UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

A JAZIDA DE BARITA DE ÁGUA CLARA NO ÂMBITO
DO PRECAMBRIANO DO VALE DO RIBEIRA,
ESTADO DO PARANÁ.

Antonio Carlos Gondim de Andrade e Silva

Orientador: Prof. Dr. Aledir Paganelli Barbour

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

São Paulo
1990

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

A JAZIDA DE BARITA DE ÁGUA CLARA NO ÂMBITO
DO PRECAMBRIANO DO VALE DO RIBEIRA,
ESTADO DO PARANÁ.

Antonio Carlos Gondim de Andrade e Silva

Orientador: Prof. Dr. Aledir Paganelli Barbour

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004525

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. A.P. Barbour	
Examinadores:	Dr. E. Ribeiro Filho	
	Dr. J.S. Bettencourt	
	Dr. H. Jost	
	Dr. P.C. Soares	

São Paulo
1990

A João e Lula, meus filhos.

ÍNDICE

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES	iv
RESUMO	xii
ABSTRACT	xiv
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA JAZIDA DE BARITA DE ÁGUA CLARA	1
1.2. ABORDAGEM DO TEMA E METODOLOGIA DE TRABALHO	3
1.2.1. MÉTODOS DOS TRABALHOS DE CAMPO	7
1.2.2. MÉTODOS DOS TRABALHOS DE LABORATÓRIO	8
1.3. AGRADECIMENTOS	12
2. GEOLOGIA REGIONAL	14
2.1. O GRUPO SETUVA - ENCAIXANTE DA JAZIDA DE ÁGUA CLARA	19
2.2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOCRONOLÓGICO	29
3. A REGIÃO DO VALE DO RIBEIRA E SUAS MINERALIZAÇÕES	40
3.1. ÉPOCAS METALOGENÉTICAS DA REGIÃO DO VALE DO RIBEIRA	44
3.1.1. ÉPOCA METALOGENÉTICA ASSOCIADA À SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DO GRUPO SETUVA NO PROTEROZOICO MÉDIO	45
3.1.2. ÉPOCA METALOGENÉTICA ASSOCIADA À SEDIMENTAÇÃO E HIDATOGENESE DO PROTEROZOICO SUPERIOR	46

3.1.3. ÉPOCA METALOGENÉTICA ASSOCIADA À GRANITOGÊNESE BRASILIANA	47
3.1.4. ÉPOCA METALOGENÉTICA DO CRETÁCIO	49
3.2. DEPÓSITOS DE BARITA DA REGIÃO DO VALE DO RIBEIRA	50
3.2.1. LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO GEOLÓGICA SUMÁRIA DOS DEPÓSITOS DE BARITA DA REGIÃO DO VALE DO RIBEIRA	50
3.2.2. TIPOLOGIA DOS DEPÓSITOS DE BARITA DO VALE DO RIBEIRA	65
4. GEOLOGIA LOCAL	70
5. ROCHAS MAGMATOGÊNICAS E CONTRIBUIÇÕES EXALATIVO-VULCA NO-SEDIMENTARES NA ÁREA DO DEPÓSITO DE ÁGUA CLARA	88
5.1. ROCHAS MAGMATOGÊNICAS - ORTO-ANFIBOLITOS	89
5.2. CONTRIBUIÇÕES EXALATIVO-VULCANO-SEDIMENTARES	103
6. OS ELEMENTOS TERRAS RARAS NO ESTUDO DA SEQUÊNCIA HOSPEDEIRA DA JAZIDA DE ÁGUA CLARA	113
6.1. ELEMENTOS TERRAS RARAS NOS ORTO-ANFIBOLITOS, FORMA ÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS E METACHERTS	117
7. CARACTERÍSTICAS E GÊNESE DO DEPÓSITO DE BARITA DE ÁGUA CLARA	149
7.1. CARACTERÍSTICAS DO DEPÓSITO DE BARITA DE ÁGUA CLARA	149
7.2. O CARÁTER EXALATIVO-VULCANOGÊNICO DAS PIRITAS QUE ACOMPANHAM A MINERALIZAÇÃO BARITÍFERA DE ÁGUA CLARA	159
7.3. GÊNESE DO DEPÓSITO DE BARITA DE ÁGUA CLARA	168

7.4. O CARÁTER PROXIMAL <i>VERSUS</i> DISTAL DA JAZIDA DE ÁGUA CLARA	178
8. CONCLUSÕES	182
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	185

ÍNDICE DAS ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1-1 Localização e acesso jazida de barita de Água Clara.	2
Figura 2-1 Principais áreas de ocorrência do Grupo Setu <u>va</u> no Estado do Paraná.	21
Figura 2-2 Correlação entre as colunas estratigráficas da área da mina de Água Clara e da área da <u>mi</u> na do Perau.	27
Figura 2-3 Diagrama AFM de orto-anfibolitos da Formação Perau.	36
Figura 3-1a Mapas geológicos com localização dos depósitos de barita da região do Vale do Ribeira - Legenda.	51
Figura 3-1b Jazidas e ocorrências de barita que aparecem nos mapas com suas respectivas numerações...	52
Figura 3-2 Mapa geológico com localização de depósitos de barita da região do Vale do Ribeira.	53
Figura 3-3 Mapa geológico com localização de depósitos de barita da região do Vale do Ribeira.	54
Figura 3-4 Mapa geológico com localização de depósitos de barita da região do Vale do Ribeira.	55
Figura 3-5 Mapa geológico com localização de depósitos de barita da região do Vale do Ribeira.	56
Figura 3-6 Distribuição dos depósitos de barita do Vale do Ribeira nas unidades litoestratigráficas...	66

Figura 4-1 Mapa geológico da área da jazida de barita de Água Clara, Esc. 1:5 000 .	71
Figura 4-2 Mapa fisiográfico da área da jazida de barita de Água Clara, Esc. 1:5 000 .	72
Figura 4-3 Perfil geológico na área da jazida de barita de Água Clara, Esc. 1:500	73
Figura 4-4 Coluna estratigráfica de detalhe da área da jazida de barita de Água Clara.	74
Figura 5-1 Gráfico $mg \times TiO_2$ - Anfibolitos da área de Água Clara...	95
Figura 5-2 Gráfico $mg \times Cr$ e $mg \times Ni$ - Anfibolitos de Água Clara...	96
Figura 5-3 Gráfico $Ti \times Cr$ e $Ti \times Ni$ - Anfibolitos de Água Clara...	97
Figura 5-4 Diagrama triangular $FeO - Fe_2O_3 - SiO_2$...	99
Figura 6-1 Gráfico contração dos lantanídeos...	115
Figura 6-2 Padrão de distribuição de elementos Terras Raras em orto-anfibolito da região de Água Clara - Amostra AL-28.	121
Figura 6-3 Padrão de distribuição de elementos Terras Raras em orto-anfibolito da região de Água Clara - Amostra AL-29.	122
Figura 6-4 Padrão de distribuição de elementos Terras Raras em orto-anfibolito da região de Água Clara - Amostra AL-37.	123
Figura 6-5 Padrão de distribuição de elementos Terras Raras em orto-anfibolito da região de Água Clara - Amostra AL-45.	124

Figura 6-6 Assinatura em elementos Terras Raras de Rochas vulcânicas segundo Garcia (1972).	125
Figura 6-7 Padrão de distribuição de elementos Terras Raras em traquito que constitui apófise do complexo sienítico de Tunas.	126
Figura 6-8 Padrão de distribuição de elementos Terras Raras em formação ferrífera bandada de Água Clara - Amostra AL-05c.	129
Figura 6-9 Padrão de distribuição de elementos Terras Raras em formação ferrífera bandada de Água Clara - Amostra ASM-1.	130
Figura 6-10 Padrão de distribuição de elementos Terras Raras em formação ferrífera bandada de Água Clara - Amostra - AL-03.	131
Figura 6-11 Padrão de distribuição de elementos Terras Raras em formação ferrífera bandada de Água Clara - Amostra AL-26.	132
Figura 6-12 Padrão de distribuição de elementos Terras Raras em formação ferrífera bandada do Perau Amostra PS-23.	133
Figura 6-13 Padrão de distribuição de elementos Terras Raras em formação ferrífera bandada do Perau - Amostra Perau-2.	134
Figura 6-14 Padrão de distribuição de elementos Terras Raras em formação ferrífera bandada do Perau - Amostra Perau-1.	135
Figura 6-15 Padrão de distribuição de elementos Terras Raras em formação ferrífera bandada do Perau - Amostra PS-22.	136

Figura 6-16 Padrão de distribuição de elementos Terras Raras em formação ferrífera bandada da Fazenda Banespa.	137
Figura 6-17 Assinatura em elementos Terras Raras em formações ferríferas proterozóicas segundo Fryer (1983).	140
Figura 6-18 Assinatura em elementos Terras Raras em formações ferríferas arqueanas segundo Fryer.	141
Figura 6-19 Padrão de distribuição de elementos Terras Raras em águas marinhas.	143
Figura 6-20 Gráfico Eh-pH - elemento Ce e seus compostos.	146
Figura 6-21 Padrão de distribuição de elementos Terras Raras em metacherts de Água Clara.	148
Figura 7-1 Esquema de modelo de depósitos sulfetados de Cu-Pb-Zn e barita, exalativo submarino em sequências vulcano-sedimentares...	173
Figura 7-2 A: Solubilidade da barita em H_2O em função da T e P. B: Solubilidade da barita em solução H_2O -NaCl em função da T e c_{NaCl} .	175

FOTOGRAFIAS

Fotografia 5-1 Formação ferrífera bandada da área de Água Clara.	107
Fotografia 5-2 Barita exibindo bandamento...com a <u>pre</u> sença de magnetitas.	108
Fotografia 7-1 Camada de barita do corpo principal.	150
Fotografia 7-2 Lâminas e camadas de barita e/ou meta- cherts alternadas com mármore dolomítico.	151
Fotografia 7-3 Níveis de xistos intercalados na parte <u>in</u> ferior da camada principal de barita de Água Clara.	153
Fotografia 7-4 Amostras de barita do depósito de Água Clara.	155

FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 4-1 Metachert...	76
Fotomicrografia 4-2 Mármore dolomítico silicoso...	78
Fotomicrografia 4-3 Mineralização de pirita, calcopirita e esfalerita...	79
Fotomicrografia 4-4 Calcopirita e esfalerita em vênulas...	80
Fotomicrografia 4-5 Dolomita-quartzo-muscovita-xisto...	82
Fotomicrografia 4-6 Dolomita-quartzo-muscovita-xisto com xistosidades...	83
Fotomicrografia 4-7 Barita do corpo principal...	85
Fotomicrografia 4-8 Formação ferrífera bandada de Água Clara.	86
Fotomicrografia 5-1 Magnetitas...	109
Fotomicrografia 5-2 Magnetita com microestruturas de rotação e sombra de pressão.	110
Fotomicrografia 5-3 Magnetita de diversos tipos...	111
Fotomicrografia 7-1 Barita e quartzo...	156
Fotomicrografia 7-2 Magnetitas martitizadas...	157
Fotomicrografia 7-3 Pirita, magnetita, barita e quartzo ...	158

QUADROS

Quadro 1-1 Valores de normalização para elementos <u>Ter</u> ras Raras.	10
Quadro 2-1 Coluna litoestratigráfica de Bigarella & Salamuni (1958).	17
Quadro 2-2 Coluna estratigráfica adotada por Marini et al. (1967).	18
Quadro 2-3 Resumo da evolução dos trabalhos sobre as <u>uni</u> dades litoestratigráficas do precambriano pa- ranaense.	24
Quadro 2-4 Coluna litoestratigráfica da região estudada no Estado do Paraná.	29
Quadro 2-5 Composição química de orto-anfibolitos da <u>For</u> mação Perau em elementos do diagrama AFM.	37
Quadro 5-1 Valores de Cr, Ni e TiO_2 dos anfibolitos da área de Água Clara.	92
Quadro 5-2 Valores de <i>mg</i> de Niggli e dos elementos que servem de base para o cálculo deste coeficien <u>te</u> te nos anfibolitos de Água Clara.	94
Quadro 5-3 Composição química de anfibolitos da Forma- ção Perau...	100
Quadro 5-4 Valores da função discriminante X_1 ...	102
Quadro 5-5 Valores de Co, Sc e da função discriminante X_2 para os anfibolitos de Água Clara.	104
Quadro 6-1 Composição em elementos Terras Raras dos orto- anfibolitos e traquito de Água Clara.	119

Quadro 6-2 Composição em elementos Terras Raras de amostras das formações ferríferas bandadas e metacherts da área de Água Clara.	127
Quadro 6-3 Composição em elementos Terras Raras das formações ferríferas bandadas do Perau e Fazenda Banespa.	138
Quadro 6-4 Concentrações e tempos de residência de elementos Terras Raras na água do mar.	144
Quadro 7-1 Dados de análises químicas, por microsonda eletrônica, de piritas - Amostra ACL-08-08.	160
Quadro 7-2 Dados de análises químicas de piritas - Amostra ACL-08-02.	161
Quadro 7-3 Dados de análises químicas de piritas - Amostra AG-12.	162
Quadro 7-4 Dados de análises químicas de piritas - Amostra AV-25.	163
Quadro 7-5 Dados de análises químicas de piritas - Amostra AV-34.	164
Quadro 7-6 Valores médios da composição em Ni e Co das piritas de Água Clara, que se encontram associadas à mineralização de bari <u>t</u> a e suas respectivas razões Co/Ni.	165

RESUMO

A pesquisa desenvolvida na elaboração desta Tese teve como principais objetivos o estudo da jazida de barita de Água Clara em conjunto com a sequência hospedeira, dentro do contexto geológico do Vale do Ribeira e suas mineralizações.

A jazida de barita de Água Clara localiza-se no município de Bocaiuva do Sul, Estado do Paraná. Esta jazida apresenta-se hospedada em uma sequência vulcano-sedimentar pertencente à Formação Perau do Grupo Setuva, integrante do Meso-Proterozóico. Trata-se de um depósito estratiforme constituído por camadas e lentes de barita com magnetita, hematita, pirita e quartzo subordinados. O corpo principal do depósito de barita encontra-se encaixado em dolomita-quartzo-muscovita-xistos, havendo também mineralizações baritíferas em mármore dolomíticos silicosos.

A sequência hospedeira da jazida de Água Clara apresenta quartzitos, metacherts, mármore dolomíticos, xistos e orto-anfibolitos. O caráter orto-derivado dos anfibolitos da região foi determinado por diversos métodos petro-químicos.

O depósito baritífero associa-se a mineralizações sulfetadas de Cu, Pb, Zn e também a formações ferríferas bandadas *facies* óxidos *sub-facies* magnetítica. As características das formações ferríferas principalmente no que diz respeito ao padrão de distribuição de elementos Terras Raras, sugerem uma origem exalativo-sedimentar com participação de soluções ferruginosas provenientes de centros vulcânicos, as quais sofrem interação com a água do mar.

Os conteúdos de Ni e Co das piritas acamadadas do depósito de Água Clara, determinados por microsonda eletrônica, e as razões Co/Ni que estes minerais apresentam, são congruentes com uma origem exalativo-vulcano-sedimentar.

As características da jazida de Água Clara em seu conjunto indicam uma gênese exalativo vulcano-sedimentar de natura distal.

ABSTRACT

The main purpose of this thesis is to research the Água Clara barite ore deposit and host-rocks. As a complementary objective is described the geological setting of Vale do Ribeira region and their mineralizations.

The Água Clara ore deposit is located about 90 Km northern of Curitiba, Paraná State capital, Brazil. The volcano-sedimentary host-rock sequence belongs to the mesoproterozoic Perau Formation, Setuva Group. Água Clara is a stratiform ore deposit formed by layers and lenses of barite with subordinate magnetite, hematite, pyrite and quartz.

Dolomite-quartz-muscovite schist is the host-rock of the most important barite ore bodies. There is barite mineralization in siliceous dolomite marble too. Besides these rocks, the hanging and foot wall rocks are constituted by quartzite, metachert, dolomite, marble, schists and ortho-amphibolites. The ortho-derived character of the amphibolites of Água Clara region was determined by several petro-chemical methods.

The Água Clara barite ore deposit is associated to Cu-Pb-Zn sulphides mineralizations and banded iron formation of magnetitic oxide facies. The BIF characteristics, mainly their Rare Earth Elements patterns, suggest an exhalative-sedimentary origin with the participation of ferruginous solutions that came from volcanic centres, and latter interact with sea water.

The Co-Ni contents of bedded pyrite of Água Clara deposit were determined by electronic microprobe. These values

and the Co/Ni rates indicate an exhalative volcanogenic origin for these pyrites.

The Água Clara barite ore deposit features suggest a genesis by submarine exhalative-volcano-sedimentary process of distal nature.

A JAZIDA DE BARITA DE ÁGUA CLARA NO ÂMBITO DO PRECAMBRIANO DO VALE DO RIBEIRA, ESTADO DO PARANÁ

1. INTRODUÇÃO

1.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA JAZIDA DE BARITA DE ÁGUA CLARA

A jazida de barita de Água Clara apresenta coordenadas geográficas $24^{\circ} 56' S$ e $49^{\circ} 03' W$ na folha SG 22-X-B-IV-4, está localizada a 1 Km ao sul do povoado homônimo, no município de Bocaiuva do Sul, Estado do Paraná. A jazida dista 90 Km de Curitiba, percorrendo-se 80 Km na Br-476 e 10 Km em estrada secundária. No primeiro trecho entre Curitiba e Bocaiuva do Sul (35 Km) a Br-476 encontra-se asfaltada, no segundo trecho entre Bocaiuva do Sul e Tunas (45 Km) esta rodovia apresenta leito de terra com cobertura de cascalho e, finalmente, no último trecho, entre Tunas e a jazida (10 Km) percorre-se uma estrada secundária de leito natural.

Na Figura 1-1 apresenta-se o mapa de localização e acesso da jazida de Água Clara.

1.2. ABORDAGEM DO TEMA E METODOLOGIA DE TRABALHO

Na década de 80, houve um aumento significativo do número de trabalhos abordando aspectos metalogenéticos de diversas jazidas e ocorrências minerais que integram a província metalogenética do Vale do Ribeira. Há trabalhos abrangentes, de cunho regional, nos quais as jazidas e ocorrências, embora não constituam o tema central, representam objeto de considerações. Há por outro lado, trabalhos mais específicos sobre depósitos minerais, inclusive sobre depósitos de barita. Dentre estes últimos, versando sobre depósitos baritíferos, destacam-se Andrade e Silva & Schöhl (1981) e Andrade e Silva (1984).

Não obstante o aumento do número de trabalhos referentes aos depósitos minerais do Vale do Ribeira, vários são os problemas que ainda persistem, relacionados à gênese, controle e associações destes depósitos.

Dois temas foram propostos, com a intenção de aumentar os conhecimentos geológicos sobre o assunto em pauta:

1. Ordenamento dos diversos dados disponíveis, complementando-os com novos dados levantados, mediante os quais fosse possível obter uma visão geral das mineralizações do Vale do Ribeira e seu contexto geológico.
2. Estudo da gênese de uma jazida de barita em conjunto com sua sequência hospedeira.

Para abordagem do primeiro tema efetuou-se uma ampla pesquisa bibliográfica, acompanhada de viagens de campo, objetivando-se a complementação dos dados levantados na bibliografia. Os resultados obtidos mediante este procedimento permitiram o agrupamento de depósitos de acordo com as diversas épocas metalogenéticas que ocorreram no Vale do Ribeira.

Foram reconhecidos depósitos minerais relacionados às seguintes épocas metalogenéticas:

- Época metalogenética do Cretáceo.
- Época metalogenética associada à granitogênese Brasileira.
- Época metalogenética associada à sedimentação e hidatogênese do Proterozóico Superior.
- Época metalogenética associada à sequência vulcano-sedimentar do Grupo Setuva no Proterozóico Médio.

Os levantamentos geológicos regionais possibilitararam reconhecer áreas referentes às seguintes unidades litoestratigráficas:

- Grupo Açungui (Formação Votuverava e Formação Capiçu).
- Grupo Setuva (Formação Perau e Formação Água Clara).

O segundo tema proposto para a presente pesquisa, foi desenvolvido na área da jazida de barita de Água Clara, Estado do Paraná.

Visando-se atingir os objetivos correspondentes aos temas propostos, a pesquisa foi desenvolvida mediante emprego tanto de métodos convencionais representados por análise bibliográfica, trabalhos de campo, estudos petrográficos e mineralógicos, como de métodos modernos, mediante os quais foram efetuados estudos litogeoquímicos de elementos maiores e traços com ênfase

em Terras Raras e determinações da concentração de Ni e Co em piritas mediante emprego de microsonda eletrônica.

Os dados obtidos indicam o caráter orto-derivado dos anfibolitos da sequência hospedeira da jazida de Água Clara. Com os dados coligidos e interpretados procurou-se explicar a gênese da jazida de Água Clara.

A presente pesquisa aborda também o controle litoestratigráfico da jazida de barita de Água Clara. Para este efeito realizou-se levantamento das unidades litoestratigráficas, tanto formais como informais, definidas na região. Adotou-se a denominação de Formação Perau integrante do Grupo Setuva, dentre as diversas terminologias propostas para a sequência metamorfo-vulcano-sedimentar presente na área de Água Clara. Nesta opção foram considerados os procedimentos recomendados nos códigos de nomenclatura estratigráfica, especialmente aqueles contidos em Petri et al. (1986).

A jazida de barita de Água Clara foi estudada em conjunto com sua sequência hospedeira, situando-se a jazida na evolução geológica da referida sequência e no contexto das mineralizações do Vale do Ribeira.

É importante que sejam ressaltadas aqui, as dificuldades com as quais se defronta o pesquisador diante de um estudo geológico objetivando esclarecer aspectos genéticos em â-reas precambrianas, que sofreram intensos processos tectono-metamórficos, e que além disto, encontram-se situadas em regiões de clima tropical úmido, exibindo espessos perfis de alteração, chegando a atingir, em alguns locais, profundidades que ultrapassam 50 m.

A evolução tectono-metamórfica da região contribui para mascarar grande parte das características que poderiam representar evidências diagnósticas com relação à gênese dos depósitos. O intemperismo intenso agrega dificuldades na obtenção de amostragens sistemáticas que sejam úteis. Estas amostragens sistemáticas são efetuadas com o objetivo de obter-se dados químicos que reportem características primárias, tanto da mineralização como das encaixantes.

Apesar das dificuldades apontadas anteriormente, foi possível a obtenção de características que proporcionam subsídios à interpretação da gênese da jazida de barita de Água Clara.

Como já mencionado anteriormente, foram obtidos dados que indicam um caráter vulcano-sedimentar para a sequência hospedeira da jazida de Água Clara. Em sequências vulcano-sedimentares são conhecidas importantes jazidas de sulfetos maciços geralmente acompanhados de barita.

Foram estudadas as características genéticas que são congruentes com dados de Água Clara, obtendo-se os parâmetros que compõem o modelo em que a jazida de Água Clara se encaixa.

Os resultados alcançados sugerem uma gênese dentro de modelo exalativo-vulcano-sedimentar. Emprega-se aqui estes termos para indicar processo com emanções de soluções no fundo oceânico associadas a sequências vulcano-sedimentares com predomínio de sedimentos, constituindo portanto um processo exalativo submarino.

1.2.1. MÉTODOS DOS TRABALHOS DE CAMPO

Foram efetuadas várias missões geológicas à região do Vale do Ribeira, dando-se maior ênfase à área da jazida de barita de Água Clara no município de Bocaiuva do Sul, Estado do Paraná.

Fundamentalmente, foram efetuados três tipos de trabalhos de campo:

- Reconhecimento de depósitos minerais.
- Levantamentos geológicos regionais.
- Levantamentos geológicos de semi-detálhe e detalhe.

Nos trabalhos de reconhecimento de depósitos mine-rais, foram efetuadas visitas a diversas jazidas e ocorrências situadas na região do Vale do Ribeira. Nestes trabalhos buscou-se, principalmente, reconhecer a forma e os controles dos depósitos, suas relações com as encaixantes, assim como, as principais ca-racterísticas que estas apresentam.

Estes dados, acompanhados de consultas bibliográfi-cas, permitiram agrupar os depósitos de acordo com as diversas épocas metalogenéticas que tiveram efeito no Vale do Ribeira desde o Proterozóico até o Cretáceo.

Os levantamentos geológicos regionais foram efetuados objetivando-se a determinação da compartimentação das unidades litoestratigráficas definidas na região. Para este efeito, foram adotados critérios estruturais e litológicos, em trabalhos municipiados de mapas geológicos, possibilitando-se reconhecer áreas pertencentes às diferentes unidades.

Em conjunto com os levantamentos geológicos de semi-det^{al}he e de detalhe, realizados principalmente na área da jazida de Água Clara, foram efetuadas amostragens nas diversas litologias que integram a sequência metamorfo-vulcano-sedimentar hospedeira da jazida e ao longo do corpo de minério baritífero. Foram coletadas amostras em afloramentos, galerias e testemunhos de sondagens. Foram selecionadas amostras frescas, com o objetivo de realizar lâminas, seções polidas e análises químicas que retratassem as características primárias das rochas e mineralizações. Não obstante, teve-se o cuidado no sentido de não permitir que esta seleção de amostras afetasse a representatividade. Procurou-se, portanto, um equilíbrio entre a seleção e a sistematização na amostragem.

1.2.2. MÉTODOS DOS TRABALHOS DE LABORATÓRIO

As diversas litologias que integram a sequência vulcano-sedimentar hospedeira da jazida de Água Clara foram estudadas em seções delgadas, mediante o emprego de microscopia de luz transmitida. Foram também estudadas seções delgadas pertencentes às mineralizações baritíferas.

Os minerais opacos foram melhor estudados em seções polidas, mediante o emprego de microscopia de luz refletida. Foram realizados estudos da peragênese destes minerais.

As fotomicrografias, tanto das seções delgadas como das seções polidas, foram obtidas em microscópios especiais

dotados de câmera acoplada, pertencentes ao Departamento de Geologia Geral e ao Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

As análises químicas de elementos maiores e traços foram realizadas mediante emprego de diversos métodos, dando-se ênfase à absorção atômica, espectrometria de plasma e via úmida. Estas análises foram efetuadas em três laboratórios especializados, Geolab-Geosol em Belo Horizonte, Puriquima em São Paulo e Tecpar em Curitiba.

Os elementos Terras Raras foram determinados no Geolab-Geosol mediante emprego de espectrômetro de plasma de argônio com acoplamento indutivo. O citado espectrômetro encontra-se dotado de sistema sequencial de varredura, com capacidade para determinação de 12 elementos Terras Raras da série dos lantanídeos. Foram efetuadas determinações dos 12 seguintes: La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu. Para algumas amostras o Túlio (Tm) não foi determinado, porém, este fato não afeta as interpretações. Os valores obtidos foram normalizados com relação à composição dos meteoritos condriticos apresentada por Evensen et al. (1978). Os valores de normalização de Evensen et al. (op. cit.) são muito semelhantes aos do meteorito Leedeey (Masuda et al., 1973) divididos por 1,20, também usados com muita frequência para normalização como proposto por Sun & Hanson (1976) e Taylor & Gorton (1977), (Quadro 1-1). Alguns autores usam os dados do Composto de Argilas Norte-Americanas - NASC.

Os valores normalizados, obtidos pela divisão do teor de Terras Raras na rocha pela composição de meteoritos condríticos, foram plotados em gráficos para efeito de comparações.

QUADRO 1-1

VALORES DE NORMALIZAÇÃO PARA ELEMENTOS TERRAS RARAS

	A	B
La	0,2446	0,315
Ce	0,6379	0,813
Nd	0,4738	0,597
Sm	0,1540	0,192
Eu	0,05802	0,0722
Gd	0,2043	0,259
Dy	0,2541	0,325
Ho	0,0567	0,073
Er	0,1660	0,213
Tm	0,02561	0,030
Yb	0,1651	0,208
Lu	0,02539	0,0323

A = Composição dos meteoritos condriticos,
em ppm, segundo Evensen et al. (1978).

B = Valores em ppm do condrito Leedey di-
vididos por 1,20 (Taylor & Gorton, 1977).

com os gráficos apresentados na bibliografia especializada sobre o assunto.

Foram efetuados estudos de elementos Terras Raras nos diversos tipos litológicos que integram a sequência hospedeira da jazida de Água Clara. Deu-se ênfase aos anfíbolitos e formações ferríferas bandadas presentes na sequência. Tentou-se a determinação dos elementos Terras Raras em amostras de barita. Porém, devido a limitações do método, não foi possível a obtenção da quantificação de elementos Terras Raras nestas amostras. O alto teor de bário dificulta a solubilização total da amostra e causa interferências (informação do laboratório Geolab-Geosol).

Os gráficos obtidos proporcionam o padrão de distribuição de elementos Terras Raras nos diversos tipos litológicos, fornecendo subsídios para a interpretação da evolução geológica da sequência metamorfo-vulcano-sedimentar e suas mineralizações na área da jazida de Água Clara.

Foram efetuadas análises da composição das pirritas associadas à mineralização baritífera de Água Clara, dando-se ênfase à determinação do conteúdo em Co e Ni. Teve-se como objetivo determinar a gênese destas pirritas levando-se em consideração os valores da concentração em Co, Ni, e as razões Co/Ni, de acordo com o estabelecido na literatura específica como apresentado no Capítulo 7.

