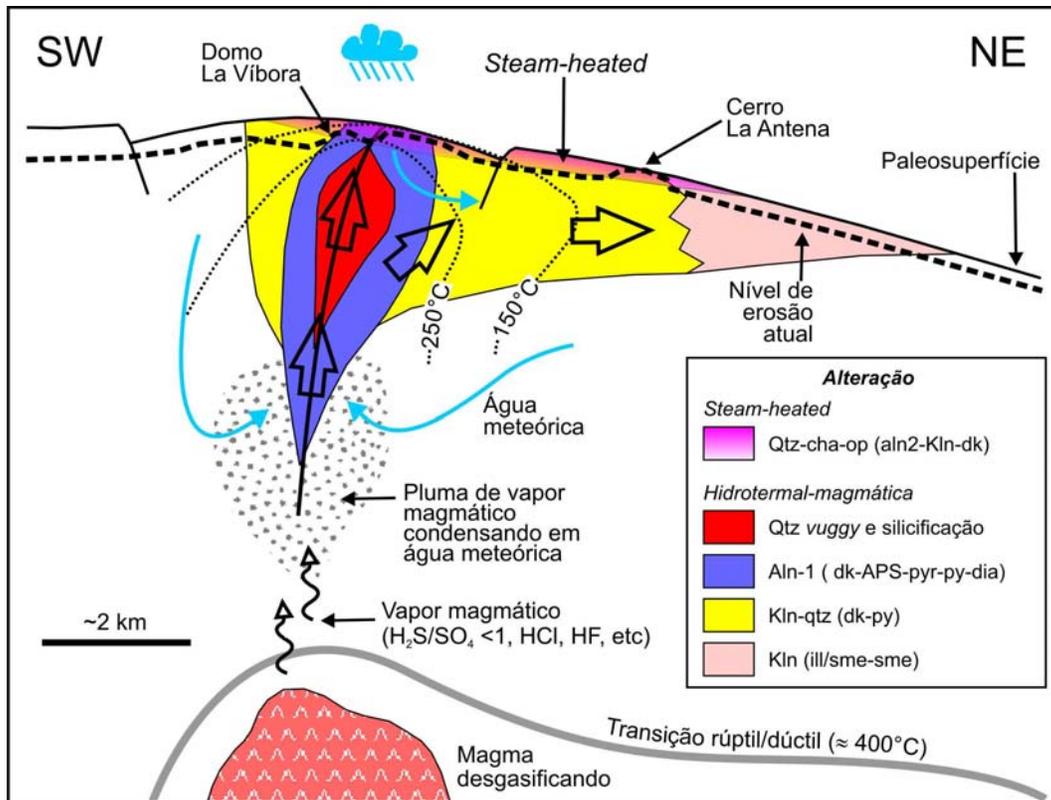


Figura 6.2: Modelo genético esquemático proposto para o sistema de tipo alta-sulfetação com ambiente *steam-heated* superposto, correspondentes aos eventos 2, 3 e 4 da área de estudo (baseado em Arribas 1995; Rye 1993, 2005). A linha da paleosuperfície simboliza o ambiente de caldeira vulcânica pequena (< 4km de largura) sugerido para a área de estudo e com domos ressurgentes no interior da mesma. Na figura apresenta-se a distribuição esquemática das principais zonas de alteração e a superfície de erosão atual. As isotermas de 250 e 150°C estão baseadas nas paragêneses minerais de alteração e na temperatura isotópica de equilíbrio $\Delta^{34}\text{S}_{\text{alunita-pirita}}$ de 267°C. O ambiente hidrotermal-magmático que originou a silicificação (em vermelho), alterações argílica avançada (em azul) e argílica (amarelo e vermelho claro) resultaria da desproporção de SO_2 , produzindo SO_4^{2-} e H_2S em uma pluma de vapor magmático que teria condensado em água meteórica e com uma razão $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4 < 1$, com maior componente de água meteórica rumo à parte mais externa do sistema (setor NE). As linhas com setas azuis, correspondentes ao fluxo de água meteórica, são mostradas apenas como referência e não se baseiam em nenhum estudo adicional, como poderia ser o de paleo-relevo. A alteração originada em um ambiente *steam-heated* superposta à porção superior do sistema hidrotermal-magmático é do tipo silicificação, localmente recobrando áreas de alteração argílica avançada. O setor sul do prospecto (áreas de Domo La Víbora, Catrin e Tripailao) corresponderia a uma zona do sistema epitermal com fluxo vertical dos fluidos (*upflow*, setas verticais pretas sem preenchimento), e o setor nordeste às zonas mais externas do sistema (*outflow*, seta horizontal preta sem preenchimento) com fluxo aproximadamente horizontal. O modelo é apresentado esquematicamente, sem escala vertical. Uma profundidade entre 2 a 6 km pode ser esperada para o magma em desgasificação (Rye 2005).

6.5. IMPLICAÇÕES NA EXPLORAÇÃO

O sistema epitermal com características de baixa sulfetação correspondente ao evento 1 (oeste da área de estudo), e com características semelhantes ao prospecto Cerro Abanico, apresenta um nível atual de erosão que expõe zonas mais profundas do sistema. No caso deste sistema ter sido mineralizado em metais preciosos por cima do nível de erosão atual, esta mineralização poderia ter sido removida pela denudação e depositada junto a sedimentos próximos à área de estudo. Portanto, a extensão de um programa de exploração nesta região poderia considerar a realização estudos de paleo-leitos e paleo-depósitos sedimentares, como também estudos geoquímicos de exploração mais regionais.

O sistema epitermal de alta sulfetação do prospecto Cerro La Mina (eventos 2 a 4) está vinculado a uma estrutura vulcânica provavelmente localizada em uma zona de distensão produzida pelo cruzamento de falhas regionais transcorrentes de direção E-W com outras menores de direção NW-SE. Eventuais programas de exploração de depósitos epitermais nesta região deveriam, portanto, focar o mapeamento estrutural, detalhando as prováveis estruturas vulcânicas erodidas (e.g. caldeiras ou complexos de domos) e as falhas Triássicas segundo as direções mencionadas acima.

As ocorrências de ouro estão relacionadas principalmente a brechas hidrotermais silicificadas de direção NE-SW, que cortam as rochas vulcânicas da Formação Sierra Colorada. Associadas a estas brechas ocorrem zonas de alteração argílica avançada e silicificação com quartzo *vuggy*, além de outras características próprias de sistemas epitermais de alta sulfetação. Alterações geradas em ambiente *steam-heated* parecem ser também comuns na área e superpostas a eventos hidrotermais-magmáticos anteriores. Desta forma, eventuais programas futuros de exploração deveriam documentar cuidadosamente as características geológicas e temporais das áreas de alteração argílica avançada expostas. A distinção correta entre alteração argílica avançada gerada por processos hidrotermais-magmáticos e a gerada por ambientes *steam-heated* mais tardios e geralmente estéreis seriam, portanto, de fundamental importância para o sucesso desses programas. Além do mapeamento geológico e de estudos detalhados das assembléias minerais, a utilização de isótopos estáveis pode auxiliar sobremaneira nesta distinção. Contudo, o nível de detalhe necessário para interpretar adequadamente os resultados isotópicos, além do tempo de preparação das amostras e o custo das análises, são limitantes para este tipo de estudos durante as primeiras etapas da maioria dos programas de exploração.

