

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**A FAIXA ALTO RIO GRANDE NA REGIÃO A SUL DE SÃO
GONÇALO DO SAPUCAÍ (MG)**

Mônica Mazzini Perrotta

Orientador: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

**SÃO PAULO
1991**

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	xiii
RESUMO	xiv
ABSTRACT	xv
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivos	1
1.2. Localização e acessos.....	1
1.3. Métodos.....	1
1.3.1. Mapeamento sistemático	4
1.3.2. Petrografia de lâminas delgadas	4
1.3.3. Ensaio Colorimétrico.....	4
1.3.4. Análise estrutural.....	4
1.3.5. Nomenclatura estrutural	5
1.3.6. Confecção do mapa	6
1.3.7. Litogeoquímica.....	6
CAPÍTULO 2 - SÍNTESE DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO REGIONAL E LOCAL... 7	7
2.1. Caracterização geotectônica da Faixa Alto Rio Grande.....	7
2.2. Unidades da crosta continental de idade Arqueana e Proterozóico Inferior	8
2.3. Seqüências supracrustais do Proterozóico Médio	11
2.4. Principais mapas geológicos que incluem a quadrícula de São Gonçalo do Sapucaí ...	13
2.5. Ocorrências minerais.....	14
CAPÍTULO 3 - APRESENTAÇÃO DO MAPA	16
CAPÍTULO 4 - UNIDADES DO ARQUEANO/PROTEROZÓICO INFERIOR	18
4.1. Complexo São Gonçalo do Sapucaí	19
4.1.1. Ortognaisses Homogêneos	19
4.1.2. Seqüência Bandada.....	24
4.1.3. Características Petrográficas	25
4.1.4. Comportamento Geoquímico	27
4.2. Complexo Amparo	30
4.2.1. Ortogneisse Serra do Quiabeiro	32
Fácies Homogêneas:.....	32
Fácies Ocelares.....	37
4.2.2. Granito Gnaisses Ocelares	42
4.2.3. Nebulito - Schilieren Gnaisses	48
4.3. Eventos deformacionais e metamórficos.....	48
CAPÍTULO 5 - GRUPO ANDRELÂNDIA	50
5.1. Litoestratigrafia	50
5.2. Unidade A	52
5.3. Unidade B.....	52
5.4. Unidade C.....	53
5.5. Unidade D	54
5.6. Unidade E.....	59
5.7. Grupo Andrelândia Indiferenciado.....	59
5.8. Comportamento Geoquímico	65
CAPÍTULO 6 - ORGANIZAÇÃO ESTRUTURAL.....	75
6.1. A foliação S1	75
6.2. Dobramentos superpostos	75
6.2.1. A fase D2.....	75
6.2.2. A fase D3.....	84

6.2.3. A fase D4.....	86
6.2.4. A fase D5.....	87
6.3. A Zona de Cisalhamento Transcorrente Três Corações.....	87
6.4. O Cavalgamento Ribeiros	89
CAPÍTULO 7 - EVOLUÇÃO METAMÓRFICA	92
7.1. Condições metamórficas contemporâneas a S1	92
7.2. Condições metamórficas contemporâneas a S2	93
7.2.1. Evolução das associações minerais nos xistos e quarto-xistos	93
7.2.2. Evolução das associações minerais nos plagioclásio gnaisses	98
7.2.3. Evolução das associações minerais nos muscovita-biotita gnaisses	104
7.2.4. Discussão: o metamorfismo sin S2 nos metapelitos-metapsamitos e metagrauvas	107
7.2.5. Evolução das associações minerais nos gnaisses calciossilicáticos	109
7.2.6. Associação mineral no xisto ultramáfico	113
7.3. Condições metamórficas contemporâneas a S3	113
7.4. Condições metamórficas contemporâneas a Zona de Cisalhamento Transcorrente Três Corações	114
CAPÍTULO 8 - A FAIXA ALTO RIO GRANDE NA REGIÃO A SUL DE SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ.....	116
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	119

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de localização da Folha São Gonçalo do Sapucaí e área mapeada (hachurada).....	3
Figura 2.1. Mapa geológico da porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande (segundo Campos Neto et al. 1990).	11
Figura 3.1. Mapa geológico simplificado da região a sul de São Gonçalo do Sapucaí.	17
Figura 3.2. Organização estrutural da região a sul de São Gonçalo do Sapucaí.	17
Figura 4.1. Diagrama A (K ₂ O+Na ₂ O) - F (FeOt) - M (MgO) para amostras de ortognaisses do Complexo Amparo. Círculos cheios: Ortognaisse Serra do Quiabeiro, círculos vazados: Suíte Serra de São Gonçalo (dados em Silva et al. 1988); quadrados vazados: Suíte Serra Negra (dados em Basei et al. 1986).....	18
Figura 4.2. Xenólito de ortognaisse homogêneo do Complexo São Gonçalo do Sapucaí em ortognaisse ocelar (Ortognaisse Serrote de Santa Rita) do Complexo Amparo. Afloramento 553.....	19
Figura 4.3. Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Aspecto do ortognaisse homogêneo. Foliação S _n deformada intrafoliarmente à foliação S ₂ . Afloramento 607.	20
Figura 4.4. Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Ortognaisse homogêneo. Faixa milonítica com posição plano-axial de dobras quase simétricas (zona em M) de filões paralelos à foliação S _n . Afloramento 860.	21
Figura 4.5. Diagrama Q (quartzo) - A (feldspato alcalino) - P (plagioclásio), de Streckeisen 1976, para ortognaisses do Complexo São Gonçalo do Sapucaí (análises modais nas tabelas 4.1 e 4.2). Gd: campo dos granodioritos, Tn: campo dos tonalitos.....	21
Figura 4.6. Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Ortognaisse homogêneo. Aspecto da rocha submetida à alteração intempérica. Afloramento 614.....	24
Figura 4.7. Antiga exploração aurífera em rochas alteradas da seqüência bandada, Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Proximidades do afloramento 612.	25
Figura 4.8. Bordas mirmequíticas em plagioclásio no contato com feldspato potássico. Ortognaisse homogêneo do Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Lâmina SG-607.....	26
Figura 4.9. Textura milonítica em ortognaisse homogêneo do Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Crescimento de epidoto na foliação milonítica. Lâmina SG-162.....	26
Figura 4.10. Diagramas de variação SiO ₂ x óxidos de elementos maiores (Diagramas de Harker) para amostras do Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Triângulos vazados: ortognaisse homogêneo, triângulos cheios: seqüência bandada (dados recalculados na base anidra a partir dos resultados da tabela 4.3). Triângulos invertidos vazados: ortognaisse homogêneo (dados em Silva et al. 1988).	29
Figura 4.11. Diagrama A (K ₂ O+Na ₂ O) - F (FeOt) - M (MgO) para amostras de ortognaisses do Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Triângulos vazados: ortognaisse homogêneo, triângulos cheios: seqüência bandada, estrelas cheias: anfíbolitos (dados recalculados na base anidra a partir dos resultados da tabela 4.3). Triângulos invertidos vazados: ortognaisse homogêneo, estrelas vazadas: anfíbolitos (dados em Silva et al. 1988). Linha pontilhada: limite entre os campos toleítico e cálcio-alcalino de Irvine e Baragar (1971). Linhas tracejadas: limite superior e inferior de maturidade para arcos magmáticos, a maturidade cresce no sentido da seta (Brouw 1982).....	30
Figura 4.12. Diagramas discriminantes de suítes plutônicas cálcio-alcalinas segundo Brouw (1982). GTP: granodioritos tardios do Panamá, SWF: maciço tonalítico do sudoeste da	

Finlândia. O campo demarcado em A representa o campo de variação dos andesitos cálcio-alcalinos normais de arcos magmáticos modernos. Mesma simbologia da figura 4.10.....	31
Figura 4.13. Diagrama Q (quartzo) - A (feldspato alcalino) - P (plagioclásio), de Streckeisen 1976, para ortognaisses do Complexo Amparo (análises modais nas tabelas 4.4 e 4.5). Gr3b (campo dos granitos 3b), Gd (campo dos granodioritos), Tn (campo dos tonalitos).....	32
Figura 4.14. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Aspecto do tonalito gnaisse com feições anatéticas. Afloramento 24.....	33
Figura 4.15. Estrutura dictionítica com superposição de filões tonalíticos sobre uma estrutura estromática. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Tonalito gnaisse. Afloramento 24.	33
Figura 4.16. Estrutura dictionítica devido à superposição de filões graníticos sobre uma estrutura estromática. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Granodiorito gnaisse. Afloramento 235.....	34
Figura 4.17. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Granito gnaisse ocelar. Bandamento Sn plano linear mostrado em faces ortogonais do mesmo bloco. A. Corte aproximadamente paralelo à lineação de estiramento mineral. B. Corte aproximadamente perpendicular à lineação de estiramento mineral. Afloramento 16.....	38
Figura 4.18. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Granito gnaisse ocelar com aspecto de migmatito estromático. Presença de anatexia local no plano axial de dobras D2, gerando leucossomas estictiolíticos. Dobras abertas desta fase e forte obliquidade entre S2 e Sn indicam posição em charneira de megadobra parasita D2. Afloramento 16.....	40
Figura 4.19. Granito com magnetita intrusivo no granito gnaisse ocelar. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Afloramento 16.	40
Figura 4.20. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Aspecto do granodiorito gnaisse ocelar-porfiroclástico. Afloramento 84.	41
Figura 4.21. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Granodiorito gnaisse ocelar-porfiroclástico. Banco anfibolítico paralelo ao bandamento Sn. Afloramento 84.	42
Figura 4.22. Ortognaisse Serrote de Santa Rita. Pequenas falhas com zonas recristalizadas associadas a removimentações rúpteis-dúcteis da Zona de Cisalhamento Transcorrente Três Corações. Afloramento 136.....	44
Figura 4.23. Suíte Serra de São Gonçalo. Fácies porfiróide-porfiroclástica. Afloramento 277.	46
Figura 4.24. Figuras de interferência em laço (tipo 3 de Ramsay 1967) entre dobras Dn e D2 desenhadas por bandas anatéticas estromáticas contemporâneas à foliação Sn-1. A. Presença de faixa de cisalhamento dúctil local (FC), pós D2, cortada por S3, associada ao início da evolução da Zona de Cisalhamento Transcorrente Três Corações. Ortognaisse Serrote de Santa Rita. Afloramento 798. B. Em ortognaisse homogêneo do Complexo São Gonçalo do Sapucaí, a norte da área mapeada. C. Em ortognaisse homogêneo do Complexo São Gonçalo do Sapucaí, afloramento 721.....	49
Figura 5.1. Pseudo-empilhamento litoestratigráfico tomando S2 como linha de tempo.....	50
Figura 5.2. Coluna litoestratigráfica do Grupo Andrelândia na região a sul de São Gonçalo do Sapucaí.	52
Figura 5.3. Aspecto do muscovita-biotita gnaisse com feição migmatítica (estromática). Unidade C, fácies C2. Afloramento 512.	57
Figura 5.4. Granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaisse da Unidade E. Afloramento 674.	64

Figura 5.5. Granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaiss. Grupo Andrelândia indiferenciado, região de Ferreiras. Afloramento 546.	64
Figura 5.6. Diagramas de variação SiO ₂ x óxidos de elementos maiores e traços (Diagramas de Harker). Círculos cheios: conjunto Amparo (dados recalculados na base anidra a partir dos resultados de Peloggia 1990). Triângulos cheios: conjunto Natércia, quadrados vazados: conjunto Unidade C, círculos vazados: conjunto Serra das Águas, triângulos invertidos vazados: conjunto Unidade E, triângulos vazados: conjunto Ferreiras; dados recalculados na base anidra a partir dos resultados da tabela 5.6.	67
Figura 5.7. Diagramas discriminantes de Moine e La Roche (1968). Círculos cheios: conjunto Amparo (dados recalculados na base anidra a partir dos resultados de Peloggia 1990). Triângulos cheios: conjunto Natércia, quadrados vazados: conjunto Unidade C, círculos vazados: conjunto Serra das Águas, triângulos invertidos vazados: conjunto Unidade E, triângulos vazados: conjunto Ferreiras; dados recalculados na base anidra a partir dos resultados da tabela 5.6.	68
Figura 5.8. Diagramas discriminantes de Floyd et al. (1989). Pontos correspondem às amostras estudadas. A. Campos demarcados segundo Floyd et al. (1989). B. Campo das grauvacas delimitado a partir de dados de Condie et al. (1970) e Caby et al. (1977).	70
Figura 5.9. Diagrama Na ₂ O - CaO - K ₂ O. Linhas tracejadas delimitam os campos dacítico-granodiorítico (D-Gr) e granítico (G) (a partir de Le Maitre 1976). Linha contínua delimita o campo das grauvacas de Wyoming (Condie 1967). Círculos cheios: conjunto Amparo (dados recalculados na base anidra a partir dos resultados de Peloggia 1990). Triângulos cheios: conjunto Natércia, quadrados vazados: conjunto Unidade C, círculos vazados: conjunto Serra das Águas, triângulos invertidos vazados: conjunto Unidade E, triângulos vazados: conjunto Ferreiras; dados recalculados na base anidra a partir dos resultados da tabela 5.6.	71
Figura 5.10. Diagrama A (K ₂ O+Na ₂ O) - F (FeOt) - M (MgO). Linha tracejada: limite entre os campos toleítico (superior) e cálcio-alcálico (inferior), segundo Irvine e Baragar (1971). Círculos cheios: conjunto Amparo (dados recalculados na base anidra a partir dos resultados de Peloggia 1990). Triângulos cheios: conjunto Natércia, quadrados vazados: conjunto Unidade C, círculos vazados: conjunto Serra das Águas, triângulos invertidos vazados: conjunto Unidade E, triângulos vazados: conjunto Ferreiras; dados recalculados na base anidra a partir dos resultados da tabela 5.6.	72
Figura 5.11. Diagrama multicatiônico de La Roche et al. 1980. Círculos cheios: conjunto Amparo (dados recalculados na base anidra a partir dos resultados de Peloggia 1990). Triângulos cheios: conjunto Natércia, quadrados vazados: conjunto Unidade C, círculos vazados: conjunto Serra das Águas, triângulos invertidos vazados: conjunto Unidade E, triângulos vazados: conjunto Ferreiras; dados recalculados na base anidra a partir dos resultados da tabela 5.6.	72
Figura 5.12. Diagramas discriminantes do posicionamento tectônico para a deposição das metagrauvacas estudadas, a partir de Bathia 1983. AIO: Arcos de ilha oceânicos, AIC: arcos de ilha continentais, MCA: margens continentais ativas, MP: margens passivas. Círculos cheios: conjunto Amparo (dados em Peloggia 1990). Triângulos cheios: conjunto Natércia, quadrados vazados: conjunto Unidade C, círculos vazados: conjunto Serra das Águas, triângulos invertidos vazados: conjunto Unidade E, triângulos vazados: conjunto Ferreiras (dados na tabela 5.6). A. Diagrama (Fe ₂ O ₃ t + MgO) x TiO ₂ (dados recalculados na base anidra). B. Diagrama das funções discriminantes FI x FII (dados utilizados diretamente a partir dos resultados de análise).	73

