



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**(PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS – ÁREA DE
METALOGÊNESE)**

RICARDO PEROBELLI BORBA

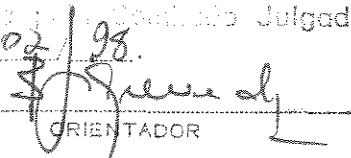
**O MAGMATISMO ÁCIDO E SUA RELAÇÃO COM A MINERALIZAÇÃO
AURÍFERA DE BICO DE PEDRA, *GREENSTONE BELT* RIO DAS VELHAS,
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS, BRASIL**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como
parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em
Geociências.

Orientador: Professor Doutor Bernardino Ribeiro Figueiredo

CAMPINAS - SÃO PAULO

FEVEREIRO - 1998

Este exemplar corresponde
redação final da tese defendida
por Ricardo Perobelli Borba
e aprovada pelo Conselho Julgado
em 26/02/98.

ORIENTADOR

B644m

34580/BC



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**(PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS – ÁREA DE
METALOGÊNESE)**

RICARDO PEROBELLI BORBA

**O MAGMATISMO ÁCIDO E SUA RELAÇÃO COM A MINERALIZAÇÃO
AURÍFERA DE BICO DE PEDRA, *GREENSTONE BELT* RIO DAS VELHAS,
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS, BRASIL**

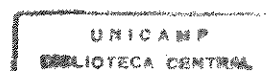
Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como requisito
parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências

Orientador: Prof. Dr. Bernardino Ribeiro Figueiredo – DMG/IG/UNICAMP

Co-Orientador: Prof. Dr. Issamu Endo – DEGEO/EM/UFOP

CAMPINAS - SÃO PAULO

FEVEREIRO - 1998



2815824

IDADE	BC
CHAMADA:	
E. P. 10	
M. 10	34580
OC.	395/98
C. 10	☒
OD.	8411.00
TA.	31/07/98
CPD	

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA DO I.G. UNICAMP

CM-00113818-7

Borba, Ricardo Perobelli

B644m O magmatismo ácido e sua relação com a mineralização aurífera de Bico da Pedra, Greenstone Belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil / Ricardo Perobelli Borba. - Campinas, SP.: [s.n], 1998.

Orientadores: Bernardino Ribeiro Figueiredo, Issamu Endo.
Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas,
Instituto de Geociências

1. Magmatismo. 2. Ouro- Quadrilátero Ferrífero - MG.
3. *Metalogênese. I. Figueiredo, Bernardino R. II. Endo, Issamu.
III. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.
IV. Título



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**((PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS – ÁREA DE
METALOGÊNESE))**

AUTOR: RICARDO PEROBELLI BORBA

**TÍTULO DA DISSERTAÇÃO: O MAGMATISMO ÁCIDO E SUA RELAÇÃO COM A
MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DE BICO DE PEDRA, *GREENSTONE BELT* RIO DAS
VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS, BRASIL**

ORIENTADOR: Prof. Dr. BERNARDINO RIBEIRO FIGUEIREDO

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. ISSAMU ENDO

Aprovada em: ____/____/____

PRESIDENTE: Prof. Dr. BERNARDINO RIBEIRO FIGUEIREDO

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Bernardino Ribeiro Figueiredo

- Presidente

Dr. Augusto Kishida

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Campinas, de de

Dedicado aos meus Pais, a Marina, a Yasmin e ao André.

Agradecimentos

Inicialmente agradeço ao Prof. Dr. Bernardino R. Figueiredo por sua orientação segura e objetiva, pela liberdade e pela confiança em mim depositadas, além do inestimável apoio e das importantes discussões científicas. Ao Prof. Dr. Issamu Endo sou grato pela valorosa orientação nas etapas de campo, e pelas discussões sobre o tema.

A profícua discussão do autor com os professores Roberto Perez Xavier e Carlos Roberto Souza Filho, ocorrida quando do Exame de Qualificação, em muito contribuiu para o aperfeiçoamento deste trabalho.

Em todas as etapas deste trabalho houve a participação de indivíduos ou instituições que tornaram possível sua realização. Uma lista completa, além de eventuais falhas de memória, seria por demais extensa, deste modo o autor gostaria de expressar sua gratidão a todas as pessoas envolvidas na confecção deste trabalho, em especial aos funcionários do Instituto de Geociências da Unicamp e do Departamento de Geologia da UFOP.

Em várias etapas deste trabalho o autor foi calorosamente acolhido por diversos amigos em seus lares. Às famílias Ferreira Pinto, Geraldês, Santos Ventura, Figueiredo e as amigas Adalene e Claudia expresso minha indelével gratidão.

As facilidades oferecidas pelo Instituto de Geociências, da Unicamp, pelo Departamento de Geologia da UFOP, e pelo Laboratório de Microsonda Eletrônica, do Instituto de Geociências, da Universidade de Brasília, foram fundamentais para a execução desta pesquisa, a todos obrigado.

Agradeço a colaboração da UNAMGEM Mineração e Metalurgia, nas pessoas dos Geol. Sérgio M. Pereira, Enzio Garayp, Eudes Frigueto e Milton G.B do Prado, na obtenção de amostras e informações sobre a mina.

Agradeço ainda às informações fornecidas pelo Eng. Geol. Marcius Costa Machado acerca de Bico de Pedra.

Este trabalho foi desenvolvido com apoio financeiro da FAPESP (Proc. no. 04/6122-8) e do FINEP-PADCT. O autor agradece ainda ao CNPq pela concessão de uma bolsa de estudos durante 24 meses.

SUMÁRIO

Capítulo 1

Introdução.....	1
1.1 Objeto de estudo, histórico e localização	1
1.2 Objeto do trabalho e relevância	2

Capítulo 2

Enquadramento Regional do Depósito Aurífero de Bico de Pedra.....	5
2.1 Introdução	5
2.2 Embasamento Cristalino	5
2.3 O Supergupo Rio das Velhas.....	7
2.4 O Supergupo Minas	8
2.5 O Grupo Itacolomi	10
2.6 Evolução Tectônica do Quadrilátero Ferrífero (Estruturas, Metamorfismo, Geocronologia).....	11
2.6.1 Evolução Tectônica	11
2.7 O Domínio do Sinclinal Dom Bosco.....	20
2.7.1 Aspectos litológicos	20
2.7.2 Arcabouço Estrutural.....	20
2.7.3 Metamorfismo no Domínio do Sinclinal Dom Bosco.....	22

Capítulo 3

Materiais e Métodos	24
3.1 Introdução	24
3.2 Revisão Bibliográfica.....	24
3.3 Mapeamento Geológico	24
3.3.1 Etapas de laboratório	25
3.3.2 Petrografia Microscópica.....	25
3.3.2 Química mineral.....	25
3.3.3 Química de rochas.....	25

Capítulo 4

Geologia do Depósito Aurífero de Bico de Pedra.....	27
4.1 Introdução	27
4.2 O ordenamento estratigráfico das unidades litológicas	27
4.2.1 Domínio Nova Lima.....	29
4.2.1.1 Unidade Metassedimentar	29
4.2.1.2 Unidade Metaígneia Ultramáfica e Máfica	31
4.2.2 Domínio Piracicaba	32
4.2.3 Domínio Itacolomi	32
4.2.4 Metaintrusivas máficas.....	33
4.2.5 Aplito Bico de Pedra	34
4.3 Geologia Estrutural	34
4.3.1 Domínio Nova Lima (DNL).....	34
4.3.2 Domínio Piracicaba.....	41
4.3.3 Domínio Itacolomi	41
4.3.4 Análise Cinemática	43

Capítulo 5

Petrografia, Química Mineral e Litogeoquímica das Rochas Encaixantes do Depósito 57

5.1 Introdução	57
5.2 Domínio Nova Lima	60
5.2.1 Unidade Metaígneia Ultramáfica e Máfica	60
5.3 Rochas Metaintrusivas Máficas	63
5.4 Intrusiva Félsica (Aplito Bico de Pedra)	64
5.5 Litogeoquímica	65
5.5.1 A viabilidade de estudos litogeoquímicos em rochas metamorfisadas	65
5.5.2 Rochas da Unidade Metaígneia Ultramáfica e Máfica do Domínio Nova Lima	66
5.5.3 Metaintrusivas máficas	73
5.5.4 - Aplito Bico de Pedra	74

Capítulo 6

Rochas Mineralizadas 86

6.1 Introdução	86
6.2 Alteração Hidrotermal e Mineralização	86
6.2.1 Aplito Bico de Pedra	86
6.2.2 Metamáficas do Domínio Nova Lima	96
6.2.3 Fases da Mineralização	97
6.2.4 Distribuição dos metais nas zonas hidrotermalizadas	98
6.2.5 Considerações sobre a temperatura de formação do depósito	101
6.3 O efeito do hidrotermalismo no comportamento dos elementos químicos nos litotipos alterados em relação aos seus protólitos	106

Capítulo 7

Conclusões 125

7.1 A geração e colocação dos corpos trondhjemiticos sob a perspectiva da evolução tectônica da porção sul do Quadrilátero Ferrífero	125
7.2 Estruturas tectônicas geradas no cisalhamento x percolação de fluidos e a formação de locais favoráveis à precipitação da mineralização	126
7.3 Considerações acerca dos fluidos mineralizantes e dos metais (transporte, precipitação e fonte)	127
7.4 Depósitos de Au/Cu-Bi associados a intrusões granitóides	133
7.5 Características dos depósitos de auríferos mesotermiais do tipo lode-gold do mundo e do Quadrilátero Ferrífero	134
7.6 Modelos para o depósito de Bico de Pedra	138
7.7 Modelo de Mineralização do depósito de Bico de Pedra: O magmatismo sintectônico x percolação de fluidos, alteração hidrotermal, e mineralização	138

Anexos 141

Bibliografia 149

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero.....	3
Figura 1.2 Mapa de localização da área estudada.....	4
Figura 2.1 Mapa estrutural do Quadrilátero Ferrífero.....	6
Figura 2.2 Modelo tectônico dos eventos que afetaram o Quadrilátero Ferrífero.....	16
Figura 2.3 Posicionamento temporal dos principais eventos tectônicos.....	19
Figura 2.4 Mapa geológico do Sinclinal de Dom Bosco.....	23
Figura 4.1 Mapa geológico de Bico de Pedra.....	28
Figura 4.2 Estereogramas de lineações e pólos das foliações das rochas do Domínio Nova Lima.....	35
Figura 4.3 Mapa de localização dos furos de sonda.....	39
Figura 4.4 Diagramas de lineação e da foliação encontradas no Domínio Itacolomi.....	42
Figura 4.5 Síntese dos eventos tectono-magmáticos que afetaram a região de Bico de Pedra.....	52
Figura 5.1 Coluna geológica do Depósito de Bico de Pedra.....	58
Figura 5.2 Seção transversal esquemática do Depósito de Bico de Pedra.....	59
Figura 5.3 Campos de composição da série flogopita-biotita e dos carbonatos.....	63
Figura 5.4 Diagramas de classificação das rochas Metaultramáfica e Metamáfica de Bico de Pedra.....	66
Figura 5.5 Diagramas de classificação química de rochas vulcânicas.....	67
Figura 5.6 Concentrações de elementos traços das Metamáficas do DNL.....	68
Figura 5.7 Diagrama de separação de basaltos intra-placa dos demais tipos.....	70
Figura 5.8 Concentração dos elementos terras raras das Meta-máficas do Domínio Nova Lima.....	72
Figura 5.9 Spiderdiagram mostrando uma comparação entre as Metaintrusivas máficas.....	74
Figura 5.10: Caracterização geoquímica do Aplito Bico de Pedra.....	75
Figura 5.11: Diagramas de caracterização tectônica do Aplito Bico de Pedra.....	76
Figura 5.12: Diagrama de elementos terras raras do Aplito Bico de Pedra.....	76
Figura 6.1: Campos de composição da série flogopita-.....	89
Figura 6.2: Diagramas mostrando os diferentes grupos de carbonatos das rochas mineralizadas.....	91
Figura 6.3: Síntese dos produtos da deformação e da alteração hidrotermal que afetaram o aplito.....	95
Figura 6.4: Distribuição Vertical das concentrações de Cu, Pb, e Zn obtidas a partir de análises de amostras do testemunho de sondagem Br-056.....	100
Figura 6.5: Estimativa da temperatura de formação das cloritas.....	103
Figura 6.6: Determinação da temperatura de cristalização da arsenopirita.....	104
Figura 6.7: Comportamento dos elementos químicos nas rochas afetadas pelo hidrotermalismo.....	111
Figura 6.8: Diagramas de distribuição dos elementos terras.....	112

LISTA DE FOTOS

Foto 4.1: Vista geral da área	53
Foto 4.2: Vista parcial da Serra do Ribeiro	53
Foto 4.3: Morfologia em pontões formada pelos quartzitos do Domínio Itacolomi	54
Foto 4.4: Metarenito do Domínio Nova Lima onde pode ser observada a foliação S_{DNLI}	54
Foto 4.5: Dobra do tipo chevron no Metarenito do Domínio Nova Lima	54
Foto 4.6: Dobras assimétricas desenvolvidas no metapelito do Domínio Nova Lima	54
Foto 4.7: Bandas mineralizadas	55
Foto 4.8: Bandas mineralizadas, concordantes com a foliação milonítica no aplito	55
Foto 4.9: Espessa banda mineralizada em contato com o Aplito Bico de Pedra	55
Foto 4.10: Detalhe do contato entre o Aplito Bico de Pedra e a banda mineralizada	56
Foto 4.11: Vista para o sul mostrando os quartzitos do Domínio Itacolomi	56
Foto 4.12: Metapelito do Domínio Nova Lima cisalhado	56
Foto 4.13: Megaseixo de quartzito no Metaconglomerado grosso do Domínio Itacolomi	56
Foto 5.1: Metaultramáfica do Domínio Nova Lima deformada	81
Foto 5.2: Metamáfica do Domínio Nova Lima com suas intercalações de bandas máficas e félsicas	81
Foto 5.3: Metaintrusiva máfica com aparência ígnea	81
Foto 5.4: Poiquiloblastos de carbonato e muscovita aparentando cristais com textura ígnea	83
Foto 5.5: Poiquiloblastos de carbonato e muscovita crescidos sobre a foliação da rocha	83
Foto 5.6: Contato concordante entre o Aplito Bico de Pedra e a Metamáfica do Domínio Nova Lima	83
Foto 5.7: Contato concordante entre o Aplito Bico de Pedra e a Metaintrusiva máfica	83
Foto 5.8: Contato discordante entre o Aplito Bico de Pedra e a Metaintrusiva máfica	85
Foto 5.9: Aplito Bico de Pedra, com suas características ígneas macroscópicas preservadas	85
Foto 5.10: Cristais de albita do Aplito Bico de Pedra com textura ígnea preservada	85
Foto 6.1: Início da alteração hidrotermal do aplito com o desenvolvimento de bandas micáceas	116
Foto 6.2: A alteração hidrotermal do aplito foi concentrada preferencialmente	116
Foto 6.3: Estágio avançado de hidrotermalização do aplito onde podem ser observadas	116
Foto 6.4: Hidrotermalização completa do Aplito Bico de Pedra onde a albita foi transformada em	116
Foto 6.5: Visão microscópica da porção preservada do Aplito Bico de Pedra	117
Foto 6.6: Nas zonas que concentraram a deformação e o hidrotermalismo	117
Foto 6.7: Hidrotermalito do Aplito Bico de Pedra	117
Foto 6.8: Hidrotermalito da Foto 6.7 onde observam-se os poiquiloblastos de biotita	117
Foto 6.9: Hidrotermalito do aplito, constituído basicamente por sericita, com bandas sulfetadas	119
Foto 6.10: Aplito Bico de Pedra parcialmente hidrotermalizado	119
Foto 6.11: Delgadas bandas sulfetadas no aplito pouco hidrotermalizado	119
Foto 6.12: Aplito hidrotermalizado onde podem ser vistas duas bandas mineralizadas	120
Foto 6.13: Aplito cisalhado	120
Foto 6.14: Hidrotermalito do aplito rico em biotita e	120
Foto 6.15: A mineralização polimetálica de Bico de Pedra constituída por	120
Foto 6.16: Detalhe da Foto 6.15 mostrnado entre pirrotita e galena	121

Foto 6.17: Dois modos de ocorrência de pirita na mineralização.	121
Foto 6.18: Cristal de pirrotita substituído por pirita	121
Foto 6.19: Calcopirita envolvendo a pirita 2	121
Foto 6.20: Galena e calcopirita preenchendo porções corroídas da pirita	122
Foto 6.21: Textura mirmequítica entre galena e pirrotita	122
Foto 6.22: Preenchimento de porções corroídas da pirita 2 por esfalerita	122
Foto 6.23: Poiquiloblastos de biotita obliterando a foliação da rocha.	122
Foto 6.24: Poiquiloblastos de anquerita e muscovita obliterando a foliação,	123
Foto 6.25: Idem Foto 6.24, com nicois cruzados	123
Foto 6.26: Cristais deformados de pirita 1 completamente tomados por subgrãos	123
Foto 6.27: Cristal de pirita 2 formado a partir da recristalização de subgrãos da pirita 1	123
Foto 6.28: Cristais ígneos de albita (I), deformados, com inúmeros subgrãos	124
Foto 6.29: Cristais ígneos de albita (I) deformados e com recristalizações em suas bordas.....	124
Foto 6.30: Detalhe da foto 6.29 mostrando do cristais ígneos de albita (I) com grãos recristalizados.....	124
Foto 6.31: Porfiroclasto de albita, provavelmente foi um fenocristal na rocha.....	124

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1: Colunas estratigráficas propostas por diversos autores para o Grupo Nova.....	9
Tabela 2.2: Coluna Estratigráfica do Supergrupo Rio das Velhas.....	10
Tabela 2.3 - Compilação dos dados geocronológicos do setor meridional do Cráton do São Francisco.....	17
Tabela 2.4: Síntese da evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero.	18
Tabela 3.1: Elementos químicos analisados nas rochas de Bico de Pedra	26
Tabela 3.2: Elementos químicos, alguns calculados como óxidos, analisados nas rochas.....	26
Tabela 5.1: Análise de microsonda eletrônica dos filossilicatos	61
Tabela 5.2: Análises de microsonda eletrônica de carbonatos das rochas não mineralizadas.....	62
Tabela 5.3: Análises de microsonda eletrônica de plagioclásio do Aplito Bico de Pedra	65
Tabela 5.5: Comparação das composições químicas entre os trondhjemitos	77
Tabela 5.6: Condições de contorno de pressão e temperatura necessárias para a gênese de magmas	78
Tabela 6.1: Reações de substituição promovidas pela deformação e hidrotermalismo.....	89
Tabela 6.2: Análises de microsonda eletrônica dos filossilicatos presentes nas rochas de Bico de Pedra.	90
Tabela 6.3: Análises de microsonda eletrônica dos carbonatos das rochas de Bico de Pedra.....	91
Tabela 6.4: Análises de microsonda eletrônica de pirita, pirrotita, arsenopirita e calcopirita.	94
Tabela 6.5: Análises de microsonda eletrônica de bismuto, galena e esfalerita	94
Tabela 6.6: Minerais formados nas fases inicial e tardia do hidrotermalismo.....	98
Tabela 6.7: Coeficientes de correlação entre os principais metais do depósito de Bico de Pedra.	99
Tabela 6.8: Análises de microsonda eletrônica da arsenopirita do Aplito Bico de Pedra.....	104
Tabela 6.9: Mobilidade dos elementos químicos proporcionada pela interação fluido-rocha.....	108
Tabela 6.10: Correlação entre os elementos químicos acrescentados pelo hidrotermalismo.....	109
Tabela 6.11: Síntese dos principais processos associados à mineralização das rochas de Bico de Pedra.	114
Tabela A1: Análises de microsonda eletrônica de pirrotita do Aplito Bico de Pedra.....	141
Tabela A2: Análise de microsonda eletrônica de calcopirita do Aplito Bico de Pedra.....	141
Tabela A3: Análise de microsonda eletrônica de pirita do Aplito Bico de Pedra.....	142
Tabela A4: Análise de microsonda eletrônica de bismuto, galena, e esfalerita	142
Tabela A5: Análise de microsonda eletrônica carbonatos do Aplito Bico de Pedra.....	143
Tabela A6: Análise de microsonda eletrônica do plagioclásio ígneo.....	145
Tabela A7: Análise de microsonda eletrônica da clorita	145
Tabela A8: Análise de microsonda eletrônica de filossilicatos do Aplito Bico de Pedra	147



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS/
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DEPTO DE METALOGÊNESE E
GEOQUÍMICA**

(Pós-Graduação em Geociências – Área de Metalogênese)

**O MAGMATISMO ÁCIDO E SUA RELAÇÃO COM A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DE BICO DE
PEDRA, *GREENSTONE BELT* RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS,
BRASIL**

RESUMO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Ricardo Perobelli Borba

O depósito aurífero de Bico de Pedra situa-se na porção sul do Quadrilátero Ferrífero, no Sinclinal Dom Bosco, próximo à cidade de Ouro Preto. O depósito está localizado próximo do contato, marcado por uma zona de cisalhamento reverso, onde os metassedimentos do Grupo Itacolomi cavalgam sobre as rochas do Grupo Nova Lima (GNL).

A mineralização de Cu-Pb-Zn-Au possui indícios de estar geneticamente associada ao magmatismo ácido, ocorrido provavelmente num ambiente tectônico colisional, no Evento Transamazônico. Este magma, representado pelo Aplito Bico de Pedra, possui composição trondhjemitica e foi intrudido sin-tectonicamente em zonas de cisalhamento normais, desenvolvidas quando da formação da Bacia Itacolomi. Ainda no Evento Transamazônico, o prosseguimento da deformação, de natureza dúctil, após a intrusão do aplito nas rochas metaígneas do GNL, levou à formação de zonas de cisalhamento por onde houve a percolação de fluidos hidrotermais. Os fluidos hidrotermais promoveram reações de substituições mineralógicas que proporcionaram o espaço necessário para a deposição da mineralização. O hidrotermalismo modificou a composição química das rochas afetadas através da adição de elementos químicos, indicando uma elevada razão fluido:rocha.

Os fluidos hidrotermais, de suposta origem magmática em virtude dos elevados teores de Se presentes na pirita, promoveram a alteração das rochas e a sua mineralização. A fonte dos metais (Au, Ag, Cu, Bi, Pb, Zn, As, Se) também estaria relacionada à cristalização dos trondhjemitos em zonas mais profundas, e a sua concentração nos fluidos estaria relacionada com a devolatilização do magma. A natureza polimetálica da mineralização indica que complexos com cloro foram os principais agentes transportadores dos metais, o que implica em fluidos salinos e ácidos, cuja temperatura esteve entre 325-450°C. O Au está associado principalmente ao Zn e ao Pb. A mineralização foi hospedada principalmente no Aplito Bico de Pedra em bandas concordantes com a foliação milonítica e, subordinadamente, se encontram pequenos corpos de minério na metamáfica do GNL, quando estas estão em contato com o aplito. A precipitação do minério deve-se tanto ao processo de alteração hidrotermal do aplito, onde a substituição da albita pela sericita criou espaço físico e condições químicas para a deposição da mineralização, como pela queda de temperatura. O hidrotermalismo e a mineralização apresentam duas fases marcantes. Na Fase Inicial, ocorrida sob temperaturas mais baixas, houve a potassificação das rochas, via crescimento da sericita, a carbonatação e a sulfetação, através da cristalização da pirita, e possivelmente de outros sulfetos. Na Fase Tardia, quando o sistema hidrotermal atingiu o pico da temperatura, houve a recristalização da pirita depositada na fase anterior, e a remobilização/cristalização de sulfetos como pirrotita, calcopirita, bismuto, galena, e tardiamente houve o crescimento da esfalerita. Ainda nesta Fase Tardia a potassificação passou a ser representada pela biotita. A temperatura manteve-se elevada mesmo após a quiescência da deformação, como pode ser observado através da blastese de biotita e anquerita sobre a foliação das rochas. A natureza polimetálica, e a possível influência

do magmatismo ácido em sua gênese, tornam o depósito de Bico de Pedra único no contexto do Quadrilátero Ferrífero.



UNICAMP

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS/
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS/DEPTO DE METALOGÊNESE E
GEOQUÍMICA**

(Pós-Graduação em Geociências – Área de Metalogênese)

**O MAGMATISMO ÁCIDO E SUA RELAÇÃO COM A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DE BICO DE
PEDRA, *GREENSTONE BELT* RIO DAS VELHAS, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MINAS GERAIS,
BRASIL**

ABSTRACT

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Ricardo Perobelli Borba

The Bico de Pedra gold deposit is located in the southern part of the Quadrilátero Ferrífero. The deposit is located near the contact between Grupo Itacolomi's metasediments (GI) and metaigneous rocks of the Grupo Nova Lima (GNL). This contact is marked by a reverse shear zone where the GI overthrusts the GNL.

The Cu-Pb-Zn-Au mineralization possesses indications that is genetically associated to acid magmatism, which probably occurred in a tectonic collisional setting, in the Transamazonic Event. This magma, of trondhjemitic composition, is represented by the Bico de Pedra Aplite (BPA). This magmatic rock was sintectonically emplaced, probably in normal shear zones which were developed during the Itacolomi Basin formation. In the Transamazonic Event, the development of the deformation with ductile nature, after the intrusion of the BPA in the rocks of GNL, led to the formation of shear zones through which there occurred the percolation of hydrothermal fluids. The hydrothermal fluids promoted reactions of mineralogical substitutions that provided the necessary space for the deposition of the mineralization. The hidrothermalism modified the chemical composition of the rocks through the addition of chemical elements, indicating a high fluid/rock ratio.

The hydrothermal fluids of supposed magmatic origin, by virtue of the high contents of Se present in pyrite, promoted the alteration and mineralization of the rocks. The source of the metals (Au, Ag, Cu, Bi, Pb, Zn, Se) would be also related to the crystallization of the trondhjemitic in deeper zones, and their concentration in the fluids would be related with the magma devolatilization. The polymetallic nature of the mineralization indicates that chlorine complexes were the main transporter agents of the metals, what implies in saline and acid fluids, of which the temperature was among 325-450°C. Au is associated mainly with Zn and Pb. The mineralization was hosted mainly in BPA in bands with the same orientation of the milonitic foliation. Rarely, small ore bodies are found in rocks of GNL, when these rocks are in contact with the BPA. The precipitation of the sulfides is due to the hydrothermal alteration of the BPA, where the substitution of the albite by sericite created physical space and chemical conditions for the deposition of the sulfides, as well as to the temperature fall. The hydrothermal activity presents, at least, two phases. In the Initial Phase, occurred under lower temperatures, there was the potassification (through growth of the sericite), the carbonatization and the sulphidation (by crystallization of the pyrite and possibly another sulfides) of the rocks. In the Late Phase, when the hydrothermal system reached the pick of the temperature, there was the recrystallization of pyrite deposited in the previous phase, and the remobilization/crystallization of pyrrhotite, chalcopyrite, bismuth, galena, and later the sphalerite. In this Late Phase the potassification was represented by the growth of biotite. The temperature remained high even after the quiescence of the deformation, as it can be observed through the growth of biotite and ankerite over the foliation of the rocks. The polymetallic mineralization, and the possible influence of the acid magmatism in its genesis, make the Bico de Pedra gold deposit unique in the Quadrilátero Ferrífero context.

Capítulo 1

Introdução

1.1 Objeto de estudo, histórico e localização

O Quadrilátero Ferrífero foi o maior produtor de ouro no Brasil durante o século XVIII, quando foram lavrados os depósitos auríferos aluvionares. No século XIX, com o esgotamento das jazidas secundárias, teve início a prospecção e lavra em rocha dura, buscando-se os depósitos primários que originaram os aluviões. Os depósitos primários mais importantes do Quadrilátero Ferrífero estão localizados em sua porção setentrional, entre os quais destacam-se os de Morro Velho, Cuiabá, São Bento e Raposos; a sudeste destaca-se a jazida de Passagem de Mariana (Figura 1.1). Na extremidade sul do Quadrilátero Ferrífero localiza-se o depósito aurífero de Bico de Pedra. Este depósito tem uma história distinta dos demais depósitos auríferos, sendo descoberto apenas neste século e sem que houvesse uma lavra aluvionar pretérita.

Na década de 40, através da descoberta de um afloramento de rocha piritosa no sopé da escarpa de Bico de Pedra, foram iniciados os primeiros estudos na área. Nesse momento, visava-se a utilização da pirita para a produção de ácido sulfúrico. No entanto, as presenças de arsênio e antimônio inviabilizaram essa utilização do minério. A presença desses elementos, As e Sb, levou à investigação de ouro e prata, tendo sido encontrados teores de 13 a 30 g/t de Au, e 50 a 60 g/t. de Ag (Guimarães, 1944). Em 1944, Djalma Guimarães publica uma monografia intitulada "Jazida de minério auro-cupro-antimonífero de Bico de Pedra, Rodrigo Silva, Município de Ouro Preto", onde apresenta os aspectos gerais do depósito.

A mina iniciou suas operações em 1941 e para viabilizar o projeto foram construídas cerca de 40 casas de alvenaria, oficinas, uma usina hidrelétrica e uma usina de tratamento de minério, que começou os testes de flotação em 1947. Os testes duraram dois anos e devido à baixa recuperação a usina parou de tratar o minério da mina. A partir de 1949 a usina passou a moer talco, atividade que perdurou até 1966. A mina foi paralizada em 1954 e, até 1958, foi mantida com bombeamento e escoramentos, para então ser abandonada definitivamente. Não foram encontradas informações sobre a quantidade de ouro produzida.

Na década de 70, a DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração S. A.) desenvolveu durante dois anos uma intensa campanha de pesquisa mineral na Mina de Bico de Pedra e nos seus arredores. Como resultado dos trabalhos uma reserva da ordem de 30.000 ton foi

cubada, com os seguintes teores: Au-1,45 g/t, Cu-0,36%, Pb-0,52%, Zn-1,53% e Ag-44 ppm (Lyrio et al.1976).

No final da década de 80, a UNAMGEM Mineração e Metalurgia S.A. fez uma reavaliação da mina durante dois anos, abandonando o depósito por considerá-lo inviável economicamente, porém nenhum resultado foi publicado.

Os conhecimentos acerca do depósito tiveram uma expressiva contribuição com o trabalho realizado por De Matos (1991), principalmente nos campos da petrografia e da geoquímica. Em 1993 o autor realizou um pesquisa na área da mina, onde através de um mapeamento geológico básico, e de estudos petrográficos, traçou um esboço a respeito da mineralização em Bico de Pedra.

A mina de Bico de Pedra está localizada a sul do distrito de Rodrigo Silva, município de Ouro Preto, entre as latitudes 20°27'22" S e 20°26'24" S e as longitudes 43°37'22" W e 43°36'24" W. O acesso é feito por rodovia não pavimentada que liga Ouro Preto a Ouro Branco, denominada Estrada Real, de onde toma-se uma via secundária até Bico de Pedra, num percurso de aproximadamente 18 km a partir de Ouro Preto (Figura 1.2).

1.2 Objeto do trabalho e relevância

Apesar das pesquisas realizadas em Bico de Pedra, os resultados obtidos não foram suficientes para o entendimento da mineralização no contexto da geologia local e regional, nem da própria evolução metalogenética do depósito.

Com o intuito de contribuir para o conhecimento do depósito de Bico de Pedra, foi elaborado um modelo genético com base em trabalhos de mapeamento regional, descrições petrográficas macro e microscópicas de testemunhos de sondagens de toda a sequência estratigráfica da mina, química mineral do minério e de sua encaixantes, e geoquímica das zonas mineralizadas e das suas encaixantes.

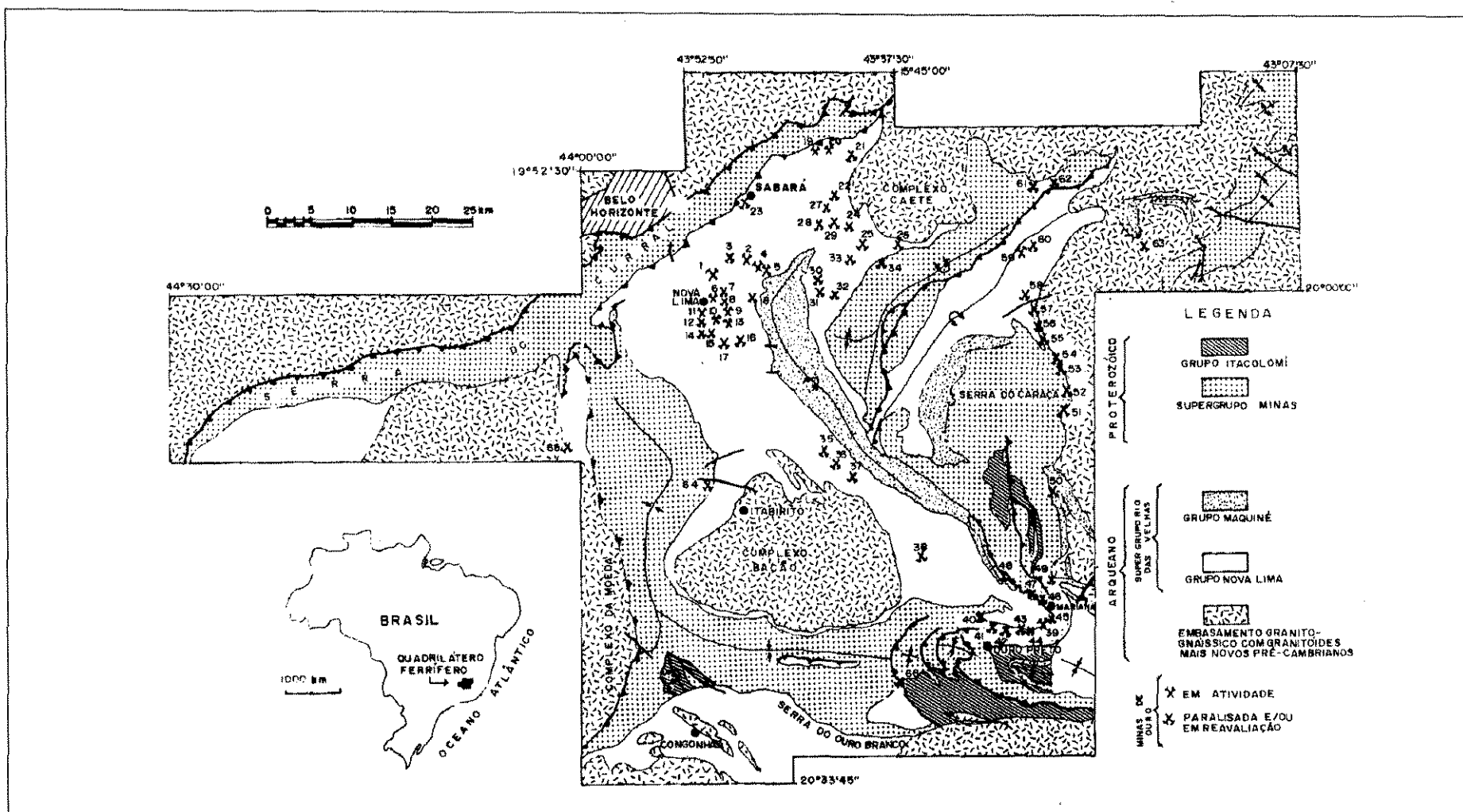


Figura 1.1: Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero destacando as minas de ouro ativas e paralísadas. Extraído de Ladeira (1988).

Legenda: 1. Morro Velho, 2. Raposos, 3. Espírito santo, 4. Morro das Bicas, 5. Morcego, 6. Bela Fama, 7. Limoeiro do Nortel, 8. Limoeiro do sul, 9. Bicalho, 10. Faria, 11. Gaia, 12. Gabirobas, 13. Morro da Glória, 14. Santo Antonio, 15. Rica, 16. Urubu, 17. Esperança, 18. Luzia da Mota, 19. Cuiabá, 20. Viana, 21. Ouro Fino, 22. Adão, 23. Terras do Capão, 24. Juca Vieira, 25. Luiz Soares, 26. Câmara, 27. Verenos, 28. Carrancas, 29. Tinguá, 30. Cutão, 31. Fernandes, 32. Cachoeira, 33. Ojeriza, 34. Gongo Soco, 35. Bahu, 36. Marzagão, 37. Paciência, 38. Tapera, 39. Passagem de Mariana, 40. Veloso, 41. Palácio Velho, 42. Taquaral, 43. Bom Jesus das Flores, 44. Morro Redondo, 45. Mata Cavalo, 46. Santana, 47. Rocinha, 48. Antonio Pereira, 49. Maquiné, 50. Bento Rodrigues, 51. Cata Preta, 52. Fazendão, 53. Paracatu, 54. Pitangui, 55. Piçarra, 56. Quebra Osso, 57. Brumadinho, 58. São Jorge, 59. São Bento, 60. Santa Quitéria, 61. Taquaral, 62. Brucutu, 63. Pary, 64. Cata Branca, 65. Carrapato, **66. Bico de Pedra**.

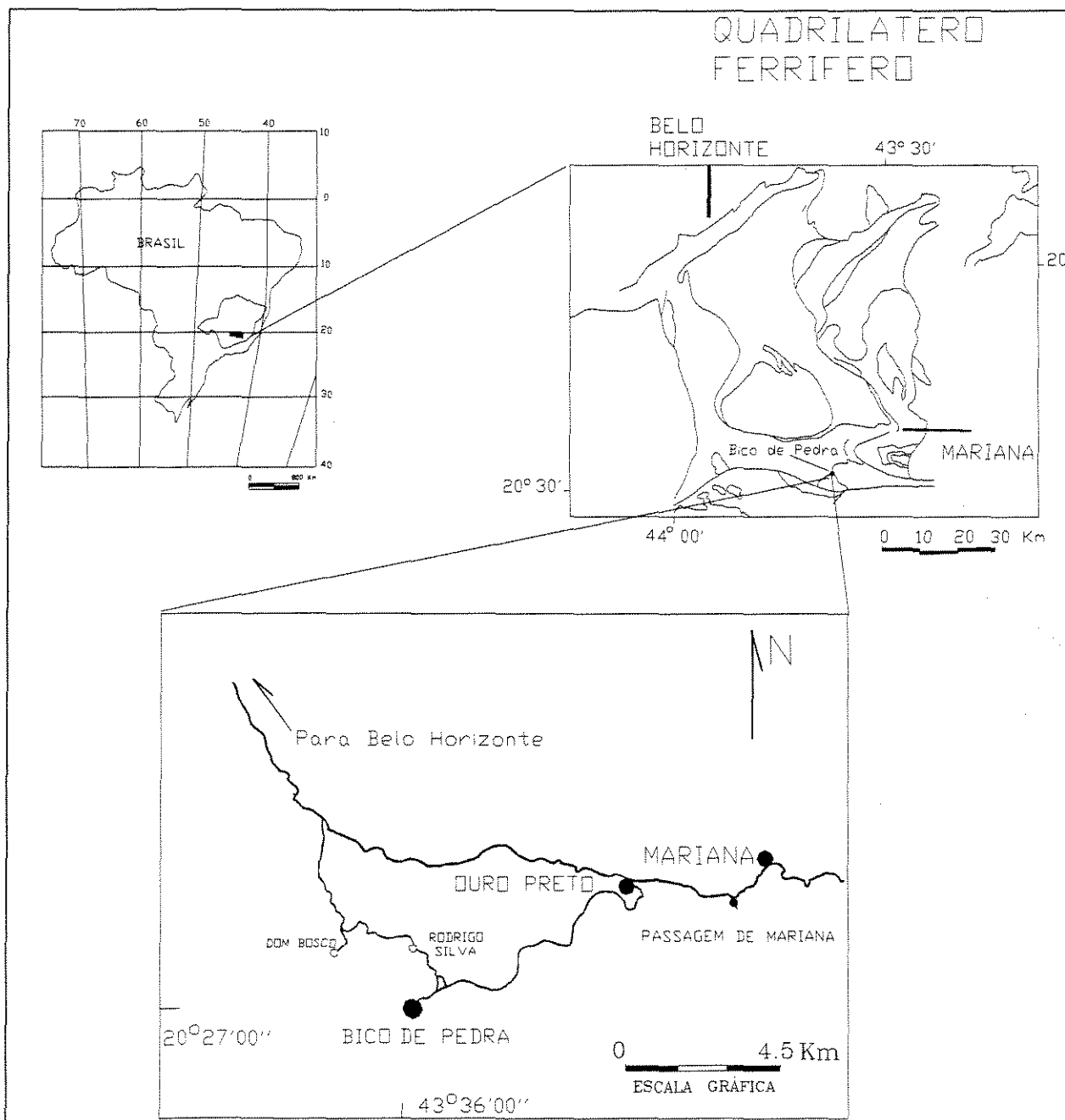


Figura 1.2: Mapa de localização da área estudada.

Capítulo 2

Enquadramento Regional do Depósito Aurífero de Bico de Pedra

2.1 Introdução

O Quadrilátero Ferrífero (QF), com cerca de 7.000 km² e situado no sudeste do estado de Minas Gerais, foi a primeira província mineral do país, e ainda se mantém um grande produtor de minério de ferro, ouro, topázio e manganês.

O Quadrilátero Ferrífero está localizado na borda meridional do Cráton São Francisco (Almeida, 1977). O Cráton São Francisco é o resultado de retrabalhamento de um núcleo estável de idade pré-transamazônica, o Cráton do Paramirim.

Quatro unidades litoestratigráficas principais compõem o Quadrilátero Ferrífero (Figura 2.1): os complexos metamórficos granito-gnaissico, uma sequência *greenstone belt* arqueana denominada de Supergrupo Rio das Velhas (SGRV), os metassedimentos e metavulcânicas Proterozóicas do Supergrupo Minas, e os metassedimentos do Grupo Itacolomi.

2.2 Embasamento Cristalino

Os complexos metamórficos granito-gnaissicos do Quadrilátero Ferrífero, denominados de Bação, Bonfim/Moeda, Santa Rita, Congonhas, Caeté e Bela Vista, são compostos por gnaisses, granitóides, anfibolitos e metaultramáficas (Herz, 1970; Ladeira, *et al.*, 1983; Pires & Fraga, 1985, Carneiro, 1992; Noce, 1995).

A relação desses complexos com o Supergrupo Rio das Velhas gerou diferentes interpretações levando Dorr (1969) e Herz (1978) a admitirem um caráter intrusivo dos complexos cristalinos nas unidades do SGRV, com dois episódios de intrusão: o primeiro há 2,7 G.a. e segundo há 1,35 G.a.. Por outro lado, Cordani *et al.* (1980) e Ladeira *et al.* (1983) consideram os complexos cristalinos como embasamentos para o SGRV.

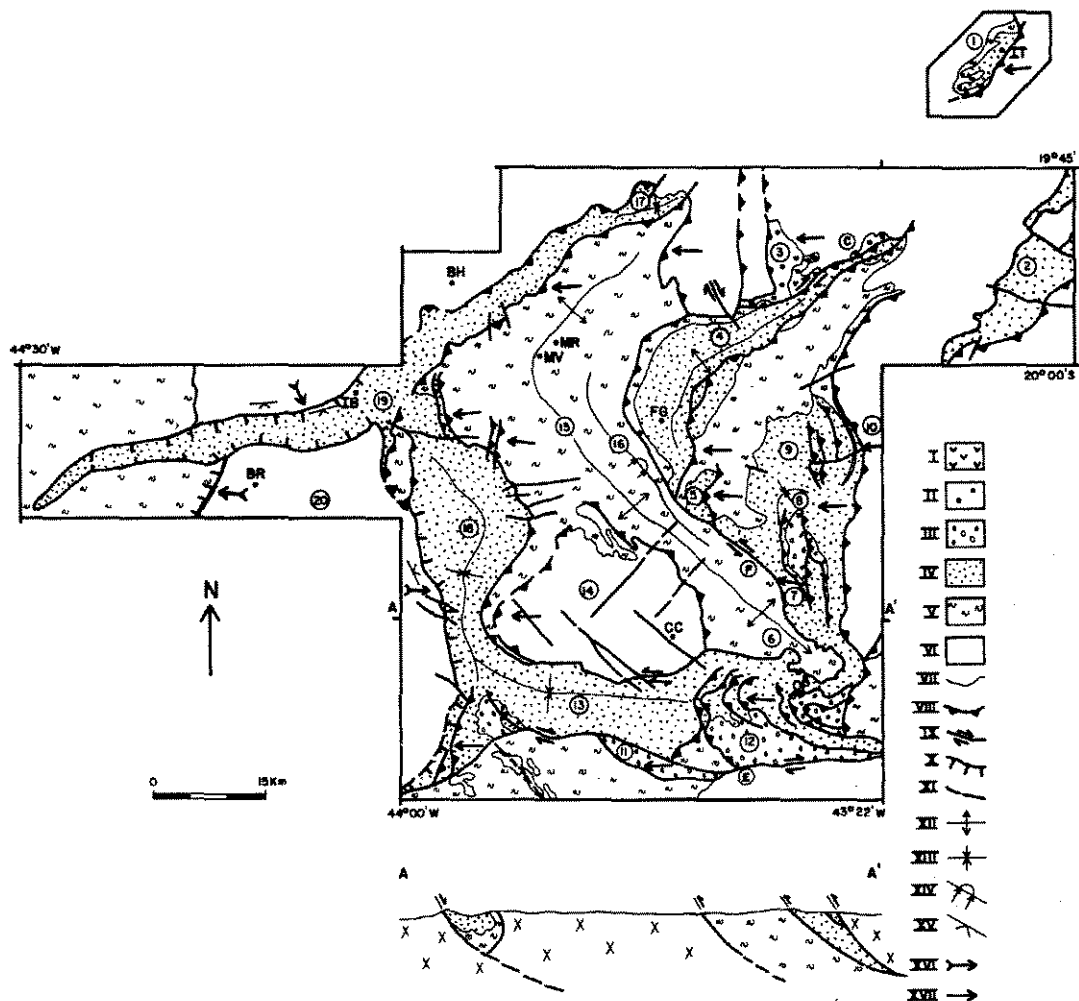


Figura 2.1 - Mapa estrutural do Quadrilátero Ferrífero com suas principais estruturas (modificado de Dorr, 1969) e indicadores cinemáticos. Interpretação de Chemale et al. (1991).

Legenda: I = rochas metabásicas; II = Supergrupo Espinhaço indiviso; III = Grupo Itacolomi; IV = Supergrupo Minas (SGM); V = Supergrupo Rio das Velhas (SGRV); VI = Terreno granito-gnaissico (TGG); VII = contato; VIII = empurrão; IX = zona de falha direcional; X = zona de falha extensional (dúctil a dúctil-rúptil); XI = falha; XII = anticlinal; XIII = sinclinal; XIV = sinclinal invertido; XV = foliação extensional; XVI = lineação mineral extensional; XVII = indicador de transporte tectônico. Cidades e localidades: BH = Belo Horizonte; BR = Brumadinho; CC = Congonhas do Campo; FG = Fazenda Gandarela; IB = Ibirité; IT = Itabira; MR = Mina Raposos; MV = Morro Velho; OP = Ouro Preto. Estruturas e acidentes geográficos: 1 = Sinclínório de Itabira; 2 = Sinclínório de João Monlevade; 3 = Serra das Cambotas; 4 = Sinclinal Gandarela; 5 = Sinclinal de Ouro Preto; 6 = Anticlinal de Mariana; 7 = Sinclinal Conta História; 8 = Sinclinal de Alegria; 9 = Serra do Caraça; 10 = front Fazendão; 11 = Serra de Ouro Branco; 12 = Serra de Itatiaia; 13 = Sinclinal de Dom Bosco; 14 = Complexo do Bação; 15 = soerguimento Rio das Velhas; 16 = Sinclinal Vargem do Lima; 17 = Sinclinal Piedade de Paraopeba; 18 = Sinclinal da Moeda; 19 = Serra do Curral; 20 = Complexo Bonfim; C = Falhas das Cambotas; E = Falha do Engenho; F = Falha do Fundão.

Na borda oeste do Quadrilátero Ferrífero, no contato entre o Complexo Metamórfico Bonfim e a Serra da Moeda, Hippertt et al. (1992) identificaram feições estruturais que sugerem uma ascensão deste complexo através de uma zona de cisalhamento normal.

2.3 O Supergrupo Rio das Velhas

A Série Rio das Velhas, definida por Dorr *et al.* (1957), é a unidade litoestratigráfica de maior extensão no Quadrilátero Ferrífero e ocorre principalmente nos núcleos dos anticlinais. Esta unidade ocorre de forma contínua na porção central e descontinuamente na porção sul do QF (Dorr, 1969). Menezes Filho *et al.* (1977) eleva a Série Rio das Velhas à categoria de Supergrupo; o qual foi reconhecido como uma seqüência litológica do tipo *greenstone belt* por Almeida (1976) e Schorscher (1976), sendo a partir de então denominado *Greenstone Belt* Rio das Velhas (GBRV).

Dorr *et al.* (1957) dividiram o *Greenstone Belt* Rio das Velhas em dois Grupos: Nova Lima (base) e Maquiné (topo), sendo o Grupo Maquiné dividido nas Formações Palmital (O'Rourke 1958 *apud* Dorr, 1969), e Casa Forte, (Gair, 1962), base e topo respectivamente.

As colunas estratigráficas elaboradas por diversos autores (Tabela 2.1 ,e.g., Dorr, 1969; Ladeira, 1980; Oliveira *et al.*, 1983; Oliveira, 1986 e Vieira & Oliveira 1988), mostram a inexistência de uma visão unificada a respeito da distribuição e empilhamento litoestratigráfico do SGRV. Essas diferentes colunas podem ser o reflexo de inúmeros fatores, conjugados ou não, tais como: (1) os trabalhos foram realizados em locais diferentes, (2) variações faciológicas devidas tanto a diferentes condições de vulcanismo e sedimentação do GBRV, como a existência de mais de um ciclo de vulcanismo e sedimentação para o GBRV, onde os autores acima citados poderiam estar trabalhando com ciclos distintos; (3) o tectonismo atuante sobre o GBRV pode ter ocorrido de modo diferenciado gerando domínios com empilhamentos estratigráficos diferentes; e (4) o GBRV encontra-se profundamente erodido como atestam Dorr (1969) e Chemale *et al.* (1991).

Pinto *et al.* (1996) propuseram, com base em mapeamento nas porções norte e central do Quadrilátero Ferrífero, uma coluna estratigráfica para o Supergrupo Rio das Velhas de aplicação regional (Tabela 2.2). Está é a divisão estratigráfica para o Supergrupo Rio das Velhas adotada neste trabalho.

A porção basal do Supergrupo Rio das Velhas, representada pelo Grupo Nova Lima, é formada por rochas ultramáficas, vulcânicas (brechas e *pillow* lavas com textura *spinifex*) e intrusivas de composição komatiítica. Pinto *et al.* (1996) colocou o Grupo Quebra Osso de Schorscher (1978) como formação basal do Grupo Nova Lima (Tabelas 2.1 e 2.2). Após os derrames e as intrusões das ultramáficas, o magmatismo tornou-se mais diferenciado dando lugar a derrames de basaltos e andesitos, intercalados com a deposição de sedimentos químicos, as formações ferríferas bandadas. Acima destas rochas foi depositada uma espessa

coluna de rochas sedimentares químicas (formação ferrífera bandada) e pelíticas e rochas vulcânicas intermediárias e ácidas (andesitos basálticos, riolitos e riódacitos). Esta sequência termina com uma sedimentação preferencialmente siliciclástica e pelítica, porém ainda com a presença de rochas carbonáticas (Lapa Seca) e com vulcânicas ácidas. O topo do *greenstone belt* é constituído pelo Grupo Maquiné, que é formado apenas por rochas siliciclásticas.

As mineralizações auríferas estão hospedadas em toda sequência do *greenstone belt* Rio das Velhas, porém os maiores depósitos, como Raposos, Cuiabá e São Bento, estão associados às formações ferríferas bandadas (Vieira, 1988) das associações metavulcano-sedimentar química e metassedimentar química-pelítica. Na topo da sequência merece destaque a Mina Grande hospedada na Lapa Seca.

Segundo Dorr (1969) o contato entre os Grupos Nova Lima e Maquiné pode ser de três tipos: (1) localmente uma descontinuidade erosiva; (2) uma descontinuidade fracamente angular, e (3) gradacional.

2.4 O Supergupo Minas

A Série Minas foi definida por Derby, 1906 apud Dorr(1969) e foi dividida por Dorr (1969) em quatro grupos: dois grupos inferiores (Tamanduá e Caraça) de natureza sedimentar clástica e separados entre si por uma discordância erosiva; um grupo intermediário (Itabira) com um contato gradacional com a unidade inferior e que possui características sedimentares químicas e bioquímicas; e um grupo superior (Piracicaba) de natureza clástica. O Grupo Sabará recobre todas as unidades do Grupo Piracicaba, sendo em vários locais identificada uma discordância erosiva basal. Este grupo é formado por metaconglomerados, metarenitos, metapelitos e metagrauvacas, representando uma sedimentação do tipo *flysh* com contribuição de fragmentos vulcânicos (Barbosa, 1968; Dorr, 1969).

Tabela 2.1: Colunas estratigráficas propostas por diversos autores para o Grupo Nova Lima, no Quadrilátero Ferrífero.

Rio das Velhas				Caeté
Dorr (1969)	Ladeira (1980)	Oliveira <i>et al.</i> (1983)	Vieira & Oliveira (1988)	Oliveira (1986)
Filito (clorítico ou não), grauvaca, formação ferrífera fácies carbonato, metavulcânicas, quartzitos, conglomerados, dolomitos	Unidade Clástica Grauvacas, xistos carbonáticos, quartzitos imaturos, quartzo xisto, conglomerados	Unidade Superior Metassedimentos pelíticos, metavulcânicas ácidas, metassedimentos químicos (lapa seca)	Unidade Superior Metapelitos com intercalações de metatufos félsicos, quartzitos, conglomerados, metapelitos, metatufos ácidos, e formação ferrífera carbonática	Unidade metasse- dimentar indivisa Metapelitos com material carbonoso, metavulcânicas ácidas-intermediárias, formação ferrífera
	Unidade Metasse- dimentar Química Formação ferrífera bandada, xistos tufáceos, xistos grafitosos, sedimentos químico-carbonáticos, zonas de conglomerados intraformacional carbonático e chertoso, filito	Unidade Média Metadacitos, metariolitos, vulcanoclásticas ácidas, filitos grafitosos, formação ferrífera	Unidade Média Metatufos riolíticos/riodacíticos intercalados em metapelitos e filitos grafitosos	Unidade Metavul- cânica Ácida/ Interme- diária Quartzo sericita xisto
	Unidade Metavulcânica Xistos verdes (metabasitos, xistos tufáceos, meta- ultramáficas (lavas e intrusivas)	Unidade Inferior Metandesitos, metabasalto andesítico, filitos grafitosos, sericita- xistos, rochas vulcanoclásticas, formação ferrífera	Unidade Inferior Metandesitos basálticos, intercalações de formações ferríferas, komatiitos, metapelitos e metatufos félsicos, filitos grafitosos, ultramáficas komatiíticas e basaltos komatiíticos	Unidade Metasse- dimentar Pelítica Filito sericítico com matéria carbonosa e formação ferrífera Unidade Metavulcânica máfica- ultramáfica Anfibolitos, xistos anfibolíticos, clorita xisto, talco xisto, serpentinó

Tabela 2.2: Coluna Estratigráfica do Supergupo Rio das Velhas , modificada de Pinto *et al.* (1996).

		Ambiência	Formação	Litotipo
Super grupo Rio Das Velhas	Grupo Maqui- né	Associação metassedimentar clástica não marinha (litorânea e fluvial)	Casa Forte Palmital	Quartzito, conglomerado Quartzo xisto
	Grupo Nova	Associação clástica marinha (ressedimentada)	Mindá Corrego do Sítio	Metaturbiditos arenosos e argilosos Metagrauvacas, calcissiliclasticas
		Associação metavulcano- sedimentar clástica	Mestre Caetano	Metagrauvacas, Metavulcanoclasticas, metaturbiditos
	Lima	Associação metassedimentar química-pelítica	Santa Quitéria	Metapelitos e BIF's
		Associação metavulcano- sedimentar química	Morro Vermelho	Metavulcânicas, metapelitos, BIF's
		Associação metavulcânica plutônica	Ouro Fino Quebra Osso	Metavulcanicas básicas e ultrabásicas Metavulcânicas ultrabásicas/Sill básico-ultrabásico
		Máfica-ultramáfica		

2.5 O Grupo Itacolomi

Harder & Chamberlin (1915) definiram o quartzito Itacolomi como parte da Série Minas. Posteriormente, a Série Itacolomi foi dividida por Dorr (1969) em duas fácies: Santo Antônio e quartzito tipo Itacolomi.

O quartzito tipo Itacolomi, na base do grupo, é formado por quartzitos conglomeráticos e lentes de conglomerados, com quantidades variáveis de sericita. Em alguns locais há lentes de filito interacamadas (Barbosa, 1968).

A Fácies Santo Antônio é representada por quartzitos filíticos, conglomerados com seixos angulosos ou não, e por quartzitos ferruginosos e não ferruginosos. O que diferencia esta fácies da anterior é a maior quantidade de argila na matriz original destes sedimentos (Dorr, 1969).

Gloekner (1981) dividiu o Grupo Itacolomi nas proximidades de Ouro Preto em três unidades:

- a- unidade inferior : composta por quartzitos, conglomerados e a fácies Santo Antônio;
- b- unidade média : formada por quartzitos e conglomerados com seixos de itabirito;
- c- unidade superior: constituída de quartzitos grossos e horizontes conglomeráticos.

2.6 Evolução Tectônica do Quadrilátero Ferrífero (Estruturas, Metamorfismo, Geocronologia)

Chemale *et al.* (1991), com base no mapa de Dorr (1969), dividiram o Quadrilátero Ferrífero em doze megadomínios, levando em consideração a orientação geral das grandes estruturas (Figura 2.1). Neste contexto, o depósito de Bico de Pedra está localizado no Domínio do Sinclinal Dom Bosco.

Inúmeros autores elaboraram modelos evolutivos para as estruturas tectônicas encontradas no QF. Dentre os mais recentes podem ser destacados os de Dorr (1969), Ladeira & Viveiros (1984), Oliveira & Vieira (1987), Marshak & Alkimin (1989), Chemale *et al.* (1991) e por fim Endo (1997).

As datações geocronológicas no QF tiveram início com os trabalhos de Herz *et al.* (1970), Cordani *et al.* (1980), Teixeira (1985). No final da década de 80 e início dos anos 90 houve um avanço considerável no acervo de dados geocronológicos do QF com a publicação dos trabalhos de Machado & Carneiro (1992), Carneiro (1992), Carneiro *et al.* (1993, 1994, 1996), Machado *et al.* (1989, 1993), Machado & Noce (1993), Noce (1995) Teixeira *et al.* (1994), Babinski *et al.* (1993). Schrank & Machado (1996a e 1996b) e Endo (1997) entre outros. Os dados geocronológicos são apresentados sinteticamente na Tabela 2.3.

O modelo evolutivo apresentado por Endo (1997) contribuiu significativamente para a compreensão dos principais eventos tectono-metamórficos que afetaram o Quadrilátero Ferrífero. Até a elaboração deste modelo postulava-se que o evento tectônico compressivo mais importante atuante no Quadrilátero Ferrífero havia ocorrido durante o evento Brasileiro, *e.g.* Chemale *et al.* (1991). Em seu modelo, Endo (*op.cit.*) muda o foco das atenções do Evento Brasileiro para os Eventos Rio das Velhas e Transamazonico, aos quais atribui o papel de serem os mais importantes estruturadores do Quadrilátero Ferrífero, restando ao Evento Brasileiro apenas a reativação das estruturas previamente desenvolvidas nos Eventos Rio das Velhas e Transamazonico. A seguir serão apresentadas as linhas gerais do modelo tectônico proposto por Endo (1997), os principais processos tectônicos e os produtos deste modelo são apresentados na Tabela 2.4.

2.6.1 Evolução Tectônica

A formação da crosta siálica no Quadrilátero Ferrífero, o embasamento do Supergrupo Rio das Velhas, representado pelos complexos metamórficos Belo Horizonte e Bonfim, se deu através de diversos processos. As idades dos gnaisses Alberto Flores e Belo Horizonte, entre 2.920 e 2.860 Ma, podem ser consideradas como idades mínimas para a geração do protólito

destes gnaisses (Carneiro *et al.*, 1995). Intrusões boudinadas de rochas máficas (Anfibolitos Paraopeba) são encontradas no interior do Gnaiss Alberto Flores e possuem uma idade modelo de 2.800 Ma, estas intrusões representariam um magmatismo fissural (Carneiro, 1992).

Essa crosta continental já existente foi submetida a um novo magmatismo de caráter bimodal responsável pela geração dos Tonalitos Samambaia (2.778 Ma) e Anfibolitos Candeias (2.700 Ma), que ocorreu no Complexo Metamórfico Bonfim (Carneiro, 1992; Carneiro *et al.*, 1994). A concordância entre as idades da titanita e do zircão obtidas nos Tonalitos Samambaia indicam que após a cristalização do mesmo eles não foram submetidos às condições metamórficas de grau anfibolito. Em outros pontos do Quadrilátero Ferrífero ocorreram intrusões granitóides concomitantes com este magmatismo ocorrido no Complexo Metamórfico Bonfim como o Granito Caeté (2.776 Ma), o Granito Mateus Leme (2.780 Ma) e o Granodiorito Caio Martins (2.770 Ma).

A formação da crosta siálica é encerrada em 2.772 Ma, sendo evidenciada pelo sobrecrecimento dos zircões do Gnaiss Alberto Flores, data que marca também a formação do *greenstone belt* Rio das Velhas (Carneiro *et al.*, 1995).

Tardiamente houve um magmatismo de natureza granítica, tardi a pós-tectônico que foi responsável pela intrusão dos Granitos Mamona (2.730 Ma), do Granito Brumadinho (2.703 Ma) e do granito Salto do Paraopeba (2.612 Ma).

O *greenstone belt* Rio das Velhas apresenta para as suas rochas félsicas idades diferentes em localidades distintas. Os metafelsitos das imediações do Complexo Metamórfico de Caeté forneceram idades de 3.020 Ma, já no Complexo Metamórfico Bonfim foram encontradas idades em rochas semelhantes variando entre 2.912 e 2.772 Ma, e nas proximidades de Caeté as idades obtidas foram de 2.776 Ma. Carneiro *et al.*, (1995) consideram que 260 Ma é um tempo longo para a sobrevivência de uma crosta oceânica no Arqueano e, em função, disto supõem que esta variação de idades representa uma herança isotópica. Além disto, os referidos autores acreditam que o magmatismo félsico do Supergrupo Rio das Velhas se deu entre 2.780 e 2.772 Ma. Este magmatismo teria sido concomitante com o retrabalhamento dos Gnaisses Alberto Flores e com o magmatismo bimodal cálcio-alcalino, que ocorreu na região do Complexo Metamórfico Bonfim.

O **Evento Rio das Velhas** (Carneiro, 1992) representa a sucessão de eventos ocorridos no Quadrilátero Ferrífero durante o Neoarqueano, aproximadamente entre 2.800 e 2.550 Ma. Inicialmente houve um retrabalhamento da crosta continental preexistente (Teixeira

et al., 1994), ocorrido sob condições de fácies anfibolito, há 2.780 Ma, numa margem continental ativa (Carneiro, 1992; Machado & Carneiro, 1992). Posteriormente ocorreram a intrusão de corpos graníticos na crosta então existente, um vulcanismo ácido no Supergrupo Rio das Velhas e um magmatismo de características químicas andesíticas/tealíticas (Machado *et al.*, 1992). Portanto, o Evento Rio das Velhas teria ocorrido durante um processo de fechamento oceânico seguido de uma colisão continental. Como consequência ter-se-ia a coalescência de vários complexos metamórficos e uma estabilização crustal (Carneiro *et al.*, 1995).

Endo (1997) identificou, associado ao Evento Rio das Velhas, três eventos tectono-deformacionais distintos, que ocorreram sob regime tectônico transpressional, com plano de fluxo N-S.

O primeiro deles, o **Evento Rio das Velhas I**, foi o mais intenso de todos. Segundo Endo (op. cit) este evento foi caracterizado por uma cinemática destrai, e a colocação dos corpos ígneos (Tonalito Samambaia, Anfibolito Candeias e Granito Brumadinho) se deu segundo descontinuidades NE-SW, associadas à componente distensiva do fluxo direcional N-S.

O **Evento Rio das Velhas II**, com cinemática sinistral e plano de fluxo paralelo ao do evento anterior, teria sido responsável pelo fraturamento das unidades preexistentes (Grupos Quebra Osso e Nova Lima) com concomitante formação da calhas de orientação NW-SE, onde teriam sido depositados os sedimentos clásticos do Grupo Maquiné.

No **Evento Rio das Velhas III**, com cinemática destrai e plano de fluxo também N-S, teria ocorrido a inversão da bacia Maquiné e a intrusão de granitos sintectônicos (Granitos Salto do Paraopeba e Itabirito) segundo descontinuidades NE-SW.

Após a estabilização da crosta arqueana houve a nucleação de uma bacia sedimentar onde ocorreu a deposição do Supergrupo Minas, cujo processo de sedimentação aconteceu num ambiente tectônico de plataforma continental estável (Machado & Noce, 1993). O início deste processo se deu em torno de 2.575 Ma (Noce, 1995). Babinski *et al.*, (1993) encontraram idades de sedimentação para o Grupo Piracicaba (Formação Gandarela) de 2.420 Ma. A deposição do Supergrupo Minas teria se encerrado em torno de 2.300 Ma (Endo, 1997).

O **Evento Transamazônico**, com magmatismo (fusão parcial da crosta) e metamorfismo gradando da fácies anfibolito à xisto verde, teve duração de 350 Ma. (de 2.250 a 1.900 M.a.). O pico do metamorfismo teria ocorrido por volta de 2.041 Ma., fato demonstrado

pela intrusão dos granitos Morro da Pedra e Córrego do Brumado, no Complexo Belo Horizonte, e pelo crescimento/*resetting* de titanitas nos Complexos Bação e Belo Horizonte (Noce, 1995). Neste evento houve também a sedimentação do Grupo Sabará, cuja idade máxima de deposição é de 2.125 Ma (Machado et al., 1992), seguida pela deposição do Grupo Itacolomi (Noce, 1995).

Segundo Endo (1997), **Evento Transamazônico** foi marcado por dois megaeventos tectônicos transpressionais superpostos, de caráter progressivo. Cada um destes megaeventos foi marcado por uma sucessão de eventos tectônicos compressionais e extensionais (Figura 2.2). O primeiro megaevento, identificado e denominado por Endo (*op.cit.*) de **Orogênese Minas**, teria ocorrido logo após a sedimentação do Supergrupo Minas. A Orogênese Minas é marcada por um evento compressivo [DCTr1] com campo tectônico dirigido de NE para SW, cuja natureza foi transpressional destrai. Esta orogênese seria fruto de uma colisão oblíqua com envolvimento de crosta oceânica. Além do evento compressional [DCTr1], na Orogênese Minas houve um evento extensional com campo tectônico dirigido de NW para SE [DETr1]. O segundo megaevento, denominado por Endo (*op. cit.*) de **Orogênese Itacolomi** já havia sido apontado por outros autores como Marshak *et al.* (1989), Chemale *et al.* (1991), Alkimi *et al.* (1994), também possuiu natureza transpressiva porém de cinemática sinistral. O primeiro evento da Orogênese Itacolomi [DCTr2] foi compressivo com campo tectônico dirigido de SE para NW, enquanto o segundo evento [DETr2] foi distensivo com campo tectônico orientado para SE.

O evento compressivo [DCTr1], da Orogênese Minas, foi responsável pela inversão tectônica da Bacia Minas e por intrusões granitóides sintectônicas ao longo de descontinuidades NE-SW e E-W, que correspondem a sítios extensionais deste evento, como o Granito Morro da Pedra em 2.227 Ma e o Batólito Alto Maranhão em 2.124 Ma.

No evento extensional da Orogênese Minas [DETr1] houve a formação de domos gnaissícos e calhas sinclinais de primeira ordem (Moeda, Dom Bosco, Curral, Santa Rita, Gandarela e Bom Sucesso) e de segunda ordem (Conta História, Ouro Fino e Serra da Brígida). Além disto, também houve a formação de bacias do tipo *pull-apart* no sul do Quadrilátero Ferrífero, como a Bacia Itacolomi. Outras estruturas normais relacionadas com este evento extensional são: a zona de cisalhamento Moeda-Bonfim, a Zona de Cisalhamento Souza Norchese, a Falha do Curral, a Falha do Engenho em sua fase de deslocamento normal, e as inúmeras omissões estratigráficas que ocorrem em pontos distintos no Quadrilátero Ferrífero. A intrusão do Pegmatito Salto do Paraopeba, em 2.236 Ma, e a aureola de

metamorfismo de contato de Sabará, em 2.100 Ma, balizam o início e fim deste evento, respectivamente.

Na Orogênese Itacolomi, o evento compressivo [DCTr2] com transporte tectônico de SE para NW, foi responsável pela inversão, e em muitos casos obliteração, das estruturas tectônicas extensionais geradas no evento anterior [DETr1]. O Evento [DCTr2] provocou ainda a inversão da bacia Itacolomi com concomitante implantação do Sistema de Falhas Itacolomi. Também estão relacionadas com este evento, entre outras estruturas, a inversão da aba sudoeste do Sinclinal Curral e a imbricação e interpenetração estrutural na junção Moeda-Curral.

