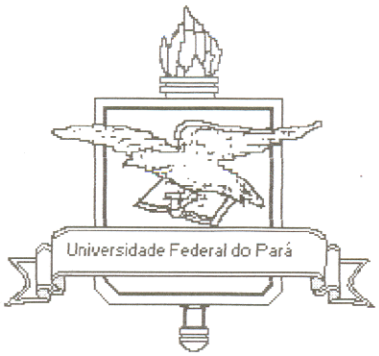


Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

" MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DAS MINERALZAÇÕES DE Zn-Pb-Ag E DAS ROCHAS ENCAIXANTES DA MINA RESERVA (POTOSÍ-BOLIVIA) ".

TESE APRESENTADA POR

HECTOR EFRAIM PALENQUE RIVERA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.

Data de Aprovação 14.03.1997

Comitê de Tese:

MARCONDES LIMA DA COSTA (Orientador)

MARCEL AUGUSTE DARDENNE

MÁRCIO DIAS SANTOS

BELÉM

Universidade Federal Do Pará

Centro de Geociências

Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DAS MINERALIZAÇÕES DE Zn-Pb-Ag E DAS ROCHAS ENCAIXANTES DA MINA RESERVA (POTOSÍ - BOLIVIA)

TESE DE MESTRADO

por

Hector Efrain Palenque Rivera

Orientador: Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa

Belém- Pará
1997

A meus pais Mário Palenque e Martina Rivera, e meus irmãos Sandro e Edgar.

A minha esposa Delia e meus filhos Mariela Alejandra e Marcelo, só posso dizer-lhes obrigado querida família !!!!

AGRADECIMENTOS

Quero expressar os meus agradecimentos as seguintes pessoas e instituições que participaram direta ou indiretamente neste trabalho de tese:

Ao Serviço Alemão de Intercâmbio Acadêmico (DAAD), em nome do Dr. Volker Geller e a Sra. Marilia de La Cal, pela bolsa de estudos e auxílio financeiro para a execução da presente pesquisa.

A União de Universidades Amazônicas (UNAMAZ) e a Teresa Aura Barba, Secretaria Executiva da UNAMAZ Bolivia.

Ao Centro de Geociências e Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da UFPA, pela utilização da infra-estrutura dos seus laboratórios em diferentes etapas deste trabalho.

A empresa de mineração TUNTOCO/FORTALEZA S.A., através do Ing. geólogo Victor Choque Tavera, pelo apoio logístico emprestado durante a campanha de trabalho de campo.

Ao orientador desta dissertação, professor Marcondes Lima da Costa, pelas sugestões apresentadas ao longo deste trabalho e principalmente pelo apoio e incentivo permanente.

Ao prof. Dr. Henrique Kahn e a geóloga Sandra Garcia Gabas, do Laboratório de Caracterização Tecnológica, da Escola Politécnica da USP, pela realização das microanálises químicas por MEV-EDS.

Aos professores Dr. Marcel A. Dardenne e Dr. Marcio Dias Santos, membros da banca examinadora, pelas sugestões apresentadas e pelas correções do texto final.

Ao prof. Msc. Antonio Vaquera Vargas, pelo apoio emprestado durante a etapa das análises químicas.

Aos colegas do Brasil, Newton Cunha, Elias Leão, Carlos Cassini, Rômulo Simões Angélica, Sérgio Costa, José Erimar Soares, Paulo de Tarso Khoury, Edielma Farias e Cintia Gaia pela amizade e ambiente de companheirismo.

Aos colegas e amigos bolsistas da DAAD Germán Uzquiano, Germán Garabito, Oscar Choque Fernández e Antonio Galarza pela amizade e colaboração recebidas.

Finalmente, aos funcionários do Centro de Geociências da UFPA, em especial às seções do laboratório de laminação, secretaria de Pós-Graduação, biblioteca e fotocopias pela atenção recebida.

SUMÁRIO

Pag.

DEDICATÓRIA i

AGRADECIMENTOS ii

SUMÁRIO iv

LISTA DE ILUSTRAÇÕES vii

LISTA DE ABREVIATURAS E/OU SÍMBOLOS xiv

RESUMO 1

ABSTRACT 4

1. INTRODUÇÃO 6

1.1. OBJETIVOS DO ESTUDO 7

1.2. LOCALIZAÇÃO, ACESSO E FISIOGRAFIA 8

1.3. METODOLOGIA DE TRABALHO 11

2. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO 18

2.1. TRABALHOS ANTERIORES 18

2.2.ESTRATIGRAFIA 21

2.2.1. Ordoviciano 22

2.2.2. Siluriano 22

2.2.3. Cretáceo 22

2.2.4. Mioceno 24

2.2.4.1. Granodiorito Kumurana 24

2.2.4.2. Formação Mondragón 24

2.2.4.3. Formação Agua Dulce 25

2.2.4.4. Formação San Roque 25

2.2.4.5. Formação Canteria 25

2.2.4.6. Série Kari Kari 26

2.2.4.7. Série Cerro Rico 27

2.2.4.8. Cerro Huakajchi 27

2.2.5. Quaternário 27

3. MINERALIZAÇÃO 29
3.1. MINERALOGIA E ASSEMBLÉIAS MINERAIS DO VEIO WENDY (Mina RESERVA)..... 29
3.2. MODO DE OCORRÊNCIA DA MINERALIZAÇÃO 34
3.3. MICROMORFOLOGIA E QUÍMICA MINERAL 36
3.3.1. Minerais de minério 36
3.3.2. Minerais de Ganga 56
3.4. DISTRIBUIÇÃO DOS METAIS NO VEIO WENDY 57
3.5. TEORES DE LAVRA DO VEIO WENDY (Mina RESERVA) 64
3.6. ZONEAMENTO MINERALÓGICO E METÁLICO 65
4. AS ROCHAS ENCAIXANTES 67
4.1. PETROGRAFIA 67
4.1.1. Rochas Vulcânicas Miocênicas 67
4.1.1.1. Mineralogia dos fenocristais 67
4.1.1.2. Minerais acessórios 71
4.1.1.3. Minerais opacos 72
4.1.1.4. Minerais secundários 72
4.1.1.5. Xenólitos 72
4.1.1.6. Matriz 73
4.1.2. Rochas Metassedimentares Paleozóicas 73
4.2. PETROQUÍMICA 73
4.2.1. Elementos maiores e menores 77
4.2.2. Elementos traços..... 80
4.2.2.1. Elementos terras raras (ETR) 83
4.2.3. Filiação magmática das rochas 86
4.2.4. Considerações genéticas do magmatismo da caldeira Kari Kari 88
4.2.5. Origem das granadas dos dacitos da mina Reserva 90
4.3. ALTERAÇÃO HIDROTERMAL 91
4.3.1. Modificações químicas 93
4.3.1.1. Elementos maiores e menores 94
4.3.1.2. Elementos traços..... 98

4.3.1.2.1. Elementos terras raras (ETR) 100
5. PROSPECÇÃO LITOGEOQUÍMICA NA ÁREA CERRO STOCK WORK 102
5.1. GEOLOGIA E MINERALIZAÇÃO 102
5.2. *BACKGROUND E THRESHOLD* 104
5.3. RESULTADOS 104
5.3.1. Anomalias litogeoquímicas 106
5.3.2. Associações geoquímicas 113
5.3.3. Comparação com os dacitos encaixantes do veio Wendy 114
5.3.4. Sumário de dados 116
6. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA MINA RESERVA 118
6.1. ATIVIDADE MAGMÁTICA DA ÁREA DE ESTUDO 118
6.2. MINERALIZAÇÃO 120
6.2.1. Alterações da rocha encaixante 121
6.2.2. Tempo de mineralização 121
6.3. ORIGEM DOS VEIOS E DOS FLUIDOS MINERALIZANTES DA MINA RESERVA 122
6.3.1. Transporte e deposição dos metais 124
6.4. CLASSIFICAÇÃO DO DEPÓSITO 127
7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES 129
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 134
ANEXOS 140
ANEXO A Concentrações de Zn, Pb, Ag, Cu, Cd, Sn e Sb no minério sulfetado do veio Wendy na mina Reserva 141
ANEXO B Análises químicas de rocha total, elementos menores e minerais normativos das rochas vulcânicas da caldeira Kari Kari (SCHNEIDER, 1985) 142
ANEXO C Resultados de análises químicas das rochas do cerro Stock Work 143

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

		Pag.
Figura 1	Províncias geológicas da Bolivia	7
Figura 2	Mapa de localização e acesso	9
Figura 3	Vista panorâmica da mina Reserva (área veio Wendy)	10
Figura 4	Vista panorâmica da área de estudo cerro Stock Work	10
Figura 5	Localização das áreas de estudo: veio Wendy e cerro Stock Work (mina Reserva)	11
Figura 6	Localização dos pontos de amostragem no veio Wendy	12
Figura 7	Malha de amostragem da área de estudo cerro Stock Work	14
Figura 8	Mapa geológico regional da Cordilheira Oriental, região Potosi	19
Fiigura 9	Mapa geológico da caldeira Kari Kari	20
Figura 10	Mapa geológico e pontos de amostragem da área de estudo cerro Stock Work	23
Figura 11	Perfil geológico longitudinal e transversal do veio Wendy	30
Figura 12	Estruturação e paragênese mineral do veio Wendy	32
Figura 13	Microfotografia de intercrescimento íntimo entre galena e esfalerita, junto a cristais de pirita	37
Figura 14	Microfotografia de cristais de galena, esfalerita e siderita intimamente associados	37
Figura 15	Microfotografia de um cristal de pirita com inclusões abundantes de microcristais de esfalerita distribuídos irregularmente	38
Figura 16	Microfotografia da esfalerita com inclusões de pirrotita e calcopirita	38
Figura 17	Microfotografia de esfalerita com inclusões de tetraedrita, calcopirita, pirrotita, pirita e galena	39
Figura 18	Microfotografia de MEV de esfalerita com inclusões de galena e tetraedrita intimamente associados	39
Figura 19	Microfotografia de MEV de um cristal de esfalerita com inclusões de galena, pirrotita, tetraedrita e pirita	40

Figura 20 Microfotografia de MEV de esfalerita em contato com pirita. A esfalerita contém inclusões de estanita, pirrotita e tetraedrita..... 40

Figura 21 Microfotografia de MEV de cristais de esfalerita e pirita, com estanita na borda da esfalerita..... 41

Figura 22 Microfotografia de MEV de esfalerita da figura anterior, onde se observam inclusões de galena estanita e calcopirita. Na pirita ocorrem inclusões circulares de sulfeto de Fe-Ag não identificados..... 41

Figura 23 Variação dos conteúdos de ferro das esfaleritas das minas Reserva (veio Wendy), Colquechaquita e Mazuni, situados na mesma faixa mineralizada no flanco ocidental da caldeira Kari Kari..... 43

Figura 24 Microfotografia de cristais de pirita fortemente fraturados em contatos levemente curvados com a galena..... 44

Figura 25 Microfotografia de cristais de galena preenchendo cavidades na pirita..... 44

Figura 26 Microfotografia de cristais de potosiita preenchendo espaços abertos na galena. Outros cristais de potosiita estão se alterando para agregado maciço, em contato com a potosiita inalterada..... 45

Figura 27 Microfotografia de MEV de cristal de galena, com inclusões fusiformes de um sulfossal complexo de Sb-Pb-Ag, não identificado..... 45

Figura 28 Microfotografia de MEV de cristais de potosiita, formando uma textura muito particular em forma de raízes, imersos em matriz de goethita + argila..... 49

Figura 29 Microfotografia de MEV de microcristais de potosiita associados com galena, em matriz de goethita..... 49

Figura 30 Microfotografia de MEV de potosiita associada com cassiterita, em matriz de goethita..... 50

Figura 31 Microfotografia de estanita inclusa na siderita. Associados ocorrem ainda arsenopirita e marcassita..... 50

Figura 32 Microfotografia de MEV de cristais de pirita e marcassita circundados por siderita. A pirita mostra textura *bird eye* e a marcassita ocorre em duas gerações..... 52

Figura 33 Microfotografia de MEV da pirita e marcassita intimamente associadas, como inclusões em quartzo..... 52

Figura 34 Distribuição de Zn e Pb (em %) no veio Wendy, nos níveis 0, 40 e 110..... 60

Figura 35 Distribuição de Ag, Cu e Cd (em ppm) no veio Wendy, nos níveis o, 40 e 110..... 61

Figura 36 Diagramas de dispersão Ag x Pb, Cu x Zn, Cd x Zn e Cu x Cd para as amostras de minério e rochas encaixantes do veio Wendy (níveis 0, 40 e 110)..... 62

Figura 37 Cristais de biotita, plagioclásio, sanidina e quartzo imersos em matriz fina quartzo-feldspática, ressaltando a textura porfirítica do dacito de Kari Kari..... 68

Figura 38 Cristais de biotita, sanidina e plagioclásio imersos em matriz fina quartzo-feldspática..... 68

Figura 39 Microfotografia de MEV de biotita com inclusões de rutilo e ilmenita..... 70

Figura 40 Granada com borda *kelifítica,* composta de clorita e sericita junto a cristais de biotita e opacos..... 70

Figura 41 Classificação química das rochas vulcânicas da mina Reserva e da caldeira Kari Kari no diagrama SiO_2 vs K_2O..... 76

Figura 42 Classificação química das rochas vulcânicas da mina Reserva e da caldeira Kari Kari no diagrama de WINCHESTER & FLOY (1977)..... 76

Figura 43 Diagramas de variação tipo Harker, para os elementos maiores e menores das rochas vulcânicas da mina Reserva e caldeira Kari Kari, em função do conteúdo de sílica..... 79

Figura 44 Distribuição dos elementos traços Rb, Ba, Y, Zr, Nb e Sr nas rochas vulcânicas da mina Reserva e caldeira Kari Kari em função dos conteúdos de SiO_2..... 81

Figura 45 Distribuição das razões de alguns elementos traços em relação à variação das concentrações de sílica para as rochas dacíticas da mina Reserva e caldeira Kari Kari..... 84

Figura 46 Padrões de distribuição dos elementos terras raras para as rochas dacíticas da mina Reserva..... 85

Figura 47 Diagrama ($Na_2O + K_2O$) vs SiO_2 de IRVINE & BARAGAR (1971), mostrando a filiação magmática subalcalina dos dacitos da mina Reserva e caldeira Kari Kari..... 87

Figura 48 Diagrama AFM de IRVINE & BARAGAR (1971), mostrando a filiação magmática calco-alcalina dos dacitos da mina Reserva e caldeira Kari Kari..... 87

Figura 49 Diagrama $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ x $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ de MANIAR & PICCOLI (1989) mostrando o caráter peraluminoso dos dacitos da mina Reserva e caldeira Kari Kari..... 87

Figura 50 Cristais de feldspatos e biotita substituídos pseudomorficamente pela sericita, e pirita disseminada em matriz fina quartzo-sericita. Observa-se também microvênula de quartzo e pirita cortando o dacito sericitizado que ainda conserva sua textura porfirítica..... 92

Figura 51 Ganhos e perdas químicas de elementos maiores e menores que ocorreram durante a seritização dos dacitos menos alterados do cerro Stock Work..... 97

Figura 52 Ganhos e perdas químicas de elementos maiores e menores que ocorreram durante a sericitização dos dacitos hospedeiros do veio Wendy..... 97

Figura 53 Ganhos e perdas químicas de elementos traços que ocorreram durante a sericitização dos dacitos menos alterados do cerro Stock Work 99

Figura 54 Ganhos e perdas químicas de elementos traços que ocorreram durante a sericitização dos dacitos hospedeiros do veio Wendy..... 99

Figura 55 Padrões de distribuição dos elementos terras raras para os dacitos sericitizados das áreas Wendy e Stock Work, em relação aos dacitos menos alterados..... 101

Figura 56 Mapa de amostragem geoquímica no cerro Stock Work (Travessas 0, 20 S e 40 S)..... 103

Figura 57 Mapa de amostragem geoquímica ao longo das travessas 85 e 118,5 S no cerro Stock Work..... 103

Figura 58 Mapa de isoteores de zinco no cerro Stock Work (Travessas 0, 20 S e 40 S)..... 107

Figura 59 Mapa de isoteores de zinco no cerro Stock Work (Travessas 85 e 118,5 S)..... 107

Figura 60 Mapa de isoteores de chumbo no cerro Stock Work (Travessas 0, 20 S e 40 S)..... 108

Figura 61 Mapa de isoteores de chumbo no cerro Stock Work (Travessas 85 e 118,5 S)..... 108

Figura 62 Mapa de isoteores de arsênio no cerro Stock Work (Travessas 0, 20 S e 40 S)..... 109

Figura 63 Mapa de isoteores de antimônio no cerro Stock Work (Travessas 0, 20 S e 40 S)..... 109

Figura 64 Mapa de isoteores de rubídio no cerro Stock Work (Travessas 0, 20 S e 40 S)..... 110

Figura 65 Mapa de isoteores de estrôncio no cerro Stock Work (Travessas 0, 20 S e 40 S)..... 110

Figura 66 Perfil transversal esquemático da caldeira Kari Kari, mostrando a estruturação dos veios sulfetados das áreas Wendy e cerro Stock Work em relação à câmara magmática..... 119

Figura 67 Perfil longitudinal esquemático da caldeira Kari Kari e do granodiorítico intrusivo de Kumurana, em relação à câmara magmática. Po outro lado, observa-se as principais jazidas do distrito mineiro Kari Kari, mostrando o zoneamento metálico e mineralógico..... 119

TABELAS

Tabela 1 Elementos analisados e métodos analíticos empregados..... 17

Tabela 2. Minerais presentes no veio Wendy (mina Reserva)..... 31

Tabela 3 Composição química das esfaleritas do veio Wendy (mina Reserva), mina Colquechaquita e mina Mazuni (MEV-EDS)..... 42

Tabela 4. Composição química da galena do veio Wendy e da área Stock Work (MEV-EDS)..... 46

Tabela 5 Composição química de cristais de potosiita e estanita do veio Wendy (MEV-EDS)..... 48

Tabela 6 Composição química de cristais de pirita, marcassita e arsenopirita do veio Wendy (MEV-EDS)..... 53

Tabela 7 Composição química de cristais de pirrotita e calcopirita do veio Wendy (MEV-EDS)..... 54

Tabela 8 Composição química da tetraedrita, sulfossal complexo de Sb-Pb-Ag e sulfeto de Fe-Ag do veio Wendy (MEV-EDS)..... 55

Tabela 9 Sumário estatístico para as concentrações de Zn, Pb, Ag, Cu e Cd do minério do veio Wendy..... 58

Tabela 10 Sumário estatístico para as concentrações de Zn, Pb, Ag, Cu e Cd nas rochas encaixantes do veio Wendy..... 58

Tabela 11 Teores de lavra do veio Wendy (mina Reserva)..... 65

Tabela 12 Resultados de análises químicas de rocha total para elementos maiores e traços (incluindo terras raras) de quatro rochas representativas da mina Reserva..... 74

Tabela 13 Resultados de análises químicas de rocha total normalizados para 100 % (anidro), minerais normativos CIPW e razões de óxidos e elementos traços pertencentes a quatro rochas vulcânicas representativas da mina Reserva..... 75

Tabela 14 Razões normalizadas de elementos terras raras para os dacitos menos alterados da mina Reserva..... 86

Tabela 15 Resultados de análises químicas de rocha total, elementos traços e terras raras dos dacitos menos alterados e sericitizados da mina Reserva..... 95

Tabela 16 Composição química média dos dacitos sericitizados e menos alterados das áreas veio Wendy e cerro Stock Work, com seus respectivos fatores de enriquecimento (**E**) para óxidos maiores e traços..... 96

Tabela 17 Razões normalizadas de elementos terras raras dos dacitos sericitizados da mina Reserva, comparados com os dacitos menos alterados..... 100

Tabela 18 Sumário estatístico para as concentrações geoquímicas nos dacitos menos alterados do cerro Stock Work 105

Tabela 19 Sumário estatístico para as concentrações geoquímicas nos dacitos fortemente sericitizados do cerro Stock Work..... 105

Tabela 20 Sumário estatístico para as concentrações geoquímicas nas rochas metassedimentares do cerro Stock Work..... 105

Tabela 21 Matriz de correlação para as rochas vulcânicas dacíticas (N=28)..... 114

Tabela 22 Concentrações médias de elementos traços em (ppm), nos dacitos das áreas cerro Stock Work e veio Wendy, com seus respectivos fatores de enriquecimento (F.E.)..... 115

LISTA DE ABREVIATURAS E/OU SÍMBOLOS

km	Quilômetros
m	Metros
cm	Centímetros
μm	Mícrons
mm	Milímetros
%	Percentagem
ppm	Partes por milhão
Ma	milhões de ano
Cof.var.	Coeficiente de variação
S	Desvio padrão
X	Média
b	*Background*
t	*Threshold*
N	Número de observações
FeO*	Ferro total
Fe_2O_3*	Ferro total
F.E.	Fator de enriquecimento/empobrecimento
E	Fator de enriquecimento (positivo ou negativo)
A/CNK	Índice de Schand (relação molar $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$
DI	Índice de diferenciação
FI	*Fit Índex*
%AN	Percentagem normativa de anortita do plagioclásio
Q	Quartzo
Or	Ortoclásio
Ab	Albita
An	Anortita
C	Coríndon
Hy	Hiperstênio
Mt	Magnetita
il	Ilmenita
Ap	Apatita
ETR	Elementos terras raras
ETRP	Elementos terras raras pesadas
ETRL	Elementos terras raras leves
Py	Pirita
Mc	Marcassita
Sf	Esfalerita
Gn	Galena
Po	Pirrotita
Apy	Arsenopirita
Cpy	Calcopirita
St	Estanita
Sid	Siderita
-	não detectados
*	não analisados

RESUMO

A mina Reserva (Zn-Pb-Ag) em Potosí (Bolivia), é constituída por sistemas de veios sulfetados subparalelos, de orientação quase norte-sul e mergulhos subverticais, alojados em rochas vulcânicas miocênicas de composição dacítica, com idades radiométricas (K-Ar em biotita) de 20 Ma, pertencentes à caldeira vulcânica Kari Kari.

Os principais minerais do minério são: esfalerita, galena, potosiita, pirita e quantidades menores de marcassita e arsenopirita. Além destes, como minerais acessórios ocorrem ainda a pirrotita, calcopirita, estanita, semseyíta, tetraedrita e cassiterita. Os minerais de ganga são compostos de quartzo, siderita, ilita e sericita.

Dois veios principais denominados Wendy e Rosário são explotados através de galerias subterrâneas, com teores médios de 13 a 15 % de Zn, 3 a 4 % de Pb e 250 a 300 ppm de Ag. O veio Wendy apresenta uma estruturação bandada de forma assimétrica, onde alternam-se bandas sulfetadas com bandas terrosas de materiais argilosos (ilita e sericita) e quartzo.

Com base nas análises químicas feitas para as amostras do minério do veio Wendy, obteve-se os seguintes teores de lavra: 18,88 % de Zn, 3,59 % de Pb e 258 ppm de Ag. As microanálises químicas realizadas para a esfalerita, por microscopía eletrônica de varredura, mostraram que são esfaleritas ferrosas, com 10,64 % em média de Fe, o que as torna mais pobres em Zn.

Os conteúdos de prata e chumbo do minério são associados à galena, potosiita e finos cristais submicroscópicos de um sulfossal complexo de Sb-Pb-Ag não determinado, que ocorrem inclusos nos cristais de galena. No nível mais profundo do veio Wendy (nível-0), além do Zn, Pb e Ag, o minério tem concentrações elevadas de Sn (0,70 %) e Sb (0,79 %), que estão na estrutura da potosiita e fases acessórias tais como a cassiterita no caso do Sn, e semseyíta, tetraedrita e sulfossais complexos de Sb-Pb-Ag para o Sb.

Os dados geológicos e a paragênese mineral do minério, sugerem que o jazimento é de tipo hidrotermal epigenético e polimetálico, com características próprias

de depósitos epitermais, geneticamente vinculados com a atividade magmática da caldeira vulcânica Kari Kari.

As rochas encaixantes do minério, estão fortemente sericitizadas, sua assembléia mineral principal é composta de sericita e quartzo com pirita disseminada, onde ainda se observa levemente a textura porfirítica da rocha vulcânica dacítica menos alterada.

A geoquímica dos elementos maiores, menores e traços, indicam as seguintes modificações químicas dos dacitos encaixantes sericitizados em relação a seus equivalentes menos alterados: perda de CaO, Na_2O, FeO e Sr decorrentes da hidrólise dos feldspatos e oxidação do ferro ferroso, com diminuição em menor proporção de P_2O_5, Cl e Y, e ganhos de perda ao fogo, Fe_2O_3, K_2O, SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, MnO, Zn, Pb, Rb, As, Sb, B e F.

As rochas encaixantes dacíticas menos alteradas, são rochas vulcânicas granatíferas de textura porfirítica, constituídas principalmente de fenocristais de plagioclásio, biotita, sanidina e quantidades menores de granada (almandina) e quartzo que ocorrem imersos em uma matriz fina quartzo-feldspática. Como minerais acessórios ocorrem o zircão, apatita, turmalina (dravita-schorlita), muscovita, pirita, pirrotita, calcopirita, ilmenita, rutilo e hematita.

Estudos petrográficos e análises químicas destas rochas permitiram classificá-las como dacitos ricos em potássio, cujos conteúdos em sílica variam de 63,19 a 66,45 %. São rochas de filiação magmática subalcalina, calco-alcalina e peraluminosa. Os padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) mostram forte depleção e leves anomalias negativas de Eu, que sugerem forte fracionamento das terras raras pesadas (ETRP) em relação as terras raras leves (ETRL). É provável, portanto, que a diferenciação magmática destas rochas tenha ocorrido por cristalização fracionada de um magma andesítico ou basáltico, dominado pelo fracionamento de plagioclásio e fases menores tais como a granada, zircão e apatita que concentram grande quantidade de ETRP.

O estudo de prospecção litogeoquímica no cerro Stock Work mostrou fortes anomalias primárias positivas de Zn, Pb, As, Sb, Sn, B e Rb e anomalias negativas de Sr e Y, relacionadas principalmente com os dacitos sericitizados, rochas metassedimentares sericitizadas e vênulas de quartzo com disseminações de goethita. Estas características sugerem processos hidrotermais muito semelhantes ao do veio Wendy e, em conseqüência, há grandes possibilidades de encontrar corpos mineralizados de sulfetos primários de Fe, Zn e Pb em subsuperfície, ligados diretamente com as anomalias identificadas neste estudo.

ABSTRACT

The Reserva mine (Zn-Pb-Ag) at Potosí (Bolivia) comprises a subparalel sulfide vein system, trending nearly to N-S with subvertical dips, hosted by Miocenic dacitic vulcanic rocks of 20 Ma K-Ar age, belonging to the Kari Kari vulcanic caldera.

The most important ore minerals are: sphalerite, galena, potosiite, pyrite, occuring also minor quantities of marcasite and arsenopyrite. Pyrrhotite, chalcopyrite, stannite, semseyite, tetrahedrite and cassiterite occur as accessory minerals. The gangue minerals are represented by quartz, siderite, illite and sericite.

The two most important ore veins, called Wendy and Rosário, are exploited through underground galeries, with average grades of 13 to 15% Zn, 3 to 4% Pb, 250 to 300 ppm Ag. The Wendy vein presents an assymetric banded structure, where mineralized sulfide bands alternate with earthy bands of argilic material (illite and sericite) and quartz.

The chemical analysis of ore samples from the Wendy vein revealed the following average grades: 18.88 % Zn, 3.59 % Pb, 258 ppm Ag. Microanalysis of sphalerite performed on scanning electron microscopy, showed that it is of Fe-rich type, with an average Fe grade of 10.64 %, depleted in relation to Zn.

The Ag and Pb grades of the ore stem from galena, potosiite and tiny crystals of a unidentified Sb-Pb-Ag sulphosalt occuring as submicroscopic inclusions in galena crystals. At the deepest level of the Wendy vein (level-0), beside of Pb, Zn and Ag, the ore has high concentrations of Sn (0,70 %) and Sb (0,79 %), hosted in the structure of potosiite and accessory phases like cassiterite for Sn, and semseyite, tetrahedrite and Sb-Pb-Ag sulphosalts for Sb.

The geological data and the paragenesis of the ore mineral suggest that the Reserva mine is a typically polymetallic epigenetic hydrothermal deposit, comparable to the epithermal deposits, genetically related to magmatic activity of the Kari Kari volcanic caldera.

The host rocks are strongly sericitizated. Their principal mineral assemblage is composed of sericite and quartz with disseminated pyrite, where the porphiritic texture of the less altered dacitic volcanic rocks is still evident.

The geochemistry of the major, minor and trace elements indicate the following chemical changes of the host dacitic sericitizated in relation to their less altered protoliths: loss of CaO, Na_2O, FeO and Sr as a result of the hydrolysis of the feldspars and oxidation of ferrous iron, and minor decrease of P_2O_5, Cl and Y contents, and increase of LOI, Fe_2O_3, K_2O, SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, MnO, Zn, Pb, Rb, As, Sb, B and F.

The less altered host dacitic rocks are garnet porphyritic bearing vulcanic rocks, made up mainly by phenocrysts of plagioclase, biotite, sanidine and minor garnet (almandine) and quartz, sitting on a fine groundmass of quartz-feldspar. Accessory minerals are zircon, apatite, tourmaline (dravite-shorlite), muscovite, pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, ilmenite, rutile and hematite.

Petrographic studies and chemical analysis allow to classify these rocks as K-rich dacites, with silica contents ranging from 63.19 to 66.45 %. They are rocks of subalkaline, calco-alkaline and peraluminous magmatic affiliation. The distribution patterns of the rare earth elements (REE) showed strong depletion and weak negative anomalies of Eu, pointing to strong fractioning of the heavy rare earth (HREE) in relation to the light rare earth (LREE). The magmatic differentiation of these rocks was probably caused by fractional crystalization of an andesitic or basaltic magma, dominated by the fractioning of plagioclase and minor phases like garnet, zircon and apatite which concentrate the HREE.

The litogeochemical prospection study at the cerro Stock Work, showed strong primary anomalies of Zn, Pb, As, Sb, Sn, B and Rb and negative anomalies of Sr and Y, mainly related to the sericitated dacites, sericitated metasedimentary rocks and quartz veinlets with disseminated goethite. These characteristics suggest hydrothermal processes very similar to the Wendy vein and consequently there are real chances to find primary sulfide ore bodies of Fe, Zn and Pb at the subsurface related directly to the anomalies found in this study.

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho foi desenvolvido no depósito de Zn-Pb-Ag, conhecido por "mina RESERVA", localizada na parte central da caldeira Kari Kari, no Departamento de Potosí (República da Bolivia). Em termos metalogenéticos, a mina Reserva está situada na seção sul da província estanífera da Bolivia, que tem uma extensão de 900 km, e se estende através da cordilheira Oriental da Bolivia (14° a 22° S)(Figura 1).

A província estanífera da Bolivia, além de depósitos de Sn, contém W, Au, Sb, Bi, Sn-Ag, Pb-Zn e Pb-Ag-Zn, e por esta razão, muitos pesquisadores costumam denominá-la como a província polimetálica. Esta província divide-se em duas seções denominadas: província estanífera seção Norte (14° a 18° S) e Sul (18° a 22° S)(Figura 1), cada uma com diferentes características geológicas, petrográficas, mineralógicas e geocronológicas.

Os depósitos minerais da seção Norte, são principalmente depósitos de Sn e W sem Ag, associados a uma série de corpos intrusivos batóliticos de composição granítica e granodiorítica, com idades radiométricas K-Ar, que variam desde miocênicas a triássicas (EVERDEN et al. 1977; GRANT et al. 1979).

A seção Sul, contém depósitos de Sn, Sn-Ag, Sn-W, Pb-Ag-Zn, Bi e Sb, associados com pequenos corpos subvulcânicos compostos por stocks e domos de composição dacítica a riolítica. Além desses, há depósitos ligados a pequenos corpos intrusivos granodioríticos e uma série de campos vulcânicos complexos (caldeiras e mesetas vulcânicas) cobertos por ignimbritos, tufos e lavas de composição andesítica a riolítica. A idade radiométrica K-Ar das rochas ígneas da província estanífera da seção Sul é miocênica até pleistocênica (25 a 3 Ma) (EVERDEN et al. 1977; GRANT et al. 1979; SCHNEIDER, 1985).

Neste contexto geológico, a mina Reserva é um depósito hidrotermal polimetálico de Zn-Pb-Ag-(Sn)-(Sb), cujas mineralizações se encontram alojadas em dois veios principais: veio Wendy e Rosário.

A explotação desta mina, começou no ano 1988 e atualmente produz minério com teores de 13 a 15 % de Zn, 3 a 4 % de Pb e 250 a 300 ppm de Ag.

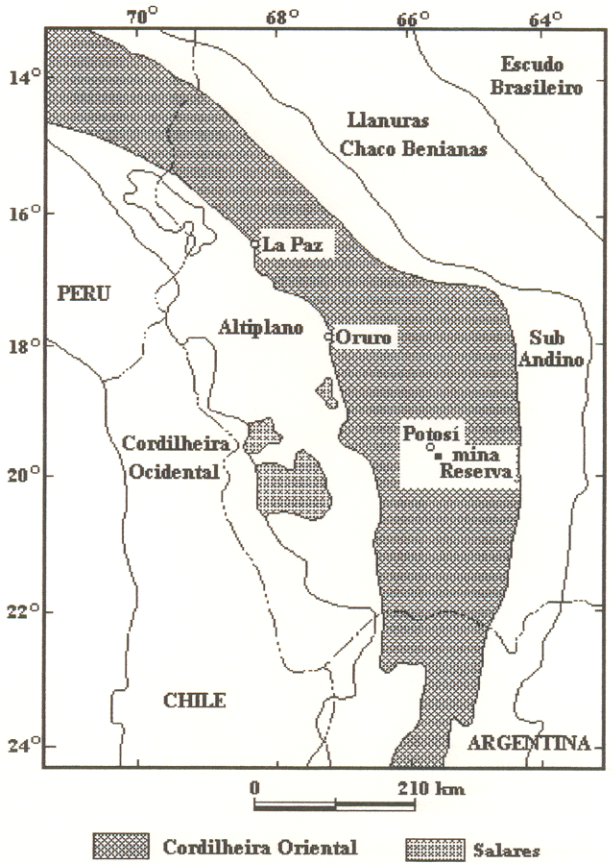


Figura 1 - Províncias geológicas da Bolivia (Modificado de LONG et al. 1993)

1.1. OBJETIVOS DO ESTUDO

O propósito deste estudo é definir as principais características mineralógicas, petrográficas, texturais e geoquímicas do minério e rochas encaixantes da mina Reserva, e contribuir ao conhecimento geológico, mineralógico, petrográfico e metalogenético da zona central da caldeira vulcânica Kari Kari, envolvendo:

a) Caracterização da mineralogia e suas associações paragenéticas nos corpos mineralizados, enfatizando os minerais portadores de Ag.

b) Definição da natureza litológica das rochas encaixantes, e caracterizar suas transformações pós-magmáticas geradas pela ação dos fluidos mineralizantes.

c) Estudar os padrões de dispersão primária dos elementos: Zn, Pb, Ag, Cu, Cd, Sn, Sb, As, Ba, B, Rb, Y, Zr, Sr e Nb, relacionados com ambientes vulcano-hidrotermais.

1.2. LOCALIZAÇÃO, ACESSO E FISIOGRAFIA

A área de estudo acha-se localizada a 30 km a sudeste da cidade de Potosí, na província Tomás Frías (Departamento de Potosí, República da Bolivia)(Figura 2).

O acesso é efetuado pela estrada principal Potosí-Tarija, até o km 22, e logo depois toma-se uma estrada secundária que leva até a mina Reserva num trecho de 8 km, o qual é normalmente transitável durante o ano todo.

O clima da área é frio e seco, com temperaturas oscilando entre 0° a 17° C, e precipitação pluviométrica anual menor que 300 mm. Esta região tem duas estações climáticas: uma chuvosa e menos fria de dezembro a março e outra época fria e seca de abril a novembro. A vegetação existente se reduz a poucas espécies de gramíneas (Figuras 3 e 4).

A mina Reserva está a 4.500 m de altitude, situada no flanco ocidental da caldeira Kari Kari, que constitui uma grande cadeia montanhosa com quase 35 km de extensão e 12 a 15 km de largura. Esta cordilheira tem relevo fortemente acidentado, com vales profundos e com montanhas cujos picos maiores passam os 5.000 m de altitude (Figura 4).

Neste trabalho foram estudadas duas áreas da mina Reserva: a área "veio Wendy", onde são explotados Zn, Pb e Ag (Figuras 3 e 5), e outra na área cerro "Stock Work", localizada a 1 km ao leste do veio Wendy, onde ocorrem finas vênulas de quartzo impregnados de óxi-hidróxidos de ferro, cortando rochas vulcânicas e metassedimentares (Figuras 4 e 5). De agora em adiante, as duas áreas de estudo somente serão referidas como as áreas "Wendy" e "Stock Work".

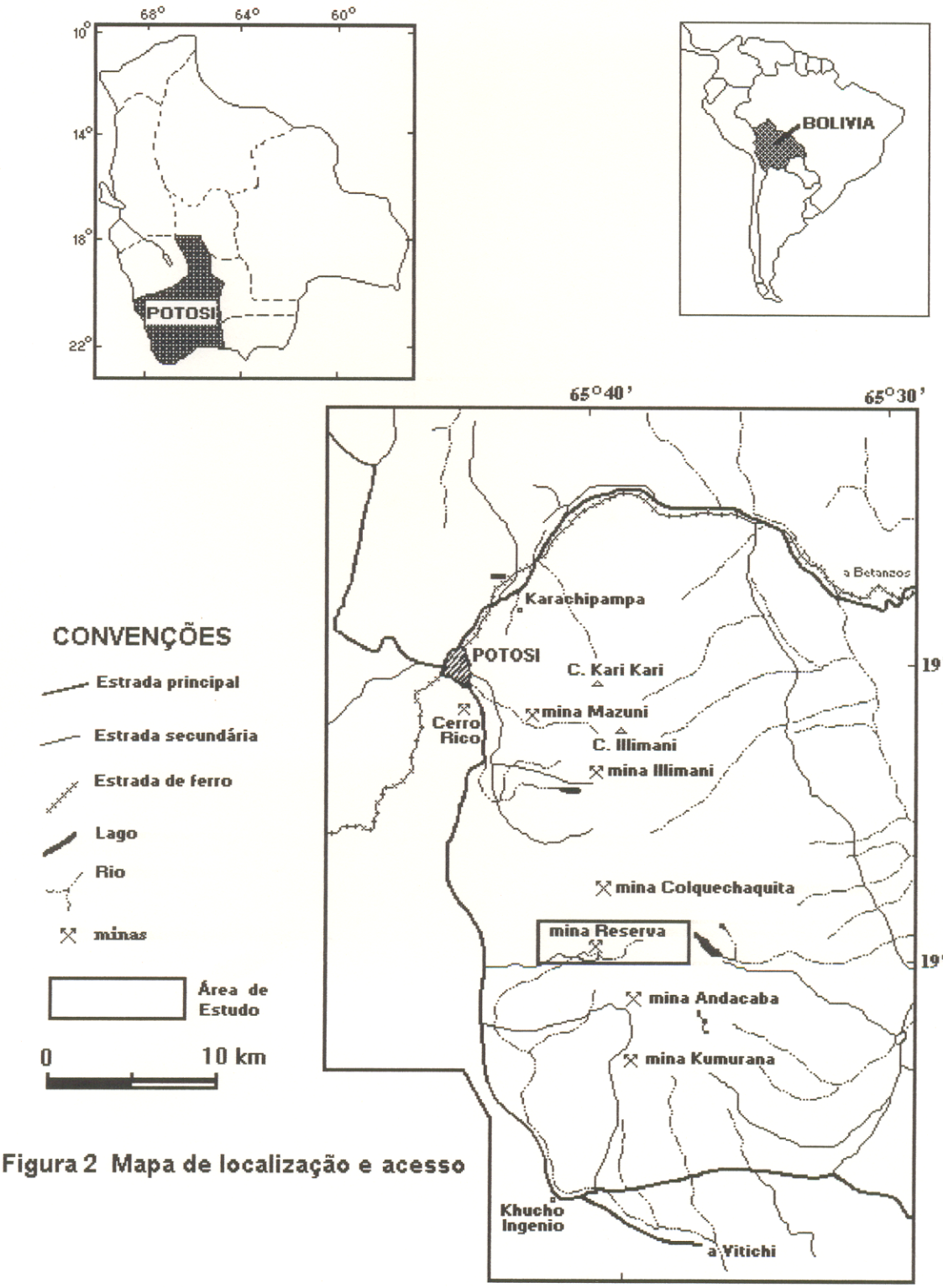


Figura 2 Mapa de localização e acesso

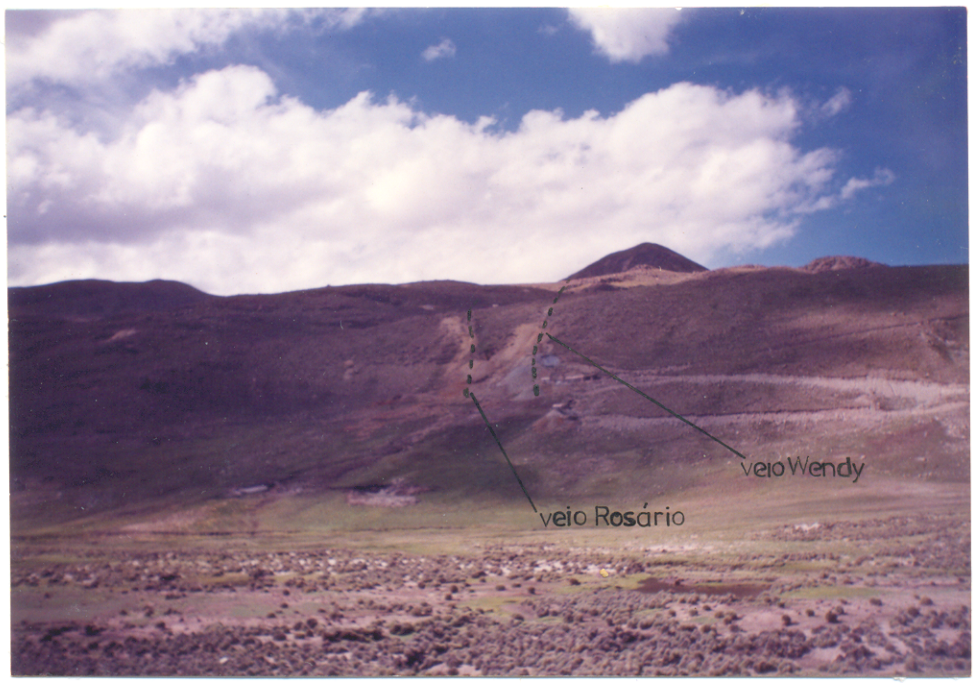


Figura 3 Vista panorâmica da mina Reserva onde são explotados os veios Wendy e Rosário. Nas partes baixas é abundante a presença de gramíneas.



Figura 4 Vista panorâmica da área de estudo cerro Stock Work, onde se destaca a vegetação composta de gramíneas e ao fundo a topografia montanhosa da região.

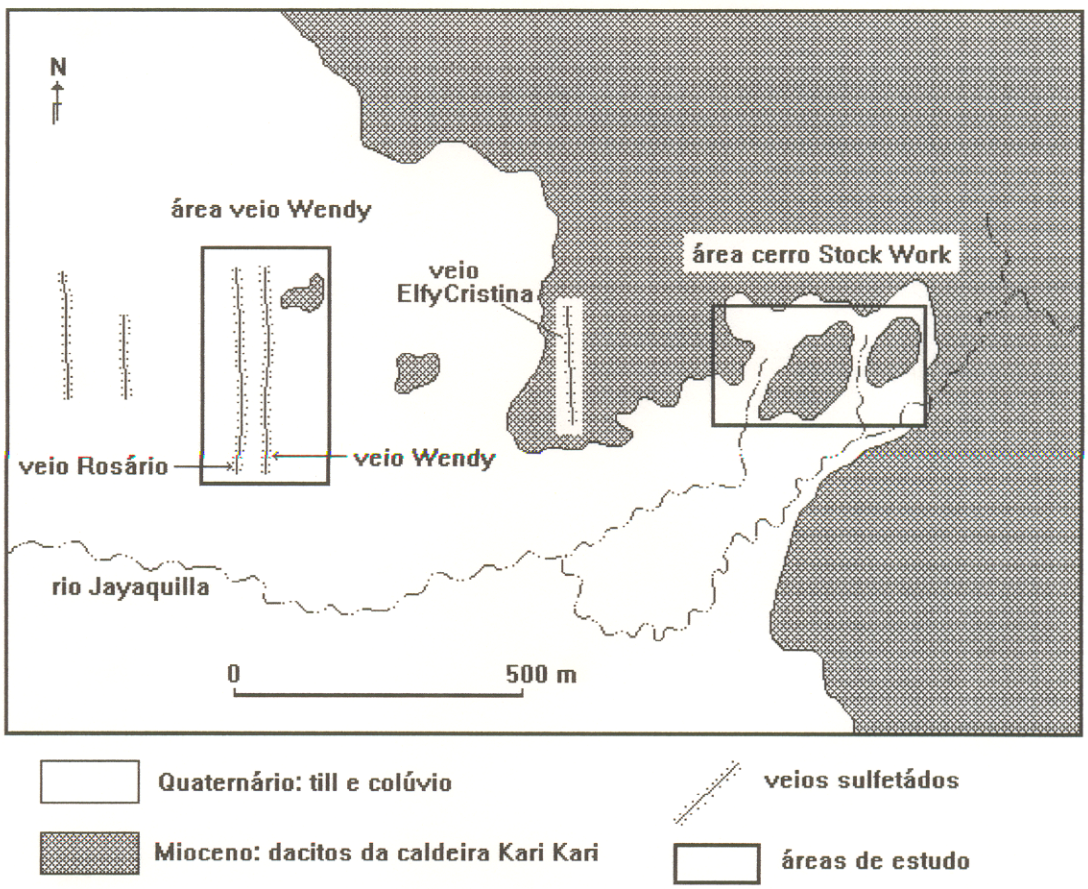


Figura 5 - Localização das áreas de estudo: veio Wendy e cerro Stock Work da mina Reserva

1.3. METODOLOGIA DE TRABALHO

Este trabalho envolveu as seguintes etapas:

a) **Trabalho de campo:** foi executado em fevereiro de 1995, com a cooperação da empresa de mineração TUNTO/FORTALEZA S.A., proprietária da mina, onde foi realizado mapeamento geológico de detalhe e coleta de amostras do minério e da rocha encaixante das áreas "Wendy" e "Stock Work" .

Na área Wendy, o minério é extraído através de quatro galerias subterrâneas denominadas de níveis: 0 m, 20 m, 40 m e 110 m. Nesta área foram extraídas 20 amostras de minério e 9 amostras da rocha encaixante, coletadas nas frentes de lavra dos níveis: 0 m, 40 m e 110 m. Foram amostras pontuais, tipo *chip sampling* (Figura 6).

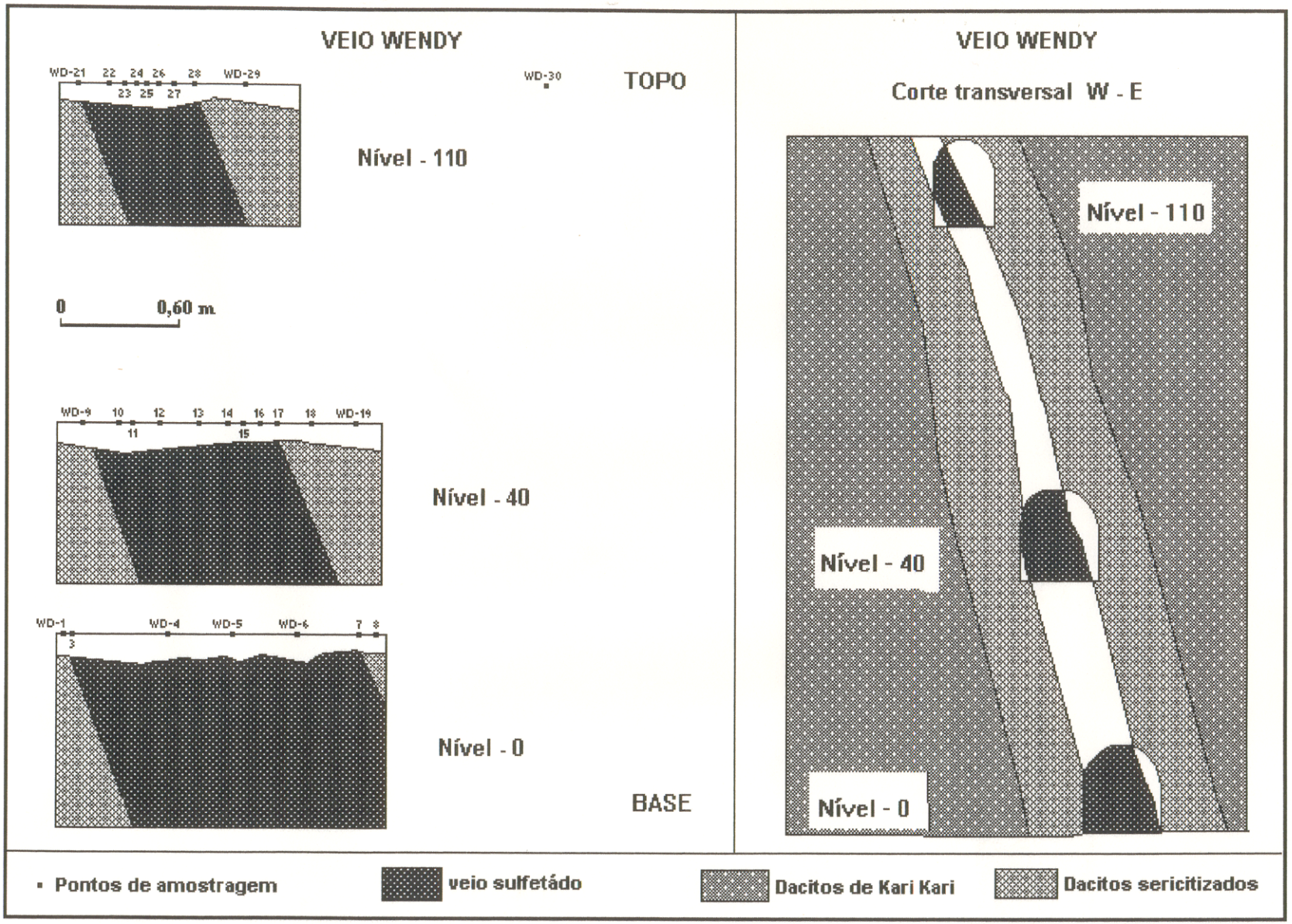


Figura 6 - Localização dos pontos de amostragem (minério e rocha encaixante), coletados no topo dos níveis: 0, 40 e 110 do veio Wendy (mina RESERVA).

Na área Stock Work, foram coletados 68 amostras de rocha entre vulcânicas e metassedimentares e três amostras de solo, obedecendo as variações litológicas promovidas pelas alterações hidrotermais, através de cinco travessas geoquímicas, conforme se observa na Figura 7.

b) **Petrografia e Metalografia:** o estudo petrográfico e metalográfico foi executado no laboratório de microscopía do Centro de Geociências/UFPA., observando-se associações paragenéticas, relações texturais e transformações pós-magmáticas dos minerais de minério e das rochas encaixantes, com auxílio de microscópio polarizante com luz transmitida e refletida. Para isso foram confeccionadas 40 lâminas delgadas, 20 seções polidas, 10 lâminas polidas e 25 análises de difração de raios-X (DRX), todas realizadas no Centro de Geociências da UFPA.

c) **Análises Químicas** realizadas em rocha total para elementos maiores, menores e traços (incluindo os terras raras) para cinco amostras representativas das rochas hidrotermalizadas hospedeiras do minério, sendo 2 da área Wendy (WD-9, WD-29) e 3 da área Stock Work (CP-4, CP-9 e CP-46), além de quatro rochas vulcânicas menos alteradas das áreas Wendy e Stock Work (WD-30, CP-3, CP-10, CP-14), totalizando nove amostras.

Todas as amostras de rocha, tanto da área Stock Work (65 amostras + três amostras de solo) como as da área Wendy (9 amostras), foram analisadas para Zn, Pb, Ag, Cu e Cd (ANEXOS B e C). Nas amostras de minério além desses elementos foram determinados Sn e Sb. Para o estudo de prospecção litogeoquímica, das 68 amostras coletadas na área Stock Work, 44 amostras foram selecionadas para determinação ainda de: Bi, Au, As, B, Ba, Rb, Sr, Zr, Y e Nb (ANEXO C).

As análises químicas foram executadas através de diferentes métodos analíticos, nos laboratórios do Centro de Geociências/UFPA e da GEOSOL/Belo Horizonte.