Figura 6.1. Domínios estruturais homogêneos segundo a foliação principal S2 ou S2.Sn ou Smilonítica. DI – domínio estrutural (diagramas estereográficos de análise estrutural na fig. 6.2).....	77
Figura 6.2. Estereogramas de projeções polares e de projeções lineares do meridiano inferior da Rede de Schmidt-Lambert (igual área). Domínios estruturais homogêneos segundo a foliação principal S2, S2.Sn ou Smilonítica (DIII). Localização na figura 6.1.....	78
Figura 6.2 (continuação). Estereogramas de projeções polares e de projeções lineares do meridiano inferior da Rede de Schmidt-Lambert (igual área). Domínios estruturais homogêneos segundo a foliação principal S2, S2.Sn ou Smilonítica (DIII). Localização na figura 6.1.	79
Figura 6.2 (continuação). Estereogramas de projeções polares e de projeções lineares do meridiano inferior da Rede de Schmidt-Lambert (igual área). Domínios estruturais homogêneos segundo a foliação principal S2, S2.Sn ou Smilonítica (DIII). Localização na figura 6.1.	80
Figura 6.2 (continuação). Estereogramas de projeções polares e de projeções lineares do meridiano inferior da Rede de Schmidt-Lambert (igual área). Domínios estruturais homogêneos segundo a foliação principal S2, S2.Sn ou Smilonítica (DIII). Localização na figura 6.1.	81
Figura 6.2 (continuação). Estereogramas de projeções polares e de projeções lineares do meridiano inferior da Rede de Schmidt-Lambert (igual área). Domínios estruturais homogêneos segundo a foliação principal S2, S2.Sn ou Smilonítica (DIII). Localização na figura 6.1.	82
Figura 6.3. Dobra D2 mesoscópica desenhada pelo bandamento Sn e bandas estromáticas, presença de redobramento suave tardio; ortognaisse homogêneo do Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Afloramento 553.....	83
Figura 6.4. Dobras intrafoliais D2 desenhadas por bandas quartzíticas intercaladas nos muscovita-biotita gnaisses da unidade C, fácies C2. Presença de dobra D3. Afloramento 173.	83
Figura 6.5. Dobra D3 com xistosidade plano-axial a biotita e muscovita, em muscovita-biotita gnaise da unidade C, fácies C2. Presença de veio pegmatóide granítico tardio. Afloramento 170.....	85
Figura 6.6. Dobra D3 deforma o bandamento Sn.S2. Presença de dobra intrafolial anterior dobrada por D3. Afloramento 581.	85
Figura 6.7. Arranjo de superfícies, desenvolvidas sob cisalhamento, em pares S-C. Ortognaisse Serrote de Santa Rita. Afloramento 799.	88
Figura 6.8. Zona de Cisalhamento Transcorrente Três Corações na área mapeada. Movimentações relativas dos blocos lenticulares mostrada através de setas. Posições relativas entre os blocos: A,A: altos, B: baixos. Escala aproximada: 1:68.000.....	89
Figura 6.9. Faixa de milonito negro trunca dobras D3. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Granodiorito gnaise ocelar-porfiroclástico. Afloramento 84.....	90
Figura 6.10. Faixas de cisalhamento delgadas oblíquas ao bandamento gnáissico Sn. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Granodiorito gnaise ocelar-porfiroclástico. Afloramento 84.	90
Figura 6.11. Estrutura bandada dada pela alternância de bandas miloníticas (negras) e protomiloníticas. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Granodiorito gnaise ocelar-porfiroclástico. Afloramento 84.	91

Figura 7.1. Microdobras D2 deformam sillimanita contemporânea à foliação S1. Sillimanita-granada-biotita-plagioclásio-muscovita gnaiss/xisto. Unidade D. Lâmina SG-427A. Aumento aproximado de 160x.	93
Figura 7.2. Inclusões retas de estauroлита e opacos em granada sin-S2. Muscovita quartzito com cianita. Unidade D. Lâmina SG-306. Aumento aproximado de 8x.	94
Figura 7.3. Inclusões de muscovita, clorita (mineral ripiforme com cor de birrefringência anômala verde escura), e quartzo em estauroлита. Sugere a reação (6). Cianita-granada-muscovita-quartzito xisto. Unidade D. Lâmina SG-306. Aumento aproximado de 160x.	96
Figura 7.4. Inclusão parcial de estauroлита (cor amarela) em granada com crescimento de sillimanita fibrolítica em sua borda, segundo a reação (9). Cianita-granada-muscovita-quartzito xisto. Unidade D. Lâmina SG-306. Aumento aproximado de 40x.	96
Figura 7.5. Projeções A (Al ₂ O ₃ descontada a proporção associada a muscovita) - F (FeO) - M (MgO), de Thompson (1957), mostrando assembléias minerais coexistentes com muscovita, quartzo e H ₂ O em metamorfismo do tipo barroviiano. CL: clorita, CTD: cloritóide, BI: biotita, GR: granada, ST: estauroлита, CI: cianita, SIL: sillimanita. A) zona da granada, B) zona da estauroлита, C) zona da cianita, D) zona da sillimanita. O triângulo com hachurado horizontal representa um intervalo composicional inferido para os quartzitos estudados a partir das assembléias minerais observadas. A área com tracejado oblíquo em D) representa composições possíveis para os xistos ricos em ferro, nos quais aluminossilicatos estão sempre ausentes.	97
Figura 7.6. Porfiroblasto de granada sin-S2 com inclusões orientadas em duas direções: segundo S1(interna) e estas crenuladas por S2(interna),quase ortogonal. Este padrão de inclusões mostra o início da evolução de S2 como clivagem de crenulação de orientação bastante distinta da xistosidade S2 externa. Granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaiss. Unidade C, fácies C2. Lâmina SG-210. Aumento aproximado de 9x.	98
Figura 7.7. Foliação S2 contorna relicto de porfiroblasto de granada envolvido na reação (12a) na formação de cianita. Granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaiss. Unidade C, fácies C2. Lâmina SG-210. Aumento aproximado de 40x.	99
Figura 7.8. Crescimento de fibrolita sobre biotita, em associação com muscovita e quartzo, na borda de granada, segundo a reação (12b). Sillimanita-granada-biotita-plagioclásio-muscovita gnaiss/xisto. Unidade D. Lâmina SG-427A. Aumento aproximado de 40x.	100
Figura 7.9A. Substituição mimética parcial de granada por fibrolita com restos de biotita e associada a quartzo (mineral incolor), segundo a reação (12b). Granada-sillimanita-biotita-muscovita xisto feldspático. Unidade E. Lâmina SG-712.	101
Figura 7.9B. Substituição mimética total de granada por fibrolita com restos de biotita e associada a quartzo (mineral incolor), segundo a reação (12b). Granada-sillimanita-biotita-muscovita xisto feldspático. Unidade E. Lâmina SG-712.	101
que somadas resultariam na simples conversão de cianita para sillimanita:	102
Figura 7.10. Nucleação seletiva de cianita sobre biotita em borda de granada poiquilítica. Cianita-granada-muscovita-plagioclásio-biotita gnaiss. Grupo Andrelândia indiferenciado, região de Ferreiras. Lâmina SG-546A. Aumento aproximado de 40x.	102
Figura 7.11. Substituição de muscovita (incolor) por fibrolita (fibras escuras) na porção esquerda da fotomicrografia. Na porção direita cianita (amarronada) , bordejada por muscovita. A substituição de muscovita por fibrolita já atingindo o grão de cianita indica um estágio já avançado das reações de troca iônica (13) e (14) na passagem da zona da cianita para a da sillimanita. Granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaiss com cianita. Unidade E. Lâmina SG-80. Aumento aproximado de 160x.	103

Figura 7.12 Substituição de plagioclásio por fibrolita e quartzo segundo a reação iônica (16). Note-se um "fantasma" de plagioclásio na porção inferior esquerda da fotomicrografia. Granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaissé com cianita. Unidade E. Lâmina SG-80. Aumento aproximado de 160x.	103
Figura 7.13. Substituição de biotita por fibrolita dentro de leucossoma granítico, segundo a reação (22). Biotita-muscovita gnaissé. Unidade C, fácies C2. Lâmina SG-194B. Aumento aproximado de 160x.	106
Figura 7.14. Substituição de feldspato potássico por muscovita e mirmequita de plagioclásio+quartzo segundo a reação (23). Muscovita-biotita gnaissé. Unidade C, fácies C2. Lâmina SG-218. Aumento aproximado de 160x.	106
Figura 7.15. Substituição de feldspato potássico por simplectita de muscovita+quartzo. Biotita-muscovita gnaissé. Unidade C, fácies C2. Lâmina SG-512A. Aumento aproximado de 160x.	107
Figura 7.16. Grid petrogenético para o metamorfismo contemporâneo a S ₂ . Reações nas rochas metapelíticas e metagrauvas. Modificado de Yardley (1989). ALS: aluminossilicato, AND: andaluzita, BI: biotita, CI: cianita, CTD: cloritóide, F: fusão, GR: granada, KF: feldspato potássico, MU: muscovita, QZ: quartzo, SIL: sillimanita, ST: estauroлита. T) ponto tríplice segundo Holdaway (1971, in: Yardley 1989); 4), 8) e 9) segundo Winkler (1976); 17), 18), 20), 21) e 22) segundo Thompson (1982). Linha tracejada: trajeto aproximado da evolução metamórfica sin-S ₂ , inferida a partir das assembléias minerais e reações observadas em lâmina.	108
Figura 7.17. Crescimento de cianita sobre sillimanita no retorno do metamorfismo sin-S ₂ . Cianita-sillimanita-granada-muscovita-biotita xisto/gnaissé. Grupo Andrelândia indiferenciado, região de Ferreiras. Lâmina SG-546C. Aumento aproximado de 40x.	109
Figura 7.18. Desestabilização de biotita (cor de birrefringência rosada) na formação de anfibólio (cor de birrefringência alaranjada) e feldspato potássico, segundo a reação (24). Gnaissé calciossilicático. Unidade E. Lâmina SG-717B. Aumento aproximado de 160x.	111
Figura 7.19. Desestabilização de diopsídio na formação de anfibólio cálcico da série tremolita-actinolita + calcita+ quartzo (em simplectita com anfibólio), segundo a reação inversa a (26). Gnaissé calciossilicático. Grupo Andrelândia indiferenciado, região de Ferreiras. Lâmina SG-397. Aumento aproximado de 160x.	112
Figura 7.20. Desestabilização de granada (isópaca) na formação de clinozoizita associada a calcita e quartzo, segundo a reação (27). Gnaissé calciossilicático. Grupo Andrelândia indiferenciado, região de Ferreiras. Lâmina SG-397. Aumento aproximado de 160x.	112
Figura 7.21. Recristalização metamórfica de biotita no traço axial de microcharneiras de dobras D ₃ . A. TA ₃ : Traço axial de microdobra D ₃ , D ₂ : microdobra D ₂ . Granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaissé com cianita. Lâmina SG-80. Aumento aproximado de 11x. B. Muscovita-biotita gnaissé. Unidade C, fácies C2. Lâmina SG-169A. Aumento aproximado de 12x.	113
Figura 7.22. Ribbons de quartzo do tipo 2 de Boullier e Bouchez (1978) paralelos à foliação milonítica que acompanha a Zona de Cisalhamento Transcorrente Três Corações. Milonito (sobre ortognaissé homogêneo do Complexo São Gonçalo do Sapucaí). Lâmina SG-162A. Aumento aproximado de 40x.	114
Figura 8.1. Modelo de bacia foreland em margem continental ativa para posicionamento tectônico dos depósitos do Grupo Andrelândia (segundo Dickinson 1982). CSF: Cráton do São Francisco.	118

Figura 8.2. Modelo de bacia fore-arc para posicionamento tectônico dos depósitos do Grupo Andrelândia. CSF: Cráton do São Francisco.	118
Figura 8.3. Modelo de bacia back-arc para posicionamento tectônico dos depósitos do Grupo Andrelândia. CSF: Cráton do São Francisco.	118

