

UNICAMP

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

ESTUDO LITO-ESTRUTURAL DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NOS ARREDORES DE SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ - CAMPANHA, MINAS GERAIS

Renata Machado Medeiros

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Este exemplar corresponde à
redação final da tese defendida
por Renata Machado Medeiros
e aprovada pela Comissão Julgadora
em 07/08/94.

Asit Choudhury
ORIENTADOR

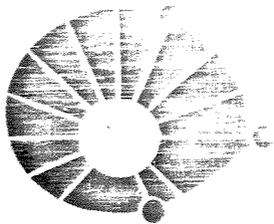
CAMPINAS - SÃO PAULO

JUNHO - 1994

M467e

17965/BC

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL



UNICAMP

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

ESTUDO LITO-ESTRUTURAL DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NOS
ARREDORES DE SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ - CAMPANHA, MINAS GERAIS

AUTOR: Renata Machado Medeiros

ORIENTADOR: Asit Choudhuri - IG/Unicamp

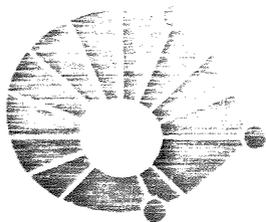
COMISSÃO EXAMINADORA

PRESIDENTE: Asit Choudhuri _____

EXAMINADORES: Roberto Perez Xavier _____

Fernando Flecha Alkmin _____

CAMPINAS, JUNHO DE 1994



UNICAMP

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

ESTUDO LITO-ESTRUTURAL DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NOS ARREDORES DE SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ - CAMPANHA, MINAS GERAIS

Renata Machado Medeiros

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências - Área de Metalogênese.

Orientador: Asit Choudhuri - IG/Unicamp

CAMPINAS - SÃO PAULO

MARÇO - 1994

MEDEIROS, Renata Machado

M467e

Estudo lito-estrutural das mineralizações
auríferas nos arredores de São Gonçalo do Sapucaí -
Campanha, Minas Gerais. Campinas: UNICAMP, 1994.

131p. (Dissertação de Mestrado)

Contêm 2 mapas

- 1.Rochas metamórficas - Minas Gerais
- 2.Metamorfismo - Alto Grau
- 3.Ouro - Minas Gerais.

CDD 552.4



UNICAMP

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

**ESTUDO LITO-ESTRUTURAL DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NOS
ARREDORES DE SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ - CAMPANHA, MINAS GERAIS**

AUTOR: Renata Machado Medeiros

ORIENTADOR: Asit Choudhuri - IG/Unicamp

COMISSÃO EXAMINADORA

PRESIDENTE: Asit Choudhuri

EXAMINADORES: Roberto Perez Xavier

Fernando Flecha Alkmin

CAMPINAS, JUNHO DE 1994

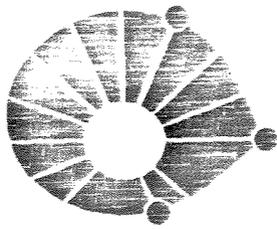
**Time is throned, men say,
in the loftiest realm**

(Atharva Veda XIX, 53).

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas pessoas que auxiliaram direta ou indiretamente com a realização deste trabalho e em especial:

- ao Prof. Dr. Asit Choudhuri, meu orientador e amigo;
- à Companhia Mineradora de Minas Gerais (COMIG) pelo suporte financeiro imprescindível a realização deste trabalho, e aos geólogos Ulisses Cyrino Penha e João Carlos Christophe da Silva, desta mesma companhia, pelo incentivo e apoio logístico;
- à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), ao Fundo de Apoio ao Ensino e Pesquisa (FAEP) - UNICAMP e ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq), pelas bolsas de estudo concedidas durante o período de realização do trabalho;
- ao Prof. Dr. Roberto Xavier (UNICAMP) e ao Prof. Dr. Job J. Batista (UNICAMP), membros da banca de qualificação, pela leitura crítica e sugestões que muito melhoraram a qualidade desta dissertação, bem como pelo fornecimento de artigos específicos relevantes;
- à Profa. Dra. Monica Heilbron (UERJ) e ao Prof. Dr. Cláudio Valeriano (UERJ) pelas discussões técnicas e sugestões no manuscrito;
- ao Prof. Paulo Tibana (UNICAMP) pelas discussões técnicas e pelo empréstimo de sua máquina fotográfica;
- ao físico Dailto Silva (UNICAMP) e a Juarez Costa (UNICAMP) pelo incentivo, apoio logístico e companhia durante os trabalhos de campo;
- aos colegas geólogos do mestrado: Henrique L. Roig, Márcio Ferrari, Paulo Pires (Monge), Carla M. Lacerda pelas discussões técnicas e companhia de campo;
- ao geólogo Bruno Riffel (CBMM) e ao Prof. Dr. Alfonso Schrank (UNICAMP) pelas análises de microscopia eletrônica;
- ao Prof. Pedro de Cesero (UERJ/PETROBRÁS) pelo auxílio na editoração e impressão final do texto;
- aos meus familiares, em especial à Dulce M. Medeiros, pelo inestimável apoio;
- à minha pequena família Campineira: Sílvia, Parada, Ílio, Luciana, Tereza, Cidão pelo apoio e incentivo durante o trabalho.
- à Jason J. Allen meu companheiro de todas as horas.



UNICAMP

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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

RESUMO

ESTUDO LITO-ESTRUTURAL DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS NOS
ARREDORES DE SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ - CAMPANHA, MINAS GERAIS.

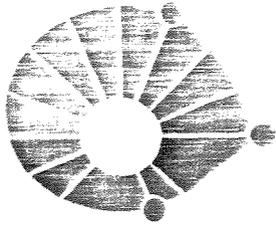
Renata Machado Medeiros

Os resultados deste estudo realizado a partir de um mapeamento geológico-estrutural de uma área situada entre as cidades de São Gonçalo do Sapucaí, Campanha e Monsenhor Paulo, no sul de Minas Gerais, mostraram que a área apresenta dois conjuntos litológicos distintos: o embasamento gnáissico pertencente ao Grupo Amparo e a seqüência supracrustal pertencente ao Grupo Andrelândia. O embasamento gnáissico compreende hornblenda gnaisses tonalíticos a granodioríticos e um augen gnaiss granítico. A seqüência supracrustal é composta de paragnaisses (biotita gnaisses, granada-biotita gnaisses e muscovita-biotita gnaisses) com intercalações de quartzitos e subordinadamente anfibolitos, hornblenda-biotita gnaisses, clorita-actinolita xistos e hornblenda xistos.

Estruturalmente, foram reconhecidos dois eventos tectônicos principais que ocorreram em condições metamórficas e cinemáticas distintas: 1) o mais antigo, D_n, foi responsável por um cisalhamento dúctil de baixo ângulo, em condições metamórficas da fácies anfibolito média a alta, o qual gerou a foliação regional S_n; 2) o mais novo, D_{n+1}, implantou-se num ambiente metamórfico mais brando, porém ainda na fácies anfibolito baixo, em regime tectônico transcorrente direcional acompanhado de um grande aporte de fluidos. D_{n+1} é representado na área em estudo por zonas de cisalhamento dúctil-rúptil de caráter dextral, sendo a principal destas a Zona de Cisalhamento Três Corações (ZCTC).

As mineralizações auríferas primárias das ocorrências Andaime, Xicão, Irmão estão hospedadas em biotita gnaisses finamente bandados e as da ocorrência Barro Alto no muscovita-biotita gnaiss também finamente bandado, ambos da seqüência supracrustal do Grupo Andrelândia. As zonas mineralizadas são estreitas (centimétricas) e descontínuas. Contêm principalmente pirita disseminada e subordinadamente calcopirita e pirrotita, ao longo da foliação S_n. Apesar de não ter sido possível determinar onde o ouro ocorre, devido a este ser muito fino (invisível), é possível que ele esteja associado à pirita, tanto disseminado ou em seu retículo cristalino, ou disperso na matriz. A análise petrográfica das rochas hospedeiras da mineralização mostrou que os níveis mineralizados estão relacionados ao evento D_n, durante o qual estas rochas sofreram um metamorfismo (M_n) na fácies anfibolito e, localmente, atingindo fusão parcial.

O estudo geoquímico comparativo entre os níveis mineralizados e os estéreis, nas ocorrências auríferas, revelaram que a maioria dos elementos químicos permaneceram imóveis durante o processo mineralizante. Considerando os efeitos da tectônica e metamorfismo do evento D_n, não pode ser descartada a hipótese de que a fusão parcial, acompanhada de fluidos hidrotermais de alta temperatura, tenha sido responsável pela mineralização do ouro.



UNICAMP

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

MASTER THESIS

ABSTRACT

**A LITHO-STRUCTURAL STUDY OF GOLD MINERALIZATION IN THE ENVIRONS
OF SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ - CAMPANHA, MINAS GERAIS.**

Renata Machado Medeiros

A detailed geological study around São Gonçalo do Sapucaí, Campanha and Monsenhor Paulo in southern Minas Gerais, has shown the area to be underlain by two distinct lithological units; one belonging to the Amparo Group - or basement gneisses; and the other to the supracrustals of the Andrelândia Group. The basement gneisses comprise hornblende tonalite gneisses and granitic augen gneisses whereas the supracrustals are paragneisses (biotite gneisses, garnet-biotite gneisses and muscovite-biotite gneisses) with intercalations of quartzites and subordinated amphibolites, hornblende-biotite gneisses, chlorite-actinolite schists and hornblende schists.

Structurally, two main tectonic events have been recognized in the area, each with separated metamorphic and kinematics imprints: 1) the older D_n event was responsible for low angle ductile shear in the amphibolite facies, thus giving rise to the regional S_n foliation; 2) the younger D_{n+1} event caused transcurrent tectonics at a slightly lower metamorphic grade and was accompanied by a greater fluid flow. The effects of these fluids were more intense along the Três Corações Shear Zone.

Disseminated primary gold mineralization occurs at the prospects Andaime, Xicão, Irmão and Barro Alto, and is hosted by finely banded biotite gneisses and muscovite-biotite gneisses of the supracrustals. The mineralized zones are narrow, discontinuous and contain disseminated pyrite along the S_n foliation. Although it was not possible to determine where the gold occurs, due to its fine grain size, it is very likely that it is associated with pyrite either disseminated or in its crystal structure or dispersed in the matrix. Petrofabric analysis of the host rocks indicate that the mineralized zones are related to the D_n event during which the rocks underwent amphibolite facies metamorphism and local partial fusion.

Selected chemical analysis of rocks from mineralized and barren zones at the prospects reveal that chemical elements remained immobile during the process leading to gold concentration. Considering the tectonic and metamorphic effects of the D_n event, it can not be ruled out that partial fusion and accompanying high grade hydrothermal fluids were responsible for gold mineralization. This process was augmented by ductile shear deformation and lack of brittle shear regimes, thus enabling the mineralizing fluids to be located within planar and linear discontinuities with rheological contrasts, such as specific foliation planes or even fold hinges related to the ductile shear.

ÍNDICE

	Página
LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE FOTOS	x
LISTA DE TABELAS	xii
ABREVIATURAS	xiii
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1. Apresentação e Objetivos	1
1.2. Localização e Acesso	1
1.3. Métodos de trabalho	2
1.3.1. Materiais utilizados	2
1.3.2. Etapas de trabalho	3
1.4. Nomenclatura	5
CAPÍTULO 2 - QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL	9
2.1. Introdução	9
2.2. Unidades da Infra-estrutura arqueana e proterozóica inferior	9
2.3. Unidades supracrustais do Proterozóico Inferior e Médio	15
CAPÍTULO 3 - UNIDADES LITOLÓGICAS	18
3.1. Introdução	18
3.2. Infra-estrutura	18
3.2.1. Hornblenda gnaiss	19
3.2.1.1. Caracterização Litogeoquímica	26
3.2.2. Augen gnaiss	31
3.3. Conjunto Supracrustal	33
3.3.1. Biotita gnaiss	34
3.3.1.1. Hornblenda-biotita gnaiss	36
3.3.2. Granada-biotita gnaiss	39
3.3.3. Caracterização Litogeoquímica dos Paragneisses	41
3.4. Sumário	50

CAPITULO 4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL	52
4.1. Introdução	52
4.2. Estruturas Primárias	53
4.3. Tectônica Dúctil D_n e Dúctil-Rúptil D_{n+1} e seus Domínios Estruturais	53
4.3.1. Elementos Estruturais D_n	54
4.3.2. Interpretação Cinemática de D_n	57
4.3.3. Elementos Estruturais D_{n+1}	57
4.3.4. Interpretação Cinemática de D_{n+1}	61
4.4. Tectônica Rúptil	64
4.5. Evolução Estrutural	64
CAPÍTULO 5 - METAMORFISMO	67
5.1. Introdução	67
5.2. Metamorfismo M_n	67
5.3. Metamorfismo M_{n+1}	70
5.4. Metamorfismo e Deformação	71
CAPÍTULO 6 - MINERALIZAÇÃO	74
6.1. Histórico	74
6.2. Principais Ocorrências	75
6.2.1. Introdução	75
6.2.2. Localização das ocorrências e principais trabalhos realizados pela COMIG	76
6.2.3. Rochas hospedeiras da mineralização	77
6.2.4. Níveis Mineralizados	78
6.2.5. Controle Estrutural	86
6.3. Geoquímica da Mineralização	87
6.3.1. Introdução	87
6.3.2. Diagrama Isocon	89
6.3.3. Análise Qualitativa	90
6.3.4. Análise Quantitativa	107
6.4. Metamorfismo e Alteração Hidrotermal	108
6.5. Precipitação do ouro	109

Índice	1
Introdução	107
Discussão Final	113
Conclusão	115
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	117
XO 01 - Mapa Geológico	
XO 02 - Mapa Estrutural	
XO 03 - Petrografia e Microestruturas dos Níveis Mineralizados	127

	Página
Fig. 1.1 - Mapa de localização e acesso à área estudada na escala 1:150.000	2
Fig. 1.2 - Estágios de deformação do quartzo (LAURENT, 1974)	7
Fig. 1.3 - Estágios de evolução na deformação das micas (LAURENT, 1974)	7
Fig. 1.4 - Estágios de deformação em feldspatos (LAURENT, 1974)	8
Fig. 2.1 - Situação da área de estudo em relação aos elementos geotectônicos regionais, segundo ALMEIDA (1976) <i>in</i> : INDA <i>et al.</i> (1984).	10
Fig. 2.2 - Mapa geológico mostrando a distribuição das unidades precambrianas do setor central da Província Mantiqueira, segundo HASUI <i>et al.</i> (1984) <i>in</i> : SILVA <i>et al.</i> (1988).	11
Fig. 2.3 - Mapa geológico do sul de Minas Gerais e áreas adjacentes, segundo EBERT (1968).	11
Fig. 2.4 - Mapa geológico simplificado do sul do Estado de Minas Gerais e porções adjacentes do Estado de São Paulo, segundo ARTUR <i>et al.</i> (1988).	13
Fig. 3.1 - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para os hornblenda gnaisses da infra-estrutura.	27
Fig. 3.2 - Diagrama QAP (LE MAITRE, 1989) para os hornblenda gnaisses da infra-estrutura.	27
Fig. 3.3 - Classificação química-mineralógica segundo LA ROCHE <i>et al.</i> (1980) para os hornblenda gnaisses da infra-estrutura no diagrama R1 x R2.	28
Fig. 3.4 - Diagrama An-Ab-Or (normativo) de O'CONNOR (1965) para os hornblenda gnaisses da infra-estrutura.	28
Fig. 3.5 - Diagrama $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO) \times Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ de MANIAR & PICCOLI (1989) para os hornblenda gnaisses da infra-estrutura.	29
Fig. 3.6 - Diagrama $SiO_2 \times (Na_2O+K_2O)$ de IRVINE & BARAGAR (1971) para os hornblenda gnaisses da infra-estrutura.	29
Fig. 3.7 - Diagrama AFM (IRVINE & BARAGAR, 1971) para os hornblenda gnaisses da infra-estrutura.	30
Fig. 3.8 - Diagrama $Fe_2O_3^*+MgO-Na_2O-K_2O$ de BLATT <i>et al.</i> (1980) para os metassedimentos do Conjunto Supracrustal.	44

Fig. 3.8 - Diagrama SiO_2 - Al_2O_3 - CaO - K_2O de FLOYD (1968) para os metassedimentos do Conjunto Supracrustal.	44
Fig. 3.10 - Diagrama K_2O x K (SHAW, 1968 in FLOYD <i>et al.</i> , 1970) para os metassedimentos do Conjunto Supracrustal.	45
Fig. 3.11 - Diagrama Na_2O x K_2O de TAYLOR & McLENNAN (1985) para os metassedimentos do Conjunto Supracrustal.	45
Fig. 3.12 - Diagrama CaO - Na_2O - K_2O (LE MAITRE, 1976) para os metassedimentos do Conjunto Supracrustal.	46
Fig. 3.13 - Diagramas de Harker (variação segundo SiO_2) para os elementos maiores dos metassedimentos do Conjunto Supracrustal.	47
Fig. 3.14 - Diagramas de Harker (variação segundo SiO_2) para os elementos traços dos metassedimentos do Conjunto Supracrustal.	48
Fig. 5.1 - Gráfico P x T extraído de YARDLEY (1989), WINKLER (1977) E BARKER (1990).	69
Fig. 6.1 - Diagramas Isocon para as rochas da ocorrência Andaime. Dados a partir da Tab. 6.1. Diagrama A para elementos maiores e B para elementos traços. Houve um aumento de volume de 0,97%.	92
Fig. 6.2 - Diagramas Isocon para as rochas da ocorrência Andaime. Dados a partir da Tab. 6.1. Diagrama A para elementos maiores e B para elementos traços. Houve um aumento de volume de 0,98%.	93
Fig. 6.3 - Diagramas Isocon para as rochas da ocorrência Andaime. Dados a partir da Tab. 6.1. Diagrama A para elementos maiores e B para elementos traços. Houve um aumento de volume de 0,52%.	94
Fig. 6.4 - Diagramas Isocon para as rochas da ocorrência Andaime. Dados a partir da Tab. 6.1. Diagrama A para elementos maiores e B para elementos traços. Houve uma diminuição de volume de 43%.	95
Fig. 6.5 - Diagramas Isocon para as rochas da ocorrência Andaime. Dados a partir da Tab. 6.1. Diagrama A para elementos maiores e B para elementos traços. Houve uma diminuição de volume de 44%.	96
Fig. 6.6 - Diagramas Isocon para as rochas da ocorrência Xicão. Dados a partir da Tab. 6.1. Diagrama A para elementos maiores e B para elementos traços. Houve um aumento de volume de 0,68%.	98

- Diagramas Isocon para as rochas da ocorrência Xicão. Dados a partir da Tab. 6.1. Diagrama A para elementos maiores e B para elementos traços. Houve uma diminuição de volume de 0,99%. 100
- Fig. 6.8 - Diagramas Isocon para as rochas da ocorrência Xicão. Dados a partir da Tab. 6.1. Diagrama A para elementos maiores e B para elementos traços. Houve um aumento de volume de 0,27%. 100
- Fig. 6.9 - Diagramas Isocon para as rochas da ocorrência Irmão. Dados a partir da Tab. 6.1. Diagrama A para elementos maiores e B para elementos traços. Houve uma diminuição de volume de 4,72%. 101
- Fig. 6.10 - Diagramas Isocon para as rochas da ocorrência Barro Alto. Dados a partir da Tab. 6.1. Diagrama A para elementos maiores e B para elementos traços. Houve um aumento de volume de 0,39%. 103
- Fig. 6.11 - Diagramas Isocon para as rochas da ocorrência Barro Alto. Dados a partir da Tab. 6.1. Diagrama A para elementos maiores e B para elementos traços. Houve um aumento de volume de 0,56%. 104
- Fig. 6.12 - Diagramas Isocon para as rochas da ocorrência Barro Alto. Dados a partir da Tab. 6.1. Diagrama A para elementos maiores e B para elementos traços. Houve um aumento de volume de 1,7%. 105
- Fig. 6.13 - Diagramas Isocon para as rochas da ocorrência Barro Alto. Dados a partir da Tab. 6.1. Diagrama A para elementos maiores e B para elementos traços. Houve uma diminuição de volume de 0,01%. 106

LISTA DE FOTOS

	Página
Foto 3.1 - Aspecto de campo do hornblenda gnaiss da infra-estrutura. Ponto 07.	19
Foto 3.2 - Fotomicrografia mostrando aspecto geral do hornblenda gnaiss protomilonítico. A) LN e B) LP (Barra= 1,0mm). Ponto 63.	22
Foto 3.3 - Fotomicrografia mostrando aspecto geral do hornblenda gnaiss milonítico. A) LN e B) LP (Barra= 1,0mm). Ponto 160.	24
Foto 3.4 - Fotomicrografia mostrando porfiroclasto de microclinio entre as superfícies S e C do hornblenda gnaiss milonítico. As mirmequitas se formam ao longo das	

	marginem do foliamento, as foliações são subparalelas e superficiais. Nas caudas observase o microclivagem reconstituído. LP (Barra=0,1mm). Ponto 160.	25
Foto 3.5 -	Fotomicrografia mostrando um detalhe da Foto 3.4. A morfologia das mirmequitas são consistentes com o movimento dextral. LP (Barra=0,1mm). Ponto 160.	25
Foto 3.6 -	Fotomicrografia mostrando um provável clasto de silito quartzoso no biotita gnaíse. LP (barra=0,1mm). Ponto 12.	35
Foto 3.7 -	Fotomicrografia mostrando cianita com <i>kink bands</i> no granada-biotita gnaíse. LP (Barra=0,1mm). Ponto 133.	41
Foto 4.1 -	Bandamento composicional no biotita gnaíse (Ponto 52).	55
Foto 4.2 -	Biotita gnaíse (Ponto 51) mostrando dobras intrafoliares com plano axial paralelo a Sn cortadas por uma falha normal (tectônica rúptil).	56
Foto 4.3 -	Inflexão da foliação Sn junto a uma zona de cisalhamento dextral no granada-biotita gnaíse (Ponto 170).	60
Foto 4.4 -	Rotação de fragmentos de hornblenda indicando movimento dextral. Ponto 160, corte XZ (paralelo a lineação de estiramento).(A)LN e (B)LP.Barra=1,0mm.	61
Foto 4.5 -	Rotação de fragmentos de feldspato em estrutura de enrolamento (porfiroclasto tipo delta) indicando movimento dextral. Ponto 160, corte XZ (paralelo a lineação de estiramento). LP. Barra=1,0 mm.	62
Foto 4.6 -	Sombra de pressão (porfiroclasto tipo sigma) indicando movimento dextral. Ponto 160, corte XZ (paralelo a lineação de estiramento). LP. Barra=0,1 mm.	62
Foto 4.7 -	Direções sintéticas R de estruturas no hornblenda gnaíse indicam movimento dextral. Ponto 63.	63
Foto 6.1 -	Aspecto macroscópico geral do nível mineralizado da ocorrência Andaime. Amostra SGA01-27,75m. Escala = 3,0 cm.	79
Foto 6.2 -	Fotomicrografia do biotita gnaíse mineralizado na ocorrência Andaime (LP). Amostra SGA01-27,75m (barra=1,0 mm).	80
Foto 6.3 -	Fotomicrografia mostrando cristais irregulares de pirita ao longo da foliação Sn (LR). Amostra SGA01-27,75 m. Barra = 1,0 mm.	80
Foto 6.4 -	Fotomicrografia mostrando cristais de calcopirita e pirita associados (LR). Amostra SGA01-27,75. Barra = 0,1 mm.	81
Foto 6.5 -	Fotomicrografia mostrando cristais de pirrotita e de pirita associados (LR). Amostra SGA01-27,75m. Barra = 0,1 mm.	81

Foto 6.8 - Aspecto macroscópico do nível mineralizado do biotita gnaisse na ocorrência Xicão. Amostra SGX01-44,40m. Barra=1,0 mm.	82
Foto 6.9 - Aspecto macroscópico do nível mineralizado do biotita gnaisse na ocorrência Irmão (LP). Amostra SGX01-44,40m. Barra=1,0 mm.	83
Foto 6.9 - Aspecto macroscópico do nível mineralizado do biotita gnaisse na ocorrência Irmão. Amostra SGI01-23,50m. Escala=1,0 cm.	83
Foto 6.9 - Fotomicrografia do nível mineralizado do biotita gnaisse na ocorrência Irmão (LP). Amostra SGI01-23,50m. Barra=1,0 mm.	84
Foto 6.10-Aspecto macroscópico do nível mineralizado do muscovita-biotita gnaisse da ocorrência Barro Alto. Amostra SCB01-56,10m. Escala=1,0 cm.	85
Foto 6.11-Fotomicrografia mostrando a relação entre pirita, muscovita e biotita no nível mineralizado. Amostra SCB01-56,10m. Barra=0,1 mm.	86

LISTA DE TABELAS

	Página
Tabela 3.1- Resultado de análises químicas do hornblenda gnaisse.	30
Tabela 3.2- Resultados das análises químicas dos paragneisses do Conjunto Supracrustal.	50
Tabela 5.1- Paragêneses metamórficas Mn nos diversos litotipos aflorantes na área investigada.	68
Tabela 5.2- Principais conjuntos de paragêneses encontradas nas rochas da área estudada.	72
Tabela 6.1- Resultados de análises químicas de rocha total de amostras dos testemunhos de sondagem das ocorrências Andaime, Irmão, Xicão e Barro Alto.	88

ab	-albita
act	-actinolita
alm	-almandina
bio	-biotita
cl	-clorita
ep	-epidoto
gr	-granada
hbl	-hornblenda
ilm	-ilmenita
kf	-feldspato potássico
ky	-cianita
LN	-luz natural
LP	-luz polarizada
LR	-luz refletida
mc	-microclínio
ms	-muscovita
pl	-plagioclásio
qz	-quartzo
ol	-oligoclásio
sil	-sillimanita
tr-act	-tremolita-actinolita

1.1. Apresentação e Objetivos

Um grande número de levantamentos geológicos já foram executados nos terrenos de alto grau da porção sul-sudoeste de Minas Gerais. Estes trabalhos frequentemente apresentam um enfoque estratigráfico, estrutural e sedimentológico de suas unidades litológicas. Contudo, até então, as mineralizações auríferas primárias existentes nestes terrenos foram abordadas apenas superficialmente.

O presente trabalho foi dedicado ao estudo detalhado destas mineralizações auríferas primárias, particularmente as situadas numa área entre as cidades de São Gonçalo do Sapucaí, Campanha e Monsenhor Paulo no sul do Estado de Minas Gerais, tendo como enfoque principal o controle estrutural e a caracterização petrográfica das litologias portadoras das mineralizações.

O posicionamento destas mineralizações auríferas no quadro evolutivo da região e considerações sobre os processos envolvidos na gênese das mesmas constituem-se os objetivos centrais do trabalho. Em segundo plano, serão também abordados aspectos de petrologia e geoquímica das referidas litologias.

Acredita-se que os dados obtidos a partir deste estudo possam contribuir para o entendimento do quadro geológico regional, o qual apresenta inúmeros pontos a serem definidos. Além disso, o fato das referidas mineralizações estarem situadas em terrenos de alto grau metamórfico, onde os processos de formação de mineralizações auríferas são pouco conhecidos e ainda não esclarecidos, vêm a contribuir também para o melhor entendimento dos processos envolvidos na gênese destes depósitos assim como para a caracterização tipológica dos mesmos.

1.2. Localização e Acesso

A área mapeada situa-se aproximadamente entre os meridianos 45°37' e 45°23' de longitude oeste de Greenwich e os paralelos 21°46' e 21°53' de latitude sul, ocupando uma superfície aproximada de 228 km².

A área está situada a aproximadamente 12 km à nordeste de São Gonçalo do Sapucaí e a oeste de Campanha, no sul de Minas Gerais, que dista aproximadamente 280 km de Campinas, pelas rodovias SP-65 (Dom Pedro I) e BR-381 (Fernão Dias), Fig. 1.1.

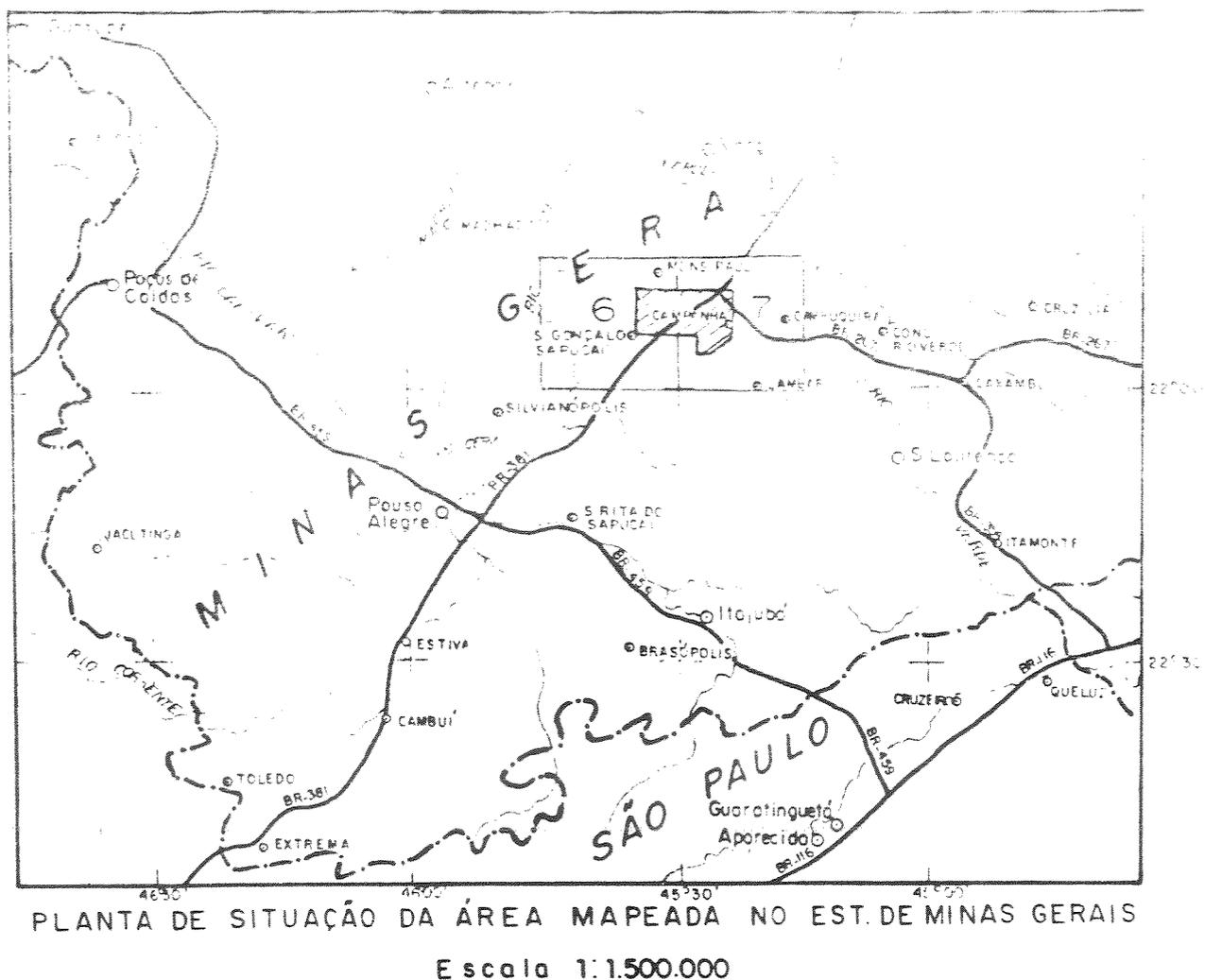


Figura 1.1 - Mapa de localização e acesso à área estudada na escala 1:1.500.000.

O acesso à área se faz partindo de São Gonçalo do Sapucaí, por estrada municipal, que corta a área de sul a norte tomando a partir desta, estradas vicinais. Outro acesso é pela BR-381 que corta diagonalmente a parte central da área, e a partir desta por estradas vicinais de acesso às fazendas locais, e também pela estrada BR-267 (Vital Brasil), que liga a cidade de Monsenhor Paulo e Campanha, no âmbito da área estudada.

1.3. Métodos de Trabalho

1.3.1. Materiais Utilizados

Como base para a cartografia geológica foram utilizados mapas topográficos na escala 1:50.000, editados pela Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) em 1971. Correspondem às folhas São Gonçalo do Sapucaí (SF.23-V-D-V-4) e Lambari (SF.23-V-D-VI-3).

As fotografias aéreas que cobrem a área têm escala aproximada de 1:60.000 e 1:25.000. As fotografias 1:60.000 foram tomadas pela ANT-10/USAF nos anos de 1964 e 1966, cujos números são: 68048, 68049, 68050, 1676, 1677, 1678, 54558 e 54559. As de escala 1:25.000 foram tomadas pelo IBC-GERCA em 1979, cujos números são: 156300, 156301, 156302, 156303, 156304, 156305, 157054, 157055, 157056, 157057 e 157058.

1.3.2. Etapas de Trabalho

O trabalho foi realizado em 5 etapas, relatadas a seguir:

1. Trabalhos iniciais de gabinete consistiram na obtenção da documentação básica disponível para área em estudo, como fotografias aéreas, mapas topográficos e dados existentes na bibliografia. No levantamento bibliográfico incluiu-se também uma pesquisa sobre as características gerais de mineralizações de ouro em terrenos de alto grau. A fotointerpretação foi feita através de métodos usuais. Também nesta etapa foram planejados os trabalhos de campo.

2. Trabalhos de campo compreenderam perfis geológicos regionais, mapeamento sistemático e trabalhos no âmbito de ocorrências auríferas primárias.

Os perfis geológicos regionais foram realizados visando um reconhecimento regional dos terrenos do sul de Minas Gerais e leste do Estado de São Paulo.

O mapeamento geológico-estrutural sistemático na escala 1:50.000 foi dificultado pelo avançado estágio de alteração intempérica nesta área, o qual restringe a existência de exposições rochosas frescas e contínuas por grandes extensões, constituindo um obstáculo para um melhor entendimento da geologia e das relações estruturais, tanto do ponto de vista da observação individual dos afloramentos, como da correlação entre os mesmos. Apesar disto, o grande número de afloramentos de rocha alterada visitados permitiu a obtenção dos dados básicos para o entendimento dos aspectos geológicos e geométricos.

A metodologia empregada no mapeamento geológico foi a usual em terrenos metamórficos e envolveu a execução de perfis transversais à estruturação regional e descrições detalhadas de afloramentos (183 pontos descritos). A obtenção no campo da atitude dos elementos estruturais (planares e lineares) foi realizada através do método *dip direction*, utilizando bússola Freiberg (McCLAY, 1987).

Foram coletadas 105 amostras de testemunhos de sondagem de lâminas delgadas e lâminas polidas. As amostras sempre que possível foram coletadas orientadas seguindo o método sugerido por McCLAY (1987). Utilizou-se nove das amostras para análise química.

Quanto às mineralizações auríferas, procurou-se aproveitar ao máximo os dados fornecidos pela Companhia Mineradora de Minas Gerais (COMIG), como por exemplo mapas de detalhe (1:1.000 e 1:5.000) e resultados de análises químicas, entre outros. A partir destes dados, optou-se para a realização de um estudo comparativo entre 4 ocorrências principais: Andaime, Xicão, Irmão e Barro Alto. Todas as ocorrências foram visitadas, onde foram tomadas medidas estruturais visando situá-las no contexto regional e local. Cabe ressaltar que o acesso às áreas das principais ocorrências foi dificultado devido aos seguintes fatores: restrições impostas pelos proprietários de terra onde encontram-se as referidas ocorrências, afloramentos muito intemperizados, presença de lençol freático praticamente aflorante na área, formação de depósito de tálus nos sopés das vertentes e instabilidade dos depósitos de tálus, tornando a atividade de pesquisa problemática e perigosa.

3. A reavaliação dos testemunhos de sondagem visou obter informações sobre: a ocorrência dos níveis mineralizados, relação de contato entre as unidades litológicas, assim como orientou a coleta de amostras para análises geoquímicas.

4. Os trabalhos de laboratório envolveram análise petrográfica convencional (120 lâminas delgadas dos testemunhos de sondagem, 40 lâminas delgadas de amostras coletadas no campo, 10 seções polidas e 10 lâminas bipolidas) e análise de microscopia eletrônica (SEM) de 4 seções polidas. A petrografia foi realizada no Laboratório de Microscopia do IG-UNICAMP, utilizando-se microscópios Carl Zeiss modelos Jenapol e Axiophoto, mediante técnicas e critérios convencionais, dando ênfase à observações microestruturais e microtexturais. A microscopia eletrônica foi realizada no laboratório da Companhia Brasileira de Mineração e Metalurgia (CBMM) e o aparelho utilizado foi um Stereoscan 200/Cambridge 30 kv.

As análises químicas dos elementos maiores e traços foram realizadas nos Laboratórios de Geoquímica Analítica e de Fluorescência de Raios X do IG-UNICAMP. Foram determinados os elementos maiores: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , MnO , P_2O_5 , H_2O e a perda ao fogo. Dos elementos traços foram obtidos: Cu , Co , Cr , Zn , Ni , Rb , Sr , Y e Zr .

As determinações de Fe_2O_3 foram realizadas por espectrometria de absorção atômica, as de MgO por espectrometria de fluorescência de raios X para a determinação de Fe_2O_3 e a fluorescência de Raios X para determinação de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , K_2O , TiO_2 , MnO , Zn , Ni , Rb , Sr , Y e Zr . As determinações de perda ao fogo foram realizadas por aquecimento de amostras durante 1 hora a 950°C e as de H_2O por aquecimento de 2 horas a 105°C . Para as determinações por Fluorescência de Raios X foram utilizadas pastilhas prensadas.

5. Os **trabalhos finais de gabinete** compreenderam a fotointerpretação final, o tratamento dos dados, o desenho de figuras relativas a afloramentos e amostras de rocha, além da elaboração de mapas e perfis.

A finalização do trabalho consistiu na integração dos dados e resultados e em sua interpretação. Nesta etapa buscou-se uma interação efetiva entre as diversas informações levantadas em campo, as observações ao microscópio e os resultados oriundos de análises químicas, com os dados disponíveis na literatura relativa aos assuntos enfocados.

Durante esta etapa foram utilizados os seguintes programas de computação: Autocad v.10 (digitalização do mapa), Monitor e Geli-PC (UFOP) (para confecção de diagramas estereográficos), Drawperfect 1.1, Wordperfect 5.1 (tabelas, gráficos e edição do texto).

1.4. NOMENCLATURA

Na descrição de lâminas delgadas foi utilizada a seguinte nomenclatura com relação a tamanho de grão:

- >30mm - muito grossa;
- 5mm a 30mm - grossa;
- 1mm a 5mm - média;
- <1mm - fina.

Para descrição e nomenclatura das rochas metamórficas foram utilizados termos semelhantes aos de MYASHIRO (1975), SPRY (1969) e WINKLER (1977).

Na classificação e descrição dos elementos estruturais usou-se conceitos de análise geométrica de HOBBS, MEANS & WILLIAMS (1976), RAMSAY & HUBER (1983 e 1987) e o de superfícies S de TURNER & WEISS (1963). A abordagem sobre zonas de cisalhamento

Os símbolos usados são: $S_0, S_1, S_2, S_3, S_4, S_5, S_6, S_7, S_8, S_9$

S_0 - estratificação original;

S - planos de foliação e superfície axial de dobras;

D - dobras;

L - lineações.

Estes símbolos são complementados por índices (S_n, S_{n-1}) que indicam a sucessão cronológica dos eventos tectônicos.

Para as rochas miloníticas da área foi utilizada a classificação de SIBSON (1977): protomilonitos (10-50% de matriz), milonitos (50-90% de matriz) e ultramilonitos (>90% de matriz).

As superfícies S/C foram definidas conforme LISTER e SNOKE (1984): planos de foliação S, metamórficos e produzidos ortogonalmente a esforços que geraram, obliquamente, os planos de deslocamento C que, com o incremento do cisalhamento dúctil, assumem formas sigmoides e tendem a se paralelizar aos planos C.

Para a análise microestrutural tomou-se como referência o trabalho realizado por LAURENT (1974). Visto que trata-se de uma tese de doutorado, bibliografia de acesso restrito, será apresentado um quadro resumido de suas observações. Este autor analisou descritivamente o comportamento de diferentes fases minerais, utilizando somente o microscópio ótico e mostrou uma evolução progressiva das microestruturas com aumento da taxa de deformação e da temperatura. Neste trabalho utilizou-se como referência os estágios de deformação descritos pelo autor para os quartzos, micas e feldspatos.

Estágios de deformação para o quartzo (Fig. 1.2):

1. Extinção ondulante sem deformação na forma do grão;
2. Extinção ondulante mais homoganeamente distribuída nos grãos e mudança na forma do grão;
3. Formação de bandas de deformação perpendiculares à xistosidade;
4. Quartzo com formas alongadas e bandas de deformação oblíquas à foliação, evoluindo ao paralelismo com aumento progressivo da deformação;
5. Recristalização formando grãos suturados, podendo atingir forma poligonais.

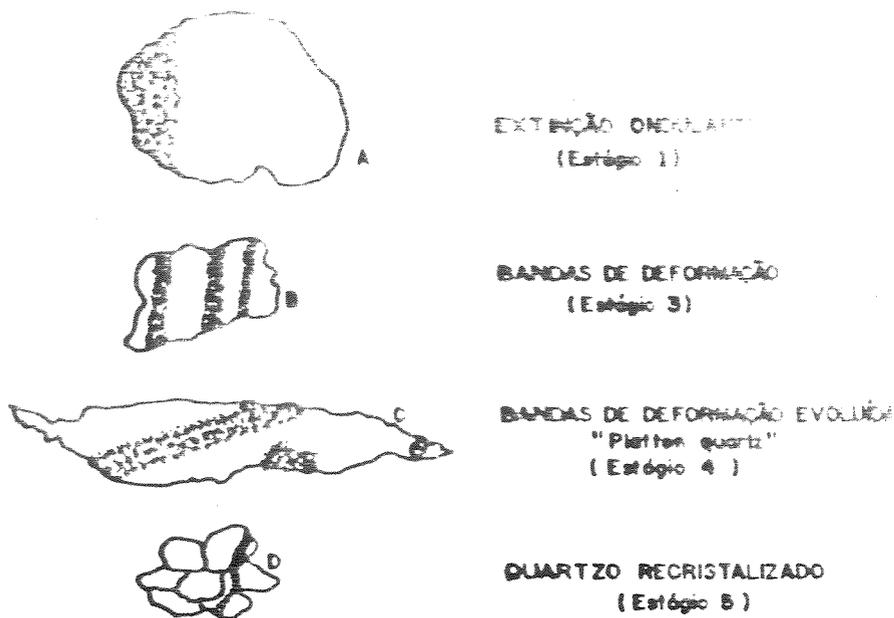


Figura 1.2 - Estágios de deformação do quartzo (LAURENT,1974).

Estágios de evolução deformacional das micas (Fig. 1.3):

1. Extinção ondulante acompanhada de pequena mudança na forma do mineral;
2. Dobramento e aparecimento de *kinks*, podendo vir acompanhado de ruptura.
3. Micas com formas sigmoidais, com deslizamento proeminente no planos (001).

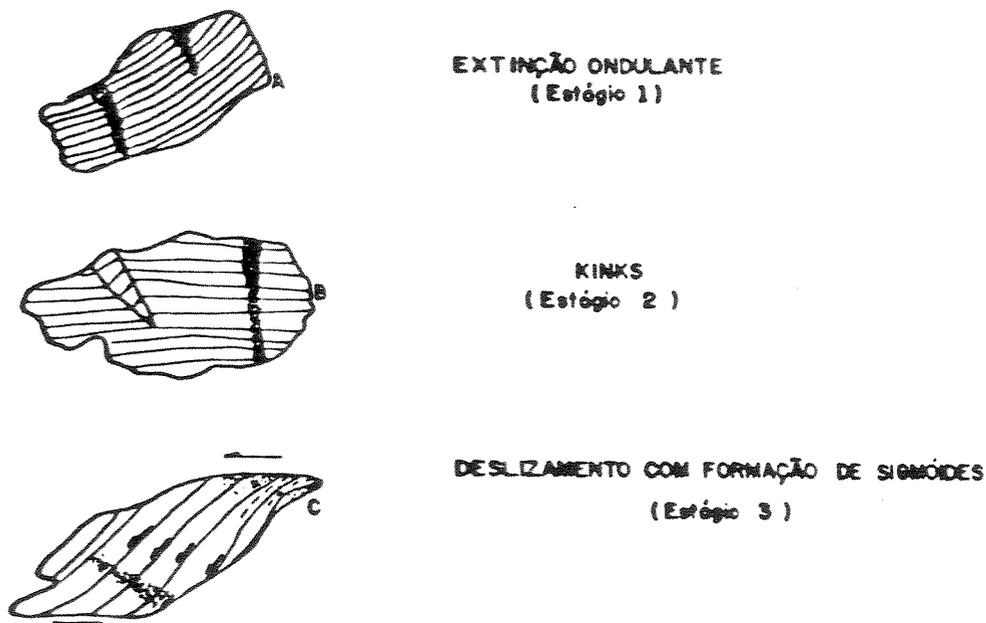


Figura 1.3 - Estágios de evolução na deformação das micas (LAURENT,1974).

LAURENT (1974) observou que a deformação dos feldspatos inicialmente se desenvolveu de fraturas, falhas e veios extensionais, comumente preenchidos por calcita. Em seguida apareceria extinção ondulante e depois bandas de deformação, associadas aos dobramentos e *kinks*. O aparecimento da pertitização ocorreria em um estágio de deformação mais avançado, onde os grãos de feldspato teriam uma forma sigmoidal. A relação entre pertitização e deformação seria assegurada pelo fato de não se desenvolver pertitas naqueles grãos com pouca ou nenhuma deformação. As maclas tipo periclínio apresentariam, no exemplo mostrado pelo autor (LAURENT, 1974), um comportamento mecânico, sendo encontradas naquelas rochas mais afetadas pela deformação. Estes estágios são mostrados na Figura 1.4.

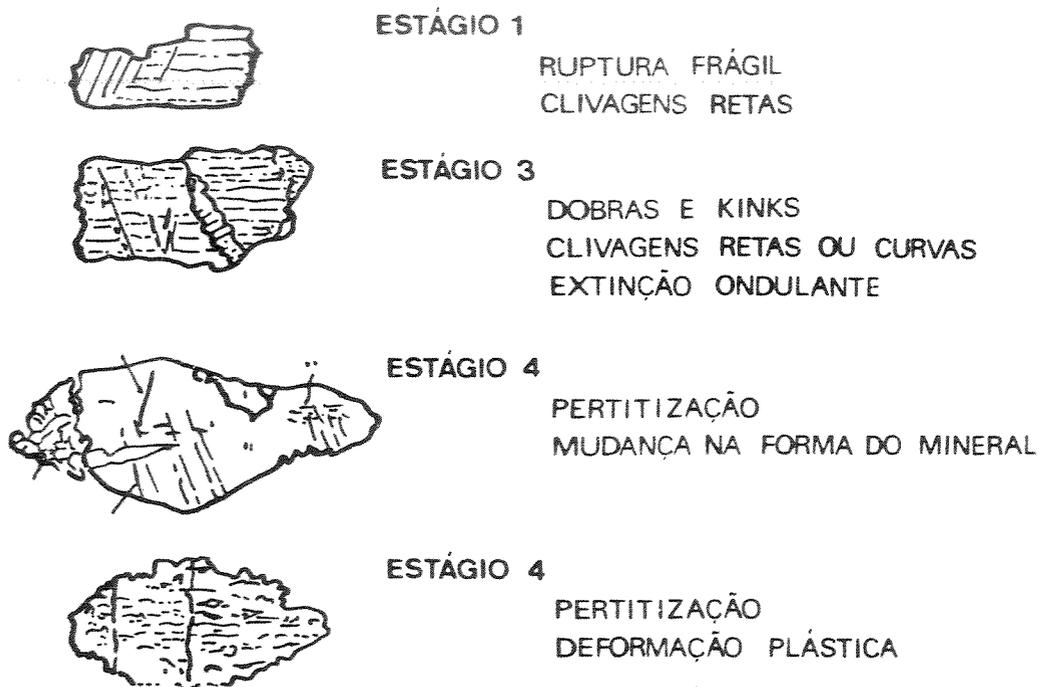


Figura 1.4 - Estágios de deformação em feldspatos (LAURENT, 1974).

CAPÍTULO 2 - QUADRO GEOLOGICO REGIONAL

2.1.Introdução

Os terrenos arqueanos e proterozóicos aflorantes na porção sul de Minas Gerais estão enquadrados segundo HASUI & OLIVEIRA (1984), no âmbito do Maciço Guaxupé e da faixa de dobramentos Alto Rio Grande, no setor central da Província Mantiqueira, unidade geotectônica que localiza-se na margem Sul do Craton do São Francisco (Figs 2.1 e 2.2). Esta região apresenta uma situação geológica complexa e problemática dentro do seu contexto geológico, sendo este fato realçado pelos diversos modelos geotectônicos e propostas tectono-estratigráficas existentes para esta

Mesmo considerando a existência de inúmeras controvérsias sobre a geologia destes terrenos, destacam-se como trabalhos de cunho regional e de síntese os produzidos por: EBERT (1956, 1967, 1968 e 1971), WERNICK (1978), FIORI (1979), CAVALCANTE *et al.* (1979), FIORI *et al.* (1980), TROUW *et al.* (1980, 1983, 1984 e 1986), HASUI & OLIVEIRA (1984), ARTUR (1988), SILVA *et al.* (1988) e CAMPOS NETO *et al.* (1990).

Para os autores acima citados, os terrenos que abrangem a área estudada podem ser incluídos de maneira geral em 4 unidades maiores, sendo duas destas consideradas como a infra-estrutura arqueana e proterozóica inferior, retrabalhadas com maior ou menor intensidade nos ciclos Tranzamazônico, Uruaçuano e/ou Brasileiro (Complexo Silvanópolis e Complexo Amparo); e as duas restantes são consideradas seqüências supracrustais do Proterozóico Inferior a Médio, retrabalhadas nos ciclos Uruaçuano e/ou Brasileiro (Complexo Lambari, Grupo ou Ciclo Depositional Andrelândia), figura 2.2.

A abordagem aqui realizada diz respeito somente às unidades arqueanas e proterozóicas (acima citadas), que direta ou indiretamente, estão relacionadas com as mineralizações auríferas primárias, situadas numa faixa de direção leste-oeste entre as cidades de São Gonçalo do Sapucaí, Monsenhor Paulo e Campanha, no sul do Estado de Minas Gerais.