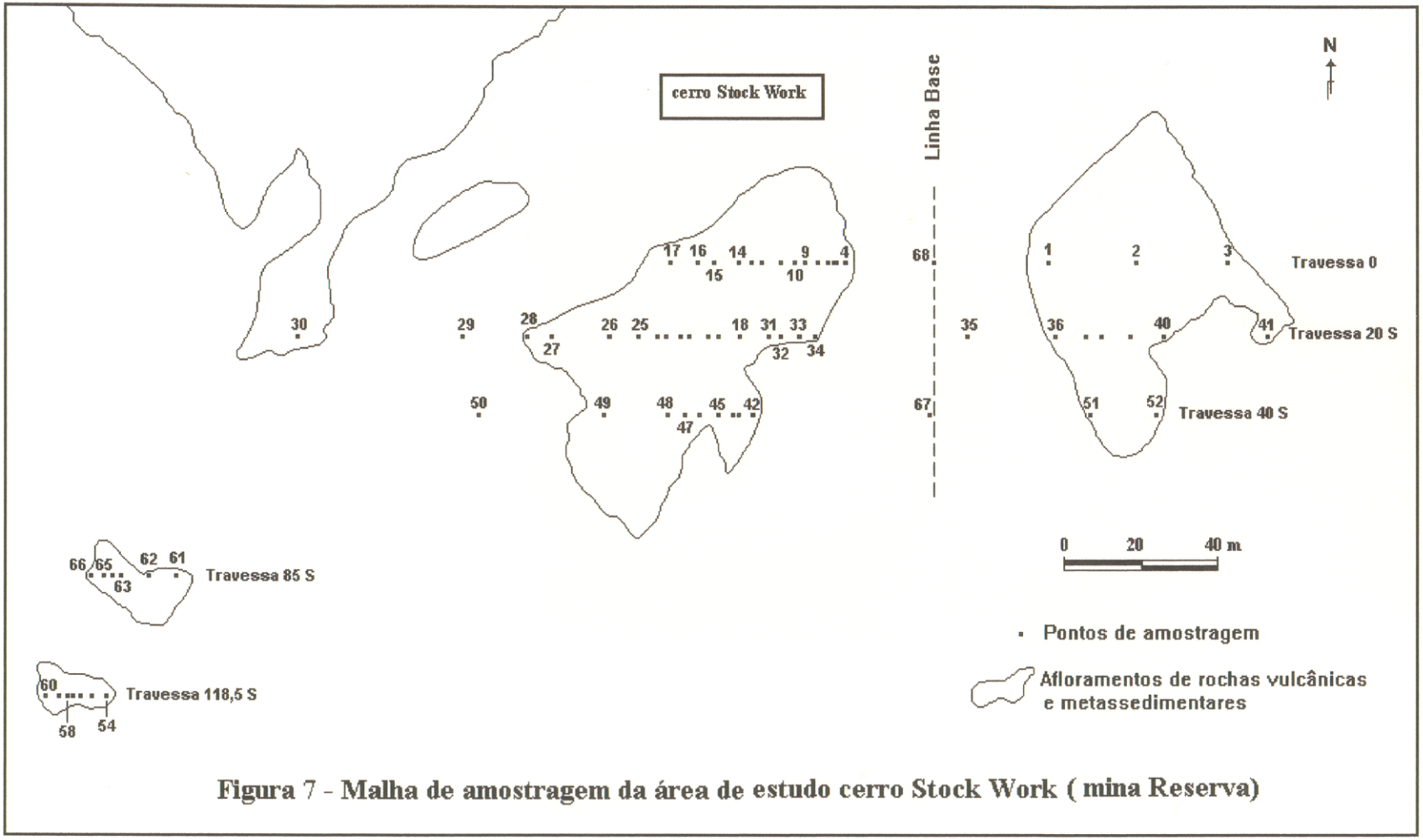


Figura 7 - Malha de amostragem da área de estudo cerro Stock Work (mina Reserva)

As determinações por espectrometria de absorção atômica (EAA)(Centro de Geociências/UFPA) foram feitas com abertura total para rochas e solos (< 150 *mesh*), através de digestão ácida (mistura de ácido fluorídrico e perclórico, relação 10 : 1) e adição de ácido clorídrico concentrado.

A abertura total dos sulfetos foi efetuada com ácido nítrico concentrado e solução de ácido tartárico de acordo com a metodologia de RUBESKA et al. (1967).

As microanálises químicas dos sulfetos e sulfossais complexos foram executadas por Microscopía Eletrônica de Varredura acoplada a um Sistema de Energia Dispersiva (MEV-SED), acompanhadas de microfotografias de detalhe. Estas análises foram realizadas no Laboratório de Caracterização Tecnológica (LCT) da Escola Politécnica da USP/São Paulo, com o microscópio STEREOSCAN 440 da Leica-Cambridge, com detetor de Ge, e o sistema de Energia Dispersiva modelo XLII da Link Analytical ZAF4/FLS.

A precisão das análises, que depende fortemente das condições instrumentais (calibração, diâmetro do feixe, corrente, etc.) e das condições da amostra (qualidade do polimento, tamanho e volume das partículas minerais, etc.), é controlada por um parâmetro denominado ***Fit Índex*** (FI). As melhores análises apresentam *fit índex* em torno de 1, e as análises com valores de *fit índex* mais elevados são consideradas semiquantitativas.

As análises de alguns minerais foram dificultadas pela má qualidade do polimento, tamanho muito reduzido dos grãos minerais e devido à sobreposição das linhas características de S e Pb nos minerais portadores destes elementos. Por isso, as microanálises de sulfetos e sulfossais de chumbo serão consideradas como semiquantitativas. Na Tabela 1 apresentam-se os diferentes elementos analisados e os métodos analíticos empregados.

d) **Analises Estatísticas:** os dados químicos da área Stock Work foram classificados em três grupos, conforme a natureza litológica e as alterações hidrotermais: 1) dacitos menos alterados + dacitos com alteração clorita-sericita 2) dacitos sericitizados e 3) rochas metassedimentares sericitizadas.

Os dados foram tratados por estatística clássica univariante, obtendo-se os principais parâmetros estatísticos de tendência central e de dispersão, utilizados comumente nos estudos de prospecção geoquímica (média, desvio padrão, coeficiente de variação, mínimos, máximos, *background* e *threshold*). Outro parâmetro calculado foi o coeficiente de correlação de Pearson (r) para avaliar o grau de dependência entre duas variáveis.

O tratamento estatístico foi baseado em 42 amostras analisadas para todos os elementos considerados neste estudo. Ag, Bi e Au foram excluídos por que se encontram abaixo do limite de detecção.

Tabela 1 Elementos analisados e métodos analíticos empregados

Elementos analisados	**quantidade de amostras analisadas**	**Método analítico**	**Laboratório**
Pb, Ag, Zn, Cu, Cd,	100	Espectrometria de Absorção Atômica (EAA)	Centro de Geociências/UFPA/Belém
Sn, Sb	20	Espectrometria de Absorção Atômica (EAA)	Centro de Geociências/UFPA/Belém
SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, K_2O, P_2O_5	9	Fluorescência de Raios-X (FRX)	GEOSOL/Belo Horizonte
FeO e Na_2O	9	Via úmida e Espectrometria de Absorção Atômica (EAA)	GEOSOL/Belo Horizonte
Perda ao fogo (PF)	9	Gravimetria	GEOSOL/Belo Horizonte
Elementos terras raras (ETR)	9	Espectrometria de Plasma (ICP)	GEOSOL/Belo Horizonte
Rb, Sr, Y, Zr, Ba, Nb	50	Fluorescência de Raios-X (FRX)	GEOSOL/Belo Horizonte
Sn, B	50	Espectrografia de emissão óptica	GEOSOL/Belo Horizonte
S, Fe, Zn, Pb, Ag, Sn, As, Cu, Sb, Cd, Mn, Bi, O	40	Microscopia Eletrônica de Varredura com EDS (MEV-EDS)	EPUSP-LCT/São Paulo

2. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

2.1. TRABALHOS ANTERIORES

A geologia da região onde se encontra a mina Reserva já foi objeto de muitos estudos petrográficos, mineralógicos e geocronológicos visando caracterizar sobretudo o contexto geológico e mineralógico da caldeira Kari Kari (Figuras 8 e 9). Os precursores neste sentido foram TURNEAURE & MARVIN (1947) que estudaram a petrografia das rochas ígneas da caldeira Kari Kari, considerada nessa época como batólito, e reconheceram as rochas vulcânicas do distrito Potosí como formações geológicas.

Na década de 60, AHLFELD & SCHNEIDER-SCHERBINA (1964) realizaram a descrição mineralógica de alguns dos depósitos situados no "batólito Kari Kari".

RIVAS & CARRASCO (1968) realizaram levantamento geológico regional da folha Potosí, onde foram mantidas as principais unidades formacionais diferenciadas por TURNEAURE & MARVIN (1947).

WOLF (1973) realizou estudos petrográficos e geoquímicos, com análises modais e químicas das rochas ígneas do "batólito Kari Kari", definindo a variação composicional das rochas de intermedíaria a ácida, com altos conteúdos em potássio.

EVERDEN et al. (1977) realizaram datações radiométricas de algumas rochas ígneas de Kari Kari e outras rochas ígneas da região, pelo método Potássio-Argônio (em biotita), obtendo idades de 20,1 a 20,8 Ma, confirmando a idade miocênica que até então era inferida por critérios estratigráficos.

GRANT et al. (1979) realizaram novas datações das rochas de Kari Kari e zonas adjacentes pelo método K-Ar (em biotita), ratificando, embora com pequenas diferenças, a idade miocênica de todas as rochas ígneas da região de Potosí. Neste trabalho também foi definido que o dacito alterado do cerro Rico de Potosí é mais novo que as rochas de Kari Kari, com idade de 13,8 Ma.

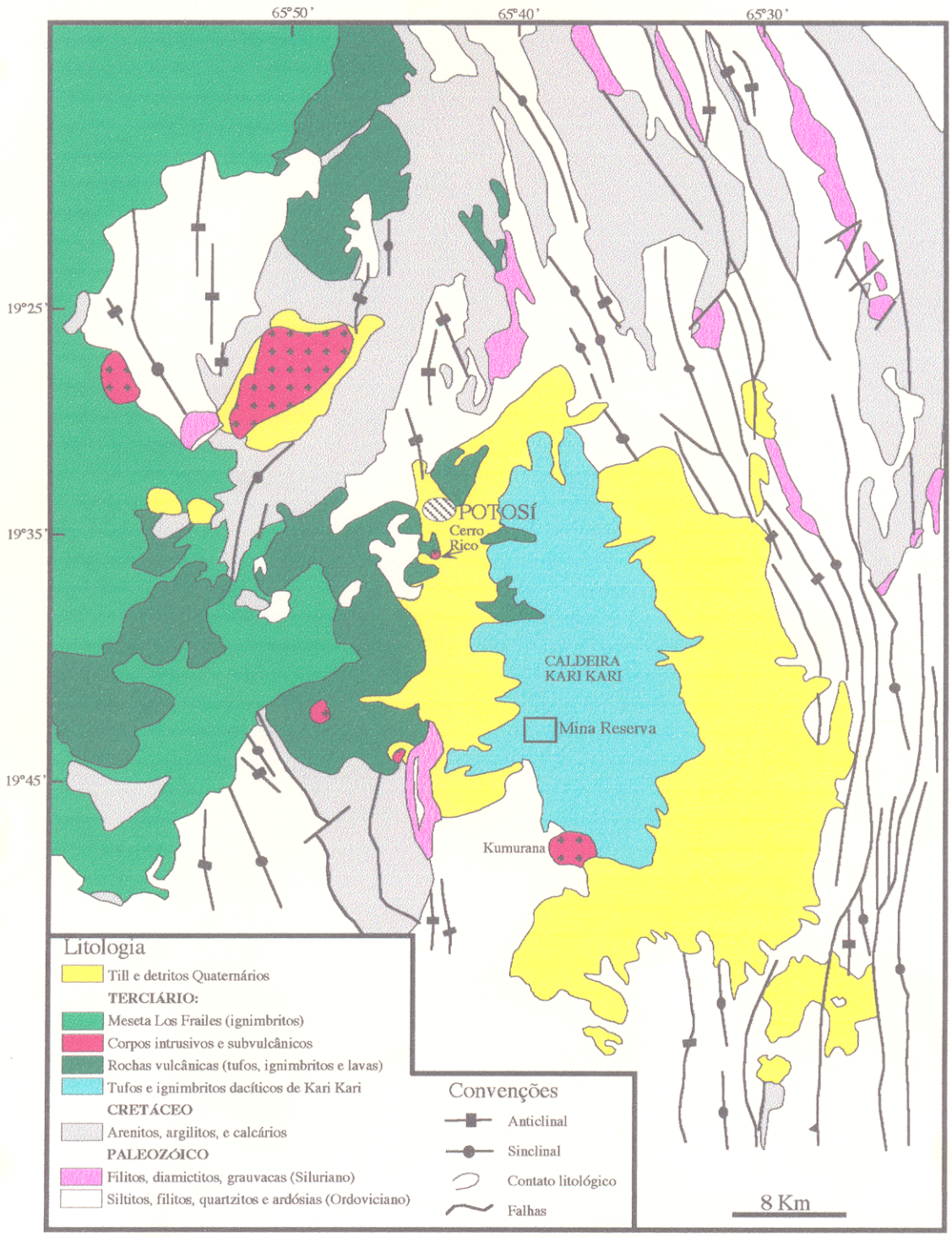
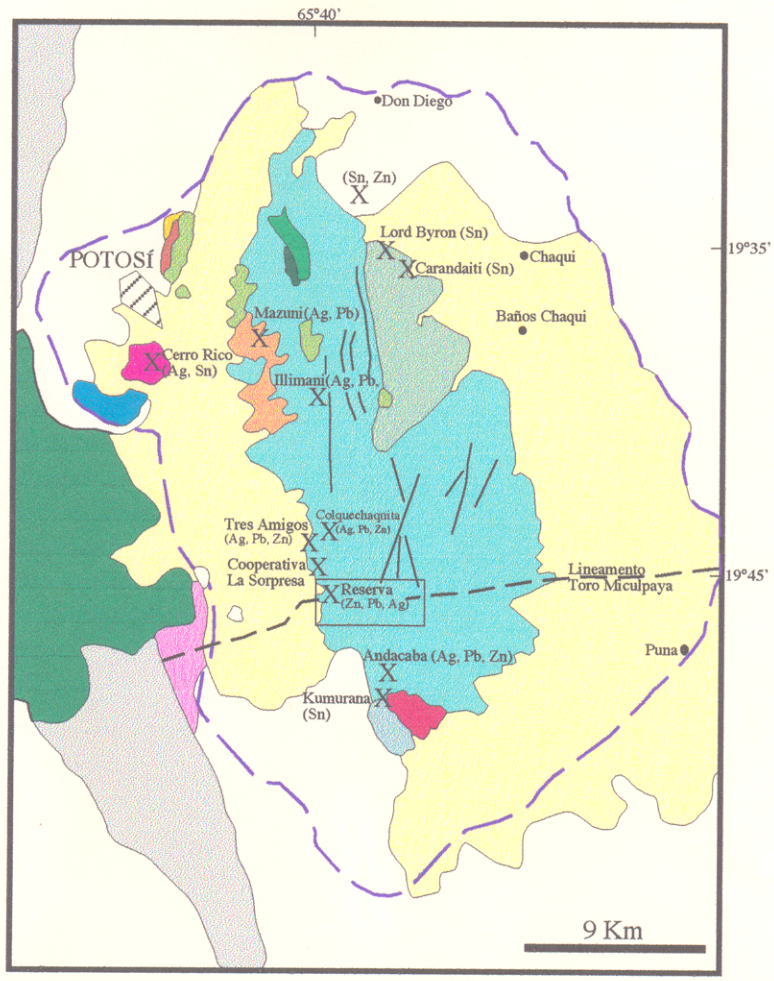


Figura 8 - Mapa geológico regional da Cordilheira Oriental, região Potosi. Modificado de RIVAS & CARRASCO (1968).



LITOLOGIA

Quaternário
- Till e detritos coluvionais

Terciário
- Meseta Los Frailes: ignimbritos
- Cerro Rico e Cerro Huakajchi: dacito e ignimbrito riolítico (13,8 Ma e 12 Ma)
- Kari Kari: ignimbritos dacíticos (20 Ma)
- Kari Kari: tufos dacíticos
- Kari Kari: ignimbritos dacíticos turmalinizados
- Kari Kari: tufos e lavas andesíticas
- Fm. Canteria: ignimbritos dacíticos e brechas vulcânicas
- Fm. San Roque: tufos arenosos
- Fm. Agua Dulce: ignimbritos dacíticos e lavas andesíticas (20 Ma)
- Fm. Mondragon: conglomerados e arenitos (20 Ma)
- Cerro Macha Andacaba: hornfels
- Granodiorito de Kumurana (25 Ma)

Cretáceo
- Arenitos, argilitos e calcáreos

Paleozóico
- Filitos, diamictitos e grauvacas (Siluriano)
- Siltitos, filitos, quartzitos e ardósias (Ordoviciano)

CONVENÇÕES
- Falhas
- Margem estrutural de colapsamento
- X Minas

Figura 9 - Mapa geológico da caldeira Kari Kari (modificado de PALENQUE, H. 1994).

FRANCIS et al. (1981) definiram o corpo maciço de Kari Kari como caldeira vulcânica, composta basicamente de ignimbritos dacíticos e lavas andesíticas.

SCHNEIDER (1985), foi o primeiro a realizar estudos mais especializados de petrologia, geoquímica, mineralização e geología isotópica das rochas eruptivas da meseta Los Frailes e da caldeira vulcânica Kari Kari. Neste trabalho, foram obtidos idades de 25 Ma para o granodiorito de Kumurana e 20 Ma para os ignimbritos da caldeira Kari Kari, datados pelos métodos K-Ar (biotita) e *fission track* (zircão).

Com estes novos dados considerou-se que a atividade magmática da região de Potosí iniciou no Mioceno Inferior (25 Ma) com a intrusão do granodiorito Kumurana, seguido pela erupção dos depósitos piroclásticos de Kari Kari, até concluir com a formação da meseta Los Frailes no Mioceno Superior (7 Ma).

PALENQUE (1994), realizou mapeamento geológico da zona norte e central da caldeira Kari Kari na escala 1: 25.000, abordando em forma geral a tectônica local, petrografia e mineralização associada.

Os dados anteriores mostram que a maior parte dos estudos realizados se concentraram no corpo ígneo de Kari Kari, no seu contexto regional, enfatizando sua petrografia e mineralização, ressaltando a sua complexidade petrográfica, e que receberam diferentes denominações. Fica evidente que as rochas ígneas da caldeira Kari Kari de idade miocênica, são de natureza vulcânica, cuja composição varia de intermediaria a ácida.

2.2.ESTRATIGRAFIA

A geologia da mina Reserva é dominada pelas rochas vulcânicas da caldeira Kari Kari, contornada regionalmente por extensos afloramentos de rochas do Paleozóico (Ordoviciano e Siluriano), Mesozóico (Cretáceo), Terciário (Mioceno) e Quaternário (Figuras 8 e 9).

2.2.1. Ordoviciano

Está representado por seqüências sedimentares e metamórficas, constituídas de siltitos, filitos, quartzitos e ardósias (RIVAS & CARRASCO, 1968), cujos afloramentos formam faixas elongadas orientadas em direção N-S até NW-SE. Representam as rochas mais antigas da região e são as predominantes em extensão areal (Figura 8). Estas rochas se acham fortemente dobradas e falhadas, e os eixos das dobras sinclinais e anticlinais, assim como as falhas, assumem uma orientação geral N-S até NW-SE (Figura 8).

Na área Stock Work, ocorrem pequenos afloramentos ordovicianos de rochas metassedimentares, compostas basicamente de sericita e quartzo com disseminação de pirita. São rochas de granulação muito fina, de cor marrom escura a marrom vermelha, e superficialmente se acham fortemente fraturadas. Estas foram fortemente afetados pelos processos hidrotermais e metamórficos e estão em contato discordante com os ignimbritos dacíticos de Kari Kari (Figura 10).

2.2.2. Siluriano

Está representado pelas formações Cancañiri e Llallagua (RIVAS & CARRASCO, 1968) constituídas por filitos, diamictitos e grauvacas. Os seus afloramentos ocorrem isoladamente em forma descontínua, em contato com as rochas do Ordoviciano e Cretáceo (Figura 8).

2.2.3. Cretáceo

Foi amplamente estudado por muitos pesquisadores, principalmente LOHMANN & BRANISA (1962) no sinclinal de Miraflores. O Cretáceo é constituído das seguintes formações: La Puerta, Tarapaya, Miraflores, Aroifilla, Chaunaca e Molino, as quais afloram no sinclinal de Miraflores, situado a poucos km ao NW da cidade de Potosí.

Litologicamente estão constituídas por arenitos, argilitos, arenitos calcários e calcários, depositados em discordância angular sobre as rochas paleozóicas (Figura 8).

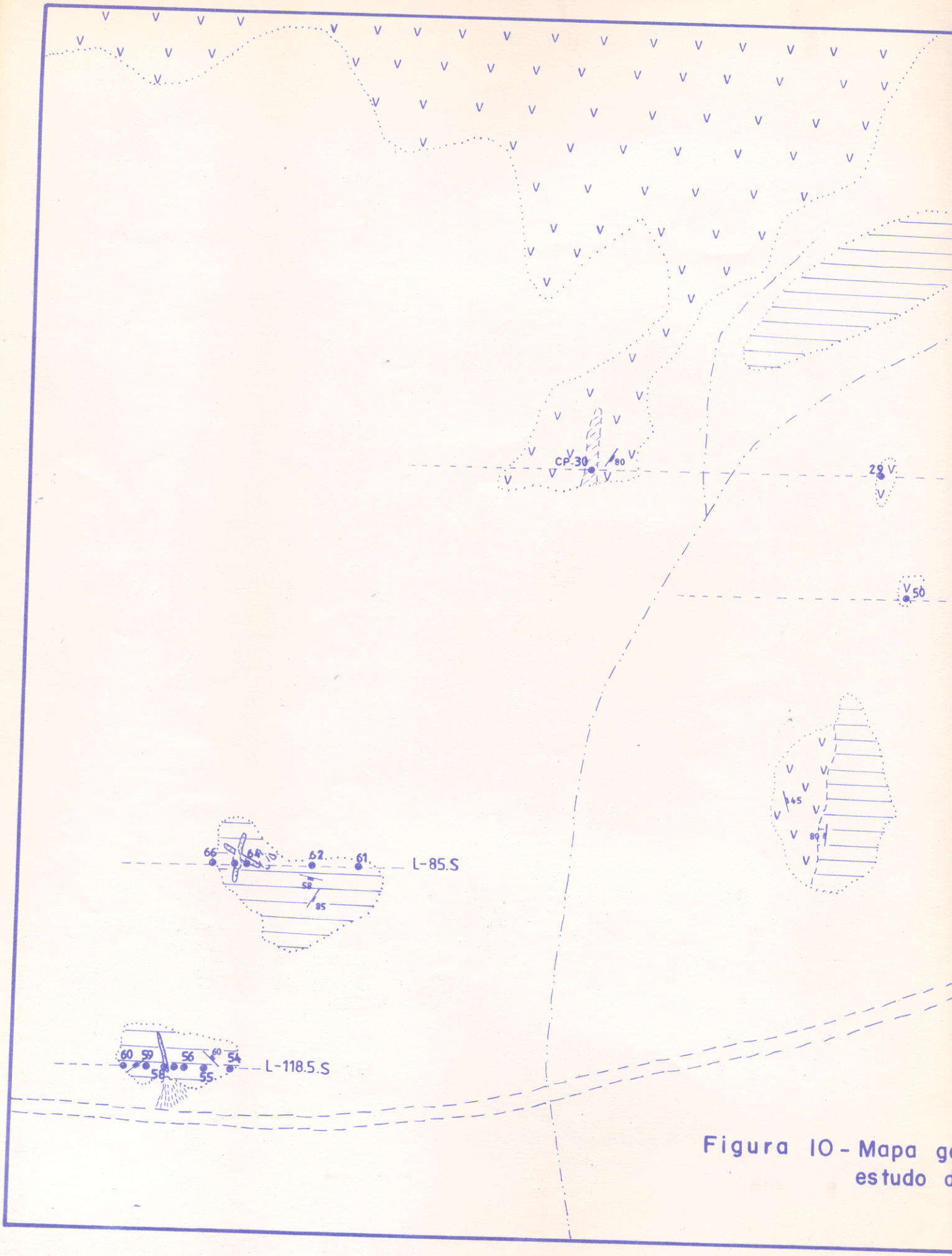
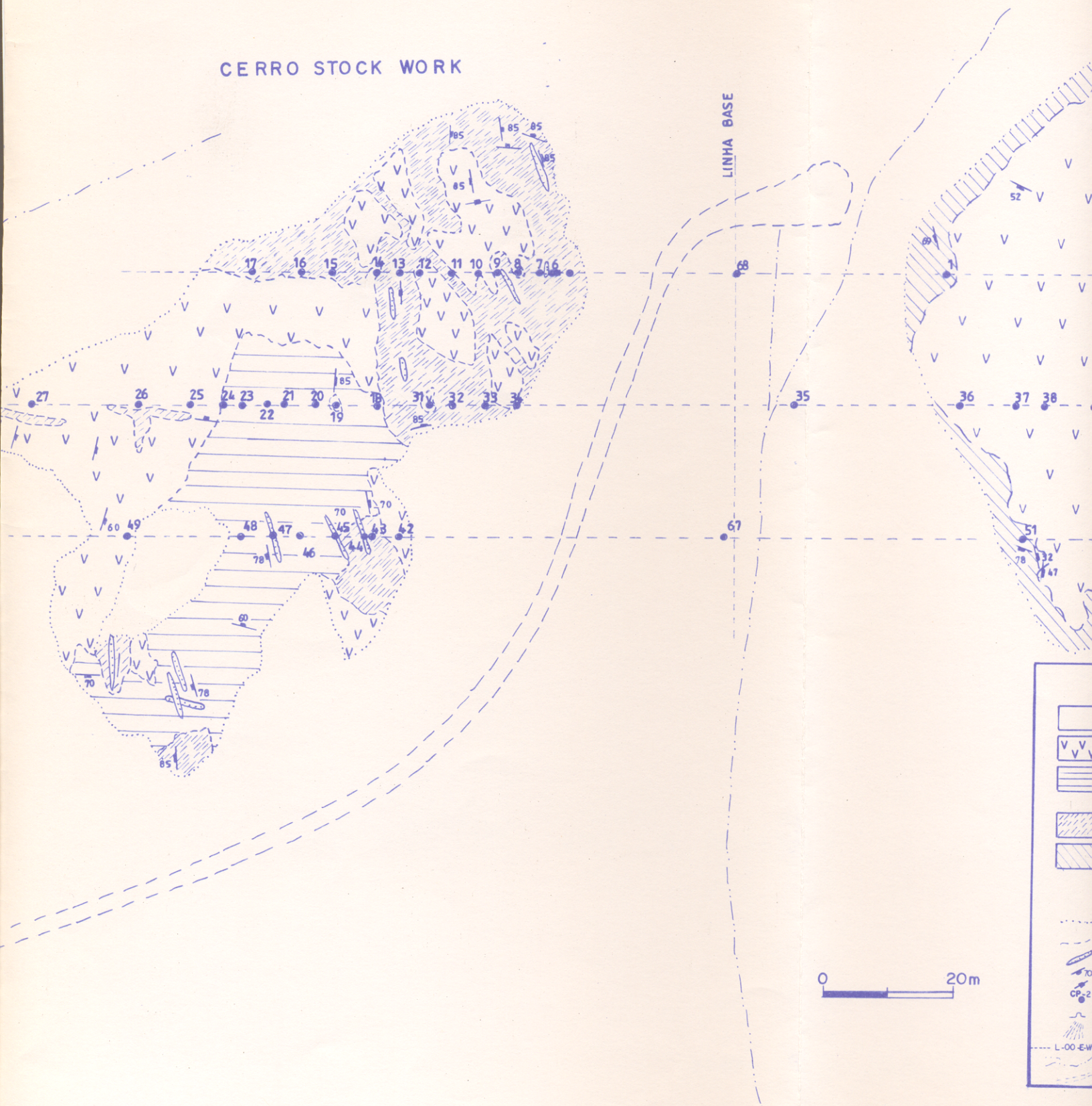
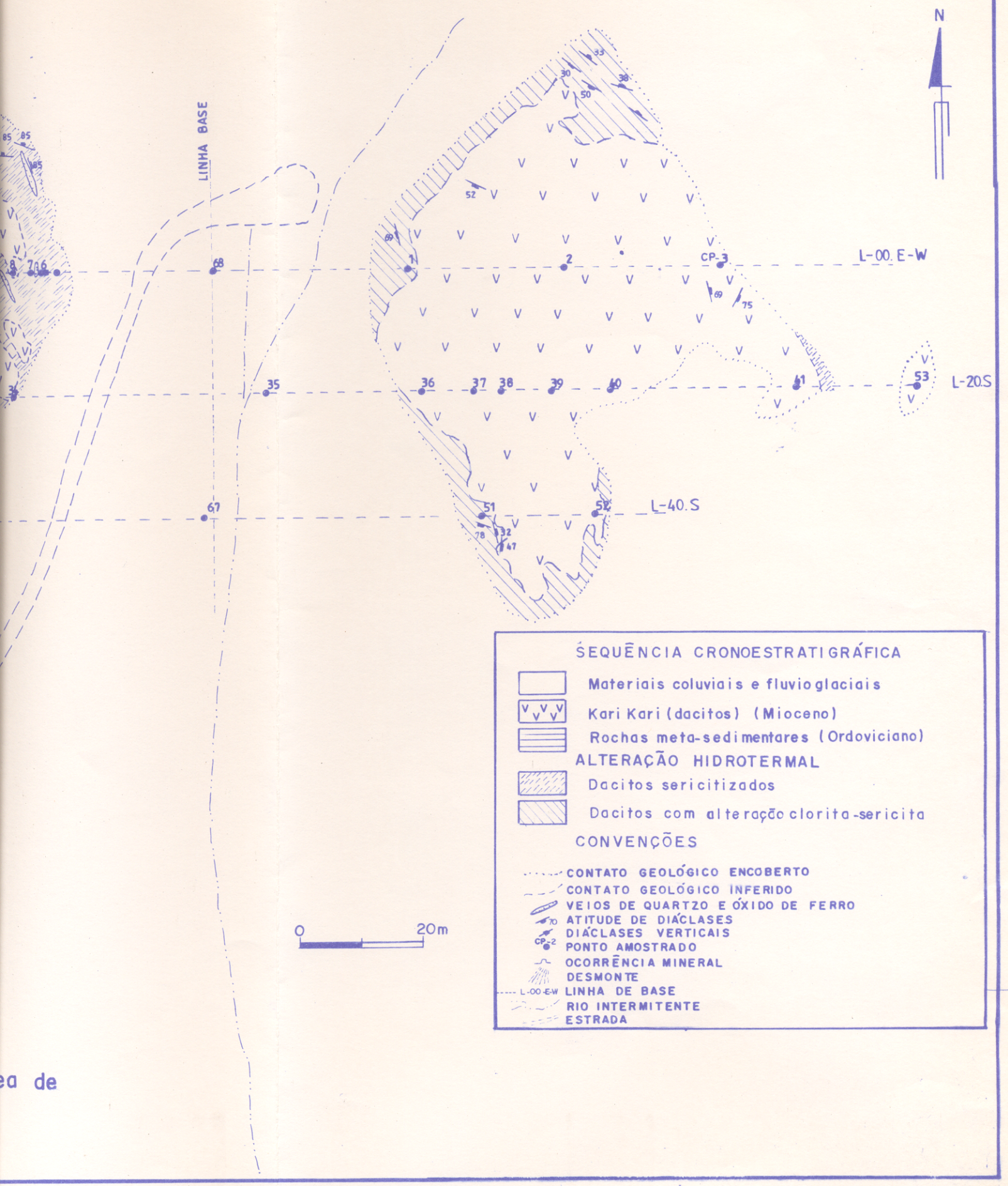


Figura 10 - Mapa g
estudo d



ógico e pontos de amostragem da área de
cerro Stock Work (Mina Reserva).


N
LINHA BASE
L-00. E-W
L-20.S
L-40.S
CP-3
0
20m
SEQUÊNCIA CRONOESTRATIGRÁFICA
Materiais coluviais e fluvioglaciais
Kari Kari (dacitos) (Mioceno)
Rochas meta-sedimentares (Ordoviciano)
ALTERAÇÃO HIDROTERMAL
Dacitos sericitizados
Dacitos com alteração clorita-sericita
CONVENÇÕES
CONTATO GEOLÓGICO ENCOBERTO
CONTATO GEOLÓGICO INFERIDO
VEIOS DE QUARTZO E ÓXIDO DE FERRO
70 ATITUDE DE DIÁCLASES
DIÁCLASES VERTICAIS
CP-2 PONTO AMOSTRADO
OCORRÊNCIA MINERAL
DESMONTE
L-00-E-W LINHA DE BASE
RIO INTERMITENTE
ESTRADA

ea de

2.2.4. Mioceno

As rochas deste período são representadas por extensos afloramentos de vulcânicas, ressaltando uma intensa atividade magmática desenvolvida nesta época, gerando ainda a colocação de pequenos corpos intrusivos e subvulcânicos (Figura 8).

2.2.4.1. Granodiorito Kumurana

É um pequeno corpo intrusivo que está situado na extremidade sul da caldeira Kari Kari, ocupando aproximadamente 10 km^2 de extensão (Figuras 8 e 9). Encontra-se em contato com as rochas vulcânicas da caldeira Kari Kari e cortando as rochas do Ordoviciano, desenvolvendo os hornsfels do cerro Machaandacaba (Figura 9).

O granodiorito Kumurana é constituído de plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, biotita, hornblenda e ortopiroxênio. Apresenta uma textura fanerítica equigranular, holocristalina e é de granulação média.

Segundo SCHNEIDER (1985) Kumurana tem uma idade radiométrica K/Ar de 25 Ma, marcando o início da intensa atividade magmática miocênica, desenvolvida em toda a região de Potosí.

2.2.4.2. Formação Mondragón

É constituída de conglomerados e arenitos de coloração vermelha, com clastos subaredondados de rochas paleozóicas, incluindo também clastos de arenitos e calcários do Cretáceo, aglutinados por matriz areno-ferruginoso. EVERDEN et al. (1977) mencionam a ocorrência de um horizonte de tufos na base dos conglomerados, com uma idade K/Ar de 20,1 Ma.

A formação Mondragón aflora a NW da caldeira Kari Kari, em discordância com as rochas paleozóicas e coberta pelos tufos da formação San Roque (Figura 9).

2.2.4.3. Formação Agua Dulce

É constituída por ignimbritos e lavas de composição variando de andesitos a dacitos com elevados conteúdos de potássio. Compõem-se de fenocristais de plagioclásio, biotita, sanidina e quartzo imersos numa matriz vítrea a microcristalina. As relações estratigráficas mostram que estas rochas foram expelidas anteriormente às rochas vulcânicas da caldeira Kari Kari.

EVERDEN et al. (1977) reportam idade K-Ar de 20 Ma. A formação Agua Dulce está em contato com as rochas da formação Canteria na borda ocidental da caldeira Kari Kari (Figura 9).

2.2.4.4. Formação San Roque

É constituída por camadas de tufos arenosos ricos em biotita. São tufos de coloração branca, granulação grossa e muito friáveis. Ocasionalmente se alternam com folhelhos e arenitos.

Seus afloramentos estão situados no flanco NW da caldeira Kari Kari, cobrindo as rochas da formação Mondragón, sugerindo serem contemporâneas com as rochas da formação Agua Dulce (RIVAS & CARRASCO, 1968)(Figura 9).

2.2.4.5. Formação Canteria

A melhor exposição desta formação se apresenta a poucos km a NE da cidade de Potosí, ocupando o flanco NW da caldeira Kari Kari (Figura 9). É constituída de brechas vulcânicas na parte basal, sobrepostas por dois horizontes de ignimbritos dacíticos que apresentam diferentes graus de consistência, com inclusões de xenólitos principalmente paleozóicos.

Os ignimbritos compõem-se de fenocristais de plagioclásio, biotita, sanidina e quartzo imersos numa matriz recristalizada microcristalina quartzo-feldspática. SCHNEIDER (1985) descreve a ocorrência de cordierita nestas rochas. Seus afloramentos estão colocados sobre as rochas da formação San Roque, razão pela

qual é considerada mais recente que as rochas vulcânicas da formação Agua Dulce (RIVAS & CARRASCO, 1968)(Figura 9).

2.2.4.6. Série Kari Kari

Sob esta denominação são agrupadas todas as rochas vulcânicas que afloram na caldeira vulcânica Kari Kari. Estas rochas vulcânicas dominam a região de estudo com idade K-Ar de 20 Ma (EVERDEN et al. 1977; SCHNEIDER, 1985) (Figuras 8 e 9).

A caldeira Kari Kari é composta por rochas vulcânicas intracaldeiras, envolvendo ignimbritos dacíticos, ignimbritos dacíticos turmalinizados, tufos dacíticos e lavas andesíticas. Todas elas apresentam como característica comum a ocorrência de granada (almandina), xenólitos (metassedimentares e ígneos), e altos conteúdos de potássio (FRANCIS et al. 1981; SCHNEIDER, 1985; PALENQUE, 1994)(Figura 9).

São constituídas basicamente de plagioclásio, biotita, sanidina e quantidades menores de granada, quartzo e minerais opacos em matriz afanítica que varia desde vítrea a recristalizada. A matriz é composta por intercrescimento cripto a microcristalino de quartzo, feldspatos e biotita.

Estas rochas mostram poucas variações mineralógicas e químicas e em geral são rochas de textura porfirítica, inequigranulares, de granulação fina a média, onde os fenocristais ocupam 40 a 60 % do volume total da rocha.

As rochas vulcânicas de Kari Kari estão sobrepostas às rochas das formações Canteria e Agua Dulce na margem ocidental da caldeira (Figura 9).

A mina Reserva (áreas "Wendy" e "Stock Work") é dominada por ignimbritos dacíticos da Série Kari Kari, muito embora estejam cobertos de till, principalmente na área Wendy. Na área "Stock Work" os ignimbritos dacíticos estão em contato discordante com as rochas metassedimentares do Ordoviciano e cobertos parcialmente por depósitos coluviais (Figura 10).

2.2.4.7. Série Cerro Rico

É um grupo de rochas vulcano-sedimentares de idade miocênica que se encontra restrito às zonas adjacentes ao cerro Rico de Potosí. É constituída pelas formações Pailaviri, Caracoles e o domo cerro Rico (Figuras 8 e 9).

A formação Pailaviri é constituída por brechas vulcano-sedimentares posicionadas discordantemente sobre as rochas do Ordoviciano e sobrepostas pelos sedimentos e tufos andesíticos da formação Caracoles, rica em flora fossilífera Terciária.

Finalmente ocorreu a intrusão do domo cerro Rico, constituído por um dacito porfirítico (TURNEAURE, 1960), que originou a intensa mineralização de Sn-Ag, (Pb, Zn, Sb) alojada principalmente nas rochas encaixantes do Ordoviciano e no próprio domo dacítico, sob a forma de filões epitermais e tipo disseminado.

GRANT et al. (1979) reportam uma idade K-Ar de 13,8 Ma, ratificada por ZARTMAN & CUNNINGHAM (1995) pelo método U-Th-Pb em zircões.

2.2.4.8. Cerro Huakajchi

É constituído por ignimbritos riolíticos, cujos afloramentos encontram-se restritos ao flanco sul do domo cerro Rico, cobrindo discordantemente as rochas do Ordoviciano nas partes marginais do flanco sul do domo cerro Rico. Segundo GRANT et al. (1979), estas rochas tem uma idade K-Ar de 12 Ma, indicando colocação posterior à injeção do domo cerro Rico.

2.2.5. Quaternário

A cobertura quaternária consiste principalmente de till e depósitos coluvionares, sobrepostos aos ignimbritos dacíticos da caldeira Kari Kari, principalmente na área Wendy, onde o recobrimento é quase total e em menor proporção no cerro Stock Work.

Os sedimentos quaternários compreendem depósitos glaciares originados provavelmente no Plioceno-Pleistoceno (morenas laterais e de fundo), constituídos por matacões, cascalhos, areias, siltes e argilas, com espessura variando de poucos centímetros até mais de 10 metros. Nas zonas marginais da caldeira Kari Kari as morenas laterais alcançam espessuras de mais de 100 metros.

3. MINERALIZAÇÃO

A mina Reserva (Zn, Pb e Ag) faz parte do distrito mineiro Kari Kari, produtor de metais básicos (Pb, Zn, Sn) e Ag. Este distrito está situado ao longo do flanco ocidental da caldeira Kari Kari, formando uma faixa mineralizada de 28 km de extensão e 4 km de largura. Algumas de suas jazidas mais importantes são: Mazuni (Pb-Ag), Illimani (Pb-Ag-Zn), Colquechaquita (Pb-Ag-Zn), Isabelita (Pb-Ag-Zn), Reserva (Pb-Ag-Zn), Andacaba (Pb-Ag-Zn) e Kumurana (Sn) (Figuras 2 e 9).

A mineralização da mina Reserva é de tipo primário, depositada em sistemas de veios sulfetados encaixados nas rochas vulcânicas da caldeira Kari Kari. Atualmente os veios Wendy e Rosário são explotados em pequena escala através de galerias subterrâneas (Figura 11), com teores médios de 13 a 15 % de zinco, 2 a 4 % de chumbo e 250 a 300 ppm de prata.

3.1. MINERALOGIA E ASSEMBLÉIAS MINERAIS DO VEIO WENDY (Mina RESERVA)

Os minerais de minério e de ganga identificados nas amostras do veio Wendy (Tabela 2), compreendem sulfetos e sulfossais complexos muito conhecidos na região, mas também foram identificados espécies que ainda não tinham sido determinadas, como a potosiita.

Os minerais mais abundantes no veio Wendy são esfalerita e pirita que perfazem de 60 a 80 % do volume do minério. Outros minerais menos abundantes são galena, potosiita, marcassita e arsenopirita. Além desses minerais, ainda há ocorrências de pequenas quantidades de calcopirita, pirrotita, tetraedrita (freibergita), estanita, semseyíta, cassiterita, sulfossal complexo de Sb-Pb-Ag e sulfeto de Fe-Ag.

O quartzo e ilita constituem os minerais de ganga mais abundantes do veio Wendy. Ocorrem ainda quantidades menores de siderita, sericita e muscovita, além de produtos de oxidação, como goethita, inseridos no veio e mais freqüentemente em superfície próximo aos afloramentos dos veios.

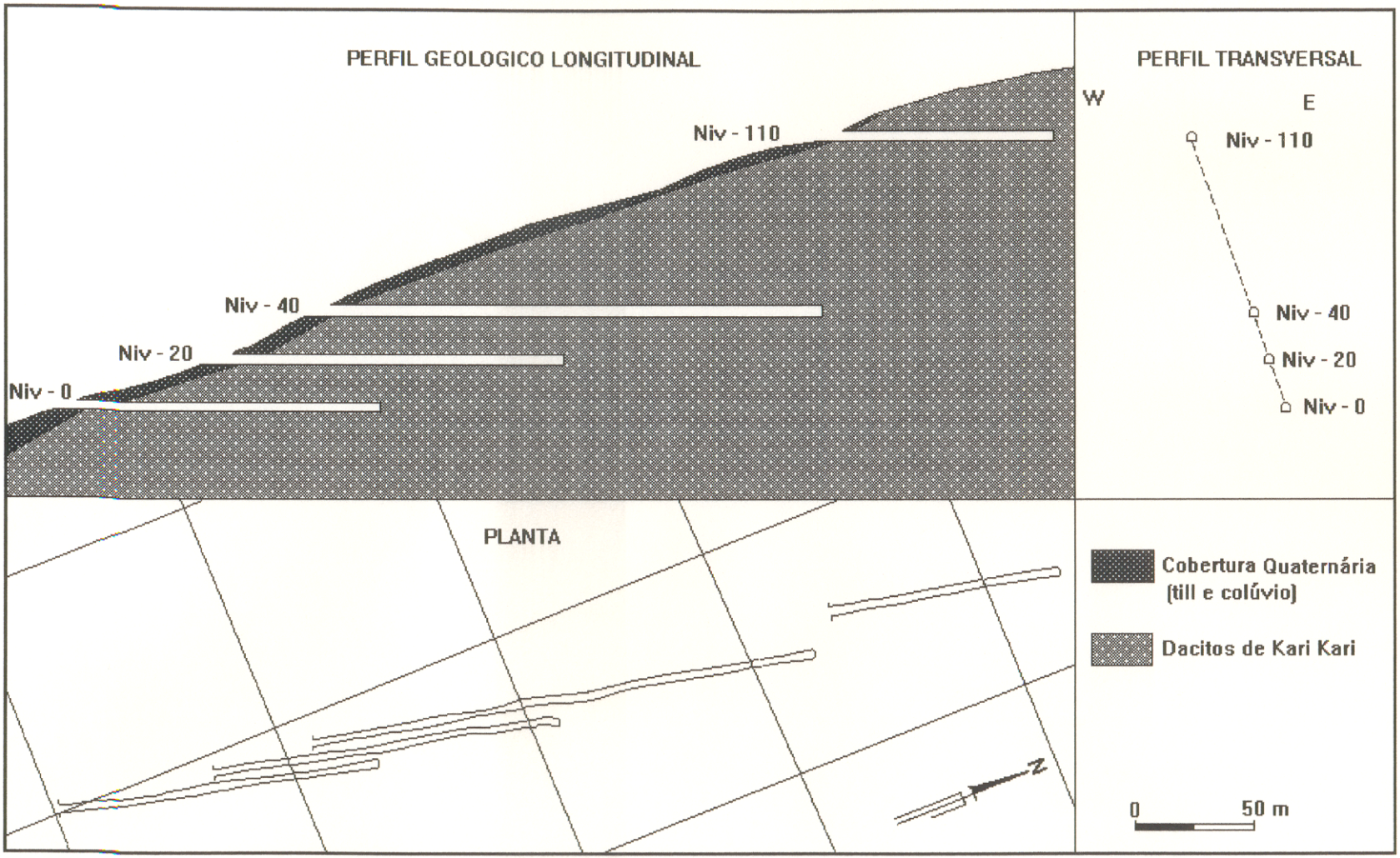


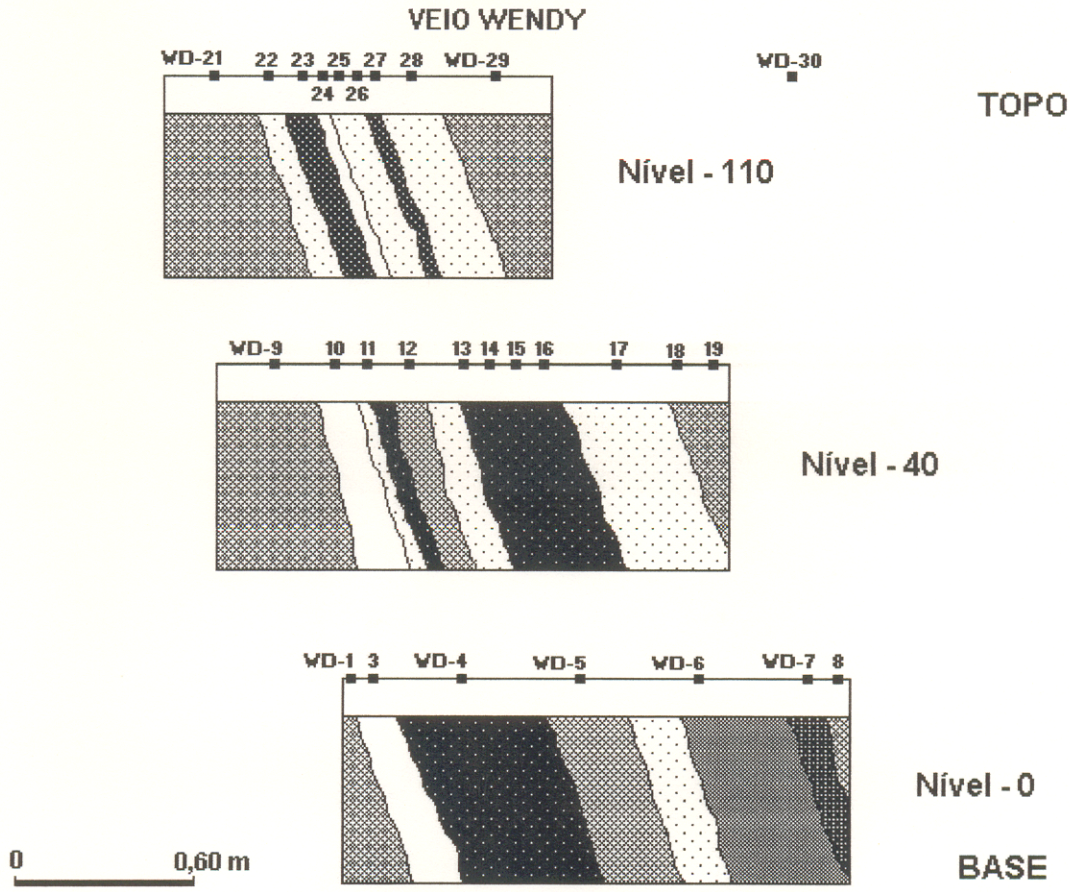
Figura 11- Perfil geológico longitudinal e transversal do veio Wendy, além da sua projeção em planta (mina Reserva)

Tabela 2 Minerais presentes no veio Wendy (mina Reserva)

Minerais de minério principais	Minerais de minério acessórios	Minerais de ganga	Mineral de oxidação
esfalerita	calcopirita	quartzo	goethita
pirita	pirrotita	siderita	
galena	estanita	sericita	
potosiita	semseyíta	muscovita	
marcassita	tetraedrita (freibergita)	ilita	
arsenopirita	cassiterita		
	sulfossal de Sb-Pb-Ag		
	sulfeto de Fe-Ag		

A ocorrência destes minerais é muito variável em termos de assembléia mineral e abundância relativa. Desse modo foram identificados sete assembléias minerais no veio Wendy (assembléias 1 a 7)(Figura 12) considerando somente os minerais principais de minério e ganga, os quais ocorrem formando bandas mineralizadas, paralelas às rochas encaixantes (Figura 12).

A **assembléia 1** (quartzo + esfalerita + pirita + galena)(Figura 12) se dispõe preferencialmente do lado oeste do veio em contato direto com a rocha encaixante e a assembléia 2 (esfalerita + pirita + siderita)(níveis 0 e 40). A assembéia 1, também ocupa a parte central do veio em contato com a assembléia 4 (banda argilosa) e a assembléia 7(esfalerita + galena + pirita)(nível-110). A assembléia 1 forma bandas mineralizadas maciças, de espessura variável, dominada por quartzo de tipo cristal de rocha (50 %) impregnado de pirita (25 %), esfalerita (18 %), galena (5 %) e quantidades menores de marcassita, calcopirita, pirrotita, tetraedrita e estanita.



Dacito fortemente sericitizado (sericita + quartzo + pirita)

Assembléias minerais

1. Quartzo + esfalerita + pirita + galena (maciço)
2. Esfalerita + pirita + siderita (maciço)
3. Pirita + marcassita + arsenopirita + siderita + esfalerita (maciço)
4. Argilas (Ilita) + vênulas finas de pirita e esfalerita, além de cristais finos de pirita e esfalerita disseminados na argila (terroso)
5. Potosiita + esfalerita + pirita + galena + argila + óxidos de ferro
6. Galena + potosiita + esfalerita + siderita (bandada)
7. Esfalerita + galena + pirita (maciço)

Figura 12 - Estruturação e paragênese mineral do veio Wendy

A **assembléia 2** (esfalerita + pirita + siderita)(Figura 12) forma também bandas mineralizadas maciças, que ocorrem em contato com a assembléia 1 (quartzo + esfalerita + pirita + galena) e a assembléia 3 (pirita + marcassita + arsenopirita + siderita) (nível-0), além da assembléia 4 (banda argilosa) (nível-40). É a assembléia mineral mais rica em esfalerita (60 %) associada intimamente com pirita (25 %) e siderita (15 %), e ainda com pequenas quantidades de calcopirita, pirrotita, galena, tetraedrita, estanita e quartzo. Ocorre só nos níveis 0 e 40 com espessuras de até 0,50 m.

A **assembléia 3** (pirita + marcassita + arsenopirita + siderita)(Figura 12) é uma banda de pirita maciça, ocupando a parte central do veio, em contato com a assembléia 2 (esfalerita + pirita + siderita) e a assembléia 4 (banda argilosa)(níveis 0 e 40). Contém 45 % de pirita, 25 % de marcassita, 10 % de arsenopirita e 20 % de siderita, além de pequenas quantidades de pirrotita, estanita, esfalerita, galena e calcopirita. Também só foi encontrado nos níveis 0 e 40, com espessuras variáveis.

A **assembléia 4** (ilita + sericita+ quartzo com disseminação de cristais de esfalerita e pirita) (Figura 12), é uma banda de minerais de ganga, de textura terrosa e muito friável, de cor cinza até branca. É a de maior abundância em termos de volume, situada nas partes laterais do veio em contato com a rocha encaixante e a assembléia 2 (esfalerita + pirita + siderita)(nível 40), e a assembléia 7 (esfalerita + galena + pirita) (nível-110), além de ocupar também posições centrais alternando com as bandas sulfetadas (níveis 0, 40 e 110). É constituída basicamente de ilita (60 %), sericita (20 %) e quartzo (20 %) impregnados de esfalerita e pirita. Os grandes volumes desta banda de minerais de ganga se convertem num fator negativo para a jazida, por que diluem muito os conteúdos metálicos do minério.