O evento distensivo [DETr2] representa o colapso orogênico da Orogênese Itacolomi, com deslocamentos normais orientados de NW para SE. A estes deslocamentos estariam relacionadas intrusões de enxames de veios de quartzo, de dimensões variadas, na Serra de Ouro Preto, e na mina de Passagem de Mariana, onde uma família de veios de quartzo, de geração $n+1$, sucedem as estruturas tectogênicas do evento DCTr2.

Os eventos tectônicos que afetaram o Quadrilátero Ferrífero no Meso-neoproterozóico possuíam baixa magnitude e foram responsáveis principalmente pela reativação de estruturas pre-existentes.

Ao Mesoproterozóico foram atribuídas algumas estruturas tectônicas correlacionadas com a abertura da bacia Espinhaço, como falhas normais de orientação N-S, e diques de rochas básicas datados por Silva *et al.* (1995) em 1.714 Ma.

O Neoproterozóico, marcado pelo **Evento Brasileiro**, foi desenvolvido em dois eventos compressivos sucessivos: Brasileiro I [ECBr1] e Brasileiro II [ECBr2]. O primeiro evento foi responsável por dobramentos e cavalgamentos com vergência para NW a norte e para W mais ao sul. O segundo evento tectônico [ECBr2], se desenvolve com a compressão orientada de N para S, tendo sido responsável pela formação de dobras suaves e por clivagens E-W. O Evento Brasileiro não foi forte o suficiente para reorganizar isotópicamente o sistema U/Pb. As demais idades obtidas pelos métodos K-Ar, em biotitas e anfibólios, e Rb-Sr, em rocha total, no Quadrilátero Ferrífero são predominantemente entre 650 a 450 m.a. o que pode refletir um leve aquecimento regional no Brasileiro, já que o metamorfismo imposto foi de baixo grau (Teixeira, 1985).

Uma síntese acerca dos principais eventos tectono-metamórficos ocorridos no Quadrilátero Ferrífero é apresentada na Tabela 2.4 e Figura 2.3.

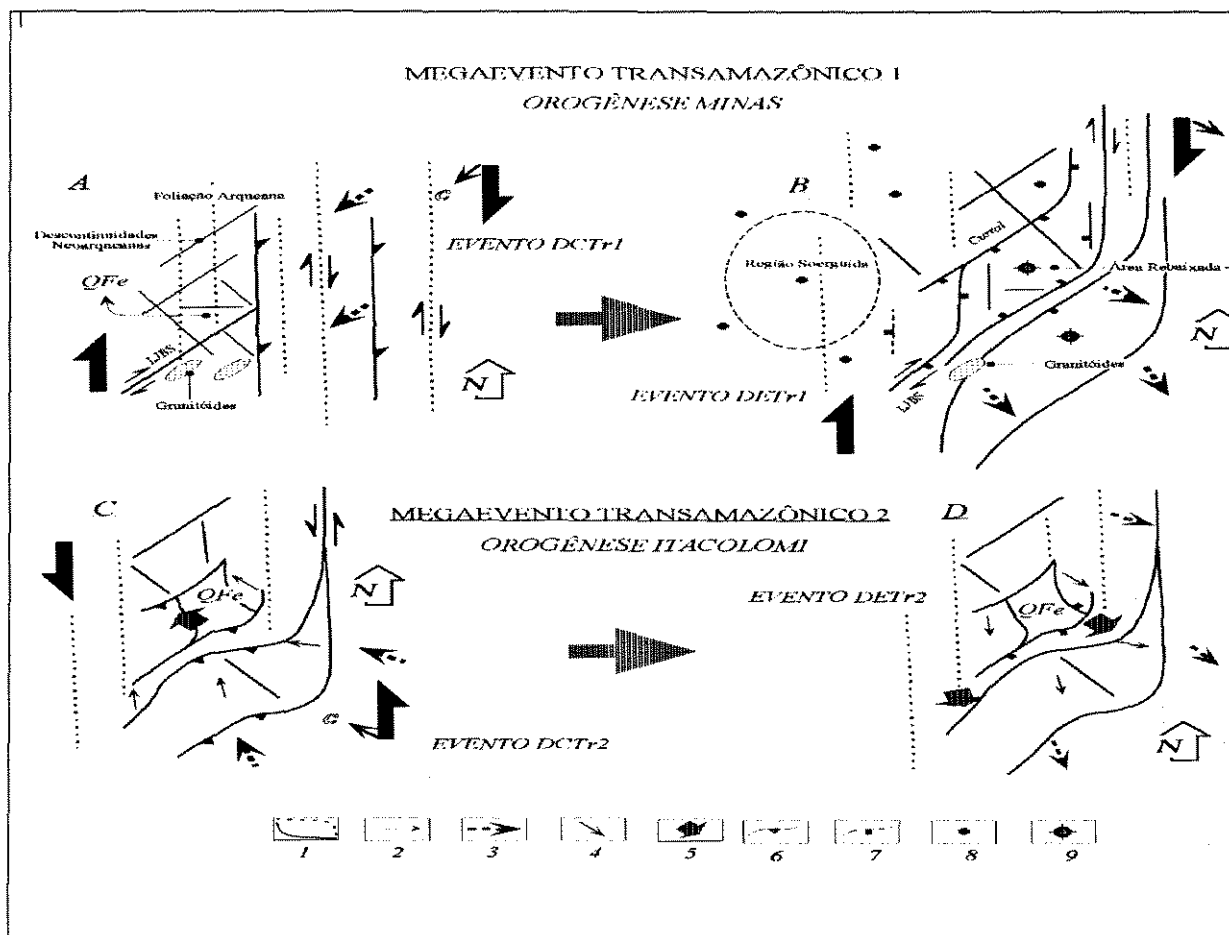


Figura 2.2: Modelo tectônico dos eventos que afetaram o Quadrilátero Ferrífero na Orogênese Transamazônica. A – Vista em planta do cinturão Transamazônico transpressional dextral [DCTr1]. Neste evento houve uma intensa atividade magmática que provocou a colocação de corpos granitóides ao longo de descontinuidades transcrustais arqueanas, em sítios transtrativos. B – Evento extensional com soerguimento e rebaixamento de blocos do embasamento resultando na formação de domos, calhas sinclinais, e da bacia Itacolomi [DETr1]. C – Evento compressional SE-NW [DCTr2] responsável, entre outros aspectos, pela inversão da bacia Itacolomi. D – Fase distensiva pós-orogênica [DETr2], nesta fase houve a geração dos enxames de veios na Serra de Ouro Preto e dos veios mineralizados da mina de Passagem de Mariana. (Modificado de Endo, 1997).

Legenda: 1 – Foliação milonítica; 2 – Lineação mineral; 3 – Transporte tectônico; 4 – Fluxo Local; 5 – Deslocamento de blocos do embasamento; 6 – zonas de cisalhamento e/ou falhas reversas; 7 – Falhas normais; 8 – Áreas soerguidas; 9 – Áreas rebaixadas; [c] – componente compressiva do sistema transpressional; [e] – componente distensiva do sistema transpressional; LJBs – Lineamento Jaceaba-Bom Sucesso.

Tabela 2.3 - Compilação dos dados geocronológicos do setor meridional do Cráton do São Francisco.

Unidades Maiores	Litologias	Idades	Métodos	Autores
Complexos Metamórficos e Granitóides Intrusivos				
Complexo Metamórfico Bonfim	Gnaiss Alberto Flores	2920 Ma	Zircão ^{207}Pb - ^{206}Pb	Carneiro (1992)
	Tonalitos Samambaia	2778 $\pm$ 3/-2 Ma	Zircão e Titanita	Carneiro (1992)
	Anfibolitos Candeia	2700 Ma	Sm-Nd (TDM)	Carneiro (1992)
	Granitos Mamona	2730	U-Pb em zircão	Carneiro (1992)
	Granito Brumadinho	2703 $\pm$ 24/-20 Ma	U-Pb em zircão	Carneiro (1992)
Complexo Metamórfico Belo Horizonte	Gnaiss Belo Horizonte	2860 $\pm$ 14/-10 Ma	^{207}Pb - ^{206}Pb	Noce (1995)
	Granito Santa Luzia	2712 $\pm$ 5/-4 Ma	U-Pb em zircão	Noce (1995)
Granito Mateus Leme e Granodiorito Caio Martins		2780 e 2770 Ma	U-Pb	Romano (1989)
Granito Caeté		2776 $\pm$ 7/-6 Ma	U-Pb em zircão	Machado et. al (1992)
Granito São Gonçalo do Bação		2680 $\pm$ 43 Ma	Pb-Pb em zircão	Endo (1997)
Granito Itabirito		2555 $\pm$ 24 Ma	Pb-Pb em zircão	Endo (1997)
Batólito Alto Maranhão	granitóides diferenciados (tonalitos-trondhjemitos)	2124 Ma	U-Pb em zircões	Noce (1995)
Complexo Metamórfico Bação	-	2041 $\pm$ 15 Ma	Monazitas U-Pb	Noce (1995)
Complexo Metamórfico Belo Horizonte	-	2041 $\pm$ 15 Ma	Titanitas U-Pb	Noce (1995)
Complexo Belo Horizonte	Granitos Morro da Pedra e Córrego do Brumado	2045 Ma	Monazita U-Pb	Noce (1995)
Formação Moeda	pegmatitos	2236 $\pm$ 200 Ma	Pb-Pb	Noce (1995)
Superggrupo Rio das Velhas				
SGRV	Metafelsitos próximos ao Complexo Metamórfico Caeté	4 idades de 3029 Ma a 2776 $\pm$ 23/-10 Ma	U-Pb zircão	Machado et. al (1989, 1992)
SGRV	Metafelsitos próximos ao Complexo Metamórfico Bonfim	3 idades de 2912 Ma a 2772 $\pm$ 6 Ma	U-Pb zircão	Machado et. al (1989)
Superggrupo Minas				
Grupo Caraça	Formação Moeda (metarenitos e metaconglomerados)	3227 - 2652 Ma	zircões detríticos	Machado et al.. (1993) e Noce (1995)
Grupo Itabira,	Formação Gandarela (metacalcários)	2420 $\pm$ 19 Ma	Pb-Pb em rocha total	Babinski et al.. (1993)
Grupo Sabará	metagrauvaca	2115 $\pm$ 4 Ma	U-Pb em zircão euédrico	Machado et al.. (1992)
Grupo Sabará,	metagrauvaca (a mesma anterior)	3100 a 2100 Ma	U-Pb em zircões detríticos euédrico	Noce. (1995)
Grupo Itacolomi				
Grupo Itacolomi,	quartzitos e metaconglomerados	3100 a 2178 Ma	^{207}Pb - ^{206}Pb em zircões detríticos	Noce (1995)
Formação Moeda	pegmatitos	2236 $\pm$ 200 Ma	Pb-Pb	Noce (1995)

Tabela 2.4: Síntese da evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, extraído de Endo (1997).

Era Geol.	Eventos Tectônicos	Idade (Ma)	Processos Tectônicos e Produtos Principais	Eventos Geodinâmicos
Neoproterozoico	Brasiliano II EBr2	500 (±)	Clivagens espaçadas E-W e dobras suaves normais E-W. Reativação de descontinuidades. Vetor compressivo regional de su-sudeste para nor-nordeste.	Orogênese Brasileira II
	Brasiliano I EBr1	600 (±)	Reativação de descontinuidades. Dobramentos e redobramentos em escala subregional a regional e clivagem/xistosidade associada. Constricção e inversão do Sinclinal Moeda. Falhamentos reversos para W, transporte tectônico para W na região leste do QF e para NW na região S-SSE. Cisalhamentos normais pós-orogênico para leste e clivagem de crenulação associada com vergência para E.	Orogênese Brasileira I
Meso	Espinhaço	1770 (±) a ?	Falhamentos normais N-S com bloco baixo para E; reativação de descontinuidades; intrusão de diques de rochas básicas.	Evento Trafogênico Espinhaço
Paleoproterozoico	Transamazônico IV – DETr2	2000 (±) a 1900 (±)	Fase extensional pós-orogênica; falhamentos normais; intrusão de enxames de veios de quartzo n+1 (ex. Mina da Passagem); reativação de descontinuidades; Sinclinal Ouro Grosso/Anticlinal do Lenheiro (?); Vetor tectônico para SE-SSE	Orogênese Itacolomi
	Transamazônico III – DCTr2	2059 (+) a 2000 (±)	Deformação com vetor tectônico dirigido para N-NW, inversão da aba SE do Sinclinal do Curral; reativação de descontinuidades; falhamentos de empurrão; congestionamento tectônico Curral/Moeda e Moeda/D.Bosco; regime tectônico transpressional sinistral com plano de fluxo N-S.	
	Transamazônico II – DETr1	2100 (+) a 2059 (+)	Fase extensional com vetor tectônico dirigido para SE; formação de megassinclinais interconectados e domos gnaissicos do Quadrilátero Ferrífero; deposição do Grupo Itacolomi (Serras do Itacolomi/Ribeiro); regime tectônico transpressional, dextral, c/ plano de fluxo N-S; soerguimento de blocos a W-NW do QF.	Orogênese Minas
	Transamazônico I – DCTr1	2250 (+) a 2100 (+)	Deformação com vetor tectônico dirigido para SW; metamorfismo de fácies anfibolito; dobramentos regionais-Sinclinais Vargem do Lima/Santo Antônio; intrusão de granitos Transamazônicos (alto Maranhão, Ritópolis, Tabuões, Ressaquinha); reativação de descontinuidades, regims tectônico transpressional, dextral com plano de fluxo N-S; possível rotação de blocos: Barbacena/ O.Branco	
Deposição do Supergrupo Minas				
Arqueano	Rio das Velhas III Erv3	2612 (±) a 2555 (±)	Deformação dúctil-rúptil, transcorrente dextral; intrusão dos granitos Salto do Paraopeba e Itabirito; regime de deformação transpressional dextral.	Orogênese Maquiné
	Rio das Velhas II Erv2	2658 (+) a 2612 (+)	Deformação dúctil, transcorrente sinistral; foliação milonítica N-S, vertical, no SGRV; fraturamento crustal de direções NW-SE e E-W (anti-Riedel-dextral); intrusão de diques máficos NW-SE; deposição do Grupo Maquiné; regime tectônico transpressional sinistral	Evento de cisalhamento e fraturamento crustal
	Rio das Velhas I Erv1	2780 (+) a 2682 (+)	Deformação dúctil, transcorrente dextral, N-S; foliação milonítica vertical no SGRV; foliação milonítica de borda no Complexo Bação; metamorfismo de fácies anfibolito; fraturamento crustal NE-SW; intrusão do Tonalito Samambaia, Anfibolito Candeias e Granito Brumadinho; formação de pontos triplices de foliação nos quadrantes NW e SE do complexo Bação; regime tectônico transpressional dextral.	Orogênese Rio das Velhas
	Pré-Rio das Velhas	2920 (±)	Deformação dúctil transcorrente sinistral N-S; foliação gnaissica e milonítica vertical no Gnaiss Alberto Flores – Complexo Metamórfico Bonfim; plano de fluxo possivelmente N-S	?

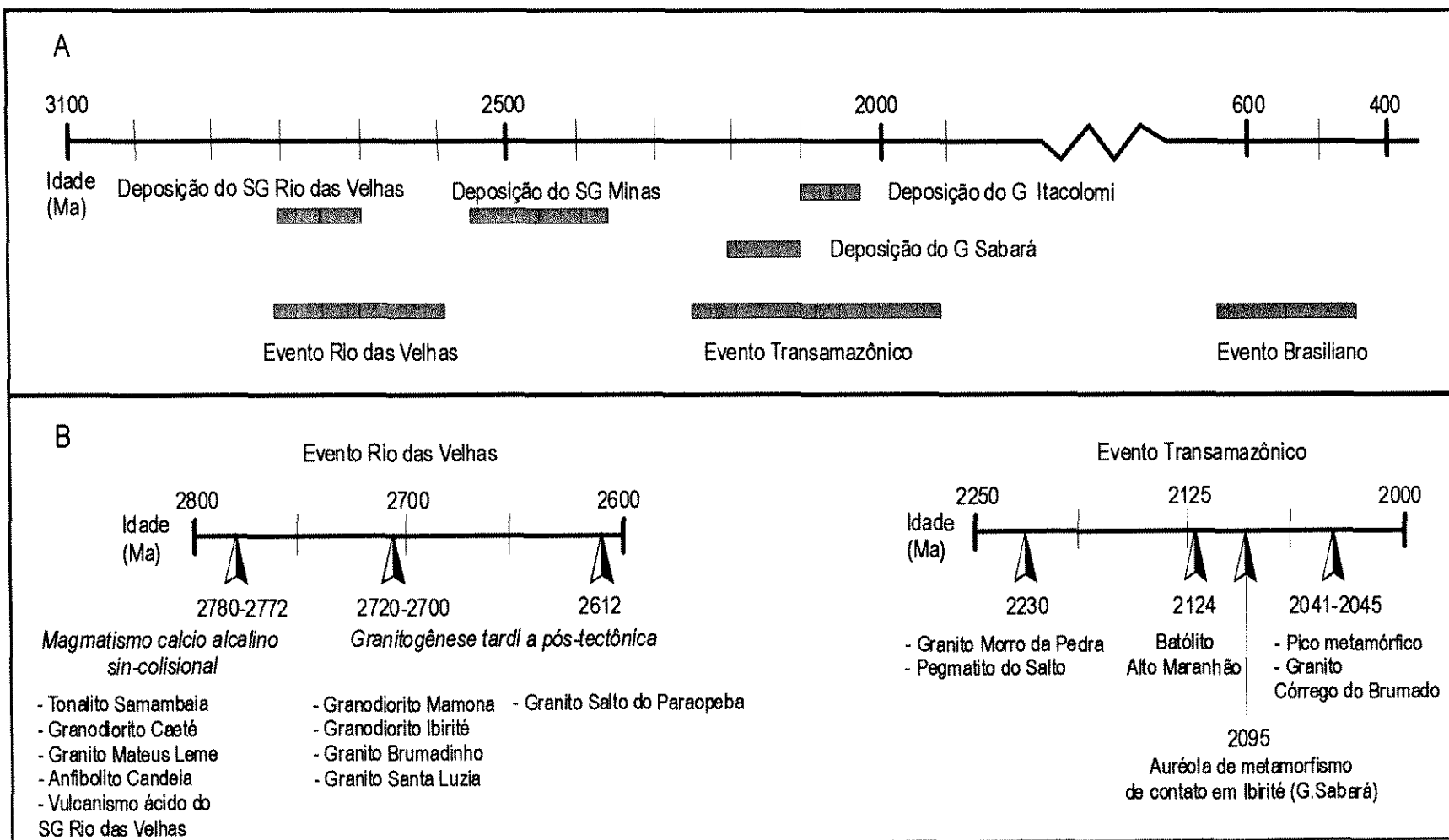


Figura 2.3: Posicionamento temporal dos principais eventos tectônicos ocorridos no Quadrilátero Ferrífero (A). Em (B) são destacados os eventos Rio das Velhas e Transamazônico.

2.7 O Domínio do Sinclinal Dom Bosco

2.7.1 Aspectos litológicos

O Sinclinal Dom Bosco (Figuras 2.1 e 2.4) constitui uma estrutura de eixo E-W representada pelas unidades do Supergrupo Minas e pelo Grupo Itacolomi. Fatias tectônicas do Complexo gnaissico Bela Vista e do Supergrupo Rio das Velhas são expostas ao longo do flanco sul do sinclinal. Na região estudada tem-se a predominância de rochas do Supergrupo Rio das Velhas e do Grupo Itacolomi. Nas proximidades da Serra de Ouro Branco, Johnson (1962) apenas cita a ocorrência de xistos verdes do Supergrupo Rio das Velhas.

Na escama tectônica Chapada-Lavras Novas, 2 km a leste de Bico de Pedra, o Grupo Itacolomi é composto por metarenitos intercalados com metaconglomerados polimíticos, com seixos de filitos e de itabiritos; nestas rochas também é comum encontrarem-se laminações ferruginosas, contínuas ou descontínuas, paralelas à foliação existente (Santos & Lima, 1991).

Na porção sul do Sinclinal Dom Bosco, a sul de Lavras Novas, Silva & Cantisano (1995) encontraram rochas metaultramáficas (clorita-xistos e talco-xistos com epidoto e mica branca) e metassedimentares (conglomerados e sericita-quartzo-xisto com plagioclásio e biotita) do Supergrupo Rio das Velhas. Além disto, a sudoeste de Bico de Pedra e a sul da Falha do Engenho, ocorrem numerosos corpos granitóides intrusivos nas supracrustais (terrenos granito-gnaissicos, Supergrupo Rio das Velhas e Supergrupo Minas) onde se destacam (1) o Granito Salto do Paraopeba, (2) o Batólito Alto Maranhão, marcado por várias intrusões que possuem um *trend* de diferenciação tonalito (trondhjemitico)-granodiorito e com colocação sin-cinemática, e (3) o Granitóide Congonhas (Pires 1977, Sad *et al.* 1983, Barbosa 1985, Seixas 1988). Herz (1970) correlacionou o Batólito Alto Maranhão e o Granitóide Congonhas a uma mesma suite intrusiva. O Granitóide Congonhas possui composição trondhjemitica, texturas ígneas preservadas, e é constituído por plagioclásio (albita-oligoclásio), quartzo, biotita, zircão, apatita, titanita, raramente ocorre microclina (Seixas, 1988).

2.7.2 Arcabouço Estrutural

Segundo Chemale *et al.* (1991) o Sinclinal Dom Bosco (Figura 2.5) é definido por superfícies So de camadas de quartzito e itabirito do Supergrupo Minas, numa calha sinformal de eixo E-W, sendo conectado a oeste ao sinclinal da Moeda. O Sinclinal Dom Bosco está cortado em toda sua extensão, E-W, por falhamentos com traços arqueados, cuja porção

central possui direção N-S. A geometria destes falhamentos é constituída por rampas e patamares, com falhas direcionais associadas.

Três famílias de estruturas são observadas no Sinclinal Dom Bosco. A primeira família de estruturas é constituída por zonas de cisalhamento dúctil, com foliação de direção geral N-S e mergulhos para E entre 10-40, e lineações mineral e de estiramento (eixo maior dos seixos em metaconglomerados). O empurrão de E para W é evidenciado por estruturas do tipo S-C, porfiroclastos do tipo sigma, e pela própria geometria dos empurrões. Próximo ao contato com o complexo Bação, no flanco norte do Sinclinal Dom Bosco as falhas de empurrão tendem à direção E-W.

A heterogeneidade da deformação gerou estruturas diferenciadas. Nas zonas de baixo *strain* ocorrem dobras isoclinais apertadas com vergência para W com eixo médio 110/25 na Serra do Itacolomi, (Glockner, 1981), e 066/40 na Serra de Ouro Branco (Alkmin, 1985 in Chemale *et al.* 1991). As zonas de alto *strain* são caracterizadas por dobras intrafoliais e dobras em bainha com eixo ESE-WNW. As condições metamórficas gradaram do anquimetamorfismo à fácies anfibolito inferior, decrescendo para oeste. Esta família de estruturas foi superposta por outras duas posteriores (Chemale *et al.*, 1991). Esta família de estruturas teria sido gerada no Evento Transamazônico [DCTr2], de Endo (1997).

A segunda família de estruturas é caracterizada por: mega a microdobras abertas a fechadas (com eixo médio 112/11), clivagem plano-axial (principalmente clivagens espaçadas) de orientação média 187/75. Esta família ocorre principalmente nos níveis pelíticos.

Na terceira família de estruturas observam-se: mesodobras e crenulações de eixo NS e clivagem plano-axial com mergulho subvertical, e falhas inversas de traço N-S. As estruturas das famílias 2 e 3 se desenvolveram em condições metamórficas de fácies xisto-verde inferior.

A segunda e a terceira famílias de estruturas estariam relacionadas com o Evento Brasileiro.

A **Falha do Engenho**, definida por Guild (1957 in Chemale *et al.*, 1991) como uma falha de rasgamento, possui cerca de 70 km e direção E-W, estendendo desde a Serra do Itacolomi até Congonhas do Campo. Nesta porção, a falha corta os sinclinais da Moeda e Dom Bosco e os sistemas de empurrão. A partir de Congonhas do Campo a falha do Engenho assume a direção N60°E. Chemale *et al.* (1991) associam este movimento ao evento extensional, que teria transladado corpos no extremo sul do QF (ex.: o Supergrupo Rio das

Velhas com corpos granito-gnaissicos encaixados e o Grupo Itacolomi, representado pela Serra de Ouro Branco, cujo deslocamento dextral é de no mínimo 25 km).

Segundo Quemeneur & Vidal (1987) a Falha do Engenho foi gerada no Transamazônico e, posteriormente, deformada intensamente de modo dúctil durante a primeira fase do evento E-W Brasileiro, gerando milonitos com deslocamento sinistral.

Endo & Fonseca (1992) definem a geometria do Sistema de Cisalhamento Fundão-Cambotas em diversos segmentos. No segmento situado ao sul do anticlinal de Mariana a falha secciona a seqüência Minas no interior do sinclinal Dom Bosco e seu traço é um arco com concavidade voltada para E.

2.7.3 Metamorfismo no Domínio do Sinclinal Dom Bosco

Johnson (1962) atribui às rochas da porção oeste do Sinclinal Dom Bosco um metamorfismo de grau baixo, i.e., fácies xisto verde e fácies albita-epidoto-anfibolito, correspondendo no âmbito do metamorfismo regional às zonas da clorita e da biotita. Esta classificação é adotada por Herz (1978) que propõe que a região de Bico de Pedra está inserida na zona da biotita sem maiores explicações sobre as paragêneses minerais locais.

Os trabalhos de Quemeneur (1984, 1985) acerca do metamorfismo na região do Sinclinal Dom Bosco citam a presença de quatro eventos metamórficos que estariam relacionados com dois eventos tectônicos, e teriam atingido principalmente as rochas do Supergrupo Minas na porção central do Sinclinal Dom Bosco a norte de Rodrigo Silva. A clorita e a moscovita são os principais minerais gerados nos dois eventos deformacionais. Após o primeiro evento de deformação teriam sido cristalizados a cianita e o cloritóide, os quais foram posteriormente deformados no evento tectônico posterior. Após a segunda deformação estes minerais foram atingidos por um retrometamorfismo, sendo substituídos por minerais de grau mais baixo. A cianita e o cloritóide possuem uma distribuição aparentemente aleatória no Sinclinal Dom Bosco e não ocorrem na região de Bico de Pedra.

No flanco sul do Sinclinal Dom Bosco, na região de Lavras Novas, Silva & Cantisano (1995) encontraram paragêneses minerais da fácies xisto verde em rochas do Supergrupo Rio das Velhas e do Grupo Itacolomi.

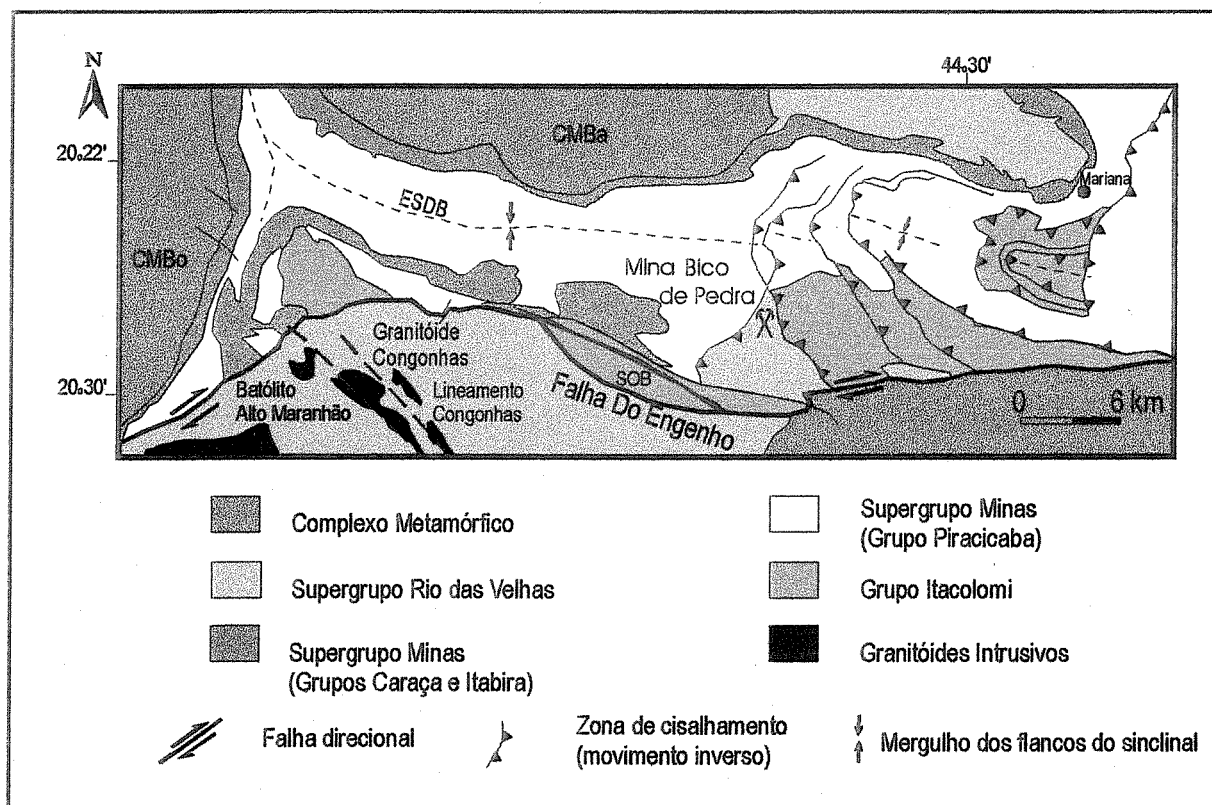


Figura 2.4 - Mapa geológico do Sinclinal de Dom Bosco (modificado de Dorr, 1969 e de Chemale et al., 1991).

Legenda: ESDB- eixo do sinclinal Dom Bosco; CMBa- complexo metamórfico Bonfim; CMBa- Complexo Metamórfico Bação; SOB – Serra de Ouro Branco

Capítulo 3

Materiais e Métodos

3.1 Introdução

Na execução deste trabalho foram utilizados diversos procedimentos de pesquisa como revisão bibliográfica acerca dos trabalhos já realizados, mapeamento geológico, descrição de testemunhos de sondagem, descrição petrográfica de seções delgadas e polidas, análise química de rochas e análise química de minerais.

Neste capítulo são descritos os procedimentos de pesquisa acima mencionados com o intuito de fornecer as condições analíticas e metodológicas com as quais foram obtidos os dados produzidos e utilizados neste trabalho.

3.2 Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica foi realizada tanto manual como eletronicamente. A pesquisa informatizada foi feita na biblioteca do IG-UNICAMP utilizando-se palavras chave para busca eletrônica, através de computadores, em bases de dados armazenadas em CD-ROM. Foram pesquisados os bancos de dados do Projeto SIGA (CPRM), que contém referências bibliográficas de obras nacionais, e os dados contidos no banco de dados Geo Ref, que possui referências nacionais e internacionais.

3.3 Mapeamento Geológico

As atividades de campo consistiram na expansão da área mapeada por Borba (1993) visando enquadrar em termos regionais o depósito aurífero de Bico de Pedra. Inicialmente foram realizadas foto-interpretações de feições geológicas (litológicas e estruturais) utilizando-se para isto um estereoscópio de espelhos e fotografias aéreas nas escalas 1:25.000 e 1:60.000. Com estes dados em mãos foram realizados perfis regionais e de detalhe numa área de aproximadamente 28 km², onde houve a locação e descrição de 90 pontos. O mapeamento foi executado na escala 1:10.000.

Nos afloramentos foram adotados os seguintes procedimentos:

- descrição das litologias e suas estruturas primárias e tectônicas, neste caso procurando estabelecer sua cronologia;

- caracterização dos regimes de deformação e coleta de dados de estruturas planares e lineares para a confecção e análise de diagramas de isofrequência;
- coleta de amostras de mão orientadas para posterior confecção de seções delgadas orientadas.

3.3.1 Etapas de laboratório

Nas atividades de laboratório houve a descrição petrográfica de testemunhos de sondagem de 4 furos (Br-56, Br-58, Br-66 e Br-68) visando a seleção de amostras para a confecção de seções delgadas e polidas. Posteriormente foram confeccionadas e descritas cerca de 100 seções delgadas e 30 seções polidas. A descrição destas seções forneceu subsídio para a escolha de 10 amostras para a realização de estudos acerca da composição química dos minerais (microsonda eletrônica), e de 25 amostras para os estudos litogeoquímicos.

3.3.2 Petrografia Microscópica

As seções delgadas e polidas foram descritas em microscópio ótico com o intuito de se determinar as fases minerais presentes, suas relações texturais, e os possíveis processos metamórficos e hidrotermais sofridos pelas rochas. Nas seções delgadas orientadas procurou-se ainda texturas indicativas das deformação sofrida pelas rochas, tais como indicadores cinemáticos, regime de deformação e outras microestruturas.

3.3.2 Química mineral

As análises de química mineral em diversas fases minerais, que totalizaram cerca de 400 pontos analisados, foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica, do Instituto de Geociências, da Universidade de Brasília. O equipamento utilizado foi uma Microsonda Eletrônica CAMECA SX 50, com as seguintes condições analíticas: potencial de aceleração de 15 kV, corrente de amostra de 0,026 mA e diâmetro do feixe eletrônico 20 ± 5 micras. Os minerais analisados foram: mica Branca, talco, biotita, clorita, plagioclásio, carbonato, arsenopirita, pirita, pirrotita, calcopirita, esfalerita, galena e bismuto. Os resultados obtidos com as análises de microsonda encontram-se nos Anexos.

3.3.3 Química de rochas

As 25 amostras de testemunhos de sondagem e da mina selecionadas para análise química de rocha total, incluindo elementos maiores, traços e terras raras, foram preparadas, i.e., britadas, quarteadas, moídas a uma granulometria inferior a 200 mesh, no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UNICAMP. As amostras foram

analisadas pelo Laboratório "ACTLABS", no Canadá. Os elementos maiores e alguns traços foram analisados por ICP, enquanto outros traços e os terras raras foram analisados pela técnica INAA (Tabelas 3.1 e 3.2). Os resultados obtidos foram tratados através de diversos *softwares* como Minpet 2.0, Newpet, e Excel.

Tabela 3.1: Elementos químicos analisados nas rochas pelo método de ativação neutronica (INAA). Limites de detecção em ppm, (Au e Ir em ppb)

Ir	Mo	Rb	Sb	Sc	Se	Ta	Bi	V
5.00	5.00	10.00	0.20	0.10	3.00	1.00	5.00	2.00
Br	Co	Cr	Cs	Hf	Hg	Be	Au	As
1.00	1.00	1.00	0.50	0.50	1.00	2.00	5.00	2.00
Tb	Yb	Lu	Cu	Pb	Zn	Ag	Ni	Eu
0.50	0.20	0.01	1.00	5.00	1.00	0.40	1.00	0.20
Cd	Th	U	W	La	Ce	Nd	Sm	
0.50	0.50	0.50	3.00	0.50	3.00	5.00	0.10	

Tabela 3.2: Elementos químicos, alguns calculados como óxidos, analisados nas rochas pelo método de espectrometria de emissão com plasma induzido (ICP). Limites de detecção em % em peso para os óxidos e ppm para os demais.

SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	Na ₂ O	CaO	P ₂ O ₅	K ₂ O	LOI	Sc	Zr	Sr	Ba	Y
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	2	2	2	2	2

Capítulo 4

Geologia do Depósito Aurífero de Bico de Pedra

4.1 Introdução

A área mapeada foi dividida em três grandes domínios diferenciados com base em suas características litológicas, estruturais, e geomorfológicas. Estes domínios foram denominados Domínio Nova Lima (DNL), Domínio Piracicaba (DP), e Domínio Itacolomi (DI) (Figura 4.1, Foto 4.1).

O Domínio Nova Lima, que ocupa cerca de 80% da área em sua porção central, possui uma expressão topográfica variável que é controlada por suas diferentes unidades litológicas. A vegetação deste domínio é a mais exuberante da região. Este domínio é composto por rochas metaígneas de composição ultramáfica e máfica e por rochas metassedimentares, ambas pertencentes ao Grupo Nova Lima, Supergrupo Rio das Velhas. As rochas metassedimentares do Domínio Piracicaba, representadas por metapelitos e metarenitos, situam-se na extremidade nordeste da área. O Domínio Itacolomi possui a mais bela expressão morfológica da região, a Serra do Ribeiro (Fotos 4.1, 4.2 e 4.3), que é sustentada pelos metarenitos e metaconglomerados do Grupo Itacolomi, e ocupa aproximadamente 20% da área em seu extremo leste. Aqui a vegetação também é pobre e consiste de gramíneas.

4.2 O ordenamento estratigráfico das unidades litológicas

Os contatos e o empilhamento estratigráfico dos Domínios lito-estruturais da região mapeada são controlados por falhas de empurrão, entre os Domínios Itacolomi e Nova Lima, e de rasgamento entre os três domínios. O ordenamento estratigráfico é apresentado na Figura 4.1.

A seguir são descritas as associações litológicas que compõe os Domínios lito-estruturais supracitados com base em informações obtidas no mapeamento geológico. Os dados coletados na mina e nas descrições de testemunhos de sondagens realizadas na área da mina, principalmente sobre as rochas do DNL, serão apresentados nos Capítulos 5 e 6.

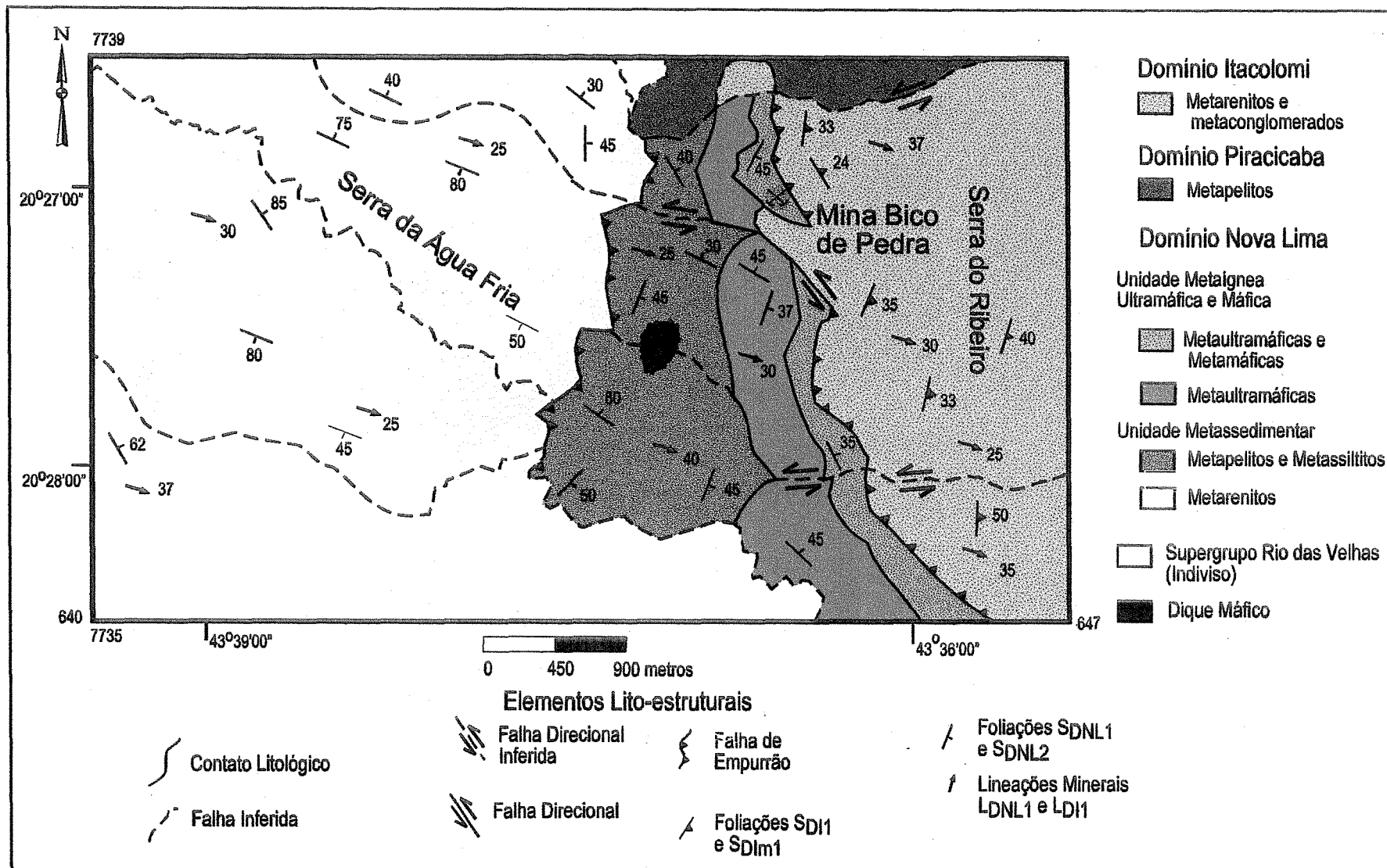


Figura 4.1: Mapa geológico de Bico de Pedra.

4.2.1 Domínio Nova Lima

As rochas constituintes deste domínio são agrupadas em duas unidades: a metassedimentar, na base, e a metaígneia no topo. Estas rochas foram transformadas, pelo metamorfismo e deformação, em xistos e filitos.

4.2.1.1 Unidade Metassedimentar

Esta unidade é constituída por rochas metassedimentares siliciclásticas e terrígenas, que mostram uma granodecrescência de oeste para leste. Na extremidade oeste ocorrem metarenitos finos a médios intercalados com metassiltitos sericíticos. Os metassiltitos passam a predominar numa estreita faixa na porção central do pacote sedimentar, e mudam gradativamente de composição mineralógica passando a possuir minerais máficos. Os metassiltitos dão lugar, a leste, a metapelitos. Na zona de transição entre o pacote composto por metarenitos e metassiltitos, e o pacote formado pelos metassiltitos com minerais máficos, é cortada por zonas de cisalhamento. Os contatos entre as rochas são concordantes. Marcando a zona de contato com as rochas da Unidade Metaígneia ocorre uma camada de metassedimentos químicos, representada por formação ferrífera bandada fácies óxido, com cerca de 3 metros de espessura.

Metarenitos

Neste conjunto litológico, que ocupa toda a porção oeste da área, predomina o metarenito fino com lentes de metarenitos grossos em seu interior, não mapeáveis nesta escala. A transição entre estas rochas, raramente observada em campo, é gradacional e se dá através do enriquecimento do metarenito fino em quartzo. Estas litologias sustentam a Serra da Água Fria. O metarenito fino encontra-se extremamente alterado, possuindo diversas tonalidades, desde esbranquiçada até avermelhada. A mica define uma foliação extremamente penetrativa.

Os metarenitos grossos destacam-se na superfície como pequenas cristas, onde suas exposições possuem formas lenticulares e descontínuas. Este aspecto descontínuo e irregular tornou inviável o seu mapeamento. O metarenito tem coloração esbranquiçada, é friável e possui delgados níveis micáceos. Supõem-se aqui que este bandamento reflita o acamamento sedimentar da rocha, que é paralelo à foliação principal observada. Em seção delgada observa-se que esta rocha é extremamente bem selecionada e constituída por quartzo, mica branca e como acessórios, turmalina e zircão.

Metassiltitos

Sob esta denominação ocorrem vários litotipos formados por sericita, clorita e quartzo em quantidades variáveis, com alguns acessórios (turmalina, zircão, plagioclásio), que ocupam a porção central da área.

Estas litologias possuem um bandamento composicional formado pela alternância de bandas milimétricas de filossilicatos e quartzo. As exposições inalteradas dessas rochas apresentam tonalidades diversas em função dos filossilicatos presentes, passando de esverdeadas, quando ricas em clorita, a acinzentadas quando formadas principalmente por sericita. A foliação, definida pelos filossilicatos, é concordante com o bandamento composicional, podendo ser plano paralela ou anastomosada, quando envolve bandas milimétricas de quartzo.

Em alguns litotipos, na extremidade oeste desta unidade, ocorre **biotita** que é formada a partir de reações envolvendo clorita e sericita e cresce obliterando a foliação e englobando cristais de quartzo, opacos e turmalina (textura poiquiloblástica). Isso confere à biotita estágios de crescimento sin a pós pico da deformação. Posteriormente houve um processo de substituição da biotita por clorita e óxido de ferro, que se dá a partir de suas bordas e planos de clivagem. As lamelas de biotita possuem freqüentemente inclusões de zircão.

Por sua singularidade composicional merece destaque dentro deste grupo de metassedimentos um litotipo que ocorre nas proximidades do contato entre os metarenitos e os metassiltitos. Os principais aspectos que diferenciam esta rocha dos demais metassiltitos são sua granulometria mais grossa, a presença de grânulos de plagioclásio, e a sua foliação anastomosada penetrativa, trata-se de um metassiltito mais grosso. Além disto foram identificados em planos de falhas desenvolvidas nessa unidade *steps* e estrias de deslizamento. Em lâmina delgada observou-se que a foliação anastomosada é formada pelas micas contornando os grânulos de quartzo e plagioclásio. As principais texturas existentes na rochas são: lepidoblástica, granoblástica poligonal e alongada e poiquiloblástica. A rocha é formada por sericita, quartzo, plagioclásio, clorita, biotita, turmalina e sulfetos.

Os cristais de **quartzo**, originalmente granulares, sofreram com a deformação processos de estiramento e recristalização, porém ainda pode-se observar nos agregados policristalinos a forma amendoada dos grãos originais. As sombras de pressão são formadas por sericita e quartzo recristalizado. As texturas do quartzo são granoblástica poligonal e alongada. O **plagioclásio**, possivelmente de composição albitica, é xenomorfo, possui macla

polissintética e granulometria variada. Alguns cristais estão fraturados e é comum a sua substituição incipiente por sericita e epidoto.

Metapelitos

Na extremidade leste desta unidade os metapelitos se evidenciam sustentando as elevações da porção central da área. Sob microscópio, constata-se que esta rocha trata-se, na realidade, de uma intercalação de filito e filonito (Foto 4.12), sendo que este último ocorre esporadicamente. Macroscopicamente a distinção entre o filito e o filonito é impossível. Este litotipo é composto principalmente por sericita e subordinadamente contém quartzo, opacos, zircão e turmalina. As texturas presentes são: lepidoblástica, granoblástica poligonal e alongada.

Nos filonitos a sericita ocorre de duas formas distintas, como porfiroclastos (que desaparecem com o aumento da deformação) e na matriz. Os cristais da matriz são diminutos e os seus limites são de difícil observação. Admite-se que os mesmos foram produzidos a partir da cominuição dos porfiroclastos. A lineação de estiramento e a foliação da rocha são definidas pela sericita. Os porfiroclastos de sericita, em geral subidiomórficos, possuem texturas como: extinção ondulante, fraturas, estrutura do tipo *mica-fish* e sombra de pressão. O quartzo é granoblástico poligonal ou alongado, quando em agregados policristalinos ou grãos dispersos pela matriz, respectivamente. Alguns cristais granulares, que comportam-se como porfiroclastos, possuem microestruturas como extinção ondulante, recristalização e sombra de pressão.

Formação ferífera bandada

Esta rocha é extremamente rara na área mapeada. A alteração da rocha tornou-a friável, porém ainda puderam ser identificados, em amostra de mão, quartzo e magnetita.

4.2.1.2 Unidade Metaígneia Ultramáfica e Máfica

Esta unidade é constituída por dois pacotes litológicos distintos: o inferior é predominantemente ultramáfico e representado por carbonato-clorita-talco-xisto, enquanto o superior possui uma associação litológica entre metaultramáfica e metamáfica, esta última representada por quartzo-carbonato-biotita-clorita-xisto com plagioclásio. Sobre a sequência de topo está situada a mina de Bico de Pedra (Figura 4.1). Estas rochas estão associadas à zona mineralizada e são descritas com detalhes nos Capítulos 5 e 6.

4.2.2 Domínio Piracicaba

Este domínio ocorre no extremo nordeste da área, onde é representado por filitos que possuem cor castanha. A rocha tem um bandamento composicional evidenciado pela sucessão de bandas milimétricas claras e escuras. A foliação é definida pela orientação plano paralela das micas.

4.2.3 Domínio Itacolomi

Este domínio é formado por litologias de natureza metassedimentar siliciclástica, metarenitos e metaconglomerados, cuja expressão geográfica é a Serra do Ribeiro (Figura 4.1).

Os metarenitos variam de granulação fina, com grande quantidade de sericita e raros seixos de quartzo, a grossa onde diminui a presença da sericita. Os minerais presentes nestas rochas são: quartzo, sericita, magnetita, e raramente turmalina.

Os níveis de metaconglomerados possuem em seu interior lentes de metaconglomerados grossos e lentes ferruginosas. Os seixos de quartzo, com até 2 cm de diâmetro, são subarredondados a arredondados e esféricos, porém a maior parte dos seixos está alongada devido à deformação sofrida pela rocha. A matriz é formada por quartzo com granulometria areia fina, mica, opacos, e raramente turmalina. Em algumas exposições observa-se uma granodecrescência ascendente, que pode evoluir para um bandamento composicional, formado pela sucessão de bandas compostas por mica e quartzo, com granulometria areia fina, e quartzo de granulometria areia grossa e pouca mica. As espessuras destas bandas são da ordem de centímetros a decímetros respectivamente.

Os metaconglomerados grossos formam lentes, com espessura de aproximadamente 5m e comprimento em torno de 10 m, imersas nos metaconglomerados mais finos. Os seixos de itabirito podem atingir 40 cm de comprimento, mostrando claras evidências de estiramento devido a sua forma alongada. Os seixos de quartzo leitoso, com forma elíptica e comprimento de até 25 cm, também estão estirados e recristalizados. A matriz é composta por areia fina, mal selecionada e mica.

As texturas observadas nos metassedimentos do Domínio Itacolomi variam em função da deformação heterogênea a que foi submetido este pacote. Deste modo, nas porções menos deformadas, encontram-se estruturas sedimentares preservadas como estratificações cruzadas e mesmo plano-paralelas. Com a deformação, estas feições são obliteradas dando lugar ao desenvolvimento de foliações e texturas metamórficas como lepidoblástica,

granoblástica e poiquiloblástica. As texturas miloníticas desenvolvidas nos locais mais afetados pela deformação foram: sombra de pressão em porfiroclastos, estiramento de micas e seixos de quartzo, estruturas S-C, e fraturas. Uma destas zonas com maior intensidade de deformação é o contato entre os Domínios Itacolomi e Nova Lima, onde são observadas estruturas que indicam uma zona de cisalhamento inverso. Este contato é representado por porções milonitizadas nas rochas do Domínio Itacolomi na base da Serra do Ribeiro, onde os metaconglomerados foram transformados pelo cisalhamento em milonitos e filonitos, representados por quartzitos finos e filitos com grande quantidade de filossilicatos e raros seixos de quartzo. O seu contato com as porções menos deformadas é abrupto e concordante. O arranjo geométrico da foliação milonítica e das fraturas favorece o desenvolvimento de uma morfologia em "pontões" daí o nome da localidade "Bico de Pedra" (Foto 4.3) .

Nestes metaconglomerados o **quartzo** pode tanto formar agregados policristalinos como existir individualmente como grão numa matriz micácea. Os agregados policristalinos que ocorrem nos milonitos são oriundos do estiramento e recristalização de grãos de quartzo. A forma destes grãos passa de subarredondada a alongada com o incremento da deformação e estiramento dos agregados. As estruturas geradas pela milonitização são do tipo S-C, sombra de pressão formada por mica e quartzo, e estruturas do tipo *pull-apart* dos grãos de quartzo. Os cristais individuais são mais comuns nas rochas menos deformadas, são subarredondados e possuem feições como extinção ondulante e sombra de pressão. A **sericita** é levemente esverdeada, possui textura lepidoblástica e define a foliação; nas porções mais deformadas está estirada, com estrutura do tipo *mica fish*, e sua granulometria é menor. Nas porções crenuladas ela pode estar dobrada. As magnetitas estão em sua maior parte nas bandas quartzosas das rochas situadas nas proximidades da mina.

4.2.4 Metaintrusivas máficas

Foram encontradas duas famílias de intrusivas máficas, distinguidas basicamente por suas mineralogias. Uma das famílias foi observada no campo, onde foi encontrado um grande dique máfico intrudido nos metapelitos do Domínio Nova Lima, no centro da área. Esse corpo aflora em uma crista de morro com geometria elipsoidal, com o eixo maior em torno de 50 m. A localização deste corpo está relacionada com uma falha que secciona o litotipo intrudido (Figura 4.1). A rocha possui coloração verde escuro-acinzentado, é extremamente resistente, possui aspecto maciço e esfoliação esferoidal, entretanto em lâmina delgada observar-se que a mesma está foliada. Os minerais que compõem este litotipo são: anfibólio, clorita, restos de biotita, plagioclásio, epidoto e carbonato.

Em testemunhos de sondagens foi identificada a outra família de intrusivas máficas, também foliadas como as anteriores, porém com uma mineralogia completamente distinta, constituída por mica branca, biotita, anquerita e magnetita. Esta família de diques é novamente abordada no Capítulo 5.

4.2.5 Aplito Bico de Pedra

Este litotipo, somente encontrado no interior da mina e nos testemunhos de sondagens, é intrusivo nas rochas metamáficas do Domínio Nova Lima. É constituído basicamente por plagioclásio e quartzo, possui texturas ígneas preservadas e texturas miloníticas, caracterizadas por uma foliação anastomosada e deformação plástica do plagioclásio. Como este litotipo é hospedeiro da mineralização aurífera, será descrito detalhadamente nos Capítulos 5 e 6.

4.3 Geologia Estrutural

A geologia estrutural da região de Bico de Pedra, descrita a partir da observação de estruturas planares e lineares, dobras, falhas, etc., é apresentada por domínio litológico. Em seguida é realizada a análise estrutural cinemática conjunta com o intuito de contribuir para a compreensão da evolução das estruturas tectônicas da área, e sua influência sobre a mineralização aurífera na região de Bico de Pedra.

Buscando uma clara e precisa compreensão dos termos aqui utilizados, são adotadas as terminologias clássicas propostas por Turner & Weiss (1963), Ramsay (1967), Hobbs *et al.* (1967) e Davis (1984).

4.3.1 Domínio Nova Lima (DNL)

As rochas do Domínio Nova Lima (DNL) foram completamente obliteradas por processos de deformação, sendo transformadas em xistos e filitos. As únicas evidências originais (estruturas/texturas) que se encontram são de natureza sedimentar nas rochas da Unidade Metassedimentar, onde o acamamento, S_{DNL0} , é caracterizado por um bandamento composicional, já descrito no item 4.2.1.1. Paralelamente a esta estrutura encontra-se nos metassedimentos uma foliação S_{DNL1} , de natureza penetrativa, nos metapelitos e metassiltitos e espaçada e anastomosada, nos metassiltitos mais grossos. A foliação S_{DNL1} sofre uma variação em sua orientação de 045/35, na sua extremidade oeste, a 090/37 nas proximidades do contato com as rochas do Domínio Itacolomi. Esta dispersão pode ser observada esta através do diagrama estereográfico de isolinhas na Figura 4.2-A. Sobre a foliação S_{DNL1} foi

identificada uma lineação mineral L_{DNL1} , marcada principalmente por filossilicatos alongados, com atitude média de 110/30

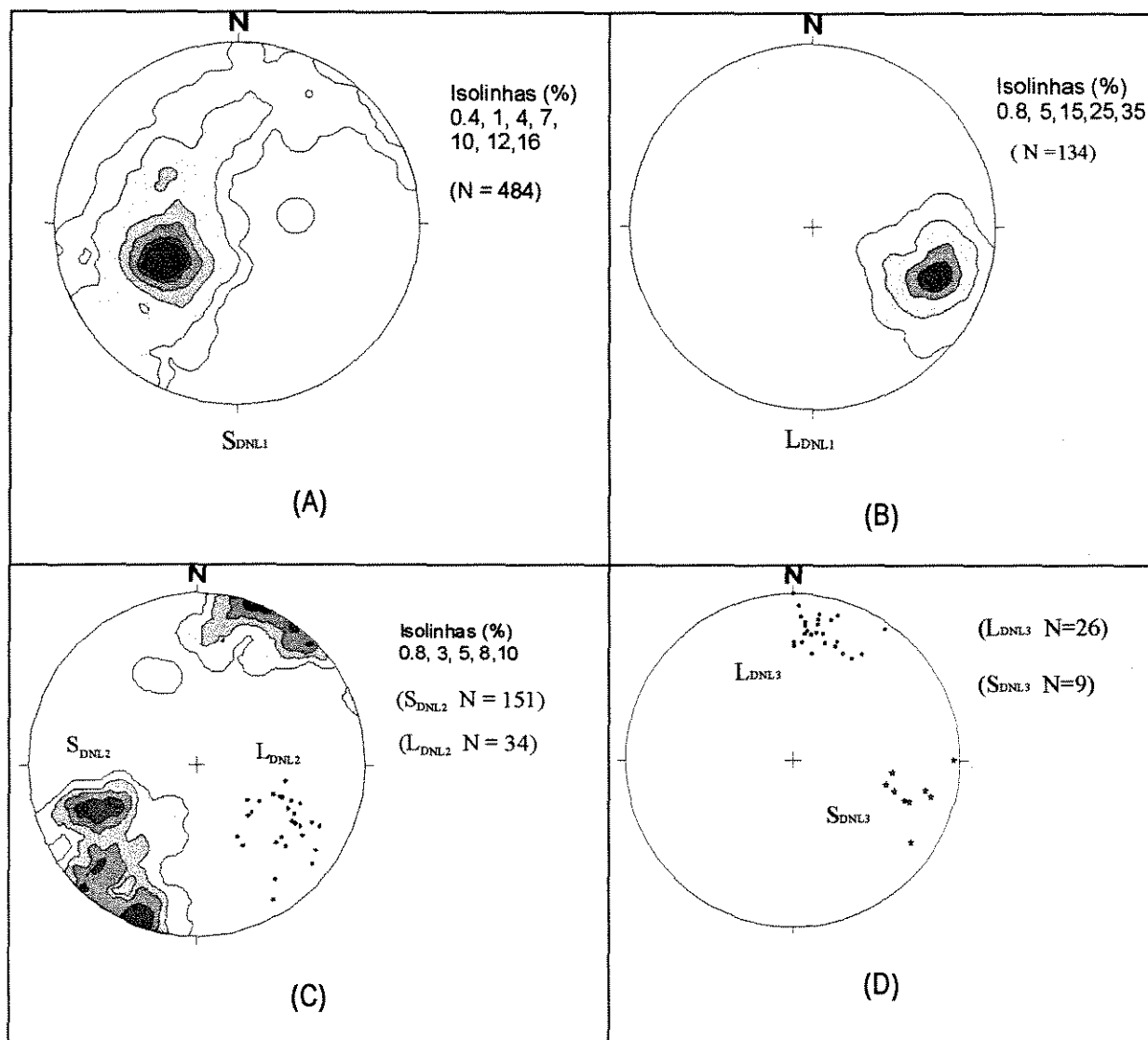


Figura 4.2: Estereogramas de isofrequências de lineações e pólos das foliações encontradas nas rochas do Domínio Nova Lima. (A) foliação S_{DNL1} , (B) lineação L_{DNL1} , (C) lineação L_{DNL2} (representações das medidas) e foliação S_{DNL2} , (D) foliação S_{DNL3} e lineação L_{DNL3} (representações das medidas). Vide texto para maiores detalhes.

Legenda: N – número de medidas.

As foliações S_0 e S_{DNL1} foram dobradas pela fase F_{DNL2} (Fotos 4.4, 4.5 e 4.6), de ocorrência mais freqüente na porção oeste da área. As amplitudes e os comprimentos de onda das dobras não ultrapassam algumas dezenas de centímetros. Nos metarenitos foram encontradas dobras dos tipos isoclinal, assimétrica inclinada e chevron, todas apertadas, já nos metapelitos ocorrem dobras assimétricas, inclinadas, fechadas ou abertas (estas ultimas na porção central da área). Em ambas litologias as dobras possuem eixos (L_{DNL2}) com atitudes médias em 115/35 e vergência ora para SW ora para NE. Associa-se a estas dobras uma clivagem espaçada (S_{DNL2}) plano-axial, com atitude média 060/75 (Figura 4.2). Nos metapelitos

a foliação S_{DNL2} se confunde com a foliação S_{DNL1} , fato que não ocorre nos metarenitos (Foto 4.4).

Apenas na porção central da Unidade Metassedimentar foi identificada outra família de dobras, F_{DNL3} , que se superpõem às dobras F_{DNL2} , formando um padrão de interferência do tipo domo-bacia. Estas dobras F_{DNL3} são abertas, de pequeno porte, e assimétricas; a atitude média dos eixos das dobras é 016/24 e as clivagens plano-axiais associadas (S_{DNL3}) possuem orientação 108/30. Associadas a estas duas famílias de dobras ocorrem crenulações paralelas aos eixos das dobras F_{DNL3} . Destaca-se que estas lineações também estão presentes nas rochas da Unidade Metaígneia. Em alguns locais são observadas clivagens de crenulação com as mesmas atitudes das foliações S_{DNL2} e S_{DNL3} .

A clivagem de crenulação S_{DNL3} , sob microscópio, pode ser classificada como zonal, ou seja, formada pela reorientação da foliação S_{DNL1} , especialmente nos níveis filossilicáticos, através de microdobras que definem a lineação de crenulação (L_{DNL3}).

Zonas de Cisalhamento

O Domínio Nova Lima é cortado por uma zona de cisalhamento situada na porção oeste da área (Figura 4.1). Nesta zona de cisalhamento são encontradas estruturas como *steps* e estrias, observáveis nos metassiltitos, que indicam movimento inverso, além de discretas faixas milonitizadas, observáveis em lâmina (Foto 4.12). Este deslocamento ocorreu paralelamente à foliação da rocha.

Superimpostas a esta zona de cisalhamento, e cortando todo o DNL em diferentes pontos, ocorrem falhas direcionais (FD) com componente sinistral, observável através de fotografias aéreas e representadas na Figura 4.1 como falhas inferidas.

Mina de bico de Pedra

Atualmente, a Mina de Bico de Pedra está inundada, sendo possível o acesso precário apenas ao primeiro nível da mesma. Além deste fato, as paredes da mina estão recobertas por uma camada de carbonato, que é dissolvido pelas águas do lençol freático que percolam as rochas e depositado em sua superfície. Em vista destes fatos foi realizado apenas um levantamento das principais estruturas tectônicas e das morfologias e relações dos corpos de minério com as encaixantes.

As estruturas tectônicas das rochas máficas mineralizadas do DNL são concordantes em relação às encontradas nas rochas não mineralizadas em escala regional, ou seja, as

foliações e as lineações presentes nas rochas mineralizadas são idênticas às aquelas encontradas no âmbito regional.

Já no **Aplito Bico de Pedra** a ação dos processos tectônicos impuseram à rocha uma foliação milonítica (S_{ABP1}) desenvolvida a partir da nucleação de sericita proveniente da destruição da albita. A foliação possui diversas morfologias sendo ora anastomosada, definida por delgadas bandas de sericita que envolvem núcleos mais rígidos, formados por plagioclásio e quartzo, e ora planar, quando as bandas micáceas são mais espessas (Fotos 6.1-6.4, 6.9-6.11, 6.31). Esta foliação milonítica possui atitudes variando de 090/35 a 120/25. A lineação mineral (L_{ABP1}), marcada pelos filossilicatos e quartzo estirado, está orientada em 115/30.

Frigueto (1990), em mapeamento realizado em vários níveis da Mina de Bico de Pedra durante a prospecção ali realizada pela UNANGEM Mineração e Metalurgia S.A., encontrou nas metamáficas do Domínio Nova Lima, além de estruturas semelhantes às acima descritas, uma foliação pretérita de atitude média em torno de 030/60 (compatível com a orientação da foliação S_{DNL1}) obliterada pela foliação milonítica de atitude 090/33.

No interior da mina foram observadas dobras intrafoliais, apertadas, sem raiz e mostrando transposição e rompimento da zona de charneira, que afetam a foliação S_{DNL1} . Esta foliação também é afetada por dobras com comprimento de onda e amplitude pequenos (em torno de 10 cm) e apertadas com o plano axial inclinado e paralelo à foliação da rocha. Os eixos das dobras possuem atitude média 90/30. Mesodobras suaves com eixos NS e EW, semelhantes às observadas regionalmente, foram observadas afetando as rochas da mina.

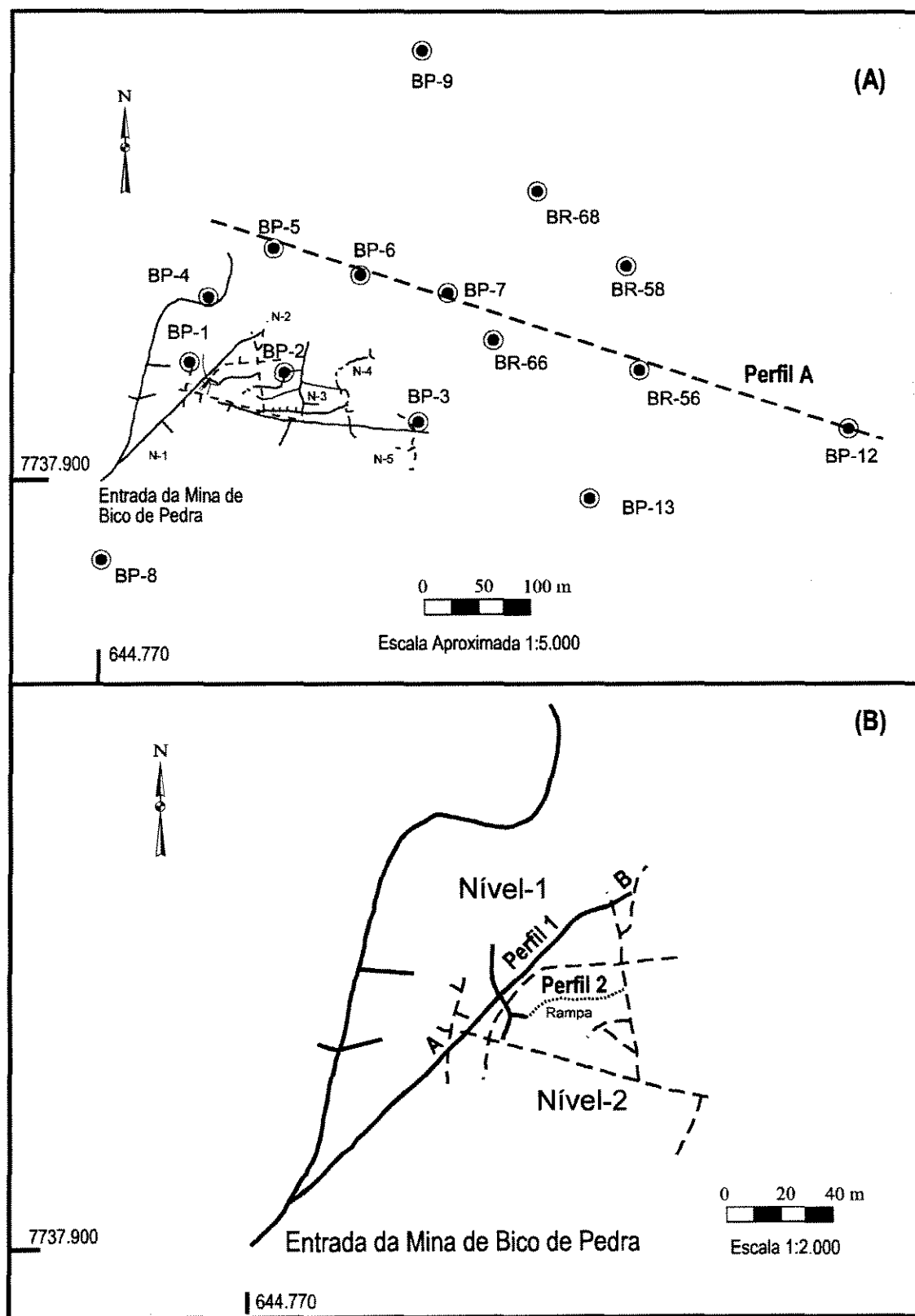
A foliação milonítica foi posteriormente crenulada e obliterada em alguns locais pelo crescimento de porfiroblastos de biotita, moscovita, carbonato, e pirita

Morfologia dos Corpos de Minério

Os corpos de minério da Mina de Bico de Pedra estão alojados principalmente no Aplito Bico de Pedra e subordinadamente na metamáfica do Domínio Nova Lima, porém sempre próximos do contato com o aplito. Estes aspectos foram observados em testemunhos de sondagens. Os corpos de minério possuem espessuras centimétricas a decimétricas, tendo sido reportadas camadas individuais com até 50 cm de espessura. Guimarães (1944) cita uma zona mineralizada, formada por várias camadas, com 2 metros de espessura.

Nos testemunhos de sondagens e no interior da mina foi possível identificar a natureza concordante dos corpos de minério em relação à foliação milonítica das encaixantes (Figuras 4.3 A-D, Fotos 4.7-4.10). A forma discóide das bandas mineralizadas é condicionada pela

morfologia anastomosada da foliação milonítica desenvolvida sobre o Aplito Bico de Pedra, ou seja, os corpos de minério possuem fechamentos tanto na direção como no mergulho das camadas. Alguns corpos de minério foram suavemente dobrados acompanhando as encaixantes afetadas pelas mesodobras anteriormente descritas.