A composição em elementos maiores das pirritas e seu conteúdo em Co e Ni foram determinados em microsonda eletrônica marca Jeol, modelo JCXA-733, usando-se voltagem de aceleração de 25 Kv e corrente de feixe de 50 nA, nos laboratórios da Companhia Vale do Rio Doce, em Belo Horizonte.

Foram efetuadas nove análises pontuais por amostra, sendo três em cada grão, seguindo-se a sequência borda-centro-borda. O tempo de contagem no pico para Fe e S foi de 10 segundos e para Ni e Co de 50 segundos. O limite teórico de detectabilidade para Ni e Co é de 100 ppm, embora na prática tenha-se obtido valores inferiores relativamente confiáveis. O *background* foi medido em ambos os lados dos picos das raias analíticas, sendo o tempo de contagem para Fe e S de 5 segundos e para Ni e Co de 10 segundos. Os dados foram corrigidos usando-se o programa PACM que faz correção ZAF. Os padrões usados nas análises por microsonda eletrônica foram Marcassita (S, Fe), Cobaltita (Co) e Pentlandita (Ni).

1.3. AGRADECIMENTOS

O autor deseja consignar seus agradecimentos às seguintes pessoas e entidades que de diversas maneiras contribuíram para a realização desta tese.

Ao Professor Dr. Aledir Paganelli Barbour pela orientação científica da pesquisa.

Ao Professor Dr. Richard W. Hutchinson pelas discussões sobre aspectos metalogenéticos.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq pelo incentivo financeiro em diversas etapas da pesquisa.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível

vel Superior-CAPES pela outorga de bolsa de doutoramento.

Aos projetos PADCT/FINEP, coordenados pelos professores Dr. Aledir Paganelli Barbour e Dr. Paulo César Soares, pelo apoio de infra-estrutura.

Ao Geólogo Dr. Juarez Fontana dos Santos pela prestimosa obtenção das análises por microsonda eletrônica nos laboratórios da Companhia Vale do Rio Doce.

Ao Professor Dr. Jorge Bettencourt que na qualidade de relator discutiu com o doutorando as sugestões apresentadas.

Ao Professor Dr. José Borges Neto do Departamento de Linguística da UFPR pela leitura crítica do texto.

A Rosa, João e Luís, minha esposa e meus filhos, que pacientemente souberam repartir os momentos de convivência com as baritas, livros, papéis, xerox, viagens e tantas coisas mais.

Aos colegas da UFPR pelas discussões e incentivos que proporcionaram.

Aos pós-graduandos e ao corpo docente do IG-USP pela ajuda proporcionada em diversas etapas desta pesquisa.

Ao desenhista Oto Laurentino Rosa pela arte final das ilustrações.

Ao Sr. Jaime Alves Silva responsável pelos trabalhos gráficos de impressão.

2. GEOLOGIA REGIONAL

A jazida de barita de Água Clara está localizada na compartimentação geográfica do Estado do Paraná denominada de Primeiro Planalto ou Planalto de Curitiba.

Este compartimento, na sua porção situada a norte da cidade de Curitiba, apresenta sequências metamorfo-sedimentares e metamorfo-vulcano-sedimentares pertencentes ao Grupo Açungui e Grupo Setuva de idades proterozóicas, apresenta sequências gnáissicas do Complexo Pré-Setuva e do Embasamento Cristalino arqueano, apresenta corpos graníticos paleozóicos e corpos magnáticos intermediários a básico-ultrabásicos de caráter alcalino e idades mesozóicas.

As rochas pertencentes ao Grupo Açungui foram estudadas inicialmente por Derby (1878), que se refere a uma série metamórfica não cristalina pertencente à região do Açungui. Posteriormente, Oliveira (1916, 1927) redefine com mais detalhes o que denominou de Série Açungui.

Nas décadas de 20 a 40, vários autores efetuaram trabalhos geológicos em sequências correlacionáveis ao Grupo Açungui, especialmente no Estado de São Paulo, destacando-se Paiva (1929), Moraes Rego (1933), Leonardos (1934) que define a Formação Iporanga e posteriormente denomina-a Série Ribeira (Leonardos, 1941), Knecht (1935), Carvalho & Pinto (1937), Barbosa (1941, 1948), Barbosa & Guimarães (1946), Bastian (1946) e Almeida (1944), que reconhece estruturas estromatolíticas do tipo *Conophyton* definindo as *Collenias Itapevensis*. Em muitos destes trabalhos os autores se referem à "série" São Ro-

que, correspondente no Estado de São Paulo a parte do Grupo Açungui definido anteriormente no Estado do Paraná, como já referido acima, por Derby (1878) e redefinido por Oliveira (1916,1927).

Versando sobre a geologia da antiga "Série Açungui", atualmente Grupo Açungui, no Estado do Paraná, destacam-se na década de 40 os trabalhos de Moraes Rego & Almeida (1946), Maack (1947), Bigarella (1948).

Na década de 50 deu-se início aos trabalhos de subdivisão do Grupo Açungui ao serem definidas várias formações. Bigarella & Salamuni (1956) definem a Formação Setuva e a Formação Capiru da seguinte maneira:

"... a leste de Rio Branco do Sul, pôde ser observada uma discordância muito nítida entre duas formações da série em questão". Os autores se referem ao Grupo Açungui que antigamente era conhecido sob a denominação de Série Açungui e dão continuidade ao texto da seguinte maneira: "A mais antiga das referidas formações os autores propõem a denominação "Setuva" em virtude da mesma ter sido descoberta na região de igual nome, onde tanto os membros litológicos da formação, bem como a discordância, estão bem expostos. A formação "Setuva" constitui o núcleo bem evidente de uma anticlinal, que se estende a partir de 3 km a leste da localidade de Santaria em direção NE. A formação em aprêço é composta, em sua maior parte, por sericita-quartzito e, secundariamente, por quartzitos e filitos. Esta formação, aparentemente, não possui depósitos de rochas calcáreas. Entre os componentes da mesma encontram-se os quartzitos da Bocaina e da serra de Santana. O núcleo da anticlinal apresenta-se intrudido por granito-pôrfiro, cujo contacto produziu, nas rochas encaixantes,

um metamorfismo deveras acentuado. Dessa maneira, nas proximidades do granito, são encontrados anfibolitos, biotita-xistos e rochas de textura gnáissica.

Para a outra formação, mais recente, é proposto o nome de Capiuru, região próxima à discordância onde esta última formação foi individualizada. Esta é composta, predominantemente, por camadas de quartzitos e dolomitos, sendo de se notar que as ocorrências de filitos são menos frequentes na base e mais comuns na parte superior da mesma. Dentre as unidades litológicas menos comuns, da formação Capiuru, podemos mencionar os itabiritos. É de se salientar, como fato mais notável, a nítida engranzagem de fácies entre quartzitos e dolomitos, na porção inferior desta formação."

Bigarella & Salamuni (1956) sugerem a possibilidade de existência de uma terceira formação, constituída por um pacote relativamente espesso composto principalmente por filitos e metassiltitos acompanhados por calcários. Mas, somente em trabalho posterior estes mesmos autores, Bigarella & Salamuni (1958), diferenciam este pacote da Formação Capiuru e da Formação Setuva, definindo a Formação Votuverava nos seguintes termos:

"... a Formação Votuverava se distingue da Formação Capiuru na qualidade de suas rochas calcáreas pois, enquanto a primeira apresenta calcáreos com baixo teor em MgO (Bigarella, 1953), a segunda é composta predominantemente por dolomitos cujo teor em MgO é elevado. Por outro lado, os quartzitos ocorrem em menores possanças na Formação Votuverava, não apresentando a importância que assumem na Formação Capiuru. Relativamente aos filitos rítmicos, aparentemente os que ocorrem nas duas formações

são essencialmente semelhantes".

"... A Formação Setuva é, da mesma forma, nitidamente diferenciada da Formação Votuverava desde que, naquela formação, não ocorrem rochas calcáreas e nem filitos rítmicos típicos. A Formação Setuva é composta, predominantemente, por sericita-quartzito, que está geralmente ausente nas formações Votuverava e Capiçu. O metamorfismo regional, que predominou na transformação dos antigos sedimentos da grande geossinclinal da série Açungui, mostra graus diversos nas três formações. A mais afetada parece ter sido a Formação Setuva, que em certos afloramentos apresenta migmatização evidente".

Bigarella & Salamuni (1958) ao apresentarem o resumo da estratigrafia do Grupo Açungui propuseram a seguinte disposição para as unidades, a qual, é reproduzida no Quadro 2-1.

QUADRO 2-1 COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA DE BIGARELLA & SALAMUNI(1958)

	FORMAÇÃO VOTUVERAVA (calcários, filitos rítmicos, quartzitos e anfibolitos)
	discordância.....
"SÉRIE AÇUNGUI"	FORMAÇÃO CAPIRU (dolomitos, filitos rítmicos, quartzitos, itabiritos)
(Pré-cambriano)	grande discordância.....
	FORMAÇÃO SETUVA (sericita-quartzitos, quartzitos, filitos, ausência de rochas calcárias).
	discordância ?
	COMPLEXO CRISTALINO

A partir desta configuração estratigráfica proposta por Bigarella & Salamuni (op. cit.), foram desenvolvidos diversos trabalhos que modificaram e complementaram a coluna estratigráfica do precambriano paranaense.

Almeida (1956, 1957) define a Formação Itaiacoca, em seguida Bigarella & Salamuni (1959) sugerem a equivalência desta formação com a Formação Capiuru definida por Bigarella & Salamuni (1956). Esta sugestão foi aceita pela maioria dos autores que trabalharam posteriormente na região.

Embora Bigarella & Salamuni (1956, 1958) tenham caracterizado a "Formação" Setuva como uma unidade desprovida de rochas calcárias, posteriormente foram encontrados e descritos vários corpos litológicos de metacalcários no âmbito da unidade Setuva, atualmente considerada como Grupo Setuva. A primeira referência à presença desta litologia em áreas do Setuva deve-se a Muratori (n.p., apud Marini et al. 1967).

Dando prosseguimento aos trabalhos de cunho estratigráfico, Marini et al. (1967) descrevem uma nova formação pertencente ao Grupo Açungui denominando-a Água Clara e posicionando-a sobre a Formação Votuverava. A coluna estratigráfica adotada por Marini et al. (op. cit.) encontra-se reproduzida no Quadro 2-2.

QUADRO 2-2 COLUNA ESTRATIGRÁFICA ADOTADA POR MARINI et al. (1967)

GRUPO AÇUNGUI	-FORMAÇÃO ÁGUA CLARA (Filito-calcário, calcários e metabasitos)
	-FORMAÇÃO VOTUVERAVA (Filitos, quartzitos, calcários, metaconglomerados e metabasitos)
	-FORMAÇÃO CAPIRU (Dolomitos, quartzitos, filitos e metabasitos)
	-FORMAÇÃO SETUVA (Gnaisses, quartzitos, quartzito-xistos e metabasitos)

COMPLEXO CRISTALINO (Migmatitos, xistos e ultrabásicas).

Posteriormente, Marini (1970) sugere que a Formação Água Clara seja colocada em disposição lateral com relação às formações Capiu e Votuverava. Schöll (1981) e Pontes (1982) colocam a formação Água Clara na base do Grupo Açungui sob a Formação Votuverava que por sua vez, segundo Pontes (op. cit.), estaria sob a Formação Capiu. Atualmente a Formação Água Clara é atribuída ao Grupo Setuva, como por exemplo em Fritzsons Junior et al. (1982), Chiodi Filho (1984).

A disposição lateral entre as formações Votuverava e Capiu, sugerida por Petri & Suguio (1969), Marini (1970) e Ebert (1971) é sustentada por Schöll et al. (1980).

2.1. O GRUPO SETUVA - ENCAIXANTE DA JAZIDA DE ÁGUA CLARA

Como foi visto anteriormente, o Grupo Setuva foi originalmente definido dentro da categoria de "formação". Esta unidade litoestratigráfica foi descrita por Bigarella & Salamuni (1956) como constituinte do núcleo de um anticlinal que se tornou conhecido como anticlinal do Setuva, situado a norte da cidade de Bocaiuva do Sul. Estes autores definiram a unidade Setuva composta por sericita-quartzito, quartzitos, filitos, anfibolitos, biotita-xistos e gnaisses. Bigarella & Salamuni (op. cit.) posicionam a "formação" Setuva na base do Grupo Açungui.

Com os trabalhos da Comissão da Carta Geológica do Paraná foram reconhecidas áreas mais amplas de exposição de rochas atribuídas à unidade Setuva, principalmente nos antiformos

mes do Betara, Anta Gorda e Ribeirão da Barra, além do antifforme do Setuva onde foi definida. Em trabalhos mais recentes, foram reconhecidas e descritas sequências atribuídas ao Setuva em diversas áreas, ampliando-se consideravelmente a distribuição da unidade em apreço (ver Figura 2-1).

Marini (1970) sugere que a "Formação" Setuva represente o embasamento do Grupo Açungui e, por conseguinte não pertença a este Grupo, alegando para justificar sua sugestão os seguintes motivos:

-Discordância angular e metamórfica: enquanto rochas da "Formação" Setuva apresentam mergulhos da ordem de 50° , as rochas que lhe são sobrepostas e que pertencem à Formação Capiçu, exibem mergulhos da ordem de 30° ; coincidindo com esta discordância angular ocorre brusca mudança no grau de metamorfismo que se reflete na existência de biotita xistos grosseiros (Formação Setuva) imediatamente justapostos a rochas siltosas e dolomitos apenas incipientemente metamorfizados (Formação Capiçu).

-A "Formação" Setuva exhibe eixos de dobras mergulhantes para SW, enquanto nas formações mais jovens (Capiçu e Voatuverava) os eixos de dobras mergulham para NE.

-As rochas da "Formação" Setuva apresentam um metamorfismo com forte deformação (com segregação de lentes de quartzo), enquanto as rochas das formações mais jovens apresentam metamorfismo com deformação muito fraca (sem segregação de lentes de quartzo).

De acordo com Salamuni & Bigarella (1967) a "Formação" Setuva se compunha em sua parte basal por migmatitos, augen gnaisses, gnaisses que gradam verticalmente para xistos e quartzitos. Fuck et al. (1971) se referem a uma litologia similar

FIGURA 2-1:
PRINCIPAIS ÁREAS DE OCORRÊNCIA DO GRUPO SETUVA NO ESTADO DO PARANÁ.

FONTE: ANDRADE E SILVA & SCHÖLL (1982)
(MODIFICADO)

para a "Formação" Setuva, reiterando a disposição estratigráfica proposta por Marini (1970).

Ebert (1971), baseado em perfil efetuado ao longo da estrada do Ribeira (BR-476) na área do anticlinal do Setuva, restringe a "Formação" Setuva aos xistos e quartzitos, englobando-a como parte basal do Grupo Açungui. Ebert (op. cit.) considera as rochas gnáissicas como Grupo Pré-Setuva, interpretado como parte superior do Complexo Cristalino removido como lasca tectônica.

Schöll et al. (1980), ao estudarem as sequências que compõem o anticlinal do Setuva, separam duas unidades lito-estratigráficas. A unidade inferior denominada de Complexo Pré-Setuva, constituído na base por migmatitos em parte milonitizados, granitos de anatexia e anfibolitos, sobre os quais, separados por falha de empurrão, encontram-se paragneisses com intercalações de quartzitos e anfibolitos. Segundo Schöll et al. (op. cit.), sobre este complexo, separada por falha de baixo a médio ângulo, dispõe-se a "Formação" Setuva, composta na área, em sua base, por mica-xistos, quartzo-mica-xistos, clorita-xistos e quartzitos, e em seu topo por quartzitos micáceos, calcóxistos, mármore dolomíticos, filitos e quartzitos ferruginosos.

Embora Ebert (1971) tenha sido o primeiro autor a denominar a unidade Setuva como grupo, foram Popp et al. (1979) que sugeriram formalmente a elevação da referida unidade para a categoria de grupo subdividindo-o em duas formações: Formação Meia Lua constituída pelos gnaisses e Formação Betara constituída por quartzitos e mica-xistos presentes no anticlinal do Betara.

Veiga e Salomão (1980) propuseram a criação da

Formação São Sebastião, ao estudarem a sequência vulcano-sedimentar da região do rio homônimo, próximo à confluência com o rio Ribeira no Estado do Paraná. Segundo estes autores esta formação está composta, da base para o topo, por mica-xistos, quartzitos, filitos grafitosos, metabasitos, clorita-xistos, calcoclorita-xistos e mármores calcíticos. No topo desta sequência encontra-se encaixada a jazida estratiforme de fluorita de Sete Barras.

Piekarz (1981) define a sequência Perau como uma unidade litoestratigráfica informal que apresenta sua seção tipo na área da mina do Perau. Esta sequência está composta por quartzitos, mármores, mica-xistos, anfibolitos, metavulcânicas félsicas e metatufos. Piekarz (op. cit.) correlaciona a Formação São Sebastião com a sequência Perau definida em seu trabalho, inserindo todo o conjunto na base do Grupo Açungui.

Fritzsons Junior et al. (1982) definem a Formação Perau correspondente à sequência Perau colocando-a como base do Grupo Setuva sob a Formação Água Clara que estes autores retiraram do Grupo Açungui. Fritzsons Junior et al. (op. cit.) referem-se à presença de pelo menos duas fases de dobramentos afetando as rochas da Formação Perau, constituída por quartzitos, metacarbonatos, xistos, metabasitos e formações ferríferas.

Schöll et al. (1982) apresentam uma revisão crítica da grande complexidade de diferentes definições e atribuições referentes às unidades que integram os Grupos Setuva e Açungui. Naquela publicação, os autores apresentam um quadro resumo da evolução dos trabalhos sobre as unidades litoestratigráficas do precambriano do Estado do Paraná. No Quadro 2-3 apresenta-se um es

QUADRO 2-3:

QUADRO RESUMO DA EVOLUÇÃO DOS TRABALHOS SOBRE AS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO PRECAMBRIANO PARANAENSE.

Fonte: Schöhl et al. (1982) modificado e atualizado.

* Indica unidades equivalentes ou correlacionáveis, pelo menos em parte, à Fm. Perau, hospedeira da Jazida de Barita de Água Clara.

	SALAMUNI & BIGNARELLA (1967); MARINI et al. (1967).	MARINI (1970)	EBERT (1971)	POPP et al. (1979)	SCHÖLL et al. (1980)	PIEKARZ (1981)	BATOLLA Jr. et al. (1981)	SCHÖLL et al. (1982)	FRITZSONS Jr. et al. (1982)	JICA (1984)	ESTE TRABALHO
ARQUEANO											
PROTEROZOICO											
INFERIOR											
MÉDIO	GRUPO AÇUNGUI Fm. Água Clara* ~ ? ~ Fm. Votuverava ~ ? ~ Fm. Capiru ~ ~ Fm. Setuva*	GR. AÇUNGUI Fm. Capiru Fm. Votuverava Fm. Água Clara* Fm. Setuva*	GR. AÇUNGUI Fm. Capiru Fm. Votuverava Fm. Água Clara* Fm. Itaiacoca Fm. Setuva*	GR. AÇUNGUI Fm. Água Clara* Fm. Votuverava Fm. Capiru Fm. Betara* Fm. Meia Lua	GR. AÇUNGUI Facies Votuverava Facies Capiru Fm. Setuva* Complexo Pré-Setuva	GRUPO AÇUNGUI Fm. Capiru Fm. Votuverava Fm. Água Clara Sequência Perau* Fm. Setuva	GRUPO AÇUNGUI Sensu Strictu Rejuvenescimento Fm. Setuva* = Gr. Açungui Sensu Lato Embasamento Migmatítico	Fm. Votuverava Fm. Capiru Rejuvenescimento Fm. Água Clara* Fm. Setuva* = Gr. Açungui	GR. AÇUNGUI Fm. Votuverava Fm. Capiru Fm. Água Clara* Fm. Perau* Complexo Pré-Setuva Complexo Cristalino	GRUPO AÇUNGUI Fm. Açungui III Fm. Açungui II Fm. * Açungui Fm. * Perau Complexo Pré-Setuva Complexo Cristalino	GR. AÇUNGUI Fm. Votuverava Fm. Capiru GR. SETUVA Fm. * Perau Fm. * Água Clara Complexo Pré-Setuva Complexo Migmatítico

quema elaborado a partir daquele apresentado por Schölli et al. (1982), modificado, atualizado e com a proposta do presente estudo. São assinalados neste quadro as unidades equivalentes ou correlacionáveis, pelo menos em parte, à Formação Perau, hospedeira da jazida de barita de Água Clara.

Andrade e Silva (1984) coloca que o controle litoestratigráfico da jazida de barita de Água Clara está representado pelo Grupo Setuva e que o nível estratigráfico da jazida equivale à sequência Perau de Piekarz (1981) que é correlacionável à Formação São Sebastião de Veiga & Salomão (1980). Sugere também que deve ser respeitada a denominação de Grupo Setuva e que as definições de formações deste grupo deveriam seguir por uma questão de antecendência o trabalho de Popp et al. (1979) no qual haviam sido propostas as formações Meia Lua e Betara. Não obstante, no presente trabalho adota-se a denominação de Formação Perau definida por Fritzsons Junior et al. (1982). A denominação de Formação Perau foi mais aceita e incorporada que Formação São Sebastião ou Formação Betara em diversos trabalhos da região como em Chiodi Filho (1984), Campanha et al. (1986), Stein et al. (1986). A Formação Perau pertencente ao Grupo Setuva representa o controle litoestratigráfico da jazida de barita de Água Clara.

Para Popp et al. (1979) os gnaisses integrariam a base do Grupo Setuva, enquanto que em Fritzsons Junior et al. (op. cit.) estas rochas pertenceriam ao Complexo Pré Setuva.

Em JICA (1984) é apresentada uma coluna estratigráfica onde constam, da base para o topo, o Grupo Setuva, Formação Açungui I, Formação Açungui II e Formação Açungui III. Como Gru

po Setuva a obra de JICA (1984) considera apenas os gnaisses e, como Formação Açungui I estão incluídas as sequências que no presente estudo são consideradas como integrantes da Formação Perau do Grupo Setuva. Apenas as formações Açungui II e Açungui III correspondem a sequências que considera-se aqui como pertencentes ao Grupo Açungui, principalmente pertencentes à Formação Votuverava. Existem algumas áreas que em JICA (op.cit.) são atribuídas à Formação Açungui III e tradicionalmente à Formação Votuverava, como na área próxima à mina da Barrinha, mas, provavelmente pertençam ao Grupo Setuva, fato que poderá vir a ser confirmado com maiores estudos de cunho regional, que no entanto fogem aos objetivos do presente trabalho.

Hasui et al. (1984a) assinalam que nas áreas onde afloram rochas do Setuva, não haveria condições para definição de unidades litoestratigráficas com status de grupo ou formação devido ao forte evento tectônico que afetou estas rochas, impedindo a preservação de feições primárias e provocando alterações das ordenações e relações originais entre os diferentes corpos litológicos. Hasui et al. (op. cit.) propõem a denominação de Complexo Setuva para o conjunto de rochas consideradas por outros autores sob a denominação de Grupo Setuva, Formação Setuva, base da Formação Votuverava, as quais apresentariam evidências de cisalhamento dúctil.

Não obstante, considerando que se trata de um conjunto meta-vulcano-sedimentar bem caracterizado em diversas colunas litoestratigráficas, considerando que várias destas colunas são correlacionáveis como por exemplo as colunas da mina do Perau e da mina de Água Clara distando 12 Km entre si (Figura 2-2),

FIGURA 2-2:
CORRELAÇÃO ENTRE AS COLUNAS ESTRATIGRÁFICAS DA ÁREA DA MINA DE ÁGUA CLARA
E DA ÁREA DA MINA DO PERAU.

Fontes: Andrade e Silva (1984)
Silva et al. (1982)
Schölli et al. (1982)
(modificados)

considerando a possibilidade de reconhecimento de pelo menos uma xistosidade a mais que nas sequências do Grupo Açungui (cizalhamento dúctil de baixo ângulo de Soares, 1988), adota-se o termo Grupo Setuva para esta unidade litoestratigráfica a qual encontra-se representada na área da jazida de Água Clara pela Formação Perau.

No Grupo Setuva, em vista dos conhecimentos atuais, podem ser delimitadas duas formações: Formação Perau e Formação Água Clara.

A Formação Perau é a que nos interessa mais diretamente por ser portadora do depósito de Água Clara que constitui o tema fundamental do presente estudo. Esta formação está composta por sequências de caráter vulcano-sedimentar metamorfizadas no grau fraco atingindo até a zona da biotita/almandino. Apresenta as seguintes litologias principais: quartzo-muscovita-biotita xistos, anfibólio-xistos, muscovita-grafita-xistos, quartzitos, metacherts, calco-xistos, mármore calcítico, mármore dolomítico, carbonato-quartzo-muscovita-xistos (encaixantes do depósito de barita de Água Clara), orto-anfibolitos e filitos.

As formações Perau e Água Clara exibem afloramentos em áreas diferentes (ver Figura 2-1), havendo diferenças faiológicas entre elas e distinta disposição paleo-geográfica. Não haveria um empilhamento direto destas formações e sim disposições, pelo menos em partes, laterais, como sugerido por Soares (1987).

A coluna litoestratigráfica genérica para a região estudada no Estado do Paraná, está esquematizada no Quadro 2-4.

QUADRO 2-4 COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA DA REGIÃO ESTUDADA NO
ESTADO DO PARANÁ

- GRUPO AÇUNGUI: FORMAÇÃO VOTUVERAVA/FORMAÇÃO CAPIRU (PROTEROZÓICO SUPERIOR)
- GRUPO SETUVA: FORMAÇÃO ÁGUA CLARA/ FORMAÇÃO PERAU (PROTEROZÓICO MÉDIO)
- COMPLEXO GNÁISSICO PRÉ-SETUVA (PROTEROZÓICO INFERIOR)
- COMPLEXO GNÁISSICO MIGMATÍTICO (ARQUEANO)

2.2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOCRONOLÓGICO

Do ponto de vista tectônico, a região em que se insere o Grupo Setuva pertence ao embasamento da Plataforma Sul-Americana. A citada plataforma foi ~~definida~~^{redefinida} originalmente sob a denominação de Plataforma Brasileira (Almeida, 1967): "... definimos como Plataforma Brasileira uma antiga ortoplataforma de longa duração, constituída a partir da consolidação que sobreveio ao ciclo tecto-orogênico Baicaliano, no início do Neogêico. O território brasileiro acha-se todo compreendido nessa grande ortoplataforma, que se estende além de nossas fronteiras para constituir quase toda a área extra-Andina da América do Sul". Posteriormente, Almeida (1971) propõe o nome de plataforma Sul-Americana para esta grande entidade tectônica dentro da qual o Brasil apresenta todo o seu território, mas que se estende por vários outros países da América do Sul.

Não obstante, alguns autores preferem continuar usando a denominação original de Plataforma Brasileira como Cordani et al. (1984).

Diversas sub-unidades tectônicas de diferentes grandezas, foram definidas para a região em que se encontra o Grupo Setuva, hospedeiro da jazida baritífera de Água Clara. Hasui et al. (1975) propõem o sistema de dobramentos Apiaí para representar as sequências de ectinitos situadas na porção NW do segmento meridional da faixa de dobramentos Ribeira. O sistema de dobramentos Apiaí apresenta-se principalmente constituído pelos grupos Aungui, São Roque e Setuva na região do Vale do Ribeira, nos Estados do Paraná e São Paulo.

A faixa de dobramentos Ribeira de Hasui et al. (1975), corresponde ao sistema Atlântico de Ferreira (1972) e à região de dobramentos Sudeste de Almeida et al. (1976).

Almeida et al. (1977) define a província tectônica Mantiqueira que constitui o embasamento precambriano da plataforma Sul-Americana na região da costa Atlântica desde o sul do Estado da Bahia até o Uruguai. Almeida & Hasui (1984) aprofundaram a caracterização da província tectônica Mantiqueira.

Schobbenhaus & Campos (1984) adotam a terminologia região de dobramentos Sudeste de Almeida et al. (1976), assinando que essa região representa um cinturão de mobilidade tectônica brasileira, com sequências policíclicas complexas, que envolve tanto unidades supracrustais do Proterozóico Superior quanto unidades mais antigas.

Diversos trabalhos foram divulgados versando sobre modelos de evolução tectônica da região em apreço e suas ramifi-

cações, inclusive na África.

Os cinturões Damara e Gariep do Proterozóico Superior - Paleozóico Inferior da Namíbia e África do Sul apresentam uma evolução conjunta com o cinturão Ribeira no Brasil e Uruguai, integrando o orógeno Damara-Ribeira que se desenvolve durante os ciclos contemporâneos Pan-Africano e Brasileiro (Porada, 1979). Segundo Porada (op. cit.) a orogênese Damara-Ribeira é interpretada em termos de colisão continental, como evolução de um sistema orogênico-aulacogênico similar ao Coronation-Athapuscow do Canadá descrito por Hoffman (1973). Porada (1979) descreve um sistema de rifteamento continental com três braços onde se processam separação continental, abertura de oceano e formação de margens continentais ao longo de dois dos braços, com o terceiro evoluindo segundo um aulacógeno como descrito por Martin & Porada (1977).

Chiodi Filho (1984) em trabalho sobre o Precambriano da região do Vale do Ribeira propõe um modelo tectônico baseado na evolução de um aulacógeno.