A **assembléia 5** (potosiita + esfalerita + pirita + galena + argila + óxidos de ferro) (Figura 12) é uma banda mineralizada de estrutura maciça a terrosa, que ocorre somente no nível-0, em contato com a assembléia 4 (banda argilosa) e a assembléia 6 (galena + potosiita + esfalerita + siderita). Constitui-se de potosiita (40 %) associada

com argila + goethita (20 %), pirita (20 %), esfalerita (15 %) e galena (5 %), além de pequenas quantidades de cassiterita, calcopirita, pirrotita e quartzo.

A **assembléia 6** (galena + potosiita + esfalerita + siderita)(Figura 12), é uma banda mineralizada de estrutura bandada, ocorrendo apenas no nível-0, situada na lateral leste do veio, em contato com a rocha encaixante e a assembléia mineral 5 (potosiita + esfalerita + pirita + galena + argila + óxidos de ferro). Constitui-se de galena (30 %), potosiita (28 %), esfalerita (27 %) e siderita (15 %), além de quantidades menores de pirita e semseyíta.

A **assembléia 7** (esfalerita + galena + pirita) (Figura 12), é uma banda mineralizada maciça, que ocorre apenas no nível-110, situada na parte central do veio, alternando com a assembléia 4 (banda argilosa) e a assembléia 1(banda quartzosa). Constitui-se de 50 % de esfalerita, 40 % de galena e 10 % de pirita, além de quantidades subordinadas de marcassita, pirrotita, calcopirita e tetraedrita.

3.2. MODO DE OCORRÊNCIA DA MINERALIZAÇÃO

A mineralização sulfetada da mina Reserva se apresenta em filões, cortando as rochas vulcânicas da caldeira Kari Kari (Figuras 6 e 12). Espacialmente os filões se dispõem em forma paralela a subparalela, seguindo uma orientação geral norte-sul com mergulhos subverticais para o leste (Figura 11).

A geometria dos veios é tabular, gradando localmente para formas lenticulares, devido às variações de sua espessura (estiramento e estrangulamento), configurando estruturas tipo *pich and swell*. A espessura dos veios varia desde 0,50 a 2 m e as zonas de bonança alcançam eventualmente até 6 m (veio Rosário).

O veio Wendy tem atitude de N15°E / 70°SE (Figura 11) e espessura variando de 0,63 m (nível-110) a 1,58 m (nível-0)(Figura 12). Este veio em superfície estende-se por mais de 500 m e, verticalmente, já foi reconhecido até 110 m de profundidade (nível-0)(base), onde a mineralização é ainda muito mais abundante que nos níveis superiores (níveis, 40 e 110).

Segundo CHOQUE (1993), a mineralização continua lateralmente em finas vênulas que se dispõem paralelamente à estrutura principal e que se difundem até 4 m, em ambos os lados do veio. Além disto, menciona também a presença localizada de estrutura brechóide para o corpo mineralizado.

O veio Wendy apresenta um expressivo bandamento assimétrico, composto por diferentes bandas de sulfetos + sulfossais complexos, além de quartzo e siderita (assembléias 1, 2, 3, 5, 6 e 7)(Figura 12) alternados com bandas terrosas de minerais de argila (ilita), quartzo e fragmentos da rocha encaixante sericitizadas (assembléia 4). A Figura 12 mostra claramente as sete assembléias minerais, formando bandas mineralizadas que compõem o veio Wendy nos três niveis estudados (0 m, 40 m e 110 m), cada uma com diferentes associações minerais, variando segundo o nível de explotação.

A principal variação da paragênese mineral é assinalada pela potosiita, que forma parte de duas assembléias minerais no nível-0 (assembléias 5 e 6), as quais não foram encontrados nos níveis 40 e 110 (Figura 12).

Nas bandas mineralizadas foram encontradas algumas estruturas especiais. Na banda mineralizada dominada pelo quartzo associada à esfalerita e pirita (assembléia 1) (Figura 12), localmente ocorrem crescimentos crustiformes de cristais prismáticos de quartzo de dimensões centimétricas, formando estrutura em pente (*comb*), além de pequenas cavidades abertas (*vugs*).

Na banda mineralizada maciça de esfalerita + pirita + siderita (assembléia 2) são comuns os *vugs* ou cavidades abertas, milimétricas a centimétricas, preenchidos com pequenos cristais cúbicos de pirita e localmente de esfalerita. Nessa banda mineralizada também ocorrem texturas concêntricas (*cockade*), com núcleo argiloso impregnado de cristais de esfalerita e pirita, envolvidos por esfalerita e siderita maciça. Estruturas semelhantes formam-se também entre a pirita e esfalerita.

3.3. MICROMORFOLOGIA E QUÍMICA MINERAL

3.3.1. Minerais de minério

Esfalerita (ZnS). A esfalerita e a pirita da mina Reserva são os dois sulfetos mais abundante do minério, cuja abundância relativa varia em função da paragênese mineral. Apresenta-se nas sete assembléias minerais encontradas para o veio Wendy, e sua presença varia desde quantidades pequenas (como disseminação nas rochas encaixantes) até grandes quantidades (minério) onde alcança até 60 % de volume do minério (assembléia 2)(Figura 12).

A esfalerita ocorre principalmente como massas de contornos irregulares e corroídas, associada com pirita, galena, potosiita, quartzo e siderita. As superfícies das massas de esfalerita apresentam muitas cavidades micrométricas (*vugs*) (Figuras 13 e 14). Cristais de esfalerita de 3 a 40 μm também ocorrem como inclusões disseminadas na pirita, quartzo e ainda na rocha encaixante (Figura 15), como também nas massas terrosas de materiais argilosos (assembléia 4)(Figura 12).

A esfalerita forma diferentes intercrescimentos conforme o tipo de assembléia mineral, formando principalmente texturas de substituição e disseminação (Figuras 13, 14 e 15). Os contatos da esfalerita com os outros minerais são geralmente uma combinação de contatos retos, curvados e parcialmente corroídos (Figuras 13 e 14), situação relativamente favorável para uma fácil liberação dos minerais durante o tratamento metalúrgico (CRAIG & VAUGHAN, 1981).

Os cristais de esfalerita também contém uma grande variedade de inclusões minerais (1μm a 0,61 mm) como calcopirita, pirrotita, galena, pirita, tetraedrita e estanita. Elas tem geralmente formas arredondadas, conhecidas normalmente como *blebs* (calcopirita e pirrotita), distribuídas irregularmente e alinhadas ao longo de fraturas e planos de clivagem (Figuras 16, 17, 18, 19, 20, 21 e 22).

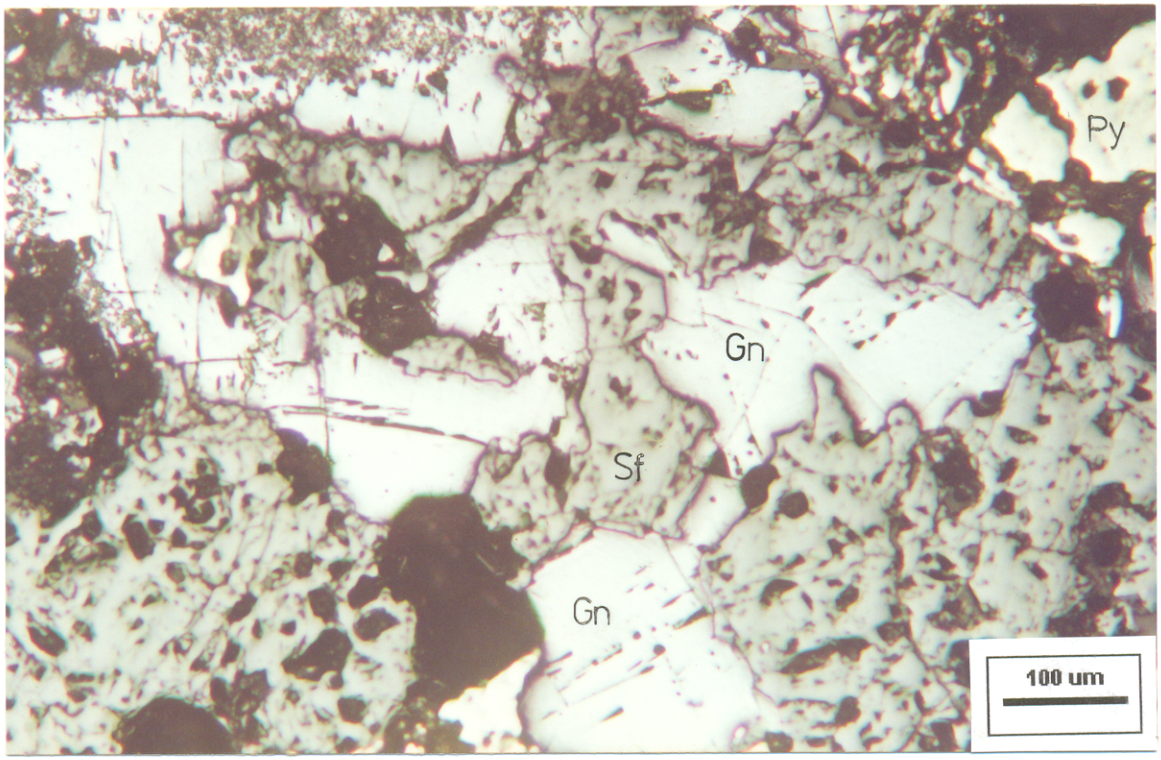


Figura 13 Microfotografia de intercrescimento intimo entre galena (Gn) e esfalerita (Sf), junto a cristais de pirita (Py). Esfalerita e galena ocorrem em massas anédricas e subédricas formando contatos curvados, corroídos e retos, dando uma forte evidência de substituição da galena pela esfalerita (nicóis //, luz refletida).

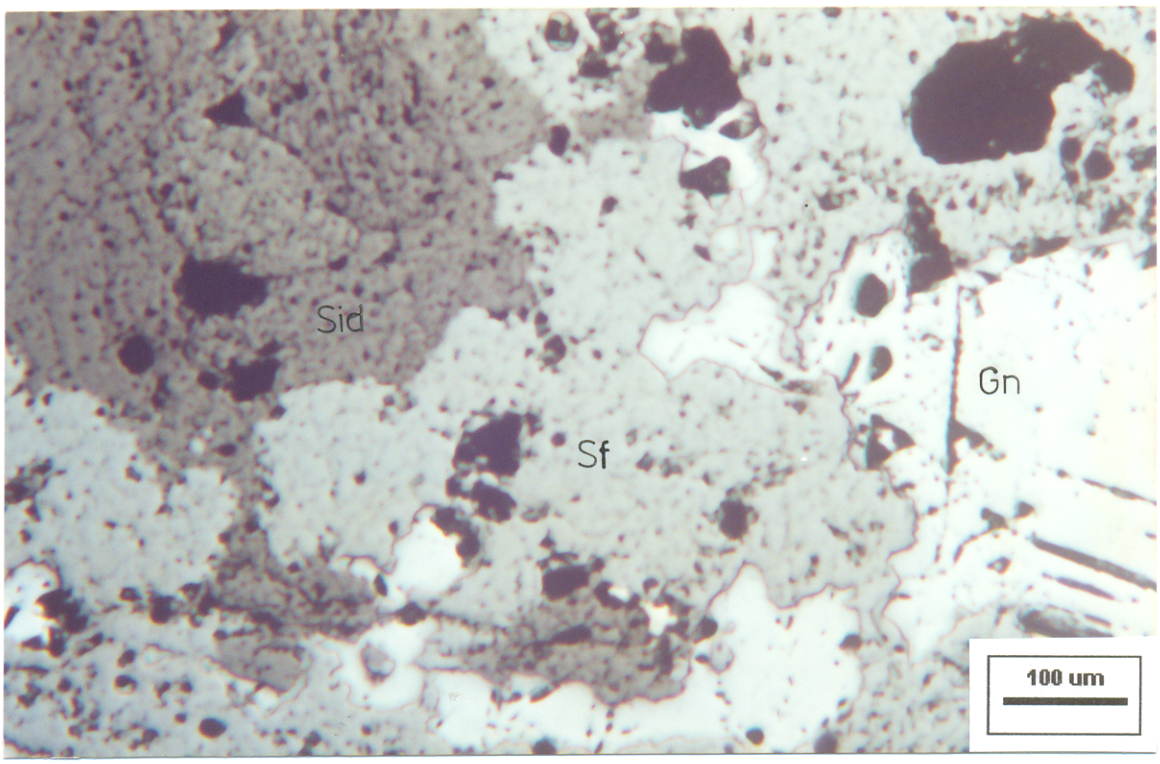


Figura 14 Microfotografia de galena (Gn), esfalerita (Sf) e siderita (Sid) intimamente associados, como massas anedrais com bordas irregulares. A siderita preenche cavidades intersticiais (nicóis //, luz refletida).

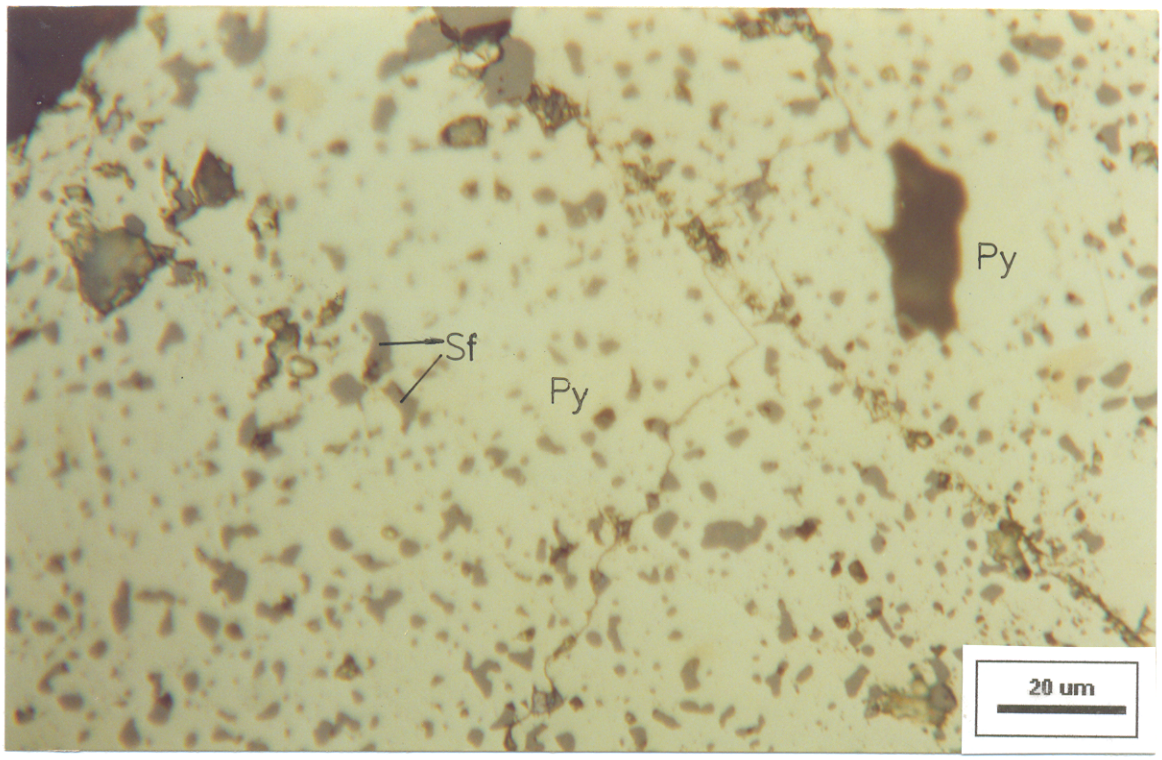


Figura 15 Microfotografia de um cristal de pirita (Py) com inclusões abundantes de microcristais de esfalerita (Sf) distribuídos irregularmente (nicóis //, luz refletida).

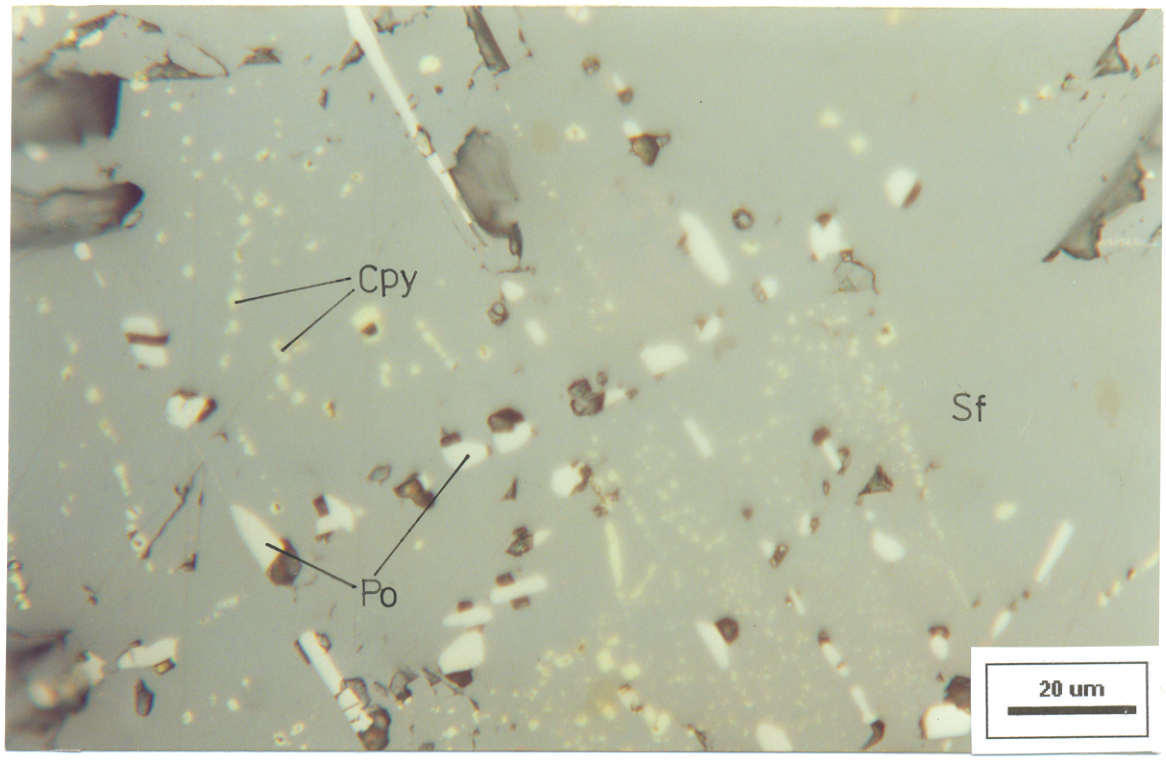


Figura 16 Microfotografia da esfalerita (Sf) com inclusões de pirrotita (Po) e calcopirita (Cpy), distribuídos irregularmente e alinhadas ao longo de planos de clivagem (nicóis //, luz refletida).

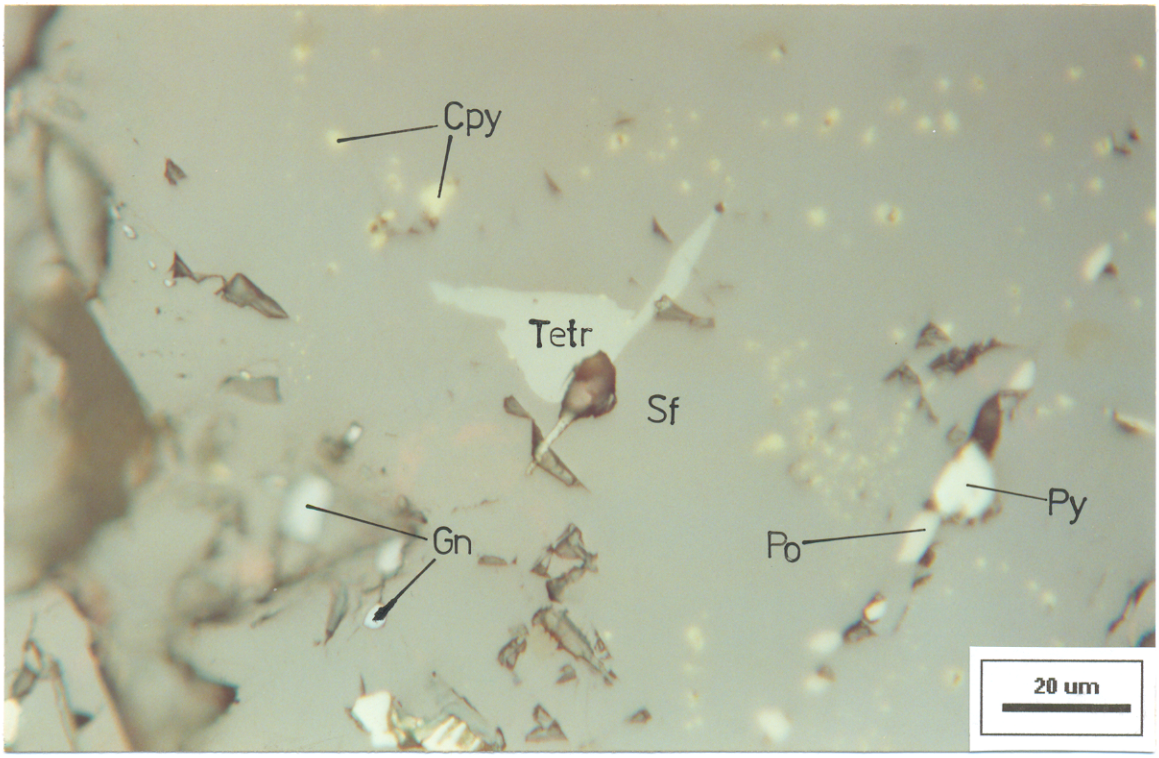


Figura 17 Microfotografia de um cristal de esfalerita (Sf) com inclusões de tetraedrita (Tetr), calcopirita (Cpy), pirrotita (Po), pirita (Py) e galena (Gn) (nicóis //, luz refletida).

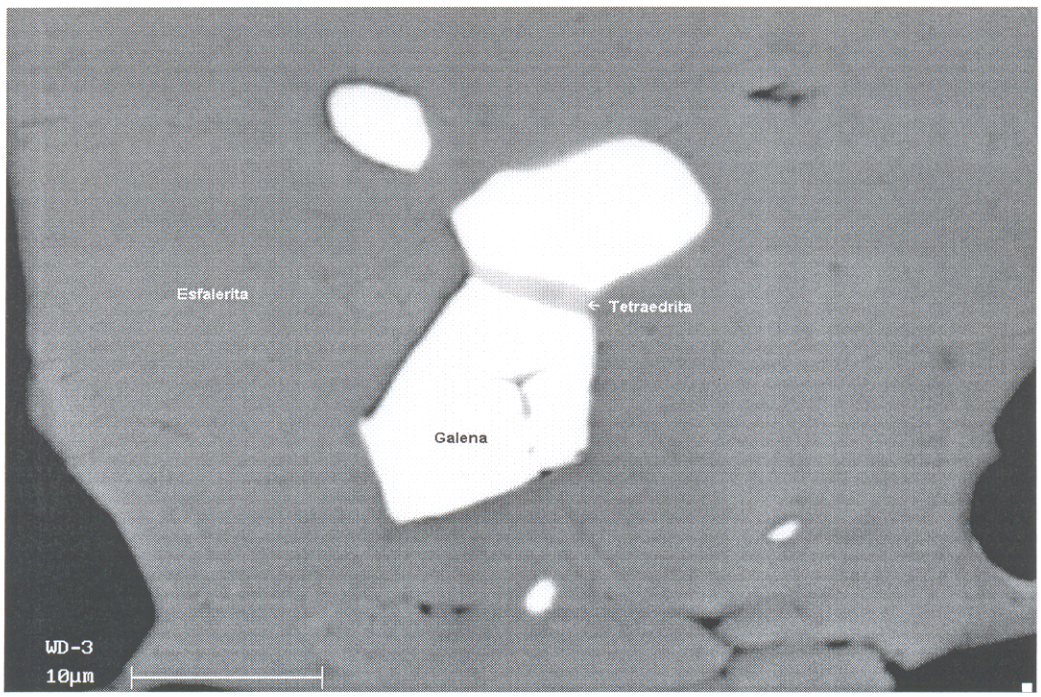


Figura 18 Microfotografia de MEV de esfalerita com inclusões de galena e tetraedrita intimamente associados.

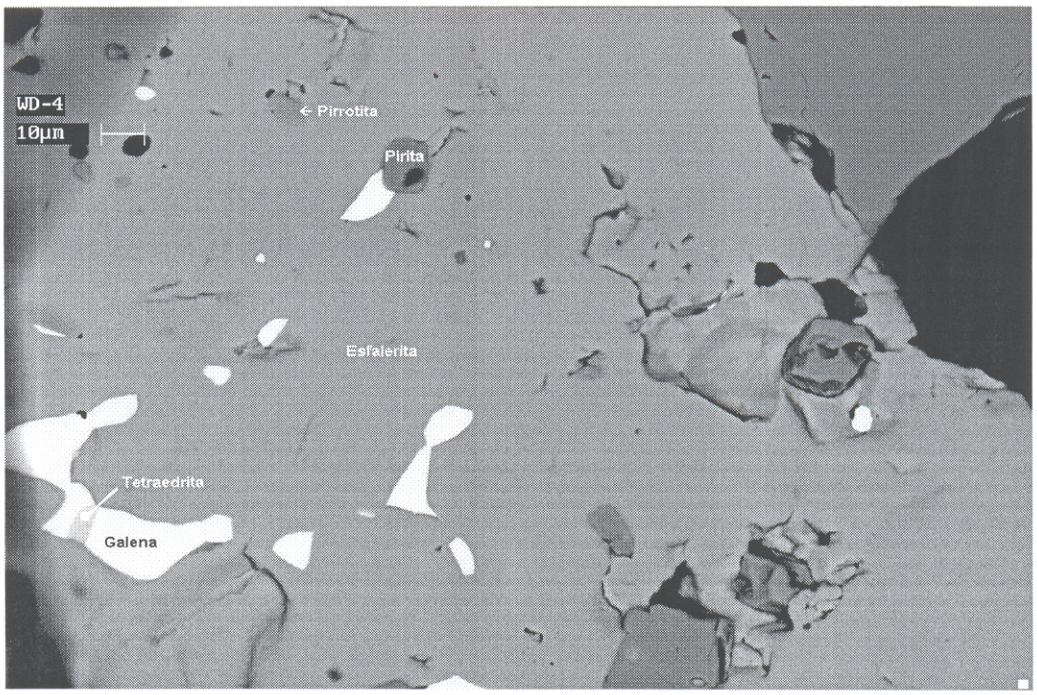


Figura 19 Microfotografia de MEV de um cristal de esfalerita com inclusões de galena, pirrotita, tetraedrita e pirita.

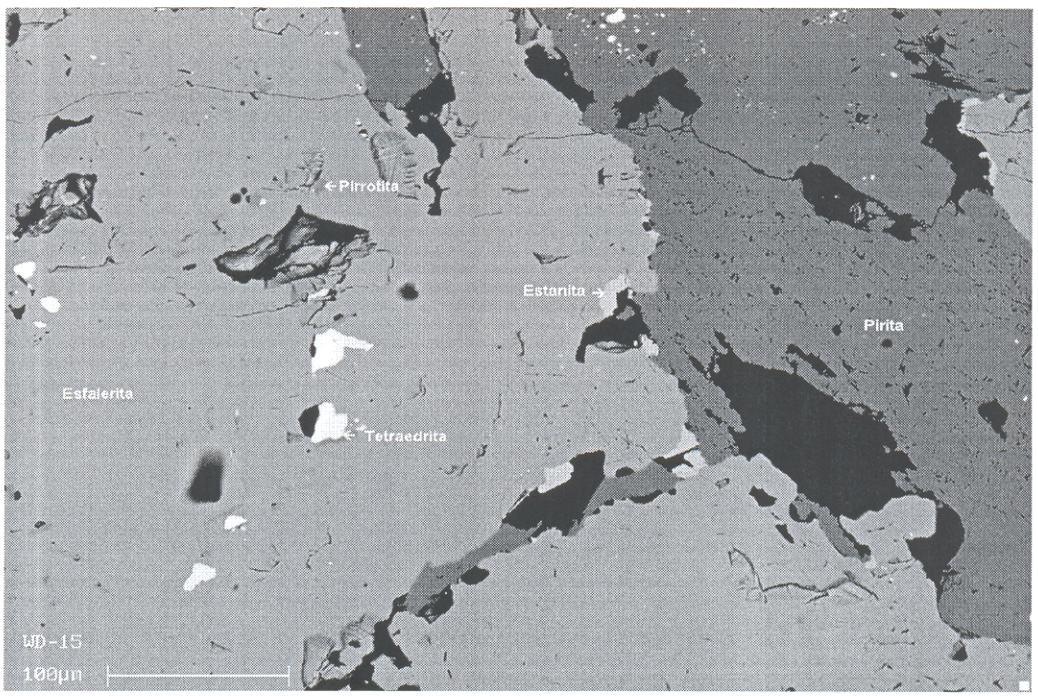


Figura 20 Microfotografia de MEV de esfalerita em contato com pirita. A esfalerita contém inclusões de estanita, pirrotita e tetraedrita.

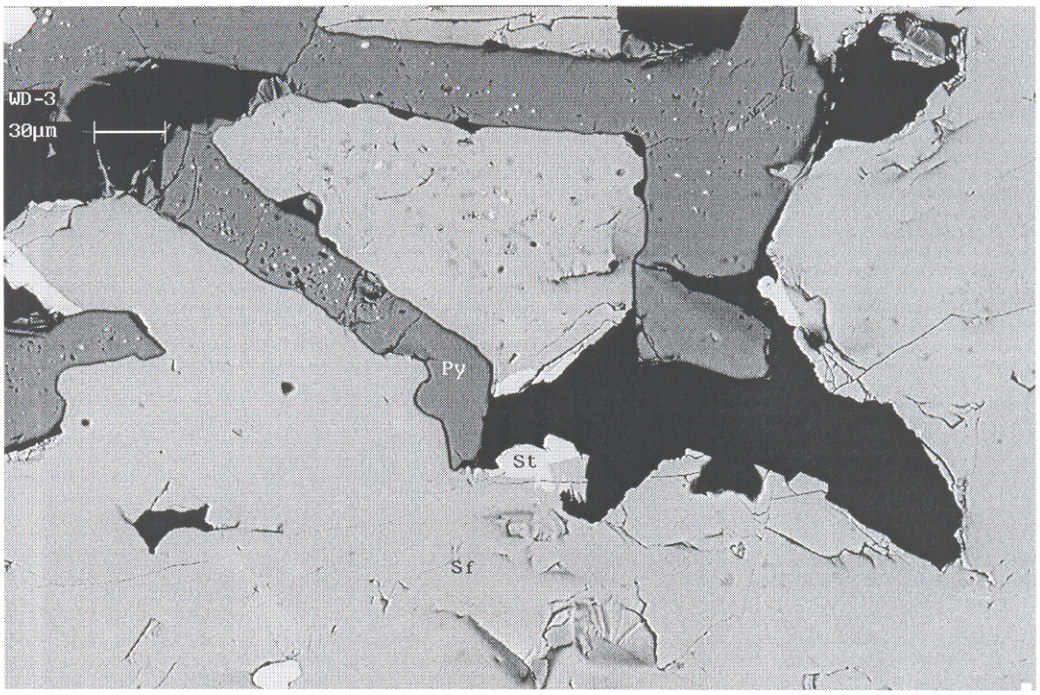


Figura 21 Microfotografia de MEV de cristais de esfalerita (Sf) e pirita (Py), com estanita (St) na borda da esfalerita (cor negra: vazio).

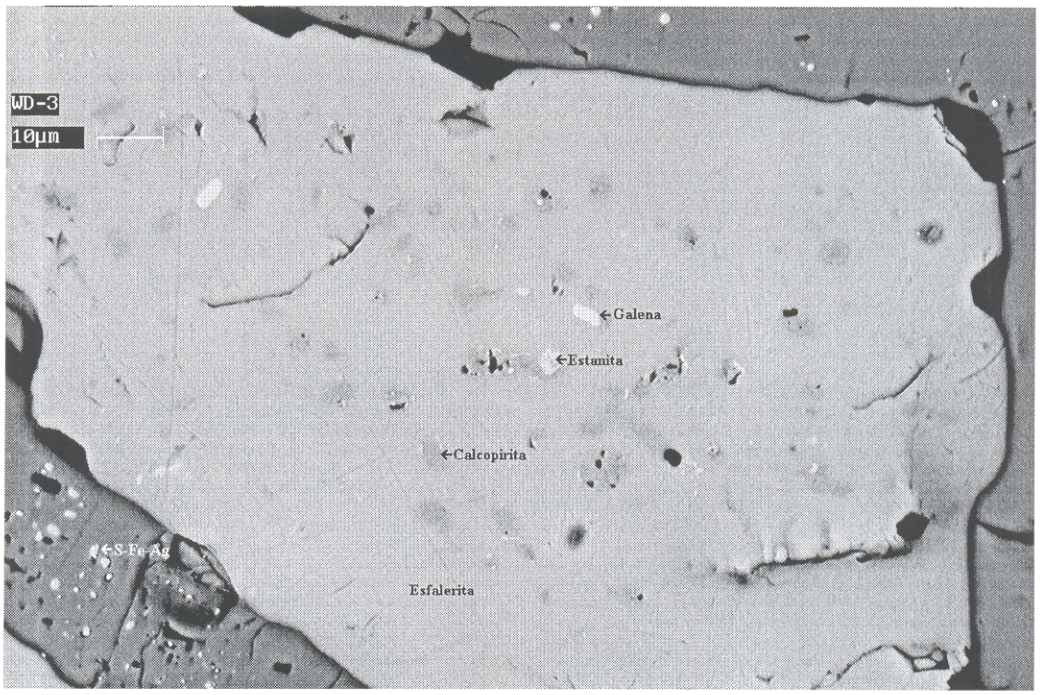


Figura 22 Microfotografia de MEV de esfalerita da figura anterior, onde se observam inclusões de galena, estanita e calcopirita. Na pirita ocorrem inclusões circulares de sulfeto de Fe-Ag não identificados (canto inferior esquerdo).

A composição química da esfalerita (Tabela 3), mostra que ela é rica em ferro (7,82 a 12,08 %), com teores subordinados de outros elementos, sugerindo uma ampla substituição de Zn por Fe. Na Tabela 3 são apresentados também duas análises químicas de esfalerita da mina Colquechaquita (MC-1) e da mina Mazuni (MM-1) situadas sobre a mesma faixa mineralizada, ao norte da mina Reserva. Comparando estes resultados com os conteúdos médios da esfalerita do veio Wendy, percebe-se que os teores de ferro na esfalerita diminuem paulatinamente de sul para o norte, sendo que na mina Mazuni os teores de ferro praticamente desaparecem (Fe = 0,14 %) (Figura 23).

Tabela 3 Composição química das esfaleritas do veio Wendy (mina Reserva), mina Colquechaquita e mina Mazuni por MEV-EDS.

	esfalerita									
	1	2	3	4	5	6		7	8	9
%	WD-3	WD-3	WD-4	WD-7	WD-24	WD-27	média	ST-3	MC-1	MM-1
S	33,28	32,36	34,18	33,03	33,08	32,70	33,11	33,57	32,92	40,59
Zn	53,83	56,28	53,40	58,57	54,19	53,28	54,93	54,95	58,24	58,58
Fe	10,45	10,73	11,18	7,82	12,08	11,58	10,64	11,48	8,64	0,14
Cd	0,12	*	0,19	*	*	*	0,15	*	*	*
Mn	*	*	*	*	0,62	1,65	1,13	*	*	*
Cu	0,15	0,04	0,21	0,24	0,02	0,10	0,13	-	-	*
Sn	-	*	-	0,22	*	*	0,22	-	-	-
Pb	-	0,59	0,84	-	-	0,65	0,69	-	0,21	0,63
Sb	-	-	-	0,11	0,02	0,04	0,06	-	-	0,07
As	0,16	*	-	*	*	*	0,16	*	*	*
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	101,16	100,00	100,00	100,00
FI	31,02	1,03	29,92	0,63	1,21	0,77		3,05	0,82	0

- não detectado * não analisado **FI** - *Fit Index* (7) - cerro Stock Work
(8) - mina Colquechaquita (9) - mina Mazuni

Galena (PbS). Constitui o terceiro sulfeto mais abundante do minério. Ocorre em duas gerações, diferenciadas em base às relações texturais de substituição e paragênese mineral. A primeira geração, caracterizada como a mais antiga por estar substituída pela esfalerita (Figuras 13 e 14), onde massas de galena aparecem fortemente corroídas e secionadas por massas de esfalerita, sugerindo com isto, a deposição da galena antes da esfalerita.

De outro lado, a galena de primeira geração ocorre substituindo parcialmente e preenchendo fraturas e espaços abertos em pirita (Figuras 24 e 25). É a mais abundante, forma massas irregulares com bordas retas e parcialmente corroídas associadas intimamente com esfalerita, pirita, potosiita e siderita (assembléias 5, 6 e 7) (Figuras 12, 13, 14, 24 e 25).

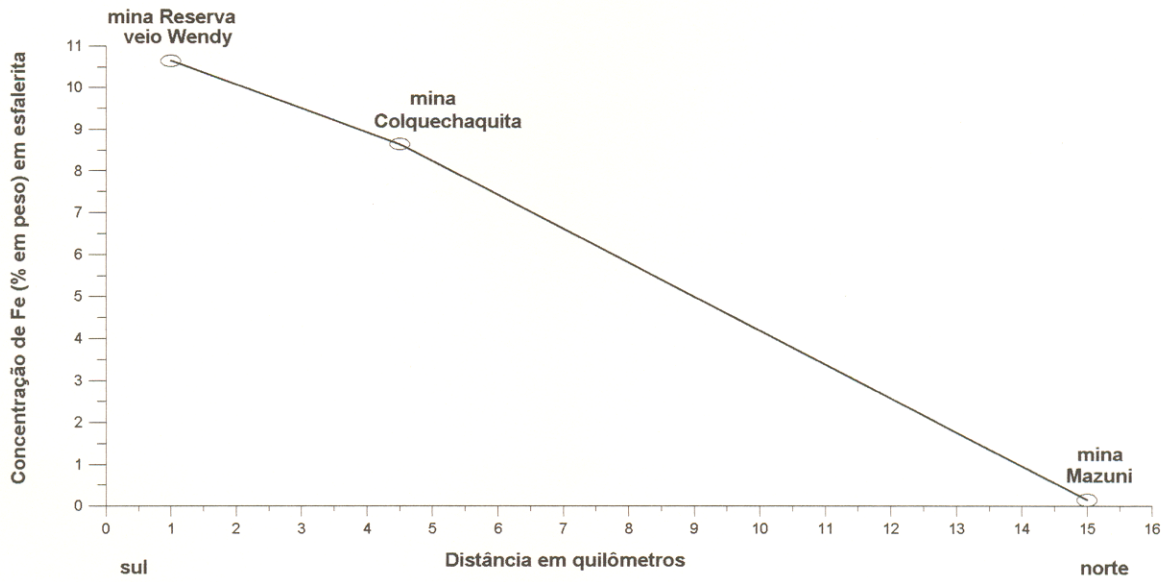


Figura 23 Variação dos conteúdos de ferro das esfaleritas das minas Reserva (veio Wendy), Colquechaquita e Mazuni, situados na mesma faixa mineralizada no flanco ocidental da caldeira Kari Kari.

As massas irregulares de galena (primeira geração) contém inclusões tipo fibro-radiais de potosiita (Figura 26) (assembléia 6), situadas preferencialmente nas partes centrais e laterais. Nestas galenas também foram encontrados cristais de 1 a 5 μm de um sulfossal complexo de Sb, Pb e Ag não determinado (Figura 27).

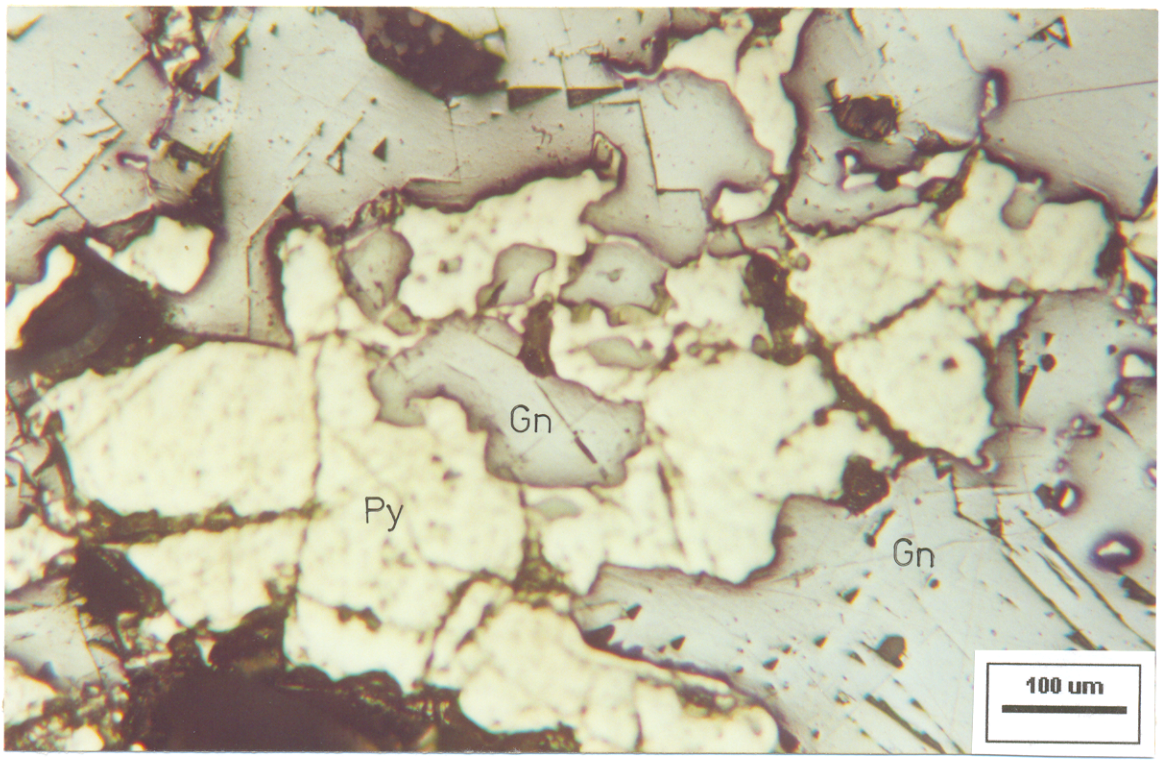


Figura 24 Microfotografia de cristais de pirita (Py) fortemente fraturados em contatos levemente curvados com a galena (Gn). A galena preenche espaços abertos na pirita desenvolvidos tectonicamente pós- mineralização (nicóis //, luz refletida).

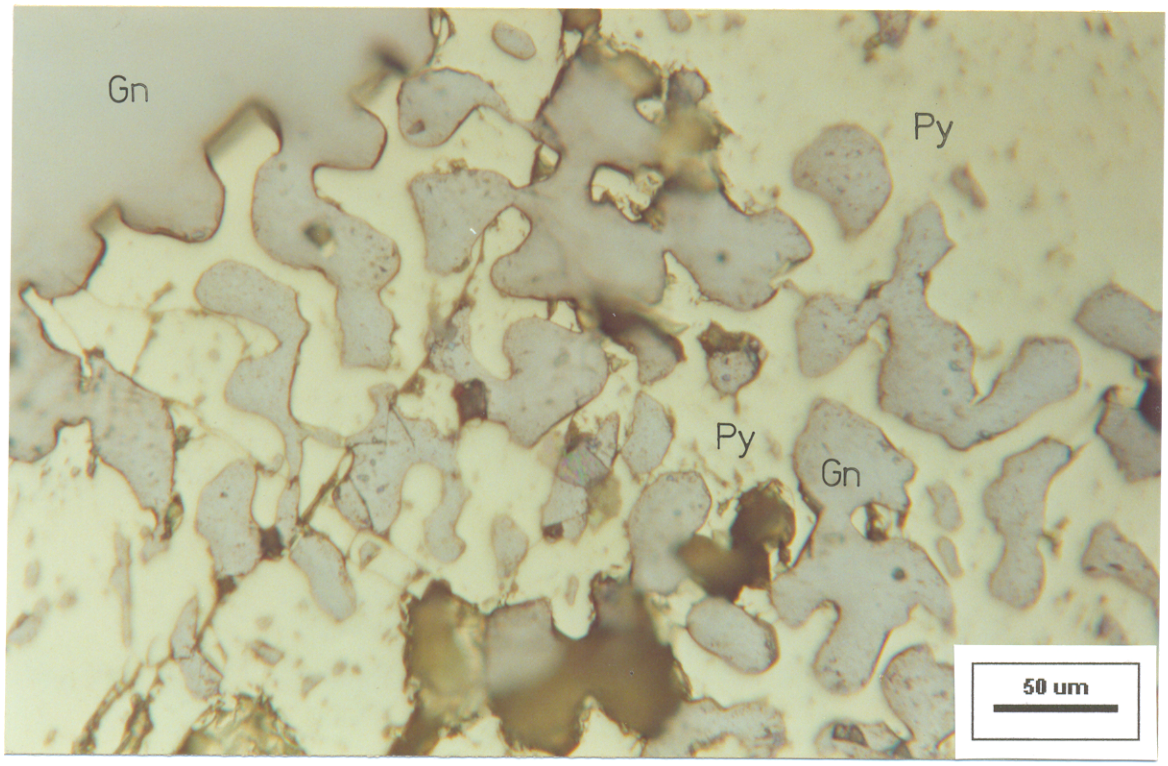


Figura 25 Microfotografia de cristais de galena (Gn) preenchendo cavidades na pirita (Py). A fratura que intercepta a pirita não afeta a galena, indicando que depositou-se posteriormente (nicóis //, luz refletida).

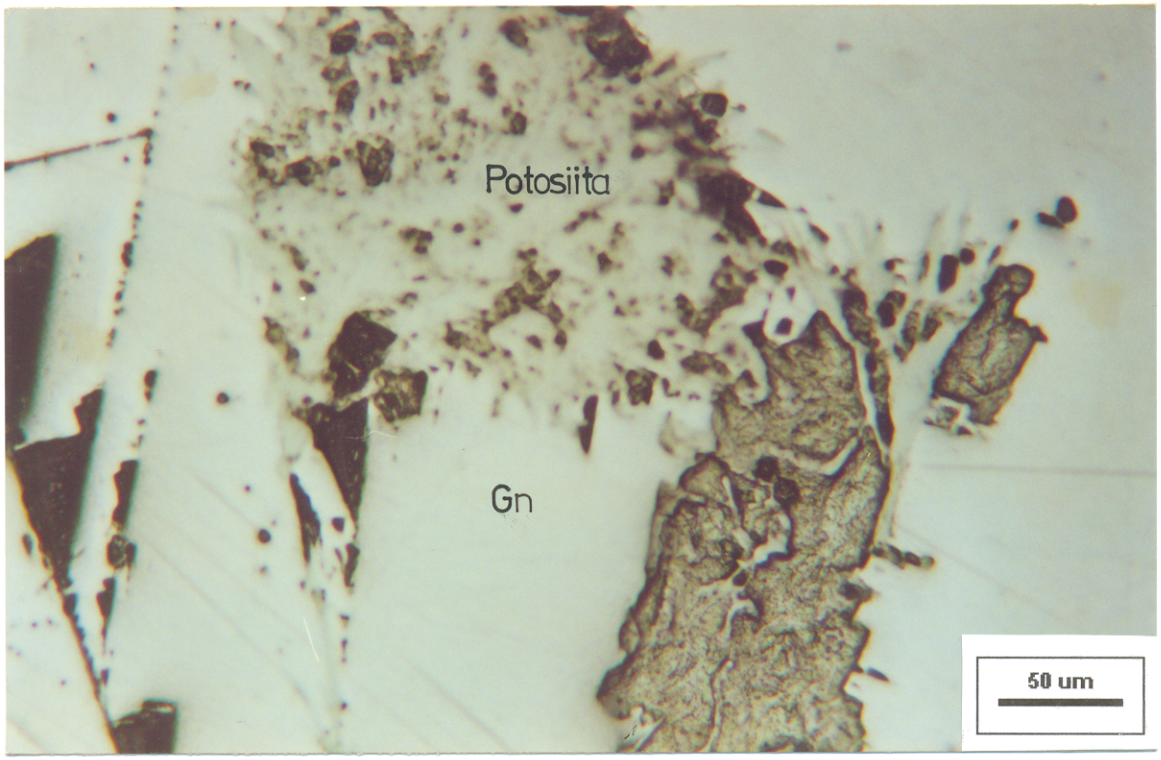


Figura 26 Microfotografia de cristais de potosiita preenchendo espaços abertos na galena (Gn). Outros cristais de potosiita estão se alterando para agregado maciço, em contato com a potosiita inalterada (nicóis //, luz refletida).

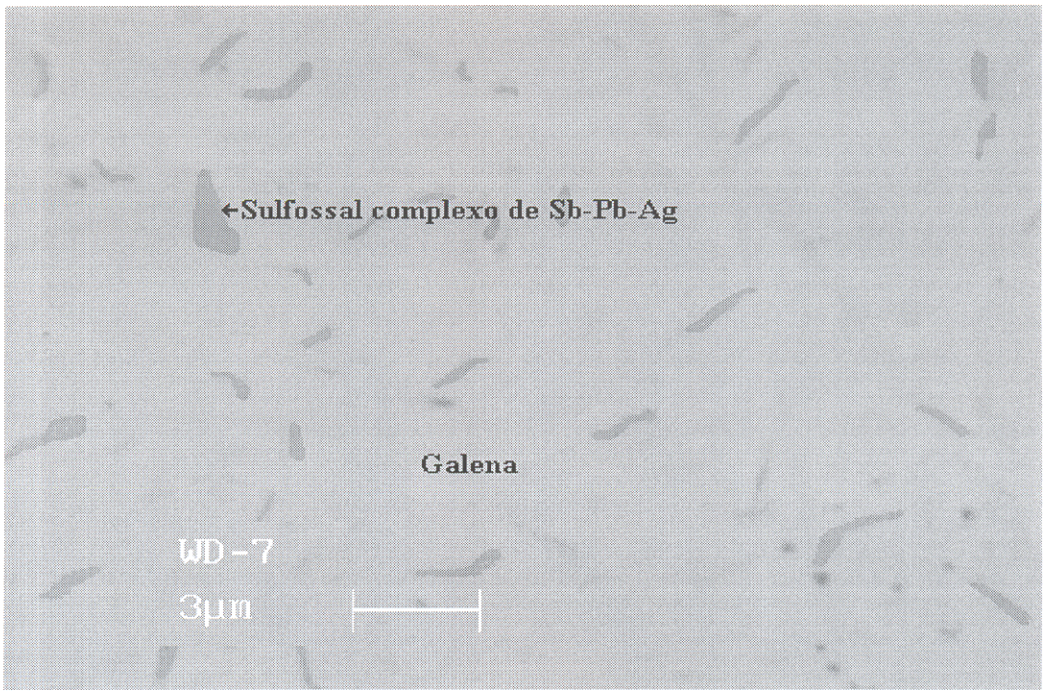


Figura 27 Microfotografia de MEV de cristal de galena (Gn), com inclusões de microcristais fusiformes de um sulfossal complexo de Sb-Pb-Ag, não identificado.

A galena de segunda geração ocorre em cristais isolados de formas anédricas a subédricas imersos em quartzo (assembléia 1) e como pequenas inclusões de 3 a 50 μm de formas arredondadas disseminadas na esfalerita em íntima associação com microcristais de calcopirita, pirrotita, estanita, tetraedrita e pirita (assembléias 4 e 7) (Figuras 12, 17, 18, 19 e 22), e pelo fato da esfalerita estar substituindo à galena de primeira geração, fica claro que estas galenas (segunda geração) foram depositadas posteriormente.

As inclusões de galena (segunda geração) em esfalerita mostram íntima associação com tetraedrita, ao contrario da galena de primeira geração que não ocorre associada com aquele sulfossal, além de outros sulfetos como calcopirita, pirrotita e estanita (assembléias 3, 4 e 7) (Figuras 12, 17, 18, 19 e 22).

A Tabela 4 apresenta oito análises químicas de galena do veio Wendy, uma da área Stock Work e outra da inclusão de sulfossal complexo de Sb-Pb-Ag na galena. A análise (7) corresponde a um cristal de galena incluso na pirita, caracterizada pelos altos conteúdos de Fe (12,15 %), menor teor de Pb (61,73 %) e um aumento considerável nos conteúdos de S (25,67 %), demostrando, com isto, a forte influência que a matriz piritosa exerce sobre os microcristais de galena.