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 4.1. Análises Modais e composições estimadas de amostras do Complexo São Gonçalo do Sapucaí, ortognaisses homogêneos. PL – plagioclásio, QZ – quartzo, MC – microclínio, BI – biotita, HB – hornblenda, AC – acessórios, AP – apatita, TI – titanita, ZR – zircão, AL – allanita, CZ – clinozoizita, CB – carbonatos, MU – muscovita, OP – opacos, CL – clorita; M – porcentagem estimada em máficos.....	22
TABELA 4.2. Análises modais e composições estimadas de amostras do Complexo São Gonçalo do Sapucaí, sequência bandada. PL – plagioclásio, QZ – quartzo, MC – microclínio, BI – biotita, HB – hornblenda, AC – acessórios, AP – apatita, TI – titanita, ZR – zircão, AL – allanita, CZ – clinozoizita, CB – carbonatos, MU – muscovita, OP – opacos, CL – clorita; M – porcentagem estimada em máficos.	23
TABELA 4.3. Análises químicas de rochas do Complexo São Gonçalo do Sapucaí (dados obtidos no Laboratório GEOLAB).....	28
TABELA 4.4. Análises modais e composições estimadas de amostras do Complexo Amparo, Ortognaisse Serra do Quiabeiro, fácies homogênea, tonalito gnaisse. PL – plagioclásio, QZ – quartzo, MC – microclínio, BI – biotita, HB – hornblenda, AC – acessórios, AP – apatita, TI – titanita, ZR – zircão, AL – allanita, CZ – clinozoizita, CB – carbonatos, MU – muscovita, OP – opacos, CL – clorita; M – porcentagem estimada em máficos.	35
TABELA 4.5. Análises modais e composições estimadas de amostras do Complexo Amparo, Ortognaisse Serra do Quiabeiro, fácies homogênea, granodiorito-granito gnaisse. PL – plagioclásio, QZ – quartzo, MC – microclínio, BI – biotita, HB – hornblenda, AC – acessórios, AP – apatita, TI – titanita, ZR – zircão, AL – allanita, CZ – clinozoizita, CB – carbonatos, MU – muscovita, OP – opacos, GR – granada, CL – clorita; M – porcentagem estimada em máficos.	36
TABELA 4.6. Composições estimadas de amostras do Complexo Amparo, Ortognaisse Serra do Quiabeiro, fácies ocelares. M – porcentagem estimada em máficos. BI – biotita, HB – hornblenda, AP – apatita, TI – titanita, ZR – zircão, AL – allanita, CZ – clinozoizita, CB – carbonatos, MU – muscovita, OP – opacos, GR – granada, CL – clorita.....	39
TABELA 4.7. Composições estimadas de amostras do Complexo Amparo, Ortognaisse Ribeiros. M – porcentagem estimada em máficos. BI – biotita, HB – hornblenda, AP – apatita, TI – titanita, ZR – zircão, AL – allanita, CZ – clinozoizita, MU – muscovita, OP – opacos, GR – granada, CL – clorita.	45
TABELA 4.8. Composições estimadas de amostras do Complexo Amparo, Ortognaisse Serrote de Santa Rita. M – porcentagem estimada em máficos. BI – biotita, HB – hornblenda, AP – apatita, TI – titanita, ZR – zircão, AL – allanita, CZ – clinozoizita, MU – muscovita, OP – opacos, GR – granada, CL – clorita.	45
TABELA 4.9. Análise modal calculada e composições estimadas de amostras do Complexo Amparo, Suíte Serra de São Gonçalo. M – porcentagem estimada em máficos. BI – biotita, HB – hornblenda, AP – apatita, TI – titanita, ZR – zircão, AL – allanita, CZ – clinozoizita, CB – carbonato, MU – muscovita, OP – opacos, GR – granada, CL – clorita, PL – plagioclásio, QZ – quartzo, MC – microclínio.....	47
TABELA 5.1. Análise modal estimadas de amostras do Grupo Andrelândia, Unidade C, Fácies C1. Constituintes minerais: QZ – quartzo, PL – plagioclásio, KF – feldspato potássico, MU – muscovita, BI – biotita, GR – granada, SI – silimanita, CI – cianita; M – porcentagem > 30%, m – porcentagem entre 5% e 30%, tr – porcentagem < 5%. Minerais acessórios: TU – turmalina, EP – epídoto, CL – clorita, OP – opacos, RU – rutilo, AP – apatita, ZR – zircão; X: presente, -: ausente.	55

TABELA 5.2. Análises modais estimadas de amostras do Grupo Andrelândia, Unidade C, Fácies C2. Constituintes minerais: QZ – quartzo, PL – plagioclásio, KF – feldspato potássico, MU – muscovita, BI – biotita, GR – granada, SI – silimanita, CI – cianita; M – porcentagem > 30%, m – porcentagem entre 5% e 30%, tr – porcentagem < 5%. Minerais acessórios: TU – turmalina, EP – epídoto, CL – clorita, OP – opacos, RU – rutilo, AP – apatita, ZR – zircão; X: presente, -: ausente.	56
TABELA 5.3. Análises modais estimadas de amostras do Grupo Andrelândia, Unidade D. Constituintes minerais: QZ – quartzo, PL – plagioclásio, MU – muscovita, BI – biotita, GR – granada, SI – silimanita, CI – cianita, ST - estauroлита; M – porcentagem > 30%, m – porcentagem entre 5% e 30%, tr – porcentagem < 5%. Minerais acessórios: TU – turmalina, EP – epídoto, CL – clorita, OP – opacos, RU – rutilo, AP – apatita, ZR – zircão; X: presente, -: ausente.	58
TABELA 5.4. Análises modais estimadas de amostras do Grupo Andrelândia, Unidade E. Constituintes minerais: QZ – quartzo, PL – plagioclásio, MU – muscovita, BI – biotita, GR – granada, SI – silimanita, CI – cianita; M – porcentagem > 30%, m – porcentagem entre 5% e 30%, tr – porcentagem < 5%. Minerais acessórios: TU – turmalina, CC – calcita, EP – epídoto, CL – clorita, OP – opacos, RU – rutilo, AP – apatita, ZR – zircão; X: presente, -: ausente.	61
TABELA 5.5. Análises modais estimadas de amostras do Grupo Andrelândia, região Serra das Águas. Constituintes minerais: QZ – quartzo, PL – plagioclásio, MU – muscovita, BI – biotita, GR – granada, SI – silimanita, CI – cianita; M – porcentagem > 30%, m – porcentagem entre 5% e 30%, tr – porcentagem < 5%. Minerais acessórios: TU – turmalina, CC – calcita, EP – epídoto, CL – clorita, OP – opacos, RU – rutilo, AP – apatita, ZR – zircão; X: presente, -: ausente.	62
TABELA 5.6. Análises modais estimadas de amostras do Grupo Andrelândia, região do Serrote de Santa Rita e V. Ferreiras. Constituintes minerais: QZ – quartzo, PL – plagioclásio, MU – muscovita, BI – biotita, GR – granada, SI – silimanita, CI – cianita; M – porcentagem > 30%, m – porcentagem entre 5% e 30%, tr – porcentagem < 5%. Minerais acessórios: TU – turmalina, CL – clorita, OP – opacos, RU – rutilo, AP – apatita, ZR – zircão; X: presente, -: ausente.	63
TABELA 5.7. Análises químicas de amostras do Grupo Andrelândia (dados obtidos no laboratório GEOLAB).	66
TABELA 7.1. Relações do crescimento mineral, nas rochas metapelíticas e metagruvaquicas, com as foliações S1, S2 e S3. I: Período intercinemático.	109
TABELA 7.2. Correlação entre as isógradas do metamorfismo barroviano em metapelitos e as associações minerais nos gnaisses calciossilicáticos (Segundo Kennedy 1949 in: Yardley 1989).	110

ANEXOS

ANEXO 1 – MAPA GEOLÓGICO DA FOLHA SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ (SF-23-V-D-V-4) – ESCALA 1:100.000

ANEXO 2 – MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO A SUL DE SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ – ESCALA 1:50.000

ANEXO 3 – PERFIS GEOLÓGICOS

ANEXO 4 – MAPA DE AMOSTRAGEM PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA

AGRADECIMENTOS

Alex Ubiratan Goossens Peloggia, Amélia João Fernandes, Antonio Carlos Buzolin Cabral de Vasconcellos, Arlindo Akio Yamato, Armando Teruo Takahashi, Beatriz Batista Moreira, Benjamim Bley de Brito Neves, Cássio Roberto da Silva, Claudia Mazzini Perrotta, Claudio Hopp (e funcionários do setor de laminação do IG-USP), Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal para o Ensino Superior (CAPES), Elvo Fassbinder, Fabio Gomide Rahaal, Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP), Fundação de Amparo à Pesquisa no Estado de São Paulo (FAPESP), Jayme Alves da Silva (e funcionários da gráfica do IG-USP), José Carlos de Gouvêa, José Henrique Baldin, José Milton Perrotta, Julia Mitsue Tashiro, Luis Sguissardi do Carmo, Marcos Egídio da Silva, Maria Auxiliadora Mazzini Perrotta, Maria Cristina Ferrari Waligora, Mario Cesar Heredia de Figueiredo, Mario da Costa Campos Neto, Maristela Prestes Severino, Miguel Angelo Stipp Basei, Miriam G. de Oliveira, Paulo Renato Flório Corrêa, Régis Takahashi, Reynaldo Peña Castellon, Ricardo Bastos Landim, Ricardo Shimamoto, Roylane Barbosa, Silvia Maria Morais, Valdecir de Assis Janasi, Vítor Liberato.

RESUMO

Situada na porção central da Faixa Alto Rio Grande, marginal ao Cráton do São Francisco, a área estudada compreende corpos tabulares ortognáissicos, que datam do Arqueano-Proterozóico Inferior, e faixas metassedimentares com evolução no Proterozóico Médio.

No conjunto mais antigo, o Complexo São Gonçalo do Sapucaí, uma associação ortognáissico-metavulcânica de gnaisses homogêneos e bandados, respectivamente, constitui na área a encaixante de corpos granitóides gnáissicos considerados como Complexo Amparo.

O conjunto metassedimentar, representado por pacotes de paragneisses e associações rítmicas de xistos e quartzitos, tem continuidade física lateral com seqüências definidas a E-NE como Grupo Andrelândia.

Estes dois conjuntos estratigráficos, quando do evento deformacional principal, engajaram-se em nappes de dobramento, em posição anticlinal, com estruturas sinclinais degeneradas e/ou com cavalgamentos ao longo dos flancos inversos. As unidades ortognáissicas constituem o núcleo de dobras cujo transporte foi para NNW.

Empilham-se na área, da base para o topo, as Nappes Rio Sapucaí, Serra do Quiabeiro e Ribeirão do Cafundó (onde foi estabelecida a coluna estratigráfica local do Grupo Andrelândia). No topo desta pilha alóctone ocorre a Nappe de Cavalgamento Serra das Águas.

As estruturas em nappe evoluíram sob metamorfismo de grau médio, a pressões intermediárias, com apogeu na zona da sillimanita. Desenvolvem uma foliação penetrativa, correspondendo à xistosidade S_2 no Grupo Andrelândia, que transpõe e recupera uma superfície reliquiar S_1 .

As nappes são afetadas por dobramentos homoaxiais inclinados para NNW de terceira fase. Desenvolvem a foliação S_3 , xistosidade evoluída sob condições da zona da biotita.

Uma quarta fase de dobramentos normais e descontínuos, homoaxial às anteriores, desenvolve nos metassedimentos uma clivagem de crenulação discreta ou, localmente, uma xistosidade fraca a biotita.

Faixas de cisalhamento subverticais cortam a área em continuidade com a Zona de Cisalhamento Três Corações a NE. Tem história evolucionar complexa, iniciando-se precocemente à terceira fase de dobramentos e admitindo removimentações posteriores às dobras de quarta fase.

Uma quinta fase de dobramentos ortogonais, responsável por amplas inflexões delineadas pelos contatos litológicos.

ABSTRACT

The studied area, located in the central portion of the Alto Rio Grande Belt, at the border of the São Francisco Craton, is made of tabular Archean-Early Proterozoic orthogneissic bodies and metasedimentary belts with Middle Proterozoic evolution.

In the older sequence, the São Gonçalo do Sapucaí Complex, an orthogneissic-metavolcanic association of homogeneous and banded gneisses, respectively, is the country rock of the Amparo Complex gneissic granitoid bodies.

The metasedimentary sequence is represented by paragneisses and schist-quartzite rhythmic associations and is in the lateral continuity with sequences defined as the Andrelandia Group east-northeastwards.

These two stratigraphic domains were involved, during the main deformational event, in anticlinal fold nappes with degenerated synclinal structures and/or with thrusting along the inverted limbs. The orthogneissic units constitute fold nuclei with north-northwestward transport.

From the base to top, the Rio Sapucaí, Serra do Quiabeiro and Ribeirão do Cafundó Nappes are piled up. The last one is where the local stratigraphic column of the Andrelândia Group was established. The Serra das Águas Thrust Nappe occurs at the top of this allochthonous pile.

The nappe structures evolved under medium pressure-medium grade metamorphism reaching the sillimanite zone. They develop a penetrative foliation, corresponding to the S_2 schistosity of the Andrelandia Group, which transposes and recuperates a S_1 relict surface.

The nappes are affected by a third phase homoaxial folding, north-northwesterly inclined, and develops the S_3 foliation, a schistosity developing under biotite zone conditions.

A fourth phase normal and discontinuous folding, homoaxial to the previous ones, develop in the metasediments a discreet crenulation cleavage or, locally, a biotite-bearing weak schistosity.

Subvertical shear belts cut the area in continuity with the Três Corações Fault northeastwards. They have a complex evolutionary history starting before the third fold phase and still continuing until after the folds of the fourth phase.

A fifth folding phase, orthogonal to the earlier ones, is responsible for the large inflections delineated by the lithological contacts.

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1. Objetivos

Este trabalho teve como objetivo principal o mapeamento geológico da região a sul de São Gonçalo do Sapucaí (MG), incluída na porção meridional da folha homônima (SF-23-V-D-V-4) e numa estreita faixa a sudoeste da Folha de Lambari (SF-23-V-D-VI-3). O mapa, na escala 1:50.000, perfaz uma área de 430 km².