Tassinari (1988) ao pesquisar a evolução do Precambriano no sudeste do Estado de São Paulo, realizou cálculos estimativos da proporção em volume de geração de rochas que integram a crosta continental desta área. Os cálculos de Tassinari (op. cit.) baseiam-se em dados isotópicos de Sr e Pb, na distribuição de idades das rochas da região e na *transecta* da área. Os dados obtidos pelo autor citado indicam as seguintes porcentagens de geração de rochas distribuídas nos diferentes períodos e ciclos:

- Arqueano até 3,0 b.a. 3%
- Arqueano Tardio - Proterozóico Inferior 7%

- Ciclo Transamazônico	8%
- Proterozóico Médio no período 1500-1300 M.a.	30%
- Final do Proterozóico Médio	8%
- Proterozóico Superior	42%

Os dados apresentados acima indicam que no Proterozóico Médio e Superior foram gerados 80% das rochas que integram a crosta precambriana da região sudeste do Estado de São Paulo.

Devido a suas características semelhantes, a região nordeste do Estado do Paraná deve apresentar resultados similares àqueles apresentados pela região do sudeste de São Paulo, frente a um estudo dessa natureza.

É importante ressaltar que não se trata de acreção continental e sim de volume de rochas geradas, ou seja, a-cresção mais retrabalhamento. Na acreção considera-se apenas o material mantélico incorporado à crosta. Os cálculos apresentados por Tassinari (1988) referem-se ao conjunto de rochas geradas, incluindo-se as retrabalhadas.

Tassinari (op. cit.) no seu estudo sobre o Precambriano do sudeste do Estado de São Paulo propõe uma evolução tectônica em que no final do Proterozóico Inferior, em torno de 1800 M.a., ter-se-ia gerado bacia do tipo *back arc* distensiva. Entre 1400 e 1200 M.a. as sequências vulcano-sedimentares depositadas nesta bacia sofreriam movimento compressivo e metamorfismo. Entre 1100 e 800 M.a. haveria colisão continental a oeste e distensão a leste. Finalmente entre 750 e 550 M.a. ter-se-ia colisão continental com subducção do tipo A com encurtamento crus

tal generalizado no ciclo Brasileiro.

Soares (1987) propõe que a sequência Setuva tenha se formado numa bacia de retro-arco ativa durante o segmento superior do Proterozóico Médio.

Soares (1988) ao prosseguir os estudos do leste do Estado do Paraná, propõe modelo tectônico evolutivo no contexto da margem continental, com colisão arco-continente no Proterozóico Médio e, continente-arco-continente no Proterozóico Superior. Soares (op.cit.) admite que deformações intensas com encurtamento superior a 50% e metamorfismo regional só ocorrem com consumo litosférico de material oceânico em zona de subducção e que sequências com dobramento isoclinal, cavalgamento e transposição, são alóctones em relação a seu embasamento siálico atual. O autor citado admite também que as margens de blocos litosféricos continentais mais estiradas apresentam menor flutuabilidade e tendem a subductar-se nas colisões, desestabilizando e ativando termal (fusão, metamorfismo) e mecanicamente (cizalhamento, ruptura) a margem cavalgante. Por conseguinte, ocorrem soerguimento, metamorfismo, migmatização, magmatismo granítico, rifteamento e rejuvenescimento isotópico como explicado por Dewey (1980) e Murrel (1986).

Soares (1988) assinala que as faixas consideradas brasileiras são policíclicas, apresentando um mega-ciclo meso-proterozóico com amplos registros de sedimentação e vulcanismo oceânico na fase intermediária (correspondente ao Grupo Setuva), um mega-ciclo neo-proterozóico com amplo registro marinho de margem continental estirada (correspondente ao Grupo Açungui) com orogênese no final e, por último, um rifteamento pós-orogênico no

início do Fanerozóico (520 M.a.).

Do ponto de vista tectono-sedimentar Soares (op. cit.) inclui o Grupo Setuva em sua parte basal, ou seja, Formação Perau, em ambiente marinho profundo pelo fato de apresentarem sequências turbidíticas, cácio-ferro-manganesíferas e vulcânicas básicas submarinas.

Ao serem efetuados estudos sobre o cinturão Damara, que representa a continuação da região de dobramentos Sudeste no Continente Africano, foram propostos modelos tectônicos tanto fixistas quanto mobilistas. Martin & Porada (1977) como visto anteriormente propõem evolução tectônica aulacogênica, Kröner (1982) mediante delaminação da litosfera sub-crustal e Barnes & Sawyer (1980) apresentam modelo tectônico envolvendo a abertura e fechamento de bacias marinhas com subducção de crosta oceânica.

Barnes & Sawyer (1980) baseiam seu modelo em três características principais apresentadas pelo cinturão Damara:

- Complexo padrão estrutural assimétrico das zonas lineares com encurtamento superior a 80%.
- Marcado padrão assimétrico de metamorfismo, com intrusões graníticas na zona de metamorfismo de grau mais elevado.
- Evolução das rochas ígneas: alcalinas-oceânicas-calcoalcalinas.

Como pode-se deduzir das considerações efetuadas acima, é bastante complexo o estabelecimento de modelos tectônicos que expliquem a evolução da região precambriana em que se encontra o Grupo Setuva e por conseguinte a jazida de Água Clara.

No decorrer da presente pesquisa foi possível adi

cionar-se mais um dado que servirá de subsídio no aprimoramento dos modelos tectônicos para a região. Trata-se da determinação de caráter orto-derivado e calco-alcalino de anfibolitos da Formação Perau. Na Figura 2-3 apresenta-se diagrama AFM com dados destes anfibolitos ocupando o campo da suite calco-alcalina. No Quadro 2-5 constam os dados de análises químicas dos orto-anfibolitos que serviram de base para a plotagem dos pontos no diagrama AFM. O caráter orto-derivado destes anfibolitos será discutido no Capítulo 5.

Não obstante o intenso tectonismo que afetou a região, a área da jazida de barita de Água Clara apresenta conservação de estruturas primárias, sugerindo que esteja em uma escala estrutural preservada. Devido a este fato, foi possível reconhecer características primárias capazes de conduzir a uma interpretação genética do depósito baritífero.

A idade do Grupo Setuva representa uma questão ainda polêmica, devido, principalmente, à escassez de dados radiométricos de suas rochas e mineralizações.

Batolla Jr et al. (1981) consideram que a determinação isotópica de 1400 ± 150 M.a. (Batolla Jr et al., 1977) em paragneisses, que os autores atribuem ao Grupo Setuva, estaria indicando um retro-metamorfismo durante o Proterozóico Médio e que os gnaisses teriam se formado no Proterozóico Inferior. Porém os próprios autores ressaltam a possibilidade destes gnaisses não pertencerem ao Grupo Setuva e sim a unidade mais antiga.

No mapa do Brasil escala 1:2 500 000 a unidade Setuva é posicionada no Proterozóico Inferior, porém, em caráter tentativo como afirma Hasui et al. (1984 b).

FIGURA 2-3:
DIAGRAMA AFM DE ORTO-ANFIBOLITOS DA FORMAÇÃO PERAU.

A = $K_2O + Na_2O$
F = $FeO + 0,9Fe_2O_3$
M = MgO

QUADRO 2-5

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE ORTO-ANFIBOLITOS DA FORMAÇÃO PERAU EM
ELEMENTOS DO DIAGRAMA AFM.

	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	Na ₂ O
AL-28b	6,07	2,16	13,13	0,08	0,75
AL-32a	8,16	4,57	6,63	0,13	2,25
AL-32b	9,08	5,40	10,00	0,07	1,96
AL-34b	5,80	3,10	12,80	0,04	0,19
AL-36b	6,10	1,90	11,50	0,04	0,57
AL-45b	5,70	3,80	6,30	0,05	3,60
AL-57	10,04	1,80	9,67	0,14	2,56
AL-63	8,96	3,00	10,84	0,11	1,61
ASM-8	6,63	2,23	13,54	0,07	0,23

(%)

Na sequência Turvo-Cajati (CPRM, 1981) correlacionável com o Grupo Setuva, foram efetuadas determinações K/Ar por Cordani & Bittencourt (1967) fornecendo idade de 1380 ± 45 M.a..

O Grupo Setuva apresenta idades isotópicas situadas entre 1400 e 1100 M.a. (Chiodi Filho, 1984).

Soares (1988) reúne o Grupo Setuva em um único complexo em conjunto com o Grupo Araxá e o Grupo Serra do Itaberaba (Juliani et al., 1986) o qual corresponde a embasamento do Grupo São Roque. Estas unidades são correlatas e integram um complexo por reunirem várias características em comum. Segundo Soares (op. cit.) o referido complexo está formado por protolitos de origem marinha profunda, com sequências turbidíticas e cálcio-ferro-manganesíferas, vulcânicas básicas, indicadoras de bacias oceânicas.

O embasamento do Grupo São Roque, correspondente ao Grupo Serra do Itaberaba correlacionável com o Grupo Setuva, apresenta metamorfismo datado em 1200 ± 100 M.a. segundo Tassinari et al. (1985). As sequências inferiores do Grupo São Roque apresentam registro de vulcanismo riodacítico, o qual foi datado pelo método U/Pb em zircões e Rb/Sr rocha total, fornecendo idade de 1800 M.a. (Van Schmus et al., 1986). Este vulcanismo segundo Soares (1988) indica o rifteamento formador das bacias oceânicas.

No trabalho do JICA (1984) consta o resultado das determinações isotópicas de Pb/Pb em galenas do depósito do Perau que é correlacionável estratigraficamente com o depósito de Água Clara como visto anteriormente. Estas determinações representam idades de 1420 e 1380 M.a..

Do exposto anteriormente, pode-se deduzir que o Grupo Setuva, hospedeiro da jazida de barita de Água Clara teve seu desenvolvimento durante o Meso-Proterozóico e que a citada jazida formou-se provavelmente há aproximadamente 1400 M.a..

3. A REGIÃO DO VALE DO RIBEIRA E SUAS MINERALIZAÇÕES

A região denominada Vale do Ribeira apresenta uma vasta extensão ocupada pela bacia do rio homônimo, situada no leste do Estado do Paraná a norte de Curitiba e na região sudeste do Estado de São Paulo.

A região do Vale do Ribeira exhibe depósitos de Pb, Zn, Cu, Ag, Au, F e Ba associados às sequências do proterozóico tanto médio como superior. Alguns autores atribuem a estas sequências idades mais antigas como visto anteriormente. Há depósitos de barita associados a granitos do ciclo Brasileiro. Ocorrem depósitos de cassiterita em graissens e de scheelita e wollastonita em escarnitos que se associam a granitos deste ciclo. Devem ser mencionadas também as mineralizações de P, F, Ba e TR associadas às rochas do magmatismo alcalino do Cretáceo. Este último magmatismo atinge a área como parte integrante da reativação Wealdeniana de Almeida (1966, 1967) que corresponde ao evento Sul-Atlântico de Schobbenhaus & Campos (1984). Este evento, caracterizado como um processo tectono-magmático de caráter conspícuo, afeta durante o Meso-Cenozóico a plataforma Sul-Americana definida por Almeida (1966) como plataforma Brasileira e que recebeu a denominação de plataforma Sul-Americana em Almeida (1971).

Dentre os depósitos associados às sequências proterozóicas da região do Vale do Ribeira, destacam-se os seguintes:

- Perau: Pb, Ag, (Au), Cu, (Zn), (Ba).
- Canoas: Pb, Zn, (Ag), (Au), (Cu), (Ba).
- Barrinha: Pb, Ag, (Au).

- Painelas: Pb, Ag, (Zn), (Au).
- Rocha: Pb, Ag, (Zn), (Au).
- Paqueiro: Pb, Ag, (Zn), (Au).
- Furnas: Pb, Zn, Ag, (Au).
- Lageado: Pb, Zn, Ag, (Au).
- Sete Barras: F.
- Volta Grande: F.
- Saltinho: F.
- Tigre: Ba.
- Água Clara: (Pb), (Zn), (Ag), (Cu), Ba.

Associados aos granitos do ciclo Brasileiro destacam-se os seguintes depósitos:

- Ribeirão João Gordo: Ba.
- Rio Putunã: Sn.
- Gorutuba: W.

Associados ao magmatismo alcalino mesozóico destacam-se os seguintes depósitos:

- Jacupiranga: P.
- Mato Preto: F.
- Barra do Itapirapuã: F, TR

As jazidas sulfetadas de chumbo do Vale do Ribeira apresentam prata e ouro que são obtidos como sub-produtos nos processos de beneficiamento e metalurgia operados pela Plumbum S.A. Indústria Brasileira de Mineração, em Adrianópolis Estado do Paraná. Cassedanne (1971) assevera que as mineralizações de galena do Vale do Ribeira apresentam enriquecimento em prata no sentido SE e S, com um golfo excepcionalmente rico, nas curvas de isoteores de prata, com direção NW/SE, na altura do depósito

de Lageado. Barbour et al. (1988) caracterizam os níveis Perau e Panelas sugeridos por Fleischer (1976) e determinam que o nível Perau apresenta teores mais elevados em Ag que o nível Panelas situado a NW do primeiro, porém, dentro da faixa (nível) Panelas, Barbour et al. (op. cit.) aferiram uma tendência de crescimento do teor de Ag no sentido NW. Barbour et al. (op. cit.) assinalam que em grande parte das jazidas do Vale do Ribeira, observa-se uma correlação positiva entre Ag e Pb, qualificando a galena como principal portador da prata. Segundo Cassedanne (op. cit.) o ouro nas galenas encontra-se sempre em quantidade desprezível.

É possível caracterizar dois tipos de jazidas sulfetadas de chumbo na região do Vale do Ribeira:

- Jazidas tipo Perau.
- Jazidas tipo Rocha.

Os jazimentos tipo Perau apresentam mineralização sulfetada, estratiforme, singenética, associada a sequência vulcano-sedimentar. A mineralogia fundamental está dada por galena (em parte argentífera), pirita, calcopirita e barita. A esfalerita é em geral escassa. O zoneamento vertical na estratigrafia da base para o topo, segue o padrão Cu - Pb - Ba. Os jazimentos tipo Perau encontram-se encaixados nas sequências metamorfo-vulcano-sedimentares da Formação Perau do Grupo Setuva.

Dentro do tipo Perau se enquadrariam, além da jazida que fornece nome ao tipo, a jazida de Canoas e a de Água Clara, encaixadas em rochas da Formação Perau do Grupo Setuva.

O tipo Perau apresenta características com semelhanças relativas ao tipo Kuroko, porém no aspecto regional a sequência vulcano-sedimentar apresenta vulcanismo de tendência

mais básica.

Os jazimentos tipo Rocha apresentam mineralização filoleana, tanto concordante como discordante, exibindo um controle faciológico de caráter carbonático. Dentro da tipologia internacional, poderiam ser atribuídos ao tipo Mississippi Valley. Não obstante, Barbour et al. (1988) descartam esta possibilidade baseados na relação $\text{Cu/Pb+Zn/Ag} \cdot 10^3$ que estas jazidas apresentam.

O tipo Rocha estaria representado pelas jazidas do Rocha, Panelas, Paqueiro, Barrinha, Furnas e Lageado, além de outros depósitos menores. As jazidas do tipo Rocha encontram-se encaixadas nas sequências sedimentares da Formação Votuvera do Grupo Açungui, principalmente em seus níveis de mármore calcíticos escuros.

O agrupamento das jazidas do Vale do Ribeira nos tipos Perau e Rocha é concordante, em linhas gerais, com a proposta de Barbour et al. (1988) que reúnem estas jazidas em dois grupos que os autores denominam de níveis mineralizados do Perau e de Panelas.

Os depósitos de fluorita do Vale do Ribeira foram classificados por Dardenne (1985) em dois tipos:

- Tipo estratiforme Sete Barras.
- Tipo carbonatito Mato Preto.

Para o tipo estratiforme Sete Barras, Dardenne (op. cit.) propõe um modelo genético com soluções mineralizantes provocando a substituição dos calcários por fluorita e sílica. Para este mesmo tipo Sete Barras, Veiga et al. (1980) e Lopes et al. (1980) propõem gênese sedimentar-diagenética.

Os depósitos de fluorita de Saltinho e Volta Grande pertencem ao tipo estratiforme Sete Barras de Dardenne (1985). Em trabalhos anteriores Silva et al. (1981) e Biondi & Felipe (1984) haviam sugerido que a gênese da jazida de Volta Grande o correria por hidrotermalismo associado ao magmatismo alcalino mesozóico. Porém, a presença de enclaves e xenólitos com fluorita no granito Três Córregos, assim como a recristalização deste mineral no contato dos granitos intrusivos e o truncamento da mineralização pelos diques alasquíticos, representam argumentos para caracterizar uma gênese no Proterozóico paraamineralização (Dardanne op. cit.). Estes granitos apresentam idades isotópicas brasilianas de acordo com Cordani (1974).

Os depósitos de fluorita de Mato Preto e Barra do Itapirapuã representam o tipo carbonatito Mato Preto e segundo Dardenne (1985) estes depósitos, pelas suas características geológicas e geoquímicas, encaixam-se no modelo clássico dos depositos de fluorita associados a carbonatitos, desenvolvidos em estágio tardio da diferenciação magmática alcalina.

Por sua vez, as jazidas de barita do Vale do Ribeira, serão enfocadas no item específico para este assunto, apresentado mais adiante (ver item 3.2).

3.1. ÉPOCAS METALOGENÉTICAS DA REGIÃO DO VALE DO RIBEIRA

A região do Vale do Ribeira apresenta uma evolução marcada por diversas épocas metalogenéticas.

Ao efetuar-se uma análise do conjunto de depósitos existentes na região do Vale do Ribeira, é possível determinar a presença de pelo menos quatro importantes épocas metalogenéticas:

- Época metalogenética do Cretáceo.
- Época metalogenética associada à granitogênese Brasileira.
- Época metalogenética associada à sedimentação e hidatogênese do Proterozóico Superior.
- Época metalogenética associada à sequência vulcano-sedimentar do Grupo Setuva no Proterozóico Médio.

A continuação serão analisadas de forma resumida cada uma destas épocas metalogenéticas, nominando as principais jazidas minerais a elas assignadas, iniciando-se pela época geradora do depósito de Água Clara.

3.1.1. ÉPOCA METALOGENÉTICA ASSOCIADA À SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DO GRUPO SETUVA NO PROTEROZÓICO MÉDIO

O Proterozóico Médio na região do Vale do Ribeira no Estado do Paraná está representado pelo Grupo Setuva. Este grupo está composto por uma ampla faixa alongada na direção NE-SW, constituída por sequências vulcano-sedimentares metamorfizadas no grau fraco, como foi visto no capítulo correspondente à geologia regional.

Por suas características geológicas o Grupo Setuva apresenta um forte potencial metalogenético. Sua evolução caracteriza uma época metalogenética durante a qual foram gerados depósitos de cobre, chumbo, zinco, prata, ouro, fluor e bário. Estes depósitos são estratiformes e apresentam características do grupo exalativo-sedimentar da família de depósitos de sulfetos maciços de metais base na classificação de Hutchinson (1989).

A jazida de Pb, Ag, (Au), Cu, (Zn), e (Ba) do Perau e a jazida de barita de Água Clara que apresenta também mineralizações de Pb-Zn-Cu, constituem as principais representantes da época metalogenética em epígrafe.

Podem ser atribuídas a esta época metalogenética do Proterozóico Médio, a jazida de Pb-Zn de Canoas e a de fluorita de Sete Barras. Estas jazidas de caráter estratiforme, encontram-se encaixadas em sequências vulcano-sedimentares correlacionáveis à Formação Perau do Grupo Setuva. As condições sinsedimentares da jazida de Sete Barras foram apresentadas em diversos trabalhos, dentre eles Lopes et al. (1980), Veiga et al. (1980) e Fagundes et al. (1984).

3.1.2. ÉPOCA METALOGENÉTICA ASSOCIADA À SEDIMENTAÇÃO E HIDATOGÊNESE DO PROTEROZÓICO SUPERIOR

Na época metalogenética do Proterozóico Superior, foram formados os depósitos de chumbo, prata, ouro, hospedados nas sequências carbonáticas do Grupo Açungui. Em geral são depó

sitos filoneanos, porém, quase sempre respeitam determinados horizontes estratigráficos. Tratando-se, portanto, de depósitos *stratabound* no âmbito da Formação Votuverava.

Os filões, em geral, apresentam orientações NS a NW controladas por falhas antitéticas que integram o sistema de falhamento da Lancinha, como no caso da jazida do Rocha.

Nesta época metalogenética, a mineralização mais abundante gerou os seguintes depósitos de Pb-Zn-Ag-(Au):

- Rocha
- Paqueiro
- Barrinha
- Pannels
- Lageado
- Furnas

Estes depósitos resultam, provavelmente, da remobilização e deposição por soluções hidatogênicas durante o metamorfismo de material singenético cuja distribuição primária poderia ter sido controlada pelo ambiente de sedimentação como já sugerido por Bettencourt et al. (1976).

3.1.3. ÉPOCA METALOGENÉTICA ASSOCIADA À GRANITOGÊNESE BRASILIANA

A granitogênese brasileira representa um importante evento magmático, responsável por diversos stocks e batólitos da região do Vale do Ribeira.

Não obstante, de acordo com o nível de informação

geológica até agora obtido, a época metalogenética associada a este evento não tem se revelado muito profícua. Entretanto, esta situação poderá sofrer modificações à medida que se intensifiquem os trabalhos de pesquisa voltados para este assunto.

Pertencentes à época metalogenética associada à granitogênese brasileira, podem ser citadas as mineralizações de cassiterita ligadas a greisens, exemplificadas pelas encontradas em Paraiso e Cantagalo, na área do rio Putunã, no Estado do Paraná; as mineralizações de scheelita e wollastonita em escarnitos associados ao Granito Itaoca, situadas próximas à cidade de Itaoca, Estado de São Paulo; assim como, algumas mineralizações baritíferas, tipo Ribeirão João Gordo, associadas ao complexo granítico Três Córregos, no município de Cerro Azul, Paraná.

Os corpos graníticos responsáveis pela geração da época metalogenética em pauta, foram datados em diversos trabalhos. Cordani (1974), ao estudar estas datações junto com as efetuadas nas encaixantes, sugere as seguintes fases da evolução do ciclo Brasileiro, associadas à granitogênese:

- 650 M.a. fase sintectônica principal
- 610 M.a. fase de granitos tardi-tectônicos
- 540 M.a. fase pós-tectônica
- 500-450 M.a. fase do resfriamento regional.

No Estado de São Paulo, recentemente, Tassinari (1988) efetuou determinações mais apuradas das idades dos maciços graníticos, reconhecendo uma maior complexidade no *emplacement* dos diferentes corpos, encontrando idades situadas entre 1100 e 570 M.a.. Um estudo similar para os diferentes maciços graníticos do Estado do Paraná faz-se necessário.

3.1.4. ÉPOCA METALOGENÉTICA DO CRETÁCEO

A época metalogenética do Cretáceo está representada pelas mineralizações de apatita, fluorita, barita e Terras Raras. Estas mineralizações apresentam-se associadas ao magmatismo alcalino que teve lugar durante a reativação Wealdiana da Plataforma Sul-Americana de Almeida (1966, 1967) ou evento Sul-Atlântico de Schobbenhaus & Campos (1984). Este magmatismo de caráter alcalino gera diversos corpos intrusivos representados por complexos básico-ultrabásicos a intermediários, muitas vezes portadores de carbonatito como em Jacupiranga e Barra do Itapirapuã.

As idades do magmatismo alcalino foram determinadas em diversos trabalhos, pelo método K/Ar.

Em seguida são apresentadas as idades preferenciais, ou seja, as idades mais aceitáveis para diversos maciços gerados durante o evento em epígrafe. Estas idades são provenientes de dados disponíveis em várias publicações e foram selecionadas por Cordani (1974):

- Maciço de Mato Preto	66 M.a.
- Maciço de Itapirapuã	104 M.a.
- Maciço de Tunas	110 M.a.
- Maciço de Jacupiranga	113 M.a.

Os dados apresentados indicam a presença de um importante evento de magmatismo alcalino que afeta a região desde o limite do Cretáceo com o Jurássico até o limite do Cretáceo com o Terciário.

As mineralizações presentes nos corpos ígneos cre-

tácicos formar-se-iam mediante diferenciação magmática e processos hidrotermais associados ao magmatismo.

Dentre os depósitos formados durante a época metalogenética do Cretáceo no Vale do Ribeira destacam-se, o de fluorita de Mato Preto, o de Terras Raras e barita da Barra do Itaipirapuã e o de apatita de Jacupiranga.

3.2. DEPÓSITOS DE BARITA DA REGIÃO DO VALE DO RIBEIRA

3.2.1. LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO GEOLÓGICA SUMÁRIA DOS DEPÓSITOS DE BARITA DA REGIÃO DO VALE DO RIBEIRA

A região do Vale do Ribeira é portadora das jazidas e ocorrências de barita dos estados do Paraná e São Paulo.

A continuação são apresentados dados referentes a localização e acesso acompanhados de descrição geológica em forma resumida, de cada um dos principais depósitos de barita em epígrafe. Os dados apresentados neste item, devem-se a pesquisas de reconhecimento de campo, e foram complementados com dados obtidos em CPRM (1977, 1981) e IPT (1981).

Nos mapas apresentados nas Figuras 3-1, 3-2, 3-3, 3-4 e 3-5, encontram-se plotados os depósitos de barita da região do Vale do Ribeira, os quais serão analisados em seguida. Cada depósito encontra-se acompanhado da numeração correspondente nos mapas das figuras citadas acima.

FIGURA 3-1a

MAPAS GEOLÓGICOS COM LOCALIZAÇÃO DOS DEPÓSITOS DE BARITA DA REGIÃO DO VALE DO RIBEIRA

LEGENDA (Figuras 3-1, 3-2, 3-3, 3-4 e 3-5)

	Aluviões - QUATERNÁRIO
	Sienitos, gabros, fonolitos, carbonatitos - CRETÁCEO.
	Diques de diabásio, diorito - JURÁSSICO.
	Granitos Brasileiros.
	Metassedimentos, filitos (Grupo Açungui).
	Metassedimentos, mármore calcíticos e dolomíticos (Açungui).
	Mármore calcíticos e dolomíticos (Açungui)
	Anfibolitos, metabasitos.
	Quartzitos, metacherts.
	Xistos, filitos, anfibolitos, cataclasitos, mármore (Grupo Setuva)
	Gnaisses com metassedimentos e metabasitos (Pré-Setuva).
	Gnaisses e migmatitos (Embasamento).
	JAZIDAS E OCORRÊNCIAS DE BARITA. (● Veios; Estratiforme).
03	Numeração da jazida ou ocorrência no texto e mapas.
	Mina de barita em atividade.
	Mina de barita paralisada.
	Falhas
	Falhas de empurrão
	Contato geológico.
	Atitude S_0 .
	Atitude S_1 .
	Rodovias.
	Ferrovias.
	Cidades.

Fontes:

CPRM (1977), CPRM (1981), IPT (1981)
(modificados).

FIGURA 3-1b

JAZIDAS E OCORRÊNCIAS DE BARITA QUE APARECEM NOS MAPAS COM SUAS RESPECTIVAS NUMERAÇÕES, A SIGLA DO ESTADO AO QUAL PERTENCEM, E INDICAÇÃO DO TIPO MORFOLÓGICO.

LEGENDA (continuação)

- 01. CAMPO CHATO (PR)
- 02. ROSEIRA I (PR)
- 03. ROSEIRA II (PR)
- 04. ARAÇAZEIRO (PR)
- 05. RIACHO SÃO BENTO - PRETINHOS (PR)
- 06. CANOAS (PR)
- 07. PERAU (PR)
- 08. RIBEIRÃO JOÃO GORDO (PR)
- 09. SETE QUEDAS (PR)
- 10. CORDINHAS (SP)
- 11. CORDA GRANDE (SP)
- 12. SÍTIO DO AUGUSTO (SP)
- 13. MORRO DO SERROTE (SP)
- 14. RIBEIRÃO DA ILHA (SP)
- 15. BAIRRO DOS ELIAS (SP)
- 16. RIO SÃO JOSÉ DE GUAPIARA (SP)
- 17. ÁGUA CLARA (PR).

■ Tipo estratiforme.

● Tipo veio.

01. CAMPO CHATO

O depósito de Campo Chato apresenta-se no município de Cerro Azul, Estado do Paraná, localizado às coordenadas 684,4 E - 7.225,5 N na folha SG-22-X-D-I-2, e sob o número 01 no mapa da Figura 3-4. O acesso ao depósito é obtido por estrada secundária que parte para oeste a partir do Km 66 da Br-476 até o povoado do Tigre (5 Km), percorrendo-se mais 7 Km até o local da jazida. A estrutura é estratiforme. Há camadas de Barita intercaladas em quartzitos e metacherts pertencentes à Formação Perau do Grupo Setuva, afetadas por forte cataclase. A atitude da camada principal é N60E/vertical. Há também blocos decimétricos de barita dispersos no manto de intemperismo que chega a atingir 30 m de profundidade. A barita nesta jazida apresenta-se com alto grau de pureza.