Como os sistemas epitermais de alta sulfetação podem estar relacionados a sistemas de Cu-pórfiro, tal como o clássico exemplo de Lepanto nas Filipinas (Hedenquist *et al.* 1998), não se deve subestimar a possibilidade de encontrar, neste ambiente, sistemas Cu-Au-pórfiro contemporâneos em profundidade. Considerando que estes sistemas podem estar a mais de 2 km de profundidade, abaixo do sistema epitermal de alta sulfetação, é preciso conhecer os níveis de erosão e o arcabouço estrutural da região para planejar eventuais atividades de exploração de sistemas de Cu-pórfiro.

Uma ferramenta muito útil na exploração mineral para a identificação e mapeamento de minerais de alteração é a espectroscopia de reflectância, utilizando instrumentos portáteis como os espectro-radiômetros PIMA e FieldSpec FR. No caso do prospecto Cerro La Mina, o uso dessa ferramenta no trabalho de campo permitiu identificar e mapear de forma rápida e eficaz os principais minerais de alteração de granulometria muito fina, tais como alunita com diferentes composições de Na e K, caulinita de diferentes cristalinidades, dickita, pirofilita, ilita, muscovita, interestratificações de ilita/esmectita, clorita, jarosita, goetita e hematita. Em casos onde os minerais se apresentavam em pequenas quantidades e com granulometria muito fina, como o diásporo e a pirofilita, a espectroscopia de reflectância não foi tão eficiente. A presença de intensa silicificação gerada no ambiente *steam-heated* tardio (*silica cap*) foi também um inconveniente na identificação mineralógica por espectroscopia de reflectância. A presença do quartzo provoca o achatamento dos espectros nos comprimentos de onda do infravermelho de ondas curtas (SWIR), prejudicando desta forma a identificação de outros minerais de alteração associados e presentes em menores proporções.

Os programas de exploração devem considerar também, em suas etapas iniciais, a utilização de sensoriamento remoto multiespectral para o mapeamento estrutural, geológico e de mineralogia de alteração. O caso da exploração na região de Los Menucos é um exemplo de sucesso na aplicação do sensoriamento remoto para o descobrimento de zonas com alteração hidrotermal (Crósta *et al.* 2003b; Crósta *et al.* 2007). A localização inicial das zonas alteradas desta região se deu graças ao uso de imagens multiespectrais do sensor orbital *Landsat Thematic Mapper* (TM). Este tipo de aplicação é favorecido, em toda a Patagônia Argentina, principalmente pelos aspectos fisiográficos (clima árido, pouca vegetação e pouca alteração intempérica, os quais favorecem a exposição superficial das áreas alteradas).

Sensores de baixo custo, alta relação sinal/ruído e bandas espectrais desenhadas especificamente para a identificação de argilo-minerais, sulfatos e carbonatos, tal como o caso do sensor multiespectral ASTER, resultam de extrema utilidade na exploração mineral neste tipo de ambiente. No caso do prospecto Cerro La Mina, foi demonstrada a capacidade de identificação por meio de imagens ASTER de alguns dos minerais indicativos de alteração argílica avançada (caulinita-dickita e alunita; Ducart *et al.* 2006). Complementarmente, a partir do processamento das bandas termais (TIR) do sensor ASTER, foi possível mapear satisfatoriamente a intensa silicificação (*silica cap*) que ocorre principalmente nos setores de Catrin e Tripailao, apesar da limitada resolução espacial destes dados (90 m).

A utilização de técnicas de processamento de imagens cada vez mais robustas e complexas, tais como as especificamente desenvolvidas para sensores hiperespectrais e adaptadas a sensores multiespectrais (e.g. MTMF, SAM), permite um mapeamento mineral cada vez mais acurado se comparado com técnicas de mapeamento de minerais de alteração mais convencionais (e.g. razão de bandas, principais componentes).

A aplicação de imagens de sensores com melhor resolução espectral, como é o caso dos sensores hiperespectrais (e.g. Hyperion, AVIRIS), ainda está um pouco distanciado das necessidades impostas pelos trabalhos de exploração mineral, apesar dos excelentes resultados obtidos. A estreita largura de faixa imageada e a escassa cobertura global destes sensores são as primeiras limitantes da sua aplicação em uma exploração regional. No caso de sensor Hyperion, essa limitação se deve também à relativamente baixa relação sinal/ruído ($SNR \approx 100:1$) e os vários tipos de ruídos típicos dessas imagens. Os numerosos passos requeridos para diminuir os problemas de ruídos na etapa de pré-processamento podem consumir muito tempo e requerem o emprego de especialistas no tema, o que não estaria ao alcance de todas as empresas de mineração.

Apesar de todos estes aspectos mencionados, imagens do sensor Hyperion poderiam ser aplicadas em etapas algo mais avançadas de programas de exploração, em escala de prospecto ou de depósito. No caso do prospecto Cerro La Mina, foi demonstrado que a aplicação destas imagens pode ser útil para obter uma consistente discriminação dos principais minerais de alteração e de suas misturas, assim como para obter informações sobre sua composição química e grau de ordenamento cristalino. Os minerais alunita, alunita+caulinita, caulinita, dickita e ilita foram satisfatoriamente discriminados neste trabalho. Como exemplo, a complexidade na

distribuição espacial e na mineralogia de alteração identificada na área de Domo La Víbora foi retratada em detalhe por meio das imagens do Hyperion, algo que não foi claramente mostrado nos resultados do processamento das imagens ASTER (Ducart 2004, Ducart *et al.* 2006).

6.6. SUGESTÕES PARA ESTUDOS FUTUROS

O evento geotectônico que teria gerado o magmatismo triássico da região de Los Menucos ainda não é bem compreendido. São necessários estudos geoquímicos das rochas vulcânicas Permiano-Triássicas associadas à província magmática Choiyoi para tentar delimitar o ambiente geotectônico, como também relacionar este magmatismo às inúmeras áreas com alteração hidrotermal e ocorrências de ouro desta região. Da mesma forma, são necessárias mais datações radiométricas nos minerais de alteração dos sistemas epitermais da região, as quais permitiriam definir melhor a relação temporal entre os sistemas epitermais de diferentes tipos, muitas vezes próximos entre si. Outro aspecto importante para delimitar melhor o modelo genético do prospecto, e que não foi objeto deste trabalho, é a identificação da fonte do ouro e do seu modo de transporte.