2.2.Unidades da infra-estrutura arqueana e proterozóica inferior

Na região de Amparo, WERNICK (1967) reconheceu uma seqüência de rochas para-metamórficas de médio a alto grau, que subordinadamente apresentaria algumas rochas

de São Paulo, com o Complexo Jequié e o Grupo Amparo. O referido autor denominou a unidade de "reformações" de Gnaissos Amparo.

ALMEIDA (1965, 1968) elevou os paragnaisses de WERNICK (1967) à categoria de Grupo e o correlacionou ao Grupo Barbacena, de BARBOSA (1954). O Grupo Amparo foi individualizado entre São Gonçalo do Sapucaí e Amparo, ocorrendo entre duas "faixas" de metassedimentos do Grupo Andrelândia em direção ao Estado de São Paulo e na região de Itapira haveria uma intensa interdigitação entre estas duas unidades (Fig. 2.3).

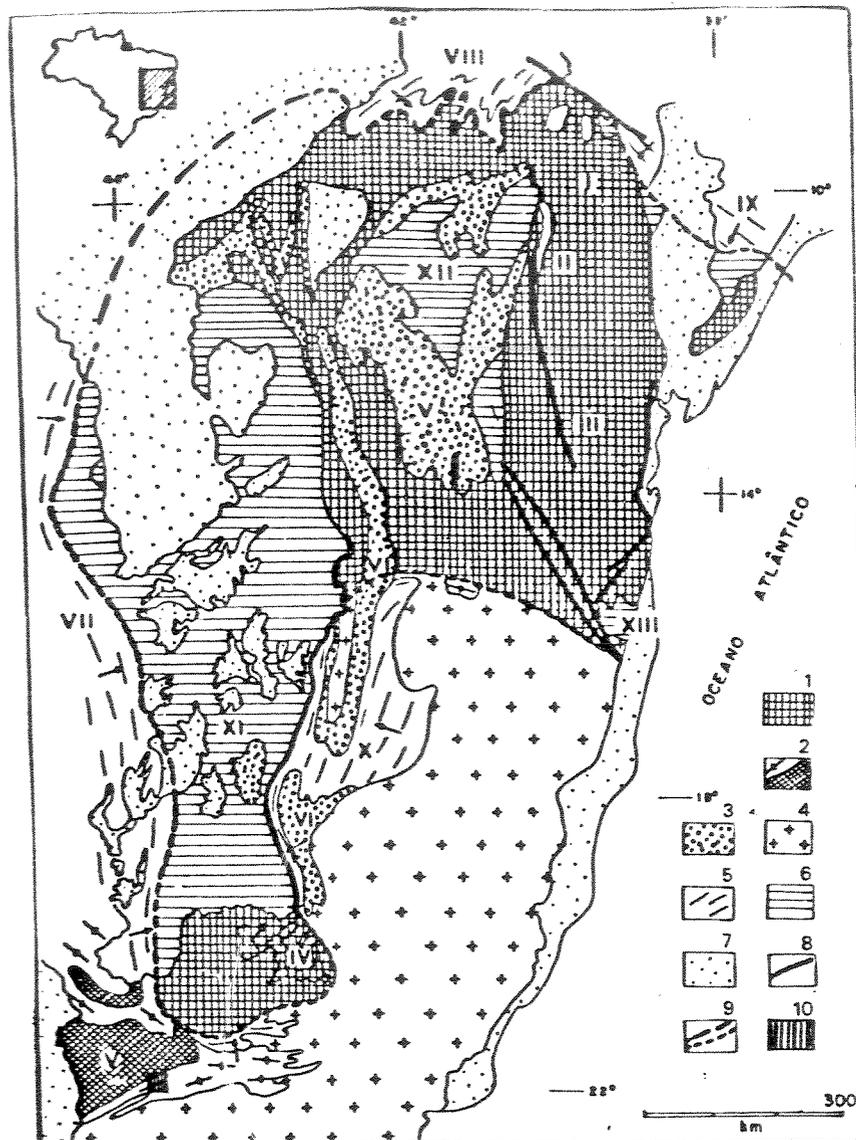


Figura 2.1 - Situação da área de estudo em relação aos elementos geotectônicos regionais, segundo ALMEIDA *et al.* (1978) *in*: INDA *et al.* (1984): Cráton do São Francisco 1-Áreas pré-transamazônicas e transamazônicas não diferenciadas. Complexo Caraíba (I), Grupo Jacobina (II), Complexo Jequié (III), Quadrilátero Ferrífero (IV). 2-Faixa de dobramentos Alto Rio Grande e Maciço Guaxupé (V). 3-Faixa Espinhaço e coberturas relacionadas na Chapada Diamantina (VI). 4-Áreas transamazônicas rejuvenescidas durante o Ciclo Brasileiro. 5-Unidades brasileiras: Faixa de Dobramentos Brasília (VII), Região de Dobramentos Nordeste (VIII), Faixa de Dobramentos Sergipana (IX), Faixa de Dobramentos Araçuaí (X). 6-Coberturas sedimentares correlativas ao Ciclo Brasileiro: Grupo Bambuí nas bacias do São Francisco (XI) e Salitre-Jacaré (XII), Rio Pardo (XIII). 7-Coberturas sedimentares fanerozóicas. 8- Falhamentos maiores. 9-Limite de cráton. Setas indicam vergências. 10-Folhas São Gonçalo do Sapucaí (SF.23-V-D-V-4) e Lambari (SF.23-V-D-VI-3).

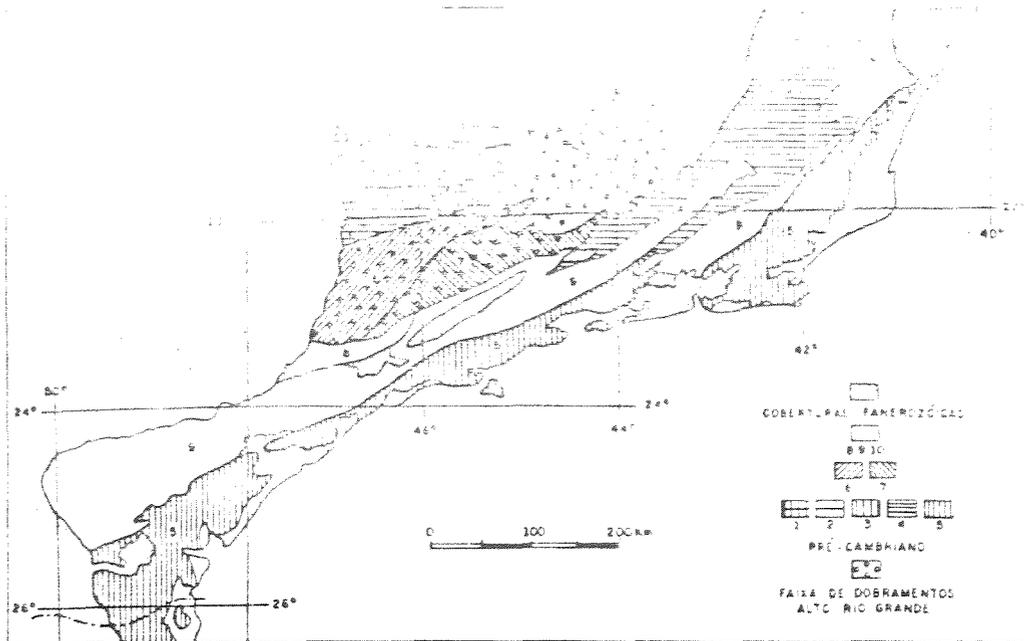


Figura 2.2 - Mapa geológico mostrando a distribuição das unidades precambrianas do setor central da Província Mantiqueira, segundo HASUI *et al.* (1984) in: SILVA *et al.* (1988). 1) Complexo Campos Gerais. 2) Complexo Varginha-Guaxupé. 3) Complexo Silvianópolis. 4) Complexo Juiz de Fora. 5) Complexo Costeiro. 6) Grupo Amparo. 7) Complexo Paraisópolis. 8) Grupo São Roque. 9) Grupo Açungui. 10) Grupos São João del Rei e Andreiândia e Complexo Lambari. 11) Folha São Gonçalo do Sapucaí. 12) Folha Lambari.

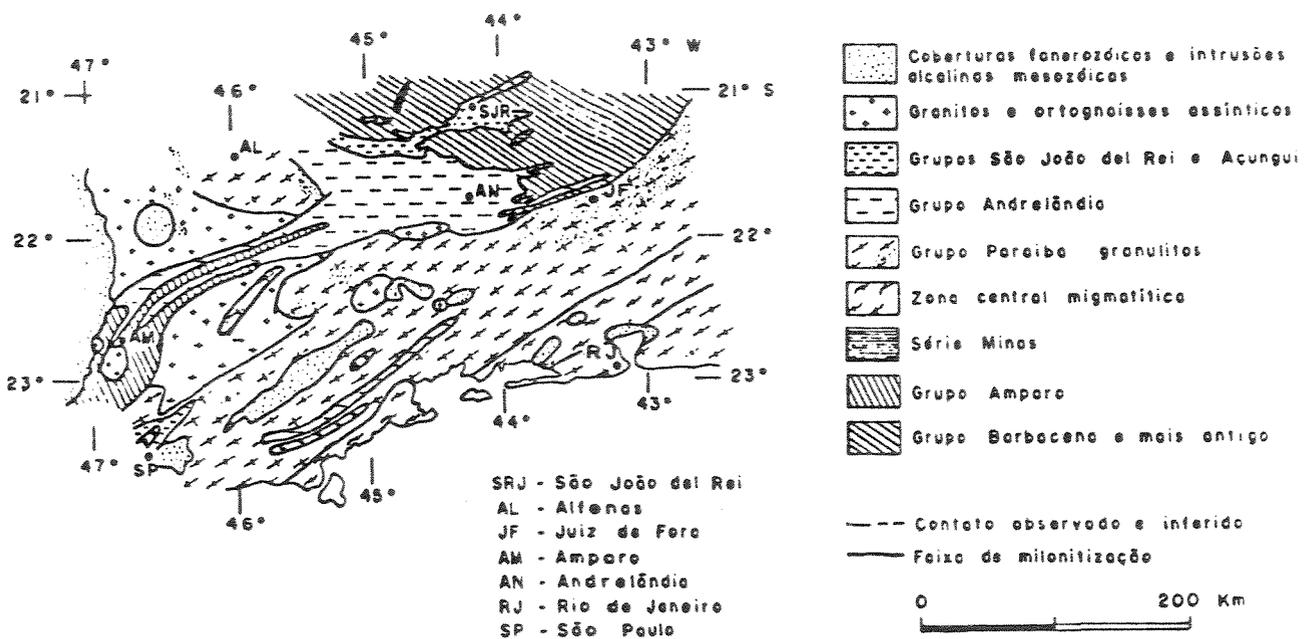


Figura 2.3 - Mapa geológico do sul de Minas Gerais e áreas adjacentes, segundo EBERT (1968).

O Grupo Amparo é considerado como pertencente ao Bloco Jundiá (HASUI & SADOWSKI, 1976; WERNICK *et al.*, 1976) ocorrendo ao norte das falhas de Jacutinga, Camanducaia e Jundiuvira-Itu. Na altura de Bueno Brandão, para leste, a sua área de exposição sofreria um estreitamento passando a constituir uma faixa entre os Complexos Graníticos de Socorro e Pinhal, em relação aos quais exibiria contatos eminentemente

transamazônica, com o Grupo Amparo, na região leste do Estado de São Paulo e sudoeste de Minas Gerais, sendo o Grupo Amparo até as proximidades de São Gonçalo do Sapucaí, em Minas Gerais, sendo considerado como uma unidade tranzamazônica.

EBERT (1971) considerava o Grupo Amparo como o embasamento do Grupo Itapira, enquanto que WERNICK & PENALVA (1973) interpretaram que estes Grupos representariam variações faciológicas de seqüências equivalentes.

Na região de Pouso Alegre, CHOUDHURI *et al.* (1978) confirmaram a individualização dos Grupos Amparo e Itapira segundo critérios litológicos e metamórficos, sugerindo duas hipóteses para o posicionamento estratigráfico dos gnaisses intensamente migmatizados de Silvianópolis: estes representariam um nível crustal mais profundo do Grupo Amparo ou constituiriam o embasamento desta unidade.

FIORI *et al.* (1978), com base em dados estruturais (polifásicos) consideram os metatexitos, diatexitos e granitos autóctones da região de Silvianópolis como mais antigos que o Grupo Amparo, e propuseram um modelo de evolução policíclica, com fases de dobramentos atribuíveis aos ciclos Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro, para a região leste de São Paulo e sudoeste de Minas Gerais. A unidade migmatítica basal ao Grupo Amparo foi denominada de Complexo Silvianópolis por estes autores, que a admitiram de idade arqueana, correlacionando-a ao Complexo Barbacena.

FIORI (1979), FIORI & CHOUDHURI (1979) e FIORI *et al.* (1981) analisaram detalhadamente os padrões estruturais e metamórficos do Grupo Amparo e Complexo Silvianópolis e neste último incluíram os granulitos da região de Machado-Serrania.

CAVALCANTE *et al.* (1979) reclassificou o Grupo Amparo como Complexo e incluiu nesta unidade parte das litologias do Grupo Itapira e os ortognaisses e granitóides da região de São Gonçalo do Sapucaí e Silvianópolis.

O Complexo Amparo foi considerado por WERNICK & ARTUR (1983), ARTUR & WERNICK (1984), ARTUR (1988) e ARTUR *et al.* (1988), como uma unidade da infraestrutura de natureza essencialmente ortoderivada de idade tranzamazônica (Fig. 2.4). Litologicamente é composto de ortognaisses e migmatitos, cujos paleossomas seriam pré-tranzamazônicos, total ou parcialmente descaracterizados pelos retrabalhamentos ocorridos durante o Proterozóico Inferior. Durante o Ciclo Brasileiro estas rochas sofreram um novo

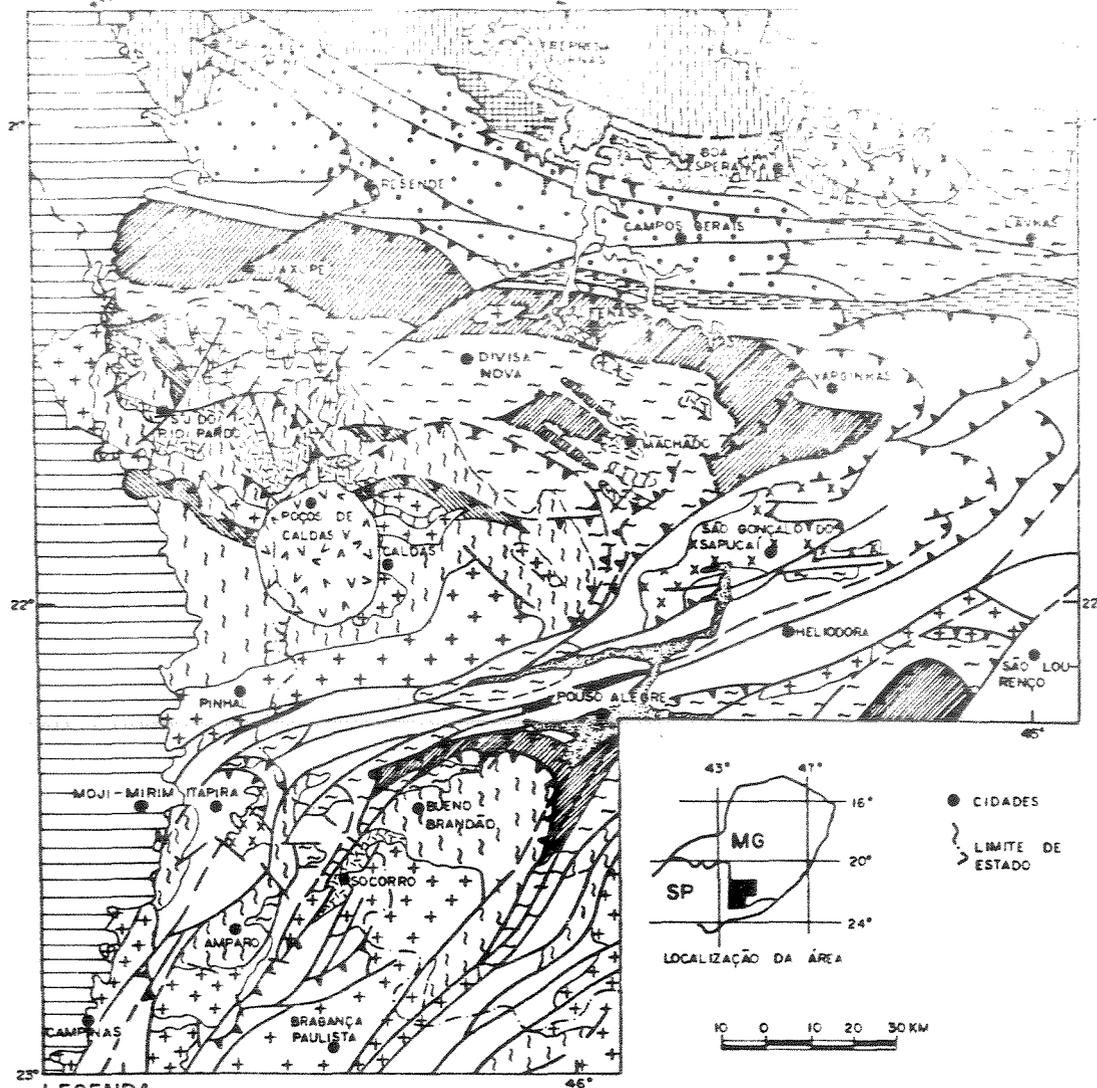


Figura 2.4 - Mapa geológico simplificado do sul do Estado de Minas Gerais e porções adjacentes do Estado de São Paulo, segundo ARTUR et al. (1988).

retrabalhamento, provocando grandes modificações nestas rochas. Estes autores reafirmaram o Complexo Amparo como representante do embasamento dos Complexos Itapira e Andrelândia e sugeriram que a denominação Complexo Silvianópolis fosse abandonada em favor do Grupo Amparo, de EBERT (1968).

SILVA *et al.* (1988) conservaram o termo Complexo Silvianópolis para os gnaisses e migmatitos transpostos que não apresentam nitidamente natureza paraderivada na região das folhas São Gonçalo do Sapucaí e Heliódora. No entanto, eles retiraram de sua definição original os granulitos e gnaisses migmatíticos associados, considerando-os como parte do Complexo Varginha - Guaxupé. Baseados em dados geocronológicos já realizados na região em questão e somando os aspectos estruturais, estes autores consideram que o Complexo Silvianópolis deva representar a infra-estrutura arqueana, que teria sofrido rejuvenescimentos posteriores, onde estão embutidas estreitas faixas de supracrustais proterozóicas, representadas pelo Complexo Lambari e Grupo Andrelândia.

CAMPOS NETO *et al.* (1990) consideraram o Complexo Amparo e Complexo São Gonçalo do Sapucaí como as unidades mais antigas (Arqueano ao Proterozóicos Inferior) da porção ocidental da Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande no contexto da área estudada. O Complexo Amparo, para estes autores, é constituído por migmatitos estromáticos e flebiticos, intensamente deformados e ortognaisses afetados por anatexia em proporções variáveis. Quimicamente os ortognaisses definem tendências coerentes que sugerem plutonismo cálcio-alcalino (SILVA *et al.* 1988). O Complexo São Gonçalo do Sapucaí foi definido por PERROTA *et al.* (1989) na região da Folha São Gonçalo do Sapucaí (1:50.000). Na sua definição original, o referido Complexo aflora num corpo contínuo, situado a noroeste da Zona de Cisalhamento Três Corações e em corpos menores a sudeste e noroeste de Amparo. Compreende duas associações: ortognaisses homogêneos e seqüência bandada (vulcano-sedimentar).

Datações geocronológicas pelo método Rb/Sr envolvendo rochas tidas como Complexo Amparo e/ou Complexo Silvianópolis (dependendo dos autores envolvidos) citadas em ARTUR (1980,1988), ARTUR *et al.* (1988), TEIXEIRA (1985), OLIVEIRA *et al.* (1986), TASSINARI (1988), HEILBRON *et al.* (1989) e CAMPOS NETO *et al.* (1990) sugerem processos de acreção crustal a 2.8 e 2.15 G.a. Um valor de 3.4 G.a. com razão U^{238}/Pb^{204} de 7,58 em migmatitos de Amparo forneceu o período mais antigo de adição de Pb na crosta, conforme dado fornecido verbalmente por Basei em PERROTA (1991).

Andrelândia, com o padrão geoquímico característico de ETR, as ortogneisses migmatíticas de Felha Pouse Alegre (1:50.000), CHOUDHURI & IYER (1988) sugerem uma unidade tectono-magmática diferenciada, gradativa de composições tonalíticas a granodioríticas. Os padrões dos ETR assemelham-se aos padrões de gnaisses do Arqueano Superior e Proterozóico Inferior já publicados na literatura.

2.3. Unidades supracrustais do Proterozóico Inferior e Médio

EBERT (1968), através de extensivos trabalhos geológicos realizados no sul de Minas Gerais, identificou um conjunto de rochas metamórficas de origem sedimentar, consideradas de idade Neoalgonquiana (Proterozóico Superior). Este autor definiu as três seqüências metassedimentares e as formalizou como Grupos: São João del Rei, Andrelândia e Paraíba, interpretados como variações faciológicas de um único ciclo sedimentar. As unidades acima citadas representariam, num modelo geotectônico baseado na teoria geossinclinal, os níveis: epi-, meso- e catazonal de uma orogênese Assíntica (Brasiliano).

O Grupo Andrelândia, na sua definição original por EBERT(1956), compreende uma seqüência de estauroлита-cianita-granada xistos, com intercalações de quartzitos e metagrauvacas na base, aflorantes no sul de Minas Gerais.

A continuidade do Grupo Andrelândia em direção ao Estado de São Paulo foi reconhecida por EBERT (1968), numa seção entre São Gonçalo do Sapucaí e Amparo. Este autor individualizou duas faixas de metassedimentos, separados pelo embasamento (Grupo Amparo). Devido à falta de continuidade física entre as duas, este autor utilizou a denominação de Grupo Itapira (EBERT, 1971) para faixa mais a sul (Fig. 2.3).

Utilizando-se dos quartzitos encaixados na seqüência metassedimentar do Grupo São João del Rei, na Formação Rio das Elvas, EBERT (1971) observou uma extrema modificação na litofaciologia sedimentar destas rochas. A Formação Rio das Elvas, que é composta predominantemente de filitos com intercalações de quartzitos e de metagrauvacas, modifica-se através da diminuição de filitos e aumento de grauvacas, para uma fácies francamente arcoseana onde os filitos ficam restritos a pequenos filmes. Desta forma, EBERT (1971) denominou de Formação Lambari o equivalente estratigráfico da Formação Rio das Elvas em fácies rica em feldspato, tipicamente composta de meta-arcóseos. Além da variação do litofácies pré-metamórfico, existe também um ligeiro aumento no grau de metamorfismo, pois

Formação Rio Elvas, unidade litológica que não foi formalizada, que as da Formação Rio das Elvas.

CANALICANTE *et al.* (1971) reclassificaram o Grupo Andrelândia como Complexo e a Formação Lambari como unidade, sendo esta última pertencente ao Complexo São João del Rei. Em linhas gerais estes autores mantiveram as definições originais de EBERT (1968 e 1971), porém estenderam os limites do Grupo Andrelândia para sudeste (zona de transição entre Grupo Andrelândia e Paraíba) bem como para norte (parte do Grupo Varginha).

Os trabalhos desenvolvidos por TROUW *et al.* (1980, 1983, 1984) levaram à elaboração de uma nova proposta estratigráfica para os metassedimentos do sul de Minas Gerais. Os autores definiram uma seqüência, Grupo Carrancas, de características intermediárias entre os Grupos São João del Rei e Andrelândia, constituída de quartzitos na base (Formação São Tomé) e filitos grafitosos no topo (Formação Campestre).

Para ARTUR *et al.* (1988), o Grupo Andrelândia/Itapira e unidades equivalentes foram consideradas associações supracrustais do Proterozóico Inferior, cujo metamorfismo principal foi do tipo barroviiano, exibindo um aumento do grau metamórfico de norte para sul e de noroeste para sudeste. Litologicamente corresponderiam a uma seqüência metavulcano-sedimentar, cujo arcabouço é representado principalmente por metapelitos e metarcósios com intercalações de metagrauvascas. Nas porções basais seria frequente a presença de migmatitos de injeção e de anatexia (Fig. 2.4).

SILVA *et al.* (1988) reclassificaram a Formação Lambari, de EBERT (1971), como Complexo. Estes autores, baseado em trabalhos desenvolvidos por PADILHA (1984; *in*: SILVA *et al.*, 1988), consideram os gnaisses bandados do referido Complexo como de origem vulcano-sedimentar e de idade mínima tranzamazônica. O Complexo Lambari representaria o assoalho de toda área de ocorrência do Grupo Andrelândia.

ANDREIS *et al.* (1989) definiram quatro Ciclos Depositionais (C.D.) proterozóicos na porção ocidental da Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande: Tiradentes, Lenheiro, Carandaí e Andrelândia. O C.D. Andrelândia foi interpretado como decorrente de um longo processo transgressivo desenvolvido numa bacia, separadamente dos outros C.D.. O C.D. Andrelândia foi correlacionado com a Formação Rio Elvas (EBERT, 1971) e unidades A - E do Grupo Andrelândia (TROUW *et al.* 1986).

Para RIBEIRO *et al.* (1990), os quatro Ciclos Depositionais propostos por ANDREIS *et al.* (1989) estão associados localmente a atividades ígneas, representadas por rochas máficas,

de 1980, com o intuito de estabelecer a idade dos TT1 e TT2, a partir de datações de Sm-Nd em granadas de metamorfismo de DT (1989). Estes autores dataram TT1 Uruaçu em 1.13 Ga e TT2 em 1.03 Ga.

CAMPOS NETO *et al.*(1990) consideraram que as seqüências supracrustais da porção ocidental da Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande tenha origem sedimentar e vulcano-sedimentar, com paleogeografias distintas que evoluíram no Proterozóico Médio. Utilizando do conceito de associações de sistemas deposicionais, estes autores definiram três grandes Sequências (S.): S. plataformar transgressiva Carrancas, S. grauvaquica Andrelândia e S. plataformar progradacional Itapira. A S. grauvaquica Andrelândia foi interpretada como uma bacia vulcano-clástica, tipo *back-arc* que transiciona para termos mais pelíticos da S. plataformar Carrancas.

As datações radiométricas obtidas pelo método Sm-Nd por TROUW & PANKHURST (1993) indicam que a sedimentação do Grupo / Ciclo Depositional Andrelândia deva ter ocorrido entre 1.9 e 1.78 Ga. A idade do metamorfismo, obtida através de granadas metamórficas, indicou idades em torno de 0.6 Ga (Brasiliano). Este último dado levanta controvérsias sobre a existência ou não de um retrabalhamento no Uruaçuano, conforme anteriormente proposto por HEILBRON *et al.*(1989) utilizando o método Rb-Sr.

3.1. Introdução

As unidades litológicas reconhecidas neste trabalho estão representadas basicamente por rochas cristalinas precambrianas metamorfizadas e tectonizadas, estando os sedimentos recentes restritos aos principais vales dos cursos de água. Neste trabalho serão abordadas somente as rochas cristalinas.

A área estudada apresenta uma sequência de rochas metassedimentares que encerra gnaisses e migmatitos com um espectro composicional entre biotita gnaisse e granada-biotita gnaisse, além de raros quartzitos e anfibolitos. Esta sequência é correlacionável ao Grupo Andrelândia de ARTUR *et al.* (1988), com ressalvas a idade radiométrica proposta por estes autores e também a unidade basal do Grupo Andrelândia de TROUW *et al.* (1986). Este conjunto é considerado, neste trabalho, como terrenos supracrustais sobrepostos tectonicamente por ortognaisses tonalíticos correlacionáveis ao Grupo Amparo (ARTUR *et al.*, 1988). Os últimos são considerados como terrenos da infra-estrutura. Ocorre ainda um complexo ígneo intrusivo no conjunto da infra-estrutura, composto predominantemente de augen gnaisses graníticos (Anexo 01).

A distinção entre os gnaisses do conjunto supracrustal e os gnaisses da infra-estrutura foi dificultada por diversos fatores. Dentre estes podemos citar: os gnaisses não contêm na sua maioria associações minerais aluminosas, o metamorfismo atingiu o início da anatexia, e o alto nível de intemperismo em que as rochas se encontram. Entretanto estas litologias puderam ser distinguidas através principalmente das intercalações de quartzitos, gradações composicionais e continuidade física com áreas circunvizinhas.

3.2. Infra-estrutura

As principais litologias da infra-estrutura estão representadas pelo hornblenda gnaisse e o augen gnaisse. Embora não existam dados geocronológicos na área estudada, estas litologias ortoderivadas são consideradas como pertencentes à infra-estrutura pela correlação com áreas circunvizinhas, nas quais elas são também descritas como terrenos da infra-estrutura (ARTUR, 1988).

3.2.1. Hornblenda gnaíse

Distribuição e aspectos de campo

Esta unidade aflora principalmente na porção sul da área mapeada, numa faixa de direção aproximada leste-oeste, de feições topográficas arrasadas. A maior parte dos afloramentos está em estágio avançado de intemperismo. Quando intemperizada, esta litologia apresenta coloração rósea a roxa com pontos ocre sempre acompanhada de bandas brancas, centimétricas a métricas (material quartzo-feldspático alterado). Os melhores afloramentos encontram-se nos quadrantes sudoeste e sudeste do mapa. Ocorrem ainda exposições a oeste e norte da área.

O hornblenda gnaíse ocorre como uma unidade bastante homogênea, apresentando coloração em tons variados de cinza, granulação média e um bandamento tectônico (no sentido de MYERS, 1978) milimétrico irregular e descontínuo (Foto 3.1). Na observação macroscópica da sua mineralogia, verificam-se: quartzo, feldspato, anfibólio, biotita e menos frequentemente epidoto.

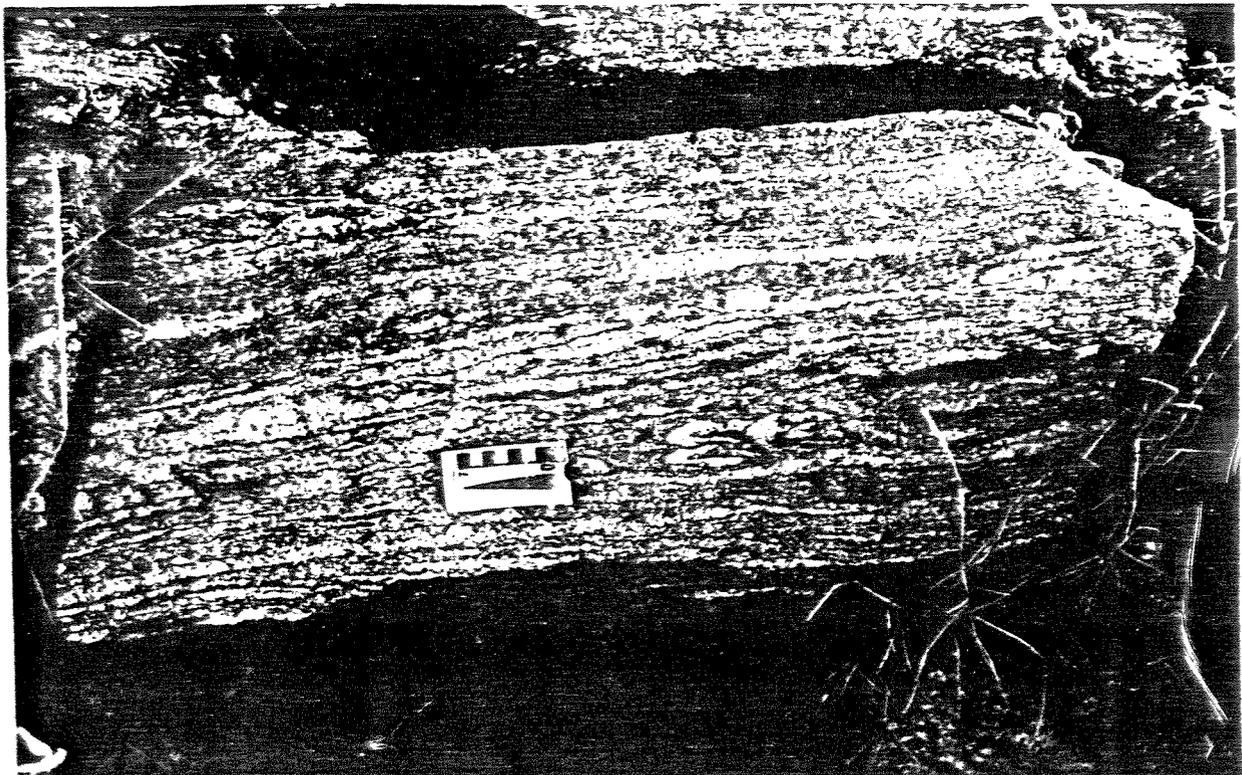


Foto 3.1 - Aspecto de campo do hornblenda gnaíse da infra-estrutura. Ponto 07.

O hornblenda gnaíse encontra-se localmente migmatizado, sendo comum a estrutura flebítica (MEHNERT, 1968). Bandas estromáticas de leucossoma granodiorítico sugerem

ter, anaféris. Remobilizados por diferenciação metamórfica (metamorfismo), também ocorrem dando um aspecto mais ou menos bandado em afloramentos.

Petrografia

Esta litologia apresenta uma textura granoblástica a granonematoblástica inequigranular. Compõem a sua mineralogia principal: plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita. Subordinadamente ocorrem epidoto, titanita, allanita, apatita, zircão, microclínio, sulfetos e óxidos. Os dois últimos podem estar ausentes.

O plagioclásio tem composição de oligoclásio e ocorre como grãos idiomórficos a subidiomórficos com geminações polissintéticas tipo albita e periclínio, combinadas ou não, e Carlsbad. Bordos mirmequíticos são comuns no contato com microclínio. Os grãos maiores (2,0 mm) apresentam inclusões de anfibólio, biotita, epidoto e quartzo. Antiperititas são raras. Em algumas lâminas este mineral encontra-se parcialmente saussuritizado. A transformação deste mineral para epidoto é bastante comum. Quanto às microestruturas observam-se fraturas, extinção ondulante, geminações mecânicas (estágios 1 a 3 de LAURENT, 1974), e mais raramente recristalização nos bordos.

O quartzo apresenta-se com extinção ondulante por setores, em grãos de tamanho médio (estágios 1 a 3 de LAURENT, 1974).

A hornblenda tem coloração verde e fórmula pleocróica: x = amarelo claro; y = verde oliva pálido; z = verde azulado pálido. Os cristais são subidiomorfos e possuem tamanhos de grão médio de 2,8 mm. Localmente este mineral mostra transformações para biotita, epidoto e titanita ao longo de suas clivagens. São comuns inclusões de allanita e zircão. Geminações polissintéticas são raras. Este mineral compõe a foliação da rocha juntamente com a biotita.

A biotita mostra pleocroísmo desde a coloração marrom-esverdeada até marrom-amarelada. Ocorre na forma de ripas de granulação média, concordantes com a foliação, ou ainda como grãos esqueléticos, em ambos os casos formando-se a partir da hornblenda. Precipitação de óxidos ao longo da clivagem deste mineral é comum. Inclusões de zircão e allanita formando halos pleocróicos são constantes. A biotita mostra transformações para titanita, principalmente ao longo de sua clivagem. Localizadamente, apresenta extinção ondulante.

O epidoto é formado geralmente a partir de núcleos de allanita nas hornblendas, biotitas e plagioclásios, ou a partir de plagioclásio e hornblendas. São em geral subidiomorfos a xenomorfos (esqueletais), porém chegam a formar grãos idiomorfos. São incolores e não pleocróicos e raramente mostram geminação polissintética.

A titanita é subidiomórfica a idiomórfica. Forma-se geralmente a partir da clivagens da hornblenda e da biotita, ou no contato entre estes dois minerais. Algumas vezes apresenta no seu núcleo um mineral opaco, possivelmente ilmenita.

O microclínio nem sempre está presente e aparenta ser intersticial em relação ao quartzo e plagioclásio quando ocorre em pequenas quantidades. Quando em maiores proporções ocorre compondo a fábrica da rocha. É comum a ocorrência de mirmequitas nos seus bordos. Zircão, apatita e allanita estão sempre presentes como minerais traços.

Protomilonitos e milonitos

Os hornblenda gnaisses, quando afetados por zonas de cisalhamento, passam a apresentar feições texturais e estruturais miloníticas e distribuem-se numa faixa de aproximadamente 3 km de largura no âmbito da Zona de Cisalhamento Três Corações (ZCTC), Anexo 01. A deformação nesta faixa foi intensa, porém não foi uniformemente distribuída (heterogênea) gerando uma grande diversidade de feições texturais e estruturais.

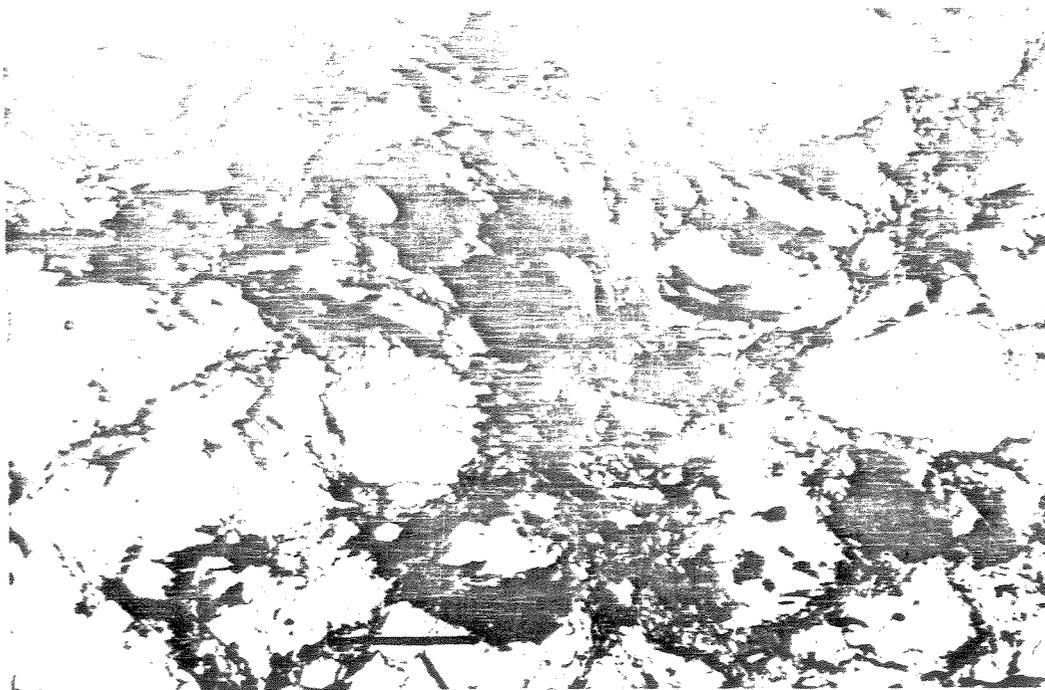
No campo, os protomilonitos apresentam uma coloração esverdeada, granulação fina e sua textura é bastante distinta. Já os **milonitos** ocorrem no campo como faixas de espessura centimétrica de cor verde escura, onde observam-se porfiroclastos rotacionados imersos em uma matriz muito fina.

Petrografia

Ao microscópio, o **protomilonito** é caracterizado por texturas originais parcialmente preservadas, envoltas por uma foliação milonítica incipiente (Foto 3.3).

O feldspato, na sua maioria plagioclásios, apresenta forma subarredondada e tamanho médio de 1,40 mm, comportando-se de maneira rúptil mostrando fraturas, e dúctil mostrando extinção ondulante e geminação mecânica.

Os cristais de quartzo desenvolvem lamelas e bandas de deformação podendo evoluir para recristalização dinâmica (estágio 5 de LAURENT, 1974). Ocorrem também preenchendo fraturas nos feldspatos. O tamanho de grão varia de 0,01 mm a 0,15 mm.



B

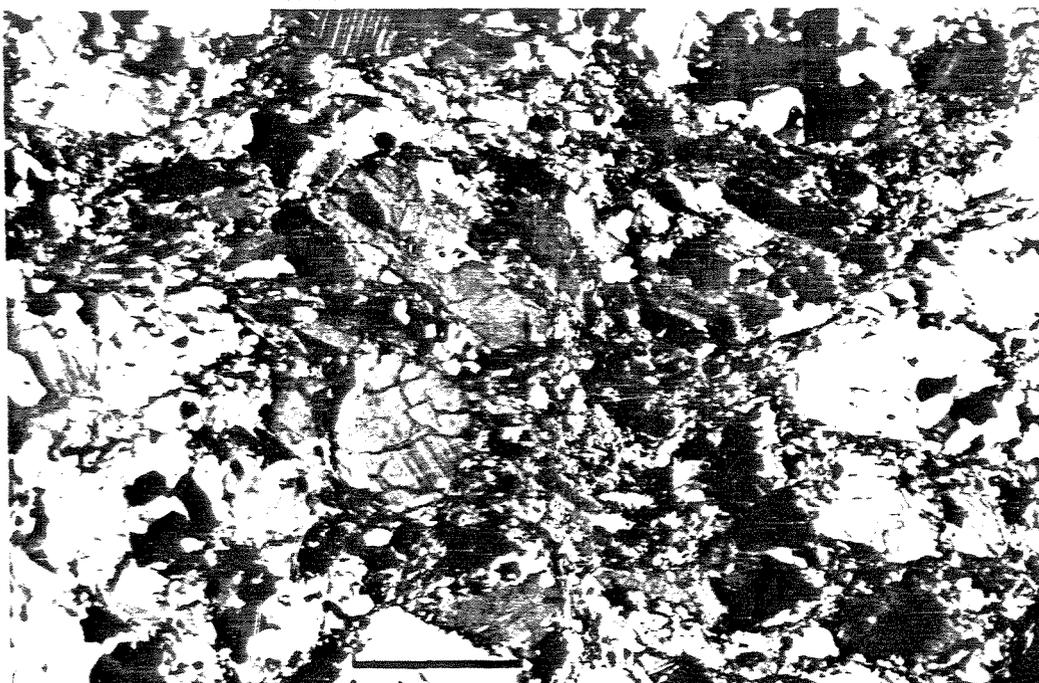
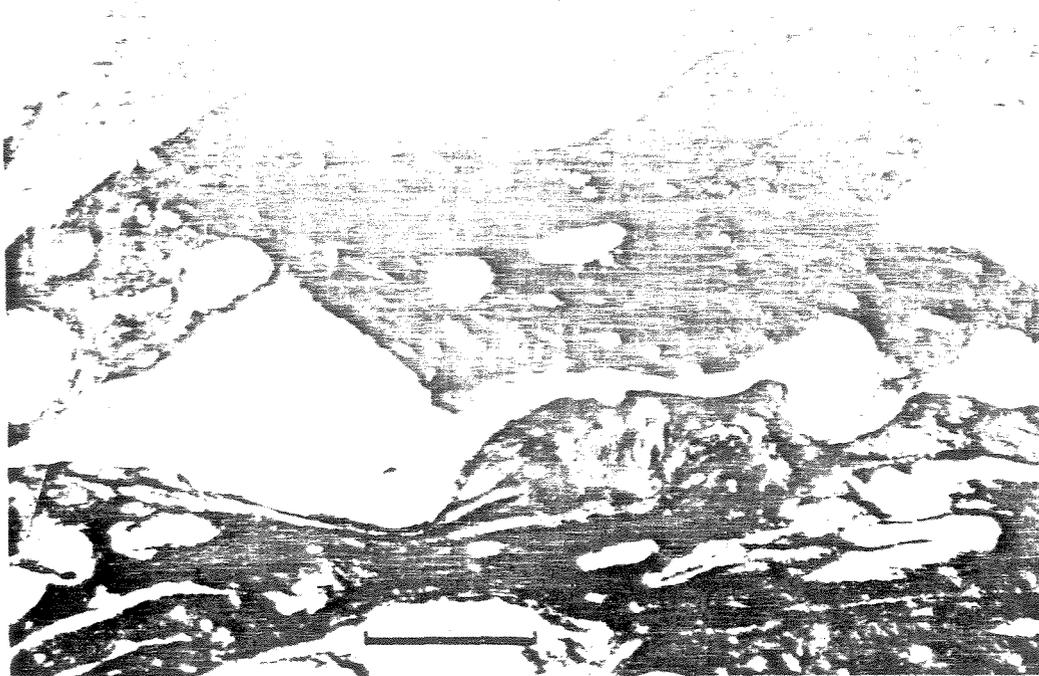


Foto 3.2 - Fotomicrografia mostrando aspecto geral do hornblenda gnaiss protomilonítico. A) LN e B) LP (Barra= 1,0mm). Ponto 63.

A hornblenda ocorre em grãos de tamanho médio de 1,50 mm, com semelhante fórmula pleocróica das rochas não miloníticas, descritas anteriormente.

A biotita apresenta, nos grãos maiores, pleocroísmo marrom a marrom-claro, e nos grãos recristalizados (cominuídos), o pleocroísmo em tons de verde-claro. Este mineral apresenta um comportamento dúctil e os grãos menores começam a se distinguir como uma matriz fina em porções localizadas da lâmina.



B

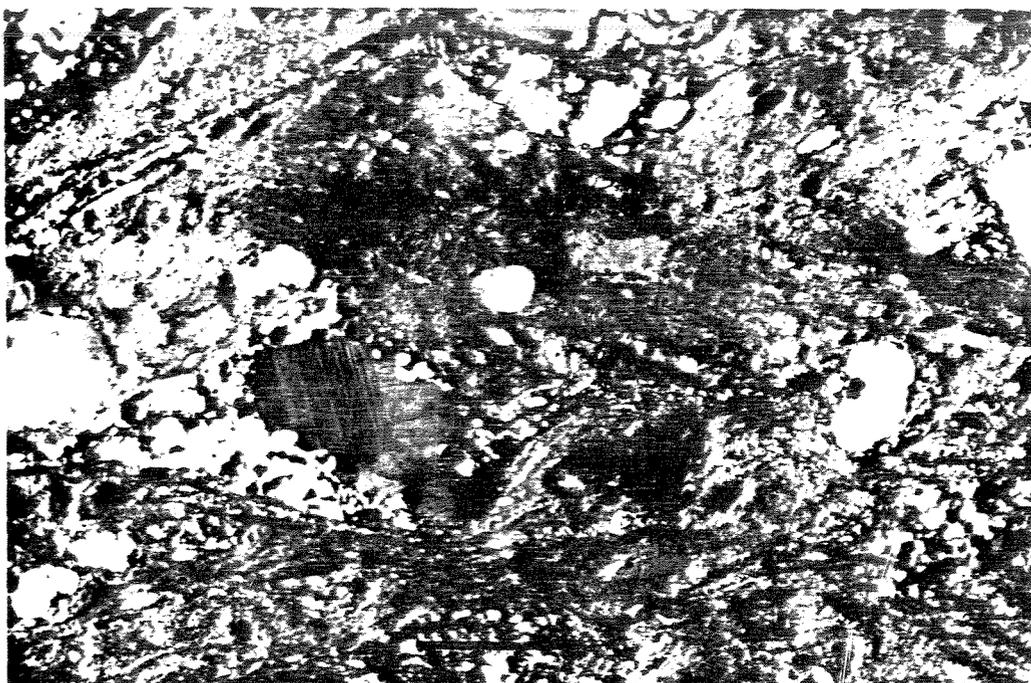


Foto 3.3 - Fotomicrografia mostrando aspecto geral do hornblenda gnaiss milonítico. A) LN e B) LP (Barra= 1,0 mm). Ponto 160

A biotita ocorre em sua maior parte compondo a matriz em grãos muito finos (<0,01 mm). O pleocroísmo se dá como nos protomilonitos. Os grãos maiores (0,15 mm) mostram extinção ondulante e chegam a formar *mica-fish* (estágio 3 de LAURENT, 1974).

O epidoto ocorre recristalizado compondo a matriz ou também como porfiroclastos rotacionados, de tamanho médio de 0,35 mm, formando sombras de pressão. Podem apresentar ou não núcleos de allanita.



Foto 3.4 - Fotomicrografia mostrando porfiroclasto de microclínio entre as superfícies S e C do hornblenda gnaisse milonítico. As mirmequitas se formam ao longo das margens do referido grão que estão subparalelas a superfície S. Nas caudas observa-se o microclínio recristalizado. LP (Barra= 1,0 mm). Ponto 160.

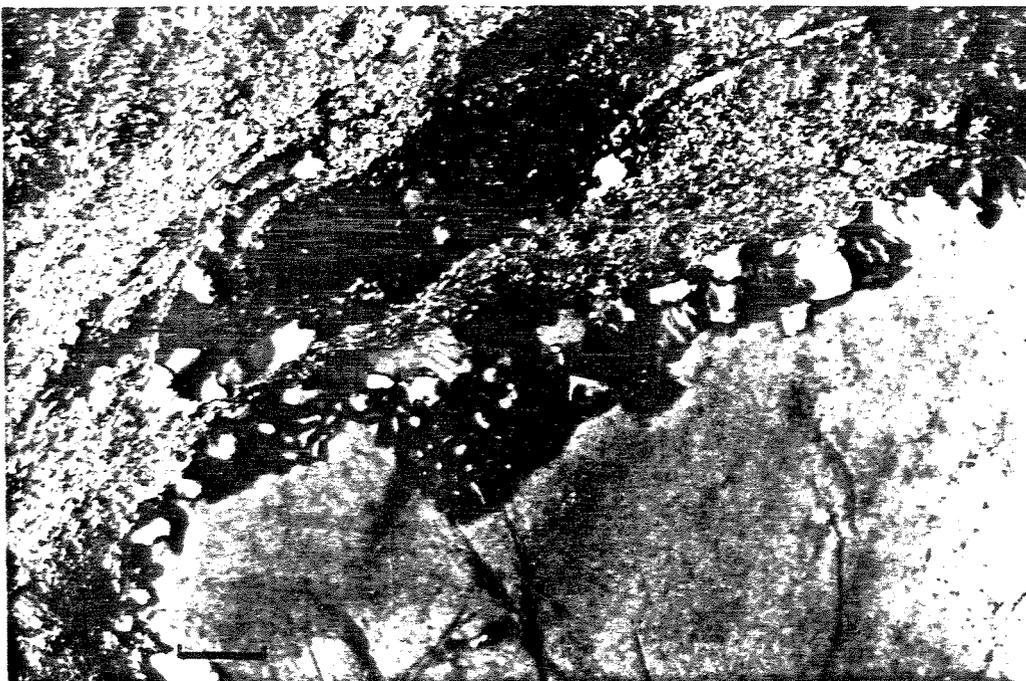


Foto 3.5 - Fotomicrografia mostrando um detalhe da Foto 3.4. A morfologia das mirmequitas é consistente com o movimento dextral. LP (Barra= 0,1 mm). Ponto 160.