02. ROSEIRA I

O depósito de Roseira I, também conhecido como Matarazo, apresenta-se no município de Cerro Azul, Estado do Paraná, localizado às coordenadas 686,0 E - 7.226,0 N na folha SG-22-X-D-I-2, ver mapa da Figura 3-4. O acesso ao depósito é obtido pelas mesmas estradas que dão acesso ao depósito de Campo Chato. O depósito em pauta situa-se 2 Km a nordeste da jazida de Campo Chato.

A jazida Roseira I apresenta estrutura estratiforme e matações de barita disseminados no perfil de alteração.

Há camadas e veios de barita de espessuras centimétricas a decimétricas, encaixadas em quartzitos e metacherts per

tencentos à Formação Perau do Grupo Setuva, os quais, apresentam-se fortemente cizalhados. A atitude das camadas é N65E/80NW. Há veios de quartzo com indícios de sulfetos de cobre.

03. ROSEIRA II

A jazida de barita de Roseira II apresenta-se no município de Cerro Azul, no Estado do Paraná, possui coordenadas 686,2 E - 7.226,4 N na folha SG-22-X-D-I-2. No mapa da Figura 3-4 está representada pelo número 03. A jazida de Roseira II encontra-se a aproximadamente 500 m a nordeste da jazida de Roseira I e é também conhecida como Mina dos Paulistas. O depósito baritífero encaixa-se em uma faixa de quartzitos e/ou metacherts verticalizados que constituem uma escarpa com desnível de aproximadamente 30 m. Há veios de quartzo e veios de barita remobilizados a partir de uma camada que representaria a continuação para nordeste da camada baritífera de Campo Chato e Roseira I. Roseira II encontra-se alinhada de forma concordante com as estruturas S_0 dos depósitos citados.

04. ARAÇAZEIRO

O depósito de barita de Araçazeiro apresenta-se no município de Cerro Azul, Estado do Paraná. O depósito citado possui coordenadas 691,3 E - 7.230,3 N na folha SG-22-X-D-I-2. Está representado no mapa da Figura 3-4 sob o número 04. O acesso ao depósito é obtido por estrada secundária que parte da Br-476 para oeste da localidade denominada Campinhos, percorrendo-se 5 Km até o local denominado Poço.

O depósito de Araçazeiro está constituído por lentes de barita intercaladas em mármore calcíticos da Formação Perrau do Grupo Setuva.

05. RIACHO SÃO BENTO - PRETINHOS

O depósito de barita do Riacho São Bento também denominado Pretinhos encontra-se localizado no município de Adrianópolis, Estado do Paraná. Apresenta-se sob coordenadas 709,0 E - 7.249,2 N na folha SG-22-X-B-V-3. Na Figura 3-3 o depósito de Riacho São Bento está representado sob o número 05. O acesso ao depósito é dado no seu primeiro trecho pela estrada que liga Adrianópolis a Epitácio Pessoa, tomando-se estrada secundária para leste antes de Epitácio Pessoa até a Fazenda Canoas e deste local prossegue-se mais 7 Km até o depósito.

A mineralização baritífera do Riacho São Bento é estratiforme e ocorre intercalada em mármore dolomíticos da Formação Perrau do Grupo Setuva.

06. CANOAS

O depósito de Canoas apresenta-se no município de Adrianópolis, Estado do Paraná. Na Figura 3-3 o depósito de Canoas está representado sob o número 06. O acesso ao depósito é dado no seu primeiro trecho pela estrada que liga Adrianópolis a Epitácio Pessoa. Percorre-se desde Adrianópolis 14 Km e toma-se estrada secundária para leste percorrendo-se mais 8 Km até o depósito. A mineralização baritífera está associada ao depósito estratiforme de Pb-Zn encaixado em dolomita-quartzo-muscovita xistos da Formação Perrau do Grupo Setuva.

07. PERAU

O depósito do Perau apresenta-se no município de Adrianópolis, Estado do Paraná, possui coordenadas 701,8 E - 7.251,9 N na folha SG-22-X-B-IV-4. No mapa da Figura 3-3 está representado pelo número 07. O acesso ao depósito é obtido pela antiga estrada de Adrianópolis-Curitiba, percorrendo-se aproximadamente 30 Km a partir de Adrianópolis até a localidade das confluências dos rios Perau e Grande.

Trata-se de um depósito estratiforme contendo barita, constituído por camadas, lentes e em parte veios encaixados em calcaxistos da Formação Perau do Grupo Setuva. Apresenta-se acima de um horizonte itabirítico situado, por sua vez, logo acima do horizonte que apresenta minério de chumbo. As lentes de barita atingem 30 cm de espessura; o conjunto da faixa mineralizada atinge 6 m de espessura, porém, de forma não contínua. O principal minério do Perau é o de Pb-Ag disposto em camada situada alguns metros abaixo da mineralização de barita e acima de mineralização de cobre.

08. RIBEIRÃO JOÃO GORDO

O depósito baritífero de Ribeirão João Gordo apresenta-se no município de Cerro Azul, Estado do Paraná, possui coordenadas 687,0 E - 7.257,3 N na folha SG-22-X-B-IV-4. No mapa da Figura 3-2 está representado sob o número 08. O depósito apresenta mineralização de barita com estrutura filoneana, encaixada em rochas graníticas do complexo Três Córregos. A barita apresenta-se junto com quartzo em veios anastomosados que compõem

faixas de até 4 m de espessura.

09. SETE QUEDAS

O depósito baritífero de Sete Quedas, está localizado no município de Cerro Azul, Estado do Paraná. O depósito a apresenta coordenadas 670,6 E - 7.269,2 N na folha SG 22-X-B-IV-1. No mapa da Figura 3-2 está representado pelo número 09. O acesso ao depósito de Sete Quedas é obtido por estrada de leito de terra, através de um percurso de 6 Km a partir do lugarejo homônimo. A mineralização de barita encontra-se associada a quartzo em veios de espessuras centimétricas que preenchem fraturas do granito Três Córregos. Há também mineralização de barita disseminada no granito.

10. CORDINHAS

O depósito baritífero de Cordinhas apresenta-se no município de Ribeira, Estado de São Paulo. O depósito possui coordenadas 678,4 E - 7.274,0 N na folha SG 22-X-B-IV. No mapa da Figura 3-2 está representado pelo número 10. O acesso ao depósito é obtido a partir de Ribeirão da Ilha mediante percurso de 9 Km pela estrada que liga ao povoado de Maringã, toma-se então estrada secundária a leste até o povoado das Cordinhas mediante percurso de 5 Km.

A mineralização baritífera apresenta-se em forma de veios encaixados em rocha granítica pertencente ao Complexo Três Córregos.

11. CORDA GRANDE

O depósito de Corda Grande apresenta-se no município de Ribeira, Estado de São Paulo; possui coordenadas 689,3 E - 7.277,0 N na folha SG 22-X-B-IV. No mapa da Figura 3-2 este depósito está representado sob o número 11. O acesso é obtido tomando-se variante da estrada do povoado de Maringã, em direção à Fazenda Terras Novas percorrendo-se 8 Km.

A mineralização de barita apresenta-se em veios com espessura de até 40 cm encaixados no granito Três Córregos.

12. SÍTIO DO AUGUSTO

O depósito baritífero denominado Sítio do Augusto está situado no município de Ribeira, Estado de São Paulo; possui coordenadas 684,6 E - 7.278,0 N na folha SG 22-B-IV. No mapa da Figura 3-2 este depósito está representado sob o número 12. O acesso ao depósito é obtido pela estrada do Sítio do Augusto, percorrendo-se 6 Km a partir do povoado de Itapirapuã. As mineralizações baritíferas apresentam-se em veios encaixados no granito Três Córregos.

13. MORRO DO SERROTE

O depósito de Morro do Serrote apresenta-se no município de Registro, Estado de São Paulo; possui coordenadas 24° 22' S - 47° 41' W situadas na folha SG 22-V-A-4. No mapa da Figura 3-5 este depósito está representado sob o número 13. O acesso ao Morro do Serrote é obtido percorrendo-se 168 Km na

Br-116 desde São Paulo e tomando-se estrada vicinal para leste por 3 Km .

O depósito está constituído por veios de barita encaixados no complexo alcalino de Juquiã. Há apatitas e magnetitas associadas à mineralização baritífera. O complexo de Juquiã está constituído por piroxenitos, peridotitos, sienitos, ijolitos e carbonatitos.

14. RIBEIRÃO DA ILHA

O depósito baritífero de Ribeirão da Ilha apresenta-se no município de Ribeira, Estado de São Paulo; possui coordenadas 678,5 E - 7.270,1 N situadas na folha SG 22-X-B-IV. No mapa da Figura 3-2 este depósito está representado pelo número 14. O acesso ao depósito é obtido percorrendo-se 131 Km pela estrada Itapeva-Bom Sucesso-Ribeirão da Ilha.

A mineralização baritífera apresenta-se em veios que cortam o complexo alcalino de Itapirapuã, que por sua vez, encontra-se intrudido no granito Três Córregos.

15. BAIRRO DOS ELIAS

O depósito baritífero do Bairro dos Elias apresenta-se no município de Guapiara, Estado de São Paulo; possui coordenadas $24^{\circ} 16' S - 48^{\circ} 31' W$ situadas na folha SG 22-F-I-2. No mapa da Figura 3-5 este depósito está representado sob o número 15 e seu acesso é obtido da seguinte maneira: da estrada que liga Guapiara ao povoado Bairro dos Elias, toma-se a estrada da Minercal para o sul e percorre-se 500 m.

A mineralização de barita apresenta-se em veios que cortam mármore calcíticos do Grupo Açungui.

16. RIO SÃO JOSÉ DE GUAPIARA

O depósito baritífero de São José de Guapiara apresenta-se no município de Guapiara, Estado de São Paulo; possui coordenadas $24^{\circ} 12' S - 48^{\circ} 30' W$ situadas na folha SG 22-F-I-2. No mapa da Figura 3-5 este depósito está representado pelo número 16. O acesso ao depósito é obtido percorrendo-se 1 Km a partir do Km 262 (desde São Paulo) da estrada São Paulo-Apiaí.

A mineralização de barita está disposta em veios encaixados em mármore calcíticos associados ao Grupo Açungui.

17. ÁGUA CLARA

A jazida de Água Clara está representada no mapa da Figura 3-3 sob o número 17.

As características da jazida baritífera de Água Clara não serão apresentadas neste item, posto que, estão tratadas de forma mais aprofundada em itens específicos da presente tese.

3.2.2. TIPOLOGIA DOS DEPÓSITOS DE BARITA DO VALE DO RIBEIRA

Na região do Vale do Ribeira são encontradas diversas jazidas e ocorrências de barita, como foi visto no item anterior. Estão constituídas por depósitos que podem ser agrupados fundamentalmente em dois grandes tipos:

- Depósitos estratiformes tipo Água Clara.
- Depósitos filoneanos.

O mapa da Figura 3-6 oferece uma visão de conjunto da distribuição dos depósitos de barita, diferenciados em seus tipos morfológicos, e da relação que apresentam com as unidades litoestratigráficas e intrusivas associadas, na região do Vale do Ribeira.

O primeiro tipo de depósito, ou seja, depósito estratiforme tipo Água Clara, apresenta mineralizações singenéticas de barita, concordantes com o acamamento das sequências hospedeiras. Estas sequências estão representadas por rochas meta-sedimentares e meta-vulcânicas pertencentes à Formação Perau do Grupo Setuva.

Os seguintes depósitos podem ser incluídos no tipo estratiforme Água Clara:

- Campo Chato
- Roseira I
- Roseira II
- Araçazeiro
- Riacho São Bento - Pretinhos
- Perau
- Canoas
- Água Clara.

Estes depósitos encontram-se situados no Estado do Paraná, associados a sequências vulcano-sedimentares da Formação Perau do Grupo Setuva. Algumas destas sequências, como as hospe

deiras das jazidas de Campo Chato, Roseira I, Roseira II e Araçazeiro, eram atribuídas à Formação Votuverava do Grupo Açungui, porém, são sequências perfeitamente correlacionáveis com as sequências da área de Água Clara e do Perau, não apenas por sua continuidade física como pelas semelhanças litológicas e estruturais que apresentam. Além disto, os xistos destas sequências exibem características metamorfo-estruturais que sugerem ser mais antigos que as rochas da Formação Votuverava, como por exemplo o fato de apresentarem quase sempre uma xistosidade a mais que os xistos da Votuverava.

No segundo tipo de depósitos de barita, reúnem-se aqueles com mineralizações filoneanas. Este tipo pode ser dividido em três sub-tipos, de acordo com a rocha encaixante:

- Depósito filoneano encaixado no granito Três Córregos.
- Depósito filoneano encaixado em complexo alcalino mesozóico.
- Depósito filoneano encaixado em mármore calcítico do Grupo Açungui.

São exemplos de depósitos filoneanos encaixados no complexo granítico Três Córregos, os seguintes:

- Ribeirão João Gordo
- Sete Quedas
- Cordinhas
- Corda Grande
- Sítio do Augusto.

Para estes depósitos são levantadas duas hipóteses genéticas. Uma hipótese relaciona a gênese do depósito ao hidrotermalismo desenvolvido em associação com o complexo granítico Três Córregos, enquanto que a outra hipótese vincu-

la a gênese ao hidrotermalismo que se associa ao magmatismo que gerou os corpos magmáticos alcalinos presentes na região, principalmente Itapirapuã, Barra do Itapirapuã e Mato Preto.

Para a elucidação do problema genético destes depósitos, são necessários estudos mais aprofundados que não se enquadram nos objetivos da presente tese.

Os depósitos filoneanos encaixados em complexos alcalinos mesozóicos estão representados pelos seguintes:

- Morro do Serrote
- Ribeirão da Ilha
- Mineralização baritífera em Mato Preto
- Mineralização baritífera em Barra do Itapirapuã.

O depósito de Morro do Serrote encontra-se encaixado no complexo alcalino de Juquiá e o de Ribeirão da Ilha no de Itapirapuã. Os depósitos de Mato Preto e Barra do Itapirapuã apresentam ocorrências filoneanas de barita, encaixadas respectivamente nos complexos alcalinos homônimos. Em Mato Preto a jazida é de fluorita, enquanto que em Barra do Itapirapuã a mineralização principal é de Terras Raras. A gênese destes depósitos estaria relacionada ao sistema hidrotermal gerado durante o magmatismo alcalino. Em Barra do Itapirapuã foram observados vestígios de uma atividade tardimagmática e/ou hidrotermal, responsável pela silicificação intensa e enriquecimento em barita, fluorita e sulfetos (Lapido Loureiro & Tavares, 1983).

Finalmente, o terceiro sub-tipo, isto é, depósito filoneano encaixado em mármore calcíticos, encontra-se representado pelos seguintes exemplos:

- Bairro dos Elias

- Rio São José de Guapiara.

Estes depósitos apresentam-se encaixados em mármo-res calcíticos do Grupo Açungui muito próximos a corpos graníticos. Há também o magmatismo alcalino do Cretáceo afetando a região.

São muito escassos os dados sobre estes depósitos de barita encaixados em mármore calcíticos do Grupo Açungui, razão pela qual não são apresentadas hipóteses genéticas para o sub-tipo que eles representam.

4. GEOLOGIA LOCAL

A jazida de barita de Água Clara está situada no flanco noroeste do anticlinal homônimo, próximo ao vértice desta estrutura que é também conhecida como anticlinal Ribeirão da Barra. O citado anticlinal apresenta eixo com direção NE com suave caimento para SW, como foi observado anteriormente na Figura 2-1.

Na área de Água Clara afloram as seguintes litologias pertencentes à Formação Perau: quartzitos, metacherts, mármore dolomíticos, dolomita-quartzo-muscovita xistos, orto-anfibolitos e formações ferríferas bandadas. Como já referido no capítulo correspondente à geologia regional, estas rochas são assignadas ao Proterozóico Médio. Além destas litologias, foram reconhecidos sills traquíticos, os quais constituem apófises do corpo do sienito de Tunas. O sienito de Tunas intrudiu durante o Cretáceo Superior (110 M.a. segundo Cordani, 1974) rochas pertencentes à Formação Perau, causando uma auréola de metamorfismo de contato da ordem de 50 m de espessura. O contato do corpo sienítico de Tunas dista aproximadamente 3 Km da jazida de barita de Água Clara.

As Figuras 4-1, 4-2 e 4-3 proporcionam uma visão da configuração geológica local na área da jazida de barita de Água Clara. Andrade e Silva (1984) apresentou uma coluna estratigráfica de detalhe da área da jazida. Na Figura 4-4 encontra-se reproduzida a citada coluna, acrescida de informações atualizadas.

Como já foi visto anteriormente (Figura 2-2), foram apresentadas colunas estratigráficas mais abrangentes, proporcionando uma correlação entre os níveis ocupados pelas jazidas de

FIGURA 4-3: PERFIL GEOLÓGICO NA ÁREA DA JAZIDA DE BARITA DE ÁGUA CLARA.

FIGURA 4-4:
COLUNA ESTRATIGRÁFICA DE DETALHE DA ÁREA DA JAZIDA DE BARITA DE
DE ÁGUA CLARA.

FONTE: ANDRADE E SILVA (1984) (MODIFICADA)

Água Clara e do Perau.

Como pode ser observado na comparação entre a coluna estratigráfica da jazida do Perau com a coluna correspondente levantada na área de Água Clara, estes depósitos encontram-se em horizontes estratigráficos perfeitamente correlacionáveis. Trata-se do nível situado imediatamente acima da transição vertical de mármore dolomíticos para dolomita-quartzo-muscovita-xistos em Água Clara e transição para carbonato-quartzo-biotita xistos no Perau.

Neste nível da sequência, ou seja, no nível estratigráfico hospedeiro da mineralização baritífera, ocorrem intercalações centimétricas a decimétricas de formações ferríferas bandadas, pertencentes à *facies* de óxidos, *sub-facies* magnetítica no conceito de subdivisão de James (1954) para as formações ferríferas bandadas.

Os quartzitos da área de Água Clara apresentam-se muito homogêneos, com granulometria fina a média, cor branca; em horizontes restritos são micáceos apresentando muscovitas em pequenas proporções. Alguns horizontes, dentro do pacote de quartzitos, apresentam-se com textura muito fina, homogêneos, muito puros, isentos de minerais pesados, constituindo-se por mais de 95% de quartzo. Estes horizontes apresentam espessuras centimétricas a métricas. As características assinaladas sugerem que tais horizontes correspondem a metacherts. A Fotomicrografia 4-1 exhibe algumas destas características.

Os mármore dolomíticos da área de Água Clara apresentam-se sobrepostos em forma concordante ao pacote constituído por quartzitos e metacherts. Trata-se de mármore dolomíticos

FOTOMICROGRAFIA 4-1 Metachert da base da coluna estratigráfica da área da jazida de Água Clara. Observa-se a estrutura orientada que apresenta o quartzo recristalizado por metamorfismo e a grande pureza da rocha que nesta mostra apresenta-se constituída exclusivamente por quartzo. Textura granoblástica.

- Seção delgada AL-10
- Nicóis cruzados
- Escala: $\longleftrightarrow$ 0,3 mm

silicosos que apresentam intercalações relativamente abundantes de lâminas de espessuras milimétricas constituídas por material silicoso. A fotomicrografia 4-2 exhibe características do bandamento microestrutural apresentado pelo mármore dolomítico silicoso. As lâminas silicosas apresentam grande continuidade lateral, sugerindo que representem finas intercalações de metacherts.

Estes mármorees apresentam em sua parte inferior mineralizações de Cu, Pb e Zn, caracterizando a ocorrência metálica sulfetada de Água Clara, situada no Morro do Zinco, a aproximadamente 800 m a NE da mina de barita de Água Clara. Esta ocorrência está constituída por mineralização sulfetada, disposta em vênulas, composta principalmente por galena, pirita, calcopirita e esfalerita. A galena e a pirita aparecem sob granulometrias desde fina a grossa, porém a calcopirita e a esfalerita encontram-se apenas em granulometrias muito finas. Nas Fotomicrografias 4-3 e 4-4 podem ser verificadas algumas das características, observáveis ao microscópio, das calcopiritas, piritas e esfaleritas presentes na ocorrência sulfetada de Água Clara.

Na parte superior do pacote de mármorees dolomíticos, aparecem camadas de espessuras centimétricas de barita de cor branca, relativamente pura.

A unidade de mármorees dolomíticos passa para a unidade de xistos mediante uma zona de transição vertical. Esta zona de transição apresenta em média 6 m de espessura e está representada por mármorees dolomíticos com intensas intercalações centimétricas de metacherts e muscovita-xistos.

Sobre a unidade de transição, tem-se na sequência, um pacote de xistos com espessuras que atingem a ordem de 300 m. Es

FOTOMICROGRAFIA 4-2 Mármore dolomítico siliceoso da área da jazida de Água Clara. Apresenta bandamento microestrutural representado pela alternância de horizontes dolomíticos (D) e silíceos (S).

- Seção delgada AL-19
- Nicóis cruzados
- Escala: $\longleftrightarrow$ 0,3 mm

FOTOMICROGRAFIA 4-3 Mineralização constituída por pirita, calcopirita e esfalerita no mármore dolomítico silicoso da área de Água Clara. A pirita (Py) aparece como inclusão na calcopirita (Cpy) que apresenta esfalerita (Sf) na borda em estrutura de embaçamento. Paragênese $Py \rightarrow Cpy \rightarrow Sf$.

- Seção polida AM-01
- Nicóis paralelos
- Escala: $\text{---} 0,02 \text{ mm}$

FOTOMICROGRAFIA 4-4 Calcopirita (amarelo claro na foto) e esfalerita (cinza claro na foto) situadas em vênulas no mármore dolomítico silicoso de Água Clara.

- Seção polida ACL-08-8
- Nicóis paralelos
- Escala: $\longleftrightarrow$ 0,07 mm

te pacote está constituído na sua base por dolomita-quartzo-muscovita-xistos, encaixantes do corpo principal da jazida de barita de Água Clara. Estes xistos apresentam grande variação no sentido vertical, aparecendo horizontes com predominância alternada de dolomita, quartzo ou muscovita. Na parte superior do pacote predominam muscovita-xistos e aparecem as intercalações de orto-anfibolitos já representados nas colunas estratigráficas da Figura 2-2 no capítulo 2, e da Figura 4-4 neste capítulo.

Os xistos apresentam textura grano-lepidoblástica e pelo menos duas xistosidades muito nítidas, S_n paralela a S_0 e, S_{n+1} de crenulação. As Fotomicrografias 4-5 e 4-6 exibem características mineralógicas, texturais e microestruturais presentes nos xistos encaixantes da jazida de barita em epígrafe.

Podem ser observadas nestas fotomicrografias, tanto a textura grano-lepidoblástica, quanto a xistosidade S_n paralela a S_0 cortadas por S_{n+1} de crenulação.

No campo foram observadas dobras isoclinais com desenvolvimento de xistosidade plano axial, cisalhamento dúctil com transposição e dobras assimétricas com flanco rompido. Estas estruturas refletiriam os eventos tectônicos de cavalgamento e empurrão referidos no Capítulo 2.

O corpo principal da jazida de barita, encaixado nestes dolomita-quartzo-muscovita-xistos, encontra-se na sequência estratigráfica a aproximadamente 50 m acima das ocorrências de Cu-Pb-Zn e 30 m a partir da base da zona de mineralizações baritíferas precoces que são constituídas por lentes e camadas centimétricas intercaladas no mármore dolomítico silicoso. O corpo principal está representado por uma camada de 1 m de espessura, formada essencialmente por barita acompanhada por abundante magnetita e em

FOTOMICROGRAFIA 4-5 Dolomita-quartzo-muscovita-xisto encaixante do corpo principal da jazida de barita de Água Clara. Observa-se a textura grano-lepidoblástica. Mineralogia: Dolomita (D), Quartzo (Q), Muscovita (M), Opacos (O).

- Seção delgada ACL-08-4
- Nicóis cruzados
- Escala: $\longleftrightarrow$ 0,08 mm

FOTOMICROGRAFIA 4-6 Dolomita-quartzo-muscovita-xisto encaixante do corpo principal da jazida de barita de Água Clara. Observa-se a xistosidade S_n paralela a S_0 e S_{n+1} de crenulação.

- Seção delgada AV-48
- Nicóis cruzados
- Escala: $\longleftrightarrow$ 0,3 mm

menores proporções por pirita, hematita e quartzo. Tanto abaixo quanto acima da camada de barita ocorrem várias lentes baritíferas de espessuras decimétricas, assim como várias lentes e pelo menos duas camadas constituídas por formação ferrífera bandada magnetítica, de espessuras que atingem até 25 cm. As camadas das formações ferríferas encontram-se encaixadas nos xistos logo acima do corpo principal de barita.

A atitude da camada de barita N10E/20NW é concordante com a xistosidade S_n da encaixante que na área é paralela a S_0 . Esta configuração estrutural concordante se manifesta, também, nos corpos lenticulares de barita e nas formações ferríferas bandadas.

A mineralização de barita apresenta, em geral, uma granulometria que varia de sub-milimétrica a milimétrica. A textura é granoblástica, com grãos apresentando contatos retos, curvos e lobulados na classificação de Spry (1969). Muitas vezes os contatos apresentam junção tríplice com ângulo a 120° . Na Fotomicrografia 4-7 podem ser observadas características texturais presentes nas baritas. No item 7.1. serão complementadas as informações referentes às mineralizações baritíferas.

Na formação ferrífera bandada que se associa à mineralização baritífera de Água Clara, pode-se observar a alternância rítmica entre lâminas constituídas por magnetita com hematita subordinada e lâminas constituídas por metachert. Estas lâminas são, em geral, de espessuras milimétricas. A Fotomicrografia 4-8 exhibe características mineralógicas e texturais muito frequentes na formação ferrífera de Água Clara.

Na área de Água Clara foram observados dois sills

FOTOMICROGRAFIA 4-7 Barita do corpo principal da jazida de Água Clara exibindo textura granoblástica. Os grãos apresentam contatos retos, curvos e lobulados.

- Seção delgada ACL-08-02
- Nicóis cruzados
- Escala: $\longleftrightarrow$ 0,3 mm

FOTOMICROGRAFIA 4-8 Formação ferrífera bandada de Água Clara. Observam-se os cristais euhédricos de magnetita (branco na foto) envoltos por quartzo (preto na foto) compondo textura granoblástica.

- Seção polida ACL-05-6
- Nicóis paralelos
- Escala: --- 0,3 mm

de traquito com espessuras de aproximadamente 50 cm, estes sills aparecem intercalados no pacote de mármore dolomítico infracente ao pacote de xistos que hospedam a jazida de barita.

O pacote de xistos encaixante da jazida de Água Clara apresenta, em sua parte superior, intercalações de corpos de anfibolitos que foram caracterizados neste estudo como ortoderivados . Este assunto encontra-se detalhado no capítulo intitulado Rochas Magmatogênicas e Contribuições Exalativo-Vulcano-Sedimentares na Área do Depósito de Água Clara.

Por sua vez, mais detalhes sobre a jazida de barita e mineralizações associadas, serão apresentados no capítulo denominado Características e Gênese do Depósito de Barita de Água Clara.

5. ROCHAS MAGMATOGÊNICAS E CONTRIBUIÇÕES EXALATIVO-VULCANO-SEDIMENTARES NA ÁREA DO DEPÓSITO DE ÁGUA CLARA

Como visto nos capítulos de Geologia Regional e Geologia Local, a sequência hospedeira de Água Clara está constituída por rochas meta-sedimentares e meta-vulcânicas da Formação Perau, Grupo Setuva.

As rochas meta-sedimentares estão representadas por quartzitos, metacherts, mármore dolomíticos, filitos e diversos tipos de xistos que variam de muscovita-xistos a dolomita-quartzo-muscovita-xistos. As rochas metavulcânicas estão representadas por orto-anfibolitos. Alguns xistos podem representar meta-tufos. A sequência em seu conjunto apresenta, portanto, um caráter meta-vulcano-sedimentar.

No âmbito desta sequência, encontram-se as camadas e lentes de barita que constituem o depósito de Água Clara. Associadas ao horizonte estratigráfico de ocorrência da mineralização baritífera ocorrem formações ferríferas bandadas. Em nível estratigráfico pouco inferior ocorrem as mineralizações sulfetadas de Cu-Pb-Zn.

A mineralização sulfetada e de barita, as formações ferríferas bandadas e os corpos de metacherts, representariam as contribuições exalativo-vulcano-sedimentares, como tratadas mais adiante.

A sequência vulcano-sedimentar de idade proterozóica que hospeda a jazida de Água Clara, apresenta-se cortada por diversos sills traquíticos que constituem apófises do sienito de Tunas. Estas rochas magmáticas do Cretáceo foram também estudadas, inclusive no que diz respeito ao padrão de distribuição de elemen

tos Terras Raras com o objetivo de confrontar com os padrões obtidos para as rochas meta-ígneas (orto-anfibolitos) da sequência hospedeira proterozóica, como será visto no Capítulo 6.

5.1. ROCHAS MAGMATOGÊNICAS - ORTO-ANFIBOLITOS

Muitos esforços têm sido praticados , por parte de diversos pesquisadores, com o objetivo de determinar critérios e métodos confiáveis na distinção entre orto e para-anfibolitos.

Embora alguns autores tenham usado métodos de campo para indicar a natureza de anfibolitos, como por exemplo Wilcox & Poldevaart (1958) e Walker et al. (1960) que reconhecem para-anfibolitos por apresentarem bandamento , ou Heier (1962) que os identifica pela associação com mármore, estes métodos não apresentam uma diagnose conclusiva. Evans & Leake (1960), já naquela época, concluíram com evidências químicas que anfibolitos do oeste da Irlanda, que frequentemente aparecem associados a mármore e quartzitos, são orto-anfibolitos.