A escolha da área compreendida pela Folha de São Gonçalo do Sapucaí foi norteada pelo interesse no estudo das seqüências metassedimentares-metavulcanossedimentares e das relações entre elas e unidades ortognáissico-migmatíticas, constitutivas da Faixa Alto Rio Grande. Procura-se, com este trabalho, avançar na caracterização mais detalhada do conteúdo litológico e das relações geométricas, isto é do comportamento litoestratigráfico, das relações estratigráficas e do padrão estrutural da área. O estudo preliminar da evolução e tipologia do metamorfismo, bem como o reconhecimento de eventos metamórficos superpostos e/ou incompatíveis, permitem acrescentar a noção histórica ao arranjo geométrico básico.

Numa fase de reconhecimento geral da folha obteve-se, com apoio de fotointerpretação geológica, um mapa preliminar. Esta fase demonstrou que o volume de dados obtidos numa área tão extensa (aproximadamente 700 km²) teria sua coleta, tratamento, análise e interpretação incompatíveis com os objetivos de uma dissertação de mestrado. Decidiu-se portanto restringir a área a ser estudada. Como na porção setentrional da folha predominam ortognaisses do Arqueano-Proterozóico Inferior, optou-se pelo mapeamento de maior detalhe na porção meridional da folha, onde as seqüências supracrustais encontram-se mais preservadas.

Paralelamente apresenta-se um mapa da folha na escala 1:100.000 para o qual, além dos dados iniciais deste trabalho, utilizou-se das descrições e análises realizadas pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) no Projeto São Gonçalo do Sapucaí (Silva *et al.* 1988).

1.2. Localização e acessos

A área mapeada, limitada pelos meridianos 45°27'54'' e 45°45'W de Greenwich e pelos paralelos 21°51'18'' e 22°00'S, localiza-se na região sul do Estado de Minas Gerais. Tem no seu extremo norte a cidade de São Gonçalo do Sapucaí e é cortada, na porção ocidental, pelo Rio Sapucaí. Os principais centros urbanos próximos são Varginha e Três Corações a nordeste, Lambari a leste e Pouso Alegre a sudoeste (fig. 1.1).

O acesso à área se dá, a partir da cidade de São Paulo, através da Rodovia Fernão Dias (BR-381), num total de aproximadamente 280 km.

1.3. Métodos

Após uma fase inicial de familiarização com a bibliografia básica existente sobre a geologia da região enfocada e adjacências, realizou-se um trabalho de reconhecimento

geológico geral da área através de perfis contínuos aproximadamente perpendiculares às estruturas regionais.

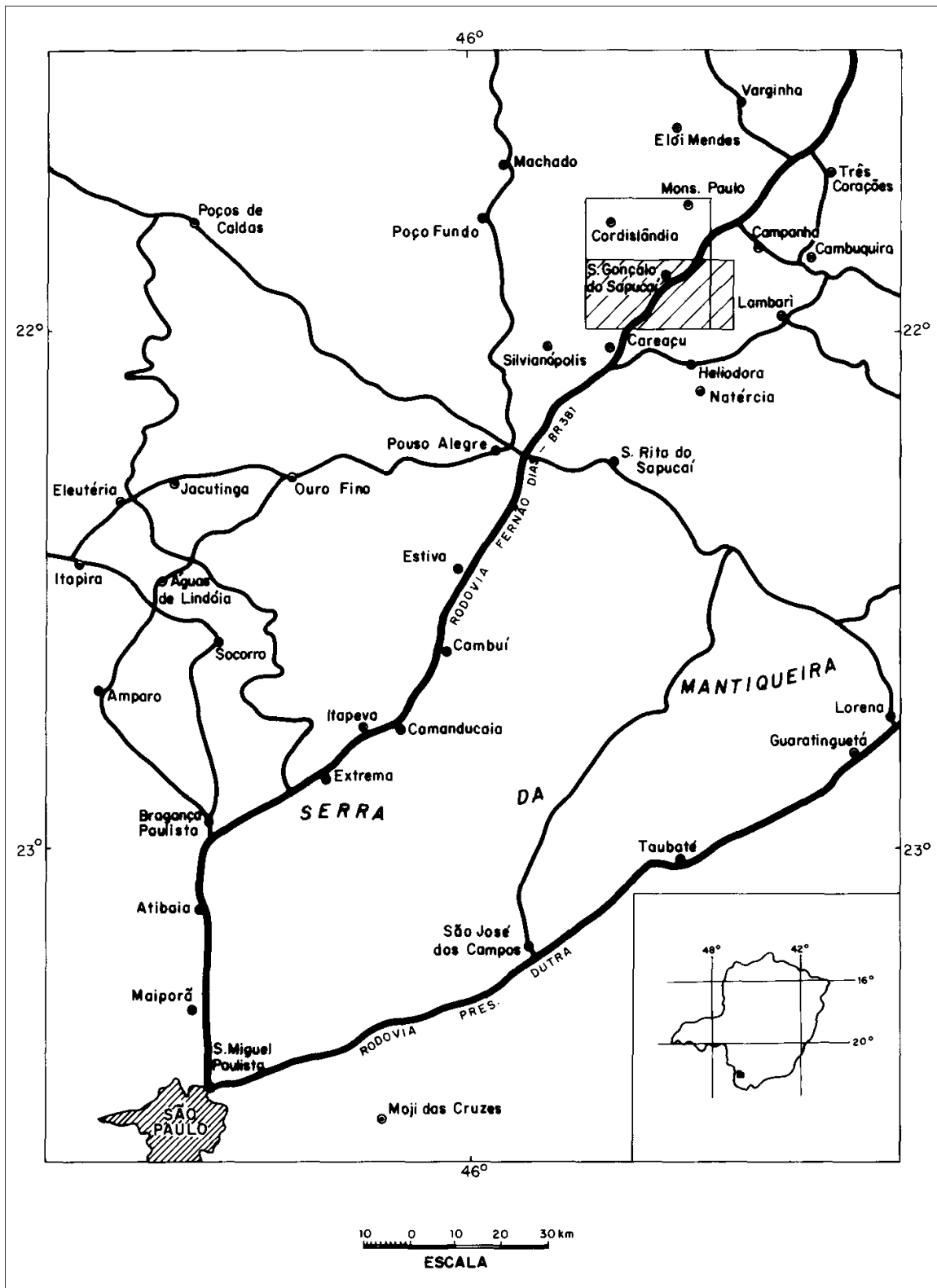


Figura 1.1. Mapa de localização da Folha São Gonçalo do Sapucaí e área mapeada (hachurada).

Segue-se a esta fase o mapeamento sistemático com a confecção de mapa preliminar, concomitante a análises petrográficas, estruturais e litoestratigráficas das unidades reconhecidas, finalizando com a confecção final do mapa.

1.3.1. Mapeamento sistemático

Baseia-se na descrição, em campo, de perfis contínuos, paralelos entre si, e transversais às estruturas principais das rochas, com coletas de amostras e tomada de atitudes estruturais. A correlação entre os perfis permite o estabelecimento da distribuição espacial e estrutural das unidades reconhecidas, além de correlações litoestratigráficas.

As litologias reconhecidas, nem sempre passíveis de representação na escala do mapa, foram agrupadas dentro de unidades mapeáveis.

Para orientação em campo foram utilizadas fotografias aéreas da Divisão de Fotointerpretação do IBC-GERCA, em escala aproximada 1:25.000, do ano de 1979, além das cartas topográficas de São Gonçalo do Sapucaí e Lambari, escala 1:50.000, editadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), no ano de 1971.

1.3.2. Petrografia de lâminas delgadas

Para análises petrográficas utilizou-se de microscópio petrográfico e lupa binoculares, a luz transmitida. As lâminas foram preparadas com espessura de 30 μ através de secções que permitam melhor caracterizar a composição mineralógica, microestrutura e metamorfismo das rochas. Na análise microtectônica procurou-se definir os elementos estruturais reconhecidos e suas relações com minerais metamórficos índices.

Para as rochas ortognáissicas procede-se eventualmente uma análise modal com auxílio de um *charriot* e de um contador de pontos. O espaçamento da malha de pontos, definido em função da granulação da rocha. O número de pontos contados no geral, de 1000, respeitando-se a estabilização das variações em menos de 1%.

Os xistos e gnaisses da seqüência supracrustal tem sua composição modal estimada visualmente.

1.3.3. Ensaio Colorimétrico

Procedeu-se ensaios colorimétricos com o objetivo de se estimar a composição modal de 25 amostras de ortognaisses oclares-porfiroclásticos.

A amostra cortada recebe um polimento em carborundum médio. É mergulhada em ácido fluorídrico (HF) por 20 segundos e lavada com água destilada. Em seguida a placa é mergulhada por 30 segundos numa solução de 6,25g de cobalto nitrito de sódio e 25 ml de água destilada. Finaliza-se com uma lavagem por 15 segundos. O resultado obtido é uma coloração amarelada dos feldspatos alcalinos, branca dos plagioclásios e acizentada do quartzo.

1.3.4. Análise estrutural

Inicia-se em campo com o reconhecimento e hierarquização, em afloramento, das estruturas e elementos estruturais correspondentes às distintas fases de deformação, utilizando-se de critérios de superposição e de recristalização mineral.

A forma, posição e transporte das estruturas sinxistosas, distinguidas pelo mapeamento de detalhe, foram caracterizadas com base na justaposição entre pacotes litológicos internamente coerentes; na orientação, forma e distribuição de dobras parasitas assimétricas ou quase simétricas reconhecidas como mesma fase; nas relações de obliquidade entre as foliações plano axiais e as superfícies dobradas; na qualidade textural e metamórfica das foliações, reliquiar, principal, ou superimposta; no comportamento macroscópico intrafolial de objetos pré-cinemáticos rotacionados; nas relações entre foliações e superfícies de dobramento geradas em uma mesma deformação. Os perfis geológicos construídos procuram expressar essas relações com objetividade.

O arranjo espacial e hierarquia entre os dobramentos tardios, bem como a orientação das zonas de cisalhamento, foram estudados em domínios estruturais homogêneos para a foliação metamórfica principal. O conjunto de elementos estruturais coletados em cada domínio foi plotado diretamente (lineações) ou como projeções polares (superfícies), no hemisfério inferior de estereogramas de igual área da rede de Schmidt-Lambert. Utilizou-se para análise, o comportamento geométrico de superfícies cilíndricas e cônicas.

Paralelamente procura-se estabelecer correlações entre a macro e microestrutura e as relações das fases de deformação com os eventos metamórficos registrados nas rochas.

1.3.5. Nomenclatura estrutural

Como não há uma concordância na literatura sobre o significado de termos tais como foliação, xistosidade, clivagem, etc, define-se aqui o sentido que tem, neste trabalho, cada um destes termos e o autor que o definiu como tal:

Foliação (Hobbs *et al.* 1976): designa de uma maneira generalizada, sem caráter genético, todos os tipos de superfícies planares encontradas em rochas metamórficas deformadas.

Foliações associadas a plano axial de dobras:

Xistosidade (Hobbs *et al.* 1976): descreve uma foliação em rochas metamórficas em que os grãos ou agregados de grãos minerais metamórficos isorientados são discerníveis a olho nu.

Bandamento diferenciado (Hobbs *et al.* 1976): foliação definida por bandamento visível em amostras de mão, desenvolvido por algum processo de diferenciação metamórfica.

Clivagem de crenulação (Hobbs *et al.* 1976): é caracterizada por um dobramento em microescala de uma foliação anterior, definindo superfícies planares de reorientação de micas, descontínuas e não penetrativas em grande escala, que coincidem grosseiramente com os flancos das microdobras. Segundo Gray (1977) e Powell (1979) pode ser subdividida em zonal ou discreta. Clivagem de crenulação zonal: as superfícies planares definidas não possuem limites marcados de forma que os elementos planares da foliação anterior, microdobrados permanecem contínuos. Clivagem de crenulação discreta: as superfícies planares definidas possuem limites bem marcados truncando os elementos planares anteriores.

Conceito de arcos poligonais (Bard 1985): filossilicatos mutuamente cruzados na forma de Vs. isorientados. Procedem da recristalização pós-cinemática e mimética em charneiras de microdobras delineadas por filossilicatos pré-existent. Trata-se de uma poligonização e recuperação estática termoativada. Como estes neo-filossilicatos não se dispõem segundo o plano axial e nem estão deformados nas charneiras das microdobras, não são nem sin nem pré-cinemáticos. Sua presença prova que em condições pós-cinemáticas teve-se a permanência ou superposição de um gradiente térmico elevado.

Foliações miloníticas:

Na área em estudo as rochas submetidas a cisalhamento simples (não coaxial) dúctil sofrem redução da sua granulometria em proporções variáveis produzindo-se rochas miloníticas, foliadas, desde protomilonitos (10-50% de matriz cominuída), passando por milonitos (50-90% matriz) até ultramilonitos (90% matriz) segundo classificação de Sibson (1977).

Superfícies S-C (Lister e Snoke 1984): uma foliação S, metamórfica, é produzida ortogonalmente a esforços que geraram, obliquamente, as superfícies de deslocamento C. Com o incremento do cisalhamento dúctil, assumem formas sigmóides e tendem a se paralelizar aos planos C.

1.3.6. Confeção do mapa

O estudo geológico, realizado através de sucessivos caminhamentos de campo e análise laboratorial de amostras permitiu a definição das unidades de mapeamento, sustentadas por litologias compatíveis e contínuas. Distintos comportamentos frente ao intemperismo e diferenças nas formas erosivas e na permeabilidade de algumas unidades facilitam seu reconhecimento pela fotointerpretação (realizada na escala 1:25.000); enquanto que o contato entre outras só foi estabelecido após seu rastreamento no campo.