Tabela 4 Composição química da galena do veio Wendy e da área Stock Work (mina Reserva) por MEV-EDS.

	galena										
	1	2	3	4	5	6	7	8		9	10
%	WD-3	WD-4	WD-6	WD-7	WD-7	WD-7	WD-24	WD-27	média	ST-3	WD-7
S	19,93	20,96	23,59	19,80	20,46	20,23	25,67	19,61	20,65	19,72	20,76
Pb	75,53	73,09	75,39	79,21	77,94	78,56	61,73	79,54	77,04	72,84	62,09
Ag	0,27	-	0,32	0,53	1,04	0,54	0,05	0,16	0,41	0,69	7,69
Cu	-	-	-	0,01	-	*	0,05	0,12	0,02	-	-
Fe	0,38	0,47	0,19	0,03	-	0,05	12,15	0,13	0,18	0,89	0,02
Zn	3,85	4,58	0,29	-	0,02	0,06	0,34	0,26	1,29	5,37	0,21
Sn	*	-	*	0,11	0,28	0,32	*	*	0,18	0,31	0,44
As	*	0,91	*	*	*	*	*	-	0,45	*	*
Sb	0,04	-	0,21	0,31	0,26	0,23	-	0,18	0,18	0,18	8,80
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,4	100,0	100,0
FI	0	0	0	0	0	0	0	0		0	0

- não detectados *** não analisados** FIT - ***Fit Index*** **1 a 8 - galenas do veio Wendy**
9 - galena do cerro **Stock Work** 10 : sulfossal de Sb, Pb e Ag (não identificado)

Comparando os conteúdos teóricos da galena (Pb:86,60 % ; S:13,40 %) com os resultados obtidos na Tabela 4, verifica-se que as galenas do veio Wendy são significativamente mais empobrecidas em Pb (77,04 %), mais ricas em S (20,65 %) e contendo ainda quantidades consideráveis de Zn (1,29 %).

A galena do cerro Stock Work (9) contém concentrações ainda menores de Pb (72,84 %) e maiores de Zn (5,37 %), de Ag (0,69 %) e Fe (0,89 %). Os conteúdos de Ag estão em níveis econômicos variando de 0,16 % a 1,04 %, com média de 0,41 %, ratificando o caráter argentífero destas galenas. Essas galenas ainda contém quantidades menores de: Cu, Fe, Sn, As e Sb.

Sulfossal complexo de Sb-Pb-Ag. Como já foi mencionado, ocorre disseminado na galena como microcristais fusiformes (assembléias 6 e 7) (Figuras 12 e 27). A análise semiquantitativa deste mineral (Tabela 4) mostra que é constituído de Pb (62,09 %), S (20,76 %), Sb (8,80 %) e Ag (7,69 %). Os valores elevados de Pb e S, podem estar influenciados pelos do mineral hospedeiro galena.

Os conteúdos médios de Ag (0,41 %) e Sb (0,18 %) da galena hospedeira, divergem fortemente dos valores de Ag e Sb obtidos para esta sulfossal complexo. É mais provável que grande parte dos conteúdos de Ag obtidos do veio Wendy, podem provir de cristais submicroscópicos desta sulfossal complexo, embora tenham pequenos volumes, eles alcançam ocupar em torno de 5 a 10 % do volume das galenas de primeira geração, o que as torna relevantes economicamente, não sendo estão somente a galena a grande portadora de prata.

Potosiita ($Pb_{48}Sn_{18}Fe_7Sb_{16}S_{115}$). É um sulfossal de estanho do grupo cilindrita-frankeita, descoberto por WOLF et al. (1981) na mina Andacaba (Potosí - Bolívia). Lá ocorre associado com quartzo e cassiterita, além da esfalerita, semseyíta e galena. Este mineral foi inicialmente identificado como frankeita pelas semelhanças morfológicas e óticas entre eles (KISSIN & OWENS, 1986).

No veio Wendy, a potosiita constitui o sulfossal mais abundante do minério limitado estritamente ao nível-0 (assembléias 5 e 6) (Figura 12). Está intimamente

associada à galena, cassiterita, esfalerita, siderita e goethita. Ocorre em agregados fibrosos de 5 a 300 μm, formando texturas em forma de raízes, dentro da matriz formada por esfalerita, argilominerais e goethita (Figuras 26, 28, 29 e 30).

A potosiita do veio Wendy (Tabela 5), comparada com a potosiita descoberta por WOLF et al. (1981)(Tabela 5), mostra menor teor de Pb (50,16 %) e maior de S (23,92 %). Para os demais elementos não se observa nenhuma variação, é possivél que os teores de Pb desta potosiita estejam influenciados pela sobreposição das linhas características de Pb e S, como já foi explicado anteriormente no item de metodologia.

A potosiita contém ainda concentrações menores de Zn (0,64 %), Ag (0,51 %) e Cu (0,14 %). Os conteúdos de Ag da potosiita da mina Reserva são muito mais altos do que a potosiita de WOLF et al. (1981) e da galena do veio Wendy (0,41%). Estes dados mostram que a potosiita é, no veio Wendy, outro importante mineral portador de Ag. A potosiita do veio Wendy é, portanto, um mineral minério polimetálico dessa jazida, com grandes concentrações de Pb, Sn, Sb e Ag, limitado estritamente ao nível inferior (nível-0). A fórmula estrutural recalculada para a potosiita com base nos conteúdos médios, com base em 25 átomos, e uma relação metal : enxofre de 11:14, é a seguinte: $[Pb_{4,95}\ Ag_{0,10}]_{\Sigma 5,05}\ Sn_{1,99}\ Fe_{0,88}\ Sb_{1,80}\ S_{15,27}$.

Tabela 5 Composição química de cristais de potosiita e estanita do veio Wendy, obtida por MEV-EDS.

	potosiita					estanita			
	1	2	3		5	6	7	8	
%	WD-6	WD-7	WD-7	média		WD-3	WD-5	WD-15	média
S	24,06	23,95	23,75	23,92	19,80	29,11	29,25	27,60	28,65
Fe	2,67	2,29	2,25	2,40	2,32	12,81	13,37	12,44	12,87
Zn	-	0,12	1,80	0,64	*	4,63	0,89	3,10	2,87
Sn	11,42	11,72	11,37	11,50	11,57	26,10	28,22	28,79	27,70
Cu	0,18	0,16	0,08	0,14	*	26,27	27,43	27,24	27,05
Pb	50,75	49,62	50,10	50,16	55,23	0,52	*	0,36	0,44
Ag	0,31	0,68	0,55	0,51	0,21	0,34	0,34	0,06	0,25
Cd	*	*	*	*	*	0,05	*	*	0,05
Sb	10,60	11,45	10,09	10,71	10,58	0,11	*	0,42	0,26
As	*	*	*	*	*	-	0,50	*	0,50
Total	100,00	100,00	100,00	99,98	99,71	100,00	100,00	100,00	100,64
FI	0	0	0			21,96	46,49	0,99	

- não detectado * não analisado **FI** - *Fit Index* (5) potosiita da mina Andacaba Wolf (1981)

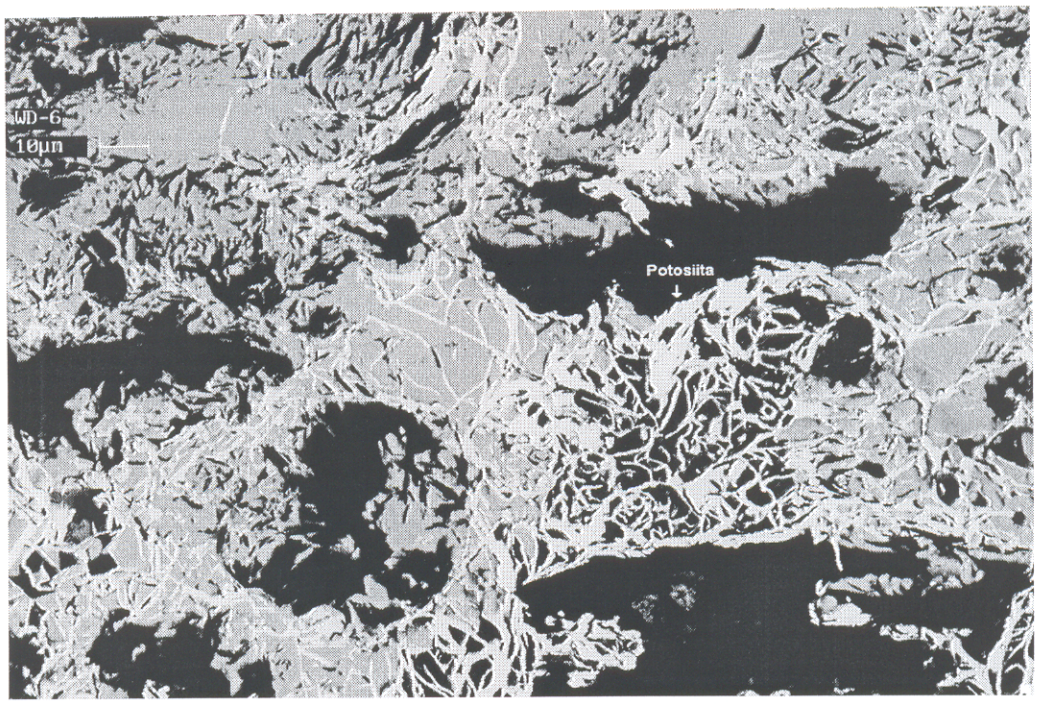


Figura 28 Microfotografia de MEV de cristais de potosiita (cinza claro), formando uma textura muito particular em forma de raízes, imersos em matriz de goethíta + argila (cinza escuro).



Figura 29 Microfotografia de MEV de microcristais de potosiita associados com galena, em matriz de goethita (escuro).

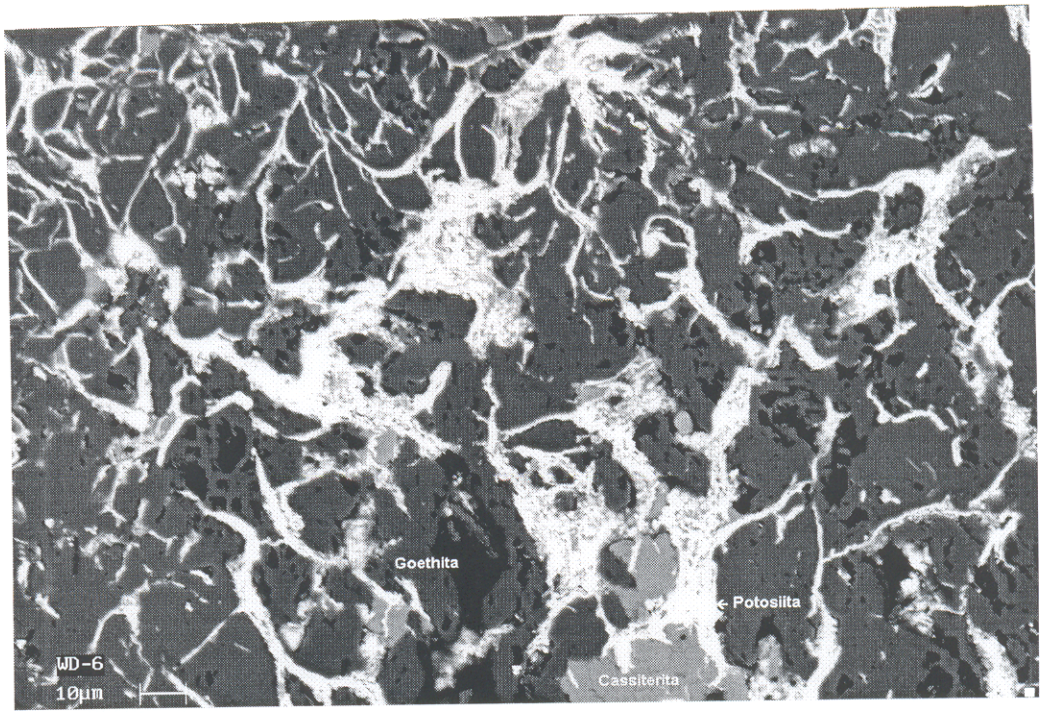


Figura 30 Microfotografia de MEV de potosiita (branco) associada com cassiterita (cinza claro), em matriz de goethita (cinza escuro).

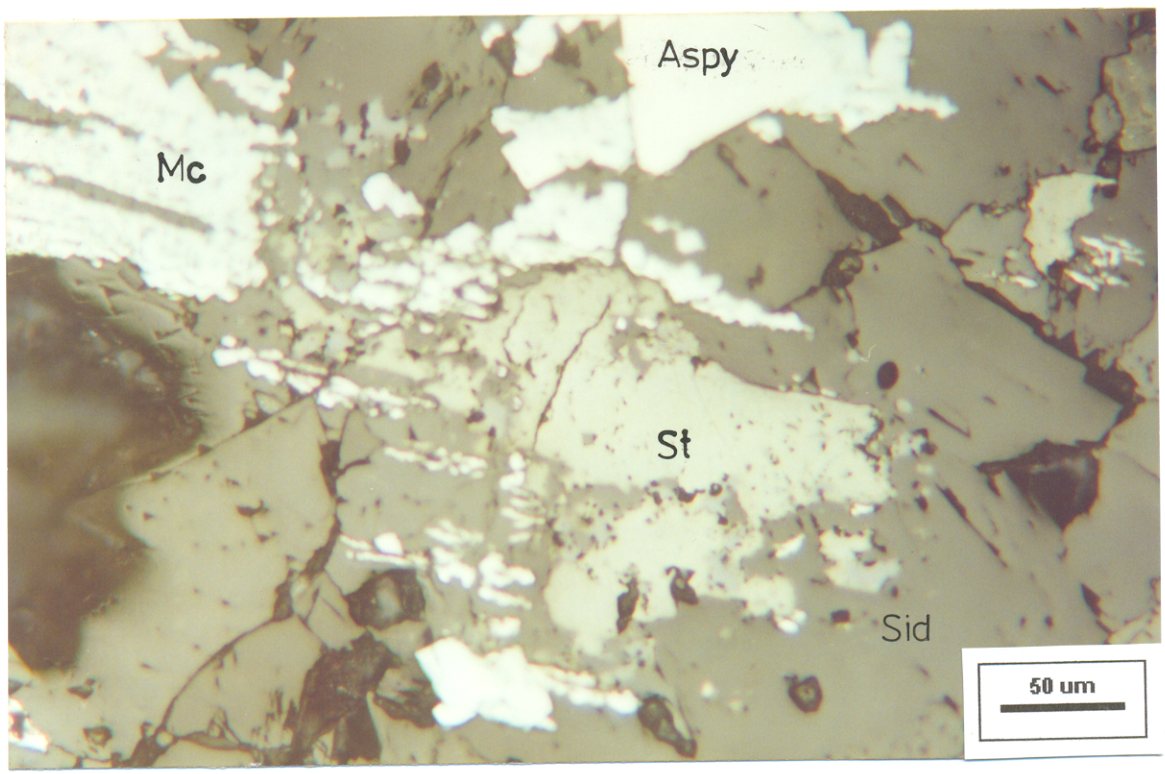


Figura 31 Microfotografia de estanita (St) inclusa na siderita (Sid). Associados ocorrem ainda arsenopirita (Aspy) e marcassita (Mc) (nicóis //, luz refletida).

Estanita (Cu_2FeSnS_4). Apresenta-se em quantidades ínfimas, ocorrendo intimamente associada à esfalerita e siderita. Ocorre como pequenos cristais situados na borda dos cristais de esfalerita, por vezes preenchendo espaços intergranulares entre a pirita e esfalerita (Figuras 20, 21, 22 e 31), e ainda como *blebs* de exsolução na esfalerita.

A composição química da estanita do veio Wendy (Tabela 5), comparada com a composição teórica (Cu:29,5 %; Fe:13,1 %; Sn:27,5 %; S:29,9 %), mostra teores ligeramente menores de Cu (27,05 %) e S (28,65 %) e nenhuma variação expressiva de Fe (12,85 %) e Sn (27,70 %). Também contém quantidades elevadas de Zn (2,87 %), Pb, Ag, Sb e As. Sua fórmula estrutural é: $Cu_{1,87}(Fe_{1,00}Zn_{0,19})_{\Sigma 1,19}Sn_{1,02}S_{3,92}$.

Pirita (FeS_2). Constitui o segundo sulfeto mais abundante do minério. Forma agregados granulares, maciços, em íntima associação com esfalerita, galena, marcassita e arsenopirita (assembléias 1, 2, 3, 4, 5 e 7) (Figuras 12, 15, 24, 25, 32 e 33). A pirita também apresenta-se em pequenos cristais cúbicos e irregulares, disseminados na esfalerita, quartzo, massa argilosa (assembléia 4) e na rocha encaixante (Figuras 19 e 33).

A composição química da pirita (Tabela 6) é similar a da pirita teórica, contendo ainda traços de Zn, As, Sn e Sb. Sua fórmula estrutural é praticamente estequiométrica: $Fe_{1,01}S_{1,98}$.

Marcassita (FeS_2). Ocorre em duas gerações, caracterizadas com base na identificação de texturas secundárias indicadas por MUROWCHICK (1992) e MUROWCHICK et al. (1986). A primeira geração (Mc1) (Figura 32) de origem primária, forma agregados granulares de cristais euédricos a subédricos sem porosidade e a segunda geração (Mc2) (Figura 32) forma massas porosas, com restos de pequenos cristais de pirrotita, que sugerem a substituição da pirrotita por marcassita (Figuras 31, 32 e 33). As duas gerações de marcassita se associam intimamente com pirita e arsenopirita.

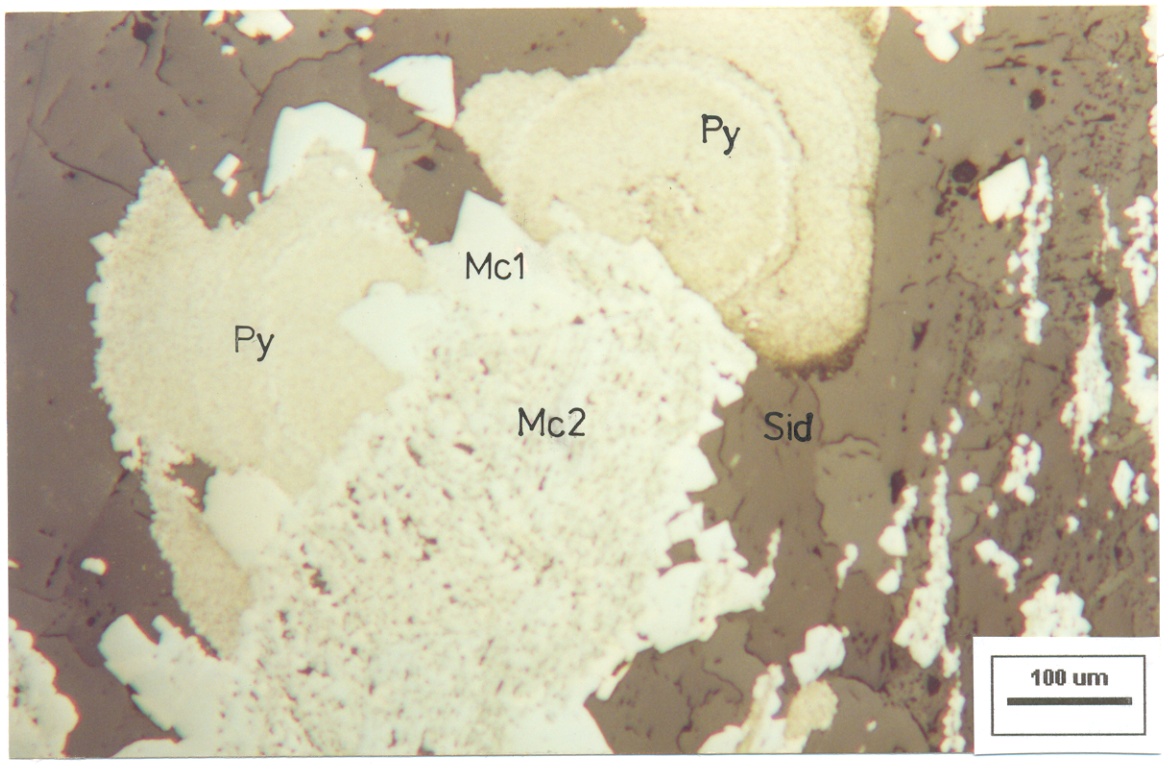


Figura 32 Microfotografia de cristais de pirita (Py) e marcassita (Mc) circundados por siderita (Sid). A pirita mostra textura *bird eye* e a marcassita ocorre em duas gerações (Mc1 e Mc2) (nicóis //, luz refletida).

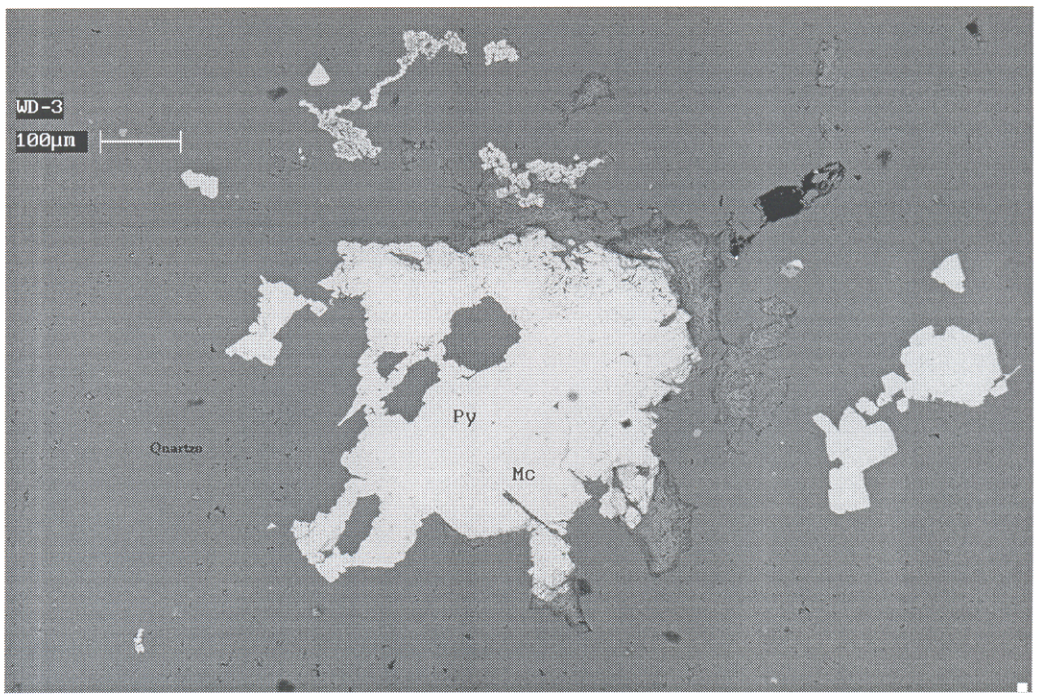


Figura 33 Microfotografia de MEV da pirita (Py) e marcassita (Mc) intimamente associadas, como inclusões em quartzo (cinza escuro).

A composição química de um cristal euédrico de marcassita que ocorre em contato com pirita (Tabela 6) é similar a da marcassita teórica $Fe_{0,998}S_{1,96}$.

Tabela 6 Composição química de cristais de pirita, marcassita e arsenopirita do veio Wendy, analisadas por MEV-EDS.

	pirita				arsenopirita			
	1	2		3	4	5	6	
%	WD-3	WD-24	média	WD-3	WD-5	WD-5	WD-5	média
S	52,98	52,30	52,64	52,74	21,28	22,03	21,75	21,69
Fe	46,20	47,08	46,64	46,53	34,79	35,93	35,26	35,33
As	0,19	*	0,19	0,45	43,91	41,91	42,80	42,87
Zn	0,24	0,31	0,27	0,13	-	0,13	-	0,04
Ag	0,08	0,01	0,04	0,15	0,01	-	0,14	0,05
Cu	0,06	0,01	0,03	-	-	-	-	-
Sn	0,10	*	0,10	-	*	*	0,04	0,04
Sb	0,15	0,07	0,11	-	*	*	*	*
Mn	*	0,09	0,09	*	*	*	*	*
Pb	-	0,13	0,06	-	-	-	*	*
FI	49,91	1,52		53,38	20,73	20,92	29,00	
Total	100,00	100,00	100,17	100,00	100,00	100,00	100,00	100,02

- não detectados * não analisados FI: *Fit Index* (3) marcassita

Arsenopirita (FeAsS). Encontra-se em cristais euédricos a subédricos de bordas corroídas em conseqüência da substituição frontal exercida pela siderita e esfalerita. A arsenopirita está sempre associada com a pirita e a marcassita e freqüentemente contém inclusões de pirrotita.

A composição química média de três cristais de arsenopirita está indicada na Tabela 6 e está próximo da composição teórica. Sua fórmula estrutural é: ($Fe_{1,03}$ $As_{0,93}$ $S_{1,10}$).

Calcopirita ($CuFeS_2$). Ela ocorre em quantidades ínfimas, como *blebs* de exsolução de 1 a 6 μm, disseminados nos cristais de esfalerita, distribuídas irregularmente e localmente alinhadas (Figuras 16, 17 e 22). Está associada intimamente com outras inclusões da esfalerita, como pirrotita, galena, estanita, tetraedrita e pirita.

A composição química de um cristal de calcopirita (Tabela 7) é também similar à composição teórica (Cu:34,57%; Fe:30,54% e S:34,90%), com à seguinte fórmula estrutural: $Cu_{0,96}$ Fe $S_{2,04}$.

Tabela 7 Composição química de cristais de pirrotita e calcopirita do veio Wendy, obtidos por MEV-EDS.

	pirrotita			calcopirita
	1	2		3
%	WD-5	WD-5	média	WD-5
S	39,78	39,01	39,39	35,58
Fe	59,17	59,20	59,18	30,52
Cu	-	-	-	33,39
Zn	0,10	-	0,05	-
Ag	-	0,15	0,07	0,08
As	0,95	1,63	1,29	0,24
Pb	-	*	-	*
Sb	*	*	-	*
Sn	*	-	-	0,20
Cd	*	*	-	*
Total	100,00	100,00	99,98	100,00
FI	43,12	63,49		50,75

- não detectado * não analisado FI - *Fit Index*

Pirrotita (FeS). É um mineral minoritário, de ampla distribuição, ocorrendo em pequenos cristais tabulares, subarredondados e angulares, inclusos nos cristais de esfalerita, pirita e marcassita porosa, e com menor freqüência na arsenopirita. Quando inclusa na esfalerita, a pirrotita está associada intimamente com a calcopirita, galena, tetraedrita, estanita e pirita. Quando inclusa na pirita, marcassita e arsenopirita a pirrotita aparece isolada e em cristais maiores (Figuras 16, 19 e 20). A composição química de dois cristais de pirrotita (Tabela 7) mostram teores semelhantes entre si, contendo ainda As, e a fórmula estrutural recalculada destas pirrotitas é $Fe_{0,92}$ S $_{1,08}$, que revela ser uma pirrotita deficitária em ferro, semelhante as pirrotitas teóricas.

Tetraedrita (Freibergita)($(Cu, Ag)_{12}$ Sb_4 S_{13}). É um mineral minoritário, ocorrendo como cristais irregulares e pequenos (2 a 35 μm), associados intimamente com os microcristais de galena e calcopirita disseminados na esfalerita (Figuras 17, 18, 19 e 20).

A composição química de dois cristais de tetraedrita do veio Wendy (Tabela 8) e de uma amostra adicional pertencente à mina Mazuni (3), mostra os seus componentes principais S, Sb, Cu, Ag e ainda conteúdos menores de Fe, Zn, Pb e As, característicos da série isomórfica tetraedrita-tenantita. Tomando em conta os baixos conteúdos de As (0,07 %), conclui-se que o membro dominante no veio Wendy é a tetraedrita, com ampla substituição isomórfica do Cu, principalmente pela Ag, e em parte por Fe, Zn e Pb.

A tetraedrita da mina Mazuni é mais pobre em Ag que a do veio Wendy. Entretanto, mesmo sendo mais pobre em Ag, o minério desta mina e das minas vizinhas apresentam teores mais elevados de Ag, chegando excepcionalmente até 2 %. Isto ocorre em função da abundante ocorrência de tetraedrita, como fase majoritária associada intimamente à galena. A tetraedrita da mina Reserva, embora com altos teores de Ag, não influencia os conteúdos de Ag do minério, pelo fato de ser aí um mineral raro.

A tetraedrita da mina Reserva com base na proposta de RILEY (1974) seria classificada como freibergita, estando com altos teores de Ag, que variam de 18,98 a 27,43 %.

Tabela 8 Composição química da tetraedrita argentífera (freibergita), sulfossal de Sb-Pb-Ag e sulfeto de Fe e Ag do veio Wendy por MEV-EDS.

	tetraedrita			**semseyíta**		
	1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**
%	**WD-15**	**WD-27**	**MM-1**	**WD-7**	**MC-1**	**WD-3**
S	21,55	20,53	23,44	22,85	22,62	35,52
Fe	6,12	5,96	0,41	-	-	22,77
Zn	2,07	2,65	6,83	0,24	0,20	1,26
Pb	*1,00*	*0,38*	*0,26*	*49,38*	*49,91*	-
Cu	22,08	16,73	31,91	-	-	0,28
Ag	18,98	27,43	7,85	0,18	0,36	40,17
Sb	28,13	26,33	29,30	26,56	26,10	*
As	0,07	-	-	*	*	*
Sn	*	*	-	0,79	0,81	*
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
FI	0,74	0,90	1,04	0	0	43,21

- não detectado * não analisado **FI** - *Fit Index* **(1** e **2)** tetraedrita do veio Wendy **(3)** - tetraedrita (mina Mazuni) **(5)** semseyíta (mina Colquechaquita) **(6)** sulfeto de Fe e Ag

Semseyíta (Pb_9 Sb_8 S_{21}). É um mineral raro e apresenta-se em cristais subédricos (0,5 mm) em associação com a galena. Foi encontrada somente no nível-0 (assembléia 6)(Figura 12). Sua composição química na mina Reserva e na mina Colquechaquita (Tabela 8), comparada com a composição da semseyíta teórica mostra teores mais elevados de S, Sn, Ag e Zn e mais pobres de Pb e Sb. A fórmula estrutural recalculada deste mineral é: $Pb_{7,83}$ $Sb_{7,04}$ $S_{23,13}$.

Sulfeto de Fe e Ag. É um mineral raro e ocorre como microcristais arredondados de 1 a 2 μm, inclusos na pirita (Figura 22). Análises químicas semiquantitativas (Tabela 8) indicaram 35,52 % de S, 22,77 % de Fe e 40,17 % de Ag e quantidades menores de Zn (1,26 %) e Cu (0,28 %). Destacam-se os altos conteúdos de Ag, enquanto que os de Fe e S possivelmente foram influenciados pela matriz piritosa, em razão do reduzido diâmetro do cristal analisado. Por esta razão é muito provável que este mineral argentífero seja a própria argentita.

De qualquer maneira, a fórmula estrutural recalculada para este mineral com base na composição obtida, seria aproximadamente: Ag Fe S_3.

Cassiterita (SnO_2). A cassiterita foi encontrada apenas no nível-0 (assembléia 5), minoritáriamente associada com os cristais de potosiita (Figura 30), com os quais forma crescimentos mirmequíticos. As análises químicas desta cassiterita mostram teores elevados de Fe (13,66 %) e Mn (8,19 %). A fórmula estrutural recalculada é:

$(Sn_{0,40}\ Fe_{0,26}\ Mn_{0,16})_{\Sigma 0,82}\ O_{2,18}$.

3.3.2. Minerais de Ganga

Quartzo (SiO_2). Constitui a ganga mais abundante do minério, ocorrendo como agregados granulares, maciços e também em cristais prismáticos, desde dimensões milimétricas até 3 cm, dominando a assembléia mineral 1 (Figura 12). Substitui nitidamente a esfalerita, pirita e galena, e nas demais assembléias minerais (assembléias 2, 3, 4, 5, 6 e 7), o quartzo se reduz a uma fase minoritária, onde ocorre preenchendo espaços intersticiais junto à sericita.

O quartzo também ocorre na rocha encaixante, como cristais primários e em cristais secundários associado com a sericita como produtos de alteração hidrotermal.

Siderita ($FeCO_3$). Encontra-se em quantidades muito menores do que o quartzo, fazendo parte da maioria das assembléias minerais (assembléias 2, 3 e 6) (Figura 12). Ocorre em agregados lenticulares, formando finas bandas e preenchendo espaços intergranulares. Localmente se apresenta em agregados isolados e forma estruturas concêntricas, principalmente quando está associado à assembléia dominada pela pirita, marcassita e arsenopirita (assembléia 3)(Figuras 14, 31 e 32).

Sericita ($KAl_2Si_3O_{10}(OH)_2$). Ocorre em pequena quantidade, preenchendo principalmente espaços intergranulares, em associação com quartzo e siderita. Na assembléia mineral dominada pela ilita (assembléia 4)(Figura 12), a sericita torna-se abundante e, eventualmente, também ocorrem cristais de muscovita preenchendo espaços intersticiais nas bandas sulfetadas.

Ilita. É o mineral de argila mais abundante, ocorrendo associada à sericita, quartzo e finos fragmentos de rocha encaixante sericitizados. Forma bandas de massas terrosas impregnadas de cristais e vênulas de pirita-esfalerita, intercaladas com as bandas sulfetadas.

3.4. DISTRIBUIÇÃO DOS METAIS NO VEIO WENDY

As concentrações de Zn, Pb, Ag, Cu, Cd, Sn e Sb do veio Wendy são apresentadas no ANEXO A e graficamente nas Figuras 34 e 35. Além disso, nas Tabelas 9 e 10 estão contidos sumários estatísticos desses dados para o minério e rochas encaixantes do veio Wendy.

Tabela 9 Sumário estatístico para as concentrações de Zn, Pb, Ag, Cu e Cd do minério do veio Wendy (mina Reserva)

Elemento	N	Média	Des. Pad.	Mínimo	Máximo
Zn (%)	20	9,33	10,25	0,29	32,48
Pb (%)	20	1,68	2,78	0,03	10,19
Ag (ppm)	17	189	412	22	1.764
Cu (ppm)	19	486	456	22	1.445
Cd (ppm)	20	418	433	37	1.469

Tabela 10 Sumário estatístico para as concentrações de Zn, Pb, Ag, Cu e Cd nas rochas encaixantes do veio Wendy (mina Reserva)

Elemento	N	Média	Des. Pad.	Mínimo	Máximo
Zn (ppm)	8	751	849	140	2.200
Pb (ppm)	6	1.167	988	320	2.900
Ag (ppm)	1	19	-	19	19
Cu (ppm)	3	50	6	43	55
Cd (ppm)	5	24	17	15	55

Zinco. É o elemento metálico mais abundante do minério, variando de 0,29 % (WD-28) a 32,48 % (WD-15)(Tabela 9)(ANEXO A), sendo mais enriquecido na assembléia mineral esfalerita + pirita ± siderita (assembléia 2), e mais empobrecido na banda argilosa (assembléia 4) e na associação mineral onde dominam os minerais piritosos (assembléia 3) (Figura 34). Na rocha encaixante os teores variam de 140 ppm (WD-9) a 2.200 ppm (WD-1) (Tabela 10). As concentrações de zinco diminuem do nível-0 para o nível-110 e, lateralmente, das bordas para o centro do veio (Figura 34). Está diretamente relacionado com a presença marcante da esfalerita.

Chumbo. É o segundo elemento metálico mais abundante do corpo mineralizado, variando de 330 ppm (WD-5) a 10,19 % (WD-7)(Tabela 9)(ANEXO A). Os valores mais altos estão relacionados diretamente com a presença conjunta da galena e potosiita na base do veio Wendy (nível-0)(assembléias 5 e 6), e os teores

mais baixos se encontram na banda argilosa (assembléia 4) e na associação dominada pelos minerais piritosos (assembléia 3), onde a presença de galena se reduz a uma fase acessória (Figura 34).

Na rocha encaixante, os teores variam de 320 ppm (WD-9) a 1.450 ppm (WD-1) (Tabela 10). O chumbo mostra uma distribuição aparentemente errática, com teores mais altos no níveis 0 e 110, e muito baixos no nível 40. No nível-0, está relacionado com a galena (+ sulfossal complexo de Sb-Pb-Ag) e potosiita, enquanto no nível 110 apenas com a galena (+ sulfossal complexo de Sb-Pb-Ag). No nível 110, o chumbo correlaciona-se com os teores de Zn, e correlação apenas parcial no nível-0 (Figura 35). Já no nível 40 esta correlação positiva desaparece completamente.

Prata. É o terceiro elemento metálico de interesse econômico, cujo conteúdo varia de 41 ppm (WD-5) a 1.764 ppm (WD-7)(Tabela 9)(ANEXO A). Na rocha encaixante os teores de Ag estão abaixo do limite de detecção (Tabela 10)(Figura 35). Os valores mais elevados de Ag foram obtidos no nível-0, nas assembléias onde ocorrem galena (+ sulfossal complexo de Sb-Pb-Ag) e potosiita (assembléias 5 e 6), e os valores mais baixos nos níveis 40 e 110, em correlação com os teores de Pb. Essa afinidade é mostrada no diagramas Ag x Pb (Figura 36) que exibe alguns pontos ricos em prata e pobres em Pb, sem correlação entre si, mostrando, com isto, a sua presença em diferentes minerais como galena, potosiita e fases menores como o sulfossal complexo de Sb-Pb-Ag, tetraedrita e sulfeto de Fe-Ag.

Cobre. Os conteúdos de cobre variam de 22 ppm (WD-22) a 1.445 ppm (WD-11) (Tabela 9) (ANEXO A). Os valores mais altos de cobre foram obtidos nos níveis 0 e 40, relacionados com assembléia mineral esfalerita + pirita ± siderita (assembléia 2). Os teores mais baixos foram encontrados na banda argilosa (assembléia 4) (Figura 35).

Na rocha encaixante os teores variam desde < 22 ppm a 55 ppm (WD-21) (Tabela 10). O cobre mostra uma forte correlação positiva com os teores de zinco (Figura 36).

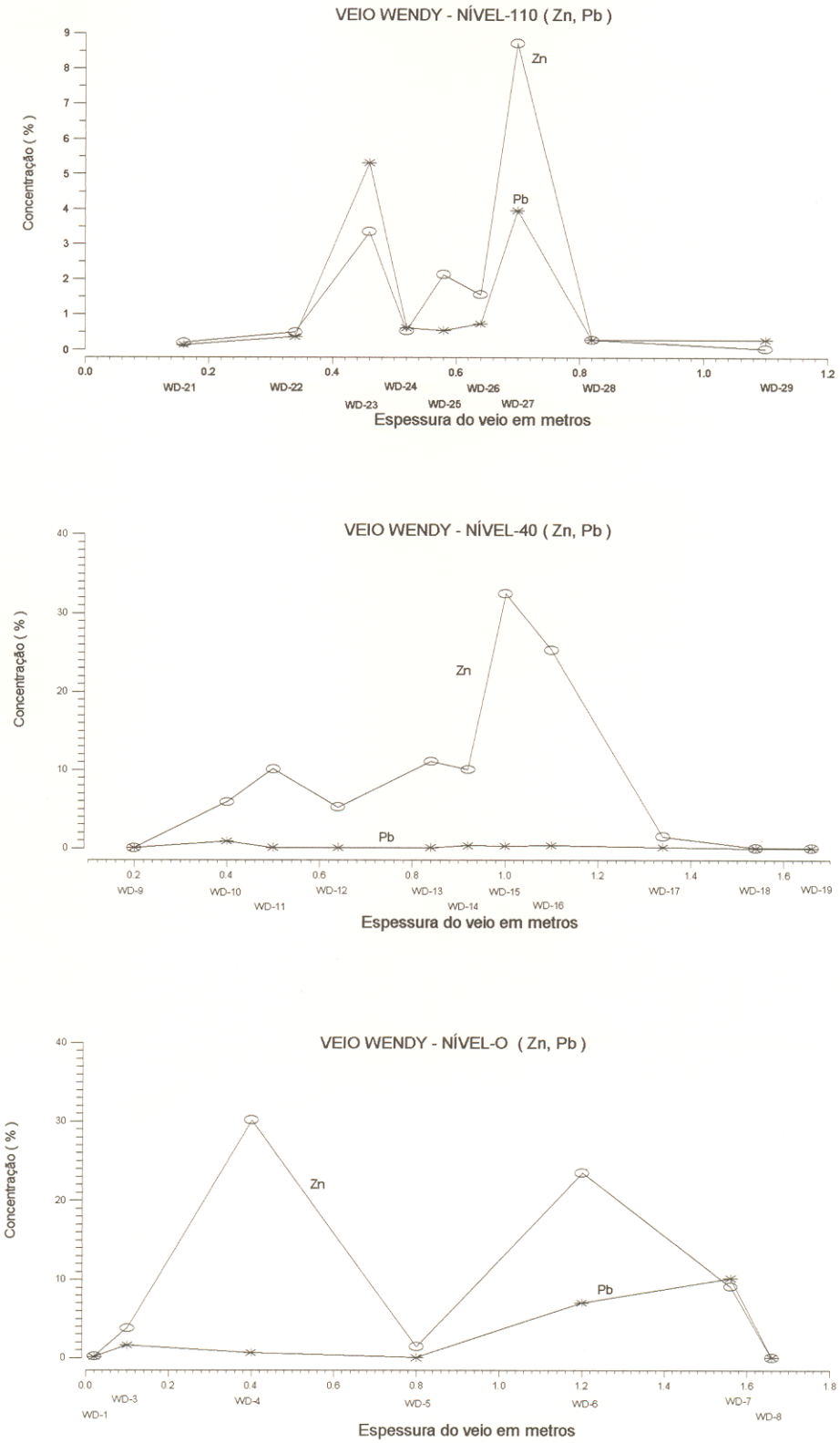


Figura 34 Distribuição de Zn e Pb (em %) no veio Wendy, nos níveis 0, 40 e 110.

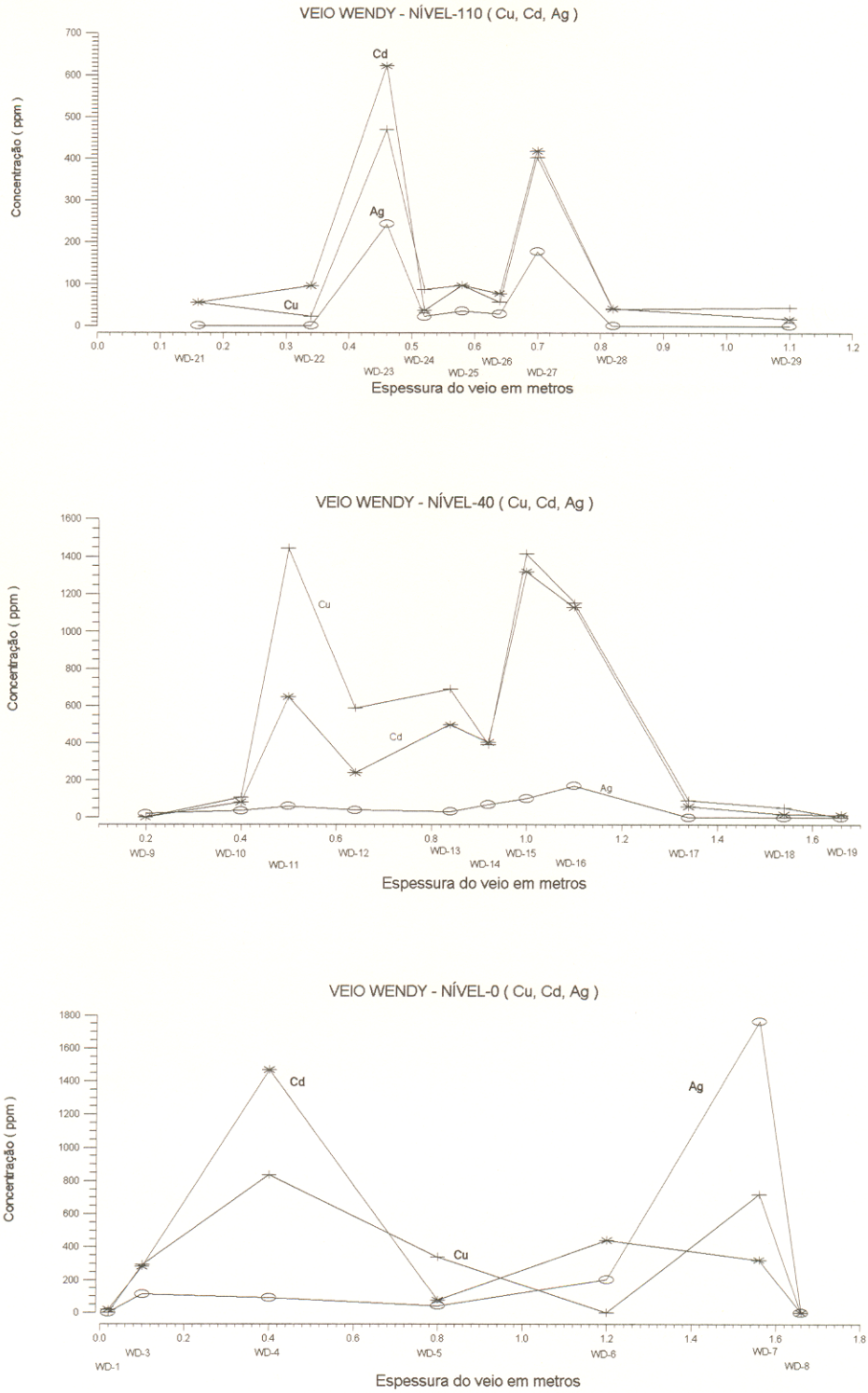


Figura 35 Distribuição de Ag, Cu e Cd (em ppm) no veio Wendy, nos níveis 0, 40 e 110.

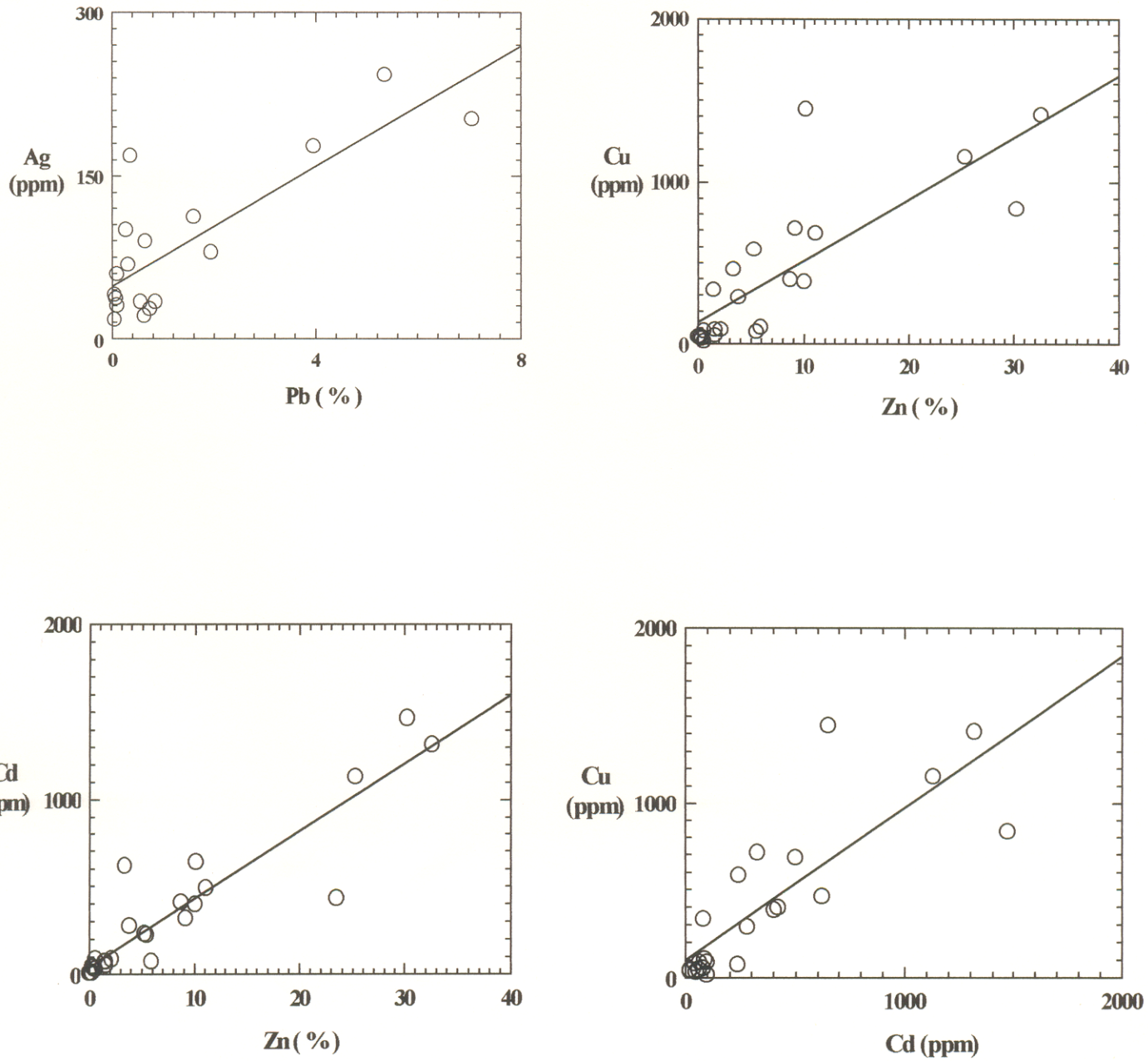


Figura 36 Diagramas de dispersão Ag x Pb, Cu x Zn, Cd x Zn, e Cu x Cd para as amostras de minério e rochas encaixantes do veio Wendy (níveis 0, 40 e 110).

A correlação direta com o Zn é explicada pela presença abundante de *blebs* de calcopirita disseminadas nos cristais de esfalerita. Além disto, é possível ainda a substituição parcial de Zn pelo Cu na estrutura da esfalerita.

Cádmio. Os conteúdos de cádmio variam de 37 ppm (WD-24) a 1.469 ppm (WD-4)(Tabela 9)(ANEXO A), e sua distribuição é similar a do cobre. Os teores mais elevados estão na banda mineralizada composta de esfalerita + pirita ± siderita (assembléia 2), enquanto os teores mais baixos se encontram na banda argilosa (assembléia 4) (Figura 35). Na rocha encaixante os teores variam de < 15 ppm até 55 ppm (WD-21)(Tabela 10). O cádmio mostra também forte correlação positiva com Zn e Cu, sugerindo a clássica substituição parcial do Zn pelo Cd na estrutura da esfalerita (Figura 36). Por outro lado, a afinidade de Cd e Cu está ligada à presença de *blebs* de calcopirita na esfalerita rica em cádmio, sendo ainda possivel a substituição parcial de Cd e Cu por Zn na estrutura da esfalerita.

Estanho. Este elemento metálico somente foi detectado no nível-0, em duas amostras (WD-6, WD-7), relacionado com a ocorrência da potosiita e subordinadamente cassiterita. Os conteúdos metálicos de estanho destas amostras foram 1,49% (WD-7) e 1,69% (WD-6) (ANEXO A).

Antimônio. Da mesma forma que estanho, o Sb somente foi detectado no nível 0, nas amostras WD-6 e WD-7, onde se encontra a potosiita e quantidades menores de sulfossal complexo de Sb-Pb-Ag, semseyíta e tetraedrita. Os conteúdos metálicos de antimônio obtidos nestas amostras foram 1,71 % (WD-6) e 2,52 % (WD-7)(ANEXO A), confirmando assim a presença desses minerais observados por MEV.

É muito provável que os teores de Sn e Sb no veio Wendy incrementem ainda mais em profundidade, em razão da maior abundância de potosiita e cassiterita.

Em resumo se pode estabelecer que a distribuição do Zn, Pb, Ag, Cu, Cd, Sb e Sb no veio Wendy é muito errático, com enriquecimentos e empobrecimentos alternados, controladas diretamente pela paragênese mineral de cada banda

mineralizada (assembléias minerais) e principalmente pela abundância relativa das fases minerais majoritárias.

As assembléias minerais mais ricas nestes metais são:

Assembléia 2 (esfalerita+pirita+siderita) é a mais rica em Zn, Cu e Cd.
Assembléia 5 (potosiita+esfalerita+pirita+galena+ilita+goethita) é rica em Zn, Pb, Sn e Sb (Ag, Cd).
Assembléia 6 (galena+potosiita+esfalerita+siderita) é rica em Pb, Ag, Zn, Sn e Sb (Cu, Cd).
Assembléia 7 (esfalerita+galena+pirita) é rica em Zn, Pb, Cd, Cu e Ag.

As assembléias minerais mais empobrecidas em todos os metais são:

Assembléia 1 (quartzo+esfalerita+pirita+galena)
Assembléia 3 (pirita+marcassita+arsenopirita+siderita+esfalerita)
Assembléia 4 (ilita+sericita+quartzo com pirita e esfalerita disseminada)(banda argilosa).

3.5. TEORES DE LAVRA DO VEIO WENDY (Mina RESERVA)

Os teores de lavra calculados para o veio Wendy (Tabela 11) mostram teores mais elevados de Zn, Pb, Ag, Cu, Cd, Sn e Sb no nível-0, com destaque para Zn (18,88 %), Pb (3,59 %) e Ag (258 ppm), atualmente recuperados economicamente por flotação diferenciada e comercializados como concentrados de Zn, Pb e Ag.