No mesmo sentido, precisaria ser investigado o motivo do sistema Cerro La Mina não ter evoluído no sentido de gerar uma mineralização de alta sulfetação. A evolução do sistema parece ter sido truncada antes da deposição de uma mineralização dessa natureza. Uma característica que chama a atenção neste sistema é a razão H_2S/SO_4 excepcionalmente baixa (<1) para os fluídos parentais, o qual sugere a falta de equilíbrio dos fluídos com as rochas cristalinas abaixo da transição rúptil-dúctil. Para tentar resolver esta questão, sugere-se o estudo geoquímico de elementos traça com ICP-MS nas inclusões fluídas do quartzo dos eventos 2 e 3, e a comparação dos resultados com os de sistemas epitermais de alta sulfetação produtivos.

6.7. CONCLUSÕES

As principais conclusões obtidas neste estudo pode ser assim resumidas:

- a) Foram reconhecidos e caracterizados seis eventos de alteração que afetaram a área do prospecto Cerro La Mina, sendo as alterações dos eventos 2 a 4 as mais volumetricamente importantes na região de Los Menucos e relacionadas às ocorrências de ouro.
- b) O evento 1, ao qual se relacionam principalmente veios de quartzo localmente com ocorrências de ouro (com teores variando entre 1 e 10 g/t) e alteração do tipo sericítica no

setor oeste-noroeste da área de estudo, foi originado por um sistema epitermal do tipo baixa-sulfetação.

- c) As rochas e a alteração associadas ao evento 1 são anteriores à deposição das rochas vulcânicas e piroclásticas da formação Sierra Colorada, e portanto aos eventos 2, 3 e 4 que afetam exclusivamente estas rochas.
- d) As alterações associadas aos eventos 2, 3 e 4 possuem uma vinculação espacial com as rochas principalmente riolíticas, dacíticas e andesíticas da formação Sierra Colorada. Estas rochas vulcânicas estão localizadas no interior de uma provável caldeira vulcânica pequena de forma oval (aproximadamente 3 x 4 km), provavelmente constituindo um complexo de domos de ressurgimento. Esta caldeira estaria vinculada a uma zona transtensiva gerada por duas falhas transcorrentes destrais regionais, em um regime não-coaxial rúptil e com uma direção de encurtamento NW-SE.
- e) As características das alterações dos eventos 2 e 3 são compatíveis com aquelas típicas de sistemas epitermais do tipo alta-sulfetação. Algumas das características mais diagnósticas incluem a presença de silicificação pervasiva e com quartzo *vuggy*, junto com alteração argílica avançada com alunita-1 hipogênica, woodhouseita, svanbergita, minamiita, pirofilita, diásporo, dickita e caulinita, além da quase ausência de texturas típicas de baixa sulfetação (em bandas, coliforme, crustiforme, drusas, cocarda, em pente, cavidades abertas).
- f) A denudação por erosão que afetou a porção superior do sistema epitermal de alta sulfetação (eventos 2 a 4) foi menor que a correspondente ao sistema epitermal de baixa sulfetação (evento 1).
- g) Os estudos isotópicos realizados em alunita e argilo-minerais sugerem que o ambiente hidrotermal-magmático que originou a silicificação com quartzo *vuggy* e as alterações argílica avançada, argílica, sericítica e propilítica dos eventos 2 a 3 resultaria da desproporção de SO_2 , produzindo SO_4^{-2} e H_2S em uma pluma de vapor magmático que teria se condensado em água meteórica e com uma razão $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4 < 1$.
- h) O par de minerais alunita-1 e pirita contemporâneos forneceu uma temperatura de equilíbrio $\Delta^{34}\text{S}_{\text{alunita-pirita}}$ de 267°C, que é razoável para a formação de alunita em um ambiente hidrotermal-magmático. As características da alunita-1, como seu hábito,

tamanho dos cristais, textura e paragênese mineral, também são compatíveis com esta origem.

- i) A presença de anomalias geoquímicas de Au, Cu, As, Sb, Pb e Ba dentro do prospecto apóia a origem hidrotermal-magmática.
- j) A baixa razão H_2S/SO_4 (<1) indicada pelos valores de $\delta^{34}S$ da alunita-1 e pirita da área de estudo reflete a natureza inicial oxidada dos fluídos como resultado da falta de equilíbrio com as rochas ígneas cristalinas abaixo da transição rúptil-dúctil.
- k) Uma alteração originada por um ambiente *steam-heated* (evento 4) se superpõe localmente às alterações dos eventos anteriores 2 e 3 de origem hidrotermal-magmático, sugerindo uma queda do nível do lençol freático, provavelmente somado a denudação sin-hidrotermal da parte superior das rochas.
- l) As características das alterações dos eventos 2, 3 e 4 do prospecto Cerro La Mina são compatíveis com as de um *lithocap*, semelhante às dos que tipicamente hospedam subsequente mineralização de alta-sulfetação.
- m) O evento 5 está metalogeneticamente relacionado com a formação de depósitos de fluorita comparáveis de forma descritiva aos mundialmente conhecidos como “veios de fluorita-quartzo de baixa temperatura”.
- n) Este trabalho demonstra a eficácia da espectroscopia de reflectância como ferramenta de campo na exploração mineral, permitindo identificar rapidamente as principais assembléias minerais de alteração de granulometria muito fina, tais como sulfatos e argilo-minerais.
- o) Também foi demonstrada a importância do sensoriamento remoto multi- e hiperespectral no mapeamento litológico, estrutural e de zonas de alteração, tanto para as etapas iniciais de um programa de exploração regional, como também para etapas mais avançadas em escala de prospecto ou de depósito.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrams M. 2000. The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER): Data products for the high spatial resolution imager on NASA's EOS-AM1 platform. *International Journal of Remote Sensing*, 21(5): 847-861.
- Aliotta G. 1999. Yacimientos de Fluorita de Río Negro y Chubut. In: E. Zappettini (ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Buenos Aires, Atas, pp.: 1239-1247.
- Aoki M. 1991. Mineralogical features and genesis of alunite solid solution in high temperature magmatic hydrothermal systems. *Geological Survey of Japan Report*, 277: 35-37.
- Aoki M., Comsti E.C., Lazo F.B., Matsuhisa Y. 1993. Advanced argillic alteration and geochemistry of alunite in an evolving hydrothermal system at Baguio, northern Luzon, Philippines. *Resource Geology*, 43: 155-164.
- Aragón E., Iñiguez Rodríguez A.M., Benialgo A. 1996. A calderas field at the Marifil Formation, new volcanogenic interpretation, Norpatagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 9 (5,6): 321-328.
- Ardolino A.A. 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroccidental de la meseta de SomunCura, Provincia de Chubut. In: Congreso Geológico Argentino, 8, Buenos Aires, Atas, 3, 7-23.
- Arribas Jr. A. 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. In: J.F.H. Thompson (ed.): *Magmas, Fluids, and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course, 23, pp. 419-454.
- Arribas A., Cunningham C.G., McKee E.H., Rye R.O., Rytuba J.J., Tosdal R.M., Wasserman M.D., Aoki M. 1995a. Compilation of sample preparation and analytical methods and results of chemical, isotopic, and fluid inclusion analyses, Rodalquilar gold-alunite deposit, Spain. *Open-File Report - U. S. Geological Survey*, OF 95-0221, 33 pp.
- Arribas A., Cunningham C.G., Rytuba J.J., Rye R.O., Kelly W.C., Podwysocki M.H., Mckee E.H., Tosdal R.M. 1995b. Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquilar gold-alunite deposit, Spain: *Economic Geology*, 90 (4): 795-822.
- Baker M. 2000. Airphoto interpretation, Los Menucos Área, Argentina. *Relatório interno da empresa Iamgold Argentina*. (Informe N° 119), 9 p.
- Barton P.B. & Skinner B.J. 1979. Sulfide mineral stabilities. In: H.L. Barnes (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2 edição. John Wiley & Sons, New York. pp. 278-403.
- Bethke P.M., Rye R.O., Stoffregen R.E., Vikre P. 2005. Evolution of the magmatic-hydrothermal acid-sulfate system at Summitville, Colorado: Integration of geological, stable-isotope, and fluid-inclusion evidences. *Chemical Geology*, 215: 281-315.
- Boardman J.W., Kruse F.A., Green R.O. 1995. Mapping target signatures via partial unmixing of AVIRIS data. In: JPL Airborne Earth Science Workshop, JPL Publication, 5, Atas, 95-1, 1:23-26.
- Bove D., Rye R.O., Hou K. 1990. Evolution of the Red Mountain alunite deposits, Lake City, Colorado. *United States Geological Survey Open-File Report*, 90-0235, 29 pp.
- Brodie C. & Gordillo D. 2001. Informe Número 189, Cerro La Mina Project 3205, Los Menucos, Río Negro Province. *Relatório interno da empresa Iamgold Argentina*, 18 p.
- Burnham C.W. 1979. Magmas and hydrothermal fluids. In: H.L. Barnes (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2 edição, John Wiley & Sons, New York, pp. 263-277.
- Caffe P.J. 2000. Informe de estudio petrográfico, area de Los Menucos, Macizo de Somún Curá. *Relatório interno da empresa Iamgold Argentina*, 27 p.