Relações de contato

O contato entre o hornblenda gnaisse e os paragneisses é tectônico. O contato a sul e a norte, ao que tudo indica, se faz por um cavalgamento de médio ângulo ($<45^{\circ}$), o qual

causado por este empurrão estratigráfico colocando o empurramento sobre o conjunto supracrustal. Outra consequência deste cavalgamento é uma estreita zona de metamorfismo retrógrado de baixa intensidade observada no hornblenda gnaisse ao longo da zona de contato, materializada por uma auréola de biotita e epidoto, que pode ser vista com auxílio de lupa no campo. Esta auréola pode ter sido ocasionada pelo aporte de fluidos trazido por este empurrão. Considerando-se que este empurrão se deu a níveis crustais mais rasos (temperaturas mais baixas), esta zona de contato teria provavelmente uma espessura de poucos metros, o que torna mais difícil a sua delimitação precisa no campo devido ao estágio avançado de intemperismo e a escassez de afloramentos.

A sudeste da área mapeada, o contato por cavalgamento é truncado e inflexionado por uma zona de cisalhamento subvertical e transcorrente (Anexo 01 e 02). Ao longo deste contato observam-se estruturas típicas de uma zona de cisalhamento transcorrente dextral, de caráter dúctil-rúptil. Dentre estas estruturas podemos citar: foliações S-C, estreitas zonas milonitizadas, além de outras que serão detalhadamente descritas no Capítulo 4.

3.2.1.1. Caracterização Litogeoquímica

Foram analisadas, quimicamente, três amostras do hornblenda gnaisse e os resultados estão demonstrados na Tabela 3.1 e a localização destas estão mostradas no mapa geológico (Anexo 01).

As análises químicas tiveram como objetivo a classificação e também uma melhor caracterização da referida unidade litológica, facilitando assim sua correlação com unidades de mapeamento propostas no quadro geológico regional.

Cabe ressaltar que não foram estimadas ou quantificadas as mudanças composicionais/químicas ocorridas nestas rochas durante a evolução tectono-metamórfica da área, ou seja, se elas atingiram intensidade que impossibilitou o tratamento químico referentes aos elementos maiores e mesmo alguns traços. De qualquer maneira, a escolha das amostras foi seletiva no sentido de optar-se por amostras menos intemperizadas e não milonitizadas.

Devido ao pequeno número amostras analisadas, decidiu-se somente pela utilização de diagramas classificatórios, pois o número de amostras não foi suficiente para fazer-se considerações relativas a seus ambientes tectônicos de formação, bem como identificação de seu protólito.

A classificação petrográfica (STRECKEISEN, 1976) mostra que esta rocha apresenta uma composição variando de tonalítica a granodiorítica (Fig.3.1). Já a classificação química (LE MAITRE, 1989) mostra que as três amostras analisadas possuem composição granodiorítica (Fig.3.2). Isto deve-se principalmente ao fato da classificação petrográfica utilizar somente os minerais félsicos (quartzo, plagioclásio e feldspato potássico), enquanto que a classificação química envolve a composição global da rocha, abrangendo tanto os minerais máficos (anfíbólio, biotita, titanita) quanto os félsicos.

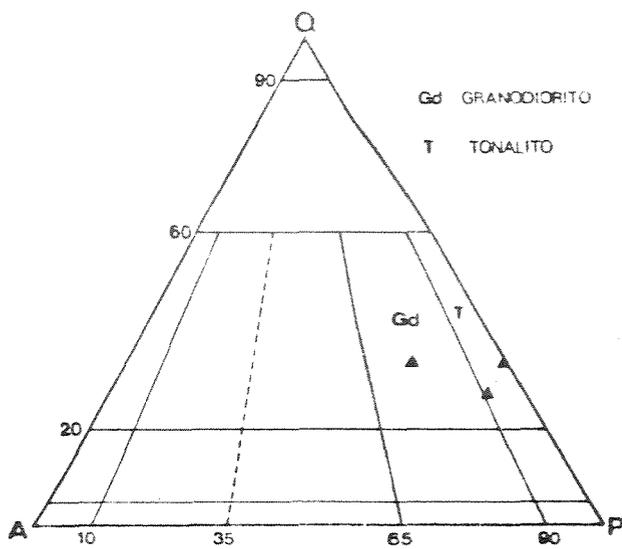


Figura 3.1 - Diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976) para os hornblenda gnaisses da infra-estrutura.

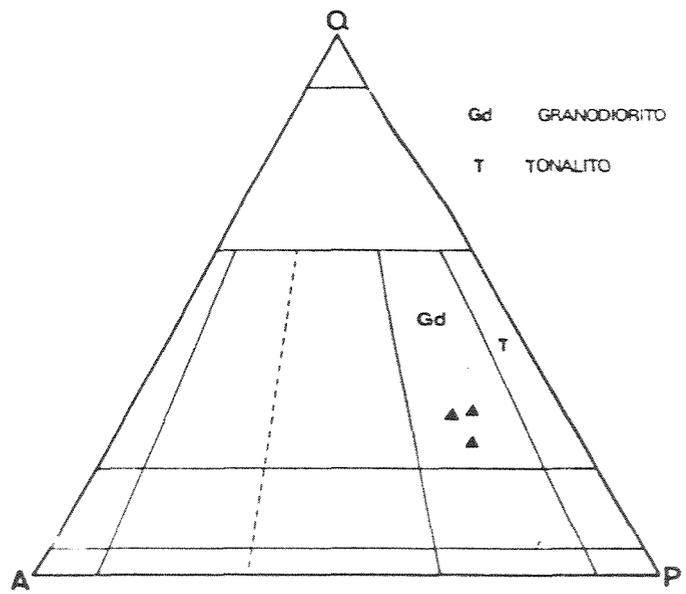


Figura 3.2 - Diagrama QAP (LE MAITRE, 1989) para os hornblenda gnaisses da infra-estrutura.

de 1000 a 2000, com valores normativos de $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ variando de 100 a 1500 (LA ROCHE *et al.* (1980)).
 Os resultados obtidos com os dados e procedimentos no diagrama normativo An-Ab-Or de O'CONNOR (1965), Figura 3.4 -

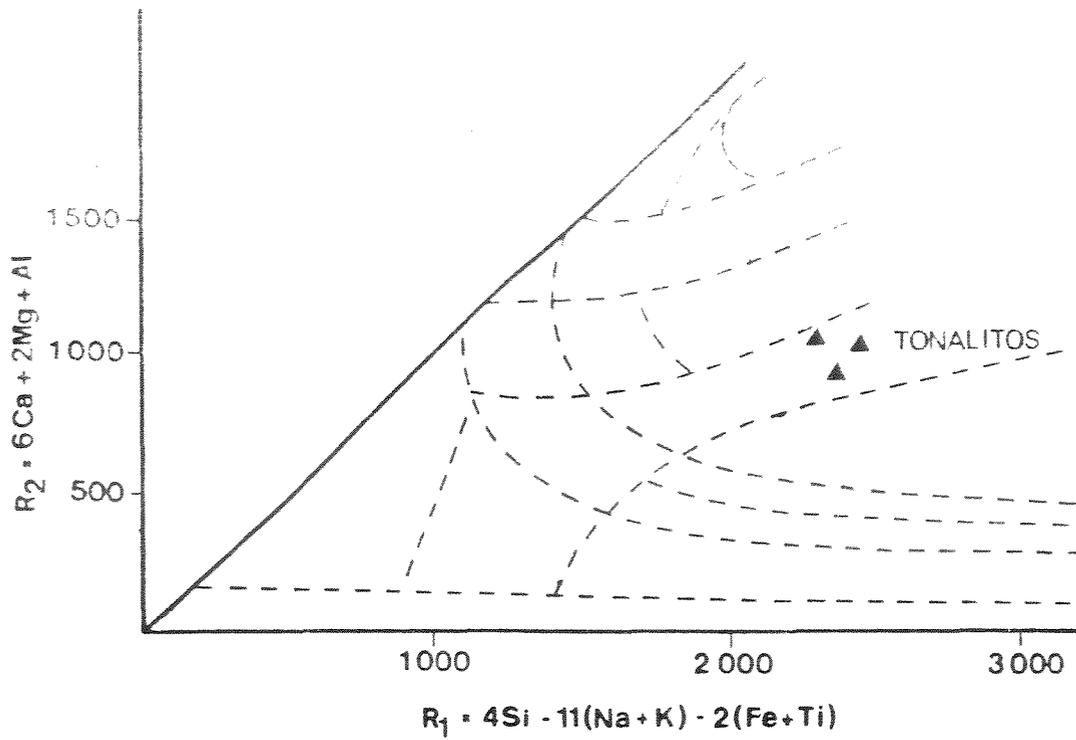


Figura 3.3 - Classificação química-mineralógica segundo LA ROCHE *et al.* (1980) para os hornblenda gnaisses da infra-estrutura no diagrama $R_1 \times R_2$.

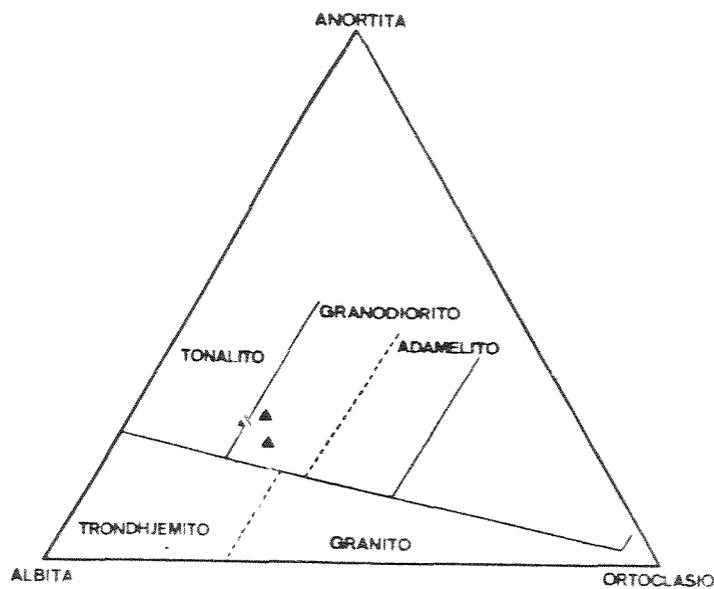


Figura 3.4 - Diagrama An-Ab-Or (normativo) de O'CONNOR (1965) para os hornblenda gnaisses da infra-estrutura.

O hornblenda gnaiss apresenta caráter peraluminoso (Fig. 3.5) segundo o diagrama elaborado por MANIAR & PICCOLI (1989). No diagrama $\text{SiO}_2 \times (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ de IRVINE & BARAGAR (1971), todas as amostras posicionam-se no campo das rochas subalcalinas (Fig. 3.6). No diagrama AFM, dos mesmos autores acima citados (Figura 3.7), os ortognaisses posicionam-se no campo cálcio-alcálico.

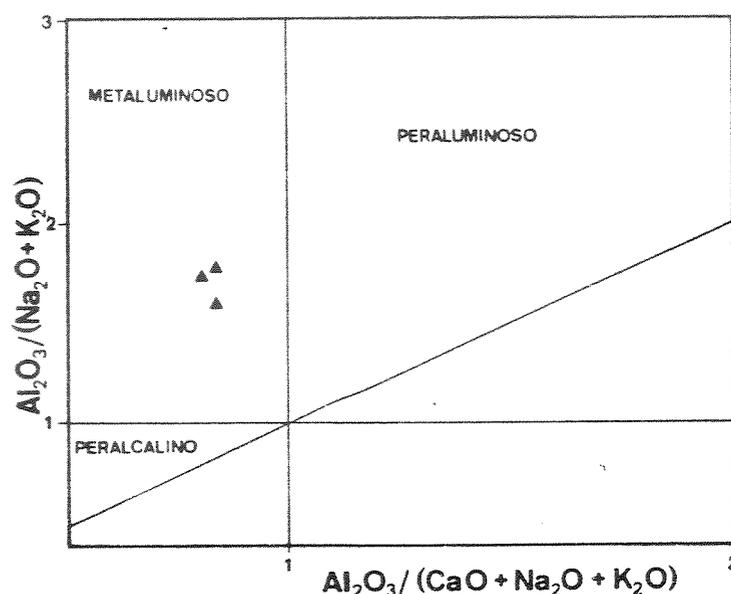


Figura 3.5 - Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}) \times \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ de MANIAR & PICCOLI (1989) para os hornblenda gnaisses da infra-estrutura.

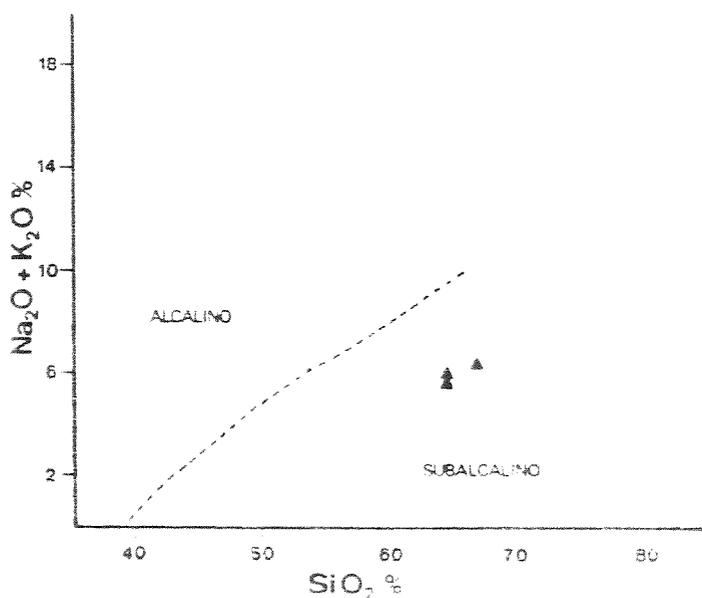


Figura 3.6 - Diagrama $\text{SiO}_2 \times (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ de IRVINE & BARAGAR (1971) para os hornblenda gnaisses da infra-estrutura.

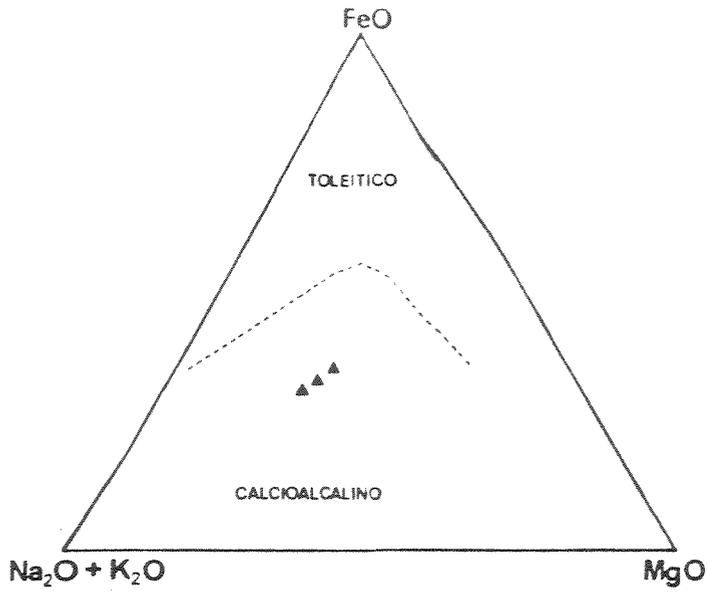


Figura 3.7 - Diagrama AFM (IRVINE & BARAGAR,1971) para os hornblenda gnaisses da infra-estrutura.

	SGRM73	SGRM85	SGRM106
SiO ₂ (%)	64,20	65,90	63,50
TiO ₂	0,58	0,45	0,46
Al ₂ O ₃	14,20	14,00	14,60
Fe ₂ O ₃	2,69	0,59	1,26
FeO	2,84	3,72	3,46
MnO	0,09	0,07	0,08
MgO	4,00	3,25	3,52
CaO	5,00	4,42	5,40
Na ₂ O	3,34	3,55	3,74
K ₂ O	2,29	2,71	2,09
P ₂ O ₅	0,17	0,13	0,16
H ₂ O	0,11	0,02	0,07
PF	0,77	0,84	0,94
Total	100,28	99,65	99,28
Cr (ppm)	100	84	120
Co	30	30	40
Ni	62	45	49
Cu	30	50	35
Zn	69	56	63
Rb	75	63	57
Sr	534	512	583
Y	16	14	16
Zr	146	114	128

Tabela 3.1 - Resultado de análises químicas do hornblenda gnaisses.

3.2.2. Augen gnaiss

Distribuição e aspectos de campo

Esta litologia aflora a norte, noroeste, e leste da área mapeada, compondo as feições topográficas mais elevadas da área em estudo: Serra do Galante, Serra de Santa Luzia e Serra da Boa Vista, que se estendem de norte a sul (Anexo 01).

O augen gnaiss tem composição granítica e trata-se de uma rocha porfiroblástica, cuja principal variação refere-se a maior ou menor quantidade de megacristais de feldspato potássico e plagioclásio. Apresenta tipicamente uma cor cinza-clara, com megacristais de feldspato potássico rosados a acinzentados, exibindo formas ovaladas a retangulares. Quando observado macroscopicamente é constituído, além de feldspato potássico, de quartzo, plagioclásio e biotita. O comprimento do eixo maior do feldspato potássico varia entre 1 e 20 cm, apresentando em média 3 cm.

Localmente são observadas feições migmatíticas, onde os megacristais de feldspato alcalino diminuem drasticamente de tamanho, e a rocha perde sua textura tipicamente porfiroblástica, tornando-se assim um migmatito estromático, com suas porções leucossomáticas, concordantes com a foliação, e aparentemente estiradas pela deformação.

Enclaves de dimensões métricas de uma rocha cinza clara, bandada, e de granulação fina ocorrem nestas rochas. Contudo, não foram amostrados, devido ao estágio avançado de alteração em que eles se encontram nos afloramentos visitados. Tais enclaves foram observados também por PERROTA (1991) na Serra de São Gonçalo, ao sul da área estudada.

O comportamento deformacional do augen gnaiss é controlado pela quantidade relativa de matriz e de porfiroclastos (VIDAL *et al.*, 1990). Quando os últimos aparecem em grande quantidade, a rotação de cada indivíduo é prejudicada pelos demais, aumentando assim a tensão interna e facilitando a deformação, o que resulta no aparecimento de uma série de estruturas internas (*kink bands*, lamelas de deformação, geminações mecânicas e fraturas extensionais), além de recristalização nos bordos.

Petrografia

O augen gnaiss apresenta textura granoporfiroblástica a porfiroblástica. Compõem a sua mineralogia principal: microclínio, plagioclásio, quartzo e biotita. Subordinadamente ocorrem também: zircão, titanita, zircão, apatita e rutilo.

Os megacristais de microclínio são subidiomórficos, exibem geminação em grade (polissintética tipo albita e periclínio combinadas), e também Carlsbad (geminação em grade superposta à geminação Carlsbad, indicando a inversão ortoclásio/microclínio). São pertíticos, e apresentam inclusões de quartzo, biotita, do próprio microclínio, de plagioclásio (comumente com bordos de albita) e de grãos de plagioclásio com intercrescimento de quartzo (mirmequitas). Estes megacristais apresentam-se normalmente com extinção ondulante e com fraturas perpendiculares ou oblíquas à foliação.

O plagioclásio tem composição de oligoclásio e ocorre na matriz como grãos subidiomórficos a xenomórficos com geminações polissintéticas e Carlsbad. Zonação inversa/metamórfica ocorre ocasionalmente, podendo encontrar-se também parcialmente saussuritizados. A maior parte dos grãos de plagioclásio, ao redor dos megacristais de microclínio, apresentam bordos mirmequíticos. Como testemunho da deformação plástica, parte dos cristais de plagioclásio apresentam geminação em cunha.

O quartzo apresenta-se, quando em grãos de tamanho médio, formas irregulares com extinção ondulante por setores, perpendicular ou oblíquas à foliação (estágios 3 e 4 de LAURENT, 1974). Este mineral ocorre também em grãos finos, recristalizados e poligonais (estágio 5 de LAURENT, 1974) ao redor dos megacristais de microclínio.

A biotita ocorre na forma de ripas de tamanho médio de 1mm. Compõe a foliação geral da rocha e localizadamente apresenta extinção ondulante. Seu pleocroísmo varia entre marrom e marrom-claro. Feições como precipitação de óxidos ao longo de clivagens e transformação de biotita para muscovita e titanita são bastante frequentes.

A muscovita ocorre em finas ripas concordantes com a foliação e também como grãos esqueletais ou em agrupamentos radiais sem orientação preferencial. Ocorre com frequência nos bordos dos megacristais de microclínio, junto ao quartzo recristalizado e ao plagioclásio.

A titanita é subidiomórfica a xenomórfica, e ocorre em grande parte sobre as biotitas. Observa-se sua transformação para epidoto nos bordos. Ocorre também em paragênese com plagioclásio e muscovita.

O epidoto se forma geralmente a partir do plagioclásio. Muito comumente apresenta núcleos de allanita e associações com biotita.

O rutilo foi observado somente em uma lâmina na forma de agulhas dentro da biotita.

Zircão e apatita sempre estão presentes em quantidades traços.

Relações de contato

O augen gnaïsse faz contato normal intrusivo sintectônico com o hornblenda gnaïsse na área estudada, o qual é evidenciado pelos seguintes aspectos de campo:

- a foliação do augen gnaïsse é sempre concordante com a foliação do hornblenda gnaïsse ao longo de todo o contato;
- não foram encontradas rochas miloníticas ou outras feições, como diminuição de tamanho de grão, ao longo do contato, sugerindo que a intrusão deve ter ocorrido em condições dúcteis (DRURY & URAI, 1990);
- num perfil que vai do contato desta unidade com o hornblenda gnaïsse ao centro deste corpo, verifica-se o aparecimento de texturas de fluxo magmático, com os megacristais de microclínio com formas retangulares e orientação aleatória, representando talvez porções mais centrais do corpo, as quais ficaram mais preservadas.

Esta idéia, já sugerida por CHOUDHURI et al.(1987) para os augen gnaïsses da região de Pouso Alegre, necessita ser verificada em maior detalhe.

3.3.Conjunto Supracrustal

As litologias aqui consideradas como pertencentes ao conjunto supracrustal são correlacionáveis ao Grupo Andrelândia. Estas apresentam sérios problemas quanto a escolha e definição de unidades de mapeamento devido aos seguintes fatores: (1) pela variação faciológica deposicional, (2) pela variação de intensidade metamórfica, (3) pelo aloctonismo generalizado, imposto pela deformação o qual oblitera as relações de contato originais.

Distribuição

As rochas que compõem o conjunto supracrustal ocorrem principalmente na porção central da área mapeada (Anexo 01). Encerram duas litogias principais: biotita gnaïsse e granada-biotita gnaïsse.

O biotita gnaïsse aflora a oeste da área mapeada e intercalado a esta unidade ocorre rochas metabásicas, metaultramáficas e quartzitos. Esta unidade modifica-se lateralmente, em direção à cidade de Campanha e nas proximidades desta cidade, se enriquece em níveis de quartzito e também em minerais aluminosos, passando lateralmente ao granada-biotita gnaïsse (Anexo 01).

3.3.1. Biotita gnaïsse

Aspectos de campo

O biotita gnaïsse apresenta um bandamento fino, bem característico, o qual varia de centimétrico a decimétrico. O contato entre as bandas é gradacional e por vezes difuso. Quando a rocha é fresca, sua coloração apresenta variações em tons de cinza. A granulação é homogênea e fina. Na observação macroscópica da mineralogia, foram identificados: quartzo, biotita, feldspato e mais raramente granada. Subordinadamente, este litotipo possui intercalações de camadas e/ou lentes métricas de quartzitos, hornblenda xistos, hornblenda-biotita gnaïsse, muscovita-biotita gnaïsse, actinolita-clorita xisto, turmalinitos e anfibolitos. Ocupa um papel de destaque neste estudo por ser a hospedeira das mineralizações auríferas primárias da área, as quais serão tratadas no Capítulo 6. As ocorrências Irmão e Barro Alto ocorrem no âmbito desta unidade, ao passo que as ocorrências Andaime e Xicão estão associados a uma intercalação desta litologia com o hornblenda-biotita gnaïsse (Anexo 01).

As formas de relevo características desta unidade são bastantes arrasadas, podendo estar cobertas por amplos depósitos quarternários e mais localmente terciários.

Esta litologia encerra porções graníticas, que sugerem serem oriundas ora de injeções de uma fonte externa e ora de processos de fusão parcial *in situ*. Não foi possível distinguir a predominância de algum destes processos.

O biotita gnaïsse fino raramente apresenta afloramentos de rocha fresca, o que dificultou bastante a coleta de dados para este trabalho. As bandas intemperisadas apresentam diversas colorações, em tons amarelo-ferrugem, amarelo-avermelhado, amarelado, cinza-esverdeado até cores mais claras.

Petrografia

O biotita gnaïsse apresenta tipicamente uma textura granoblástica inequigranular a granolepidoblástica inequigranular. Compõe sua mineralogia principal: plagioclásio, quartzo, microclínio, biotita e hornblenda (pode estar ausente). Subordinadamente ocorrem epidoto, granada, titanita, opacos, zircão, muscovita e allanita.

Uma feição típica destas rochas são agregados de quartzo e plagioclásio, cujo contato entre grãos se dá em *zig-zag*. Estas feições foram interpretadas como possíveis clastos, vestigiais da deposição dos sedimentos. Alguns grãos arredondados ou em forma de gotas

podem representar feições preservadas da época da deposição. Adicionalmente foi encontrado um provável clasto de siltito quartzoso em uma das lâminas, Foto 3.6.



Foto 3.6 - Fotomicrografia mostrando um provável clasto de siltito quartzoso no biotita gnaisse. LP (barra=0.1mm). Ponto 12.

O plagioclásio apresenta composição variável entre albita e oligoclásio (An12 a An28) e é em geral xenomorfo. O tamanho médio dos grãos é de 0,5 mm e apresenta geminações polissintéticas tipo albita e periclínio. Zonação inversa/metamórfica foi observado com frequência; antipertitas são raras e saussuritização foi observada localmente, assim como inclusões de biotita, epidoto, zircão e quartzo. Quanto a evidências de deformação, constataram-se extinção ondulante, fraturas e geminação mecânica (em cunha).

O quartzo ocorre disperso entre os feldspatos, mostrando granulação fina (0,3 mm). Suas estruturas internas são principalmente: extinção ondulante formando bandas de deformação e mais localmente a individualização de subgrãos (estágios 4 e 5 de LAURENT, 1974). Os limites dos grãos são curvos quando justapostos ao plagioclásio e difusos ao lado do microclínio. Por vezes estão alongados paralelos à foliação.

O microclínio mostra-se xenomorfo (parecem representar uma contribuição da fonte), com geminação em grade e ocorre compondo a fábrica da rocha. Nas porções graníticas ocorre entre os grãos, podendo aparecer intercrescido com cristais de plagioclásio, uma feição típica de processos de anatexia ou de rochas graníticas *stricto sensu*, segundo MEHNERT (1968)

Este mineral apresenta maiores dimensões nos leucossomas onde chegam a englobar os grãos menores. Os bordos mostram aspecto corroído em contato com mirmequitas. Quanto a texturas indicativas de deformação, foram observadas extinção ondulante e *kinks*.

A biotita apresenta hábito ripiforme, coloração marrom-escuro e pleocroísmo amarelo-pálido. Compõe a foliação da rocha e, na maioria das lâminas observadas, a biotita ocorre sem indícios de deformação. Porém, em parte delas, constataram-se extinção ondulante, algumas microdobras e arco poligonais.

A hornblenda apresenta coloração esverdeada e a seguinte fórmula pleocróica: x=amarelo esverdeado claro; y=verde oliva; z=verde azulada. Suas características óticas sugerem composição hastingítica. Verifica-se localmente sua transformação para biotita e epidoto. Localmente observa-se precipitação de óxidos ao longo das clivagens deste mineral.

Acessórios comuns são epidoto, granada, titanita, allanita e zircão. Menos comuns são muscovita, clorita, opacos, óxidos, apatita e possíveis clastos de silito quartzoso.

Petrograficamente são observadas texturas indicativas para fusão parcial em lâmina delgada, como por exemplo: pedaços de plagioclásio dentro dos grãos de microclina (exsoluções) e pequenos grãos com bordos de microclina.

3.3.1.1.Hornblenda-biotita gnaiss

Distribuição e aspectos de campo

Esta litologia foi encontrada somente no âmbito das ocorrências de mineralização aurífera primária Andaime e Xicão (Anexo 01). Fora destas, foi observada em apenas um afloramento próximo à rodovia Fernão Dias (ponto LARM32a).

Esta rocha não está representada como uma unidade no mapa geológico (Anexo 01) devido aos seguintes fatores: ocorre intercalada junto ao biotita gnaiss, apresenta mergulhos subhorizontais, sua ocorrência é restrita e descontínua, e a escala do mapa geológico apresentado não é compatível para representá-la como tal.

O hornblenda-biotita gnaiss tem composição granodiorítica a tonalítica. Apresenta um bandamento fino, variando de decimétrico a milimétrico. A granulação é fina e homogênea e o contato entre as bandas é gradacional e por vezes difuso. Quando a rocha é fresca sua coloração apresenta variações em tons acinzentados e macroscopicamente observa-se quartzo,

feldspato, anfíbólio, biotita e, menos frequentemente, granada, sulfetos e óxidos. Quando alterada, distingue-se pela coloração vermelha, vermelho amarelada, ocre e esverdeado.

No campo, é muito similar ao biotita gnaiss e a distinção entre as duas litologias só foi possível através do auxílio do estudo petrográfico e geoquímico.

Petrografia

O hornblenda-biotita gnaiss apresenta tipicamente textura granolepidoblástica a granonematoblástica inequigranular. Compõem sua mineralogia principal: plagioclásio, quartzo, microclínio, biotita e anfíbólio. Subordinadamente ocorrem: epidoto, granada, titanita, zircão, apatita, sulfetos, óxidos e muscovita (os 3 últimos podem estar ausentes).

As feições petrográficas típicas desta litologia são: não uniformidade quanto ao tamanho de grãos, os feldspatos mostram tamanho médio e os grãos estão bem intercrescidos.

O plagioclásio apresenta tamanho médio de 0,8 a 0,6 mm e composição variando de albita a oligoclásio (An15 a An28). É idiomorfo a subidiomorfo. Apresenta geminações polissintéticas segundo a lei da albita e/ou periclínio, e mais raramente tipo Carlsbad. Zonação inversa (metamórfica) foi observado com frequência, assim como inclusões de epidoto, biotita e quartzo. Saussuritização e seritização foram raramente observadas. Quanto a microestruturas, constatou-se fraturas, *kinks*, extinção ondulante e geminação mecânica.

O quartzo pode ocorrer das seguintes maneiras: disperso entre os feldspatos mostrando granulação fina (0,2 mm), na forma de vênulas em porções leucocráticas com granulação mais grosseira (0,7 mm) e como gotas nos plagioclásios. Suas estruturas internas são principalmente: extinção ondulante formando bandas de deformação e, mais localmente, recristalização formando subgrãos poligonizados (estágios 4 e 5 de LAURENT, 1974). Em algumas lâminas verifica-se o estiramento destes minerais paralelos à foliação.

O microclínio apresenta tamanho médio de 0,4 mm e apresenta-se em geral como grãos subidiomorfos. Ocorre ora preenchendo interstícios entre grãos de plagioclásio e quartzo de forma intergranular, ora na forma de grãos maiores englobando os outros minerais, principalmente nas porções leucocráticas. Mostra sempre geminação em grade e localmente forma pertita. Verificam-se cristais de plagioclásio subidiomorfo inclusos nos grãos maiores de microclínio. Quanto as microestruturas, constataram-se extinção ondulante e formação de pertitas.

A biotita apresenta hábito ripiforme, tamanho médio de 0,35 mm, coloração marrom-escuro e pleocroísmo amarelo-pálido. Compõe a foliação da rocha e comumente mostra óxidos ao longo de suas clivagens. A associação deste mineral com epidoto e inclusões de zircão, formando halos pleocrômicos, são comuns. Na maioria das lâminas observadas, a biotita ocorre sem indícios de deformação, porém elas ocorrem orientadas compondo a foliação da rocha.

A hornblenda apresenta tamanho médio entre 1,4 a 0,8 mm, coloração esverdeada e fórmula pleocrômica x=amarelo esverdeado claro; y=verde oliva; z=verde azulada. Suas características óticas sugerem composição ferrohastíngítica. Observa-se transformação deste mineral para biotita e epidoto. Localmente constatou-se precipitação de óxidos ao longo das clivagens deste mineral. Compõe a foliação da rocha, juntamente com a biotita.

O epidoto está sempre presente e ocorre com ou sem núcleos de allanita, mostrando comumente textura vermiforme. Evidências texturais sugerem sua formação a partir de hornblenda e plagioclásio.

A granada é rósea e subidiomorfa, podendo apresentar fraturas preenchidas por óxidos. A titanita ocorre subidiomorfa ou vermiforme mostrando comumente núcleos de opacos (provavelmente ilmenitas), além de aparentemente estar associada ao epidoto e à hornblenda.

Os opacos (sulfetos e óxidos) chegam a compor em algumas lâminas aproximadamente 6% da composição modal (estimativa visual). Mostram-se idiomorfos a xenomorfos e localmente foram constatados bordos de titanita e epidoto. Ocorrem também nos níveis leucocráticos da rocha e estão orientados nos planos de foliação da rocha.

Zircão, apatita e allanita ocorrem sempre em quantidades traços.

Relações de contato

O hornblenda-biotita gnaiss encontra-se como prováveis corpos tabulares restritos (*sheets*) intercalados junto aos metassedimentos, principalmente na porção oeste da área mapeada, compondo a base do contato tectônico entre a infra-estrutura e o conjunto supracrustal. Este contato é caracterizado também por injeções de composição granítica deformadas e feições que indicam uma deformação mais acentuada acompanhada de posterior recristalização.

Acredita-se que estas rochas tenham uma provável origem ígnea, principalmente por suas características petrográficas e composicionais, a qual poderá ser confirmada através de

análises geoquímicas por métodos mais sofisticados do que os disponíveis para execução deste estudo.

3.3.2. Granada-biotita gnaiss

Aspectos de campo

O granada-biotita gnaiss torna-se expressivo no quadrante sudeste do mapa (Anexo 01), ou seja, no âmbito da Zona de Cisalhamento Três Corações. Sendo assim, na maior parte de suas exposições, pode-se constatar o forte efeito da deformação sobre estas rochas.

As feições de relevo desta litologia mostram-se menos arrasadas, se comparadas com o biotita gnaiss, podendo formar pequenos morrotes.

Macroscopicamente, apresenta coloração cinza-escura quando são, granulação média e uma foliação marcada principalmente pela orientação preferencial das biotitas, que circundam os porfiroblastos de granada (de até 2,0 cm de diâmetro) e as lentes quartzo-feldspáticas.

Frequentemente encontram-se remobilizados milimétricos de composição granítica, paralelos à foliação, os quais conferem à rocha um aspecto bandado migmatítico, localmente apresentando dobras ptigmáticas.

Quando alterada, apresenta coloração avermelhada e, na ausência de afloramentos, esta pode ser mapeada através do solo, no qual ao ser observado em detalhe detecta-se a presença de granada e cianita.

Petrografia

O granada-biotita gnaiss possui uma textura granoporfiroblástica e localmente protomilonítica. Compõem sua mineralogia principal: plagioclásio, quartzo, biotita, granada, muscovita, cianita. Clorita, rutilo, turmalina, sillimanita, óxidos, sulfetos, apatita e zircão ocorrem subordinadamente.

O plagioclásio é albitico e apresenta formas subarredondadas com tamanho médio de 0,8 mm. Mostra geminações polissintéticas tipo albita e/ou periclínio. O contato com quartzo se faz por bordos irregulares, os quais localmente estão fracamente sericitizados. Feições de deformação são caracterizadas por fraturas, extinção ondulante e geminação mecânica.

O quartzo quando em grãos maiores (0,8 mm) mostra extinção ondulante, bandas e lamelas de deformação e contatos serrilhados (estágio 2 a 4 de LAURENT, 1974), podendo evoluir para recristalização dinâmica, a qual produziu grãos muito finos (<0,03 mm) localmente mostrando formas poligonais (estágio 5 de LAURENT, 1974).

A biotita compõe a foliação da rocha, formando faixas anastomosadas, irregulares e descontínuas, com espessura média de 1,4 mm. Apresenta cor marrom-claro-avermelhado e pleocroísmo amarelo-pálido. São comuns inclusões de zircão e allanita formando halos pleocróicos, assim como a concentração de óxidos ao longo de sua clivagem. Verifica-se localmente a transformação deste mineral em muscovita. Quanto às feições microestruturais, as biotitas mostram extinção ondulante, microdobras, localmente *kinks*, e micas com formas sigmoidais (estágio 2 e 3 de LAURENT, 1974).

Os porfiroblastos de granada apresentam cor rosada, com 3,0 mm de diâmetro em média. Mostram formas ovaladas e achatadas na direção da foliação podendo apresentar inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita, rutilo, sulfetos e óxidos. As inclusões orientadas de quartzo indicam um crescimento sincinemático durante uma deformação rotacional. Microfraturas oblíquas à foliação são preenchidas por óxidos de ferro.

A muscovita, juntamente com a biotita, compõe a foliação do granada-biotita gnaiss. Aparenta ter se formado principalmente a partir da biotita (em continuidade ótica), apresentando também percolação de óxidos ao longo das clivagens. Quanto às microestruturas foram observados extinção ondulante e *kinks*.

A cianita ocorre como porfiroblastos alongados, no plano da foliação, geralmente junto aos plagioclásios, biotitas e cloritas. Alguns destes porfiroblastos podem aparecer encurvados ou rompidos mostrando sempre extinção ondulante e por vezes *kinks* (Foto 3.7). Observa-se localmente a transformação deste mineral para muscovita.

A clorita apresenta pleocroísmo suave esverdeado e forma-se a partir da biotita e menos frequentemente a partir da granada. O rutilo ocorre na sua maior parte como inclusões na granada, podendo também ocorrer na turmalina. A turmalina ocorre geralmente junto à biotita, mostrando por vezes inclusões deste mineral e localmente mostra-se zonada.

A sillimanita é fibrolítica (0,01 mm) e ocorre associada à granada, plagioclásio e cianita.

Os sulfetos (piritas), óxidos, zircões arredondados e apatitas estão sempre presentes como minerais acessórios.

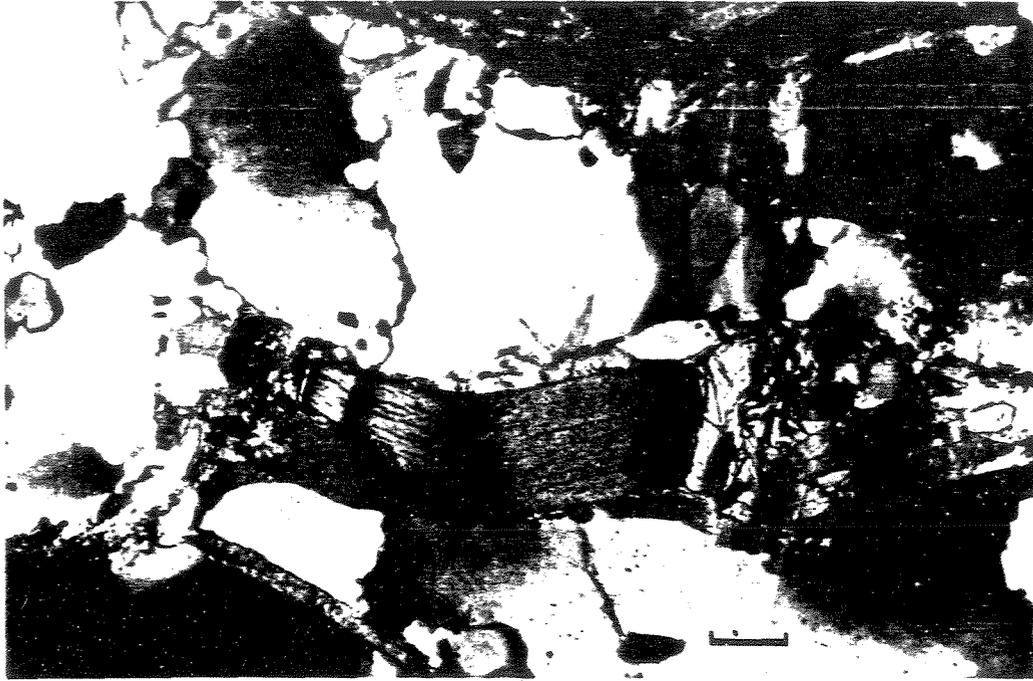


Foto 3.7 - Fotomicrografia mostrando cianita com *kink bands* no granada-biotita gnaiss. LP (Barra=0,1 mm). Ponto 133.

3.3.3. Caracterização litogeoquímica dos paragnaisses

Introdução e objetivos

A determinação da origem de gnaisses félsicos bandados é um dos problemas que persistem em áreas de embasamento cristalino e terrenos migmatíticos, pois a distinção entre gnaisses ortoderivados quartzo-feldspáticos de composição granítica e pelitos, semipelitos, arcósios e grauvas metamorfizadas, não é uma tarefa simples.

O bandamento gnáissico comumente observado em terrenos de alto grau metamórfico pode ser um reflexo de três diferentes processos (VAN DE KAMP *et al.*, 1976):

- 1-variações na sedimentação original de uma rocha de composição arcoseana e/ou grauváquica;
- 2-diferenciação metamórfica de uma rocha metamórfica, magmática ou sedimentar (paraderivada ou ortoderivada);
- 3-sedimentos metamorfizados injetados por rochas ígneas intrusivas.

No caso das amostras que aqui serão tratadas, existem evidências que sugerem que dois destes processos, 1 e 2, sejam os mais relevantes.

Da seqüência de gnaisses, considerados neste trabalho como de origem metassedimentar e correlacionáveis ao Grupo Andrelândia de ARTUR *et al.*(1988) e TROUW *et al.* (1986), foram analisadas quimicamente 22 amostras.

Das 22 amostras acima referidas, 2 foram coletadas em afloramentos e o restante pertence a 6 furos de sondagens (SCB01, SGX01, SGI01, SGA01, SGA12, SGA21). Como o intervalo de amostragem foi muito pequeno entre as amostras de um mesmo testemunho, optou-se por agrupar parte delas, de acordo com os resultados obtidos na análise petrográfica. Acredita-se que de outra forma (considerando-as individualmente) os resultados poderiam levar a estimativas ambíguas. Desta forma, a partir das 22 amostras quimicamente analisadas, obteve-se 10, e os resultados estão mostrados na Tabela 3.2.

Na tentativa de uma caracterização mais geral do Grupo Andrelândia, no âmbito das folhas São Gonçalo do Sapucaí e Lambari (1:50.000, IBGE), serão compilados os dados obtidos em amostras pouco deformadas de oito amostras de paragnaisses, fornecidos pela COMIG (GROSSI SAD, 1989) no âmbito da área estudada.

Não foram estimadas ou quantificadas as mudanças composicionais/químicas ocorridas nestas rochas durante sua evolução tectono-metamórfica, ou seja, se elas atingiram intensidade que impossibilitou o tratamento químico referente aos elementos maiores e mesmo de alguns traços. Localmente, estas rochas atingiram a fusão parcial, a qual provocou modificações nas composições químicas iniciais, dificultando o entendimento da litogeoquímica destas rochas, pelo menos em relação aos elementos mais móveis, porém procurou-se evitar este problema selecionando-se amostras não milonitizadas e não migmatizadas.

O objetivo deste estudo é examinar a geoquímica deste metassedimentos, utilizando os elementos maiores e alguns traços, de maneira a relacionar, através de alguns diagramas comumente utilizados na literatura, a composição química com a natureza e a classificação química dos materiais pretéritos. Deve-se salientar que estatisticamente o número de amostras analisadas não é suficiente para que sejam feitas afirmações sobre a proveniência destes litotipos ou para que sejam testados modelos tectônicos propostos para a área em questão. Desta forma, iremos nos restringir a classificação quanto à composição química.

Classificação Química

A classificação química de metassedimentos é feita normalmente em função dos LILE (*Large Ion Lithophilic Elements*) que, apesar de admitirem mobilizações locais num processo de metamorfismo regional, mostram conteúdo, razões e variabilidade coerentes e compatíveis com sedimentação de composição similar (FLOYD *et al.*, 1989).

Com base na observação acima, justificamos a utilização de diagramas discriminantes de tipos de arenito de BLATTI *et al.* (1980) e de PETTIJOHN *et al.* (1987) mostrados nas Figuras 3.8 e 3.9. Verifica-se que as amostras concentram-se principalmente no campo das grauvacas, e subordinadamente no campo dos arcósios e arenitos líticos.

No diagrama Rb x K, mostrado na Figura 3.10, a reta $K/Rb=230$ define um *trend* magmático (SHAW, 1968 *in* FLOYD *et al.*, 1989) que foi subdividido aproximadamente em duas porções: básica e intermediária a ácida. As amostras analisadas distribuem-se de relativamente maneira uniforme na porção intermediária a ácida.

No diagrama $Na_2O \times K_2O$ utilizado por TAYLOR & McLENNAN (1985) para classificação de grauvacas fanerozóicas, as amostras estudadas se concentram principalmente nos campos das grauvacas ricas e intermediárias em quartzo (Figura 3.11).

A classificação de TAYLOR & McLENNAN (1985) objetiva a determinação do ambiente tectônico de grauvacas fanerozóicas, onde as grauvacas ricas em quartzo representariam margens continentais passivas (tipo Atlântico) e as intermediárias, margens continentais ativas com zona de subducção no âmbito do *fore-arc* (tipo Andes). Os autores ressaltam que as variações de Na_2O e K_2O não podem ser correlacionadas tão facilmente com ambiente tectônico, em se tratando de seqüências arqueanas e proterozóicas. Em arenitos, as variações destes elementos são controladas pela distribuição de feldspato. É fato que as rochas graníticas do Arqueano Inferior eram mais ricas em Na e conseqüentemente a percentagem de plagioclásio e as razões K_2O/Na_2O em si não são diagnósticas de origem vulcânica. Neste contexto, as rochas arqueanas félsicas vulcânicas não são distinguíveis geoquimicamente, utilizando-se elementos maiores, das suítes tonalítica-trondhjemíticas arqueanas, ou seja, é difícil definir a partir da geoquímica de elementos maiores, entre a proveniência plutônica e vulcânica para as rochas sedimentares arqueanas e proterozóicas. Esta situação não ocorre na crosta pós-arqueana, onde proveniências vulcanogênicas, tipicamente andesíticas são facilmente distinguíveis de proveniências graníticas. Outro fator importante a se considerar é a albitização (substituição de Na) de Ca e K constituintes durante a diagênese.

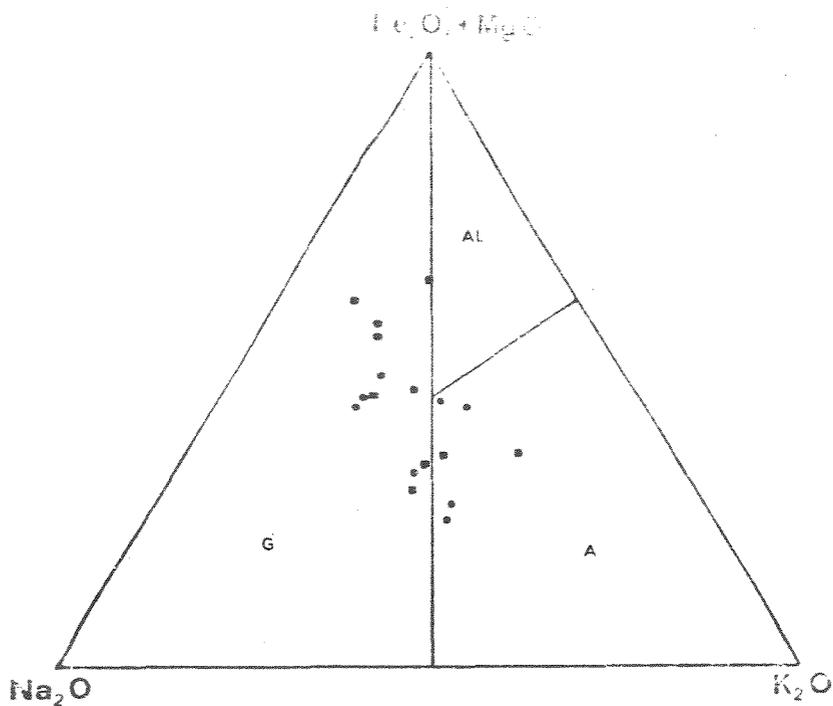


Figura 3.8 - Diagrama $Fe_2O_3 + MgO - Na_2O - K_2O$ de BLATT *et al.* (1980) para os metassedimentos do Conjunto Supracrustal. Círculos representam os dados a partir da Tab.3.2 e os quadrados os dados de GROSSI SAD (1989). G = campo das grauwacas, A = campo dos arcósios e AL = campo dos arenitos líticos. $Fe_2O_3^* = Fe_2O_3 + (FeO \times 1,11)$.