No nível-40, os teores de Zn (10,41%) e Cd (442 ppm) diminuem significativamente e os de Pb (0,26 %) e Ag (36 ppm) estão praticamente ausentes (Tabela 11). O nível-110 apresenta teores de lavra apenas de Zn (1,97 %), Pb (1,62 %) e Ag (161 ppm)(Tabela 11).

Conclui-se a partir destes dados, que Zn, Cu e Cd diminuem gradualmente seus teores da base (nível-0) para o topo (nível-110). Já o Pb e Ag tem uma distribuição mais irregular, embora também diminuam seus conteúdos da base para o topo. Entretanto a ocorrência de Sn e Sb se restringe apenas ao nível-0 (Tabela 11).

Tabela 11 Teores de lavra do veio Wendy (mina Reserva)

Níveis	Esspessura	Zn	Pb	Ag	Cu	Cd	Sn	Sb
	(metros)	(%)	(%)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(%)	(%)
Nível-0	1,58 m.	18,88	3,59	258	608	680	0,70	0,79
Nível-40	1,18 m.	10,41	0,26	36	602	442	-	-
Nível-110	0,63 m.	1,97	1,62	161	155	195	-	-

3.6. ZONEAMENTO MINERALÓGICO E METÁLICO

As variações observadas na paragênese mineral e nos conteúdos de Fe das esfaleritas das minas Reserva, Colquechaquita e Mazuni (Figura 23), sugerem a existência de zoneamento mineralógico e metálico a nível regional para os depósitos da caldeira Kari Kari e, de forma local, para a mina Reserva (veio Wendy).

O zoneamento mineral regional varia de sul para norte, paralelo à direção do rumo das estruturas mineralizadas, ocorrendo na zona sul da caldeira Kari Kari depósitos com paragênese mineral de temperaturas de deposição mais elevadas (quartzo + cassiterita + pirita + arsenopirita + pirrotita + esfalerita + potosiita + galena + marcassita + siderita) e, na zona norte, depósitos com paragênese mineral mais simples e de temperaturas de deposição mais baixas (pirita + galena + tetraedrita ± esfalerita + rodocrosita). Além disso, a esfalerita dos depósitos da zona sul e central são ferrosas, contendo elevados teores de ferro (7,82 a 11,58 %), e a esfalerita da zona norte contém teores insignificantes de ferro (0,14 %).

O zoneamento mineralógico regional divide os depósitos da caldeira Kari Kari em três zonas metálicas: os depósitos da zona sul (mina Kumurana), ricos em Sn e (Zn); os depósitos da zona central (mina Reserva, mina Colquechaquita), ricos em Zn, Pb, Ag, (Sn) e Sb); e os depósitos da zona norte (mina Mazuni, mina Illimani), mais ricos em Pb, Ag, (Sb) e (Zn).

A nível local, o zoneamento mineralógico também varia verticalmente, apresentando, nos níveis mais profundos (nível-0), diversas assembléias minerais (assembléias 1 a 6)(Figura 12), onde se destaca a ocorrência da potosiita e subordinadamente cassiterita, enquanto nos níveis mais superficiais (níveis 40 e 110) a potosiita e cassiterita estão ausentes, o que sugere um zoneamento mineral controlado pelas temperaturas de deposição dos minerais e pelas solubilidades relativas dos metais. Em termos metálicos, há uma tendência com enriquecimento de Zn, Pb, Ag, Cu e Cd (Sn, Sb) para as porções inferiores do corpo mineralizado.

4. AS ROCHAS ENCAIXANTES

4.1. PETROGRAFIA

As rochas encaixantes do veio Wendy e as rochas que afloram na área Stock Work são representadas por rochas vulcânicas miocênicas e afloramentos subordinados de rochas metassedimentares paleozóicas.

4.1.1. Rochas Vulcânicas Miocênicas

São compostas pelos ignimbritos dacíticos da caldeira Kari Kari, com textura porfirítica, granulação fina a média, onde destacam-se fenocristais de plagioclásio, biotita e sanidina, com quantidades menores de granada vermelha, quartzo, minerais opacos e xenólitos de rochas metassedimentares e ígneas, imersos em matriz microcristalina. Os fenocristais constituem 45 a 60 % do volume total da rocha, com leves variações mineralógicas e texturais. Os dacitos encaixantes do veio Wendy são menos porfiríticos, mais pobres em quartzo, e mais ricos em plagioclásio e granada que os dacitos da área Stock Work. Os dacitos da área Stock Work contém mais biotita e sanidina.

Em afloramento, estas rochas apresentam coloração marrom vermelha, produto da ação do intemperismo que cobre as rochas com uma película de material oxidado (1 a 3 mm). Já em fratura fresca, as rochas mostram coloração cinza clara a cinza escuro, quando se ressalta a sua textura porfirítica.

4.1.1.1. Mineralogia dos Fenocristais

Plagioclásio: é o mineral mais abundante da rocha (25 a 35 % do volume total da rocha). Ocorre em fenocristais euédricos e subédricos (1 a 5 mm), em média com 2 mm de diâmetro, distribuídos irregularmente dentro da matriz. Alguns cristais apresentam reabsorção marginal e sobrecrescimento secundário ao redor dos cristais, em forma de uma borda de reação (Figuras 37 e 38) e substituição em diferentes graus por agregados finos e fibrosos de sericita.

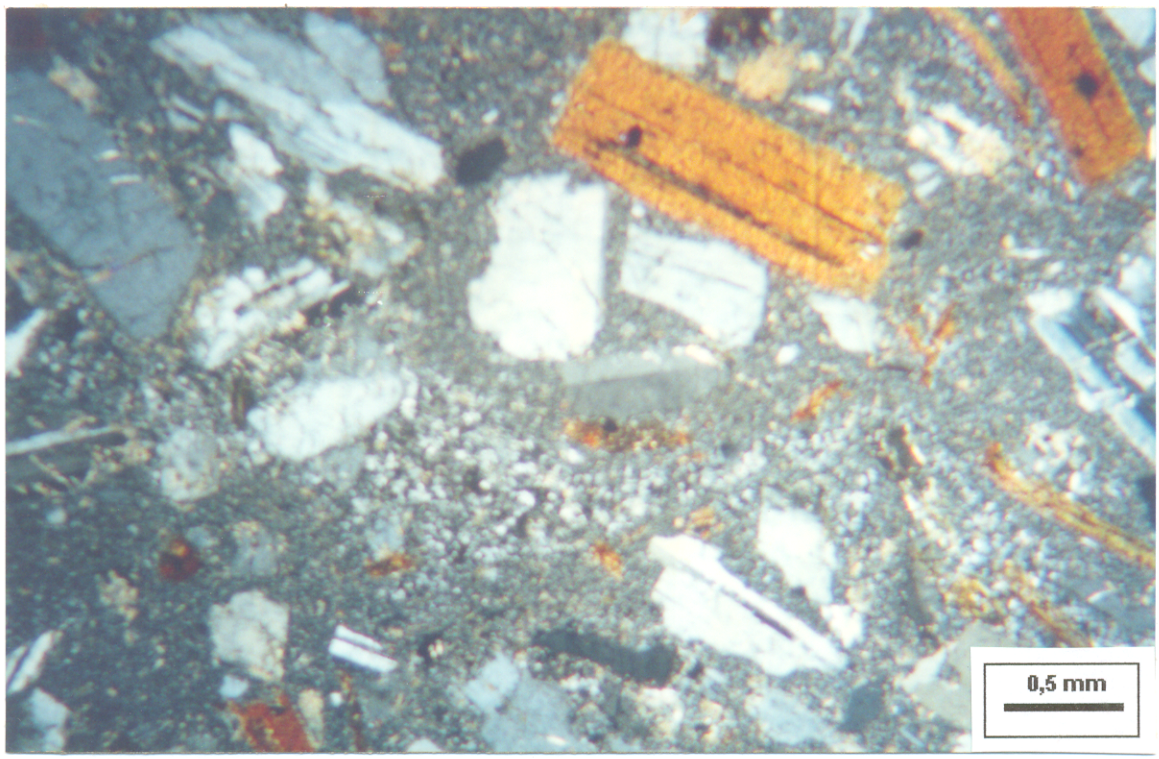


Figura 37 Cristais de biotita, plagioclásio, sanidina e quartzo imersos em matriz fina quartzo-feldspática, ressaltando a textura porfirítica do dacito de Kari Kari (área Stock Work)(nicóis X, luz transmitida).

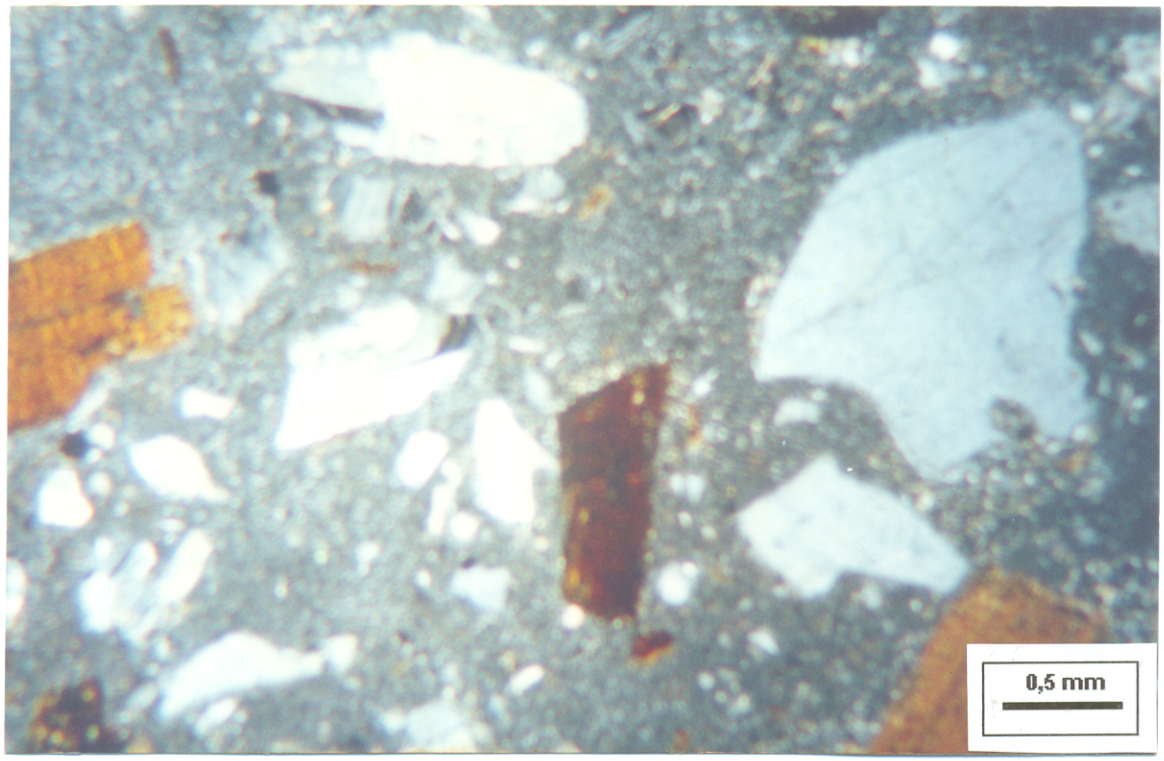


Figura 38 Cristais de biotita, sanidina e plagioclásio imersos em matriz fina quartzo-feldspática (dacito de Kari Kari). A sanidina mostra reabsorção marginal (bordas corroídas) e sobrecrescimento secundário (nicóis X, luz transmitida).

Os cristais de plagioclásio exibem maclamento polissintético tipo albita e albita-Carlsbad, e nítido zoneamento normal, inverso e oscilante. Os cristais com zoneamento normal apresentam núcleo de labradorita (An_{52-66}) com *trend* de fracionamento para andesina nas partes marginais (An_{40-48}).

Biotita: é o segundo mineral mais abundante da rocha (15 a 20 % do volume total da rocha). Ocorre em cristais euédricos e subédricos (0,7 a 3 mm). Ao longo de suas bordas e planos de clivagem, foi alterado para óxidos de ferro, clorita, muscovita e sericita.

A biotita contém muitas inclusões de zircão, apatita e rutilo, além de opacos (ilmenita, pirita, calcopirita e pirrotita)(Figuras 37, 38 e 39). Na matriz, os microcristais de biotita estão intimamente intercrescidos com feldspatos e quartzo.

Sanidina: representa 10 a 15 % do volume total da rocha. Apresenta-se em cristais subédricos e anédricos (1 a 3 mm), com sobrecrescimento secundário e reabsorção marginal. Os cristais de sanidina raramente desenvolvem maclas simples do tipo Carlsbad (Figuras 37 e 38). Nos dacitos fortemente hidrotermalizados, a sanidina é também substituída pseudomorficamente pela sericita.

Quartzo: apresenta-se em cristais euédricos e anédricos (0,3 mm), com borda de reabsorção marginal. Quartzo secundário foi encontrado nas rochas hidrotermalizadas ao lado da sericita, substituindo feldspatos e biotita e ocasionalmente formando microvênulas no dacito sericitizado.

Granada: ocorre em cristais anédricos (1 a 2 mm) fortemente fraturados, e menos frequentemente em cristais euédricos atingindo até 5 mm de diâmetro. A granada é de tipo almandina segundo os resultados de difração de raios-X, e piropo-almandina segundo SCHNEIDER (1985)(Alm_{62-80} Py_{12-32} $Gro_{0.4-5}$ $Spess_{1.4-3.6}$).

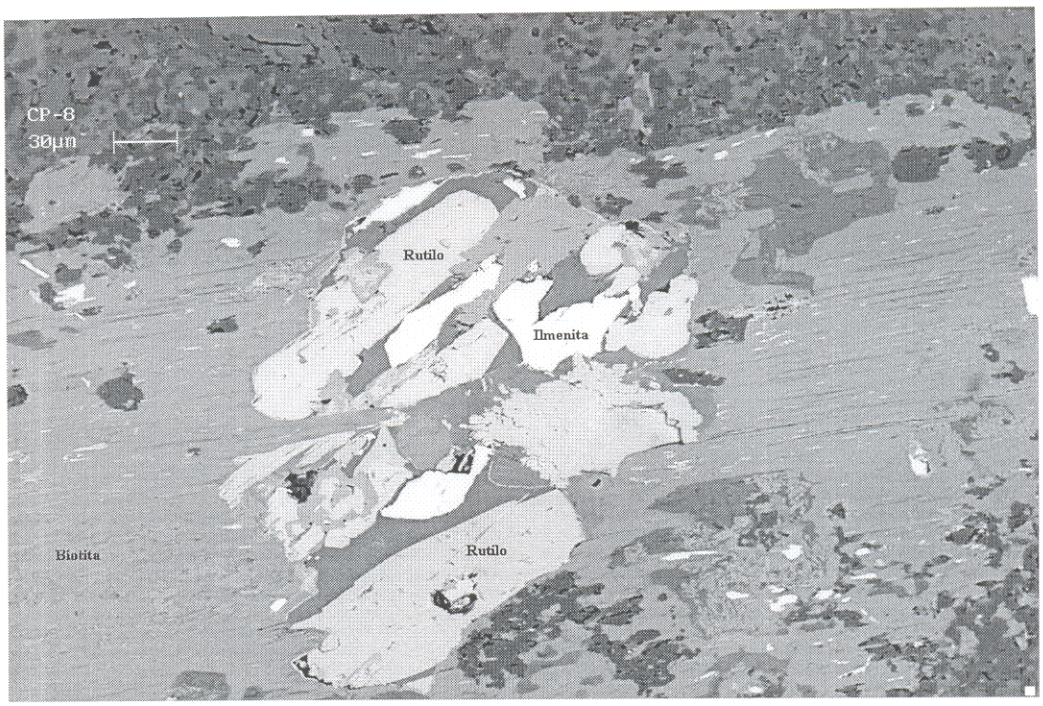


Figura 39 Microfotografia de MEV de biotita, em dacito da mina Reserva, com inclusões de rutilo e ilmenita.



Figura 40 Microfotografia de granada com *borda kelifítica*, composta de clorita e sericita junto a cristais de biotita e opacos (nicóis //, luz transmitida)

Marginalmente, as granadas se acham reabsorvidas e transformadas, em diferentes graus, em agregados densamente intercrescidos de clorita, sericita, plagioclásio e turmalina, constituindo uma ampla borda de reação conhecidas como "*bordes kelifíticos*" (Figura 40).

4.1.1.2. Minerais Acessórios

Apatita: é o mineral acessório mais abundante, ocorrendo em cristais prismáticos (0,1 a 0,4 mm) dispersos na matriz quartzo-feldspática. Microcristais deste mineral ocorrem como inclusões na biotita, granada e esporadicamente no plagioclásio e sanidina. Alguns cristais de apatita contém inclusões de zircão.

Zircão: ocorre em cristais subédricos e euédricos (0,1 a 0,2 mm), em formas prismáticas curtas, às vezes com halos pleocróicos. Apresenta-se isoladamente disperso na matriz quartzo-feldspática e principalmente como inclusões em cristais de biotita e com menor freqüência em plagioclásio, apatita e granada.

Rutilo: ocorre principalmente em microcristais granulares e em cristais aciculares inclusos na biotita, associado intimamente a ilmenita e outros minerais opacos como pirita, hematita, calcopirita e pirrotita.

Turmalina: ocorre como cristais subédricos, formando agregados granulares dispersos na matriz, intercrescidos intimamente com quartzo secundário e feldspatos. SCHNEIDER (1985) identificou a turmalina destas rochas dacíticas como schorlita-dravita.

Muscovita: apresenta-se em pequenos cristais, distribuídos esporadicamente na matriz microcristalina. Nas rochas alteradas hidrotermalmente, a muscovita ocorre substituindo pseudomorficamente os cristais tabulares de biotita.

4.1.1.3. Minerais opacos

Destacam-se pirita, hematita, ilmenita, calcopirita e pirrotita, os quais ocorrem em cristais euédricos e subédricos disseminados na matriz e, principalmente, como inclusões granulares distribuídas amplamente nos cristais de biotita.

4.1.1.4. Minerais secundários

Sericita: ocorre em agregados finos e escamosos, substituindo pseudomorficamente os feldspatos e a biotita, quando a rocha está fortemente alterada. Os finos cristais de sericita estão também distribuídos na matriz quartzo-feldspática, intercrescidos intimamente com quartzo, feldspatos e biotita cloritizada.

Clorita: ocorre substituindo pseudomorficamente a biotita e a granada, formando agregados escamosos intercrescidos com rutilo e minerais opacos. A clorita está intercrescida intimamente com sericita e feldspatos na borda *kelifítica* da granada (Figura 40).

4.1.1.5. Xenólitos

Ocorrem geralmente como clastos subangulosos, ovalados e irregulares de rochas metassedimentares paleozóicas que circundam extensivamente a caldeira Kari Kari. Estes foram incorporados no magma miocênico durante a erupção do mesmo. Os xenólitos mais freqüentes são de arenitos, quartzitos e ardósias, e muitos deles ainda conservam as texturas reliquiares sedimentares, principalmente os arenitos.

Microscopicamente, também podem ser observados pequenos fragmentos de rochas ígneas de granulação grossa, equivalentes ao granodiorito Kumurana ou a outra rocha plutônica mais antiga, além de esporádicos fragmentos de rochas vulcânicas de textura traquítica.

4.1.1.6. Matriz

A matriz dos dacitos da mina Reserva é criptocristalina a microcristalina, composta principalmente de feldspatos, quartzo e biotita (Figuras 37 e 38). Localmente verificou-se remanescentes da matriz vítrea com texturas de fluxo.

4.1.2. Rochas Metassedimentares Paleozóicas

São rochas de granulação fina, fortemente sericitizadas, compostas basicamente de quartzo e sericita com pirita disseminada. Em função da ocorrência comum de xenólitos de quartzitos e arenitos observados nos dacitos da mina Reserva, deduz-se que as rochas metassedimentares sericitizadas, originalmente correspondiam a quartzitos ou arenitos que foram fortemente sericitizados pela ação dos fluidos hidrotermais.

4.2. PETROQUÍMICA

Os dados químicos obtidos neste estudo (Tabela 12) foram comparados com aqueles de SCHNEIDER (1985) (ANEXO B), representativos da caldeira Kari Kari, embora nenhuma amostra desse último trabalho tenha sido coletada na área da mina Reserva. A Tabela 13 apresenta os valores de concentração dos elementos maiores e menores recalculados para 100 % (anidro) e os minerais normativos CIPW.

Quimicamente, as quatro rochas vulcânicas da mina Reserva são classificadas como dacitos ricos em K_2O, conforme verifica-se no diagrama K_2O vs Si_2O (Figura 41), o que é ratificado pelos conteúdos de quartzo normativo que são superiores a 20 %. (Tabela 13).

As rochas da caldeira Kari Kari neste diagrama, identificam-se como andesitos e dacitos ricos em K_2O, compreendendo um amplo *trend* de diferenciação magmática, com as rochas da mina Reserva agrupadas perfeitamente no mesmo *trend*, demostrando, desta maneira, a consangüinidade das mesmas.

Tabela 12 Resultados de análises químicas de rocha total para elementos maiores e traços (incluindo terras raras) de quatro rochas representativas da mina Reserva.

	1	2	3	4	5
%	**CP-3**	**CP-10**	**CP-14**	**WD-30**	**CP-46**
SiO2	65,40	64,50	65,00	62,10	66,90
TiO2	0,52	0,52	0,48	0,66	0,99
Al2O3	17,10	17,50	17,30	18,30	19,60
Fe2O3	0,55	0,63	0,64	0,65	0,67
FeO	3,00	3,10	3,00	3,50	0,85
MnO	0,04	0,04	0,04	0,06	0,03
MgO	0,81	0,81	0,73	0,96	0,92
CaO	3,30	3,20	3,20	4,50	< 0,05
Na2O	2,60	2,20	2,30	2,80	0,09
K2O	4,90	5,60	5,30	4,50	6,20
P2O5	0,21	0,22	0,22	0,25	0,065
F	0,086	0,074	0,017	0,091	0,13
Cl	0,023	0,032	0,034	0,037	0,01
PF	0,96	1,08	1,27	1,01	3,26
Total	**99,50**	**99,51**	**99,53**	**99,42**	**99,71**
ppm					
B	23	38	30	26	88
Ni	21	15	-	-	17
Cr	27	34	34	34	89
Co	11	7	23	-	19
Cu	17	15	8	9	11
Pb	40	55	37	115	41
Zn	49	60	103	98	29
Sn	< 5	< 5	5	8	< 5
Rb	197	253	251	187	381
Ba	707	884	843	1022	599
Sr	530	482	501	667	24
Nb	41	34	33	34	24
Zr	309	267	287	366	287
Y	31	24	29	54	34
La	85,420	87,410	90,670	108,800	67,83
Ce	145,600	166,200	167,800	200,300	134,50
Nd	68,690	76,170	75,810	92,470	59,10
Sm	8,386	11,010	10,640	13,660	8,445
Eu	1,669	2,151	2,071	2,790	1,309
Gd	6,115	7,994	7,747	10,610	5,528
Dy	3,203	5,893	5,467	7,947	4,022
Ho	0,549	1,010	0,940	1,500	0,715
Er	1,022	1,926	1,766	3,595	1,60
Yb	0,633	1,178	1,088	2,856	1,129
Lu	0,067	0,134	0,110	0,305	0,122
ΣETR	321,354	361,076	364,109	444,833	284,300

Tabela 13 Resultados de análises químicas de rocha total normalizados ao 100 % (anidro), minerais normativos CIPW e razões de óxidos e elementos traços pertencentes a quatro rochas vulcânicas representativas da mina Reserva.

	1	2	3	4
%	CP-3	CP-10	CP-14	WD-30
SiO2	66,45	65,61	66,19	63,19
TiO2	0,53	0,53	0,49.	0,67
Al2O3	17,37	17,80	17,62	18,62
Fe2O3	0,56	0,64	0,65	0,66
FeO	3,05	3,15	3,05	3,56
MnO	0,04	0,04	0,04	0,06
MgO	0,82	0,82	0,74	0,98
CaO	3,35	3,25	3,26	4,58
Na2O	2,64	2,24	2,34	2,85
K2O	4,98	5,70	5,40	4,58
P2O5	0,21	0,22	0,22	0,25
Total	100,00	100,00	100,00	100,00
%AN	39,10	42,21	41,13	45,15
Q	22,32	21,20	22,46	16,36
Or	29,44	33,69	31,92	27,08
Ab	22,32	18,91	19,79	24,08
An	15,39	14,84	14,86	21,23
C	1,98	2,49	2,45	1,17
Hy (En)	2,06	2,06	1,86	2,44
Hy (Fs)	4,05	4,30	4,26	4,65
Mt	0,97	1,02	0,99	1,15
il	1,00	1,00	0,93	1,28
Ap	0,47	0,49	0,49	0,56
A/CNK	1,10	1,14	1,13	1,03
DI	74,08	73,80	74,17	67,52
K2O+Na2O	7,50	7,80	7,60	7,30
K2O/Na2O	1,88	2,54	2,30	1,61
K2O/CaO	1,48	1,75	1,66	1,00
Na2O+CaO	5,90	5,40	5,50	7,30
FeO*+MgO	4,36	4,54	4,37	5,11
FeO*/MgO	4,38	4,60	4,37	4,32
K/Rb	206,00	184,00	175,00	200,00
Ca/Sr	44,00	47,00	46,00	48,00
Rb/Sr	0,37	0,50	0,50	0,28
Ba/Sr	1,33	1,83	1,68	1,53
Rb/Y	6,53	10,54	8,65	3,46
Sr/Y	17,10	20,08	17,27	12,35
Rb/Nb	4,80	7,44	7,61	5,50
Sr/Nb	12,93	14,18	15,18	19,62

1, 2 e 3 dacitos menos alterados do cerro Stock Work ; 4 dacito menos alterado do veio Wendy

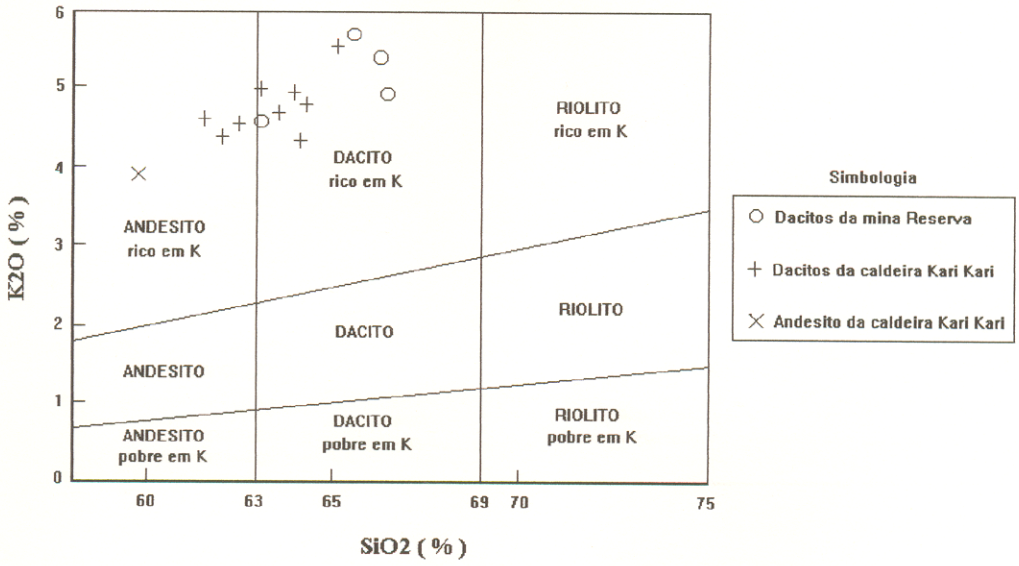


Figura 41 Classificação química das rochas vulcânicas da mina Reserva e da caldeira Kari Kari no diagrama SiO_2 vs K_2O (EWART, 1976).

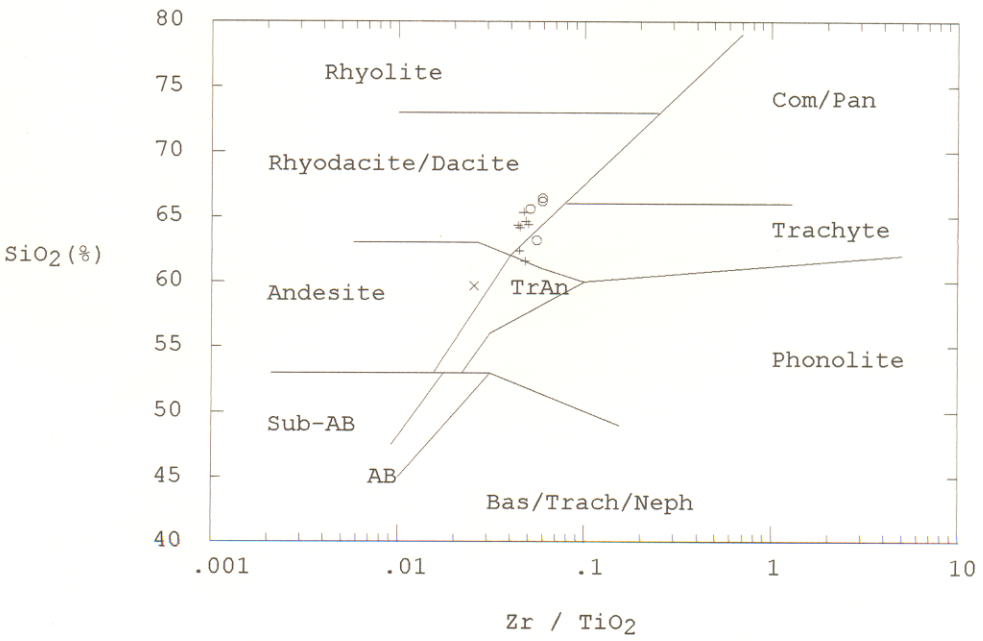


Figura 42 Classificação química das rochas vulcânicas da mina Reserva e caldeira Kari Kari no diagrama de WINCHESTER & FLOY (1977).

Os resultados da classificação química mostram que as rochas da mina Reserva e caldeira Kari Kari pertencem composicionalmente à família de rochas intermediárias e ácidas ricas em K_2O. O diagrama SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Figura 42) também ratifica a composição dacítica das rochas vulcânicas da mina Reserva.

Os índices de diferenciação (DI) para as rochas da mina Reserva, calculados com base nos minerais normativos (Q+Or+Ab), variando de 67,52 (WD-30) a 74,17 (CP-14), refletem claramente que os dacitos da área Stock Work são muito mais diferenciados que os dacitos da área Wendy (Tabela 13).

4.2.1. Elementos maiores e menores

Os dacitos da mina Reserva estão supersaturadas em SiO_2, com 62,1 a 65,4 % (Tabela 12), corroborados pela presença de quartzo e hiperstênio normativos (RAGLAND, 1989)(Tabela 13) e fases minerais saturados em sílica, tais como micas, feldspatos, ilmenita e apatita.

Os dacitos apresentam elevados teores de potássio (4,58 a 5,7 %) e alumínio (17,37 a 18,62 %)(Tabela 13). Os altos conteúdos de potássio são respaldados mineralogicamente pela presença abundante de biotita (20 % do volume total da rocha) e sanidina (10 a 15 % do volume total da rocha). Além disto, a presença comum de xenólitos metassedimentares e ígneos sugerem uma provável saturação de potássio no magma por processos de contaminação, devido à assimilação magmática destas rochas metassedimentares que reportam altos teores de potássio (6,20 %)(Tabela 12, amostra CP-46).

Da mesma forma, os conteúdos elevados de alumínio podem ser explicados pela presença predominante de minerais aluminosos tais como feldspatos, biotita, granada e turmalina. É também provável que os dacitos tenham sofrido saturação em alumínio pela assimilação magmática das rochas metassedimentares que mostram ser muito ricas em alumínio (19,60 %)(Tabela 12, amostra CP-46).

Estes dacitos possuem razões K_2O/Na_2O variando de 1,61 (WD-30) a 2,54 (CP-10) (Tabela 13) que aumentam com o grau de diferenciação das rochas. As razões K_2O/CaO (1,00 a 1,75)(Tabela 13) também aumentam com o grau de diferenciação das rochas. Por outro lado, a soma dos óxidos $CaO+Na_2O$ (5,40 a 7,30)(Tabela 13) diminui com o grau de diferenciação das rochas.

Estas razões confirmam a variabilidade da abundância relativa dos minerais majoritários (plagioclásio, sanidina e biotita), já indicada anteriormente, mostrando que os dacitos menos diferenciados são mais ricos em CaO e Na_2O (plagioclásio) e os dacitos mais ricos em SiO_2 apresentam maiores teores de potássio (sanidina e biotita).

A soma de FeO* (total) + MgO (4,36 a 5,11 %)(Tabela 13), mostra concentrações menores para os dacitos mais diferenciados, aumentando levemente nos dacitos menos diferenciados, comportamento muito comum em magmas diferenciados por processos de cristalização fracionada.

Para avaliar as variações dos elementos maiores e menores, foram construídos diagramas de variação tipo Harker (Figura 43). Estes diagramas mostram variações composicionais entre elementos maiores e menores, e o conteúdo de sílica, que é considerado como índice de diferenciação. Para a análise e interpretação dos diagramas de variação foram considerados os dados das rochas vulcânicas da caldeira Kari Kari, para caracterizar melhor o *trend* de diferenciação das rochas.

TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3*, MnO, MgO e P_2O_5 correlacionam-se negativamente com SiO_2, ou seja decrescem regularmente com o aumento progressivo da sílica, configurando uma trajetória do *trend* de diferenciação aproximadamente linear. CaO e Na_2O mostram também uma tendência negativa, mas com uma distribuição irregular, traduzindo um esgotamento progressivo destes elementos a medida que o líquido magmático evoluiu.

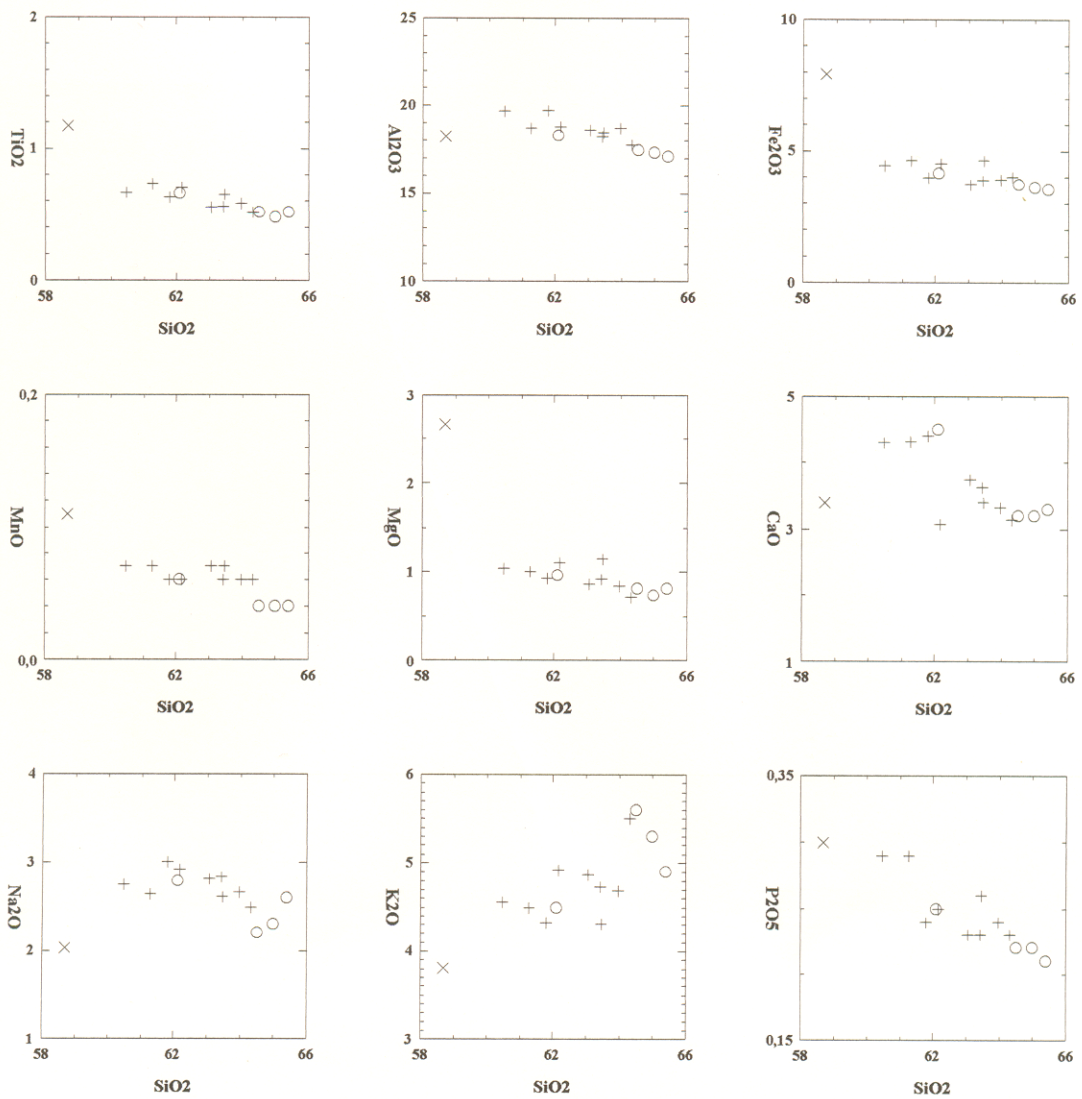


Figura 43 Diagramas de variação tipo Harker, para os elementos maiores e menores das rochas vulcânicas da mina Reserva e caldeira Kari Kari em função do conteúdo de sílica. A simbologia utilizada é a mesma das Figuras 41 e 42.

K_2O é o único óxido que apresenta tendência de correlação positiva com a sílica, evidenciando a natureza incompatível deste elemento com as fases segregadas inicialmente como plagioclásio, granada, ilmenita, zircão etc, durante a diferenciação magmática destas rochas.

A distribuição dos elementos maiores sugere que Ti_2O, Fe_2O_3* (ferro total), MgO, MnO e P_2O_5 (Figura 43) atuaram como elementos compatíveis com as fases minerais segregadas durante a diferenciação do magma, propiciando um esgotamento gradual destes óxidos no líquido magmático residual. Enquanto Al_2O_3, CaO e Na_2O pelas trajetórias marcadas nos diagramas Harker (Figura 43) sugerem comportamentos incompatíveis nas primeiras fases de diferenciação (até 62 % SiO_2) e compatíveis nas últimas etapas de diferenciação (COX et al. 1979; RAGLAN, 1989; ROLLISON, 1993).

K_2O e SiO_2 atuaram como elementos incompatíveis em todo o campo de fracionamento do magma, por conseguinte, estes elementos foram enriquecidos no líquido magmático residual, dando lugar progressivamente à segregação de fases minerais potássicas e silicosas (sanidina, biotita e quartzo)(Figura 43) (COX et al. 1979; RAGLAN, 1989; ROLLISON, 1993).

4.2.2. Elementos traços

Os resultados obtidos para os elementos traços (Tabela 12) são mostrados graficamente na Figura 44. As rochas dacíticas da mina Reserva e caldeira Kari Kari caracterizam-se por serem ricas em elementos LIL (*Large ion lithophile elements*), também conhecidos como elementos LFS (*Low field Strength* K, Rb, Ba e Sr) elementos esses, fortemente incompatíveis com as fases minerais do manto.

Essas rochas também apresentam altos conteúdos em alguns elementos HFS (*High Field Strength*) tais como Zr, Y, Nb e elementos terras raras (ETR), principalmente as terras raras leves (ETRL), considerados também altamente incompatíveis durante os processos de diferenciação do magma (RAGLAN, 1989; ROLLISON, 1993).

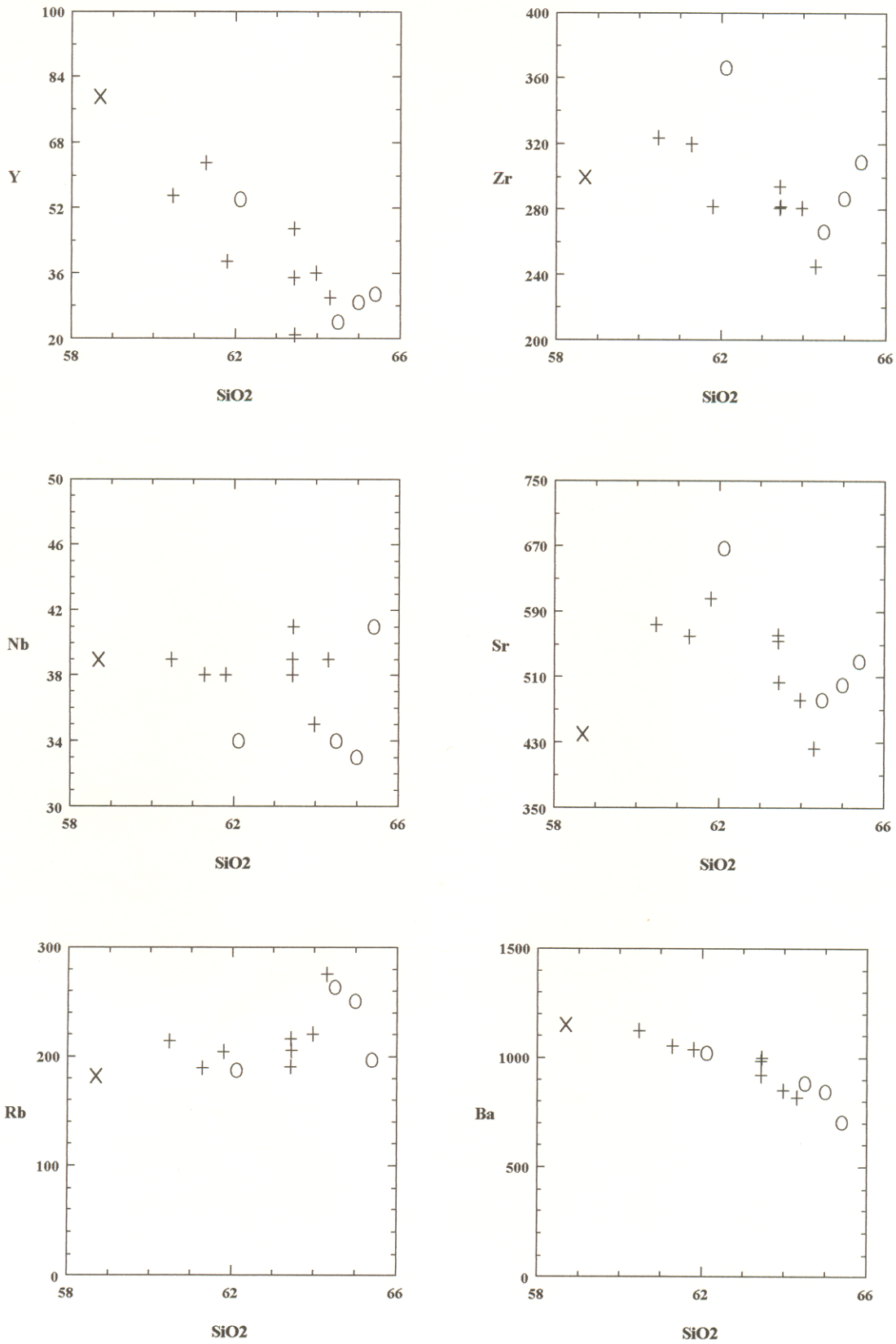


Figura 44 Distribuição dos elementos traços Rb, Ba, Y, Zr, Nb e Sr nas rochas vulcânicas da mina Reserva e caldeira Kari Kari em função dos conteúdos de SiO_2. A simbologia utilizada é a mesma das Figuras 41 e 42.

O enriquecimento em elementos LIL é controlado pelos minerais majoritários como feldspatos e biotita, sendo que Sr e Ba se hospedam no plagioclásio e sanidina, e K, Rb e Ba na biotita e sanidina, cada um com diferentes graus de compatibilidade e incompatibilidade, dependendo dos coeficientes de partição (RAGLAN, 1989). Os elementos HFS são enriquecidos principalmente nas fases menores como granada, zircão, apatita, ilmenita e rutilo (ROLLISON, 1993).

Os teores de Ba variam de 707 ppm (CP-3) a 1.022 ppm (WD-30)(Tabela 12), e mostram correlação negativa com o SiO_2 (Figura 44), indicando que o Ba tem preferência para as rochas menos diferenciadas.

Os conteúdos de Rb variam de 187 ppm (WD-30) a 253 ppm (CP-10)(Tabela 12) com distribuição irregular, muito semelhante à distribuição do K_2O (Figura 44).

O Sr varia de 482 ppm (CP-10) a 667 ppm (WD-30)(Tabela 12), também com distribuição irregular (Figura 44), com inflexões positivas em torno de 62 % de SiO_2 e uma inflexão negativa em torno de 64,50 % de SiO_2, comportamento oposto ao Rb.

Zr varia de 267 ppm (CP-10) a 366 ppm (WD-30)(Tabela 12), com distribuição irregular, com inflexões positivas e negativas nos mesmos intervalos de sílica, como observadas para Rb e Sr (Figura 44).

Y varia de 24 ppm (CP-10) a 54 ppm (WD-30)(Tabela 12), com distribuição linear negativa com SiO_2, sugerindo que ele e o Ba foram os elementos de comportamentos compatíveis mais homogêneos na diferenciação magmática das rochas dacíticas da caldeira Kari Kari.

Nb varia de 33 ppm (CP-14) a 41 ppm (CP-3)(Tabela 12), com distribuição irregular, nas rochas mais diferenciadas (Figura 44).

Estes dados indicam que o Ba e Y foram os elementos mais compatíveis durante o fracionamento do magma, enquanto o Rb apresenta caráter incompatível. Já os elementos traços Sr e Zr sugerem comportamentos irregulares (compatível e incompatível)(Figura 44).

É provável que as inflexões observadas na distribuição de Rb, Sr e Zr (Figura 44) sejam decorrência da participação de outros processos de fracionamento sobrepostos à cristalização fracionada, perturbando a linha de fracionamento do líquido magmático (RAGLAN, 1989; ROLLISON, 1993). Também é ainda possível que estas variações sejam produto da contaminação do magma, pela assimilação das rochas metassedimentares.

Comparando a distribuição do Rb e K_2O, conclui-se que eles apresentam forte afinidade geoquímica e mineralógica entre si, e são os elementos mais incompatíveis durante o processo de fracionamento do magmatismo da caldeira Kari Kari. Por outro lado, o Sr e CaO mostram comportamentos idênticos que refletem também a sua forte afinidade química e mineralógica (Figuras 43 e 44).

A Figura 45 mostra razões de elementos traços em função dos conteúdos de SiO_2, onde observa-se claramente a trajetória da linha de fracionamento do magma, compatíveis com as trajetórias observadas para os elementos maiores e menores.

4.2.2.1. Elementos terras raras (ETR)

Os resultados obtidos em quatro amostras da mina Reserva e seus valores normalizados pelos condritos são apresentados na Tabela 12 e Figura 46. Os conteúdos totais de ETR variam de 321,334 ppm (CP-3) a 444,833 ppm (WD-30)(Tabela 12), com tendências a um maior enriquecimento nos dacitos menos diferenciados (WD-30)(Figura 46).

Os padrões de distribuição são relativamente semelhantes entre si (Figura 46), com leves diferenças nos ETRP. Esses padrões sugerem forte fracionamento dos ETRP em relação aos ETRL, e apresentam uma suave anomalia negativa de Eu (Tabela 14)(Figura 46).

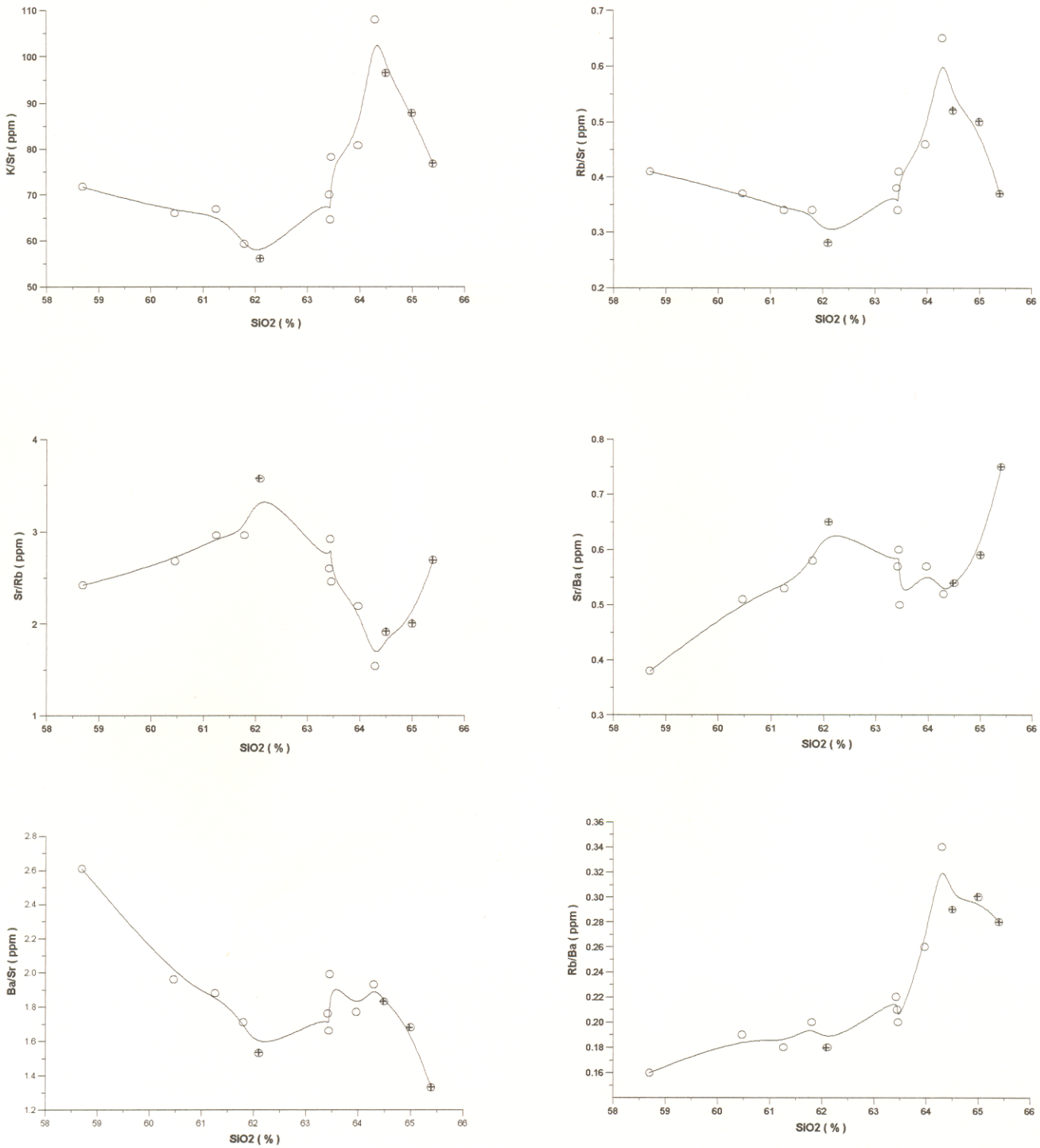


Figura 45 Distribuição das razões de alguns elementos traços em relação à variação das concentrações de sílica para as rochas dacíticas da mina Reserva e caldeira Kari Kari. Simbologia: círculo com cruz (dacitos da mina Reserva); círculos vazios (dacitos e andesito da caldeira Kari Kari).

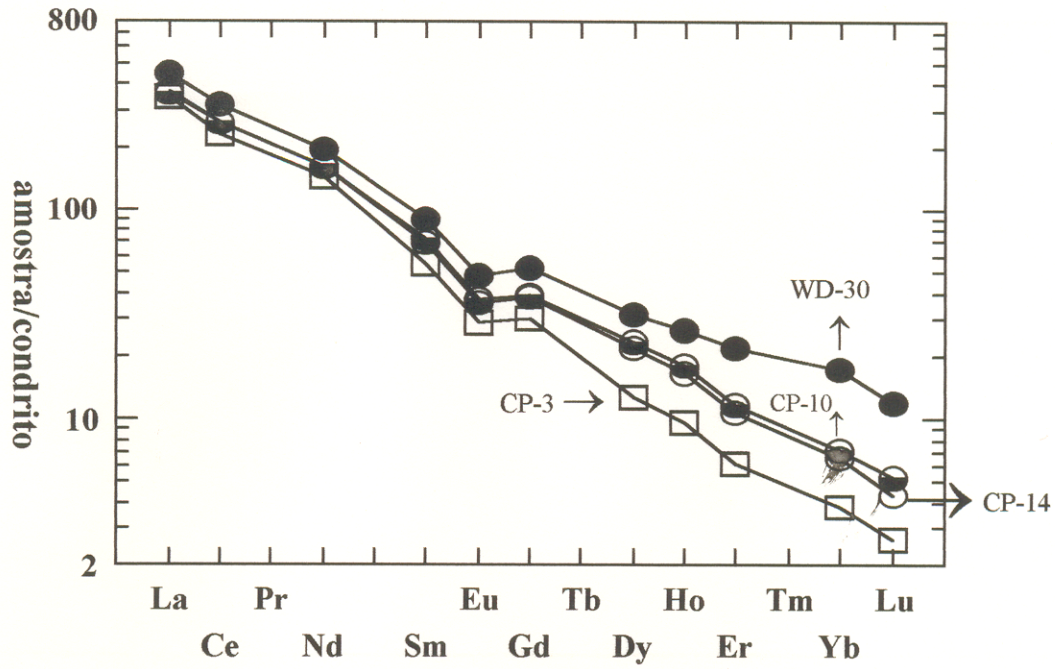


Figura 46 Padrões de distribuição dos elementos terras raras para as rochas dacíticas da mina Reserva, normalizados pelos valores condríticos de EVENSEN et al. (1978).