- Campbell A.R. & Larson P.B. 1998. Introduction to stable isotope applications in hydrothermal systems. *In: J.P. Richards & P.B. Larson (eds.) Techniques in hydrothermal ore deposits geology*. Reviews in Economic Geology, 10: 173–193.
- Chernicoff C. 1999. *Intepretación geológica-geofísica preliminar del área de Los Menucos, Provincia de Río Negro*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Serie Contribuciones Técnicas, Proyecto Río Negro N° 1, Buenos Aires, Argentina, 32 p.
- Chernikoff C.J. & Zappettini E.O. 2004. Geophysical evidence for terrane boundaries in South-Central Argentina. *Gondwana Research*, 7: 1105–1116.
- Ciciarelli M. 1984. *Análisis estructural del sector oriental del Macizo Norpatagónico y su significado metalogénico*. Tese doutoral, Universidad Nacional de La Plata, Argentina, 179 p.
- Clark R.N., King T.V.V., Klejwa M., Swayze G.A., Vergo N. 1990. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *Journal of Geophysical Research*, 95 (B-8): 12653-12680.
- Coniglio J.E. 2006. *Evolución petrológica y metalogénica del batolito Cerro Áspero en relación con el ciclo geoquímico endógeno del flúor. Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina*. Tese doutoral, Universidad Nacional de Río Cuarto, Argentina, 138 p.
- Cooke D.R. & Simmons S.F. 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. *In: S. Hagemann & P.E. Brown (eds.) Gold in 2000*. Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, 13: 221–244.
- Craig H. 1961. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 133: 1833.
- Cravero F., Domínguez E., Murray H.H. 1991. Valores $\delta^{18}\text{O}$ y δD en caolinitas indicadoras de un clima templado-humedo para el Jurásico Superior-Cretácico Inferior de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina - RAGA*, 46 (1-2): 20-25.
- Crósta A.P., Souza Filho C.R., Ducart D.F., Azevedo F., Brodie C. 2003a. Alteration mapping for gold exploration in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery. *In: ASPRS Annual Conference, Anchorage, Alaska, EUA, Atas*, 05-09/05/2003.
- Crósta A.P., Souza Filho C.R., Azevedo F., Brodie C. 2003b. Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis. *International Journal of Remote Sensing*, 24 (21): 4233–4240.
- Crósta A.P., Ducart D.F., Souza Filho C.R., Azevedo F., Brodie C. 2007. Mineral exploration for epithermal gold in northern Patagonia, Argentina: from regional to deposit-scale prospecting using Landsat/TM and Terra/ASTER. Capítulo submetido a *SEG Special Publication on Remote Sensing and Spectral Geology*.
- Cucchi R., Busteros A., Lema H., Dalponte M., Espejo P. 1999. *Geología y Recursos Minerales de la Hoja 4169-II, Los Menucos. Río Negro, Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino-SEGEMAR, Viedma. 113 pp.
- Cudahy T.J., Hewson R.D., Huntington J.F., Quigley M.A., Barry P.S. 2001. The performance of the satellite-borne Hyperion Hyperspectral VNIR-SWIR imaging system for mineral mapping at Mount Fitton, South Australia. *In: International Conference on Geoscience and Remote Sensing, IEEE 2001, Sydney, Atas*, vol. 1, p. 314-316.
- Cunningham C.G., Rye R.O., Steven T.A., Mehnert H.H. 1984. Origins and exploration significance of replacement and vein-type alunite deposits in the Marysvale volcanic field, west-central Utah. *Economic Geology*, 79: 50–71.
- Datt B., McVicar T.R., Van Niel T.G., Jupp D.L.B., Pearlman J.S. 2003. Preprocessing EO-1 Hyperion Hyperspectral Data to Support the Application of Agricultural Indexes. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(6): 1246-1259.
- Demichelis A., Haller M., Meister C. 1991. Tectónica de basamento y mineralización de fluorita en el subdistrito El Moro, Macizo Norpatagónico, Argentina. *In: Congreso Geológico Chileno, 6, Atas*, p.132-137.