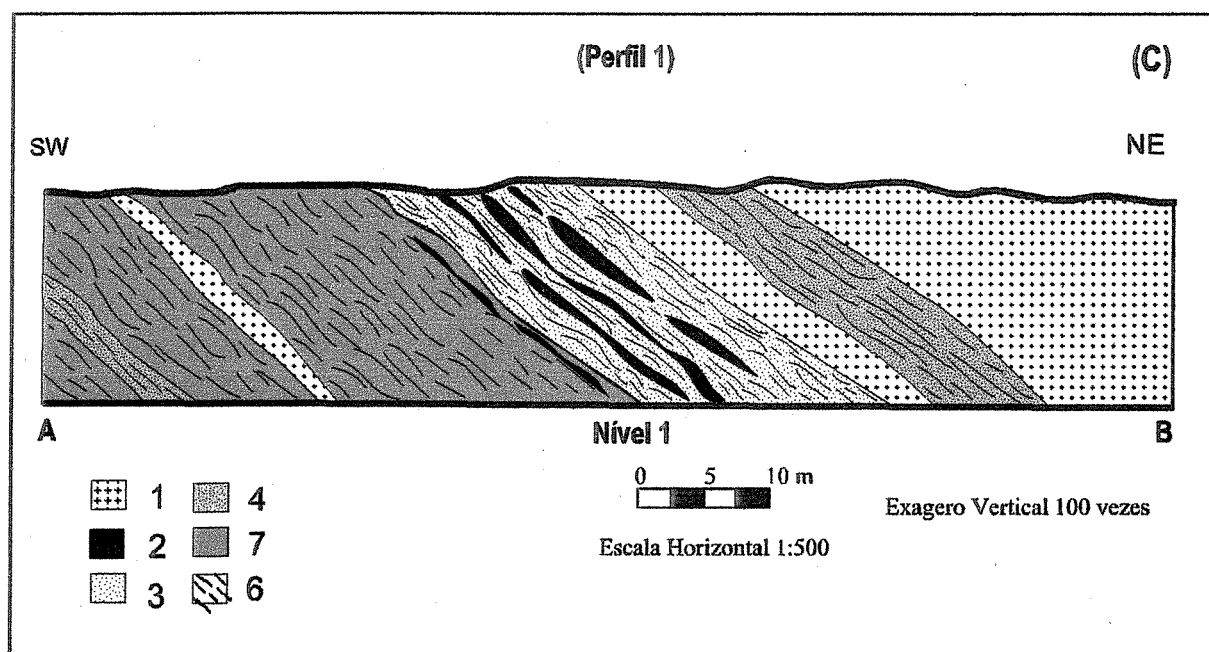


Figura 4.3: A - Mapa de localização dos furos de sonda realizados pela DOCEGEO (BP), pela UNANGEM (BR), e mapa dos níveis da Mina de Bico de Pedra. B - Mapa de localização dos perfis 1 e 2 na Mina de Bico de Pedra. C - Os corpos de minério estão hospedados no aplito hidrotermalizado nas proximidades do contato com as rochas metaígneas do Domínio Nova Lima, que hospedam raros corpos de minério, também nas proximidades do contato. Os corpos de minério possuem morfologia lenticular e são concordantes com a foliação da rocha. Os corpos de minério estão com sua espessura exagerada para representação. D - Os corpos de minério, também hospedados no aplito hidrotermalizado, podem apresentar-se suavemente dobrados como as encaixantes.

1: Aplito Bico de Pedra foliado; 2: Corpo de Minério, 3: Aplito Bico de Pedra cisalhado e hidrotermalizado, 4: Metamáfica do DNL, 5: Aplito hidrotermalizado, rico em biotita, 6: Foliação milonítica, 7: Metaultramáfica do

DNL

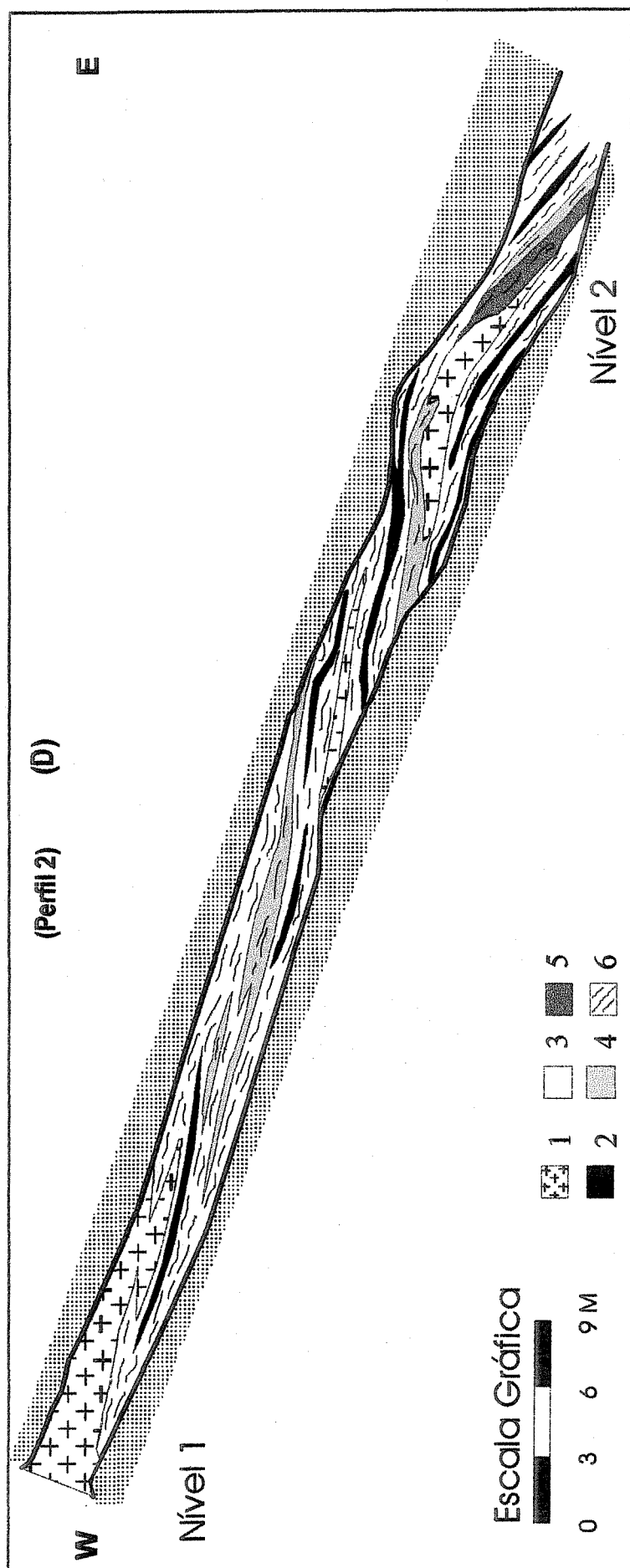


Figura 4.3 D

4.3.2 Domínio Piracicaba

Neste domínio foi feito apenas um reconhecimento expedito das estruturas, onde foram identificadas uma foliação penetrativa nos filitos, com atitude média de 165/45 e uma lineação mineral com orientação média de 115/35.

4.3.3 Domínio Itacolomi

A deformação das rochas do Domínio Itacolomi está concentrada em zonas preferenciais, as quais se intercalam com porções pouco ou não deformadas, ou seja, a deformação ocorreu de modo heterogêneo neste pacote de metassedimentos. Deste modo, ainda é possível encontrarem-se preservados o acamamento (S_{D10}) nos metarenitos, bandamentos composicionais marcados pela alternância entre níveis pelíticos, quartzosos e ferruginosos, e também estruturas sedimentares preservadas como estratificações cruzadas, e estratificações plano-paralelas.

Paralelamente ao acamamento S_{D10} , foi gerada a foliação S_{D11} com morfologias ditadas pela composição dos litotipos deformados. Nas rochas compostas predominantemente por filossilicatos ela é penetrativa e definida pela orientação planar preferencial dos filossilicatos. Entretanto nos litotipos onde se tem a presença de matriz e fragmentos ou em rochas de composição mais quartzosa a foliação torna-se anastomosada e espaçada. Nas zonas onde houve deformação por cisalhamento é identificada uma foliação milonítica, S_{D1m1} , também formada pela orientação planar preferencial dos filossilicatos.

As microestruturas relacionadas à foliação S_{D1m1} são: *mica-fish*, estiramento e recristalização de quartzo, recristalização de plagioclásios e estruturas tipo *pull-apart* de turmalina; vale ressaltar que estas microestruturas não são encontradas onde ocorre a foliação S_{D11} . Estas foliações possuem orientação média 088/39 (Figura 4.4-A).

Associadas ao desenvolvimento das foliações S_{D11} e S_{D1m1} , foram desenvolvidas as lineações mineral e de estiramento, denominadas de L_{D11} . Estas lineações são constantes em toda área de estudo, com a concentração máxima de suas atitudes em torno de 110/30 (Figura 4.4). Nas rochas milonitizadas trata-se de uma lineação de estiramento, definida pelo estiramento de filossilicatos e alongamento do quartzo gerando *ribbons* recristalizados. Nas demais rochas há um alinhamento dos minerais, principalmente os micáceos.

Nas porções mais pelíticas foi possível observar microdobras (crenulações) afetando as foliações S_{D11} e S_{D1m1} , com eixos L_{D12} (015/21) e com uma clivagem de crenulação associada S_{D12} (300/85).

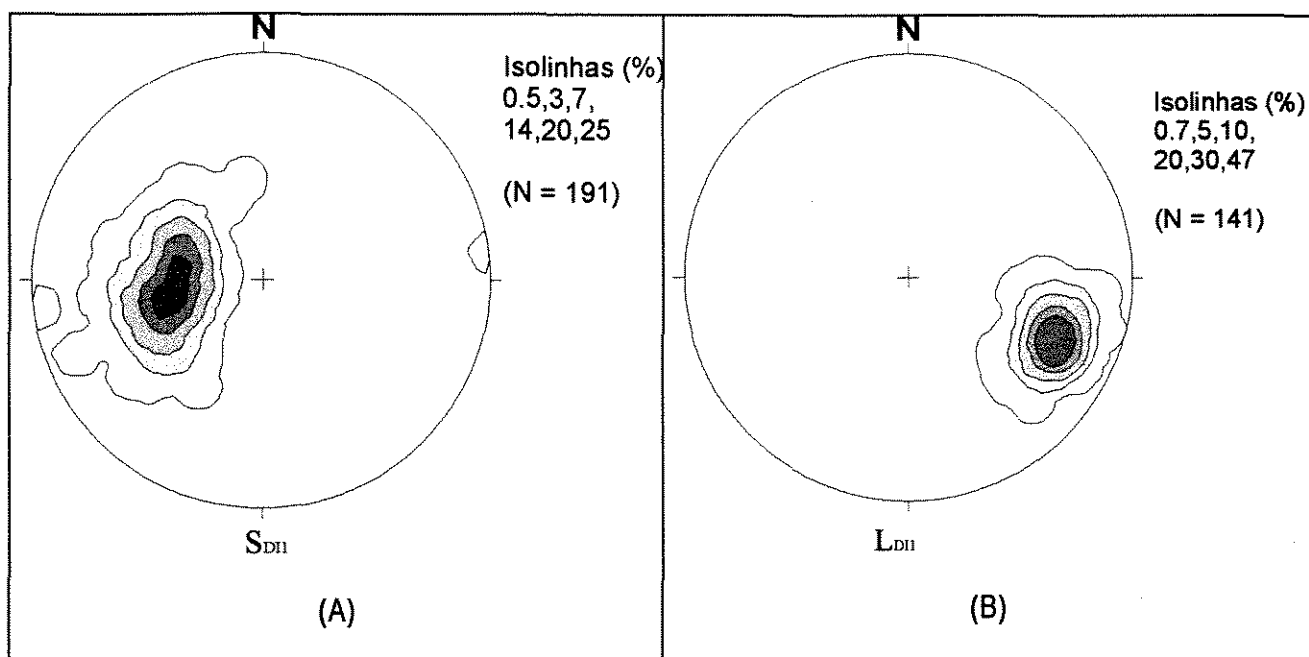


Figura 4.4 Diagramas de isofrequências da lineação e da foliação encontradas no Domínio Itacolomi. (A) Foliação S_{D11} , e (B) lineação L_{D11} . Veja o texto para maiores detalhes.

Zonas de Cisalhamento e Falhamentos

As zona de cisalhamento (ZC_1) do Domínio Itacolomi apresenta mergulhos baixos, com componente inversa e estão associadas à foliação S_{D1m1} . A ZC_1 está localizada no contato entre os Domínios Nova Lima e Itacolomi (Figura 4.1, Fotos 4.1-4.3, 4.11, 4.13).

As falhas FD apresentam rejeito direcional sendo identificadas **em afloramentos** apenas no Domínio Itacolomi, onde obliteram a foliação milonítica S_{D1m1} . Esta estrutura possui orientação 030/50. Em fotografias aéreas, observa-se a continuidade desta estrutura no Domínio Nova Lima como anteriormente citado, colocando em contato lateral blocos de litologias distintas (Figura 4.1). A morfologia arqueada da Serra do Ribeiro é controlada por esta feição tectônica que provocou deslocamentos direcionais localizados nos quartzitos do Domínio Itacolomi. À medida que se aproxima da borda do maciço, no contato com o Domínio Piracicaba, as zonas de cisalhamento assumem a orientação deste, ou seja, são influenciadas pela orientação de estruturas pré-existentes nos litotipos do Domínio Nova Lima. O deslocamento de veios cortados por esta falha, bem como o deslocamento de blocos observados nas fotografias aéreas indicam um rejeito sinistral.

Embora não tenham sido encontrados indicadores cinemáticos, evidências indiretas indicam a existência de uma falha ou zona de cisalhamento (F_{n-1}) com movimento normal no contato entre os Domínios Nova Lima e Itacolomi. Esta inferência é feita devido ao fato da omissão dos estratos das unidades do Supergrupo Minas e justaposição de unidades mais

jovens sobre mais antigas, isto é, as rochas do Domínio Itacolomi sobre as do Domínio Nova Lima. (Figura 4.1).

Veios

Foram identificadas duas famílias de veios, ambas relativamente raras. Os menos potentes distribuem-se nas rochas dos DI e DNL, possuem mergulhos mais elevados que os da foliação, e apesar das poucas medidas observa-se um padrão com máximo em torno de 065/80. A espessura varia de centimétrica a decimétrica e o comprimento é em geral de 5 metros. A textura do quartzo ora é sacaroidal, isto é, os cristais estão recristalizados, ora é maciço com quartzo leitoso. No Domínio Nova Lima os veios podem conter opacos, porém os mesmos já se encontram alterados, impossibilitando assim a identificação dos mesmos. É comum encontrarem-se veios boudinados. A segunda família é representada por veios espessos, com larguras de até 15 metros e comprimento de dezenas de metros. Estes veios cortam tanto o Domínio Itacolomi como o Domínio Nova Lima, estão foliados e possuem atitude em torno de 300/65.

4.3.4 Análise Cinemática

Para a análise cinemática foram utilizados indicadores cinemáticos de macro, meso e microescala, tais como: rejeito de falhas direcionais; sombras de pressão e estruturas do tipo S-C tanto em afloramento como em seções delgadas.

No Domínio Nova Lima foram encontrados indicadores cinemáticos de cisalhamento inverso nos metapelitos da Unidade Sedimentar (*mica-fish* e sombra de pressão em porfiroclasto de quartzo), Foto 4.12, e nos metassiltitos (*steps* e estrias associadas). Em fotografias aéreas foram observadas falhas direcionais com deslocamento sinistral.

Os metaconglomerados do Domínio Itacolomi apresentam os melhores indicadores cinemáticos, especialmente em suas porções mais grossas, onde pode-se encontrar megaporfiroclastos com sombra de pressão (Foto 4.13), foliações S-C, foliação C' (nos níveis mais ricos em filossilicatos) que indicam um cisalhamento inverso. Já as falhas direcionais observadas em campo e em fotografias aéreas mostram um deslocamento sinistral. Estes indicadores estão de acordo com os encontrados nas rochas do Domínio Nova Lima.

Em ambos os Domínios a lineação mineral e os indicadores cinemáticos apontam para um transporte tectônico na direção NW-SE, com sentido de SE para NW.

Evolução Estrutural em Bico de Pedra

Com base nos tipos de estruturas, em suas relações geométricas, e em evidências geológicas indiretas, as estruturas tectônicas da região de Bico de Pedra podem ser agrupadas em quatro eventos de deformação. O primeiro evento de deformação (E_1) afetou apenas as rochas do Domínio Nova Lima. O segundo evento deformativo (E_2), atingiu as rochas do Domínio Nova Lima e o Aplito Bico de Pedra. O terceiro evento (E_3) teria afetado principalmente as rochas do Domínio Itacolomi e apenas localizadamente as rochas do Domínio Nova Lima e o Aplito Bico de Pedra. Um último evento (E_4) atingiu as rochas de todas as unidades.

Evento de Deformação E_1

O evento de deformação E_1 , presumidamente compressivo e com características dúcteis, afetou apenas as rochas do Domínio Nova Lima, transformando completamente as rochas sedimentares e ígneas deste domínio em filitos e xistos desprovidos de quaisquer características texturais primárias, a exceção do bandamento composicional nos metassedimentos. No evento E_1 foi desenvolvida a foliação S_{DNL1} paralelamente ao bandamento composicional nas rochas metassedimentares (S_{DNL0}).

Evento de Deformação E_2

A intrusão do Aplito Bico de Pedra, seu cisalhamento (S_{ABP1}) e as dobras (F_{DNL2}) que deformam a foliação S_{DNL1} , presente nas rochas do Domínio Nova Lima, definem este evento de deformação. A intrusão do aplito pode estar relacionada a uma componente extensional da compressão que desenvolveu dobras (F_{DNL2}) nas rochas do Domínio Nova Lima, ou mesmo num evento extensional posterior ao dobramento. A foliação milonítica encontrada no aplito (S_{ABP1}) foi desenvolvida sob condições de deformação dúcteis, conforme é atestado pela deformação plástica do plagioclásio (vide Capítulo 6). As dobras F_{DNL2} também foram desenvolvidas sob condições de deformação dúcteis, como pode ser observado no tipo de dobras desenvolvidas nos metarenitos do Domínio Nova Lima (vide item 4.3.1). Associadas a estas dobras há uma clivagem plano axial S_{DNL2} que pode se confundir com a foliação S_{DNL1} .

Os metassedimentos do Domínio Itacolomi não teriam sido afetados por este evento pois: (1) as estruturas nele encontradas foram desenvolvidas sob condições de deformação dúctil-rúptil; (2) estas estruturas possuem orientações distintas das encontradas nas rochas do Domínio Nova Lima, com exceção da lineação mineral que é semelhante em ambos os domínios; (3) não foram encontradas dobras do tipo F_{DNL2} nestas rochas; e (4) é comum serem

encontradas estruturas sedimentares preservadas nestes metassedimentos. Em virtude destes aspectos postula-se que este evento de deformação tenha ocorrido anteriormente à deposição dos metassedimentos do Domínio Itacolomi.

Evento de Deformação E₃

O evento E₃ é caracterizado por duas fases de deformação: uma de natureza compressiva (E₃₁), responsável pela geração de diversos tipos de estruturas como foliações, lineações mineral, de estiramento e de crenulação, dobras e falhas. O outra fase de deformação (E₃₂) é caracterizada pela atuação de componentes extensionais, onde os principais produtos são falhas de alto e baixo ângulos, cujos movimentos foram direcional (dextral) e normal respectivamente.

As estruturas da fase E₃₁, com característica dúctil-rúptil, são as mais evidentes nos metassedimentos do Domínio Itacolomi e estão relacionadas com uma compressão e transporte tectônico de SE para NW. As principais estruturas desta fase de deformação (foliação milonítica, estruturas S-C, lineação de estiramento) são encontradas no Domínio Itacolomi nas proximidades do seu contato com o Domínio Nova Lima. Esta fase de deformação proporcionou a geração de escamas tectônicas nas rochas do Grupo Itacolomi, onde a Serra do Ribeiro é a expressão geomorfológica local desta mega-estrutura. No contato entre os Domínios Itacolomi e Nova Lima houve uma partição da deformação em função da presença de filitos, que concentraram a deformação. A oeste deste contato, a fase (E₃₁) é caracterizada por uma deformação heterogênea que gerou zonas de cisalhamento, alternadas com porções não cisalhadas nos Domínios Nova Lima e Itacolomi (neste domínio ainda se encontram estruturas sedimentares preservadas). O Domínio Nova Lima é ainda cortado por outra zona de cisalhamento reversa situada na porção oeste da área.

As estruturas desenvolvidas durante esta fase compressiva E₃₁ são encontradas principalmente nas rochas do Domínio Itacolomi. Já nas rochas do Domínio Nova Lima houve o desenvolvimento de discretas zonas de cisalhamento reverso rúpteis nos metapelitos e metassiltitos da Unidade Metassedimentar. O arcabouço tectônico pré-existente das rochas do Domínio Nova Lima também serviu como orientação pré-definida para a deformação sofrida pelas rochas do Domínio Itacolomi, influenciando inclusive na orientação das suas foliações miloníticas nas proximidades do contato entre o Domínio Itacolomi e o Domínio Nova Lima. Como pode ser observado na Figura 4.1, no Domínio Nova Lima as foliações S_{DNL1} e S_{DNL2} rotacionaram de 045/30, a oeste, para 085/30 nas proximidades do contato com o Domínio

Itacolomi, enquanto que as foliações S_{D1} passam de 080/34 a 125/30 do contato para o interior do maciço do Domínio Itacolomi, a leste.

Superimpostas às zonas de cisalhamento com movimento inverso ocorreram falhas direcionais, com deslocamento de componente sinistral. Estas falhas representam escapes de massa ocorridos em função do cavalgamento. Um bom exemplo é a lasca de quartzito do Domínio Itacolomi que foi introduzida no Domínio Nova Lima e também os deslocamentos dos blocos do Domínio Nova Lima (Figura 4.1).

Na segunda fase de deformação E_{32} teriam ocorrido: a segmentação e deslocamento lateral das rochas do Domínio Itacolomi e Nova Lima por falhas direcionais, com deslocamento sinistral, que cortam as estruturas geradas na fase E_{31} (Figura 2.4).

Evento de Deformação E_4

Neste evento houve o desenvolvimento de dobras suaves (F_{DNL3}) e crenulações nas rochas do Domínio Nova Lima, com clivagem plano axial (S_{DNL3}) e eixo (L_{DNL3}) associadas. Estas dobras também afetaram o aplito Bico de Pedra e as bandas mineralizadas. Nas rochas do Domínio Itacolomi houve apenas o desenvolvimento de crenulação nas porções ricas em filossilicatos, cujos eixo (L_{D12}) e clivagem associada (S_{D12}) possuem orientações idênticas às encontradas no Domínio Nova Lima, isto é, eixo aproximadamente NS com vergência para E.

Metamorfismo

O evento E_1 afetou apenas as rochas do Domínio Nova Lima onde os metapelitos da Unidade metassedimentar, em função de sua composição química extremamente rica em alumínio, constituíram rochas sensíveis às mudanças nas condições metamórficas. Nos metapelitos os minerais formados neste evento, sericita e clorita, de granulometria extremamente fina, pertencem à fácies xisto-verde baixo (Bucher & Frey, 1994), que é coerente com a ausência dos aluminossilicatos (cianita e andalusita) e de granada nestas rochas.

Os efeitos proporcionados pelo evento E_2 são localizados e encontrados nas proximidades das intrusões do Aplito Bico de Pedra, ou seja, nas rochas da Unidade Metaigneia Ultramáfica e Máfica. Nesta unidade litológica, em suas porções próximas às intrusões e às zonas mineralizadas, os efeitos mais notáveis são a cristalização de biotita e anquerita, tanto nas rochas metaultramáficas como nas metamáficas. Nestas últimas, representadas pelos quartzo-carbonato-biotita-clorita-xisto com plagioclásio, observam-se clorita, sericita e biotita definindo a foliação da rocha e poiquiloblastos de biotita e de

anquerita. Este metamorfismo de contato, ocorrido em função do aumento de temperatura e circulação de fluidos hidrotermais relacionados com a intrusão do Aplito Bico de Pedra é discutido no Capítulo 6. Entre as demais rochas do Domínio Nova Lima considerar-se que neste evento predominaram condições metamórficas regionais de fácies xisto-verde, talvez sob condições de pressão e temperatura superiores à do Evento E₁, em função tanto dos tipos de dobras observadas nos metarenitos do domínio Nova Lima, como dos raros poiquiloblastos de biotita se desenvolveram às custas de clorita e sericita nos metassiltitos. Este evento afetou apenas as rochas do Domínio Nova Lima.

Nos eventos E₃ e E₄ foram identificadas apenas a mica branca nos metassedimentos do Domínio Itacolomi, e nenhum outro mineral mais foi formado, o que sugere que este evento deve ter se desenvolvido sob condições de fácies xisto-verde baixo, o que é compatível com as texturas sedimentares preservadas nestas rochas. Nas rochas do Domínio Nova Lima e no aplito não foram observadas alterações em seus minerais.

Discussões

A complexidade lito-estrutural da região é representada tanto pelo empilhamento estratigráfico do Domínio Nova Lima, como pelas ausências dos Grupos Caraça, Itabira e Sabará na área mapeada.

Com relação ao Domínio Nova Lima, há uma seqüência litológica diferente da apresentada para este grupo na porção norte do Quadrilátero Ferrífero (Vide Tabela 2.2). Em Bico de Pedra há uma ausência das espessas seqüências de metassedimentos químicos-exalativos e vulcanoclásticos, em ordenamento estratigráfico distinto, com as rochas metaígneas sobre as metassedimentares (Figura 4.1). Como em campo não foram observadas estruturas que permitam a identificação de uma inversão tectônica para a seqüência estratigráfica observada, são aventadas três hipóteses para o ordenamento estratigráfico encontrado em Bico de Pedra: (1) as rochas metassedimentares podem representar o fim de um ciclo vulcano-sedimentar que teria sido sucedido por um outro ciclo vulcânico do *Greenstone belt* Rio das Velhas, representado pelas rochas metaígneas de composições ultramáfica e máfica, e conseqüentemente a seqüência não estaria invertida. Entretanto não foram encontradas as supostas seqüências vulcânicas basais do ciclo vulcano-sedimentar anterior; (2) houve realmente uma inversão estratigráfica do Grupo Nova Lima em Bico de Pedra provocada por eventos tectônicos cujas feições estruturais teriam sido obliteradas por eventos de deformação posteriores e pela erosão; e por fim (3) a formação do *Greenstone belt* Rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero pode ter sido condicionada por variações locais dos

ambientes geológicos o que estaria refletido nas diferentes seqüências litoestratigráficas observadas nas diversas localidades do Quadrilátero Ferrífero. Neste caso a seqüência litológica do *Greenstone belt* Rio das Velhas em Bico de Pedra não estaria invertida e teria sido gerada num ambiente geológico distinto das outras ocorrências, do mesmo, no Quadrilátero Ferrífero. Esta é a hipótese considerada aqui como a mais plausível em virtude, como já mencionado, da ausência de evidências de campo que suportassem a hipótese de uma inversão estratigráfica.

Uma seqüência litológica semelhante à do Domínio Nova Lima em Bico de Pedra foi relatada por Nummer *et al.* (1992) na região de Congonhas do Campo. Entretanto, no mapa apresentado por estes autores o empilhamento estratigráfico encontrado (o mesmo que em Bico de Pedra) não foi assumido como original. Este aspecto é demonstrado pelo posicionamento, na coluna estratigráfica, das rochas metaígneas sob as rochas metassedimentares, porém os autores não apresentaram quaisquer evidências que justificasse a coluna estratigráfica por eles proposta.

A ausência das rochas do Supergrupo Minas entre as rochas do Domínio Nova Lima e do Domínio Itacolomi em Bico de Pedra (Figura 4.1) pode ter diversas interpretações que são descritas a seguir: (1) A sedimentação das rochas do Grupo Itacolomi se daria sobre as do Supergrupo Minas. Neste caso, a configuração atualmente encontrada seria o produto de movimentos normais, pós-deposição do Grupo Itacolomi, ao longo de falhas onde as rochas do Supergrupo Minas e do Grupo Itacolomi, representadas atualmente pelo bloco do Domínio Itacolomi, teriam descido em relação ao bloco do Domínio Nova Lima, fazendo com que as rochas do Supergrupo Minas fossem suprimidas da seqüência. (2) Os movimentos normais decorrentes da formação da bacia de sedimentação do Grupo Itacolomi, segundo Endo (1997) uma bacia do tipo *pull-apart* (vide item 2.6.1), poderiam ter provocado o posicionamento das rochas do Supergrupo Minas no depocentro da bacia, abaixo das rochas do Grupo Nova Lima que poderiam estar situadas na borda desta bacia. Deste modo, a deposição das rochas do Domínio Itacolomi se daria diretamente sobre as rochas do Domínio Nova Lima. Esta hipótese é aqui considerada como a mais provável, pois segundo Endo (1997) após a formação da Bacia Itacolomi ocorreram apenas discretos deslocamentos normais nos Eventos Transamazônico e Brasileiro.

A intrusão do Aplito Bico de Pedra nas rochas do Domínio Nova Lima se deu no Evento E_2 , após as rochas deste domínio já terem sofrido uma orogênese, o Evento E_1 . Este evento tectônico (E_1) foi responsável pela transformação das rochas ígneas e sedimentares do

Domínio Nova Lima em xistos. Dentre as evidências que suportam a intrusão do aplito, e a própria existência do Evento E_2 , podem ser destacados: (1) o contato de natureza intrusiva entre o aplito e os xistos do Domínio Nova Lima, observado em testemunho de sondagem (**citar qual foto**); (2) as texturas ígneas preservadas no aplito; e (3) o metamorfismo de contato nas encaixantes do aplito, as rochas do Domínio Nova Lima. Após a sua intrusão o aplito foi cisalhado e hidrotermalizado ainda em profundidade, como pode ser atestado pelas evidências de deformação dúctil sofrida pelo plagioclásio ígneo e pela pirita da mineralização, o que indica profundidades e temperaturas compatíveis pelo menos com a fácies xisto-verde superior (vide Capítulo 6).

As características da deformação sofrida pelos metassedimentos do Domínio Itacolomi (regime dúctil-rúptil, sob em condições metamórficas de fácies xisto verde-inferior) são distintas daquelas observadas na deformação do Aplito Bico de Pedra. Entretanto, estas rochas encontram-se lado a lado (vide Figuras 4.1 e 5.2.), o que sugere que as deformações sofridas por ambas ocorreram em profundidades diferentes, com o aplito sendo deformado em profundidades maiores. Após a formação da Bacia Itacolomi, os movimentos normais que ocorreram no Quadrilátero Ferrífero foram de pequena magnitude. Isto implica que a intrusão do aplito nas rochas do Domínio Nova Lima, e sua deformação foram pré a sin-formação da bacia Itacolomi, pois ele foi deformado em regiões mais profundas e já precisava estar instalado nas rochas do Domínio Nova Lima antes de ocorrer a deformação do Domínio Itacolomi, que se deu em profundidades menores. Além da questão das diferentes condições de deformação, a foliação milonítica do aplito (S_{APB1}) no interior da mina de Bico de Pedra possui atitudes semelhantes as das foliações das rochas dos domínios Nova Lima e Itacolomi. Pelos aspectos expostos conclui-se que a intrusão e deformação do Aplito Bico de Pedra, ocorridos no Evento E_2 , foram anteriores à deformação dos sedimentos do Domínio Itacolomi, e pré a sin-formação da Bacia Itacolomi. Deste modo, caracteriza-se assim um outro evento tectônico, o Evento E_3 , que deformou os metassedimentos do Domínio Itacolomi, desenvolvendo as foliações S_{DI1} e S_{DIM1} . Como este é o primeiro registro de deformação encontrado nas rochas do Domínio Itacolomi, é provável que o mesmo esteja relacionado ao fechamento e inversão tectônica da bacia de deposição do Grupo Itacolomi.

O Evento E_4 é caracterizado pelo desenvolvimento de dobras suaves e crenulações em todos os domínios, e possivelmente teria reativado estruturas geradas nos eventos anteriores.

Geocronologia

Embora não tenham sido coletados dados geocronológicos neste trabalho, é realizada aqui uma tentativa de situar os eventos de deformação e metamorfismo ocorridos em Bico de Pedra dentro do contexto tectônico-evolutivo do Quadrilátero Ferrífero. Os principais pontos da evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero foram apresentados no Capítulo 2, sendo colocados aqui os indispensáveis para a correlação geocronológica com Bico de Pedra.

No Sinclinal Dom Bosco, além do Aplito Bico de Pedra, são encontradas outras intrusões granitóides como o Granitóide Congonhas (Seixas, 1988) e o Batólito Alto Maranhão. Ambos granitóides possuem composição geoquímica semelhante à do Aplito Bico de Pedra (vide itens 2.2 e 5.5.4). Segundo Noce (1995), o Batólito Alto Maranhão possui idade de cristalização de 2.124 Ma. Estas intrusões ocorreram, segundo Endo (1997), no primeiro evento compressivo da Orogênese Minas [DCTr1], associadas a uma colisão oblíqua com participação de crosta oceânica. Sucedendo o evento [DCTr1], ainda na Orogênese Minas, houve um evento extensional [DETr1] responsável pela ascensão de domos dos complexos metamórficos Bela Vista, Bonfim, Bação, Belo Horizonte (Chemale *et al.*, 1991). Neste evento [DETr1] houve ainda a formação dos megassinclinais (Moeda, Dom Bosco, Curral, Santa Rita, Gandarela e Bom Sucesso) e da bacia de sedimentação Itacolomi. Os contatos entre os complexos metamórficos e as supracrustais são marcados por zonas de cisalhamento dúctil-rúptil normais (Hippertt *et al.*, 1992; Chemale *et al.*, 1991), e por auréolas de metamorfismo de contato. Na região de Ibirité (noroeste do Quadrilátero Ferrífero) estas falhas normais colocaram em contato rochas da Formação Sabará e do Complexo Metamórfico Belo Horizonte, onde as condições metamórficas da auréola formada atingiram pressões de até 3,5 kbar e temperaturas máximas da ordem de 650°C (Evangelista *et al.*, 1992). A formação desta auréola metamórfica em Ibirité foi datada em 2.100 Ma. (Alkmin *et al.*, 1994). Endo (1997), baseando-se nos trabalhos de Cordani *et al.* (1980) e Evangelista & Müller (1986), atribui a este evento tectônico grau metamórfico médio, variando da fácies xisto-verde alto a fácies anfibolito.

A inversão tectônica da bacia Itacolomi teria se dado no evento compressional [DCTr2] da Orogênese Itacolomi, cujo auge ocorreu em torno de 2.059-2.050 Ma (Endo, 1997).

Os aspectos expostos sugerem que o Evento de Deformação E₂, em Bico de Pedra, ocorreu durante a Orogênese Minas, no Evento Transamazônico, onde a intrusão do Aplito Bico de Pedra pode ter sido contemporânea à granitogênese ocorrida no Sinclinal Dom Bosco (Granitóide Congonhas e Batólito Alto Maranhão) datada em 2.124 Ma (Noce, 1995). Pelo

contexto evolutivo regional, apresentado no Capítulo 2, o Evento E_1 teria ocorrido no evento orogênético anterior, ou seja, durante o Evento Rio das Velhas, entre 2800 e 2600 Ma. Já o Evento de Deformação E_3 , responsável pela deformação dos metassedimentos do Domínio Itacolomi, estaria relacionado com a inversão tectônica da bacia Itacolomi, que se deu na Orogênese Itacolomi. O Evento Tectônico E_4 estaria relacionado portanto com a Orogênese Brasileira, à qual Endo (1997) atribui os suaves dobramentos observados nas rochas.

Na Figura 4.5 é apresentado um quadro sintético da evolução geológica em Bico de Pedra.

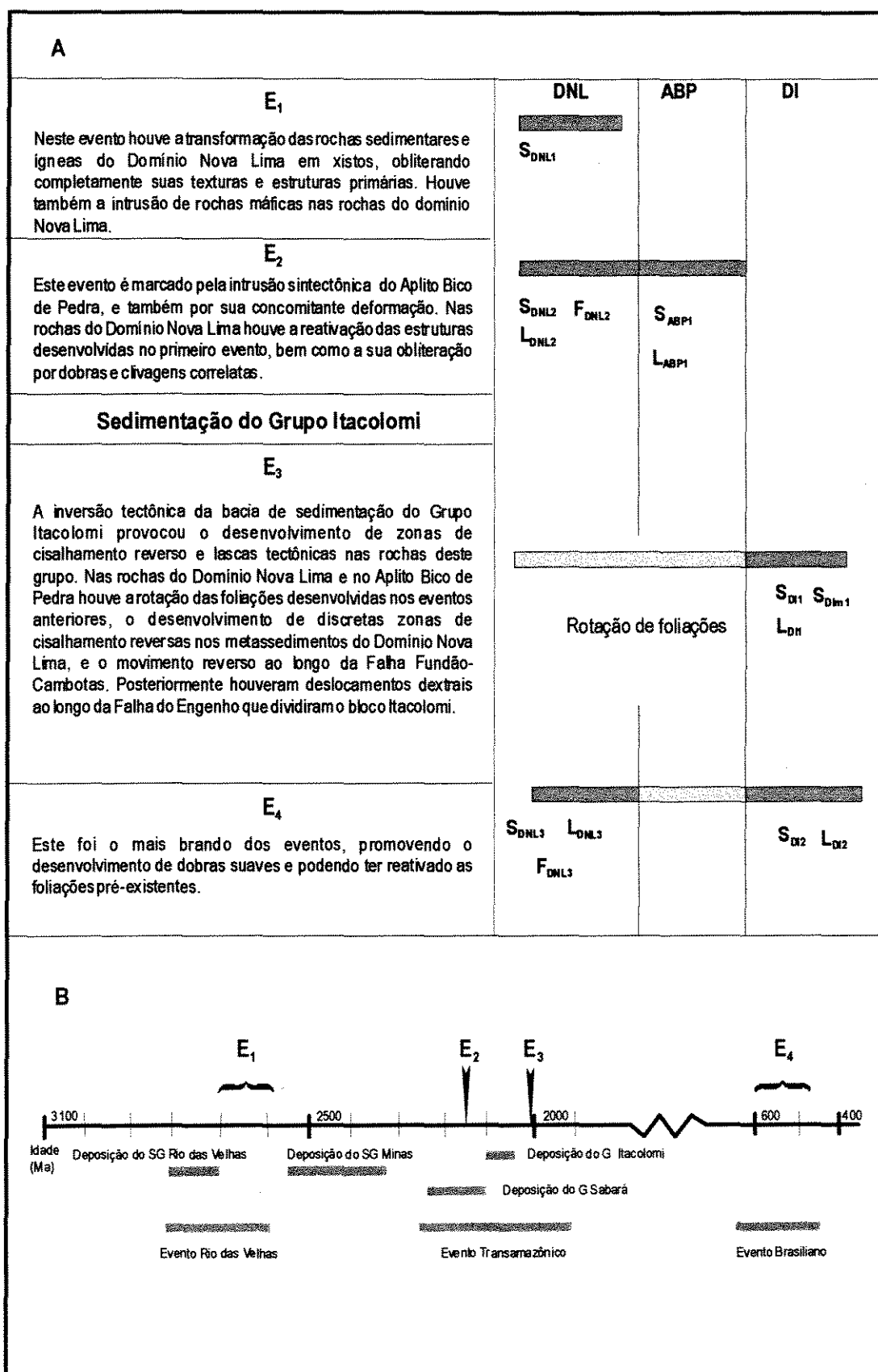


Figura 4.5: Síntese dos eventos tectono-magmáticos que afetaram a região de Bico de Pedra (A) e sua correlação com os eventos tectônicos de caráter regional (B).



Foto 4.1: Vista panorâmica da área, de W para E, onde podem ser vistos o Domínio Nova Lima, a porção densamente coberta pela vegetação e, acima dele, o Domínio Itacolomi, representado pelo contraforte da Serra do Ribeiro. Avista-se também um dos galpões da Mina de Bico de Pedra.



Foto 4.2: Vista parcial da Serra do Ribeiro, onde podem ser observados os facetamentos provocados pelas falhas direcionais nos metassedimentos do Grupo Itacolomi.

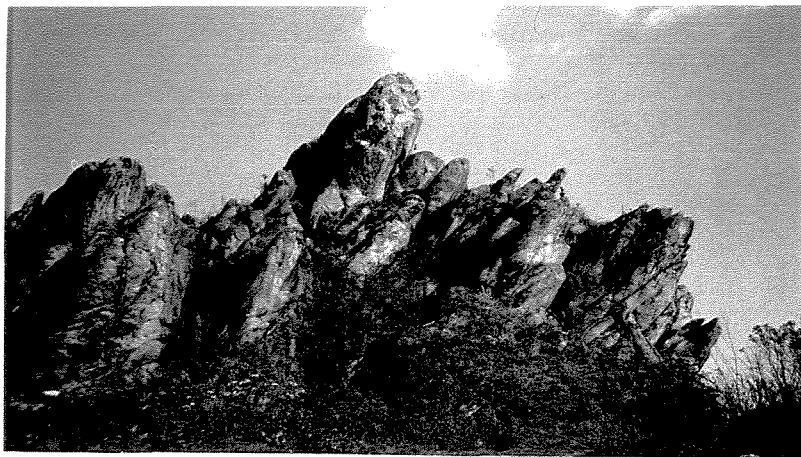


Foto 4.3: Morfologia em pontões formada pelos quartzitos do Domínio Itacolomi em função do arranjo geométrico entre a foliação S_{D11} e as falhas direcionais. Desta feição deriva o nome da região, Bico de Pedra.

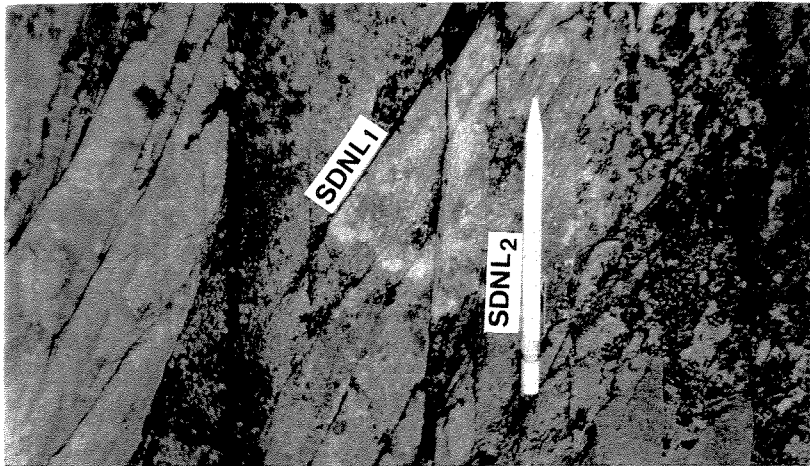


Foto 4.4: Metarenito do Domínio Nova Lima onde pode ser observada a foliação S_{DNL1} obliterada pela foliação S_{DNL2} .



Foto 4.5: Dobra do tipo chevron apertada obliterando a foliação S_{DNL1} do Metarenito do Domínio Nova Lima.

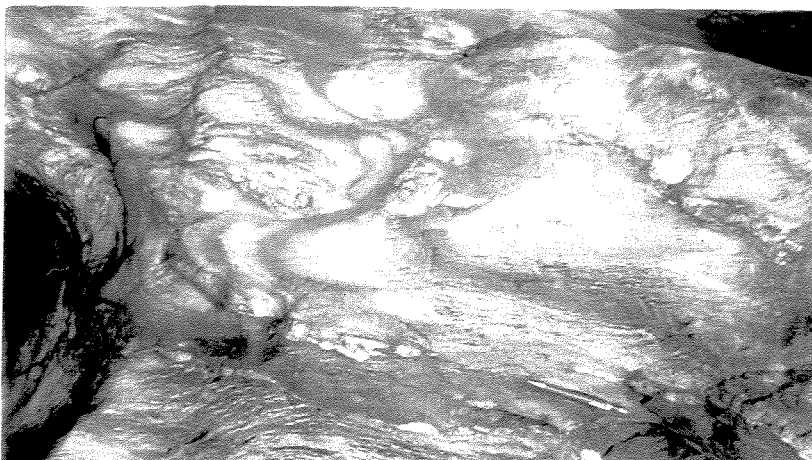


Foto 4.6: Dobras assimétricas desenvolvidas no metapelito do Domínio Nova Lima, também obliterando a foliação S_{DNL1} .

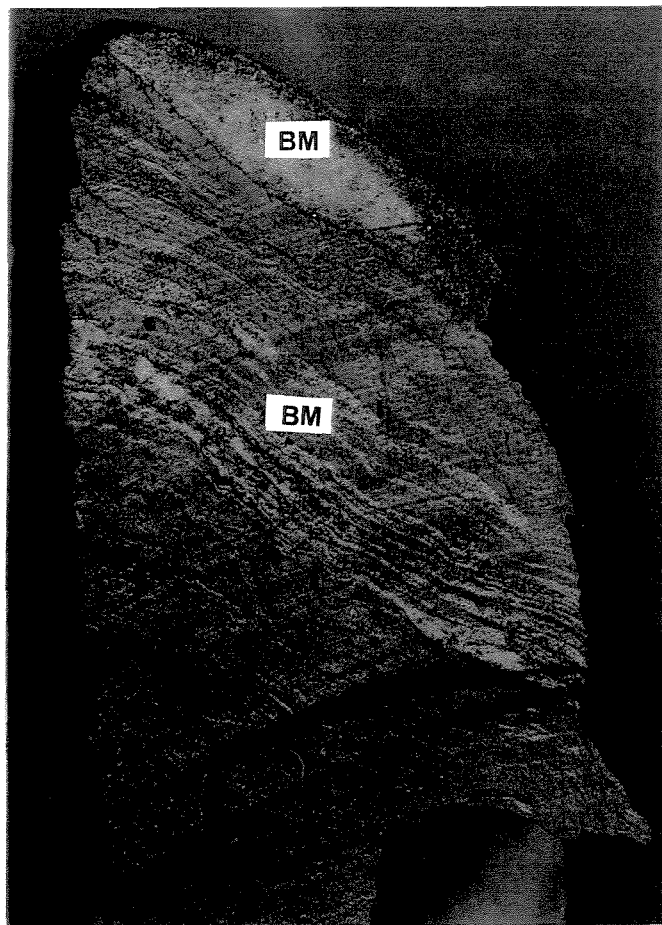


Foto 4.7: Bandas mineralizadas (BM), no centro e no topo da amostra, concordantes com a foliação da rocha (Metamáfica do Domínio Nova Lima). Maior largura da amostra 8 cm.

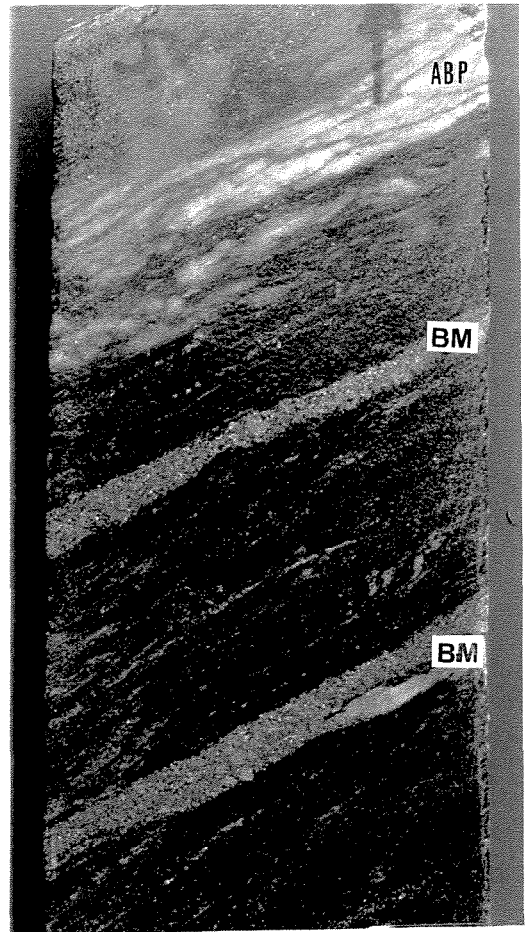


Foto 4.8: Bandas mineralizadas, concordantes com a foliação milonítica SABP1, no Aplito Bico de Pedra (ABP) hidrotermalizado. No topo da amostra pode-se observar uma delgada faixa do aplito (ABP) preservado. Largura da amostra 6 cm.

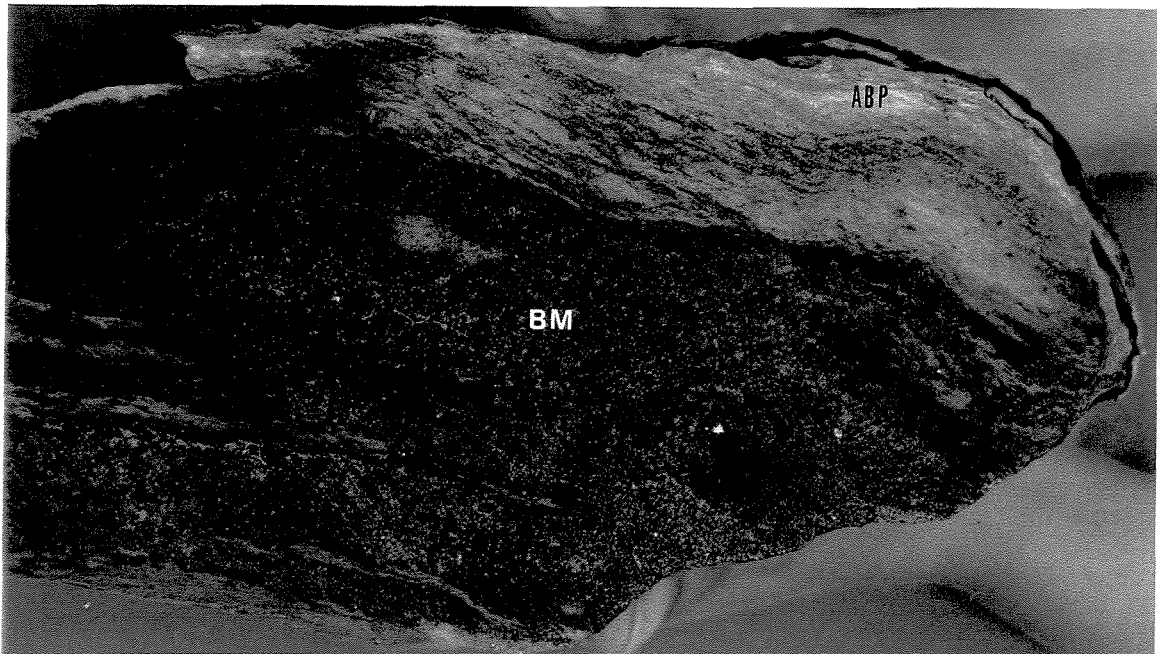


Foto 4.9: Espessa banda mineralizada (BM) em contato com o Aplito Bico de Pedra (ABP). Maior largura da amostra 15 cm.

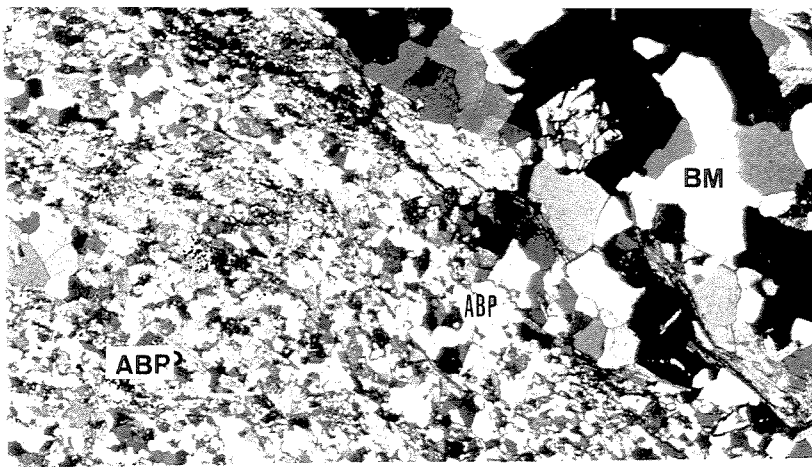


Foto 4.10: Detalhe do contato entre o Aplito Bico de Pedra (ABP) e a banda mineralizada (BM) mostrado na Foto 4.9, mostrando a natureza concordante do mesmo. Largura do campo 6 mm.



Foto 4.11: Vista para o sul mostrando os quartzitos do Domínio Itacolomi cisalhados, na base da Serra do Ribeiro, onde se dá o contato com as rochas do Domínio Nova Lima.

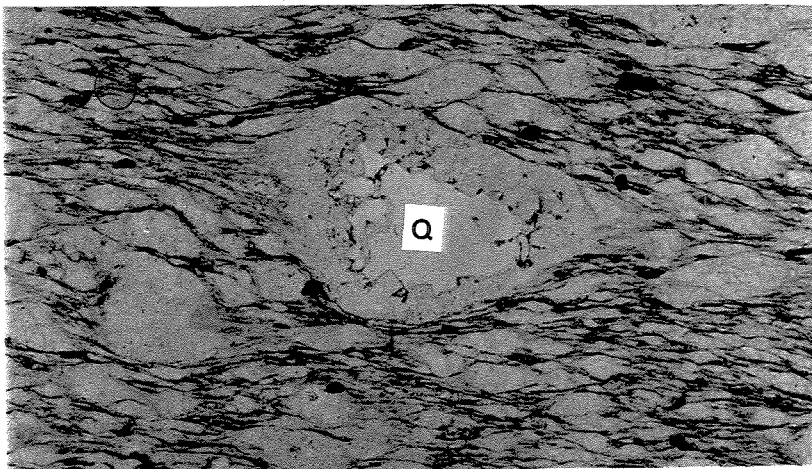


Foto 4.12: Metapelite do Domínio Nova Lima cisalhado. No filonito podem ser observadas microestruturas como *mica-fish*, foliação S-C e no centro da foto um porfiroclasto de quartzo (Q) envolto pela matriz micácea. O arranjo da foliação S-C e do porfiroclasto e sua sombra de pressão indicam movimento reverso. Largura do campo 1,5 mm.

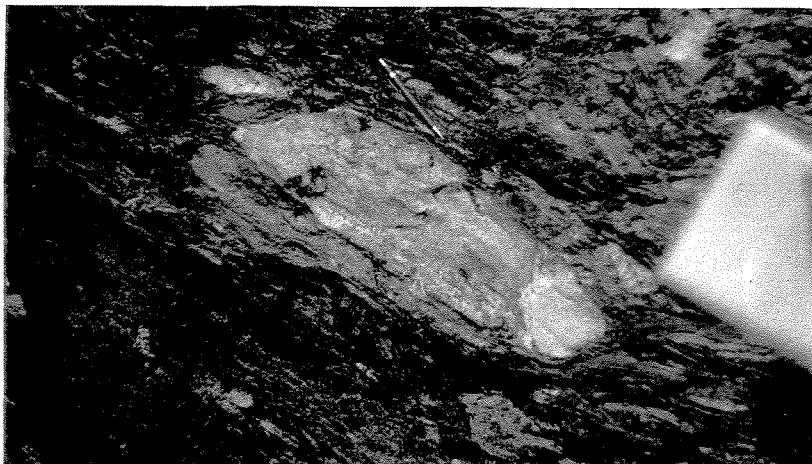


Foto 4.13: Megaseixo de quartzito no Metaconglomerado grosso do Domínio Itacolomi. A sombra de pressão no megaseixo indica o movimento reverso da zona de cisalhamento, onde as rochas do Domínio Itacolomi cavalgam sobre as do Domínio Nova Lima.

Capítulo 5

Petrografia, Química Mineral e Litogeoquímica das Rochas Encaixantes do Depósito

5.1 Introdução

Os estudos realizados na Mina de Bico de Pedra (**MBP**) foram efetuados com amostras de testemunhos de sondagens realizadas em 1989 pela UNAGEM Mineração e Metalurgia S/A, e com amostras coletadas em galerias da mina. No empilhamento estratigráfico do depósito, observa-se no topo da seqüência os quartzitos do Domínio Itacolomi sobrepostos às rochas da Unidade Metaígneia Ultramáfica e Máfica do Domínio Nova Lima. Estas unidades litológicas foram primeiramente intrudidas pelas rochas metaintrusivas máficas, e posteriormente pelo Aplito Bico de Pedra. (Figuras 5.1 e 5.2).

A descrição petrográfica dessas rochas aponta para variações em suas características individuais, *i.e.*, texturais e mineralógicas, que acredita-se terem sido decorrentes dos processos de deformação, metamorfismo, alteração hidrotermal e mineralização aos quais estas rochas foram submetidas. Neste capítulo são tratadas basicamente a petrografia, a química mineral, e a litogeoquímica das rochas hospedeiras do depósito, sendo que as rochas mineralizadas são descritas no Capítulo 6.

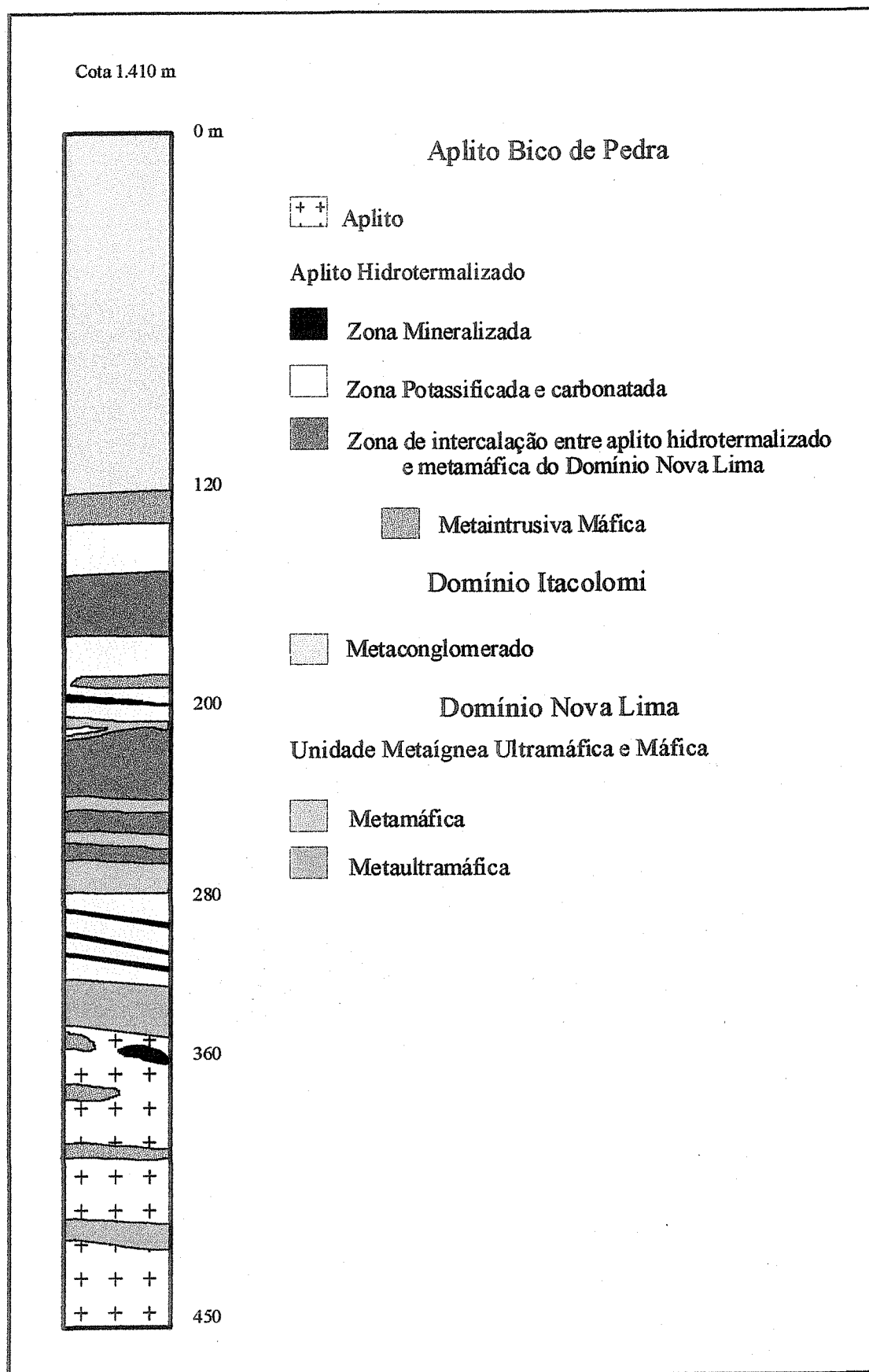


Figura 5.1 Coluna geológica do Depósito de Bico de Pedra construída a partir de testemunhos de sondagens.

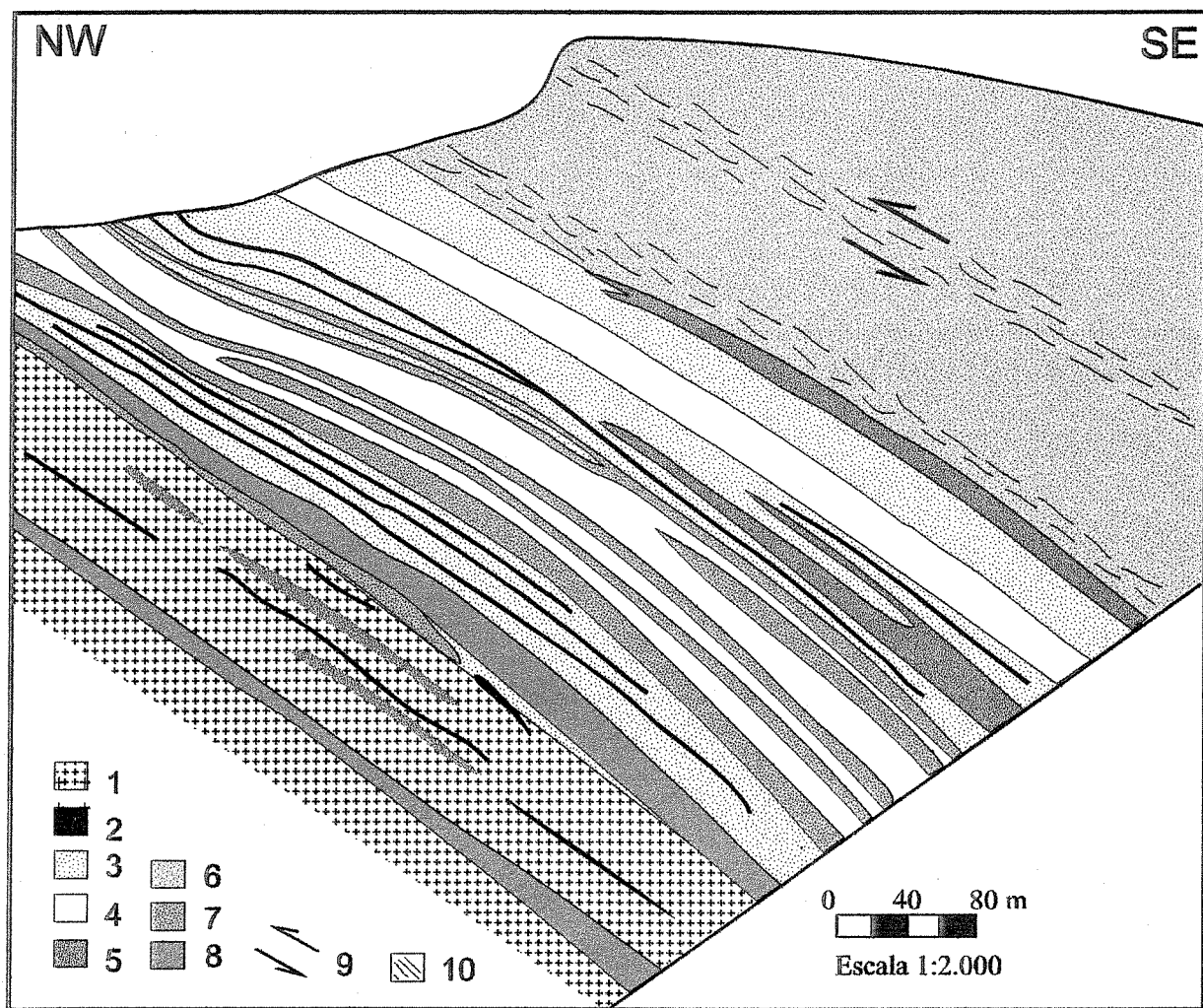


Figura 5.2 Seção transversal esquemática do Depósito de Bico de Pedra construída a partir de testemunhos de sondagens. Notar as duas zonas de cisalhamento que ocorrem (i) junto ao contato entre os Domínios Itacolomi e Nova Lima onde não foram observados indicadores cinemáticos, (ii) no interior do Domínio Itacolomi onde foram identificados indicadores cinemáticos de movimento reverso. Observar ainda que a mineralização está hospedada pelo aplito e seus equivalentes hidrotermalizados. Para localização da seção vide Figura 4.3-A.

Legenda: 1 – Aplito Bico de Pedra; 2- banda mineralizada; 3 – zona hidrotermalizada (potassificada e carbonatada) do aplito; 4 – zona de intercalação entre o aplito hidrotermalizado e metamáfica do Domínio Nova Lima; 5 – metaintrusiva máfica; 6 – metassedimentos (Domínio Itacolomi); 7 – metamáfica do Domínio Nova Lima; 8 – metaultramáfica do Domínio Nova Lima; 9 – zona de cisalhamento com movimento inverso; 10 – zona de cisalhamento.

5.2 Domínio Nova Lima

5.2.1 Unidade Metaígneia Ultramáfica e Máfica

Esta unidade é constituída por dois conjuntos litológicos distintos que são diferenciados pela presença ou não de rochas metaígneas máficas. No conjunto de topo intercalam-se metamáficas e metaultramáficas, já na base há a predominância das rochas metaígneas ultramáficas. Na sequência de topo está situada a mina de Bico de Pedra (Figuras 4.1 e 5.2).

Metaultramáfica (carbonato-clorita-talco-xisto com biotita)

Quando associado com as rochas metamáficas, no topo da unidade, as metaultramáficas ocorrem em camadas com espessura métrica, o que contrasta com o espesso corpo desta rocha situado a oeste da mina. Este litotipo, que em campo está frequentemente intemperizado, é desprovido de qualquer textura ígnea, possui um bandamento composicional formado por bandas de talco, clorita, carbonato e biotita, e bandas de quartzo e carbonato. Em raras situações são encontrados níveis centimétricos constituídos por biotita e subordinadamente quartzo.

O comportamento mais plástico desta rocha permitiu uma maior absorção da deformação, com o desenvolvimento de um complexo padrão de dobramentos, lineações de crenulação, estiramento e boudinagem de bandas e veios presentes somente nas metaultramáficas.

Em seção delgada observa-se a orientação preferencial dos cristais de talco (textura lepidoblástica) definindo a foliação principal da rocha, a qual pode estar dobrada ou não. Os altos valores de FeO para este mineral, encontrados nas análises de microsonda, indicam que houve uma substituição do Mg por Fe na estrutura do mesmo (Tabela 5.1).

A rocha sofreu uma intensa carbonatação e potassificação, que são representadas pela blastese de anqueritas idiomórficas e de biotita (Tabelas 5.1 e 5.2). Ambos os minerais obliteram a foliação da rocha.

Nos microveios que cortam a rocha o carbonato está estirado e recristalizado e o quartzo possui textura granoblástica poligonal. A clorita, que ocorre com maior frequência nas proximidades destes veios, possui elevados teores de MgO e baixos valores de FeO em relação à clorita da Metamáfica (Tabela 5.1).

Tabela 5.1: Análise de microsonda eletrônica dos filossilicatos presentes nas rochas de Bico de Pedra (% em peso).

	Clorita		Talco	Biotita	
	Ultrm	CLX	Ultrm	CLX	RInt.-mf.
	n = 4	n=11	n = 4	n= 3	n = 8
SiO ₂	31.97	24.06	60.86	37.76	36.05
TiO ₂	0.04	0.07	0.02	0.23	3.09
Al ₂ O ₃	16.00	21.03	0.21	12.17	15.53
FeO	15.26	29.07	6.78	24.32	23.99
MgO	22.67	12.08	26.10	10.33	7.65
Na ₂ O	0.03	0.00	0.04	0.01	0.01
K ₂ O	0.03	0.02	0.03	9.35	9.80
F	0.03	-	0.03	0.50	0.07
H ₂ O	3.77	-	4.53	3.52	3.82
Total	90.02	86.52	98.67	98.27	100.09

n - número de análises, CLX-rocha metamáfica do DNL, Ultrm- rocha metaultramáfica do DNL, RInt.-mf - Rocha metaintrusiva máfica, ABP-Aplito Bico de Pedra. (BM) biotita marrom, (BV) biotita verde.

A caracterização segura de uma origem vulcânica ou intrusiva para estas rochas esta inviabilizada pois, como acima citado, o metamorfismo e a deformação sofridos pela mesma obliteraram completamente as texturas ígneas originais. Além disto, em âmbito regional, são identificadas rochas ultramáficas com afinidade komatiítica em outros locais do Quadrilátero Ferrífero, como na sua porção sul em Congonhas (Jost *et al.*,1987; Seixas, 1988) onde existem exemplares vulcânicos e plutônicos com texturas ígneas preservadas.