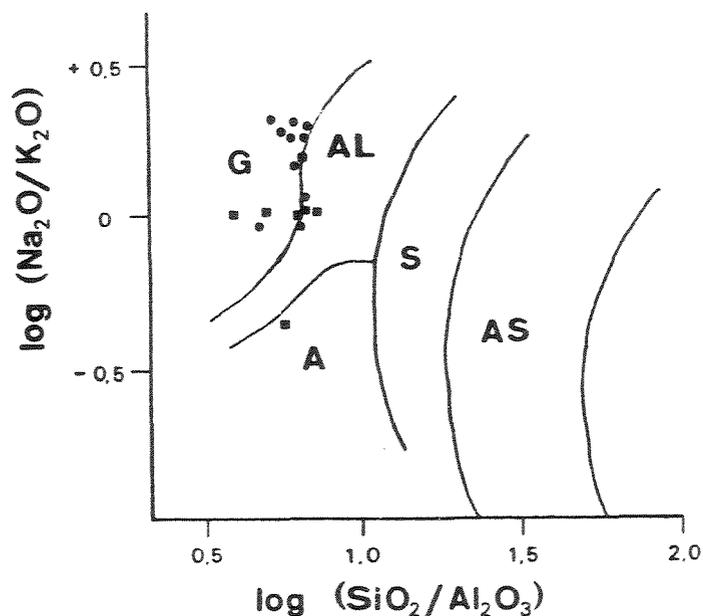


Figura 3.9 - Diagrama $\log(SiO_2/Al_2O_3) \times \log(Na_2O/K_2O)$ de PETTJOHN *et al.* (1987) para os metassedimentos do Conjunto Supracrustal. Círculos representam os dados a partir da Tab.3.2 e os quadrados os dados de GROSSI SAD (1989). G = campo das grauwacas, A = campo dos arcósios, AL = campo dos arenitos líticos, S = campo dos subarcósios, AS = campo dos arenitos sublíticos.

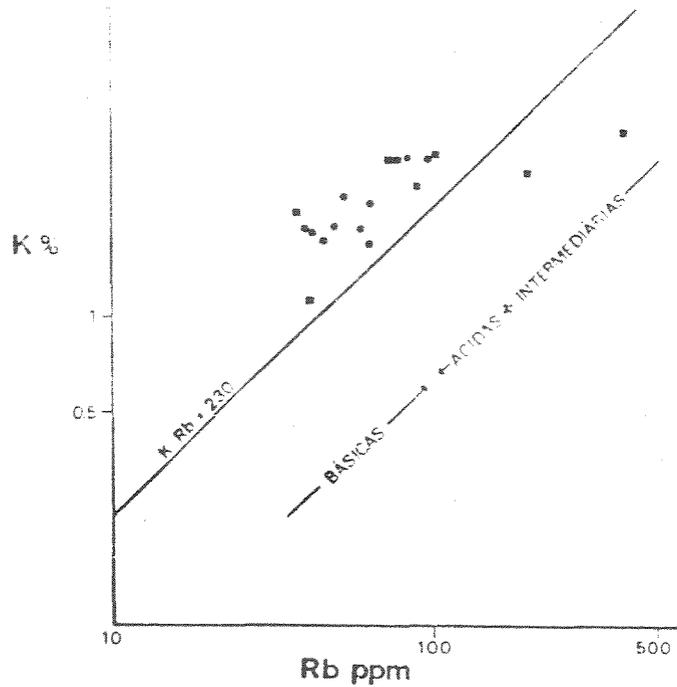


Figura 3.10 - Diagrama Rb x K (SHAW, 1968 in FLOYD *et al.*, 1989) para os metassedimentos do Conjunto Supracrustal. Círculos representam os dados a partir da Tab.3.2 e os quadrados os dados de GROSSI SAD (1989).

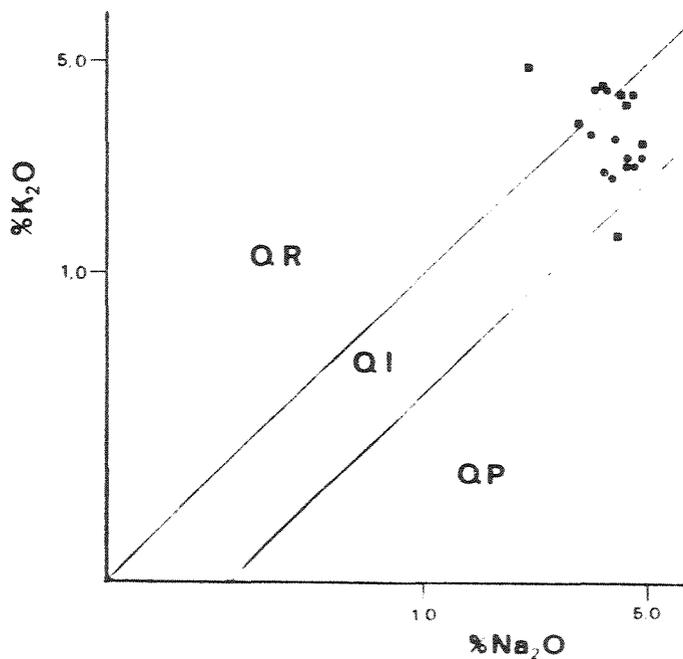


Figura 3.11 - Diagrama Na₂O x K₂O de TAYLOR & McLENNAN (1985) para os metassedimentos do Conjunto Supracrustal. Círculos representam os dados a partir da Tab.3.2 e os quadrados os dados de GROSSI SAD (1989). QR = campo das grauvasas ricas em quartzo, QI = campo das grauvasas intermediárias em quartzo, QP = campo das grauvasas pobres em quartzo.

No diagrama $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ de LE MAITRE (1976), mostrado na Figura 3.12, a maioria das amostras plota no campo dos granitos e secundariamente no campo dos granodioritos-dioritos.

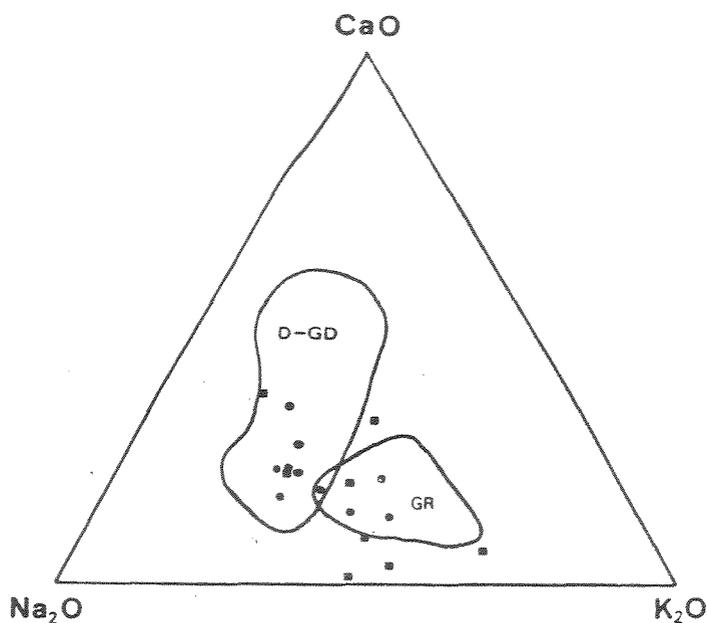


Figura 3.12 - Diagrama $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (LE MAITRE, 1976) para os metassedimentos do Conjunto Supracrustal. Círculos representam os dados a partir da Tab.3.2 e os quadrados os dados de GROSSI SAD (1989). D-GD = campo dos dióritos e granodioritos, GR = campo dos granitos.

Nos diagramas de Harker (Figuras 3.13 e 3.14) e demais diagramas observa-se que as amostras coletadas durante este trabalho juntamente com as amostras da COMIG são semelhantes entre si. Há uma correlação negativa entre TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , CaO , P_2O_5 e Sr e os valores de SiO_2 . Os teores de MgO , Cr , Ni , Cu e Zr permanecem aproximadamente constantes e os demais óxidos e elementos (Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O , Co , Zn , Rb , Y) não mostram uma correlação com a sílica.

Os teores de FeO , MgO , Ni e Cr são mais enriquecidos nas amostras dos gnaisses mais micáceos, pois estes elementos quando entram em solução irão preferencialmente se precipitar em argilo-minerais (VAN DE KAMP *et al.*, 1976).

O empobrecimento em CaO pode refletir a alta mobilidade dos íons Ca^{+2} em processos intempéricos e erosivos e a reação de plagioclásio cálcico com íons Na^+ da água do mar. Nesta reação, ocorre liberação de Ca^{+2} e um aporte de Na^+ que, apesar de mais móvel que o Ca^{+2} , ocorre nas grauvas em teores semelhantes aos das rochas ígneas (CONDIE, 1967).

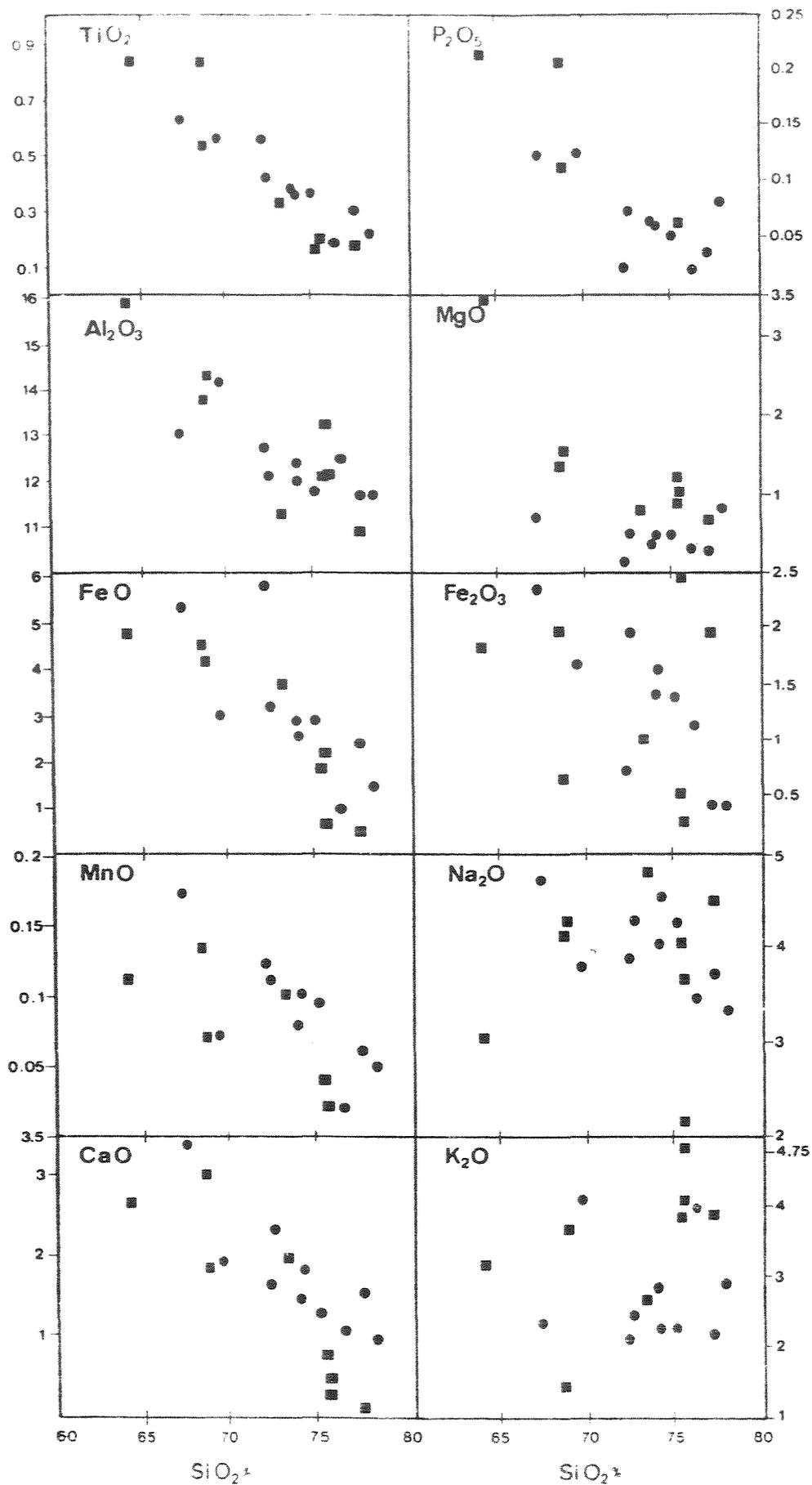


Figura 3.13 - Diagramas de Harker (variação segundo SiO₂) para os elementos maiores (os principais) do Conjunto Supracrustal. Círculos representam os dados a partir da Tab. 3.2 e os quadrados os dados de GROSSI SAO (1989).

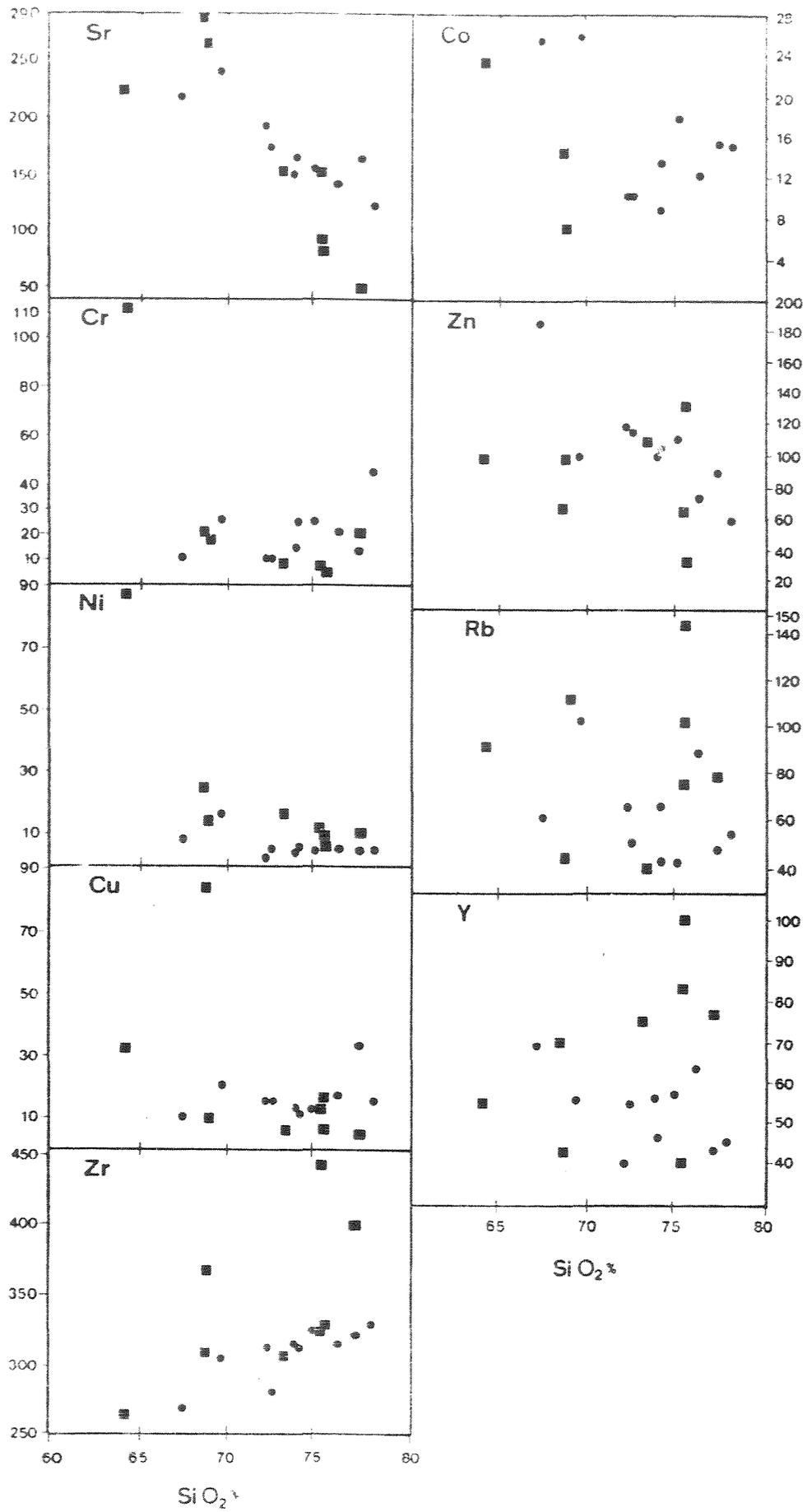


Figura 3.14 Diagramas de Harker da relação $\text{wt}(\%) \text{SiO}_2$ para os elementos traços Sr e metabasites (GROSSI SAD, 1989). Os dados representados aqui representam os dados a partir da Tab.3.2 e os que estão em pontos de GROSSI SAD (1989).

O comportamento geoquímico das grauvas do Grupo Andrelândia difere ainda dos seus correspondentes ígneos, na correlação negativa de alumina com a sílica nos diagramas de Harker, possuindo um padrão fracionado.

VAN DE KAMP *et al.* (1976) ressaltam que o comportamento do Zr, sendo um dos elementos mais imóveis durante o metamorfismo, pode ser utilizado na identificação da origem de rochas quartzo-feldspáticas migmatíticas. Como podemos observar no diagrama de Harker, este elemento não varia em relação aos diferentes teores de sílica, diferindo assim mais uma vez do seu equivalente ígneo, isto é, reforçando o seu caráter metassedimentar.

Comentários Finais

O termo grauva é provavelmente um dos termos mais controversos da nomenclatura petrológica, sendo ainda utilizado por geólogos da área de petrologia sedimentar em terrenos metamorfizados e preferencialmente não utilizado por geólogos da área de petrologia sedimentar de terrenos não metamorfizados (PAULO TIBANA, comunicação verbal). As grauvas, segundo TAYLOR & McLENNAN (1985), são rochas sedimentares arenosas depositadas por correntes de turbidez e possuem estruturas características de perfis tipo *flysch*. Estes autores consideram esta definição particularmente adequada pois representa bem a sedimentação arqueana.

Conforme BLATT *et al.* (1980), os arcósios são rochas grosseiras clásticas contendo abundante feldspato podendo ou não apresentar matriz de argila, sendo que sua menor percentagem de matriz os distingue das grauvas. Os arcóseos são derivados da rápida desintegração de rochas graníticas ou granitos. PETTIJOHN *et al.* (1987) considera em sua classificação química que os arcósios e grauvas são sedimentos imaturos (baixa razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$), sendo estas duas rochas diferenciadas pelos teores de Na_2O e K_2O , onde as grauvas mostram teores de $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ e os arcósios $\text{Na}_2\text{O} < \text{K}_2\text{O}$.

EBERT (1971) já considerava esta seqüência de rochas como de origem sedimentar de composição tipicamente arcoseana, com base em trabalhos de campo, petrografia e integração regional de dados geológicos.

O Grupo Andrelândia no âmbito da área estudada, parece representar arenitos de composição predominantemente grauváquica, e secundariamente arcoseana, sendo difícil a determinação da proveniência vulcânica ou plutônica destes metassedimentos baseado somente nos dados aqui obtidos. Entretanto, o caráter metassedimentar é reforçado pelo fato de que a maioria da litologia é formada pela

continuidade física da área em questão com a unidade já reconhecida regionalmente como de origem predominantemente sedimentar (Grupo Andrelândia), e também pela presença de clastos, interpretados como fragmentos líticos, observados na petrografia (vide ítem 3.3.1). Os metassedimentos a sul da área estudada mostram também uma composição francamente grauváquica, conforme resultados obtidos por PERROTA (1991) e confirmados neste trabalho.

	LARM-7b	SGRM53a	SGX01-M (n=4)	SCB01-M (n=5)	SCB01- 67,60m	SGA01-M (n=3)	SGA01- 27,95m	SGA12-M (n=2)	SGA21-M (n=2)	SGI01-M (n=2)
SiO ₂ (%)	77,40	71,10	73,30	75,88	67,40	73,63	66,20	71,45	74,35	75,95
TiO ₂	0,22	0,55	0,38	0,19	0,54	0,36	0,62	0,41	0,36	0,30
Al ₂ O ₃	11,60	12,50	12,25	12,40	13,80	11,90	12,80	11,90	11,65	11,45
Fe ₂ O ₃	0,41	0,71	1,41	1,13	1,62	1,61	2,29	1,91	1,36	0,41
FeO	1,40	5,62	2,84	0,93	2,93	2,53	5,23	3,15	2,84	2,36
MnO	0,05	0,12	0,08	0,02	0,07	0,10	0,17	0,11	0,10	0,06
MgO	0,81	0,15	0,38	0,31	0,94	0,45	0,66	0,48	0,47	0,29
CaO	0,93	1,59	1,43	1,04	1,86	1,79	3,35	2,29	1,25	1,15
Na ₂ O	3,30	3,81	3,99	3,44	3,69	4,47	4,61	4,20	4,20	3,65
K ₂ O	2,85	2,06	2,77	3,93	3,96	2,22	2,29	2,29	2,23	2,14
P ₂ O ₅	0,08	0,02	0,06	0,02	0,12	0,06	0,12	0,07	0,06	0,04
H ₂ O	0,03	0,19	0,14	0,14	0,19	0,15	0,13	0,13	0,13	0,10
PF	0,43	1,52	1,00	0,94	1,11	1,24	1,93	1,10	0,58	0,55
total	99,51	99,94	100,03	100,37	98,23	100,51	100,40	99,59	99,58	98,80
Cr (ppm)	45	10	14	21	25	25	10	10	25	13
Co	15	10	9	12	25	13	25	10	18	15
Ni	5	3	5	6	16	6	8	5	5	5
Cu	15	15	13	17	20	12	10	15	13	33
Zn	98	115	98	72	96	103	181	113	108	87
Rb	53	64	65	88	99	43	60	50	42	47
Sr	121	189	147	140	232	162	213	169	153	160
Y	45	39	55	63	54	46	68	54	57	43
Zr	324	306	310	311	296	309	264	275	320	314

Tabela 3.2 - Resultados das análises químicas dos paragneisses do Conjunto Supracrustal (n= número de amostras utilizadas para o cálculo da média aritmética simples). Dados a partir da Tab. 6.1: SGX01-M = SGX01 (43,10 + 44,40 + 47,80 + 56,00)/4; SCB01-M = SCB01 (51,50 + 52,10 + 56,00 + 56,10 + 61,88)/5; SGA01-M = SGA01 (27,40 + 27,75 + 28,10)/3; SGA12-M = SGA12 (95,46 + 96,46)/2; SGA21-M = (57,00 + 58,20)/2.

3.4. Sumário

-As unidades litológicas reconhecidas na área em estudo foram reunidas em 2 conjuntos litológicos: Infra-estrutura e Conjunto Supracrustal.

-A infra-estrutura é correlacionável ao Grupo Amparo de ARTUR *et al.*(1988) e apresenta duas litologias principais: hornblenda gnaiss e augen gnaiss. O hornblenda gnaiss é composto predominantemente de plagioclásio, quartzo, anfibólio e biotita. O augen gnaiss é composto predominantemente de microclínio, plagioclásio, quartzo e biotita. Este último litotipo faz contato normal intrusivo sintectônico com o hornblenda gnaiss.

-A classificação petrográfica e geoquímica mostra que o hornblenda gnaiss apresenta composição variando de tonalítica a granodiorítica. O augen gnaiss apresenta na classificação petrográfica composição granítica.

-O contato entre o hornblenda gnaiss da infra-estrutura e os litotipos do Conjunto Supracrustal se dá por um cavalgamento, o qual é inflexionado e truncado pela Zona de Cisalhamento Três Corações.

-O Conjunto Supracrustal é correlacionável ao Grupo Andrelândia de ARTUR *et al.* (1988), com ressalvas às idades radiométricas por eles propostas, e também a porção basal do referido Grupo descrito por TROUW *et al.* (1986). Este Conjunto apresenta 2 principais tipos litológicos: biotita gnaiss e granada-biotita gnaiss.

-O biotita gnaiss modifica-se lateralmente, enriquecendo em níveis de quartzitos e em percentagem de minerais aluminosos, para o granada-biotita gnaiss. O primeiro é composto predominantemente de plagioclásio, quartzo, microclínio e biotita, e o último é composto predominantemente de plagioclásio, quartzo, biotita, granada, muscovita, cianita e sillimanita. A caracterização geoquímica mostrou que estas litologias parecem representar arenitos de composição predominantemente grauváquica e secundariamente arcoseana.

-O biotita gnaiss do Conjunto Supracrustal ocupa uma papel importante neste estudo por ser o hospedeiro das mineralizações auríferas primárias da área. Este litotipo ainda possui intercalações de lentes e/ou camadas, métricas e descontínuas, de rochas como: hornblenda-biotita gnaiss, quartzito, hornblenda xisto, actinolita-clorita xisto, turmalinito, anfibolito e muscovita-biotita gnaiss.

-Os litotipos encontrados na área em estudo, quando afetados pela Zona de Cisalhamento Três Corações, sofrem transformações mineralógicas e texturais, passando a apresentar feições e estruturas miloníticas.

-A maioria das microestruturas registradas nos minerais (extinção ondulante, bandas de deformação, *kink bands*, geminação mecânica e recristalização) indicam que possivelmente o mecanismo de deformação atuante nestas unidades litológicas foi o de plasticidade cristalina. Entretanto nas variedades miloníticas, microestruturas como caudas e sombra de pressão, devem representar mecanismos como transfência de massa por difusão (KNIPE, 1989).

CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.1. Introdução

A análise estrutural foi executada a partir da integração dos elementos mesoscópicos descritos em afloramento com informações megascópicas, obtidas a partir da interpretação de fotos aéreas 1:60000 e 1:25000, e com estudos de microtectônica realizados em seções delgadas confeccionadas a partir de amostras orientadas coletadas em campo. Para fins de interpretação evolutiva, procurou-se correlacionar as feições petrográficas e microestruturais ao padrão cinemático das deformações principais.

A análise estrutural está lastreada no tratamento estatístico de 278 elementos geométricos inventariados, sendo 232 planares (foliação) e 46 lineares (lineação mineral e/ou de alongamento). Os dados foram tratados pelos programas GELI-PC no microcomputador do IG-UNICAMP, para representação dos dados respectivamente em diagramas de Schmidt - Lambert, hemisfério inferior.

A geologia estrutural do setor central da Província Mantiqueira na região abrangida pela área em estudo tem sido interpretada baseada em modelos policíclicos de fases de dobramento/deformação (TROUW *et al.*, 1980, 1983 e 1986; SILVA *et al.*, 1988; CAMPOS NETO *et al.*, 1990; PERROTA, 1991). Estes modelos são baseados em análise geométrica e de superposição dos elementos planares e lineares regionalmente penetrativos.

Contudo, o conceito de deformação progressiva, tem evoluído entre os pesquisadores de todo o mundo, a medida que se considera a cinemática da deformação no estudo de movimentos relativos entre blocos tectônicos (MYERS, 1978; BRUN & CHOUKROUNE, 1981; EBERT *et al.*, 1988; HASUI *et al.*, 1990). É sob esta ótica que a geologia estrutural da área em estudo será abordada.

A descrição e o estudo da geometria das diversas estruturas observadas na área em estudo permitiu a subdivisão da tectônica dúctil/dúctil-rúptil precambriana em dois eventos tectônicos principais, cada um deles relacionado a um evento metamórfico e cinemático (regime de esforços e direção de movimento) próprio: (a) o mais antigo D_n , associado a uma tectônica tangencial (baixo ângulo), e (b) outro mais jovem D_{n+1} , associado a uma tectônica direcional (transcorrente)

Registros de uma tectônica rúptil também foram encontrados, podendo estes estarem associados a uma tectônica distensiva que gerou as Serras do Mar e Mantiqueira, bem como as Bacias de Santos, Taubaté e Resende.

Os traços das estruturas bem como a atitude média das foliações e lineações medidas em campo estão apresentadas no Mapa Estrutural (Anexo 02), assim como uma seção geológica é mostrada no Mapa Geológico (Anexo 01).

4.2. Estruturas Primárias

Estruturas primárias são pouco comuns, acredita-se que a intercalação do biotita gnaisse com quartzitos e níveis ricos em granada possam representar um possível acamamento sedimentar (S0).

Foram observadas evidências de fluxo magmático no augen gnaisse, cujo arranjo aleatório dos megacristais de feldspato potássico é típico de estruturas ígneas primárias, porém estudos mais sistemáticos se fazem necessários para sua melhor definição.

4.3. Tectônica Dúctil D_n e Dúctil-Rúptil D_{n+1} e seus Domínios Estruturais

A área do presente estudo pode ser dividida em três domínios estruturais (no sentido de COWARD, 1976), todos manifestando deformação em regime essencialmente dúctil. Esta compartimentação foi definida a partir principalmente das variações na orientação de estruturas planares e secundariamente de estruturas lineares, que refletem diferentes padrões em cada domínio (Anexo 02).

Desta maneira, a porção oeste da área estudada constitui um domínio estrutural com disposição de estruturas planares E-W, segundo baixos mergulhos (Domínio Oeste). No Domínio Central observa-se que as estruturas planares encontram-se progressivamente rotacionadas, assumindo atitudes NW-SE e mergulhos moderados para SW. Os Domínios Oeste e Central registram movimentações de caráter geral oblíquo, com predomínio de estruturas planares sobre as lineares. Uma faixa linear com orientação geral SW-NE, a sudeste do Domínio Central, constitui o Domínio Leste, com disposição de estruturas planares segundo altos mergulhos, as quais se associam uma lineação de alongamento mineral direcional com baixos caimentos, de características nitidamente transecorrentes.

4.3.1. Elementos Estruturais Dn

As estruturas mais antigas são identificadas em todas as principais unidades litológicas aflorantes na área.

A principal estrutura Dn é caracterizada pela presença marcante de um trama (*fabric*) planar, representada pelo bandamento composicional nos gnaisses e por uma foliação gnáissica, de baixo ângulo de mergulho e paralela ao bandamento, penetrativa em todas as rochas. Dobras e lineações também foram observados.

As principais feições microscópicas relacionadas a Dn são: grãos de quartzo com contatos suturados, sinais de recuperação e recristalização incipiente local (contatos poligonizados); feldspatos fraturados com seu eixo maior de alongamento paralelo ao leitos de quartzo; cristais de biotita e anfibólio levemente orientados, que contornam a rocha e dão a rocha uma feição anastomosada.

Foliação Gnáissica Sn e Lineação Ln

Paralela ao bandamento composicional, Sn é uma estrutura bem marcada pela conformação (planar) dos cristais de quartzo, feldspato e máficos, penetrativa em escala micro e mesoscópica.

A foliação Sn é caracterizada pelo achatamento dos grãos de quartzo e feldspato, associado à orientação laminar dos cristais de biotita e anfibólio, gerando texturas granolepidoblásticas a granonematoblásticas, e mais raramente granoblásticas.

De modo geral o trama planar S é bem desenvolvido, caracterizando elipsóides de deformação oblato (PARK, 1989), porém não foram realizadas análises quantitativas.

Nas áreas mais preservadas de deformação posteriores (Dn+1), como no Domínio Oeste do Mapa Estrutural (Anexo 02), a atitude de Sn é subhorizontal a fracamente mergulhante (03° a 30°). A concentração de isolinhas no diagrama de Schmidt mostra uma distribuição regular, ao redor de um máximo estatístico de 16% para 348/09. Ao caminharmos para leste (Domínio Central), as estruturas Sn encontram-se progressivamente rotacionados, assumindo atitudes NW-SE, com mergulhos entre 30° e 45° a oeste de Campanha. A sul de Campanha (Domínio Leste) as estruturas tendem a aumentar o mergulho e assumir direções NE-SW, paralelizando-se a Zona de Cisalhamento Três Corações (ZCFC), Anexo 02.

Lineações mineral eixo de alongamento são algo raro na área em questão. A lineação é definida pela orientação preferencial de minerais alinhados, e atitudes variando de

biotita, quartzo e feldspato, estando esta contida na foliação Sn. As lineações não apresentam uma orientação constante de domínio para domínio. Pode-se notar que os domínios afetados pela tectônica transcorrente, principalmente o Domínio Leste, onde a foliação está fortemente rotacionada, as lineações apresentam direções de caimento diversos, progressivamente reorientada para direção NE-SW, porém esta relação não mostra-se tão clara como para a foliação (Sn).

Bandamento Composicional e Tectônico Sn

Nos biotita gnaisses essa feição é decorrente da alternância de leitos quartzo-feldspáticos de granulação média a fina e leitos ricos em máficos de granulação fina. A espessura e distribuição destes leitos leucocráticos e melanocráticos são bastante variáveis ocorrendo bandas desde milimétricas-centimétricas até decimétricas a métricas. Quando intemperizadas, as rochas bandadas denotam um aspecto estratificado em leitos claros e escuros (Foto 4.1) semelhante de um pacote sedimentar metamorfozido.



Foto 4.1 - Bandamento composicional no biotita gnaisse (Ponto 52).

Nos biotita gnaisses o aleitamento de caráter metamórfico e tectônico (bandamento tectônico), chega a ser difuso e descontínuo. A alternância de leitos milimétricos confere à rocha uma estrutura gnáissica homogênea. É possível que associado ao bandamento tectônico observado ainda existam eventuais vestígios de um bandamento sedimentar (S0), pois a

ocorrência de camadas métricas de quartzitos e níveis mais granatíferos intercalados com esta litologia nos levam a esta suposição.

Em lâminas delgadas, o bandamento composicional é marcado pela disposição planar dos cristais de quartzo e feldspato, (raramente estirados), achatados e fraturados, contornados por minerais máficos paralelizados a maior elongação dos minerais félsicos, localmente acompanhado de níveis de minerais opacos.

Dobras Dn

Dobras intrafoliares, com flancos rompidos e plano axial paralelos à foliação Sn, ocorrem localmente em escala de afloramento (Foto 4.2). Não foi observada foliação plano axial nas charneiras destas dobras. Devido ao pequeno número de dobras observadas, não é possível determinar se elas representam a transposição das estruturas cedo-Dn ou um evento mais antigo Dn-1. Entretanto, em áreas adjacentes de grau metamórfico mais baixo, estas dobras foram identificadas por TROUW *et al.* (1980, 1983 e 1986) como dobras da fase de deformação D1, as quais equivaleriam neste trabalho as dobras Dn geradas no início do evento Dn.

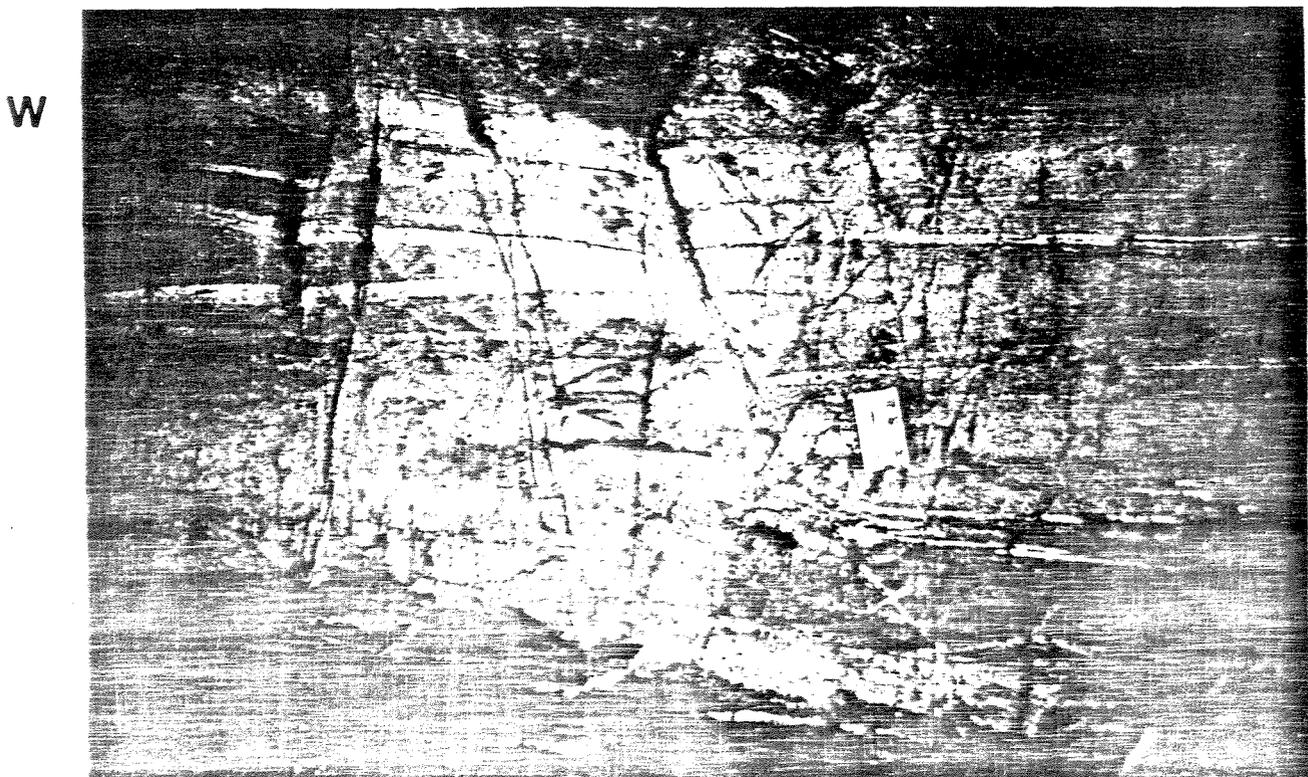


Foto 4.2. Dobras intrafoliares com flancos rompidos e plano axial paralelos à foliação Sn cortadas por uma falha normal tectônica (Fig. 4.1).

4.3.2. Interpretação Cinemática de Dn

As feições microestruturais são essencialmente dúcteis, típicas de temperaturas de fácies anfíbolito até fusão parcial, afetando as rochas migmatíticas. Tratam-se de processos sin-metamórficos ocorridos em níveis crustais profundos, atualmente exumados.

A deformação aparentemente foi de caráter homogêneo nos Domínios Oeste e Central, que ficaram mais preservados da deformação Dn+1, a não ser ao longo da descontinuidade tectônica representada pelo cavalgamento da infraestrutura sobre as supracrustais, o qual causou uma inversão estratigráfica acompanhado de um retrometamorfismo localizado.

A falta de lineações de alongamento, consideradas como eixo cinemático X, impossibilitou a determinação da direção de transporte principal. Estruturas mostrando assimetrias ou mesmo rotação de elementos não foram observadas, deste modo não pode-se efetuar uma análise cinemática deste evento. Contudo através da correlação com áreas adjacentes (ARTUR *et al.*, 1991; HASUI *et al.*, 1990) sugere-se um sentido de transporte de SSE para NNW.

4.3.3. Elementos Estruturais Dn+1

A deformação Dn+1 é caracterizada, na área de maior intensidade da deformação, por uma zona de cisalhamento de alto ângulo, retilínea a anastomosada com direções variando de 40 graus em torno da direção preferencial NE-SW, como representado no Domínio Leste do Mapa Estrutural (Anexo 02). A Zona de Cisalhamento Três Corações (ZCTC) controla a geometria da porção SE do mapa (direção de drenagem e serras), este controle não é apenas estrutural, mas também das unidades geomorfológicas. Nas áreas onde a intensidade da deformação Dn+1 foi menor (Domínios Central e Oeste) foram observados grandes dobras abertas (Dn+1).

A ZCTC pertence ao Cinturão Transcorrente Paraíba do Sul (CTPS) segundo HASUI *et al.* (1990), que estende-se desde o Estado do Espírito Santo até o Paraná. No mapa estrutural a ZCTC não foi representada como uma faixa contínua, pois ela ocorre compondo uma série de pequenas zonas descontínuas e de menor expressão, que em conjunto são denominadas de ZCTC.

Os minerais das rochas submetidos aos processos deformacionais Dn+1 adaptaram-se às novas condições por processos de recristalização e deformação. As principais alterações dependem da litologia afetada, do grau metamórfico e da intensidade

da deformação, variam de dúcteis à rúpteis, refletindo a combinação de mecanismos intra e intercrystalinos. As rochas quartzo-feldspáticas exemplificam bem os contrastes de mecanismo de deformação geralmente rúpteis nos feldspatos e dúcteis no quartzo.

As seguintes feições microestruturais foram identificadas:

- orientação de cristais;
- extinção ondulante, geminação, lamelas e bandas de deformação, subgrãos e recristalização;
- porfiroclastos rotacionados;
- microfraturas em feldspatos;
- grãos e agregados minerais lenticulares, envoltos por faixas e esteiras de grãos recristalizados;
- fluxo milonítico;
- ribbons*.

Zona de Cisalhamento Três Corações ZCTC

É uma feição estrutural bem marcante nas folhas São Gonçalo do Sapucaí e Lambari. Ela corta diagonalmente ambas as folhas numa extensão aproximada de 50 km, no âmbito destas folhas, bordejando a Serra das Águas com direção média NE-SW. A largura varia de acordo com a competência das rochas afetadas, desde algumas centenas de metros nas rochas da infra-estrutura (hornblenda gnaiss) até menos de 10 metros nos paragnaisses. Geomorfologicamente cumpre papel importante na orientação das cristas das serras e na modelagem do relevo, favorecendo a instalação da rede de drenagem principal (rio Palmela).

Petrograficamente caracteriza-se por exibir rochas fortemente deformadas, desde protomilonitos a milonitos (SIBSON, 1977).

Nas rochas mais finas, como nos protomilonitos e milonitos, a foliação é caracterizada por um proeminente bandamento milimétrico, descontínuo, formado por feldspato e quartzo muito achatados, paralelizados à orientação de máficos em trilhas retilíneas.

As rochas mais afetadas pela ZCTC apresentam as seguintes feições mesoscópicas e microscópicas, típicas de processos cristaloplásticos e cataclásticos.

- estruturas S-C em milonitos;
- foliação milonítica (S_{n+1}) subvertical;
- dobras isoclinais com plano axial paralelo a direção principal de cisalhamento;
- rotação e inflexão da foliação S_n ;
- orientação planar e linear dos minerais;

- porfiroclastos de feldspato e hornblenda rotacionados, microfraturados e envolvidos por S_{n+1} ;
- microfalhas e microdobras de cisalhamento;
- recuperação e recristalização em grãos de quartzo;
- ribbons de quartzo;

Foliação S_{n+1} e Lineação L_{n+1}

Os ortognaisses, migmatitos e paragnaisses já se encontravam previamente recristalizados em grau metamórfico elevado e apresentam feições D_{n+1} essencialmente dúcteis-rúpteis associadas a recristalização retrometamórfica.

Nestas rochas a deformação transcorrente D_{n+1} é melhor reconhecida através da rotação dos elementos preexistentes S_n e L_n do que propriamente através da geração de novas estruturas. Somente ao longo das zonas de cisalhamento as estruturas antigas são completamente transpostas para uma nova foliação S_{n+1} de caráter milonítico.

A foliação S_{n+1} é encontrada junto às referidas zonas de cisalhamento que truncam ou flexionam a foliação S_n . Caracteriza-se pelo seu alto ângulo de mergulho, em torno de 60° a 80° , caindo ora para NW, ora para SE, com direção preferencial em torno de N40E. No diagrama de frequência de S_{n+1} nota-se uma variada distribuição na concentração mínima dos polos, que é interpretada como reflexo do padrão anastomosado da zona de cisalhamento, tanto em mapa quanto na seção (Anexo 02).

A inflexão da foliação S_n é observada em escala mesoscópica (Foto 4.3) nas proximidades da zona de cisalhamento transcorrente. Esta inflexão já descrita no item 4.3.1., é ilustrada nos diagramas de frequência do Anexo 02, também é produto desta deformação (D_{n+1}).

A lineação L_{n+1} , contida na foliação S_{n+1} , é marcada pelo alongamento dos grãos de quartzo e feldspatos, associado a orientação ou trilhas de máficos ou minerais finamente recristalizados.

No Domínio Oeste ocorre uma lineação mineral, representada principalmente pela orientação preferencial de biotita alongada, que apresenta direções coerentes com o eixo do antifórme (E-W), Anexo 02. Tais estruturas lineares foram interpretadas como lineações b. provenientes de dobramentos amplos suaves D_{n+1} .

Petrograficamente a foliação milonítica é marcada pelo forte alongamento, achatamento, fraturamento e cominuição dos grãos de quartzo e feldspato e pela orientação e recristalização de máficos envolvendo porfiroclastos de feldspato.



Foto 4.3 - Inflexão da foliação S_n junto a uma zona de cisalhamento dextral no granada-biotita gnaíse (Ponto 170).

Dobras D_{n+1}

As poucas dobras presentes, ocorrem nas zonas de cisalhamento, são representadas por dobras isoclinais com plano axial paralelo a direção principal de cisalhamento.

Estas dobras de cisalhamento mostram espessamento apical e flancos rompidos, e associam-se à foliação milonítica S_{n+1} . Possuem dimensões métricas a centimétricas, perfis (simétricos a assimétricos), planos axiais subverticalizados paralelos à foliação milonítica e eixos com orientações variadas, tanto horizontais como verticais. Encontram-se desenhadas tanto pela foliação S_n como S_{n+1} ou mostram-se deformando um bandamento composicional paralelo à foliação S_n em gnaisses.

Além das dobras acima descritas, observa-se um grande antifforme e um sinforme, ambos com mergulhos suaves, principais responsáveis pela distribuição das litologias conforme aparecem hoje na parte central do mapa geológico (seção geológica no Anexo 01), os quais podem representar em conjunto uma dobra de arrasto, resultante da tectônica transcorrente.

4.3.4. Interpretação Cinemática de Dn+1

Os dados obtidos no campo e o estudo de amostras orientadas em laboratório, permitem concluir que a ZCTC é de caráter transcorrente com sentido de movimentação dextral. Os principais indicadores cinemáticos foram:

- dobras de cisalhamento assimétricas com flancos disruptos;
- estruturas S-C;
- deslocamento e rotação de fragmentos de hornblenda (Foto 4.4) e feldspato (Fotos 4.5);
- sombra de pressão (Foto 4.6);
- disposição angular dos traços de foliação Sn em relação a zona de cisalhamento (Foto 4.3).

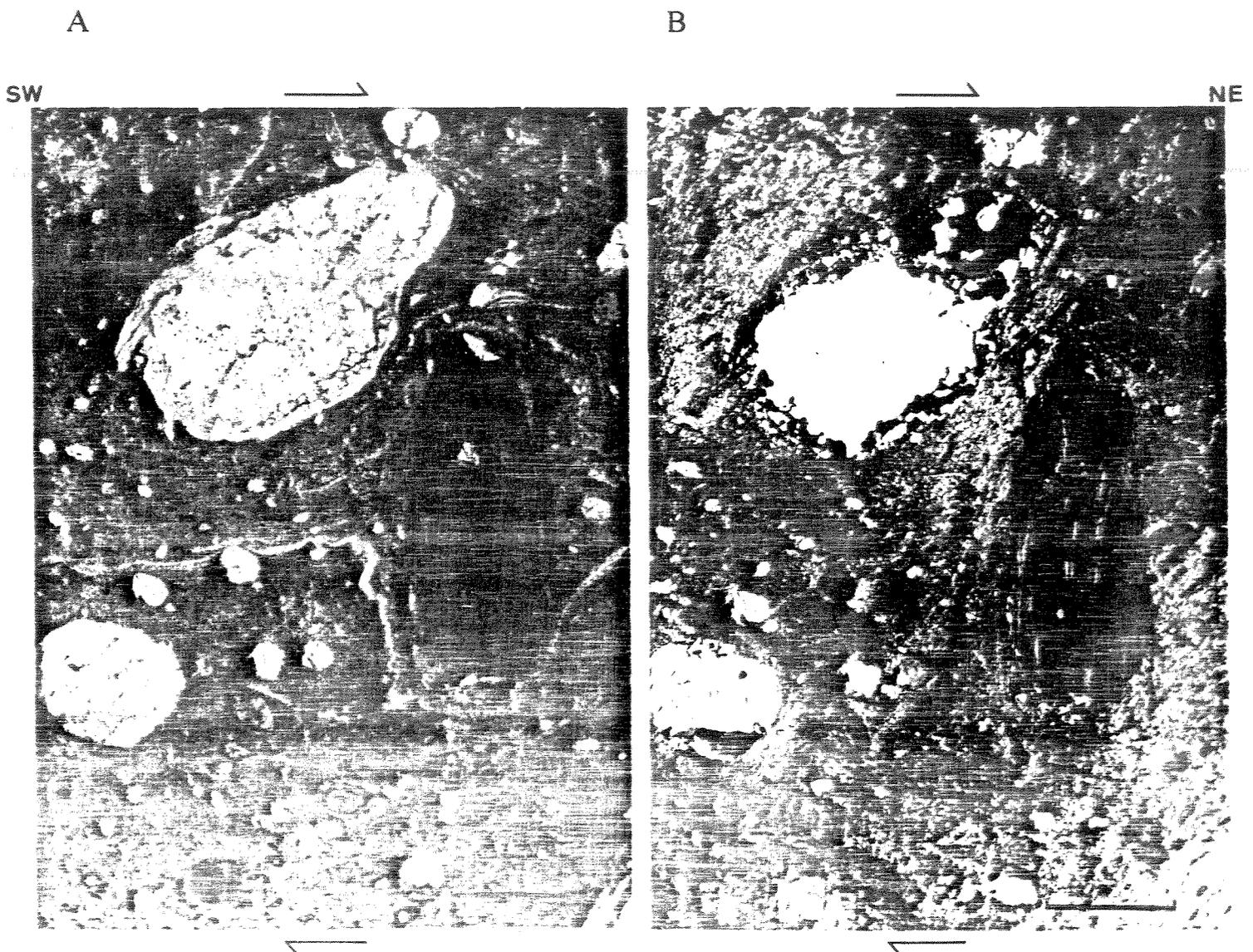


Foto 4.4 - Rotação de fragmentos de hornblenda em banda de cisalhamento (Foto 4.3) em XZ (paralelo a lineação de estiramento). (A) 1 N e (B) 1 P. Magn. 100x.