Os limites geológicos mapeáveis foram projetados em folha topográfica plano altimétrica, escala 1:50.000 e copiados em cronaflex de mapas topográficos do IBGE.

1.3.7. Litogeoquímica

Análises químicas de rochas foram realizadas pelo laboratório GEOLAB através de espectrografia ótica, absorção atômica, fluorescência de raios X e via úmida. Na comparação com os resultados obtidos em amostras de controle já anteriormente analisadas, verifica-se discordância significativa nos óxidos SiO₂ e Na₂O. Em parte são sanadas com a utilização de dados recalculados na base anidra, enquanto que diagramas que exigem os dados diretos foram construídos com e sem a correção estabelecida através das amostras de controle. Verificou-se neste caso poucas variações na classificação química das rochas e os diagramas apresentados referem-se aos dados obtidos diretamente sem correção.

CAPÍTULO 2 - SÍNTESE DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO REGIONAL E LOCAL

A geologia da Faixa Alto Rio Grande tem sido tratada na literatura desde muito antes da definição do termo em Hasui e Oliveira (1984) (apud Hasui 1982) como uma faixa móvel, marginal ao Cráton do São Francisco.

Sínteses bastante completas de uma vasta bibliografia foram elaboradas por Artur (1988) e Vasconcelos (1988) que incluíram na sua análise os trabalhos sobre os terrenos hoje contextualizados na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (de Campos Neto 1985). Tratam portanto de toda a área anteriormente delimitada como Maciço de Guaxupé, na concepção de Hasui *et al.* (1978).

Vasconcellos (1988) apresentou a Faixa Alto Rio Grande com seus limites expandidos para oeste, até Itapira, e para sul, até Amparo (apud Campos Neto e Vasconcellos 1986), como domínio das seqüências metassedimentares e metavulcanossedimentares dos Grupos São João del Rei, Andrelândia e Itapira, com núcleos aflorantes de "embasamento" Arqueano.

Sob a perspectiva das sínteses já realizadas, expõem-se sucintamente, nos itens abaixo, a geologia regional, local e a evolução do conceito de Faixa Alto Rio Grande.

2.1. Caracterização geotectônica da Faixa Alto Rio Grande

As primeiras caracterizações geotectônicas, baseadas na geometria das faixas metassedimentares, designaram, no sudoeste de Minas Gerais, sistemas orogênicos atribuíveis às estruturas Paraíbaes e Araxáides. Estes sistemas, contínuos, sofriam uma bifurcação em domínios do Grupo Andrelândia Ebert (1956b, 1957, 1968, 1971, 1984b). Dentro deste enfoque, Almeida (1967) posiciona o Grupo Andrelândia nas seqüências epimetamórficas entre seqüências gnáissicas internas (Grupo Paraíba-Desengano) e seqüências miogeossinclinais (Grupo São João del Rei) de uma denominada Faixa Tectogênica Paraíba, de idade Baicaliana. No entanto Almeida *et al.* (1970), no mapa geológico do Brasil 1:5.000.000, relaciona o Grupo Andrelândia ao Grupo Araxá na Faixa Uruaçu e o Grupo São João del Rei ao Grupo Canastra na Faixa Brasília.

A partir da segunda metade dos anos 70 uma nova abordagem tectônica permeia a literatura. Almeida (1976) introduz a noção de Maciço de Guaxupé, constituído por um triângulo de rochas de alto grau contornado pelas faixas metassedimentares Andrelândia e Itapira. Este conceito foi ampliado por Hasui *et al.* (1978) e Wernick (1978), que incluem o Grupo Andrelândia dentro dos limites do "maciço".

A abordagem do problema tectônico do ponto de vista policíclico aparece com Almeida *et al.* (1980) e Almeida (1981) (apud Fyfe e Leonardos 1974). Propõem, do litoral sudeste brasileiro ao Cráton do São Francisco, cinturões móveis do Arqueano ao Proterozóico Superior, em parte com domínios orogênicos superpostos. Aí, o Grupo Andrelândia encontrar-se-ia no Cinturão Paraíba, desenvolvido no Proterozóico Inferior. Outra evolução no Proterozóico Inferior, com sedimentação, magmatismo plutônico e colisão foi proposta por Machado Filho *et al.* (1983); enquanto que Wernick e Artur (1983) propunham um modelo policíclico baseado em sucessivos retrabalhamentos crustais.

Em uma síntese descritiva do escudo brasileiro, Almeida *et al.* (1981) introduzem distintas entidades geológicas denominadas províncias estruturais, cujos limites foram em

parte redefinidos por Almeida e Hasui (1984), constando o Grupo Andrelândia e vizinhos da Província Mantiqueira. Dentro deste contexto Hasui *et al.* (1984) posicionam estes metassedimentos no Proterozóico Superior integrando-os em uma faixa marginal ao Cráton do São Francisco, a Faixa Alto Rio Grande (Hasui e Oliveira 1984 apud Hasui 1982).

Campos Neto e Basei (1983) e Campos Neto (1985) situam a história geológica da região sudoeste de Minas Gerais e leste de São Paulo fora dos limites e conceitos de maciços medianos e províncias estruturais. Reconhecem extensa estrutura alóctone e contínua (a Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé) que empilha toda uma escama crustal sobre seqüências supracrustais admitidas como Faixa Alto Rio Grande (Campos Neto e Vasconcellos 1986). Diante deste panorama, Vasconcellos (1988) procura situar diversos estágios evolutivos de um ciclo tectônico no Proterozóico Médio integrando as seqüências metassedimentares e metavulcanossedimentares da Faixa Alto Rio Grande.

Um novo enfoque de evolução policíclica para a região, apresentado, simultaneamente, por Ribeiro *et al.* (1990) e Campos Neto *et al.* (1990). Ambos destacam os eventos orogênicos do Proterozóico Inferior e Arqueano na criação e consolidação de uma crosta continental, sítio ensialico da paleogeografia do ciclo tectônico do Proterozóico Médio. Os primeiros autores apresentam as seqüências e ciclos deposicionais para os domínios autóctones e para-autóctones (Grupo São João del Rei), enquanto que os últimos procuram descrever as unidades alóctones e mais metamórficas dentro de agrupamentos faciológicos representativos de uma distribuição lateral e vertical de sistemas deposicionais. Descrevem deformações, metamorfismo e transporte para norte-noroeste durante um evento orogênico atribuível a processo colisional no final do Proterozóico Médio. A superposição de eventos térmicos do Proterozóico Superior (do ciclo Brasileiro) foi reconhecida na sistematização de dados geocronológicos existentes.

Campos Neto *et al.* (1990) definem ainda a Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, como um terreno suspeito, com base na constituição interna dos distintos segmentos crustais corroborado por um comportamento isotópico incompatível. Atribuem a esta estrutura um caráter de subducção do tipo A, que justapõe um edifício polimetamórfico e magmático do Ciclo Brasileiro sobre a Faixa Alto Rio Grande. Esta colagem tectônica, atribuída à nova orogênese pós-Brasileira.

2.2. Unidades da crosta continental de idade Arqueana e Proterozóico Inferior

As seqüências de cobertura metassedimentar e metavulcanossedimentar do Proterozóico Médio, que constituem a Faixa Alto Rio Grande, parecem ter sido depositadas em parte ou na sua totalidade sobre uma crosta continental com evolução no Arqueano e Proterozóico Inferior. Conjuntos litológicos que compunham esta crosta afloram por toda a extensão da faixa e tem sido definidos por diversos autores como seqüências de embasamento.

Durante o evento orogênico que afetou a Faixa Alto Rio Grande, um primeiro metamorfismo parece estar associado a um intenso deslocamento da cobertura sobre complexos previamente metamorfizados. O metamorfismo principal, que em parte recupera o anterior, relaciona-se a um empilhamento tectônico do conjunto, associado a nappes anticlinais, extensos cavalgamentos e lascas de empurrão, em parte já reconhecidos por Ebert (1956a).

A aloctonia do conjunto e a possível independência das supracrustais não permitem tratar os complexos ortognáissico-migmatíticos como embasamento *sensu strictu* das unidades supracrustais.

Na porção oriental da Faixa Alto Rio Grande podem ser definidas como constituintes da crosta continental as seguintes unidades:

-Grupo Barbacena (Barbosa 1954): conjunto de xistos verdes com metabasitos, metaultrabasitos e rochas metassedimentares associadas. Foi considerado por Pires (1977, 1978) como uma seqüência do tipo *Greenstone belt* nela incluindo a Formação Manganesífera Lafaiete de Ebert (1956a). Faixas alongadas de seqüências metabásicas-metaultrabásicas com gonditos, filitos e quartzitos foram atribuídos ao Grupo Barbacena por Noce (1987), Noce *et al.* (1987), Trouw *et al.* (1986), e Bittar (1989). Corpos ovalados freqüentemente com núcleos peridotíticos e nas bordas xistos ultramáficos diversos foram mapeados por Magalhães (1985, In: Trouw *et al.* 1986). Segundo Hoppe *et al.* (1984) e Noce *et al.* (1987) as rochas metaultramáficas e metamáficas do grupo Barbacena na região de Tiradentes (MG) possuem composições químicas compatíveis com komatiítos.

-Grupo Mantiqueira (Barbosa 1954): são granitóides gnáissicos da Faixa Atlântica que se estende do Rio de Janeiro até Santos Dumont (MG) considerados pelo autor como embasamento do Grupo Barbacena. Trouw *et al.* (1986) no mapa geológico da Folha Barbacena (1:250.000) atribuem migmatitos e gnaisses bandados da sua porção sudeste em parte ao Grupo Mantiqueira e em parte aos Gnaisses Piedade (ver abaixo).

-Gnaisses Piedade (Ebert 1958): são biotita gnaisses de estrutura listrada a porfiroblastos de plagioclásio descritos a norte do Rio Grande da Capela Grande (MG) para leste até a Serra do Matola (MG). Foram reconhecidos em associação com migmatitos estromáticos na região de Padre Brito (MG) por Noce (1987).

-Granitóides gnáissicos associados ao Grupo Barbacena têm sido descritos desde Barbosa (1954). Ebert (1956 a) reconhece nas regiões a oeste, norte e leste de São João del Rei, ortognaisses de composição trondhjemítica e subordinadamente granodiorítica e granítica que interpreta como fase plutônica pós-Barbacena. Já em Ebert (1984a) o autor admite que nem sempre as relações entre ambos permitem estabelecer uma relação temporal exata. Nos arredores de Lavras ortognaisses granodioríticos e tonalíticos porfiróides são descritos em Trouw *et al.* (1980, 1983, 1986).

Na porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande são constituintes da crosta continental antiga (fig. 2.1):

-Complexo Amparo (Ebert 1967, 1968): seqüências predominantemente parametamórficas de médio e alto grau reconhecidas inicialmente por Wernick (1965, 1967 a, b). Foi redefinido por Campos Neto e Basei (1983), Campos Neto *et al.* (1984 a, b) e Basei *et al.* (1986) como conjuntos de migmatitos estromáticos e flebíticos, ortoderivados e de composição tonalito-granodiorítica, que evoluem para nebulitos. São cortados por diques boudinados de biotita anfibolitos. Campos Neto *et al.* (1990) incluem no Complexo Amparo conjuntos de biotita granitóides gnáissicos, com ou sem hornblenda, de composição tonalito-granodiorito-granítica, homogêneos ou porfiróides, aos quais associam-se feições anatéticas. Quimicamente (Basei *et al.* 1986, Silva *et al.* 1988 - fig. 5.1), os ortognaisses definem tendências coerentes que sugerem um plutonismo cálcio-alcálico.

-Complexo Silvianópolis (Fiori 1977): definido, no geral como metatexitos, anatexitos e diatexitos associados a ortognaisses. Tal denominação foi utilizada por Chodhuri *et al.* (1987), Choudhuri e Iyer (1988) e Silva *et al.* (1988), apesar de Fiori *et al.* (1978) ressaltarem suas semelhanças com o Complexo Amparo. Como seus limites não se encontram

demarcados e as descrições de suas unidades permitem relações com ortognaisses e migmatitos tipo Amparo e com as seqüências metassedimentares posteriores, além de milonitos recristalizados sotopostos ou no interior da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, optou-se neste trabalho, por não utilizar esta denominação.

-Associação Máfico-Ultramáfica de Arcadas (Peloggia 1990): compreende uma série de xistos ultramáficos e anfibolitos com afinidades químicas komatiíticas associada a rochas paraderivadas ou híbridas, representadas por diopsídio anfibolitos bandados com intercalações de quartzitos impuros e xistos grafitosos.

-Gnaisses Heliadora (Campos Neto e Vasconcelos 1986, Vasconcellos 1988): afloram nas regiões de Heliadora e a norte de Ouro Fino (MG). Empilham-se três seqüências: na base, migmatitos estromáticos com mesossoma de biotita gnaiss leucocrático e leucossoma granítico; sobrepõe-se biotita gnaiss tonalítico com intrcalações metaultrabásicas, metraultrabásicas e metabásicas; no topo ocorre biotita ortognaiss holo a leucocrático de estrutura finamente listrada. O corpo de Heliadora ocorre em continuidade com a faixa de granodiorito gnaisses com intercalações frequentes de rochas ultramáficas mapeada na porção ocidental da Folha Barbacena (Trouw *et al.* 1986, e com mais detalhe em Bittar 1990).

-Complexo São Gonçalo do Sapucaí (Perrotta *et al.* 1989): definido através dos estudos que resultaram no presente trabalho (ver descrição detalhada no Capítulo 4): Aflora num corpo contínuo a noroeste da Zona de Cisalhamento Três Corações e em corpos menores a SE e a NW de Amparo. Compreende duas associações distintas, os ortognaisses homogêneos e a seqüência bandada. Os primeiros são hornblenda biotita gnaisses, tonalito-granodioríticos. A seqüência bandada, constituída por uma alternância de bancos métricos a centimétricos de biotita e/ou hornblenda gnaisses diorito-tonalíticos e anfibolitos.