Diversos trabalhos foram publicados apresentando contribuições ao reconhecimento de orto e para-anfibolitos. Estes trabalhos reportam-se à composição química dos anfibolitos, determinando-se relações entre elementos tanto maiores como traços, as quais, não seriam afetadas pelo metamorfismo. Dentre estes trabalhos destacam-se Engel & Engel (1951), Evans & Leake (1960), Leake (1963), Leake (1964), Shaw & Kudo (1965), Satyanarayana et al. (1974), Gokhale & Gothe (1978).

Ao dar-se início aos trabalhos de reconhecimento geológico na área de Água Clara detectou-se a presença de corpos concordantes de anfibolitos, intercalados no pacote de xistos encaixantes da mineralização baritífera.

Inicialmente não havia dados capazes de elucidar o caráter orto ou para-derivado destas rochas. Com o objetivo de esclarecer este ponto, procedeu-se a um estudo que teve início pela caracterização petrográfica dos corpos de anfibolitos. Foram reconhecidas, em lâminas, características que sugeriam a presença de textura ofítica reliquiar, porém, não se apresentavam suficientemente nítidas para serem consideradas evidências diagnósticas.

Optou-se portanto, por uma verificação mediante análises químicas das amostras provenientes dos corpos anfibolíticos presentes na Formação Perau, principalmente na área de Água Clara.

As análises químicas têm contribuído sobremaneira na determinação da origem dos anfibolitos. Leake (1964) efetua uma crítica a diversos destes métodos usados até aquela data. Leake (op. cit.) assevera que embora os orto-anfibolitos possam frequentemente ser distinguidos dos para-anfibolitos por seus mais altos conteúdos em Cr, Ni, Ti e mais baixa razão k de Niggli ($k = K_2O / Na_2O + K_2O$, ver Niggli, 1954), critérios baseados nos níveis composicionais destes elementos são geralmente pouco aplicáveis, visto que, muitas rochas ígneas podem apresentar baixo conteúdo de Cr, Ni, e Ti e, também, o metassomatismo alcalino em terrenos metamórficos frequentemente afeta a razão k de Niggli.

Segundo Leake (1964), para-anfibolitos geralmente resultam do metamorfismo de folhelhos carbonáticos tanto calcíticos como dolomíticos. Os para-anfibolitos, segundo este autor, podem, por conseguinte, ser considerados como misturas descarbonatadas de calcita ou dolomita com pelitos; enquanto que os orto-anfibolitos são tipicamente meta-doleritos, meta-basaltos ou meta-tufos básicos, completamente recrystalizados.

Segundo Leake (op.cit.) os anfibolitos com mais de 250 ppm de Cr e mais de 200 ppm de Ni são seguramente orto-anfibolitos, porém, aqueles com quantidades menores destes elementos traços, podem ser orto ou para-anfibolitos. Os anfibolitos da área de Água Clara apresentam tendência de valores de Cr e Ni acima destes patamares, mas, há também valores mais baixos, como pode ser observado no Quadro 5-1. Portanto, os valores de Cr e Ni embora não representem evidência definitiva, sugerem tendência para o campo dos orto-anfibolitos.

Leake (1964) sugere que as correlações entre elementos nas rochas ígneas refletiriam os *trends* de diferenciação magmática e portanto seriam diferentes das correlações encontradas em rochas sedimentares, permitindo a identificação da origem dos anfibolitos.

Leake (op.cit) chama atenção para o fato de que nas rochas ígneas básicas o Ti apresenta correlação negativa com o *mg* de Niggli ($mg = \text{MgO} / \text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO}$, vide Niggli 1954) enquanto que o Cr e o Ni apresentam correlações positivas com o *mg*, sendo negativas as correlações entre Ti e Ni e entre Ti e Cr nestas rochas e por conseguinte nas suas derivadas, como os orto-anfibolitos. Os para-anfibolitos (misturas de pelito/dolomito ou de

QUADRO 5-1

VALORES DE Cr, Ni e TiO_2 DOS ANFIBOLITOS DA ÁREA DE ÁGUA CLARA.

	ASM-8	AL-28	AL-32	AL-36	AL-42	AL-45
TiO_2	0,40	0,37	0,54	0,31	2,2	0,319
Cr	450	1400	40	920	48	210
Ni	310	265	62	264	60	95

TiO_2 (%) Cr e Ni (ppm)

pelito/calcário) devem exibir uma correlação positiva entre Ti e Cr e entre Ti e Ni, porque Ti, Cr e Ni são todos mais escassos em dolomitos e calcários que em pelitos (Leake, op.cit.).

No Quadro 5-2 são apresentados valores do *mg* de Nig_{li} para os anfibolitos de Água Clara, assim como os valores dos elementos que servem de base para cálculo deste coeficiente.

Ao efetuar-se a plotagem dos valores dos Quadros 5-1 e 5-2 em gráficos, verifica-se que os anfibolitos da área de água Clara apresentam correlação negativa de *mg* e Ti (Figura 5-1), correlação positiva de *mg* com Cr e Ni (Figura 5-2) e, como poder-se-ia deduzir dos dados anteriores, apresentam correlação negativa de Ti com o Cr e com o Ni (Figura 5-3).

Considerando-se os princípios expostos por Leake (1964), os dados dos anfibolitos de Água Clara discutidos acima sugerem uma origem ígnea para estas rochas.

Por considerar-se que o uso de vários métodos e de vários elementos conduzem a interpretações mais confiáveis, foram adotados outros métodos que também envolvem análises químicas de elementos maiores e elementos traços para a identificação do tipo de anfibolito presente na área de Água Clara.

A ênfase dada a esta fase da pesquisa, prende-se à importância do reconhecimento de contribuições vulcânicas na área, fato fundamental para a interpretação genética das mineralizações de Água Clara.

Dentre os métodos selecionados para complementar a determinação do tipo de anfibolito que integra a sequência hospedeira de Água Clara encontra-se o proposto por Gokhale & Gothe (1978). Trata-se de um método de acesso relativamente simples, posto que, são consideradas as composições químicas das amostras apenas no que diz respeito

QUADRO 5-2

VALORES DE *mg* DE NIGGLI E DOS ELEMENTOS QUE SERVEM DE BASE PARA O CÁLCULO DESTES COEFICIENTE NOS ANFIBOLITOS DE ÁGUA CLARA.

	ASM-8	AL-28b	AL-32a	AL-34	AL-36	AL-42	AL-45
MgO	13,54	13,13	6,63	12,8	11,5	4,0	6,3
FeO	6,63	6,07	8,16	5,8	6,1	6,3	5,7
Fe ₂ O ₃	2,23	2,16	4,57	3,1	1,9	13,0	3,8
MnO	0,12	0,17	0,21	0,15	0,16	0,27	0,12
<i>mg</i>	0,547	0,554	0,275	0,513	0,553	0,109	0,319

$$mg = \text{MgO/FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO} \quad (\text{Óxidos em \%})$$

FIGURA 5-1:
GRÁFICO $mg \times TiO_2$ - ANFIBOLITOS DA ÁREA DE ÁGUA CLARA EXIBINDO CORRELAÇÃO
NEGATIVA ENTRE mg DE Niggli E TiO_2 (EVIDÊNCIA DE ORTO-ANFIBOLITO).

FIGURA 5-2:
GRÁFICO $mg \times Cr$ E $mg \times Ni$ - ANFIBOLITOS DE ÁGUA CLARA EXIBINDO CORRELAÇÕES POSITIVAS
 $mg \times Cr$ E $mg \times Ni$ (EVIDÊNCIA DE ORTO-ANFIBOLITO).

FIGURA 5-3:
GRÁFICO Ti X Cr E Ti X Ni - ANFIBOLITOS DE ÁGUA CLARA EXIBINDO CORRELAÇÕES
NEGATIVAS DE Ti X Cr E Ti X Ni (EVIDÊNCIA DE ORTO-ANFIBOLITO).

ao conteúdo de FeO , Fe_2O_3 e SiO_2 . Segundo Gokhale & Gothe (op. cit.) no diagrama triangular composto por FeO , Fe_2O_3 e SiO_2 a plotagem dos valores correspondentes a para-anfibolitos caem no campo com valores de SiO_2 situados entre 86 e 98%, enquanto que os pontos de amostras correspondentes a orto-anfibolitos apresentam-se no campo em que SiO_2 varia entre 65 e 86% com relação ao total da composição em $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$.

Na Figura 5-4 evidencia-se que todos os pontos plotados no diagrama triangular (FeO , Fe_2O_3 , SiO_2), correspondentes às amostras de anfibolitos da sequência hospedeira da jazida de Água Clara, caem dentro do campo dos orto-anfibolitos, delimitado de acordo com o proposto no trabalho de Gokhale & Gothe (1978). No Quadro 5-3 são apresentados os valores de composição química dos anfibolitos de Água Clara em FeO , Fe_2O_3 e SiO_2 ; estes valores serviram de base para os cálculos dos pontos plotados na Figura 5-4.

Shaw & Kudo (1965) propuseram que a distinção entre orto-anfibolitos e para-anfibolitos pode ser efetuada mediante análise de funções discriminantes que envolvem um número elevado de elementos. Shaw & Kudo (op. cit.) argumentam que a determinação da origem dos anfibolitos será mais eficaz na medida em que se cumpram os seguintes requisitos ou premissas básicas:

1. Considerar os intervalos dos valores de composição química determinados e não apenas as médias.
2. Usar vários elementos ao mesmo tempo. Em outras palavras, significa que é desejável pesquisar a distinção entre grupos de pontos em um espaço de "n" dimensões.

Coerentes com as premissas básicas citadas acima, Shaw & Kudo (op.cit.) efetuaram testes de funções discriminantes para a distinção de orto e para-anfibolitos, propondo a seguinte função discriminante:

$$X_1 = -2,69 \log \text{Cr} - 3,18 \log \text{V} - 1,25 \log \text{Ni} + 10,57 \log \text{Co} \\ + 7,73 \log \text{Sc} + 7,54 \log \text{Sr} - 1,95 \log \text{Ba} - 1,99 \log \text{Zr} \\ - 19,58.$$

FIGURA 5-4:

DIAGRAMA TRIANGULAR $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ COM LIMITE DOS CAMPOS ENTRE ORTO E PARA-ANFIBOLITOS PROPOSTO POR GOKHALE & GÖTHE (1978). (VALORES DOS ANFIBOLITOS DA SEQUÊNCIA HOSPEDEIRA DA JAZIDA DE ÁGUA CLARA EVIDENCIAM CARÁTER ORTO-DERIVADO).

⊙ ANFIBOLITOS DA FORMAÇÃO PERAU

QUADRO 5-3

COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE ANFIBOLITOS DA FORMAÇÃO PERAU EM SiO_2 , Fe_2O_3 e FeO , BASE PARA O DIAGRAMA DE GOKHALE & GOTHE (1978) QUE DIFERENCIA OS TIPOS DE ANFIBOLITOS (ver Figura 5-4).

AMOSTRA	SiO_2	Fe_2O_3	FeO
AL-28a	46,8	3,5	5,78
AL-28b	46,7	2,2	6,07
AL-29	47,0	3,4	6,07
AL-30	45,8	2,8	6,36
AL-33	46,2	1,7	7,66
AL-34a	46,3	3,0	5,63
AL-34b	48,1	3,1	5,80
AL-35	45,8	3,2	5,71
AL-36a	46,9	2,9	5,92
AL-36b	48,0	1,9	6,10
AL-37	47,9	2,5	5,34
AL-38	48,2	3,0	6,07
AL-45a	49,7	3,8	5,85
AL-45b	51,1	3,8	5,70
ASM-8	50,3	2,2	6,63

Em %

Segundo os autores citados, valores de X_1 positivos correspondem a orto-anfibolitos enquanto que valores de X_1 negativos correspondem a para-anfibolitos, ou seja:

$$X_1 > 0 \quad \text{Orto-anfibolitos}$$

$$X_1 < 0 \quad \text{Para-anfibolitos.}$$

No Quadro 5-4 estão expostos os valores das análises químicas dos elementos considerados no cálculo da função discriminante X_1 , em amostras de anfibolitos da área de Água Clara. Ao efetuarem-se as determinações dos valores de X_1 para estas amostras, verifica-se que situam-se entre 14,69 e 21,17, todos positivos, correspondendo portanto a orto-anfibolitos. Os valores citados, isto é, os valores do discriminante X_1 calculados para os anfibolitos de Água Clara encontram-se, também no Quadro 5-4.

De acordo com Shaw & Kudo (1965) a classificação dos anfibolitos mediante este método é muito segura e pode alcançar um erro de apenas 5,4 %. Shaw & Kudo (op.cit.) ressaltam que os elementos que mais contribuem na discriminação dos anfibolitos são Co e Sc e que, portanto, poder-se-á fazer-se uso de uma segunda função discriminante que considere apenas estes elementos. Os autores citados sugerem o emprego da função discriminante $X_2 = 3,89 \log Co + 3,99 \log Sc - 8,63$, a qual, apresenta a vantagem de ser menos onerosa por utilizar apenas dois elementos, porém, o erro de classificação passa de 5,4 % para 11,9 %. O critério de distinção entre orto e para-anfibolitos é idêntico ao da função X_1 , isto é:

$$X_2 > 0 \quad \text{Orto-anfibolitos}$$

$$X_2 < 0 \quad \text{Para-anfibolitos.}$$

A função discriminante X_2 foi calculada para diver

QUADRO 5-4

VALORES DA FUNÇÃO DISCRIMINANTE X_1 E DOS ELEMENTOS QUE SERVEM DE BASE PARA O CÁLCULO DESTA FUNÇÃO EM ANFIBOLITOS DA ÁREA DE ÁGUA CLARA.

	AL-34	AL-36	AL-42	AL-45
Cr	1060	920	48	210
V	260	280	880	380
Ni	275	264	60	95
Co	105	100	115	90
Sc	68	66	80	72
Sr	73	73	100	270
Ba	140	170	1180	340
Zr	18	20	136	42
X_1	20,72	19,90	14,69	21,17

Elementos (ppm) X_1 (vide texto)

Os valores da função discriminante, todos acima de zero, indicam caráter orto-derivado.

sas amostras dos anfibolitos em estudo. Os valores de Co, Sc e da função X_2 correspondente encontram-se no Quadro 5-5. Verifica-se que todos os valores de X_2 dos anfibolitos da região de Água Clara são positivos e se encontram entre 5,77 e 6,98, corroborando a sugestão de que estas rochas correspondem a orto-anfibolitos.

Após o emprego de diversos métodos com o objetivo de identificar a origem dos anfibolitos presentes na Formação Perau do Grupo Setuva, na área da jazida de Água Clara, pode-se concluir que estes anfibolitos são orto-derivados. O fato exposto evidencia o caráter vulcano-sedimentar da sequência hospedeira da jazida baritífera de Água Clara.

5.2. CONTRIBUIÇÕES EXALATIVO-VULCANO-SEDIMENTARES

A sequência meta-vulcano-sedimentar da área da jazida de Água Clara apresenta horizontes que podem ser interpretados como associados a contribuições exalativo-vulcano-sedimentares. Estes horizontes correspondem às seguintes entidades da sequência estratigráfica:

- Formação ferrífera bandada.
- Depósito baritífero de Água Clara.
- Metachert.

Em seguida serão abordados aspectos destas entidades geológicas, deixando-se as características do depósito baritífero para serem tratadas num capítulo especial.

O pacote de quartzitos situado na base da sequên-

QUADRO 5-5

VALORES DE Co, Sc E DA FUNÇÃO DISCRIMINANTE X_2 PARA OS ANFIBOLITOS DE ÁGUA CLARA.

AMOSTRAS ANFIBOLITOS	Co (ppm)	Sc (ppm)	X_2 (vide texto)
AL-28	95	96	6,97
AL-29	94	84	6,72
AL-30	95	48	5,77
AL-33	100	80	6,74
AL-34	105	68	6,54
AL-35	94	76	6,55
AL-36	100	66	6,41
AL-37	85	76	6,38
AL-38	96	72	6,49
AL-42	115	80	6,98
AL-45	90	72	6,38

Os valores da função discriminante, todos positivos, indicam caráter orto-derivado.

cia vulcano-sedimentar da área estudada, apresenta intercalações de camadas e lentes que exibem textura muito fina e composição praticamente monominerálica de quartzo. Estas lentes e camadas devem corresponder a corpos de metacherts.

Várias hipóteses poderiam ser levantadas sobre a gênese dos metacherts, como por exemplo:

- Acumulação sedimentar de radiolários.
- Substituição de calcários mediante silicificação.
- Processo exalativo-vulcano-sedimentar.

As duas primeiras hipóteses podem ser descartadas no caso de Água Clara. Caso a gênese fosse a partir de sedimentos de radiolários, provavelmente as estruturas destes organismos seriam parcialmente preservadas dentro do grau baixo de metamorfismo que afeta o pacote vulcano-sedimentar. As características texturais micro-granoblásticas do metachert puderam ser observadas na Fotomicrografia 4-1 no capítulo anterior. Na região de Água Clara não foram encontradas evidências entre as unidades litológicas que possam sugerir um processo de silicificação de calcários de modo a gerar os metacherts.

A hipótese mais plausível para a gênese dos metacherts está relacionada a um processo de caráter exalativo-sedimentar. Um modelo baseado neste processo seria capaz de explicar a vasta extensão lateral das camadas de metacherts, assim como, a ausência de características que possam sugerir outras hipóteses.

Os dados referentes aos padrões de distribuição de elementos Terras Raras obtidos nos metacherts corroboram a hipótese citada, como pode ser observado no Capítulo 6.

Na área de Água Clara foram identificadas várias

lentes e camadas de espessuras que atingem até 25 cm, constituídas por formação ferrífera bandada de caráter magnetítico. Na Fotografia 5-1 podem-se observar aspectos deste importante tipo de mineralização que se apresenta associado à jazida de Água Clara.

As citadas lentes e camadas apresentam-se localizadas, em sua maioria, até poucos metros acima da camada principal de barita. Foram encontradas algumas lentes da formação ferrífera também abaixo da camada baritífera, embora a manifestação da mineralização ferrífera ocorra principalmente acima da mineralização baritífera. Há também uma manifestação da mineralização de ferro concomitante à mineralização de barita. Os corpos de barita registram a presença de abundantes magnetitas associadas, dispostas em bandas alternadas refletindo o acamamento. Na Fotografia 5-2 podem ser observados aspectos deste bandamento de espessura centimétrica a milimétrica.

As formações ferríferas bandadas da área de Água Clara apresentam-se na *facies* de Óxidos, *sub-facies* magnetítica na classificação de James (1954).

As magnetitas apresentam-se em grande parte martitizadas, como pode ser observado na Fotomicrografia 5-1.

Os xistos encaixantes da jazida de barita de Água Clara apresentam também magnetitas. As magnetitas presentes nestes xistos exibem estruturas de sombras de pressão como pode ser observado na Fotomicrografia 5-2. Este fato sugere que estas magnetitas sejam pré-metamórficas. Existem nos xistos, também, magnetitas estiradas indicando que foram remobilizadas durante o metamorfismo ou formadas por este processo. Na Fotomicrografia 5-3 observam-se os vários tipos de magnetitas presentes nos xistos

FOTOGRAFIA 5-1 Formação ferrífera bandada da área de Água Clara. Observa-se o bandamento definido por níveis magnetíticos e silicosos de espessuras milimétricas.

FOTOGRAFIA 5-2 Barita exibindo bandamento provocado por hori
zontes milimétricos a centimétricos com a presença de abundan-
tes magnetitas.

FOTOMICROGRAFIA 5-1 Magnetitas pertencentes a formação ferrífera bandada da área de Água Clara. Apresentam-se fortemente martitizadas nas bordas, textura granoblástica, ângulos a 120° . Magnetita (amarelo médio na foto), hematita (amarelo claro na foto), quartzo (cinza na foto).

- Seção polida AL-05-C
- Nicóis paralelos
- Escala: $\longleftrightarrow$ 0,15 mm

FOTOMICROGRAFIA 5-2 Magnetita (preta na foto) em dolomita-quartzo-muscovita-xisto encaixante do depósito de barita de Água Clara. Apresentam microestruturas de rotação e sombra de pressão.

- Seção delgada AG-X
- Nicóis cruzados
- Escala: $\longleftrightarrow$ 0,3 mm

FOTOMICROGRAFIA 5-3 Magnetitas (branco na foto) de diversos tipos no xisto encaixante do depósito de Água Clara. Há magnetitas tanto estiradas como idiomórficas.

- Seção polida AG-X
- Nicóis paralelos
- Escala: $\longleftrightarrow$ 0,15 mm

e suas respectivas estruturas.

As formações ferríferas de Água Clara seriam formadas por processo exalativo-vulcano-sedimentar. Este fato será abordado também no próximo capítulo, quando serão examinados os padrões de distribuição de elementos Terras Raras determinados nestas formações ferríferas bandadas.

O processo exalativo-sedimentar tem sido proposto para explicar a gênese de mineralizações hospedadas no Grupo Setuva principalmente em relação ao depósito do Perau. Macedo (1986), baseado no comportamento geoquímico de elementos e no controle estratigráfico e estrutural da mineralização do Perau, reforça a proposta de uma gênese associada a um processo exalativo-sedimentar para este depósito.

6. OS ELEMENTOS TERRAS RARAS NO ESTUDO DA SEQUÊNCIA HOSPEDEIRA DA JAZIDA DE ÁGUA CLARA

O estudo de uma jazida deve ser efetuado intimamente associado ao estudo de sua sequência hospedeira. Em terrenos precambrianos, para determinar-se a presença de contribuições vulcânicas e exalativo-vulcano-sedimentares, fazem-se necessários estudos relativamente complexos. Para este efeito, os padrões de distribuição de elementos Terras Raras constituem ferramenta importante.

Os elementos Terras Raras são de grande utilidade em estudos de caráter petrogenético. Os padrões de distribuição destes elementos proporcionam importantes subsídios à interpretação da evolução genética de rochas e mineralizações.

Os elementos Terras Raras que integram a série dos lantanídeos, constituída por 15 elementos, são os seguintes: Lantânio, Cério, Praseodímio, Neodímio, Promécio, Samário, Európio, Gadolínio, Têrbio, Disprósio, Hólmio, Érbio, Túlio, Itêrbio e Lutécio. Estes elementos apresentam números atômicos situados entre 57 correspondente ao Lantânio e 71 correspondente ao Lutécio. O elemento Promécio não ocorre na natureza devido à rápida desintegração de seus isótopos (Figueiredo, 1985).

Os elementos Terras Raras apresentam comportamentos químicos relativamente semelhantes. Este fenômeno prende-se ao fato de que suas estruturas se diferenciam entre si pelo número de elétrons da camada interna "4f" e não das camadas externas "s" e "p" responsáveis pelas ligações químicas.

Na natureza, os elementos Terras Raras apresentam

valência única 3, com exceção do Európio e Cério que podem também apresentarem-se respectivamente sob a forma de Eu^{+2} e Ce^{+4} , em função das condições referentes à fugacidade do oxigênio e potencial de óxido-redução (Haskin & Schmitt, 1967).

O grupo dos elementos Terras Raras apresenta contração do raio iônico à medida que aumenta o número atômico, devido ao acréscimo de carga no núcleo. Este fenômeno denominado contração dos lantanídeos, está representado na Figura 6-1 com os dados de Fryer (1983). Nesta figura observa-se, também, a variação da valência e raio iônico do Ce e La.

Há um aumento na massa atômica dos elementos Terras Raras em forma contínua desde o Lantânio com massa atômica 138,91 até o Lutécio com massa atômica 174,97. Por este motivo, na série dos lantanídeos os elementos do La ao Eu são denominados Terras Raras leves, enquanto que os elementos do Gd ao Lu são denominados Terras Raras pesadas. Este dado é de suma importância nas interpretações petrogenéticas baseadas no padrão de distribuição dos elementos Terras Raras, posto que, os grupos das Terras Raras leves e das pesadas podem apresentar concentrações diferentes, refletindo fenômenos da evolução geológica das rochas e mineralizações nas quais se apresentam.

Os elementos Terras Raras refletem, de maneira muito nítida, os efeitos da regra de Oddo-Harkins, posto que, os elementos de número atômico par são mais abundantes que seus vizinhos de número atômico ímpar. Este fato deve-se à maior estabilidade dos núcleos atômicos e maior produção de isótopos quando o número atômico é par (Haskin & Schmitt, 1967).

O fenômeno anunciado pela regra de Oddo-Harkins provocaria uma forte segmentação nas curvas de distribuição dos

FIGURA 6-1:
GRÁFICO EXIBINDO A CONTRAÇÃO DOS LANTANÍDEOS DE ACORDO COM DADOS DE FRYER (1983).
OBSERVA-SE TAMBÉM A VARIAÇÃO DE CARGA E RAIÃO IÔNICO DO Ce E Eu.

elementos Terras Raras ao serem plotados os valores da composição de uma amostra de rocha ou mineralização. Com o objetivo de eliminar este efeito faz-se necessária a normalização dos valores de concentração de cada elemento Terra Rara na amostra, dividindo-o pela concentração do respectivo elemento em um padrão. Os meteoritos condriticos são normalmente empregados como padrão, posto que, a composição destes corpos representaria a composição da Terra não diferenciada. Ao normalizarem-se os dados pelos meteoritos condriticos, obtém-se um fator de concentração que deve refletir os estádios da evolução da entidade geológica que se pretende caracterizar.

No presente trabalho os dados de normalização correspondem à composição dos meteoritos condriticos segundo Even-
sen et al. (1978). Os valores destes dados foram apresentados no item 1.2.2. intitulado "Métodos dos Trabalhos de Laboratório".

Diversas litologias da sequência meta-vulcano-sedimentar hospedeira da jazida de Água Clara, foram analisadas quanto à composição de elementos Terras Raras. Os resultados obtidos, após a normalização, foram plotados em gráficos log-normais, onde tem-se nas abcissas os elementos Terras Raras dispostos em ordem crescente de seus números atômicos e, nas ordenadas aparecem os valores normalizados das concentrações dos respectivos elementos.

Foram determinados em cada amostra os 12 elementos Terras Raras seguintes: La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu. Os dados das concentrações dos 12 elementos proporcionam gráficos com elevado grau de representatividade do padrão de distribuição das Terras Raras na rocha ou mineralização estudada.

Em algumas amostras prescindiu-se da determinação do elemento Tm. Ao analisar-se a bibliografia sobre este assunto, como por exemplo em Condie & Harison (1976) e Graf Jr (1978) pode-se observar que o padrão de distribuição das Terras Raras pode ser inicialmente visualizado a partir da determinação de 7 elementos. Para este efeito, faz-se necessário a determinação do Eu juntamente com um de seus contíguos (Sm ou Gd) de maneira a possibilitar a detecção de possíveis anomalias do elemento Európio, e que se complemente com a determinação de pelo menos dois elementos de cada grupo de Terras Raras, ou seja, grupo das Terras Raras leves e das pesadas.

Os gráficos obtidos, ao plotarem-se os dados normalizados dos elementos Terras Raras, foram analisados e confrontados com outros gráficos publicados na literatura especializada, com o objetivo de reunir informações que possibilitem interpretações sobre a evolução genética das rochas e mineralizações da sequência hospedeira da jazida de Água Clara. Estes dados foram de grande importância principalmente na caracterização dos ortofibrolitos, metacherts e formações ferríferas bandadas da sequência hospedeira da jazida de Água Clara.

6.1.ELEMENTOS TERRAS RARAS NOS ORTO-ANFIBOLITOS, FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS E METACHERTS

Numerosos estudos têm usado os elementos Terras Raras para interpretar o tipo de magma gerador de rochas meta-vul-

cônicas. Os elementos Terras Raras são particularmente úteis em estudos destas rochas porque o padrão de distribuição destes elementos é apenas fracamente afetado quando rochas cristalinas sofrem metamorfismo (Garcia, 1978).

Foram estudados os padrões de distribuição dos elementos Terras Raras nos orto-anfibolitos da sequência hospedeira da jazida de Água Clara. Como visto anteriormente, estes orto-anfibolitos pertencem à Formação Perau do Grupo Setuva assignada ao Proterozóico Médio. Para efeito de comparação foram feitas análises de elementos Terras Raras em rochas traquíticas da região, as quais, constituem apófises do sienito cretácico de Tunas. No Quadro 6-1 constam os dados de composição em elementos Terras Raras de traquito e dos orto-anfibolitos que ocorrem na área de Água Clara. Os dados das concentrações em elementos Terras Raras foram normalizados com relação aos meteoritos condriticos apresentados por Evensen et al. (1978), (ver item 1.2.2. desta tese), e em seguida plotados em gráficos que possibilitam a visualização da assinatura em elementos Terras Raras das rochas em apreço. Procedimento idêntico de tratamento dos dados foi efetivado para as demais determinações dos padrões de distribuição de Terras Raras em outras litologias e mineralizações tratadas neste capítulo.

Os orto-anfibolitos da região de Água Clara apresentam um padrão de distribuição uniforme dos elementos Terras Raras, exibindo uma curva horizontalizada da concentração destes elementos com relação aos meteoritos condriticos. Não apresentam anomalia para o elemento Európio e são relativamente pouco enriquecidos com relação aos condritos. Estas características obser-

QUADRO 6-1

COMPOSIÇÃO EM ELEMENTOS TERRAS RARAS DOS ORTO-ANFIBOLITOS E TRAQUITO
QUE OCORREM NA ÁREA DE ÁGUA CLARA.