As razões La_N/Yb_N entre 25,713 a 91,086 (Tabela 14) também indicam forte enriquecimento de ETRL e forte fracionamento dos ETRP, principalmente nos dacitos mais evoluídos (Figura 46). Outras razões como La_N/Sm_N (4,998 a 6,413) e Gd_N/Yb_N (3,002 a 7,808)(Tabela 14) ratificam as concentrações semelhantes de ETRL e o maior fracionamento dos ETRP nos dacitos com maior conteúdo de SiO_2.

Tabela 14 Razões normalizadas de elementos terras raras para os dacitos menos alterados da mina Reserva (normalização pelo condrito segundo EVENSEN et al. (1978).

	1	2	3	4
	CP-3	**CP-10**	**CP-14**	**WD-30**
La_N/Yb_N	91,086	50,095	56,250	25,713
La_N/Sm_N	6,413	4,998	5,365	5,015
Gd_N/Yb_N	7,808	5,484	5,754	3,002
Eu_N/Eu^*	0,682	0,670	0,667	0,684

1, 2, 3 dacitos do cerro Stock Work; 4 dacito do veio Wendy

4.2.3. Filiação magmática das rochas

A relação álcalis vs. sílica (Figura 47), revela que as rochas dacíticas da mina Reserva e da caldeira Kari Kari são de filiação magmática correspondente à série de magmas subalcalinos.

Os conteúdos de FeO*(ferro total), de Na_2O+K_2O e de MgO expressos no diagrama AFM (Figura 48), indicam que as rochas estudadas pertencem à subsérie magmática calco-alcalina rica em potássio.

Estas rochas também são supersaturadas em Al_2O_3, com relação molar $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$(A/CNK) situada entre 1,03 a 1,14 (Tabela 12), indicando claramente seu caráter peraluminoso, ratificado pela presença de coríndon normativo entre 1,39 e 2,84 % (Tabela 12) e a ocorrência de minerais modais peraluminosos tais como granada, turmalina, biotita, muscovita e plagioclásio (Figura 49).

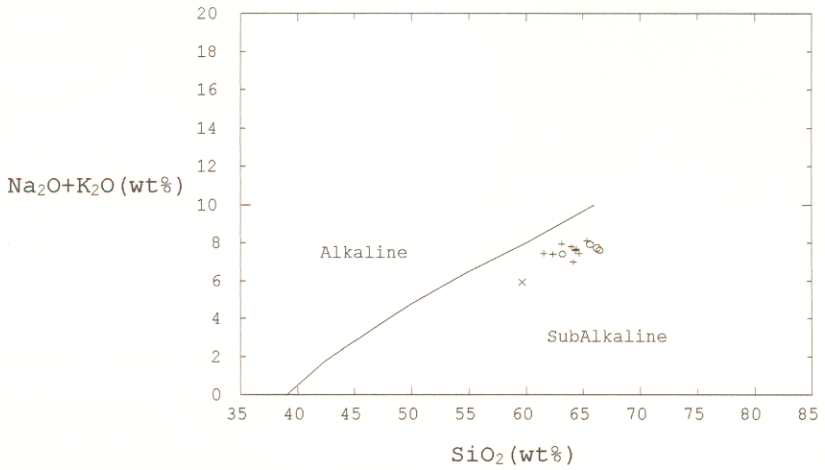


Figura 47 Diagrama (Na_2O + K_2O) x SiO_2 de IRVINE & BARAGAR (1971) mostrando a filiação magmática subalcalina dos dacitos da mina Reserva e caldeira Kari Kari. A simbologia utilizada é a mesma das Figuras 41 e 42.

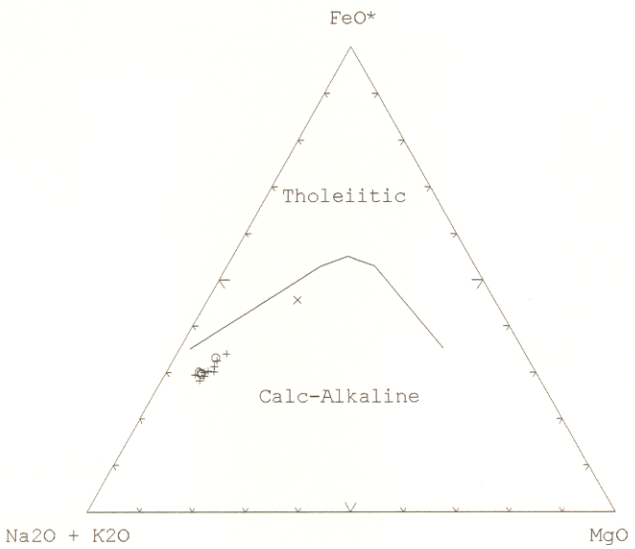


Figura 48 Diagrama AFM de IRVINE & BARAGAR (1971) mostrando a filiação magmática calco-alcalina dos dacitos da mina Reserva e caldeira Kari Kari. A simbologia utilizada é a mesma das Figuras 41 e 42.

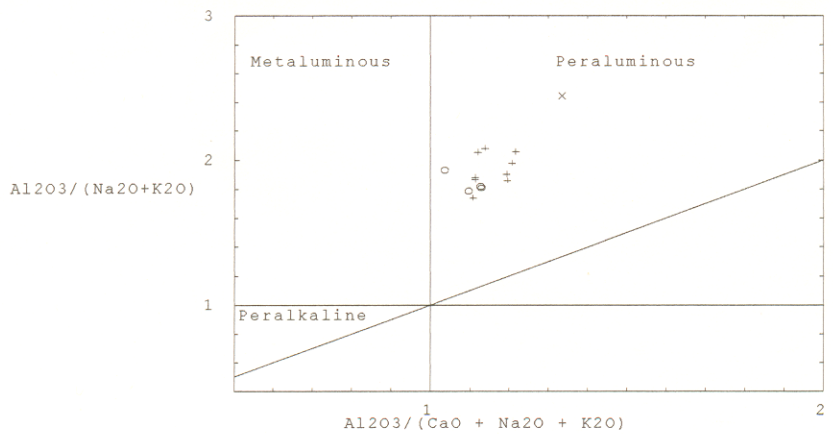


Figura 49 Diagrama $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ x $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ de MANIAR & PICCOLI (1989) mostrando o caráter peraluminoso dos dacitos da mina Reserva e caldeira Kari Kari. A simbologia utilizada é a mesma das Figuras 41 e 42.

4.2.4. Considerações genéticas do magmatismo da caldeira Kari Kari

Muitos trabalhos estão de acordo que os magmas que originaram as rochas vulcânicas félsicas calco-alcalinas e, por analogia, seus equivalentes plutônicos, foram gerados em zonas de subducção subjacentes às cadeias eruptivas de arcos de ilhas e margens continentais ativas (BENIOFF, 1954; DICKINSON, 1968; SAWKINS, 1972; SILLITOE, 1972; BEST, 1982). A origem do magmatismo destas rochas vulcânicas calco-alcalinas relacionadas com zonas de subducção, em margens continentais ativas é difícil de se caracterizar, devido ao envolvimento de diferentes graus de contaminacão crustal, o que provoca alteração em suas composicões isotópicas (Sr, Pb, Nd e Sm) e geoquímicas (elementos maiores e traços)(BEST, 1982; WILSON, 1989). Em virtude dessas dificuldades, os magmas de zonas de subducção em margens continentais ativas são considerados de caráter poligenético, podendo o magma primário provir das seguintes fontes: fusão parcial do manto peridotítico, fusão parcial da crosta oceânica subductada e de fusão parcial da crosta inferior, processos que, por diferenciação magmática, mistura de magmas e contaminação, geram magmas derivados de termos mais félsicos (BEST, 1982; WILSON, 1989).

Por outro lado, também argumenta-se que os conteúdos de potássio e rubídio em rochas vulcânicas calco-alcalinas aumentam sistematicamente ao se afastar da linha de subdução em direção ao terreno continental, relacionando-os com a profundidade de subdução e maior espessura da crosta (DICKINSON, 1968; BIONDI, 1986).

A caldeira Kari Kari forma parte da zona vulcânica central dos Andes, tectônicamente colocada em ambiente de margem continental ativa com relação à placa de Nazca (SCHNEIDER, 1985). Nesta região, a crosta continental alcança uma espessura de 50 a 70 km (WILSON, 1989).

Os *trends* de fracionamento dos elementos maiores, menores e traços observados em diagramas Harker (Figuras 43 e 44), são relativamente consistentes com processos de fracionamento por cristalização fracionada a partir de um magma

primário de composição andesítica ou até basáltica. A cristalização fracionada do magma teria sido dominada pelo fracionamento de fases minerais aluminosas compostas principalmente de feldspatos (plagioclásio e sanidina), granada, biotita e fases menores tais como zircão, apatita e ilmenita.

Por outro lado, a dispersão observada na distribuição de alguns elementos (K_2O, Na_2O, CaO, P_2O_5, Rb, Zr, Y, Sr e Nb) indica a provável atuação de outros processos de diferenciação sobrepostos à cristalização fracionada, alterando significativamente o *trend* de fracionamento do líquido magmático. Uma possibilidade de modificação da composição química do magma da caldeira Kari Kari seria por contaminação devido à assimilação das rochas adjacentes à câmara magmática ao atravessar a espessa crosta continental, situação que é respaldada plenamente pela presença comum de xenólitos metassedimentares e ígneos inseridos nos dacitos da mina Reserva e caldeira Kari Kari.

As anomalías negativas de Eu observadas nos padrões de distribuição de ETR (Figura 46) apoiam fortemente a participação dos feldspatos como fases fracionadas, principalmente do plagioclásio, que incorpora altas concentrações de Eu, e cuja afinidade ou compatibilidade pelos feldspatos é mais forte nas rochas félsicas, ratificando, com isto, o que já foi sugerido pela geoquímica dos elementos maiores, menores e traços.

As elevadas razões de Gd_N/Yb_N variando de 3,002 (WD-30) a 7,808 (CP-3), também sugerem o fracionamento de fases minerais com altos coeficientes de partição para os ETRP, tais como a granada, zircão e apatita (HANSON, 1978; RAGLAN, 1989) (Tabela 13).

Por outro lado, a presença geral da anomalia negativa de Eu, também sugere um ambiente magmático redutor durante a cristalização das rochas vulcânicas da mina Reserva e caldeira Kari Kari, situação respaldada mineralogicamente pela ausência de magnetita e a presença de ilmenita que indicam ambientes menos oxidantes (RAGLAN, 1989; ROLLINSON, 1993).

Os resultados de isótopos radiogênicos de SCHNEIDER (1985), para as rochas vulcânicas da caldeira Kari Kari, indicam razões iniciais de $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0,707 a 0,716 que são valores típicos de uma evolução crustal (crosta continental superior)(BEST, 1982). Altos conteúdos em K_2O, Rb, Sr e Ba em rochas vulcânicas calco-alcalinas, são normalmente consistentes com magmas procedentes da crosta continental (BEST, 1982), características químicas muito semelhantes aos dacitos da mina Reserva.

Com base nestas considerações e levando em conta o caráter poligenético das rochas calco-alcalinas ligadas com zonas de subducção em margens continentais ativas, além dos elevados teores de potássio e alumínio apresentadas pelas rochas da mina Reserva e caldeira Kari Kari, é mais provável inferir que o magmatismo da caldeira Kari Kari seja de origem palingenético, gerado pela fusão parcial da crosta inferior que deu lugar à formação de um magma primário calco-alcalino de composição andesítica, o qual, evolui a termos mais félsicos (dacitos) dominado por processos de cristalização fracionada e contaminação magmática que permitiram forte enriquecimento em potássio e alumínio.

No entanto, tendo em vista a complexidade genética destas rochas, é também possível sugerir que os dacitos da mina Reserva e caldeira Kari Kari sejam o produto de um magma primário calco-alcalino ou até tholeítica de composição basáltica, gerado pela fusão parcial da cunha mantélica e/ou da crosta oceânica subductada, com teores de potássio, alumínio e razões iniciais de estrôncio mais baixos. Ao atravessar a espessa crosta continental (50 a 70 km), o magma basáltico calco-alcalino ou tholeítico teria que sofrer forte diferenciação magmática para termos mais félsicos e contaminação crustal (continental), que permitiram forte enriquecimento em potássio, e alumínio, além de herdar as altas razões inicias de estrôncio da crosta continental.

4.2.5. Origem das granadas dos dacitos da mina Reserva

Em anos recentes, a discussão sobre a origem das granadas em rochas vulcânicas calco-alcalinas se reduz a duas teorias: **a)** que foram cristalizadas a partir do magma por processos de fracionamento e **b)** que ocorrem como xenocristais que

resistiram aos processos de fusão parcial em razão do caráter fortemente refratário dos mesmos.

O forte fracionamento dos elementos terras raras pesadas em relação aos leves nos dacitos da mina Reserva, sugere que as granadas das rochas vulcânicas da caldeira Kari Kari são fases minerais cristalizadas a partir do magma andesítico rico em potássio e alumínio (FITTON, 1972; BIRCH & GLEADOW, 1974; ZIELINSKI, 1974; HANSON, 1978; ALLAN & CLARKE, 1981; KISTLER et al. 1981; SPEER, 1981).

Tudo indica que a saturação de alumínio do magma andesítico, tenha sido devido a processos de contaminação do magma, pela assimilação das rochas encaixantes metassedimentares que circundam a caldeira Kari Kari.

4.3. ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

As rochas vulcânicas dacíticas da mina Reserva apresentam diferentes graus de alteração hidrotermal, gradando de estágio incipiente até estágio muito avançado.

A alteração hdrotermal deu origem a associações minerais metassomáticas diagnósticas, as quais foram agrupadas em: a) alteração sericítica b) alteração clorita-sericita e c) alteração argílica.

A **alteração sericítica**, a mais desenvolvida, afetou os dacitos do veio Wendy e cerro Stock Work. A rocha sericitizada apresenta coloração esbranquiçada, granulação fina, fortemente fraturada, conservando ainda a textura porfirítica (Figura 50). Os halos de alteração hidrotermal sericítica são estreitos, restritos substancialmente aos corpos mineralizados (área Wendy) e pequenos afloramentos de vênulas de quartzo com óxi-hidróxidos de ferro (área Stock Work).

O dacito sericitizado constitui-se basicamente de sericita, quartzo e pirita, com quantidades menores de muscovita, apatita, esfalerita, rutilo, zircão e turmalina. A sericita ocorre substituindo pseudomorficamente os feldspatos (plagioclásio e sanidina) e biotita (Figura 50).

O quartzo ocorre como quartzo primário e como agregados microcristalinos substituindo parcialmente os fenocristais de feldspatos e biotita e, esporadicamente, formando microvênulas que atravessam a rocha sericitizada (Figura 50).

A pirita ocorre em pequenos cristais cúbicos disseminados na rocha, e forma com o quartzo microvênulas que cortam o dacito alterado (Figura 50). A disseminação de pirita é mais expressiva nos dacitos do veio Wendy; já na área Stock Work a ocorrência de pirita é minoritária.

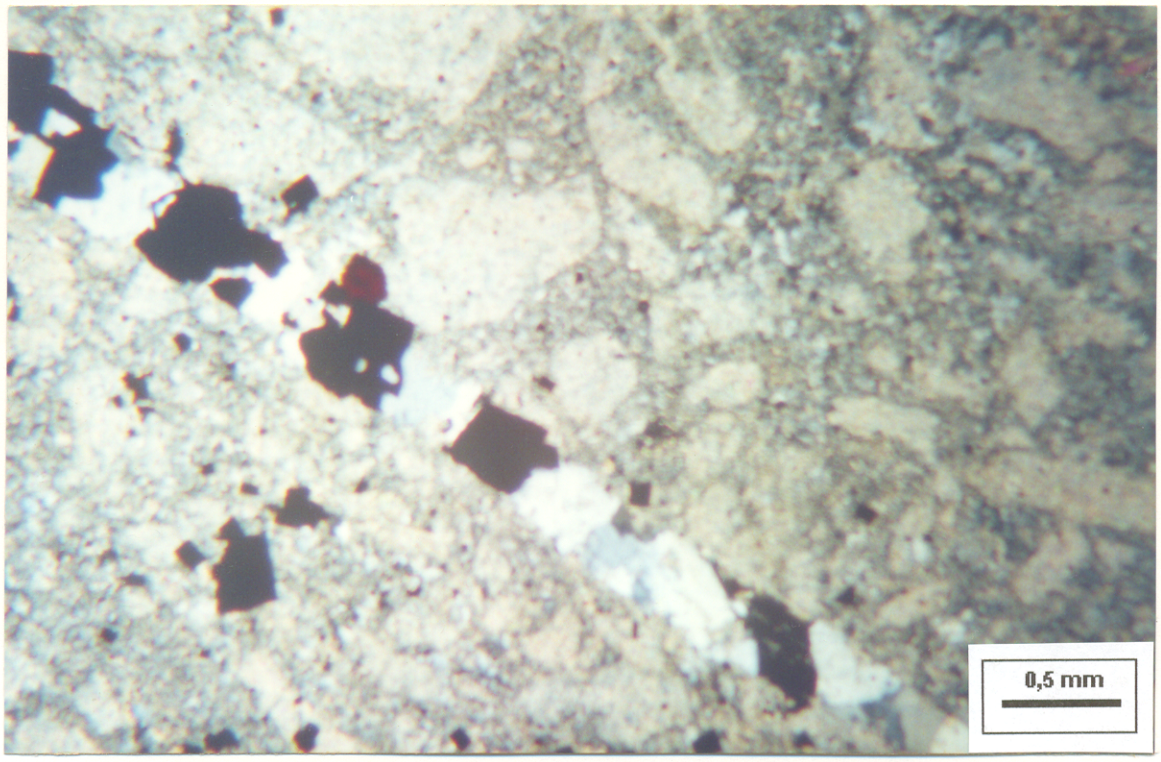


Figura 50 Cristais de feldspatos e biotita substituídos pseudomorficamente pela sericita e pirita disseminada em matriz fina quartzo-sericita (dacito sericitizado, área veio Wendy). Observa-se também microvênula de quartzo e pirita cortando o dacito sericitizado que ainda conserva sua textura porfirítica (nicóis X, luz transmitida).

Verticalmente, em mais de 110 m de profundidade, a alteração sericítica da rocha encaixante do veio Wendy mostra-se invariável. A alteração sericítica também afetou fortemente as rochas metassedimentares (área Stock Work) que se encontram compostas basicamente de sericita e quartzo com pirita disseminada.

A **alteração clorita-sericita** ocorre afetando os dacitos que se acham mais afastados dos corpos mineralizados e vênulas de quartzo com óxi-hidróxidos de ferro, estando melhor representadas na área Stock Work (Figura 10). Os halos de alteração clorita-sericita se situam em volta das rochas sericitizadas e, em outros casos, estão em contato direto com as rochas menos alteradas (área Stock Work).

Os dacitos com alteração clorita-sericita são de coloração cinza esverdeada, porfiríticos e muito fraturados. Compõem-se de clorita, sericita, quartzo, e sanidina, com quantidades menores de carbonato, granada, turmalina, ilmenita, rutilo, pirita, calcopirita, pirrotita, apatita, e zircão. Este tipo de alteração difere da alteração sericítica nos seguintes aspectos: a biotita e granada ocorrem substituídas pseudomorficamente pela clorita, e a sericita e o carbonato ocorrem substituindo parcial e pseudomorficamente o plagioclásio e neste caso, a sanidina não sofre alteração.

A **alteração argílica** ocorre restrita ao corpo mineralizado do veio Wendy, onde forma massas terrosas e friáveis de cor cinza a branca, situadas no contato da rocha encaixante sericitizada e o corpo mineralizado, e também dentro do corpo mineralizado alternando com bandas sulfetadas. Compõe-se de ilita, sericita e quartzo, impregnados abundantemente de pirita e esfalerita.

4.3.1. Modificações químicas

Cálculos de balanço de massa foram realizados para quantificar as perdas e ganhos químicos experimentados pelas rochas dacíticas sericitizadas em relação aos dacitos menos alterados. Para este propósito, foi utilizado o método isovolumétrico de MILLOT & BONIFAS (1955), apropriado para situações onde a rocha hidrotermalizada preserva seu volume original e textura original, caracterizadas por substituições

pseudomórficas dos minerais parentais por argilominerais e óxi-hidróxidos (VELVEL, 1989; NAHON, 1991).

Os dacitos sericitizados da mina Reserva (áreas Wendy e Stock Work) conservam a textura porfirítica dos dacitos menos alterados, como é observado claramente na Figura 50, onde a sericita substitui pseudomorficamente os feldspatos, além disso, quando foram medidas as densidades dos dacitos menos alterados e sericitizados praticamente os dois reportaram o mesmo valor de 2,63 gr/cm^3, justificando assim, a utilização do método isovolumétrico. De acordo com PORTO & HALE (1995) o fator de enriquecimento (positivo ou negativo) dos elementos no método isovolumétrico pode ser calculado pela fórmula:

$$E = (C_w \, \rho_w / C_p \, \rho_p) - 1$$

onde: C_w = concentração do elemento na rocha alterada
ρ_w = densidade da rocha alterada
C_p = concentração do elemento na rocha fresca
ρ_p = densidade da rocha fresca

Aplicando-se essa fórmula na composição média dos dacitos sericitizados, tanto do veio Wendy (WD-9 e WD-29) como do cerro Stock Work (CP-4 e CP-9), em relação à composição média dos dacitos menos alterados (WD-30)(CP-3, CP-10 e CP-14) (Tabela 15), com uma densidade geral de 2,63 gr/cm^3 obtem-se os valores de fatores de enriquecimentos relativos (E) para elementos maiores e traços (Tabela 16), os quais estão representados em termos de ganhos e perdas nas Figuras 51, 52, 53 e 54.

4.3.1.1. Elementos maiores e menores

Os dacitos sericitizados da mina Reserva (áreas Wendy e Stock Work) foram fortemente enriquecidos em perda ao fogo (PF) e Fe_2O_3, e mais fracamente em K_2O, MnO, Al_2O_3, TiO_2 e SiO_2, relacionados intimamente com a presença expressiva de pirita, sericita e quartzo secundário (Tabelas 15 e 16)(Figuras 51 e 52). De outro lado, estes dacitos sericitizados foram empobrecidos em CaO, Na_2O, FeO e P_2O_5, ligados com a hidrólise dos plagioclásios (CaO e Na_2O) e a oxidação do ferro (Tabelas 15 e 16)(Figuras 51 e 52).

Tabela 15 Resultados de análises químicas de rocha total, elementos traços e terras raras dos dacitos menos alterados e sericitizados da mina Reserva.

	Dacitos menos alterados					Dacitos sericitizados			
%	CP-3	CP-10	CP-14	WD-30	CP-46	CP-4	CP-9	WD-9	WD-29
SiO2	65,40	64,50	65,00	62,10	66,90	68,90	70,50	65,30	64,10
TiO2	0,52	0,52	0,48	0,66	0,99	0,57	0,61	0,77	0,68
Al2O3	17,10	17,50	17,30	18,30	19,60	18,50	17,60	18,90	18,70
Fe2O3	0,55	0,63	0,64	0,65	0,67	0,52	1,10	2,90	4,40
FeO	3,00	3,10	3,00	3,50	0,85	0,42	0,28	0,57	0,57
MnO	0,04	0,04	0,04	0,06	0,03	0,07	0,06	0,06	0,08
MgO	0,81	0,81	0,73	0,96	0,92	0,80	0,76	0,27	0,33
CaO	3,30	3,20	3,20	4,50	< 0,05	0,06	0,05	0,06	0,05
Na2O	2,60	2,20	2,30	2,80	0,09	0,05	0,06	0,04	0,05
K2O	4,90	5,60	5,30	4,50	6,20	5,50	5,70	5,60	5,50
P2O5	0,21	0,22	0,22	0,25	0,065	0,13	0,13	0,29	0,18
F	0,086	0,074	0,017	0,091	0,13	0,13	0,067	0,098	0,097
Cl	0,023	0,032	0,034	0,037	0,01	< 0,002	0,003	0,005	< 0,002
PF	0,96	1,08	1,27	1,01	3,26	3,16	2,82	4,37	5,10
Total	**99,50**	**99,51**	**99,53**	**99,42**	**99,71**	**99,81**	**99,74**	**99,23**	**99,84**
ppm									
B	23	38	30	26	88	74	78	68	77
Ni	21	15	-	-	17	-	18	-	-
Cr	27	34	34	34	89	20	27	34	27
Co	11	7	23	-	19	11	7	-	-
Cu	17	15	8	9	11	6	10	43	24
Pb	40	55	37	115	41	293	205	65	3227
Zn	49	60	103	98	29	130	248	106	530
Sn	< 5	< 5	5	8	< 5	70	8	58	< 5
Rb	197	253	251	187	381	499	408	349	314
Ba	707	884	843	1022	599	879	1001	456	679
Sr	530	482	501	667	24	23	22	17	21
Nb	41	34	33	34	24	45	41	36	39
Zr	309	267	287	366	287	329	339	359	383
Y	31	24	29	54	34	16	17	37	54
La	85,42	87,41	90,67	108,80	67,83	98,60	91,17	115,80	84,32
Ce	145,60	166,20	167,80	200,30	134,50	151,50	191,90	211,00	159,50
Nd	68,69	76,17	75,81	92,47	59,10	56,22	62,29	96,30	62,20
Sm	8,386	11,01	10,64	13,66	8,445	9,693	10,65	13,99	8,583
Eu	1,669	2,151	2,071	2,79	1,309	1,208	2,219	3,706	1,741
Gd	6,115	7,994	7,747	10,61	5,528	6,144	6,177	10,80	6,569
Dy	3,203	5,893	5,467	7,947	4,022	3,487	3,035	7,645	4,217
Ho	0,549	1,01	0,94	1,50	0,715	0,581	0,535	1,352	0,761
Er	1,022	1,926	1,766	3,595	1,60	0,985	1,078	2,754	1,639
Yb	0,633	1,178	1,088	2,856	1,129	0,638	0,55	1,48	1,189
Lu	0,067	0,134	0,11	0,305	0,122	0,072	0,069	0,173	0,142
ΣETR	321,354	361,076	364,109	444,833	284,300	329,128	369,673	544,200	330,861

WD-9, WD-29 e WD-30 dacitos do veio Wendy; CP-3, CP-4, CP-9, CP-10 e CP-14 dacitos do cerro Stock Work

Tabela 16 Composição química média dos dacitos sericitizados e menos alterados das áreas veio Wendy e cerro Stock Work com seus respectivos fatores de enriquecimento (**E** em %) para óxidos maiores e elementos traços.

	Dacitos de veio Wendy			Dacitos do cerro Stock Work		
	sericitizado	menos alterado		sericitizado	menos alterado	
	média	média	E (%)	média	média	E (%)
SiO_2	64,70	62,10	4	69,70	64,97	7
TiO_2	0,72	0,65	9	0,59	0,51	15
Al_2O_3	18,80	18,30	3	18,05	17,30	4
Fe_2O_3	3,65	0,65	462	0,81	0,61	33
FeO	0,57	3,50	- 84	0,35	3,03	- 88
MnO	0,07	0,06	17	0,07	0,04	75
MgO	0,30	0,96	- 69	0,78	0,78	0,00
CaO	0,06	4,50	- 99	0,06	3,23	- 98
Na_2O	0,05	2,80	- 98	0,06	2,37	- 97
K_2O	5,55	4,50	23	5,60	5,27	6
P_2O_5	0,24	0,25	- 4	0,13	0,22	- 44
PF	4,74	1,01	369	2,99	1,10	172
Cl	35	370	- 90	25	297	- 91
F	975	910	7	985	590	67
B	73	26	181	76	32	137
Cr	31	34	- 9	24	32	- 25
Cu	34	9	278	8	13	- 38
Pb	1.646	115	1331	249	44	466
Zn	318	98	224	139	71	96
As	39	7	457	30	11	173
Sb	13	12	8	4	1	300
Rb	332	187	77	454	234	94
Ba	568	1.022	- 44	940	811	16
Sr	19	667	- 97	23	504	- 95
Nb	38	34	12	43	36	19
Zr	371	366	1	334	288	16
Y	46	54	- 15	17	28	- 39

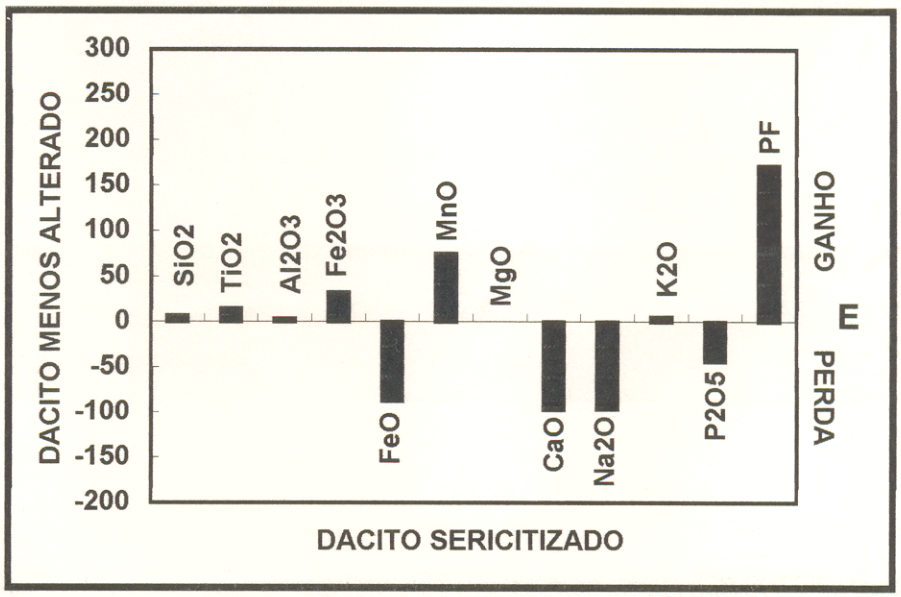


Figura 51 Ganhos e perdas químicas de elementos maiores e menores que ocorreram durante a sericitização dos dacitos menos alterados do cerro Stock Work.

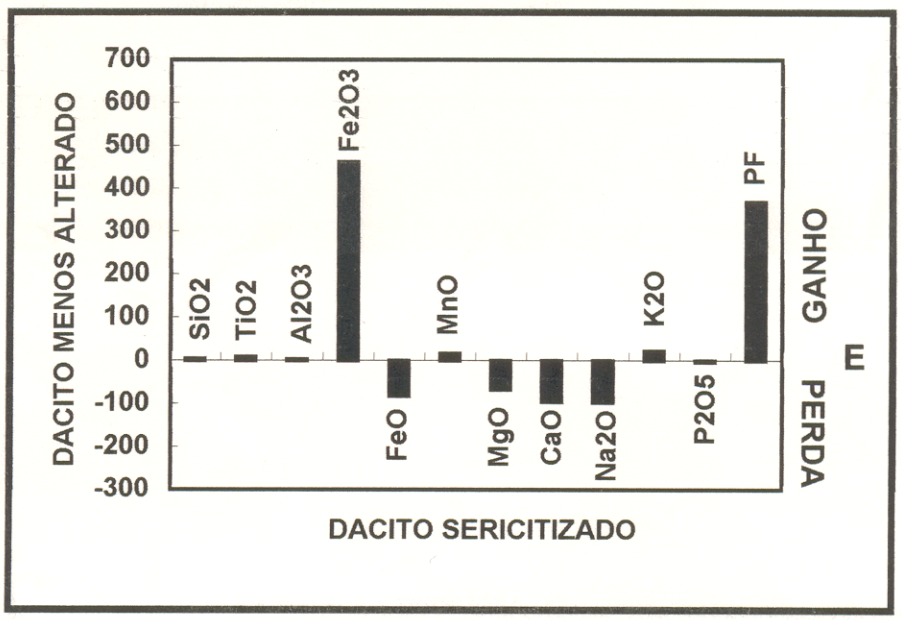


Figura 52 Ganhos e perdas químicas de elementos maiores e menores que ocorreram durante a sericitização dos dacitos hospedeiros do veio Wendy.

Nos dacitos sericitizados do cerro Stock Work o MgO não sofreu nenhuma mudança, ao passo que nos dacitos do veio Wendy o MgO apresenta uma perda expressiva (Tabelas 15 e 16)(Figura 51 e 52).

As razões K_2O/Na_2O (95 a 140) e K_2O/CaO (92 a 114) aumentam fortemente nos dacitos sericitizados, quando comparadas com os menos alterados (1,61 a 2,54)(1 a 1,75). A soma de Na_2O+CaO em dacitos sericitizados (0,11 %) reflete claramente a perda destes óxidos com relação aos dacitos menos alterados (5,40 a 7,30 %). Estes valores ratificam a intensa dissolução e liberação de cálcio e sódio durante a hidrólise dos feldspatos.

4.3.1.2. Elementos traços

As variações mais notáveis nos elementos traços estão marcados por fortes enriquecimentos em Pb, Zn, As, Sb, Rb e B e, mais fracamente em F, Nb e Zr, relacionados diretamente com a adição metassomática destes elementos de minério em forma de sulfetos de Zn, Pb e As, disseminados na rocha alterada (Tabelas 15 e 16)(Figuras 53 e 54). Por outro lado, observam-se fortes perdas de Sr, Cl e, mais levemente em Cr e Y, decorrente da hidrólise dos feldspatos (Tabelas 15 e 16) (Figuras 53 e 54).

O Ba e Cu mostram comportamentos diferentes nos dacitos sericitizados do veio Wendy e do cerro Stock Work, é provável que este comportamento tenha relação com a ação do intemperismo a que estão submetidos os dacitos do cerro Stock Work. No veio Wendy, o Ba experimentou uma perda e o Cu um enriquecimento (Tabelas 15 e 16)(Figura 54), entanto que no cerro Stock Work o Ba mostra um enriquecimento e o Cu uma perda (Tabelas 15 e 16)(Figura 53).

Os dacitos sericitizados apresentam baixas razões de Ca/Sr (16 a 25) e altas de Rb/Sr (14,95 a 21,69) com relação aos dacitos menos alterados (44 a 48)(0,28 a 0,50), valores que refletem claramente a forte perda de Sr associada intimamente à hidrólise e lixiviação dos feldespatos (Tabelas 15).

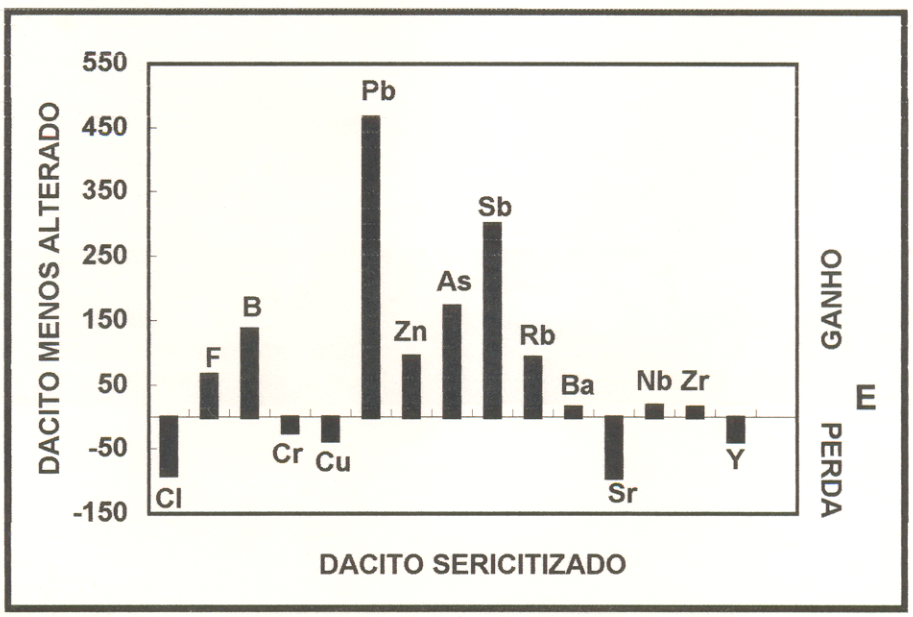


Figura 53 Ganhos e perdas químicas de elementos traços que ocorreram durante a sericitização dos dacitos menos alterados do cerro Stock Work.

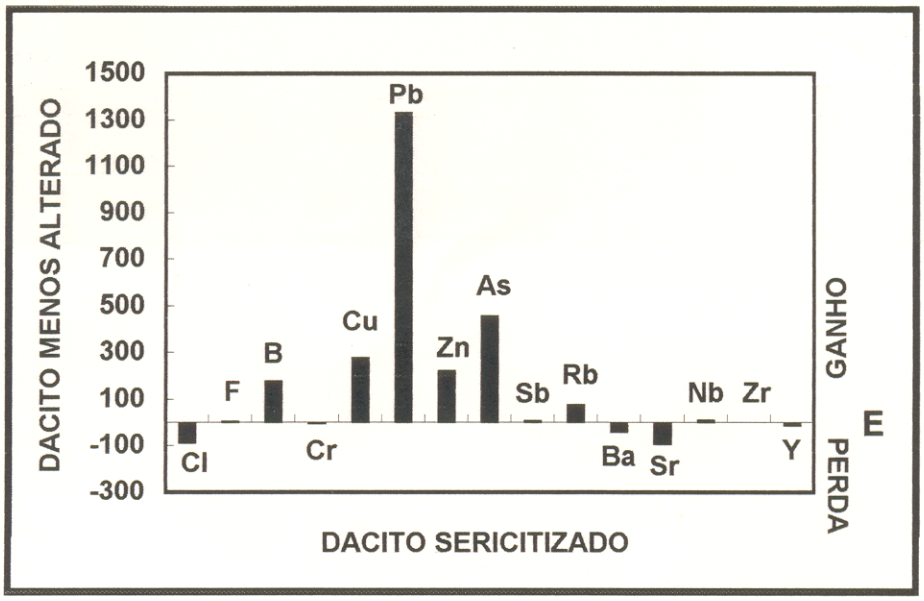


Figura 54 Ganhos e perdas químicas de elementos traços que ocorreram durante a sericitização dos dacitos hospedeiros do veio Wendy.

As variações observadas em Zr, Nb, Y e elementos maiores como P_2O_5 e TiO_2 são menos intensos por que estão associados com fases estáveis à alteração hidrotermal como zircão, rutilo e apatita.

4.3.1.2.1. Elementos terras raras (ETR)

Os dacitos sericitizados das áreas Wendy e Stock Work mostram padrões de distribuição de ETR muito semelhantes entre si, com leves diferenças na anomalia negativa de Eu (Figura 55a)(Tabelas 15 e 17). Quando comparados com os padrões de ETR dos dacitos menos alterados (Figuras 55b e 55c)(Tabelas 15 e 17), observa-se pequenas variações para as terras raras leves e uma diminuição generalizada para as terras raras pesadas.

Estes dados sugerem que os ETRL foram pouco afetados pelo hidrotermalismo, embora com pequenas variações (WD-29)(Figura 55c), e os ETRP foram mobilizados, com a conseqüente perda decorrente da substituição da granada pela sericita, fato que não afetou aos ETRL por estarem em concentrações muito pequenas. Os ETR são geralmente considerados como elementos potencialmente imóveis durante os processos metamórficos e hidrotermais. No entanto, estudos recentes verificaram a mobilidade dos ETR sob a ação dos fluidos hidrotermais, principalmente nas rochas alteradas relacionadas com jazidas minerais do tipo sulfeto maciços e filoneanos (ALDERTON et al. 1980; NARDI & LIMA, 1988; SCHNEIDER, et al. 1988; MACLEAN, 1989; MACLEAN & HOY, 1991; BARRET et al. 1993).

Tabela 17 Razões normalizadas de elementos terras raras dos dacitos sericitizados da mina Reserva, comparados com os dacitos menos alterados (normalização pelo condrito de EVENSEN et al. 1978).

	Dacitos menos alterados				Dacitos sericitizados			
	CP-3	CP-10	CP-14	WD-30	CP-4	CP-9	WD-9	WD-29
La_N/Yb_N	91,086	50,095	56,250	25,713	104,324	111,898	52,814	47,865
La_N/Sm_N	6,413	4,998	5,365	5,015	6,404	5,390	5,211	6,185
Gd_N/Yb_N	7,808	5,484	5,754	3,002	7,783	9,077	5,897	4,465
Eu_N/Eu^*	0,682	0,670	0,667	0,684	0,448	0,770	0,889	0,683

WD-9, WD-29 e WD-30 dacitos do veio Wendy ; CP-3, CP-4, CP-9, CP-10 e CP-14 dacitos do cerro Stock Work

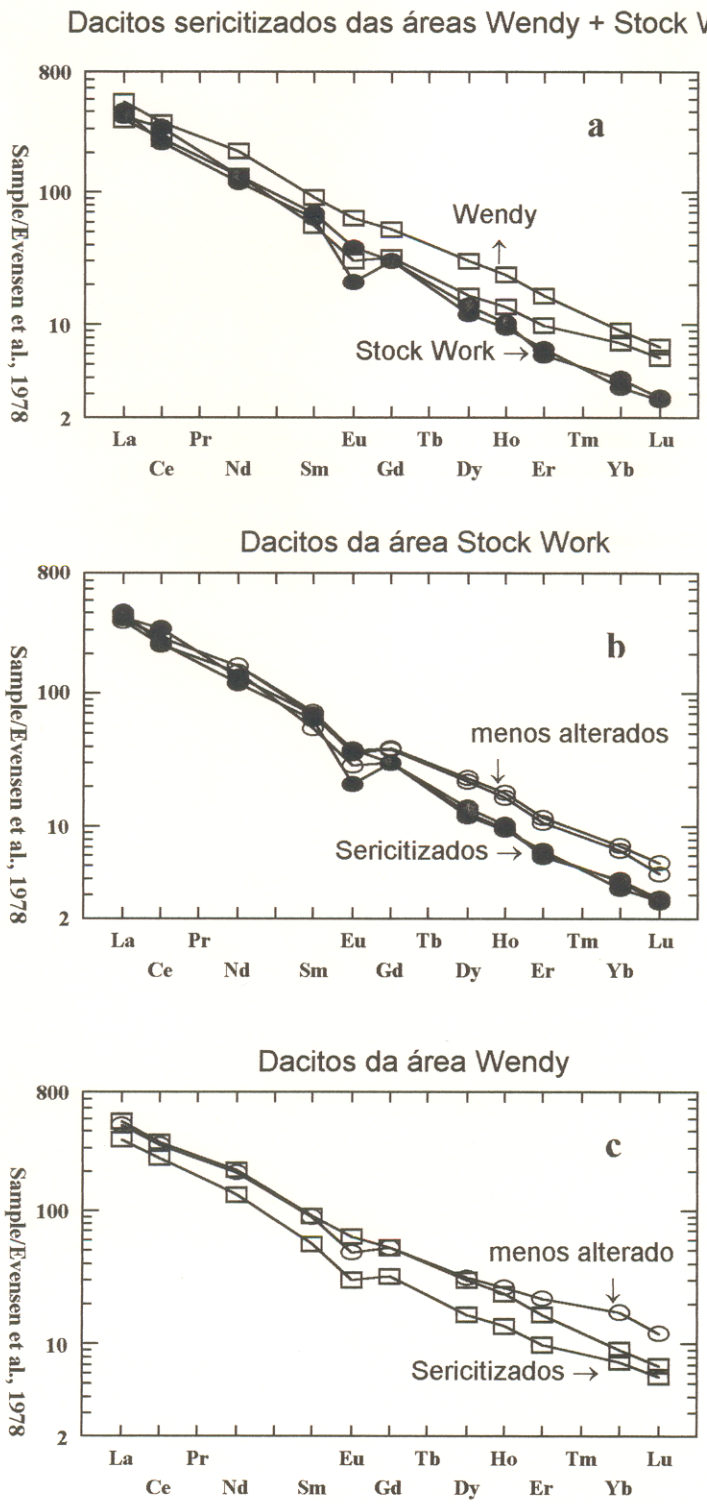


Figura 55 Padrões de distribuição dos elementos terras raras para os dacitos sericitizados das áreas Wendy e Stock Work em relação aos dacitos menos alterados.(normalizados com os valores condríticos de EVENSEN et al., 1978).

5. PROSPECÇÃO LITOGEOQUÍMICA NA ÁREA CERRO STOCK WORK

Este estudo foi realizado através da coleta de amostras em cinco travessas geoquímicas na área cerro Stock Work (Figuras 10, 56 e 57). Os resultados das análises químicas são apresentados no ANEXO C.

5.1. GEOLOGIA E MINERALIZAÇÃO

As rochas dominantes na área cerro Stock Work compreendem rochas vulcânicas miocênicas de composição dacítica e pequenos afloramentos paleozóicos metassedimentares (Figura 10). As rochas vulcânicas apresentam localmente forte alteração sericítica (cerro Stock Work) e com menor extensão clorita-sericita, enquanto as metassedimentares estão completamente sericitizadas.

A mineralização da área está representada por um veio de quartzo maciço que aflora a SW do cerro Stock Work (Figura 10; travessa 118,5 S), impregnado com cristais de esfalerita, galena, pirita, arsenopirita e calcopirita. Este veio, com 0,15 m de espessura e atitude N 14° W / 75°NE, está alojado em rochas metassedimentares fortemente sericitizadas que exibem abundante disseminação de pirita. Em superfície, o veio é constituído somente de quartzo e goethita e os sulfetos primários só ocorrem a partir de 1 a 2 m abaixo da superfície.

Por outro lado, no cerro Stock Work (travessa 85 S) (Figura 10), também afloram finas vênulas de quartzo associado com goethita (2 a 5 cm) cortando as rochas vulcânicas sericitizadas e as metassedimentares. Estas vênulas estão dispostas em forma subparalela, seguindo uma direção geral de N 15° W e mergulhos subverticais. Nestas vênulas não foram encontrados os sulfetos primários.

A presença destas vênulas de quartzo com goethita disseminada, associadas com halos de alteração hidrotermal, foram os principais aspectos geológicos, utilizados pela empresa de mineração Tuntoco/Fortaleza S.A. (proprietária da mina), para selecionar a área para a prospecção de prováveis mineralizações sulfetadas, onde foram utilizados dados de litogeoquímica.

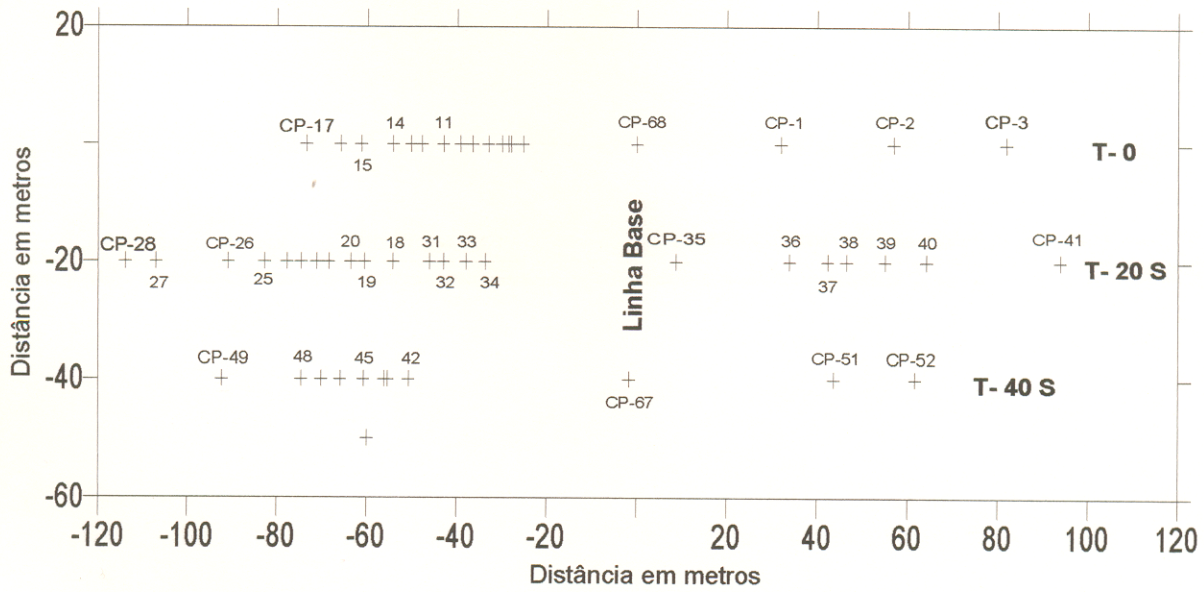


Figura 56. Mapa de amostragem geoquímica no cerro Stock Work (Travessas 0, 20 S e 40 S)

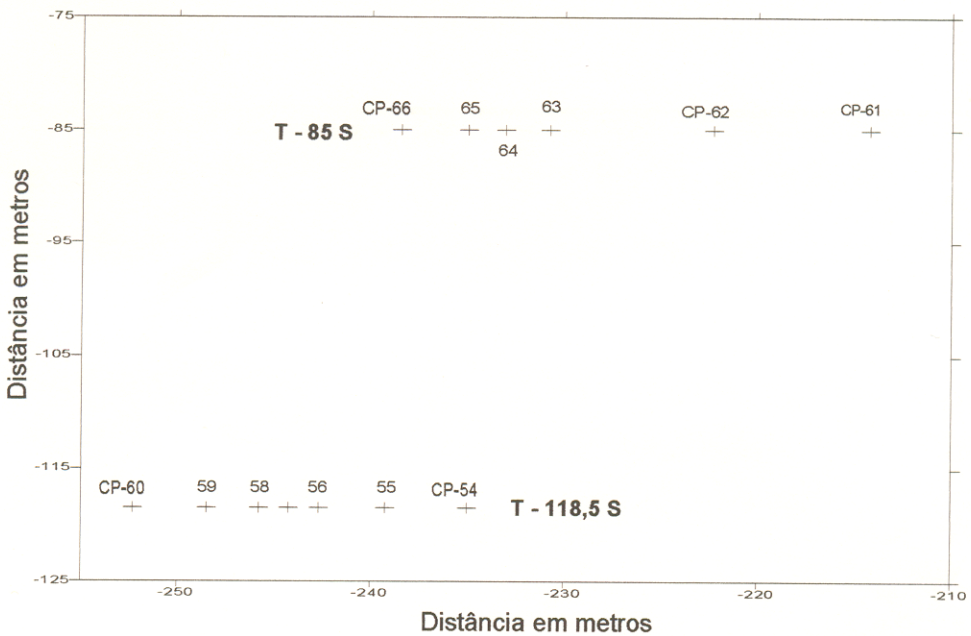


Figura 57. Mapa de amostragem geoquímica ao longo das travessas 85 e 118,5 S no cerro Stock Work

5.2. *BACKGROUND E THRESHOLD*

Para o cálculo do *background* e *threshold*, os dados químicos foram agrupados segundo as principais litologias (rochas vulcânicas dacíticas e metassedimentares). Os valores muito altos ou muito baixos (*outliers*), foram excluídos a fim de dar maior homogeneidade e representatividade às populações.

Para as rochas vulcânicas dacíticas, o *background* e *threshold* foram calculados a partir dos dados das rochas dacíticas menos alteradas (Figura 10), que representam, sem dúvida, o *background* local dessas rochas. Para as rochas metassedimentares, a situação é mais complexa, devido à forte sericitização a que foram submetidas, não ocorrendo a rocha inalterada correspondente.

Os valores *background* e *threshold* foram calculados usando as fórmulas convencionais propostas por HAWKES & WEBB (1962), LEPELTIER (1969), SINCLAIR (1974) e SIEGEL (1992) como:

b = X e **t** = X $\pm$ 2S onde: b = *background* , X = média e S = desvio padrão.

Para as rochas metassedimentares, o *threshold* foi calculado, segundo t = X $\pm$ 1S em virtude da ausência de rocha inalterada.

5.3. RESULTADOS

Nas Tabelas 18, 19 e 20 é apresentada a estatística básica para as concentrações geoquímicas nas rochas do cerro Stock Work. Observa-se claramente, entre as litologias, fortes diferenças nos conteúdos médios de cada um dos elementos analisados, o que ratifica quimicamente as diferenças litológicas e os efeitos da alteração hidrotermal a que foram submetidas, conforme discutidos nos itens de petrografia, geoquímica e alterações hidrotermais.

Tabela 18 Sumário estatístico para as concentrações geoquímicas nos dacitos menos alterados do cerro Stock Work em (ppm).