Metamáfica (carbonato-quartzo-biotita-clorita-xisto com plagioclásio)

Esta rocha é formada por intercalações de bandas máficas, as mais freqüentes, e félsicas ambas com espessuras milimétricas a centimétricas. A foliação, ora planar, ora anastomosada, é definida pela clorita e pela sericita. As bandas félsicas são constituídas por quartzo, carbonato, mica branca, +/- plagioclásio, +/- biotita, +/- ilmenita, enquanto que as bandas máficas são formadas por clorita, sericita, carbonato, ilmenita, +/- biotita , +/- magnetita, +/- plagioclásio. As texturas encontradas são lepidoblástica (clorita e sericita), poiquiloblástica (mica branca, carbonato, e magnetita); e microestruturas como granoblástica poligonal (quartzo, carbonato e plagioclásio), extinção ondulante e subgrãos (plagioclásio e carbonato). Outra feição marcante são os microveios, formados por carbonato, sericita, quartzo e subordinadamente ilmenita e magnetita, que cortam a rocha. As porções centrais dos veios são constituídas principalmente por carbonato, e as suas bordas por sericita.

Os cristais de **biotita**, os filossilicatos com maior granulometria, estão intercrescidos com a clorita segundo a foliação da rocha, ou cresceram poiquiloblasticamente as custas da

clorita, englobando diversos minerais como quartzo, carbonato e ilmenita. Nota-se que a frequência de ocorrência e o tamanho das biotitas é maior na proximidade das bandas félsicas, principalmente dos cristais poiquiloblásticos. O carbonato, cuja composição é anquerítica (Tabela 5.2 e Figura 5.3 B), apresenta diversas características morfológicas em função de suas várias etapas de cristalização durante a deformação sofrida pela rocha. Deste modo, encontram-se cristais de anquerita idiomórficos poiquiloblásticos, com inclusões de plagioclásio, quartzo, micas, clorita e ilmenita, crescidos sobre as bandas máficas. Além disso, as anqueritas também ocorrem formando agregados policristalinos, concordantes com a foliação ou em microveios que cortam a xistosidade da rocha, e em cristais xenomorfos preenchendo porções corroídas de magnetitas tardi-tectônicas. O **plagioclásio** é raro e ocorre como pequenos cristais xenomorfos nas bandas máficas. As maclas polissintéticas foram destruídas gradativamente com o progressão da deformação dútil que sofreu, a qual é evidenciada por feições como recristalização de cristais, extinção ondulante e sombra de pressão formada por quartzo e sericita. Carbonato, sericita e delgadas agulhas de epidoto substituem o plagioclásio. Os raros porfiroblastos idiomórficos de **magnetita** cresceram sobre as bandas máficas principalmente sobre a clorita, e podem conter raras inclusões de ilmenita. Alguns exemplares próximos aos veios carbonáticos tardios tiveram suas bordas corroídas e substituídas por carbonato e biotita. A **ilmenita** é o óxido mais comum, geralmente aparecendo sob a forma de delgados cristais alongados intercrescidos com a clorita nas bandas máficas, e como agregados granulares encontrados nas bandas félsicas.

Tabela 5.2: Análises de microsonda eletrônica de carbonatos das rochas não mineralizadas de Bico de Pedra (% em peso).

	Anquerita				Calcita
	Ultrm.	CLX	ABP	R. Intr-maf.	R. Intr-maf (veio)
	n=4	n=12	n=7	n=9	n=15
FeCO ₃	11.34	25.77	25.98	21.56	4.64
MnCO ₃	1.66	2.37	1.39	1.92	1.38
MgCO ₃	33.47	21.15	20.74	23.68	2.56
CaCO ₃	53.51	50.48	52.41	53.51	90.77
SrCO ₃	0.20	0.19	0.17	0.16	0.40
Total	100.21	100.01	100.70	100.86	99.78

n - número de análises, CLX-rocha metamáfica do DNL, Ultrm- rocha metaultramáfica do DNL, Rintr-mf - Rocha metaintrusiva máfica, ABP-Aplito Bico de Pedra.

5.3 Rochas Metaintrusivas Máficas

Estas rochas possuem pequena expressão nos testemunhos de sondagens onde ocorrem como pequenos corpos aparentemente tabulares, com 1 a 2 m de espessura, intrusivos nas rochas da Unidade Metaultramáfica e Metamáfica do Domínio Nova Lima.

Em escala macroscópica, este litotipo tem uma aparência de rocha ígnea maciça e melanocrática, com textura porfirítica, definida por cristais de carbonato e mica branca, e uma matriz formada por minerais máficos. São observadas ainda microvênulas constituídas por carbonato e raras piritas.

Em seção delgada nota-se que os minerais observados a olho nú são na realidade secundários. Dos minerais primários encontram-se ainda raras ripas de plagioclásio, geralmente saussuritizadas, cujo arranjo sugere texturas ígneas dos tipos intersertal e intergranular. Além do feldspato, há ainda cristais tabulares de ilmenita. A foliação da rocha é definida por minúsculos cristais de biotita verde. As biotitas deste litotipo são mais enriquecidas em titânio e empobrecidas em MgO, quando comparadas com as biotitas da rocha metaígnea máfica do Domínio Nova Lima (Tabela 5.1 e Figura 5.3 A).

Sobre a foliação da rocha cresceram poiquiloblastos de anquerita, moscovita e magnetita. Os carbonatos das microvênulas são quimicamente diferentes dos poiquiloblastos, possuindo uma composição de calcitas (Tabela 5.2. e Figura 5.3B).

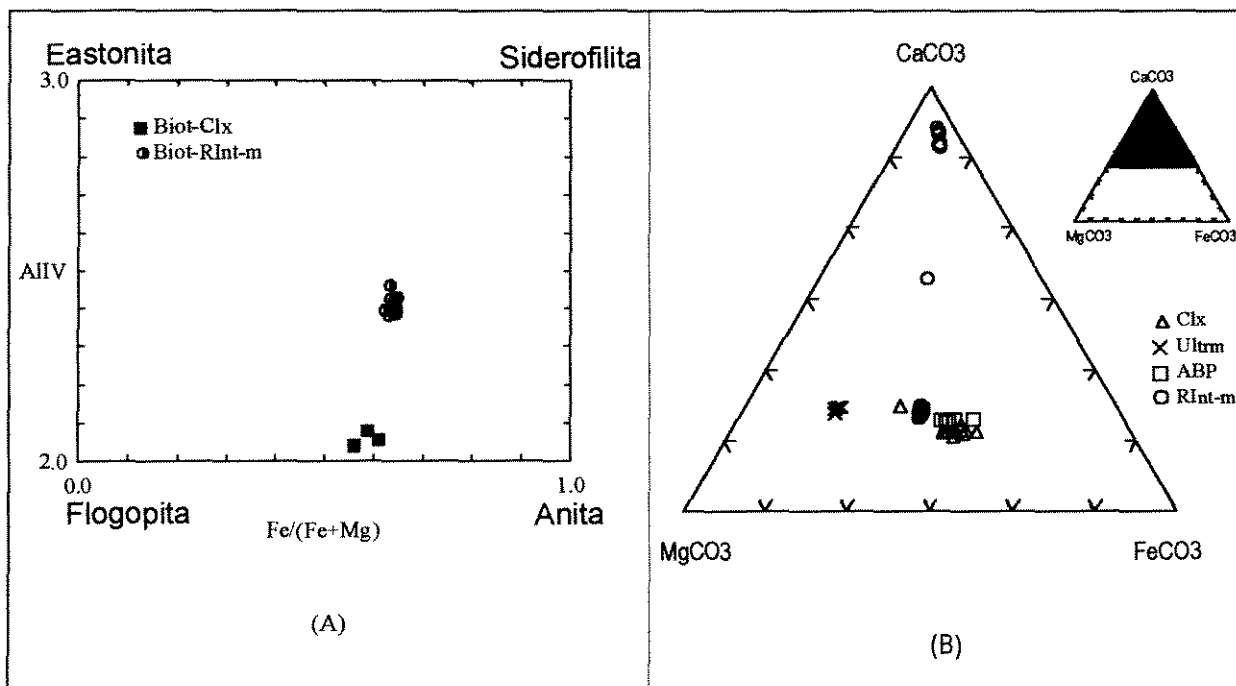


Figura 5.3: (A) Campos de composição da série flogopita-biotita (Extraído de Deer et al., 1972). (B) Diagrama mostrando os diferentes grupos de carbonatos. Pode-se observar os dois grupos composicionais, i.e., o das calcitas e das ankeritas. Legenda: CLX-rocha Metamáfica do DNL, Ultrm- rocha Metaultramáfica do DNL, Rintr-m - Rocha metaintrusiva máfica, ABP-Aplito Bico de Pedra.

5.4 Intrusiva Félsica (Aplito Bico de Pedra)

O Aplito Bico de Pedra, assim denominado por Borba & Figueiredo (1996), foi encontrado apenas no interior da mina de Bico de Pedra e nos testemunhos de sondagens, onde ocorrem vários corpos do aplito, cisalhados e hidrotermalizados, intercalados com as rochas metaígneas ultramáfica e máfica do Domínio Nova Lima, e com as rochas metaintrusivas máficas. As relações de contato dos aplitos com as rochas metaígneas do Domínio Nova Lima foram melhor observadas nos testemunhos de sondagem. Foram identificados contatos concordantes e discordantes do aplito com as encaixantes, as quais foram carbonatadas e potassificadas.

Em escala macroscópica, o Aplito Bico de Pedra possui aspecto maciço, é leucocrático, fanerítico, com granulometria fina. Ao microscópio observam-se texturas ígneas como a porfíritica, com raros fenocristais de plagioclásio, e a seriada observada nos cristais de plagioclásio da matriz. Os minerais essenciais no aplito são a albita e o quartzo, tendo como acessórios o zircão e, mais raramente, a apatita.

O **plagioclásio** possui uma composição albitica (Tabela 5.3), tanto para os fenocristais como para os grãos deformados e recristalizados. Foram realizadas medições dos núcleos e das bordas dos cristais ígneos maiores e não foram encontradas variações composicionais, o que indica que a composição albitica dos plagioclásios reflete o seu conteúdo original. Este mineral possui basicamente dois tipos de texturas de origem ígnea (preservadas), e microestruturas resultantes da deformação superimposta à rocha. Das texturas ígneas preservadas, a mais rara e mais evidente, é a textura inequigranular porfíritica, com fenocristais idiomórficos imersos numa matriz formada por albita e quartzo. A grande maioria dos cristais ocorre na matriz formando agregados policristalinos, onde os grãos possuem textura seriada e interlobata. Nos litotipos mais deformados, as maclas polissintética da albita, e as feições ígneas são gradativamente destruídas. O plagioclásio é substituído por sericita e carbonato.

Tabela 5.3: Análises de microsonda eletrônica de plagioclásio do Aplito Bico de Pedra (% em peso).

	Cristais ígneos n= 8	Grãos deformados n= 5
Na ₂ O	10.76	10.62
SiO ₂	69.89	69.53
Al ₂ O ₃	20.04	20.11
K ₂ O	0.09	0.08
FeO	0.03	0.03
BaO	0.04	0.03
CaO	0.10	0.21
TOTAL	100.95	100.60
Ab	98.93	98.39
Or	0.55	0.51
An	0.52	1.10

5.5 Litogeoquímica

Os processos de deformação e de alteração hidrotermal afetaram as rochas presentes na mina de Bico de Pedra em diferentes intensidades. Além das mudanças texturais e mineralógicas eles também provocaram alterações nas composições químicas nestas rochas.

O estudo geoquímico realizado em Bico de Pedra tem como alvo principal a caracterização dos aspectos geoquímicos da alteração hidrotermal sofrida pelas rochas (basicamente perda e ganho de elementos químicos). Desta maneira, o estudo geoquímico destas rochas foi dividido em duas etapas. As amostras mais preservadas, aqui estudadas, foram submetidas a uma abordagem geoquímica convencional, onde foi realizada a caracterização geoquímica, e quando possível, apenas uma tentativa de identificação do ambiente tectônico de origem, em virtude dos poucos exemplares analisados. Já os litotipos hidrotermalizados são abordados nos Capítulos 6 e 7.

5.5.1 A viabilidade de estudos litogeoquímicos em rochas metamorfasadas

A mobilidade dos elementos químicos provocada por fluidos metamórficos e hidrotermais, está condicionada às características inerentes aos fluidos, como temperatura, composição química, razão fluido/rocha, e também a composição química das rochas com os quais os mesmos interagem. Em condições metamórficas de fácies xisto-verde a anfibolito os elementos com baixo potencial iônico como o Na, Mg, K, Ca, Rb, Sr, Ba, Cs, e os elementos com alto potencial iônico como Si, B, C, e S podem ser facilmente mobilizados por fluidos metamórficos. Já alguns elementos com potencial iônico intermediário (Al, Sc, Ti, Ga, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Th) podem-se comportar como imóveis (Wilson, 1989; Humphris & Thompson, 1978; Dostal & Strong, 1983; Pearce, 1982; Floyd & Winchester, 1976; Brewer & Atkin, 1989;

Rollinston, 1993). Os elementos terras raras comportam-se de modo ambíguo podendo ou não serem mobilizados. Em geral os terras raras leves são mais facilmente mobilizados que os terras raras pesados (Humphris, 1984; Liaghat & MacLean, 1995).

5.5.2 Rochas da Unidade Metaígneia Ultramáfica e Máfica do Domínio Nova Lima

Metaultramáficas

As rochas metaultramáficas foram as mais afetadas pelo metamorfismo e estão descaracterizadas textural e mineralogicamente em relação ao seu protólito. Entretanto ainda é possível classificá-las através de seus elementos maiores. Nas Figuras 5.4(A) e (B) as metaultramáficas são plotadas no campo dos komatiítos peridotíticos. A Figura 5.4(B) é a mais “confiável” em função de utilizar elementos químicos cuja a mobilidade é mais restrita, como o Ti e o Al. Os altos valores de Mg nas amostras, aliados aos valores de Cr e Ni (vide Tabela 5.4), reafirmam a natureza ultramáfica e a afinidade komatiítica destas rochas.

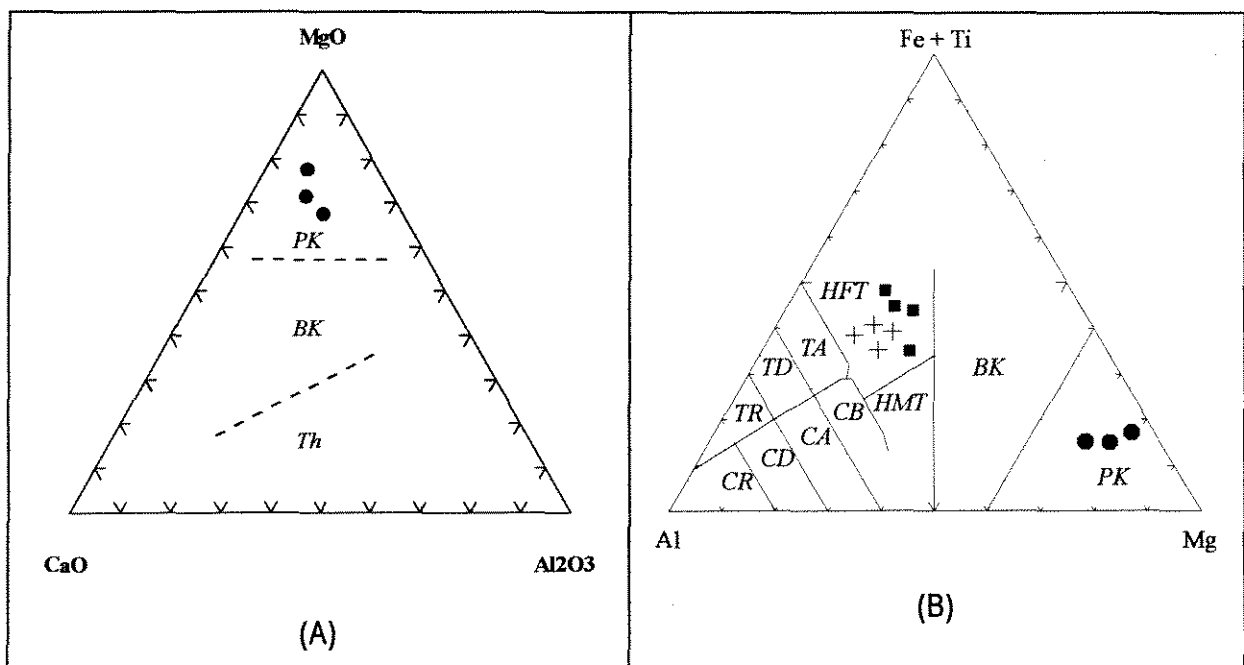


Figura 5.4 - Diagramas de classificação das rochas Metaultramáfica e Metamáfica de Bico de Pedra. (A) A Metaultramáfica está localizada no campo dos peridotitos komatiíticos. (B) Diagrama catiônico de Jensen (1976), onde a Metaultramáfica também é classificada como peridotito komatiítico. Ainda no diagrama (B), a Metamáfica do Domínio Nova Lima, e a metaintrusiva máfica são caracterizadas como basaltos toleíticos ricos em Fe.

Legenda: (A) - PK-Peridotitos Komatiíticos; BK-Basaltos komatiíticos; Th-Toleitos. (B) - T-Toleitos; C-Calcio-alcalino; R-Riolito; D-Dacito; A-Andesito; B-Basalto; HFT-Basaltos toleíticos ricos em Fe; HMT-Basaltos toleíticos ricos em Mg; BK-Basaltos komatiíticos; PK-Peridotitos Komatiíticos. ● - Rocha metaultramáfica do Domínio Nova Lima; ■ - Rocha metamáfica do Domínio Nova Lima; + Rocha metaintrusiva máfica.

Metamáficas

Em relação aos elementos maiores, as metamáficas possuem composições variando de basaltos a andesitos basálticos subalcalinos, e são toleíticas (Figura 5.5-A).

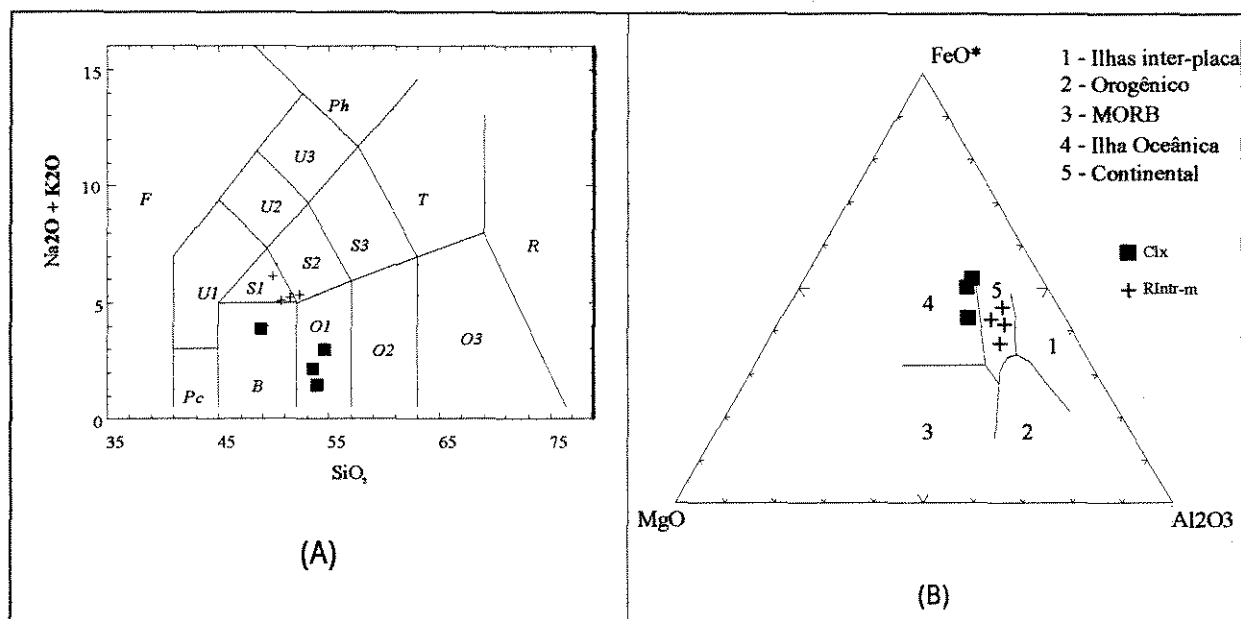


Figura 5.5 – (A) Diagrama de classificação química de rochas vulcânicas de Le Maitre *et al.* (1989), onde os (■) as metamáficas do DNL (CLX) são classificados como basaltos (B) e basaltos andesíticos (O1), enquanto as metaintrusivas máficas (+) são plotadas nos campos dos traqui-basaltos (S1) e dos traqui-andesitos basálticos (S2). (B) Diagrama Pearce (1977) de identificação de ambiente tectônico para rochas máficas.

Legenda: CLX - Metamáficas do Domínio Nova Lima ; Rintr-m - Metaintrusivas máficas.

A classificação desta litologia no diagrama de Jensen (1976), Figura 5.4 (B), utilizando as proporções catiônicas de Fe, Mg, Ti e Al, é diferente da apresentada na Figura 5.5, que utiliza os óxidos de Na, K e Si. Na Figura 5.4 (B) as metamáficas são plotadas no campo dos basaltos toleíticos ricos em Fe. Esta discrepância pode ser interpretada em função das diferentes mobilidades dos elementos químicos utilizados em cada diagrama durante o metamorfismo regional. Deste modo considera-se aqui que a classificação obtida a partir do diagrama de Jensen (1976), que utiliza elementos com potencial iônico intermediário, reflita a composição original dos protólitos.

As Metamáficas, segundo o diagrama de Pearce *et al.* (1977) que utiliza elementos móveis como o FeO e o MgO, teriam sido originadas em ambientes compatíveis àqueles dos basaltos de ilha oceânica (Figura 5.5B), porém devido ao metamorfismo sofrido por estas rochas outros diagramas de classificação, como os que utilizam elementos traço, se fazem necessários para a confirmação ou não deste resultado.

As metamáficas de Bico de Pedra possuem um padrão geoquímico de elementos traço semelhante ao de outras rochas máficas arqueanas documentadas no Quadrilátero Ferrífero e

em outras partes do mundo. Nos *spiderdiagrams* (Figuras 5.6 A-D) pode-se observar estas semelhanças, porém nota-se um enriquecimento geral dos padrões das Metamáficas em relação as outras máficas arqueanas.

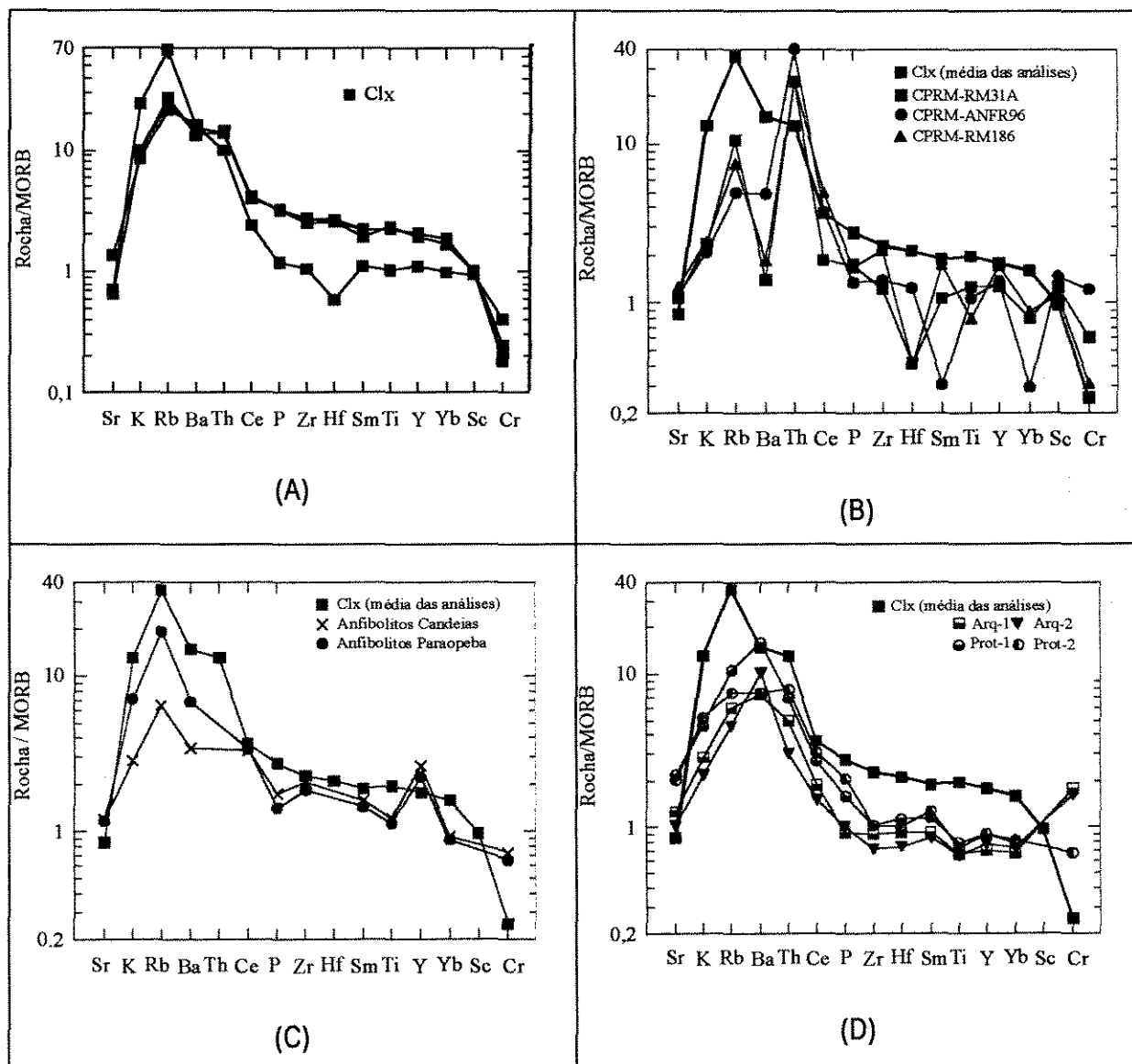


Figura 5.6 - Concentrações de elementos traços, normalizadas pelos valores de Pearce (1983). (A) Padrões das Metamáficas do DNL de Bico de Pedra. (B) Comparação entre o valor médio das análises das Metamáficas do DNL, em Bico de Pedra, com rochas máficas pertencentes ao *greenstone-belt* Rio das Velhas (as análises CPRM RM 31A, ANFR96 e RM186 são de Pinto, 1996); (C) com rochas máficas do Complexo Metamórfico Bonfim (Anfibolitos Candeia e Paraopeba, Carneiro, 1992) e (D) com padrões de basaltos de diferentes idades (Arq-1, Arq-2, Prot-1, Prot-2) de Condie (1989).

Legenda: Clx - Metamáficas do Dominio Nova Lima.

Em relação aos metabasaltos do Grupo Nova Lima da porção norte do Quadrilátero Ferrífero, rochas que ainda mostram texturas e estruturas ígneas preservadas de vulcanismo subaquático (Pinto, 1996), as metamáficas de Bico de Pedra possuem um padrão de distribuição diferente (Figura 5.6-B). Entretanto como pode ser observado na Figura 5.6 (C), elas possuem uma boa afinidade com os diques máficos (anfibolitos Paraopeba e Candeias)

que intrudem o Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional, considerado por Carneiro (1992) como o embasamento do *greenstone belt* Rio das Velhas. As metamáficas estão enriquecidas em Ba, Rb, K, e Yb, enquanto os anfibolitos possuem valores mais elevados de Y. Em relação aos padrões de basaltos arqueanos e proterozóicos apresentados por Condie (1989), Figura 5.6 (D), observa-se que as metamáficas possuem um enriquecimento generalizado dos elementos, porém a curva de distribuição dos elementos é semelhante.

Com o intuito de caracterizar tectonicamente rochas máficas metamorfisadas em fácies xisto-verde e anfibolito, como é o caso das metamáficas do Domínio Nova Lima, Pearce & Cann (1973), Winchester & Floyd (1976), Pharaoh & Pearce (1984) utilizaram elementos que consideravam imóveis como Ti, Zr, Y e Cr. Condie (1989) utilizou-se de razões destes mesmos elementos, além de outros, para estudar mudanças geoquímicas e de ambiências tectônicas entre basaltos Arqueanos e Proterozóicos.

No diagrama de Pearce & Cann (1973), as Metamáficas se posicionam no campo mais indefinido, que pode ser ocupado por todos os tipos de basaltos exceto os intra-placa. (Figura 5.7A).

Entretanto, o padrão de distribuição dos elementos traço das metamáficas (Figura 5.7B), *assemelha-se* mais ao dos basaltos gerados em ambientes tectônicos do tipo *rift*. Este procedimento, de comparação de basaltos arqueanos com basaltos de ambientes tectônicos modernos bem caracterizados via *spiderdiagram*, deve ser utilizado com cautela, em virtude possíveis de diferenças na composição da fonte mantélica do magma (Wilson, 1989; Condie, 1985; Condie, 1989).

As maiores diferenças no conteúdo dos elementos incompatíveis dos basaltos produzidos em ambientes tectônicos distintos implicam numa relação muito próxima entre a composição da fonte mantélica e o ambiente tectônico (Condie, op cit.). Deste modo, os basaltos de arco de ilha são caracterizados por um enriquecimento em *LILE*, em função da entrada de fases aquosas provenientes da crosta oceânica subductada nas regiões de fonte magmática mantélica, e por pequenas concentrações de elementos incompatíveis de alto potencial iônico (*HFSE*). Este fato pode ser explicado por vários processos como altas taxas de fusão do manto, devido a estabilidade de fases óxidas residuais, e refusão de um manto já empobrecido (Pearce, 1983). Já os basaltos intraplaca, *i.e.*, basaltos continentais ou de ilha oceanica, além de serem enriquecidos em *LILE* também são enriquecidos em *HFSE*, este fato coloca lado a lado dois ambientes tectônicos completamente distintos. Uma hipótese para explicar as características geoquímicas semelhantes, entre os basaltos de arco de ilha e

intraplaca, é o de que estas rochas seriam geradas por uma litosfera subcontinental enriquecida e por porções enriquecidas do manto superior, respectivamente (Pearce, 1983).

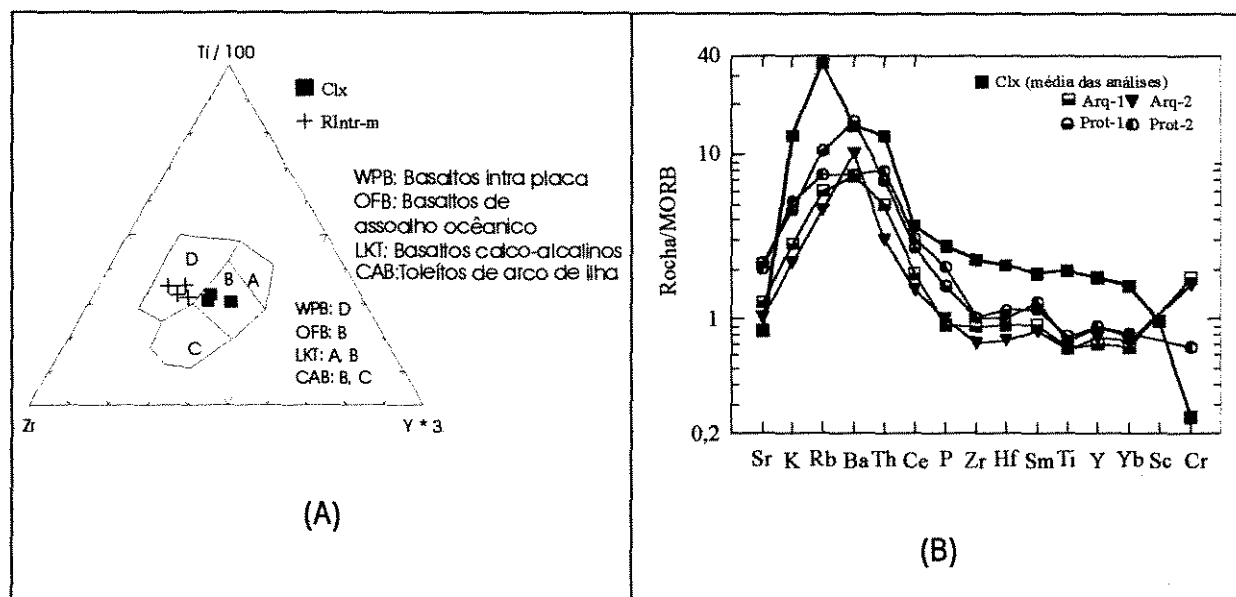


Figura 5.7 (A) Diagrama de separação de basaltos intra-placa dos demais tipos (Pearce & Cann, 1973). (B) *Spidergram* onde é feita uma comparação da composição química entre as meta-máficas do Domínio Nova Lima e os basaltos de diversos ambientes tectônicos (Condie, 1985).

Legenda: CLX-rocha metaígneia máfica do DNL, Rlntr-m - Rocha metaintrusiva máfica, IAB-basaltos de arco de ilha, CAB-basaltos calco-alcalinos, Isl-basalto de ilha oceânica.

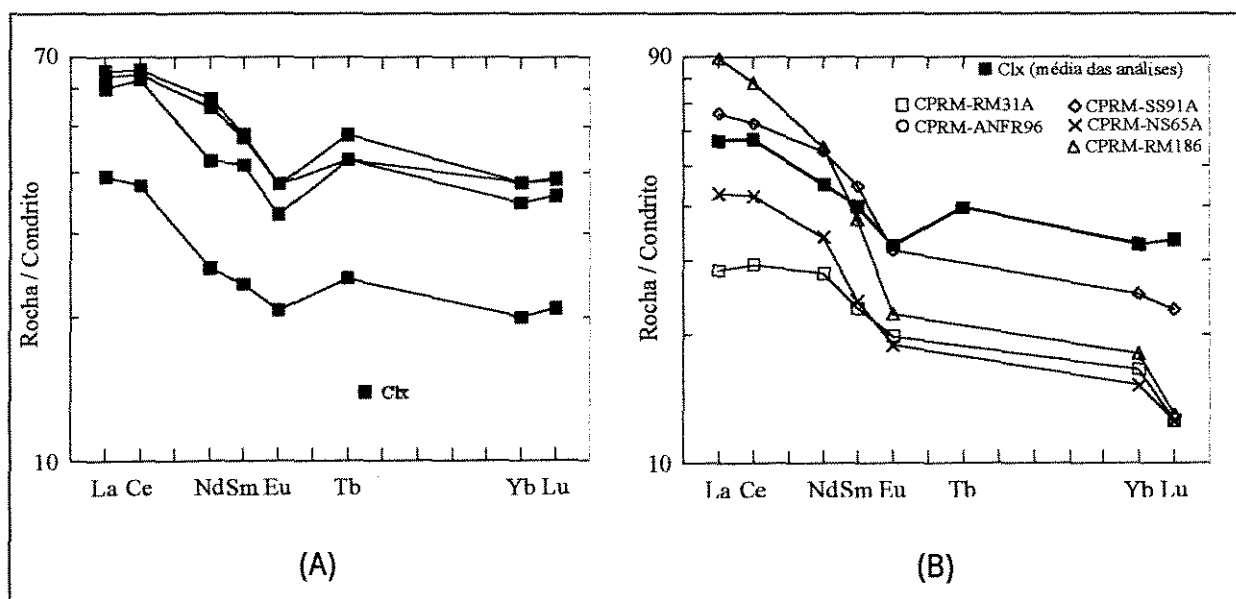
Com base na composição química dos basaltos de sequências do tipo *greenstone belt* Precambrianas, Condie (1989) atribui generalizadamente aos mesmos uma origem em ambientes do tipo arco, relacionados com subducção de placas. Entretanto, existiriam segundo Condie (*op. cit.*), alguns basaltos que apresentam características de ambiente do tipo *rift*. Estes *rifts* estariam relacionados com subducções e representariam *rifts* dos tipos *back arc* ou *intra-arc*. Além disto, estes basaltos derivariam de uma fonte mantélica relativamente empobrecida em elementos incompatíveis.

Levando em consideração os aspectos geoquímicos, o padrão enriquecido nas Metamáficas em LILE poderia ser derivado de uma contribuição dos processos metamórficos, o que deixaria incertezas quanto a origem deste padrão. Entretanto, a fonte magmática que deu origem às Metamáficas era provavelmente enriquecida em HFSE, elementos químicos com menor mobilidade no metamorfismo e portanto mais cabíveis de representarem a composição original do magma. Esta assinatura geoquímica é semelhante àquelas encontradas em basaltos de ambientes do tipo *rift*. O empobrecimento em Cr das metamáficas pode ser atribuído ou a uma fonte empobrecida ou a sua baixa partição com a clorita, principal mineral máfico gerado no metamorfismo, fato também observado por Lafleche *et al.* (1992) em metabasaltos do Abitibi.

Em suma, além dos aspectos geoquímicos, a possibilidade do ambiente de origem das metamáficas ser do tipo *rift* é plausível com a sua associação com uma espessa sequência sedimentar clástica, constituída por metapelitos e metarenitos (Unidade Metassedimentar do Domínio Nova Lima). Entretanto, deve ficar claro que uma caracterização mais segura do ambiente tectônico de origem das Metamáficas do Domínio Nova Lima, em Bico de Pedra, depende da realização de um estudo com esta finalidade, onde utilize-se um número maior de amostras com boa distribuição espacial.

Os elementos terras raras (TR) das metamáficas mostram-se pouco fracionados, com a razão $(La/Lu)_N$ variando de 1,66 a 1,96. Pode-se observar ainda uma anomalia negativa para o Eu ($Eu/Sm = 0.79-0.88$) e uma anomalia positiva para o Tb e para o Lu ((Figura 5.8-A).

Em relação as outras rochas máficas arqueanas do QF (Figura 5.8-B), e aos padrões de basaltos arqueanos e proterozóicos de Condie (1989), Figura 5.8 (D), as metamáficas apresentam um padrão semelhante para o fracionamento dos terras raras leves (TRL), com a razão $(La/Sm)_N$ entre 1,34 e 1,68, e para os terras raras pesados (TRP), com a razão $(Tb/Yb)_N$ variando de 1,12 a 1,26. A anomalia negativa do Eu está presente em todas as rochas metamáficas arqueanas do QF, e também nos basaltos arqueanos e proterozóicos de Condie (1989). Além disto, os basaltos arqueanos de Condie (*op. cit.*) também apresentam uma anomalia positiva de Yb.



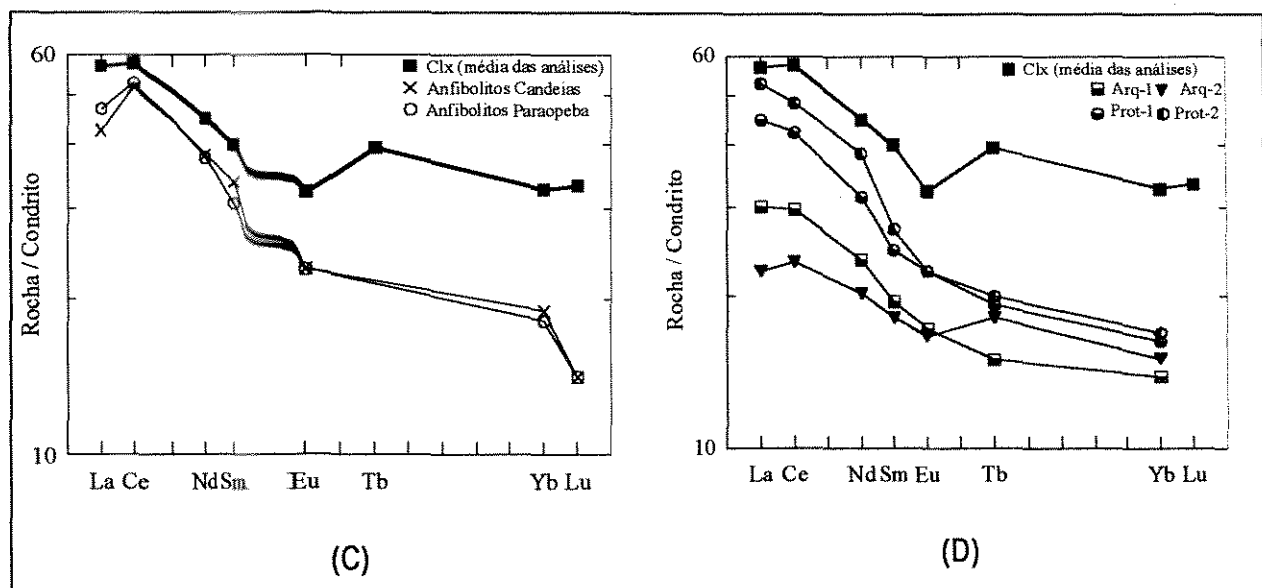


Figura 5.8 Concentração dos elementos terras raras das Meta-máficas do Domínio Nova Lima (A) e do valor médio das Meta-máficas do Domínio Nova Lima comparado com outros metabasaltos do Grupo Nova Lima (B), com anfibolitos do Complexo Metamórfico Bonfim (C), e com composições médias de basaltos de diferentes idades (D). As amostras foram normalizadas pelos valores de Evensen *et al.* (1978).

Legenda: Clx - Meta-máfica do Domínio Nova Lima; CPRM (RM31A, ANFR96, SS91A, NS65A, RM186) metabasaltos do Grupo Nova Lima (Pinto, 1996); Anfibolitos Candeia e Paraopeba (Carneiro, 1992); Arq-1 e Arq-2 basaltos arqueanos, Prot-1 e Prot-2 basaltos Proterozóicos (Condie, 1989).

A concentração de TR em fusões parciais do manto passam a refletir o conteúdo da fonte mantélica quando estas fusões parciais são maiores que 15% (Cullers & Graf, 1984). A formação de um magma máfico toleítico implica numa fusão parcial do manto em torno de 20% (Wilson, 1989). Isto sugere que, a menos que haja uma cristalização fracionada ou uma contaminação do magma, o conteúdo dos TR no magma máfico refletem o de sua fonte. Entretanto, segundo Hanson (1980), a composição de elementos traços de uma fusão depende de uma série de fatores como (i) da concentração dos elementos traços no material fonte, (ii) da extensão da fusão parcial, (iii) das fases sólidas que permanecem após a remoção da fusão, (iv) de quaisquer diferenciações que ocorram antes da cristalização completa da fusão, e por fim, (v) de qualquer interação da fusão com rochas, com outras fusões e fluidos. Deste modo, tanto a percentagem da fusão parcial, como quais minerais são fundidos ou não, por si só não são os únicos responsáveis pelo conteúdo de elementos traço numa fusão.

No caso das metamáficas o conteúdo enriquecido dos TR pode estar relacionado a uma anomalia da fonte mantélica que deu origem a este magma. Por outro lado outros processos poderiam originar este enriquecimento como a remobilização metamórfica dos TRL (pouco provável pela homogeneidade dos teores nas diferentes amostras) e, a contaminação por rochas crustais durante o vulcanismo. Já a assinatura geoquímica dos TRP estaria menos suscetível a interferências externas pois uma contaminação crustal do magma máfico tenderia

a não afeta-los ou mesmo a dilui-los (Pearce, 1983; Wilson, 1989). Além disso os TRP são menos susceptíveis às remobilizações por processos metamórficos.

5.5.3 Metaintrusivas máficas

Estas rochas são caracterizadas, em termos de seus elementos maiores, como traquibasaltos-traquiandesitos basálticos alcalinos (Figura 5.5A) e toleíticas. Pelo diagrama catiônico de Jensen (1976), Figura 5.4 (B), estas rochas são plotadas no campo dos basaltos toleíticos ricos em Fe.

Em contraste com as metamáficas do domínio Nova Lima, as metaintrusivas máficas (diques) são plotadas nos diferentes diagramas de classificação tectônica (Figura 5.5B), sempre em campos coerentes entre si, ou seja, como basaltos continentais ou intraplaca. Este mesmo tipo de ambiente foi identificado para os metadiabásios Conceição do Itaguá e para os gabros Ibirité (IBI-04), os quais Silva *et al.* (1995) acreditam estar correlacionadas com a abertura do *rift* Espinhaço há 1.7 Ga. As metaintrusivas máficas (diques) possuem uma assinatura geoquímica extremamente semelhante a dos basaltos de ambiente tipo *rift* proposto por Condie (1989), como pode-se observar na Figura 5.9A.

O padrão dos elementos terras raras das rochas metaintrusivas máficas (diques) (Figura 5.9) mostra uma grande semelhança com as outras famílias de diques máficos, de diversas gerações, presentes no QF não havendo nenhuma feição significativa que possa distingui-los dos demais (Figuras 5.9-B, C, e D).

Os TR apresentam um fracionamento elevado entre os TRL e os TRP com a razão $(La/Lu)_n$ variando de 5,52 a 8,01, que também são compatíveis com os fracionamentos apresentados pelos outros enxames de diques do QF, embora alguns apresentem-se um pouco mais fracionados em relação aos TRP. Este fracionamento pode estar associado tanto à processos metamórficos como hidrotermais.

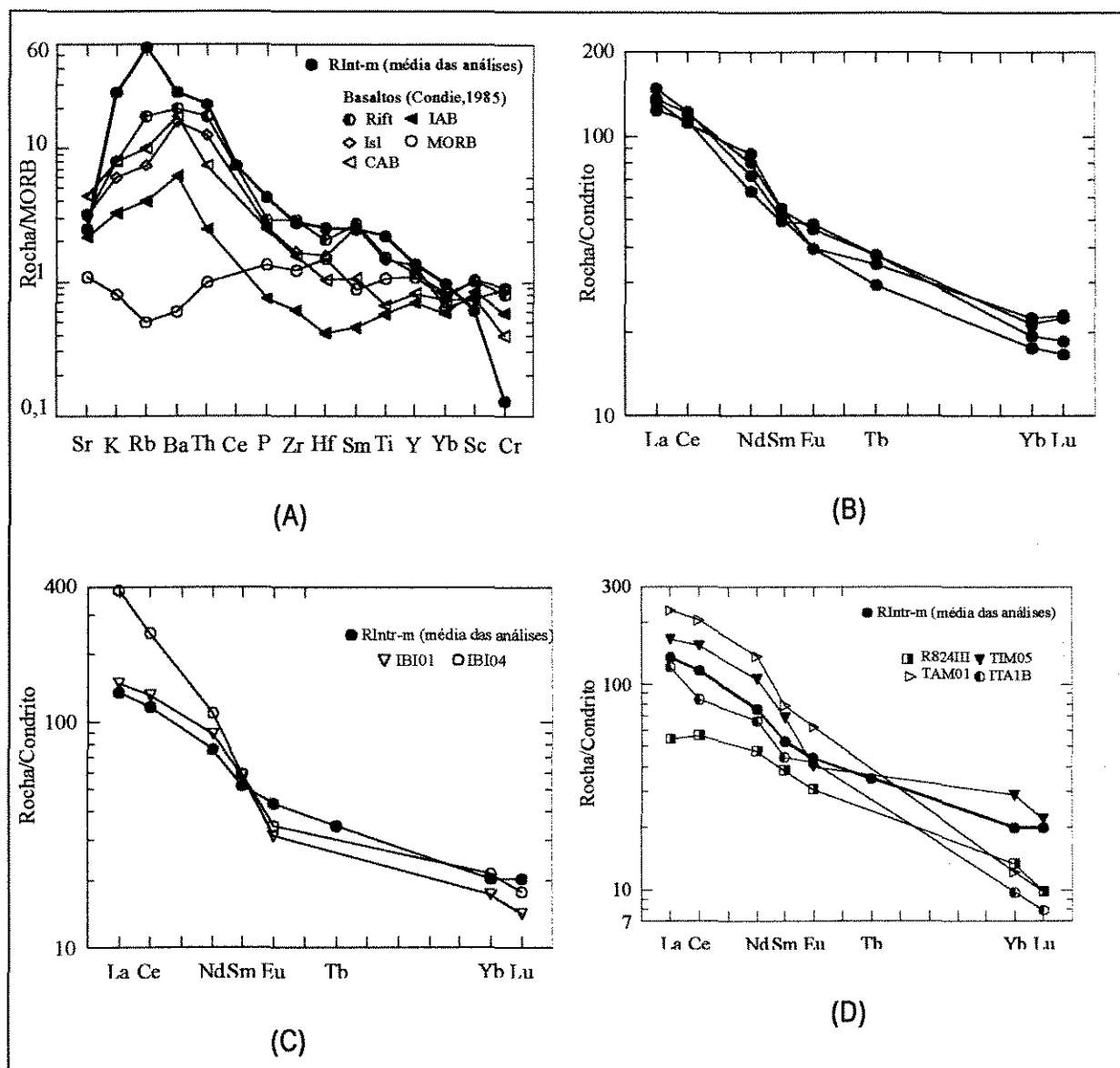


Figura 5.9: (A) Spiderdiagram mostrando uma comparação entre a composição média das Metaintrusivas máficas com basaltos de diversos ambientes tectônicos. (B) Padrão de distribuição dos elementos terras raras das Meta-intrusivas máficas (diques). (C) e (D) Comparação entre o valor médio da concentração dos terras raras das meta-intrusivas máficas com vários diques máficos do Quadrilátero Ferrífero.

Legenda: Rintr-m Meta-intrusivas máficas (diques); (IBI01, IBI04, R824III, TAM01, TIM05, ITA1B) diques máficos do Quadrilátero Ferrífero (Silva et al., 1995b).

5.5.4 - Aplito Bico de Pedra

Dentre todas as rochas de origem ígnea o Aplito Bico de Pedra é o mais propício para um estudo petrogenético, pois não sofreu processos metamórficos. Estas rochas foram afetadas, localmente, apenas por cisalhamento e alteração hidrotermal, o que é prontamente identificado num exame microscópico. Deste modo as amostras aqui estudadas são aquelas que não apresentam evidências de alteração hidrotermal.

O Aplito Bico de Pedra foi classificado como uma rocha subalcalina, de natureza calcio-alcalina, e com tendência peraluminosa. Pelo diagrama normativo Ab-Or-An de Barker (1979), o aplito é classificado como trondhjemito (Figura 5.10A e B).

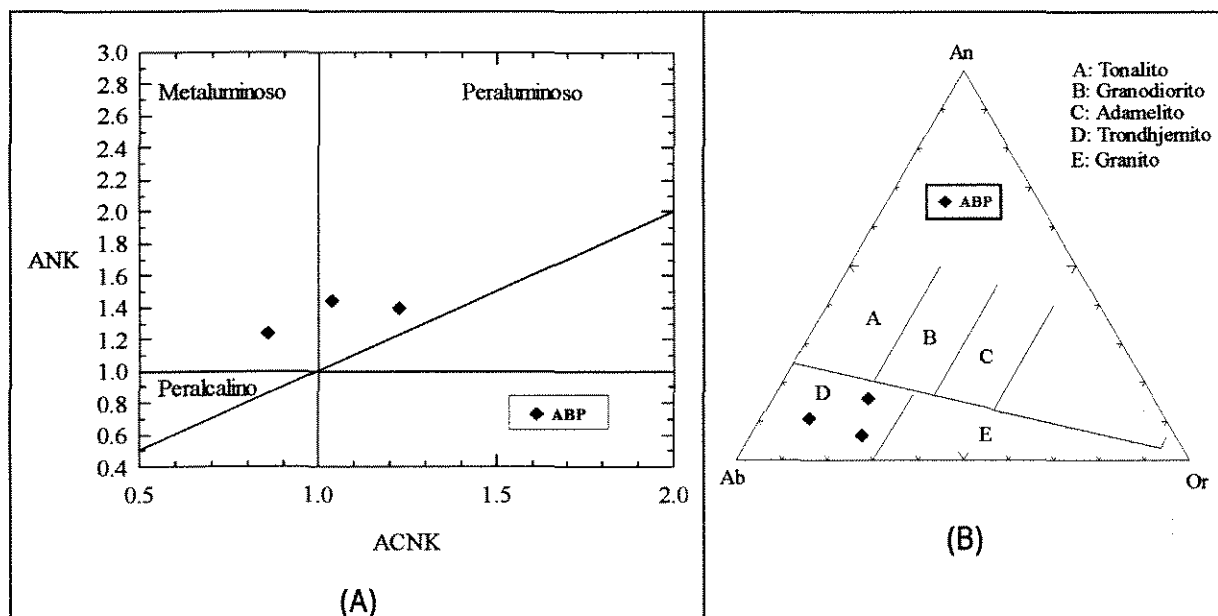


Figura 5.10: Caracterização geoquímica do Aplito Bico de Pedra. Esta rocha é predominantemente peraluminosa (A), e é caracterizada pela norma, no diagrama de Barker (1979), como trondhjemito (B).

Os elementos traços do Aplito Bico de Pedra possuem um padrão enriquecido nos *LILE* (K2O, Rb, Ba) e empobrecido nos *HFSE* (Hf, Zr, Y, Yb), o qual é semelhante aos dos granitos de arco vulcânico apresentados por Pearce *et al.* (1984). No diagrama Batchelor & Bowden (1985) o aplito é plotado preferencialmente no campo dos granitos sin-colisionais (Figura 5.11-A e B). Entretanto, há a necessidade do estudo de um número maior de amostras para uma caracterização segura do ambiente tectônico de origem do aplito.

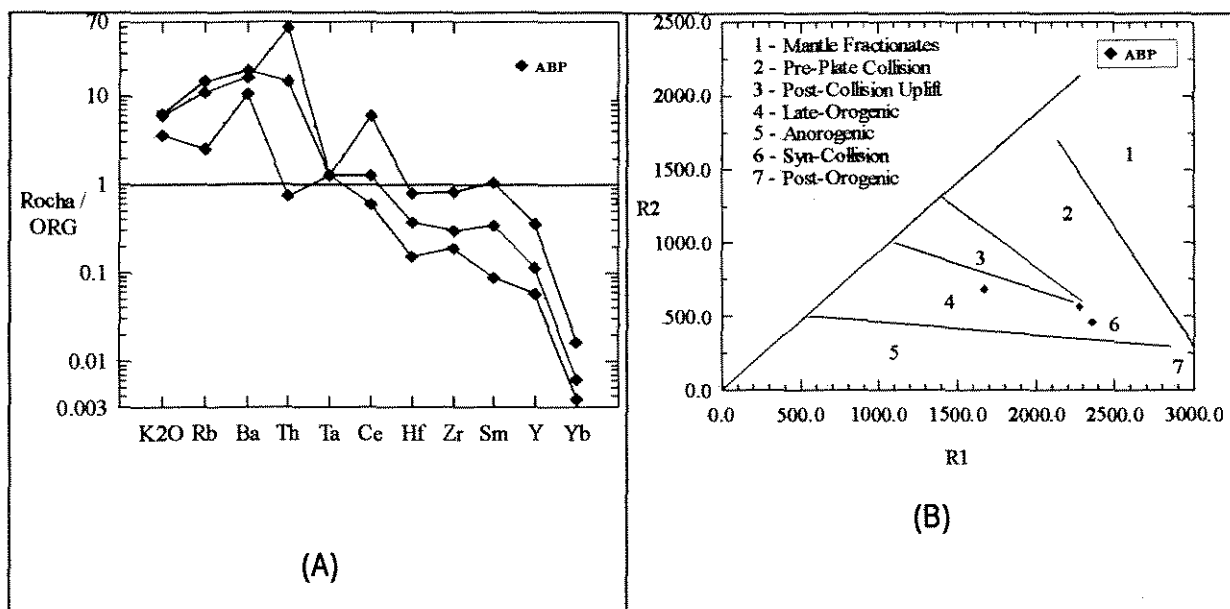


Figura 5.11: Diagramas de caracterização tectônica do Aplito Bico de Pedra. Em (A) observa-se que o Aplito Bico de Pedra, normalizado segundo o padrão ORG (Pearce *et al.*, 1984), se assemelha aos granitos de arco vulcânico. (B) No diagrama discriminante de Batchelor & Bowden (1985) o aplito é classificado preferencialmente granitóide sin-colisional.

O Aplito Bico de Pedra mostra um grande fracionamento para os terras raras, com razões $(La/Yb)_N$ variando de 34 a 67, além de uma pequena anomalia positiva para o Lu e negativa para o Eu (Figura 5.12).

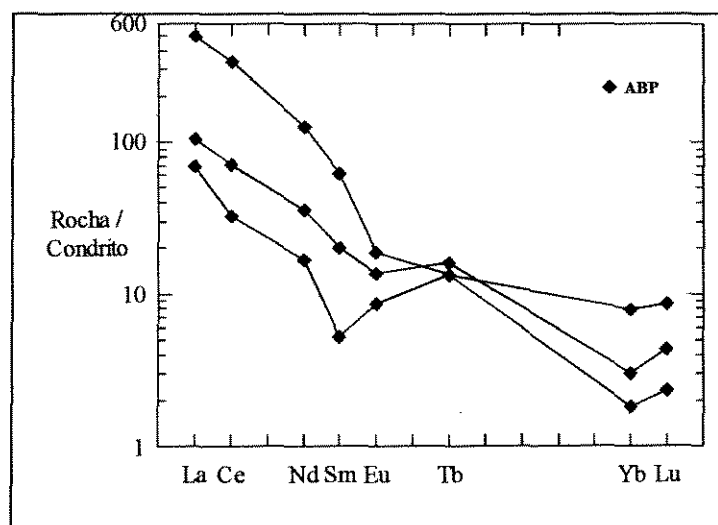


Figura 5.12: Diagrama de elementos terras raras do Aplito Bico de Pedra (ABP), normalizado segundo Evensen *et al.* (1978).

Legenda: ABP - Aplito Bico de Pedra

Com base em suas características químicas os trondjemitos podem ainda ser divididos em duas categorias (Barker, 1979; Drummond & Defant, 1990): com baixo teor de Al e com alto teor de Al. O aplito Bico de Pedra possui características destas duas categorias (Tabela 5.5).

A assinatura geoquímica dos elementos maiores e traços do Aplito Bico de Pedra situa-se sempre no limite entre os trondhjemitos pobres e ricos em Al, ou seja, alguns elementos são correlacionáveis com os trondhjemitos com baixo Al (Sr, Y), e outros com os trondhjemitos ricos em Al (Y, Nb), vide Tabela 5.5. Entretanto os terras raras, com seu grande fracionamento (Tabela 5.5 e Figura 5.12), tem um comportamento similar com os trondhjemitos ricos em Al. Isto pode indicar uma afinidade genética maior com este tipo de magma, pois os trondhjemitos pobres em Al possuem um fracionamento menor, ou mesmo incipiente para os terras raras. Além disto, os trondhjemitos pobres em Al possuem uma grande anomalia negativa de Eu que representa a retenção de plagioclásio na fonte (Barker *et al.*, 1976; Condie, 1978; Ujike & Goodwin, 1987).

Tabela 5.5: Comparação das composições químicas entre os trondhjemitos de Barker (1979) e do Aplito Bico de Pedra.

	Trondhjemitos com baixo Al (Barker, 1979; Drummond & Defant, 1990)	Trondhjemitos com alto Al (Barker, 1979; Drummond & Defant, 1990)	AP-1	AP-2	AP-3
SiO ₂	< 70 %	> 70 %	71.24	69.74	73.19
Al ₂ O ₃	< 15 %	> 15 %	14.68	16.04	14.65
FeOt + MgO	< 3.4 %	< 3.4 %	3.80	2.24	3.65
CaO	1.5-3.0 %	1.5-3.0 %	2.22	3.18	0.81
K ₂ O	< 2.5 %	< 2.5 %	2.37	1.44	2.54
Sr	< 200 ppm	> 300 ppm	93	161	92
Y	-	< 15 ppm	25	4	8
Sr/Y	< 40	> 40	3.7	40	11.5
Rb/Sr	-	< 0.12	0.47	0.06	0.65
K/Rb	-	< 550	538	1440	423
Nb	> 14 ppm	< 10 -11 ppm	na	Na	na
(La/Yb) _N	Pequena	Grande (> 10)	62.33	37.77	34.12
Yb _N	0.3<Yb _N <8.5	0.3<Yb _N <8.5	6.27	1.45	2.41

Legenda: AP - Aplito Bico de Pedra

Os processos atualmente mais aceitos para a gênese dos magmas trondhjemíticos com alto Al, estudados e modelados tanto conceitual como experimentalmente, envolvem a fusão parcial de rochas basálticas hidratadas e seus equivalentes metamórficos como xistos verdes, anfíbolitos e eclogitos. Nestes modelos a granada e, possivelmente, a hornblenda são fases residuais da fusão parcial e possuem um papel fundamental nas assinaturas geoquímicas dos magmas gerados (Drummond & Defant, 1990; Martin, 1987, 1993; Wolf & Wyllie, 1994; Rapp & Watson, 1995; Williams *et al.*, 1995; Winther, 1996; Wolde *et al.*, 1996).

Para os trondhjemitos com alto Al Arqueanos é atribuída uma origem a partir de crosta oceânica subductada, onde os metabasaltos hidratados que a constituem seriam fundidos parcialmente em função do alto gradiente geotérmico existente no Arqueano (Drummond &

Defant, 1990; Martin, 1987, 1993). Apesar do resfriamento gradativo da terra, o que implica num gradiente geotérmico mais baixo, esta situação poderia ser recriada até no Cenozóico, caso a placa oceânica subductada fosse jovem (< 25 Ma) e quente (Drummond & Defant, 1990). Entretanto, para os trondhjemitos com alto Al mais jovens, i.e. Fanerozóicos, o modelo de fusão parcial de crosta basáltica subductada tem sido descartado. Os modelos alternativos sugerem que ocorreria a fusão parcial de porções basálticas de crosta inferior pré-existente induzida pelo *underplating* da mesma, também em ambientes de arco (Atherton & Petford, 1993; Williams *et al.*, 1995; Wolde *et al.*, 1996; Barnes *et al.*, 1996). Através de modelamentos petrogenéticos e de experimentos, vários autores procuraram definir as condições de contorno (pressão e temperatura) em que esta fusão poderia ocorrer; alguns resultados são apresentados na Tabela 5.6.

O padrão fracionado dos terras raras e o empobrecimento em HFSE, especialmente Nb e Y, nos trondhjemitos ricos em Al, se deve ao processo de fusão parcial sofrido pelos metabasaltos, onde ocorre a retenção da granada e da hornblenda na fonte. Estes minerais possuem um grande coeficiente de partição para os terras raras pesados e HFSE (granada) e para os terras raras médios, Nb e Ti (hornblenda), influenciando decisivamente na assinatura geoquímica da fusão magmática (Drummond & Defant, 1990; Martin, 1993). Entretanto, Rapp (1995) argumenta, com base em experimentos e modelamentos teóricos, que na gênese dos trondhjemitos ricos em Al, via fusões parciais de metabasaltos, os anfibólios são fundidos, restando apenas a granada, a qual seria responsável pelo fracionamento dos terras raras e pelo empobrecimento em HFSE.

Tabela 5.6: Condições de contorno de pressão e temperatura necessárias para a gênese de magmas trondhjemiticos ricos em AL.

	Pressão	Temperatura	Modelo genético do magma trondhjemitico com alto Al
Drummond & Defant (1990)	23-26 kbar	700-775	fusão parcial de crosta subductante
Williams <i>et al.</i> (1995)	1 Gpa	750-850	<i>underplating</i> de crosta pré-existente
Wolde <i>et al.</i> (1996)	8-12 kbar	800-1000	<i>underplating</i> de crosta pré-existente
Winther (1996)	5-30 kbar	700-1150	experimento com rochas máficas

Levando em consideração o contexto geológico da porção sul do Quadrilátero Ferrífero onde, segundo Endo (1997), teria ocorrido uma colisão de placas obliqua no Evento Transamazônico, a origem dos aplitos Bico de Pedra pode estar associada a este ambiente tectônico, onde o magma seria proveniente da placa subductante.

Tabela 5.4: Análises químicas de rochas da Mina de Bico de Pedra.

	Aplito Bico de Pedra hidrotermalizado e mineralizado							Aplito Bico de Pedra			Meta-Ultramáfica-DNL		
	A-1	A-2	A-3	B-1	B-2	B-3	B-4	Ap-1	Ap-2	Ap-3	UM-1	UM-2	UM-3
SiO ₂	49,79	54,97	55,42	44,24	58,86	52,68	50,96	68,8	67,7	72,36	46,39	47,03	46,22
Al ₂ O ₃	8,04	14,43	16,74	9,76	11,83	14,48	13,66	14,18	15,57	14,48	3,4	2,74	5,21
FeO	15,86	7,95	10,05	21,89	8,46	10,82	14,31	2,76	1,21	1,67	7,47	8,82	7,93
MnO	1,37	0,21	0,06	0,15	0,11	0,16	0,07	0,04	0,06	0,03	0,2	0,21	0,16
MgO	4,03	1,67	4,46	5,8	3,22	5,67	9,63	1,04	1,03	1,98	21,46	24,76	21,08
CaO	2,83	2,14	1,39	2,96	2,73	2,38	0,32	2,14	3,09	0,8	5,19	4,43	4,96
Na ₂ O	0,54	1,97	2,35	0,04	1,92	3,25	0,88	4,46	6,71	4,65	0,05	0,02	0,02
K ₂ O	2,33	3,77	3,87	5,39	3,69	4,11	5,24	2,29	1,4	2,51	0,2	0,02	0,02
TiO ₂	0,71	0,26	0,76	1,1	0,79	1,36	0,96	0,45	0,12	0,15	0,19	0,15	0,2
P ₂ O ₅	0,13	0,03	0,16	0,22	0,09	0,26	0,14	0,11	0,05	0,05	0,01	0,01	0,03
LOI	13,4	8,58	4,5	4,91	6,93	4,13	3,11	3,83	3,81	2,04	12,23	8,78	11,43
Total	100,8	96,87	100,88	98,89	99,56	100,5	100,87	100,41	100,88	100,91	97,63	97,94	98,13
Rb	71	98	145	235	114	150	233	44	10	60	10	10	16
Cs	0,5	0,5	8,4	8,2	4	7,1	10	0,5	0,5	1,2	1,2	0,5	0,5
Sr	91	146	93	108	110	114	22	93	161	92	98	137	103
Ba	542	3345	861	746	868	814	541	839	529	986	26	6	24
Sc	9,5	6,2	17	24	17	32	35	5,3	1,3	2,7	19	22	21
Y	10	14	15	20	18	22	12	25	4	8	8	2	4
Th	3,4	100	1,9	2,7	5,8	0,5	0,8	49	0,6	12	0,5	0,5	1,1
U	160	13	0,9	7,5	2,3	0,5	0,5	1,8	0,5	4,8	0,5	0,7	0,5
Zr	83	346	106	105	103	120	80	286	65	105	15	7	17
Hf	2,3	8,2	2	2,4	2	2,5	1,7	7,3	1,4	3,4	0,7	0,5	0,5
V	52	62	88	137	135	201	207	20	9	16	48	49	73
Cr	380	17	110	170	89	79	360	25	14	14	2810	2900	2900
Mo	ald	ald	ald	123	88	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald
W	7	19	14	30	14	81	3	5	4	10	3	3	3
Co	48	60	22	43	110	25	85	6	3	5	59	85	67
Ni	313	41	120	81	50	62	123	11	13	22	404	484	437
Cu	490	6237	199	251	9061	4	50	26	2	2	5	38	4
Ag	3,5	53,9	0,4	0,4	8,9	0,4	8,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
Au	0,336	0,224	0,031	0,029	0,755	ald	0,439	ald	ald	ald	ald	ald	ald
Zn	269	482	321	155	187	299	465	31	18	36	66	142	173
Cd	0,8	8,2	ald	Ald	2,8	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald
Hg	ald	ald	ald	Ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald
Pb	241	557	19	5	70	12	687	20	11	33	10	6	14
As	74	31	47	13	55	8	42	6	2	2	12	76	2
Sb	4,9	2,7	11	1,6	1,4	0,7	4,1	3,3	0,4	0,7	2,8	0,9	3
Bi	ald	ald	ald	ald	7	ald	61	ald	ald	ald	ald	ald	ald
Se	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald
La	33,7	72,8	17,9	16,9	17,5	17	11,5	123	17,2	25,9	1,9	0,9	2,4
Ce	65	122	35	33	34	35	27	213	21	45	5	3	6
Nd	27	35	15	13	14	19	16	60	8	17	5	5	5
Sm	5,3	5,8	3	3	3,1	3,4	3,2	9,6	0,8	3,1	0,3	0,2	0,5
Eu	1,6	1,6	1	0,8	0,9	1,1	1	1,1	0,5	0,8	0,1	0,1	0,2
Tb	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5	0,7	0,7	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5
Yb	0,5	1,3	1,2	1,7	1,4	1,9	0,7	1,3	0,3	0,5	0,5	0,3	0,3
Lu	0,05	0,2	0,22	0,23	0,24	0,28	0,11	0,22	0,06	0,11	0,13	0,08	0,08

Legenda: DNL – Domínio Nova Lima; LOI – perda ao fogo; ald – abaixo do limite de detecção

Continuação da Tabela 5.4

	Metamáfica do DNL				Metamáfica do DNL mineralizada			Meta-intrusiva máfica				
	CL-1	CL-2	CL-3	CL-4	CM-1	CM-2	CM-3	I-1	I-2	I-3	I-4	I-5
SiO ₂	48,71	44,06	50,02	50,14	44,29	43,13	40,35	44,99	45,47	46,61	48,87	52,48
Al ₂ O ₃	12,08	12,06	12,16	12,19	8,88	7,97	8,06	10,36	11,3	11,43	13,21	14,66
FeO	13,40	18,82	18,89	19,13	16,96	15,28	22,85	12,44	11,16	11,36	12,87	9,92
MnO	0,18	0,19	0,16	0,16	0,23	0,56	0,27	0,23	0,18	0,18	0,17	0,04
MgO	6,36	5,52	5,05	5,17	4,7	6,19	6,63	4,49	4,47	4,54	3,82	10,16
CaO	4,32	2,66	1,83	1,82	6,46	5,02	2,3	8,51	7,05	7,08	6,08	0,72
Na ₂ O	1,51	0,12	0,58	0,53	1,78	0,73	0,03	1,08	1,21	1,32	2,04	0,1
K ₂ O	1,16	3,38	1,41	1,42	1,26	1,37	1,87	4,42	3,44	3,47	3,02	7,06
TiO ₂	1,4	3,24	3,19	3,2	1,05	1,34	1,4	2,91	3	3,06	3,2	1,06
P ₂ O ₅	0,13	0,36	0,36	0,38	0,1	0,18	0,21	0,43	0,41	0,42	0,62	0,2
LOI	8,38	6,73	4,19	4,36	11,24	11,99	11,85	7,74	9,54	9,37	4,17	1,83
Total	99,12	99,23	99,94	100,64	98,83	95,47	98,34	98,97	98,48	100,11	99,5	99,35
Rb	43	136	51	55	45	69	93	153	103	103	102	291
Cs	1,1	6,1	1,8	2,9	0,5	4,5	5,6	5,2	10,8	11	2,7	6
Sr	162	85	79	79	233	85	42	359	300	305	235	18
Ba	324	314	280	266	340	234	247	464	567	580	503	563
Sc	37	40	39	39	28	26	29	22	27	27	22	26
Y	33	58	62	61	24	33	31	43	40	41	41	32
Th	2	2,8	2,8	2,9	1,5	2,6	2,8	3,6	4,2	3,8	5,3	14
U	1,1	1	0,5	0,5	0,6	0,5	1,4	0,8	1,4	0,9	1,3	2,2
Zr	95	227	247	247	81	110	133	250	248	254	260	173
Hf	1,4	6,2	6,4	6,2	1,2	2,7	3,1	5,9	6	6,3	6	4,7
V	216	196	176	174	153	140	164	195	202	209	103	126
Cr	100	61	45	48	83	93	68	28	27	28	45	310
Mo	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald	ald
W	14	19	12	12	9	3	3	5	3	3	4	7
Co	42	35	46	44	37	56	130	37	24	23	38	35
Ni	44	49	39	39	129	83	140	33	29	30	37	104
Cu	158	75	177	173	1427	321	33	104	21	18	57	3
Ag	10,9	0,5	0,4	0,4	11,2	15	59,4	0,7	0,5	0,8	0,4	0,4
Au	2,95	ald	0,031	0,011	0,407	0,056	0,218	0,023	ald	ald	ald	ald
Zn	115	183	127	122	71	13092	1263	138	107	106	151	181
Cd	ald	ald	ald	ald	0,9	82,9	74	ald	ald	ald	ald	ald
Pb	4178	20	5	7	1987	5826	11909	26	82	95	28	8
As	3	12	29	27	11	71	200	7	27	26	4	2
Sb	1,8	2,3	0,9	0,8	12	25	14	2,6	1,8	1,9	2,4	1,4
Bi	ald4	ald	ald	ald	339	6	66	ald	ald	ald	ald	ald
Se	ald	ald	ald	ald	ald	ald	4	ald	ald	ald	ald	ald
La	9,6	14,7	16	15,5	6	13	13,9	30,3	32,4	33,2	36,3	35,3
Ce	24	40	42	41	14	30	31	72	71	77	78	71
Nd	12	20	27	26	5	14	15	30	41	38	34	27
Sm	3,6	6,4	7,4	7,3	2,2	3,8	3,6	7,6	8,5	8,4	7,9	6,2
Eu	1,2	1,9	2,2	2,2	0,8	1,3	1,3	2,8	2,3	2,7	2,3	1
Tb	0,9	1,6	1,8	1,6	0,7	1	0,9	1,4	1,1	1,4	1,3	0,5
Yb	3,3	5,7	6,3	6,3	2,1	3,3	3,1	3,5	2,9	3,2	3,7	3
Lu	0,53	0,91	0,98	0,99	0,36	0,54	0,5	0,57	0,42	0,47	0,58	0,47

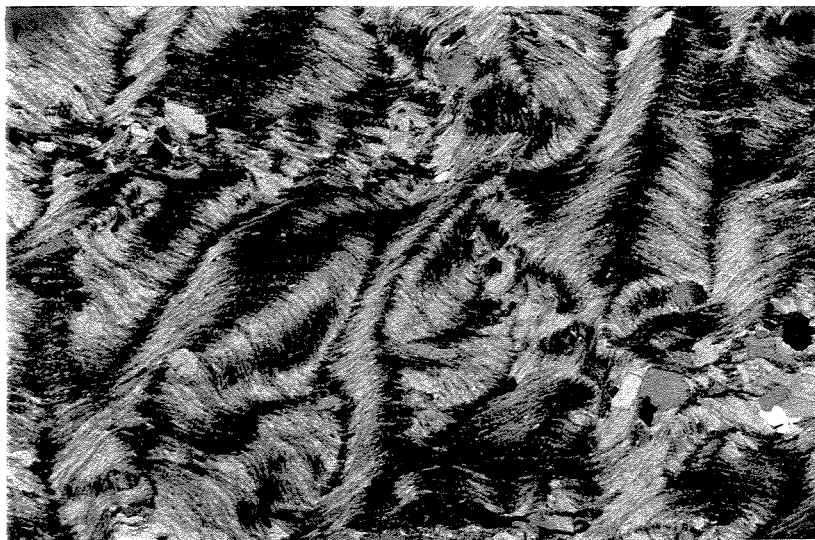


Foto 5.1: O comportamento plástico da Metaultramáfica do Dominio Nova Lima permitiu o desenvolvimento de um complexo padrão de dobras, conturbando a foliação da rocha. Nícois cruzados, largura da foto: 6 mm.