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
AL-28	2,49	5,86	5,14	1,93	0,47	1,36	1,42	0,35	1,08	0,37	0,78	0,12
AL-29	2,54	6,11	5,14	1,81	0,34	1,27	1,28	0,29	0,97	0,20	0,75	0,11
AL-37	3,16	6,72	6,77	1,89	0,47	1,37	1,30	0,31	1,03	0,28	0,78	0,12
AL-45	3,74	8,89	8,77	2,68	0,69	2,59	2,20	0,65	1,67	0,30	1,30	0,21
ASM-7b	112,10	197,60	62,46	14,05	0,64	10,40	8,83	2,04	5,63	1,14	5,89	0,96

ORTO-ANFIBOLITOS (AL-28, AL-29, AL-37, AL-45)

(ppm)

TRAQUITO (ASM-7b)

váveis nas Figuras 6-2, 6-3, 6-4 e 6-5, estariam indicando que os orto-anfibolitos da sequência hospedeira da jazida de Água Clara são derivados de uma rocha ígnea pouco diferenciada, com uma assinatura em Terras Raras similar àquelas dos basaltos de arcos de ilhas em estágios precoces ou dos basaltos de fundos oceânicos, como as que constam na Figura 6-6. Nesta figura são apresentadas assinaturas em elementos Terras Raras de rochas vulcânicas segundo Garcia (1978).

Estas características são bastante diferentes das daquelas proporcionadas pelo padrão de distribuição dos elementos Terras Raras dos traquitos pertencentes ao complexo sienítico de Tunas. Na Figura 6-7 encontram-se plotados os valores correspondentes às concentrações dos elementos Terras Raras de um sill traquítico que constitui uma apófise do sienito de Tunas. Pode-se observar, na figura citada, que o padrão de distribuição dos elementos Terras Raras nestas rochas apresenta forte enriquecimento das Terras Raras leves, forte anomalia negativa para o Európio e uma curva semi-horizantalizada para as Terras Raras pesadas. Há também um grande enriquecimento geral em Terras Raras com relação aos meteoritos condrílicos. As características registradas indicam o caráter diferenciado dos sills traquíticos, contrastando com os resultados apresentados pelos orto-anfibolitos da Formação Perau na área de Água Clara.

As formações ferríferas bandadas e os metacherts da área de Água Clara foram analisados com relação a seus elementos Terras Raras. Dados destas análises em amostras selecionadas encontram-se no Quadro 6-2.

As formações ferríferas da área de Água Clara apre

FIGURA 6-2:
PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE ELEMENTOS TERRAS RARAS EM ORTO-ANFIBOLITO
DA REGIAO DE ÁGUA CLARA.

FIGURA 6-3:
PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE ELEMENTOS TERRAS RARAS EM ORTO-ANFIBOLITO
DA REGIÃO DE ÁGUA CLARA.

FIGURA 6-4:
PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE ELEMENTOS TERRAS RARAS EM ORTO-ANFIBOLITO
DA REGIÃO DE ÁGUA CLARA.

FIGURA 6-5:
PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE ELEMENTOS TERRAS RARAS EM ORTO-ANFIBOLITO
DA REGIÃO DE ÁGUA CLARA.

FIGURA 6-6:
ASSINATURA EM ELEMENTOS TERRAS RARAS DE ROCHAS VULCÂNICAS
SEGUNDO GARCIA (1972).

QUADRO 6-2

COMPOSIÇÃO EM ELEMENTOS TERRAS RARAS DE AMOSTRAS DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS
BANDADAS E METACHERTS DA ÁREA DE ÁGUA CLARA.

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
AL-05c*	32,18	48,48	17,96	4,32	0,32	3,03	1,69	0,26	0,81	0,08	0,72	0,13
ASM-1*	9,53	9,50	8,43	1,79	0,36	1,96	0,87	0,12	0,46	0,07	0,39	0,10
AL-03*	24,78	16,54	14,94	2,80	0,44	1,79	0,98	0,20	0,40	-	0,33	0,08
AL-26*	42,50	13,21	42,44	7,56	1,20	4,46	2,19	0,39	0,80	-	0,67	0,14
AL-12**	5,62	8,97	3,88	-	0,09	0,44	0,17	0,013	0,16	0,02	0,15	0,03
AL-15**	2,13	2,94	1,01	0,26	0,031	0,30	0,054	0,010	0,11	0,018	0,02	0,016

* (Formação ferrífera)

** (Metachert)

(ppm)

sentam padrões de distribuição de elementos Terras Raras que podem ser visualizados nos gráficos das Figuras 6-8, 6-9, 6-10 e 6-11. Estes padrões de distribuição são muito semelhantes àqueles apresentados pelas formações ferríferas da área do Perau, reforçando a correlação estratigráfica entre estas áreas. Os padrões de distribuição das Terras Raras das formações ferríferas do Perau estão retratados nas Figuras 6-12, 6-13, 6-14 e 6-15.

Padrões de distribuição dos elementos Terras Raras em outras ocorrências de formações ferríferas bandadas no Vale do Ribeira, apresentam diferenças com relação àqueles das formações ferríferas de Água Clara e do Perau. Este fato pode ser constatado por intermédio do gráfico da Figura 6-16, no qual aparecem os resultados das determinações de Terras Raras na formação ferrífera da localidade de Fazenda Banessa, no vale do rio Ribeira, Estado de São Paulo.

No Quadro 6-3 apresenta-se a composição em elementos Terras Raras das amostras que serviram de base para a elaboração dos gráficos onde visualiza-se a assinatura em Terras Raras das formações ferríferas do Perau e Fazenda Banessa.

A distribuição dos elementos Terras Raras nas formações ferríferas de Água Clara exibe uma tendência de enriquecimento em Terras Raras leves, uma marcada anomalia negativa do elemento Európio e em diversas amostras aparece também uma nítida anomalia negativa para o elemento Cério (Figuras 6-8, 6-9, 6-10 e 6-11).

Este tipo de distribuição é coerente com o tipo apresentado pelas formações ferríferas do Proterozóico e diferente do tipo apresentado pelas formações ferríferas do Arqueano.

FIGURA 6-8:
PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE ELEMENTOS TERRAS RARAS EM FORMAÇÃO FERRÍFERA
BANDADA DE ÁGUA CLARA.

FIGURA 6-9:
PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE ELEMENTOS TERRAS RARAS EM FORMAÇÃO FERRÍFERA
BANDADA DE ÁGUA CLARA.

FIGURA 6-10:
PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE ELEMENTOS TERRAS RARAS EM FORMAÇÃO FERRÍFERA
BANDADA DE ÁGUA CLARA.

FIGURA 6-11:
PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE ELEMENTOS TERRAS RARAS EM FORMAÇÃO FERRÍFERA
BANDADA DE ÁGUA CLARA.

FIGURA 6-12:
PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE ELEMENTOS TERRAS RARAS EM FORMAÇÃO FERRÍFERA
BANDADA DO PERAU.

FIGURA 6-13:
PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE ELEMENTOS TERRAS RARAS EM FORMAÇÃO FERRÍFERA
BANDADA DO PERAU.

FIGURA 6-14:
PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE ELEMENTOS TERRAS RARAS EM FORMAÇÃO FERRÍFERA
BANDADA DO PERAU.

FIGURA 6-15:
PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE ELEMENTOS TERRAS RARAS EM FORMAÇÃO FERRÍFERA
BANDADA DO PERAU.

FIGURA 6-16:
PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE ELEMENTOS TERRAS RARAS EM FORMAÇÃO FERRÍFERA
BANDADA DE FAZENDA BANESPA.

QUADRO 6-3

COMPOSIÇÃO EM ELEMENTOS TERRAS RARAS DE AMOSTRAS DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS
BANDADAS DO PERAU E FAZENDA BANESPA.

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
PS-23*	6,03	12,85	5,91	1,20	0,19	1,02	0,96	0,20	0,49	-	0,48	0,07
PERAU-2*	13,71	28,18	18,19	3,83	0,83	3,05	2,60	0,45	1,10	-	0,90	0,14
PERAU-1*	25,84	50,03	27,82	5,27	1,01	3,85	2,60	0,56	1,35	-	1,25	0,21
PS-22*	2,85	10,04	2,37	0,47	0,08	0,41	0,38	0,09	0,23	-	0,18	0,04
LEITE-1**	32,79	51,47	31,47	5,50	1,16	3,12	1,81	0,32	0,79	-	0,81	0,14

* Perau

** Fazenda Banespa

(ppm)

Fryer (1983), ao efetuar um estudo de integração de dados de Terras Raras em formações ferríferas, conclui que estas mineralizações no Proterozóico apresentam concentrações em Európio variáveis desde suave enriquecimento até anomalia negativa. Fryer (op. cit.) cita que algumas formações ferríferas proterozóicas apresentam anomalia negativa também para o elemento Cério. Com relação às formações ferríferas arqueanas o autor citado assevera que são caracterizadas por um enriquecimento relativo em Eu comparado com os outros elementos Terras Raras embora possa apresentar, em alguns casos, concentração normal e até certa depleção neste elemento. Os padrões de distribuição dos elementos Terras Raras em formações ferríferas do Proterozóico e do Arqueano compilados por Fryer (op. cit.) são apresentados respectivamente nas Figuras 6-17 e 6-18. É possível observarem-se os pontos em comum que apresentam os gráficos de Água Clara com os do Proterozóico de Fryer (1983), tais como anomalia de Ce e de Eu.

O elemento Európio apresenta anomalias devido a suas características relacionadas ao raio iônico e capacidade de mudança de nível energético da valência +3 para a +2. Devido às características citadas o Eu é um elemento que permanece retido nos feldspatos em um processo de diferenciação, causando fortes anomalias negativas com relação aos demais elementos Terras Raras nas soluções residuais de processos magmáticos e por conseguinte nos processos exalativos associados. O comportamento do elemento Eu é tratado em Figueiredo (1985).

Em algumas amostras, como por exemplo nas apresentadas na Figura 6-10 e 6-11, o padrão de distribuição dos elementos Terras Raras exhibe uma marcada anomalia negativa de Ce. Este

FIGURA 6-17:
ASSINATURA EM ELEMENTOS TERRAS RARAS EM FORMAÇÕES FERRÍFERAS
PROTEROZÓICAS SEGUNDO FRYER (1983).

FIGURA 6-18:
ASSINATURA EM ELEMENTOS TERRAS RARAS EM FORMAÇÕES FERRÍFERAS
ARQUEANAS SEGUNDO FRYER (1983).

fato pode ser interpretado como evidência de que, pelo menos em parte, houve uma interação entre as soluções exalativo-vulcano-sedimentares e a água do mar. As águas marinhas apresentam anomalia negativa do elemento Ce a partir do Proterozóico (Graf Jr 1977). O padrão de distribuição dos elementos Terras Raras em águas marinhas está representado em gráficos na Figura 6-19, construídos a partir de dados de Fryer (1983) e Fortin (1989).

O elemento Ce apresenta anomalias devido à sua capacidade de mudar da valência +3, comum entre os elementos Terras Raras, para a valência +4, possibilitando sua entrada na composição dos nódulos de manganês dos fundos oceânicos. Com efeito, Fleet (1984) assegura que os nódulos de manganês atuam como um dos maiores repositórios de Cério. Este fenômeno seria a causa do baixíssimo tempo de residência do Ce na água do mar, em comparação com os demais elementos Terras Raras, como pode ser apreciado no Quadro 6-4 onde encontram-se os dados de tempo de residên-cia extraídos de Goldberg (1961) apud Fleet (1984). Outro fator que influenciaria para que o Ce apresente um baixo tempo de residência na água do mar é abordado por Goldberg (op.cit.) apud Fleet (op. cit.), o qual propõe que o Ce^{+3} nos oceanos é oxidado para Ce^{+4} sendo precipitado como CeO_2 , enquanto que os outros elementos Terras Raras permanecem em solução no estado de óxido-redução +3, isentos de um fracionamento entre eles. Esta proposta é corroborada por estudo experimental de Carpenter & Grant (1967), onde verifica-se que o Cério forma rapidamente hidróxi-dos de Ce coloidais na água do mar com um pH igual ou superior a 8. A estabilidade do Ce e seus compostos sob diferentes condições de Eh-pH, a T e P ambiente, pode ser apreciado no gráfico da Fi-

FIGURA 6-19:
PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE ELEMENTOS TERRAS RARAS
EM ÁGUAS MARINHAS.

FONTE: GOLDSTEIN & JACOBSEN (1988) APUD FORTIN (1989)

FONTE: FRYER (1983)

QUADRO 6-4

CONCENTRAÇÕES E TEMPOS DE RESIDÊNCIA DE ELEMENTOS TERRAS
RARAS NA ÁGUA DO MAR.

	CONCENTRAÇÃO * (mg.l ⁻¹)	TEMPO DE RESIDÊNCIA ** (anos)
La	3	440
Ce	1	80
Pr	0,6	320
Nd	3	270
Sm	0,05	180
Eu	0,01	300
Gd	0,7	260
Dy	0,9	460
Ho	0,2	530
Er	0,8	690
Tm	0,2	1800
Yb	0,8	530
Lu	0,2	450

* Brewer (1975) *apud* Fleet (1984)

** Goldberg *et al.* (1963) *apud* Fleet (1984)

gura 6-20 reproduzido de Fortin (1989).

Um forte enriquecimento em Terras Raras leves acompanhado por uma marcada anomalia negativa do elemento Európio são características de fluidos diferenciados associados a vulcanismo (Evans, 1978 apud Fryer, 1983). Este fato é analisado por Fryer (op. cit.) quando trata da contribuição vulcânica em formações ferríferas bandadas. Como visto anteriormente, estas características estão presentes na assinatura em elementos Terras Raras das formações ferríferas bandadas de Água Clara, sugerindo, por conseguinte, uma contribuição de caráter exalativo-vulcanogênico como fonte de mineralização destas formações ferríferas.

As sugestões sobre a gênese das formações ferríferas de Água Clara, à luz dos elementos Terras Raras, são congruentes com o exposto por Graf Jr (1977), o qual assinala que o padrão de distribuição de elementos Terras Raras das formações ferríferas bandadas está relacionado aos seguintes fatores:

- Ao padrão de distribuição de elementos Terras Raras da fonte do material ferruginoso (solução).
- Ao padrão de distribuição de elementos Terras Raras da água do mar dentro da qual flui a solução ferruginosa.
- Ao grau de mistura entre a solução ferruginosa e a água do mar.

As formações ferríferas bandadas de Água Clara exibem padrões de distribuição de elementos Terras Raras congruentes com uma solução ferruginosa de origem exalativo-vulcanogênica que sofre, pelo menos em parte, interação com a água do mar.

O padrão de distribuição de elementos Terras Raras apresentado pelo metachert de Água Clara (Quadro 6-2 e Figura

FIGURA 6-20:
GRÁFICO Eh-pH EXIBINDO OS CAMPOS DE ESTABILIDADE DO ELEMENTO
Ce E SEUS COMPOSTOS.

FONTE: FORTIN (1989)

(T-P ambientes)

6-21) indicam semelhanças com aqueles apresentados por crostas de centros hidrotermais como os que constam em Fleet (1984) principalmente com relação à ordem de concentração dos elementos. Há também semelhanças com os padrões apresentados por águas marinhas, como os que constam em Fryer (1983), excetuando-se a ausência da anomalia negativa do Ce, fato comum nas curvas de distribuição das Terras Raras em água do mar (Figura 6-19). A anomalia negativa de Eu poderia também indicar característica de exalito distal como sugerido por Lottermoser (1989).

As características apresentadas pelos padrões de distribuição dos elementos Terras Raras nos metacherts presentes na área de Água Clara sugerem que estes corpos tenham sua origem associada também a processos exalativos submarinos. Por estes processos ter-se-iam emanações hidrotermais ricas em sílica, as quais, teriam acesso ao fundo oceânico mediante fumarolas, e que se espalhariam interagindo com a água do mar até ocorrer a precipitação.

Vários parâmetros influem na solubilidade da sílica, porém, as variações de temperatura e do pH exercem um controle preponderante sobre a solubilidade e precipitação do SiO_2 e, portanto, sobre a formação do chert que deu origem ao metachert.

FIGURA 6-21:
PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE ELEMENTOS TERRAS RARAS EM METACHERTS
DE ÁGUA CLARA.

7. CARACTERÍSTICAS E GÊNESE DO DEPÓSITO DE BARITA DE ÁGUA CLARA

7.1. CARACTERÍSTICAS DO DEPÓSITO DE BARITA DE ÁGUA CLARA

O depósito de barita de Água Clara está constituído por um corpo principal e diversos subsidiários. O corpo principal está representado por uma camada de espessura variável. Na mina, ao longo de 80 metros de galeria a espessura do corpo principal de barita situa-se entre 60 cm e 1 m. Na boca da galeria maior, o corpo de barita apresenta 1 m de espessura e configuração estrutural concordante com a xistosidade e acamamento dos xistos (Fotografia 7-1).

O corpo principal da jazida de barita de Água Clara apresenta-se na base da sequência de dolomita-quartzo-muscovita-xistos descrita anteriormente no capítulo intitulado Geologia Local, e encontra-se acompanhado por vários corpos lenticulares de espessuras centimétricas e extensões métricas. Foram também identificadas camadas de barita na parte superior da sequência de mármore dolomíticos silicosos infrajacentes aos xistos. Aspectos destas camadas podem ser observados na Fotografia 7-2. Nos mármore citados encontra-se a mineralização de Cu-Pb-Zn descrita no Capítulo 4.

Próximo ao corpo principal da jazida de barita afloram camadas e lentes constituídas por formação ferrífera bandada pertencente à *facies* de óxidos, *sub-facies* magnetítica, na classificação de James (1954). Esta formação ferrífera bandada encontra-se intimamente associada à mineralização baritífera. A maioria de seus afloramentos estão localizados dentro de uma faixa de xistos de apro-

FOTOGRAFIA 7-1 Camada de barita do corpo principal com 1m de espessura na entrada da boca da galeria maior. Observa-se a concordância entre a camada baritífera e as estruturas S_0 e S_n dos xistos encaixantes.

FOTOGRAFIA 7-2 Lâminas e camadas de barita e/ou metachert (mais resistentes ao intemperismo) alternadas com lâminas e camadas de mármore dolomítico (menos resistente ao intemperismo). Pertencentes à mineralização baritífera inferior do depósito de Água Clara.

ximadamente 20 m de espessura, sobreposta ao corpo principal da jazida de Água Clara, havendo também lentes da formação ferrífera tanto infrajacentes como em disposição lateral ao corpo principal de barita.

As camadas de barita apresentam grande continuidade, e foram controladas em afloramentos situados até 1 Km ao norte da mina de Água Clara, porém com espessuras menores, apenas centimétricas.

A coluna estratigráfica da área da jazida de Água Clara foi ilustrada na Figura 4-4 do Capítulo 4, quando abordou-se a geologia local.

No topo e na base do corpo principal de barita encontram-se faixas milimétricas a centimétricas, constituídas por dolomita-quartzo-muscovita-xisto, litologicamente similar à encaixante. Aspectos destas intercalações podem ser observados na Fotografia 7-3.

Os corpos da jazida que se encontram encaixados em xistos, estão constituídos por barita acompanhada por magnetita, hematita, pirita e quartzo. Nos corpos encaixados em mármores dolomíticos, a mineralização está composta por barita acompanhada por quartzo em escassas proporções.

A barita e minerais associados apresentam em média uma granulometria muito fina, variando desde 0,01 mm até excepcionalmente 10 mm nos cristais de barita e até 5 mm nos demais minerais.

Os corpos de barita encaixados nos xistos apresentam um bandamento nítido, com variações na tonalidade da cor cinza desde muito clara até muito escura e em parte avermelhada. O bandamento reflete a presença de leitos de espessuras milimétricas a centimé

FOTOGRAFIA 7-3 Níveis de dolomita-quartzo-muscovita-xistos intercalados na parte inferior da camada principal de barita de Água Clara.

tricas, constituídos por magnetita e hematita ou por pirita, os quais se dispõem intercalados nas camadas e lentes baritíferas. Aspectos das características macroscópicas desta mineralização, inclusive o bandamento, podem ser observados na Fotografia 7-4.

A mineralização baritífera e os minerais associados (magnetita, hematita, quartzo e pirita) apresentam textura granoblástica. Os grãos de barita apresentam contatos retos, curvos e lobulados na classificação de Spry (1969), conforme foi visto no Capítulo 4. Os cristais de barita apresentam dois nítidos sistemas de clivagem segundo 001 e 210, podendo ser claramente distinguidos do quartzo associado, em seções delgadas, como pode-se observar na Fotomicrografia 7-1.

Em alguns níveis da mineralização a magnetita chega a representar até 40 %, exibindo textura granoblástica junto com a barita como pode ser observado na Fotomicrografia 7-2.

As mineralizações de barita de Água Clara, apresentam grande quantidade de níveis piritosos concordantes com o acamamento. Nestes níveis, a pirita apresenta-se euhédrica enquanto que nas microfraturas este mineral exibe quase sempre cristais anhédricos. Na Fotomicrografia 7-3 podem ser observadas características das piritas que acompanham a barita e encontram-se intimamente relacionadas com o acamamento. As características destas piritas dispostas em leitos muito extensos e delgados, sugerem que sua formação seja sinsedimentar da mesma forma que a barita. Posteriormente, algumas piritas sofreram processos de recristalização metamórfica junto com a mineralização baritífera.

FOTOGRAFIA 7-4 Amostras de barita do depósito de Água Clara. Observa-se o bandamento causado pelos níveis ricos em magnetitas parcialmente alteradas a hematita e goethita (amostra da esquerda). Observam-se também estruturas *boxwork* preenchidas por minerais secundários de ferro: goethita e hematita (amostra da direita).

FOTOMICROGRAFIA 7-1 Cristais de barita (B) perfeitamente diferenciados dos de quartzo (Q), por apresentarem dois nítidos sistemas de clivagens.

- Seção delgada AB-11
- Nicóis cruzados
- Escala: — 0,03 mm

FOTOMICROGRAFIA 7-2 Magnetitas fortemente martitizadas (claros na foto) exibindo textura granoblástica junto a barita (escuro na foto). Pertencente à camada principal de barita.

- Seção polida ASM-1
- Nicóis paralelos
- Escala: $\longleftrightarrow$ 0,05 mm

FOTOMICROGRAFIA 7-3 Pirita (amarela na foto), magnetita (branca esverdeada na foto), barita e quartzo (cinza escuro na foto). Pertencente à camada baritífera principal.

- Seção polida ASM-1
- Nicóis paralelos
- Escala: $\longleftrightarrow$ 0,05 mm

7.2. O CARÁTER EXALATIVO-VULCANOGÊNICO DAS PIRITAS QUE ACOMPANHAM A MINERALIZAÇÃO BARITÍFERA DE ÁGUA CLARA

No processo de estudo da gênese do depósito de Água Clara, foi utilizada uma importante técnica constituída pela determinação de Ni e Co nas piritas associadas à mineralização baritífera e o cálculo da razão Co/Ni que estes minerais apresentam. Para este efeito, foram selecionadas amostras contendo piritas dispostas em estruturas acamadadas, relacionadas à mineralização baritífera, procedendo-se à determinação do conteúdo de Ni e Co, mediante o emprego de microsonda eletrônica. Em cada ponto de determinação analisou-se S e Fe para efeito de controle do mineral pirita. Foram efetuadas nove análises pontuais por amostra, sendo três em cada grão, seguindo-se a sequência borda-centro-borda.

Os dados das análises por microsonda eletrônica das piritas de Água Clara que se encontram associadas à mineralização baritífera, assim como das razões Co/Ni que apresentam, podem ser observados nos Quadros 7-1, 7-2, 7-3, 7-4 e 7-5. No Quadro 7-6 são apresentados os valores médios da composição destas piritas em Ni, Co e a razão Co/Ni.

A concentração de Ni e Co em piritas e a razão Co/Ni que estes minerais apresentam, constitui importante instrumento para a determinação de sua origem. De posse destes dados é possível distinguir piritas sedimentares, hidrotermais e vulcanogênicas.

Segundo Monseur (1967) as piritas sedimentares apresentam razão Co/Ni menor que 1, com valores de Co inferiores

QUADRO 7-1

DADOS DE ANÁLISES QUÍMICAS, POR MICROSSONDA ELETRÔNICA, DE PIRITAS ASSOCIADAS À MINERALIZAÇÃO BARITÍFERA DE ÁGUA CLARA, ACOMPANHADOS DA RAZÃO Co/Ni QUE APRESENTAM.

AMOSTRA ACL-08-08

PONTOS	S	Fe	Ni	Co	Co/Ni
1	53,81	46,81	0	420	-
2	53,70	47,16	70	480	6,86
3	53,81	46,94	0	840	-
4	53,36	46,63	200	790	3,95
5	53,48	46,96	70	480	6,86
6	53,31	46,99	20	460	23,00
7	54,23	46,66	220	780	3,54
8	53,82	47,01	20	470	23,50
9	53,61	46,56	710	960	1,35

S, Fe (%) Ni, Co (ppm)

QUADRO 7-2

DADOS DE ANÁLISES QUÍMICAS, POR MICROSSONDA ELETRÔNICA, DE PIRITAS ASSOCIADAS À MINERALIZAÇÃO BARITÍFERA DE ÁGUA CLARA, ACOMPANHADOS DA RAZÃO Co/Ni.

AMOSTRA ACL-08-02

PONTOS	S	Fe	Ni	Co	Co/Ni
1	54,17	46,73	400	650	1,62
2	54,27	47,06	0	390	-
3	54,42	46,63	800	350	0,44
4	53,73	46,73	0	380	-
5	54,25	46,78	390	550	1,41
6	53,02	45,31	70	430	6,14
7	54,26	47,10	40	390	9,75
8	54,60	46,77	130	490	3,77
9	53,97	46,97	0	460	-

S, Fe (%) Ni, Co (ppm)

QUADRO 7-3

DADOS DE ANÁLISES QUÍMICAS, POR MICROSSONDA ELETRÔNICA, DE PIRITAS ASSOCIADAS À MINERALIZAÇÃO BARITÍFERA DE ÁGUA CLARA, ACOMPANHADOS DA RAZÃO Co/Ni.

AMOSTRA AG-12

PONTOS	S	Fe	Ni	Co	Co/Ni
1	53,25	46,93	20	610	30,50
2	54,10	46,55	0	510	-
3	54,69	46,80	10	720	72,00
4	54,14	46,50	240	680	2,83
5	53,89	46,74	0	460	-
6	53,48	46,98	60	650	10,83
7	54,18	47,03	10	440	44,00
8	54,09	46,67	110	550	5,00
9	53,64	47,28	70	540	7,71

S, Fe (%) Ni, Co (ppm)

QUADRO 7-4

DADOS DE ANÁLISES QUÍMICAS, POR MICROSSONDA ELETRÔNICA, DE PIRITAS ASSOCIADAS À MINERALIZAÇÃO BARITÍFERA DE ÁGUA CLARA, ACOMPANHADOS DA RAZÃO Co/Ni.

AMOSTRA AV-25

PONTOS	S	Fe	Ni	Co	Co/Ni
1	54,30	46,98	0	520	-
2	54,20	46,50	2760	490	0,18
3	53,63	46,16	480	4240	8,83
4	54,58	46,80	0	420	-
5	54,63	47,06	120	530	4,42
6	53,02	46,31	320	1530	4,78
7	54,07	46,56	600	1040	1,73
8	55,18	46,40	90	740	8,22
9	54,42	46,19	200	5090	25,45

S, Fe (%) Ni, Co (ppm)

QUADRO 7-5

DADOS DE ANÁLISES QUÍMICAS, POR MICROSSONDA ELETRÔNICA, DE PIRITAS ASSOCIADAS À MINERALIZAÇÃO BARITÍFERA DE ÁGUA CLARA, ACOMPANHADOS DA RAZÃO Co/Ni.

AMOSTRA AV-34

PONTOS	S	Fe	Ni	Co	Co/Ni
1	53,49	46,99	100	620	6,20
2	53,80	46,61	30	310	10,33
3	54,53	46,46	130	580	4,46
4	53,84	46,98	50	600	12,00
5	53,97	46,71	0	340	-
6	53,46	46,19	0	420	-
7	54,05	46,59	30	480	16,00
8	54,02	47,10	0	470	-
9	54,34	46,43	70	490	7,00

S, Fe (%) Ni, Co (ppm)

QUADRO 7-6

VALORES MÉDIOS DA COMPOSIÇÃO EM Ni E Co DAS PIRITAS DE ÁGUA CLARA, QUE SE ENCONTRAM ASSOCIADAS À MINERALIZAÇÃO DE BARITA, E SUAS RESPECTIVAS RAZÕES Co/Ni.

AMOSTRAS	Ni (ppm)	Co (ppm)	Co/Ni
ACL-08-08	140	630	4,50
ACL-08-02	200	460	2,30
AG-12	60	570	9,50
AV-25	510	1620	3,18
AV-34	50	480	9,60
MÉDIA DAS RAZÕES Co/Ni			5,82

a 100 ppm. De acordo com Loftus Hills & Solomon (1967) as piritas vulcanogênicas, não acompanhadas por mineralização de Pb e Zn, apresentam razão Co/Ni maior que 1. Loftus Hills & Solomon (op. cit.) assinalam que piritas de origem vulcânica, associadas a minerais de chumbo e zinco, apresentam razão Co/Ni menor que a unidade. Os autores citados indicam, também, que piritas sedimentares em folhelho apresentam razão Co/Ni inferior à unidade.