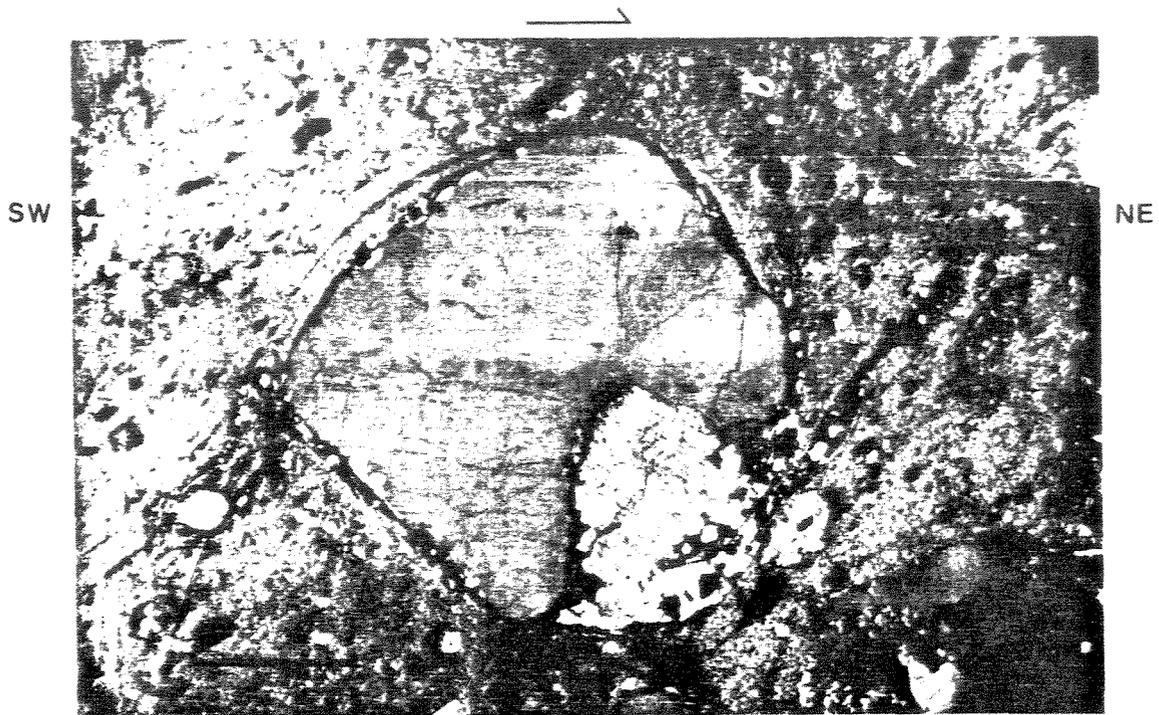


Foto 4.5 - Rotação de fragmentos de feldspato em estrutura de enrolamento (porfiroclasto tipo delta) indicando movimento dextral. Ponto 160, corte XZ (paralelo a lineação de estiramento). LP (barra=1,0 mm).

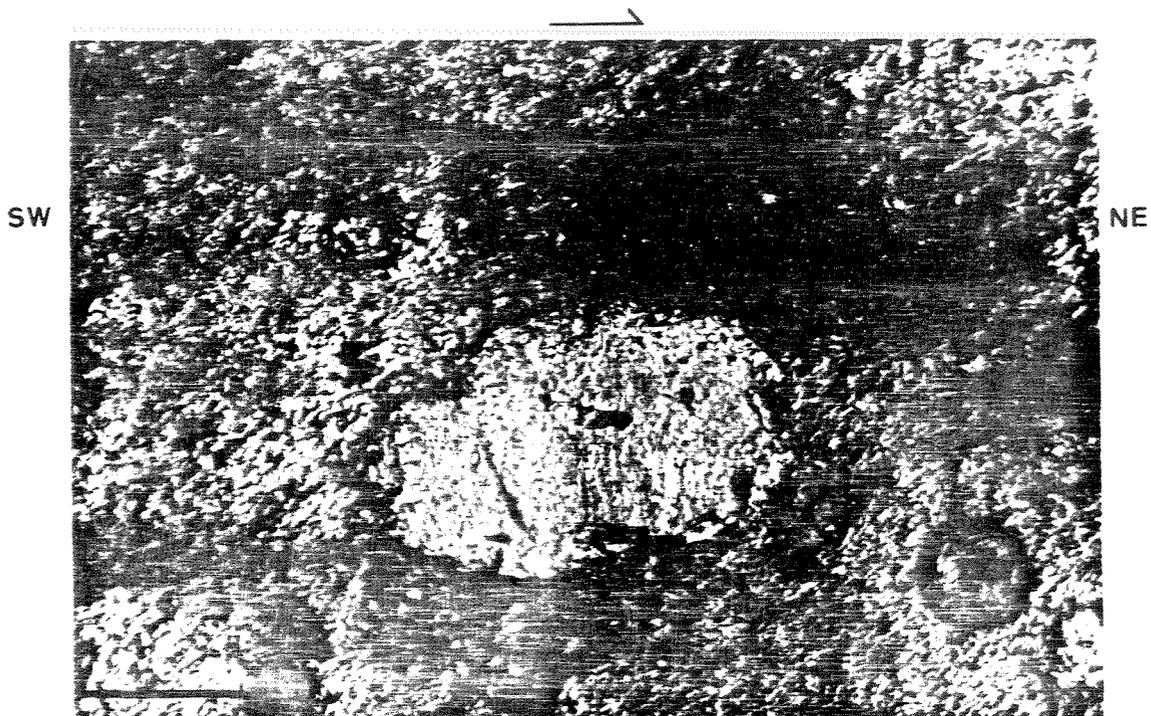


Foto 4.6 - Sombra de pressão (porfiroclasto tipo sigma) indicando movimento dextral. Ponto 160, corte XZ (paralelo a lineação de estiramento). LP (barra=0,1 mm).

A deformação é progressiva, heterogênea, do tipo não-coaxial. Em geral, os planos de achatamento e de deslizamento são subparalelos, de modo que os planos de foliação S_{n+1} ou as superfícies S_{n+1} em $n+1$ e $S-C$, podem ser consideradas como plano cinemático XY.

As atitudes W-E no sul do mapa, discordantes do "trend" geral NE-SW, podem ser interpretadas como estruturas geradas numa fase inicial do evento direcional, que foram rotacionados durante a deformação progressiva. A assimetria dos traços desta foliação (e estruturas S-C) pré- ou cedo-transcorrência em relação a ZCTC indica rejeitos dextrais, compatíveis com as direções sintéticas R (Foto 4.7).

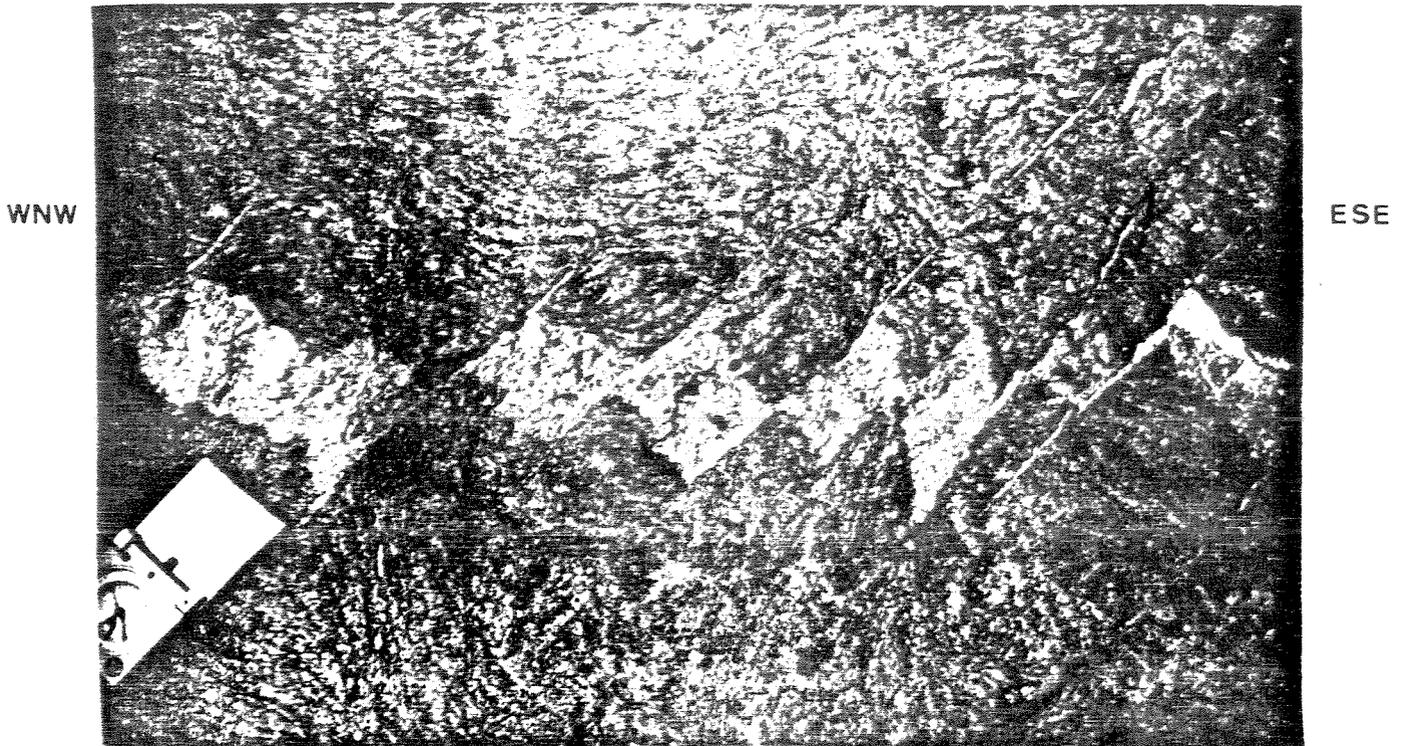


Foto 4.7 - Direções sintéticas R de estruturas no homblenda gnaisse indicam movimento dextral. Ponto 63.

As paragêneses e as microestruturas descritas indicam níveis crustais mais rasos que durante a deformação D_n. Embora ocorram microestruturas rúpteis ao longo desta zona de cisalhamento, a ZCTC pode ser caracterizada na escala de mapa e no sentido de RAMSAY (1980) como de caráter dúctil-rúptil, já que as estruturas pretéritas experimentaram flexões e rotações, mostrando rompimento e milonitização apenas nas faixas de deformação mais acentuada.

A ocorrência de zonas de cisalhamento com foliação S_{n+1} de apenas 30 graus de mergulho, associada à lineações de alongamento subhorizontais, indica que os movimentos tectônicos não ocorreram apenas em planos verticais, mas também ao longo de planos de

baixo ângulo. Esta variação das zonas transcorrentes resulta numa forte lenticularização dos planos de cisalhamento, reconhecidas em perfis e mapas pelo caráter anastomosado de seus traços.

O caráter dextral da ZCTC já foi reconhecido na área e adjacências por CAVALCANTE *et al.*(1978), TROUW *et al.*(1980 e 1983), SILVA *et al.*(1988), HASUI *et al.*(1990) e PERROTA (1991).

4.4. Tectônica Rúptil

Falhas normais, fraturas e basculamento de blocos podem estar associados a uma tectônica distensiva posterior a Dn+1 e geradora das Serras do Mar e Mantiqueira, bem como das bacias de Santos, Taubaté e Resende.

Estas estruturas foram observadas no âmbito do biotita gnaisse, através de falhas normais (Foto 4.2).

Por falta de um estudo sistemático, as estruturas rúpteis não puderam ser melhor diferenciadas.

4.5. Evolução Estrutural

Estruturas que podem eventualmente ser mais antigas (pré-Dn) encontram-se preservadas pelas dobras intrafoliares com plano axial paralelo à foliação Sn. Eles podem representar vestígios de anisotropias pré-existentes, como bandamento composicional ou foliação. Todavia, estas estruturas podem ter-se desenvolvido no início da evolução, tendo sofrido transposição no decorrer da deformação Dn, de caráter progressivo heterogêneo. Pela ausência de elementos geométricos e cinemáticos observados na área, não foi possível reconstituir-se um evento tectônico mais antigo.

A deformação principal Dn, que é equivalente as fases de deformação D1 e D2 descritas por TROUW *et al.*(1980 e 1983), afetou intensamente as rochas do embasamento e supracrustais. Ela obliterou eventuais estruturas mais antigas e gerou feições bandadas bem como a foliação Sn penetrativa. Esta foliação Sn apresenta feições de deformação e recristalização acentuada, disposição subhorizontal e não apresenta alongamento mineral associado, dificultando assim a determinação da direção de transporte.

As feições estruturais descritas refletem regionalmente uma tectônica tangencial por cisalhamento dúctil de baixo ângulo (RAMSAY, 1980; HASUI *et al.* 1983), que se enquadra em

modelo colisional frontal, envolvendo deslocamento de massas rochosas de sul para norte, em regime no mínimo de fácies anfíbolito.

Num ambiente metamórfico mais brando, implantou-se regionalmente um regime tectônico transcorrente, representado na área em estudo principalmente pela ZCTC. Este regime direcional afetou tanto as rochas previamente estruturadas pela foliação S_n ou pelo bandamento composicional.

O evento D_{n+1} é caracterizado por uma rede de zonas de cisalhamento de caráter rúptil-dúctil, que recorta toda a área ao longo das quais ocorreu inflexão das estruturas anteriores (bandamento, foliação S_n e lineações L_n), transporte de massas essencialmente dextral, imbricamentos e o desenvolvimento de uma foliação milonítica S_{n+1} empinada com lineações subhorizontais nas zonas de concentração de deformação.

As inflexões da foliação S_n podem ser bruscas e intensas, retratando as zonas de deformação mais intensa, principalmente não coaxiais, ocorridas no âmbito da ZCTC, enquanto que as inflexões mais suaves, que geram os grandes dobramentos abertos refletem deformações mais fracas, ocorridas nos segmentos mais preservados da deformação D_{n+1} (Domínios Oeste e Central). Esta variação caracteriza uma deformação heterogênea e uma partição da deformação, que já foi constatada regionalmente por HASUI *et al.* (1990).

Este evento é correlacionado com a tectônica transpressiva/transstrativa que afetou o Cinturão Transcorrente Paraíba do Sul e que controlou a atual geometria dos terrenos metamórficos da faixa costeira, desde o estado do Espírito Santo até o estado do Paraná (ARTUR & WERNICK, 1986; EBERT *et al.*, 1988; HASUI *et al.* 1990; e a fase de deformação D3 descrita por TROUW *et al.*, 1980 e 1983).

A relação temporal entre os eventos D_n e D_{n+1} não está definida. Aparentemente eles estão separados no tempo em áreas mais a sul por intrusões de maciços granitóides, os quais não ocorrem na área estudada, que apresentam elementos estruturais essencialmente da deformação D_{n+1} (ARTUR *et al.*, 1991). A geração destes batólitos por estar associado a espessamento crustal causado pela tectônica colisional D_n ou sua colocação parece ter sido controlado pelos espaços vazios formados nas porções transstrativas da tectônica transcorrente, como já demonstrado em outros terrenos.

Durante o Mesozóico-Cenozóico essa região foi palco de novas manifestações tectônicas rúpteis, representadas pelo alçamento e desnivelamento de blocos que culminaram

com a formação da Serra da Mantiqueira (ALMEIDA, 1964) e que controlam a morfologia atual da área.

CAPÍTULO 5 - METAMORFISMO

5.1.Introdução

Este capítulo visa a caracterização das diversas paragêneses minerais presentes nas rochas da área estudada a fim de retratar as condições metamórficas vigentes, bem como suas possíveis relações com os eventos deformacionais precambrianos.

As condições metamórficas aqui propostas foram estabelecidas através da identificação de paragêneses minerais diagnósticas com base no estudo petrográfico. Na sua identificação foram utilizados principalmente critérios texturais, tais como: tipos de contato entre grãos, forma dos grãos, e relações de substituição.

O estudo das paragêneses minerais presentes demonstrou que a área investigada foi submetida a um metamorfismo regional progressivo, denominado neste trabalho de Mn, com temperatura variando da fácies anfíbolito médio a alto, em regime de pressão intermediária. O metamorfismo Mn foi associado temporalmente ao evento deformacional Dn. Posteriormente, vinculado às expressivas zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis do evento deformacional Dn+1, houve ainda o metamorfismo Mn+1, apresentando condições de temperatura no limite entre a fácies xisto-verde e anfíbolito com grande aporte de fluidos associado. Os efeitos de Mn+1 são melhor observados na porção sudeste da área, onde se concentram estas zonas de cisalhamento.

5.2.Metamorfismo Mn

O metamorfismo Mn é detectado nos três domínios estruturais propostos no capítulo anterior, e está associado temporalmente à deformação dúctil (Dn), portanto as paragêneses resultantes estão materializadas na foliação Sn e na lineação Ln.

A evolução temporal e espacial do metamorfismo Mn imprimiu distintos conjuntos de paragêneses nos diferentes litotipos aflorantes na área em questão. Desta forma, a Tabela 5.1 mostra resumidamente as paragêneses minerais detectadas nos três domínios tectônicos, assim como as principais feições microestruturais observadas.

A presença da paragênese plagioclásio com composição de oligoclásio e hornblenda, no hornblenda gnaíse da infra-estrutura, evidencia que o metamorfismo Mn deu-se no campo da fácies anfíbolito

O metamorfismo Mn localmente atingiu a anatexia, tanto nos ortognaisses como nos gnaisses pelíticos, a qual gerou a paragênese microclínio + plagioclásio +/- muscovita + quartzo. Este processo indica que as temperaturas atingiram valores iguais ou superiores a 600-650°C em condições de pressão de água elevadas (TURNER, 1981). As feições que demonstram esta interpretação são: estrutura bandada nos migmatitos aliada à presença de plagioclásios corroídos contendo gotas de quartzo, além da existência de níveis contendo microclínio menos deformado, intersticial e bordos mirmequíticos. Estas texturas são típicas de fusão parcial *in situ* (MEHNERT, 1968).

Litotipo	Paragêneses	Microestruturas
ORTOGNAISSES		
Homblenda gnaisse	hbl-ol-bio	extinção ondulante (bio, pl e qz), geminação mecânica (pl)
	mc-pl-ms	
Augen gnaisse	mc-pl-bio	extinção ondulante (mc, bio)
GNAISSES PELÍTICOS		
Biotita gnaisse	pl-mc-bio+/-hbl	extinção ondulante (bio, pl), geminação mecânica (pl), microdobras e arcos poligonais (bio)
	mc-pl-ms	
Granada-biotita gnaisse	bio-pl-ky-sil-gr+ms	extinção ondulante (pl, qz, ms, bio), geminação mecânica (pl)
METABASITOS		
Homblenda-biotita gnaisse	pl-mc-bio-hbl	extinção ondulante (pl, qz, mc), <i>kinks</i> e geminação mecânica(pl), bandas de deformação e formação de subgrãos (qz)
Homblenda xisto	hbl-ilrn	
Anfibolito	hbl-pl	
METAULTRAMÁFICAS		
Actinolita-clorita xisto	act-cl	

Tabela 5.1 - Paragêneses metamórficas Mn nos diversos litotipos aflorantes na área investigada. O quartzo está presente em todas as paragêneses descritas. As abreviaturas utilizadas para os minerais encontram-se listadas no item Abreviaturas.

Nas rochas metaultramáficas (Tabela 5.1) ocorre a paragênese clorita + actinolita. Na literatura há relatos de paragênese clorita + actinolita e par clorita magnésiana + actinolita, em rochas desta

composição, não é indicativo de baixa temperatura de metamorfismo, pois a clorita magnesiânica pode resistir até o alto grau (WINKLER, 1977), enquanto que a actinolita (e o anfíbolo cálcico) persiste até condições elevadas da fácies anfíbolito (EVANS, 1982). Neste aspecto seria incorreto atribuir ao referido par necessariamente temperaturas da fácies xisto-verde.

As paragéneses em questão, quando representadas no gráfico P x T (fig. 5.1), mostram que o metamorfismo regional Mn deu-se em condições de média pressão (barroviano) dentro da fácies anfíbolito média a alta. Embora não se disponha de estudos geotermométricos e geobarométricos, confrontando-se com os dados da literatura (WINKLER, 1977) admitem-se valores de pressão litostática em torno de 5 kbar ou maiores, e de temperaturas superiores a 550°C. A existência de rochas migmatíticas e o aparecimento localizado de sillimanita são diagnósticos de temperaturas elevadas. São admitidas temperaturas em torno de 640°C para início de fusão parcial nesta fácies (WINKLER, 1977) e de pelo menos 550 +/- 35°C para o aparecimento da sillimanita (PATTISON, 1992).

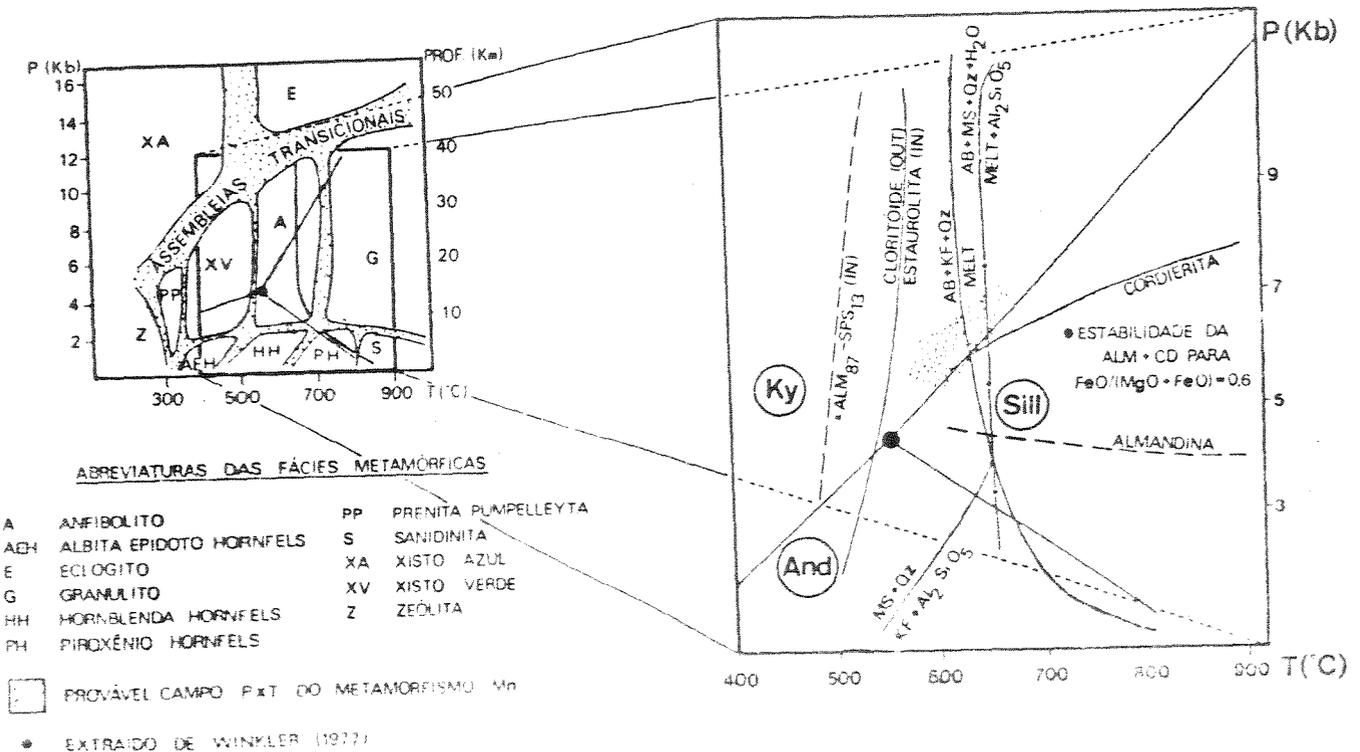


Figura 5.1 - Gráfico P x T extraído de YARDLEY (1969), WINKLER (1977) e BARKER (1990). Ponto triplice dos polímeros de Al_2SiO_5 , segundo PATTISON (1992).

5.3. Metamorfismo Mn+1

O caráter geral de deformação heterogênea e o particionamento da deformação ocorrida durante o evento Dn+1 é refletido nas paragêneses Mn+1 constatadas na área em estudo. As paragêneses Mn foram hidratadas, desestabilizadas e reequilibradas, para condições de fácies anfibolito baixa durante o evento Dn+1.

O metamorfismo Mn+1 nos domínios mais preservados da deformação Dn+1 (Domínios Oeste e Central) tem caráter retrográdo e local, causando a formação de paragêneses de mais baixas temperaturas. As transformações mineralógicas observadas estão materializadas na foliação Sn, pois a intensidade da deformação não foi suficiente para gerar uma nova foliação. O retrometamorfismo Mn+1 transforma algumas das paragêneses da Tabela 5.1 sem alterar a textura da rocha. Entre as transformações mineralógicas identificadas pode-se citar: plagioclásio zonado com bordos menos cálcicos, hornblenda com bordos biotíticos, titanita se formando a partir das clivagens da hornblenda e plagioclásio com bordos de epidoto.

As transformações retrógradas acima relacionadas, e as texturas observadas ao microscópio parecem estar relacionadas com um localizado aporte de fluidos potássicos, junto aos planos favoráveis a sua infiltração (contatos litológicos, zonas de empurrão, etc).

O metamorfismo Mn+1 constatado na porção sudeste da área mapeada (Domínio Leste, ver capítulo 4), no âmbito Zona de Cisalhamento Três Corações (ZCTC), retrata as condições onde a deformação foi mais intensa. Desta maneira, as paragêneses resultantes estão materializadas na foliação Sn+1.

As transformações minerais ocorridas durante Mn+1 no Domínio Leste estão associadas a microestruturas desenvolvidas durante a milonitização e mostram uma série de reações metamórficas indicativas de condições de temperatura mais baixas que em Mn, acompanhadas de um significativo aporte de fluidos. As transformações minerais mais típicas deste processo são:

1. Hornblenda (verde-escuro) transformando-se nos bordos em tremolita-actinolita (verde-pálido), Foto 4.4;
2. Hornblenda com bordos biotíticos;
3. Biotita marrom recristalizando para biotita verde clara (Foto 3.2);
4. Muscovita ripiforme se formando a partir de biotita e cianita;
5. Seritização do plagioclásio

Estes novos minerais superpõem-se às paragêneses da fácies anfibolito (Mn), e modificam também sua textura pretérita. As condições de P e T estimadas para estas novas paragêneses estão próximas ao limite da fácies xisto-verde e anfibolito, de acordo com WINKLER (1977) e YARDLEY (1989).

As microestruturas também auxiliaram na determinação da relação temporal entre Mn e Mn+1, assim como a determinação das condições P e T de Mn+1. Dentre as microestruturas observadas podemos citar:

1. microestruturas nos feldspatos, visto que seu comportamento, possui uma forte influência nas condições P e T vigentes, e são ótimos marcadores de deformação a temperaturas mais altas. Dentre as microestruturas observadas podemos citar:

- forma lenticular dos fenoblastos;
 - lamelas de exsolução (pertitas e mirmequitas) no microclínio;
 - recristalização dinâmica nos bordos do feldspato;
2. recristalização dinâmica nos bordos de epidoto;
3. microestruturas no quartzo: ribbons, textura mortar, recristalização dinâmica;
4. *mica-fish* na biotita e muscovita;
5. *kinks* na cianita;

Os feldspatos encontrados nos gnaisses mostram feições deformacionais bastantes avançadas, demarcadas principalmente por uma recristalização dinâmica associada à foliação milonítica indicando deformação sob temperaturas superiores a 550°C (O'HARA, 1988).

Estas microestruturas indicam que estes processos deformacionais ocorreram em níveis crustais cujas temperaturas eram superiores a 500°C, correspondentes às condições metamórficas da fácies anfibolito baixo (SIBSON, 1977; SPRY, 1969). Além disto, vários autores como TULLIS (1983), SIMPSON (1986) e SIMPSON & WINTSCH (1989) dão suporte para o relacionamento entre as microestruturas e a deformação.

5.4. Metamorfismo e Deformação

A análise das paragêneses encontradas nos principais tipos litológicos mostrou a existência de dois conjuntos de paragêneses principais associadas a texturas e estruturas bastante distintas.

Como na área em estudo não foram observadas texturas primárias preservadas, considera-se então que a foliação mais antiga é a foliação milonítica.

principalmente pela orientação de minerais (porfiroblastos de feldspato) ou de agregados minerais (micas e anfíbios) em meio a agregado granoblástico de quartzo e/ou feldspato, em arranjo granolepidoblástico ou granonematoblástico.

O contexto tectono-metamórfico M_n deu lugar a uma associação mineral desenvolvida em condições de fácies anfibolito alto, relacionado temporalmente com D_n. A interação desta associação paragenética com a tectônica é denunciada pela íntima relação entre as paragêneses da fácies anfibolito e a foliação S_n. As principais paragêneses que caracterizam este fácies metamórfico estão reportadas na Tabela 5.2.

Além das associações paragenéticas, as microestruturas desenvolvidas nos minerais durante D_n (Tabela 5.1) são indicativas de temperaturas elevadas (dentro da fácies anfibolito) em regime deformacional dúctil.

	Infra-estrutura	Conjunto Supracrustal	
	hornblenda gnaiss	gnaisses pelíticos	metabásicas
S _n : textura granoblástica a granolepidoblástica	hbl+ol+pl	pl+mc+bio+/-hbl bio+pl+ky+sil+gr+ms mc+pl+bio	pl+mc+bio+hbl hbl+ilm hbl+pl
S _{n+1} : textura protomilonítica a milonítica	pl+tr+act+bio(verde-clara)+ ep(bordos recristalizados)	fenoblastos de pl le nticularizados, quartzo mortar, mica-fish	não foi observado

Tabela 5.2 - Principais conjuntos de paragêneses encontradas nas rochas da área estudada.

Com a progressão da deformação houve a instalação da ZCTC de caráter dúctil-rúptil, o qual gerou uma foliação milonítica, ainda dentro do fácies anfibolito, porém com aporte significativo de fluidos, que causou transformações minerais (Tabela 5.2).

A foliação milonítica (S_{n+1}) superpõe-se à foliação mais antiga (S_n), podendo obliterá-la ou não. Assim, nos casos em que a deformação foi menos pronunciada, pode-se observar tanto em escala mesoscópica como microscópica a presença de ambas foliações de maneira similar ao descrito em SIMPSON & SCHMIDT (1983).

A foliação S_{n+1} corta consistentemente a foliação S_n e caracteriza-se pela granulação mais fina de seus constituintes, forte laminação, com fitas quartzosas ou leitos quartzo-feldspáticos anastomosados.

Com base nestas informações podemos imaginar dois caminhos da evolução metamórfica a serem propostos:

1- A atuação de um único evento contínuo que evoluiria de condições deformacionais dúcteis na fácies anfibolito alto (D_n/M_n) para condições dúcteis-rúpteis. Este caminho seria caracterizado pelo decréscimo de temperatura e pressão, na fácies anfibolito médio a baixo (D_{n+1}/M_{n+1}), acompanhado de um aporte de fluidos, pois a deformação sozinha não causaria transformações minerais.

2- Dois eventos distintos (D_n/M_n e D_{n+1}/M_{n+1}). Para confirmar esta segunda hipótese é necessário a realização de datações geocronológicas.

A falta de dados geocronológicos por métodos mais retentivos (idades U/Pb e Pb/Pb) não permite a caracterização do intervalo de tempo entre M_n e M_{n+1} . Entretanto, as condições de P e T estimadas para M_n e M_{n+1} são sugestivas para hipótese 1, indicando neste caso um caminho P-T horário. A transição do regime deformacional dúctil (D_n) para dúctil-rúptil (D_{n+1}) também pode corroborar a primeira hipótese.

CAPÍTULO 6 - MINERALIZAÇÃO

6.1. Histórico

A região sul de Minas Gerais foi, nos séculos XVIII, XIX e no início do atual, um centro minerador relevante, sendo totalmente abandonado a partir dos meados deste século. Como testemunhos destas antigas lavras, persistem até hoje cavas de diversos tamanhos espalhadas por toda área de estudo.

Segundo OPPENHEIM (1935) as mineralizações auríferas do sul de Minas Gerais já eram conhecidas de Spix & Martius e Hartt & Derby desde o século passado, porém nenhum destes realizou estudos mais completos sobre estas.

OPPENHEIM (1934 e 1935) executou um estudo preliminar da zona aurífera de São Gonçalo do Sapucaí, a qual abrange uma área localizada entre o rio Sapucaí e as cidades de São Gonçalo do Sapucaí e Campanha. Para este autor, o ouro está associado aos gnaisses, aos veios de quartzo, às lateritas e aos aluviões. No contexto regional, segundo OPPENHEIM (1935), esta zona está situada em rochas cristalinas, constituídas basicamente de gnaisses, sendo que a sul estes gnaisses fazem contato com os quartzitos da Série Minas. Também na zona do Andaime (Anexo 01), outros afloramentos de quartzitos foram mapeados.

OPPENHEIM (1935) descreve que o ouro geralmente é fino e possivelmente está associado a sulfetos. Porém durante o seu levantamento foram observados também ouro livre grosso, visível a olho nu, nos veios de quartzo e em rochas *in situ*; o ouro secundário encontrado nas lateritas e aluviões também é fino. As mineralizações de ouro foram subdivididas por este autor em 7 tipos. O primeiro tipo seria ouro em veios de quartzo nos gnaisses, sendo que o ouro encontra-se livre ou associado à pirita. O segundo tipo seria constituído de ouro em camadas-filões (em quartzitos). O terceiro tipo seria ouro em veios pegmatíticos. O quarto tipo seria ouro disseminado no gnaisse, ocorrendo em concentrações locais e excessivamente fino, podendo estar ou não associado a sulfetos. O quinto tipo seria ouro disseminado nas lateritas. O sexto tipo seria ouro em aluviões antigos e o sétimo tipo seria ouro em aluviões recentes.

A área estudada foi denominada de zona aurífera de Santa Luzia por OPPENHEIM (1935), a qual abrange a zona do Xicão e Andaime estendendo-se até o nordeste da cidade de Campanha (Anexo 01)

SILVA *et al.* (1988), através de trabalhos de prospecção geoquímica regional, classificou a área estudada, no âmbito da folha São Gonçalo do Sapucaí, como uma zona de primeira prioridade devido a 3 aspectos principais: possuir litologia portadora de ouro (Complexo Lambari, vide Capítulo 2), posicionamento estrutural favorável à concentração de ouro e abrigar a mina do Andaime.

Após um longo período, a extinta Companhia Metais de Minas Gerais S.A. (METAMIG), hoje denominada de Companhia Mineradora de Minas Gerais (COMIG), iniciou trabalhos de pesquisa visando as mineralizações auríferas da região em questão, no ano de 1980 e interrompendo-os em 1990. A referida empresa concentrou seus trabalhos principalmente no interior das seguintes ocorrências: Andaime, Xicão, Irmão e Barro Alto (Anexo 01).

GROSSI SAD & LOBATO (1991) consideram que as mineralizações auríferas primárias de São Gonçalo do Sapucaí estão hospedadas em rochas supracrustais de idade proterozóica (Grupo Andrelândia), as quais tem como embasamento gnaisses graníticos pertencentes a uma suíte calcio-alkalina (Complexo Silvianópolis). Os autores sugerem que as mineralizações estão associadas a uma fase de deformação principal, que gerou uma foliação de transposição, além de uma série de empurrões de SE para NW. Tendo como base principalmente dados geoquímicos, os autores atribuem as rochas portadoras de mineralização aurífera (Grupo Andrelândia) uma origem ígnea vulcânica.

6.2.Principais Ocorrências

6.2.1.Introdução

Junto ao mapeamento geológico estrutural na escala 1:50.000 efetuado na região à leste de Campanha (Anexo 01), foi executado um estudo petrográfico e geoquímico das principais ocorrências de mineralização aurífera primária disseminada dentro da área em questão, sendo estas as seguintes: Andaime, Xicão, Irmão e Barro Alto (Anexo 01). Além destas ocorrências, existem inúmeras escavações superficiais de pequeno porte e pequenas minas abandonadas a céu aberto por toda área estudada.

Todas as ocorrências aqui estudadas estão hospedadas em gnaisses do Conjunto Supracrustal, pertencentes ao Grupo Andrelândia (Anexo 01).

Os estudos petrográficos e geoquímicos envolveram observações em lâminas delgadas, polidas e bipolidas; análise qualitativa de quatro seções polidas em microscópio eletrônico de varredura (MEV); e análise geoquímica de elementos maiores e traços em rocha total de amostras extraídas de testemunhos de sondagem.

A escolha das amostras a partir dos testemunhos de sondagem a ser utilizada para o estudo petrográfico e geoquímico teve como principal critério o teor de ouro obtido em avaliações preliminares feitas pela COMIG, o estado em que se encontravam as amostras (em relação ao intemperismo), e também a disponibilidade para amostragem.

Cabe ressaltar que as análises para ouro realizadas pela COMIG foram feitas por absorção atômica e *fire-assay*. O limite de detecção destas análises é de 0.05 ppm. Duas amostras foram novamente analisadas no Laboratório de Geoquímica Analítica do IG-UNICAMP, utilizando-se do método descrito em ENZWEILER & PIERROSI (1989), as quais confirmaram os dados fornecidos pela COMIG.

A amostragem abrangeu seis furos de sondagem: SGA01, SGA12 e SGA21, da ocorrência Andaime, e SGX01, SGI01 e SCB01 das ocorrências Xicão, Irmão e Barro Alto, respectivamente. Os furos foram realizados na direção vertical, segundo técnicos da COMIG, porém não apresentam controle de desvio reportado nos *logs* de sondagem, restringindo a utilização dos furos para correlações estratigráficas.

6.2.2. Localização das ocorrências e principais trabalhos desenvolvidos pela COMIG

O Andaime está situado a cerca de 15km a nordeste de São Gonçalo do Sapucaí, a cerca de 5km da BR-381 (Rodovia Fernão Dias) e cobre uma área de aproximadamente de 2 km² (Anexo 01). A COMIG concentrou o maior volume de trabalho nesta ocorrência, onde foram feitas canaletas verticais, poços, trincheiras, galerias e sondagem rotativa.

O Xicão situa-se a 500 metros a norte da sede da Fazenda Santa Rita do Chicão e a 10 km a NNE da cidade de São Gonçalo do Sapucaí (aproximadamente 1 km da BR-381), a 4 km do Andaime. Esta ocorrência é uma escavação com direção geral leste-oeste, numa extensão de 3000 m. A abertura da cava varia de 100 à 250 m (na direção N-S) com desnível máximo de 80 m (Anexo 01). A COMIG desenvolveu trabalhos nesta ocorrência principalmente através de trincheiras e realizou dois furos de sondagem rotativa.

O **Irmão** é delimitado por uma área de 3 km², aproximadamente a 1km a norte do limite oeste da ocorrência Xicão (Anexo 01). A COMIG obteve a maior parte dos dados desta ocorrência a partir de trincheiras e também realizou dois furos de sondagem rotativa.

O **Barro Alto** é uma escavação (cerca de 1 km²) com direção geral N45°W e está situada a 2,5km a ESE de Campanha (Anexo 01). A COMIG realizou trabalhos utilizando-se de trincheiras, sondagem rotativa, sondagem a trado e a tipo banka.

6.2.3. Rochas Hospedeiras da mineralização

Na ocorrência **Andaime** os furos de sondagem SGA01, SGA12 e SGA21, possuem 127,5, 153,12 e 69,97 metros de profundidade, respectivamente. Estes furos interceptam basicamente 4 tipos litológicos: hornblenda-biotita gnaiss, biotita gnaiss, anfíbolito e hornblenda gnaiss. Estas litologias são cortadas por injeções centimétricas graníticas grosseiras, compostas de microclínio, quartzo e plagioclásio. Não foi possível estabelecer uma estratigrafia desta seqüência de rochas a partir dos testemunhos de sondagem estudados. Porém a análise química mostrou que as mineralizações estão hospedadas no biotita gnaiss e secundariamente no hornblenda-biotita gnaiss.

Não existem contatos bruscos entre o biotita gnaiss e o hornblenda-biotita gnaiss ao longo dos testemunhos, havendo sim uma passagem aparentemente gradativa entre estes, dificultando assim a separação e definição destas duas litologias macroscopicamente. Os contatos são bruscos apenas entre estas rochas e os anfíbolitos, hornblenda gnaisses e injeções graníticas.

Na ocorrência **Xicão** o furo de sondagem SGX01 possui 129,60 m de profundidade e intercepta basicamente 3 tipos litológicos. Nos primeiros 117,65 m apresenta uma intercalação de hornblenda-biotita gnaiss com biotita gnaiss e, a partir daí até o fim o furo, intercepta um biotita-hornblenda gnaiss de granulação mais grosseira migmatítico. Ambas as rochas são cortadas por injeções centimétricas de material granítico.

As mineralizações estão hospedadas no biotita gnaiss e secundariamente no hornblenda-biotita gnaiss, similarmente ao que ocorre na ocorrência Andaime.

Na ocorrência **Irmão** o furo de sondagem SGI01 tem 78,30 m de profundidade e intercepta basicamente 3 tipos litológicos: hornblenda-biotita gnaiss, biotita gnaiss e anfíbolito.

grosso. Os primeiros 40,00 m mostram o biotita gnaiss fino intercalado com níveis centimétricos a decimétricos de anfíbolito. Abaixo dos 40,00 m ocorre predominantemente biotita gnaiss mais grosso e migmatizado, sendo que aos 60,00 m esta litologia encontra-se fraturada e mostra veios de quartzo e pirita de espessura centimétrica, os quais cortam a foliação Sn. Os níveis mineralizados estão hospedados no biotita gnaiss fino.

Na ocorrência **Barro Alto** o furo de sondagem SCB01 tem 100 m de profundidade e intercepta 4 tipos litológicos do topo para a base: clorita-actinolita xisto, muscovita-biotita gnaiss, biotita gnaiss e granada-biotita gnaiss. As mineralizações estão hospedadas no muscovita-biotita gnaiss, o qual está descrito em detalhe no Anexo 03.

6.2.4. Níveis Mineralizados

A mineralização aurífera é disseminada e ocorre em níveis centimétricos paralelo ao bandamento gnáissico (Sn). Os níveis mineralizados, apesar de mostrarem-se bem distintos a olho nú devido à presença de sulfetos, principalmente a pirita, não são regularmente distribuídos.

A única diferença marcante entre os níveis mineralizados e os níveis estéreis é a presença de sulfetos e carbonatos. Outras características, como textura e mineralogia principal, não variam em relação ao equivalente não mineralizado (Anexo 03).

A seguir, serão descritas as características principais dos níveis mineralizados de cada ocorrência separadamente.

Andaime

Os níveis mineralizados do biotita gnaiss da ocorrência Andaime apresentam macroscopicamente cor cinza escura em rocha fresca e uma fino bandamento composicional decorrente da alternância de níveis de biotita, carbonato, pirita, granada, com níveis mais quartzo-feldspáticos.

A foliação (Sn) é determinada pela orientação de filmes micáceos, onde os cristais de quartzo e plagioclásio apresentam-se ligeiramente alongados. A pirita ocorre em níveis subconcordantes à foliação Sn em cristais xenomórficos (Foto 6.1) e mais raramente junto a nêbulas de quartzo milimétricas que cortam discordantemente a foliação.

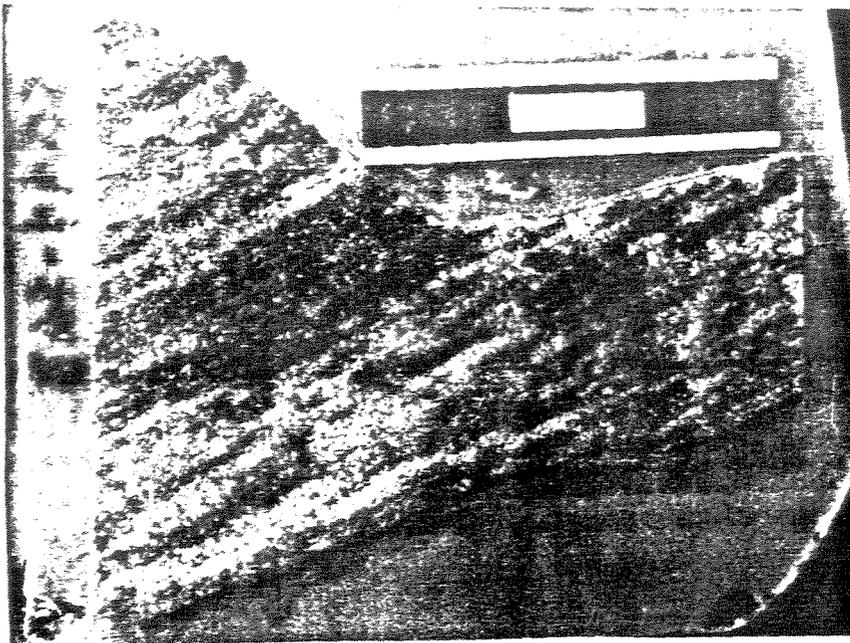


Foto 6.1 - Aspecto macroscópico geral do nível mineralizado da ocorrência Andaime. Amostra SGA01-27,75 m. Escala=3,0 cm.

No furo de sondagem SGA01 foram detectados 4 níveis mineralizados, tendo o mais rico 3,75 ppm e os restantes variando de 3,25 a 0,1 ppm de ouro. Nos furos SGA12 e SGA21 foram detectados somente um nível mineralizado em cada com teores de 1,41 e 2,21 ppm, respectivamente. O estudo petrográfico foi concentrado principalmente nestes níveis e porções adjacentes.

O nível mineralizado da ocorrência Andaime é representado pelo biotita gnaiss de textura granolepidoblástica (Foto 6.2) composto de plagioclásio, quartzo, biotita, microclínio e granada. Ocorrem pequenos percentuais de sulfeto (3%), com predominância de pirita, além de calcopirita (Foto 6.3) e pirrotita (Foto 6.4) subordinadas. Outras fases como telureto de prata e galena, de dimensões nanométricas, foram detectados na MEV. Como minerais acessórios, têm-se epidoto, titanita, zircão e apatita. O ouro só foi detectado por análises químicas.

As principais transformações mineralógicas ocorridas nos níveis mineralizados quando comparadas com a rocha estéril, são incipientes, sendo representadas pela presença pirita e siderita associadas, bem como uma biotitização incipiente da hornblenda (para uma descrição detalhada vide Anexo 03).

É importante citar que a COMIG detectou um nível mineralizado de 0,50 m de espessura, composto de quartzo (30%), plagioclásio (35%), microclínio (30%), biotita (2%), granada (1%) e epidoto (1%). Tal nível mostra em lâmina petrográfica texturas de exsolução de plagioclásio e microclínio, provavelmente a partir de anaxia. Infelizmente este

nível foi totalmente lavrado, restando apenas como registro algumas lâminas delgadas, o que impossibilitou o seu estudo.

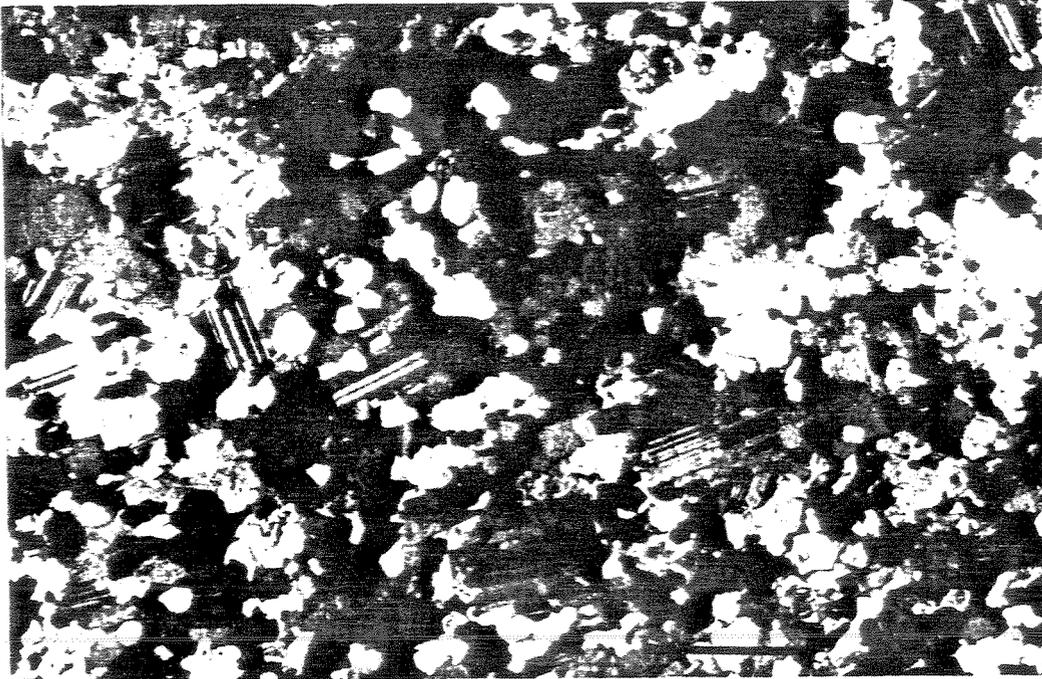


Foto 6.2 - Fotomicrografia do biotita gnaisse mineralizado na ocorrência Andaime (LP). Amostra SGA01-27,75 (barra=1,0mm).



Foto 6.3 - Fotomicrografia mostrando cristais irregulares de pirita ao longo da a foliação Sn (LR). Amostra SGA01-27,75m. Barra=1,0 mm.

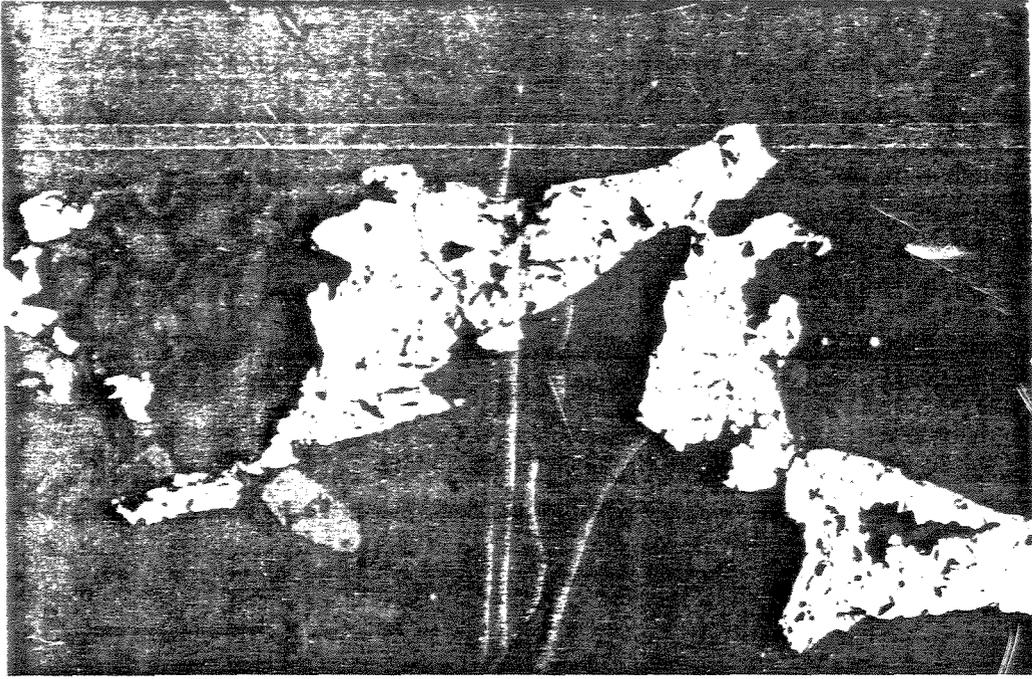


Foto 6.4 - Fotomicrografia mostrando os cristais de calcopirita e pirita associados (LR). Amostra SGA01-27,75m. Barra=0,1 mm.