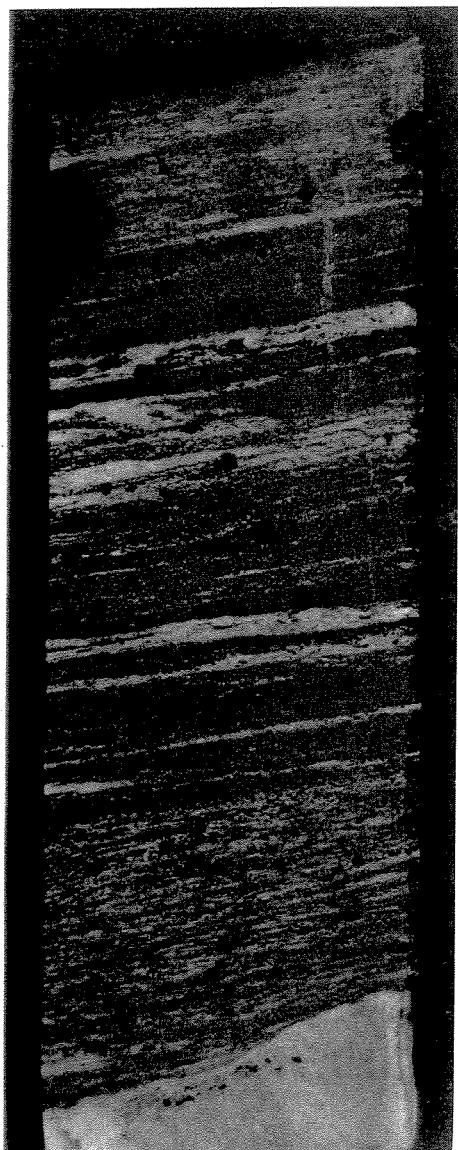


Foto 5.2: Metamáfica do Dominio Nova Lima com sua intercalações de bandas máficas e félsicas. Na porção central da amostra observam-se porfiroblastos de magnetita. Largura da amostra 6 cm.

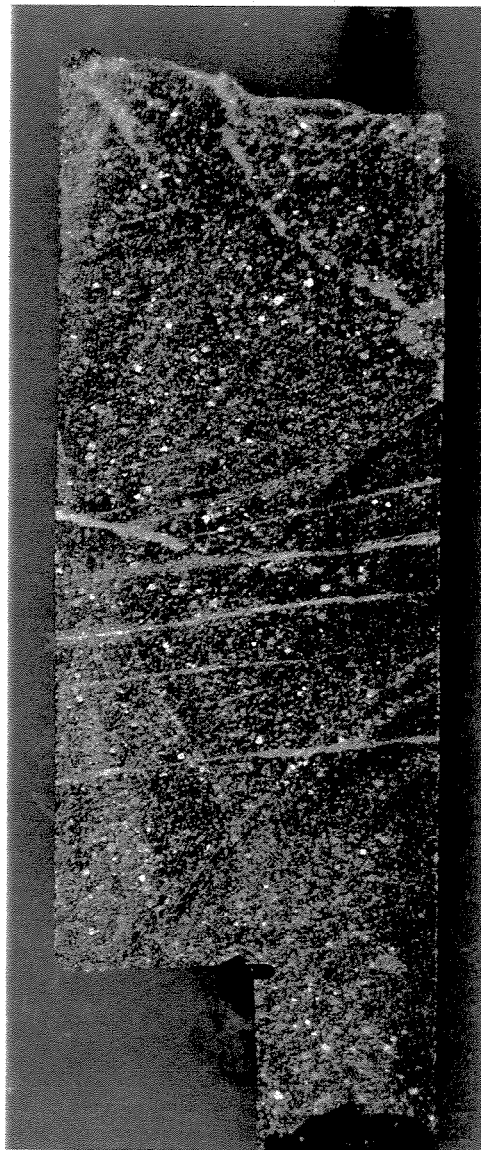


Foto 5.3: Metaintrusiva máfica com aparência ígnea, sem foliação e com textura porfírica (cristais brancos), cortada por venulas constituídas por calcita. Largura da amostra 6 cm.

Foto 5.4: Os aparentes cristais com textura ígnea porfírica, da Foto 5.3, são na realidade poiquiloblastos de muscovita (M) e anquerita (A) provenientes da alteração hidrotermal. Observam-se ainda diminutos cristais castanhos de biotita, definindo a foliação da rocha. Luz plana, largura da foto: 6 mm.

Foto 5.5: Idem anterior , com nicois cruzados

Foto 5.6: Contato concordante entre o Aplito Bico de Pedra (ABP) e a Metamáfica (MM) do Domínio Nova Lima, onde se destacam a foliação da MM e o aspecto ígneo maciço do ABP. Largura da amostra: 6 cm.

Foto 5.7: Contato concordante entre o Aplito Bico de Pedra e a Metaintrusiva máfica (MI). Neste contato o ABP mostra sinais mais evidentes de deformação, evidenciado pelos minerais escuros (mica) que definem uma foliação incipiente. Largura da amostra: 6 cm.

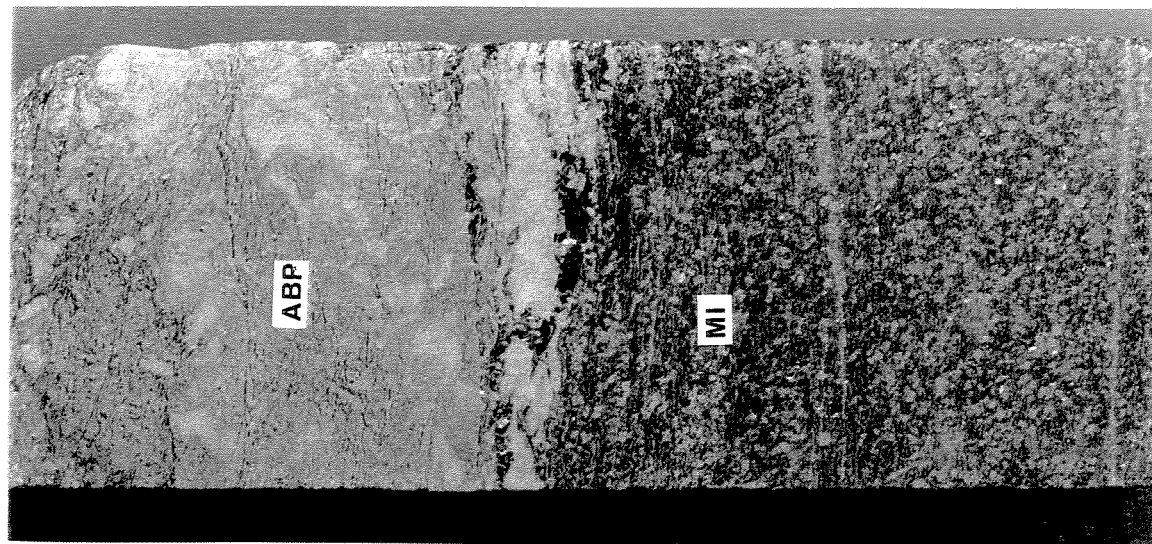


Foto 5.7

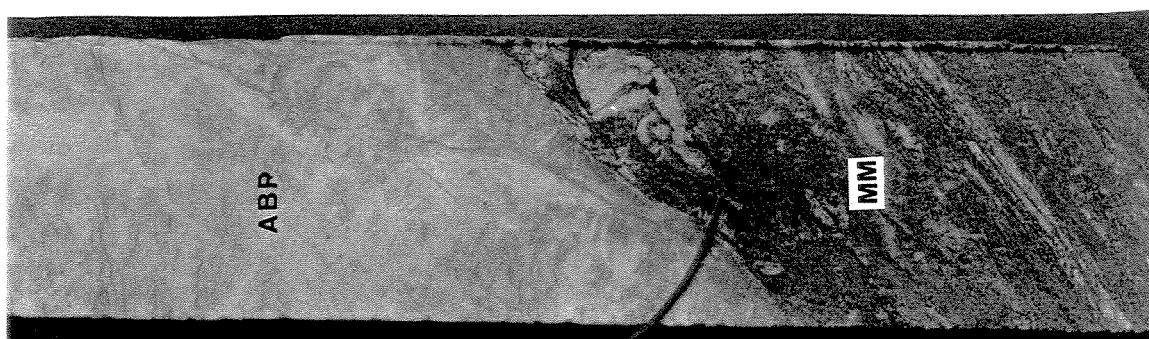


Foto 5.6

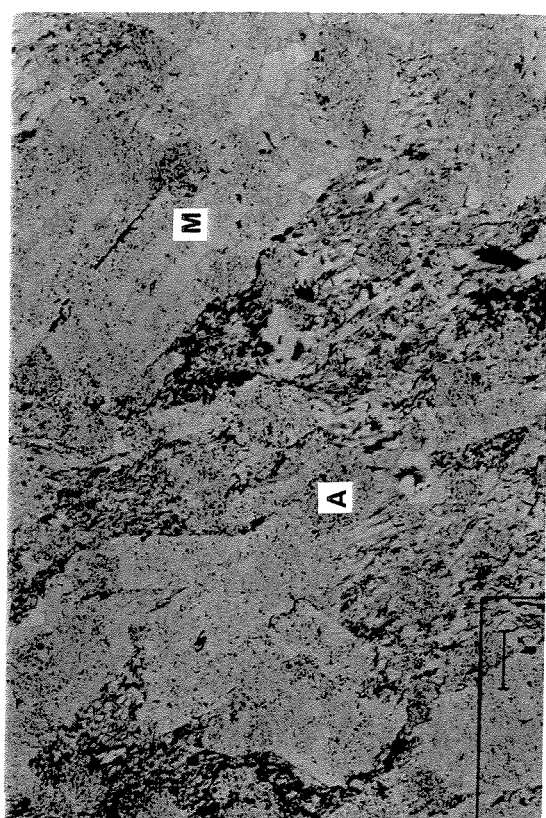


Foto 5.4

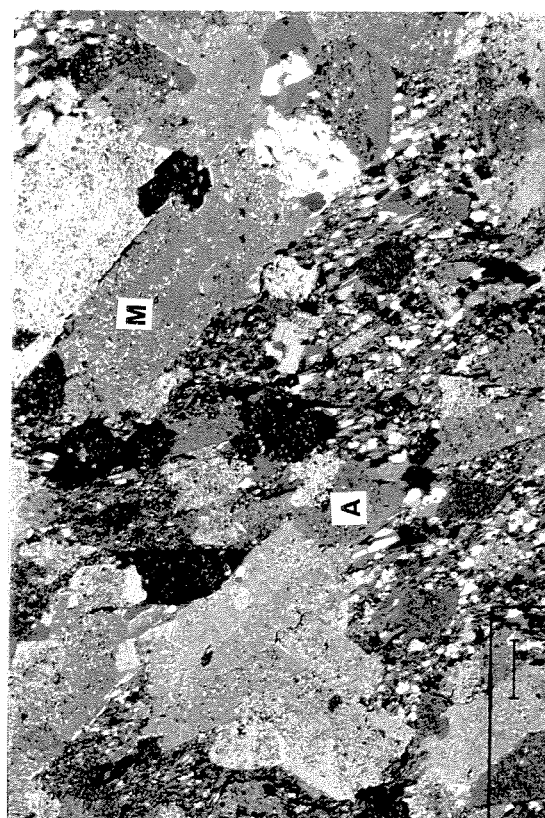


Foto 5.5

Foto 5.8: Contato discordante entre o Aplito Bico de Pedra (ABP) e a Metaintrusiva máfica (MI) onde pode-se observar uma aureola de alteração no aplito (borda mais escura).
Largura da amostra: 6 cm.

Foto 5.9: Aplito Bico de Pedra, com suas características ígneas macroscópicas preservadas, i.e., o seu aspecto leucocrático e maciço. Largura da amostra: 6 cm.

Foto 5.10: Cristais de albita do Aplito Bico de Pedra com textura ígnea preservada, como a textura subidiomórfica, e também com indícios de deformação, conforme denuncia a macla polissintética distorcida (cristal no centro da foto). Nícois cruzados, altura da foto: 1,5 mm.

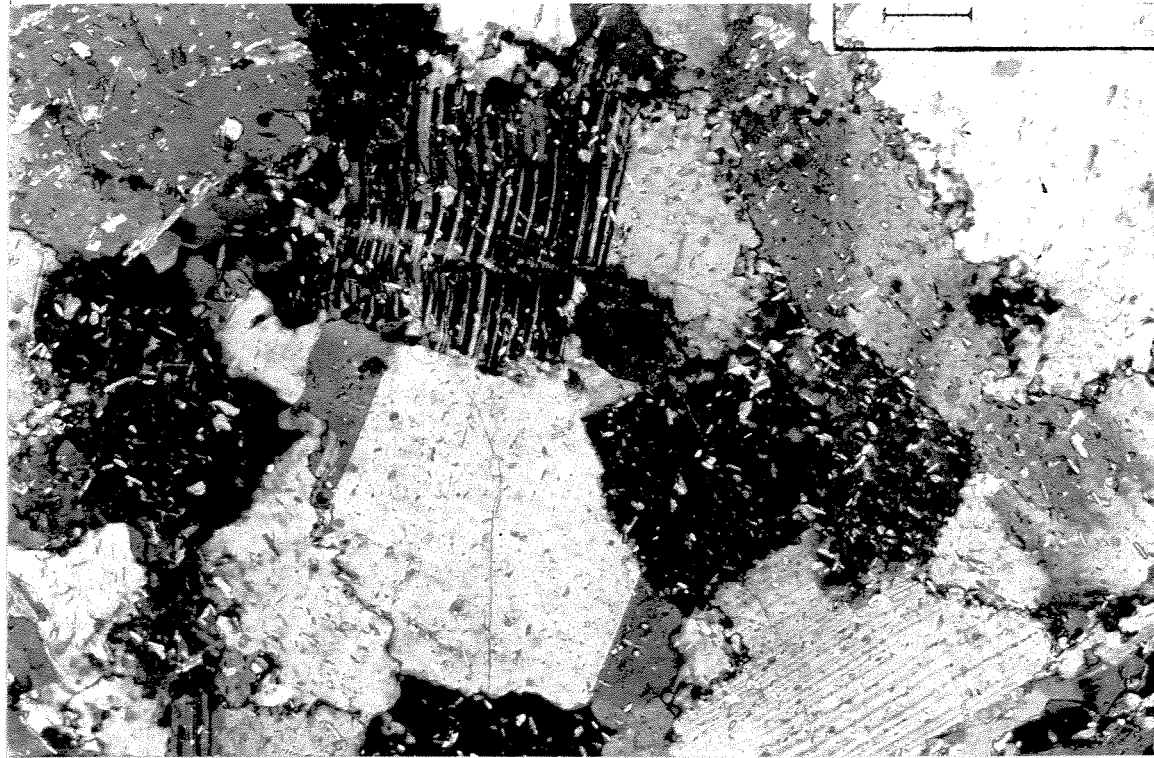


Foto 5.10



Foto 5.9

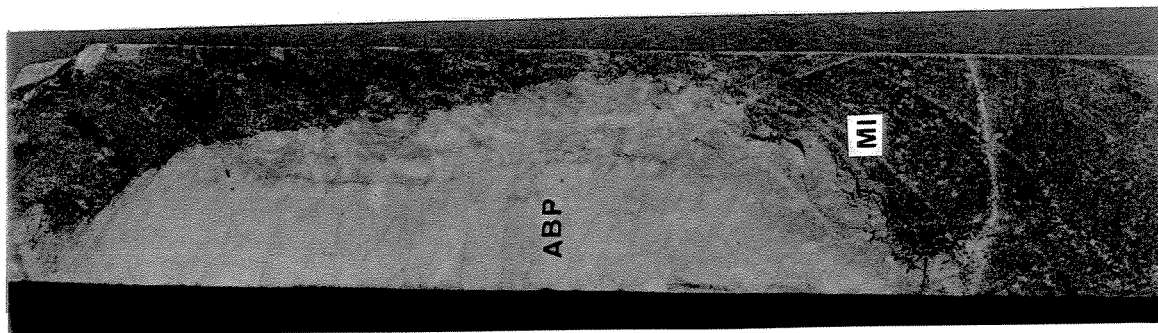


Foto 5.8

Capítulo 6

Rochas Mineralizadas

Alteração Hidrotermal, Química Mineral, e Geoquímica do Hidrotermalismo

6.1 Introdução

A mineralização aurífera de Bico de Pedra está hospedada principalmente no Aplito Bico de Pedra (ABP) e, subordinadamente, nas metamáficas (carbonato-clorita-xisto com biotita e plagioclásio) da Unidade Metaígneia do Domínio Nova Lima (Figuras 4.3-C, 5.2).

cresceu tanto

A deformação, alteração hidrotermal e mineralização aurífera produziram significativas modificações texturais, mineralógicas e químicas no aplito, obliterando suas texturas ígneas e composição química originais. A atuação destes processos deu-se de forma heterogênea no aplito, produzindo desde rochas com seus minerais ígneos deformados até milonitos onde a mineralogia ígnea foi destruída e substituída por novas fases minerais. Na metamáfica a deformação provavelmente proporcionou a reativação da foliação pré-existente (S_{DNL1}), enquanto o hidrotermalismo produziu modificações mais evidentes na metamáfica, representadas por uma potassificação e carbonatação das rochas, além de sua mineralização.

Neste capítulo são descritas as modificações mineralógicas, texturais e químicas impostas pelo hidrotermalismo e deformação nas rochas mineralizadas.

6.2 Alteração Hidrotermal e Mineralização

6.2.1 Aplito Bico de Pedra

A atividade hidrotermal manifestou-se intensamente no aplito, produzindo mudanças significativas em sua composição mineralógica. Nas zonas de cisalhamento houve a recrystalização da albita e, naquelas onde houve maior percolação de fluidos devido a um aumento da permeabilidade em função da deformação, ocorreu a destruição da albita e o crescimento de moscovita, anquerita, biotita, quartzo, sulfetos e óxidos.

A continuidade destes processos levou à formação de bandas mono e poliminerálicas, constituídas pelos minerais hidrotermais, nas mais variadas combinações e proporções

mineralógicas. As bandas possuem morfologias lenticulares (sigmoidais ou não) e espessuras que variam de milimétricas a métricas. No aplito a mineralização está localizada no interior dessas bandas hidrotermalizadas, como também ocorre em contato direto com o aplito. As bandas mineralizadas são concordantes com a foliação milonítica presente na rocha (Fotos 6.1-6.6, 4.8-4.10).

As associações mineralógicas mais comuns formam bandas micáceas e bandas carbonáticas, quartzosas, e sulfetadas. Nas *bandas micáceas* há o predomínio ora da sericita ora da biotita (Fotos 6.1, 6.2, 6.4), subordinados a estes minerais tem-se: carbonato, quartzo, restos de plagioclásio ígneo e clorita e, mais raramente, sulfetos e óxidos. Nas bandas micáceas com predominância de *sericita* a mineralização é incipiente, sendo constituída por cristais lamelares e disseminados de ilmenita, e muito raramente de pirrotita, calcopirita e arsenopirita. A biotita e a pirita podem ocorrer esporadicamente nesta banda como porfiroblastos, especialmente nas proximidades do contato com as bandas quartzosa ou carbonática (Fotos 6.7, 6.8). No interior das bandas micáceas é comum a ocorrência de pequenas lentes com quartzo, carbonato e pirita. Nas rochas onde a *biotita* passa a ter uma concentração mais expressiva, muitas vezes como o único mineral micáceo, a mineralização é mais abundante sendo constituída por ilmenitas lamelares e granulares, pirita, pirrotita e calcopirita (Foto 6.14).

Nas demais bandas minerais (*carbonáticas, quartzosas, e sulfetadas*), onde se concentra a mineralização, os sulfetos, os óxidos (raros), o quartzo e o carbonato são em geral granulares, e qualquer um destes minerais pode ser o principal constituinte da banda, que ainda possuem pequenas quantidades de biotita e turmalina. Deste modo, podem ocorrer bandas de sulfeto maciço margeadas pelo aplito (Fotos 6.10, 6.11, 4.9, 4.10), por delgadas lentes carbonáticas ou quartzosas e, esporadicamente, são encontrados reminiscentes lenticulares de bandas micáceas (Fotos 6.7, 6.9, 4.8). Os principais sulfetos presentes são a pirita e a pirrotita e, subordinadamente, a calcopirita, a esfalerita, a galena, a arsenopirita, a magnetita, a ilmenita e o bismuto metálico. A granulometria dos minerais destas bandas é em geral superior à dos minerais das bandas micáceas.

Em raras ocasiões foram observadas bandas delgadas de biotita com pirita em rochas milonitizadas onde haviam apenas plagioclásio, intensamente deformado, e quartzo, sem carbonato ou mesmo sericita. Estas bandas são concordantes com a foliação tectônica, porém os minerais não guardam sinais de deformação. A pirita ocorre em porfiroblastos idiomórficos

sem sombras de pressão, e a biotita também está bem desenvolvida e sem feições de deformação (Fotos 6.10-6.13).

As delgadas palhetas de **sericita** tem sua origem relacionada com a deformação e destruição do plagioclásio, concentrando-se particularmente nas bordas e fraturas no interior dos cristais. Com o incremento da deformação e do hidrotermalismo, a sericita passa a formar bandas centimétricas a métricas, e seus cristais possuem textura lepidoblástica.

Nas bandas micáceas dos litotipos mais alterados e deformados a **biotita** cresceu sobre a sericita (Foto 6.7), tanto de modo concordante com a foliação, como obliterando a mesma, possuindo portanto as texturas lepidoblástica (Foto 6.14) e poiquiloblástica. Em ambas as situações é comum encontrarem-se inclusões de quartzo e ilmenita nesta mica. A granulometria dos cristais poiquiloblásticos é invariavelmente superior à das biotitas lepidoblásticas, e ambas possuem um tamanho bem superior em relação ao da sericita. A blastese da biotita sobre a sericita nestas bandas micáceas se desenvolveu com diversas intensidades (Fotos 6.7, 6.8). Encontram-se situações de substituição incipiente, onde os grãos cresceram principalmente próximos aos contatos desta banda com as outras bandas minerais (quartzosas, carbonáticas, e sulfetadas), diminuindo tanto de quantidade, como de tamanho a medida que se afastam deste contato. Em outras rochas a substituição pode chegar a ser completa, consumindo completamente a sericita. Nas bandas quartzosas e sulfetadas a biotita é mais rara, desenvolvendo-se sobre partes corroídas de magnetita e pirita. Em rochas intensamente cisalhadas, porém sem a presença de sericita, e apenas com plagioclásio e quartzo, podem ser encontradas biotitas bem cristalizadas e sem marcas de deformação, formando delgadas bandas, ou mesmo disseminadas na rocha (Fotos 6.12, 6.13). Neste caso postula-se uma substituição da albita pela biotita.

A substituição da albita pela sericita proporcionou um ganho de volume na rocha (geração de espaço livre) assumindo-se, com base na petrografia, que a sílica foi carreada pelos fluidos hidrotermais (Tabela 6.1A; Fotos 6.4, 6.9). Entretanto, as substituições da sericita e da albita pela biotita são reações onde o produto possui volume maior que os reagentes (Tabela 6.1 B e C), ou seja, foram substituições que não geraram espaço livre na rocha. Como a substituição da albita pela sericita é a mais comum, possivelmente o ganho de volume proporcionado por esta reação compensou o volume “perdido” das outras duas reações de substituição.

Tabela 6.1: Reações de substituição promovidas pela deformação e hidrotermalismo e as variações volumétricas decorrentes destas substituições.

Reações de Substituição		Variação de Volume
Reagentes (V_R)	Produtos (V_P)	$\Delta V = V_R - V_P$
(A) $3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{K}^+ + 2\text{H}^+$ $V_{\text{alb}} = 300 \text{ cm}^3/3\text{moles}$	$\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 6\text{SiO}_2 + 3\text{Na}^+$ $V_{\text{ser}} = 109 \text{ cm}^3/\text{mol}$	$\Delta V_1 = 181 \text{ cm}^3/\text{mol}$
(B) $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 6\text{SiO}_2 + 4\text{H}^+ + 2\text{K}^+ + 6\text{O}_2 + 9\text{Fe}^{2+} + 9\text{Mg}^{2+}$ $V_{\text{ser}} = 109 \text{ cm}^3/\text{mol}$	$3\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{OH})_2$ $V_{\text{biot}} = 489 \text{ cm}^3/3\text{moles}$	$\Delta V_2 = -380 \text{ cm}^3/\text{mol}$ $\Delta V_{\text{total}} = (\Delta V_1 + \Delta V_2)$ $\Delta V_{\text{total}} = -199 \text{ cm}^3/\text{mol}$
(C) $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{K}^+ + 2\text{H}^+ + 3\text{Fe}^{2+} + 3\text{Mg}^{2+} + 2\text{O}_2$ $V_{\text{alb}} = 100 \text{ cm}^3/\text{mol}$	$\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{Si}_3\text{AlO}_{10})(\text{OH})_2 + \text{Na}^+$ $V_{\text{biot}} = 163 \text{ cm}^3/\text{mol}$	$\Delta V_3 = -63 \text{ cm}^3/\text{mol}$

Legenda: alb - albita, ser - sericita, biot - biotita. $\Delta V_n > 0$ = volume ganho na rocha pela reação; $\Delta V_n < 0$ = volume consumido na rocha pela reação.

A sericita possui composições semelhantes tanto no aplito não mineralizado como no ACM (aplitto hidrotermalizado e mineralizado). Entretanto, nota-se que a sericita do aplitto é mais enriquecida em Na e empobrecida em Fe do que a do ACM. Isto é compatível com o comportamento dos elementos maiores durante o hidrotermalismo, onde há uma perda de Na e enriquecimento de Fe nas rochas alteradas (Tabela 6.2). De um modo geral as **biotitas** (verde e castanha) possuem composições intermediárias em relação aos membros extremos da sua série e se agrupam na porção central do diagrama de classificação (Figura 6.1). Nas rochas mineralizadas a biotita verde possui teores de Ti e Fe inferiores aos da biotita marrom.

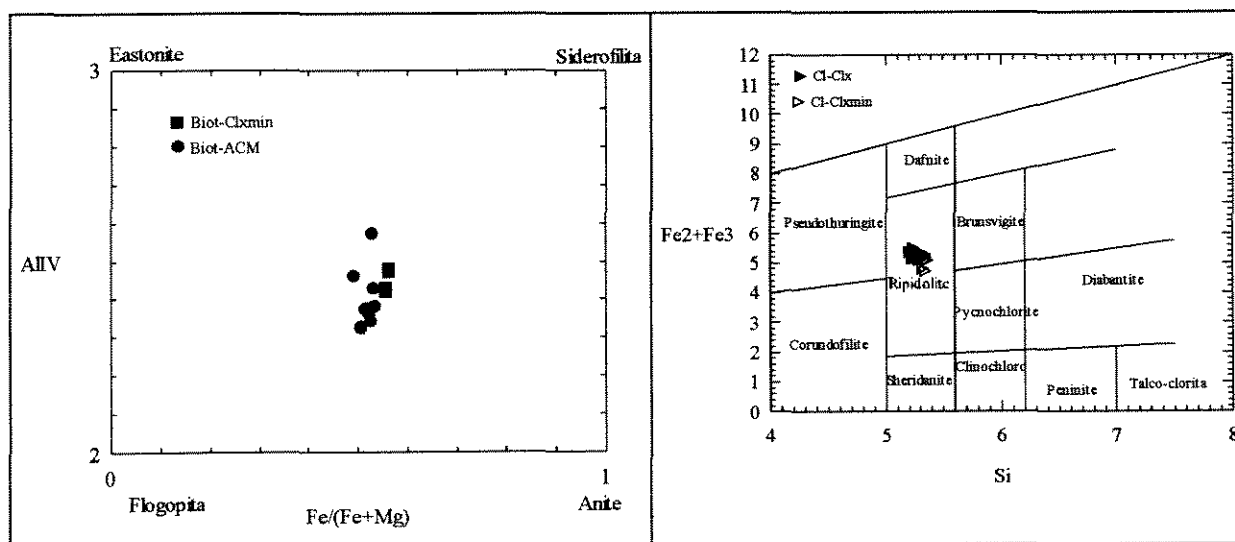


Figura 6.1: A - Campos de composição da série flogopita-biotita (Extraído de Deer *et al.*, 1966). B - Classificação das cloritas dos CLX e CLXMIN, diagrama de classificação modificado de Deer (1966).

Legenda: Biot-biotita, CLXMIN- Clorita xisto mineralizado, CLX-Clorita-xisto, RIntr-Rocha metáigne intrusiva, ACM Aplito Bico de Pedra mineralizado.

Tabela 6.2: Análises de microsonda eletrônica dos filossilicatos presentes nas rochas de Bico de Pedra.

	Clorita		Biotita		Sericita	
	Clxmin	Clx	ACM (BM)	ACM (BV)	ABP	ACM
	n=20	n=7	n=6	n=5	n=6	n=8
SiO ₂	24.33	35.93	36.34	36.90	47.38	47.03
Al ₂ O ₃	20.96	16.61	16.41	16.52	31.04	29.12
FeO	28.37	21.28	20.44	19.95	4.04	5.37
MgO	12.67	9.44	10.32	10.90	1.36	2.06
Na ₂ O	0.04	0.04	0.03	0.04	0.49	0.21
K ₂ O	0.02	9.74	9.42	9.73	10.50	10.88
TiO ₂	0.08	2.02	1.88	1.34	0.30	0.34
H ₂ O	-	3.79	3.80	3.80	4.42	4.35
F	-	0.16	0.18	0.24	0.03	0.07
Total	86.63	99.11	98.86	99.59	99.81	99.74

Legenda: *CLXMIN*- Metamáfica do DNL mineralizada, *CLX*-Metamáfica do DNL, *ABP*-Aplito Bico de Pedra, *ACM*-Aplito Bico de Pedra mineralizado, (BM) biotita marrom, (BV) biotita verde, n - número de análises

Os cristais de **carbonatos** sem feições de deformação tendem a possuir seu habitus romboédrico característico e podem tanto crescer sobre as bandas micáceas, apresentando textura poiquiloblástica, como também substituírem a albita nos aplitos. Mais raramente são encontrados cristais xenomorfos preenchendo cavidades de cristais corroídos de pirita e magnetita.

Nas demais bandas minerais (*carbonáticas, quartzosas, e sulfetadas*) os carbonatos tem vários tipos de texturas como (1) cristais inequigranulares, com contatos poligonais ou interlobados, (2) grãos alongados quando margeados por micas ou associados à níveis quartzosos e, com menor frequência, (3) grãos deformados com extinção ondulante, subgrãos ou mesmo fraturas.

Em termos composicionais os carbonatos podem ser divididos em dois grupos (Figura 6.2 e Tabela 6.3). O grupo de maior importância é constituído por **anquerita** cujas composições variam pouco. Petrograficamente este grupo é representado pelos cristais xenomorfos em bandas mineralizadas ou quartzosas, ou ainda como poiquiloblastos que se desenvolvem sobre a foliação dos xistos. No aplito as anqueritas são precipitadas nas porções corroídas dos cristais de albita. A relação Fe/Mg no aplito não mineralizado é maior que 1, enquanto que nas rochas mineralizadas é menor que 1. O teor de Fe da anquerita dos aplito é maior do que a das rochas mineralizadas.

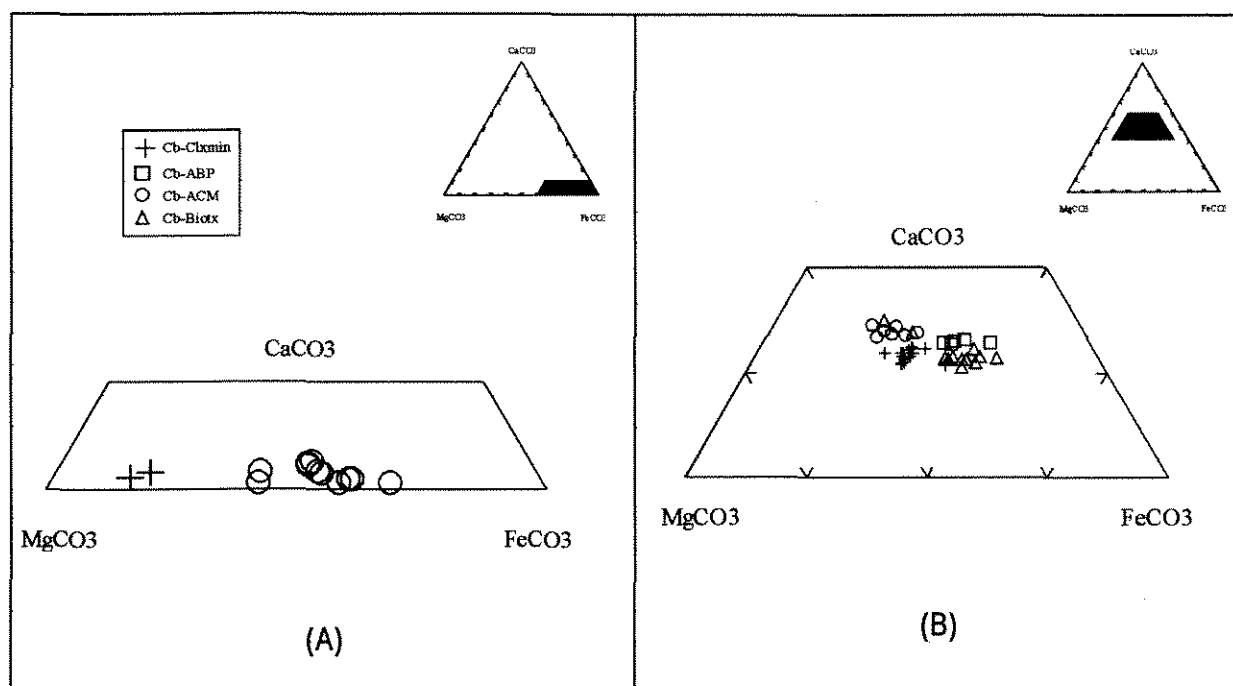


Figura 6.2: Diagramas mostrando os diferentes grupos de carbonatos das rochas mineralizadas e não mineralizadas de Bico de Pedra. Em (A) observa-se a siderita, que ocorre somente nas rochas mineralizadas. (B) Variação composicional da anquerita nas rochas mineralizadas e não mineralizadas.

Legenda: *CLXMIN*- Metamáfica do DNL mineralizada, *CLX*-Metamáfica do DNL, *ABP*-Aplito Bico de Pedra, *ACM* -Aplito Bico de Pedra mineralizado, *Biotx*- Aplito Bico de Pedra mineralizado com biotita abundante

O segundo grupo é formado por sideritas em rochas mineralizadas. Este mineral, relativamente raro, é encontrado substituindo cristais corroídos de sulfetos e magnetita, e aparenta ser o mais tardio das rochas mineralizadas. Destacam-se os seus elevados teores de Mn (Tabela 6.3).

Tabela 6.3: Análises de microsonda eletrônica dos carbonatos das rochas mineralizadas e não mineralizadas de Bico de Pedra.

	Ankerita				Siderita
	ABP n=7	Clxmin n=17	Btx n=5	ACM n=4	ACM n=13
FeCO ₃	25.98	22.27	20.13	17.70	74.66
MnCO ₃	1.39	1.17	1.63	1.82	9.17
MgCO ₃	20.74	25.85	25.86	26.70	14.84
CaCO ₃	52.41	50.10	53.30	53.34	1.05
SrCO ₃	0.17	0.12	0.13	0.14	0.09
Total	100.70	99.53	101.06	99.72	99.82

Legenda: *Clxmin*- Metamáfica do DNL mineralizada, *CLX*-Metamáfica do DNL, *ABP*-Aplito Bico de Pedra, *ACM* -Aplito Bico de Pedra mineralizado, *Biotx*- Aplito Bico de Pedra mineralizado com biotita abundante, n - número. de análises.

Como mencionado anteriormente, a mineralização de Bico de Pedra é polimetálica sendo constituída por pirita, pirrotita, calcopirita, esfalerita, galena, arsenopirita, ilmenita, magnetita, bismuto metálico e calcocita (Fotos 6.15 e 6.16). Destes minerais a pirita é o sulfeto predominante, seguida por quantidades variáveis dos demais. A presença de pirita como único

sulfeto das bandas mineralizadas é comum; a ocorrência de pirrotita está associada frequentemente a existência de calcopirita. A esfalerita e a galena não possuem necessariamente uma relação de dependência entre si. O bismuto metálico está sempre associado como inclusões aos sulfetos de Cu e Pb e à pirrotita.

Foram observados alguns modos de ocorrência da **pirita** na mineralização, os mais importantes, por clareza de descrição no texto, são denominados pirita 1 e pirita 2.

A **pirita 1** é rara e somente encontrada em espessas bandas mineralizadas. Seus cristais estão deformados e a observação das texturas tectônicas só foi possível quando as amostras foram atacadas com HNO₃ a 20% em volume. Apresentam-se formando massas alongadas e disformes onde os grãos mostram as texturas de deformação, caracterizadas por subgrãos, migração de bordas e fraturas em seu interior. Ao redor dos agregados maiores ocorrem grãos pequenos provenientes de sua cataclase. Alguns grãos recristalizados possuem contatos em forma de junções triplíceis, com ângulos de 120°, e estão livres dos subgrãos em seus interiores. Não foram observadas inclusões de outros minerais na pirita 1 (Fotos 6.17, 6.26, 6.27).

A **pirita 2** é mais abundante e representada por grãos poiquiloblásticos idiomórficos, contendo inclusões de quartzo, calcopirita, galena e esfalerita. Este tipo de pirita desenvolveu-se a partir tanto da recristalização da pirita 1, como também pela sua precipitação a partir de fluidos mineralizados nas bandas quartzosas e micáceas. Nas bandas micáceas, principalmente nas ricas em biotita, os cristais cresceram nas proximidades dos contatos com as bandas mineralizadas, diminuindo tanto de tamanho como de frequência com o aumento da distância destes contatos. Após a sua cristalização, os grãos foram atacados por fluidos, o que causou a corrosão de seus grãos e, no espaço gerado, houve a precipitação de clorita, siderita, pirrotita, calcopirita, galena, esfalerita, magnetita e ilmenita (Fotos 6.15, 6.16, 6.17, 6.19, 6.20, 6.22, 6.26, 6.27). A composição da pirita 2 apresenta traços de Ni, Co, Se e ausência de arsênio (Tabela 6.4).

Ao lado da pirita, a **pirrotita** é o principal sulfeto, ocorrendo sempre associada com a calcopirita, em todos os horizontes mineralizados. Seus cristais granoblásticos, com contatos a 120° (junções triplíceis), formam agregados alongados ou granulares, e apresentam relações de intercrescimento com vários minerais como calcopirita, arsenopirita e a galena, podendo inclusive porta-los como inclusões. O bismuto metálico é encontrado em seu interior como inclusão, principalmente quando em contato com a calcopirita. Os cristais de pirrotita são substituídos, a partir de corrosões em suas bordas, por esfalerita (Fotos 6.15, 6.16, 6.18).

Outro tipo de alteração sofrida pela pirrotita, a partir de suas bordas e fraturas, foi sua transformação em pirita e em óxidos de ferro. A pirrotita possui apenas Se como elemento traço em sua composição (Tabela 6.4).

A **arsenopirita** é um mineral dificilmente observado nestas rochas, tanto nas porções micáceas como quartzosas, onde sua morfologia varia de xenomorfa a idiomórfica. Em algumas seções ela está intercrescida, ou mesmo inclusa, na pirrotita e, mais raramente, na pirita 2. A arsenopirita, como os sulfetos de ferro, possui traços de Se, além do Co (Tabela 6.4).

A **calcopirita** esta situada preferencialmente nas bandas quartzosas e sulfetadas, e raramente está presente nas bandas micáceas ricas em biotita. Seus cristais são xenomorfos e ocorrem freqüentemente intercrescidos, ou mesmo contendo inclusões de pirrotita, esfalerita e galena. Além disto são observadas inclusões de bismuto metálico. A calcopirita substitui as piritas a partir de suas bordas e fraturas. Alguns exemplares de calcopirita foram parcialmente substituídos por **calcocita** (Fotos 6.15, 6.16, 6.19, 6.20). As composições das calcopiritas são semelhantes em todas as rochas mineralizadas, e mostram apenas traços de Se (Tabela 6.4).

A **esfalerita** é o sulfeto mais tardio, substituindo todos os demais sulfetos. Está invariavelmente localizada nas bandas quartzosas, carbonáticas e sulfetadas, não sendo encontrada nas bandas micáceas (Fotos 6.15, 6.22). A esfalerita possui quantidades traço de Cu, Se, e Cd (Tabela 6.5).

Os cristais de **galena** são invariavelmente xenomorfos e estão precipitados em porções corroídas de piritas, entre os contatos da pirrotita, ou mesmo intercrescida com a arsenopirita. Este mineral está intercrescido com a pirrotita e com a calcopirita e possui inclusões de bismuto metálico, geralmente nas extremidades dos grãos (Fotos 6.15, 6.16, 6.20, 6.21). Em termos de elemento traço a galena porta apenas prata (Tabela 6.5).

O **bismuto metálico** ocorre nas bandas quartzosas e sulfetadas como cristais xenomorfos e inclusos na galena, na calcopirita e na pirrotita. Raros exemplares são encontrados livres na ganga, ou mesmo preenchendo corrosões da pirita (Fotos 6.15, 6.16, 6.21). O bismuto apresenta traços de Cu, Fe, Sb, e Se em sua composição.

Nas bandas mineralizadas os cristais de **magnetita** possuem uma morfologia que varia de xeno a idiomórfica, e estão com freqüência associados com a pirita. Esta associação grada desde um equilíbrio entre os dois minerais até uma relação de substituição da pirita pela magnetita. Nas bandas micáceas são observados poiquiloblastos idiomórficos portando

inclusões de quartzo, ilmenita e raramente restos de pirita. Este mineral sofreu o ataque de soluções corrosivas, o que criou cavidades que foram preenchidas por siderita, pirrotita, e biotita.

Os cristais alongados de **ilmenita** estão preferencialmente alojados nas bandas micáceas, em especial nas bandas ricas em biotita onde muitas vezes esta inclusa, e podem conter inclusões de quartzo. Nas bandas quartzosas e sulfetadas a ilmenita é mais rara, ocorrendo em grandes cristais granulares.

Tabela 6.4: Análises de microsonda eletrônica de pirita, pirrotita, arsenopirita e calcopirita.

	Pirita 2				Pirrotita				Arsenopirita		Calcopirita			
	Clxmin		ACM		Clxmin		ACM		ACM		ACM		Clxmin	
	n=9		n=15		n=7		n=9		n=6		n=8		n=4	
	wt %	at %	wt %	at %	wt %	at %	wt %	at %	wt %	at %	wt %	at %	wt %	at %
Fe	46.43	32.98	46.87	33.08	55.67	43.85	59.16	46.40	34.73	33.24	30.52	25.19	30.82	25.22
Co	0.13	-	-	-	-	-	-	-	0.16	0.14	-	-	-	-
Ni	0.17	0.11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	4.83	3.34	-	-	-	-	34.48	25.01	34.82	25.04
S	53.70	66.63	54.06	66.65	38.31	52.72	38.96	53.37	20.85	34.85	34.43	49.64	34.74	49.65
As	-	-	-	-	-	-	-	-	44.20	31.52	-	-	-	-
Se	0.22	0.11	0.23	0.12	-	-	0.21	0.12	0.21	0.15	0.20	0.12	0.12	0.07
Total	100.80	100.00	101.44	100.00	98.95	100.00	98.47	100.00	100.31	100.00	99.72	100.00	100.54	100.00

Legenda: **Clxmin**- Metamáfica do DNL mineralizada, **ACM** -Aplito Bico de Pedra mineralizado, **n** - número. de análises.

Tabela 6.5: Análises de microsonda eletrônica de bismuto, galena e esfalerita.

	Bismuto Metálico				Galena				Esfalerita	
	ACM		Clxmin		ACM		Clxmin		ACM	
	n = 10		n = 3		n = 4		n = 2		n = 6	
	wt%	% at.	wt%	% at.	wt%	% at.	wt%	% at.	wt%	% at.
Zn	-	0.14	0.04	0.12	-	-	-	-	57,13	42,86
Pb	-	-	-	-	84.68	48.94	86.79	49.99	-	-
Cu	0.11	0.36	-	-	-	-	-	-	0,11	0,08
Fe	0.48	1.72	0.39	1.43	0.33	0.71	0.36	0.76	7,19	6,31
Bi	99.04	95.91	98.89	97.78	-	-	-	-	-	-
S	0.11	0.69	0.10	0.65	13.25	49.54	13.15	48.99	32,85	50,37
Sb	0.36	0.58	-	-	-	-	-	-	-	-
Ag	-	-	-	-	0.46	0.51	0.24	0.26	-	-
Se	0.19	0.49	-	-	-	-	-	-	0,35	0,22
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-	0,31	0,14
Total	100.29	100.00	99.43	100.00	98.96	100.00	100.53	100.00	98,01	100,00

Legenda: **Clxmin**- Metamáfica do DNL mineralizada, **ACM** -Aplito Bico de Pedra mineralizado, **n** - número. de análises.

Na Figura 6.3 é apresentada uma síntese dos principais processos, e seus produtos, que afetaram o Aplito Bico de Pedra.

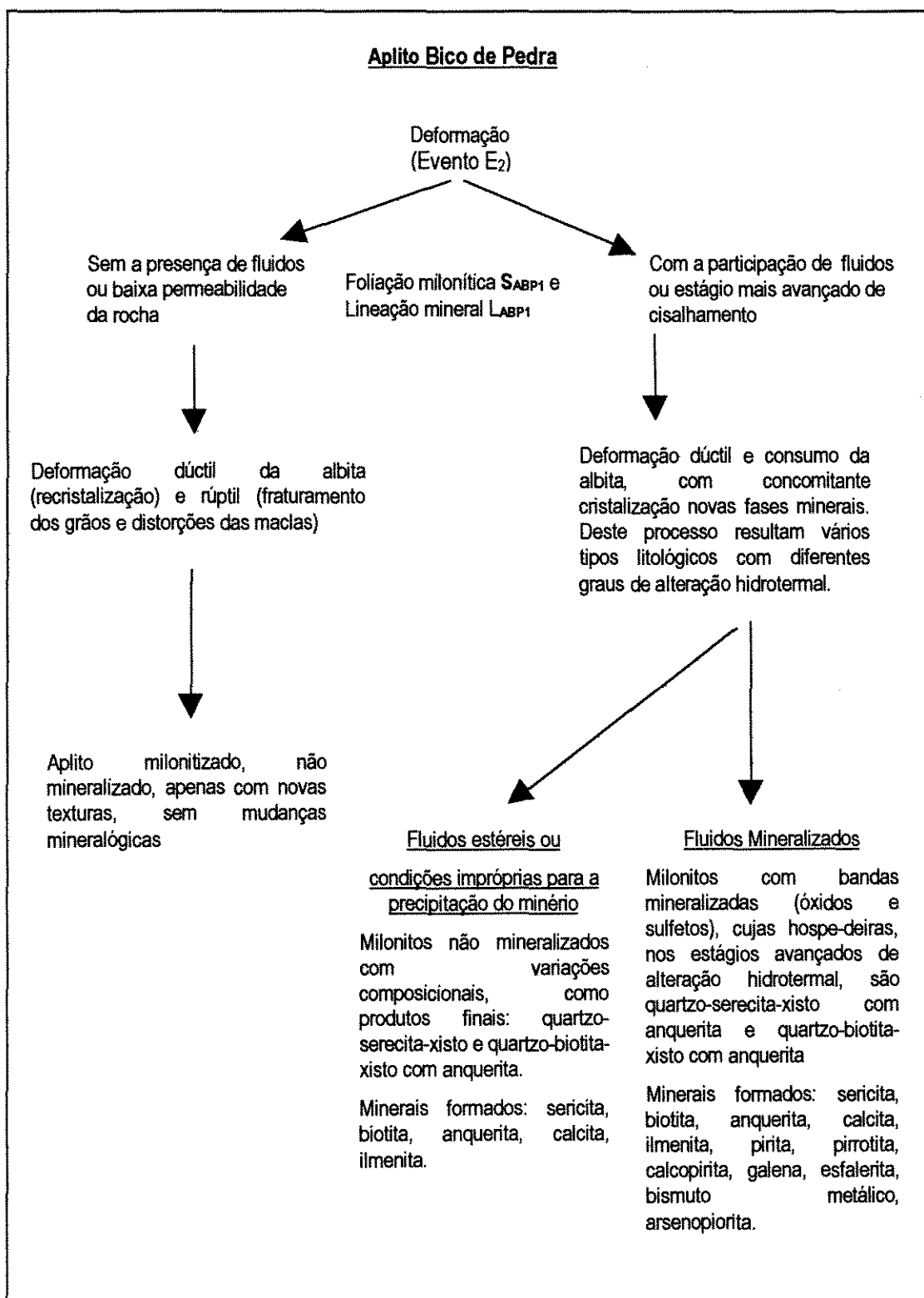


Figura 6.3: Síntese dos produtos provenientes da deformação e da alteração hidrotermal as quais foi submetido o aplito Bico de Pedra.

6.2.2 Metamáficas do Domínio Nova Lima

Nas Metamáficas do domínio Nova Lima a atuação do hidrotermalismo foi tão intensa quanto no aplito e consumiu o plagioclásio e todos os demais minerais máficos (epidoto, anfibólio), que deram lugar à clorita e a biotita. Além disto, o hidrotermalismo foi responsável pela formação de bandas carbonáticas, quartzosas, e sulfetadas, com características morfológicas e mineralógicas semelhantes às encontradas no aplito. Nas proximidades destas bandas houve o crescimento de poiquiloblastos de anquerita, biotita, moscovita e pirita sobre a foliação da rocha. A mineralização está contida nestas bandas, concordantes com a foliação da rocha, e os sulfetos possuem as mesmas características petrográficas daqueles encontrados nas bandas mineralizadas do aplito. O mesmo ocorre com os carbonatos.

Os raros cristais de **sericita** observados nesta rocha são em geral concordantes com a foliação, porém raramente alguns cristais crescem poiquiloblasticamente. A **biotita**, por sua vez, é mais freqüente e possui os mesmos habitus da sericita, porém seus cristais possuem uma granulometria superior, e os grãos poiquiloblásticos são maiores e mais freqüentes nas proximidades da bandas quartzosas.

A biotita possui composição química semelhante à composição das biotitas castanhas do aplito (Tabela 6.2 e Figura 6.1). Além disto nota-se que a biotita destas rochas mineralizadas (metamáfica e aplito) possuem teores de Fe inferiores aos encontrados neste mineral nas rochas não mineralizadas (pouca disponibilidade do Fe em função da formação de sulfetos?).

Os cristais de **clorita** possuem textura lepidoblástica e são os principais constituintes desta rocha, ocorrem esporadicamente nas bandas quartzosas. Este mineral não apresenta nenhuma diferença textural ou química em relação a sua ocorrência nas rochas não mineralizadas.

A clorita da Metamáfica é mais rica em Fe e empobrecida em Mg em relação à clorita das rochas metaultramáficas (vide Capítulo 5). Em todas as rochas máficas a clorita possui a composição química de repidolitas (Figura 6.1).

Os carbonatos das metamáficas mineralizadas possuem as mesmas características petrográficas e composições químicas semelhantes daqueles encontrados no aplito (Tabela 6.3). A diferença se dá principalmente nos conteúdos maior e menor, de magnésio e ferro respectivamente, da anquerita e da siderita em relação aos encontrados nos carbonatos do aplito (Figura 6.2). Este aspecto pode refletir a composição original das metamáficas, onde já

havia uma quantidade de magnésio relativamente elevada em comparação com o aplito. Outro fator que pode ter contribuído para isto é a presença da clorita, que consumiria ferro dos fluidos em sua cristalização.

Na composição dos sulfetos as maiores diferenças encontradas em relação à mineralização hospedada no aplito diz respeito aos elementos traço. A pirita da metamáfica mineralizada possui traços de Ni e Co e a pirrotita tem quantidades significativas de cobre, entretanto não possui Se como nos cristais encontrados no aplito.

6.2.3 Fases da Mineralização

Com base nos aspectos petrográficos, principalmente relacionados com a pirita e as micas, e de química mineral, dos carbonatos, foi possível serem identificadas pelo menos duas fases de hidrotermalismo e mineralização. Na Fase Inicial houve a sericitização, carbonatação e sulfetação das rochas, cujo testemunho são os cristais de pirita 1. Quanto aos demais sulfetos há uma dúvida sobre sua ocorrência ou não nesta fase. Isto se deve ao fato destes sulfetos serem menos refratários que a pirita, e portanto mais facilmente remobilizáveis, não sendo preservados no decorrer da deformação e do hidrotermalismo. Esta colocação é feita por não terem sido encontradas texturas preservadas destes sulfetos relativas à Fase Inicial. A Fase Tardia é marcada por uma formação mais acentuada de biotita, siderita (exclusivamente nesta fase) em porções corroídas da pirita 2, calcitas em microveios, recristalização/cristalização de pirita 2 e remobilização/cristalização dos demais sulfetos.

Ainda com base nos aspectos petrográficos, pode-se inferir que a temperatura atingiu seu pico na Fase Tardia, permanecendo elevada inclusive após a diminuição da atividade tectônica, como demonstram a deformação da pirita 1 e as blasteses de anquerita e biotita. Na Tabela 6.6 são apresentados os minerais hidrotermais e suas relações com as fases de hidrotermalismo e mineralização.

Tabela 6.6: Minerais formados nas fases inicial e tardia do hidrotermalismo.

Minerais Formados	Atividade Hidrotermal	
	(Fase Inicial)	(Fase Tardia)
Sericita	+++++	+++++
Clorita	+++++ + +	+ + + + + + +
Biotita		+++ ++++++ + +
Anquerita	+++++	+++++
Pirita 1	+ + + + + + +	
Pirita 2		+ + + + +
Ilmenita	+ + + + + + +	+ + + + + + +
Siderita		+++++
Arsenopirita	?	+ + + + + + +
Calcopirita	?	+ + + + + + +
Bismuto	?	+ + + + + + +
Galena	?	+ + + + + + +
Esfalerita	?	+ + + + + + +
Magnetita	?	+ +
Pirrotita	?	+ + + + + + +

6.2.4 Distribuição dos metais nas zonas hidrotermalizadas

A distribuição vertical dos metais básicos (Cu, Pb e Zn), perpendicular ao plano da foliação das rochas, foi obtida a partir de análises químicas de testemunhos de sondagens.

Com base no perfil contruído através dos testemunhos de sondagens (Figura 6.4) e das análises químicas de um destes testemunhos, foi possível identificar os seguintes aspectos com relação à mineralização:

- (1) na porção superior do depósito (entre as cotas 181-221), nas proximidades do contato entre as rochas do Domínio Nova Lima e do Domínio Itacolomi, há uma predominância de Zn e Pb sobre o Cu;
- (2) na porção central da mineralização é observado um zonamento da distribuição dos metais governado pela posição do corpo mineralizado em relação ao contato do aplito com as rochas do domínio Nova Lima, isto é, nos corpos mineralizados mais próximos ao contato do aplito com as rochas do domínio Nova Lima (entre as cotas 307-317) há uma predominância do Zn e do Pb sobre o Cu, e nos corpos de minério localizados no interior do aplito (entre as cotas 280-288) há uma predominância do Cu;
- (3) as bandas mineralizadas em Pb e Zn estão preferencialmente associadas com a sericita, enquanto que as bandas mineralizadas em Cu estão associadas com a biotita, e
- (4) abaixo da última zona mineralizada, nas partes mais profundas dos testemunhos de sondagens (abaixo da cota 317), há um pequeno enriquecimento em Cu, mesmo em locais onde se encontra o aplito preservado.

Nos coeficientes de correlação entre os metais, obtidos pela formula proposta por Davis (1986) com mais de 500 amostras analisadas, pode-se observar que todos os metais apresentam correlações positivas entre si, e que o ouro está mais associado ao Pb e Zn do que ao Cu (Tabela 6.7). As piores correlações foram as dos pares Cu-Zn e Cu-As.

Tabela 6.7: Coeficientes de correlação entre os principais metais encontrados no depósito de Bico de Pedra.

Coef. Correl.	Au	As	Ag	Cu	Pb
Zn	0,41	0,35	0,58	0,08	0,63
Pb	0,4	0,29	0,76	0,23	-
Cu	0,28	0,03	0,59	-	-
Ag	0,62	0,25	-	-	-
As	0,24	-	-	-	-

Merecem destaque os baixos valores de correlação entre As-Au e As-Ag.

O coeficiente de correlação dos metais reflete a sua distribuição no perfil apresentado, com os altos valores para o Pb-Zn estando relacionados com os níveis mineralizados no topo, no qual se concentram também o arsênio e a prata. A maior correlação de todas, Ag-Pb, deve refletir uma solução sólida entre PbS-AgS. Em função da associação da galena com a calcopirita e com a esfalerita, houve uma indução nos valores encontrados nas correlações da Ag com o Zn e o Cu.

A alta correlação entre Au e Ag, e o alto coeficiente entre Ag-Pb, indicam que o ouro, no intervalo analisado, deve estar associado à galena rica em Ag, ou aos horizontes que a contém.

O **ouro** não foi identificado no estudo petrográfico das amostras, apesar das análises químicas produzidas neste trabalho (Tabela 5.4) e as obtidas pela UNAMGEM em sua campanha de prospecção, revelarem a sua presença. Isso pode indicar que o ouro ocorre de modo submicroscópico nestas amostras.

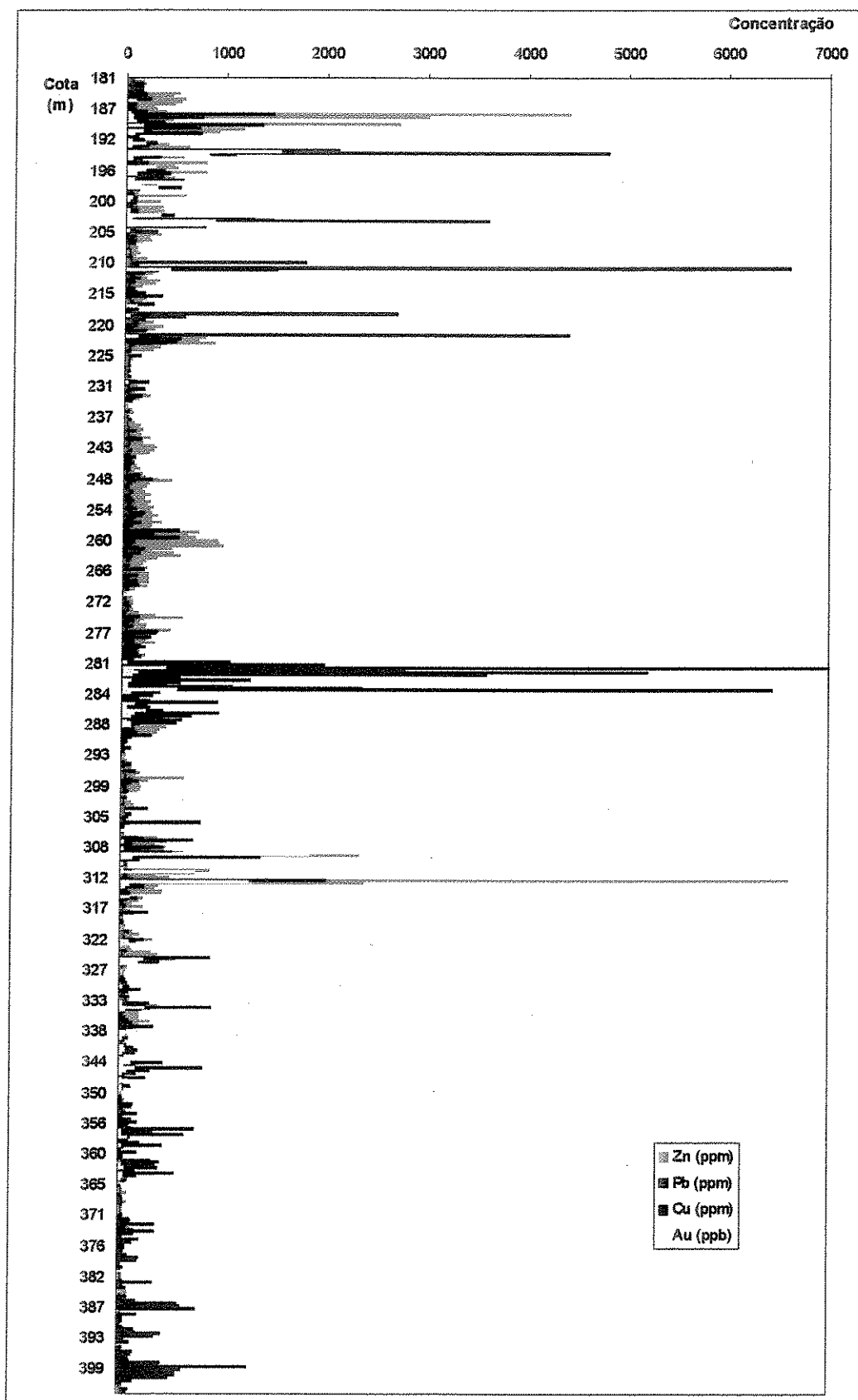


Figura 6.4: Distribuição Vertical das concentrações de Cu, Pb, e Zn obtidas a partir de análises de amostras do testemunho de sondagem Br-056

6.2.5 Considerações sobre a temperatura de formação do depósito

Durante a gênese de um depósito mineral a temperatura na qual este processo se desenvolve pode variar temporal e espacialmente, principalmente nos depósitos hidrotermais geralmente sujeitos a várias descargas de fluidos, que além de temperaturas diferentes também podem possuir composições químicas distintas entre as diversas descargas. No depósito de Bico de Pedra o reflexo destas variações de temperatura e composição dos fluidos podem ser os fatores responsáveis pelo zonamento observado na distribuição vertical dos metais no depósito (vide Figura 6.4).

No estabelecimento da condição de contorno da temperatura do depósito aurífero de Bico de Pedra são utilizados os geotermômetros da clorita e da arsenopirita, as condições geológicas nas quais são formadas microestruturas de deformação em minerais chave como a albita e a pirita, e a própria assembleia mineral da alteração hidrotermal.