Ao examinarem-se os valores das razões Co/Ni das piritas de Água Clara expostos nos Quadros 7-1 a 7-6 e, considerando-se os trabalhos de Monseur (op. cit.) e Loftus Hills & Solomon (op. cit.) pode-se deduzir que as piritas de Água Clara são vulcanogênicas.

Outros trabalhos sobre o assunto indicam que a determinação da gênese de piritas a partir da concentração de Ni, Co e as razões Co/Ni que estes minerais apresentam é bastante complexa como exposto por Bralía et al. (1979).

Bralía et al. (op. cit.) realizam uma ampla compilação dos trabalhos desenvolvidos e apresentam as seguintes considerações sobre o tema:

- Piritas sedimentares são caracterizadas por baixos valores de Ni, Co e principalmente por baixa razão Co/Ni. Para as piritas sedimentares a média das razões Co/Ni é de aproximadamente 0,63 segundo Price (1972) apud Bralía et al. (op. cit.). Além disto, os conteúdos de Ni e Co nas piritas sedimentares são fortemente correlatos, apresentando um índice de correlação de 0,93. Há ainda uma relação entre a razão Co/Ni no mineral e na rocha encaixante. As razões

Co/Ni nas piritas sedimentares parecem ser controladas, pelo menos em parte, pela concentração destes elementos nas rochas encaixantes.

- Piritas de veios hidrotermais apresentam fortes variações no conteúdo de Ni e Co, assim como nas razões Co/Ni. Estas variações são apresentadas de forma característica pelas piritas presentes em um mesmo depósito e com frequência na mesma amostra. Price (1972) apresenta um valor de 1,17 para a média das razões Co/Ni nas piritas de veios hidrotermais.
- Piritas de depósitos exalativo-vulcano-sedimentares são caracterizadas por apresentarem razão Co/Ni entre 5 e 50, com a média em torno de 8,7. Nas piritas destes depósitos o elemento Co apresenta-se usualmente com uma concentração superior a 100 ppm enquanto que o Ni geralmente exibe concentração menor que 100 ppm. Os valores das concentrações médias de Co e Ni nestas piritas são de 486 e 56 ppm respectivamente.

Os estudos mais aprofundados sobre a determinação do tipo genético de piritas, cujos dados foram apresentados acima, sugerem que as piritas associadas à mineralização de barita de Água Clara foram formadas por um processo exalativo-vulcano-sedimentar.

As piritas estudadas apresentam valores de razões Co/Ni com média de 5,82 (ver Quadro 7-6). Este valor apresenta-se muito próximo da média apresentada por Bralía et al. (1979) que é de 8,7 para as piritas ligadas a processos vulcano-exalativos.

As piritas em pauta apresentam em média 752 ppm de Co e 192 ppm de Ni.

Embora haja um certo enriquecimento em Ni nas piritas de Água Clara, proporcionando diminuição da razão Co/Ni em algumas amostras, os dados referentes a Co e Ni nestes minerais (Quadros 7-1 a 7-6) são coerentes com as indicações de Bralía et al. (1979) para piritas associadas a processos exalativo-vulcanogênicos.

7.3.GÊNESE DO DEPÓSITO DE BARITA DE ÁGUA CLARA

Como já referido anteriormente, foram obtidos dados que indicam um caráter vulcano-sedimentar para a sequência hospedeira da jazida de Água Clara. Em sequências vulcano-sedimentares são conhecidos importantes depósitos sulfetados, geralmente acompanhados por mineralizações baritíferas.

Os depósitos em pauta têm sido estudados sob diversos enfoques. Várias tipologias têm sido descritas. Adotam-se muitos termos e classificações considerando-se morfologia, gênese, local de formação, composição em elementos e minerais, tipo de encaixante, ambiente tectônico ou combinação de alguns destes parâmetros. Dentro deste tema destacam-se, nas duas últimas décadas, trabalhos como os citados em seguida enumerados em ordem cronológica: Sangster (1972), Sawkins (1972), Hutchinson (1973), Ridge (1973), Spooner & Fyfe (1973), Brathwaite (1974), Lambert & Sato (1974), Sato (1974), Sangster & Scott (1976), Solomon (1976),

Ridge (1976), Large (1977), Sato (1977), Solomon & Walshe (1979), Finlow-Bates (1980), Hutchinson (1980), Large (1980), Soon (1980), Franklin et al. (1981), Gustafson & Williams (1981), Large (1981), Russell et al. (1981), Hutchinson (1982), Large (1983), Beckel (1984) Baumann (1986).

Soon (1980) assinala que os depósitos estratiformes de barita constituem um largo espectro de tipos, variando desde aqueles encaixados em rochas sedimentares pertencentes a sequências desprovidas de vulcanismo, até aqueles associados diretamente a rochas vulcânicas.

São exemplos do tipo exclusivamente sedimentar os depósitos de Nevada, Washington e Arkansas nos Estados Unidos (Soon, op. cit.). No outro extremo do espectro aparecem, segundo este autor, aqueles depósitos de barita encaixados em rochas vulcânicas como Kuroko e Rosebery. Entre os dois extremos, segundo Soon (op. cit.), estão os depósitos de barita encaixados em rochas sedimentares pertencentes a sequências que apresentam contribuições vulcânicas como Rammelsberg e Meggen. O depósito de barita de Água Clara pertence a este grupo.

O depósito de barita de Água Clara apresenta diversas características que guardam relação com sua evolução genética. Estas características, consideradas isoladamente, podem representar evidências permissivas com relação à gênese no conceito de Snyder (1967).

Não obstante, o conjunto de feições que a jazida apresenta pode ser considerado para sugerir processos de evolução genética capazes de explicar a presença destas feições.

À continuação encontram-se relacionadas, em forma

resumida, diversas feições ou características presentes na jazida de Água Clara e que guardam importância para a dedução de sua evolução genética.

- As mineralizações de barita encontram-se em camadas e lentes concordantes com o acamamento das rochas encaixantes.
- A encaixante dos corpos principais de barita está constituída por dolomita-quartzo-muscovita-xisto.
- A sequência hospedeira da jazida de barita apresenta ortoanfibolitos, confirmando a existência de manifestação vulcânica durante sua evolução.
- A sequência encaixante da jazida de Água Clara está afetada por metamorfismo regional dínamo-termal no grau fraco.
- A textura do corpo baritífero é granoblástica.
- As camadas de barita apresentam intercalações de leitos de magnetita com escassa hematita e leitos de pirita.
- As piritas destes leitos associados à mineralização de barita apresentam concentrações de Ni, Co e razões Co/Ni típicas de piritas formadas em processo exalativo-vulcanogênico.
- No mesmo nível estratigráfico das mineralizações baritíferas ocorrem formações ferríferas bandadas, cujas manifestações mais importantes estão registradas a poucos metros acima do corpo principal de barita na sequência estratigráfica.
- As formações ferríferas citadas, apresentam características que sugerem a participação de manifestação vulcânica em sua gênese, como por exemplo a assinatura em elementos Terras Raras.
- Há mineralizações sulfetadas em níveis estratigráficos situados abaixo do depósito de barita com zoneamento vertical

de baixo para cima de Cu passando para Pb-Zn.

As características apresentadas pela jazida de Água Clara sugerem o seu enquadramento como depósito exalativo submarino de encaixante sedimentar no conceito de Large (1981), porém, sem a conotação tectônica que este autor atribui a este tipo de depósito. Segundo Large (op. cit.) depósitos exalativos submarinos são aqueles formados sobre o assoalho marinho a partir de soluções hidrotermais emanadas no fundo do mar. As sequências sedimentares hospedeiras apresentam com frequência intercalações de rochas vulcânicas. As soluções citadas são derivadas de água do mar que circulam por células de convecção em terrenos com um elevado gradiente geotérmico, sob condições de rifteamento, atingindo profundidades de até 15 Km (Russell et al. 1981). As soluções citadas atingem o oceano mediante fumarolas e interagem com a água do mar precipitando minerais.

A atividade ígnea poderia ser responsável pelo aquecimento de águas subterrâneas que entrariam em processo de convecção até atingirem o fundo oceânico (Russell 1968, Lambert & Scott 1973 e Russell et al. 1981). Há autores que defendem a participação direta de águas magmáticas como Krause et al. (1955) *apud* Russell et al. (op. cit.).

A barita com frequência sobrepõe-se estratigraficamente ou ocorre como extensão lateral das mineralizações estratiformes de sulfetos. Há um zoneamento tanto vertical como lateral das mineralizações; este zoneamento é centrado em um núcleo rico em cobre, com chumbo e zinco mais dispersos e barita ocupando posições periféricas (Large, 1981).

No zoneamento vertical a sequência mais frequente da base para o topo é Cu-Zn-Pb-Ba como por exemplo em Rammelsberg.

No zoneamento lateral o zinco sofre dispersão mais forte que o chumbo, como por exemplo em Mount Isa, Mc Arthur River e Tom, proporcionando uma sequência típica (Cu)-Pb-Zn-(Ba) (Large, 1981). O zoneamento lateral é interpretado como um reflexo das diferenças de solubilidade que os minerais apresentam na solução mineralizante à medida que esta se esfria e interage com a água do mar ao afastar-se dos canais alimentadores ou fumarolas como exposto por Large (1980). A maior dispersão do zinco em relação ao chumbo no zoneamento horizontal seria atribuído à maior capacidade das soluções de alta salinidade para carrear o zinco de acordo com Finlow-Bates (1980). O ferro encontra-se disperso nos depósitos sob a forma de pirita e/ou pirrotita, algumas vezes formando um núcleo como em Sullivan, ou sob a forma de hematita na parte periférica da *facies* estratiforme como em Tynagh.

Como visto anteriormente, o depósito de barita de Água Clara apresenta-se estratigraficamente acima de ocorrências sulfetadas de Cu-Zn-Pb e há mineralizações de ferro na forma de magnetita e hematita com tendências a uma disposição periférica com relação ao depósito de barita.

A Figura 7-1 apresenta o esquema do modelo genético e o zoneamento proporcionado nos depósitos exalativos submarinos de encaixante sedimentar.

As bases deste modelo não diferem daquelas pertencentes a modelos propostos para depósitos de sulfetos maciços vulcânicos que incluem o tipo Kuroko. Solomon (1976) afirma que o modelo genético para os depósitos de sulfetos maciços vulcânicos deve envolver circulação convectiva de água superficial (principalmente água oceânica) como sugerido por Ellis (1967), Corliss (1971) e autores posteriores. Este modelo geotermal não descarta, mas não se baseia em uma contribuição de soluções magmáticas (So

FIGURA 7-1.:

ESQUEMA DO MODELO DE DEPÓSITOS SULFETADOS DE Cu-Pb-Zn E BARITA DE CARÁTER EXALATIVO SUBMARINO, ENCAIXADOS EM SEQÜÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES. ILUSTRA-SE A RECARGA DA CÉLULA DE CONVECÇÃO DOS FLUIDOS MINERALIZANTES E O ZONEAMENTO MINERAL.

Hm = HEMATITA.
Mg = MAGNETITA.
Ba = BARITA.
Py = PIRITA.
Sf = ESFALERITA.
Ga = GALENA.
Cpy = CALCOPIRITA.

FONTE: LARGE (1980) (MODIFICADA).

lomon, op. cit.). Ohmoto & Rye (1974) *apud* Sillitoe (1977) determinaram mediante estudos de razões isotópicas, que as soluções formadoras do minério de Kuroko apresentam 75% de água do mar.

Large (1983) ao efetuar estudo sobre importantes depósitos de sulfetos maciços encaixados nos sedimentos de séquências vulcano-sedimentares, refere-se à associação das mineralizações baritíferas com estes depósitos. Os depósitos de Rammelsberg e Meggen na Alemanha, Silvermines na Irlanda, Tom no Canadá e Lady Loretta na Austrália apresentam importantes mineralizações baritíferas. O depósito de Sullivan no Canadá não apresenta barita. Nos depósitos de Mc Arthur River e Mount Isa na Austrália a barita aparece apenas como traços.

À continuação efetua-se uma discussão sobre variações da solubilidade do BaSO_4 em função de parâmetros físicos, químicos e geológicos, culminando com sugestão sobre o mecanismo de precipitação de barita no modelo exalativo submarino.

Na Figura 7-2 são apresentados gráficos elaborados por Blount (1977) ilustrando as variações de solubilidade da barita em função da T, P e c_{NaCl} (temperatura, pressão e concentração em NaCl) em soluções aquosas.

Ao estudar-se os gráficos da Figura 7-2 pode-se efetuar a dedução de diversas conclusões enunciadas por Blount (op.cit.) e apresentadas em seguida.

A solubilidade isobárica da barita em H_2O pura é máxima sob uma temperatura de aproximadamente 100°C (Figura 7-2 A). Este máximo migra para temperaturas mais elevadas à medida que aumenta a concentração de NaCl na solução aquosa (Figura 7-2 B).

A solubilidade isotérmica da barita cresce com o

M = MOLAR
ÁGUA MARINHA $\approx$ 0,5 M NaCl

FIGURA 7-2.:

A : SOLUBILIDADE DA BARITA EM H_2O EM FUNÇÃO DA PRESSÃO E TEMPERATURA.

B : SOLUBILIDADE DA BARITA EM SOLUÇÃO H_2O -NaCl EM FUNÇÃO DA TEMPERATURA E CONCENTRAÇÃO DE NaCl.

FONTE: BLOUNT (1977) MODIFICADA

aumento da pressão (Figura 7-2 A) e com o aumento da concentração de NaCl na solução aquosa (Figura 7-2 B).

O efeito do NaCl sobre a solubilidade da barita é mais forte em temperaturas elevadas, principalmente acima de 100°C (Figura 7-2 B).

A concentração de NaCl na água do mar é de 27,21 g/Kg (Defant, 1961) o que corresponde a aproximadamente 0,5 M. Os valores de solubilidade da barita para uma solução com esta concentração foram lançados no gráfico da Figura 7-2 B a partir de dados de Blount (1977). Verifica-se que em soluções que apresentam concentrações desta ordem e mais elevadas, a solubilidade da barita tende a ser diretamente proporcional à temperatura em qualquer intervalo.

Em resumo, pode-se concluir que em soluções aquosas ricas em NaCl a diminuição da temperatura e/ou alívio de pressão poderiam causar a precipitação de barita.

Do exposto poder-se-ia inferir que soluções descendentes ricas em NaCl, percolando rochas, solubilizariam BaSO_4 em função do aumento de T e P, e ao retornarem ao fundo oceânico pelo processo convectivo, precipitariam este mineral devido à diminuição da temperatura e da pressão.

Não obstante, o transporte de grandes quantidades de BaSO_4 em soluções aquosas parece ser pouco provável devido a sua baixa solubilidade (Blount, 1977). De acordo com Finlow-Bates (1980) o Ba^{++} é muito solúvel no campo de estabilidade do H_2S nas soluções aquosas e somente se precipita como barita no campo onde SO_4^{--} é dominante entre os compostos de enxofre, ou seja, em ambiente oxidante. Este fato ocorre abaixo da faixa de 200°C,

posto que, em temperaturas mais elevadas dá-se a redução térmica do enxôfre (Finlow-Bates op. cit. e Beckel, 1984).

Por conseguinte, sugere-se que a barita seja precipitada quando as soluções exalativas sulfetadas atingirem ambiente oxidante, gerando SO_4^{--} que captará Ba^{++} disponível nos oceanos e na própria solução. Este fenômeno seria facilitado em mares Proterozóicos por apresentarem grande disponibilidade de Ba^{++} segundo Maisonneuve (1982).

Como visto a barita precipita-se em meio oxidante e a água do mar apresenta pH em torno de 8,0 a 8,5 (Krauskopf, 1972). Nos diagramas Eh-pH e PO_2 - PS_2 apresentados por Garrels & Christ (1965) verifica-se que os campos de estabilidade da pirita, magnetita e SO_4^{--} limitam-se mutuamente. Portanto, nas proximidades destes limites, pequenas oscilações no pH e/ou Eh ou PS_2 e/ou PO_2 poderiam causar a mudança do campo de estabilidade da barita para o da pirita ou para o da magnetita. Este fenômeno explicaria a presença de leitos de pirita e magnetita intercalados nas camadas de barita de Água Clara.

O modelo exalativo-vulcano-sedimentar e os parâmetros que controlam as mineralizações, expostos neste item, são coerentes com os dados apresentados pela jazida de barita de Água Clara e portanto são sugeridos para a explicação da gênese deste depósito.

7.4. O CARÁTER PROXIMAL *VERSUS* DISTAL DA JAZIDA DE ÁGUA CLARA

O emprego dos termos proximal e distal é comum nas ciências geológicas, em particular no domínio da sedimentologia. Há muito tempo que os sedimentólogos adotam como critério para classificar os sedimentos a distância que apresentam com relação às áreas fontes dividindo-os em proximais e distais.

Somente na década de 70 a partir do trabalho de Ridler (1973) é que os termos proximal e distal começaram a ser usados com referência aos depósitos minerais e suas relações com o vulcanismo (Bouladon et al., 1976).

Pouit (1976) considera a distinção entre mineralizações proximais e distais, empregando como critério a distância entre a mineralização estratiforme e o aparelho vulcânico e/ou a zona de emergência das soluções hidrotermais que originam as mineralizações.

Large (1979) discute o uso dos termos proximal e distal. Este autor argumenta que um dos grandes problemas relacionados ao uso destes termos é a identificação do centro vulcânico ao qual deve-se fazer referência. Large (op. cit.) refere-se ao fato de depósitos distais como Sullivan (Canadá) e Rio Mac Arthur (Austrália) apresentarem-se sobrepostos a zonas de alteração, sendo que neste último foram reconhecidas estruturas de um sistema alimentador adjacente ao depósito. Large (op. cit.) chega a sugerir que os termos distal e proximal sejam usados apenas no sentido sedimentológico, ou seja, para referir-se à distância do transporte mecânico.

Plimer (1979) refuta os argumentos de Large (1979) e expõe que o uso dos termos proximal e distal deve ser efetuado com referência à distância em tempo e/ou espaço em que um dep^osito se forma com relação a um centro vulcânico e não ao centro exalativo ou fumarólico, os quais não coincidem necessariamente com o centro vulcânico. É seguindo esta linha de raciocínio que tenta-se classificar a jazida de barita de Água Clara.

Não obstante, o estabelecimento de caráter proximal ou distal de uma jazida é tarefa bastante complexa. Há, em efeito, gradações tanto dentro do tipo distal como do tipo proximal, e o mais comum é se estabelecer que uma jazida é mais distal ou proximal em termos relativos (Bouladon et al., 1976).

Diversos autores têm procurado estabelecer as características mais típicas de jazidas proximais e de jazidas distais.

Bouladon et al. (1976) ao tratarem o ambiente paleo-vulcânico afirmam que as jazidas proximais apresentam-se encaixadas em derrames ou sobre domos vulcânicos, enquanto que as distais situam-se, às vezes, a mais de 40 km de um centro vulcânico. As jazidas proximais situam-se associadas a uma pilha vulcânica de caráter intermediário a ácido que ocorre sobreposta ao vulcanismo básico ou em contato direto com este, enquanto que as distais associam-se a sequências detríticas finas ou acompanhando intercalações de tufos em rochas meta-sedimentares tipo calcoxistos, situadas acima de derrames básicos (Bouladon et al., op. cit.). Este autor afirma ainda que as jazidas proximais apresentam mineralização maciça sobre uma zona de minério com estrutura *stockwork* enquanto que as distais apresentam camadas mineraliza-

das regulares.

Plimer (1979) assevera que nos depósitos proximais o centro vulcânico é identificável com facilidade e geralmente apresenta forte relação genética com o minério exalativo como por exemplo em Kuroko no Japão. Nos depósitos distais torna-se mais difícil provar uma relação genética entre a mineralização e o vulcanismo, e em alguns casos é possível que não haja relação direta (Plimer, op. cit.). O autor citado argumenta que um depósito distal tipo Rammelsberg (Alemanha) pode também apresentar alguma feição proximal como o minério *kniest* que poderia representar condutos de fluidos, porém, afastados do centro vulcânico, posto que este depósito apresenta várias características típicas de depósitos distais, como alta proporção de sedimentos clásticos e químicos com relação a rochas vulcânicas, fraca alteração de caráter hidrotermal, minério de Pb-Zn, etc..

Com o crescimento da distância no tempo e no espaço a partir de um centro vulcânico, a proporção de vulcânicas sobre sedimentares e a intensidade de alteração hidrotermal decrescem. Chaminês de alteração, extensas zonas alteradas com minério disseminado, dominadas por quartzo-sericita e assembléias ricas em Mg, encontram-se espacialmente associadas a depósitos estratiformes de metal base proximais, enquanto uma fraca alteração a quartzo-sericita e assembléias ricas em Fe e Mn encontram-se presentes em depósitos distais (Plimer, 1978).

Com o aumento da distância no tempo e no espaço com relação ao centro vulcânico, o conteúdo de Fe, Cu e S dos depósitos de metais básicos decresce enquanto cresce o conteúdo de Zn, Pb, Ag, Mn, Ba e F (Plimer, op. cit.).

A jazida baritífera de Água Clara, considerada em conjunto com as ocorrências sulfetadas da área, apresenta características de um depósito distal. Em Água Clara há uma alta proporção de rochas meta-sedimentares em relação às meta-vulcânicas, não foram observadas alterações hidrotermais de caráter generalizado, a mineralização apresenta-se em estratos e lentes regulares, não há mineralização tipo *stockwork* na base do depósito que represente *stringer*, há predominância de barita sobre os sulfetos.

As características apresentadas sugerem que o depósito de barita de Água Clara seja de natureza distal, isto é, que tenha se formado afastado do centro vulcânico.

8. CONCLUSÕES

À continuação são apresentadas, em forma resumida, importantes características geológicas da jazida de barita de Água Clara e aspectos do Precambriano do Vale do Ribeira. Tanto estas características da jazida, quanto os aspectos das sequências precambrianas, foram estudadas durante a presente pesquisa em suas diversas fases.

A jazida de Água Clara está constituída por camadas e lentes de barita que apresentam mineralizações associadas de magnetita, hematita, pirita e quartzo.

A sequência estratigráfica na área de Água Clara apresenta quartzitos, metacherts, mármore dolomíticos silicosos, dolomita-quartzo-muscovita-xistos, formações ferríferas bandadas e orto-anfibolitos.

A sequência vulcano-sedimentar hospedeira da jazida de Água Clara pertence à Formação Perau do Grupo Setuva.

A Formação Perau é atribuída ao Meso-Proterozóico.

A idade da jazida de barita é de aproximadamente 1 400 M.a., obtida mediante sua correlação com a jazida do Perau datada pelo método Pb/Pb em galenas.

As encaixantes da camada que constitui o corpo principal da jazida de barita de Água Clara estão representadas por dolomita-quartzo-muscovita-xistos.

O depósito baritífero apresenta-se concordante com o acamamento e a xistosidade plano axial.

A sequência hospedeira da jazida possui rochas me

ta-vulcânicas de caráter básico calco-alcalino, representadas pelos orto-anfibolitos.

Estes orto-anfibolitos apresentam assinatura em elementos Terras Raras similares às de basaltos de arcos de ilhas.

A jazida de barita apresenta-se intimamente relacionada a formações ferríferas *facies* óxidos *sub-facies* magnetítica.

As formações ferríferas bandadas, juntamente com os metacherts da área de Água Clara, representam contribuições de caráter exalativo submarinas.

A assinatura de elementos Terras Raras que as formações ferríferas da área de Água Clara apresentam, são compatíveis com uma gênese por soluções ferruginosas de origem exalativo-vulcanogênica que sofrem, pelo menos em parte, interação com água do mar.

A jazida de barita apresenta-se associada a mineralizações sulfetadas de Cu-Pb-Zn que ocorrem nos mármore dolomíticos infrajacentes aos dolomita-quartzo-muscovita-xistos.

Do ponto de vista tectônico, modelos tanto fixistas quanto mobilistas têm sido propostos para explicar a evolução das sequências precambrianas da região. Nos últimos anos a tendência tem apontado para modelos mobilistas, com abertura e fechamento de bacias e processos de subducção.

A mineralização baritífera de Água Clara pertence a uma época metalogenética, meso-proterozóica, geradora de importantes jazidas de sulfetos maciços com barita subordinada e vice-versa.

O depósito de Água Clara caracteriza um tipo entre

os depósitos de barita do Vale do Ribeira.

O caráter exalativo-vulcanogênico das piritas associadas à mineralização baritífera de Água Clara foi determinado mediante análises por microsonda eletrônica do Ni, Co, e, determinações da razão Co/Ni nestes minerais.

A jazida de barita de Água Clara apresenta gênese exalativo-vulcano-sedimentar de natureza distal.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de (1944) *Collenia Itapevensis* sp.n.-um fóssil pré-cambriano do Estado de São Paulo. Fac. Fil. Ci. Letr. Univ. São Paulo, (Boletim XLV), São Paulo, Geologia. n.1 p.89-106.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1956) Novas ocorrências de fósseis no pré-cambriano brasileiro. - An. Ac. Bras. Ci. (Resumo das Comunicações) 28(4):XLIV-XLV.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1957) Novas ocorrências de fósseis no pré-cambriano brasileiro. An. Ac. Bras. Ci. 29(1):63-72.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1966) Origem e evolução da Plataforma Brasileira. In: Semana de debates geológicos, 2, Porto Alegre, Centro Acadêmico de Estudos Geológicos da UFRGS p. 45-89.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1967) Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DGM/DNPM, 36p. (Boletim 241).
- ALMEIDA, F.F.M. de (1971) Geochronological division of the precambrian of South America. Rev. Bras Geoc. 1(1):13-21.
- ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (1984) O embasamento da Plataforma Sul-Americana. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (Coord.) O Pré-Cambriano do Brasil.- Ed. Edgard Blücher - 378 p. São Paulo.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. & BRITO NEVES, B.B. de (1976) The upper precambrian of South America. Bol. IG-USP 7:45-80.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de & FUCK, R.A. (1977) Províncias estruturais brasileiras. In: Simp. Geol. Nordeste, Atas..., Campina Grande, SBG-Núcleo NE, p.363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de & FUCK, R.A. (1981) Brazilian structural provinces: an introduction. Earth Sci. Rev. 17:1-29.

- ANDRADE E SILVA, A.C.G. de (1984) Discussão sobre o controle li-toestratigráfico e a gênese da jazida de barita de Água Clara, Estado do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33º, Anais..., Rio de Janeiro, SBG. V.8 p. 3704-3709.
- ANDRADE E SILVA, A.C.G. de & SCHÖLL, W.U. (1981) Controles geolô-gicos nos depósitos de barita da região do Tigre, Vale do Ri-beira - Pr. In: SIMP. REG. GEOL., 3º, Atas..., Curitiba, SBG, v.1 p.36-41.
- ANDRADE E SILVA, A.C.G. de & SCHÖLL, W.U. (1982) Metalogênese da barita de Água Clara no âmbito da evolução da Formação Setuva. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32º, Anais..., Salvador, SBG, v.3 p.1017-1023.
- BARBOSA, A.F. & GUIMARÃES, J.E.P. (1946) Contribuição ao conhe-cimento da província metalogenética da região da Ribeira, Es-tado de São Paulo, Brasil. In: CONGRESSO PANAMERICANO DE EN-GENHARIA DE MINAS E GEOLOGIA, 2º, Petrópolis, Anais..., v.II, p. 35-100.
- BARBOSA, O. (1941) Geologia e petrologia na região de Apiaí - Est. de São Paulo. Tese Cad. Geol. Petrog. Mineral., Esc. Po-litec. Univ. São Paulo, São Paulo, 76 p.
- BARBOSA, O. (1948) A chamada Série Ribeira. Miner. Metal., Rio de Janeiro, XIII(75):187-189.
- BARBOUR, A.P.; MACEDO, A.B. & HYPOLITO, R. (1988) Correlação dos elementos prata, chumbo, zinco e ferro com bário em algumas jazidas sulfetadas do Vale do Ribeira, Estado de São Paulo e Paraná. Bol. IG-USP, Sér. Cient., 19:1-21.
- BARNES, S.J. & SAWYER, E.W. (1980) An alternative model for the Damara mobile belt: ocean crust subduction and continental convergence.- Precambrian Research 13:297-336.