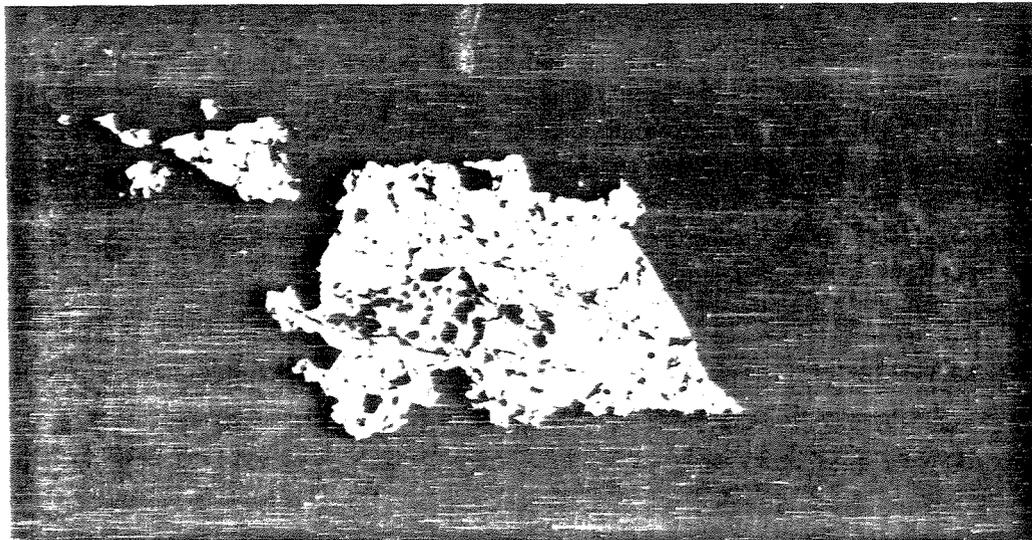


Foto 6.5 - Fotomicrografia mostrando cristais de pirrotita e pirita associados (LR). Amostra SGA01-27,75m. Barra=0,1 mm.

Xicão

Os níveis mineralizados no biotita gnaisse da ocorrência Xicão apresentam macroscopicamente cor cinza claro em rocha fresca e um bandamento (Sn) centimétrico a milimétrico, quase imperceptível, dado pelas variações nas percentagens de biotita. Há também

uma variação de granada, epidoto e pirita, de nível para nível subconcordante com a foliação Sn (Foto 6.6)

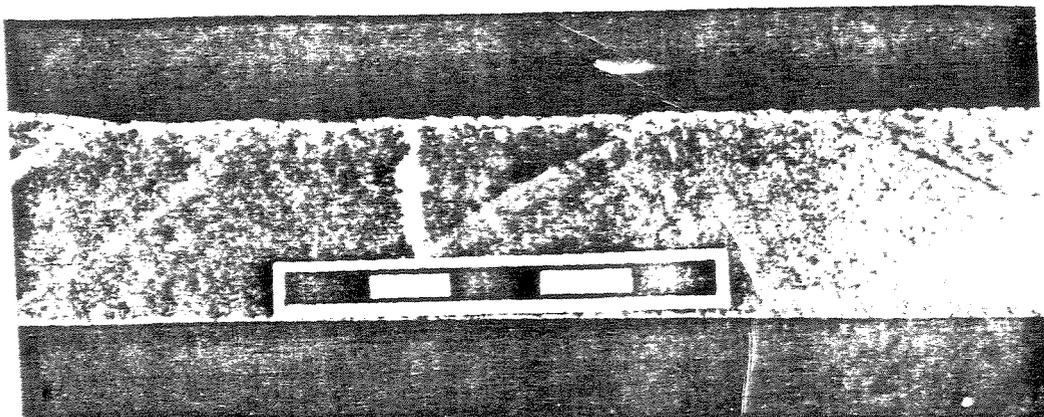


Foto 6.6 - Aspecto macroscópico do nível mineralizado da ocorrência Xicão. Amostra SGX01-44,40m. Escala=5,0cm.

Ao longo do testemunho de sondagem SGX01, foram detectados por análises químicas 5 níveis com teores para ouro. O mais rico apresentando 2 ppm e os restantes 0.05 ppm.

O biotita gnaiss mineralizado é representado por uma rocha de textura granoblástica a granolepidoblástica composta de plagioclásio, quartzo, biotita, microclínio. Dentre os sulfetos predomina a pirita e subordinadamente pirrotita e calcopirita. Como acessórios tem-se granada, carbonato, epidoto, titanita, zircão e apatita. O ouro só foi detectado por análises químicas.

As transformações mineralógicas nos níveis mineralizados são incipientes, sendo representada, além dos processos já descritos na ocorrência Andaime, pela: granada alterando-se fracamente a epidoto ao longo de suas fraturas, uma fraca seritização do plagioclásio e uma oxidação ao longo das clivagens da biotita.

Nas amostras onde o percentual de sulfetos é maior que 1% observa-se a concentração destes junto ao carbonato e biotita, sugerindo que todos sejam produto de um mesmo processo (Foto 6.7).

Irmão

O biotita gnaiss fino, onde encontram-se os níveis mineralizados, apresenta cor cinza claro a escuro e mostra um bandamento fino (centimétrico), em semelhança ao que ocorre em superfície (Foto 6.8). Observa-se microscopicamente nos testemunhos foliação Sn, com

e níveis ricos em granada rósea, sendo que as granadas maiores concentram-se nas porções leucocráticas.

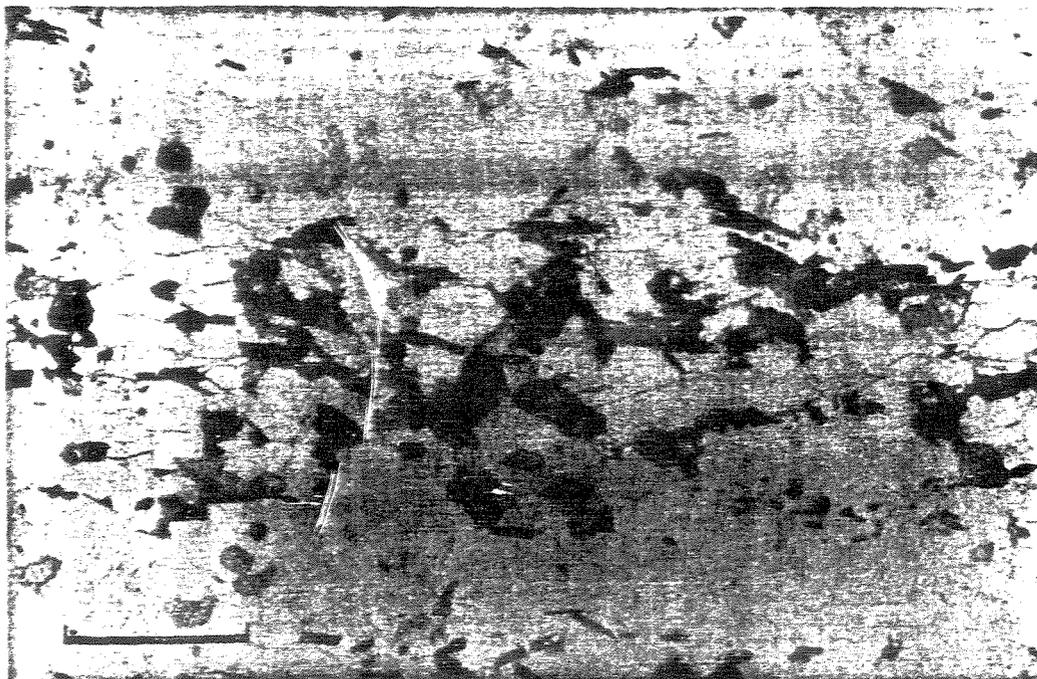


Foto 6.7 - Fotomicrografia do biotita gnaise mineralizado na ocorrência Xicão (LP). Amostra SGX01-44,40m. Barra=1,0mm.

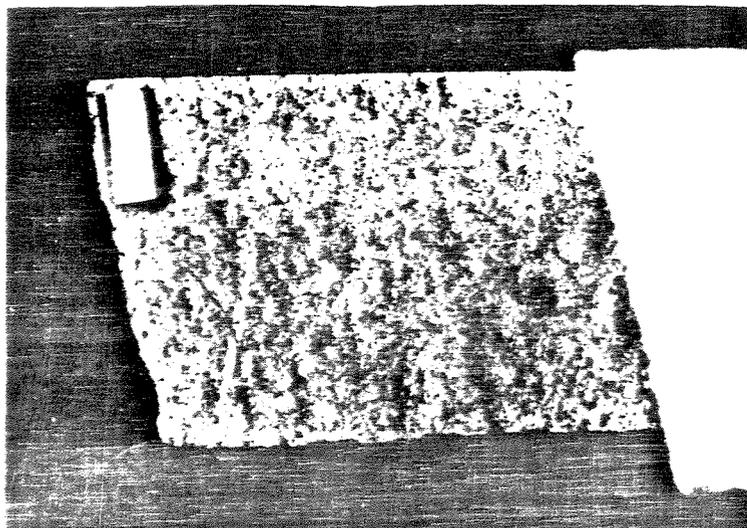


Foto 6.8 - Aspecto macroscópico do nível mineralizado do biotita gnaise na ocorrência Irmão. Escala=1,0 cm.

Esta litologia ainda no âmbito dos níveis mineralizados, mostra vênulas de quartzo milimétricas e descontínuas concordantes com a foliação S_n. Vênulas milimétricas (injeções), constituídas de quartzo, microclínio, plagioclásio e opacos, possuem granulação mais grosseira que o restante da lâmina, e ocorrem concordantes com a foliação e mais raramente discordante

Foram detectados dois intervalos mineralizados no biotita gnaiss fino: um de 10 m com teores de Au variando de 0,05 a 0,6 ppm e outro intervalo de 1 m com teores de 0,2 ppm.

O biotita gnaiss fino hospedeiro da mineralização aurífera exibe textura granolepidoblástica a granoblástica e está pouco deformado (Foto 6.9). Compõem a mineralogia principal quartzo, plagioclásio, microclínio e biotita. Os sulfetos e óxidos ocorrem em pequenos percentuais. Dentre os sulfetos predomina a pirita e subordinadamente calcopirita e, dentre os óxidos, predomina limonita/goethita e subordinadamente magnetita, hematita e rutilo. Como acessórios tem-se granada, epidoto, muscovita, titanita, zircão, apatita, monazita, clorita e allanita. O ouro foi detectado somente por análises químicas.

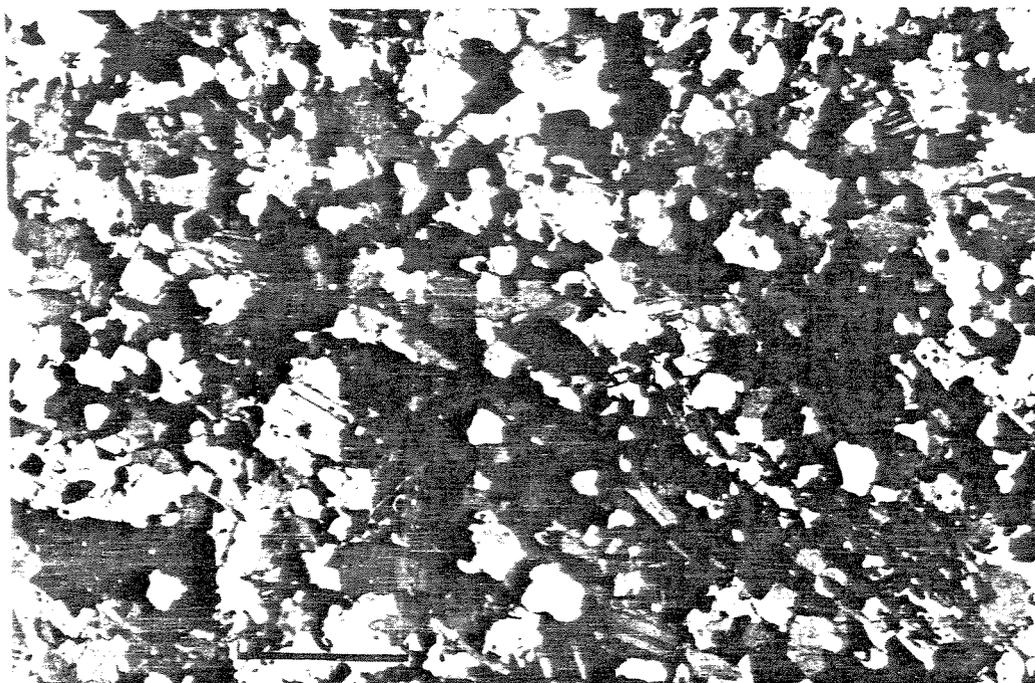


Foto 6.9 - Fotomicrografia do nível mineralizado do biotita gnaiss na ocorrência Irmão (LP). Amostra SGI01-23,50m. Barra=1,0mm.

A transformação mineralógica ocorrida nos níveis mineralizados é incipiente, sendo representada sericitização incipiente do plagioclásio e texturas de exsolução de plagioclásio e microclínio. Observam-se aumentos substanciais na percentagem modal de microclínio e quartzo e diminuição de plagioclásio, epidoto e granada.

Foi observada também uma feição petrográfica que já havia sido descrita nas amostras coletadas no campo (vide Capítulo 3 -Geologia Local, ítem 3.3.1). Esta feição mostra

agregados de quartzo e plagioclásio, que foram interpretados como possíveis clastos, vestigiais da época de deposição dos sedimentos.

Barro Alto

As mineralizações estão hospedadas no âmbito do muscovita-biotita gnaiss, onde foram detectados teores para ouro variando de 0,05 e 1,6ppm num intervalo de 15 m.

O muscovita-biotita gnaiss apresenta cor cinza clara e é finamente laminado. Os sulfetos são finos e ocorrem associados às bandas mais félsicas e/ou disseminados paralelos a Sn, sendo que localmente, acompanhados de quartzo preenchendo fraturas centimétricas (Foto 6.10).

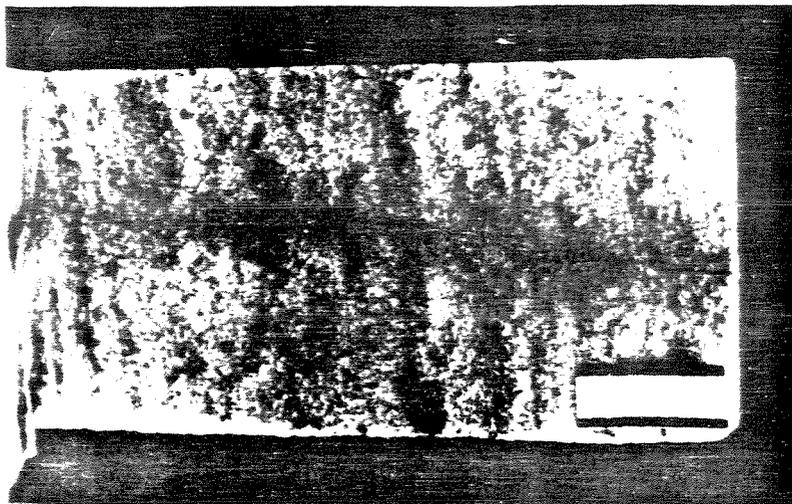


Foto 6.10 - Aspecto macroscópico do nível mineralizado do muscovita-biotita gnaiss da ocorrência Barro Alto. Amostra SCB01-56, 10m. Escala=1,0cm.

O intervalo mineralizado está hospedado no muscovita-biotita gnaiss, o qual exibe textura granolepidoblástica fina. A foliação Sn, imposta principalmente pela orientação da biotita, é uma feição nítida. A sua mineralogia principal compõe-se de: quartzo, plagioclásio, microclínio, muscovita e biotita. Dentre os sulfetos, predomina pirita e subordinadamente ocorrem calcopirita e arsenopirita. Os óxidos são representados por magnetita, goethita e hematita. Como acessórios têm-se carbonato, epidoto, clorita, granada, titanita, allanita, apatita, zircão, monazita e xenotime. Galena e uraninita ocorrem em quantidades traço.

As transformações mineralógicas ocorridas nos níveis mineralizados são mais acentuadas se comparadas com as demais ocorrências e são representadas pela sericitização

e muscovitização do plagioclásio, muscovitização da biotita (Foto 6.11) e uma correlação entre sulfeto e carbonato (pirita e siderita).

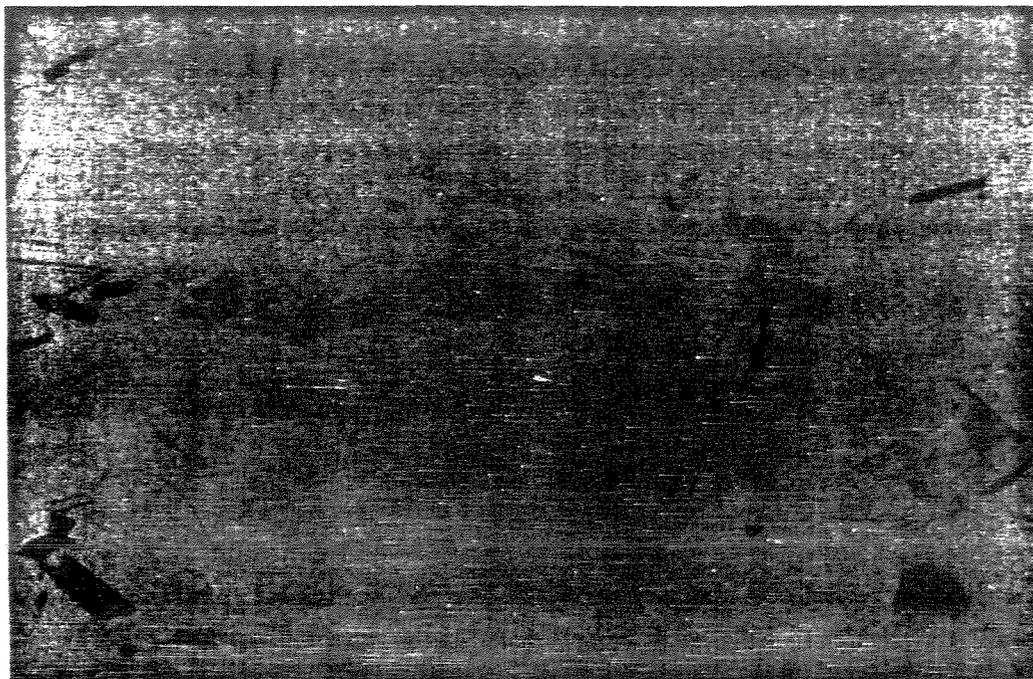


Foto 6.11 - Fotomicrografia mostrando a relação entre a pirita, muscovita e biotita no nível mineralizado. Amostra SCB01-56,10m. Barra=0,1mm

6.2.5. Controle Estrutural

As ocorrências Andaime, Xicão e Irmão encontram-se no Domínio Estrutural Oeste, enquanto que a ocorrência Barro Alto encontra-se no Domínio Estrutural Central (vide Anexos 01 e 02). A localização destas ocorrências em relação aos domínios estruturais sugere que estas são controladas principalmente por estruturas relacionadas ao evento D_n , e que a participação de D_{n+1} no controle tenha sido secundária. Na ocorrência Barro Alto pode-se notar o começo do desenvolvimento da foliação S_{n+1} , porém ainda incipiente, sendo predominantes as estruturas relacionadas a D_n . Além disto, as mineralizações auríferas aqui estudadas, estão confinadas em sua maioria a níveis paralelos a subparalelos à foliação S_n e encontram-se dobradas por dobras D_n , o que descarta em parte a possibilidade de uma relação temporal com fase D_{n+1} .

As principais microestruturas observadas são: extinção ondulante, bandas de deformação, germinação mecânica, *kink bands* e formação de subgrãos. São representativos de processos cristaloplásticos através de mecanismos de plasticidade cristalina, segundo KNIPE (1989). Estas microestruturas, se somadas ao fato de que não foi encontrado nem o mínimo vestígio de texturas miloníticas, corroboram a hipótese da relação temporal da mineralização com a fase Dn em condições metamórficas de fácies anfibolito médio a alto.

6.3. Geoquímica da Mineralização

6.3.1. Introdução

Como descrito nos itens anteriores, constatou-se que os níveis mineralizados não sofreram transformações mineralógicas marcantes e nem sofreram mudanças texturais. Estas transformações são representadas principalmente pela formação de biotita a partir da hornblenda, formação de sulfetos e carbonatos associados e formação de muscovita a partir de biotita e plagioclásio. Cabe ressaltar que em todos os níveis mineralizados foram observadas feições típicas de processo de fusão parcial (texturas de exsolução de plagioclásio e microclínio, plagioclásios corroídos contendo gotas de quartzo, bordos mirmequíticos).

Este estudo geoquímico teve como objetivo observar as modificações ocorridas durante as interações fluido-rocha associadas ao processo mineralizante, pois os fluidos são agentes importantes para transferência térmica durante o metamorfismo ou alteração hidrotermal, mas também pode ser o vetor para a mobilização de elementos químicos nos processos de solubilização/precipitação (LEGRAND & MAGINI, 1992).

As observações foram feitas através de análises químicas de rocha total, em 20 amostras extraídas dos furos de sondagem SGA01, SGA12, SGA21, da ocorrência Andaime e SGX01, SGI01 e SCB01, das ocorrências Xicão, Irmão e Barro Alto, respectivamente. Compreendem análises de elementos maiores e alguns traços e os resultados estão mostrados na Tabela 6.1. Cabe ainda citar que as vênulas de quartzo, quando presentes, foram retiradas para execução da análise.

	SGA01- 27,40m	SGA01- 27,75m	SGA01- 27,95m	SGA01- 28,10m	SGA12- 95,43m	SGA12- 96,43m	SGA21- 57,00m	SGA21- 58,20m	SG101- 23,50m	SG101- 31,10m
SiO ₂ (%)	73,80	73,70	66,20	73,40	74,30	68,60	74,70	74,00	76,50	75,40
TiO ₂	0,39	0,32	0,62	0,38	0,31	0,51	0,33	0,38	0,26	0,34
Al ₂ O ₃	11,90	12,20	12,80	11,60	11,80	12,00	12,00	11,30	11,80	11,10
Fe ₂ O ₃	1,55	1,41	2,29	1,86	1,43	2,38	1,29	1,42	0,70	1,11
FeO	2,84	2,14	5,23	2,63	2,31	3,99	2,62	3,06	1,98	2,73
MnO	0,10	0,10	0,17	0,10	0,09	0,13	0,09	0,10	0,05	0,07
MgO	0,45	0,44	0,66	0,46	0,37	0,58	0,45	0,49	0,21	0,36
CaO	1,87	1,53	3,35	1,98	1,58	2,99	1,25	1,25	0,84	2,16
Na ₂ O	4,34	4,56	4,61	4,51	3,94	4,45	4,04	4,36	3,52	3,77
K ₂ O	2,09	2,75	2,29	1,81	2,85	1,93	2,39	2,07	3,26	1,02
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,12	0,06	0,04	0,09	0,05	0,06	0,03	0,04
H ₂ O	0,18	0,13	0,13	0,14	0,11	0,14	0,12	0,14	0,10	0,10
PF	1,48	1,26	1,93	0,98	0,88	1,31	0,54	0,61	0,55	0,55
total	101,05	100,59	100,40	99,91	100,01	99,10	99,85	99,24	99,80	98,75
FeOt	4,23	3,41	7,29	4,30	3,60	6,13	3,78	4,37	2,60	3,73
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₄	0,33	0,37	0,28	0,39	0,36	0,35	0,31	0,29	0,24	0,27
Cr (ppm)	35	10	10	30	<4	20	10	40	<4	25
Co	20	10	25	10	5	15	15	20	10	20
Ni	5	5	8	8	5	5	5	5	6	4
Cu	15	10	10	10	15	15	10	15	15	50
Zn	93	75	181	141	100	125	102	114	106	67
Rb	40	45	60	43	51	49	47	37	68	25
Sr	174	148	213	165	134	204	152	153	110	210
Y	48	47	68	43	63	45	59	54	55	30
Zr	311	314	264	303	316	234	327	312	320	308
Au	<0,05	3,25	3,75	0,5	<0,05	1,45	2,21	<0,05	0,25	<0,05
Dens(g/cm ³)	2,37	2,35	2,43	2,36	2,35	2,41	2,35	2,36	2,33	2,36

Tabela 6.1 - Resultados de análises químicas de rocha total de amostras dos testemunhos de sondagens das ocorrências Andaine, Imão, Xicão e Barro Alto.

	SGX01- 43,10m	SGX01- 44,40m	SGX01- 47,80m	SGX01- 56,00m	SCB01- 51,50m	SCB01- 52,10m	SCB01- 56,00m	SCB01- 56,10m	SCB01- 61,88m	SCB01- 67,60m
SiO ₂ (%)	73,80	73,30	72,60	73,50	75,50	76,00	76,60	75,00	76,30	67,40
TiO ₂	0,34	0,38	0,42	0,38	0,21	0,09	0,19	0,16	0,19	0,54
Al ₂ O ₃	12,20	12,50	12,10	12,20	13,00	12,70	12,20	11,50	12,60	13,80
Fe ₂ O ₃	1,41	1,79	1,02	1,43	1,18	0,99	1,25	1,45	0,80	1,62
FeO	2,65	2,57	3,47	2,68	1,22	1,21	0,74	0,40	1,08	2,93
MnO	0,08	0,09	0,08	0,07	0,03	0,03	0,009	0,006	0,02	0,07
MgO	0,34	0,40	0,40	0,39	0,37	0,25	0,36	0,25	0,31	0,94
CaO	1,67	1,99	0,98	1,08	1,27	1,05	0,51	1,51	0,88	1,86
Na ₂ O	3,81	3,99	4,46	3,73	3,35	3,38	3,29	3,67	3,50	3,69
K ₂ O	2,93	2,67	2,52	2,98	3,91	3,93	4,05	3,41	4,36	3,96
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,06	0,06	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,12
H ₂ O	0,12	0,15	0,14	0,14	0,09	0,09	0,16	0,23	0,15	0,19
PF	0,81	1,05	1,17	0,98	0,87	0,76	1,16	1,20	0,71	1,11
total	100,22	100,94	99,24	99,62	101,03	100,50	99,38	98,90	100,91	98,23
FeOt	3,92	4,18	4,39	3,97	2,28	2,10	1,86	1,72	1,80	4,39
Fe ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₄	0,32	0,39	0,21	0,33	0,47	0,42	0,60	0,77	0,40	0,33
Cr (ppm)	20	10	5	20	45	20	5	5	30	25
Co	10	5	10	10	10	15	15	10	10	25
Ni	4	6	6	5	7	7	5	5	4	16
Cu	15	5	15	15	15	15	20	20	15	20
Zn	94	107	100	92	78	80	66	91	47	36
Rb	64	54	70	70	30	85	98	67	110	99
Sr	145	155	149	140	157	143	187	114	99	232
Y	67	59	49	46	60	67	61	62	66	54
Zr	315	306	308	309	349	336	293	287	290	296
Au	<0,05	2,2	<0,05	<0,05	0,5	1,5	0,45	1,25	<0,05	<0,05
Dens(g/cm ³)	2,36	2,36	2,36	2,36	2,33	2,33	2,32	2,32	2,31	2,38

Tabela 6.1 - cont'd (continua)

6.3.2. Diagrama Isocon

GRESENS (1967), estudando a mobilidade de elementos químicos durante o processo de alteração hidrotermal, determinou que os cálculos de ganhos e perdas de um ou diversos elementos químicos implicariam no conhecimento da mudança de volume e massa resultante durante o referido processo. Quando tanto mudanças de massa ou volume podem ser razoavelmente estimados, ganhos e perdas de componentes específicos durante a alteração podem ser calculados. Desta forma, GRESENS (1967) sugeriu a incorporação de dados de densidade nos cálculos de balanço químico de massa, onde a mudança de volume durante a alteração da rocha original para o seu produto final alterado é estimada a partir da mudança coerente de diversos componentes assumidos como sendo relativamente imóveis. O problema deste tipo de abordagem é que nem sempre é fácil identificar estes elementos relativamente imóveis. Por exemplo: elementos usualmente menos susceptíveis a alteração hidrotermal ou metamorfismo como Ti, Zr, Al_2O_3 e elementos terras raras (ETR) podem ser móveis em certas condições hidrotermais (LUDDEN *et al.*, 1984).

GRANT (1986) rearranjou a equação de GRESENS (1967) para alteração hidrotermal em uma relação linear entre concentração de um componente na rocha alterada e o seu protólito. No gráfico de concentração dos componentes da rocha alterada *versus* rocha mãe (não alterada), componentes que não mostram relativas perdas e ganhos de massa irão plotar numa linha reta através da origem, denominada isocon. A declividade da isocon define a mudança de massa ocorrida durante a alteração, e os desvios dados desta isocon são proporcionais a mudança de concentração do componente correspondente durante a alteração. A metodologia de GRANT (1986) é a resolução gráfica do trabalho de GRESENS (1967).

Neste estudo, o método gráfico acima descrito foi utilizado do seguinte modo: a concentração dos elementos químicos da rocha mineralizada foi plotada em ordenada e a concentração dos elementos químicos da rocha estéril ($Au < 0,05 ppm$) em abscissa, sempre comparando amostras de um mesmo testemunho de sondagem. Os valores relativos a concentração dos elementos químicos foram escalados (multiplicados ou divididos) livremente, conforme preve o método. Os elementos traços foram plotados separadamente para obter-se uma melhor visualização do diagrama.

Na aplicação do método, procurou-se seguir os fatores mais importantes que podem ser fonte de erro de interpretação, dentre eles: escolha da rocha mineralizada, escolha da rocha

equivalente não mineralizada, até que nível pode ser definido componente móvel e imprecisão analítica.

6.3.3. Análise Qualitativa

A análise qualitativa do comportamento geoquímico de cada ocorrência será descrito separadamente a seguir.

Andaime

Os diagramas das Figuras 6.1, 6.2 e 6.3 mostram o comportamento dos elementos químicos de amostras da ocorrência Andaime. A maior parte dos componentes permanecem imóveis e constatou-se um ligeiro ganho de volume nas amostras mineralizadas em relação às não mineralizadas (0,52 a 0,97%).

Dentre os elementos imóveis estão: SiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , MgO e Ni . Os componentes plotados muito próximos à isocon, como Fe_2O_3 , MnO , TiO_2 , Zr , Y , Rb , Cu , não mostram significantes perdas ou ganhos, portanto podem ser considerados também imóveis.

Outros componentes como Na_2O , CaO , Zn , e Sr são relativamente móveis, pois oscilam entre os campos de perdas e ganhos.

O K_2O é enriquecido nos diagramas das Figuras 6.2 e 6.3, porém encontra-se ligeiramente empobrecido no diagrama da Figura 6.1, que apresenta o menor teor de ouro.

O FeO , Co e Cr são os componentes móveis empobrecidos nos diagramas anteriormente citados.

O ferro ocorre preferencialmente sob a forma reduzida FeO , e o grau de oxidação dessas rochas, dado pela relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + (\text{FeO} \times 1,11)$, varia na faixa de 0,28 a 0,39. A perda ao fogo (PF) encontra-se na faixa de 0,54 a 1,48.

As razões metal básico/ouro, calculadas para Zn/Au e Cu/Au , decrescem nestas rochas com o aumento dos teores de Au . Somente uma das amostras não obedeceu a esta relação em relação ao Zn .

O comportamento dos componentes nos diagramas das Figuras 6.4 e 6.5 mostra-se bem distinto dos demais diagramas. Através dos diagramas pode-se constatar uma perda de volume de aproximadamente 44%, e a isocon foi traçada passando pelos seguintes elementos: P_2O_5 , MgO , Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 , CaO , FeOt . Utilizando-se esta isocon tem-se que considerar

uma perda de volume associada com a perda dos seguintes elementos: K_2O , Al_2O_3 , Na_2O e SiO_2 .

O diagrama isocon pode ser também utilizado no estudo dos mecanismos de formação de migmatitos. Trata-se de uma ferramenta útil na distinção entre migmatização em sistema aberto e fechado. Os diagramas das Figuras 6.4 e 6.5 são semelhantes ao diagrama isocon dos migmatitos a NE de Minnessota (paleossoma *versus* melanossoma) descritos por GRANT (1986), a partir dos dados de SHEEHAN *et al.*(1985), excetuando-se o comportamento do CaO. Os migmatitos de Minnessota perderam quantidades na faixa de 60 a 20% de concentração de K_2O , Al_2O_3 , Na_2O , CaO e SiO_2 . Através do balanço químico de massa, utilizando o método gráfico, GRANT (1986) sugeriu que a migmatização das rochas de Minnessota ocorreu em sistema fechado. No caso das amostras deste estudo não foi possível efetuar o balanço, pois na coleta de amostras não se tinha este propósito. De qualquer maneira para testar a hipótese de migmatização necessita-se de dados complementares.

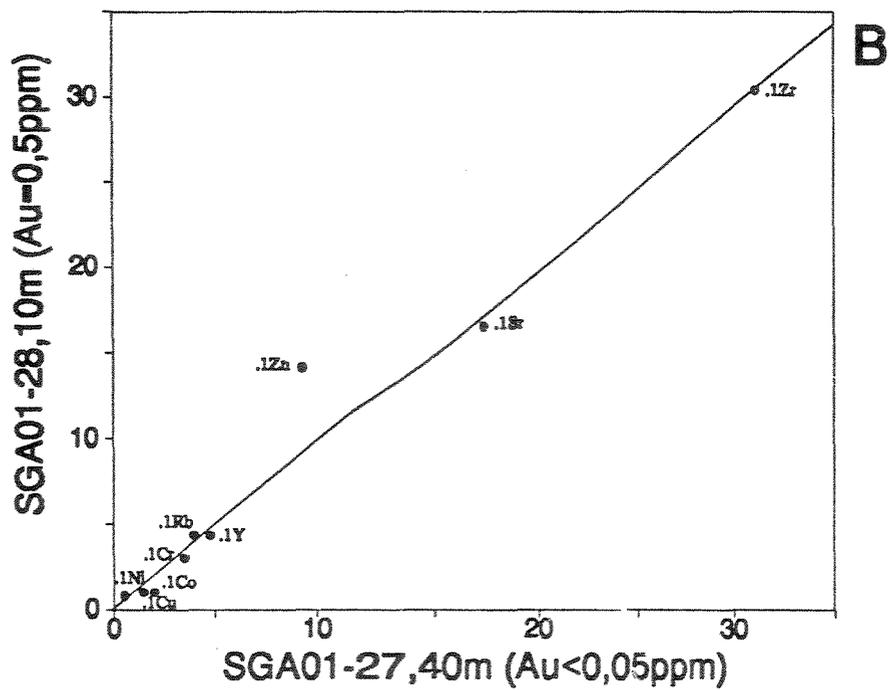
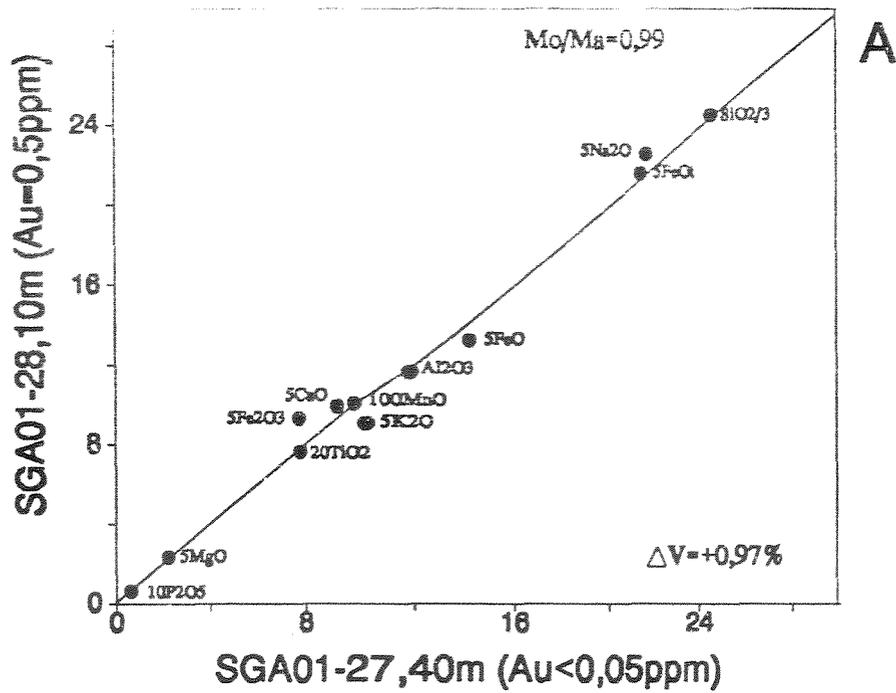


Figura 6.1. Diagramas Isocon para rochas da ocorrência Andaimite. Dados a partir da Tabela 6.1. Diagrama A para os elementos maiores e B para os traços. Houve um aumento de volume de 0,97%. Mo/Ma = variação de massa.

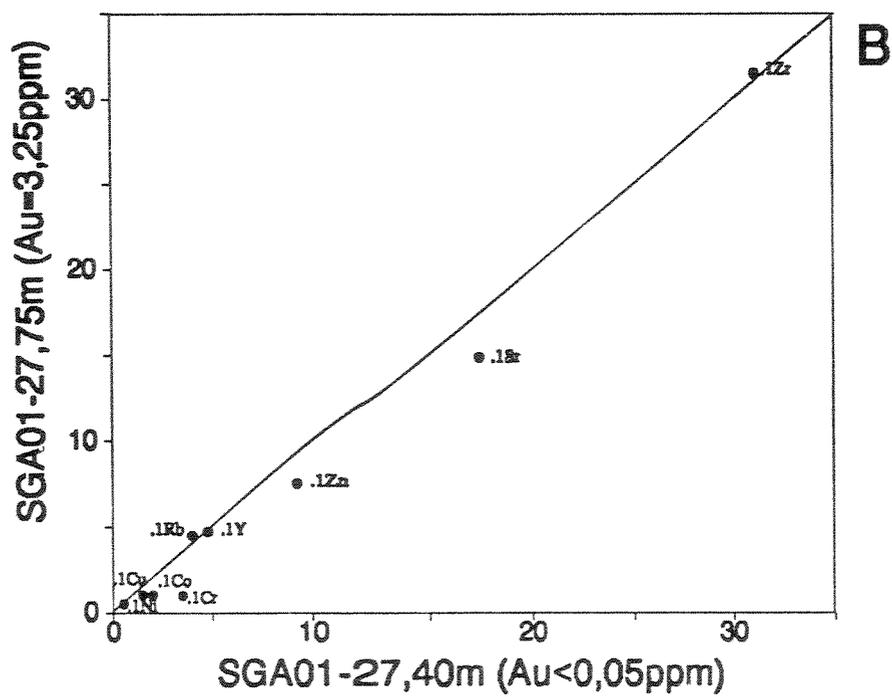
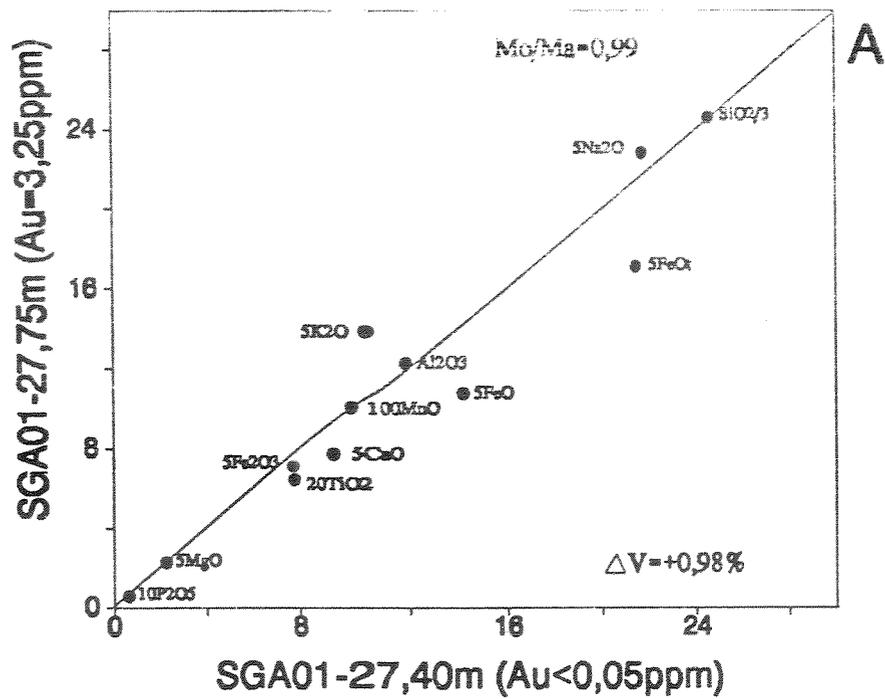


Figura 6.2. Diagramas Isocon para rochas da ocorrência Andaime. Dados a partir da Tabela 6.1. Diagrama A para os elementos maiores e B para os traços. Houve um aumento de volume de 0,98%. Mo/Ma = variação de massa.

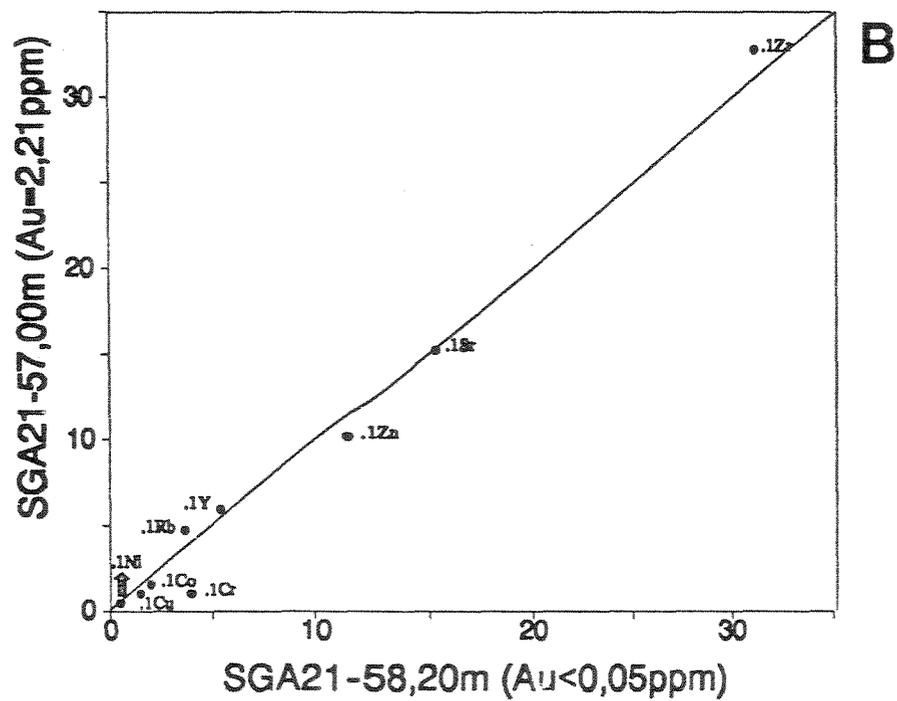
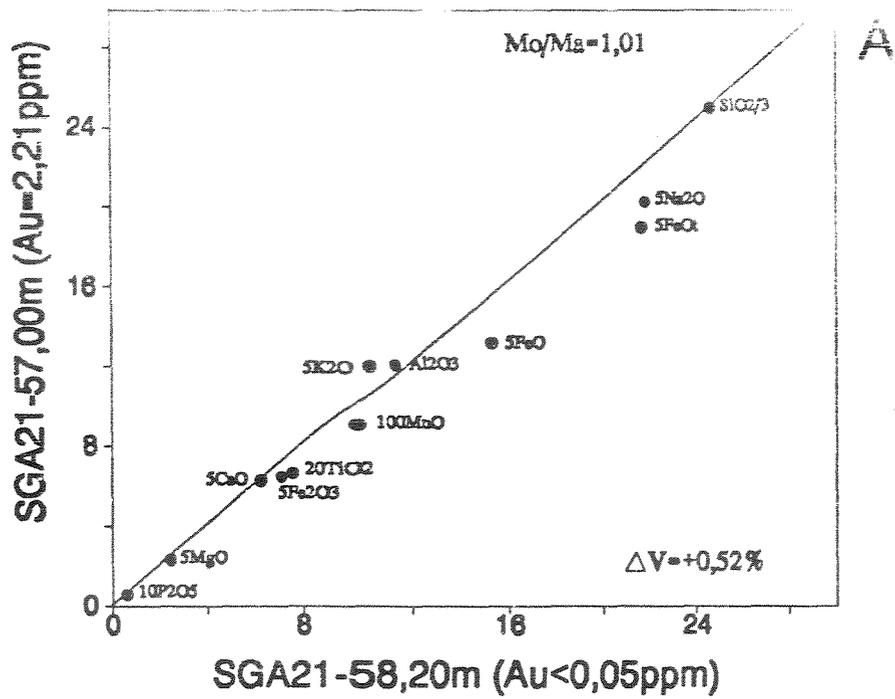


Figura 6.3. Diagramas Isocon para rochas da ocorrência Andaime. Dados a partir da Tabela 6.1. Diagrama A para os elementos maiores e B para os traços. Houve um aumento de volume de 0,52%. Mo/Ma = variação de massa.

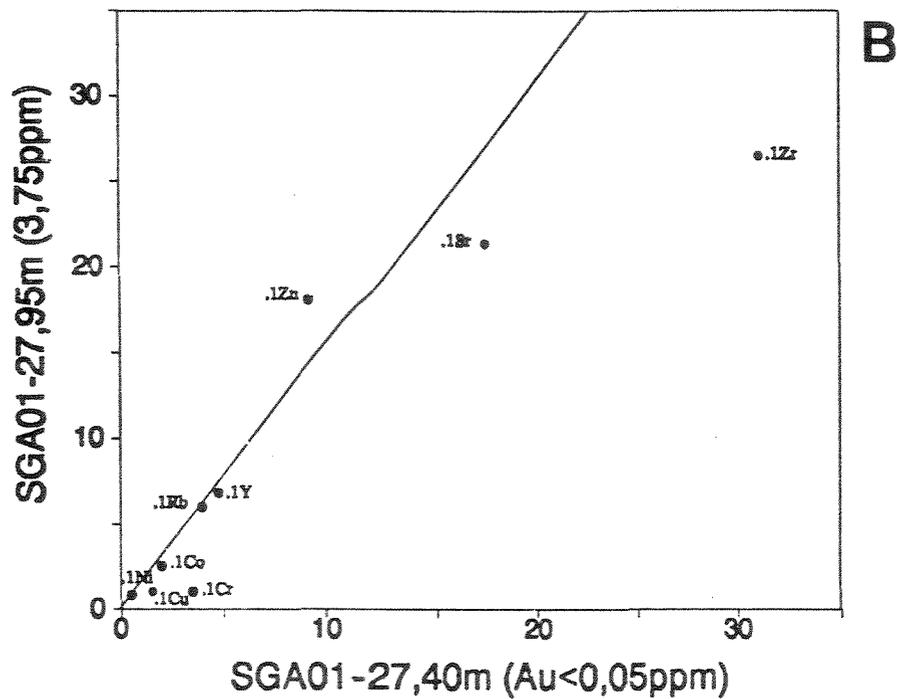
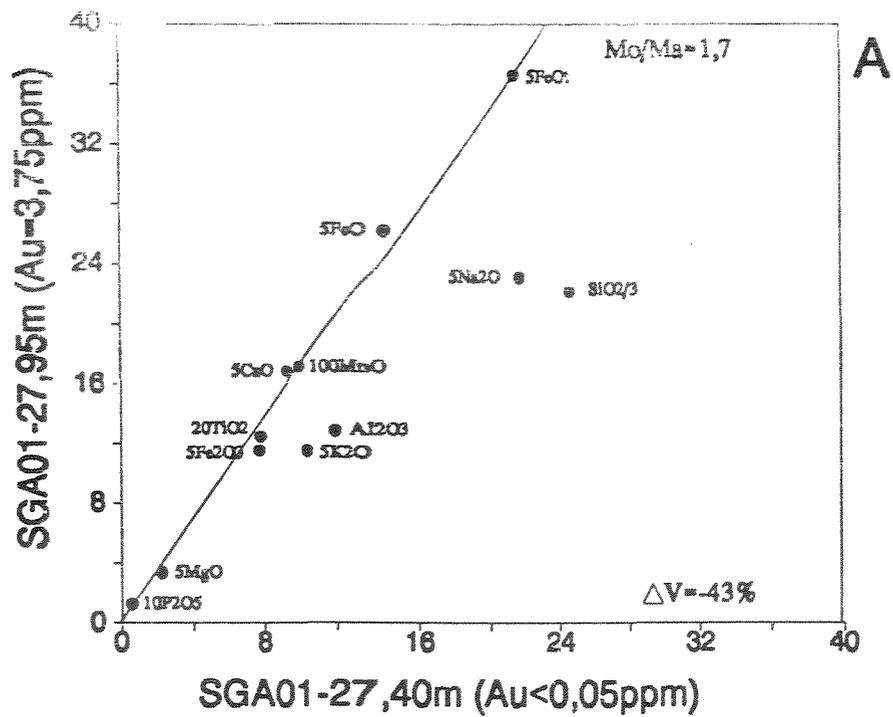


Figura 6.4. Diagramas Isocon para rochas da ocorrência Andruime. Dados a partir da Tabela 6.1. Diagrama A para os elementos maiores e B para os traços. Houve uma diminuição de volume de 43%. Mo/Ma = variação de massa.