Os dados isotópicos disponíveis para os migmatitos e ortognaisses constitutivos da crosta continental antiga (Artur 1980, 1988; Teixeira 1985; Oliveira *et al.* 1986; Tassinari 1988; Heilbron *et al.* 1989), sintetizados em Campos Neto *et al.* (1990), sugerem processos de acreção crustal a 2,8 e 2,15 G.a. obtidas pelo m, todo Rb/Sr. Um valor de 3,4 G.a. com razão U^{238}/Pb^{204} de 7,58 em migmatitos da região de Amparo (Basei com verbal) fornece o período mais antigo de adição de Pb a crosta.

Numa análise do padrão de comportamento geoquímico de elementos terras raras para ortognaisses e migmatitos da Folha Pouso Alegre (1:50.000), Choudhuri e Iyer (1988) sugerem uma única série comagmática diferenciada, compatível com seqüências do tipo *gray gneiss* do Arqueano e Proterozóico Inferior.

Por toda a faixa, o predomínio de rochas ortoderivadas de composições tonalito-trondhjemíticas a graníticas de tendências cálcio-alcálicas, constituindo terrenos do tipo "TTG" ou *gray gneisses terrains*, em associação com faixas metavulcanossedimentares a metaultrabásicas de filiação komatiítica, favorece a comparação com associações de terrenos de alto grau-*Greestone Belts* Arqueanos.

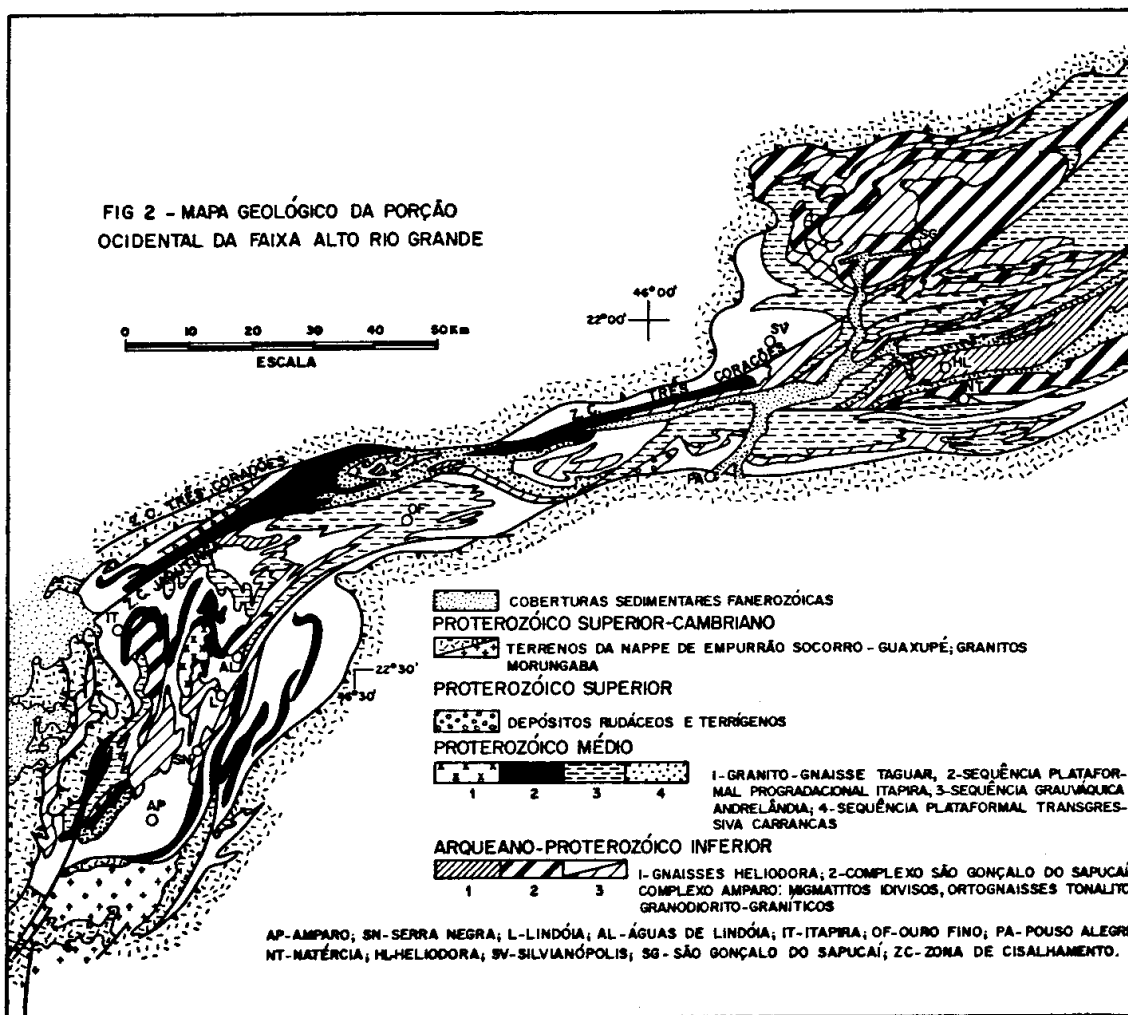


Figura 2.1. Mapa geológico da porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande (segundo Campos Neto *et al.* 1990).

2.3. Seqüências supracrustais do Proterozóico Médio

A seqüência supracrustal mapeada na área tem continuidade física lateral com áreas típicas do Grupo Andrelândia (Ebert 1956 a; Valeriano 1983; Heilbron 1983, 1984; Gonçalves 1986; Bittar 1989).

Constituinte da Faixa Alto Rio Grande, o Grupo Andrelândia associa-se através de passagens laterais e verticais às seqüências metassedimentares e/ou metavulcanossedimentares dos Grupos São João del Rei (Ebert 1967, 1968), Carrancas (Trouw *et al.* 1980) e Itapira (Ebert 1971, 1984 a). No conjunto, estas unidades parecem refletir sítios paleogeográficos distintos na bacia sedimentar individualizada, no final do Proterozóico Inferior-início do Proterozóico Médio, sobre a crosta continental Arqueana.

O termo Série Andrelândia definido em Ebert (1956 a) na região de Andrelândia (sul de MG) nasceu da necessidade de se separar micaxistos metamorfizados no grau médio, da Formação Tiradentes de Leonardos (1940). Esta formação, constituída de quartzitos é sobreposta por micaxistos, filitos e metagrauvacas; metacalcários e cálcio-filitos; metassiltitos listrados e metaconglomerados e o conjunto foi denominado em Ebert (1967, 1968) de Grupo São João del Rei.

O Grupo Andrelândia e as formações relativas ao Grupo São João del Rei foram consideradas por Ebert (1956 b) como depositadas contemporaneamente e em um mesmo ciclo sedimentar, representando o Grupo São João del Rei um ambiente plataformar e o Grupo Andrelândia um ambiente tectonicamente mais ativo e com vulcanismo associado. Trouw *et al.* (1983) corroboram esta hipótese.

A continuidade do Grupo Andrelândia em direção ao Estado de São Paulo foi reconhecida por Ebert (1967, 1968) num corredor entre São Gonçalo do Sapucaí e Amparo, através de duas faixas de metassedimentos separadas por uma faixa do Grupo Amparo. Estes metassedimentos foram atribuídos em parte ao Grupo Andrelândia e em parte agrupados sob a denominação Grupo Itapira, de características distintas Ebert (1971, 1984a).

Trouw *et al.* (1980) definiram, na região a sudeste de Lavras, o Grupo Carrancas, de características intermediárias entre os Grupos São João del Rei e Andrelândia. É constituído de uma seqüência de quartzitos micáceos, localmente conglomeráticos, denominada Formação São Tomé das Letras, e uma seqüência interestratificada de quartzitos com filitos ou xistos, denominada Formação Campestre.

Os trabalhos de detalhe vêm definindo, na porção oriental da Faixa Alto Rio Grande, a distribuição espacial, as colunas estratigráficas e padrão estrutural dos Grupos São João del Rei (Valeriano 1985, 1986; Trouw *et al.* 1983; Noce 1987), Carrancas (Paciullo 1980, 1983; Heilbron 1984, Ribeiro e Heilbron 1982, Maciel 1983; Bittar 1989) e Andrelândia (Valeriano 1983; Gonçalves 1986; Heilbron 1983, 1984; Bittar 1989).

O termo Grupo Carrancas, abandonado em Trouw *et al.* (1986) que passaram a considerá-lo uma fácies (Luminárias) do Grupo São João del Rei, foi retomado por Bittar (1989) para a seqüência de xistos, filitos, gnaisses e quartzitos da região de São Tomé das Letras (MG).

Vasconcellos (1988), correlacionando as unidades quartzíticas da Fácies Luminárias aos quartzitos da base das colunas do Grupo Andrelândia na área a norte de Ouro Fino (MG), reinterpretou parte das colunas estabelecidas e apresentou uma síntese que envolve todos os empilhamentos obtidos até então. Inclui colunas do Grupo Itapira obtidas na região de Ouro Fino (MG), Natércia (MG) e Santo Antônio de Posse (SP) (a última segundo Basei *et al.* 1986).

Na análise litoestratigráfica destas colunas, Vasconcelos (1988) caracterizou para a bacia três zonas isópicas principais, alongadas segundo direção E-NE, que a partir de porções mais proximais ao paleocontinente "São Francisco" para as mais distais, corresponderiam aos Grupos São João del Rei, Andrelândia e Itapira. Descreveu para cada zona diversos estágios evolutivos, admitindo áreas fontes em parte no paleocontinente e em parte num arco vulcânico

Vasconcellos (1988) reconheceu, ainda na região de Ouro Fino, corpos tabulares de magnetita-granito a ferro-hastingsita e localmente diopsídio, intrusivos na cobertura metassedimentar como sills ligeiramente discordantes e que contém todas as deformações da cobertura. Foram definidos pelo autor como granito-gnaisses Taguar. Corpos semelhantes são encontrados a oeste de Águas de Lindóia (Campos Neto *et al.* 1990) e oeste de Amparo (Peloggia 1990).

As unidades supracrustais da Faixa Alto Rio Grande na sua porção ocidental (fig. 2.1) foram agrupadas em Campos Neto *et al.* (1990) em três grandes seqüências de origem sedimentar e vulcanossedimentar com paleogeografias distintas. Segundo os autores elas parecem compreender sistemas ou associações de sistemas deposicionais ao invés de unidades litoestratigráficas clássicas com empilhamentos verticais locais.

A seqüência plataformal transgressiva, essencialmente metapsamítica é lateralmente contínua com o Grupo Carrancas de Bittar (1989) e a ela foram atribuídas uma unidade metapelítica-metapsamítica espessa na região de Amparo e uma unidade metavulcanossedimentar-clastoquímica na região a norte de Ouro Fino (Vasconcellos 1988). Apresenta arranjo faciológico indicativo de plataforma a E-NE que passa a talude a W-SW.

A seqüência grauváquica, bem desenvolvida na região a sul de São Gonçalo do Sapucaí, apresenta continuidade física com o Grupo Andrelândia e foi interpretada como uma bacia vulcano-clástica do tipo *back-arc* que transiciona aos termos mais pelíticos da seqüência anterior.

Foram atribuídos à seqüência plataformal progradacional, metapelito-metapsamitos com intercalações de gonditos, gnaisses calciossilicáticos e para-anfibolitos da região a norte de Ouro Fino (Vasconcellos 1988), metapsamitos com intercalações metapelíticas das regiões de Amparo e Lindóia-Socorro, e metapsamitos ou gnaisses calciossilicáticos (Gnaisses Duas Pontes de Wernick 1967a) da região de Amparo, com lentes pontuais de mármore calcíferos na região de Itapira (Campanha *et al.* 1983). Corresponde em parte ao Grupo Itapira.

Paralelamente, Ribeiro *et al.* (1990) definem os ciclos deposicionais Tiradentes, Lenheiro e Carandaí, para as seqüências plataformais mistas e continentais da região a norte de São João del Rei. Foram seguidos de um processo transgressivo, o ciclo deposicional Andrelândia.

O intervalo para o estabelecimento da paleogeografia e constituição da pilha sedimentar pré-orogênica da Faixa Alto Rio Grande encontra-se entre os eventos metamórficos do final do Proterozóico Inferior (Artur 1988) e o valor isocrônico Rb-Sr de cerca de 1400 M.a. obtido para o Granito Gnaisse Taguar (Vasconcellos 1988).

2.4. Principais mapas geológicos que incluem a quadrícula de São Gonçalo do Sapucaí

No mapa ao milionésimo do Estado de Minas Gerais (Teixeira da Costa e Romano 1976) a região é constituída de uma estrutura antiformal do Grupo Andrelândia orlada por um cavalgamento de unidades tidas como Grupo Paraíba e embasamento granito-gnáissico. Uma klippe desta estrutura foi reconhecida a sul de São Gonçalo do Sapucaí.

No mapa e seção geológica do sudoeste de Minas Gerais, da publicação póstuma de Ebert (1984a), com escala aproximada 1:600.000 a quadrícula de São Gonçalo do Sapucaí aparece englobando principalmente terrenos de embasamento ortognáissico correlatos ao Grupo Barbacena e mais, a nordeste do mapa, uma lente de supracrustais, correlacionadas pelo autor ao Grupo São João del Rei. Como estruturas principais o mapa retrata duas extensas falhas de empurrão ENE-WSW que cortam a área e são contínuas às áreas adjacentes. A vergência por elas indicada é variável, mostrando dobramento posterior das escamas de empurrão. Outra estrutura importante identificada, uma falha vertical, aproximadamente paralela aos empurrões e que corta a área na sua porção meridional.