Geotermometria baseada na composição química da clorita e da arsenopirita

O geotermômetro da clorita é empírico e baseia-se na substituição, na sua estrutura cristalina, do silício de coordenação tetraédrica pelo alumínio (Al_{IV}). A magnitude desta substituição é controlada pela temperatura de formação do mineral. Cathelineau (1988) estudou a distribuição do alumínio na estrutura de cloritas de campos geotermais modernos, sem interferências de outros processos geológicos como o metamorfismo. Através da comparação entre as temperaturas obtidas por diversos métodos (inclusões fluidas, geotermômetros químicos, medida direta de temperatura de poços e testemunhos de sondagens) e a intensidade da substituição do silício pelo alumínio, Cathelineau (*op. cit.*) obteve uma curva de regressão representada pela equação:

$$T (^{\circ}C) = 321,98(Al_{IV}) - 61,92$$

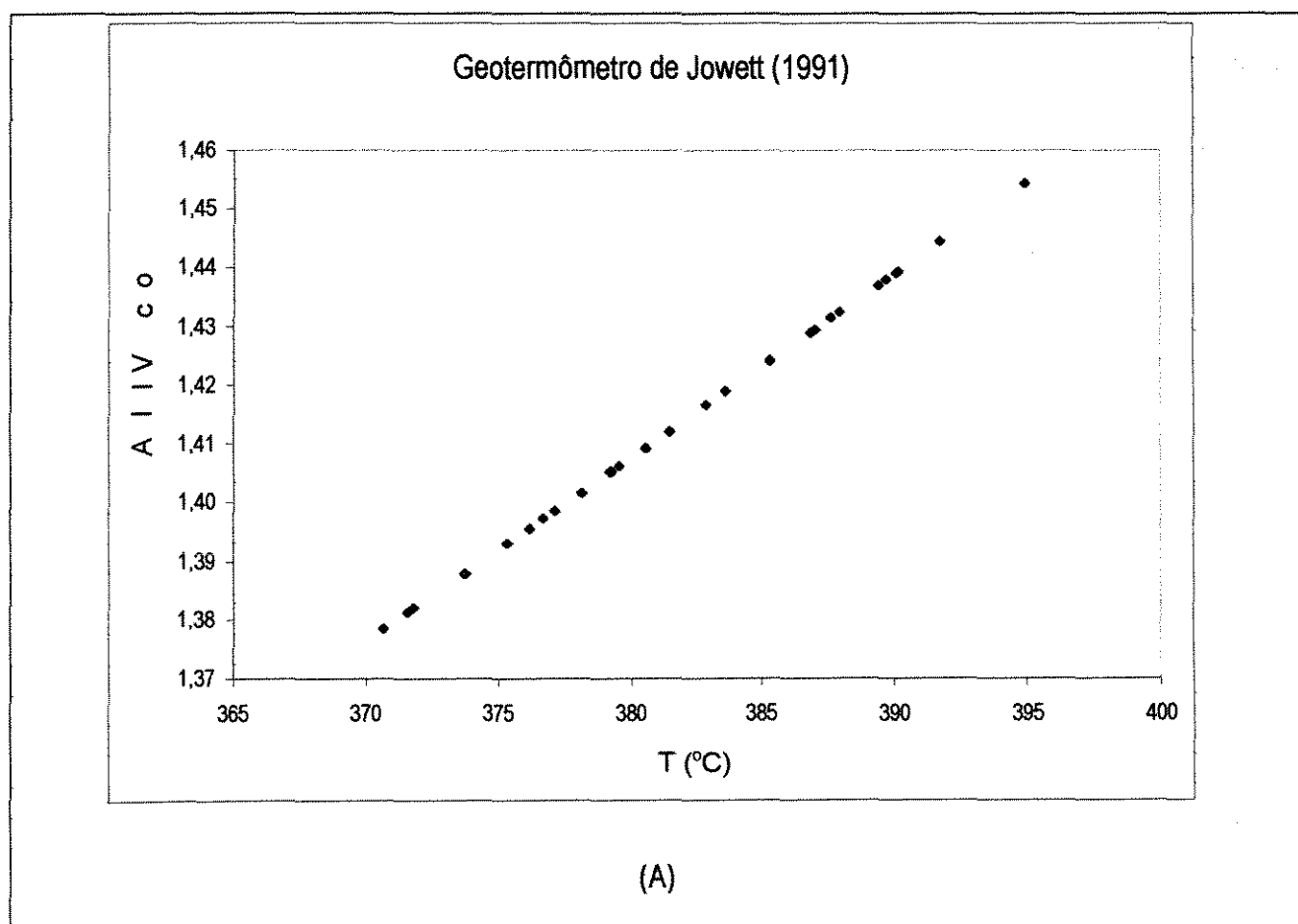
Embora o intervalo de temperaturas de formação das cloritas usadas na confecção deste modelo geotermométrico esteja situado entre 100 e 300 $^{\circ}C$, Cathelineau (*op. cit.*) considera-o aplicável a cloritas formadas em temperaturas superiores a 350 $^{\circ}C$. Alguns autores, como Kranidiotis & MacLean (1987), Jowett (1991) Zang & Fyfe (1995), argumentaram que o Al_{IV} varia com a razão $Fe/(Fe+Mg)$ e propuseram equações, também empíricas, para se efetuarem correções no conteúdo de Al_{IV} da equação de Cathelineau. Jowett (1991) propôs as seguintes modificações:

$$Al_{IVc} = Al_{IV} + 0,1[Fe/(Fe+Mg)]$$

$$T (^{\circ}C) = 319(Al_{IVc}) - 69$$

Estas equações aplicam-se para temperaturas entre 150-325 °C e para valores inferiores a 0,6 para a razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, o que é compatível com os valores encontrados em Bico de Pedra, onde as razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ são menores que 0,6.

Utilizando-se os geotermômetros propostos por Cathelineau (1988) e Jowett (1991) para as cloritas das metamáficas do Domínio Nova Lima, com dados adquiridos por microsonda eletrônica, observa-se que as temperaturas obtidas com o geotermômetro de Jowett (Figura 6.5A) são praticamente idênticas às obtidas com o geotermômetro de Cathelineau (Figura 6.5B). Entretanto, as temperaturas obtidos com o geotermômetro de Jowett estão fora de seu intervalo de validade, pois são superiores a 325 °C. Os resultados encontrados com o geotermômetro de Cathelineau, que estão dentro da aplicabilidade do método, forneceram para a cristalização da clorita nas rochas mineralizadas um intervalo de temperaturas entre 364 e 388 °C.



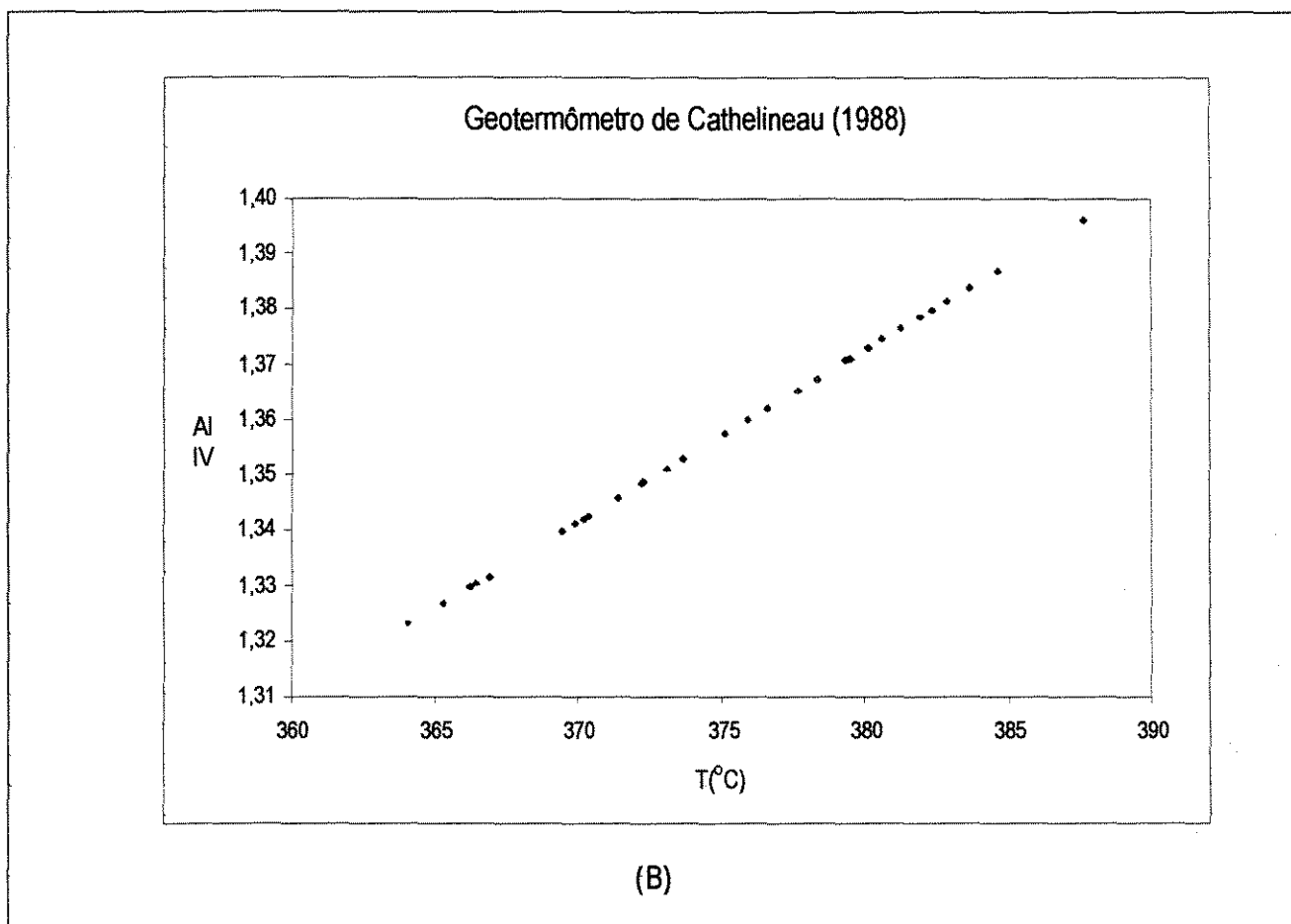


Figura 6.5: Estimativa da temperatura de formação das cloritas das rochas metamórficas hidrotermalizadas de Bico de Pedra utilizando-se o geotermômetro de Jowett, 1991 (A) e de Cathelineau, 1988 (B).

O geotermômetro da arsenopirita baseia-se na variação da concentração atômica de As, no sistema Fe-As-S, com a temperatura. Neste sistema, a arsenopirita pode estar associada com pirita e pirrotita. O limite de aplicabilidade deste geotermômetro está compreendido entre a fácies xisto-verde e anfibolito inferior, sendo que tanto a temperaturas menores como maiores não há uma boa correlação entre a concentração atômica de As e a temperatura (Sharp *et al.*, 1985).

A arsenopirita analisada em Bico de Pedra, associada com a pirrotita, possui uma variação da porcentagem atômica do As da ordem de 0,87% (Tabela 6.8). Os valores da porcentagem atômica de As plotados no diagrama de Sharp *et al.* (1985) definem um campo com intervalo de temperaturas de cristalização da arsenopirita entre 325 e 450 °C (Figura 6.6).

Tabela 6.8: Análises de microsonda eletrônica da arsenopirita do Aplito Bico de Pedra

% at. Arsenopirita	1	2	3	4	5
Fe	33,50	33,45	33,71	32,95	32,89
Co	-	0,27	-	0,27	-
S	34,24	34,35	33,80	33,96	35,47
As	31,99	31,58	32,33	32,47	31,60
Sb	0,17	-	-	-	-
Se	-	0,21	-	0,32	-
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

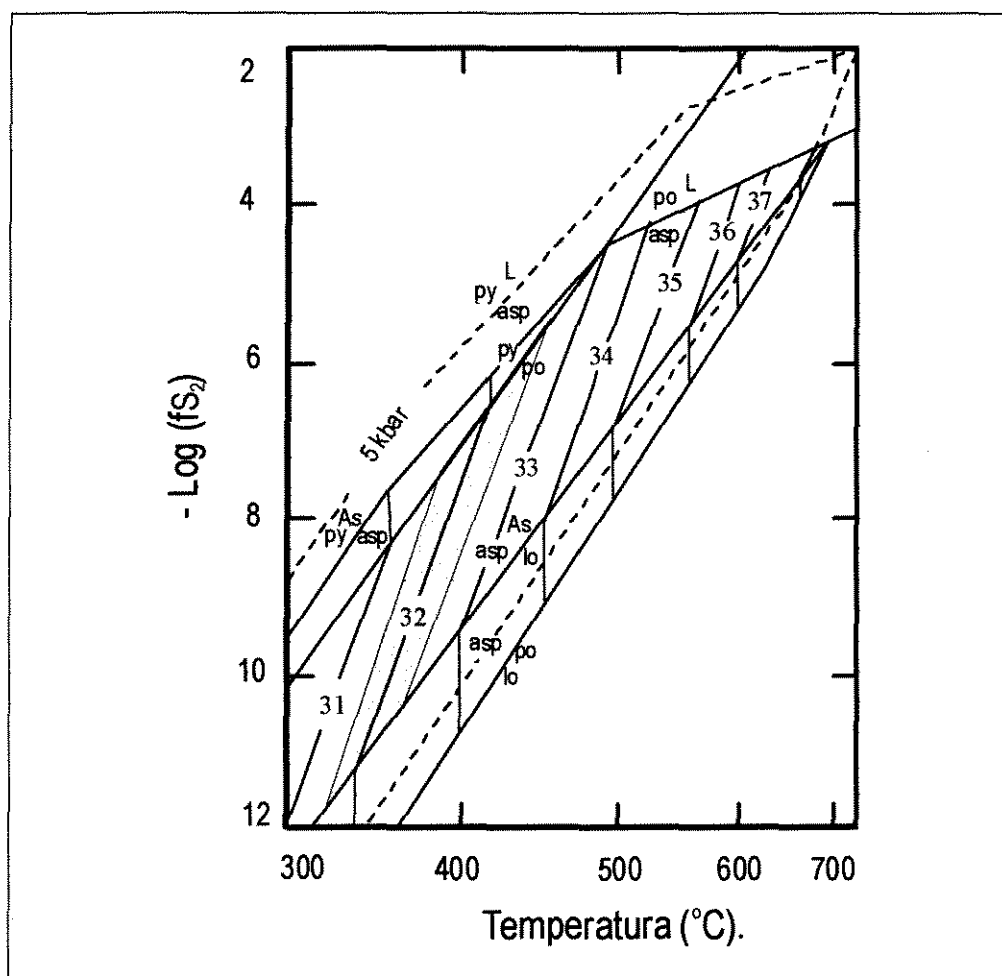


Figura 6.6: Determinação da temperatura de cristalização da arsenopirita através do geotermômetro proposto por Sharp *et al.* (1985), sob condições de tamponamento pelo solvus da pirita-pirrotita. A mudança de pressão de 1 bar (linha sólida) para 5 kbar (linha tracejada) tem pouca influência no solvus da pirita-pirrotita, colocando a curva num estado de fugacidade de enxofre mais elevado, e movimentando as isoplethas de As paralelamente. Esta variação de pressão causa uma pequena diminuição de temperatura.

Legenda: asp – arsenopirita, py – pirita, po – pirrotita, lo – lollengita, L – líquido, pontos – composições das arsenopiritas de Bico de Pedra.

Os resultados de temperatura, obtidos pelos geotermômetros da clorita e da arsenopirita, indicam que a mineralização ocorreu sob condições de fácies xisto-verde médio-superior, entre 325 e 450°C.

Aspectos Microestruturais da Deformação

Os minerais que conservaram registros dos processos de deformação sofridos pelas rochas foram a albita, no aplito, e a pirita e a anquerita nas rochas mineralizadas. Os carbonatos são conhecidos por sua extrema ductilidade, mesmo sob condições de baixas temperatura e pressão, e em função deste aspecto este mineral não será levado em consideração nesta discussão.

Pirita

Vários autores realizaram experimentos para a determinação dos mecanismos e das condições de deformação da pirita, como Graf & Skinner (1970), Atkinson (1975), Cox *et al.* (1981). Os dois primeiros autores obtiveram, em seus experimentos apenas cristais de pirita deformados de modo rúptil. McClay & Ellis (1984) identificaram em piritas naturalmente deformadas a dissolução por pressão (transferência de massa assistida por fluidos) como mecanismo de deformação operante em condições metamórficas de baixo grau ($T < 300\text{ }^{\circ}\text{C}$). Em seus experimentos, Cox *et al.* (1981) foram os únicos a obterem cristais de pirita deformados dúctilmente. Estes autores identificaram mecanismos de deformação como migração de bordas de grãos e recrystalização dinâmica, com temperaturas superiores a 550°C. Entretanto, estes autores argumentam que para taxas de deformação naturais, inferiores às dos experimentos, é possível que a deformação plástica da pirita ocorra a temperaturas menores.

Em Bico de Pedra, as microestruturas encontradas na pirita 1 (subgrãos; recrystalização por migração de bordas de grãos; cristais parcialmente recuperados, com junção triplice a 120°) indicam que a mesma sofreu um processo de deformação dúctil. Estas feições foram posteriormente obliteradas por uma recrystalização estática intensa que deu origem aos cristais poiquiloblásticos da pirita 2 (Fotos 6.17, 6.26, 6.27). Isto indica que as condições sob as quais a pirita 1 foi deformada necessitavam temperaturas superiores a 400°C. Esta temperatura é compatível com o intervalo de temperaturas obtido com os geotermômetros da clorita e da arsenopirita.

Albita

A deformação atuante sobre a albita proporcionou a destruição de suas feições ígneas originais e a redução de sua granulometria. Esta deformação, de natureza preferencialmente dúctil, promoveu o desenvolvimento de diversos tipos de microestruturas como subgrãos, extinção ondulante, migração de bordas e recristalização de grãos; também são encontradas estruturas rúpteis como microfraturamentos, evidenciados pelas distorções de maclas polissintéticas (Fotos 6.28-6.31, 5.10).

Estes tipos de microestruturas foram desenvolvidos na albita ígnea através do processo de recristalização dinâmica, onde operam os mecanismos de rotação de subgrãos e de migração de bordas de grãos (Gerald & Stunitz, 1993), sendo este último o mais importante na deformação do aplito. A atuação destes mecanismos de deformação intracristalina indicam, pelo menos, condições metamórficas de fácies xisto verde média a alta, com temperaturas superiores a 400 °C (Wilson, 1980; Gaspais, 1989). Gerald & Stunitz (*op. cit.*) indicam a possibilidade de poder haver a recristalização do plagioclásio em baixo grau ($T < 400$ °C), porém para que isto ocorra é necessária a presença de fluidos, a modificação da composição química dos novos grãos (diminuição do conteúdo de anortita) e também a geração de outras fases minerais (mica e carbonato), o que acarretaria numa destruição do plagioclásio.

No aplito existem locais onde houve uma participação de fluidos na deformação, evidenciada pela transformação da albita em sericita e na presença de anquerita, biotita e pirita. Entretanto, em outras zonas de cisalhamento a deformação se desenvolveu com uma presença incipiente de fluidos, pois o que se observa é apenas a transformação textural dos plagioclásios. Esta situação pode representar o estágio inicial do desenvolvimento da zona de cisalhamento, onde a permeabilidade da rocha é relativamente baixa e a circulação de fluidos mais restrita. Além disto, não houve alteração alguma na composição química dos plagioclásios. Portanto a deformação deste mineral deve ter se processado sob temperaturas mais elevadas, superiores a 400 °C.

6.3 O efeito do hidrotermalismo no comportamento dos elementos químicos nos litotipos alterados em relação aos seus protólitos

O estudo do comportamento dos elementos químicos, *i.e.*, a sua mobilidade, frente à alteração hidrotermal e a deformação, foram realizados através da comparação, para cada litotipo específico, de amostras alteradas *versus* não alteradas. A seleção das rochas não alteradas foi realizada com base em critérios petrográficos e químicos. Nos aspectos

petrográficos foram priorizados, no Aplito Bico de Pedra, os exemplares onde não foram observados nem a destruição da assembléia mineral original, nem minerais originados pelo hidrotermalismo. Na Unidade Metamáfica do Domínio Nova Lima utilizou-se as amostras com o menor grau de alteração possível (representado pelos minerais de origem hidrotermal) para comparação com as mais alteradas e mineralizadas. Para cada litotipo adotou-se o aspecto químico da perda ao fogo como fator discriminante para a escolha entre as amostras de uma mesma unidade litológica: foram escolhidas as amostras com menor perda ao fogo para servirem como referência no estudo comparativo com as amostras alteradas. Segundo estes parâmetros foram escolhidas as amostras CL-3 e Ap-3 (Tabela 5.4) como protólitos para os cálculos de balanço de massa das metamáficas mineralizadas do Domínio Nova Lima, e dos hidrotermalitos mineralizados do aplito Bico de Pedra, respectivamente.

A metodologia adotada para a identificação e quantificação da mobilidade dos elementos químicos foi baseada no método gráfico de Grant (1986), que por sua vez utilizou-se das equações desenvolvidas por Greisens (1967). As transformações metassomáticas sofridas por uma rocha podem ocorrer a volume constante, a massa constante ou sem que haja a variação do conteúdo de algum elemento químico específico em relação a outros que variaram (Grant, *op. cit.*). No caso de Bico de Pedra o metassomatismo, representado pelo hidrotermalismo e pela mineralização, ocorreu associado a um cisalhamento onde as transformações mineralógicas decorrentes destes processos envolveram variação de volume. Além disto, levando-se em consideração apenas a precipitação dos metais nas rochas, pode-se concluir que também houveram variações de massa nas rochas. Deste modo, a única maneira de se realizar o balanço de massa nestas rochas é através da utilização de um elemento químico que tenha permanecido imóvel durante os processos citados. No Aplito Bico de Pedra a principal reação proporcionada pelo hidrotermalismo nos silicatos foi a substituição da albita (seu principal constituinte) pela sericita, nesta reação houve a fixação do alumínio da albita pela sericita. No caso da Metamáfica do Domínio Nova Lima, a única diferença observável entre as rochas mineralizadas e não mineralizadas é a presença ou não da mineralização, sem nenhuma reação mineralógica identificável. Deste modo, a escolha do Al_2O_3 como elemento relativamente imóvel a ser utilizado no balanço de massa é fundamentada pelas reações de transformação mineral observadas no aplito, pela existência de clorita e sericita nas rochas metamáficas mineralizadas e não mineralizadas. A relativa imobilidade deste elemento em processos hidrotermais também foi observada por Phillips & Gibb (1993), Vieira (1991), Liaghat & MacLean (1995), entre outros.

A normalização dos elementos maiores e traço foi feita através da formula proposta por Grants (*op.cit.*), considerando o Al₂O₃ como elemento imóvel:

$$([\Delta X]/[X]_{\text{fresco}}) = ([\text{Al}_2\text{O}_3]_{\text{fresco}}/[\text{Al}_2\text{O}_3]_{\text{alterada}}) \cdot ([X]_{\text{alterada}} / [X]_{\text{fresco}}) - 1$$

onde:

[X] = concentração do elemento X na amostra fresca ([X]_{fresco}) e na amostra alterada ([X]_{alterada})

[ΔX] = [X]_{alterada} - [X]_{fresco}

[Al₂O₃] = concentração de Al₂O₃.

O hidrotermalismo promoveu nos elementos maiores modificações expressivas em seus conteúdos, conforme pode ser observado na Tabela 6.9 e na Figura 6.7. Tanto para as metamáficas do DNL como para o aplito houveram acréscimos de FeO, MgO, CaO, K₂O, LOI (H₂O + CO₂). O Na₂O sofreu um empobrecimento nos hidrotermalitos derivados do aplito e um comportamento contraditório nas metamáficas, com ganhos e perdas. O TiO₂ foi enriquecido nos aplitos hidrotermalizados e empobrecidos nas metamáficas (Figura 6.8).

Com relação aos elementos traço os litotipos estudados tiveram incrementos diferenciados em Rb, Cs, Sr, V, Ba, Sc, Th, U, Cr, Mo, W, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Cd, As, Bi, V, LILE (Rb, Ba, Sr, Cs). Permaneceram relativamente imóveis durante o processo hidrotermal os terras raras pesados, Al₂O₃, Zr, Y e o Hf. Outros elementos traços como Ba, Sc, Th, U, e o Cs apresentaram comportamento dúbio, ora sendo enriquecidos ora empobrecidos (Figura 6.8).

Tabela 6.9: Mobilidade dos elementos químicos proporcionada pela interação fluido-rocha no processo hidrotermal.

Mobilidade dos elementos químicos	Ganhos	Perdas	Relativamente imóveis	Comportamento Dúbio (enriquecidos e empobrecidos)
Metamáficas do Dominio Nova Lima	SiO ₂ , FeO, MgO, CaO, K ₂ O LOI (CO ₂ + H ₂ O), Rb, Sr, Ba, Cr, Co, Ni, Cu, Ag, Au, Zn, Cd, Pb, As, Sb, Bi	TiO ₂	Al ₂ O ₃ , TRP, Zr, Y, Hf	Na ₂ O, Sc,
Aplito Bico de Pedra (ACM) e (BIOTX)	FeO, MgO, CaO, K ₂ O, TiO ₂ , LOI (CO ₂ + H ₂ O), Rb,Cs, Sr, V, Cr, Mo, W, Co, Ni, Cu, Ag, Au, Zn, Cd, Pb, As, Sb, Bi	Na ₂ O, SiO ₂	Al ₂ O ₃ , TRP, Zr, Y, Hf	Ba, Th, U, Cs

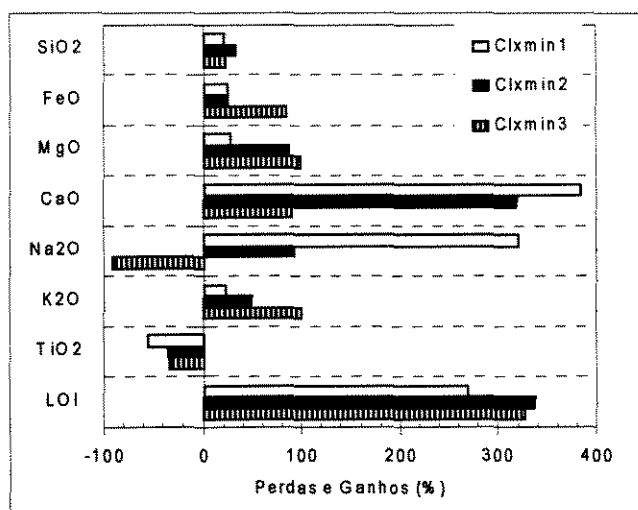
Os elementos terras raras apresentam um comportamento muito singular nas rochas Metamáficas do Domínio Nova Lima, mostrando apenas uma “diluição” do seu conteúdo (Figura 6.8-A) em relação ao padrão das rochas não alteradas, já que os padrões de distribuição são idênticos. Nos hidrotermalitos oriundos do aplito o padrão de distribuição dos terras raras dos hidrotermalitos guarda uma semelhança com o do aplito. As alterações hidrotermais com predominância de mica branca (ACM) estão mais enriquecidas nos terras raras leves, enquanto que as rochas com biotita estão empobrecidas nestes elementos. Ambos os hidrotermalitos do aplito possuem concentrações mais elevadas de terras raras pesadas (Figura 6.8-B).

O hidrotermalismo caracterizou-se principalmente pelo acréscimo de matéria (vide Tabela 6.9 e Figura 6.7), não lixiviando significativamente as rochas, sendo que o Aplito Bico de Pedra foi o que sofreu as maiores modificações em sua composição. A variação da concentração dos elementos químicos das rochas hidrotermalizadas está relacionada com a destruição dos minerais originais e a cristalização dos minerais hidrotermais. Os enriquecimentos mais notáveis são prontamente correlacionáveis com os minerais hidrotermais, como pode ser observado na Tabela 6.10. Por outro lado as perdas mais significativas, de SiO_2 e Na_2O , estão relacionadas à destruição da albita e possivelmente à dissolução de quartzo.

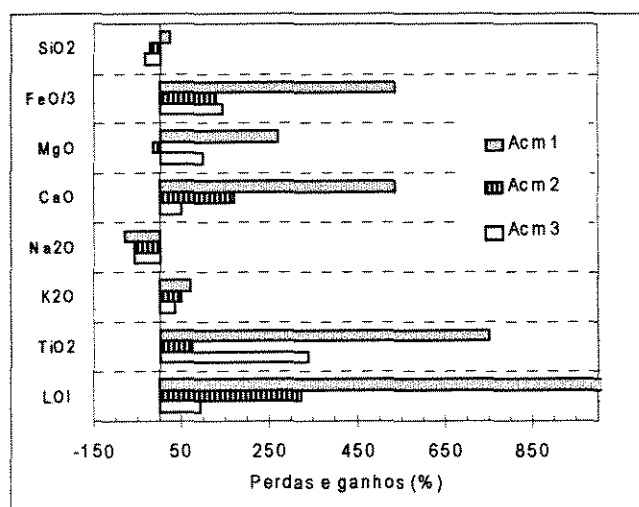
Tabela 6.10: Correlação entre os elementos químicos (maiores e traço), acrescentados pelo hidrotermalismo, e os minerais de origem hidrotermal.

Elementos Maiores e Traço	Minerais Hidrotermais Associados
FeO	Biot, Cl , Ank, Asp, Py, Po, Cp, Ilm, Sp, Ser
MgO	Ank, Biot, Ser, Cl
CaO	Ank
K ₂ O	Ser, Biot
TiO ₂	Ilm, Biot
LOI ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{SO}_2$)	Ank, Ser, Biot, Cl, Sulfetos
Rb, Cs	Ser, Biot (?)
Ba	Ank, Ser
Sr	Ank
As, Cu, Pb, Zn, Bi, Sb, Se, Cd, Ag, Au	Asp, Py, Po, Cp, Gn, Sp, Ilm e Bi metálico

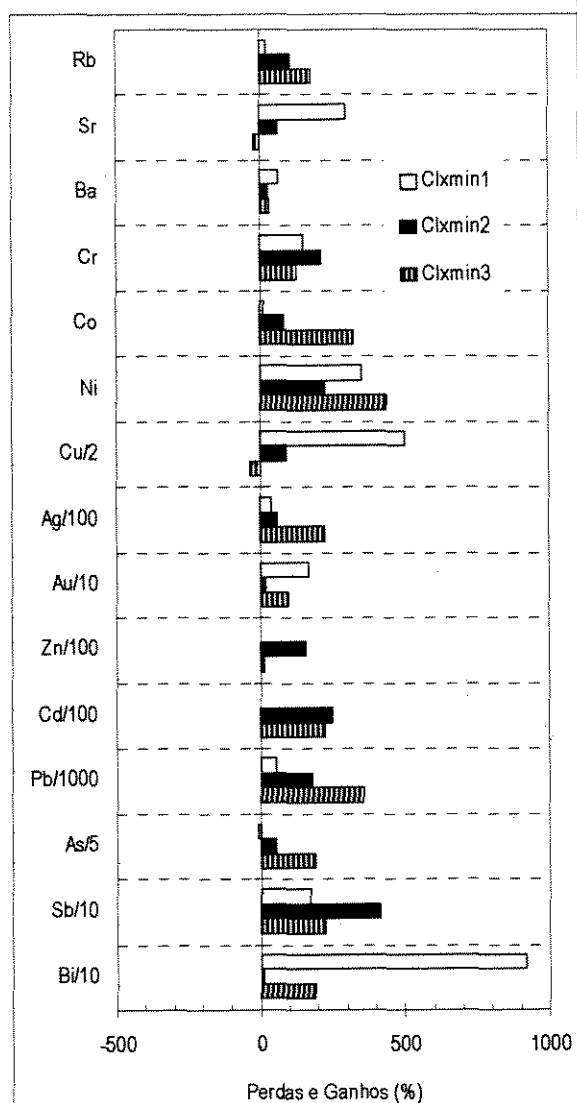
Legenda: Ank - anquerita, Asp - arsenopirita, biot - biotita, Cl - clorita, Cp - calcopirita, Gn - galena, Ilm - ilmenita, Po - pirrotita, Py - pirita, Ser - sericita, Sp - esfalerita.



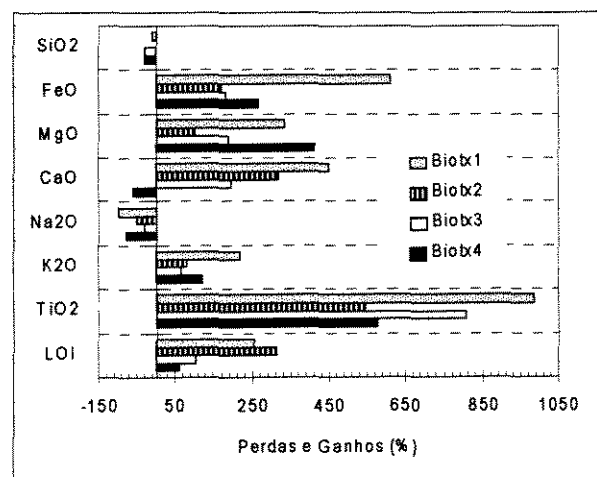
(A)



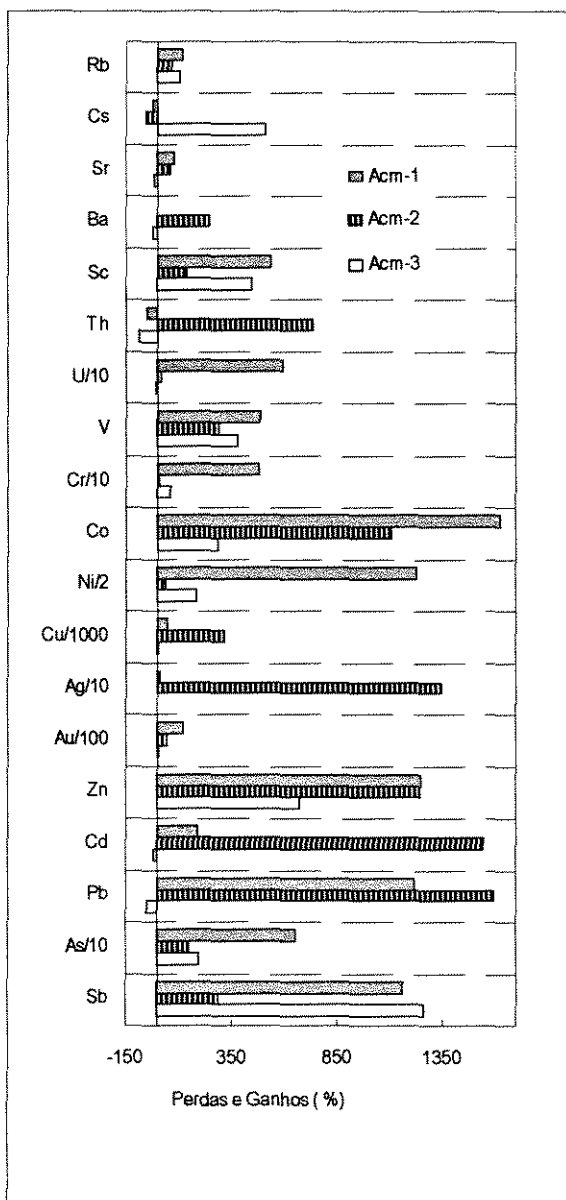
(B)



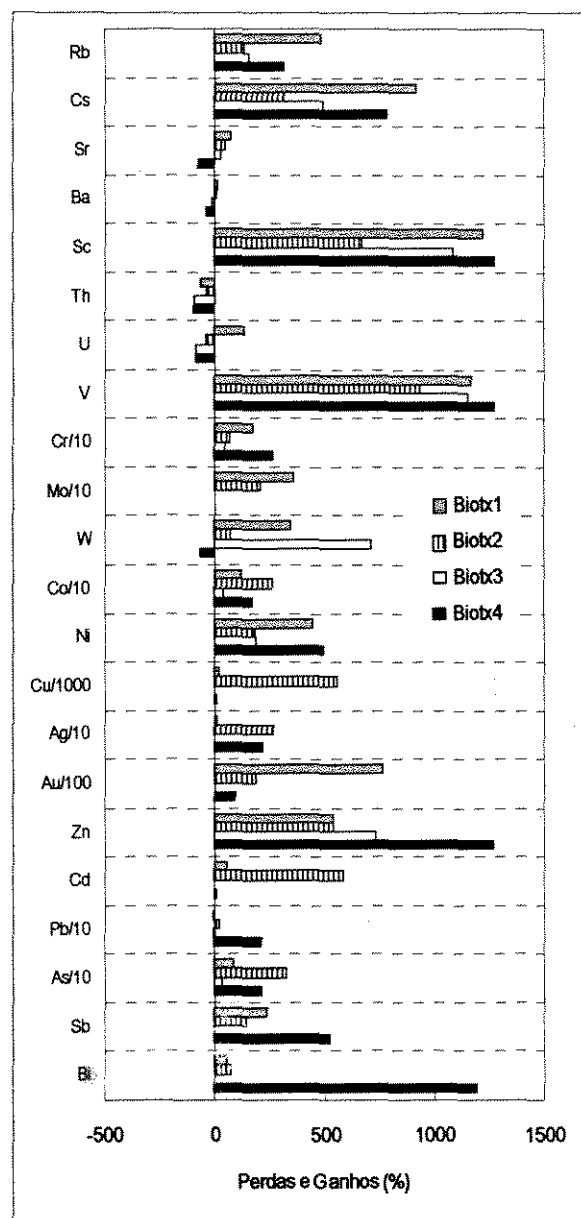
(D)



(C)



(E)



(F)

Figura 6.7: Gráficos mostrando o comportamento dos elementos químicos nas rochas afetadas pelos processos hidrotermal e mineralizante. A mobilidade dos elementos maiores e traço são apresentadas para as metamáficas mineralizadas em (A) e (D); para os hidrotermalitos do Aplito Bico de Pedra, ricos em mica branca, em (B) e (E), e para os hidrotermalitos do aplito ricos em biotita em (C) e (F). As variações de massa dos óxidos e dos elementos traço são expressas como variações percentuais em relação à quantidade dos mesmos na amostra fresca, ou menos alterada. Foram utilizadas as amostras CLX-3 e Racid-3 como protólitos para os cálculos de balanço de massa das metamáficas mineralizadas do Domínio Nova Lima, e dos hidrotermalitos do aplito Bico de Pedra, respectivamente.

Legenda: Clxmin - Metamáfica do Domínio Nova Lima mineralizada, ACM e Biotx - hidrotermalitos do Aplito Bico de Pedra, ricos em sericita e biotita respectivamente.

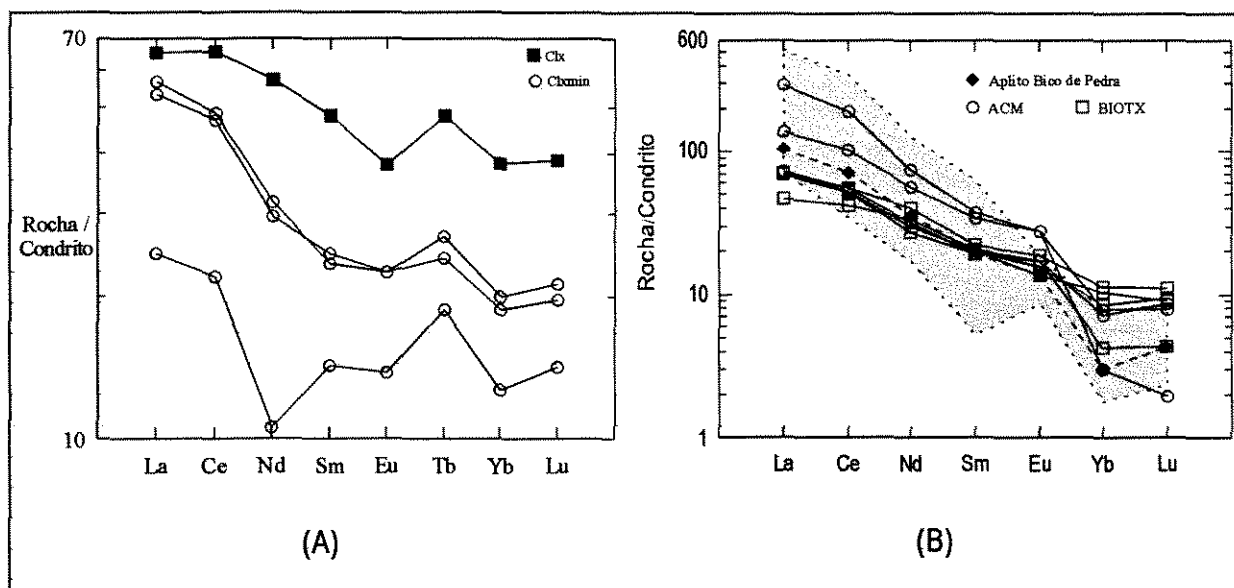


Figura 6.8: Diagramas de distribuição dos elementos terras raras. Nestes diagramas é feita uma comparação da assinatura geoquímica destes elementos entre as metamáficas mineralizadas e não mineralizada (A), e entre o aplito Bico de Pedra e seus hidrotermalitos mineralizados (B). O sombreado em (B) representa o envelope dos terras raras definido pelas amostras do aplito.

Legenda: Clx - Metamáfica do Domínio Nova Lima, Clxmin - Metamáfica do Domínio Nova Lima mineralizada, ACM e BIOTX - hidrotermalitos do Aplito Bico de Pedra, ricos em sericita e biotita respectivamente.

Com relação aos elementos terras raras ocorreram duas situações diferentes. As metamáficas do Domínio Nova Lima foram cisalhadas e hidrotermalizadas juntamente com a intrusão do Aplito Bico da Pedra. Em locais favoráveis, além da hidrotermalização, também houve a mineralização das metamáficas. Nestas rochas mineralizadas houve uma "diluição" na concentração dos terras raras (Figura 6.8-A). Já a avaliação do comportamento dos terras raras nos aplitos hidrotermalizados é mais complexa em função da própria variação da assinatura geoquímica para estes elementos nas amostras do aplito preservado (Figura 6.8-B). A semelhança da assinatura geoquímica dos terras raras entre o aplito e seus hidrotermalitos indica que mesmo com a alteração hidrotermal não houve uma mobilização significativa dos terras raras pelos fluidos hidrotermais, havendo apenas um pequeno empobrecimento das terras raras leves e um suave enriquecimento das terras raras pesadas.

Em Bico de Pedra a diluição da concentração das terras raras na metamáfica mineralizada do Domínio Nova Lima indica que ocorreu apenas um ganho de massa nestas rochas em relação às metamáficas não mineralizadas, porém também hidrotermalizadas. Nestas rochas a titanita foi o único mineral acessório identificado e seu padrão de distribuição das terras raras é semelhante ao encontrado nas rochas (Taylor & McClennan, 1985). Este fato, observado em outras zonas de cisalhamento como Brevard e Hope Valley (Condie & Sinha, 1996), pode ser explicado de diversas maneiras como: (1) após terem sido hidrotermalizadas as metamáficas entrariam em equilíbrio com os fluidos não reagindo mais

com eles, mantendo assim a sua assinatura de terras raras imutável;(2) ao reagirem com as metamáficas os fluidos perderiam sua capacidade de lixiviar as terras raras; (3) a quantidade de fluidos mineralizantes era pequena e a sua percolação estaria restrita às zonas com cisalhamento mais intenso, sendo portanto tamponados pela composição da rocha; (4) os fluidos já possuíam uma composição química inadequada para a mobilização (lixiviação/deposição) das terras raras.

No aplito a situação é diferente pois foi possível monitorar as mudanças mineralógicas promovidas pelo hidrotermalismo. Dentre os seus minerais a apatita e a albita são os minerais mais favoráveis à concentração das terras raras leves enquanto o zircão seria responsável pela concentração das terras raras pesadas. A albita foi o mineral mais afetado pelo hidrotermalismo sendo substituída pela sericita. A sua substituição provocaria a liberação das terras raras leves. A maior parte das terras raras leves liberadas seriam incorporadas nos hidrotermalitos através dos minerais hidrotermais neoformados, especialmente na sericita e subordinadamente nos carbonatos, ou permaneceriam em microfraturas e contatos intergranulares, conforme o modelo proposto por Suzuki (1987). O restante das terras raras leves seria lixiviada pelos fluidos, o que proporcionaria seu padrão empobrecido. As pequenas diferenças observadas no padrão de distribuição das terras raras pesadas entre os litotipos preservados e alterados podem estar relacionadas a uma pequena perda de volume em alguns hidrotermalitos, em função da substituição da albita pela sericita, ou a uma maior quantidade de zircões nos protólitos destes hidrotermalitos, o que elevaria relativamente a concentração das terras raras pesadas. Mas mesmo com estas variações a assinatura geoquímica das terras raras dos hidrotermalitos é semelhante à do aplito e está contida no envelope dos terras raras do aplito (Figura 6.8-B).

Na Tabela 6.11 é apresentada uma síntese dos principais processos ocorridos durante o Evento Tectônico E₂ (vide Capítulo 4), quando houve a mineralização das rochas em Bico de Pedra.

Tabela 6.11: Síntese dos principais processos associados à mineralização das rochas de Bico de Pedra.

	Evento E ₂
Magmatismo	Intrusão sintectônica do Aplito Bico de Pedra (ABP)
Deformação	Ocorreu sob condições dúcteis. Foi responsável pelo desenvolvimento de foliação milonítica (S _{ABP1}) no Aplito Bico de Pedra (ABP) e reativou estruturas pretéritas das rochas do Domínio Nova Lima. A milonitização do ABP proporcionou um aumento de sua permeabilidade, isto favoreceu a passagem de fluidos, a hidrotermalização e a mineralização das rochas.
Metamorfismo	A área atingida pelo metamorfismo restringe-se à zona de influência da intrusão do ABP e do hidrotermalismo, podendo ser considerado de contato. O metamorfismo atingiu condições de fácies xisto verde alto. Nas áreas externas a esta zona de influência o grau metamórfico é xisto verde baixo. O metamorfismo é caracterizado por uma intensa atividade hidrotermal e metassomatização das rochas. Geotermômetros, da clorita e da arsenopirita, e condições dúcteis de deformação, da pirita e da albita, indicam temperaturas superiores a 400°C
Hidrotermalismo	Provocou a destruição da assembléia mineral original das rochas e a deposição de novas fases minerais. O hidrotermalismo se deu sob razão fluido/rocha elevada, introduzindo inúmeros elementos químicos. A variação das condições físico-químicas dos fluidos hidrotermais provocou uma distribuição zonada dos metais na jazida.
Mineralização	De natureza polimetálica (Au, Ag, As, Bi, Cu, Pb, Sb, Zn) se deu pelo menos em duas etapas. A fase inicial é marcada por uma piritização (pirita 1) e, possivelmente, pela deposição dos demais sulfetos (calcopirita, pirrotita, esfalerita, galena). A fase tardia é marcada pela deformação e recristalização da pirita 1 originando a pirita 2. Houve também a remobilização/deposição dos demais sulfetos.

Foto 6.1: Início da alteração hidrotermal do aplito com o desenvolvimento de bandas micáceas, com sericita e biotita (porções mais escuras), e formação da foliação S_{ABP1} . Largura da amostra: 6 cm.

Foto 6.2: Nesta amostra a alteração hidrotermal do aplito foi concentrada preferencialmente em duas bandas micáceas (cor cinza). Aqui a foliação S_{ABP1} é plano-paralela. Largura da amostra: 6 cm.

Foto 6.3: Estágio avançado de hidrotermalização do aplito onde podem ser observadas porções reliquiares do aplito (lentes brancas) envoltas por bandas escuras formadas por mica (biotita e sericita). A foliação S_{ABP1} possui morfologia anastomosada (compare com a Foto 6.2). Largura da amostra: 6 cm.

Foto 6.4: Hidrotermalização completa do Aplito Bico de Pedra onde a albita foi transformada em micas, sericita e subordinadamente biotita (nas bandas escuras), e a textura ígnea destruída. É notável a ausência de quartzo no hidrotermalito. Largura da amostra: 6 cm.

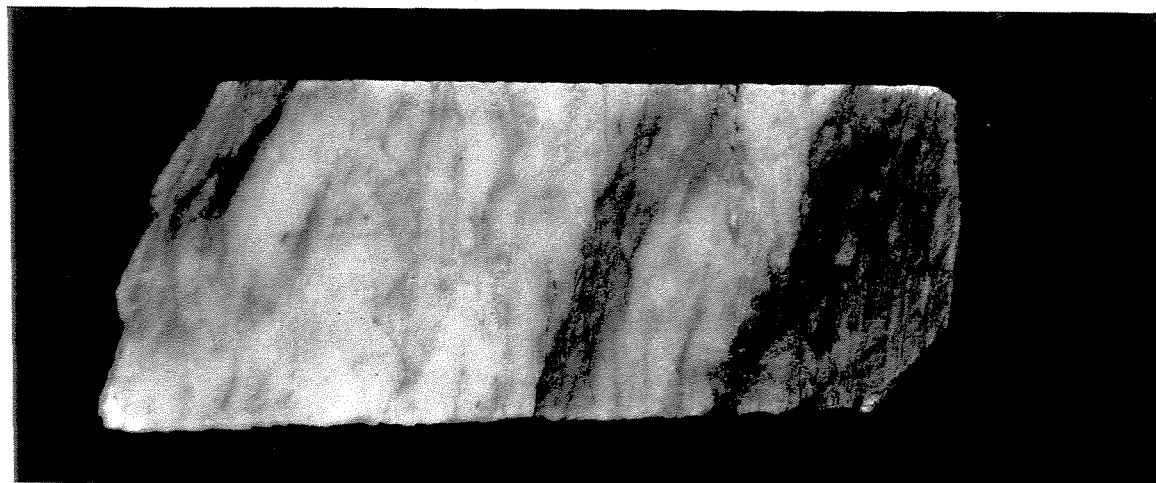


Foto 6.1

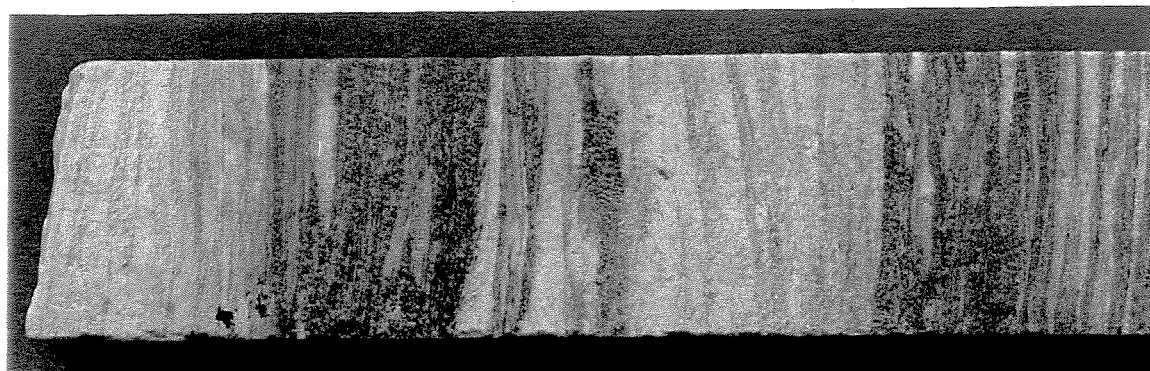


Foto 6.2

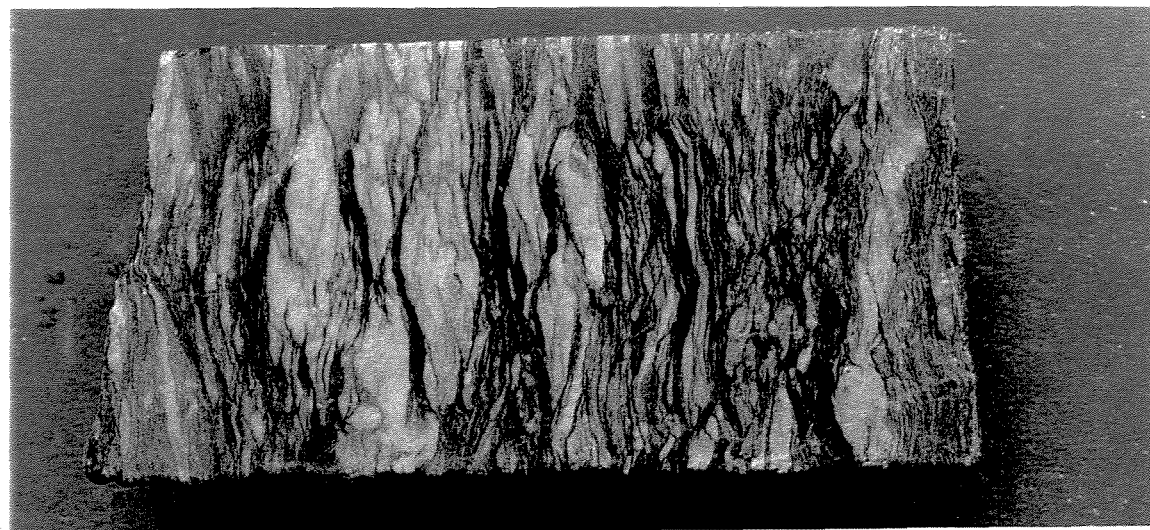


Foto 6.3

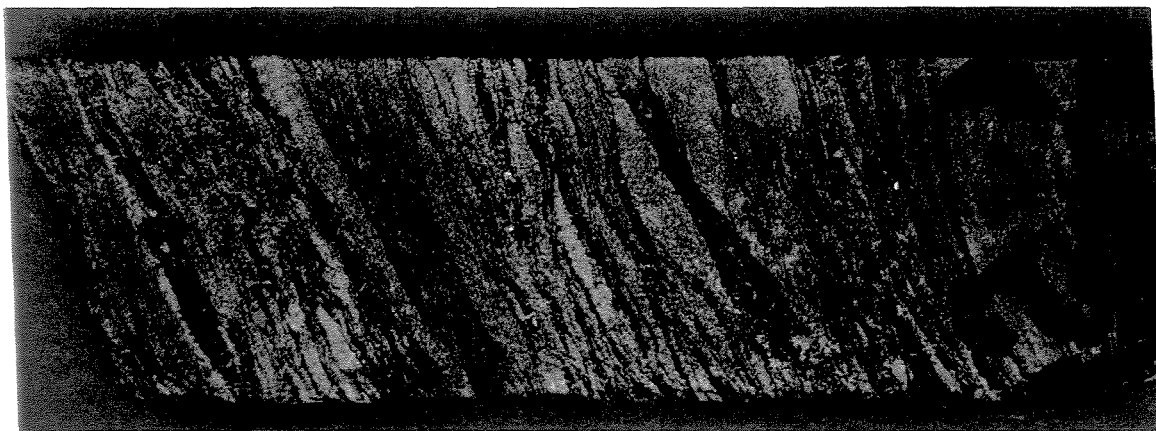


Foto 6.4

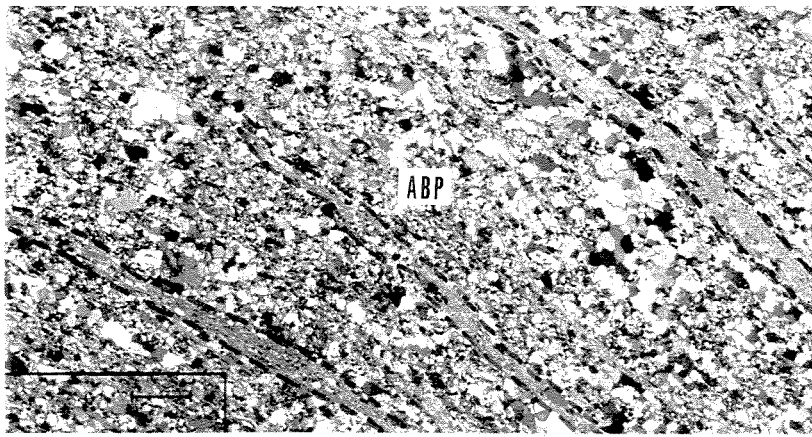


Foto 6.5: Visão microscópica da porção preservada do Aplito Bico de Pedra (ABP) mostrado na Foto 6.2 (partes esbranquiçadas), onde podem ser observadas as delgadas bandas micáceas (BM), constituídas por sericita, formadas no início do hidrotermalismo. Os diminutos cristais cinza são albita. Nicois cruzados. Largura do campo: 6 mm.

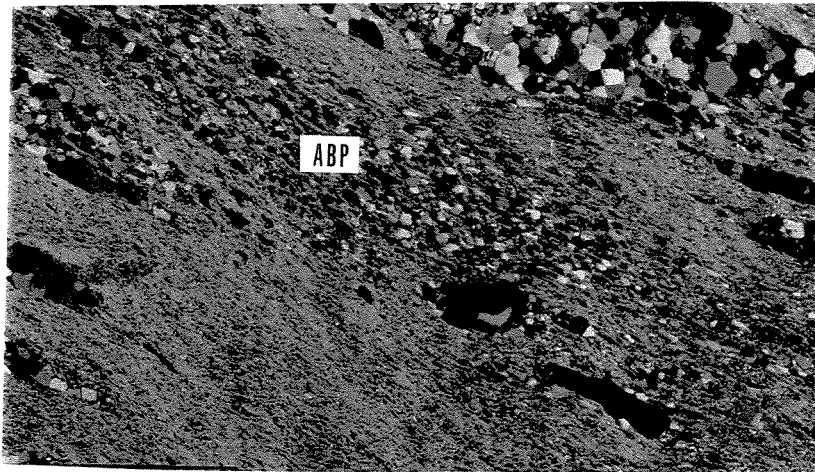


Foto 6.6: Nas zonas que concentraram a deformação e o hidrotermalismo (bandas micáceas mostradas na Foto 6.2) houve o consumo quase completo do Aplito Bico de Pedra (ABP). Nicois cruzados. Largura do campo: 6mm.

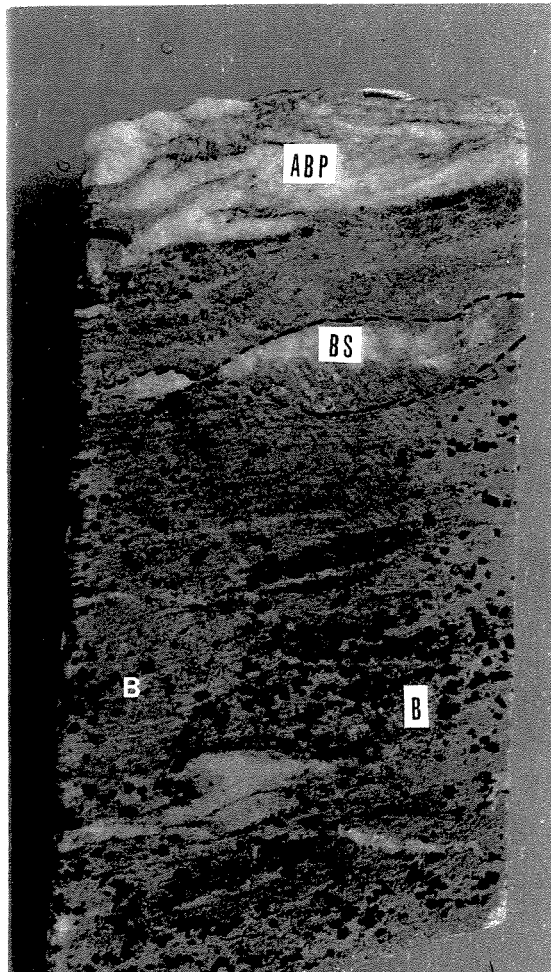


Foto 6.7: Hidrotermalito do Aplito Bico de Pedra (ABP), ainda com restos do mesmo no topo da amostra, constituído principalmente por sericita. Nesta amostra observam-se ainda uma banda sulfetada (BS), com pirita, anquerita e quartzo, e os poiquiloblastos de biotita (B), cristais negros, sobre a sericita. Largura da amostra: 6 cm.

Foto 6.8: Hidrotermalito da Foto 6.7 onde observam-se os poiquiloblastos de biotita (B) crescidos sobre a matriz sericitica. Nicois cruzados. Largura do campo: 6 mm.

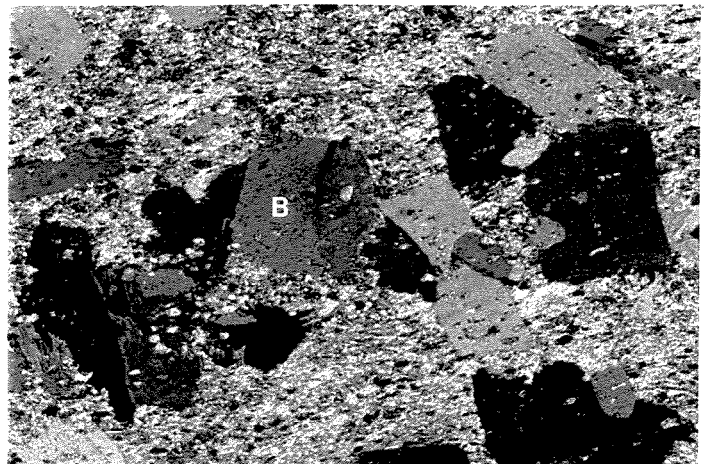


Foto 6.9: Hidrotermalito do aplito, constituído basicamente por sericita, com bandas sulfetadas (BS) concordantes com a foliação da rocha. Notar a ausência de quartzo e carbonato nas BS. A foliação S_{ABP1} é paralela ao topo e base da amostra. Largura da amostra: 6 cm.

Foto 6.10: Aplito Bico de Pedra parcialmente hidrotermalizado, com a formação das bandas micáceas (porções escuras da amostra). Na porção central da amostra há uma banda sulfetada (BS) em contato direto com partes preservadas do aplito. A BS é concordante com a foliação anastomosada da rocha. Largura da amostra 6 cm.

Foto 6.11: Delgadas bandas sulfetadas no aplito pouco hidrotermalizado, indicadas pelas setas e pela sigla (BS). As BS estão dispostas segundo o plano de cisalhamento da rocha (foliação S_{ABP1}). Largura da amostra: 6 cm.

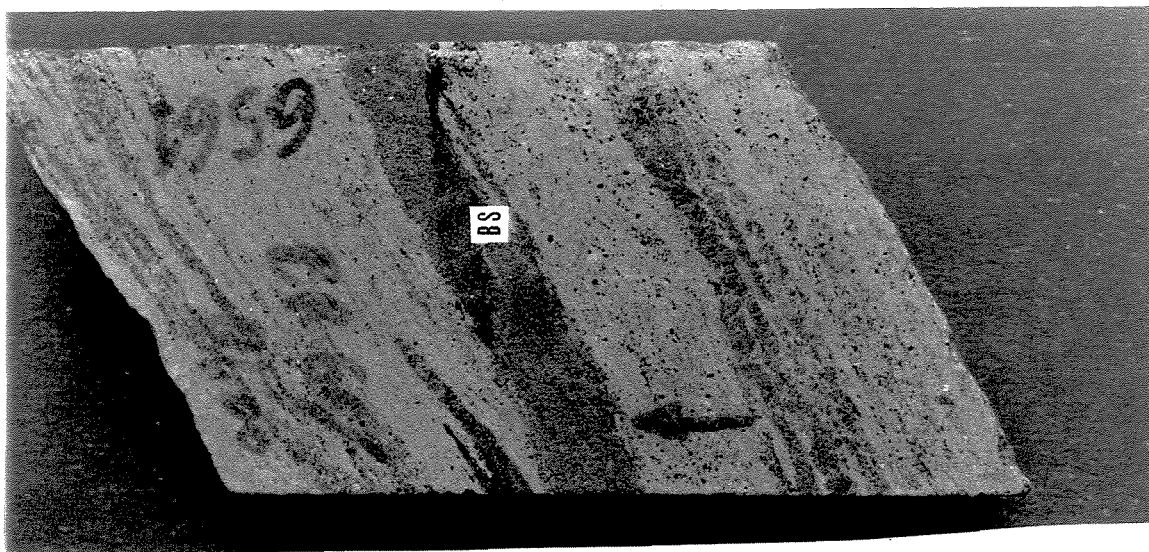


Foto 6.9

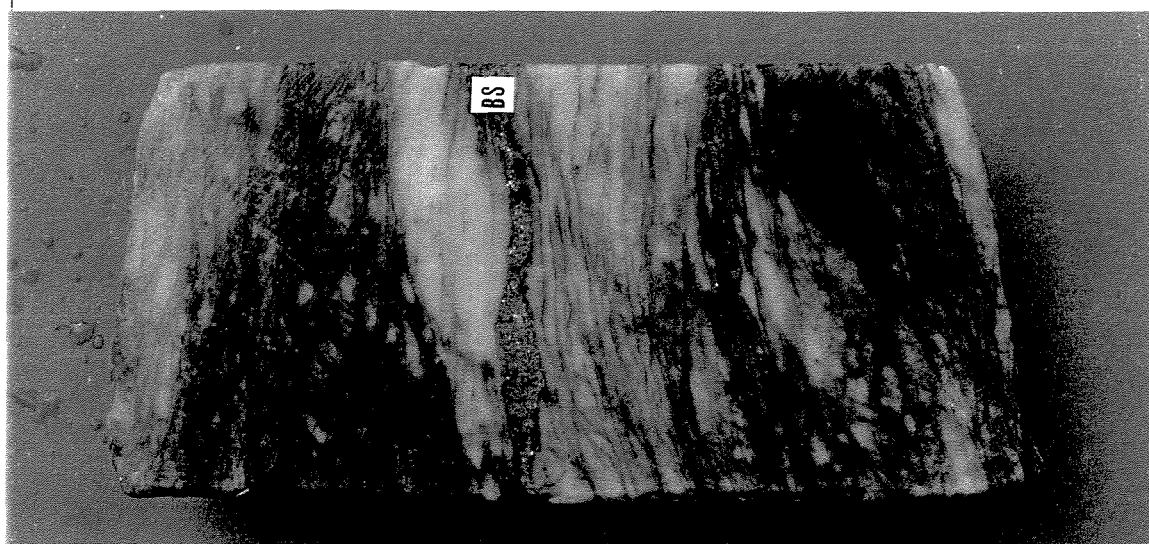


Foto 6.10

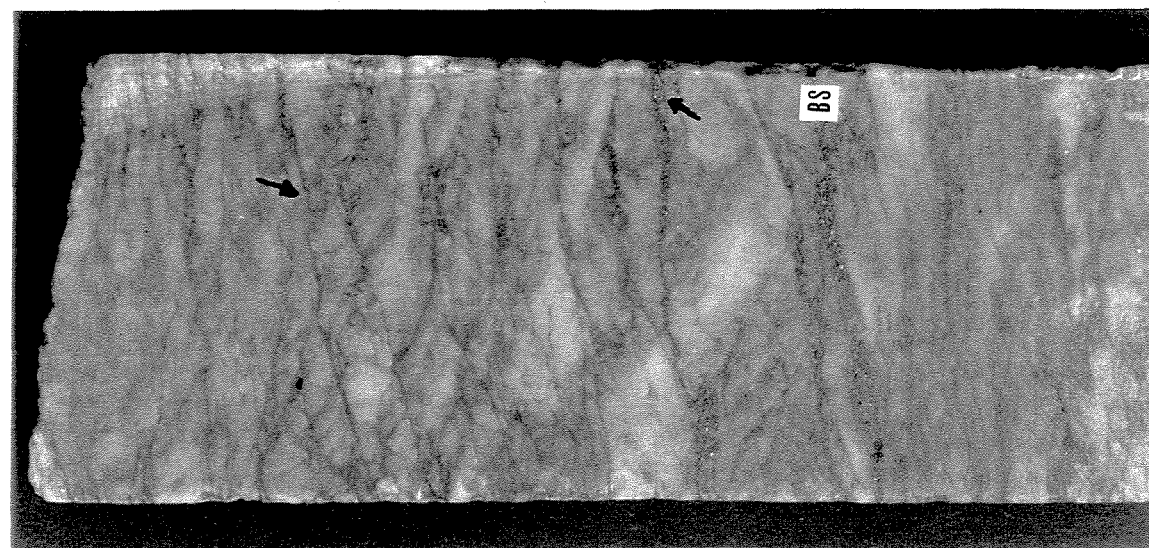


Foto 6.11

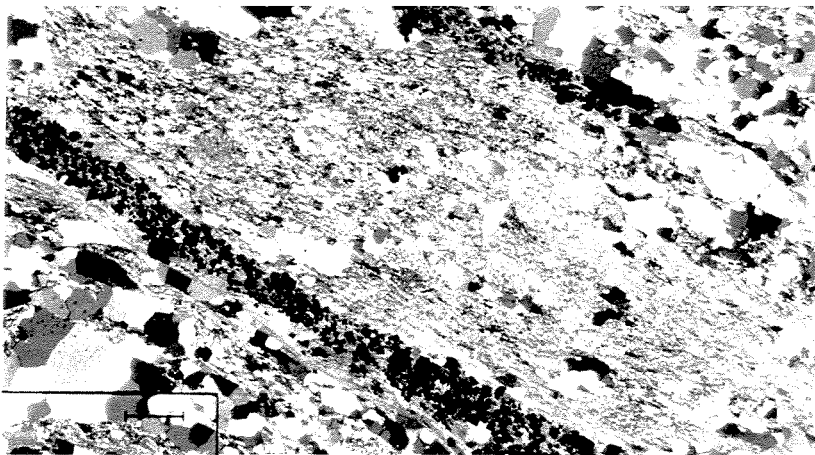


Foto 6.12: Aplito hidrotermalizado onde podem ser vistas duas bandas mineralizadas constituídas por pirita (cristais opacos) e biotita (marrom). Na região entre as duas bandas mineralizadas pode-se observar restos do aplito (diminutos cristais cinza de albita). Nicois cruzados. Largura do campo: 6 mm.

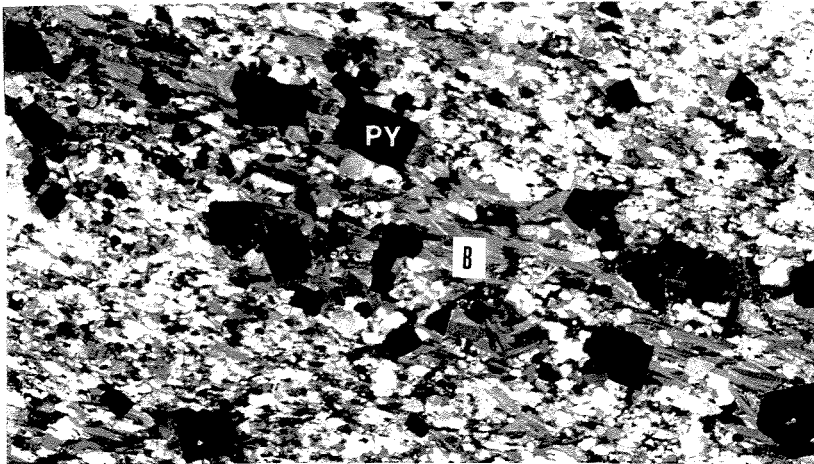


Foto 6.13: Nesta amostra, o aplito apresenta-se intensamente cisalhado, com seus cristais de albita recristalizados (diminutos grãos cinza). A alteração hidrotermal proporcionou apenas a cristalização da biotita (B) e dos grãos idiomórficos de pirita. Nicois cruzados. Largura do campo: 1,5 mm.