- Deyell C.L. & Dipple G.M. 2005. Equilibrium mineral-fluid calculations and their application to the solid solution between alunite and natroalunite in the El Indio-Pascua belt of Chile and Argentina. *Chemical Geology*, 215 (1-4): 219-234.
- Deyell C.L., Leonardson R., Rye R.O., Thompson J.F.H., Bissig T., Cooke D.R. 2005. Alunite in the Pascua-Lama High-Sulfidation Deposit: Constraints on Alteration and Ore Deposition Using Stable Isotope Geochemistry. *Economic Geology*, 100: 131-148.
- Dill H.G. 2001. The geology of aluminium phosphates and sulphates of the alunite group: a review. *Earth-Science Reviews*, 53: 35–93.
- Domínguez E., Gómez C., Garrido M., Aliotta G. 2004. Fluorita en las vetas de cuarzo aurífero de la Estancia La Paloma, Prov. de Santa Cruz. *In: Congreso de Mineralogía y Metalogenia*, 7, Río Cuarto, *Atas*, p. 189-192.
- Ducart D.F. 2004. *Caracterização da alteração hidrotermal associada às ocorrências auríferas de Los Menucos, Argentina, por meio de técnicas de sensoriamento remoto e espectroscopia de reflectância*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 86 p.
- Ducart D.F., Crósta A.P., Souza Filho C.R. 2004. Mapeamento de zonas de alteração hidrotermal associadas a mineralizações auríferas epitermais no Distrito de Los Menucos, Argentina, por meio de imagens multiespectrais ASTER. Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, 1, Ouro Preto, *Atas em CD*.
- Ducart D.F., Crosta A.P., Souza Filho C.R., Coniglio J. 2006. Alteration Mineralogy at the Cerro La Mina Epithermal Prospect, Patagonia, Argentina: Field Mapping, Short-Wave Infrared Spectroscopy, and ASTER Images. *Economic Geology*, 101: 981-996.
- Ebert S.W. & Rye R.O. 1997. Secondary precious metal enrichment by steam-heated fluids in the Crofoot-Lewis hot spring gold-silver deposit and relation to paleoclimate. *Economic Geology*, 92: 578-600.
- Einaudi M.T., Hedenquist J.W., Inan E. 2003. Sulfidation state of hydrothermal fluids: The porphyry-epithermal transition and beyond, *In: S.F. Simmons, I.J. Graham (eds.), Volcanic, geothermal and ore-forming fluids: Rulers and witnesses of processes within the Earth*. Society of Economic Geologists and Geochemical Society, Special Publication 10, Chapter 15, p. 285-313.
- Farquhar G.D., Henry B.K., Styles J.M. 1997. A rapid on-line technique for determination of oxygen isotope composition of nitrogen-containing organic matter and water. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 11: 1554-1560.
- Fernández R. & de Barrio R. 1994. Mineralizaciones de oro y plata del macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista Comunicaciones, Universidad de Chile*, 45: 59–66.
- Fournier R.O. 1987. Conceptual models of brine evolution in magmatic-hydrothermal systems. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, vol. 1350 (2): 1487–1506.
- Fournier R.O. 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-hydrothermal environment. *Economic Geology*, 94: 1193– 1212.
- Franco S., Puente N., Varela C., Gemuts I. 1999. Mineralización aurífera en el distrito Los Menucos, Río Negro. *In: E.O. Zappettini, (ed.), Recursos minerales de la Republica Argentina*. Instituto de Geología y Recursos minerales SEGEMAR Buenos Aires, *Atas* 35, pp. 893-894.
- Giacosa R., Lema H., Busteros A., Zubia M., Cucchi R., Di Tommaso I. 2005. Tectónica transcurrente asociada al Triásico de Los Menucos, Macizo Nordpatagónico, Río Negro. *In: Congreso Geológico Argentino*, 16, *Atas*, disponíveis em CD.
- Giacosa R., Lema H., Busteros A., Zubia M., Cucchi R., Di Tommaso I. 2007. Estructura del Triásico de la región norte del Macizo Nordpatagónico (40°- 41° S, 67° 30' - 69° 45' O, Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina – RAGA: A ser publicado no vol. 62, número 3 do ano 2007*.
- Giesemann A., Jager H.J., Norman A.L., Krouse H.R., Brand W.A. 1994. On-line sulfur-isotope determination using an elemental analyzer coupled to a mass spectrometer: *Analytical Chemistry*, 65: 2816–2819.

- Giggenbach W.F. 1992. Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries. *Economic Geology*, 87: 1927–1944.
- Giggenbach W.F. 1997. The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. In: H.L. Barnes (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3 edição, Wiley, New York, pp. 737– 796.
- Gilg H.A. & Sheppard S.M.F. 1996. Hydrogen isotope fractionation between kaolinite and water revisited: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 529-533.
- Gillespie A.R., Kahle A.B., Walker R.E. 1986. Color enhancement of highly correlated images. I. Decorrelation and HIS contrast stretches. *Remote Sensing of Environment*, 20: 209-235.
- Goodenough D.G., Dyk A., Niemann K.O., Pearlman J.S., Chen H., Han T., Murdoch M., West C. 2003. Processing Hyperion and ALI for Forest Classification. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(6): 1321-1331.
- Harben P.W. & Bates R. 1988. *Fluorspar. Industrial Minerals Geology and World Deposits*. Redwood Burn Ltd. Trowbridge, Wiltshire, UK, p 110-119.
- Heald P., Foley N.K., Hayba D.O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits; acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, 82 (1): 1-26.
- Hedenquist J.W. 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin. In: M.K. Horn (ed.) *Transactions 4th Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference*. Singapore, American Association of Petroleum Geologists, p. 513-524.
- Hedenquist J.W. 2002a. Observations on epithermal gold prospects in Patagonia, Argentina. Report for IAMGOLD, Los Menucos, Argentina, Hedenquist Consulting, Inc. *Relatório interno da empresa Iamgold Argentina*, 49p.
- Hedenquist J.W. 2002b. Observations on epithermal gold prospects near Los Menucos, Rio Negro Province, Argentina. Report for IAMGOLD, May. Los Menucos, Argentina, Hedenquist Consulting, Inc. *Relatório interno da empresa Iamgold Argentina*, 23 p.
- Hedenquist J.W., Lowenstern J.B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370: 519–527.
- Hedenquist J.W., Matsuhisa Y., Izawa E., White N.C., Giggenbach W.F., Aoki M. 1994. Geology, geochemistry, and origin of high-sulfidation Cu–Au mineralization in the Nansatsu district, Japan. *Economic Geology*, 89: 1–30.
- Hedenquist J.W., Arribas Jr. A., Reynolds J.T. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu–Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93: 373–404.
- Hedenquist J.W., Arribas Jr A., Gonzales-Urien E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13: 245–277.
- Hemley J.J., Montoya J.W., Marinenko J.W., Luce R.W. 1980. Equilibria in the system Al₂O₃-SiO₂-H₂O and some general implications for alteration/mineralization processes. *Economic Geology*, 75:210–228.
- Henley R.W. 1985. The geothermal framework of epithermal deposits. In: B.R Berger & P.M. Bethke (eds.) *Geology and geochemistry of epithermal systems*. Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, v. 2, p. 1-24.
- Henley R.W., McNabb A. 1978. Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement. *Economic Geology*, 73: 1– 20.
- Hubbard B.E. & Crowley J.K. 2005. Mineral mapping on the Chilean–Bolivian Altiplano using co-orbital ALI, ASTER and Hyperion imagery: Data dimensionality issues and solutions. *Remote Sensing of Environment*, 99: 173 – 186.