Cavalcante *et al.* (1979), no relatório final do Projeto Sapucaí, em escala 1:250.000, descrevem migmatitos oftálmicos e granada-biotita gnaisses atribuídos ao Complexo Amparo; granulitos diversos e migmatitos associados ao Complexo Varginha; e rochas metassedimentares associadas ao Grupo São João del Rei. Como estruturas principais identificaram extensos empurrões com megulhos variáveis e direção ENE-WSW.

Na carta geológica do Brasil ao milionésimo (Fonseca *et al.* 1979) a quadrícula de São Gonçalo do Sapucaí apresentada, nitidamente uma simplificação, devido à escala, do mapa de Cavalcante *et al.* (1979). Mas as seqüências supracrustais, inclusive os granada-biotita gnaisses anteriormente atribuídos ao Complexo Amparo, foram incluídas no Grupo Lambari, equivalente à Formação Lambari (Ebert 1971) do Grupo São João del Rei

No Projeto RADAM BRASIL (escala 1:1.000.000) Machado Filho *et al.* (1983) identificaram em grande parte da folha gnaisses migmatíticos, facoidais com intercalação de lentes anfibolíticas atribuídos ao Complexo Amparo. No extremo norte da folha descrevem o Complexo Varginha, cujo contato com as unidades adjacentes, de caráter tectônico através de um extenso empurrão com mergulho para norte. Micaxistos e paragnaisses são atribuídos ao Grupo Andrelândia.

Recentemente a Companhia de Recursos Minerais (CPRM) mapeou a Folha de São Gonçalo do Sapucaí na escala 1:50.000 (Silva *et al.* 1988) identificando nas porções sul e sudoeste da folha, bem como numa janela topográfica na sua porção nordeste unidades metavulcanossedimentares por eles atribuídas ao Complexo Lambari (no sentido da Formação Lambari de Ebert 1971), que seria uma unidade basal ao Grupo Andrelândia. Rochas metassedimentares psamo-pelíticas foram atribuídas ao Grupo Andrelândia. Nas porções noroeste e oeste da folha, a norte de uma zona de falha contraccional denominada Cordislândia distinguem litologias do Complexo Varginha-Guaxupé, (de Schobbenhaus Filho *et al.* 1982). Os ortognaisses tonalíticos, granodioríticos e graníticos que se distribuem pelo restante da folha foram atribuídos pelos autores em parte ao Complexo Silvianópolis (Fiori 1977) e em parte a intrusões de granitóides alcalinos e quartzo-sieníticos tardios à principal fase de deformação, os primeiros corresponderiam ao embasamento das seqüências supracrustais do Complexo Lambari e Grupo Andrelândia. Mapeiam extensos empurrões de orientação NE, limites entre unidades ortognáissicas na porção setentrional, atribuídos à principal fase de deformação. Na porção meridional as unidades são cortadas por zona de cisalhamento transcorrente.

2.5. Ocorrências minerais

Em fins do século XIX e início do século XX a região de São Gonçalo do Sapucaí já era conhecida como importante área aurífera onde se estabeleceram garimpos e minerações em subsuperfície. Segundo Cavalcante *et al.* (1979) esta região faz parte de uma faixa aurífera que compreende um longo e amplo vale com orientação aproximadamente NE, que se estende por cerca de trinta quilômetros desde o Rio Sapucaí até o Rio Palmela, grosseiramente balizado pelas Serras do Quiabeiro (a sudeste), São Gonçalo (a noroeste) e Santa Luzia (a norte). A cidade de São Gonçalo do Sapucaí estabelece-se sobre o divisor de águas dos Ribeirões do Feijão e do Sodrê que são encaixados neste extenso vale.

A maioria das ocorrências auríferas da região, já estudadas em Oppenheim (1934, 1935) está associada a rochas gnáissicas onde se alojam filões e veios de quartzo mineralizados, em disposição *stockwork*. Outros tipos de ocorrências primárias, menos comuns e com baixos teores, estão em camadas-filões com ouro associado a pirita, em pegmatitos ou em disseminações nos gnaisses. Ocorrências secundárias importantes associam-se a elúvios, aluviões antigos e recentes (Rio Sapucaí e Ribeirão do Feijão).

Apesar do valor histórico das ocorrências de ouro, às quais está ligada à própria história da cidade, a avaliação da CPRM (Silva *et al.* 1988) mostra que os recursos de maior potencialidade da área são os minerais pesados, que ocorrem por toda a extensão do Rio

Sapucaí e seus afluentes, prospectados atualmente pela SAMITRI S/A-Mineração da Trindade.

Foram consideradas economicamente viáveis as ocorrências em bancos aluvionares de areia e cascalho dos seguintes minerais: ilmenita, monazita, zirconita e ouro como subproduto.

Outra atividade de exploração mineral em São Gonçalo do Sapucaí ocorre em pedreiras de extração de material para uso em construção civil. Destacam-se as pedreiras da Serra de São Gonçalo e proximidades da Vila de Ferreiras na produção de paralelepípedos e secundariamente material para revestimento ornamental e duas pedreiras na Serra do Quiabeiro (hoje paralisadas) na produção de brita, utilizada na pavimentação e conservação da Rodovia Fernão Dias, estradas viscinais e à construção civil na região.

Destaca-se ainda a exploração, através de dragagem direta (pela prefeitura da cidade), de depósitos de areia para construção civil, distribuídos ao longo da aluvião do Rio Sapucaí.

CAPÍTULO 3 - APRESENTAÇÃO DO MAPA

Afloram na área mapeada um conjunto de corpos tabulares essencialmente ortognáissicos e faixas metassedimentares distribuídos grosseiramente segundo E-W (fig. 3.1).

No conjunto ortognáissico, predominante na região setentrional, uma associação ortognáissica-metavulcânica foi atribuída ao Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Granitóides gnáissicos em parte intrusivos na associação anterior foram atribuídos ao Complexo Amparo (fig. 3.1).

As faixas metassedimentares predominam na porção meridional, lateralmente contínuas com o Grupo Andrelândia. Foi subdividido em cinco unidades mapeáveis, com empilhamento litoestratigráfico vertical local.

Todas as unidades mapeadas engajam-se em dobramentos de segunda fase, organizando-se num empilhamento de nappes anticlinais (fig. 3.2) redobradas homoaxialmente por duas fases sucessivas D_3 e D_4 .

Uma estrutura dômica na porção central do mapa resulta da interferência entre as fases homoaxiais D_2 , D_3 e D_4 e um dobramento ortogonal tardio e amplo D_5 .

A área, cortada de nordeste a sudoeste por uma zona de cisalhamento transcorrente dextral, contínua com a Falha de Três Corações. Tem padrão anastomosado caracterizado por faixas milonito-ultramiloníticas, de espessuras restritas, envolvendo blocos lenticulares e preservados na forma de *pods*.

Duas estruturas de empurrão cortam a área na sua porção meridional: o Cavalgamento Ribeiros e a Nappe de Cavalgamento Serra das Águas.

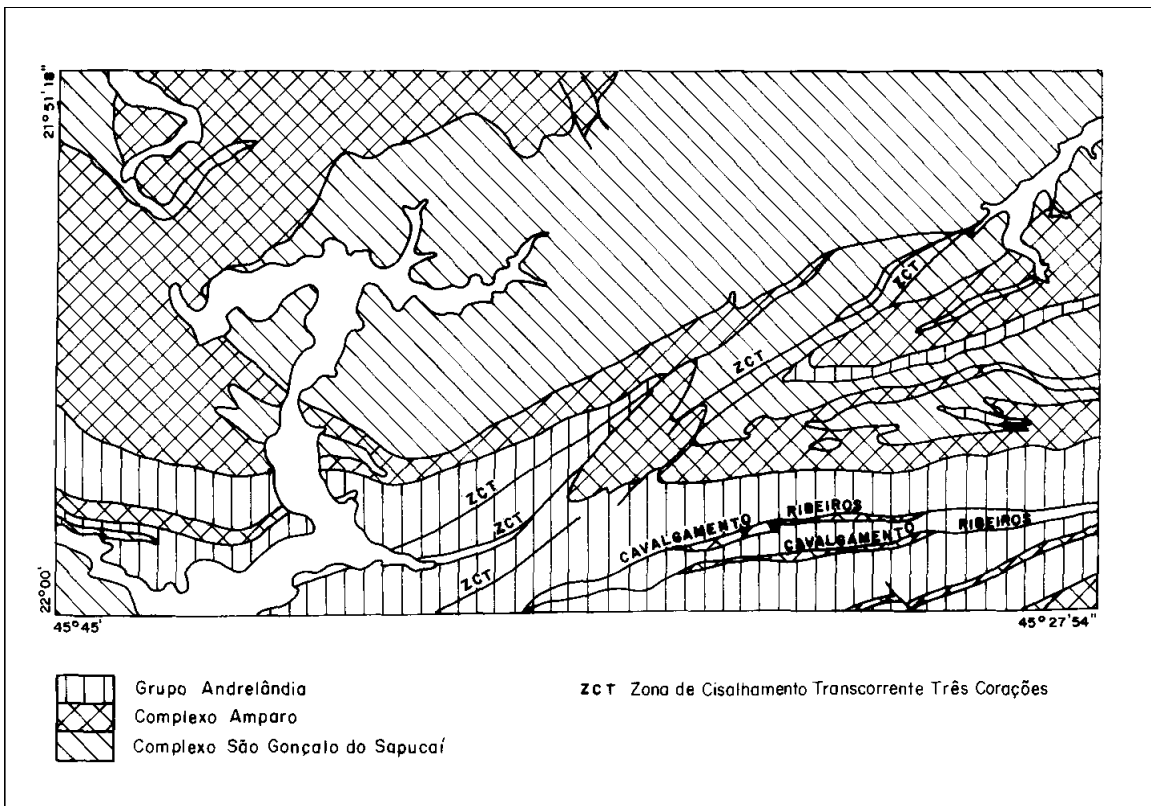


Figura 3.1. Mapa geológico simplificado da região a sul de São Gonçalo do Sapucaí.

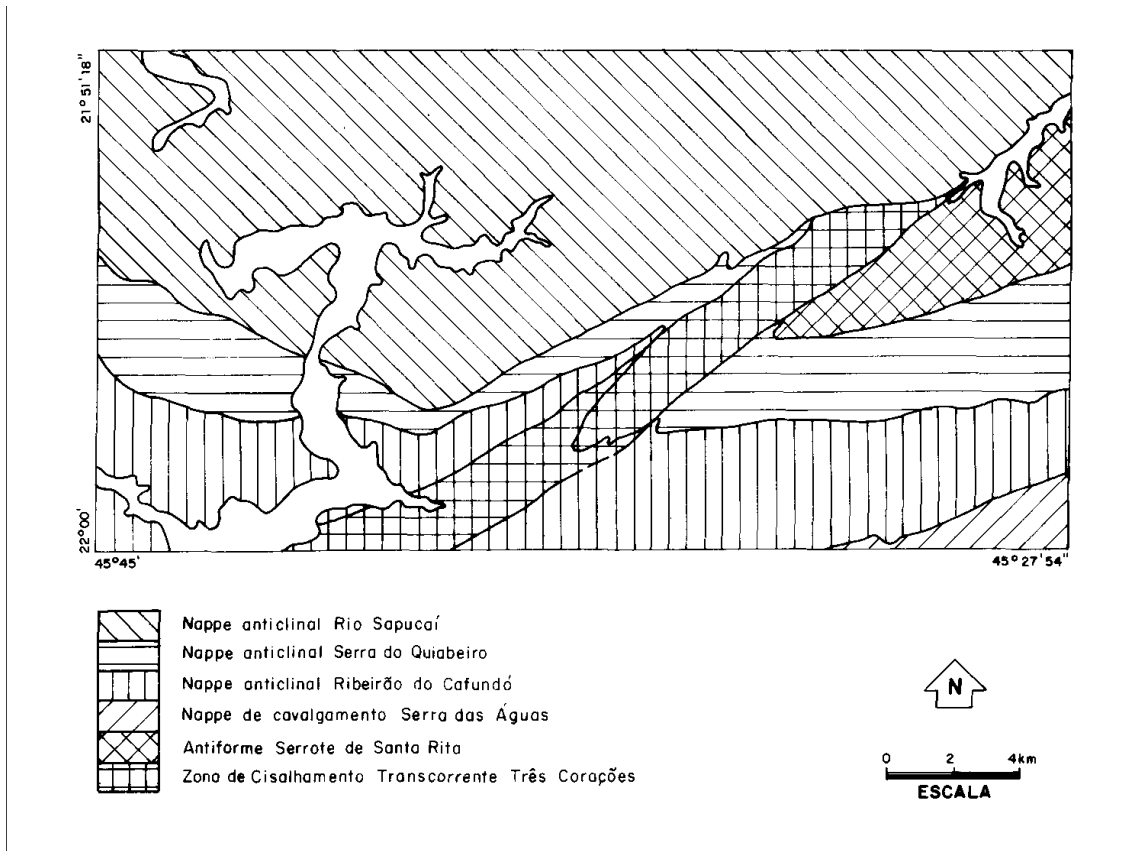


Figura 3.2. Organização estrutural da região a sul de São Gonçalo do Sapucaí.

CAPÍTULO 4 - UNIDADES DO ARQUEANO/PROTEROZÓICO INFERIOR

Compreendem dois complexos, São Gonçalo do Sapucaí, definido em Perrotta *et al.* (1989) e Complexo Amparo (no sentido de Campos Neto *et al.* 1990).

Constituem o Complexo São Gonçalo do Sapucaí duas associações litológicas distintas, os ortognaisses homogêneos e a seqüência bandada. Uma terceira associação, denominada Complexo São Gonçalo do Sapucaí indiferenciado é constituída de afloramentos das duas associações anteriores não individualizadas.