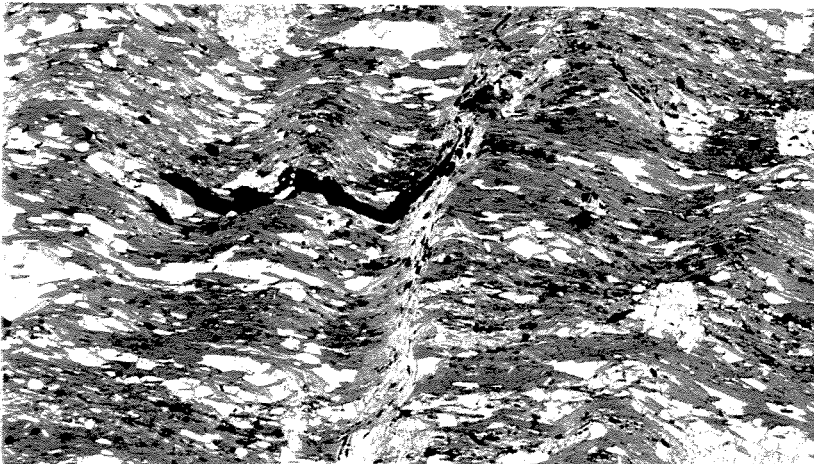


Foto 6.14: Hidrotermalismo do aplito rico em biotita e ilmenita (diminutos cristais opacos). Notar a pirrotita (opaco grande no centro da foto) crenulada. Luz plana. Largura do campo: 3 mm.

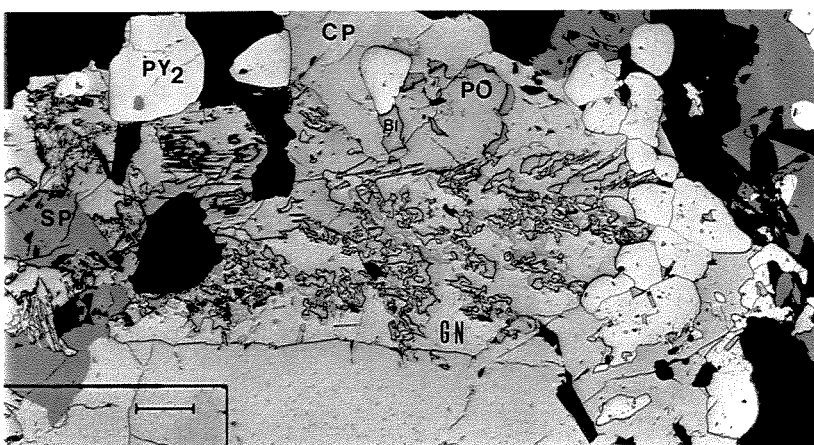


Foto 6.15: A mineralização polimetálica de Bico de Pedra constituída por pirita (PY2), calcopirita (CP), pirrotita (PO), esfalerita (SP), galena (GN) e bismuto (BI). Luz plana. Largura do campo: 3 mm.

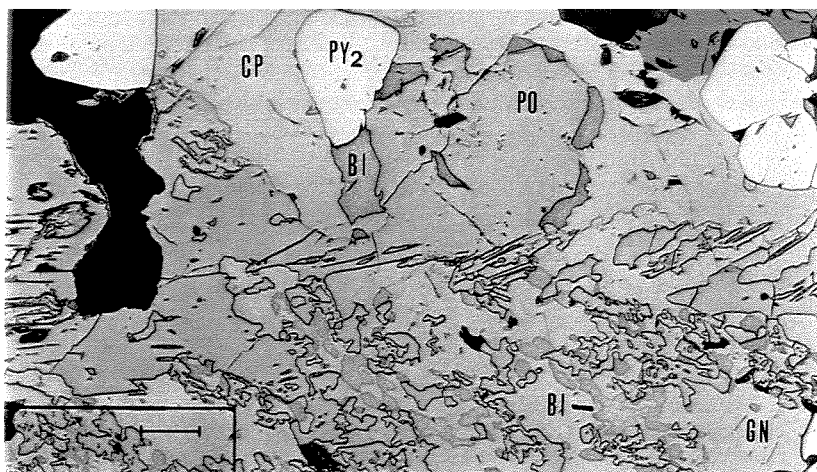


Foto 6.16: Detalhe da Foto 6.15 mostrando entre pirrotita (PO) e galena (GN). Notam-se ainda os inúmeros cristais de bismuto (BI) incluídos na GN e no contato entre a PO e a calcopirita (CP). Luz plana. Largura do campo: 1,5 mm.

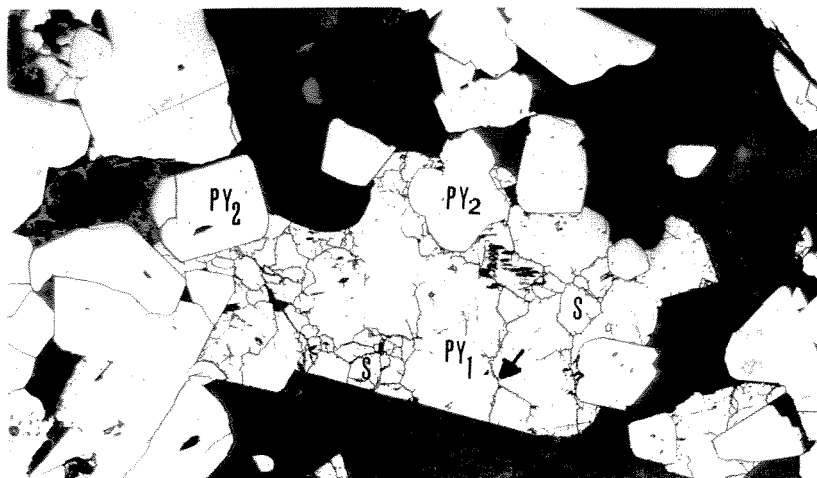


Foto 6.17: Os dois tipos de pirita. A pirita 1 (PY1) ocorre como cristais anédricos deformados com subgrãos (S) em seu interior. Os cristais idiomórficos de pirita 2 (PY2) provêm da recrystalização dos S por migração de bordas de grãos. Note as bordas curvas do cristal de PY2 no centro do campo. Amostra atacada com HNO_3 a 20%. Luz plana. Largura do campo: 1,5 mm.

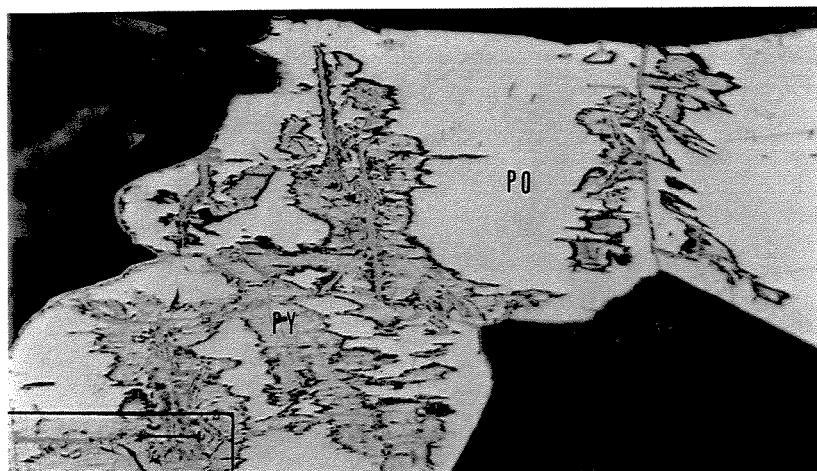


Foto 6.18: Cristal de pirrotita (PO) substituído por pirita (PY) e possivelmente por óxido de ferro (borda escura entre a PO e a PY). Luz plana. Largura do campo: 0,75 mm.

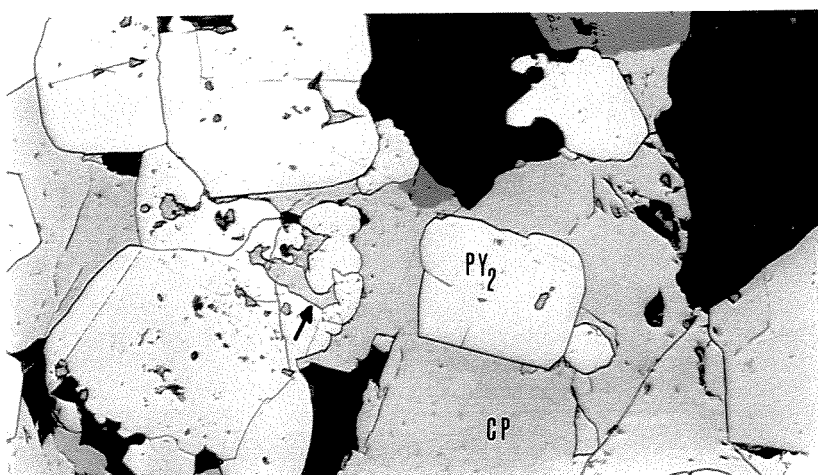


Foto 6.19: Calcopirita envolvendo a pirita 2 (PY2), e possivelmente preenchendo porções corroídas da mesma (veja seta). Luz plana. Largura do campo: 1,5 mm.

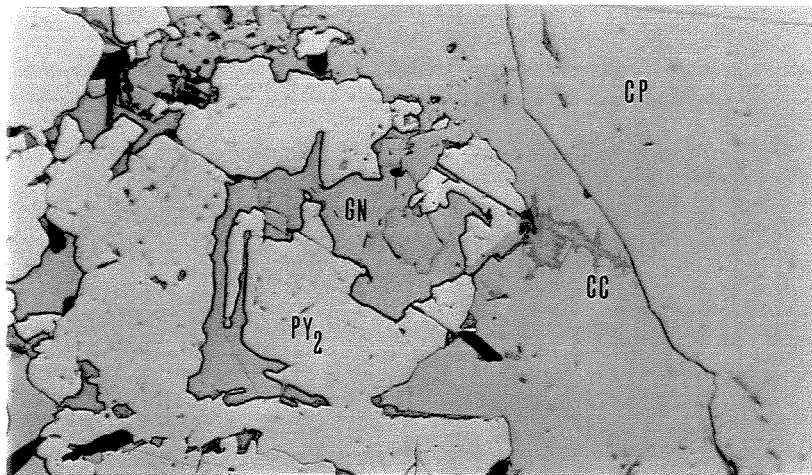


Foto 6.20: Galena (GN) e calcopirita (CP) preenchendo porções corroídas da pirita 2 (PY2). Notar ainda a substituição da CP por calcocita (CC).

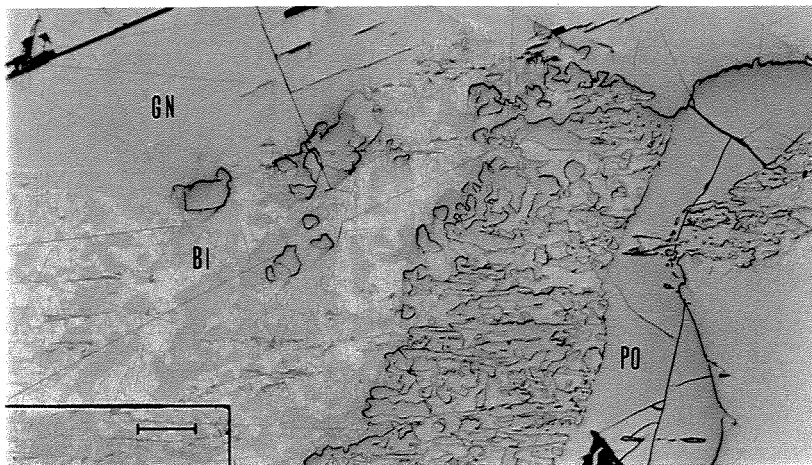


Foto 6.21: Textura mirmequítica entre galena (GN) e pirrotita (PO). Notar também as inclusões de bismuto (BI) na galena. Luz plana. Largura do campo: 3 mm.

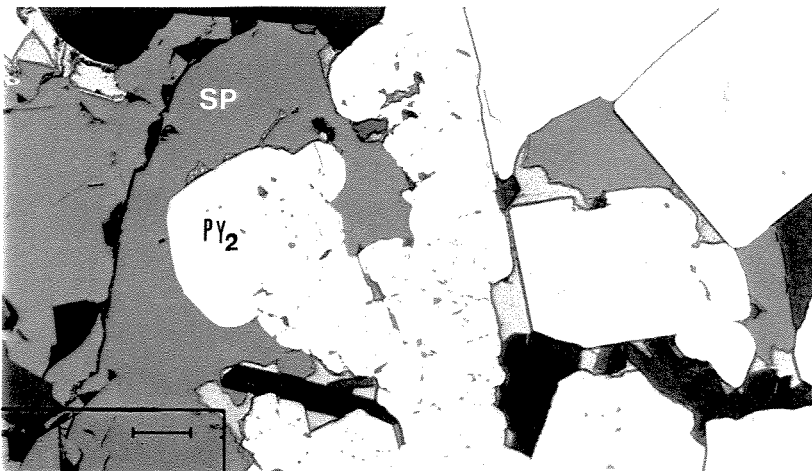


Foto 6.22: Preenchimento de porções corroídas da pirita 2 (PY2) por esfalerita (SP). Luz plana. Largura do campo: 0,75 mm.

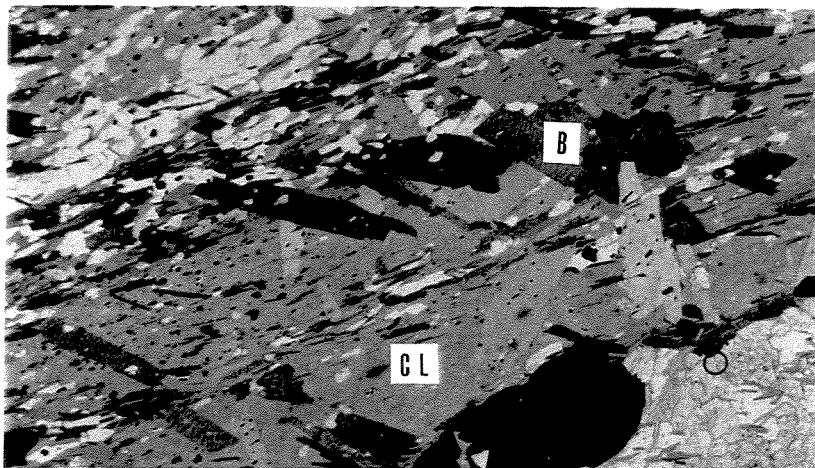


Foto 6.23: Poiquiloblastos de biotita (B) obliterando a foliação da rocha, definida pelos cristais de clorita (CL). Metamáfica do Domínio Nova Lima. Luz plana. Largura do campo: 3,0 mm.

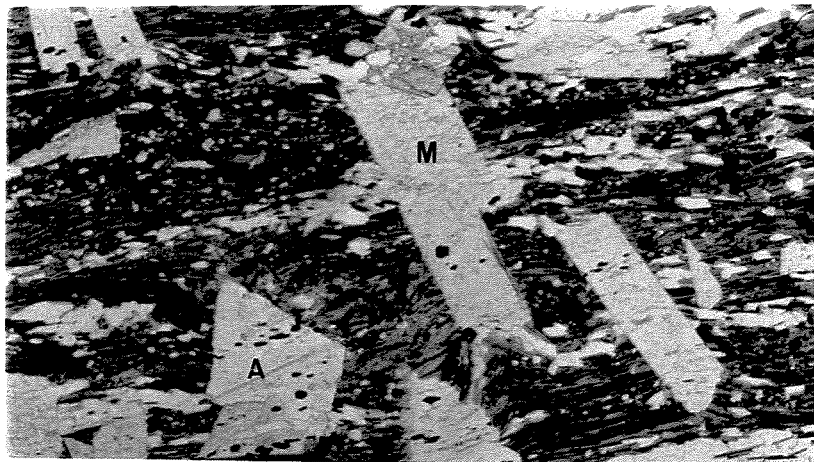


Foto 6.24: Poiquiloblastos de anquerita (A) e muscovita obliterando a foliação, definida por clorita (verde) e biotita (castanha). Observar as inclusões de ilmenita (opaco) no interior dos poiquiloblastos.). Metamáfica do Domínio Nova Lima. Luz plana. Largura do campo: 6,0 mm.

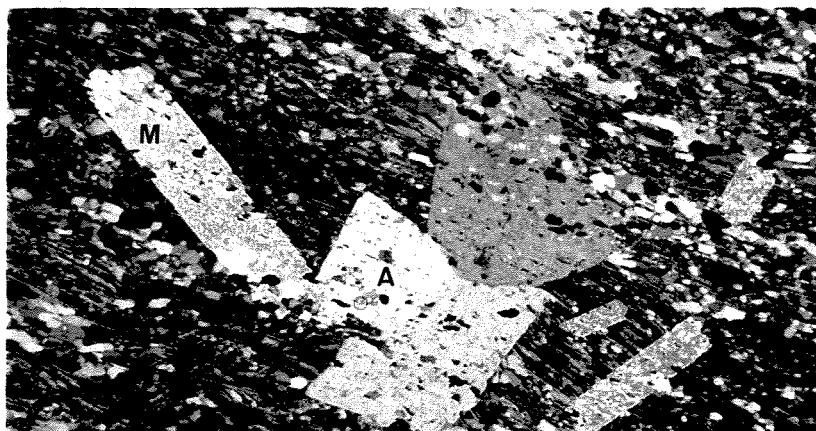


Foto 6.25: Idem Foto 6.24, com nicois cruzados.

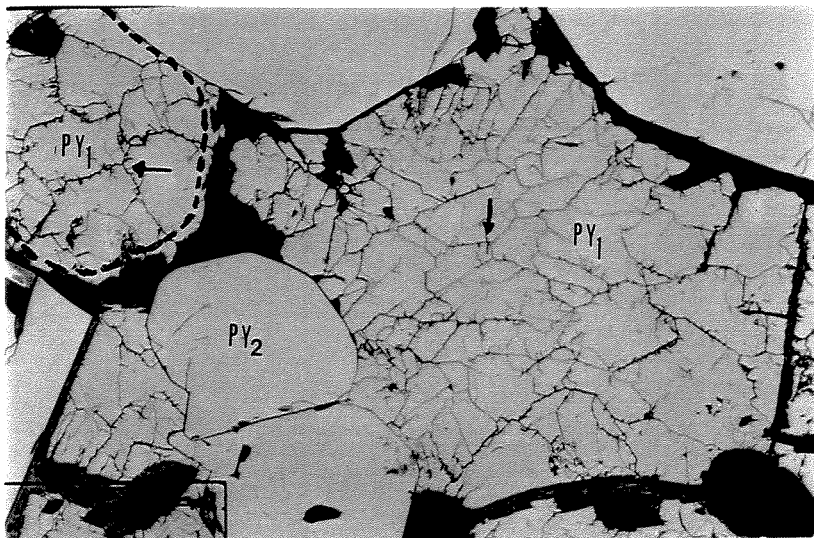


Foto 6.26: Cristais deformados de pirita 1 (PY1) completamente tomados por subgrãos. As setas indicam alguns subgrãos que possuem junções triplices com contatos a 120°. Sobre o cristal central de PY1 houve a recrystalização e formação de dois cristais de pirita 2 (PY2). Amostra atacada com HNO₃ a 20%. Luz plana. Largura do campo: 0,75 mm.

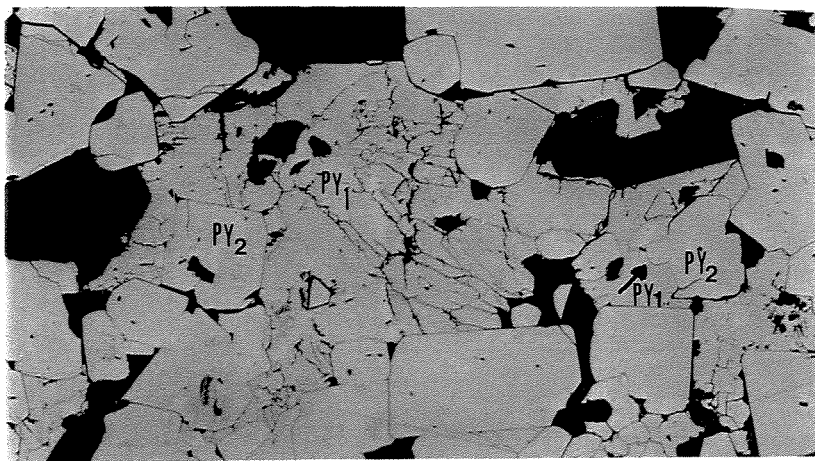


Foto 6.27: Cristal de idiomórfico de pirita 2 (PY2) formado a partir da recrystalização de subgrãos da pirita 1 (PY1). No lado direito do campo a seta mostra o crescimento de um cristal de PY2 apartir da recrystalização de um cristal PY1 por migração de bordas de grãos. Amostra atacada com HNO₃ a 20%. Luz plana. Largura do campo: 1,5 mm.

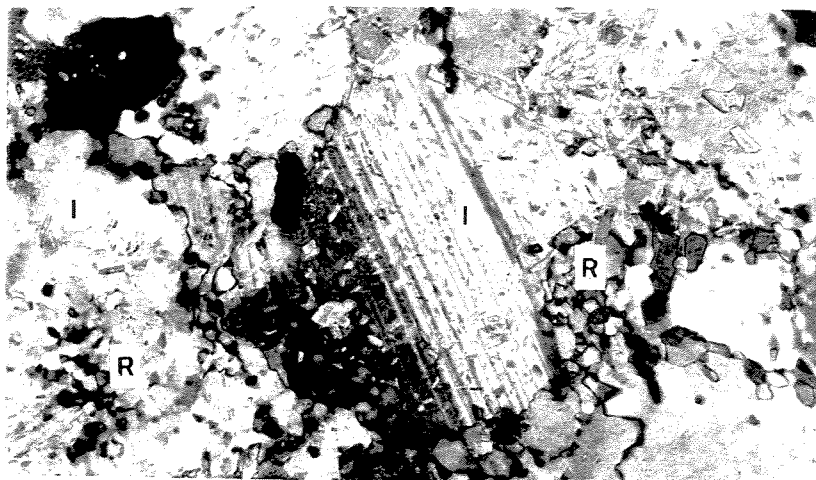


Foto 6.28: Cristais ígneos de albita (I), deformados, com inúmeros subgrãos e grãos recrystalizados (R) de albita em seus interiores e em suas bordas. Aplito Bico de Pedra. Luz polarizada. Largura do campo: 0,75 mm.

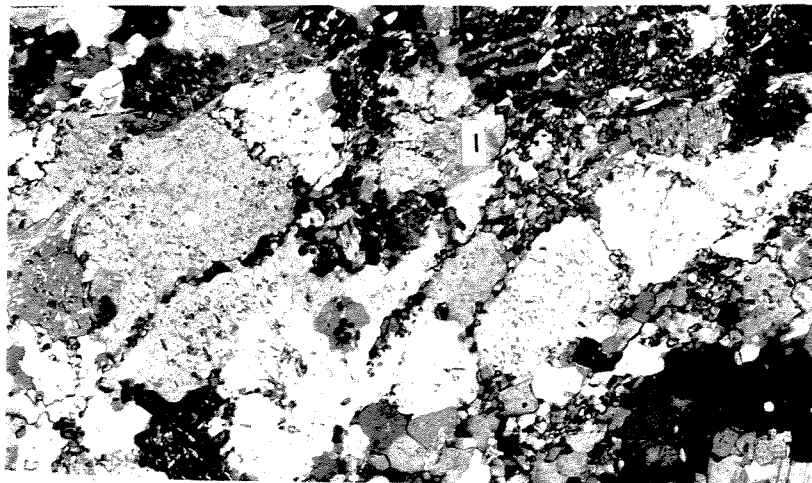


Foto 6.29: Cristais ígneos de albita (I) deformados e com recrystalizações em suas bordas. Aplito Bico de Pedra. Luz polarizada. Largura do campo: 1,5 mm.

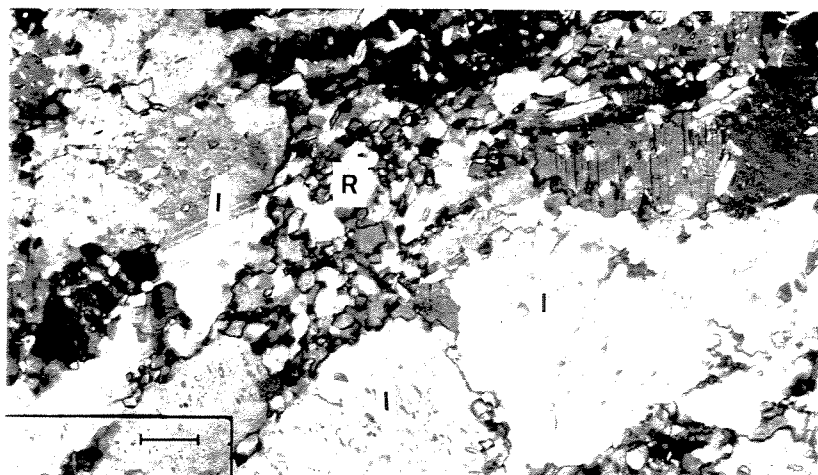


Foto 6.30: Detalhe da foto 6.29 mostrando dos cristais ígneos de albita (I) com grãos recrystalizados de albita (R) em seu interior e em suas bordas. Observar ainda um grande agregado de cristais (R) no centro do campo, e a drástica diminuição de tamanho dos grãos recrystalizados. É notável a ausência, em larga escala, de micas ou carbonato. Aplito Bico de Pedra. Luz polarizada. Largura do campo: 0,75 mm.

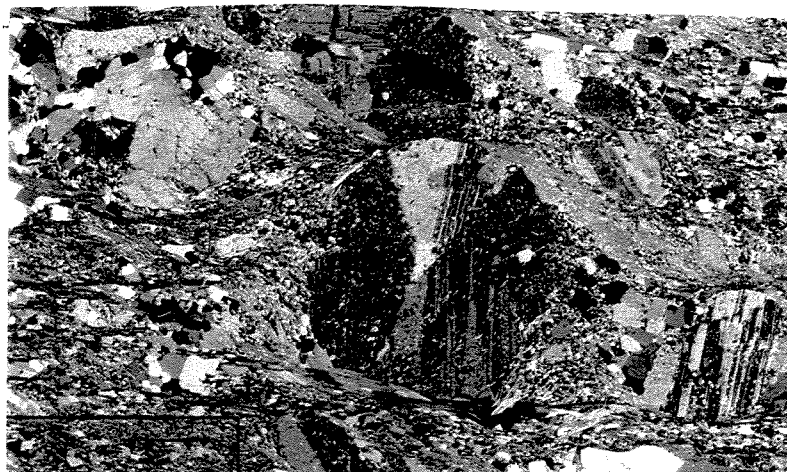


Foto 6.31: Porfiroclasto de albita, provavelmente foi um fenocristal na rocha ígnea, tendo em função disto resistido à deformação. Aplito Bico de Pedra. Luz polarizada. Largura do campo: 6 mm.

Capítulo 7

Conclusões

7.1 A geração e colocação dos corpos trondhjêmíticos sob a perspectiva da evolução tectônica da porção sul do Quadrilátero Ferrífero

Dentre as manifestações do Evento Transamazônico na porção sul do Quadrilátero Ferrífero, a atividade magmática de natureza félsica produziu inúmeros corpos intrusivos. Nas regiões de Congonhas do Campo e de Conselheiro Lafaiete são encontrados o Batólito Alto Maranhão (Sad et al., 1983) e o Granitóide Congonha (Seixas, 1988). O Batólito Alto Maranhão possui mais de uma fase intrusiva, exibe um *trend* de diferenciação trondhjêmítico-granodiorítico (Barbosa, 1985), e suas relações de contato com o Supergrupo Rio das Velhas são claramente intrusivas (Guild, 1957; Sad et al., 1983). O Granitóide Congonhas possui composição trondhjêmítica e também é intrusivos nas rochas metaultramáficas e metamáficas do Grupo Nova Lima (Seixas, 1988). Segundo Herz (1970), o Granitóide Congonhas deve fazer parte da mesma suite intrusiva do Batólito Alto Maranhão. A idade do Batólito Alto Maranhão é de 2.124 Ma. e sua origem estaria associada a um ambiente continental de margem ativa (Noce, 1995), ou seja, a uma colisão, que segundo Endo (1997) seria oblíqua e com subducção de placas.

A colocação do Batólito Alto Maranhão e do Granitóide Congonhas seria sin-tectônica (sin-colisionais) e estariam associados ao desenvolvimento do Lineamento Congonhas (Seixas, 1988), o qual segundo Noce (1995), representaria uma grande falha transcorrente (o lineamento possui 70 km de extensão), que funcionaria como uma zona de transferência da colisão.

A semelhança química e petrográfica do aplito Bico de Pedra e do Granitóides Congonhas (vide itens 2.2, 5.4, 5.5.4) além de suas características intrusivas nas rochas do Grupo Nova Lima, sugerem que os mesmos façam parte da mesma suite magmática, o que indicaria uma possível origem comum no Evento Transamazônico a partir de um evento colisional. A intrusão sin-tectônica do aplito pode estar correlacionada a alguma estrutura extensional de segunda ordem, em relação à Falha do Engenho, que teria provocado o falhamento normal que colocaria lado a lado rochas de diferentes níveis crustais. Este falhamento normal por sua vez pode estar relacionado com a formação da Bacia de Sedimentação Itacolomi, que segundo Endo (1997) ocorreu durante o evento extensional da

Orogênese Minas (vide item 2.6). Estas intrusões são portanto um dos produtos da acreção crustal produzida por esta colisão Transamazônica.

Dos modelos existentes sobre a gênese do magmatismo trondhjemitico, representado pelo Aplito Bico de Pedra, o que propõe a fusão parcial de crosta subductante de Drummond & Defant (1990) parece ser o mais coerente com o contexto geológico encontrado em Bico de Pedra e adjacências.

7.2 Estruturas tectônicas geradas no cisalhamento x percolação de fluidos e a formação de locais favoráveis à precipitação da mineralização

A colocação do aplito Bico de Pedra foi sin-tectônica, o que proporcionou o desenvolvimento de uma foliação milonítica (S_{ABP1}) de características dúcteis e morfologia anastomosada. Este processo produziu a redução granulométrica do aplito, em função da recrystalização da albita, e aumentou sua permeabilidade, o que favoreceu a migração dos fluidos através dele. Esta migração de fluidos associada com a deformação promoveu o desenvolvimento de reações de *strain-softening* químico, via substituição da albita por sericita, e como consequência houve a concentração da deformação em bandas. A transformação da albita em sericita proporcionou a criação de espaços vazios na rocha, via perda de sílica dissolvida nos fluidos, aumentando a porosidade e a permeabilidade, favorecendo deste modo ainda mais a percolação dos fluidos e as reações químicas, o que deu origem a um processo auto-sustentado. Além de induzir o aumento da permeabilidade e cristalização da sericita, este mecanismo criou o espaço necessário para a deposição da mineralização. Ao se analisar a substituição da sericita pela biotita nota-se que esta reação implica num aumento de volume. Porém, num balanço geral ao longo dos testemunhos de sondagem, é observado que as rochas com sericita são mais abundantes do que aquelas com biotita, o que num balanço volumétrico geral indica que não há a necessidade de um aumento do volume ocupado pela rocha para que ocorra a substituição da sericita pela biotita.

Como o processo de deformação a que foram submetidas as rochas do depósito foi dúctil, e houve uma inibição ao desenvolvimento de estruturas relacionadas com as componentes extensionais do cisalhamento, as estruturas que hospedam freqüentemente as mineralizações auríferas mesotermiais, como por exemplo veios de extensão, veios de cisalhamento centrais, veios oblíquos ao cisalhamento (Hodgson, 1989) não foram geradas. Este aspecto, aliado ao desenvolvimento da permeabilidade do Aplito Bico de Pedra, pode explicar tanto a localização preferencial da mineralização nesta rocha em bandas

concordantes com a foliação milonítica, como as raras bandas mineralizadas nas rochas Metamáficas do Domínio Nova Lima. Nas Metamáficas não teriam ocorrido reações de substituição mineralógica que proporcionassem o aumento da permeabilidade da rocha e a geração de espaço para a deposição da mineralização. Em outras palavras, uma das razões da mineralização estar hospedada no Aplito Bico de Pedra está relacionada com suas características reológicas e mineralógicas. O fato de ser uma rocha ígnea, sem prévias estruturas tectônicas, fez com que a deformação proporcionasse um aumento da permeabilidade, favorecendo a percolação dos fluidos hidrotermais. Estes fluidos por sua vez provocaram substituições mineralógicas que produziram espaços livres para a deposição da mineralização. Neste contexto, os locais próximos aos contatos, entre o Aplito Bico de Pedra e as rochas metaígneas do Domínio Nova Lima, foram os mais propensos à deformação, circulação de fluidos e deposição da mineralização, em virtude do próprio contato e do contraste reológico entre estes litotipos, onde o aplito se apresenta como litotipo mais resistente.

7.3 Considerações acerca dos fluidos mineralizantes e dos metais (transporte, precipitação e fonte)

O hidrotermalismo foi responsável pela introdução nas rochas, aplito Bico de Pedra e Metaígneas do Domínio Nova Lima, dos LILE, CO₂, H₂S, Fe, Cu, Pb, Zn, Fe, Au, Ag, As, Bi, Co, Ni, Cr, Sc, Mo, Se, Cd. Os terras raras apresentaram apenas pequenas modificações em suas concentrações.

O transporte dos metais (Cu, Pb, Zn, e Fe) foi realizado possivelmente através de complexos clorados em soluções ácidas, uma vez que a solubilidade destes metais através dos tio-complexos é muito pequena (Barnes, 1979, Huston & Large, 1989). Em depósitos vulcano-exalativos, Huston & Large (1989) estimaram temperaturas entre 275-350 °C para a precipitação de Au-Cu-Bi, transportados como complexos clorados em soluções com pH ácido e salinidade moderada. Em depósitos Proterozóicos de Au-Cu-Bi-Se australianos, da Província Tennant Creek Inlier (e.g. Warrego, Juno, White Devil, Greko), associados à intrusões granitóides, informações obtidas a partir de inclusões fluidas das soluções mineralizantes indicam que os metais foram transportados como complexos clorados em soluções com salinidades moderadas (10 a 35 % de equivalente em peso de NaCl), pH baixo e temperaturas de homogeneização entre 300-450 °C (Davison & Large, 1994). O transporte dos metais base por complexos clorados em Bico de Pedra indica que a solução hidrotermal possuía uma salinidade relativamente elevada, superior a dos fluidos associados à formação dos depósitos

auríferos mesotermiais do tipo *lode-gold*, que é da ordem de 5% em peso de equivalente de NaCl. Os fluidos de Bico de Pedra devem ter tido fugacidade de oxigênio baixa, pois os hidrotermalitos possuem ilmenita em lugar de rutilo, sulfetos, e apenas raros cristais de magnetita. Pelas condições de contorno obtidas pelos geotermômetros da clorita e da arsenopirita, estima-se que os fluidos hidrotermais estiveram submetidos, na mineralização, a temperaturas que oscilaram entre 325 e 450°C. Do exposto infere-se que as condições dos fluidos mineralizantes em Bico de Pedra devem ser semelhantes às aquelas observadas nos depósitos australianos relacionados à plutons intrusivos.

As condições físico-químicas que regem a estabilidade dos complexos clorados de metais base em solução são: sua concentração inicial na solução, o pH, a temperatura, a pressão, a fugacidade de oxigênio, e a quantidade de enxofre disponível. Mantendo-se as demais variáveis constantes, as soluções ácidas e as temperaturas elevadas são as condições mais propícias para a estabilidade dos complexos clorados de metais base (Hemley & Hunt, 1992). Durante sua percolação pelas rochas, em condições de sistema aberto, o fluido hidrotermal muda sua composição química ao reagir com a rocha, o que pode propiciar desestabilização dos complexos metálicos e provocar uma deposição seletiva dos sulfetos, de acordo com sua solubilidade. Em Bico de Pedra os fluidos hidrotermais sofreram modificações de temperatura e composição química ao longo do funcionamento do sistema hidrotermal. Estas modificações atuaram conjuntamente e foram proporcionadas tanto pela interação fluido-rocha, como possivelmente por alterações na composição química e na temperatura dos fluidos em sua fonte, o que influenciou os tipos de minerais (silicatos e sulfetos) formados no depósito. Os fluidos, antes de sua interação com o aplito, possuíam pH ácido e temperaturas moderadas, e ao entrarem em contato com o aplito transformaram a albita em sericita. Neste processo houve o consumo de H^+ dos fluidos, aumentando o pH da solução e desestabilizando os complexos de cloro, promovendo assim a deposição dos sulfetos. O primeiro sulfeto a ser depositado foi a pirita (pirita 1), pois como mostram Woitsekhowskaya & Hemley (1995), este seria o primeiro sulfeto de ferro a ser depositado como consequência da sericitização da rocha, uma vez que a pirrotita necessitaria condições de pH mais elevado para sua cristalização. Nesta etapa podem ter sido depositados outros sulfetos, dependendo de seus complexos estarem presentes no fluido. A deposição da pirita deu-se sin-tectonicamente na Fase Inicial do Hidrotermalismo, o que é demonstrado por sua deformação. Posteriormente, na Fase Tardia do Hidrotermalismo, houve uma elevação de temperatura dos fluidos e das rochas, o que é evidenciado pela recristalização da pirita e pela substituição da sericita pela

biotita. Associada a esta etapa de aquecimento ocorreu a remobilização/deposição da calcopirita, da pirrotita e do bismuto metálico que está frequentemente associado a estes minerais. Na pirita recristalizada são encontradas inclusões destes minerais e também são observadas substituições da pirita pelos demais sulfetos citados. Em seguida a temperatura do sistema hidrotermal diminuiu, ou a composição dos fluidos se modificou, ocorrendo uma sobreposição de galena e de esfalerita sobre os demais sulfetos.

A desestabilização dos complexos clorados, seguida da deposição dos sulfetos, libera Cl^- o que poderia contribuir com o aumento do pH da solução, pois poderia haver uma formação de HCl na solução para compensar o desequilíbrio provocado pelo aumento da atividade do Cl^- nos fluidos hidrotermais. Entretanto, a substituição da albita pela sericita levaria a um aumento da concentração do sódio na solução, o que poderia induzir a uma diminuição da atividade do Cl^- nos fluidos, e manteria o pH da solução um pouco mais baixo.

A distribuição dos metais observada no depósito foi provocada pela interação de fatores físicos, termais e químicos. A porção central do depósito, mineralizada em Cu, é rica em biotita, o que indica a circulação de fluidos com altas temperaturas neste local. Abaixo deste corpo mineralizado as rochas possuem um valor pequeno, porém anômalo, de Cu. Nestes locais a formação de corpos mineralizados mais potentes pode ter sido inibida por uma baixa permeabilidade das rochas. Abaixo e acima deste horizonte central cuprífero são encontradas zonas mineralizadas predominantemente em esfalerita e galena. Estas zonas podem ser o produto de: (1) um resfriamento do sistema hidrotermal, o que provocaria a seleção dos metais transportados pelos complexos, já que o Cu é o que possui a menor solubilidade; (2) descargas de fluidos com diferentes salinidades, f_{S_2} , f_{O_2} , o que também provocaria um transporte seletivo dos metais em função de sua solubilidade. Acredita-se aqui que ambas possibilidades são viáveis, sendo inclusive complementares para a formação neste zonamento metálico.

Sob temperaturas acima de 200°C o Au pode ser transportado por tiocomplexos $[\text{Au}(\text{HS})_2^-]$ ou por complexos clorados (AuCl_2^-). Em fluidos hidrotermais associados à formação de depósitos vulcanogênicos de sulfeto maciço, os tiocomplexos de Au tem maior estabilidade sob temperaturas moderadas ($T < 300^\circ\text{C}$), com elevada atividade de H_2S ou HS^- , pH neutro a levemente alcalino, e fugacidade de oxigênio baixa (fora do campo de estabilidade da magnetita e da hematita). Já o complexo clorado de Au é favorecido em soluções de alta temperatura ($T > 300^\circ\text{C}$), com alta salinidade, pH baixo ($< 4,5$), e fugacidade de oxigênio elevada (Huston & Large, 1989). A distribuição do Au em Bico de Pedra indica que o mesmo

foi depositado com os sulfetos de menor temperatura, ou seja, com galena e esfalerita. A baixa associação Cu-Au no depósito de Bico de Pedra pode estar relacionada a: (1) Os fluidos mineralizantes possuíam temperaturas superiores aos fluidos responsáveis pela deposição de sulfetos de Pb e Zn. Neste caso é provável que o Au seria transportado por complexo clorado. Porém, devido a pequena fugacidade de oxigênio destes fluidos, não haveriam condições favoráveis à solubilização e transporte do Au pelo complexo clorado. (2) Caso a fugacidade de oxigênio permitisse a complexação do Au pelo Cl, no momento da precipitação do sulfeto de Cu, quando haveria a desestabilização do AuCl_2^- em função do aumento do pH e da queda de temperatura provocados pela alteração hidrotermal do aplito, o Au poderia ser solubilizado pelo tiocomplexo e continuar a ser transportado pelos fluidos, caso houvesse disponibilidade de H_2S ou HS^- nos fluidos. Este mecanismo, da mudança do agente complexante de Au em fluidos hidrotermais, foi proposto por Huston & Large (1989) para os depósitos vulcanogênicos de sulfeto maciço. A associação do Au com Pb e Zn observados em Bico de Pedra, sugere que o Au nestas soluções salinas de menor temperatura, que transportavam o Zn e o Pb como complexos clorados, tenha sido transportado como $[\text{Au}(\text{HS})_2^-]$. O resfriamento dos fluidos, ou o aumento do pH da solução, provocariam a precipitação dos sulfetos de Pb e Zn. A formação de galena e esfalerita consumiria enxofre, o que levaria a uma diminuição da atividade do enxofre reduzido no fluido e a desestabilização do $[\text{Au}(\text{HS})_2^-]$, induzindo assim à precipitação do ouro (Seward, 1984).

Devido à sua baixa solubilidade, os elementos terras raras são transportados apenas como complexos formados com CO_3^{2-} , F^- , Cl^- , SO_4^{2-} . Estes complexos tem sua estabilidade controlada pelo pH, temperatura, pressão e pelo tipo de agentes complexantes presentes na solução; a concentração dos complexos formados com terras raras nas soluções hidrotermais aumenta com o decréscimo do pH (Michard, 1989; Lottermoser, 1992). Em depósitos hidrotermais, relacionados com intrusões ígneas, os fatores que favorecem a mobilidade dos terras raras na interação fluido-rocha são: o longo tempo de permanência dos fluidos em contato com as rochas, as altas razões fluido-rocha, e a composição dos fluidos hidrotermais (Taylor & Fryer, 1982; Lottermoser, 1992). Entretanto, apesar do aumento da disponibilidade do Cl^- nos fluidos em função da deposição dos sulfetos, o aumento do pH da solução, além de ter provocado a precipitação da mineralização, também inibiu a formação de complexos com as terras raras liberadas pela alteração hidrotermal do aplito. Dos demais ânions que poderiam formar complexos com as terras raras, somente o carbonato estava presente na solução, porém ele foi consumido através da carbonatação das rochas, e mesmo que ainda houvesse

disponibilidade deste ânion, o pH alto inibiria a larga formação de complexos com as terras raras. A pequena mobilidade observada das terras raras leves pode, portanto, ser compreendida através das modificações das condições químicas dos fluidos ocorridas em função do processo de interação fluido-rocha.

O sistema hidrotermal de Bico de Pedra caracterizou-se fundamentalmente pela acreção de matéria, sendo insignificante a lixiviação sofrida pelas rochas, pois apenas os hidrotermalitos do aplito tiveram perdas significantes de sílica e sódio oriundos da destruição da albita. A razão fluido-rocha no processo hidrotermal foi elevada uma vez que os fluidos impuseram drásticas alterações nas composições químicas das rochas via acreção de matéria (Nesbitt, 1990); a lixiviação da sílica, cuja solubilidade é extremamente baixa em soluções aquosas, seria favorecida pela presença de NaCl na solução (Fournier, 1985).

Em depósitos vulcanogênicos a razão S/Se em piritas tem sido utilizada para a identificação da origem dos fluidos mineralizantes: vulcanogênicos, marinhos ou uma mistura de ambos. Esta discriminação decorre tanto da concentração do Se na pirita estar relacionada com o conteúdo deste elemento nos fluidos, como da grande diferença do conteúdo de Se nos fluidos magmático e marinho (Huston, et al., 1995). Os fluidos hidrotermais magmáticos possuem um conteúdo extremamente elevado de Se com a razão $S/Se < 20.000$. Os valores encontrados para os fluidos hidrotermias magmáticos que são semelhantes aos encontrados nos magmas (Sindeeva, 1964; Schneider, 1975). Nas águas marinhas a razão S/Se possui valores da ordem de 1.10^7 (Measures & Burton, 1980; Brewer, 1975). Huston et al. (op.cit.) mostrou que a pirita formada em ambientes sedimentares (sem a participação de S e Se magmáticos) possui valores para a razão $S/Se > 100.000$, enquanto que a pirita originada a partir de fluidos hidrotermais magmático possui valores para a razão $S/Se < 20.000$. Além disto, o conteúdo de Se das piritas não seria afetado por recristalizações metamórficas ou hidrotermais, ou seja, não há perda de Se para os fluidos metamórficos ou hidrotermais em função da recristalização da pirita. Em rochas ígneas derivadas do núcleo e do manto, relacionadas com mineralizações de níquel e platina, Eckstrand & Hulbert (1987) encontraram razões S/Se em torno de 2.000. Em depósitos mesotermiais de ouro do Canadá, hospedados em trondhjemitos e em lamprófiros, Kerrich (1989) encontrou na pirita da mineralização valores para a razão S/Se variando entre 50.000 e 100.000. Entretanto, as rochas hospedeiras possuíam valores para a razão S/Se próximos de 2.000, o que afastaria a possibilidade de uma origem comum para o magma e para os fluidos mineralizantes. Segundo Kerrich (op.cit.), estes altos valores, geralmente presentes nos depósitos auríferos mesotermiais Arqueanos,

podem ser fruto tanto da contaminação da mineralização por S crustal reciclado, quanto do fracionamento da razão S/Se (perda de Se) que o fluido sofreria entre a fonte e o depósito, fazendo com que houvesse uma simulação dos elevados valores crustais da razão S/Se. Em outras palavras, os fluidos hidrotermais metamórficos, que geralmente participam da gênese de depósitos auríferos mesotermiais (Groves, 1993), não são capazes de remobilizar o Se. Pelo exposto pode-se concluir que a concentração do Se nos fluidos hidrotermais magmáticos tende apenas a diminuir em função de processos como: (1) mistura com fluidos metamórficos ou superficiais, onde pode haver tanto a diluição do conteúdo de Se como a contaminação dos fluidos por S crustal reciclado; (2) fracionamento devido à precipitação de minerais que contenham este elemento. Em Bico de Pedra, as piritas possuem elevadas concentrações de Se, apresentando valores para a razão S/Se < 2.000, embora poucos cristais não contenham este elemento. Estes valores são compatíveis com as razões S/Se de rochas magmáticas. Isto sugere que fluidos hidrotermais magmáticos, com altos valores para a razão S/Se, devem ter participado da formação dos cristais de pirita ricos em Se. Deste modo, os fluidos hidrotermais magmáticos podem ter sido a fonte do Se encontrado da pirita de Bico de Pedra, e por inferência do S e dos demais metais do depósito (cf. Huston et al., 1995), uma vez que os elevados valores da razão S/Se sugerem que não houve mistura de fluidos em larga escala, embora hajam cristais com ausência de Se. Deve-se acrescentar ainda que o Se foi detectado em todos os sulfetos em Bico de Pedra, com exceção da galena.

Os metais do depósito de Bico de Pedra apresentam, portanto, indícios de possuírem sua origem associada ao magmatismo félsico e a pequenas remobilizações das rochas Metaígneas do Domínio Nova Lima. A gênese do Aplito Bico de Pedra, um magma com composição trondhjemitica, pode estar relacionada com a colisão tectônica oblíqua, com envolvimento de crosta oceânica, que ocorreu na porção sul do Quadrilátero Ferrífero durante o evento Transamazônico, na Orogênese Minas (Endo, 1997). Na colisão tectônica pode ter ocorrido a fusão parcial de metabasaltos hidratados e a formação de um magma de composição trondhjemitica. Nesta fusão teria ocorrido um fracionamento químico onde metais como Cu, Zn, Pb, Bi, Au, Mo, Se, presentes nos sulfetos dos metabasaltos (Keays, 1987), seriam concentrados no magma ácido, juntamente com elementos incompatíveis e voláteis como CO₂, Cl, S, H₂O. Durante o resfriamento do magma os elementos químicos que não participaram da formação dos silicatos, i.e., os incompatíveis, os metais e os voláteis, foram concentrados no fluido aquoso, que seria exsolvido antes do final da cristalização do magma. Estes fluidos hidrotermais, contendo os metais Cu, Pb, Zn, Bi, Au, Ag, As, além de Rb, Li, Be,

B, Co, K, Ca, Sr, Se, Ba, Cl, F, CO₂, e SO₂, seriam os responsáveis pelo hidrotermalismo e pela mineralização. A assinatura geoquímica da participação de fluidos hidrotermais de origem magmática, através do Se (Keays, 1987; Huston et al., 1995), pode ser observada na composição química dos sulfetos de Bico de Pedra, onde este elemento está presente. A remobilização local das rochas Metamáficas do Domínio Nova Lima está representada através do Co e do Ni presentes na pirita destas rochas e na arsenopirita do aplito.

7.4 Depósitos de Au/Cu-Bi associados a intrusões granitóides

O depósito de Bico de Pedra possui similares em termos de gênese associada ao magmatismo félsico, e de composição metálica (Cu-Bi, Au, Pb, Zn), no Brasil e na Austrália. O depósito de Maria Lázara em Goiás, com Au-Bi, Te, As, (Cu, Pb) está hospedado em hidrotermalitos localizados em zonas de cisalhamento que cortaram as metamáficas do *greenstone belt* de Guarinos. O desenvolvimento destas zonas de cisalhamento e do hidrotermalismo foram atribuídos à intrusão de um domo granitóide. Além disto, nos arredores da mineralização, foram encontrados inúmeros corpos intrusivos de composição trondhjemitica, cisalhados e hidrotermalizados (Pulz et al., 1990).

Os depósitos Proterozóicos de Au-Cu (Pb, Zn, Bi, Se, Co, W) da Austrália foram gerados em ciclos tectônicos de rifteamento ensialico, seguido da inversão orogenética das bacias. Os depósitos estão relacionados às intrusões de plútons ácidos nestas bacias sedimentares. Estes plútons podem se comportar apenas como fornecedores de calor para a circulação de fluidos bacinais ou também como fonte de fluidos e de metais para a mineralização. Os fluidos mineralizantes possuíam salinidades altas (15-35 % equivalente em peso de NaCl) e temperaturas entre 300-450°C, porém com elevada fO₂, pois a mineralização contém magnetita e hematita. Em geral as mineralizações estão hospedadas em armadilhas químicas formadas por rochas sedimentares, porém também são hospedadas nos próprios plútons. Dentre os inúmeros depósitos desta categoria, os que mais se assemelham à Bico de Pedra em termos dos metais presentes (Au, Cu, Pb, Zn, Bi, As), e da intrínseca associação com corpos intrusivos, são os de Telfer, Kuridala e Moonta, que são depósitos hospedados em veios com sulfetos e óxidos, e em zonas de substituição espacialmente relacionadas com as intrusões ácidas (Davidson & Large, 1994).

Com cerca de 400 Ma, o depósito aurífero de Dargue's Reef situado no sul da Austrália é formado por duas zonas de alteração hidrotermal que cortam o granodiorito Braidwood. Estas zonas são marcadas por uma intensa sericitização e sulfetação, representada pela

deposição de pirita, com traços de calcopirita, pirrotita, galena, esfalerita, sulfossais de Bi, Bi nativo e Au. Os fluidos e os metais foram originados a partir de várias etapas de cristalização do granodiorito, por processos de imiscibilidade entre o magma e os elementos incompatíveis; a entrada dos fluidos hidrotermais e da mineralização foi acompanhada da intrusão de corpos de aplito. A gênese do aplito é atribuída ao mesmo processo de imiscibilidade magmática que deu origem aos fluidos hidrotermais. A temperatura estimada para os fluidos mineralizantes foi da ordem de 350°C, e a salinidade variou entre 4 e 11% equivalente em peso de NaCl (Mcqueen & Perkins, 1995). A similaridade com Bico de Pedra neste caso está relacionada com os metais presentes na mineralização, e possivelmente, na fonte magmatica para os fluidos e para os metais.

7.5 Características dos depósitos de auríferos mesotermiais do tipo lode-gold do mundo e do Quadrilátero Ferrífero.

Os depósitos auríferos mesotermiais do tipo *lode-gold* possuem uma ampla distribuição temporal, do Arqueano ao Cenozóico, e espacial. Os depósitos auríferos hospedados em *greenstone belts* Arqueanos são encontrados (1) na África, nos crátons de Zimbabwe e Kaapvaal (Greenstone Belt Barberton; Foster, 1989); (2) na Austrália, no Bloco Yilgarn (Cinturão Australiano do Oeste), sendo a região de Kalgoorlie a principal produtora (Groves, *et al.*, 1984); (3) no Canadá, nas províncias Slave e Superior (Hutchinson, 1987). No Brasil, o *greenstone belt* Rio das Velhas, no Quadrilátero Ferrífero (Cráton do São Francisco), é uma das grandes províncias produtoras de Au primário do país, e em termos mundiais, é uma das maiores províncias de depósitos de Au hospedados em formação ferrífera bandada (Ladeira, 1991).

Estes depósitos auríferos, de todas as idades, possuem características semelhantes entre si, o que permitiu agrupá-los num modelo genético único. Estes depósitos hidrotermais são invariavelmente associados a terrenos de origem vulcânica e sedimentar, metamorfisados preferencialmente na fácies xisto-verde, embora existam depósitos situados em terrenos submetidos a metamorfismo das fácies sub-xisto verde, anfibolito e granulito. Os depósitos localizam-se tanto no interior destes terrenos como em seus limites. Em termos tectônicos, as mineralizações estão associadas a estruturas de segunda ordem de grandes falhas regionais. A deposição do minério ocorre sin-tectonicamente em falhas reversas de alto ângulo, e esporadicamente em falhas direcionais, na transição dúctil-rúptil do regime de deformação. No processo de mineralização ocorre a circulação de fluidos hidrotermais que promovem alterações mineralógica e química nas rochas hospedeiras. Zonas de alteração hidrotermal

marcadas por clorita, carbonatos, albita, mica branca, turmalina e pirita, são típicas. Estas zonas apresentam um enriquecimento em voláteis, LILE, Au, Ag, As, e subordinadamente Sb, Te, W e Mo, a razão Au/Ag é maior que 10, e não ocorre o enriquecimento de metais base (Cu, Pb, e Zn). Os fluidos mineralizantes possuem baixa salinidade baixa (equivalente NaCl < 6%), e conteúdo molar de CO₂ ± CH₄ entre 5-30 %. A mineralização pode ser *stratabound*, disseminada nas zonas de alteração hidrotermal e em veios quartzo carbonáticos, ou estratiforme, quando hospedada em formações ferríferas bandadas (Roberts, 1990; Hodgson, 1993; Kerrich & Cassidy, 1994).

As características semelhantes dos inúmeros depósitos de uma mesma província, e de diferentes províncias geológicas, e entre os depósitos gerados ao longo do tempo geológico indicam que os mesmos devem ter sido formados em ambientes tectônicos semelhantes. Os depósitos do tipo *lode-gold*, de todas as idades, estão associados com grandes falhas transcrustais formadas em complexos de calhas e arcos de ilha, nas margens de placas convergentes, especialmente nos estágios terminais da convergências das placas (Percival & Williams, 1989; Kerrich & Wyman, 1990; Kerrich & Cassidy, 1994).

Vários modelos envolvendo processos magmáticos e metamórficos foram apresentados nos últimos anos procurando explicar a gênese dos depósitos auríferos mesotermiais do tipo *lode-gold*. Dentre os modelos magmáticos destacam-se o TTG de Burrows & Spooner(1987) que associa as mineralizações auríferas a intrusão de corpos de composição trondhjemitica-tonalítica-granodiorítica nos *greenstone belts*; a associação Au-shoshonitos (Rock *et al.*, 1989; Wyman & Kerrich, 1988) que propõem a associação espacial e temporal do Au com magmatismo shoshonítico, refletindo um mesmo ambiente geodinâmico com relação ao processo tectônico de acreção, porém sem um vínculo genético entre os dois. Os modelos metamórficos propõem processos como granulitização da crosta média e inferior, que liberariam fluidos e Au para as rochas crustais superiores (Fyon *et al.*, 1989); desidratação tardia em relação à evolução da convergência de placas (Hodgson *et al.*, 1989).

As principais questões que ficam em aberto são a origem dos fluidos e do Au. Segundo Hodgson *et al.*(1989) e Hodgson (1993), num ambiente tectônico de convergência de placas apenas dois mecanismos são viáveis para a geração das grandes quantidades de fluidos necessárias para a gênese dos depósitos de Au: (1) a desidratação metamórfica, como consequência do equilíbrio termal das placas submetidas ao *underplating*, das placas oceânicas ou da crosta do arco de ilha, ambas frias, no arco externo (*fore-arc*) do complexo

acrescionário; (2) metamorfismo progressivo associado com a geração e o *emplacement* dos arcos magmáticos félsicos.

No Quadrilátero Ferrífero, os depósitos auríferos mesotermiais estão hospedados preferencialmente em rochas metassedimentares, formações ferríferas bandadas (BIF) e em uma rocha extremamente carbonatada denominada Lapa Seca e, subordinadamente, em rochas metamáficas do *greenstone belt* Rio das Velhas. As mineralizações estão concentradas na porção norte do Quadrilátero Ferrífero. Estes depósitos são exclusivamente de Au, com sulfetos associados (*gold only*), onde a pirita e a arsenopirita representam 90% ou mais dos sulfetos. Nestes depósitos a razão Au:Ag geralmente é de 6:1 (Rodrigues et al., 1996). Atualmente existem três correntes distintas a respeito dos modelos genéticos dos depósitos auríferos do GBRV. O modelo singenético exalativo é proposto por Ladeira (1980) e Vial (1980), e os modelos epigenéticos são propostos por Vieira (1987,1988) e Rodrigues (1996).

Ladeira (1980, 1988, 1991) defende o modelo singenético e apresenta os depósitos como estratiformes e estratófilos, porém com pequenas remobilizações posteriores em veios de quartzo causadas pelo tectonismo. Tanto para a LS como para as BIF's, Ladeira (1991) propõe uma gênese comum e contemporânea para a mineralização. A grande quantidade de rochas vulcânicas associadas à LS e às BIF's sugere que a atividade vulcânica teria promovido um grande sistema hidrotermal responsável pela lixiviação do Au e outros metais das rochas subjacentes. O encontro dessas soluções aquecidas com a água do mar provocaria a precipitação tanto da LS, como do BIF mineralizados.

Vial (1988), e Vieira (1987, 1988, 1991) defendem uma origem epigenética para os depósitos, colocando-os como formados a partir da deformação e da alteração hidrotermal, atuantes sobre as rochas no primeiro evento de deformação ocorrido na orogênese Transamazônica. As zonas de cisalhamento transcorrentes, desenvolvidas neste evento, permitiriam a percolação tardia de fluidos mineralizados que alterariam as rochas ao encontrarem litologias ricas em Fe ou carbonato, as BIF ou LS, que desestabilizariam os tio-complexos nas soluções e provocariam a precipitação dos sulfetos. O minério se precipitaria em zonas de menor pressão, como as charneiras e flancos das dobras, fazendo com que os corpos de minério possuam um formato alongado, paralelos à lineação de estiramento, e à charneira das dobras (Vieira,1988,1991).

Rodrigues et al. (1996) propõem um modelo epigenético multiprocessual, onde haveria uma pré-concentração vulcano-exalativa do Au quando da deposição das formações ferríferas

bandadas. Posteriormente este Au seria remobilizado por fluidos hidrotermais e seria depositado nas BIF's juntamente com os sulfetos, substituindo os carbonatos ricos em ferro.

Na região de Congonhas do Campo, porção sudoeste do Quadrilátero Ferrífero, Seixas (1988) identificou vários corpos intrusivos nas supracrustais, de composição tonalítica-trondhjemitica, alinhados ao longo do Lineamento Congonhas, sendo o maior deles o Granitóide Congonhas. As supracrustais são constituídas por rochas do Grupo Nova Lima. Estes corpos intrusivos e as supracrustais foram cortadas por inúmeras zonas de cisalhamento de alto ângulo orientadas segundo o Lineamento Congonhas. Em inúmeros locais, as rochas afetadas por este cisalhamento sofreram alteração hidrotermal (sericitização, cloritização e carbonatação), que teria dado origem a uma mineralização aurífera. Esta mineralização é caracterizada por pirita, pirrotita e arsenopirita. Segundo Seixas (1988) a mineralização estaria associada à circulação dos fluidos hidrotermais pelas zonas de falha, durante a formação do Lineamento Congonhas, e o processo mineralizante seria semelhante ao proposto por Vial (1988) e Vieira (1987) para os depósitos auríferos da porção norte do Quadrilátero Ferrífero.

Pelos aspectos expostos conclui-se que o Depósito aurífero de Bico de Pedra é completamente distinto dos demais depósitos auríferos mesotermiais, encontrados no Quadrilátero Ferrífero pois: (1) o depósito aurífero de Bico de Pedra é o único do Quadrilátero Ferrífero associado a uma mineralização polimetálica (Cu-Bi, Pb, Zn) com uma razão Au:Ag = 1:7 (Au = 1,45 g/t; Ag = 44 g/t), e teores elevados de metais base com Cu = 0,36%; Pb = 0,52% e Zn = 1,53% (teores obtidos de Lyrio et al., 1976); (2) a mineralização é pobre em arsênio; (3) o depósito apresenta indícios de uma correlação com atividade magmática, onde a mineralização está depositada em rochas ígneas que teriam uma origem comum quanto à fonte magmática. Esta fonte magmática teria dado origem tanto aos fluidos hidrotermais, como aos metais. Deste modo o Depósito de Bico de Pedra define uma nova tipologia para mineralizações auríferas mesotermiais do Quadrilátero Ferrífero: a de depósitos auríferos polimetálicos, associados geneticamente ao magmatismo ácido, de provável idade Transamazônica. Além disto, como está associado a um corpo intrusivo, este tipo de depósito pode ocorrer em outras unidades litológicas do Quadrilátero Ferrífero que tenham sido intrudidas pelo magma trondhjemitico, como as rochas do Supergrupo Minas e do Grupo Sabará.

7.6 Modelos para o depósito de Bico de Pedra

Além do modelo aqui apresentado para o depósito de Bico de Pedra, outros três modelos já haviam sido propostos. Djalma Guimarães, o primeiro geólogo a trabalhar no depósito, propõe em seu livro “Princípios de Metalogênese e Geologia Econômica do Brasil” uma origem metassomática para o depósito, onde os fluidos percolariam por rochas falhadas e substituiriam os minerais da rocha hospedeira da mineralização. Os fluidos seriam originários de gases e soluções emanadas de uma câmara magmática. Este é o modelo que mais se aproxima do proposto neste trabalho para a gênese do depósito, porém Guimarães (1965) não identificou a possível fonte para os fluidos, nem tão pouco o aplito Bico de Pedra.

Lyrio et al. (1976), a partir de resultados de prospecção mineral, propõem um modelo vulcanogênico-exalativo para o depósito semelhante ao proposto para os depósitos Arqueanos do Escudo Canadense, embora citem a pequena quantidade de rochas vulcânicas extrusivas no depósito. O autor não identificou rochas vulcânicas na mina de Bico de Pedra e acredita, com base em observações de testemunhos de sondagens e de galerias da mina, que as rochas identificadas como vulcânicas por Lyrio et al. (1976) possam ser milonitos e brechas tectônicas.

De Matos (1991) desenvolveu trabalhos petrográficos e geoquímicos no depósito de Bico de Pedra. Em seu modelo, De Matos (1991) propõe que a associação litológica de Bico de Pedra representa uma sequência vulcano-sedimentar depositada numa bacia do tipo *back-arc*, e que o minério teria sido depositado a partir de atividade vulcânica submarina. O modelo adotado para a mineralização foi vulcânico-exalativo do tipo polimetálico, onde a mineralização seria depositada de modo acrescivo sobre piritas diagenéticas. Posteriormente a mineralização e as encaixantes seriam afetadas pelos eventos de deformação ocorridos no Quadrilátero Ferrífero. Como a jazida seria singenética, a idade de sua formação seria Arqueana, uma vez que o depósito está hospedado em rochas do Grupo Nova Lima. Em seu trabalho, De Matos (1991) não identificou a intrusão do aplito, nem o cisalhamento e o hidrotermalismo que o acometeu. Além disso, classificou o aplito Bico de Pedra como xisto proveniente de vulcânica ácida e os produtos hidrotermais do aplito como metassedimentos.

7.7 Modelo de Mineralização do depósito de Bico de Pedra: O magmatismo sintectônico x percolação de fluidos, alteração hidrotermal, e mineralização

A mineralização aurífera de Bico de Pedra possui indícios de estar geneticamente associada ao magmatismo ácido, ocorrido num ambiente tectônico colisional, durante o Evento

Transamazônico. Este magma, representado pelo Aplito Bico de Pedra, possui composição trondhjemitica e foi intrudido sin-tectonicamente em zonas de cisalhamento normais, desenvolvidas quando da formação da Bacia Itacolomi. O prosseguimento da deformação, após a intrusão do aplito nas rochas metaígneas do domínio Nova Lima, levou à formação de zonas de cisalhamento por onde houve a percolação de fluidos hidrotermais, possivelmente oriundos da mesma fonte magmática que deu origem ao aplito. Nestas zonas de cisalhamento, os fluidos hidrotermais promoveram reações de substituições mineralógicas que proporcionaram o espaço necessário para a deposição da mineralização.

Os fluidos hidrotermais, de suposta origem magmática em virtude dos elevados teores de Se na pirita e nos demais sulfetos, promoveram a alteração das rochas e a sua mineralização. A fonte dos metais (Au, Ag, Cu, Bi, Pb, Zn, As) também estaria relacionada à cristalização dos trondhjemitos em zonas mais profundas, e a sua concentração nos fluidos seria consequência da devolatilização do magma. A natureza polimetálica da mineralização indica que complexos com cloro foram os principais agentes transportadores dos metais, o que implica em fluidos salinos e ácidos, cuja temperatura esteve entre 325-450°C. O Au teria sido transportado por complexos de enxofre, e está associado no depósito principalmente ao Zn e ao Pb. A mineralização foi hospedada principalmente em bandas concordantes com a foliação milonítica desenvolvida no Aplito Bico de Pedra e, subordinadamente, se encontram pequenos corpos de minério nas rochas metamáficas do Domínio Nova Lima, quando estas estão em contato com o aplito. A precipitação do minério deve-se tanto ao processo de alteração hidrotermal do aplito, onde a substituição da albita pela sericita criou espaço físico e condições químicas (aumento do pH da solução em função do consumo de H^+) para a deposição da mineralização, como pela queda de temperatura. O hidrotermalismo e a mineralização apresentam duas fases marcantes. Na Fase Inicial, ocorrida sob temperaturas mais baixas, houve a potassificação das rochas, via sericita, a carbonatação e a sulfetação, através da cristalização da pirita, e possivelmente de outros sulfetos. Na Fase Tardia, quando o sistema hidrotermal atingiu o pico da temperatura, houve a recristalização da pirita depositada na fase anterior, e a remobilização/cristalização de sulfetos como pirrotita, calcopirita, bismuto, galena, e tardiamente houve o crescimento da esfalerita. Ainda nesta Fase Tardia a potassificação passou a ser representada pela biotita. A temperatura manteve-se elevada mesmo após a quiescência da deformação, como pode ser observado através da blastese de biotita e anquerita sobre a foliação das rochas.

O conteúdo polimetálico de Bico de Pedra o dissocia do modelo de depósito aurífero mesotermal do tipo *gold-only*, representados no Quadrilátero Ferrífero pelas demais mineralizações de Au, entretanto, pelas condições de temperatura de sua gênese, ele é um depósito mesotermal possivelmente relacionado com intrusões ácidas e com deformação. O possível vínculo com o magmatismo, seu conteúdo polimetálico, e a distribuição zonada dos metais faz com que Bico de Pedra lembre modelos vulcano-exalativo e porfíricos, entretanto as características do depósito de Bico de Pedra, como ausência de rochas vulcânicas, de zona de *stringer* sobre a qual se assentariam as lentes de sulfeto maciço, e o aspecto intrusivo sintectônico em zona de falha, o distancia destes modelos. As características do depósito de Bico de Pedra encontram maior ressonância com o modelo genético dos depósitos australianos de Cu-Au-Bi, de idade Proterozóica, associados à intrusões ácidas em bacias sedimentares invertidas, embora em Bico de Pedra haja uma presença maior de Pb e Zn, e uma menor fugacidade de oxigênio nos fluidos, o que é indicado pela ausência de hematita e magnetita em larga escala.

Recomendações para pesquisas futuras

O estudo das assinaturas isotópicas de Pb, Sr, C, O, e as datações do Aplito Bico de Pedra e da mineralização, são importantes para a confirmação do modelo hidrotermal magmático, aqui proposto, para a gênese do depósito aurífero de Bico de Pedra.