- Hubbard B.E., Crowley J.K., Zimelman D.R. 2003. Comparative Alteration Mineral Mapping Using Visible to Shortwave Infrared (0.4–2.4 μm) Hyperion, ALI, and ASTER Imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41 (6): 1401-1410.
- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Correa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Alcver Neto A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajos gold province, Amazonian Craton, Brazil; geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215(1-4): 95-125.
- Jupp D.L.B. & Bisun D. 2001. Evaluation of Hyperion Performance at Australian Hyperspectral Calibration and Validation Sites (NRA-99-0ES-01). Disponível em: <http://www.cossa.csiro.au/hswwww/oz_pi/ozpi.htm>. Acesso em: 06 de nov. 2006.
- Khashgerel B.E., Rye R.O., Hedenquist J.W., Kavalieris I. 2006. Geology and Reconnaissance Stable Isotope Study of the Oyu Tolgoi Porphyry Cu-Au System, South Gobi, Mongolia. *Economic Geology*, 101: 503-522.
- Kruse F.A., Leflcoff A.B., Boardman J.W., Heidebrecht K.B., Shapiro A.T., Barloon P.J., Goetz A.F.H. 1993. The spectral image processing system (SIPS)- Interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote Sensing of Environment*. 44: 145-163.
- Kruse F.A., Boardman J.W., Huntington J.F. 2003. Comparison of Airborne Hyperspectral Data and EO-1 Hyperion for Mineral Mapping. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(6): 1388-1400.
- Labudía C.H. & Bjerg E.A. 2001. El Grupo Los Menucos: redefinición estratigráfica del Triásico superior del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56(3): 404-407.
- Labudía C.H. & Bjerg E.A. 2005. Geología del Grupo Los Menucos, Comarca Nordpatagónica, Argentina. In: Congreso Geológico Argentino, 16, *Atas*, disponíveis em CD.
- Labudía C.H., Llambías E.J., Rapela C.W., Artabe A. 1995. El Triásico de Los Menucos: procesos volcánicos y sedimentarios. In: Reunión del Triásico del Cono Sur, 2, Bahía Blanca, Argentina, *Atas*, p.17-21.
- Lema H., Busteros A., Giacosa R., Dalponte M., Godeas M., Zubia M. 2005. Geología del Complejo Los Menucos Macizo Norpatagónico, Provincia de Río Negro. In: Congreso Geológico Argentino, 16, *Atas*, disponíveis em CD.
- Lima V.S. 2003. *Assinaturas espectrais de gossans associados a mineralizações de PB-Zn-Ba na Bacia de Irecê (BA): um estudo baseado em dados dos sensores TM e ASTER*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 154 p.
- Linares E., Ostera H.A., Parica C.A. 1990. Edades radimétricas preliminares del basamento cristalino de las vecindades de Mina Gonzalito y de Valcheta, Provincia de Río Negro, República Argentina. In: Congreso Geológico Argentino, 11, San Juan, Argentina, *Atas*, 2, p. 251-253.
- Llambías E.J. 1999. Las rocas igneas Gondwanicas; 1, El magmatismo Gondwanico durante de Paleozoico superior-Triásico. In: R. Caminos (ed.) *Geología Argentina*. Dirección Nacional del Servicio Geológico, pp. 349-363.
- Llambías E.J., Caminos R., Rapela C.W. 1984. Las plutonitas y vulcanitas del Ciclo Eruptivo Gondwánico. In: V.A. Ramos (ed.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*. Congreso Geológico Argentino, 11, p. 85-118.
- Maiza P. 1972. *Los yacimientos de caolín originados por la actividad hidrotermal en los principales distritos caoliníferos de la Patagonia, República Argentina*. Tese de doutorado, Universidad Nacional del Sur, Argentina, 137 p.
- Maiza P.J., Marfil S.A., Cardellach E., Corbella M. 2006. Origen de la alunita y la natroalunita del depósito de caolín de Mina Equivocada, Provincia de Río Negro, Argentina. In: Congreso de Mineralogía y Metalogía, 8, Buenos Aires, Argentina, *Atas*, pp. 123-128.
- Malvicini L. & Llambías E.J. 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, Provincia del Chubut. In: Congreso Geológico Argentino, 5, Villa Carlos Paz Córdoba, *Atas* 2, p. 185–202.