Elementos	N	% população	X	S	Cof. var.	Mínimo	Máximo	*Threshold*
Zn	17	100	79	19	0,24	49	107	117
Pb	16	94	49	11	0,22	37	81	71
Cu	17	100	17	6	0,35	8	31	29
Cd	17	100	5	2	0,40	2	8	9
Sn	16	94	7	10	1,43	2	40	27
As	17	100	12	8	0,67	4	35	28
Sb	17	100	1	0,6	0,60	0,5	3	2
B	17	100	36	14	0,39	5	68	64
Ba	17	100	840	75	0,09	707	969	990
Rb	17	100	224	26	0,12	178	261	276
Y	17	100	31	5	0,16	23	40	41
Zr	17	100	294	29	0,10	226	331	352
Sr	17	100	489	28	0,06	423	530	545
Nb	17	100	37	4	0,11	29	43	45

Tabela 19 Sumário estatístico para as concentrações geoquímicas nos dacitos fortemente sericitizados do cerro Stock Work em (ppm).

Elementos	N	% população	X	S	Cof. Var.	Mínimo	Máximo	*Background*	*Threshold*
Zn	11	100	160	135	0,84	40	416	79	117
Pb	11	100	217	167	0,77	71	554	49	71
Cu	11	100	11	4	0,36	6	17	17	29
Cd	11	100	5	0,9	0,18	4	7	5	9
Sn	11	100	18	22	1,22	2	70	7	27
As	11	100	25	16	0,64	4	55	12	28
Sb	11	100	14	26	1,86	1	91	1	2
B	11	100	67	11	0,16	51	84	36	64
Ba	11	100	888	107	0,12	725	1091	840	990
Rb	11	100	419	44	0,10	356	499	224	276
Y	11	100	17	4	0,23	9	22	31	41
Zr	11	100	294	43	0,15	195	357	294	352
Sr	10	91	28	10	0,36	22	55	489	545
Nb	11	100	37	6	0,16	25	48	37	45

Tabela 20 Sumário estatístico para as concentrações geoquímicas nas rochas metassedimentares do cerro Stock Work em (ppm).

Elementos	N	% população	X	S	Cof. Var.	Mínimo	Máximo	*Threshold*
Zn	12	86	49	34	0,69	21	145	83
Pb	11	79	75	59	0,79	18	189	134
Cu	14	100	15	9	0,60	1	33	24
Cd	14	100	3	2	0,67	1	7	5
Sn	14	100	8	11	1,38	2	37	19
As	14	100	23	12	0,52	5	44	35
Sb	14	100	6	5	0,83	1	15	11
B	13	93	72	17	0,24	46	100	89
Ba	11	79	591	32	0,05	552	660	623
Rb	13	93	339	69	0,20	215	435	408
Y	14	100	41	10	0,24	31	71	51
Zr	14	100	275	59	0,21	176	403	334
Sr	11	79	28	13	0,46	8	47	41
Nb	14	100	21	4	0,19	10	25	25

A distribuição dos elementos em questão, nos dacitos menos alterados (Tabela 18), é muito mais homogênea em relação a seus equivalentes sericitizados, o que é mostrado claramente pelos valores dos coeficientes de variação, em geral menores do que 0,50, excetuando As e Sb, cujos valores cobrem intervalos mais amplos.

Os dacitos fortemente sericitizados sofreram acentuadas modificações químicas, em relação aos dacitos menos alterados, marcadas claramente por um enriquecimento de Zn, Pb, Sn, As, Sb, B e Rb. Paralelamente, ocorreu expressiva perda de Sr e Y. Já os elementos como Zr, Nb, Ba, Cu e Cd apresentam apenas pequenas variações (Tabela 19), ou seja são praticamente imóveis.

As rochas metassedimentares fortemente sericitizadas são mais ricas em Pb, As, Sb, B, Rb, Y e mais pobres em Sr, Ba, Zn, Cd e Nb, quando comparadas com os dacitos menos alterados. Enquanto as concentrações dos elementos Cu, Sn e Zr são muito semelhantes entre si (Tabelas 18 e 20). Em relação aos dacitos fortemente sericitizados, as rochas metassedimentares são mais ricas apenas em Y e Cu, estando empobrecidas em Zn, Pb, Cd, Sn, Sb, Ba, Rb e Nb. As concentrações médias de Sr, B, Zr e As nestas rochas são quase equivalentes (Tabelas 18 e 19).

5.3.1. Anomalias litogeoquímicas

Dos catorze elementos analisados, os maiores contrastes químicos foram obtidos para Zn, Pb, As, Sb, Rb e Sr, os quais delimitaram as zonas anômalas nos mapas geoquímicos de isoteores (Figuras 58, 59, 60, 61, 62, 63, 64 e 65).

Os mapas geoquímicos de isoteores para as rochas de superfície (Figuras 58 a 65) mostraram fortes anomalias primárias de Zn, Pb, As, Sb, Rb, B e Sn (B e Sn não indicados) para a área cerro Stock Work, que coincidem com as fortes anomalias negativas de Sr e Y (não indicado).

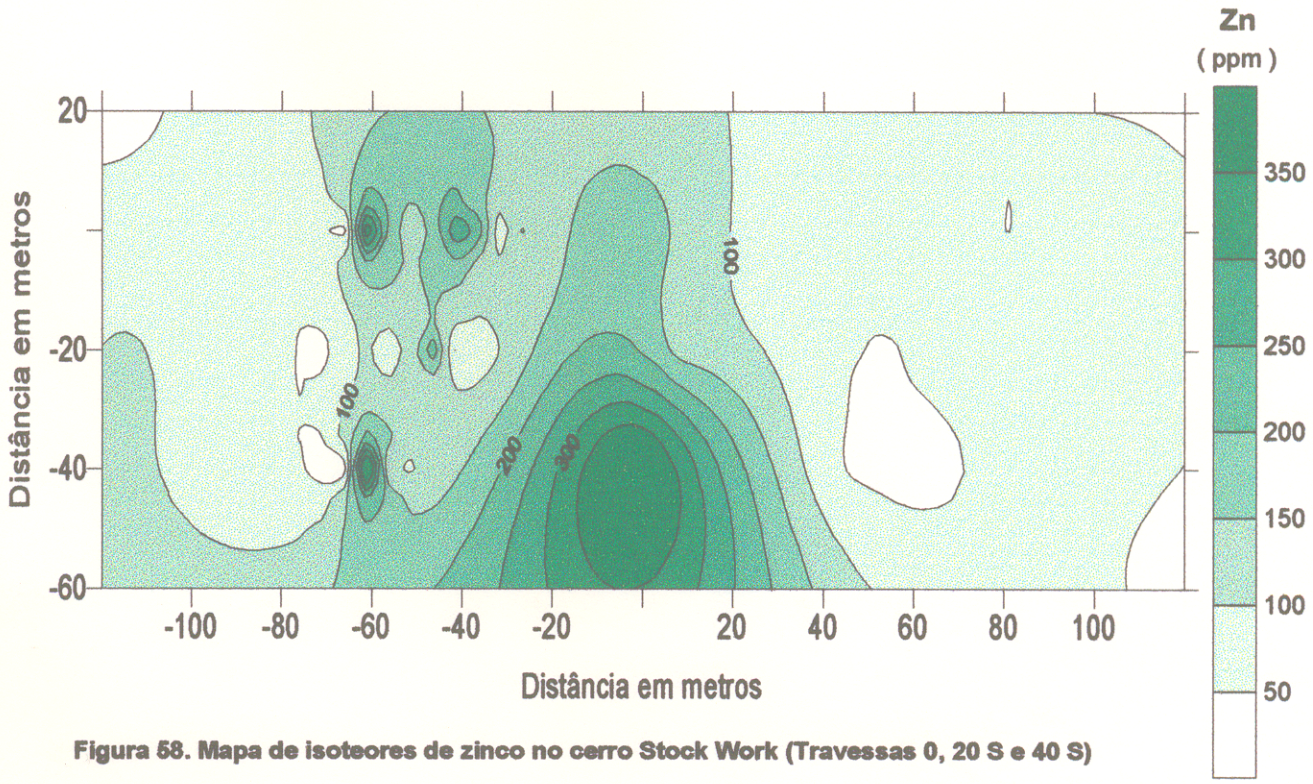


Figura 58. Mapa de isoteores de zinco no cerro Stock Work (Travessas 0, 20 S e 40 S)

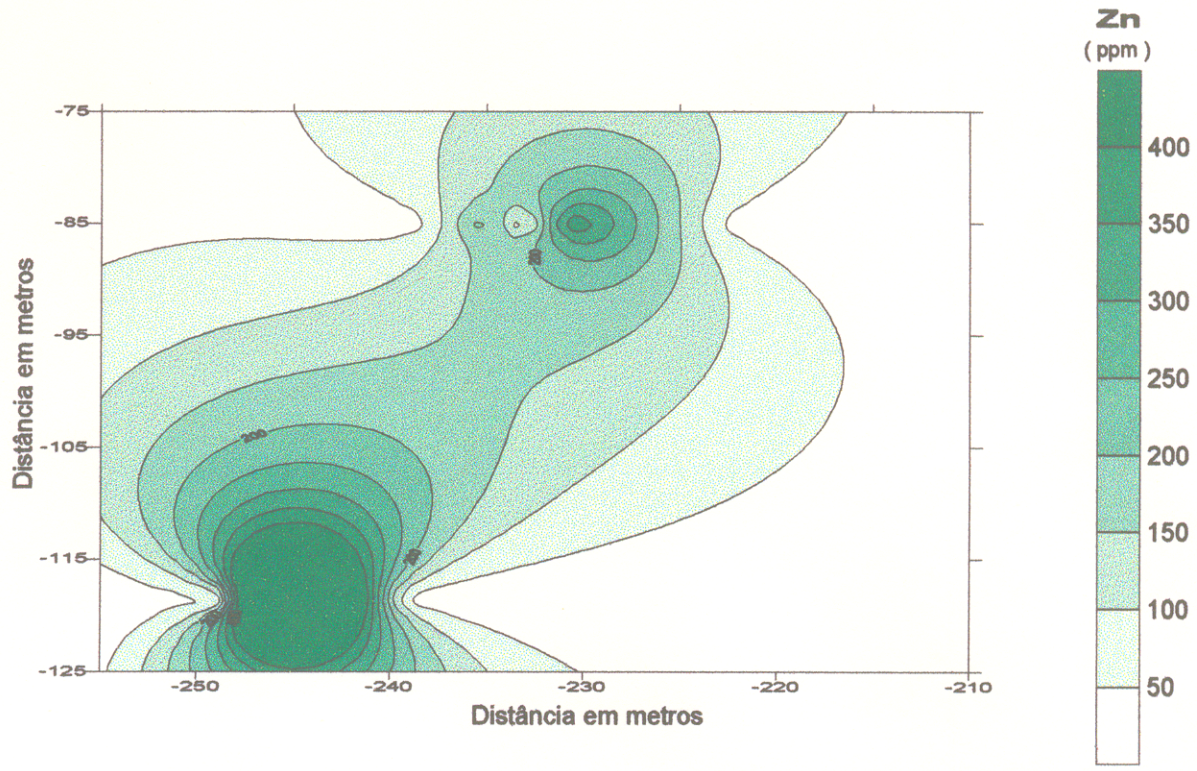


Figura 59. Mapa de isoteores de zinco no cerro Stock Work (Travessas 85 e 118,5 S)

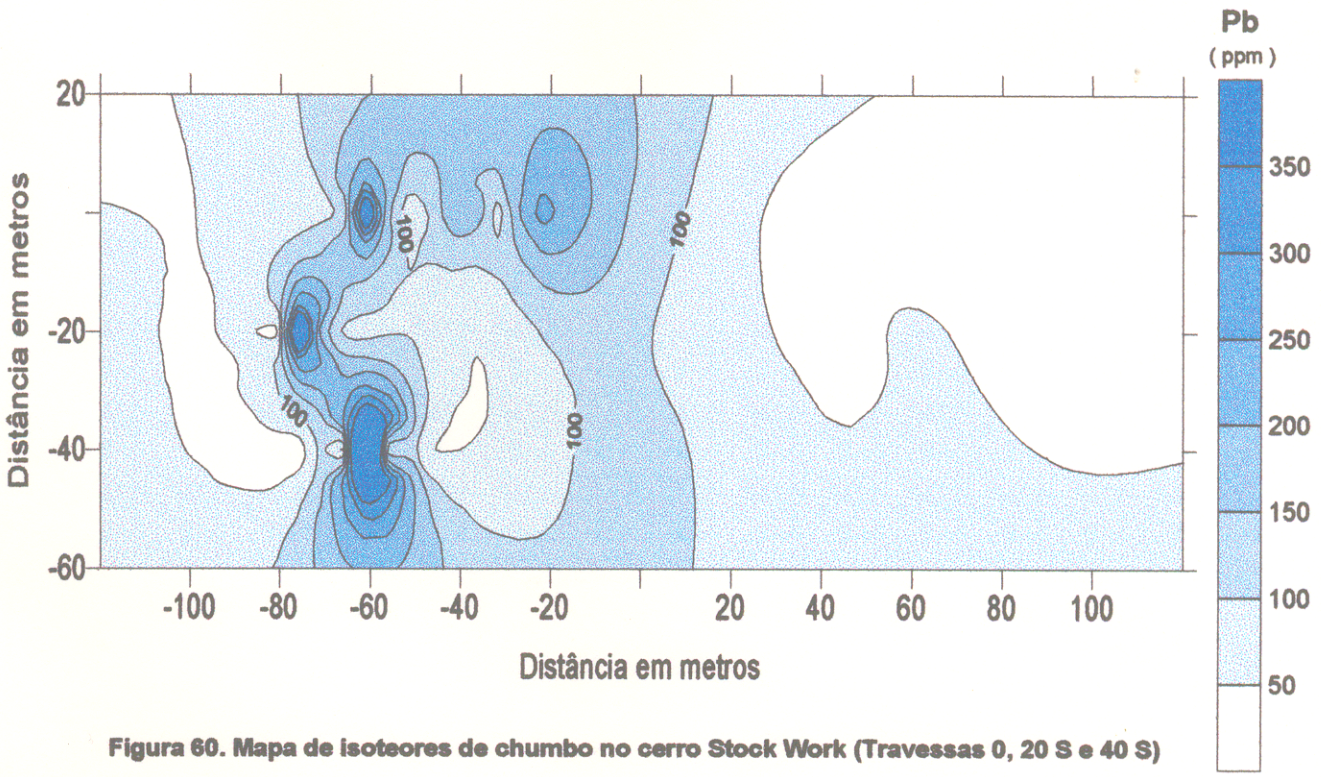


Figura 60. Mapa de isoteores de chumbo no cerro Stock Work (Travessas 0, 20 S e 40 S)

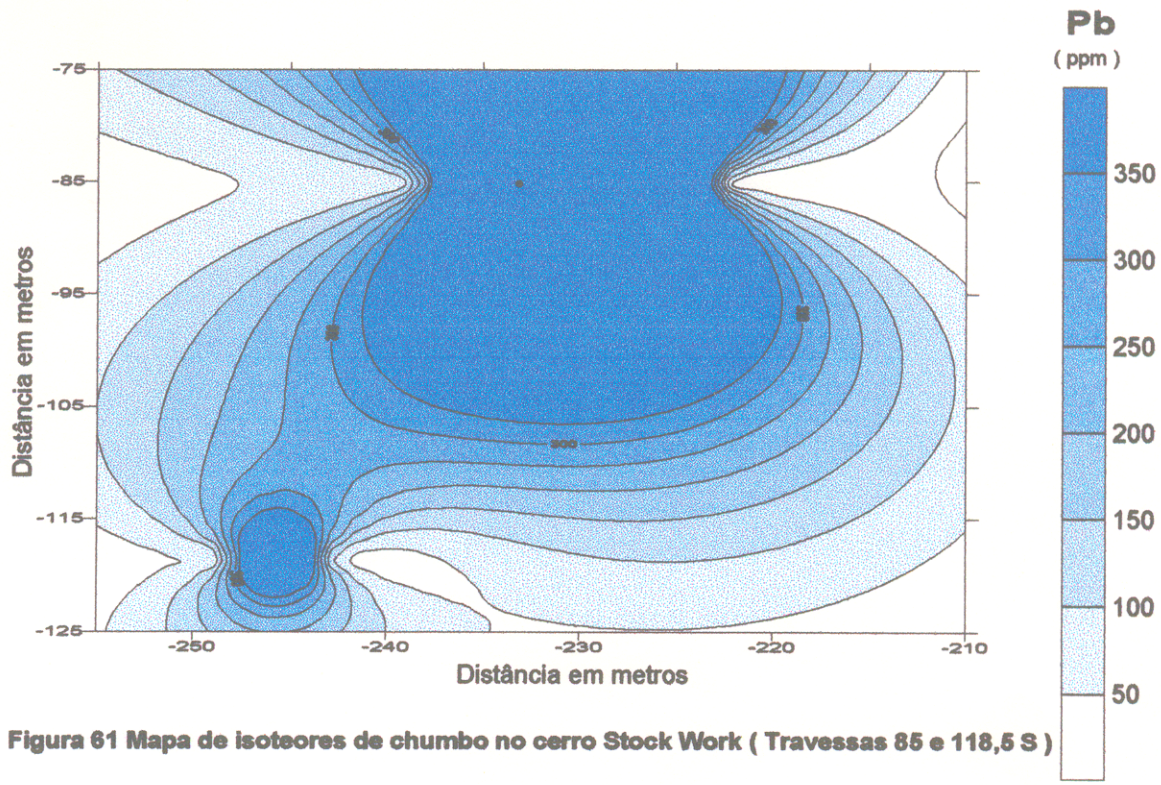


Figura 61 Mapa de isoteores de chumbo no cerro Stock Work (Travessas 85 e 118,5 S)

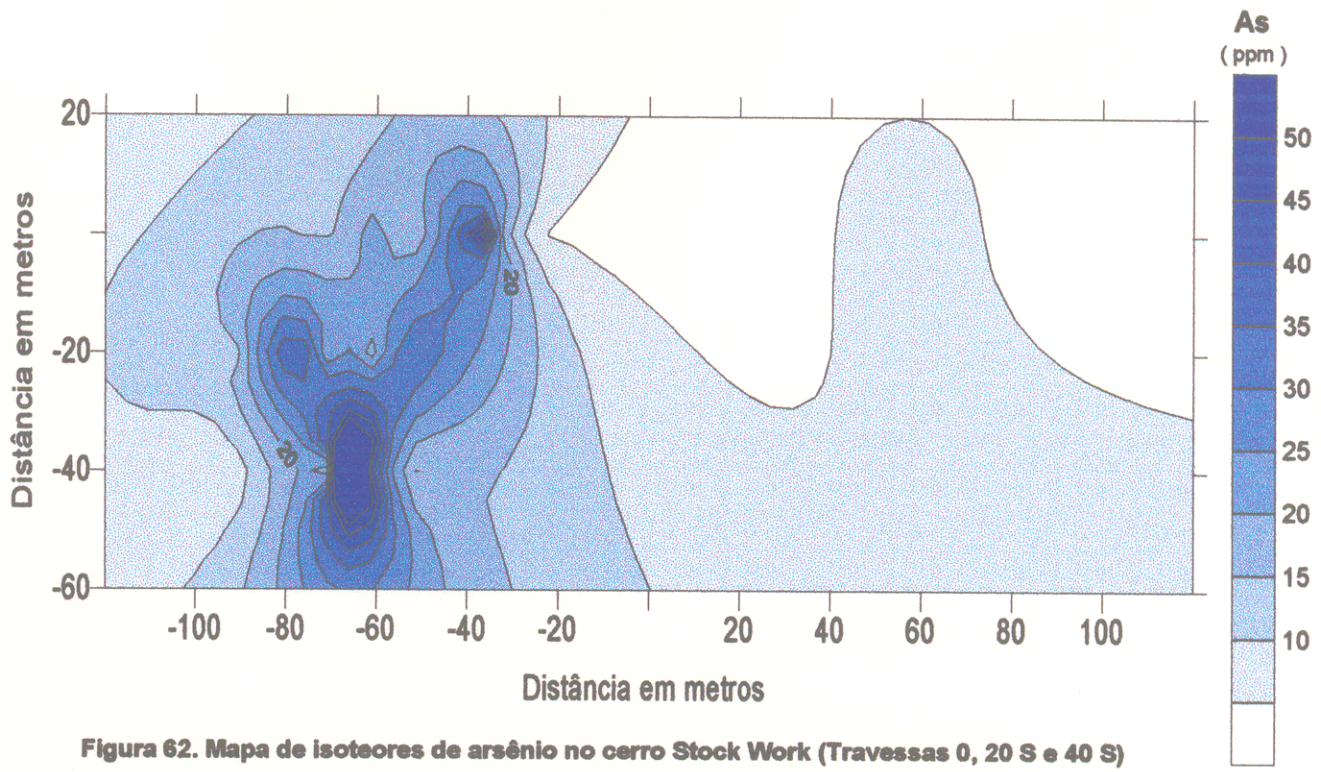


Figura 62. Mapa de isoteores de arsênio no cerro Stock Work (Travessas 0, 20 S e 40 S)

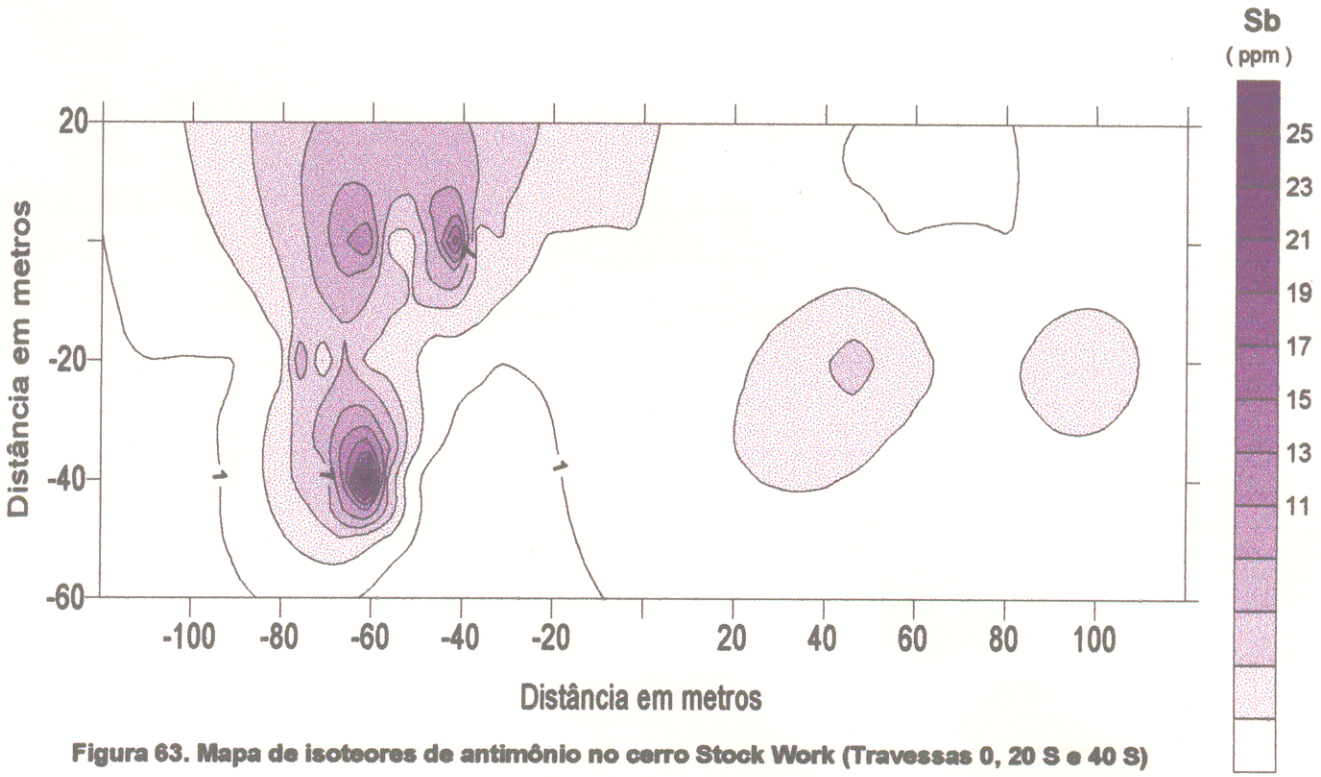


Figura 63. Mapa de isoteores de antimônio no cerro Stock Work (Travessas 0, 20 S e 40 S)

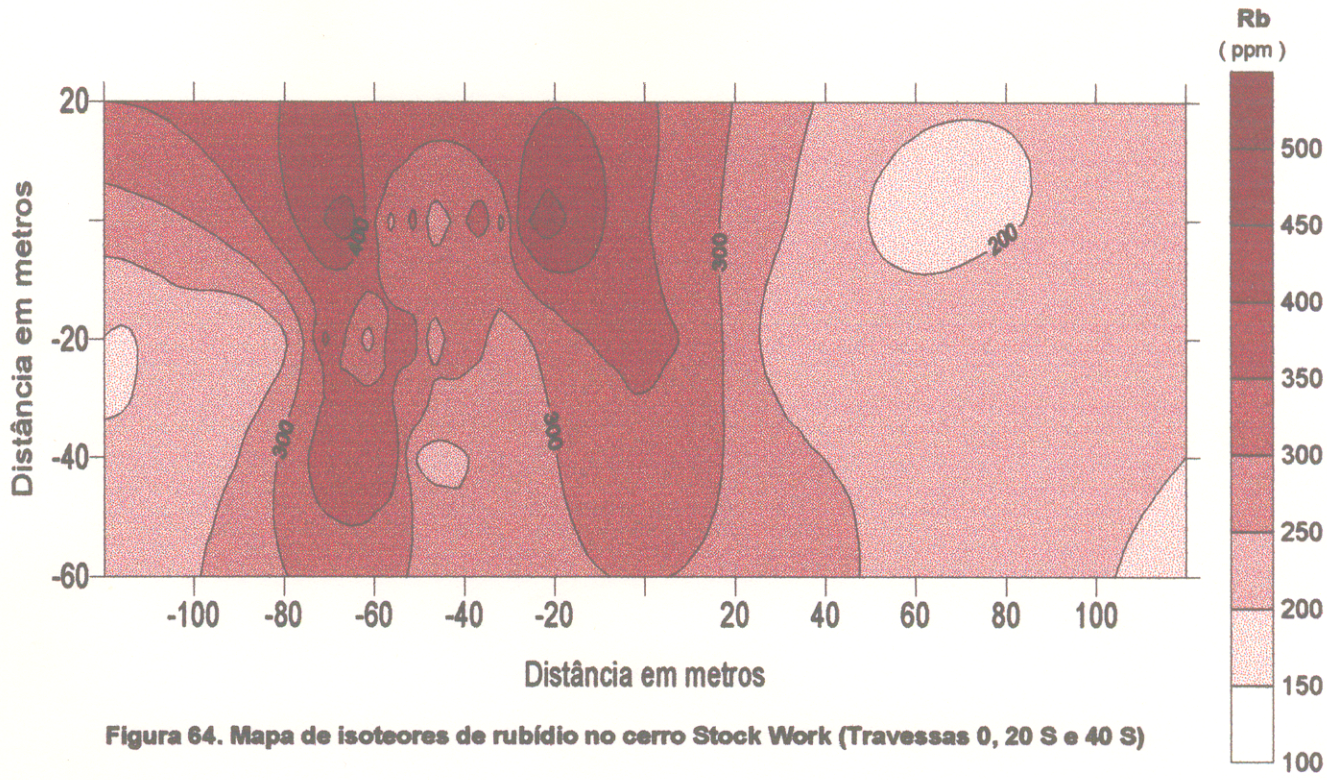


Figura 64. Mapa de isoteores de rubídio no cerro Stock Work (Travessas 0, 20 S e 40 S)

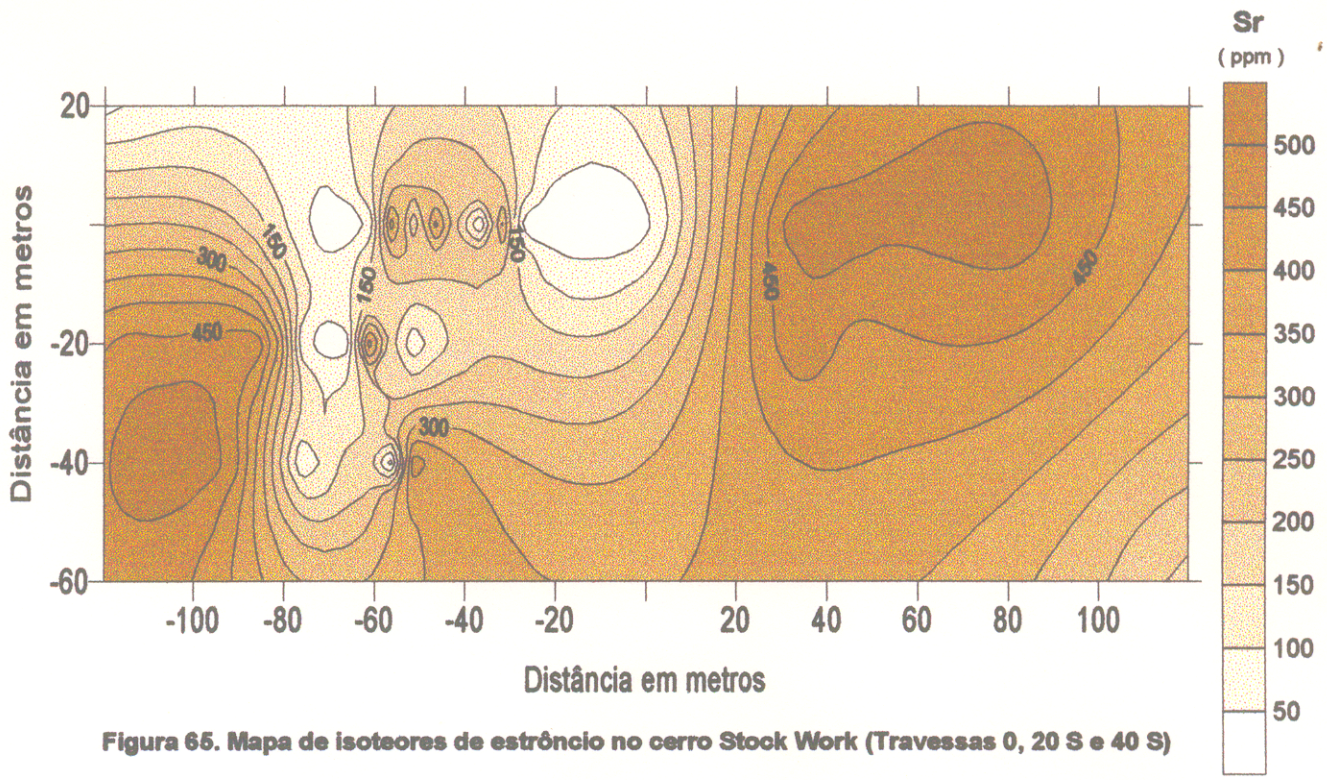


Figura 65. Mapa de isoteores de estrôncio no cerro Stock Work (Travessas 0, 20 S e 40 S)

As anomalias positivas mostram padrões de dispersão estreitos e irregulares, mas muito similares entre si, relacionados diretamente com a ocorrência de halos de alteração sericítica e vênulas de quartzo com goethita disseminada (Figuras 10, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 64 e 65), indicando forte afinidade geoquímica entre estes elementos. Da mesma forma, as anomalias negativas de Sr mostram padrões de dispersão estreitos e irregulares que são coincidentes com as áreas de anomalias positivas.

As anomalias geoquímicas positivas e negativas se restringem especificamente ao cerro Stock Work situado a oeste da linha base (Figura 10), delimitando uma faixa anômala de 100 m de comprimento por 100 m de largura, de orientação norte-sul, que é coerente com a atitude geral das vênulas de quartzo com goethita disseminada (entre - 80 m a 20 m) (Figuras 58, 60, 62, 63, 64 e 65). Nas travessas 85 S e 118,5 S (Figuras 10, 59 e 61) também foram encontradas duas fortes anomalias de Zn e Pb, ligadas diretamente a veio de quartzo sulfetado e vênulas de quartzo com goethita disseminada.

As concentrações anômalas de **zinco** (Figuras 58 e 59), para todo o conjunto litológico, estão limitadas pela linha de isoteor de 100 ppm que delimita os pontos anômalos a oeste da linha base (Figura 58). As anomalias mais fortes estão relacionadas com quatro pontos localizados nas travessas 0 e 40 S que cortam rochas dacíticas sericitizadas e rochas metassedimentares, cujos valores variam de 390 a 5.114 ppm (amostras CP-11, CP-15, CP-67 e CP-45b)(ANEXO C)(Figura 10). Os valores mais baixos de Zn e demais elementos associados, ocorrem nas rochas dacíticas menos alteradas, situadas principalmente a leste da linha base, correspondendo ao *background* local desses dacitos.

Na Figura 59, da mesma forma, a linha de isoteor 100 ppm de Zn constitui o valor anômalo mais externo, e os pontos fortemente anômalos concentram-se diretamente ligados a vênulas finas de quartzo impregnadas de goethita e ao veio de quartzo com disseminações de cristais de esfalerita, galena, pirita, arsenopirita e calcopirita, com teores variando de 241 a 1.741 ppm (amostras CP-56, CP-57 e CP-58a e CP-58b)(ANEXO C)(Figura 10).

Os padrões de distribuição de **chumbo** (Figuras 60 e 61) são muito semelhantes ao do zinco. Na Figura 60, as zonas anômalas estão encerradas pela linha de isoteor de 100 ppm, definindo o cerro Stock Work como uma zona fortemente anômala. As anomalias mais fortes de Pb (Figura 60) estão ligadas diretamente aos dacitos fortemente sericitizados e às rochas metassedimentares cortadas por finas vênulas de quartzo com goethita disseminada, cujos teores variam de 205 a 2.799 ppm (amostras CP-4, CP-9, CP-11, CP-15, CP-23, CP-45b)(ANEXO C). Na Figura 61, o chumbo mostra padrão de dispersão similar ao do zinco, destacando os mesmos pontos anômalos, com teores que variam de 380 a 3.070 ppm (amostras CP-57, CP-58a, CP-58b, CP-63 e CP-65)(ANEXO C).

As anomalias de **arsênio** (Figura 62) correspondem, em grande parte, aos mesmos pontos anômalos registrados para Zn e Pb, sendo consideradas fortemente anômalas as áreas delineadas pela linha de isoteor de 30 ppm. As maiores concentrações de arsênio foram encontradas em amostras com goethita (CP-45b = 142 ppm) e na amostra CP-58a (8.838 ppm) que está relacionada diretamente com sulfetos primários de Zn, Pb, Fe e As (Figura 10).

O **antimônio** (Figura 63) mostra boa correlação com o Zn, Pb e As. As áreas anômalas são contornadas pela linha de isoteor de 3 ppm para os dacitos e 9 ppm para as rochas metassedimentares, que delimitam grande parte dos pontos anômalos registrados para Zn, Pb e As. Teores extremamente anômalos de Sb estão relacionados com a goethita (CP-45b: 2.170 ppm; CP-58a: 142 ppm) (ANEXO C).

Os teores de **rubídio** também aumentam nos dacitos sericitizados e rochas metassedimentares que exibem anomalias de Zn e Pb, sendo que as zonas anômalas de Rb (Figura 64) estão contornadas pela linha de isoteor de 300 ppm (ANEXO C).

As amostras de quartzo com goethita disseminada (CP-45b e CP-58a), fortemente enriquecidas em metais básicos (Zn, Pb, Cu, Sn), são, por outro lado, fortemente empobrecidas em Rb e Ba, refletindo com isso, uma forte incompatibilidade dos óxi-hidróxidos de ferro com os elementos traços Ba, Rb, Zr, Y, Nb e Sr.

A distribuição do **estrôncio** (Figura 65) é totalmente antagônica à distribuição do Zn, Pb, As, Sb e Rb. As anomalias positivas desses elementos são marcadas por fortes anomalias negativas de Sr, com teores inferiores a 150 ppm (ANEXO C).

Dentre os outros elementos, o B também apresenta teores muito elevados nos pontos anômalos de Zn, Pb, As, Sb e Rb. Já o Sn e Ba apresentam distribuições mais irregulares, mostrando leves enriquecimentos pontuais nos dacitos sericitizados. Por outro lado, o Y, da mesma forma que Sr, constitui anomalias negativas nos dacitos sericitizados ricos em Zn, Pb e demais elementos associados. Zr e Nb, entretanto, permanecem quase invariáveis. Nas rochas metassedimentares, a distribuição de quase todos os elementos é muito irregular. E muito difícil de avaliar seus contrastes e distribuições, devido à ausência da rocha inalterada.

5.3.2. Associações geoquímicas

A matriz de correlação (Tabela 21) para os elementos analisados nas rochas vulcânicas dacíticas (significância de 0,05 ou uma segurança de 95 %) mostra claramente as seguintes associações geoquímicas:

1) Zn-Pb-As-Sb-(Rb)-(B)-(Ba)

2) Sr-Y-(Cu)

3) Zr-Nb.

Estas associações são coerentes com os padrões de distribuição observados nos mapas geoquímicos.

A associação geoquímica Zn-Pb-As-Sb-(Rb)-(B)-(Ba) está relacionada diretamente com processos de enriquecimento metassomático, produto da alteração hidrotermal sericítica a que foram submetidas estas rochas. A associação geoquímica Sr-Y-(Cu) indica uma forte lixiviação, principalmente de Sr, relacionada à hidrólise dos feldspatos e a substituição da biotita e granada por sericita (Y).

A associação Zr-Nb ratifica a afinidade geoquímica destes elementos com minerais estáveis frente aos procesos hidrotermais, como o zircão.

Tabela 21 Matriz de correlação para as rochas vulcânicas dacíticas (N = 28)

	Zn	Pb	Cu	Cd	Sn	As	Sb	B	Ba	Rb	Y	Zr	Sr	Nb
Zn	1,00													
Pb	**0,57**	1,00												
Cu	- 0,10	- 0,37	1,00											
Cd	0,23	0,15	- 0,22	1,00										
Sn	- 0,06	0,07	- 0,14	- 0,18	1,00									
As	**0,59**	**0,38**	- 0,18	0,20	- 0,16	1,00								
Sb	**0,70**	0,35	- 0,25	0,08	- 0,07	**0,55**	1,00							
B	0,34	**0,42**	**- 0,46**	0,20	0,03	**0,37**	0,14	1,00						
Ba	0,22	0,25	- 0,01	- 0,17	- 0,10	**0,58**	0,26	0,18	1,00					
Rb	0,26	**0,58**	**- 0,67**	0,18	0,18	0,35	0,24	**0,76**	0,23	1,00				
Y	**- 0,43**	**- 0,59**	**0,57**	- 0,35	- 0,09	**- 0,49**	**- 0,47**	**- 0,61**	- 0,22	**- 0,77**	1,00			
Zr	- 0,06	0,07	- 0,19	- 0,12	0,12	- 0,16	- 0,11	0,02	- 0,18	0,11	0,33	1,00		
Sr	**- 0,44**	**- 0,64**	**0,57**	- 0,18	- 0,15	**- 0,48**	**- 0,40**	**- 0,79**	- 0,22	**- 0,94**	**0,81**	- 0,08	1,00	
Nb	- 0,01	0,19	- 0,07	0,00	- 0,14	- 0,26	- 0,16	0,06	- 0,29	0,17	0,11	**0,67**	- 0,11	1,00

valores ressaltados com negrito, são correlações significativos

5.3.3. Comparação com os dacitos encaixantes do veio Wendy

O dacito menos alterado do veio Wendy, quando comparado com os dacitos menos alterados do cerro Stock Work (Tabela 21), mostra um *background* muito mais elevado de Zn, Pb, Sb, Ba, Sr, Y e Zr, e mais baixo de Cu, As, Rb e B, e teores similares para os outros elementos. É provável que os altos teores de Zn, Pb e Sb sejam uma expressão direta da influência das mineralizações do veio Wendy, e os outros elementos como Ba, Sr, Y e Zr se explicam mineralogicamente pela maior ocorrência modal de plagioclásio, zircão e granada.

Em geral, os dacitos sericitizados que hospedam o veio Wendy são também mais enriquecidos em Zn, Pb, Cu, Cd, Sn, As, Sb, Y, Zr e Sr, e mais pobres em Ba com relação aos dacitos sericitizados do cerro Stock Work (Tabela 22).

Tabela 22 Concentrações médias de elementos traços em (ppm), nos dacitos das áreas cerro Stock Work e veio Wendy, com seus respectivos fatores de enriquecimento / empobrecimento (F.E).

	cerro Stock Work			veio Wendy		
	DACITO			DACITO		
Elementos	menos alterado	sericitizado	F.E.	menos alterado	sericitizado	F.E.
Zn	79	160	2,0	98	909	9,3
Pb	49	217	4,4	115	958	8,3
Cu	17	11	- 1,5	9	20	2,2
Cd	5	5	1,0	4	11	2,7
Sn	7	18	2,6	8	32	4,0
As	12	25	2,1	7	52	7,4
Sb	1	14	14,0	12	22	1,8
B	36	67	1,9	26	69	2,7
Ba	840	888	1,1	1.022	463	- 2,2
Rb	224	419	1,9	187	354	1,9
Y	31	17	- 1,8	54	46	- 1,2
Zr	294	294	1,0	366	344	- 1,1
Sr	489	28	- 17,5	667	53	- 12,5
Nb	37	37	1,0	34	35	1,0

O que mais se destaca nos dacitos sericitizados do veio Wendy é o forte enriquecimento de Zn (909 ppm), Pb (958 ppm) e As (52 ppm), com fatores de enriquecimento muito elevados.

Os fatores de enriquecimento/empobrecimento (F.E.)(Tabela 22) dos elementos analisados em dacitos menos alterados e sericitizados, tanto na área cerro Stock Work como no veio Wendy, mostram comportamentos similares entre si, com exceção de Ba, Cu e Cd. No entanto, vale ressaltar que as proporções dos fatores de enriquecimento/empobrecimento apresentam diferenças importantes principalmente para Zn, Pb e As.

O Ba, nos dacitos sericitizados encaixantes do veio Wendy diminui quase 50% em relação a seus equivalentes menos alterados. Entretanto nos dacitos sericitizados do cerro Stock Work, os teores de Ba aumentam levemente com relação aos dacitos

menos alterados. É provável que a razão deste comportamento tenha sido a maior intensidade da alteração hidrotermal nos dacitos do veio Wendy.

Em relação aos outros elementos, as tendências de ganhos e perdas dos dacitos menos alterados em relação aos sericitizados, para as duas áreas de estudo, são similares, o que sugere portanto, processos hidrotermais em condições físico-químicas semelhantes para a alteração dos dacitos do veio Wendy e cerro Stock Work. Essa inferência é respaldada pela estreita correlação de dados químicos e assembléia mineral de alteração, que de fato, sugerem com grande possibilidade, a ocorrência de corpos mineralizados sulfetados em subsuperfície, os quais seriam responsáveis pelas anomalias geoquímicas primárias de Zn, Pb, As, Sb, Rb e Sr identificadas na área cerro Stock Work.

5.3.4. Sumário de dados

As concentrações anômalas de Zn, Pb, As, Sb, Sn, Rb e B, encontradas na área cerro Stock Work, estão diretamente relacionadas com as rochas dacíticas sericitizadas, rochas metassedimentares sericitizadas e vênulas de quartzo com goethita disseminada, o que sugere estreita associação com processos hidrotermais.

O resumo estatístico e os mapas geoquímicos dos dacitos menos alterados e dacitos fortemente sericitizados, permitem concluir que as soluções hidrotermais responsáveis pela alteração sericítica dos dacitos que afloram no cerro "Stock Work", propiciaram um enriquecimento metassomático de Zn, Pb, Sn, As, Sb, B e Rb, forte perda de Sr, Y e Cu, e imobilidade de Cd, Ba, Zr e Nb. Os mapas geoquímicos da área cerro Stock Work também mostram, de forma clara, fortes anomalias primárias positivas de Zn e Pb, assim como de As, Sb, Rb, B e Sn que coincidem com anomalias negativas de Sr e Y.

As anomalias de Pb e Zn nas travessas 0, 20 S e 40 S (Figuras 10, 58, 60, 62, 63, 64 e 65) (amostras CP-4, CP-9, CP-11, CP-15, CP-20, CP-23, CP-30, CP-31, CP-35, CP-43, CP-45b, CP-67 e CP-68) (ANEXO C), são correlacionadas com os dacitos sericitizados, rochas metassedimentares sericitizadas e vênulas de quartzo com

disseminações de goethita, que se sobrepõem em grande parte com anomalias de As, Sb, Rb, B e (Sn). Anomalias de Pb e Zn foram encontradas também nas travessas 85 S e 118,5 S (Figuras 10, 57, 59 e 61) (amostras CP-56, CP-57, CP-58a, CP-58b, CP-63 e CP-65)(ANEXO C), relacionadas diretamente com veio de quartzo com cristais disseminados de esfalerita, galena, pirita, arsenopirita e calcopirita, e finas vênulas de quartzo com disseminações de goethita, que seccionam as rochas metassedimentares sericitizadas.

A intima relação entre as anomalias geoquímicas positivas de Zn, Pb, As, Sb, Rb, B e Sn, e as negativas de Sr e Y, com os halos de alteração hidrotermal sericítica, vênulas de quartzo com goethita disseminada, e veio de quartzo sulfetado, sugerem a presença de corpos mineralizados sulfetados em subsuperfície. Os fatores de enriquecimento e empobrecimento dos dacitos sericitizados do cerro Stock Work, muito semelhantes aos dacitos encaixantes do veio Wendy, também respaldam a posibilidade de encontrar mineralizações sulfetadas relacionados com os pontos fortemente anômalos.

Os padrões de dispersão primária de caráter epigenético de Zn, Pb, As, Sb, Rb, Sn, B, Sr e Y, no cerro Stock Work, são delgadas (máximo 10 m de largura) e irregulares, sugerindo um controle estrutural, provavelmente através das fraturas e microfraturas subverticais.

Os teores extremamente altos de Zn, Pb, As, Sb e Sn foram obtidos em vênulas de quartzo com disseminações de goethita, ou somente goethita. Segundo SIEGEL (1992) os óxi-hidróxidos de ferro possuem alta capacidade de absorção de metais, devido a sua grande área superficial por unidade de peso. Portanto, nesta região, os afloramentos de vênulas de quartzo com impregnações de óxi-hidróxidos de ferro se constituem excelentes captores e concentradores de metais e, provavelmente, sejam também guias mineralógicos apropiados na exploração de mineralizações sulfetados de Zn e Pb ricos em Ag.

6. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA MINA RESERVA

As rochas mais antigas da região da mina Reserva pertencem ao Ordoviciano e Siluriano e são constituídas por siltitos, filitos, quartzitos, ardósias, diamictitos e grauvacas, depositadas em ambientes marinhos e glacio-marinhos. Após consolidação destas rochas, presume-se que houve intensa atividade tectônica que provavelmente gerou forte inversão do relevo, de área marinha a área continental montanhosa. Em virtude dessa inversão de relevo, nesta região houve um grande intervalo de tempo sem deposição de sedimentos (hiato estratigráfico) até a deposição das rochas do Cretáceo constituídas por arenitos, argilitos e calcários, depositadas em ambiente marinho de águas pouco profundas.

Após a deposição das rochas cretáceas, novamente se produz outro grande hiato estratigráfico até o Mioceno, provavelmente por outro estágio de inversão de relevo que gerou nova regressão das águas marinhas. O Mioceno ficou marcado por intensa atividade magmática, desde o Mioceno Inferior até o Mioceno Superior. Nesse período se formaram as mineralizações da mina Reserva.

6.1. ATIVIDADE MAGMÁTICA DA ÁREA DE ESTUDO

A atividade magmática desta região, restrita ao Mioceno, iniciou-se com a intrusão do granodiorito de Kumurana há 25 Ma, no extremo sul da caldeira Kari Kari (Figura 67). Seguiu-se uma ampla atividade vulcânica que gerou diferentes unidades vulcânicas miocênicas, onde se destacam os dacitos da caldeira Kari Kari (Figuras 66 e 67), além de outros corpos subvulcânicos na forma de domos e stock (cerro Rico).

A estruturação e o colapso da caldeira Kari Kari, sobre o embasamento paleozóico, ocorreu há 20 Ma, marcados por diferentes períodos eruptivos, provavelmente de curta duração, avançando através de fraturas lineares e subcirculares que controlaram o colapso da caldeira Kari Kari, e ainda através de condutos vulcânicos (volcán Kespi Llajta)(PALENQUE, 1994).

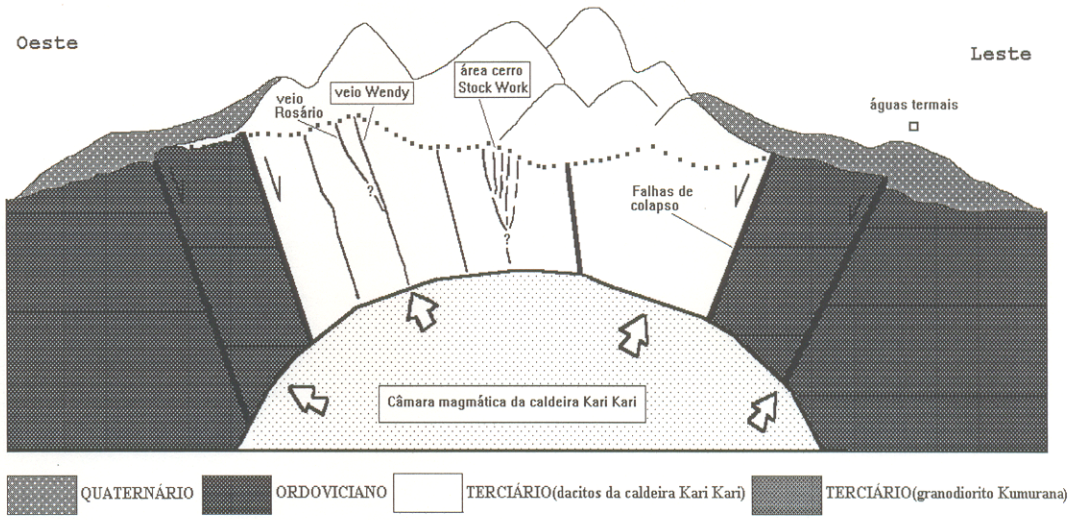


Figura 66 - Perfil Transversal esquemático da caldeira Kari Kari, mostrando a estruturação dos veios sulfetados da mina Reserva, nas áreas Wendy e Stock Work ligados à câmara magmática da caldeira Kari Kari.

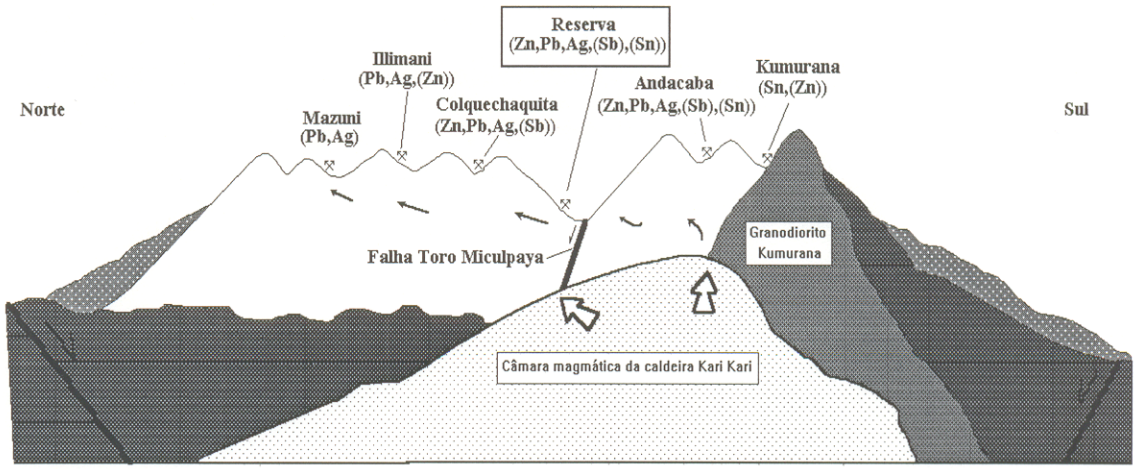


Figura 67 - Perfil longitudinal esquemático da caldeira Kari Kari e do granodiorito intrusivo de Kumurana, ligados com a câmara magmática. Por outro lado, observa-se as principais jazidas do distrito mineiro Kari Kari, mostrando claro zoneamento metálico e mineralógico de norte a sul.

As datações radiométricas das diferentes unidades vulcânicas, relacionadas com a caldeira Kari Kari, não conseguiram discriminar a idade dessas rochas, registrando todas elas com a mesma idade de 20 Ma (EVERDEN et al. 1977; GRANT et al. 1979; SCHNEIDER, 1985).

A atividade magmática da área de estudo se encerraram com a erupção das rochas vulcânicas da caldeira Kari Kari. Entretanto, a nível regional, a atividade magmática se estendeu até 8 a 5 Ma, com a erupção dos ignimbritos da meseta Los Frailes. Outros eventos vulcânicos de menor extensão ocorreram há menos de 1 Ma, gerando as rochas vulcânicas pós-Frailes, a exemplo do evento Nuevo Mundo (SCHNEIDER, 1985).