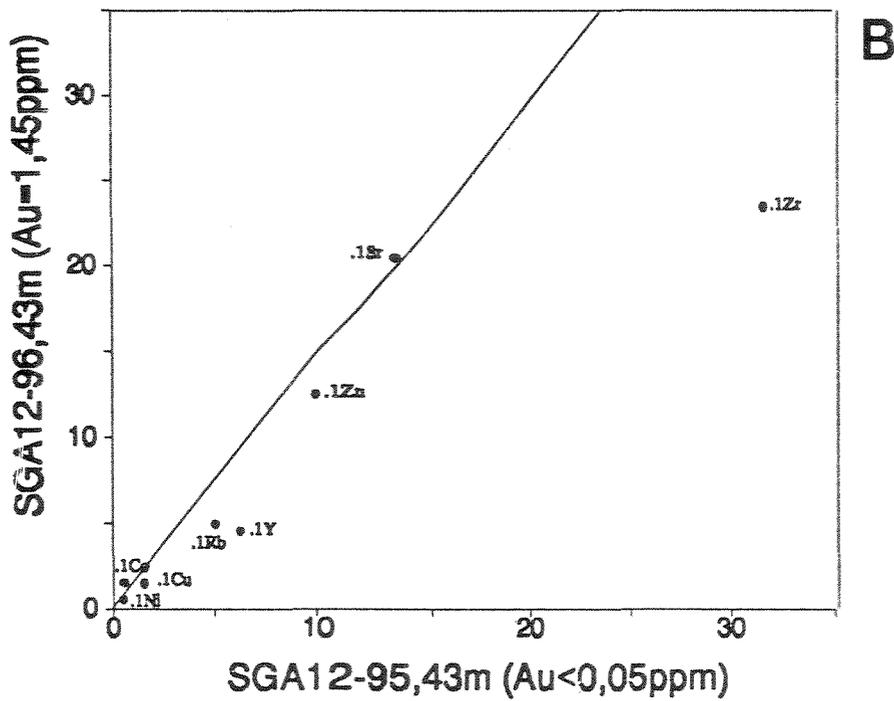
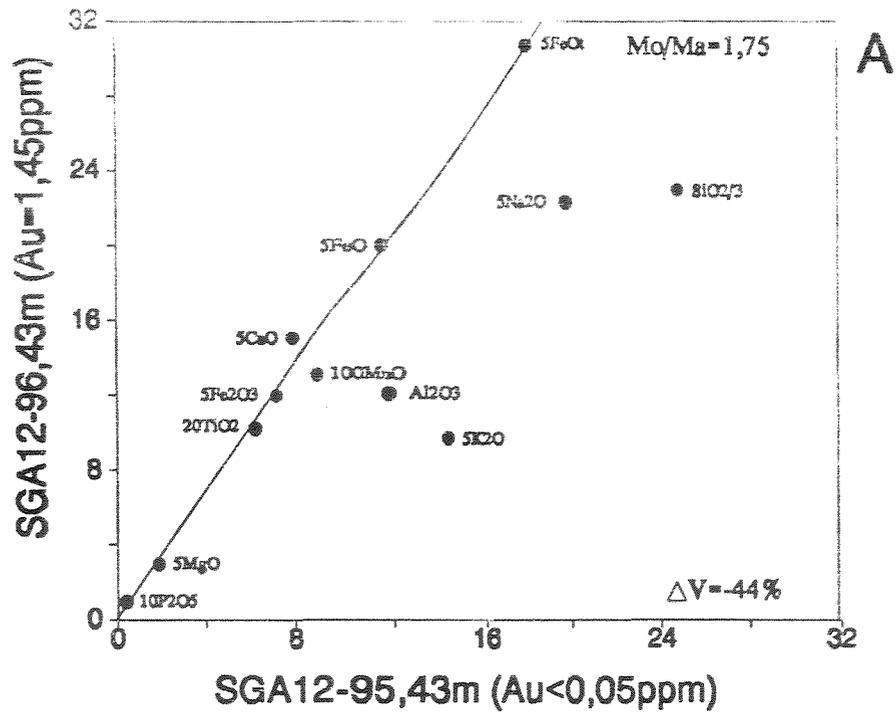


Figura 6.5. Diagramas isocon para rochas da ocorrência Andaimé. Dados a partir da Tabela 6.1. Diagrama A para os elementos maiores e B para os traços. Houve uma diminuição de volume de 44%. Mo/Ma = variação de massa.

Xicão

Os componentes químicos apresentam um comportamento semelhante em todas as amostras da ocorrência Xicão (Figuras 6.6, 6.7 e 6.8). Pode-se constatar também um ligeiro aumento de volume (0,27 a 0,95%) das amostras mineralizadas em relação às não mineralizadas.

Dentre os componentes imóveis estão: SiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , MgO , Ni e Zr .

Componentes como K_2O , Na_2O , FeO , TiO_2 , FeO , Y e Cr são relativamente móveis e oscilam entre os campos de perdas e ganhos.

CaO , Fe_2O_3 , MnO são os elementos móveis ganhos em todas as amostras, além do Sr e Zn , que apresentam também ganhos, porém não muito substanciais.

Rb e Cu são os elementos que apresentam uma ligeira perda.

O ferro ocorre preferencialmente sob a forma reduzida FeO , e o grau de oxidação dessas rochas, dado pela relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + (\text{FeO} \times 1,11)$, varia na faixa de 0,21 a 0,39 e a perda ao fogo (PF) encontra-se na faixa de 0,81 a 1,17.

Irmão

Pode-se notar um comportamento de maior mobilidade se comparado com as outras ocorrências (Fig.6.9) concomitante a uma perda de volume de 4,72%. Consideramos que os resultados obtidos principalmente quanto ao teor de K_2O são aparentemente anômalos, se comparados com as demais litologias. Não sabemos se isto corresponde a um dado real ou a um erro analítico, pois foram utilizados dados de somente duas amostras dessa ocorrência.

Dentre os elementos imóveis estão: Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 , P_2O_5 e Ni . Dentre os elementos móveis ganhos estão: K_2O , Y , Rb , Zn e Zr ; e entre os móveis perdidos estão: CaO , FeO , Fe_2O_3 , MnO , Na_2O , MgO , Cu , Co e Sr .

O ferro ocorre preferencialmente sob a forma reduzida FeO , e o grau de oxidação dessas rochas é de 0,24 a 0,27 e a perda ao fogo (PF) é de 0,55.

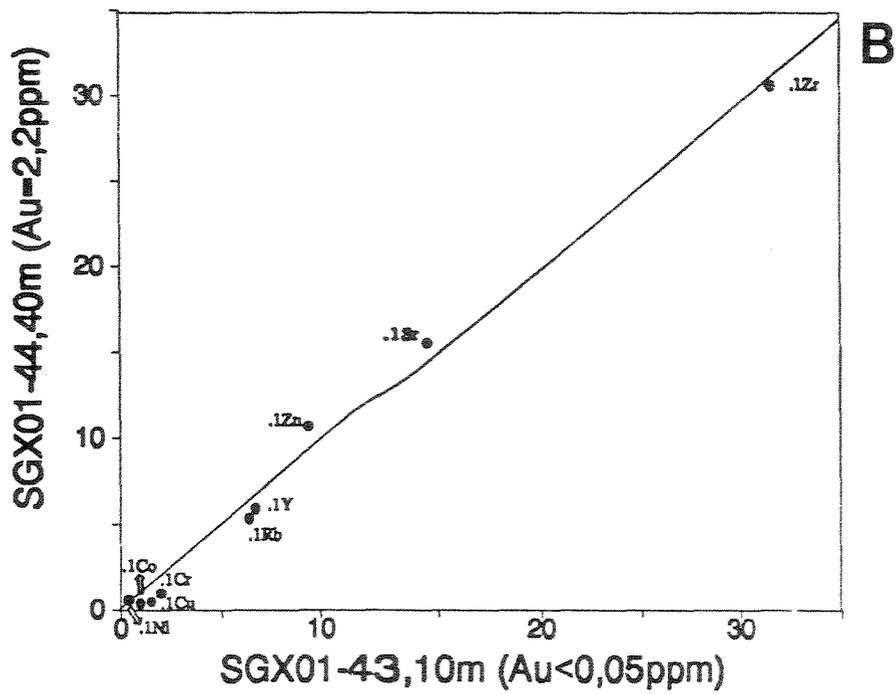
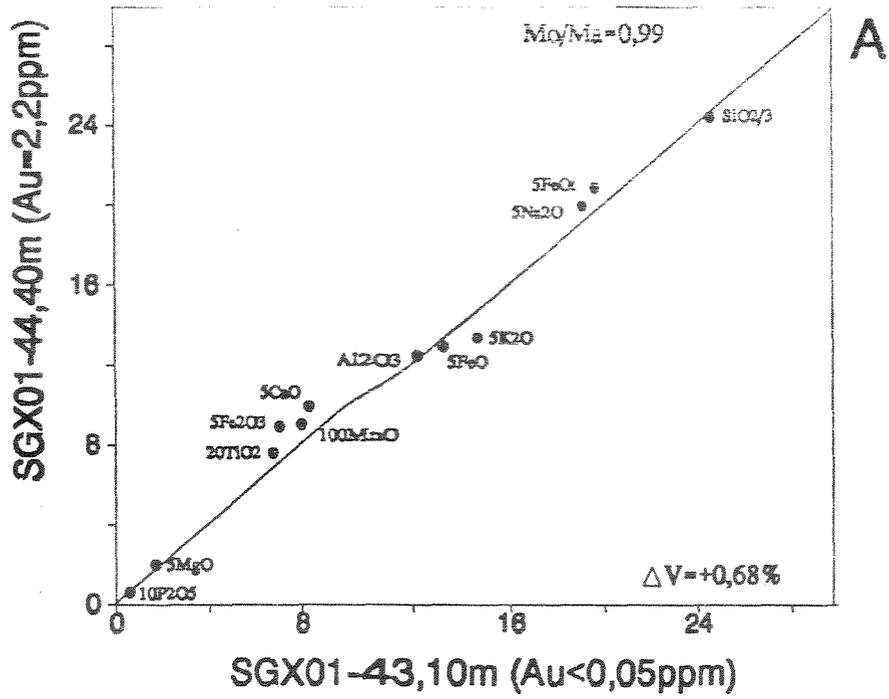


Figura 6.6. Diagramas Isocon para rochas da ocorrência Xicão. Dados a partir da Tabela 6.1. Diagrama A para os elementos maiores e B para os traços. Houve um aumento de volume de 0,68%. Mo/Ma = variação de massa.

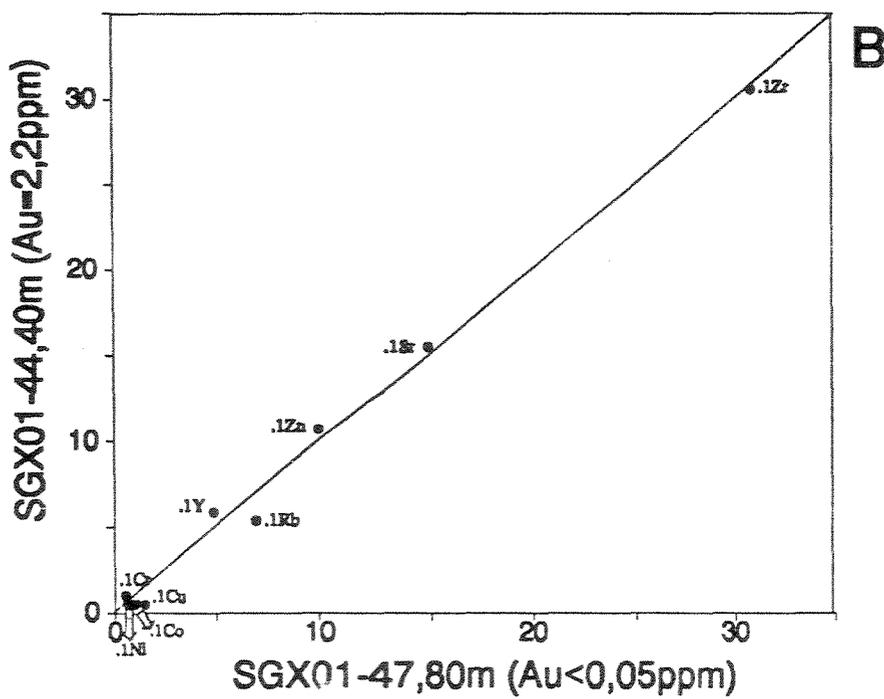
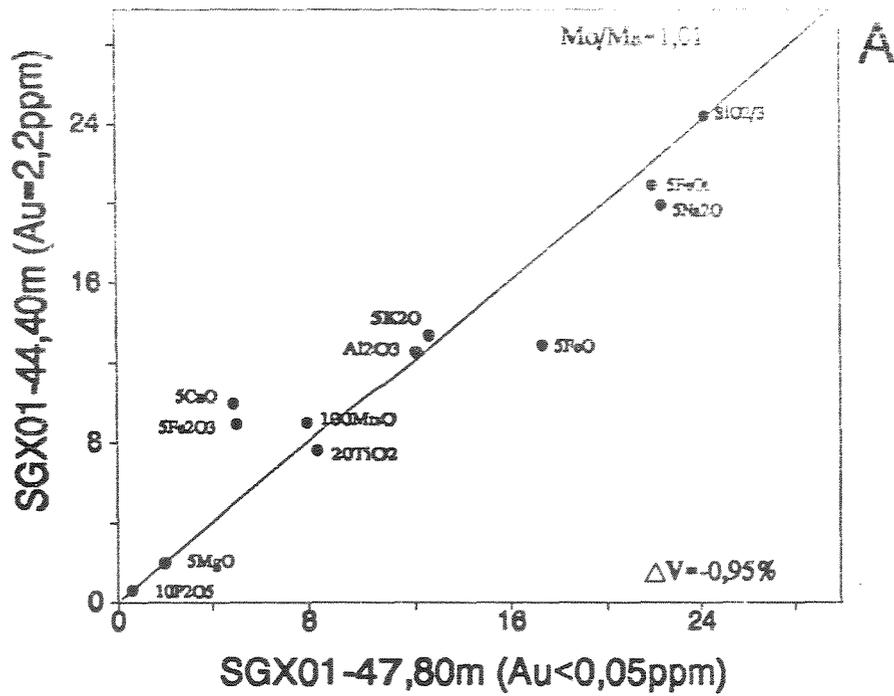


Figura 6.7. Diagramas Isocon para rochas da ocorrência Xicão. Dados a partir da Tabela 6.1. Diagrama A para os elementos maiores e B para os traços. Houve uma diminuição de volume de 0,95%. Mo/Ma = variação de massa.

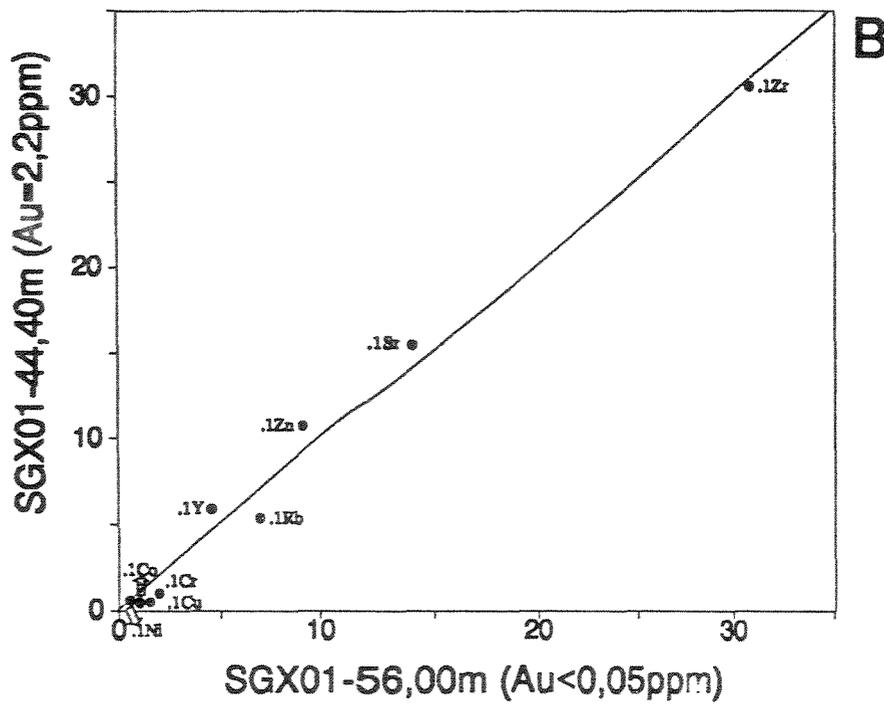
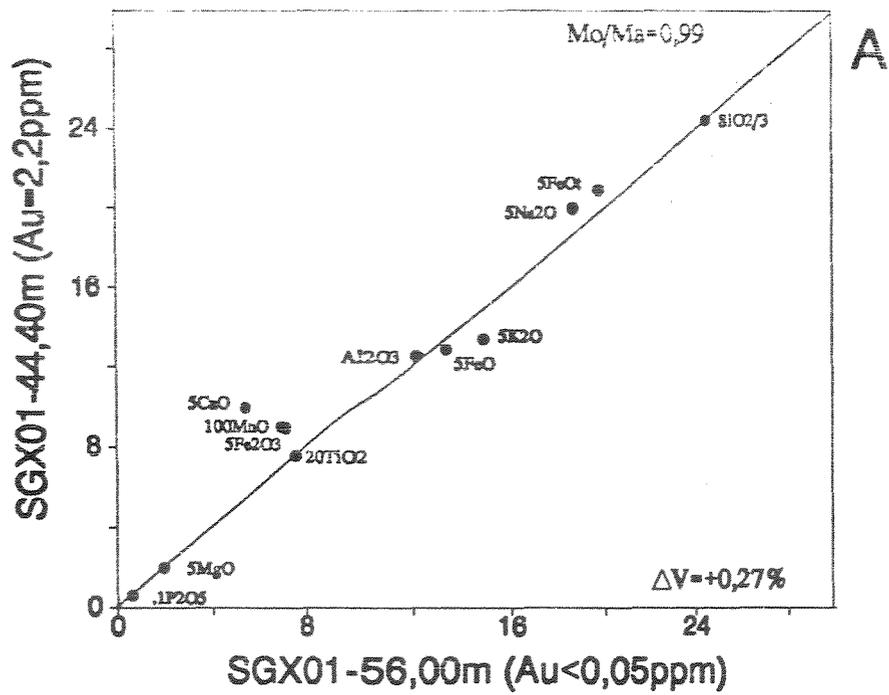


Figura 6.8. Diagramas Isocon para rochas da ocorrência Xicão. Dados a partir da Tabela 6.1. Diagrama A para os elementos maiores e B para os traços. Houve um aumento de volume de 0,27%. Mo/Ma = variação de massa.

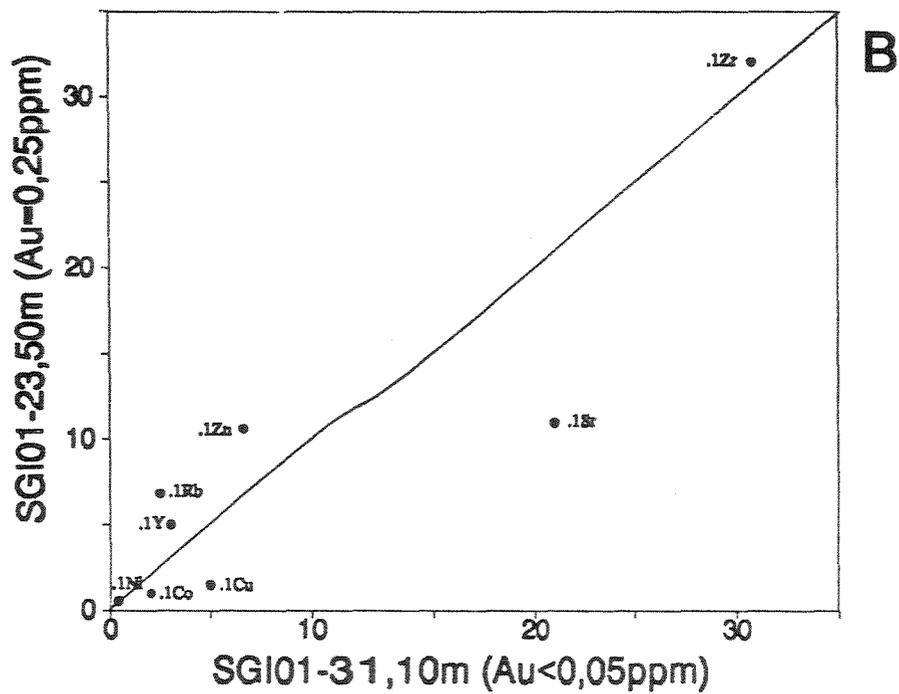
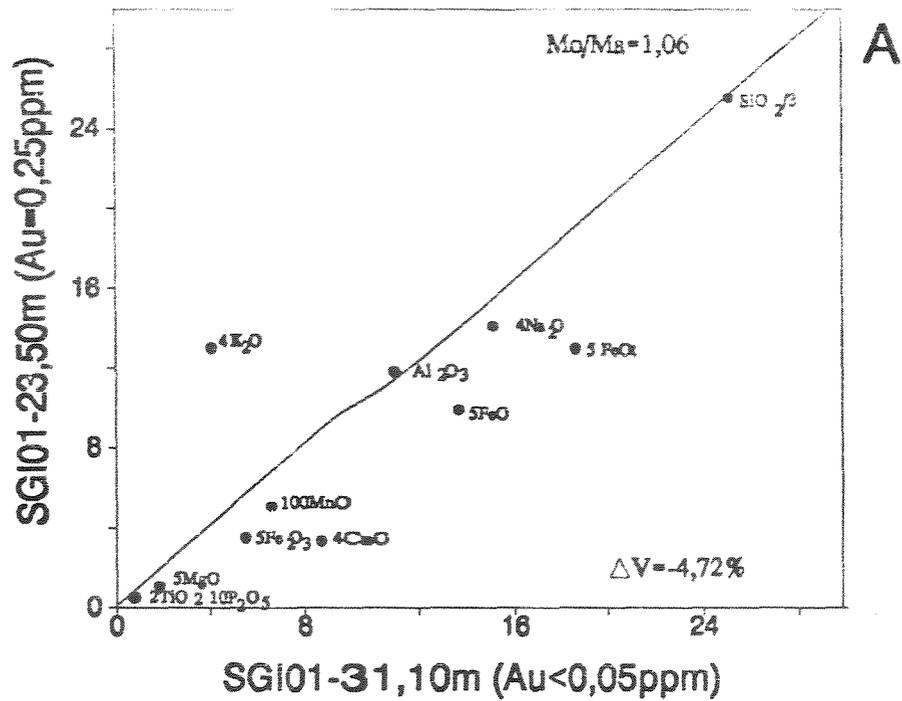


Figura 6.9. Diagramas Isocon para rochas da ocorrência Irmão. Dados a partir da Tabela 6.1. Diagrama A para os elementos maiores e B para os traços. Houve uma diminuição de volume de 4,72%. Mo/Ma = variação de massa.

Barro Alto

Os diagramas das Figuras 6.10, 6.11, 6.12 e 6.13 mostram o comportamento dos elementos químicos de amostras da ocorrência Barro Alto. A maior parte dos componentes permanecem imóveis e constatou-se uma variação de volume na faixa de -0,01 a +1,7% nas amostras mineralizadas. Pode-se notar através das isocons que os elementos sofreram pouca mobilidade.

Dentre os elementos imóveis estão: SiO_2 , TiO_2 (exceto na Fig.6.13), Al_2O_3 , P_2O_5 , MgO , Ni , Y , Cu e Co . O Na_2O por encontrar-se muito próximo a isocon foi considerado também como imóvel.

Elementos como: MnO , FeO , FeO^* e Cr mostram são relativamente móveis, pois oscilam entre o campo de perdas e ganhos.

Dentre os elementos ganhos estão: Fe_2O_3 , CaO (exceto na Fig. 6.10), Sr , Zr e Zn , e dentre os elementos perdidos estão: K_2O e Rb .

A correlação positiva entre K e Rb foi observada para estas rochas, assim como a de Ca e Sr .

O ferro ocorre preferencialmente sob a forma reduzida FeO , entretanto dentre todas as ocorrências este é o que mostra valores de grau de oxidação dessas rochas mais altos, variando de 0,33 a 0,77 e, a perda ao fogo (PF) encontra-se na faixa de 0,71 e 1,20 sendo estes valores também os mais altos obtidos em relação aos outros ocorrências.

As razões metal básico/ouro, calculadas para Zn/Au e Cu/Au , decrescem nestas rochas com o aumento dos teores de Au . Somente uma das amostras não obedeceu a esta relação em relação ao Cu .

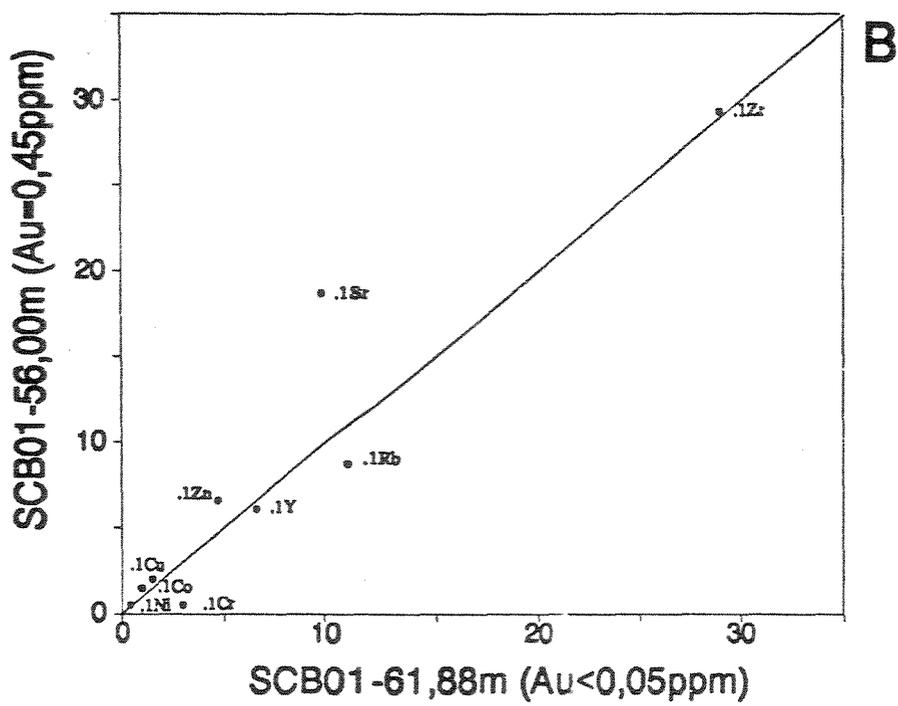
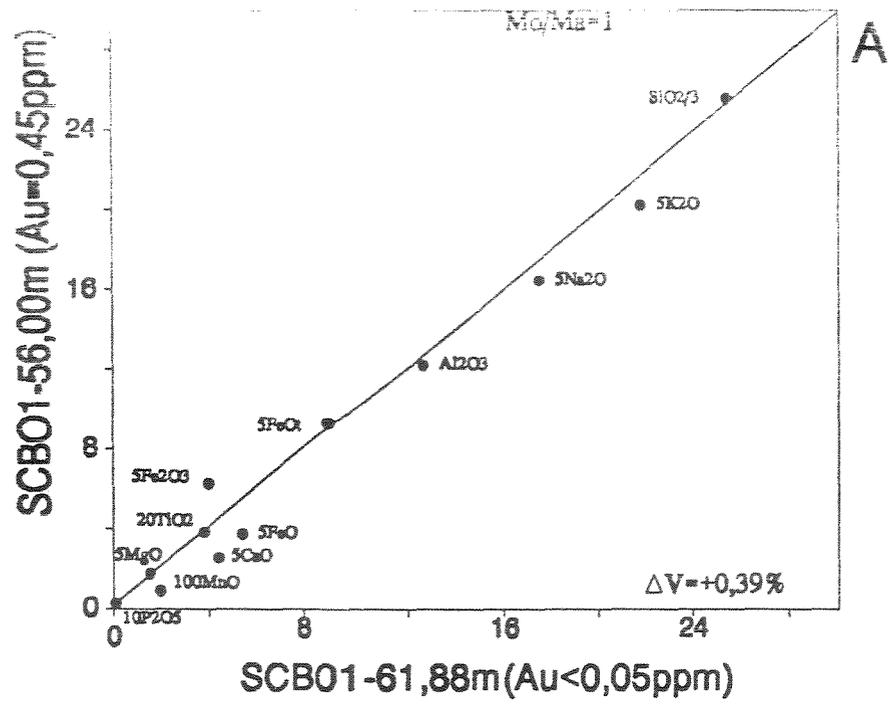


Figura 6.10. Diagramas Isocon para rochas da ocorrência Barro Alto. Dados a partir da Tabela 6.1. Diagrama A para os elementos maiores e B para os traços. Houve um aumento de volume de 0,39%. Mo/Ma = variação de massa.

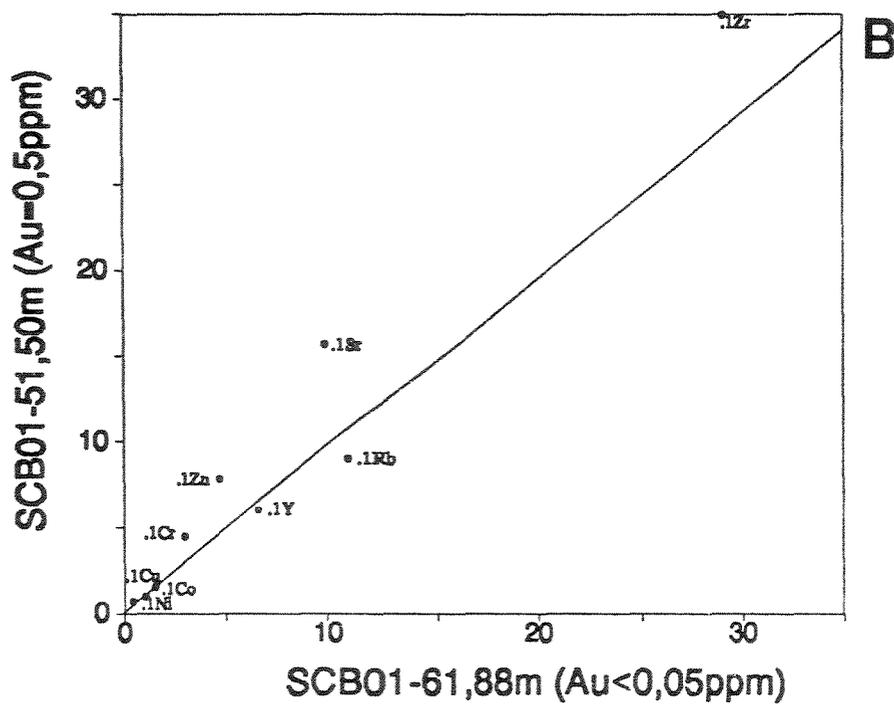
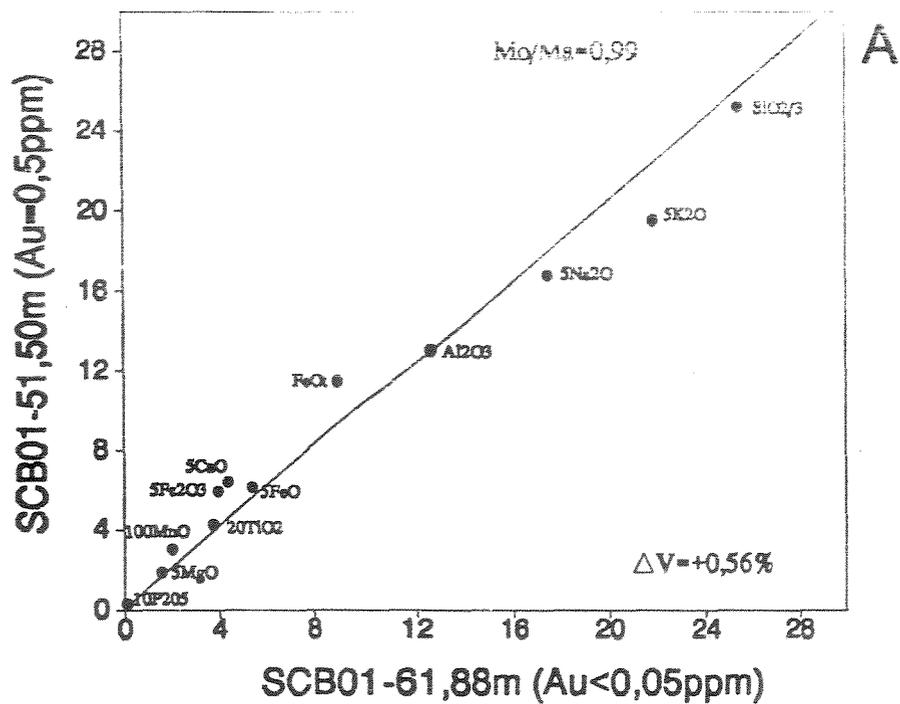


Figura 6.11. Diagramas Isocon para rochas da ocorrência Barro Alto. Dados a partir da Tabela 6.1. Diagrama A para os elementos maiores e B para os traços. Houve um aumento de volume de 0,56%. Mo/Ma = variação de massa.

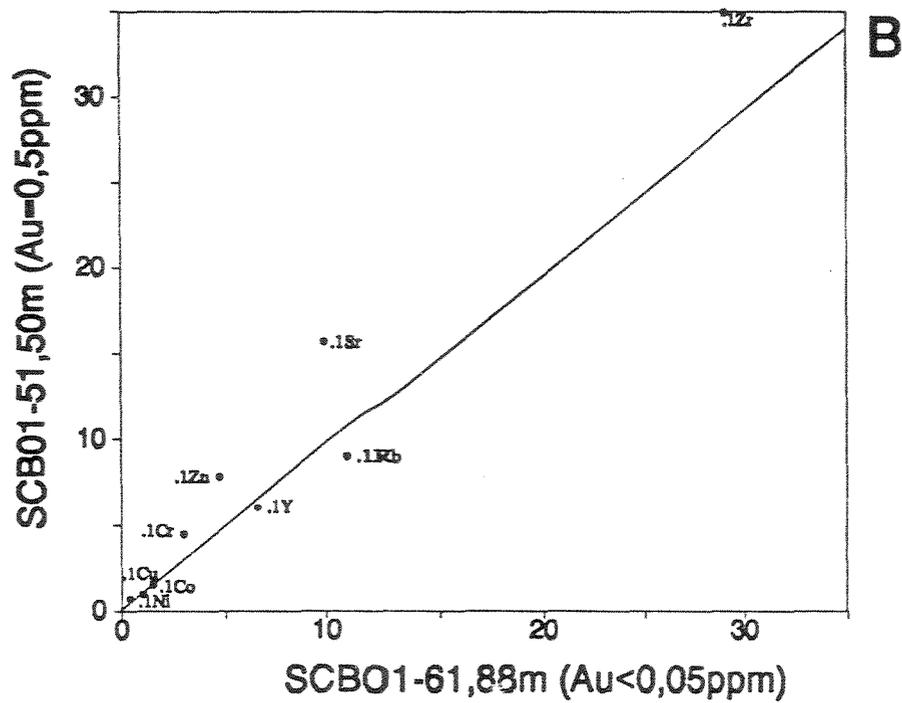
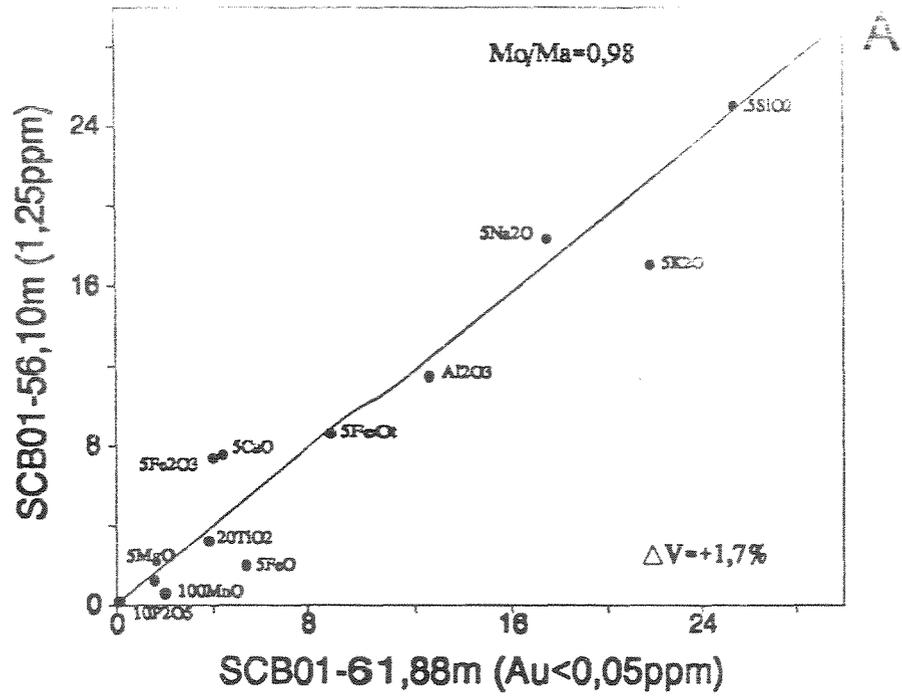


Figura 6.12. Diagramas Isocon para rochas da ocorrência Barro Alto. Dados a partir da Tabela 6.1. Diagrama A para os elementos maiores e B para os traços. Houve um aumento de volume de 1,7%. Mo/Ma = variação de massa.

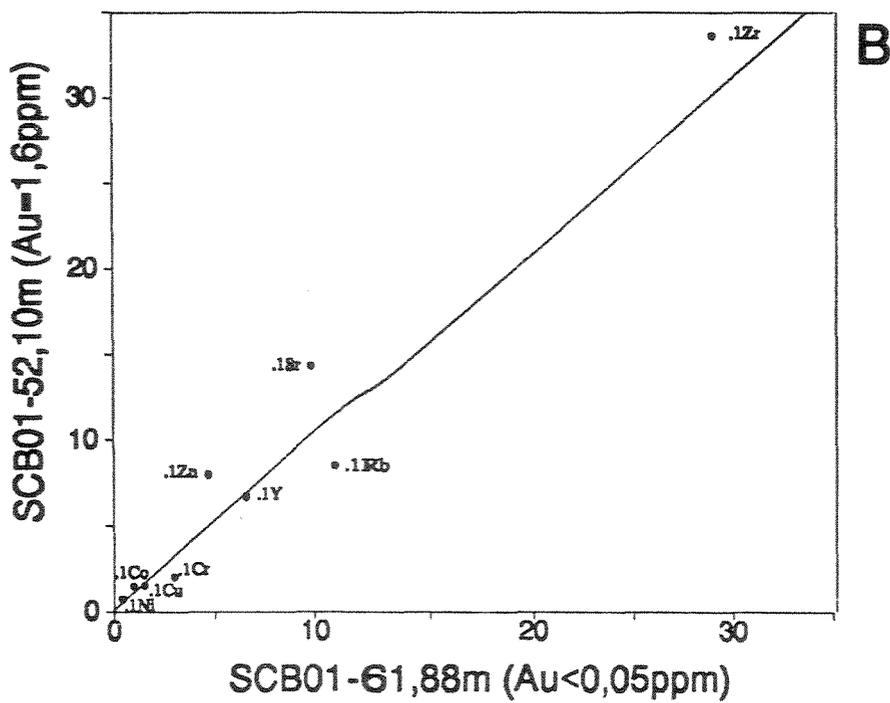
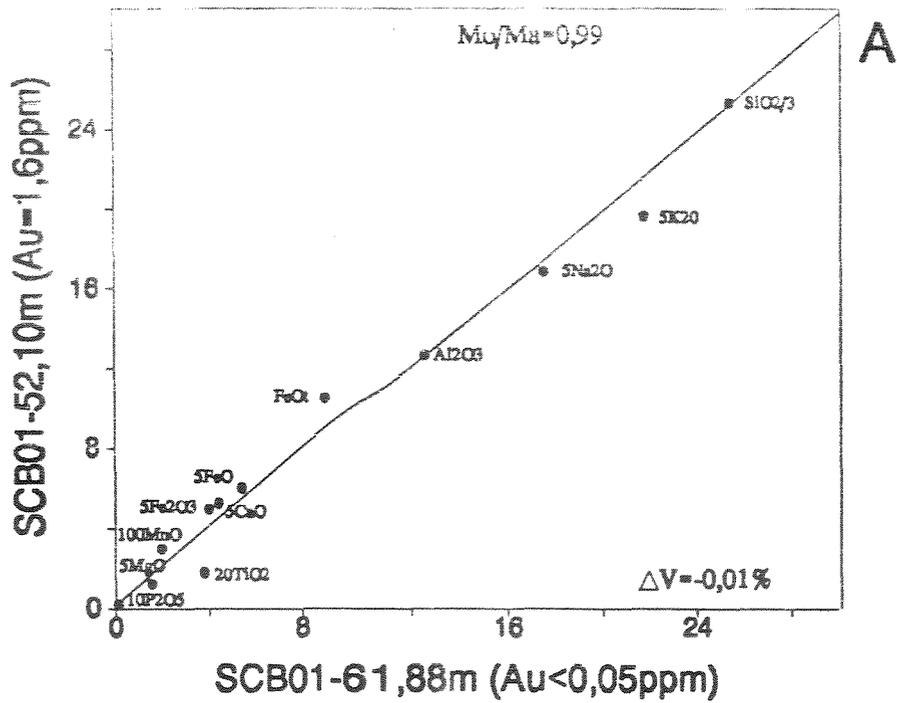


Figura 6.13. Diagramas Isocon para rochas da ocorrência Barro Alto. Dados a partir da Tabela 6.1. Diagrama A para os elementos maiores e B para os traços. Houve uma diminuição de volume de 0,01%. Mo/Ma = variação de massa

6.3.4. Análise Quantitativa

O estudo geoquímico mostrou que as interações fluido-rocha associadas à deformação foram inócuas e provocaram apenas pequenas modificações nestas litologias. As perdas e ganhos dos elementos móveis foram calculadas utilizando a isocon para cada diagrama separadamente. Os dados, mostrados através dos diagramas das Figuras 6.1 a 6.13 sugerem de modo geral que:

- SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , MgO , P_2O_5 e Ni , são componentes imóveis a relativamente imóveis;
- o ganho de componentes como Fe_2O_3 concomitante à perda de FeO nas ocorrências Xicão, Barro Alto e menos frequentemente no Andaime, foram interpretadas como uma ligeira oxidação destes níveis mineralizados;
- o ganho de CaO varia de 11 a 50% nas ocorrências Xicão e Barro Alto, sugerindo uma carbonatação, a qual gerou siderita e talvez parte da calcita. O Sr , com ganhos de 2 a 49%, segue o comportamento do CaO nestas ocorrências, provavelmente por estar em substituição diadóxica na estrutura do plagioclásio. Sabe-se que parte do cálcio no sistema provém da descalcificação do plagioclásio, porém não pode-se descartar a possível atuação de fluidos ricos em CO_2 .
- o ganho de K_2O (13 a 23%) sugere uma ligeira potassificação na ocorrência Andaime, a qual está relacionada com as maiores concentrações de ouro. De acordo com a petrografia, pode estar associada à formação de microclínio e à biotitização de hornblenda, pois parte das biotita desta litologia provém da hornblenda. O ganho de K_2O é uma feição comum em outros depósitos de alto grau (COUTURE & GUHA, 1990; FONSECA, 1993; CHOWN *et al.*, 1984);
- O Rb segue o comportamento de K_2O nas ocorrências Xicão e Barro Alto, o primeiro com perdas de 10 a 24% e o segundo com perdas de 6 a 19%;
- dentre os elementos traços observa-se ganho de Zn (14 a 39%), e na ocorrência Barro Alto de Zr (10 a 19%);
- o Na_2O é um componente móvel em todas as ocorrências, porém apresenta ora ganhos (3 a 7%), ora perdas (2 a 8%). Esta variação de Na_2O foi interpretada como decorrente de variações nos teores de anortita no plagioclásio;
- O FeO , Cr , Co , Cu e Y mostram um comportamento variável, ora enriquecidos ora empobrecidos;

de CaCO_3 e MgCO_3 presentes principalmente na mineralogia hidratada da rocha, porém, em outras ocorrências de carbonato somente como acessório. Entretanto, os carbonatos de Mg e Ca de Mg na ocorrência Barro Alto foram interpretados como uma maior atuação da pressão de fluidos nesta ocorrência, talvez devido ao seu posicionamento estrutural diverso em relação às demais ocorrências (Anexo 02).

- As transformações ocorridas provocaram uma ligeira diminuição de volume das rochas mineralizadas.

6.4. Metamorfismo e Alteração Hidrotermal

Os processos metamórficos regionais ocorrem essencialmente em condições de baixa razão fluido/rocha, onde os minerais da rocha controlam a composição do fluido (FYFE *et al.*, 1978). As rochas no metamorfismo regional sofrem mudanças que implicam em perda de voláteis, especialmente água e, por isso, são referidas como reações de desidratação. Tais reações são endotérmicas e envolvem diminuição de volume da rocha que adapta-se às condições de maior pressão, além disso as referidas reações ocorrem em condições de equilíbrio (pressão de sólidos equivalente a pressão de fluidos), havendo grandes extensões de terrenos metamórficos onde coexistem reagentes e produtos.

Localmente, dentro do ambiente metamórfico regional, onde observa-se a formação de veios e desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúctil-rúptil a rúptil, às quais associam-se profundas modificações na mineralogia da rocha encaixante original, podem ocorrer condições de alta razão fluido/rocha e, nesse caso, a composição do fluido pode controlar os tipos e composição dos minerais formados (FYFE *et al.*, 1978). Na alteração hidrotermal predominam as reações de hidratação por adsorção de água e outros constituintes voláteis presentes no fluido, as reações são inversas em relação às metamórficas, não só no ganho de água, mas também em respostas a pressão e temperatura. Tais reações são exotérmicas, tendendo a aumentar o gradiente geotérmico local, envolvendo um aumento de volume da rocha, que tendem a fechar os canais de fluxo de fluido auxiliando no aumento da pressão de fluidos.

Desta maneira, os processos metamórficos regionais podem ser diferenciados dos de alteração hidrotermal, pois enquanto o metamorfismo é favorecido pelo aumento de pressão litostática e temperatura, o hidrotermalismo ocorre em resposta ao aumento de pressão de fluido e a natureza do mesmo (ROSE & BURT, 1979). Outra diferença é que as reações na

alteração hidrotermal, favorecendo a ocorrência de desequilíbrio, tornando assim suas condições de equilíbrio instáveis, pois os reagentes são totalmente consumidos, não havendo mais matéria disponível para produzir.

As paragêneses minerais de biotita-gnaiss e muscovita-biotita-gnaiss mineralizados são compatíveis com as condições metamórficas estabelecidas para o metamorfismo Mn (vide item 5.2), isto é, fácies anfíbolito média a alta, localmente atingindo fusão parcial. Parte destas paragêneses sofreu modificações mineralógicas, que incluem principalmente: formação de biotita a partir de hornblenda e formação de muscovita a partir de plagioclásio e biotita. Estas mudanças são acompanhadas pela formação de sulfetos (principalmente pirita) e siderita. Cabe ainda citar que texturas típicas de fusão parcial foram observadas com frequência e que as mudanças mineralógicas não foram acompanhadas de mudança textural nestas rochas.

O comportamento geoquímico mostrou que houve pouca mobilidade dos elementos químicos nos níveis mineralizados, excetuando-se pelo enriquecimento em cálcio nas ocorrências Xicão e Barro Alto e o enriquecimento em potássio na ocorrência Andaime. Este comportamento está em concordância com a petrografia, onde as transformações mineralógicas são incipientes.

Os dados acima sugerem que o processo mineralizante tenha ocorrido a baixas razões fluido/rocha, onde os minerais da rocha controlaram a composição do fluido. Entretanto, não pode-se descartar a hipótese que a fusão parcial acompanhada de fluidos hidrotermais de alta temperatura tenha sido em parte responsável pela mineralização.

6.5. Precipitação do ouro

Os estudos petrográficos auxiliados pelas análises químicas indicam que o ouro ocorre sob a forma de grãos muito finos (invisíveis) e distribuem-se supostamente: finamente disseminado na pirita, no retículo cristalino da pirita, e/ou finamente disperso na matriz. Apesar da não existência de dados sobre a composição do fluido mineralizante, sugere-se que pelo menos em parte que o ouro tenha sido transportado na forma de complexos sulfídicos, tendo em vista a associação com níveis sulfetados da rocha.

Para elaboração de modelos genéticos de depósitos auríferos hidrotermais é importante que sejam considerados dois fatores: os mecanismos pelos quais o metal é transportado e os processos que resultam na sua precipitação. Esses processos envolvem uma combinação de

relações de equilíbrios simultâneos e interdependentes entre os fluidos, rochas encaixantes e minério (ROMBERGER, 1990).

O ouro ocorre predominantemente no estado elementar, embora possa ocorrer também na crosta terrestre, e as soluções hidrotermais contêm uma série de componentes que podem formar complexos estáveis com o ouro. Sulfetos aquosos (HS⁻) e cloretos (Cl⁻) são os principais agentes complexadores de ouro em soluções hidrotermais e, embora existam muitos complexos conhecidos, a maioria dos dados relacionam-se a S-complexos ou a Cl-complexos.

SEWARD (1984) salienta que os S-complexos são provavelmente dominantes em transporte de Au em sistemas hidrotermais, sendo que os Cl-complexos podem ser importantes em temperaturas mais altas (T>400°C), alta salinidade e baixa atividade de enxofre reduzido.

O ouro é transportado por fluidos hidrotermais na crosta terrestre dentro de uma ampla faixa de temperatura. Entretanto a maioria dos depósitos auríferos na literatura estão na faixa de 175°C-450°C e é, portanto, dentro desta faixa que se concentram os estudos sobre os mecanismos de transporte de ouro, em detrimento das faixas de temperatura mais altas. Para melhor compreensão dos processos envolvidos na gênese de depósitos de ouro em alto grau se fazem então necessários maiores estudos sobre a solubilidade do ouro a temperaturas acima de 450°C, conforme sugerido por PHILLIPS (1990).

A solubilidade do ouro flutua em resposta a mudanças na temperatura, pressão, pH, potencial de oxidação e atividade de vários componentes da solução (SEWARD, 1984; ROMBERGER, 1990). Estas variáveis não são independentes, porque a variação de um dos parâmetros pode afetar os restantes. Entretanto, de modo geral, a precipitação do ouro em sistemas hidrotermais, segundo ROMBERGER(1990), pode ser resultado de: 1) abaixamento de temperatura e pressão, 2) decomposição dos complexos devido a mistura com soluções diluídas (água meteórica), 4) efeverscência, 5) imiscibilidade, 6) oxidação da solução causando a destruição de S-complexos, 7) mudança de pH.