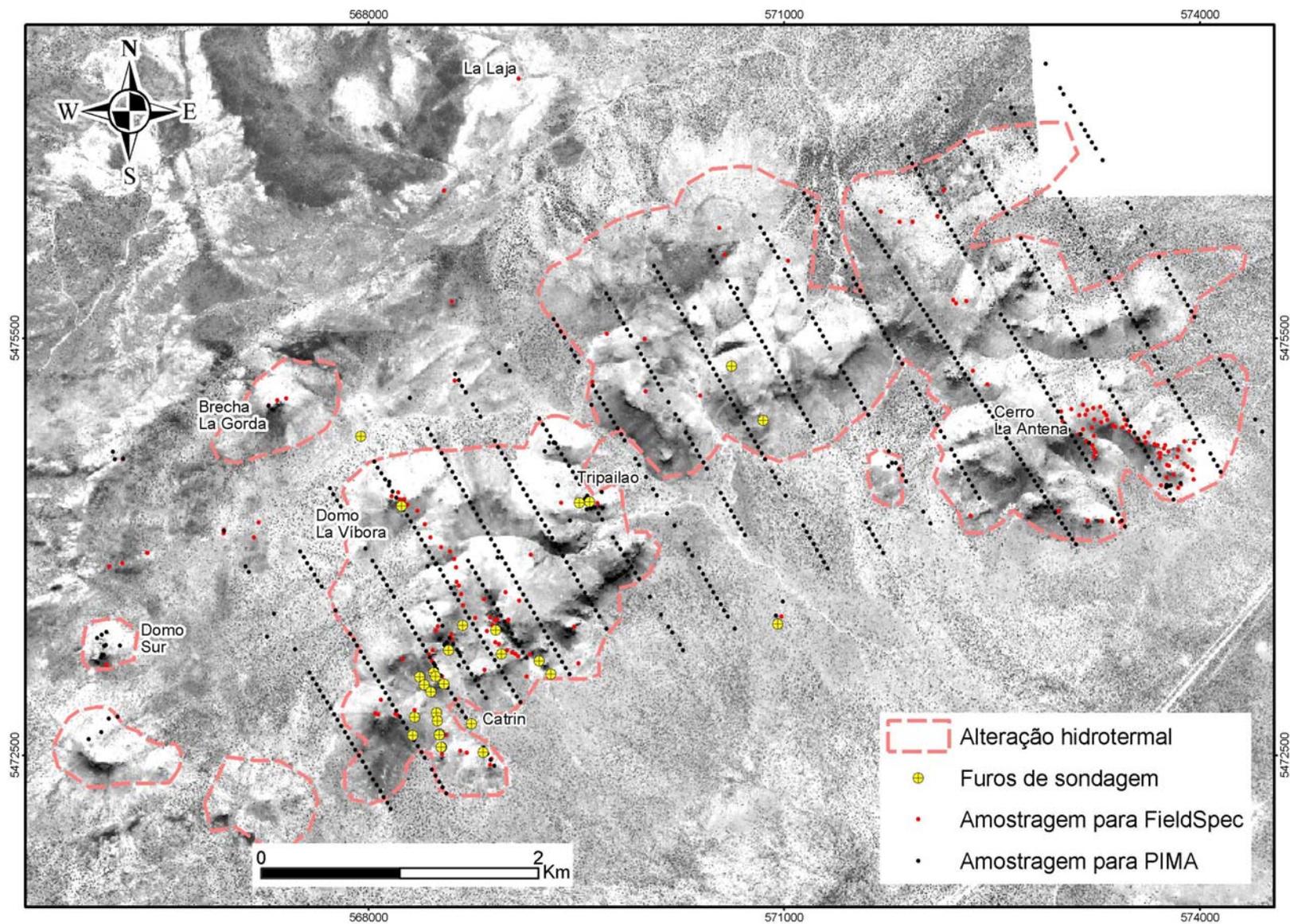
- Marcoux E. & Milési J.P. 2000. Volcanism and epithermal gold deposits. *In: H. Leyrit & C. Montenat (eds.) Volcaniclastic rocks, from magmas to sediments*. Gordon and Breach Science Publishers, pp.: 235-251.
- Marfil S.A., Maiza P.J, Cardellach E., Corbella M. 2005. Origin of kaolin deposits in the 'Los Menucos' area, Río Negro Province, Argentina. *Clay Minerals*, 40: 283-293.
- Menoyo E. & Brodkorb A. 1975. Fluorita y siderurgia en Argentina. *In: Congreso Ibero-Americano de Geología Económica*, 2, vol. 3, p.235-258.
- Ninomiya Y., Fu B. & Cudahy T.J. 2005. Detecting lithology with Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) multispectral thermal infrared "radiance-at-sensor" data. *Remote Sensing of Environment*. 99: 127-139.
- Núñez E., Bachmann E.W., Ravazzoli I., Britos A., Franchi M., Lizuain A., Sepulveda E. 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del macizo Somuncura, Provincia de Río Negro, República Argentina. *In: Congreso Ibero-Americano de Geología Económica*, 2, Buenos Aires, *Atas* 4, p. 247-266.
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 67: 551-579.
- Ohmoto H. & Rye R.O. 1979. Isotopes of Sulfur and Carbon. *In: H. Barnes (ed.) Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, John Wiley and Sons, New York, 509-567 pp.
- Pankhurst R.J., Leat P.T., Sruoga P., Rapela C.W., Márquez M., Storey B.C., Riley T.R. 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81(1-2): 113-136.
- Pankhurst R.J., Rapela C.W., Fanning C.M., Márquez M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76 (3-4): 235-257.
- Pearlman J., Carman S., Segal C., Jarecke P., Barry P., Browne W. 2001. Overview of the Hyperion Imaging Spectrometer for the NASA EO-1 mission. *In: Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS '01, IEEE 2001 International. Atas*, 7, pp. 3036-3038.
- Pontual S., Merry N., Gamson P. 1997. G-Mex - spectral analysis guides for mineral exploration- Regolith logging. Kew, Victoria 3101, Australia, Auspec International Pty. Ltd.. vol. 8, 60 pp.
- Puente N., Gemuts I., Franco S., Varela C., Martínez V. 2000. New high sulfidation gold district, Los Menucos, Río Negro Province, Argentina. *In: Argentina Mining 2000*. Mendoza, *Atas em CD*.
- Ramos V.A. & Aguirre-Urreta M.B. 2000. Patagonia. *In: U.J. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.) Tectonic evolution of South America. In: International Geological Congress*, 31, Rio de Janeiro, *Atas*, pp. 369-380.
- Rapela C.W., Pankhurst R.J., Llambías E.J., Labudía C., Artabe A. 1996. "Gondwana" magmatism of Patagonia: inner Cordilleran calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic province. *In: Third International Symposium on Andean Geodynamics*, St.-Malo, France, Résumés étendus, ORSTOM, Paris, pp. 791-794.
- Research System Inc - RSI. 2004. *ENVI user's guide, ENVI Version 4.2*. 1150 pp.
- Reyes A.G. 1990. Petrology of Philippines geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43: 279-309.
- Rowan L.C. & Mars J.C. 2003. Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. *Remote Sensing of Environment*, 84:350-366.
- Rowan L.C., Hook S.J., Abrams M.J., Mars J.C. 2003. Mapping hydrothermally altered rocks at Cuprite, Nevada, using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), a new satellite-imaging system. *Economic Geology*, 98: 1019-1027.

- Rowan L.C., Mars J.C., Simpson C.J. 2005. Lithologic mapping of the Mordor, NT, Australia ultramafic complex by using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). *Remote Sensing of Environment*, 99: 105–126.
- Rye R.O. 1993. The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment; the stable isotope perspective. *Economic Geology*, 88: 733-752.
- Rye R.O. 2005. A review of the stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems. *Chemical Geology*, 215 (1-4): 5-36.
- Rye R.O., Bethke P.M., Wasserman M.D. 1992. The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration. *Economic Geology*, 87: 225-262.
- Salisbury J.W., Walter L.S., Vergo N., D’Aria D.M. 1991. *Infrared (2.1–25 μ m) Spectra of Minerals*. Johns Hopkins University Press, Baltimore. 267 pp.
- Savin S.M. & Epstein S. 1970. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34: 25-42.
- Schalamuk I.B., Zubia M., Genini A., Fernandez R.R. 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews*, 12: 173-186.
- Schoen R., White D.E., Hemley J.J. 1974. Argillization by descending acid at Steamboat Springs, Nevada. *Clays and Clay Minerals*, 22: 1-22.
- Sharps Z.D., Atudorei V., Durakiewicz T. 2001. A rapid method for determination of hydrogen and oxygen isotope ratios from water and hydrous minerals. *Chemical Geology*, 178: 197-210.
- Sheppard S.M.F., Nielsen R.L., Taylor H.P. 1969. Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 64: 755-777.
- Sheppard S.M.F. & Gilg H.A. 1996. Stable isotope geochemistry of clay minerals. *Clay Minerals*, 31: 1–24.
- Sillitoe R.H. 1983. Enargite-bearing massive sulfide deposits high in porphyry copper systems. *Economic Geology*, 78: 348– 352.
- Sillitoe R.H. 1993. Epithermal models: Genetic types, geometric controls and shallow features, *In: R.V. Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe, J.M. Duke (eds.) Mineral Deposit Modeling*, Geological Association of Canada, Special Paper, 40: 403-417.
- Sillitoe R.H. 1995. Exploration of porphyry copper lithocaps. *In: J.L.Mauk, J.D. St. George (eds.), Proceedings of Pacific Rim Congress, 1995*, Carlton, Victoria: Australasian Institute of Mining and Metallurgy, p. 527-532.
- Sillitoe R.H. 2001. Comments on geology and Gold Potential of the Cerro Abanico and Cerro La Mina Prospects, Los Menucos, Argentina. *Relatório interno da empresa Iamgold*, 8 p.
- Sillitoe R.H. & Hedenquist J.W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. *In: S.F. Simmons (ed.) Understanding crustal fluids: Roles and witnesses of processes deep within the earth, Giggenbach memorial volume*. Society of Economic Geologists and Geochemical Society, Special Publication 10, p. 315-343.
- Sillitoe R.H., Cooper C., Sale M.J. 2002. Discovery and Geology of the Esquel Low-Sulfidation Epithermal Gold Deposit, Patagonia, Argentina. *In: R.J. Goldfarb & R.L. Nielsen (eds.) Integrated Methods for Discovery: Global Exploration in the Twenty-First Century*. Society of Economic Geologist. Special Publication No. 9, 11: 227-240.
- Soha J.M. & Schwartz A.A. 1978. Multispectral histogramnormalization contrast enhancement. *In: Proceedings of the 5th Canadian Symposium on Remote Sensing*, Victoria, BC, Canada, pp. 86-93.
- Souza Filho C.R. 2003. ASTER à Vista. *InfoGeo*, 29:62-64.
- Souza Filho C.R., Tapia Calle C.H., Crósta A.P., Xavier R.P. 2003. Infrared Spectroscopy and ASTER imagery Analysis of Hydrothermal alteration Zones at the Quellaveco Porphyry-Copper deposit, Southern Peru. *In:*