As rochas vulcânicas dacíticas da caldeira Kari Kari e demais formações vulcânicas da região, são rochas de filiação magmática calco-alcalina e peraluminosa, muito ricas em potássio e alumínio, geradas provavelmente a partir de um magma primário calco-alcalino (normal) de composição andesítica, produzidos pela fusão parcial da crosta inferior, ou a partir de um magma primário calco-alcalino ou até tholeítico de composição basáltica, gerados pela fusão parcial da cunha mantélica e/ou da crosta oceânica subductada. Nas duas hipóteses, os magmas primários calco-alcalinos de composição andesítica ou basáltica, foram diferenciados para termos mais félsicos gerados por cristalização fracionada e contaminação crustal (continental), que permitiram forte enriquecimento em potássio e alumínio, além de herdar as altas razões inicias de estrôncio da crosta continental.

6.2. MINERALIZAÇÃO

As mineralizações da mina Reserva consistem de veios sulfetados, alojados em rochas vulcânicas dacíticas da caldeira Kari Kari, constituídos de esfalerita, pirita, galena, potosiita, marcassita e arsenopirita como minerais majoritários, além de minerais acessórios como estanita, tetraedrita argentífera (freibergita), pirrotita, calcopirita, semseyíta, cassiterita e sulfossais complexos de Sb-Pb-Ag. Quartzo,

siderita, ilita e sericita são os minerais de ganga que completam todo o espectro mineralógico da mina Reserva.

Os veios sulfetados ocorrem preenchendo grandes fraturas originadas provavelmente durante o colapso da caldeira Kari Kari (Figura 67), ou por eventos tectônicos compressivos da Orogêneses Andina (Mioceno), pós-caldeira Kari Kari, que reativaram as fraturas de colapso existentes e originaram novos falhamentos, principalmente de tipo inverso, devido ao ambiente compressivo da região.

6.2.1. Alterações da rocha encaixante

Os dacitos que hospedam os veios sulfetados da mina Reserva, foram intensamente alterados, principalmente para sericita e quartzo com pirita disseminada, com halos de alteração estreitos, restritos apenas aos corpos mineralizados.

Circundando os halos de alteração sericítica, encontram-se dacitos alterados com clorita-sericita. Entre os veios ainda ocorrem rochas alteradas para argilominerais (ilita+sericita+quartzo) com disseminação de pirita e esfalerita. A ocorrência de ilita associada à sericita e a ausência da caolinita, alunita e jarosita sugerem que os fluidos mineralizantes foram levemente ácidos a neutros.

6.2.2. Tempo de mineralização

Os veios sulfetados que cortam as rochas vulcânicas dacíticas da caldeira Kari Kari, expressam claramente que são corpos mineralizados de natureza epigenética, pós-caldeira Kari Kari, e que, segundo as datações radiométricas K-Ar efetuadas em alunita e sericita para depósitos adjacentes à mina Reserva (SCHNEIDER (1985); CUNNINGHAM et al. 1996), o maior evento mineralizante nesta região teria ocorrido entre 20 e 13 Ma, incluindo o famoso depósito de Sn-Ag do cerro Rico de Potosí.

6.3. ORIGEM DOS VEIOS E DOS FLUIDOS MINERALIZANTES DA MINA RESERVA

Os dados obtidos neste estudo mostram que as mineralizações da mina Reserva são tipicamente filoneanas, compostas por veios sulfetados polimetálicos de caráter epigenético, alojados nas rochas vulcânicas dacíticas da caldeira Kari Kari (Figura 66).

O ambiente geológico e marco estrutural da mina Reserva, em estreita relação espacial e temporal com a caldeira vulcânica Kari Kari, permitem oferecer todas as condições favoráveis para concluir, que as mineralizações sulfetadas da mina Reserva, e demais depósitos da caldeira Kari Kari, foram depositadas em falhas e fraturas profundas geradas durante o colapso da caldeira Kari Kari e reativadas subsequentemente na etapa de ressurgência e pelos processos tectônicos pós-caldeira da Orogênese Andina (Terciário).

O deslocamento relativo das fraturas através de superfícies irregulares deram lugar à formação alternada de fissuras abertas e fechadas, originando assim a estrutura *pich and swell* dos veios, que são muito comuns nos corpos mineralizados dos depósitos da caldeira Kari Kari.

Considerando a íntima relação entre as rochas vulcânicas dacíticas da caldeira Kari Kari e os corpos mineralizados da mina Reserva, somada à ampla atividade magmática desenvolvida na região associada a varios corpos mineralizados, é provavel inferir que os fluidos mineralizantes da mina Reserva são de origem magmática residual, despreendidos durante as últimas etapas de diferenciação da câmara magmática da caldeira Kari Kari (Figuras 66 e 67). No entanto, é possível que os fluidos hidrotermais contenham também componentes meteóricos, que normalmente ocorrem neste tipo de depósitos hidrotermais, os quais seriam caracterizados satisfatoriamente somente com estudos de inclusões fluidas e isótopos estáveis. Na margem oriental da caldeira Kari Kari, atualmente ainda há evidências de atividade hidrotermal, representada por águas termais que respaldam a ação de uma fonte de calor em profundidade ligada provavelmente à câmara magmática da caldeira Kari Kari (Figura 66).

ELSTON (1994) e RYTUBA (1994) sugerem que os fluidos mineralizantes de depósitos relacionados com caldeiras vulcânicas, são muito ricos em gases e elementos metálicos que fluem em direção à superfície e lateralmente a zonas de menor pressão, através de profundas falhas e fraturas, impulsionados pela pressão interna dos gases.

O zoneamento mineralógico e metálico regional dos depósitos da caldeira Kari Kari (Figura 67) sugere a migração dos fluidos mineralizantes de sul para norte, indicando provavelmente uma estreita relação genética entre o granodiorito de Kumurana e a câmara magmática da caldeira Kari Kari. Este zoneamento mineral e metálico também sugere que o nível mais superficial da câmara magmática da caldeira Kari Kari estaria situada na zona sul da caldeira, em estreita associação com o granodiorito de Kumurana (Figura 67).

Por outro lado, a ocorrência simultânea de minerais de alta e baixa temperatura de deposição encontrados no nível-0 do veio Wendy (assembléias 1 a 6)(Figura 12), pode sugerir o fenômeno da telescopagem, produzida pelo resfriamento rápido das soluções mineralizantes ao se depositarem perto da superfície (baixas pressões e temperaturas), originando a sobreposição das isogeotermas pelo baixo valor geotérmico, que permitiram a deposição simultânea de minerais de alta e baixa temperatura de cristalização num intervalo espacial muito restrito (BIONDI, 1986; EVANS, 1993).

A telescopagem é muito comum em ambientes vulcânicos e subvulcânicos e tem sido observada especialmente nas jazidas de estanho-prata da Bolivia (AHLFELD, 1967; TURNEAURE, 1971).

6.3.1. Transporte e deposição dos metais

O transporte dos sulfetos metálicos como íons simples em soluções aquosas em intervalos de pH neutro a levemente ácidos, condições comunmente atribuídas à maioria dos depósitos hidrotermais, tem sido considerado como bastante improvável, devido à baixíssima solubilidade dos sulfetos em soluções aquosas (STANTON, 1972; BARNES, 1979).

Diante desta situação, foram realizados estudos de laboratório e termodinâmicos que levaram os geoquímicos a concluir que os metais são transportados em soluções hidrotermais como íons complexos (ligantes), onde os metais são ligados a grupos complexantes tais como HS^-, H_2S, Cl^-, OH^-. Outros ligantes incluem complexos orgânicos, sulfatos, cianetos etc. (BARNES, 1979; BIONDI, 1986; EVANS, 1993). Destes complexos, os mais eficientes para o transporte de metais e sulfetos metálicos, são considerados os complexos clorados e os tiocomplexos (dissulfetos)(STANTON, 1972; BARNES, 1979; BIONDI, 1986; EVANS, 1993).

Os tiocomplexos são estáveis em soluções quase neutras, contendo abundante H_2S. A maior restrição aos tiocomplexos é a alta concentração de H_2S e HS^- requerida para manter o complexo estável. A concentração necessária é muito maior do que usualmente se encontra em *hot springs*, inclusões fluidas e sistemas geotermais. Por esta e outras razões, muitos trabalhos favorecem a hipótese do transporte dos metais pelos complexos clorados, principalmente para os sulfetos de ferro e metais básicos.

BARNES (1979) assinala que, acima de 300°C é necessário que os fluidos hidrotermais sejam muito alcalinos para que o H_2S ou HS^- se tornem espécies dominantes. Por esta razão, se considera que os tiocomplexos podem ser os agentes de transporte mais importantes em soluções hidrotermais com temperaturas menores que 350°C. Em depósitos epitermais de metais preciosos (Au-Ag), com pouca presença de matais básicos, que apresentam inclusões fluidas de baixa salinidade e altos conteúdos de gases, o transporte dos metais são atribuídos aos tiocomplexos (HENLEY, 1985).

Os complexos clorados são tidos normalmente como o meio de transporte mais eficiente para sulfetos ferrosos e metais básicos ricos em prata, em sistemas com fluidos mineralizantes de alta salinidade e pobres em gases. Ressalta-se ainda que a solubilidade dos metais em complexos clorados aumenta com a temperatura (SEWARD, 1973; BARNES, 1979; HENLEY, 1985).

Em função da mineralogia e paragênese mineral envolvendo minerais portadores de metais preciosos (Ag), o caráter polimetálico estabelecido para a mina Reserva (veio Wendy), e o pH neutro, estabelecido pela assembléia mineral da alteração hidrotermal, é mais provável sugerir que os sulfetos e sulfossais complexos foram transportados através de tiocomplexos, em fluidos hidrotermais de baixa a moderada salinidade e pobres em elementos gasosos. A participação dos complexos clorados poderia também ser possível, sobretudo para temperaturas mais elevadas (com presença de Sn no minério). A avaliação da atuação destes complexos, no entanto, dependeria da determinação da salinidade através de estudos de inclusões fluidas.

Por outro lado, a presença abundante de pirita junto aos sulfetos de chumbo e zinco sugere alto regime de enxofre (fugacidade de S_2) para o fluido mineralizante que depositou os minerais da mina Reserva. A transformação da pirrotita em pirita, caracterizadas pela presença de texturas *bird eye* e maracassita porosa (marcassita de segunda geração) sugere também que houve um incremento da fugacidade de oxigênio, tornando instável a pirrotita, em função da dissolução do ferro e a oxidação parcial do enxofre (SMIRNOV, 1976; RAMDOHR, 1980; CRAIG & VAUGHAN, 1981; MUROWCHICK & BARNES, 1986; MUROWCHICK, 1992).

A ocorrência de cassiterita no nível inferior do veio Wendy (nível-0) é, provavelmente, um indício de que em níveis mais profundos a cassiterita se torne mineral majoritário. Nesse ambiente, portanto, o regime de oxigênio seria mais expressivo, indicando um ambiente mais oxidante (maior fugacidade de oxigênio) e por outro lado, temperaturas de deposição mais elevadas (SMIRNOV, 1976).

A precipitação dos minerais se produz por mudanças ambientais que afetam a solubilidade dos metais que estão sendo transportados no fluido mineralizante. Estas modificações são produzidas pela diminuição da temperatura das soluções mineralizantes, mudanças do pH e Eh da solução hidrotermal, geradas pelo processo de ebulição e por reações com a rocha encaixante.

Os minerais também podem se precipitar pela diminuição dos complexantes na solução hidrotermal, devido à diluição por águas meteóricas (BARNES, 1979; HAYBA et al. 1985; HENLEY, 1985; EVANS, 1993).

A provável ocorrência do fenômeno da telescopagem, sugerida para a deposição da mineralização da mina Reserva e a pouca variação da concentração de ferro na esfalerita do nível 110 (topo) e do nível-0 (base) indicam resfriamento rápido. A presença simultânea de *blebs* de calcopirita, pirrotita, tetraedrita e estanita em esfalerita, é indicativo de processos de exsolução originados também por resfriamento rápido. Estes dados, em geral, sugerem a diminuição da temperatura da solução mineralizante como a principal causa para a deposição dos minerais desta jazida, sem se descartar também a influência concomitante dos demais processos indicados acima.

Estudos de geotermometria realizados por SCHNEIDER (1985) e SUGAKI et al. (1988) para as minas Illimani e Andacaba (Figura 67), situadas sobre a mesma faixa mineralizada onde se encontra a mina Reserva, revelaram a presença de inclusões fluidas aquosas bifásicas (gas e líquido) em quartzo e esfalerita, com temperaturas de homogeneização (Th) variando de 174 a 350°C e salinidade de 5 a 10 % em peso equivalente de NaCl.

Considerando a localização da mina Reserva, ocupando uma posição intermédia entre as minas Illimani e Andacaba (Figura 67), compartilhando o mesmo ambiente geológico, mesmo estilo de mineralização e níveis de erosão semelhantes, acreditamos que seja possível fazer comparações apenas aproximadas com os dados geotermométricos desses depósitos, os quais permitem sugerir que os sulfetos e sulfossais complexos da mina Reserva foram depositados por fluidos hidrotermais que

exibam similares intervalos de temperaturas de homogeneização e salinidade (174 a 350°C; 5 a 10 % em peso equivalente de NaCl).

Os teores elevados de ferro na esfalerita da mina Reserva (Fe:10,64 %), comparado com os teores de ferro das esfaleritas procedentes das minas Colquechaquita (Fe: 8,64 %) e Mazuni (Fe: 0,14 %) também indicariam temperaturas de precipitação relativamente altas conforme são indicados por KULLERUD (1953) e DEER et al. (1966).

6.4. CLASSIFICAÇÃO DO DEPÓSITO

O ambiente geológico da mina Reserva, dominada por rochas vulcânicas terciárias félsicas calco-alcalinas de vulcanismo sub-áreo relacionadas a uma grande caldeira vulcânica ressurgente, o estilo da mineralização de tipo filoneano e epigenético, a associação polimetálica do minério Zn-Pb-Ag-Sb-Sn, a ocorrência de alterações hidrotermais de tipo fílica e, em menor extensão, propilítica e argílica e a exposição superficial dos veios (indicativo de deposição a temperaturas e pressões baixas a moderadas), conferem ao depósito da mina Reserva, características metalogenéticas e estruturais muito semelhantes aos depósitos epitermais e veios tipo cordilheira segundo a classificação de GUILBERT & PARK (1986), geneticamente vinculados com a atividade magmática da caldeira Kari Kari.

Os depósitos epitermais compreendem principalmente depósitos de metais preciosos (Au-Ag) e sulfetos de metais básicos ricos em prata, depositados entre 50 a 300 °C e a pressões baixas, estreitamente ligados com caldeiras vulcânicas e outros terrenos vulcânicos constituídos por rochas félsicas de filiação calco-alcalina (BERGER & HENLEY, 1989; EVANS, 1993). Em função da assembléia mineral da alteração hidrotermal relacionada com a mineralização, os depósitos epitermais foram divididos em dois tipos seguintes: sulfato-ácido, também conhecido como alunita-caolinita e o adularia-sericita (BERGER & HENLEY, 1989). Os depósitos alunita-caolinita envolvem uma intensa alteração ácida das rochas hospedeiras vulcânicas, enquanto que os depósitos tipo adularia-sericita são formados por fluidos de pH quase neutros ou levemente ácidos.

No seu estado atual, a mina Reserva não consegue se enquadrar estritamente em nenhum dos dois tipos de depósitos epitermais. No entanto, considerando a forte erosão glacial a que foram submetidos as rochas vulcânicas da região, é possível que a parte superior do sistema epitermal tenha sido erodida, o que teria eliminado a presença dos sulfatos, adularia e zonas de alteração de argílica avançada (caolinita), o que dificulta a classificação mais precisa do depósito. A paragênese mineral da mina Reserva dominada pelos sulfetos de ferro e metais básicos com quantidades menores de sulfossais complexos, a ocorrência de esfalerita ferrosa e a presença ínfima de cassiterita, associados estreitamente com alteração hidrotermal dominante de tipo fílica, podem ser indícios de que a mina Reserva no seu estado atual, pertença à porção intermediária de um sistema epitermal, onde se observa claramente que a ocorrência de sulfetos de zinco e chumbo incrementam com o aprofundamento dos veios.

7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os dados obtidos neste estudo permitiram alcançar as seguintes conclusões:

- O ambiente geológico da mina Reserva é marcado por uma intensa atividade magmática Terciária (Mioceno), dominado por rochas vulcânicas félsicas e em menor grau por rochas subvulcânicas e intrusivas, com idades radiométricas variando de 25 a 13,8 Ma. A composição destas rochas vulcânicas e intrusivas varia de intermediária (andesitos) a ácida (dacitos) com elevados conteúdos de potássio e alumínio.

A caldeira vulcânica Kari Kari é a principal estrutura vulcânica da região, sendo constituída de ignimbritos dacíticos e lavas andesíticas ricas em potássio e alumínio, com idade radiométrica em torno de 20 Ma. Essas rochas hospedam importantes depósitos polimetálicos (Pb, Zn, Ag, Sn e Sb), a exemplo da mina Reserva.

- A mineralização da mina Reserva é de tipo hidrotermal, comparável aos depósitos epitermais, ocupando no seu estado atual a parte intermediária de um sistema epitermal, sendo constituída por filões epigenéticos, de sulfetos de ferro e metais básicos (Pb, Zn), e sulfossais complexos de Sb, Pb, Ag, Sn e Cu.

- Os principais minerais de minério são esfalerita, galena, potosiita, pirita e quantidades menores marcassita e arsenopirita. Como minerais acessórios se apresentam estanita, calcopirita, pirrotita, tetraedrita, semseyíta, cassiterita, sulfossal complexo de Sb-Pb-Ag e sulfeto de Fe-Ag. Como minerais de ganga, além do quartzo, ocorrem siderita, ilita e sericita.

- As esfaleritas da mina Reserva são ferrosas, com 10,64 % de ferro em média, e representa o único mineral minério de Zn. Quando comparada com a composição química das esfaleritas da mina Colquechaquita e Mazuni, observa-se que os teores de ferro na esfalerita diminuem dos depósitos do sul (mina Reserva) para os do norte (mina Mazuni)(0,14 % de Fe).

- As microanálises químicas mostraram que os minerais de minério portadores de prata são galena, potosiita e sulfossal complexo de Sb-Pb-Ag. Ocorrem ainda tetraedrita (freibergita) e sulfeto de Fe-Ag em pequena quantidade.

- Os minerais minério de chumbo são galena, potosiita e sulfossal complexo de Sb-Pb-Ag, além de semseyíta, em pequena quantidade.

- Os teores de lavra obtidos para o veio Wendy (mina Reserva) variam conforme os níveis de explotação, refletindo as mudanças em função da assembléia mineral e abundância relativa dos minerais. Os teores de lavra mais elevados no veio Wendy foram obtidos no nível mais profundo (nível-0), com teores de 18,88 % de Zn, 3,59 % de Pb e 258 ppm de Ag. Este nível apresenta ainda teores elevados e econômicos de Sn (0,70%) e Sb (0,79%).

- A paragênese mineral e o conteúdo de ferro das esfaleritas das minas Reserva, Colquechaquita e Mazuni mostram zoneamento mineral e metálico a nível regional dos depósitos da caldeira Kari Kari, variando de sul para norte: na zona sul estão os depósitos de mais alta temperatura de deposição e na zona norte da caldeira os depósitos de baixa temperatura. Em termos metálicos os depósitos da caldeira Kari Kari dividem-se em três zonas metálicas: zona sul rica em Sn; zona central (mina Reserva) rica em Zn, Pb, Ag, (Sn) e (Sb) e zona norte rica em Pb, Ag, (Sb) e (Zn) (Figura 67).

- Os teores de Zn, Pb, Ag, Cu e Cd do minério da mina Reserva tendem a aumentar com a profundidade do veio sulfetado.

- Pelas dimensões dos veios sulfetados que ultrapassam os 500 m e considerando o intervalo vertical mínimo da mineralização de 200 m, pode-se concluir que as reservas de minério da mina Reserva tem um grande potencial, principalmente pelo caráter polimetálico de seus veios.

- Os estudos petrográfico e químico revelaram que as rochas encaixantes da mina Reserva são rochas vulcânicas granatíferas miocênicas pertencentes à caldeira Kari Kari, de composição dacítica, muito ricas em potássio e alumínio,.

- Petroquímicamente são rochas de filiação magmática subalcalina, calco-alcalina e peraluminosa.

- A geoquímica dos elementos maiores, menores e traços (incluindo terras raras) das rochas dacíticas da mina Reserva, sugere que a diferenciação magmática dessas rochas tenha ocorrido por processos de cristalização fracionada a partir de um magma calco-alcalino andesítico ou basáltico, dominado pelo fracionamento do plagioclásio e fases menores como granada, zircão e apatita, responsáveis pela grande concentração de ETRP.

Em função dos altos teores de potássio e alumínio, presença comum de xenólitos metassedimentares nos dacitos, e a distribuição irregular de alguns elementos nos diagramas Harker (K, Rb, Ca, Na, etc.), é possível inferir que houve contaminação do magma primário calco-alcalino pela assimilação das rochas encaixantes paleozóicas da caldeira Kari Kari e outras rochas da crosta continental, que alteraram o *trend* de diferenciação do líquido magmático residual e, permitiram o enriquecimento em potássio e alumínio, além de herdar altas razões iniciais de estrôncio da crosta continental.

- O evento mineralizante da mina Reserva foi acompanhado por uma alteração sericita-quartzo pervassiva com disseminação de pirita, ocasionando perda de CaO, Na_2O, FeO, P_2O_5, Sr, Cl, Y e (Ba), e ganhos de perda ao fogo, Fe_2O_3, K_2O, SiO_2, TiO_2, MnO, Zn, Pb, Rb, As, Sb, B e F. Ocorrem ainda, com menor expressão, a alterações tipo clorita-sericita e argílica.

- Geneticamente, as rochas dacíticas e as solucões hidrotermais mineralizantes da mina Reserva foram relacionadas a um grande sistema magmático/hidrotermal em profundidade (câmara magmática), ligadas estreitamente com a atividade vulcânica da caldeira Kari Kari.

-Estudos litogeoquímicos na região do cerro Stock Work mostraram fortes anomalias primárias positivas de Zn, Pb, As, Sb, Sn, B e Rb e anomalias negativas de Sr e Y, relacionadas com os dacitos sericitizados, rochas metassedimentares

sericitizadas e vênulas de quartzo com disseminações de goethita, que sugerem processos hidrotermais muito semelhantes ao do veio Wendy. Há, portanto, grandes possibilidades de se encontrar corpos mineralizados de sulfetos primários de Fe, Zn e Pb em subsuperfície, ligados diretamente com as anomalias identificadas neste estudo.

- Os elementos de minério Zn, Pb, As e Sb foram os melhores farejadores na prospecção litogeoquímica de corpos sulfetados filoneanos, ligados com ambientes vulcano-hidrotermais, de filiação magmática calco-alcalina e caráter peraluminoso.

- No estudo de prospecção litogeoquímica foram identificados três tipos de associações químicas especificadas abaixo, estando as associações 1 e 2 diretamente relacionadas com as anomalias geoquímicas identificadas neste estudo. A associação 3, praticamente, não resultou nenhuma resposta geoquímica. No entanto, esta associação pode ser utilizada para identificar a origem de rochas vulcânicas fortemente alteradas.

1) Zn-Pb-As-Sb-(Rb)-(B)-(Ba)

2) Sr-Y

3) Zr-Nb

Os dados obtidos neste estudo permitem fazer as seguintes recomendações:

- Recomenda-se aprofundar os trabalhos mineiros de explotação, tanto no sentido horizontal como vertical, com o objetivo de incrementar as reservas da jazida, tendo em vista que os maiores teores foram obtidos no nível mais profundo do veio (nível-0), onde também o veio apresenta a maior espessura (1,58 m), fatos que fornecem boas perspectivas para sustentar que a mineralização continue em profundidade, por pelo menos 100 m.

- Recomenda-se fazer galerias transversais aos veios, a fim de reconhecer e avaliar prováveis novos corpos mineralizados que ocorram paralelos aos veios Wendy e Rosário.

- Recomenda-se fazer testes metalúrgicos com o minério extraído do nível-0, para verificar a extração econômica de Sn e Sb.

- Recomenda-se fazer uma galeria transversal na área cerro Stock Work, paralela à travessa-0 (linha base - CP-17), para verificar a provável ocorrência de veios sulfetados responsáveis pelas anomalias identificadas nesta área de estudo.

- Para futuros trabalhos litogeoquímicos que venham a ser realizados na caldeira Kari Kari, ou em ambientes vulcânicos similares a este, recomenda-se tomar como prioritários os elementos de minério Zn, Pb, As, Sb e Sn, elementos alogenos como F e B e outros elemetos traços como Rb, Ba e Sr que fornecem um excelente contraste geoquímico.

Para incluir os elementos Ag, Au e Bi, seria preciso utilizar métodos analíticos de alta precisão capazes de determinar teores de Ag < 1 ppm, Au < 0,05 ppm e Bi < 10 ppm, tendo em vista que as rochas dacíticas da caldeira Kari Kari contém teores muito menores que esses valores.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHLFELD, F. 1967. Metallogenetic epochs and provinces of Bolivia. **Mineralium Deposita,** 2: 291-311.

AHLFELD, F. & SCHNEIDER-SCHERBINA, A. 1964. **Los yacimientos minerales y de hidrocarburos de Bolivia**. Denageo, 388p (Boletin, 5).

ALDERTON, D.H.M.; PEARCE, J.A.; POTTS, P.J. 1980. Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from southwest England. **Earth Planet. Sci. Lett.,** 49: 149-165.

ALLAN, B.D. & CLARKE, D.B. 1981. Ocurrence and origin of garnets in the south Mountain Batholith, Nova Scotia. **Canadian Mineralogist,** 19: 19-24.

BARNES, H.L. 1979. **Geochemistry of hydrothermal ore deposits.**, 2. ed., New York, Jhon Wiley & Sons. 798p.

BARRET, T.J.; CATTALANI, S.; MACLEAN, W.H. 1993. Volcanic lithogeochemistry and alteration at the Delbridge massive sulfide deposit, Noranda, Quebec. **Jour. Geoch. Explor.,** 48: 135-173.

BENIOFF, H. 1954. Orogenesis and deep crustal structure - additional evidence from seismology. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, 65: 385-400.

BERGER, B.R. & HENLEY, R.W. 1989. Recent advances in the understaing of epithermal gold-silver deposits with special reference to the western United States. **Econ. Geol.**, Monograph, 6: 405-423.

BEST, M.G. 1982. **Igneous and metamorphic petrology**. New Yourk, San Francisco, W.H. Freeman & Company. 630 p.

BIONDI, J.C. 1986. **Depósitos de minerais metálicos de filiação magmática.** São Paulo, T. A. Queiroz & Companhia Brasilera de Metalurgia e Mineração. 602 p.

BIRCH, W.D. & GLEADOW, A.J.W. 1974. The genesis of garnet and cordierite in acid volcanic rocks: Evidence from the Cerberean Cauldron, Central Victoria, Australia. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 45: 1-13.

CHOQUE, V. 1993. El yacimiento minero de Reserva, informe interno **Empresa Minera Tuntoco/Fortaleza S.A.**, Potosí, Bolivia. 7p.

CLARKE, D.B. 1981. The mineralogy of peraluminous granites: A Review. **Canadian Mineralogist,** 19: 3-17.

COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, J. 1979. **The interpretation of igneous rocks.** London, George Allen & Unwin. 449p.

CRAIG, J.R. & VAUGHAN, D.J. 1981. **Ore microscopy and ore petrographi.** New York, John Wiley & Sons. 406p.

CUNNINGHAM, C.G; ZARTMAN, R.E.; MCKEE, E.H.; RYE, R.O.; NAESER, C.W., SANJINÉS, O.; ERICKSEN, G.E.; TAVERA, F. 1996. The age and thermal history of Cerro Rico de Potosi, Bolivia. **Mineralium Deposita**, 31:374-385.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1966. **Introduction to the rock forming minerals**. Londres, Longmans. 528p.

DICKINSON, W.R. 1968. Circum-Pacific andesite types. **Jour. Geophys. Res.**, 73: 2261-2269.

ELSTON, W.E. 1994. Siliceous volcanic centers as guide to mineral exploration: Review and summary. **Econ. Geol.,** 89: 1662-1686.

EVANS, A.M. 1993. **Ore geology and industrial minerals: An introduction.** 3.ed. Oxford, Blackwell Scietific Publications. 389p.

EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare-earth abundance in chondritic meteorites. **Geochim. Cosmochim.,** 42: 1199-1212.

EVERDEN, J.F.; KRIZ, S.J.; CHERRONI, M.C. 1977. Potassium-argon ages of some Bolivian rocks. **Econ. Geol.**, 72: 1042-1061.

EWART, A. 1976. Apetrological study of the younger Tongan andesite and dacites, and the olivine tholeiites of Niua Fo'ou Island, south west Pacific. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 58: 1-21.

FITTON, J.G. 1972. The genetic significance of almandine-pyrope phenocrysts in the calc-alkaline Borrowdale Volcanic Group, Northern England. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 36: 231-248.

FRANCIS, P.W.; BAKER, M.C.W.; HALLS, C. 1981. The Kari Kari Caldera, Bolivia, and Cerro Rico Stock. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 10: 113-124.

GRANT, J.N.; HALLS, C.; AVILA SALINAS, W.; SNELLING, N.J. 1979. K-Ar ages of igneous rocks and mineralization in part of the Bolivian tin belt. **Econ. Geol.**, 74: 838-851.

GUILBERT, M.J. & PARK, F.C. Jr. 1986. **The geology of ore deposits.** New York, W.H. Freemam & Company. 985p.

HANSON, G.N. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 38: 26-43.

HAWKES, H.E. & WEBB, J.S. 1962. **Geochemistry in Mineral Exploration.** New York, Harper and Row. 415p.

HAYBA, D.O.;BETHKE, P.M.; HEALD, P.; FOLEY, N.K. 1985. Geologic, mineralogic and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious metal deposits. In: BERGER, B.R. & BETHKE, P.M. (eds). **Geology and geochemistry of epithermal systems,** p129-167 (Reviews in Economic Geology, 2).

HENLEY, R.W. 1985. The geological framework of epithermal deposits. In: BERGER, B.R. & BETHKE, P.M. (eds). **Geology and geochemistry of epithermal systems,** p1-24 (Reviews in Economic Geology, 2).

IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Can. Jour.. Earth Sci.**, 8: 523-548.

KISSIN, S.A. & OWENS, D. A. 1986. The properties and modulated structure of potosiite from the Cassiar district, British Columbia. **Canadian Mineralogist,** 24: 45-50.

KISTLER, R.W.; GHENT, E.D.; O'NEIL, J.R. 1981. Petrogenesis of garnet two-mica granites inthe Ruby Mountains, Nevada. **Jour. Geophys. Res.**, 86: 10591-10606.

KULLERUD, G. 1953. The FeS-ZnS system: a geological thermometer. **Nor. Geol. Tiddskr.**, 32: 61-147.

LEPELTIER, C. 1969. A simplifield statistical treatment of geochemical data by graphycal representation. **Econ. Geol.**, 64: 538-550.

LOHMAN, J. & BRANISA, L. 1962. Estratigrafia e paleontologia del grupo Puca en el sinclinal de Miraflores. **Inst. Boliviano del Petróleo**, (Boletin, 4).

LONG, K.R.; LUDINGTON, S.; BRAY DU, E.A.; ANDRE, O.; MACKEE, E.H. 1993. Geologia y yacimientos minerales del distrito minero de la Joya, altiplano norte de Bolivia, **Bol. GEOBOL**, 1: 63-69.

MACLEAN, W.H. 1989. Rare earth element mobility at constant inter-REE ratios in the alteration zone at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. **Mineralium Deposita,** 23:231-238.

MACLEAN, W.H. & HOY, L.D. 1991. Geochemistry of hidrothermaly altered rocks at the Horne Mine, Noranda, Quebec. **Econ. Geol.**, 86: 506-528.

MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society of America Bulletin,** 101: 635-643.

MILLOT, G. & BONIFAS, M. 1955. Transformation isovolumetric dans les phénomènes de latéritization et de bauxitization: Alsace-Lorraine. **Service Carte Géologique Bulletin,** 8: 3-10.

MUROWCHICK, J.B. 1992. Marcasite inversion and the petrographic determination of pyrite ancestry. **Econ. Geol.,** 87: 1141-1152.

MUROWCHICK, J.B. & BARNES, H.L. 1986. Marcasite precipitation from hydrothermal solutions.**Geochimica et Cosmochimica,** 50: 2615-2629.

NAHON, D. 1991. **Introduction to the petrology of soils and chemical weathering**. New York, John Wiley & Sons. 333p.

NARDI, L.V.S. & LIMA, E.F. 1988. Hidrotermalismo no complexo granítico Lavras e vulcânicas associadas, RS. **Revista Brasileira de Geociências,** 18 (3):369-375.

PALENQUE, H.E. 1994. **Procesos eruptivos y mineralización en la zona norte y central del centro eruptivo de Kari Kari**. Inédito, Tesis de grado, Universidad Autónoma Tomás Frías, Potosí, Bolivia. 123p.

PORTO, C.G. & HALE, M. 1995. Gold redistribution in the stone line lateritic profile of the Posse depósit, central Brazil. **Econ. Geol.,** 90: 308-321.

RAGLAN, P.C. 1989. **Basic analitycal petrology.** New York, Oxford, Oxford University press. 363p.

RAMDOHR, P. 1980. **The ore minerals and their intergrowths.** 2. ed., Oxford, Pergamon. 1205p.

RILEY, J.F. 1974. The tetraehedrite-freibergite series, with reference to the Mount Isa Pb-Zn-Ag orebody. **Mineralium Deposita**, 9: 117-124.

RIVAS, S. & CARRASCO, R. 1968. **Geología y yacimientos minerales de la región de Potosí**, Servicio Geológico de Bolivia, 95p (Boletin, 11).

ROLLISON, H.R. 1993. **Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation.** New York, Longman Scientific & Technical. 325p.

RUBESKA, I.; SULCEK, Z.; MOLDAN, B. 1967. The determination of silver in sulphide minerals by atomic absorption spectrophotometry. **Analytica Chimica,** 37: 27-32.

RYTUBA, J.J. 1994. Evolution of volcanic and tectonic features in caldera settings and their importance in the localization of ore deposits. **Econ. Geol.,** 89: 1687-1696.

SAWKINS, F.J. 1972. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. **Jour. Geol.,** 80 (4): 377-397.

SCHNEIDER, A. 1985. **Eruptive processes, mineralization and isotopic evolution of the Frailes-Kari Kari region, Bolivia.** Unpublished Ph. D. thesis, Imperial College of Science and Technology, University of London, 485p.

SCHNEIDER, H.J.; ÖZGÜR, N.; PALACIOS, C.M. 1988. Relationship between alteration, rare earth element distribution, and mineralization of the Murgul Copper deposit, Northeastern Turkey. **Econ. Geol.,** 83: 1238-1246.

SEWARD, T.M. 1973. Thiocomplexes of gold and the transport of gold in hydrotermal ore solutions. **Geochim. Coscochim.,** 37: 379-399.

SIEGEL, F.R. 1992. **Geoquímica Aplicada**. Washington, D.C., Secretaría General de la Organización de los Estados Americanos, Programa Regional de Desarrollo Científico y Tecnológico, 168 p.

SILLITOE, R.H. 1972. A plate tectonic model for origin of porphyry copper deposits. **Econ. Geol.,** 67: 184-197.

SINCLAIR, A.J. 1974. Selection of threshold values in geochemical data using probability graphs. **Jour. Geoch. Explor.**, 3: 129-149.

SMIRNOV, V.I. 1976. **Geology of mineral deposits**. Trad. de Creigton, H.C., Moscou, Mir Publishers. 520p.

SPEER, J.A. 1981. Petrology of cordierite and almandine-bearing granitoid plutons of the southern Appalachian Piedmont, U.S.A.. **Canadian Mineralogist**, 19: 35-46.

STANTON, R.L. 1972. **Ore petrology**. Nova York, McGraw-Hill. 713p.

STOFFREGEN, R. 1987. Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado. **Econ. Geol.,** 82: 1575-1591.

SUGAKI, A.; KOJIMA, S.; SHIMADA, N. 1988. Fluid inclusion studies of the polymetallic hydrotermal ore deposits in Bolivia. **Mineralium Deposita**, 23: 9-15.

TATSUO TATSUMI. 1970. **Volcanism and ore genesis.** Tokyo, University of Tokyo & Miss Yasuko Den. 448p.

TURNEAURE, F.S. 1960. A comparative study of major ore deposit of central Bolivia. **Econ. Geol.,** 55: 217-254, 574-606.

TURNEAURE, F.S. 1971. The Bolivian tin-silver Province. **Econ. Geol.,** 66: 215-225.

TURNEAURE, F.S. & MARVIN, T.C. 1947. Notas preliminares sobre la geología del distrito de Potosí. **Minería Boliviana,** 36: 3-8.

VELVEL, M.A. 1989. Mechanisms of saprolitization, isovolumetric weathering, and pseudomorphous replacement during rock weathering - a review. **Chemical Geology,** 84: 17-18.

WILSON, M. 1989. **Igneous petrogenesis**. London, Harper Collins Academic. 464p.

WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, 20: 325-343.

WOLF, M. 1973. Zum magmatismus der Cordillera de Potosi in Bolivien. **Freiberger Forschungsh**., C275: 157p.

WOLF, M.; HUNGER, H.J.; BEWILOGUA, K. 1981. Potosiite ein neues mineral der kylindrite-franckeite gruppe. **Freiberger Forschungsh.,** C364: 113-133.

ZARTMAN, R.E. & CUNNINGHAM, C.G. 1995. U-Th-Pb zircon dating of the 13.8 M.a. dacite volcanic dome at Cerro Rico de Potosí, Bolivia. **Earth Planet. Sci. Lett.,** 133: 227-237.

ZIELINSKI, R.A. 1974. Trace element evaluation of a suite of rocks from Reunion Island, Indian Ocean. **Geochimica et Cosmochimica,** 39: 713-734.

ANEXOS

ANEXO A Concentrações de Zn, Pb, Ag, Cu, Cd, Sn e Sb no minério sulfetado do veio Wendy na mina Reserva.

	amostras	Zn	Pb	Ag	Cu	Cd	Sn	Sb
		%	%	ppm	ppm	ppm	%	%
NÍVEL-110	WD-29	0,044	0,29	-	43	16	-	-
	WD-28	0,29	0,29	-	39	41	-	-
	WD-27	8,72	3,96	177	403	418	-	-
	WD-26	1,57	0,74	28	57	77	-	-
	WD-25	2,14	0,55	35	97	96	-	-
	WD-24	0,54	0,63	22	86	37	-	-
	WD-23	3,35	5,33	243	470	622	-	-
	WD-22	0,50	0,37	-	22	95	-	-
	WD-21	0,20	0,14	-	55	55	-	-
NÍVEL - 40	WD-19	0,021	-	-	-	15	-	-
	WD-18	0,016	-	-	53	17	-	-
	WD-17	1,49	0,13	-	92	58	-	-
	WD-16	25,30	0,35	169	1151	1130	-	-
	WD-15	32,48	0,275	101	1415	1320	-	-
	WD-14	10,05	0,31	69	389	402	-	-
	WD-13	11,10	0,081	31	690	497	-	-
	WD-12	5,21	0,073	38	587	239	-	-
	WD-11	10,10	0,083	60	1445	649	-	-
	WD-10	5,85	0,85	35	107	81	-	-
	WD-9	0,014	0,032	19	-	-	-	-
NÍVEL - 0	WD-8	0,025	0,06	-	-	-	-	-
	WD-7	9,11	10,19	1764	721	323	1,49	2,52
	WD-6	23,49	7,05	202	-	441	1,69	1,71
	WD-5	1,41	0,033	41	340	77	-	-
	WD-4	30,15	0,65	90	836	1469	-	-
	WD-3	3,78	1,60	113	294	281	-	-
	WD-2	0,061	0,033	-	-	-	-	-
	WD-1	0,22	0,145	-	-	17	-	-
	ST-3	5,51	1,95	81	83	232	-	-

- teores não detectados **ST-3**: amostra do veio de quartzo con sulfetos do cerro Stock Work

ANEXO B. Análises químicas de rocha total, elementos menores e minerais normativos das rochas vulcânicas da caldeira Kari Kari (SCHNEIDER, 1985).

wt %	As-4	As-50	As-51	As-52	As-55	As-57	As-71	As-90	KK-2-81	KK-5-79	KK-11-81
SiO2	63,97	62,16	63,44	63,46	61,26	61,80	58,70	60,47	63,42	64,30	63,05
TiO2	0,58	0,70	0,65	0,64	0,73	0,63	1,17	0,67	0,56	0,52	0,55
Al2O3	18,72	18,79	18,42	18,4	18,71	19,74	18,22	19,66	18,25	17,75	18,63
Fe2O3	3,90	4,51	4,62	4,12	4,61	3,98	7,93	4,45	3,86	4,03	3,73
MnO	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,11	0,07	0,06	0,06	0,07
MgO	0,84	1,10	1,14	1,10	1,00	0,93	2,67	1,03	0,91	0,71	0,86
CaO	3,32	3,07	3,40	3,15	4,31	4,39	3,40	4,29	3,63	3,13	3,74
Na2O	2,67	2,92	2,61	2,76	2,65	3,01	2,03	2,75	2,84	2,49	2,82
K2O	4,69	4,92	4,31	4,75	4,50	4,32	3,81	4,56	4,73	5,50	4,87
P2O5	0,24	0,25	0,26	0,23	0,29	0,24	0,30	0,29	0,23	0,23	0,23
PF	0,70	1,00	0,66	0,88	1,10	0,40	2,23	1,20	0,88	0,56	0,60
F	-	-	-	-	-	-	_	0,09	0,05	-	-
total	**99,65**	**99,42**	**99,54**	**99,41**	**99,16**	**99,48**	**100,03**	**99,41**	**99,34**	**99,25**	**99,11**
ppm											
Li	77,00	70,00	89,00	71,00	62,00	60,00	56,00	79,00	63,00	85,00	85,00
Be	4,10	3,60	3,90	3,60	3,20	3,60	2,90	3,50	3,70	4,40	3,60
V	47,00	_	57,00	58,00	53,00	43,00	142,00	51,00	44,00	37,00	_
Cr	20,00	_	23,00	21,00	18,00	13,00	73,00	16,00	14,00	11,00	_
Co	13,10	14,60	16,50	14,30	15,30	13,00	28,00	13,50	12,30	10,60	11,70
Ni	8,00	_	9,00	_	7,00	4,00	13,00	6,00	5,00	5,00	_
Cu	7,00	10,00	11,60	11,50	8,20	8,00	17,70	12,30	5,50	6,00	_
Zn	67,00	110,00	81,00	99,00	68,00	71,00	99,00	74,00	54,00	149,00	40,00
Rb	220,00	_	190,00	205,00	189,00	204,00	182,00	214,00	216,00	275,00	_
Sr	482,00	_	554,00	504,00	559,00	605,00	441,00	574,00	561,00	423,00	_
Y	36,00	_	47,00	21,00	63,00	39,00	79,00	55,00	35,00	30,00	_
Zr	281,00		294,00	282,00	320,00	282,00	300,00	323,00	281,00	245,00	_
Nb	35,00	_	39,00	41,00	38,00	38,00	39,00	39,00	38,00	39,00	_
Sn	11,00	_	9,00	81,00	13,00	8,00	17,00	14,00	14,00	17,00	_
Ba	852,00	_	919,00	1002,02	1052,00	1035,00	1152,00	1124,00	985,00	818,00	_
Hf	8,11	8,39	8,22	_	11,50	_	7,39	_	9,01	7,49	8,31
Ta	3,59	_	2,80	_	2,08	_	_	_	5,03	2,78	
W	40,70	_	43,63	_	97,54	_	_	_	64,10	3,24	64,01
Pb	42,00	48,00	63,00	61,00	47,00	47,00	44,00	51,00	52,00	56,00	44,00
Th	13,44	16,52	11,74	_	18,63	27,00	2,09	26,00	20,12	16,80	18,78
U	5,63	5,79	4,02	_	4,70	_	3,90	_	4,85	4,22	4,91
La	74,79	88,80	76,37	_	101,68	_	72,48	_	94,43	80,26	138,67
Ce	140,65	166,37	140,46	_	193,90	_	140,93	_	183,48	153,30	269,65
Nd	78,48	61,83	61,10	_	73,29	_	52,01	_	64,36	57,08	93,46
Sm	9,34	10,56	9,72	_	13,19	_	9,93	_	11,67	9,99	16,00
Eu	2,21	2,24	1,94	_	2,93	_	1,88	_	2,65	1,91	2,45
Gd	9,46	8,83	10,17	_	9,19	_	10.50	_	7,90	7,49	_
Tb	1,03	1,14	0,96	_	1,44	_	1,31	_	1,00	0,90	1,34
Ho	2,02	1,95	2,45	_	3,78	_	2,76	_	2,21	1,33	2,61
Yb	1,98	1,88	2,83	_	5,53	_	5,42	_	2,33	1,42	2,41
Lu	0,28	0,32	0,45	_	0,73	_	0,87	_	0,32	0,21	0,39
% AN	38,32	34,16	39,32	36,28	44,96	42,77	46,49	43,96	39,28	38,56	40,23
Q	21,24	17,06	21,61	19,89	16,97	16,00	18,60	15,33	18,82	20,00	17,90
Or	28,12	29,66	25,87	28,57	27,22	25,87	23,07	27,56	28,50	33,07	29,32
Ab	22,87	25,16	22,39	23,72	22,91	25,76	17,56	23,75	24,45	21,39	24,26
An	15,28	14,04	15,58	14,53	20,14	20,64	15,48	20,02	16,98	14,42	17,52
C	3,76	3,66	3,87	3,52	2,29	2,65	5,32	3,06	2,37	2,52	2,43
Hy (En)	2,13	2,80	2,89	2,80	2,56	2,35	6,83	2,63	2,32	1,80	2,19
Hy (Fs)	3,98	4,55	4,79	4,17	4,65	3,98	8,17	4,56	3,99	4,28	3,85
Mt	0,99	1,16	1,16	1,05	1,19	1,02	2,03	1,14	0,98	1,01	0,95
il	1,12	1,36	1,25	1,24	1,42	1,21	2,28	1,30	1,08	1,00	1,06
Ap	0,53	0,56	0,58	0,51	0,65	0,53	0,67	0,65	0,51	0,51	0,51

ANEXO C Resultados de análises químicas das rochas do cerro Stock Work (em ppm).

	Zn	Pb	Cu	Cd	As	Sb	Sn	Bi	Au	B	Rb	Ba	Sr	Zr	Y	Nb
CP-1	64	37	19	2	4	1	40	< 10	< 0,05	27	249	835	521	322	37	34
CP-2	63	40	19	6	7	1	20	< 10	< 0,05	< 10	178	790	507	324	32	36
CP-3	49	40	18	5	4	1	< 5	< 10	< 0,05	23	197	707	530	309	31	41
CP-4	130	293	6	5	5	3	70	< 10	< 0,05	74	499	879	23	329	16	45
CP-5	167	140	12	4	12	5	36	< 10	< 0,05	64	398	725	28	280	20	38
CP-6	59	44	16	7	22	1	16	< 10	< 0,05	39	253	791	510	284	27	36
CP-7	40	97	9	5	21	8	42	< 10	< 0,05	70	406	827	23	302	15	35
CP-8	84	59	15	6	15	3	< 5	< 10	< 0,05	39	209	840	497	324	40	37
CP-9	248	205	10	6	55	4	8	< 10	< 0,05	78	408	1.001	22	339	17	41
CP-10	61	55	15	6	15	1	< 5	< 10	< 0,05	38	253	884	482	267	24	34
CP-11	416	284	9	5	50	91	8	< 10	< 0,05	51	356	978	24	271	9	32
CP-12	74	40	10	5	15	2	8	< 10	< 0,05	41	225	748	492	282	24	33
CP-13	111	77	17	5	18	6	< 5	< 10	< 0,05	84	413	854	22	271	18	36
CP-14	103	37	8	4	14	1	5	< 10	< 0,05	30	251	843	501	287	29	33
CP-15	390	470	17	7	24	13	< 5	< 10	0,07	76	376	804	55	304	20	41
CP-16	43	111	10	5	16	11	16	< 10	< 0,05	52	492	813	26	357	22	48
CP-17	59	71	6	6	14	7	< 5	< 10	< 0,05	73	432	840	34	299	22	32
CP-18	58	104	25	7	37	5	< 5	< 10	< 0,05	75	435	552	21	227	33	21
CP-19	95	60	14	8	14	2	< 5	< 10	< 0,05	39	261	854	471	267	28	34
CP-20	145	151	13	4	32	13	7	< 10	< 0,05	100	333	562	23	307	39	22
CP-21	32	30	14	3	19	2	< 5	< 10	< 0,05	63	353	776	47	306	41	25
CP-22	36	189	-	3	21	3	< 5	< 10	< 0,05	75	414	596	34	321	39	24
CP-23	68	888	15	2	34	13	26	< 10	< 0,05	80	324	585	44	310	43	19
CP-24	23	26	10	-	44	3	< 5	< 10	< 0,05	53	256	567	96	284	46	21
CP-25	76	52	25	3	35	1	5	< 10	< 0,05	44	217	961	476	292	40	33
CP-26	95	56	19	4	14	1	88	< 10	< 0,05	33	202	872	477	269	31	29
CP-27	94	44	20	4	14	1	< 5	< 10	< 0,05	40	236	969	457	331	34	39
CP-28	107	81	31	4	12	1	< 5	< 10	< 0,05	28	187	895	472	274	31	38
CP-29	84	52	17	4	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-30	65	3.129	16	2	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-31	236	74	19	3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-32	38	60	8	3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-33	77	59	14	4	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-34	87	48	14	4	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-35	125	80	12	4	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-36	81	44	21	4	4	< 1	< 5	< 10	< 0,05	58	198	846	490	286	31	35
CP-37	53	45	7	5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-38	52	22	10	4	6	< 1	< 5	< 10	< 0,05	68	245	775	423	330	33	42
CP-39	47	56	16	5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-40	65	52	15	5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-41	84	33	15	5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-42	102	56	20	5	14	1	< 5	< 10	< 0,05	33	222	738	457	266	23	37
CP-43	60	554	6	4	24	6	8	< 10	< 0,05	52	436	961	27	291	13	38
CP-44	93	85	14	5	34	6	< 5	< 10	< 0,05	63	395	1.091	180	195	12	25
CP-45a	32	333	14	-	35	15	37	< 10	< 0,05	72	397	630	168	226	40	25
CP-45b	5.114	2.799	1.026	9	142	2.170	3.450	< 10	< 0,05	18	9	< 10	5	32	9	11
CP-46	29	41	11	2	23	5	< 5	< 10	0,13	88	381	599	24	287	34	24
CP-47	21	135	10	-	16	12	16	< 10	< 0,05	98	394	660	137	278	43	18
CP-48	55	18	14	2	22	6	< 5	< 10	< 0,05	76	349	560	20	300	42	23
CP-49	85	48	16	2	6	1	< 5	< 10	< 0,05	26	241	929	506	320	39	43
CP-50	93	52	20	3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-51	47	52	14	2	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*

ANEXO C Continuação

	Zn	Pb	Cu	Cd	As	Sb	Sn	Bi	Au	B	Rb	Ba	Sr	Zr	Y	Nb
CP-52	38	45	11	3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-53	66	56	9	3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-54	29	67	5	2	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-55	33	33	12	2	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-56	719	33	-	4	9	1	< 5	< 10	< 0,05	28	46	46	13	226	71	10
CP-57	472	513	19	3	5	2	< 5	< 10	< 0,05	46	215	308	8	403	48	13
CP-58a	1.518	943	58	10	8.838	142	20	< 10	< 0,05	24	14	26	10	24	< 3	< 5
CP-58b	1.741	380	86	12	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-59	48	56	33	4	19	1	5	< 10	< 0,05	56	315	585	32	200	31	23
CP-60	40	44	30	3	8	1	< 5	< 10	< 0,05	56	238	600	43	176	31	22
CP-61	20	26	10	2	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-62	32	22	93	2	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-63	404	3.070	40	3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-64	37	48	18	3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-65	241	1.302	29	3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-66	33	74	5	3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-67	467	128	10	4	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
CP-68	177	132	15	5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*

Rochas encaixantes do veio Wendy

WD-1	3.477	1.192	22	24	11	25	72	< 10	< 0,05	58	386	484	175	311	43	29
WD-2	742	263	65	6	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
WD-8	258	154	6	7	34	55	23	< 10	< 0,05	77	360	257	35	344	49	37
WD-9	106	65	43	8	41	13	58	< 10	< 0,05	68	349	456	17	359	37	36
WD-18	174	155	8	7	146	5	7	< 10	< 0,05	63	360	440	15	324	49	33
WD-19	231	350	8	12	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
WD-21	2.459	1.553	11	61	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
WD-29	530	3.227	24	9	36	12	< 5	< 10	< 0,05	77	314	679	21	383	54	39
WD-30	98	115	8	4	7	12	8	< 10	< 0,05	26	187	1.022	667	366	54	34

- não detectado * não analisado