Não existem dados experimentais publicados na literatura sobre solubilidade e/ou precipitação de ouro nas temperaturas admitidas para as mineralizações auríferas abordadas neste estudo (>450°C). Entretanto, dados obtidos através do estudo do ouro e suas associações paragenéticas em depósitos de ouro em terrenos de alto grau metamórfico, especialmente no Canadá e Austrália, já admitem a precipitação do referido metal a temperaturas acima de 450°C (NEUMAYR *et al.*, 1993a, 1993b; BARNICOAT *et al.*, 1991; LAPOINTE & CHOWN, 1993; KNIGHT *et al.*, 1993). Dentre as condições para precipitação de ouro descritas no

partículas acima para precipitação do óxido, pode-se supor que a oxidação do Fe em diagramas isocon, possa ter contribuído em parte para este processo, se este mecanismo aplicar para fluidos em alta temperatura. Porém, esta questão permanece em aberto, pois os dados existentes na literatura, juntamente com os obtidos neste trabalho não são suficientes para maiores especulações sobre esta questão.

CAPÍTULO 7 - DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

7.1. Síntese

Os objetivos centrais deste trabalho foram o posicionamento das mineralizações auríferas dos arredores de São Gonçalo do Sapucaí e Campanha no quadro evolutivo da região e tecer considerações sobre os processos envolvidos na gênese das mesmas. Para atingir tal objetivo, foi realizado um estudo tendo como enfoque principal o controle estrutural, caracterização petrográfica e geoquímica das litologias portadoras da mineralização. Em segundo plano, também foram abordados aspectos de petrologia e geoquímica das referidas litologias.

Os resultados deste estudo realizado a partir de um mapeamento geológico-estrutural mostraram que a área apresenta dois conjuntos litológicos distintos: o embasamento gnáissico pertencente ao Grupo Amparo e a seqüência supracrustal pertencente ao Grupo Andrelândia. O embasamento gnáissico compreende hornblenda gnaisses tonalíticos a granodioríticos e um augen gnaisse granítico. A seqüência supracrustal é composta de paragnaisses (biotita gnaisses, granada-biotita gnaisses e muscovita-biotita gnaisses) com intercalações de quartzitos e subordinamente anfibolitos, hornblenda-biotita gnaisses, clorita-actinolita xistos e hornblenda xistos. A geoquímica dos paragnaisses determinou que os mesmos eram provavelmente sedimentos de composição arcósiana a grauváquica.

Estruturalmente, foram reconhecidos dois eventos tectônicos principais que ocorreram em condições metamórficas e cinemáticas distintas: 1) o mais antigo D_n foi responsável por um cisalhamento dúctil de baixo ângulo, em condições metamórficas da fácies anfibolito média a alta, o qual gerou a foliação (S_n) regional; 2) o mais novo D_{n+1} implantou-se num ambiente metamórfico mais brando, porém ainda na fácies anfibolito baixo, em regime tectônico transcorrente direcional acompanhado de um grande aporte de fluidos. D_{n+1} é representado na área em estudo principalmente por zonas de cisalhamento dúctil-rúptil de caráter dextral, sendo a principal destas a Zona de Cisalhamento Três Corações (ZCTC).

As mineralizações auríferas primárias das ocorrências Andaime, Xicão, Irmão estão hospedadas em biotita gnaisses finamente bandados e as da ocorrência Barro Alto no

Os níveis mineralizados são também finamente barreados na sequência supracrustal do Grupo Andaraíba. As zonas mineralizadas são estreitas (centimétricas) e descontínuas e contém principalmente pirita disseminada, e subordinadamente calcopirita e pirrotita, ao longo da foliação S_n. Apesar de não ter sido possível determinar onde o ouro ocorre, devido a este ser muito fino (invisível) é possível que ele esteja associado à pirita, tanto disseminado ou em seu retículo cristalino ou disperso na matriz. A análise petrográfica das rochas hospedeiras da mineralização mostrou que os níveis mineralizados estão relacionados ao evento D_n durante o qual estas rochas sofreram um metamorfismo (M_n) na fácies anfibolito e localmente fusão parcial.

O estudo geoquímico comparativo entre os níveis mineralizados e os estéreis nas ocorrências auríferas revelaram que a maioria dos elementos químicos permaneceram imóveis durante o processo mineralizante, com exceção do enriquecimento em Ca nas ocorrências Xicão e Barro Alto e o enriquecimentos em K na ocorrência Andaime. Considerando os efeitos da tectônica e metamorfismo do evento D_n não pode ser descartado que a fusão parcial acompanhada de fluidos hidrotermais de alta temperatura tenham sido os possíveis responsáveis pela mineralização do ouro. Apesar da não existência de dados sobre a composição do fluido mineralizante, sugere-se que pelo menos em parte o ouro tenha sido transportado por complexos sulfídicos, tendo em vista a associação com os níveis sulfetados.

7.2. Discussão sobre processos mineralizantes

Nos últimos 10 anos a devolatização resultante do metamorfismo vinha sendo considerada como a fonte dos fluidos mineralizantes em muitos dos modelos propostos para gênese mineralizações auríferas mesotermiais arqueanas. Porém, mais recentemente, tem havido um consenso de que os fluidos mineralizantes devam ter também como fonte a crosta inferior ou mesmo o manto superior (GROVES & FOSTER, 1991). Estes fluidos podem ser resultantes da intensa cratonização ocorrida no final do Arqueano em regime tectônico convergente (COLVINE, 1989). Estes modelos consideram que fluidos aquosos e ricos em CO₂ gerados durante o metamorfismo de alto grau levam a mineralização até a crosta superior através de zonas de cisalhamento de escala crustal.

com o tipo de associação espacial. Os tipos de rochas e geoquímicas são semelhantes em zonas de cisalhamento rúptil-dúctil a ductil-rúptil em granito, mas são diferentes em zonas de tais associações, principalmente quando fora do âmbito de *greenstone-belts*, em zonas de cisalhamento dúcteis mais profundas. Essa lacuna reside na menor importância econômica de tais depósitos.

As zonas de cisalhamento dúctil-rúptil estreitas e bem definidas transformam-se em espessas zonas dúcteis a maiores profundidades até a crosta inferior, em fácies anfíbolito e granulito. Em altas temperaturas e regimes dúcteis o direcionamento dos fluidos é mais fraco e pode resultar na formação de depósitos disseminados (MURPHY, 1989). Esta generalização não é sempre válida pois parâmetros como taxa de deformação e contraste reológico podem causar modificações neste esquema (GROVES & FOSTER, 1991).

A alteração das rochas encaixantes dos depósitos em terrenos de alto grau metamórfico não é significativa (MURPHY, 1989). Estes depósitos apresentam caracteristicamente pouca ou nenhuma carbonatação e a mineralogia de ganga, assim como a de minério é muito diversa quando comparada aos depósitos na fácies xisto-verde (PHILLIPS, 1985 e 1990). A alteração das rochas encaixantes nos depósitos de alto grau é representada tanto por associações minerais que refletem condições de pressão e temperatura mais baixas que as da encaixante (por exemplo: Renco no Zimbábue, TABERART, 1987 in: GROVES & FOSTER, 1991; Crixás e Riacho dos Machados no Brasil, THOMSON, 1991 e FONSECA, 1993, respectivamente; Dupont no Canadá, ROBERTS, 1988), como por associações que refletem semelhantes condições de temperatura e pressão das encaixantes (por exemplo: Kolar na Índia, HAMILTON & HODGSON, 1986; Fraser e Griffin's Find na Austrália, BARNICOAT *et al.*, 1991; Eastmain River no Canadá, COUTURE & GUHA, 1990).

O desenvolvimento (*timing*) da alteração nas rochas encaixantes, como descrito acima, e conseqüentemente da mineralização em relação ao pico do metamorfismo é na literatura um assunto bastante controverso, porém pode-se dizer que a maioria dos depósitos são considerados sin-metamórficos ou pós-auge do metamorfismo (PHILLIPS, 1988 e 1990; GROVES, 1990).

Os poucos dados disponíveis sobre as condições de formação das zonas de alteração de depósitos em terrenos de metamorfismo médio a baixo grau em Ca , Na , Mg com enriquecimento residual em Si e Al em depósitos de metais pesados (níveis de Bi , Cu , Mn , Ag , Pb e/ou Zn são muito elevados se comparado com os depósitos de mais baixo grau metamórfico (PHILLIPS, 1990).

7.3. Conclusão

As principais características das mineralizações auríferas primárias das ocorrências Andaime, Xicão, Irmão e Barro Alto podem ser interpretadas como a expressão em grandes profundidades de depósitos mesotermiais de ouro, com base nas seguintes observações:

- a interpretação dos dados obtidos e a análise do contexto geológico regional, onde destacam-se a tectônica tangencial por cisalhamento dúctil de baixo ângulo (Dn), permite propor, em caráter preliminar, que os fluidos associados às mineralizações foram gerados por reações de devolatilização durante o reequilíbrio térmico causado pelo espessamento crustal, conseqüente da inversão de isotermas causadas pela tectônica colisional Dn. Este mecanismo de geração de fluidos tem sido proposto para várias outras áreas do mundo, onde existem mineralizações de ouro associadas a cinturões colisionais.
- o evento mineralizador é regional, dada a existência de inúmeras ocorrências de ouro antigas distribuídas desde a cidade de Ouro Fino, passando por São Gonçalo do Sapucaí e Campanha, estendendo-se até a nordeste de Três Corações, numa faixa de aproximadamente 100 km na direção SW-NE no estado de Minas Gerais, e a localização das ocorrências sobre diversas unidades litoestratigráficas como Grupo Amparo e Grupo Andrelândia. Tais fatos sugerem que estas mineralizações sejam epigenéticas.
- a concentração do fluxo de fluidos mineralizantes foi dificultada pelo mecanismo de deformação dúctil (Dn) em grandes profundidades que atuou sobre os gnaisses quartzo-feldspáticos finamente bandados, pouco permeáveis e localmente parcialmente fundidos. A falta de uma tectônica rúptil fez com que os fluidos se concentrassem ao longo de planos de

contrastes reológicos com a foliação, ou mesmo em situações de tectônica dúctil (Dn), causando assim sua precipitação preferencial em forma disseminada.

- a pouca mobilidade dos elementos químicos e o aparente equilíbrio observado nas paragêneses sugerem que o processo metamórfico (em condições de baixa razão fluido/rocha) na fácies anfibolito médio a alto foi o que atuou predominantemente nas litologias portadoras das mineralizações, não descartando-se algum hidrotermalismo (em condições de alta razão fluido/rocha), mais localizado com o auxílio dos fluidos de alta temperatura da fusão parcial, causando assim a precipitação do ouro.

- o desenvolvimento (*timing*) da mineralização de acordo com dados obtidos na petrografia e geoquímica pode ser interpretado como sin-metamórfico se admitirmos que ouro foi transportado pelos fluidos da fusão parcial.

As principais características das mineralizações auríferas disseminadas da região entre São Gonçalo do Sapucaí e Campanha, anteriormente descritas, apresentam muitas similaridades com os os depósitos mesotermiais de grandes profundidades descritos por GROVES (1990). Entretanto a verificação e eventual aperfeiçoamento da interpretação proposta anteriormente pode ser efetuada através de estudos de geocronologia, inclusões fluidas, isótopos de enxofre e oxigênio, *secondary-ion mass spectrometry* dos sulfetos, de forma a caracterizar a cronologia relativa do desenvolvimento da mineralização, assim como determinar a composição e temperatura dos fluidos mineralizantes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.P.M. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Bol. Inst. Geogr. Univ. São Paulo*, **41**, 169-263.
- ANDREIS, R.R., RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. 1989. Ciclos deposicionais no Proterozóico das folhas Barbacena e Divinópolis (setor sul), 1:250.000. *In: SIMP. GEOL. SUDESTE*, **1**, Rio de Janeiro, 1989. Boletim de Resumos..., Rio de Janeiro, SBG, p.97-98.
- ARTUR, A.C. 1980. Rochas Metamórficas dos arredores de Itapira, SP. São Paulo. 193p. (Dissertação de mestrado - IG - USP).
- ARTUR, A.C. 1988. Evolução policíclica da infra-estrutura da porção sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo. São Paulo. 231p. (Tese de Doutorado - IG - USP).
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E. 1984. Terrenos policíclicos e estágios de evolução crustal. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, **33**, Rio de Janeiro, 1984. *Anais ...* Rio de Janeiro, SBG. v. 7, p. 3081-3090.
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E. 1986. Interpretação geotectônica de alguns aspectos do embasamento cristalino do estado de São Paulo e áreas adjacentes do estado de Minas Gerais. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, **34**, Goiânia. 1988. *Anais ...* Goiânia, SBG. v.3, p. 1285-1295.
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E.; KAWASHITA, K. 1988. Geocronologia de unidades litoestratigráficas do embasamento cristalino na região do Sul de Minas Gerais e áreas adjacentes do estado de São Paulo. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, **35**, Belém, 1988. *Anais...Belém*, SBG. v. 6, p. 2854-2869.
- ARTUR, A.C.; EBERT, H.D.; ANGELI, N.; RUEDA, J.R.J.; MANIARAS, S. 1991. Mapeamento geológico em 1:50.000 da Quadrícula Extrema. Relatório final Pró-Minério-UNESP.
- BARBOSA, O. 1954. Évolution du Géosynclinal Espinhaço. *In: CONGR. GEOL. INT.*, **19**, Argel, 1952. *Comptes Rendus...Alger*. sect.13, pt.2, fase.14, p.17-36.
- BARKER, A.J. 1990. *Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures*. New York, Blackie & Son Ltd. 170p.
- BARNICOAT, A.C.; FARE, R.J.; GROVES, D.I.; McNAUGHTON, N.J. 1991. Synmetamorphic lode-gold deposits in high-grade Archean settings. *Geology*, **19**:921-924.
- BLATT, H.; & MIDDLETON, G.; MURRAY, R. 1980. *Origin of sedimentary rocks*. 2 ed. New Jersey, Prentice-Hall. 634p.

- DEJINS, J.P.A.; CHOUKROUNE, J. 1981. Deformation Progressive et structures crustales. *Bull. Geol. Dynam. de Geol. Thy.*, 23(3):177-193.
- CAMPOS NETO, M.C.; PERROTA, M.M.; PELOGGIA, A.U.G.; FIGUEIREDO, M.C.H. 1990. A porção ocidental da faixa Alto Rio Grande (SP-MG). *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 36, Natal. *Anais...* Natal, SBG, v.6, p. 2515-2630.
- CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; DAITX, E.C.; RAMALHO, R. 1979. Projeto Sapucaí. Relatório Final, MME/DNPM, Ser. Geol., 4, Seção Geol. Bras., 2, 299 p.
- CHOUDHURI, A.; EVERT, H.; WINTERS, A.A.M. 1978. Os metassedimentos e paragneisses da região norte de Pouso Alegre, Sul de Minas Gerais. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG, v.1, p. 69-82.
- CHOUDHURI, A.; YASUDA, S.; CELLIGOI, A. 1987. Time relations of amphibolites, tonalites and augen gneisses around Pouso Alegre: Event sequence in the gneiss complex. *In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS*, 4, Belo Horizonte, MG, 1987. *Atas...*MG, SBG-núcleo Minas Gerais, p. 312-328.
- CHOUDHURI, A. & IYER, S.S. 1988. Rare earth elements in tonalitic and granodioritic gneisses and the formation of basement gneiss complexes - an example from Pouso Alegre, Minas Gerais. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 35, Belém, PA, 1988. *Anais ...* Belém, SBG, v.3, p. 1059-1065.
- CHOWN, E.H.; HICKS, J.; PHILLIPS, G.S.; TOWNEND, R. 1984. The disseminated Archean Big Bell gold deposit, Murchinson Province, Western Australia: an example of pre-metamorphic hydrothermal alteration. *In: FOSTER, R.P. ed. Gold '82: the Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*. Rotterdam, A.A. Balkema. p. 305-324.
- COLVINE, A.C. 1989. An empirical model for the formation of Archean gold deposits: Products of final cratonization of the Superior Province, Canada. *Econ. Geol. Mono.* 6:37-57.
- CONDIE, K.C. 1967. Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 31: 2135-2149.
- COUTURE, J.F. & GUHA, J. 1990. Relative timing of emplacement of an Archean lode-gold deposit in an amphibolite terrane: the Eastmain River deposit, northern Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, 27: 1621-1636.
- COWARD, M.P. 1976. Archean deformation patterns in southern Africa. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A280:313-331.
- DRURY, M. R.; URAI, J. L. 1990. Deformation related recrystallization processes. *Tectonophysics*, 172: 235-253.

- EBERT, H. 1967. Ocorrências da facies granulito no sul de Minas Gerais. *Geol. Bras.*, **25**: [371-501].
- EBERT, H. 1967. A estrutura pro-cambriana do sudoeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, **21**. Curitiba, 1967. Resumo das Comunicações...Curitiba, SBG, Bol. Paran. Geoc., **26**: 42-43.
- EBERT, H. 1968. Ocorrências da facies granulito no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Ciências* **40** (supl.): 215-229.
- EBERT, H. 1971. Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, **25**. São Paulo, 1971. *Anais...*São Paulo, SBG. Resumo das Comunicações, p.177-178.
- EBERT, H. 1984 (*in memoriam*). Os Paraibides entre São João del Rei (Minas Gerais) e Itapira (São Paulo) e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. Publ. SBG - Núcleo São Paulo / Pró-Minério (*in memoriam*), **12**: 72-103.
- EBERT, H.D.; HASUI, Y.; QUADE, H. 1988. Aspectos da evolução estrutural do cinturão móvel costeiro na região da mina do Perau, Vale do Ribeira. *In: CONG. BRAS GEOL.* **35**, Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v.5, p. 2318-2331.
- ENZWEILER, J.& PIERROSSI, M.A.I. 1989. Determinação de ouro por espectrofotometria de absorção atômica após a extração em água régia e concentração por adsorção em carvão ativo (não publicado).
- EVANS, B.E. 1982. Amphiboles in metamorphosed ultramafic rocks. *In: VEBLEN, A; RIBBE, P.H. eds. Amphiboles - Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of America Reviews*, **913**: 98-113.
- FIORI, A. P. 1979. Geologia da região de Pouso Alegre - Machado: análise estrutural dos dobramentos superpostos. São Paulo. 200p. (Tese de Doutorado - IG - USP).
- FIORI, A. P.; WERNICK, E.; BETTENCOURT, J.S. 1978. Evolução policíclica na região nordeste do estado de São Paulo e áreas vizinhas do estado de Minas Gerais. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, **30**, Recife, 1978. *Anais ...* Recife, SBG. v. 1, p. 309-320.
- FIORI, A.P. & CHOUDHURI, A. 1979. Fases de migmatização e dobramentos superpostos nas rochas granulíticas e nos migmatitos de Serrania e Machado, MG. *In: SIMP. GEOL. REG.*, São Paulo, 1979. Atas ... São Paulo, SBG. v.1, p.47-58.
- FIORI, A. P.; WERNICK, E.; CHOUDHURI, A.; SOARES, P. C.; BETTENCOURT, J. S. 1980. Evolução geológica da parte SW do estado de Minas Gerais. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, **31**. Camboriú, 1980. *Anais...*Camboriú, SBG. v.5, p. 2893-2905.

- FIORINI, A.P. W.E. 1989. Alteração hidrotermal em metapelitos e anatexites na região nordeste do Estado de São Paulo, Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. REG., 3, Curitiba, Curitiba - SBG, v.1, p. 316-323.
- FLOYD, P.A.; WINCHILSTER, J.A.; PARK, R.G. 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, NW Scotland. *Precamb. Res.*, **45**: 203-214.
- FONSECA, E. 1993. Depósito Aurífero de Riacho dos Machados, Minas Gerais: Hidrotermalismo, Deformação e Mineralizações associadas. Belo Horizonte. 177p. (Dissertação de Mestrado - IG - UFMG).
- FYFE, W.S.; PRICE, N.J.; THOMPSON, A.B. 1978. *Fluids in the Earth's crust*. Development in Geochemistry, vol.1. New York, Elsevier Scientific Publishing Co. 383p.
- GRANT, J.A. 1986. The isocon diagram - a simple solution to Gresens' equation for metassomatic alteration. *Econ. Geol.*, **81**: 1976-1982.
- GRESENS, R.L. 1967. Composition-volume relationships of metassomatism. *Chem. Geol.*, **2**: 47-65.
- GROSSI SAD, J.H. 1989. Protólitos vulcanogênicos do Complexo Lambari, Distrito de São Gonçalo do Sapucaí, Minas Gerais. Belo Horizonte. Relatório da Construtora Andrade Gutierrez S.A. 18p.(não publicado).
- GROSSI SAD, J.H.& LOBATO, L.M. 1991. Petrology of the Proterozoic host rocks, Andrelândia Group of the gold mineralization of São Gonçalo do Sapucaí, Minas Gerais, Brasil. In: LADEIRA, E.A. ed. *Brasil Gold '91*. Rotterdam, A.A.Balkema. p.427-429.
- GROVES, D.I. 1990. Structural setting and control of gold deposits. In: ROBERT, F.; SHEAHAN, P.A. & GREEN, S.B. eds. *Greenstone Gold and Crustal Evolution*, NUNA conference volume: St. John's, Newfoundland, Geological Association of Canada, p. 79-85.
- GROVES, D.I. & FOSTER, R.P. 1991. Archaean lode gold deposits. In: FOSTER, R.P. ed. *Gold metallogeny and exploration*. Glasgow e London, Blackie and Son. p. 63-103.
- HAMILTON, J.V.& HODGSON, C.J. 1986. Mineralization and structure of Kolar Gold Field, India. In: MAC DONALD, A.J. ed. *Proceedings of Gold '86. Int. Symp. Geology of Gold*. Toronto, Konsult International Inc., p. 270-283.
- HASUI, Y. 1983. Aspectos geológicos essenciais da seção Caconde-Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do Pré-Cambriano do leste paulista. Atas da 1ª Jornada sobre a carta geológica do Estado de São Paulo em 1:50000, p.227-252.
- HASUI, Y.; SADOWSKI, E.R. 1976. Evolução geológica do Pré-Cambriano na região Sudeste do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, **6**: 182-200.

- HASUI, Y.; OLIVEIRA, M.A.F. de. 1987. O sistema de falhas do Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geologia*, 10(1): 1-12.
- ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y. 1987. O sistema de falhas do Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geologia*, 10(1): 1-12.
- Blücher, p. 308-344.
- HASUI, Y.; SENA COSTA, J.B. 1988. Curso de zonas e cinturões de cisalhamento. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 35. Belém, SBG/UFPA. 86 p.
- HASUI, Y.; SENA COSTA, J.B.; EBERT, H. 1990. Estruturação da extremidade oriental da chamada cunha de Guaxupé. Dados preliminares. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 36. Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG, p.2296-2308.
- HEILBRON, M.; GONÇALVES, M.L.; TEIXEIRA, T., TROUW, R.A.J.; PADILHA, A.V.; KAWASHITA, K. 1989. Geocronologia da região entre Lavras, São João Del Rei, Lima Duarte e Caxambu (MG). *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 61(2): 177-200.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. 1976. *An outline of structural geology*. New York, John Wiley & Sons. 571 p.
- INDA, H. A. V.; SCHORSCHER, H. D.; DARDENNE, M. A.; SCHOBENHAUS, C.; HARALYI, N. L. E.; BRANCO, P. C. de A.; RAMALHO, R. 1984. O Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. *In: SCHOBENHAUS, C. et al. eds. Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais, Escala: 1:2.500.000*. Brasília, DNPM. p. 193-248.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- KNIGHT, J.T.; GROVES, D.I.; RIDLEY, J.R. 1993. The Coolgardie Goldfield, Western Australia: district-scale controls on an Archean gold camp in an amphibolite facies terrane. *Mineral. Deposita*, 28: 438-456.
- KNIFE, R.J. 1989. Deformation mechanisms - recognition from natural tectonites. *J. Struct. Geol.*, 11:127-146.
- LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses - Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29: 183-210.
- LAPORTE, B. & CHOWN, E.H. 1993. Gold-bearing iron formation in a granulite terrane of Canadian Shield a possible deep-level expression of an Archean gold mineralizing system. *Mineral Deposita*, 28: 191-197.
- LAURENT, P. 1974. Structure et pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz-Cordoba (chaîne hercynienne Sud- Ibérique) à l'Est d' Azuaga (Espagne). Description et interprétation de la déformation dans les blastomylonites- France, 105 p. (Ph. D. Thesis, Montpellier, Lab. Geol. Struct.- Univ. Sci. Techn. Lang.).

- LE MAITRE, W.R. 1976. The chemical variability of feldspar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **57**: 589-637.
- LE MAITRE, W.R. 1989. *A classification of igneous rocks and their textural features*. Blackwell, 193p.
- LEGRAND, J.M. & MAGINI, C. 1992. Avaliação das condições termodinâmicas e dos movimentos de matéria na transformação de um granito em um muscovita quartzito numa zona de cisalhamento. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, **37**. São Paulo, 1992. Resumos Expandidos..., São Paulo, SBG, v.2, p.433-434.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. 1984. S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.*, **6**(6): 617-638.
- LUDDEN, J. N.; DAIGNEAULT, R.; ROBERT, F.; TAYLOR, R. P. 1984. Trace element mobility in alteration zones associated with Archean Au lode deposits. *Econ. Geol.*, **79**: 1131-1141.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**: 635-643.
- McCLAY, K.R. 1987. *The mapping of geological structures*. London, John Wiley & Sons. 161p.
- MEHNERT, K.R. 1968. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. New York, Elsevier. 393p.
- MURPHY, J.B. 1989. Tectonic environment and metamorphic characteristics of shear zones. *In: BURNSNALL, J.T. ed. Mineralization and shear zones*. Geological Association of Canada. Short Course Notes, vol. 6. Montreal, GAC/MAC. p.29-48.
- MYASHIRO, A. 1975. *Metamorphism and metamorphic belts*. London, George Allen & Unwin Ltda. 429p.
- MYERS, J.S. 1978. Formation of banded gneisses by deformation of igneous rocks. *Precamb. Res.*, **6**: 43-64.
- NEUMAYR, P.; CABRI, L.J.; GROVES, D.I.; MIKUCKI, E.J.; JACKMAN, J.A. 1993a. The mineralogical distribution of gold and relative timing of gold mineralization in two Archean settings of high metamorphic grade in Australia. *Can. Mineral.*, **31**: 711-725.
- NEUMAYR, P.; GROVES, D.I.; RIDLEY, J.R.; KONING, C.D. 1993b. Syn-amphibolite facies Archean lode gold mineralisation in the Mt. York District, Pilbara Block, Western Australia. *Mineral. Deposita*, **28**: 457-468.
- O'CONNOR, J.T. 1965. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **525-B**: 79-84.

- OHARA, K. 1985. Area and volume lost during mylonitization: an origin for phyllonite in an over-thrust setting, North Carolina, USA. *Tectonophysics*, **156**: 21-36.
- OLIVEIRA, M.A.L.; KAWASHITA, K.; KIHARA, Y.; DEFFEL, J. 1986. Novos dados geocronológicos para rochas charnockíticas da Associação Guaxupé, Complexo Varginha. *Rev. Bras. Geol.* **16**(3): 301-305.
- OPPENHEIM, V. 1934. Estudo preliminar da zona aurífera de São Gonçalo do Sapucahy, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM. 39 p. (SFPM, Boletim 1).
- OPPENHEIM, V. 1935. Ouro em São Gonçalo do Sapucahy. Rio de Janeiro, DNPM. 25 p. (SFPM, Avulso 4).
- PARK, R.G. 1988. *Geological structures and moving plates*. London, Blackie & Sons. 336p.
- PARK, R.G. 1989. *Foundations of Structural Geology*. 2ed. New York, Blackie & Sons. 148p.
- PATTISON, D.R.M. 1992. Stability of andalusite and sillimanite and the Al₂SiO₅ triple point, constraints from the Ballachulish Aureole, Scotland. *J. Geol.*, **100**: 423-446.
- PERROTA, M.M.; CAMPOS NETO, M.C.; BRITO NEVES, B.B. 1989. Geologia da região a sul de São Gonçalo do Sapucaí, MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5, Belo Horizonte, 1989. Anais ... Belo Horizonte, SBG. b. 10, p. 233-237.
- PERROTA, M.M. 1991. A faixa alto Rio Grande na região a Sul de São Gonçalo do Sapucaí (MG). São Paulo. 158 p. (Dissertação de Mestrado - IG - USP).
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E.; SIEVER, R. 1987. *Sand and Sandstones*. 2 ed. New York, Springer. 553p.
- PHILLIPS, G.S. 1985. Interpretation of Big Bell/Hemlo-type gold deposits: precursors, metamorphism, melting and genetic constraints. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, **88**: 159-173.
- PHILLIPS, G.S. 1990. Wallrock alteration and P-T environment of gold deposition. In: ROBERT, F.; SHEAHAN, P.A. & GREEN, S.B. eds. *Greenstone Gold and Crustal Evolution*, NUNA conference volume: St. John's, Newfoundland, Geological Association of Canada, p. 98-99.
- PHILLIPS, G.S. & NOOY, D.D. 1988. High-grade metamorphic processes which influences Archean gold deposits, with particular reference to Big Bell, Australia. *J. Met. Geol.*, **6**: 95-114.
- RAMSAY, J.G. ; HUBBER, M.I. 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology*, vol.1: *Strain Analysis*. London, Academic Press. 307 p.
- RAMSAY, J.G. ; HUBBER, M.I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*, vol.2: *Folds and Fractures*. London, Academic Press. 700p.

- BIBIRO, A., FACCHIO, F.V.P., ANDREIS, R.R., TROUW, R.A.J. & HEILBRON, M. 1990. Fracturas pollicelicas proterozóica no sudo do Cráton de São Francisco: análise da região de São João del Rei e Andrelândia, MG. *In*: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG v.6. p 2605-2614.
- ROBERTS, S.G. 1988. Archean lode gold deposits. *In*: ROBERTS, R.G. & SHEAHAN, P.A. eds. *Ore deposits models*. Geosciences Canada. Reprint Series 3. Ottawa, Geological Association of Canada. p. 1-19.
- ROMBERGER, S.B. 1990. Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. *In*: ROBERT, F.; SHEAHAN, P.A. & GREEN, S.B. eds. *Greenstone Gold and Crustal Evolution*, NUNA conference volume: St. John's, Newfoundland, Geological Association of Canada, p. 61-66.
- ROSE, A.W. & BURT, D.M. 1979. Hydrothermal Alteration. *In*: BARNES, H.L. ed. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York, John Wiley & Sons, p.173-235.
- SEWARD, T.M. 1984. The transport and deposition of gold in hydrothermal deposits. *In*: FOSTER, R.P. ed. *Gold '82: the Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*. Rotterdam, A.A.Balkema. p. 165-218.
- SIBSON, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanics. *Bull. Geol. Soc. London*, 133: 191-213.
- SILVA, S. L. da; BALTAZAR, O. F.; PADILHA, A. V. 1988. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; São Gonçalo do Sapucaí. Folha SF. 23-V-D-V-4, estado de Minas Gerais. Brasília, DNPM/CPRM. 102 p.
- SIMPSON, C. 1986. Determination of movement sense in mylonites. *J. Geol. Education*, 34(4): 246-261.
- SIMPSON, C. & SCHMIDT, S.M. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *J. Struct. Geol.*, 94: 1281-1288.
- SIMPSON, C.; WINTSCH, R.P. 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by mirmekite. *J. Met. Geol.*, 7:261-275.
- SPRY, A. 1969. *Metamorphic Textures*. Oxford, Pergamon Press. 352 p.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock, its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12: 1-33.
- TASSINARI, C.C.G. 1988. As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do estado de São Paulo e sua evolução crustal. São Paulo, 236 p. (Tese de Doutorado - IG - USP).
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Geosciences Texts. Palo Alto, Blackwell Sc. Public. 312p.

- TRONCOSO, A. 1987. O grau de metamorfismo em um domínio metamórfico do Cráton do São Francisco: implicações para as condições geotermotônicas. São Paulo, 207p. (Tese de Pós-graduação - F.F.C.L. - SP).
- THOMSON, M.L. 1991. Wall-rock alteration related to Au mineralization in the low amphibolite facies: Crixás gold mine, Goiás, Brazil. *Can Mineral.*, 29: 461-480.
- TROUW, R.A.J., RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. 1980. Evolução estrutural e metamórfica de uma área a SE de Lavras, MG. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 31, Camboriú, 1980. *Anais...Camboriú, SBG.* v. 5, p. 2773-2784.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. 1983. Geologia estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 55(1): 71-85.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; HEILBRON, M. 1984. Os Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia como continuação dos Grupos Araxá e Canastra. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 33, Rio de Janeiro, 1984, *Anais ... Rio de Janeiro, SBG*, v.7, p. 3227-3240.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. 1986. Contribuição à geologia da folha Barbacena. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 34, Goiânia, 1986. *Anais...Goiânia, SBG.* v. 2, p. 974-986.
- TROUW, R.A.J. & PANKHURST, R.J. 1993. Idades radiométricas ao Sul do Cráton do São Francisco: região da folha de Barbacena, MG. *In: SIMP. DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO*, 2. Salvador, 1993. *Anais...Salvador, SBG.* p. 260-262.
- TULLIS, J. 1983. Deformation of feldspar. *In: RIBBE, P.H. (ed.) Feldspar Mineralogy. Mineralogical Society of America Reviews*, 2: 247-323.
- TURNER, F.J. 1981. *Metamorphic Petrology: mineralogical, field and tectonic aspects*. 2ed. New York, McGraw-Hill Book Company. 524p.
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E. 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. New York, McGraw-Hill, 545p.
- VAN DE KAMP, P.C.; LEAKE, B.E.; SENIOR, A. 1976. The petrography and geochemistry of some Californian arkoses with application of identifying gneisses of metasedimentary origin. *J. Geol.*, 84: 195-212.
- VIDAL, J.; KUBIN, L.; DEBAT, P.; SOUZA, J. C. 1990. Deformation and dynamic recrystallisation of K-feldspar augen in ortogneiss from montagne Noire, Occitania, Southern France. *Lithos*, 13:247-255.
- WERNICK, E. 1967. A geologia da região de Amparo, Leste do Estado de São Paulo. Rio Claro. 235p. (Tese de Doutorado - F.F.C.L. - Rio Claro)

- WERNICK, E. 1978. Ocorrência de minerais raros em granitos do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. *Rev. Bras. Geoc.*, 6(1): 125-135.
- WERNICK, E. & PENALVA, F. 1973. Geologia dos Grãos Anfibol e Itapira, SP. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 23, Salvador, 1973. Resumo das Comunicações, SBG, Salvador p. 116-117.
- WERNICK, E.; OLIVEIRA, M.A.F. de; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G. e DELHAL, J. 1976. Estudo geocronológico pelo método Rb/Sr em rochas do Bloco Jundiáí e regiões adjacentes. *Rev. Bras. Geoc.*, 6(1): 125-135.
- WERNICK, E. & ARTUR, A.C. 1983. Evolução policíclica de terrenos arqueanos no leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. *In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS*, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais ... Belo Horizonte, SBG, b. 3, p.50-62.
- WINKLER, H.G.F. 1977. *Petrogênese das Rochas Metamórficas*. 3 ed. Porto Alegre, Edgard Blücher. 257 p.
- YARDLEY, B.W.D. 1989. *An introduction to Metamorphic Petrology*. Singapore, Longman. 248p.

ANEXO C

PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAS EM DIFERENTES NÍVEIS MINERALIZADOS

Neste anexo serão caracterizados petrograficamente os tipos litológicos que contêm as mineralizações, para cada ocorrência separadamente, levando em consideração as feições estruturais referentes aos estágios de deformação a que foram submetidas.

O estudo microestrutural das amostras dos testemunhos foi dificultado pelo fato de que as lâminas fornecidas pela COMIG não são orientadas, com isto impossibilitou-se uma análise mais detalhada da cinemática da deformação.

ANDAIME

Os níveis mineralizados da ocorrência Andaime exibem textura granolepidoblástica, envolvidos pela foliação (S_n), determinada pela orientação de filmes micáceos, onde os cristais de quartzo e plagioclásio apresentam-se ligeiramente alongados.

Compõem a mineralogia principal do biotita gnaisse mineralizado: plagioclásio (38%), quartzo (33%), biotita (12%) e microclínio (6%). Subordinadamente ocorrem carbonato (4%), sulfetos (3%), granada (2%), epidoto (1%), titanita (1%), zircão (traços) e apatita (traços). O ouro, provavelmente muito fino, só foi detectado por análises químicas.

O plagioclásio foi determinado opticamente como oligoclásio. Aparece como cristais subidiomorfos, tendo como produto de alteração incipiente carbonato e epidoto. Ocorre em cristais de tamanho 0,45mm, ligeiramente alongados, geminados segundo as leis de albita e/ou periclásio. Onde há microclínio em contato com este mineral, este apresenta bordo albitico. Os sinais de deformação observados foram: geminação mecânica, extinção ondulante, fraco fraturamento.

O quartzo mostra comumente extinção ondulante e raramente está poligonizado. Ocorre em tamanhos de 0,4mm.

A biotita mostra o pleocroísmo variando de marrom claro amarelado a marrom, ocorrendo na forma de finas palhetas concordantes com a foliação (S_n). O epidoto está intimamente associado a este mineral. Adjacente ao nível mineralizado, quando na presença de hornblenda, observa-se a biotitização deste último.

O microclínio ocorre intersticialmente em tamanho de 0,25mm mostrando geminação em grade.

Os carbonatos apresentam-se como cristais xenomorfos junto aos sulfetos, titanitas e plagioclásios. Foi identificado, através do MEV, que os carbonatos associados com a pirita são sideritas, evidenciando provavelmente um processo de alteração hidrotermal (carbonatação) microscópico e muito localizado.

Dentre os sulfetos identificados na escala do microscópio predominam a pirita e, subordinadamente, pirrotita e calcopirita. Outras fases como telureto de prata e galena, de dimensões nanométricas, foram detectadas no MEV. A pirita ocorre em níveis subconcordantes a foliação S_n em cristais xenomórficos e mais raramente forma vênulas milimétricas, juntamente com o quartzo, que cortam discordantemente a foliação. Os demais sulfetos como calcopirita e a pirrotita ocorrem em pequenos grãos inclusos ou em contato com a pirita. A maior concentração de sulfetos está junto aos carbonatos. O telureto de prata encontra-se também associado a siderita.

granada ocorre com a pirrotita, o que dá origem de 0,15mm de diâmetro, com inclusões de magnetita.

O epidoto ocorre subidiomorfo com os semelhanças de allanita. Está intimamente associado e ocorre também como produto de alteração do plagioclásio.

A titanita ocorre como agregados arredondados em cristais granulares. O zircão é subarredondado e a apatita subidiomórfica.

XICÃO

Os níveis mineralizados na ocorrência Xicão estão hospedados no biotita gnaiss, o qual exibe no âmbito desta textura granoblástica a granolepidoblástica. Compõem sua mineralogia principal: plagioclásio (35-28%), quartzo (38-22%), biotita (18-10%), microclínio (12-10%), sulfetos (10-1%), granada (4-2%), carbonato (7%-traços), epidoto (3-1%), titanita (1%-traços), zircão (traços), apatita (traços). O ouro só foi detectado por análises químicas.

O plagioclásio foi determinado opticamente como oligoclásio. Ocorre como cristais subidiomorfos a idiomorfos tendo como produto de alteração incipiente carbonato, epidoto e, menos frequentemente sericita. Ocorre em cristais de tamanho 0,7mm, ligeiramente alongados, geminado segundo as leis de albite e/ou periclásio polissintéticas e Carlsbad menos frequentemente. Feições como antipertitas, bordos mirmequíticos e zoneamento inverso são raras. Exibe bordos albiticos quando em contato com o microclínio. Os sinais de deformação observados foram: geminação mecânica, extinção ondulante e fraturas.

O quartzo mostra comumente extinção ondulante, formação de subgrãos e mais localmente grãos poligonizados. O tamanho médio dos grãos é de 0,3mm.

A biotita ocorre em finas palhetas concordantes com a foliação Sn. O seu pleocroísmo varia em tons marrons e verdes, dependendo da lâmina observada. A biotita está comumente associada ao epidoto. Observa-se localmente este mineral transformando-se para muscovita e sericita. Traços com óxidos ao longo de suas clivagens são uma feição comum. Adjacente a estes níveis mineralizados, no âmbito do hornblenda-biotita gnaiss é comum a biotitização das hornblendas.

O microclínio ocorre ora preenchendo interstícios entre grãos de plagioclásio e quartzo e, ora na forma de grãos maiores englobando outros minerais, principalmente o plagioclásio. Mostra sempre geminação em grade e localmente forma pertitas.

Os sulfetos ocorrem em seções quadradas ou retangulares, pouco oxidados e comumente são associados a biotita, granada e carbonato. Dentre os sulfetos determinados predominam a pirita e subordinadamente pirrotita e calcopirita. A maior concentração de sulfetos está junto aos carbonatos e ambos ocorrem em níveis subconcordantes com a foliação Sn.

A granada ocorre poiquiloblástica junto a biotita, com inclusões de quartzo e parece alterar para epidoto, biotita e opacos.

Os carbonatos que ocorrem em íntima associação com as piritas, por analogia aos resultados obtidos no MEV para a ocorrência Andaime, são supostamente sideritas. Os carbonatos podem ocorrer também: como relictos nas piritas junto a biotita, preenchendo fraturas, associam-se as granadas e, como produto de alteração dos plagioclásios. Nos últimos 3 casos não devem tratar-se de sideritas.

epidoto, titanita, xenotíma, zircão, monazita, allanita, clorita, biotita, opacos, sulfetos e óxidos. Comumente aparece Zircão.

As titanitas ocorrem em arredondados arredondados com outros granulatos. Os zircões são subarredondados e as apatitas idiomórficas.

IRMÃO

Compõem a mineralogia principal do biotita gnáisse fino hospedeiro da mineralização na ocorrência Irmão: quartzo (37-30%), plagioclásio (30-25%), microclínio (20-5%), biotita (5%), sulfetos e óxidos (6-5%), granada (3-1%), epidoto (3-1%), goethita (3%-traços) e mica branca (2-1%). Em quantidades traços ocorrem: titanita, zircão, apatita, monazita, clorita e allanita. O ouro foi detectado somente por análises químicas. A rocha exibe textura granolepidoblástica a granoblástica e está pouco deformada.

A composição do plagioclásio foi determinada opticamente e varia de albíta a oligoclásio. Exibe cristais subidiomorfos a xenomorfos, com geminação polissintética segundo as leis de albíta e/ou periclásio. Ocorre mostrando raros cristais fracamente sericitizados e epidotizados. O microclínio e o plagioclásio acham-se manchados por um material oxidado vermelho, que contorna os cristais e penetra em suas clivagens. O plagioclásio quando em contato com o microclínio mostra bordos albiticos. Bordos mirmequíticos, zoneamento inverso e antipertitas são raros. Os sinais de deformação observados foram: extinção ondulante, geminação mecânica, kinks e fraturas.

O **quartzo** mostra comumente extinção ondulante, por vezes por setores e menos frequentemente observa-se formação de subgrãos e grãos polygonizados. O tamanho dos grãos varia em torno de 0,4mm.

O **microclínio** ocorre intersticial e raramente é pertítico. Localmente este mineral parece estar contornando o plagioclásio. O tamanho médio dos grãos é de 0,2mm.

A **biotita** ocorre em finas palhetas (0,25mm) concordantes com a foliação Sn e localmente parece ocorrer de forma aleatória. O pleocroísmo varia em tons de marrom avermelhado a amarelado, e localmente levemente esverdeado. Observamos também feições como: transformações para muscovita (pós-tectônica), associação com opacos, e percolação de óxidos ao longo das clivagens. O único sinal de deformação observado foi extinção ondulante. A biotita mostra localmente feições de corrosão, as quais são comumente interpretadas como decorrentes de ação de fluidos. Na lâmina SI04 ocorre outro tipo de biotita aparentemente neoformada, com pleocroísmo variando de verde a amarelo, com inclusões de opacos.

Os **sulfetos e óxidos** ocorrem subidiomórficos (seções quadradas a retangulares) a xenobláticos com tamanho variando de 0,03 a 0,72mm. Aparecem tanto nas vênulas leucocráticas ou como grãos disseminados paralelo a Sn. Dentre os sulfetos predominam a **pirita** e subordinadamente **calcopirita**. Quanto aos óxidos, predominam a **limonita/goethita** e subordinadamente **magnetita, hematita e rutilo**.

A **granada** não ocorre em todas as lâminas, mostra-se xenomórfica a subidiomórfica. Minerais opacos são comumente observados nos bordos ou inclusos neste mineral. Os tamanhos de grão variam de 0,18 a 1,0mm. Quando poiquiloblástica mostra inclusões de quartzo, biotita, goethita (geralmente preenchendo fraturas).

O **epidoto** apresenta-se vermiforme com núcleos de allanita e/ou monazita, podendo localmente formar faces prismáticas. Está associado à titanita, biotita e plagioclásio.

A **muscovita** ocorre junto a biotita, quartzo e plagioclásio. É aparentemente neoformada pois não mostra uma orientação preferencial definida, sugerindo um crescimento pós-tectônico. Por vezes está impregnada por um material ferruginoso alterando para argila.

compostos de sulfetos e óxidos e hidróxidos de ferro nos níveis mineralizados. Há também lâminas de quartzo milimétricas e submilimétricas, paralelas à foliação Sn e também vênulas milimétricas (injeções) constituídas de quartzo, microclínio, plagioclásio e epidoto de granulção mais grossa que o restante da lâmina que ocorrem paralelas à foliação Sn, aparentemente discordante desta.

Foi observado também uma feição petrográfica, que já havia sido observada nas amostras coletadas no campo (vide Capítulo 3 - Geologia Local, item 3.3.1). Esta feição mostra agregados de quartzo e plagioclásio, que foram interpretados como possíveis clastos, vestigiais da época de deposição dos sedimentos.

BARRO ALTO

O intervalo mineralizado na ocorrência Barro Alto está hospedado no muscovita-biotita gnaiss, o qual **exibe textura granolepidoblástica fina**. A foliação Sn imposta principalmente pela orientação da biotita é uma feição nítida. Compõem sua mineralogia principal: quartzo (37-23%), plagioclásio (30-15%), microclínio (25-10%), muscovita (17-10%), biotita (15-8%), sulfetos e óxidos (7-5%), carbonato (5-<1%), epidoto (2-1%), clorita (2-<1%) e em quantidades traços ocorrem: granada, titanita, allanita, apatita, zircão, monazita e xenotime.

O **quartzo** ocorre compondo a matriz da rocha ou, em forma de vênulas milimétricas descontínuas subparalelas a Sn. Varia de hipidiomorfo, poligonizado ou não, ou ainda xenomorfo. Por vezes constitui aglomerado de cristais. Os sinais de deformação são: extinção ondulante, localmente alongado segundo Sn.

A composição do **plagioclásio** foi determinada oticamente e varia na faixa de albita-oligoclásio. Exibe cristais xenomorfos a subidiomorfos de tamanho médio 0,04mm. Apresenta como produto de alteração: sericita, muscovita, carbonato e epidoto. Os cristais ocorrem ligeiramente alongados com geminação polissintética segundo as leis da albita e/ou periclásio. Comumente os contornos dos grãos estão corroídos e mal definidos. Muitas vezes quando em contato com microclínio estes são turvos e apresentam bordos de intercrescimento denteados e serrilhados e, de composição mais sódica. Bordos mirmequíticos e zoneamento inverso ocorrem esporadicamente. Os sinais de deformação observados foram: geminação mecânica, extinção ondulante e um fraco microfraturamento, por vezes preenchido por óxidos e hidróxidos de ferro.

O **microclínio** apresenta aspecto límpido, localmente forma pertita. Mostra-se intercrescido com o plagioclásio, ocorrendo intersticialmente entre quartzo e plagioclásio, mostrando sua típica geminação em grade. Aparentemente este mineral se forma às custas do plagioclásio.

A **muscovita** ocorre na maioria das vezes como cristais neoformados não orientados, substituindo a biotita e plagioclásio, chegando a formar pseudomorfos neste último. Localmente parece ocorrer como grãos primários orientados segundo Sn. Quando neoformados, apresentam-se na forma de agregados de cristais tabulares com disposição preferencial oblíqua a Sn. A muscovita está associada com carbonato e clorita, possivelmente por estar substituindo a biotita, que tem íntima associação com estes minerais. Os sinais de deformação observados foram: encurvamento e extinção ondulante. Aparentemente, parte da muscovita observada foi formada devido a passagem de fluidos durante a deformação, pois nos níveis mais deformados, onde inclusive o plagioclásio estão achatados, paralelos a Sn, são envolvidos por este mineral (CB09).

A **biotita** mostra pleocroísmo variando em tons de verde-amarronzado, ocorrendo na forma de finas palhetas concordantes com a foliação Sn. A biotita é comumente substituída por muscovita, sendo sua associação com epidoto, carbonato e óxidos e hidróxidos de ferro bastante comum. Pode-se constatar alguma liberação de ferro, na forma de trilhas ferruginosas ao longo das suas linhas de clivagem. Os sinais de deformação observados são: encurvamentos e extinção ondulante.

As piritas ocorrem em forma de pequenos cristais arredondados, em parte às vênulas de magnetita e quartzo e em parte em forma de pequenos cristais arredondados. Os grãos são xenomorfos e hiediomorfos com tamanhos variando de 0,05 a 0,2 mm. São associados com a biotita, epidoto, magnetita, titanita e clorita. A galena e arsenianita ocorrem sempre em grãos minúsculos acompanhando a pirita. A galena ocorre em dimensões nanométricas e aparentemente está associada a uraninita.

Os óxidos são representados por: magnetita, hematita, goethita e uraninita. Magnetita e hematita ocorrem em grãos subidiomorfos e formando níveis concordantes com a foliação Sn. A uraninita ocorre incluída em algumas monazitas, e está associada a galena.

O carbonato ocorre tanto preenchendo fraturas, como em grãos dispersos na matriz. Associa-se comumente aos opacos e biotita. O MEV detectou que o carbonato associado a pirita é também siderita, como já descrito anteriormente nas outras ocorrências.

O epidoto apresenta-se hiediomorfo a xenomorfo comumente apresentando núcleos de allanita. Alguns cristais mostram zoneamento. Está associado comumente ao plagioclásio e a biotita, ocorrendo ao longo dos bordos e nas clivagens destes minerais, respectivamente. Em outros casos, ocorre como inclusões inertes no feldspato, sugerindo pelo menos em parte, sua formação durante o metamorfismo.

A granada ocorre somente na base do intervalo mineralizado. É rósea e xenomórfica com tamanhos em torno de 0,36mm. A titanita mostra-se granular e está associada a biotita. A allanita ocorre no núcleo dos epidotos, e por vezes incluídas na biotita. Apatita pode ocorrer em seção hexagonal. O zircão ocorre como prismas de faces arredondadas. A monazita aparece envolta pelo xenotime, sendo que este último encontra-se em parte associada a outro fosfato de terras raras leves, provavelmente allanita.