- Proceedings of the American Society for Photogrammetry and Remote Sensing (ASPRS) Annual Conference, 1-12 (CD-ROM).
- Stipanovic P.N. 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina - RAGA*, 22 (2): 125-126.
- Stipanovic P.N. & Methol E.J. 1972. Macizo de Somún Curá, Argentina. In: *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. pp.: 581-599.
- Stipanovic P.N. & Methol E.J. 1980. Comarca Norpatagónica. Academia Nacional de Ciencias, Geología Regional Argentina, 5, Córdoba, Argentina, *Atas*, 2, pp. 1071-1099.
- Stipanovic P.N., Rodrigo F., Baulies O.L., Martínez C.G. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina - RAGA*, 23 (2): 67-98.
- Stoffregen R.E. 1987. Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado. *Economic Geology*, 82: 1575-1591.
- Stoffregen R.E., & Alpers C.N. 1987. Woodhouseite and svanbergite in hydrothermal ore deposits: Products of apatite destruction during advanced argillic alteration. *Canadian Mineralogist*, 25: 201-211.
- Stoffregen R.E., Rye R.O., Wasserman M.D. 1994. Experimental studies of alunite: II. Rates of alunite-water alkali and isotope exchange. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 917-929.
- Sverjensky D.A., Hemley J.J., D'Angelo W.M. 1991. Thermodynamic assessment of hydrothermal alkali feldspar-mica-aluminosilicate equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 989-1004.
- Taylor B.E. 1992. Degassing of H₂O from rhyolitic magma during eruption and shallow intrusion, and the isotopic composition of magmatic water in hydrothermal systems. *Geological Survey of Japan Report*, 279: 190-194.
- Thompson A.J.B., Hauff P.L., Robitaille A.J. 1999. Alteration mapping in exploration: application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 39: 16-27.
- Tuttle M.L., Goldhaber M.B., Williamson. 1986. An analytical Scheme for determining forms of sulphur in oil shales and associated rocks. *Talanta*, 33 (12): 953-961.
- Twiss R.J. & Moores E.M. 1992. *Structural Geology*. W.H. Freeman & Co., 532 pp.
- Van Alstine R. 1976. Continental rift and lineaments associated with major fluorspar districts. *Economic Geology*, 71 (6): 977-987.
- Van der Meer F. 2000. Imaging spectrometry for geological applications. In: R.A. Meyers (ed.) *The Encyclopedia of Analytical Chemistry*. John Wiley & Sons Ltd., Sussex, U.K., p. 8601-8638.
- Vane G. 1985, High spectral resolution remote sensing of the earth: *Sensors*, 2: 11-20.
- Varela R., Cingolani C., Sato A., Dalla Salda L., Brito Neves B.B., Basei M.A.S., Siga Junior O., Teixeira W. 1997. Proterozoic and Paleozoic evolution of Atlantic area of North-Patagonian massif, Argentine. In: South America Symposium on Isotope Geology, São Paulo, *Atas*, p. 326-329.
- Varela R., Basei M.A.S., Cingolani C.A., Siga Jr. O., Passarelli C.R. 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile*, 32(2): 167-187.
- Vaughan R.G., Hook S.J., Calvin W.M., Taranik J.V. 2005. Surface mineral mapping at Steamboat Springs, Nevada, USA, with multi-wavelength thermal infrared images. *Remote Sensing of Environment*. 99: 140-158.
- Wasserman M.D., Rye R.O., Bethke P.M., Arribas A. Jr. 1992. Methods for separation and total stable isotope analysis of alunite. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 92-0009, 20p.
- Watanabe Y. & Hedenquist J.W. 2001. Mineralogic and Stable Isotope Zonation at the Surface over the El Salvador Porphyry Copper Deposit, Chile. *Economic Geology*, 96: 1775 - 1797.

- White N.C. & Hedenquist J.W. 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for their exploration. *In: J.W. Hedenquist, N.C. White, G. Siddeley (eds.), Epithermal gold deposits of the Circum-Pacific*. Journal of Geochemical Exploration, v. 36, p. 445-474.
- White N.C. & Hedenquist J.W. 1995. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics, and exploration. *Society of Economic Geologists, Newsletter*, 23(1): 9-13.
- Zhang X. & Pazner M. 2007. Comparison of Lithologic Mapping with ASTER, Hyperion, and ETM Data in the Southeastern Chocolate Mountains, USA *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 73 (5): 555–561.

Anexo 1: Localização de amostras analisadas com os espectrômetros PIMA e FieldSpec, e dos furos de sondagem realizados pela empresa Iamgold.



Anexo 2: Mapas geoquímicos

Dados geoquímicos do prospecto Cerro La Mina foram cedidos gentilmente pela empresa Iamgold Argentina e publicados em um relatório interno (Brodie & Gordillo 2001). A amostragem foi feita seguindo uma malha retangular regular, segundo linhas ortogonais às zonas mineralizadas (de orientação nordeste), espaçadas 200 m entre si e com espaçamento entre os pontos de coleta de 50 m. A posição dos pontos inicial e final de cada linha foi medida com GPS diferencial para melhorar sua acurácia (erro de ± 3 m). Nos mesmos pontos da malha também foram obtidos pela Iamgold espectros de refletância com o espectro-radiômetro PIMA (cobrindo o SWIR).

Estes dados estão conformados por 3.294 resultados de análises geoquímicas feitas a partir da amostragem de fragmentos de rocha (~1 kg) espalhados num radio de 1 m (elementos analisados: Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo, As, Sb, Hg e Ba). Alguns mapas obtidos a partir destes dados são apresentados nas páginas seguintes.