- BASTIAN, L. (1946) Ocorrências de minérios de chumbo em Lageado, município de Iporanga, Estado de São Paulo. In: CONGRESSO PANAMERICANO DE ENGENHARIA DE MINAS E GEOLOGIA, 29, Petrópolis, Anais..., v.II p.199-221.
- BATOLLA Jr, F.; HAMA, M. & LOPES Jr, I. (1977) Idades radiométricas Rb/Sr e K/Ar em rochas cristalinas Pré-Brasilianas da região leste do Estado do Paraná. - In: Simp. Geol. Reg., 1, Atas..., SBG-Núcleo São Paulo, São Paulo p.324-337.
- BATOLLA Jr, F.; SILVA, A.T.F. da & ALGARTE, J.P. (1981) O pré-cambriano da região sul-sudeste do Estado de São Paulo e este-nordeste do Estado do Paraná.-In: Simp. Reg. Geol., 3, Atas..., SBG-Núcleo São Paulo, Curitiba, v.1 p.94-108.
- BAUMANN, L. (1986) Geosynclinal sulphide deposits in the plate-tectonic scheme. In: WOLF, K.H. (ed.) Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. V.14 p.185-221, Elsevier, Amsterdam.
- BECKEL, J. (1984) Depósitos de sulfetos sinsedimentares: um processo exalativo de salmouras conatas metalíferas. Rev. Bras. Geoc. 14(4):183-193.
- BETTENCOURT, J.S.; WERNICK, E. & PENALVA, F. (1976) Contribuição à metalogenia do sistema de dobramentos Ribeira. In: CONGR. BRAS. GEOL.: 29, Anais..., Ouro Preto, SBG, v.3 p.169-180.
- BIGARELLA, J.J. (1948) Estudos preliminares na Série Açungui. II - Rochas calcáreas. Arg. Biol. Tecnol., Curitiba, III: 201-354.
- BIGARELLA, J.J. (1953) Estudos preliminares na Série Açungui. III - Rochas calcáreas da faixa central e sua classificação. Arg. Biol. Tecnol., VIII:473-502.

- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. (1956) Estudos preliminares na Série Açungui. V - Estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiru (Estado do Paraná). Dulsenia, Curitiba, VIII(6): 317-323.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. (1958) Estudos preliminares na Série Açungui. VIII - A Formação Votuverava. Inst. Hist. Nat., Curitiba, (Boletim 2) p.1-16.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. (1959) Planta geológica (provisória) de partes dos municípios de Rio Branco do Sul, Bocaiúva do Sul, Almirante Tamandaré e Colombo. Univ. Fed. Paraná, Inst. Geol. / Sec. Agric., Cons. Defesa Patrim. Nat. Paraná, Mapa escala 1:50000.
- BIONDI, J.C. & FELIPE, R.S. (1984) Jazida de fluorita de Volta Grande, Cerro Azul, Paraná (BR). In: CONGR. BRAS. GEOL., 33^o, Anais..., Rio de Janeiro, SBG, v.8 p. 3784-3798.
- BLOUNT, C.W. (1977) Barite solubilities and thermodynamic quantities up 300°C and 1400 bars. Am. Mineralogist 62:942-957.
- BOULADON, J.; PICOT, P. & LAFORÊT, C. (1976) Les gisements sulfurés liés au volcanisme. Quelques réflexions sur l'environnement et la minéralogie des minerais. Mém. Hors Série Soc. Géol. France 7:149-154.
- BRALIA, A.; SABATINI, G. & TROJA, F. (1979) A revaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems - evidences from Southern Tuscany pyritic deposits. Min. Deposita 14:353-374.

- BRANCO, P.C. de A. (1984) Principais depósitos minerais: conceitos, metodologia e listagem. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A.; DERZE, G.R. & ASMUS, H.E. (Coord.) Geologia do Brasil - texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Escala 1:2500000 M.M.E. - DNPM, p. 359-419.
- BRATHWAITE, R.L. (1974) The geology and origin of the Rosebery ore deposit, Tasmania. Econ. Geol. 69:1086-1101.
- CAMPANHA, G.A. da C.; BISTRICHI, C.A. & ALMEIDA, M.A. de (1987) Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da faixa de dobramentos Apiaí. In: Simp. Sul-Bras. Geol., 3º, Curitiba, Atas..., SBG-Núcleos PR-SC-RS, v.2 p.725-742.
- CAMPANHA, G.A. da C.; GIMENEZ FILHO, A.; CAETANO, S.L.V.; PIRES, F.A.; DANTAS, A.S.L.; TEIXEIRA, A.L. & DEHIRA, L.K. (1986) Geologia e estratigrafia da região das folhas Iporanga e Gruta do Diabo, Vale do Ribeira, São Paulo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34º, Anais..., Goiânia, SBG, v.2 p.1058-1073.
- CARPENTER, J.H. & GRANT, V.E. (1967) Concentration and state of cerium in coastal waters.- J. Mar. Res.- 25:228-238.
- CARVALHO, P.F. de & PINTO, E.A. (1937) Reconhecimento geológico na Série Assunguy. Serv. Geol. Mineral, Rio de Janeiro, (Boletim 71) 29p.
- CASSEDANNE, J. (1971) Estudo dos elementos-traços e acessórios das galenas do Vale do Ribeira (SP). In: CONGR. BRAS. GEOL., 25º, Anais..., Salvador, SBG. v.1 p. 111-119.

- CHIODI FILHO, C. (1984) Contribuição à geologia das regiões Sul paulista e Leste paranaense. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33^o, Anais..., Rio de Janeiro, SBG. v.5 p.2394-2406.
- CONDIE, K.C. & HARRISON, N.M. (1976) Geochemistry of the Archean Bulawayan Group, Midlands Greenstone Belts, Rhodesia. Precambrian Research 3:253-271.
- CORDANI, U.G. (1974) Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas folhas Assunção e Curitiba. In: MME/DNPM Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Folha Assunção (SG 21), Folha Curitiba (SG 22). Texto explicativo. p. 58-67.
- CORDANI, U.G. & BITTENCOURT, I. (1967) Determinações de idade potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui. In: Congr. Bras. Geol., 21, Anais..., SBG, Curitiba, p.218-233.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B. de ; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A. & BEZERRA DA CUNHA, F.M. (1984) Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras.- Cienc. Tec. Petróleo - Sec. Expl. Petróleo - Pub. nº15 CENPES, PETROBRÁS,- Rio de Janeiro, 70 p.
- CORLISS, J.B. (1971) The origin of metal-bearing submarine hydrothermal solutions. J. Geophys. Res. 76:8128-8138.
- CPRM (1977) Projeto leste do Paraná. Relatório - CPRM, Convênio DNPM-BADEP-UFPR, Relatório inédito, 14 vol., mapas.
- CPRM (1981) Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira.- Relatório Final, CPRM-Sup. Reg. São Paulo, Relatório inédito, 15 vol., mapas.

- DARDENNE, M.A. (1985) Os depósitos de fluorita da região Sul do Brasil. In: SIMP. SUL-BRAS. DE GEOL., 29, Anais..., Florianópolis, SBG, Núcleo RS-SC e PR. p.201-214.
- DEFANT, A. (1961) Physical oceanography. Pergamon Press, London, vol.1, 729p.
- DERBY, O.A. (1878) A geologia da região diamantífera da província do Paraná no Brasil. Arch. Museu Nac. do Rio de Janeiro v.III p. 89-98.
- DEWEY, J.A. (1980) Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries. In: STRANGWAY, D.W. (ed.) The continental crust and its mineral deposits.- Geol. Ass. Canadian - Sp.Pap. 20:553-573.
- EBERT, H. (1971) Observações sobre a litologia e subdivisão do "Grupo Setuva" no Estado do Paraná, com sugestões à tectônica geral do "geossinclínio Açungui". In: CONGR. BRAS. GEOL., 259, Anais..., São Paulo, SBG. v.1 p.131-165.
- ELLIS, A.J. (1967) The chemistry of some explored geothermal systems. In: BARNES, H.L. (ed.) The geochemistry of hydrothermal ore deposits. Holt, Rinehart and Winston New York, p.465-514.
- ENGEL, A.E.J. & ENGEL, C.G. (1951) Origin and evolution of hornblend-andesine amphibolites and kindred facies. Geol. Soc. Am. Bull. 62:1435-1436.
- EVANS, B.W. & LEAKE, B.E. (1960) The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland. J. Petrol. 1:337-363.

- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J. & O'NIONS, R.K. (1978) Rare-earth abundances in chondritic meteorites. Geoch. Cosmoch. Acta 42:1199-1212.
- FAGUNDES, P.R.; DARDENNE, M.A. & VEIGA, A.T.C. (1984) Evolução da mineralização de fluorita no depósito de Sete Barras - Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33º, Anais..., Rio de Janeiro, SBG. v.8 p. 3755-3769.
- FERREIRA, E.O. (1972) Carta tectônica do Brasil - notícia explicativa. MME-DNPM Bol. 1-1972 Rio de Janeiro.
- FIGUEIREDO, M.C.H. (1985) Introdução à geoquímica dos elementos Terras Raras. Bol. IG-USP, Ser. Cient. v.16 p.15-31.
- FINLOW-BATES, T. (1980) The chemical and physical on the genesis of submarine exhalative orebodies and their implications for formulating exploration concepts. A review. Geol. Jb.D 40: 131-168.
- FLEET, A.J. (1984) Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: HENDERSON, P. (ed.) Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam, p.343-373.
- FLEISCHER, R. (1976) A pesquisa de chumbo no Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Anais..., Ouro Preto, SBG v.1 p.19-32.
- FORTIN, P. (1989) Mobilization, fractionnement et accumulation des Terres Rares lors de l'altération latéritique de sediments argilo-sableux du bassin de Curitiba (Brésil). - Mem. des Sci. de la Terre nº10 - Ecole des Mine de Paris.
- FRANKLIN, J.M.; LYDON, J.W. & SANGSTER, D.F. (1981) Volcanic-associated massive sulfide deposits. Econ. Geol. V.75th Anniversary p.485-627.

- FRITZSONS JUNIOR, O.; PIEKARZ, G.F. & FALCADE, D. (1982) Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In: CONGR. BRAS. GEOL., 32^o, Anais..., Salvador, SBG. v.3 p.987-1001.
- FRYER, B.J. (1983) Rare earth elements in iron-formation. In: TRENDALL & MORRIS (ed.) Iron-formation facts and problems. Elsevier, Amsterdam. p. 345-358.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. & MURATORI, A. (1971) Geologia do Leste paranaense. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25^o, Anais..., São Paulo, SBG. v.1 p.121-130.
- GARCIA, M.O. (1978) Criteria for identification of ancient volcanic arcs.- Earth-Science Reviews 14:147-165.
- GARRELS, R.M. & CHRIST, C.L. (1965) Solutions, minerals, and equilibria. Harpper & Row Ed., New York, 450 p.
- GOKHALE, N.W. & GOTHE, N.N. (1978) Chemical distinction of amphibolites. Jour.Geol.Soc.India 19(8):376-379.
- GRAF Jr, J.L. (1977) Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rocks. Econ. Geol. 72:527-548.
- GRAF Jr, J.L. (1978) Rare earth elements, iron formations and sea water. Geochim. Cosmoch. Acta 42:1845-1850.
- GUSTAFSON, L.B. & WILLIAMS, N. (1981) Sediment-hosted stratiform deposits of copper, lead and zinc. Econ. Geol. 75th Anniversary Vol., p.139-178.
- HASKIN, L.A. & SCHMITT, R.A. (1967) Rare-earth distributions. In: ABELSON, Ph.H. (ed.) Researches in geochemistry, John Wiley & Sons, New York. v.2 p.234-258.

- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. & COIMBRA, A.M. (1975) The Ribeira folded belt. Rev. Bras. Geoc. 5(4):257-266.
- HASUI, Y.; EBERT, H.D. & QUADE, H. (1984, a) Aspectos geológicos da megantiforme da serra do Cadeado, PR. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33^o, Anais..., Rio de Janeiro, SBG. v.5 p. 2380-2393.
- HASUI, Y.; FONSECA, M.J.G. & RAMALHO, R. (1984 b) A parte central da região de dobramentos Sudeste e o maciço mediano de Guaxupé. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A.; DERZE, G.R. & ASMUS, H.E. (coord.) Geologia do Brasil - Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2 500 000.- MME-DNPM p.307-328.
- HEIER, K.S. (1962) The possible origins of amphibolites in an area of high metamorphic grade. Norsk Geol. Tidsskr 42:157-165.
- HOFFMAN, P. (1973) Evolution of an Early Proterozoic Continental margin: the Coronation geosyncline and associated aulacogens of the northwestern Canadian Shield. - Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 273:547-581.
- HUTCHINSON, R.W. (1973) Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. Econ. Geol. 68:1223-1246.
- HUTCHINSON, R.W. (1980) Massive base metal sulphide deposits as guides to tectonic evolution. In: STRANGWAY, D. W. (ed.) The continental crust and its mineral deposits. Geol. Ass. Canada, Spec. Paper., 20, p.659-684.
- HUTCHINSON, R.W. (1982) Syn-depositional hydrothermal process and precambrian sulphide deposits. In: HUTCHINSON, R.W.; Spence, C.D. & Franklin, J.M. (ed.) Precambrian sulphide deposits. Geol. Ass. Canada, Spec. Paper, 25, p.761-791.

- HUTCHINSON, R.W. (1989) Common characteristics-massive sulfide deposits.- Anotações para Curso de Pós-graduação - IG-USP (mimeo).
- IPT (1981) Mapa de jazidas e ocorrências minerais do Estado de São Paulo, Inst. de Pesq. Tecnol. do Estado de São Paulo, 3 volumes, 2 mapas.
- JAMES, H.L. (1954) Sedimentary facies of iron formation. Econ. Geol. 49:235-293.
- JICA (1984) Report on geological survey of Anta Gorda, Brazil.- Consolidated report. Japan International Cooperation Agency - Metal Mining Agency of Japan, Tokio, Relatório inédito, 73p. il., mapas.
- JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P. & SCHORSCHER, H.D. (1986) Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupo Serra do Itaberaba na região do São Roque - SP. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34º, Anais..., Goiânia, SBG v.2 p.730-747.
- KNECHT, T. (1935) Formações estruturais, particularmente kársticas do município de Apiaí (Estado de São Paulo). Geografia (1):98-109.
- KRAUSKOPF, K.B. (1972) Introdução à geoquímica. EDUSP-Ed. Polígono, São Paulo, V.I, 249p.
- KRÖNER, A. (1982) Rb-Sr geochronology and tectonic evolution of the Pan-African Damara belt of Namibia, Southwestern Africa.- Am. J. Sci. 282:1471-1507.
- LAMBERT, I.B. & SATO, T. (1974) The Kuroko and associated ore deposits of Japan: a review of their features and metallogenesis. Econ. Geol. 69:1215-1236.

- LAMBERT, I.B. & SCOTT, K.M. (1973) Implications of geochemical investigations of sedimentary rocks within and around the Mc Arthur zinc-lead-silver deposit, Northern Territory. J. Geochem. Explor. 2:307-330.
- LAPIDO LOUREIRO, F.E. & TAVARES, J.R. (1983) Duas novas ocorrências de carbonatitos: Mato Preto e Barra do Itapirapuã. Rev. Bras. Geoc. 13:7-11.
- LARGE, D.E. (1979) Discussion: proximal and distal stratabound ore deposits. - Mineral. Deposita 14:123-124.
- LARGE, D.E. (1980) Geological parameters associated with sediment-hosted submarine exhalative Pb-Zn deposits: an empirical model for mineral exploration. Geol. Jb. D. 40:59-129.
- LARGE, D.E. (1981) Sediment-hosted submarine exhalative lead-zinc deposits - a review of their geological characteristics and genesis. In: WOLF, K.H. (ed.) Handbook of stratabound and stratiform ore deposits. V.9 p.469-507. Elsevier, Amsterdam.
- LARGE, D.E. (1983) Sediment-hosted massive sulphide lead-zinc deposits: an empirical model. In: SANGSTER, D.F. (ed.) Short course handbook V.8 p.1-29 Miner. Assoc. Canada.
- LARGE, R.R. (1977) Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains. Econ. Geol. 72:549-572.
- LEAKE, B.E. (1963) Origin of amphibolites from Northwest Adirondacks, New York. Geol. Soc. Amer. Bull. 74:1193-1202.
- LEAKE, B.E. (1964) The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. J. Petrol. 5(2):238-254.
- LEONARDOS, O.H. (1934) Chumbo e prata no Estado de São Paulo. DNPM/SFPM, 47p. (Boletim 6).

- LEONARDOS, O.H. (1941) Notas petrográficas sobre a Série Ribeira do sul do Estado de São Paulo. Fac. Fil. Ci. Letr., Univ. de São Paulo, Mineralogia, n.4 p.7-13 (Boletim XXI).
- LOFTUS-HILLS, G. & SOLOMON, M. (1967) Cobalt, nickel and selenium in sulphides as indicators of ore genesis. Mineral. Deposita 2:228-242.
- LOPES, O.F.; SCHÖLL, W.; ANDRADE E SILVA, A.C.G. de & PROZZI, C. R. (1980) Metalogenia da fluorita do rio São Sebastião no Vale do Ribeira - PR. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31º, Anais..., Balneário de Camboriú, SBG, v.3 p.1629-1634.
- LOTTERMOSER, B.G. (1989) Rare earth element study of exhalites within the Willyama Supergroup, Broken Hill Block, Australia. Mineral. Deposita 24:92-99.
- MAACK, R. (1947) Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Arg. Biol. Tecnol., Curitiba, v.2 p.63-154.
- MACEDO, A.B. (1986) Prospeção litogeoquímica na mina do Perau, Paraná. - Tese de doutoramento - IG-USP, 2 vol.
- MAISONNEUVE, J. (1982) The composition of precambrian ocean waters. Sedim. Geol. 31:1-11.
- MARINI, O.J. (1970) Geologia da Folha de Rio Branco do Sul (PR). Fac. Fil. Cienc. Letr. Rio Claro, Tese de Doutoramento.
- MARINI, O.J.; TREIN, E. & FUCK, R.A. (1967) O Grupo Açungui no Estado do Paraná. In BIGARELLA, SALAMUNI & PINTO (ed.) Geologia do pré-devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná. Bol. Par. Geoc. (23-25):43-103.

- MARTIN, H. & PORADA, H. (1977) The intracratonic branch of the Damara orogen in South West Africa. I. Discussion of geodynamic models. Precambrian Research 5:311-338.
- MASUDA, A.; NAKAMURA, N. & TANAKA, T. (1973) Fine structure of mutually normalised rare-earth patterns of chondrites.- Geochim. Cosmochim. Acta 37:239-248.
- MONSEUR, G. (1967) Synthèse des connaissances actuelles sur le gisement stratiforme de Reocin (Province de Santander - Espagne). In: BROWN, J.S. (ed.) Genesis of stratiform lead-zinc-barite-fluorite deposits (Mississippi Valley deposits).- Econ. Geol. Monograph 3:278-293.
- MORAES REGO, L.F. de (1933) Contribuição ao estudo das formações predevoneanas de São Paulo. Inst. Astron. Geogr. de São Paulo, São Paulo. 43p.
- MORAES REGO, L.F. de & ALMEIDA, F.F.M. de (1946) Seção geológica da Capela da Ribeira a Curitiba. Esc. Politec. Univ. de São Paulo, Geol. Metal., p.5-30. (Boletim 3).
- MURREL, S.A.F. (1986) Mechanics of tectogenesis in plate collision zones. In: Cowards & Ries (ed.) Collision tectonics.- Geol. Soc. Am. Sp. Pub. 19:95-111.
- NIGGLI, P. (1954) Rocks and minerals deposits. Freeman Ed., San Francisco. 559p.
- OLIVEIRA, E.P. (1916) Geologia do Estado do Paraná. Min. Agric. Ind. e Com., Rio de Janeiro, p.77-143 (Boletim 5/1).
- OLIVEIRA, E.P. (1927) Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. Min. Agric. Ind. e Com., Serv. Geol. e Min. Brasil, Rio de Janeiro, 172p. (Monografia VI).

- PAIVA, G. de (1929) Jazidas de minerais de chumbo no Estado de São Paulo. Serv. Geol.e Min. Brasil, 25p. (Boletim 42).
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA, H.O.y; FÚLFARO, V. J. & PONÇANO, W.L. (1986) Código brasileiro de nomenclatura estratigráfica. Rev. Bras. Geoc. 16(4):372-415.
- PETRI, S. & SUGUIO, K. (1969) Sobre os metassedimentos do Grupo Açungui do extremo sul do Estado de São Paulo. Sec. Serv. Obras Publ./Fac.Fil.Ci.Letr.Univ. São Paulo, 98p.
- PIEKARZ, G.F. (1981) Reconhecimento de unidades correlacionáveis à sequência mineralizada do Perau, Estado do Paraná. In: SIMP. REG. GEOL., 39, Atas..., Curitiba, SBG.v.1 p. 148-154.
- PLIMER, I.R. (1978) Proximal and distal stratabound ore deposits. Min. Deposita 13:345-353.
- PLIMER, I.R. (1979) Reply to D.Larges's comment.- Mineral. Deposita 14:125-127.
- PONTES, J.B. (1982) Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara (PR). In: CONGR. BRAS. GEOL., 329, Anais..., Salvador, SBG. v.3 p. 1002-1016.
- POPP, J.H.; ANGULO, R. & BIGARELLA, J.J. (1979) Geologia. In: BIGARELLA, PASSOS, POPP & ANGULO (1979) Recursos naturais, Folha de Ouro Fino. COMEC, Curitiba p.22-26.
- PORADA, H. (1979) The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African/Brasiliano Cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil as interpreted en terms of continental collision. Tectonophysics 57:237-265.

- POUIT, G. (1976) Gisements et volcanisme. Mem. Hors Sér. Soc. Géol. France 7:115-126.
- PRICE, B.G. (1972) Minor elements in pyrites from Smithers Map area, B.C. and exploration applications of minor elements studies.-Thesis British Columbia Univ.- Inédita - 270 p.
- RIDGE, J.D. (1973) Volcanic exhalations and ore deposition in the vicinity of the sea floor. Mineral. Deposita 8:332-348.
- RIDGE, J.D. (1976) Origin, development, and changes in concepts of syngenetic ore deposits as seen by North American geologists. In: WOLF, K.H. (ed.) Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Elsevier, Amsterdam, v.1 p.183-297.
- RIDLER, R.H. (1973) Exhalite concept: a new tool for exploration. - Northern Miner. 29-11-1973 p. 59-61.
- RUSSELL, M.J. (1968) Structural controls of base metal mineralization in Ireland in relation to continental drift. Trans. Intn. Min. Met. Sect. B 77:117-128.
- RUSSELL, M.J.; SOLOMON, M. & WALSHE, J.L. (1981) The genesis of sediment-hosted, exhalative zinc + lead deposits. Mineral. Deposita , 16:113-127.
- SALAMUNI, R. & BIGARELLA, J.J. (1967) Contribuição à geologia do Grupo Açungui. Univ. Fed. Paraná, 28p. (Boletim Geol. 23).
- SANGSTER, D.F. (1972) Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: a review. Geol. Surv. Can. Prp., 72-22:44p.
- SANGSTER, D.F. & SCOTT, S.D. (1976) Precambrian, strata-bound, massive Cu-Pb-Zn sulfide ores of North America. In: WOLF, K.H. (ed.) Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Elsevier, Amsterdam, v. p. 129-222.

- SATO, T. (1974) Distribution on geological sitting of the Kuroko deposits. In: ISHIHARA, S. (ed.) Geology of Kuroko deposits. Mining Geol. Sp. Issue n°6 p.1-9. Soc. Mining Geol. Japan.
- SATO, T. (1977) Kuroko deposits: their geology, geochemistry and origin. In: Volcanic process in ore genesis, Spec. Pub. Geol. Soc. London n°7 p.153-161.
- SATYANARAYANA, K.; NAQVI, S.M.; DIVAKARA RAO, V. & HUSSAIN, S.M. (1974) Geochemistry of archean amphibolites from Karnataka State, Peninsular India. Chem. Geol. 14:305-315.
- SAWKINS, F.J. (1972) Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. J. Geology, 80(4):377-397.
- SCHOBENHAUS, C. & CAMPOS, D. de A. (1984) A evolução da plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A.; DERZE, G.R. & ASMUS, H.E. (Coord.) Geologia do Brasil/Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais/Escala 1:2500000. MME/DNPM, Brasília, p.9-53.
- SCHÖLL, W.U. (1981) Geologia do Grupo Açungui na região a noroeste de Rio Branco do Sul, Paraná. In: SIMP. REG. GEOL., 3º, Atas..., Curitiba, SBG, v.1 p.170-184.
- SCHÖLL, W.U.; ANDRADE E SILVA, A.C.G.de & MONASTIER, M.S. (1982) A Formação Setuva do pré-cambriano do Estado do Paraná — uma revisão crítica. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32º, Anais..., Salvador, SBG. v.1 p.55-63.

- SCHÖLL, W.U.; LOPES, O.F.; ANDRADE E SILVA, A.C.G.de & PROZZI, C.R. (1980) Geologia do pré-cambriano da região do Anticlinal do Setuva (Municípios de Bocaiúva do Sul e Rio Branco do Sul, PR). In: CONGR. BRAS. GEOL., 31º, Anais..., Balneário de Cam_{bori}ú, SBG. v.5 p.3003-3012.
- SHAW, D.M. & KUDO, A.M. (1965) A test of discriminant function in the amphibolite problem. Min. Magazine, 34:423-435.
- SILLITOE, R.H. (1977) Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: a review. In: Volcanic process in ore genesis. Spec. Pub. nº 7 Geol. Soc. London, p.99-116.
- SILVA, A.R.da; TAKAHASHI, A.T.; CHIODI FILHO, C. & BATOLLA Jr, F. (1982) Geologia e mineralizações da região Perau - Água Clara, Vale do Ribeira, PR. In: Congr. Bras. Geol., 32º, Anais..., Salvador, SBG, v.3 p.1024-1036.
- SILVA, D.C.da; FELIPE, R.da S. & PONTES, J.B. (1981) Notas sobre as ocorrências de fluorita do Vale do Ribeira (PR). In: SIMP. REG. GEOL., 3º, Atas..., Curitiba, SBG - Núcleo de São Paulo, v.1 p.21-35.
- SNYDER, F.G. (1967) Criteria for origin of stratiform ore bodies with application to southeast Missouri. In: BROWN (ed.) Genesis of stratiform lead-zinc-barite-fluorite deposits (Mississippi Valley Type Deposits). - Econ. Geol. Monograph 3:1-13.
- SOARES, P.C. (1987) Sequências tecto-sedimentares e tectônica de formadora no centro-oeste do escudo paranaense. In: Simp. Sul-Brasileiro de Geol., 3, Atas..., SBG - Núcleo PR-SC-RS, Curitiba, v.2 p. 743-771.
- SOARES, P.C. (1988) Tectônica colisional em torno de bloco Paraná, Brasil. In: Congr. Latino-Americano de Geol. VII, Anais... Belém v.1 p. 63-79.

- SOLOMON, M. (1976) "Volcanic" massive sulphide deposits and their host-rocks — a review and an explanation. In: WOLF, K.H. (ed.) Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Elsevier, Amsterdam, v.6 p.21-54.
- SOLOMON, M. & WALSHE, J.L. (1979) The formation of massive sulphide deposits on the sea floor. Econ. Geol. 74:979-813.
- SOON, T.K. (1980) Barite geology and exploration. Imperial College of Sci. and Tech., Royal School of Mines, London, Tese inédita, 158p.
- SPOONER, E.T.C. & FYFE, W.S. (1975) Sub-sea-floor metamorphism, heat and mass transfer. Contr. Mineral. Petrol. 42:287-304.
- SPRY, A. (1969) Metamorphic textures. Ed. Pergamon Press, Oxford 350 p.
- STEIN, D.P.; CAMPANHA, G.A. da C. & FERNANDEZ, L.A. (1986) A Formação Perai na região de Pilar do Sul, SP. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34ª, Anais ..., Goiânia, SBG. v.2 p.919-930.
- SUN, S. & HANSON, G.N. (1976) Rare earth element evidence for differentiation of Mc Murdo volcanics, Ross Island, Antarctica.- Contrib. Mineral. Petrol. 54:139-155.
- TASSINARI, C.C.G. (1988) As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal.- Tese de Doutorado - IG-USP - 236 p.
- TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. & KIKUCHI, R.K.P. (1985) Estudo geocronológico nos metaconglomerados do Grupo São Roque, no Estado de São Paulo.- Simp. Reg. Geol., 5ª, Atas..., SBG - Núcleo São Paulo, São Paulo, v.1 p.201-208.

- TAYLOR, S.R. & GORTON, M.P. (1977) Geochemical application of spark source mass spectrography - III. Element sensitivity, precision and accuracy.- Geochim. Cosmochim. Acta 41:1375-1380.
- VAN SCHMUS, W.R.; TASSINARI, C.C.G. & CORDANI, U.G. (1986) Estudo geocronológico da parte inferior do Grupo São Roque. In: Congr. Bras. Geol., 34, Anais..., Goiânia, SBG, v.3 p. 1399-1406.
- VEIGA, A.T.C. & SALOMÃO, E.P. (1980) A Formação São Sebastião e sua importância econômica. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31º, Anais..., Balneário de Camboriú, SBG. v.2 p. 826-831.
- VEIGA, A.T.C.; MATSUI, K. & FAGUNDES FILHO, E.S. (1980) O depósito de fluorita de Sete Barras, Adrianópolis - PR, perspectivas de duplicação das reservas brasileiras. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31º, Anais..., Balneário de Camboriú, SBG, v.3 p. 1827-1834.
- WALKER, K.R.; JOPLIN, G.A.; LOVERING, J.F. & GREEN, R. (1960) Metamorphic and metassomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the Pre-Cambrian north-western Queensland. Jour. Geol. Soc. Austrália 6:149-177.
- WILCOX, R.E. & POLDEVAART, A. (1958) Metadolerite dike swarm in Bakersville-Roon Mountain area, North Carolina. Geol. Soc. Amer. Bull. 69:1323-1368.