O estudo dos fluidos mineralizantes também é necessário para uma caracterização mais precisa de sua própria composição química e das condições de temperatura em que ocorreu a mineralização.

Em termos de prospecção mineral, deve-se testar este modelo hidrotermal magmático na porção sul do Quadrilátero Ferrífero, onde a mineralização está associada a rochas intrusivas, próximas a contatos entre unidades litológicas e condicionada por estruturas tectônicas. A prospecção geoquímica deve levar em consideração a associação entre Au-Pb-Zn encontrada em amostras de Bico de Pedra. Propõem-se também uma reavaliação do Depósito Aurífero de Bico de Pedra, levando-se em consideração o modelo aqui proposto.

Anexos

Tabela A1: Análises de microsonda eletrônica (% em peso) de pirrotita do Aplito Bico de Pedra hidrotermalizado (A) e da Metamáfica do Domínio Nova Lima mineralizada (CLM).

Wt %	A										
Fe	58.63	58.86	59.21	59.38	59.68	59.21	59.48	59.26	58.77	60.76	60.41
Co	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00
Ni	0.33	0.21	0.03	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05
Cu	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00
S	38.68	39.16	38.71	39.08	39.00	38.71	38.96	39.09	39.21	38.66	38.36
As	0.05	0.02	0.07	0.00	0.03	0.07	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00
Sb	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Se	0.00	0.72	0.03	0.25	0.03	0.03	0.00	0.35	0.50	0.20	0.00
Te	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
Au	0,000,	0,000,	0,062,	0,000,	0,042,	0,062,	0,000,	0,086,	0,000,	0,000,	0,097,
Total	97.76	98.99	98.08	98.73	98.74	98.08	98.53	98.76	98.54	99.68	98.82
Wt %	CLM										
Fe	60.38	60.52	60.00	60.88	58.79	29.58	59.55				
Co	0.01	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00	0.04				
Ni	0.08	0.16	0.04	0.16	0.03	0.00	0.00				
Cu	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	33.68	0.00				
S	38.88	38.57	39.80	38.47	39.34	34.19	38.91				
As	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00				
Sb	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01				
Se	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00				
Te	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00				
Au	0.06	0.04	0.08	0.06	0,000,	0,116,	0,000,				
Total	99.44	99.30	100.06	99.62	98.28	97.44	98.51				

Tabela A2: Análise de microsonda eletrônica (% em peso) de calcopirita do Aplito Bico de Pedra hidrotermalizado (A) e da Metamáfica do Domínio Nova Lima mineralizada (CLM).

Wt%	A								CLM			
Cu	34.73	34.89	34.12	33.64	34.25	34.39	34.63	35.14	33.62	34.83	34.86	35.97
Fe	30.66	31.18	29.84	30.45	30.65	30.84	30.52	30.03	29.77	31.66	30.33	31.54
S	34.94	35.19	35.36	34.04	34.66	33.57	33.85	33.86	34.07	35.07	34.42	35.40
Co	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00
As	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02
Sb	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00
Se	0.55	0.00	0.00	0.52	0.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	0.14
Te	0.00	0.10	0.04	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
Au	0,000,	0,017,	0,000,	0.11	0.00	0.17	0.00	0.05	0.01	0,000,	0,000,	0,000,
Total	100.91	101.36	99.39	98.81	100.15	98.98	99.05	99.14	97.51	101.58	99.99	103.07

Tabela A3: Análise de microsonda eletrônica (% em peso) de pirita do Aplito Bico de Pedra hidrotermalizado (A) e da Metamáfica do Domínio Nova Lima mineralizada (CLM).

Wt %	A											
Fe	46.76	46.07	46.07	45.34	46.84	47.20	46.15	46.14	45.74	46.22	46.96	
Co	0.00	0.00	0.07	0.00	0.10	0.07	0.03	0.00	0.87	0.02	0.00	
Ni	0.06	0.03	0.00	0.23	0.15	0.05	0.08	0.09	0.03	0.01	0.01	
Cu	0.00	0.00	0.06	0.09	0.04	0.01	0.05	0.00	0.05	0.02	0.11	
S	53.36	54.33	54.72	54.51	54.05	53.58	54.71	54.78	53.38	54.03	53.45	
As	0.12	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.04	
Sb	0.02	0.01	0.04	0.03	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.02	0.01	
Se	0.03	0.57	0.65	0.46	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.71	0.31	
Te	0.09	0.00	0.02	0.06	0.00	0.01	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00	
Au	0,000,	0,00	0,04	0,00	0,07	0,00	0,00	0,06	0,00	0,014,	0,000,	
Total	100.43	101.00	101.69	100.72	101.26	100.95	10.09	101.11	100.10	101.04	100.89	
S/Se	1778.6	95.64	83.67	119.53	#DIV/0!	1847.4	#DIV/0!	#DIV/0!	#DIV/0!	76.10	170.77	
Wt %	A			CLM								
Fe	46.48	47.34		46.64	46.06	46.37	47.29	45.67	47.38	45.57	46.74	46.20
Co	0.00	0.05		0.20	0.03	0.00	0.01	0.00	0.03	0.35	0.24	0.29
Ni	0.00	0.07		0.05	0.49	0.10	0.07	0.77	0.03	0.00	0.00	0.01
Cu	0.00	0.10		0.14	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.03
S	53.98	53.98		53.75	53.69	53.64	54.21	54.01	53.96	53.40	53.35	53.28
As	0.02	0.00		0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.44	0.22	0.03
Sb	0.01	0.07		0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Se	0.17	0.14		1.08	0.11	0.09	0.11	0.31	0.00	0.00	0.00	0.31
Te	0.00	0.01		0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00
Au	0,020,	0,027,		0,10	0,02	0,00	0,05	0,08	0,05	0,061,	0,000,	0,000,
Total	100.66	101.75		101.97	100.43	100.20	101.80	100.85	101.46	99.79	100.59	100.14
S/Se	315.67	380.14		49.81	470.96	631.05	475.54	172.56	#DIV/0!	#DIV/0!	#DIV/0!	169.67

Tabela A4: Análise de microsonda eletrônica (% em peso) de bismuto (BIS), galena (GN), e esfalerita (SP) do Aplito Bico de Pedra hidrotermalizado (A) e da Metamáfica do Domínio Nova Lima mineralizada (CLM).

Rocha	CLM						A						
Min.	BIS			GN			BIS						
Ag	0.00	0.05	0.00	0.20	0.24		0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
As	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Au	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00		0.00	0.06	0.00	0.04	0.00	0.12	0.00
Bi	98.89	99.12	100.35	0.00	0.00		98.31	100.09	98.58	98.10	100.04	99.77	98.89
Cd	0.00	0.15	0.05	0.14	0.00		0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.29	0.08	0.10	0.20	0.04	0.16	0.07
Fe	0.39	0.18	0.27	0.13	0.36		0.67	0.19	0.86	1.00	0.22	0.34	0.21
Pb	0.00	0.01	0.00	83.95	86.79		0.00	0.08	0.05	0.00	0.15	0.11	0.02
S	0.10	0.06	0.04	13.18	13.15		0.10	0.07	0.11	0.29	0.07	0.08	0.13
Sb	0.01	0.03	0.00	0.02	0.00		0.54	0.38	0.38	0.50	0.40	0.21	0.28
Se	0.00	0.00	0.38	0.04	0.00		0.45	0.00	0.51	0.00	0.17	0.27	0.00
Te	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Zn	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00		0.13	0.04	0.12	0.00	0.00	0.00	0.03
Total	99.43	99.67	101.12	97.67	100.53		100.50	101.07	100.71	100.12	101.09	101.08	99.56

continuação da Tabela A4

Rocha		A											
Min.	BIS	SP						GN					
Ag	0.01	0.04	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.32	0.62	0.41	0.49	
As	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	0.03	0.02	0.00	0.01	
Au	0.05	0.02	0.02	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.02	0.00	
Bi	98.04	87.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Cd	0.00	0.00	0.28	0.04	0.33	0.46	0.42	0.37	0.00	0.00	0.03	0.02	
Cu	0.00	0.02	0.12	0.17	0.14	0.06	0.11	0.05	0.00	0.00	0.13	0.09	
Fe	0.37	0.79	7.00	6.84	7.29	7.61	7.41	6.98	0.73	0.20	0.19	0.20	
Pb	0.01	8.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	85.11	84.76	84.89	83.96	
S	0.07	1.59	32.72	32.92	32.94	32.79	32.92	32.83	13.16	13.36	13.34	13.16	
Sb	0.19	0.55	0.06	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	
Se	0.33	0.94	0.08	0.16	0.00	0.75	0.40	0.73	0.00	0.00	0.00	0.00	
Zn	0.09	0.12	57.97	56.48	57.24	57.15	57.04	56.91	0.08	0.03	0.00	0.05	
Te	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.02	0.17	
Total	99.16	99.94	98.25	96.69	98.02	98.84	98.38	97.90	99.53	99.17	99.02	98.14	

Tabela A5: Análise de microsonda eletrônica (% em peso) carbonatos do Aplito Bico de Pedra (ABP), da Metaintrusiva máfica (I), do Aplito Bico de Pedra hidrotermalizado (A), da Metamáfica do Domínio Nova Lima (CLM), e da Metaultramáfica do Domínio Nova Lima (ULM).

Rocha		A									
MgCO ₃	20.11	21.79	21.83	18.31	21.11	21.27	19.42	18.82	11.68	23.66	
FeCO ₃	26.39	24.71	24.76	28.84	25.85	25.34	73.36	72.68	83.56	20.20	
BaCO ₃	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.03	0.05	
CaCO ₃	52.58	52.20	52.01	52.89	52.82	51.96	0.43	1.11	0.33	50.70	
MnCO ₃	1.32	1.33	1.56	1.56	1.30	1.25	5.33	6.09	3.90	5.38	
SrCO ₃	0.26	0.01	0.14	0.17	0.19	0.25	0.00	0.04	0.04	0.19	
CO ₂	1.33	1.33	1.33	1.33	1.34	1.32	1.21	1.21	1.19	1.33	
Total	102.02	101.41	101.63	103.10	102.61	101.40	99.84	99.94	100.72	101.51	

Rocha		A										CLM	
MgCO ₃	14.67	15.81	15.32	14.84	15.23	14.87	26.90	26.71	26.27	25.86	24.88	20.78	19.95
FeCO ₃	72.95	71.49	73.34	74.66	73.53	73.01	18.73	17.71	19.28	20.13	19.94	26.59	27.89
BaCO ₃	0.00	0.05	0.00	0.25	0.20	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00
CaCO ₃	1.15	1.66	1.48	1.05	1.61	1.84	52.20	53.34	53.47	53.31	53.44	49.85	49.80
MnCO ₃	9.69	9.22	9.93	9.18	9.51	10.27	1.75	1.82	2.28	1.63	1.62	1.99	2.23
SrCO ₃	0.05	0.02	0.00	0.09	0.00	0.00	0.17	0.14	0.15	0.14	0.13	0.13	0.22
CO ₂	1.19	1.19	1.21	1.21	1.21	1.21	1.35	1.35	1.36	1.36	1.34	1.31	1.32
Total	99.69	99.44	101.28	101.28	101.28	101.28	101.10	101.07	102.81	102.43	101.35	100.74	101.40

Rocha		CLM											
MgCO ₃	24.58	24.64	25.45	24.37	21.22	20.60	22.27	23.39	18.08	21.63	19.36	24.97	
FeCO ₃	22.42	21.95	21.43	21.97	27.03	27.02	25.31	21.15	29.40	25.89	26.95	18.06	
BaCO ₃	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.09	0.13	0.06	0.12	0.00	0.07	0.25	
CaCO ₃	51.51	50.78	50.50	51.01	49.38	50.19	50.28	51.84	50.07	50.43	50.62	52.52	
MnCO ₃	3.11	2.60	2.52	2.63	1.79	1.88	1.89	3.30	2.36	2.04	2.83	3.84	
SrCO ₃	0.10	0.10	0.19	0.11	0.20	0.30	0.21	0.12	0.23	0.14	0.17	0.14	
CO ₂	1.36	1.34	1.34	1.34	1.32	1.32	1.33	1.33	1.31	1.32	1.31	1.34	
Total	103.09	101.42	101.42	101.42	102.81	102.43	101.35	100.95	101.40	101.39	101.41	101.18	

Continuação da Tabela A5

Rocha		CLM												
MgCO ₃	22.25	6.81	6.63	0.03	25.50	25.24	25.34	31.82	25.91	25.95	31.82	31.50	22.64	
FeCO ₃	25.89	56.45	57.42	0.43	21.68	21.44	22.76	65.35	22.25	22.02	65.35	65.74	25.63	
BaCO ₃	0.00	1.58	1.58	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaCO ₃	50.49	0.14	0.29	0.00	50.18	50.30	51.07	0.65	50.51	49.49	0.65	0.73	49.44	
MnCO ₃	1.98	0.26	0.29	0.00	2.61	3.00	1.17	2.75	1.14	1.04	2.75	2.64	1.22	
SrCO ₃	0.13	0.00	0.00	0.00	0.10	0.11	0.17	0.05	0.28	0.14	0.05	0.02	0.24	
CO ₂	1.33	0.77	0.78	0.01	1.34	1.34	1.35	1.28	1.34	1.32	1.28	1.28	1.32	
Total	101.56	101.45	101.32	101.11	101.42	101.42	101.92	101.90	101.42	99.97	101.90	101.91	100.48	

Rocha		CLM					I							
MgCO ₃	25.85	24.76	23.60	26.76	24.77		2.74	2.25	2.59	2.94	2.67	2.12	2.83	2.85
FeCO ₃	22.28	22.73	23.59	20.01	21.50		5.03	4.00	4.74	5.06	4.72	4.07	5.35	5.11
BaCO ₃	0.00	0.15	0.00	0.00	0.19		0.05	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.08
CaCO ₃	50.10	51.02	51.62	50.43	50.84		90.90	91.96	90.99	93.14	91.09	93.37	89.69	90.08
MnCO ₃	1.17	1.06	1.07	2.72	2.66		1.50	1.51	1.53	1.31	1.31	1.24	1.27	1.41
SrCO ₃	0.13	0.13	0.21	0.17	0.21		0.47	0.37	0.24	0.43	0.44	0.30	0.59	0.35
CO ₂	1.34	1.34	1.33	1.35	1.34		1.32	1.32	1.32	1.35	1.32	1.33	1.31	1.31
Total	100.87	101.18	101.42	101.43	101.50		101.99	101.40	101.40	104.23	101.64	102.43	101.04	101.19

Rocha		I												
MgCO ₃	2.94	3.14	24.43	23.15	23.45	24.01	23.17	2.77	23.59	23.22	24.52	2.67	2.32	
FeCO ₃	5.34	5.48	21.72	20.84	21.71	21.75	20.98	5.05	21.90	21.69	21.57	5.31	4.20	
BaCO ₃	0.00	0.00	0.07	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.06	0.00	
CaCO ₃	93.07	96.05	52.51	53.68	52.88	52.56	53.55	90.37	54.24	54.10	54.26	92.76	92.77	
MnCO ₃	1.31	1.54	1.61	2.16	1.78	1.69	2.27	1.08	1.88	2.21	1.80	1.32	1.49	
SrCO ₃	0.42	0.48	0.17	0.22	0.23	0.08	0.12	0.41	0.16	0.18	0.12	0.47	0.31	
CO ₂	1.35	1.40	1.34	1.34	1.34	1.34	1.34	1.31	1.36	1.35	1.37	1.35	1.33	
Total	104.44	108.10	101.86	101.42	101.42	101.42	101.42	100.99	103.12	102.75	103.72	103.93	102.42	

Rocha		I												
MgCO ₃	2.74	23.59	13.73	23.59	23.22	24.52	2.67	2.94	3.14	24.43	23.15	23.45		
FeCO ₃	5.01	21.92	13.25	21.90	21.69	21.57	5.31	5.34	5.48	21.72	20.84	21.71		
BaCO ₃	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.06	0.00	0.00	0.07	0.04	0.03		
CaCO ₃	90.62	53.80	72.83	54.24	54.10	54.26	92.76	93.07	96.05	52.51	53.68	52.88		
MnCO ₃	1.06	1.93	0.99	1.88	2.21	1.80	1.32	1.31	1.54	1.61	2.16	1.78		
SrCO ₃	0.55	0.15	0.22	0.16	0.18	0.12	0.47	0.42	0.48	0.17	0.22	0.23		
CO ₂	1.31	1.35	1.34	1.36	1.35	1.37	1.35	1.35	1.40	1.34	1.34	1.34		
Total	101.40	102.75	102.36	103.12	102.75	103.72	103.93	104.44	108.10	101.86	101.42	101.42		

Rocha		I			ULM									
MgCO ₃	24.01	23.17	2.77		33.29	33.61	34.24	32.74	33.29	33.61	34.24	32.74		
FeCO ₃	21.75	20.98	5.05		11.20	11.01	11.43	11.71	11.20	11.01	11.43	11.71		
BaCO ₃	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00		
CaCO ₃	52.56	53.55	90.37		53.92	53.19	53.39	53.52	53.92	53.19	53.39	53.52		
MnCO ₃	1.69	2.27	1.08		1.45	1.76	1.51	1.93	1.45	1.76	1.51	1.93		
SrCO ₃	0.08	0.12	0.41		0.17	0.23	0.20	0.19	0.17	0.23	0.20	0.19		
CO ₂	1.34	1.34	1.31		1.38	1.38	1.39	1.38	1.38	1.38	1.39	1.38		
Total	101.42	101.42	100.99		101.41	101.17	102.31	101.46	101.41	101.17	102.31	101.46		

Tabela A6: Análise de microsonda eletrônica (% em peso) do plagioclásio ígneo (IG) e do plagioclásio recristalizado (REC) do Aplito Bico de Pedra.

mineral	IG									REC				
Na2O	10.80	10.62	10.72	10.87	10.87	10.90	10.65	10.61		10.72	10.52	10.66	10.56	10.40
SiO2	69.57	69.77	70.03	69.92	70.05	70.05	69.98	67.39		68.85	68.82	69.09	69.66	68.87
Al2O3	20.07	20.22	20.10	19.92	19.90	19.93	20.03	19.47		19.68	19.57	19.68	20.07	20.32
K2O	0.06	0.22	0.06	0.07	0.07	0.09	0.06	0.03		0.05	0.08	0.04	0.08	0.08
FeO	0.00	0.10	0.00	0.03	0.00	0.04	0.05	0.29		0.06	0.01	0.06	0.00	0.04
BaO	0.06	0.00	0.06	0.07	0.03	0.00	0.00	0.14		0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
CaO	0.08	0.08	0.15	0.05	0.12	0.05	0.13	1.71		0.20	0.12	0.16	0.12	0.47
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	100.65	101.02	101.12	100.93	101.04	101.05	100.91	99.65		99.56	99.12	99.68	100.49	100.27
Ab	99.22	98.23	98.88	99.33	98.96	99.21	98.95	91.65		98.70	98.80	98.96	98.86	97.09
Or	0.37	1.36	0.37	0.42	0.43	0.55	0.37	0.17		0.30	0.49	0.22	0.51	0.47
An	0.41	0.41	0.75	0.25	0.61	0.23	0.68	8.18		1.00	0.61	0.82	0.63	2.44

Tabela A7: Análise de microsonda eletrônica (% em peso) da clorita (CL) da Metamáfica do Domínio Nova Lima (CLM), o cálculo de sua fórmula estrutural, e o cálculo da temperatura de sua formação.

CL															
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K2O	0.01	0.17	0.00	0.03	0.02	0.03	0.04	0.06	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01
SiO2	24.64	24.89	24.23	24.03	24.55	23.76	23.80	23.78	24.14	24.72	24.82	24.01	24.73	24.61	23.97
Al2O3	20.74	21.39	21.10	21.14	21.05	20.94	20.97	20.85	21.14	21.05	21.44	21.12	20.91	21.18	21.04
MgO	14.00	13.52	12.46	12.16	12.70	11.60	11.41	11.81	11.90	12.21	13.08	12.08	12.80	13.12	12.60
TiO2	0.05	0.09	0.05	0.05	0.07	0.07	0.12	0.06	0.07	0.09	0.07	0.06	0.05	0.08	0.09
Cr2O3	0.17	0.12	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.07	0.07	0.05	0.07	0.06
FeO	26.78	26.45	29.13	29.53	28.64	29.22	29.18	29.58	29.75	29.38	28.61	28.38	28.21	28.43	28.39
CaO	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.05	0.01	0.02	0.04	0.07	0.01
MnO	0.18	0.17	0.06	0.11	0.16	0.06	0.15	0.05	0.10	0.00	0.00	0.06	0.05	0.00	0.01
NiO	0.04	0.10	0.05	0.02	0.02	0.07	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.08	0.00	0.12	0.00
Total	86.65	86.89	87.08	87.08	87.22	85.78	85.71	86.23	87.16	87.52	88.12	85.89	86.85	87.70	86.18
Número de íons na fórmula (meia fórmula)															
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SiO2	2.66	2.67	2.63	2.62	2.65	2.63	2.63	2.62	2.63	2.67	2.65	2.64	2.68	2.64	2.62
Al2O3	2.64	2.71	2.70	2.72	2.68	2.73	2.74	2.71	2.71	2.68	2.70	2.74	2.67	2.68	2.71
MgO	2.25	2.16	2.02	1.97	2.05	1.91	1.88	1.94	1.93	1.97	2.08	1.98	2.07	2.10	2.06
TiO2	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Cr2O3	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
FeO	2.42	2.37	2.65	2.69	2.59	2.70	2.70	2.73	2.71	2.65	2.55	2.61	2.55	2.55	2.60
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
MnO	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Soma	10.01	9.98	10.01	10.02	10.00	10.00	9.99	10.02	10.01	9.98	10.00	9.99	9.98	10.01	10.01
Si4 + Al4	5.30	5.38	5.33	5.33	5.34	5.36	5.37	5.33	5.34	5.35	5.35	5.37	5.35	5.32	5.34
Al6	1.30	1.38	1.33	1.33	1.34	1.36	1.37	1.33	1.34	1.35	1.35	1.37	1.35	1.32	1.34
Al4	1.34	1.33	1.37	1.38	1.35	1.37	1.37	1.38	1.37	1.33	1.35	1.36	1.32	1.36	1.38
Fe/(Fe+Mg)	0.52	0.52	0.57	0.58	0.56	0.59	0.59	0.58	0.58	0.57	0.55	0.57	0.55	0.55	0.56
Catelineu -	369.90	366.18	378.34	382.88	371.40	379.50	377.69	381.96	379.38	366.42	373.12	376.62	364.10	375.11	381.30
Jowett	1.39	1.38	1.42	1.44	1.40	1.43	1.42	1.44	1.43	1.39	1.41	1.42	1.38	1.41	1.43
Al4c															
T=	375.34	371.83	385.29	390.08	378.12	387.01	385.34	389.41	386.84	373.70	379.59	383.61	370.71	381.49	387.93

Continuação da tabela A7.

CLM															
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
K2O	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02
SiO2	24.20	24.74	24.49	24.30	24.62	24.45	24.03	24.23	23.81	23.64	22.78	24.72	23.85	24.26	24.23
Al2O3	20.98	20.79	20.57	20.59	21.14	21.08	21.16	20.73	21.45	21.14	19.55	21.51	20.98	20.91	21.05
MgO	12.49	13.16	12.98	12.44	12.68	12.49	12.51	12.34	11.83	11.90	11.55	12.59	12.65	12.38	12.25
TiO2	0.13	0.05	0.10	0.11	0.03	0.09	0.04	0.08	0.12	0.12	0.05	0.11	0.21	0.08	0.01
Cr2O3	0.04	0.09	0.08	0.04	0.04	0.04	0.12	0.01	0.04	0.00	0.05	0.05	0.09	0.10	0.00
FeO	29.35	28.05	28.54	28.34	28.48	28.37	28.24	28.78	29.28	28.56	28.70	29.34	28.12	28.70	28.54
CaO	0.04	0.04	0.04	0.01	0.00	0.05	0.03	0.08	0.02	0.03	0.19	0.04	0.01	0.04	0.02
MnO	0.00	0.04	0.14	0.00	0.08	0.04	0.05	0.16	0.08	0.12	0.02	0.01	0.02	0.08	0.00
NiO	0.09	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01
Total	87.33	86.96	86.96	85.85	87.16	86.60	86.22	86.44	86.66	85.57	82.89	88.39	85.95	86.57	86.17
Número de íons na fórmula (meia fórmula)															
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
SiO2	2.63	2.67	2.66	2.67	2.66	2.66	2.63	2.65	2.60	2.61	2.62	2.64	2.62	2.65	2.65
Al2O3	2.68	2.65	2.63	2.67	2.69	2.70	2.73	2.67	2.77	2.75	2.65	2.71	2.71	2.69	2.72
MgO	2.02	2.12	2.10	2.04	2.04	2.02	2.04	2.01	1.93	1.96	1.98	2.01	2.07	2.01	2.00
TiO2	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00
Cr2O3	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
FeO	2.66	2.53	2.59	2.60	2.57	2.58	2.58	2.63	2.68	2.64	2.76	2.62	2.58	2.62	2.61
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
NiO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Soma	10.02	10.00	10.02	9.99	9.99	9.98	10.00	10.01	10.00	10.00	10.05	9.99	10.01	10.00	10.00
Si4 + Al4	5.31	5.32	5.29	5.33	5.35	5.36	5.35	5.33	5.37	5.37	5.27	5.35	5.33	5.34	5.37
Al6	1.31	1.32	1.29	1.33	1.35	1.36	1.35	1.33	1.37	1.37	1.27	1.35	1.33	1.34	1.37
Al4	1.37	1.33	1.34	1.33	1.34	1.34	1.37	1.35	1.40	1.39	1.38	1.36	1.38	1.35	1.35
Fe/(Fe+Mg)	0.57	0.54	0.55	0.56	0.56	0.56	0.56	0.57	0.58	0.57	0.58	0.57	0.56	0.57	0.57
Catelineu -	380.64	365.28	370.18	366.91	369.47	370.33	380.18	372.31	387.61	384.68	382.35	375.95	383.63	373.65	372.28
Jowett - Al4c	1.43	1.38	1.40	1.39	1.40	1.40	1.43	1.41	1.45	1.44	1.44	1.42	1.44	1.41	1.41
T =	387.61	371.61	376.72	373.75	376.18	377.13	386.84	379.29	394.91	391.77	389.73	382.90	390.13	380.57	379.25

Tabela A8: Análise de microsonda eletrônica (% em peso) de filossilicatos do Aplito Bico de Pedra (ABP), da Metaintrusiva máfica (I), do Aplito Bico de Pedra hidrotermalizado (A), da Metamáfica do Domínio Nova Lima (CLM), e da Metaultramáfica do Domínio Nova Lima (ULM). Sericita (SER), biotita marrom (BM), biotita verde (BV), biotita (B), clorita (CL), talco (TLC).

Rocha							A										
Mineral							BM			BV			SER				
SiO ₂	36.77	36.52	36.14	36.83	34.74	37.02	37.11	37.00	35.91	37.21	37.27	46.95	46.37	46.52	48.30	101.96	46.87
Al ₂ O ₃	16.13	16.64	16.10	16.33	16.55	16.71	16.75	16.84	16.46	16.34	16.19	29.00	28.02	28.09	29.81	0.02	29.85
FeO	20.07	20.76	20.31	20.05	21.37	20.06	20.34	20.09	19.64	19.72	19.97	5.73	6.32	6.13	4.33	0.02	5.00
MnO	0.09	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.14	0.05	0.15	0.09	0.02	0.02	0.00	0.07	0.01	0.00	0.03
MgO	10.22	10.31	10.00	10.33	10.67	10.41	10.72	10.63	11.37	10.80	10.99	1.88	2.76	2.48	1.82	0.01	1.67
CaO	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Na ₂ O	0.01	0.03	0.06	0.03	0.04	0.01	0.04	0.04	0.01	0.04	0.05	0.19	0.11	0.14	0.33	0.01	0.23
K ₂ O	9.46	9.62	9.49	9.54	8.77	9.63	9.75	9.86	9.42	9.85	9.80	10.83	10.95	10.83	10.98	0.00	10.73
TiO ₂	1.88	1.94	1.86	1.93	1.79	1.88	1.25	1.33	1.48	1.30	1.35	0.18	0.28	0.27	0.41	0.02	0.46
Rb ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O	3.83	3.80	3.80	3.80	3.76	3.83	3.85	3.83	3.74	3.76	3.81	4.33	4.30	4.30	4.46	5.55	4.31
Total	98.59	99.92	97.91	99.08	97.86	99.80	100.17	99.92	98.51	99.51	99.82	99.34	99.54	99.48	100.68	107.79	99.46

Rocha							I										
Mineral							BM			B			SER				
SiO ₂	37.27	37.54	36.10	35.56	35.80	36.26	36.22	36.17	36.52	35.72	36.10	36.18	36.29	35.79	35.74	36.05	47.31
Al ₂ O ₃	11.92	12.47	16.43	16.64	16.74	16.62	16.41	16.49	16.28	15.50	15.52	15.19	15.38	15.37	15.53	15.45	29.11
FeO	26.29	23.57	21.13	21.26	21.48	21.24	21.17	21.87	23.04	23.99	24.28	24.47	23.86	23.88	24.22	24.14	5.66
MnO	0.00	0.03	0.06	0.00	0.01	0.09	0.04	0.04	0.05	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.04	0.05	0.00
MgO	9.39	10.28	9.51	9.32	9.39	9.56	9.44	9.20	7.80	7.28	7.83	7.59	7.83	7.39	7.87	7.62	1.61
CaO	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	0.00	0.00	0.04	0.02	0.03	0.05	0.03	0.05	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.18
K ₂ O	9.28	9.36	9.61	9.76	9.92	9.68	9.67	9.72	9.70	9.59	9.78	9.69	10.01	9.83	9.87	9.94	10.98
TiO ₂	0.20	0.29	1.97	1.99	2.11	1.99	2.10	1.98	2.94	3.45	3.06	3.08	2.89	3.06	3.16	3.09	0.86
Rb ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O	3.48	3.48	3.77	3.77	3.81	3.82	3.78	3.84	3.89	3.74	3.87	3.82	3.81	3.75	3.79	3.86	4.40
Total	98.44	97.62	98.88	98.61	99.47	99.49	99.07	99.47	100.30	99.53	100.52	100.15	100.26	99.25	100.42	100.29	100.12

Rocha							A										
Mineral							CL			TLC			SER				
SiO ₂	27.12	27.07	27.22	60.73	61.15	61.36	60.22	46.49	47.15	48.41	46.45	47.87	47.08	47.53	46.96	38.46	
Al ₂ O ₃	18.65	18.86	18.14	0.26	0.15	0.23	0.20	8.35	29.93	30.30	31.05	30.48	31.07	31.07	32.26	12.12	
FeO	16.73	16.88	16.16	7.05	6.56	6.71	6.79	11.26	4.73	3.83	3.88	3.51	4.48	4.78	3.76	23.11	
MnO	0.13	0.08	0.13	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.05	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	22.04	22.13	22.19	26.00	26.29	26.32	25.81	24.35	1.77	1.74	1.26	1.51	1.29	1.37	1.02	11.33	
CaO	0.03	0.04	0.05	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	
Na ₂ O	0.02	0.02	0.05	0.06	0.04	0.03	0.01	0.04	0.28	0.48	0.57	0.36	0.50	0.61	0.45	0.00	
K ₂ O	0.00	0.05	0.06	0.04	0.04	0.00	0.05	0.01	10.95	10.60	10.18	10.68	10.38	10.49	10.65	9.40	
TiO ₂	0.04	0.01	0.09	0.03	0.02	0.00	0.03	0.05	0.42	0.34	0.39	0.39	0.23	0.21	0.24	0.21	
Rb ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	
SrO	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
H ₂ O	3.64	3.62	3.63	4.53	4.52	4.57	4.48	4.19	4.39	4.41	4.37	4.42	4.42	4.46	4.42	3.59	
Total	88.58	88.93	87.75	98.84	98.86	99.27	97.72	94.82	99.92	100.51	98.57	99.57	99.67	100.69	99.90	98.79	

Bibliografia

- ALKIMIN, F.F.; JORDT-EVANGELISTA, H.; MARSHAK, S. & BRUECKNER, H. - 1994 - Manifestações do evento Transamazônico no Quadrilátero Ferrífero, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camburiú, 1994. *Bol. Res...* Camburiú, SBG, p. 75-76.
- ALMEIDA, F. F. M. - 1976 - Estruturas do Precambriano Inferior Brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Ouro Preto, 1976. *Bol. Res...*Ouro Preto, SBG, p. 201-202.
- ALMEIDA, F.F.M. 1977 - O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.* 7:349-364.
- ATHERTON, M.P. & PETFORD, N. - 1993 - Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, **362**:144-146.
- ATKINSON, B.K. - 1975 - Experimental deformation of polycrystalline pyrite: Effects of temperature, confining pressure, strain rate, and porosity. *Econ. Geol.*, **70**: 473-487b.
- BABINSKI, M.; CHEMALI Jr., F. & VAN SCHMUS - 1993 - A idade das Formações Ferríferas Bandadas do Supergrupo Minas e sua correlação com aquelas da África do Sul e da Austrália. In: SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2. Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, SBG, p. 152-153.
- BARBOSA, A. L. M. - 1968 - *Contribuições recentes à geologia do Quadrilátero Ferrífero*. Ouro Preto, Escola de Minas, 63p.
- BARBOSA, M.I.M. - 1985 - *Geoquímica das faixas máficas-ultramáficas, plutonitos e migmatitos do "greenstone belt" barbacena na região de Conselheiro Lafaiete (MG)*. Rio de Janeiro, 185p. (Dissertação de mestrado, universidade Federal do Rio de Janeiro).
- BARKER, F. - 1979- Trondjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. In BARKER, F.(Ed.): *Trondjemites, dacites and related rocks*, p.:1-12. Elsevier, New York.
- BARKER, F.; ARTH, J.G.; PETERMAN, Z.E. & FRIEDMAN, I. - 1976 - The 1.7- to 1.8-b.y. old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**:189-198.
- BARNES, C.G.; PETERSEN, S.W.; KISTLER, R.W.; MURRAY, R. & KAYS, M.A. - 1996 - Source and tectonic implications of tonalite-trondhjemite magmatism in the Klamath mountains. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**: 40-60.
- BARNES, H.L. - 1979 - Solubilities of ore minerals. In BARNES, H. L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York, John Wiley & Sons p. 404-460.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. - 1985 - Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**: 43-55.

- BORBA, R.P. & FIGUEIREDO, B.R. -1996- Influência de plutonismo ácido na formação do depósito aurífero de Bico de Pedra, Greenstone belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, M.G. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador, 1996. *Anais...* Salvador, SBG, v. 3, p. 331-332
- BORBA, R.P. 1993. *Controle litoestrutural e aspectos metalo-genéticos da mineralização aurífera de Bico de Pedra*. Ouro Preto. 118p. (Trabalho de Graduação, Departamento de Geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto).
- BORBA, R.P.; OLIVEIRA, C.G.; ENDO, I. & FIGUEIREDO, B.R. 1995. Aspectos geológicos do depósito aurífero de Bico de Pedra, "greenstone belt" Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 8. Diamantina, 1995. *Anais...* Diamantina, SBG/MG, p. 119-120.
- BREWER, P.G. – 1975 – Minor elements in seawater. In RILEY, J.P. & SKIRROW, G. *Chemical oceanography*. London. Academic Press, v.1, p.365-414.
- BREWER, T.S. & ATKIN, B.P. – 1989 – Element mobilities produced by low grade metamorphic events. A case study from the the Proterozoic of southern Noeway. *Precambrian Res.*, **45**: 143-158.
- BUCHER, K. & FREY, M. - 1994 - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. New York. Springer-Verlag, 318p.
- BURROWS, D.R. & SPOONER, E.T.C. – 1987 – Generation of a magmatic H₂O-CO₂ fluid enriched in Au, Mo, and w within na Archean sodic granodiorite stock, Mink Lake, northwestern Ontario. *Econ. Geol.*, **82**:1931-1957.
- CARNEIRO, M.A. 1992 - *O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, MG): litoestratigrafia e Evolução Geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano*. São Paulo. 233 p. (Tese de Doutorado, Inst. de Geociências da Universidade de São Paulo).
- CARNEIRO, M.; NOCE, C.M.; TEIXEIRA, W. – 1995 – Evolução policíclica do quadrilátero Ferrífero: uma análise fundamentada no conhecimento atual da geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sm-Nd. *REM*, **48** (4): 264-273.
- CARNEIRO, M.; TEIXEIRA, W. & MACHADO, N. - 1993 - Evolução geológica policíclica de terrenos granito-greenstone do Arqueano Superior do Cráton do São Francisco meridional: um exemplo a partir do complexo metamórfico Bonfim Setentrional. In: SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2. Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, SBG, p. 70-74.
- CARNEIRO, M.; TEIXEIRA, W. & MACHADO, N. - 1994 – Geological evolution of a sialic Archean crustal fragment from the Quadrilátero Ferrífero in eastern-central Brazil, based on U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and K-ar isotopic constraints. *Terra Nostra*, n. **2**, p. 12-13.
- CATHELINEAU, M. – 1988 – Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**:471-485.

- CHEMALE Jr., F.; ROSIERE, C.A.; ENDO, I. 1991 - Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - um modelo. *Pesquisas*. **18** (2):104-127.
- CONDIE, K.C. - 1978 - Geochemistry of Proterozoic granitic plutons from New Mexico. *Chem. Geol.*, **21**: 131-149.
- CONDIE, K.C. - 1985 - Secular Variation in the composition of basalts: an index to mantle evolution. *Journal of Petrology*, **26**: 545-563.
- CONDIE, K.C. - 1989 - Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. *Lithos*, **23**:1-18.
- CONDIE, K.C. & SINHA, A.K. - 1996 - Rare earth and other trace element mobility during mylonitization: a comparison of the Brevard and Hope valley shear zones in the Appalachian Mountains, USA. *J. Metamorphic Geol.*, **14**: 213-226.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MULLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V. & ROESER, H.P. 1980 - Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento, no bordo sudeste do Quadrilátero Ferrífero- Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Ciên.* **52** (4): 785-799.
- COX, S.F.; ETHERIDGE, M.A. & HOBBS, B.E. - 1981 - The experimental ductile deformation of polycrystalline and single crystal pyrite. *Econ. Geol.*, **76**: 2105-2117.
- CULLERS, R.L. & GRAF, J.L. - 1984 - Rare earth element in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. In Henderson, P. (ed.): *Rare earth element geochemistry*, p. 237-274. Elsevier, New York.
- DAVIDSON, G.J. & LARGE, R.R. - 1994 - Gold metallogeny and the copper-gold association of the Australian Proterozoic. *Mineral. Deposita* **29** (3): 208-223.
- DAVIS, G. H. - 1984 - *Structural Geology of Rocks and regions*. Wiley. New York, 490p..
- DAVIS, J.C. - 1986 - *Statistics and data analysis in geology*. Wiley. New York, 646 p.
- DE MATOS - 1991 - *Petrogenetische Entwicklung der schichtgebundenen Au-führenden Sulfidlagerstätte Bico de Pedra, Minas Gerais - Brasilien*. Heidelberg. 264p. (Tese de Doutorado Ruprecht-Karls-Universität).
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. - 1966 - *An introduction to the rock forming minerals*. London. Longman. 487 p.
- DERBY, O. A. - 1906 - The Serra do Espinhaço, Brasil. *J. Geol.*, **14** (3): 374-401.
- DORR II, J. V. N. - 1969 - Physiographic stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *U.S. Geoc. Surv. Prof. Paper*, 641(A), 110p.

- DORR II, J. V. N.; GAIR, J. E.; POMERENE, J. B.; REYNEARSON, G. A. - 1957 - Revisão da estratigrafia precambriana do Quadrilátero Ferrífero. Trad. A. L. M. Barbosa. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 33p. (Avulso 81).
- DOSTAL, J. & STRONG, D.F. - 1983 - Trace element mobility during low grade metamorphism and silicification of basaltic rocks from Saint John, New Brunswick. *Can. J. Earth Sci.* **20** (3):431-435.
- DRUMMOND, M.S. & DEFANT, M.J. - 1990 - A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to Modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, **95**: 21.503-21.521.
- ECKSTRAND, O.R. & HULBERT, L.J. - 1987 - Selenium and the source of sulfur in magmatic nickel and platinum deposits: GAC/MAC Program with abstracts, v.12, p.40
- ENDO, I. & FONSECA, M. A. - 1992 - Sistema de Cisalhamento Fundão-Cambotas no Quadrilátero Ferrífero - MG: Geometria e Cinemática. *REM*, **45** (1/2): 28 - 31.
- ENDO, I. - 1997 - *Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da Placa São Franciscana: Quadrilátero Ferrífero e Áreas adjacentes*. São Paulo, 382 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J. & O'NIONS, R.K. - 1978 - Rare earth abundance in chondritic meteorites. *Geochemica et Cosmochemica acta* **26**: 1199-1212.
- FITZ GERALD, J.D. & STUNITZ, H. - 1993 - Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, **221**:269-297.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. - 1975 - Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**:211-218.
- FOSTER, R.P. (1989) - Archean gold mineralization in Zimbabwe: implications for metallogenesis and exploration. *Econ. Geol. Mono.*, **6**: 54-70.
- FOURNIER, R.O. - 1985 - The behaviour of silica in hydrothermal solutions. In BERGER, B.R. & BETHKE, P.M. (editors) *Geology and Geochemistry of hydrothermal systems*. *Rev. Econ. Geol.*, v.2, p. 234-248.
- FRIGUETO, E. - 1990 - Mapeamento da Mina de Bico de Pedra. Relatório Interno, 18p. UNAMGEM Mineração e Metalurgia. Inédito.
- FYON, J.A.; TROOP, D.G.; MARMONT, S. & MacDONALD, A.J. - 1989 - Introduction of gold into Archean crust, Superior Province, Ontario - Coupling between mantle initiated magmatism and lower crust thermal maturation. *Econ. Geol. Mono.*, **6**: 470-490.
- GAIR, J.E. 1962 - *Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil*. *U.S. Geoc. Surv. Prof. Paper 341 (A)*: 67p., Washington.

- GASPAIS, D. - 1989 - Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology*, **17**:1144-1147.
- GLOECKNER, K. H. - 1981 - *Lithostratigraphie, sedimentologie, tektonik und metamorphosed proterosoische Itacolomi Serie bei Ouro Preto, Minas Gerais, Brasilien*. Dissertation. TU Clausthal. 220p..
- GOMES, N. S. - 1985 - Petrologisch, geochemische untersuchungen in Bação Complex - Eisernes Vierecks, Minas Gerais, Brasilien. TU Clausthal Dessertation - Clausthal, 209p..
- GRAF, J.L. Jr. & SKINNER, B.J. - 1970 - Strenght and deformation of pyrite and pyrrhotite. *Econ. Geol.*, **65**: 206-215.
- GRANT, J.A. - 1986 - The Isocon Diagram - A simple solution to Greisen's equation for metasomatic alteration. *Econ. Geol.*, **78**: 1976-1982.
- GRESENS, R.L. - 1967 - Compositions volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, **2**:47-65.
- GROSSI SAD, J.H.; PINTO, C.P. & DUARTE, C.L. - 1983 - Geologia do distrito manganífero de Conselheiro Lafaiete, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERIAS, 2. Belo Horizonte. 1983. Bol. SBG. núcleo MG, (3): 259-270.
- GROVES, D.I. (1993)- The crustal conyinuuum model for late Archean lode gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineral. Deposita* **28**: 366-374.
- GROVES, D.I.; PHILLIPS, G.N.; HO, S.E., HENDERSON, C.A.; CLARK, M.E. & WOAD, G.M - 1984 - Controls on distribution of Archean hydrothermal gold deposits in Western Australia. In: FOSTER, R.P. (ed.) *Geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. Proceedings Symposium Gold'82. Balkema Rotterdam, Netherlands, pp. 689-712.
- GUIMARÃES, D - 1944 - *Jazida de minério auro-cupro-antimonífero de Bico de Pedra, Rodrigo Silva, Município de Ouro Preto*. DNPM/DFPM., Rio de Janeiro, 27p., avulso 59.
- GUIMARÃES, D. - 1965 - Princípios de metalogênese e geologia econômica do Brasil. DNPM/DFPM., Rio de Janeiro, 625p., Bol. 121.
- HANSON, G.N. - 1980 - Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **8**: 371-406.
- HARDER, E. C.; CHAMBERLIN, R. T. - 1915 - The geology of central Minas Gerais, Brazil. *J. Geol.* **23**: 341-378.
- HEMLEY, J.J. & HUNT, J.P. - 1992 - Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems: II. General geologic applications. *Econ. Geol.* **87**: 23-43.
- HERZ, N. 1970 - Gnaissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geoc. Surv. Prof. Paper* 641 (B), p. 1-58.

- HERZ, N. 1978 - Metamorphic rocks os the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **U.S. Geoc. Surv. Prof. Paper** 641 (C), 81p.
- HIPPERTT, J.F.M., BORBA, R.P., NALINI Jr., H.A. -1992- O contato Formação Moeda - Complexo Bonfim: uma zona de cisalhamento normal na borda oeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. *REM*, **45** (1/ 2): 32-34.
- HIPPERTT, J.H. 1994. Structures indicative of helicoidal flow in a migmatitic diapir (Bação Complex, southeastern Brazil). *Tectonophysics*, **234**:169-196.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. 1976 - *An outline of structural geology*. New York, John Wiley & Sons. 571p.
- HODGSON, C.J. - 1989 - The structure of shear-related, vein-type gold deposits: A review. *Ore Geology Reviews*, **4**: 231-273.
- HODGSON, C.J. - 1993 - Mesothermal lode-gold deposits. In KIRKHAM, R. V.; SINCLAIR, W.D.; THORPE, R.I. & DUKE, J.M., eds., *Mineral Deposit Modeling*. Geological Association of Canada, Special Paper 40, p. 635-678.
- HODGSON, C.J.; HAMILTON, J.V. & HANES, J.A.. - 1989 – The late emplacement of gold in the Archean Abitibi greenstone belt: a consequence of thermal equilibration following collisional orogeny. *Geol. Assoc. Canada; Mineral. Assoc. Can., Progr. Abstr.*, **14**: A45.
- HUMPHRIS, S.E & THOMPSON, G. – 1978 – Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochemica et Cosmochemica acta* **42**: 107-125.
- HUMPHRIS, S.E. – 1984 – The mobility of the rare earth elements in the crust. In: HENDERSON, P. (ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 314-341.
- HUSTON, D.L. & LARGE, R.R. – 1989 – A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulphide deposits. *Ore Geology Reviews*, **4**:171-200.
- HUSTON, D.L.; SIE, S.H.; SUTER, G.F.; COOKE, D.R. & BOTH, R.A. – 1995 – Trace elements in sulphide minerals from Eastern Australian volcanic-hosted massive sluphide deposits: Part I. Proton microprobe analyses of pyrite, chalcopyrite, and sphalerite, and Part II. Selenium levels in pyrite: comparison with $\delta^{34}\text{S}$ values and implication for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems. *Econ. Geol.*, **90**:1167-1196.
- HUTCHINSON, R.W. – 1987 – Metallogeny of Precambrian gold deposits: sapace and time relationships. *Econ. Geol.*, **82**: 1993-2007.
- HUTCHISON, M.N. & SCOTT, S.D. - 1981 - Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system. *Econ. Geol.* **76**: 143-153.
- JENSEN, L.S. – 1976 - A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks, **Ontario Division of Mines**, MP 66, 22p.

- JOHNSON, R.F. - 1962 - Geology and ore deposits of the Cachoeira do Campo, and Ouro Branco Quadrangles Minas Gerais, Brazil. **U.S. Geoc. Surv. Prof. Paper**, 341(B), 37p.
- JORDT-EVANGELISTA, H & MULLER, G. - 1986 - Petrology of a transition zone between the Archean craton and the Coast Belt, SE of the Iron Quadrangle, Brazil. *Chem. Erde*, **45**:129-145.
- JORDT-EVANGELISTA, H.; ALKIMIN, F.F. & MARSHAK, S. - 1992 - Metamorfismo progressivo e a ocorrência de dos 3 polimorfos de Al_2SiO_5 (cianita, andaluzita e silimanita) na Formação Sabará em Ibirité, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *REM*, **45** (1/ 2): 155-156.
- JOST, H.; SEIXAS, A.R. & ROESER, H.H.M.P. - 1987 - Derrames komatiíticos diferenciados do município de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERIAS, 4. Belo Horizonte. 1987. *Anais...* Belo Horizonte, Bol. SBG. núcleo MG, (3): 273-285.
- JOWETT, E.C. - 1991 - Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *GAC/MAC/SEG Joint Annual meeting, Program with abstracts* **16**, A62.
- KEAYS, R.R. - 1987 - Principles of mobilization (dissolution) of metals in mafic and ultramafic rocks - The role of immiscible magmatic sulphides in the generation of hydrothermal gold and volcanogenic massive sulphide deposits. *Ore Geology Reviews*, **2**: 47-63.
- KERRICH, R. - 1989 - Shear zone hosted mesothermal gold deposits: a review of geochemical evidence on the source of fluids and solutes. In: BURRISNALL, J.T. (ed.), *Mineralization and Shear Zones*. Geol. Assoc. Can., Short Course Notes, 6: 129-197.
- KERRICH, R. & CASSIDY, K.F. - 1994 - Temporal relationships os lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation - Archean to present: A review. *Ore Geology Reviews*, **9**: 263-310.
- KERRICH, R. & WYMAN, D. (1990) Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: an association with accretionary tectonic regimes. *Geology*, **18**: 882-885.
- KRANIDIOTIS, P. & MacLEAN, W.H. - 1987 - Systematics os chlorite alteration at Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.* **82**:1898-1911.
- LADEIRA, E. A. - 1980 - *Metallogenesis of gold at the Morro Velho mine and in the Nova Lima district, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Ontário. 272p. (Philosophy Thesis, University Western Ontário).
- LADEIRA, E. A.; ROESER, H.; TOBSCHALL, H. J. - 1983 - Evolução petrogenética do cinturão de rochas verdes Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERIAS, 2. Belo Horizonte. 1983. *Anais...* Belo Horizonte, SBG/MG, v. 3, p. 149-165.
- LADEIRA, E.A. - 1991 - Genesis of gold in Quadrilátero Ferrífero: A remarkable case of permanency, recycling and inheritance - A tribute to Djalma Guimarães, Pierre Routhier and Hans Ramberg. In E.A.LADEIRA (ed.): *BRAZIL GOLD'91*,: 11-30.

- LADEIRA, E.A. -1988 - Metalogenia dos depósitos de ouro do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C.E.S., coord. Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília, DNPM/CVRD, v.3, p. 301-375.
- LAFLECHE, M.R.; DUPUY, C. & BOUGAULT, H. - 1992 - Geochemistry and petrogenesis of archaean mafic volcanic rocks of the southern Abitibi Belt, Quebec. *Precambrian Research*, **57**: 207-241.
- LE MAITRE, R.W.; BATEMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J.; LAMEYERE LE BAS, M.J.; SABINE, P.A.; SCHMID, R.; SORENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLLEY, A.R. & ZANETTIN, B. - 1989 - *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.
- LIAGHAT, S. & MacLEAN - 1995 - Lithogeochemistry of altered rocks at the New Inco VMS deposit, Noranda, Quebec. *J. Geochem. Explor.*, **52**: 333-350.
- LOTTERMOSER, B.G. - 1992 - Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews*, **7**: 25-41.
- LYRIO, J.G.G.; LEAL, E.D.L. & OLIVEIRA, J.A.L. 1976. Pesquisa em Bico de Pedra-Ouro Preto-MG. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29. OURO PRETO, 1976. *Resumos...* Belo Horizonte, SBG, p.279-280.
- MACHADO, N. & CARNEIRO, M.A. - 1992 - Um significativo evento Tectôno-Termal de 2.78 b.a no Quadrilátero Ferrífero: Evidências U/Pb a partir do Complexo metamórfico Bonfim Sentrional. *REM*, **45** (1/2):138-139.
- MACHADO, N., NOCE, C.M., LADEIRA, E.A., BELO DE OLIVEIRA, O. -1992- U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **104**: 1221-1227.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M.; BELO DE OLIVEIRA, O.A. & LADEIRA, E.A. - 1989 - Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior, com base em geocronologia U-Pb. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA NÚCLEO DE MINAS GERAIS, 5. Belo Horizonte, 1989. *Anais...* Belo Horizonte, SBG/MG, Boletim 10:1-5.
- MACHADO, N. & NOCE, C.M. - 1993- A evolução do setor sul do Cráton do São Francisco entre 3.1 e 0,5 Ga baseada em geocronologia U-Pb. In: SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2. Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, SBG, p. 100-102.
- MACHADO, N.; NOCE, C.M. & FENG, R. - 1993- Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões detríticos de rochas metasedimentares da região do Quadrilátero Ferrífero, sul do Cráton São Francisco: Considerações sobre área fonte e idades de sedimentação. . In: SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2. Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, SBG, p. 149-151.
- MARSHAK, S. & ALKMIM, F.F. - 1989 - Proterozoic contraction/extension tectonics of southern São Francisco region. Minas Gerais, Brazil. *TECTONICS*, **8**(3):555-571.

- MARTIN, H. - 1987 - Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, **28**: 921-953.
- MARTIN, H. - 1993 - The mechanisms of petrogenesis of the continental crust - Comparison with modern processes. *Lithos*, **30**: 373-388.
- McCLAY, K.R. & ELLIS, P.G. - 1984 - Deformation of pyrite. *Econ. Geol.*, **79**: 400-403.
- McQENN, K. G. & PERKINS, C. - 1995 - The nature and origin of a granitoid-related deposit at Dargue's Reef, Major's Creek, New South Wales. *Econ. Geol.*, **90** (6): 1646-1662.
- MEASURES, C.I. & BURTON, J.D. - 1980 - The vertical distribution and oxidation states of dissolved selenium in northeast Atlantic ocean and their relationship to biological processes. *Earth and Science Planetary Letters*, **46**:385-396.
- MENEZES FILHO, M.R. *et al.* 1977 - *Projeto Três Marias*. Belo Horizonte, DNPM/CPRM. Relatório final.
- MICHARD, A. - 1989 - Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochemica et Cosmochemica acta* **53**: 745-750.
- NESBITT, B.E. - 1990 - Fluid flow and chemical evolution in the genesis of hydrothermal ore deposits. In NESBITT, B.E. (ed.), *Fluids in tectonically active regimes of the continental crust*. Vancouver. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, v. **18**, p. 261-298.
- NOCE, C.M 1995 *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. São Paulo, 128 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).
- NUMMER, A.R.; SEIXAS L.A.R.; BAARS, F.J.; ALMEIDA, M.E.; FERREIRA,A.L.; MARTINS, A.P.S.; MONTEIRO, M.A.; PAIXÃO, M.A.P.; SIROTHERAU, G.C.J. & TASSO, M.A.L. - 1992 - Geologia estrutural e petrologia do Lineamento Congonhas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo, SBG, v. 2, p. 353-355.
- OLIVEIRA, O.A.B. & VIEIRA, M.B.H.- 1987 - Aspectos da deformação dútil e progressiva no Quadrilátero Ferrífero. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4. Belo Horizonte, 1987. *Anais...*Belo Horizonte, SBG/MG, . p.237-253.
- OLIVEIRA,G.A.I.de ; CLEMENTE,P.L.C.; VIAL,D.S. - 1983 - Excursão à mina de Morro Velho. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS,2 ,Belo Horizonte, 1983. *Anais...*Belo Horizonte, SBG/NMG, p.497-505.
- OLIVEIRA,O.A.B. - 1986 - As falhas de empurrão e suas implicações na estratigrafia e metalogênese do Quadrilátero Ferrífero - M.G. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiania, 1986. *Anais...*Goiania,SBG, v2, p. 1074-1087.
- PEARCE, J.A & CANN, J.R. - 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**: .290-300.

- PEARCE, J.A. - 1983 - Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J.HAWKESWORTH AND M.J.NORRY (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Limited, p. 230-249.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. -1979 - Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**:33-47.
- PEARCE, J.A.- 1983 - Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, in: C.J.HAWKESWORTH & M.J.NORRY (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Limited, pp.230-249.
- PEARCE, J.A.& CANN, J.R. – 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth and Planetary Science Letters*, **19**:290-300.
- PEARCE, J.A.; W.HARRIS, N.B.& TINDLE, A.G. - 1984 - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**:956-983.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E. & BIRKETT, T.C. – 1977 - The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks, *Earth and Planetary Science Letters*, **36**:121-132.
- PERCIVAL, J.A. & WILLIAMS, H.R. – 1989 – Late Archean Quetico accretionary complex, Superior Province, Canada. *Geology*, **17**: 23-25.
- PHARAOH, T.C. & PEARCE, J.A. - 1984 - Geochemical evidence for the geotectonic setting of early Proterozoic metavolcanic sequences in Lapland. *Precambrian Research*, **25**:283-308.
- PHILLIPS, G.N. & GIBB, H.F.C. - 1993 - A century of gold mining at Kalgoorlie. **Contributions of the Economic Geology Research Unit. National Key Centre in Economic Geology & Geology Departament**. James Cook University of North Queensland (Australia). Contribution 45, 68 p..
- PINTO, C.P (ed.). - 1996 - Projeto Rio das Velhas. Belo Horizonte, CPRM, 121p.
- PIRES, F. R. M. - 1977 - *Geologia do distrito manganesífero de Conselheiro Lafaiete*. Rio de Janeiro. 203 p. (Tese de mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro).
- PIRES, F. R. M.; FRAGA, L. M. B. - 1985 - Evidências da presença de embasamento gnáissico - Complexo Bela Vista - na estrutura Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3. Belo Horizonte, 1985, BOLETIM SBG. Núcleo MG, (5): 94-99.
- PULZ, G.M.; JOST, H. & MICHEL, D. – 1991 – The Archean Maria Lazara gold deposit, Goiás, Brazil: Example os Au-Bi-Te-S metallogeny related to shear zones intruded by synkinematic granitoids. In E.A.LADEIRA (ed.) *BRAZIL GOLD'91*, p.11-30.

- QUEMENEUR, J.J.G. – 1984 – Contribuição à microtectônica e ao metamorfismo da região de Rodrigo Silva e oeste de Ouro Preto, MG. . In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, p. 3306-3318.
- QUEMENEUR, J.J.G. – 1985 – Nota preliminar sobre o metamorfismo à cianita e a cloritóide na região de Ouro Preto – MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3. Belo Horizonte, 1985, BOLETIM SBG. Núcleo MG, (10): 50-54.
- QUEMENEUR, J.J.G. & VIDAL, P. – 1987 – Primeiras datações radiométricas dos granitos de São João del Rei. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5. Belo Horizonte, 1985, BOLETIM SBG. Núcleo MG, (5): 193-200.
- RAMSAY, J.G. 1967 - *Folds and fracturing of rocks*. New York, McGraw-Hill. 568p.
- RAPP, R.P. - 1995 - Amphibole-out phase boundary in partially melted metabasalt, its control over liquid fraction and composition, and source permeability. *J. Geophys. Res.*, **100** (B8): 15.601-15.610.
- RAPP, R.P. & WATSON, E.B. - 1995 - Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, **36**: 891-931.
- RIBEIRO-RODRIGUES, L.C.; FRIEDRICH, G.; OLIVEIRA, C.G.; VIEIRA, F.W. ; BIASI, E.E. & CALLEGARI, L.A. - 1995 - The BIF-hosted Cuiabá gold deposit, Iron Quadrangle, Minas Gerais, Brazil: characteristics, controls and genesis. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador, 1995. *Anais...* Salvador. SBG, v.. 7, p. 224-228.
- ROBERTS, R.G. - 1990 - Archean lode gold deposits. In ROBERTS, R.G., ed., *Ore Deposits Models*. Ottawa, Geoscience Canada reprint series; 3: 1-20.
- ROCK, N.M.S.; GROVES, D.I. & PERRING, C.S. – 1989 – Gold, lamprophyres and porphyries: what does their association mean? *Econ. Geol. Monograph.*, **6**: 609-625.
- ROLLINSON, H. – 1993 – *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. London. Longman, 351 p.
- ROMANO, C. 1989. *La Évolution Tectonique de la region du Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brésil*. Nancy, 259 p. (These Docteur, Université de Nancy I).
- SANTOS, R.P. & LIMA, S.A. de A. - 1991 - *Análise Estrutural e Deformacional nos metassedimentos do Grupo Itacolomi na Serra do Trovão - Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais* . Ouro Preto, 130 p. (Trabalho de Graduação, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto).
- SCHNEIDER, A. – 1975 – Sulfur. 16E. Abundance in common igneous rocks. In WEDEPOLHL, K.H. (ed.), *Handbook of geochemistry*. Berlin. Springer-Verlag, p. 16-E-1-16-E-19.
- SCHORSCHER, A. D. - 1976 - *Alpinotype Deckentektonik im praekambrium des Eisernen Vierecks, Minas Gerais, Brasilien*. IN: GEOWISS. LATEINAMER. KOLLOQ., 5, Clausthal-Zellerfeld, 1976, p. 33-35.

- SCHORSCHER, A.D. 1978 - Komatiitos na estrutura greenstone belt, série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Recife, 1978. *Resumo de Comunicações...* Recife, SBG, p.292-293. Boletim 1.
- SEAWARD, T. M., - 1984 - The transporte and deposition of gold in hydrothermal systems. In Foster, R. P. (ed.) *Gold'82*: Rotterdam, A. A. Balkama Pub., p. 165-181.
- SEIXAS, L.A.R. - 1988 - *Geologia e metalotectos de ouro de uma fração do Lineamento Congonhas, Minas Gerais*. Brasília, 119p. (Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília).
- SHARP, Z.D.; ESSENE, E.J. & KELLY, W.C. - 1985 - A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applications to natural assemblages. *Can. Mineral.* **23**: 517-534.
- SILVA, A.M.; CHEMALE JR., F. & HEAMAN, L. - 1995 - The Ibirité gabbro and the Borrachudo granite - the rift-related magmatism of mesoproterozoic age in the Quadrilátero Ferrífero (MG). In Anais 8 Simpósio de Geologia de Minas Gerais - SBG Núcleo MG - Bol. 13:89-90.
- SILVA, A.M.; CHEMALE JR., F.; KUYUMJIAN, R.M. & HEAMAN, L. - 1995 b - Mafic dyke swarms of Quadrilátero Ferrífero and southern Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **25**(2): 124-137.
- SINDEEVA, N.D. - 1964 - *Mineralogy and types of deposits of selenium and tellurium*. New York. Interscience, 393p.
- SUZUKI, K. - 1987 - Grain boundary enrichment of incompatible elements in some mantle peridotites. *Chem. Geol.*, **63**: 319-334.
- TAYLOR, R.P. & FRYER, B.J. - 1982 - Rare earth element geochemistry as na aid to interpreting hydrothermal ore deposits. In EVANS, A.M. (ed.): *Mineralization associated with acid magmatism*. New York, Wiley, 365p.
- TEIXEIRA, W. 1985 - *A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas*. São Paulo. 207p. Universidade de São Paulo, IGC. Tese de Doutorado.
- TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M.A.; NOCE, C.M.; MACHADO, N.; TAYLOR, P.N. - 1994 - Evolução policíclica arqueana dos complexos arqueanos da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em evidências isotópicas de Sr, Pb e Nd. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 38, Camboriú, 1994. Boletim de Resumos Expandidos... Camboriú: SBG, n. 1, p. 71-72.
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E. 1963 - *Structural analysis of metamorphic tectonites*. New York, McGraw-Hill. 545p.
- UJIKE, O. & GOODWIN, A.M. - 1987 - Geochemistry and origin of Archean felsic metavolcanic rocks, central Norandas Area, Quebec, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, **24**, 2551-2567.
- VIAL, D.S. - 1980 - Geologia da Mina de Ouro de Raposos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camburiu, 1980. *Anais...* Camburiu, SBG, v. 3, p. 1835-1850.

- VIAL, D.S. – 1988 – Mina de Ouro de Cuiabá, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C.E.S., coord. Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília, DNPM/CVRD, v.3, p. 413-419.
- VIEIRA, F.W.R. & OLIVEIRA, G.A.I. – 1988 – Geologia do Distrito aurífero de Nova Lima, Minas Gerais. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C.E.S., coord. Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília, DNPM/CVRD, v.3, p. 301-375.
- VIEIRA, F.W.R. - 1987 - Gênese das mineralizações auríferas de Raposos. In: do Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 4., Belo Horizonte, 1987. *Anais...Belo Horizonte*, SBG, p:358-368.
- VIEIRA, F.W.R. - 1988 - Processos epigenéticos de formação dos depósitos auríferos e zonas de alteração hidrotermal do Grupo Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais...Belém*, SBG, v. 1, p. 76-87.
- VIEIRA, F.W.R. - 1991 - Textures and processes of hydrothermal alteration and mineralization in the Nova Lima Group, Minas Gerais, Brasil. In E.A.LADEIRA (ed.), *BRAZIL GOLD'91*: 319-325.
- WILLIAMS, M. L.; HANMER, S.; KOPF, C. & DARRACH, M. - 1995 - Syntectonic generation and segregation of tonalite melts from amphibolite dykes in the lower crust, Striding-Athabasca mylonite zone, northern Saskatchewan. *J. Geophys. Res.*, **100**(B8): 15.717-15.734.
- WILSON, C.J.L. - 1980 - Shear zones in a pegmatite: a study of albite-mica-quartz deformation. *J. Struct. Geol.*, **2**: 203-209.
- WILSON, M. – 1989 – *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466 p.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. - 1976 - Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci Lett.*, **28**: 459-469.
- WINTHER, K. T. - 1996 - An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts. *Chemical Geology*, **127**: 43-59.
- WOITSEKHOWSKAYA, M.B. & HEMLEY, J.J. – 1995 – Modeling metal transport and deposition in Butte-type hydrothermal systems. *Econ. Geol.* **90**: 1329-1337.
- WOLDE, B. & GORE-GAMBELLA GEOTRAVERSE TEAM - 1996 - Tonalite-trondhjemitic-granite genesis by partial melting of newly underplated basaltic crust: an example from the Neoproterozoic Birbir magmatic arc, western Ethiopia. *Precambrian Research*, **76**:3-14.
- WOLF, M.B. & WYLLIE, P.J. – 1994 – Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **115**: 369-383.
- WYMAN, D.A. & KERRICH, R. – 1988 – Alkaline magmatism, major structures, and gold deposits: implications for greenstone belts gold metallogeny? *Econ. Geol. Monogr.*, **6**: 451-458.

ZANG, W. & FYFE, W.S. – 1995 – Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineral. Deposita*, **30**: 30-38.

ERRATAS

Capítulo 4

pg. 46, linha 10, onde esta escrito “sinistral” leia-se dextral.

pg. 47, linha 19, onde esta escrito “Em Bico de Pedra há uma ausência....” leia-se “Em Bico de Pedra há **tanto** uma ausência das espessas sequências de metassedimentos químicos-exalativos e vulcanoclásticos, **como** um ordenamento estratigráfico distinto com as rochas metaígneas....”.

pg. 49, linha 4, onde esta escrito “citar qual foto” leia-se Fotos 5.6-5.8.

Capítulo 5

pg. 60, ao final do terceiro paragrafo acrescente-se **(Foto 5.1)**.

pg. 61, ao final do segundo paragrafo acrescente-se **(Foto 5.2)**.

pg. 63, ao final do segundo paragrafo acrescente-se **(Foto 5.3)**.

pg. 63, ao final do terceiro paragrafo acrescente-se **(Fotos 5.4-5.5)**.

pg. 64, ao final do primeiro paragrafo acrescente-se **(Fotos 5.6-5.8)**.

pg. 64, ao final do segundo paragrafo acrescente-se **(Fotos 5.9-5.10)**.

Capítulo 6

pg. 90, ao final de “Tabela 6.2: Análises.....Bico de Pedra.” acrescente-se **(% em peso)**.

pg. 91, ao final de “Tabela 6.3: Análises.....Bico de Pedra.” acrescente-se **(% em peso)**.

pg. 92, ao final do quarto paragrafo, linha 26, onde está escrito “ausência de arsênio” leia-se **“arsênio.”**

pg. 93, primeiro paragrafo, linha 2, onde está escrito “A pirrotita possui apenas Se como elemento traço em sua composição.” leia-se **“O Se é o principal elemento traço na composição da pirrotita.”**

pg. 96, ao final do primeiro paragrafo acrescente-se **(Fotos 6.23-6.25)**.

pg. 100, Figura 6.4, onde esta escrito “cota (m)”, no interior da figura, leia-se **“profundidade (m)”**

Capítulo 7

pg. 125, primeiro paragrafo, linha 8, onde está escrito “O granitóide congonghas possui composição trondhjemítica e também é intrusivos....” leia-se “O granitóide congonghas possui composição trondhjemítica e também é **intrusivo**.....”

pg. 129, terceiro paragrafo, linha 24, onde está escrito “sendo inclusive complementares para a formação neste zonamento metálico.” leia-se “sendo inclusive complementares para a formação **deste** zonamento metálico.”

Anexos

pg. 145, Tabela A7, onde esta escrito “Cathelineau” leia-se “**Temperatura (°C) obtida pelo geotermômetro de Cathelineau.**”

pg. 145, Tabela A7, onde esta escrito “Jowett Al4c” leia-se “**alumínio corrigido pela formula de Jowett.**”

pg. 145, Tabela A7, onde esta escrito “T=” leia-se “**Temperatura (°C) obtida pelo geotermômetro de Jowett (1991).**”