O Complexo Amparo, representado na região por corpos de granitóides gnáissicos de composição granítica a tonalítica subdivididos em dois conjuntos, o Ortognaisse Serra do Quiabeiro e os Granitos Gnaisses Ocelares. Dentre os últimos, o Granito Gnaiss Serrote de Santa Rita e o Granito Gnaiss Serra de São Gonçalo são intrusivos no Complexo São Gonçalo do Sapucaí.

O ortognaisse Serra do Quiabeiro, extenso corpo contínuo constituído de fácies graníticas, granodioríticas e tonalíticas possui claras afinidades químicas com o Granito Gnaiss Serra de São Gonçalo, e ambos com ortognaisses do tipo Serra Negra (região de Amparo, Basei *et al.* 1986).

Os dados geoquímicos para ortognaisses do tipo Serra Negra (Basei *et al.* 1986) e São Gonçalo do Sapucaí (Silva *et al.* 1988) estão sintetizados no diagrama AFM da figura 4.1.

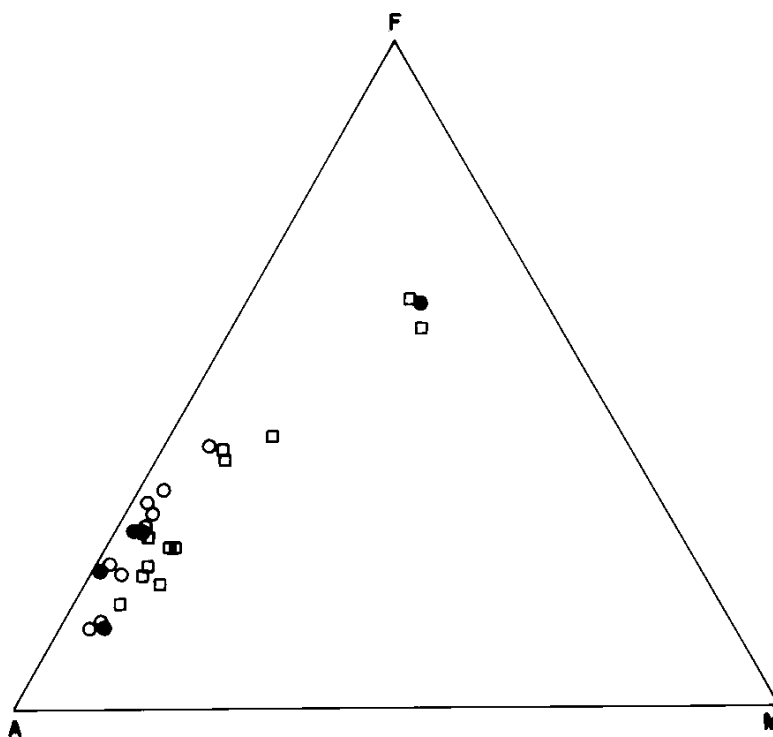


Figura 4.1. Diagrama A (K_2O+Na_2O) - F (FeO) - M (MgO) para amostras de ortognaisses do Complexo Amparo. Círculos cheios: Ortognaisse Serra do Quiabeiro, círculos vazados: Suíte Serra de São Gonçalo (dados em Silva *et al.* 1988); quadrados vazados: Suíte Serra Negra (dados em Basei *et al.* 1986).

4.1. Complexo São Gonçalo do Sapucaí

Predomina com comportamento subhorizontal na porção centro-setentrional da área mapeada. Ocorre sobre o Granito Gnaisse Serra de São Gonçalo na estrutura da Nappe Rio Sapucaí (secções geológicas A A'- Anexo 1 e A A'- Anexo 3). Constitui a encaixante deste corpo ortognáissico que contém xenólitos de gnaisses da Sequência Bandada a noroeste da área mapeada. A norte da Cidade de São Gonçalo do Sapucaí ocorrem enclaves dos gnaisses homogêneos do Complexo Sapucaí nos Nebulito-*Schlieren* Gnaisses do Complexo Amparo. Em ambos os casos os contatos intrusivos foram paralelizados pela deformação.

Na Nappe Serra do Quiabeiro ocorre na base do Ortognaisse homônimo (todas secções geológicas - Anexo 3), da mesma forma que está na base e, encaixante do Granito Gnaisse Serrote de Santa Rita na estrutura antiformal Serrote de Santa Rita. A figura 4.2 mostra esta relação de intrusão, onde xenólitos de ortognaisse homogêneo do Complexo São Gonçalo do Sapucaí são englobados pelo Granito Gnaisse Serrote de Santa Rita.

Além de representar a rocha encaixante para as intrusões dos ortognaises do Complexo Amparo, o Complexo São Gonçalo do Sapucaí exibe contato alóctone com o Ortognaisse Serra do Quiabeiro (Secções BB'CC' - Anexos 1 e 3 e DD' - Anexo 3), e com o Grupo Andrelândia, no limite de cavalgamento da Nappe Serra do Quiabeiro sobre o empilhamento litoestratigráfico tido como normal na estrutura antiformal tardia do Serrote de Santa Rita (Secções CC' e DD' - Anexo 3). Contatos através de superfícies de deslocamento tectônico subvertical são observados com o Grupo Andrelândia e Granito Gnaisse Serrote de Santa Rita na Zona de Cisalhamento Transcorrente de Três Corações.



Figura 4.2. Xenólito de ortognaisse homogêneo do Complexo São Gonçalo do Sapucaí em ortognaisse ocelar (Ortognaisse Serrote de Santa Rita) do Complexo Amparo. Afloramento 553.

4.1.1. Ortognaises Homogêneos

Boas exposições (em lajes) ocorrem à leste e a oeste da via de acesso entre a Rodovia Fernão Dias e a cidade de São Gonçalo do Sapucaí, na Fazenda Santa Rufina, a leste do

Córrego do Gambá, no topo do Serrote de Santa Rita, a sul do Morro da Santa Cruz e a norte da Serra de São Gonçalo.

Compreendem (hornblenda)-biotita gnaisses granodiorito-tonalíticos, cinzas, de granulação média e com bandamento diferenciado milimétrico incipiente, irregular e descontínuo (fig. 4.3 e 4.4). São leucocráticos mas possuem, no geral, índice de máficos relativamente elevado chegando a 30%. A tabela 4.1 traz análises modais de amostras destes gnaisses e a figura 4.5 seu comportamento no diagrama de Streckeisen (1976).

Ocorrem feições anatéticas conferidas por bandas estromáticas de leucossoma granodiorítico (fig. 4.3).

Associam-se ocasionalmente bancos anfibolíticos concordantes, de espessuras decimétricas.

A alteração destas rochas produz um material arroxado, com manchas pontuais ocre e roxas (fig. 4.6). Quando afetados pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Três Corações, os ortognaisses homogêneos apresentam texturas protomilonítica, milonítica a ultramilonítica, estas bem representadas a norte do Serrote de Santa Rita.

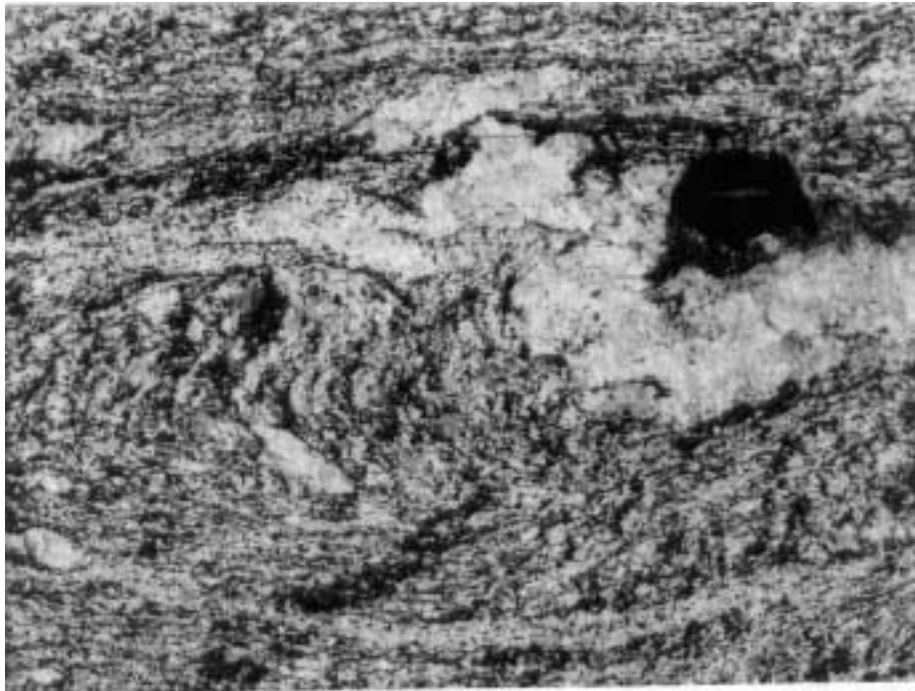


Figura 4.3. Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Aspecto do ortogneisse homogêneo. Foliação S_n deformada intrafoliarmente à foliação S_2 . Afloramento 607.

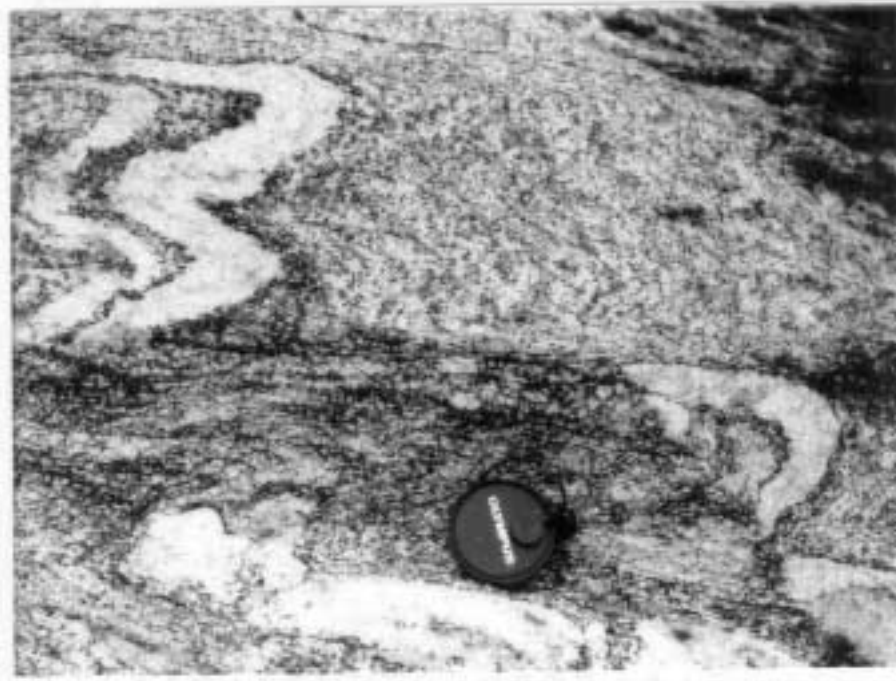


Figura 4.4. Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Ortognaisse homogêneo. Faixa milonítica com posição plano-axial de dobras quase simétricas (zona em M) de filões paralelos à foliação S_1 . Afloramento 860.

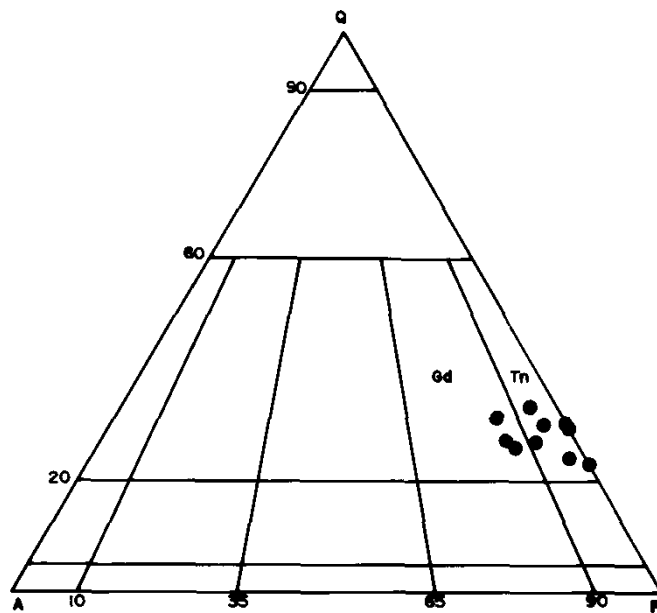


Figura 4.5. Diagrama Q (quartzo) - A (feldspato alcalino) - P (plagioclásio), de Streckeisen 1976, para ortognaisses do Complexo São Gonçalo do Sapucaí (análises modais nas tabelas 4.1 e 4.2). Gd: campo dos granodioritos, Tn: campo dos tonalitos.

COMPLEXO SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ – ORTOGNAISSES HOMOGÊNEOS

Análises modais																	
Amostra	PL	QZ	MC	BI	HB	AC	AP	TI	ZR	AL	CZ	CB	MU	OP	CL	Textura	Granulação
SG 26A	39,6	25,7	-	20,1	10,7	3,9	X	X	X	X	X	-	-	-	-	granoblástica interlobulada seriada	média
SG 69	39,7	21,5	6,8	14,7	13,6	3,7	X	X	X	X	X	X	-	-	-	granoblástica interlobulada seriada	média
SG 92A	47,2	25,2	3,2	14,4	7,8	2,2	X	X	X	X	X	-	-	-	-	granoblástica interlobulada seriada	média
SG 141	41,9	28,4	9,8	10,6	7,7	1,6	X	X	X	X	X	-	-	-	-	protomilonítica	média
SG 166	51,7	23,4	2,7	12,7	7,4	2,1	X	X	X	X	X	-	-	X	-	granoblástica interlobulada seriada	média
SG 258	57,1	22,6	5,3	11,4	2,8	0,8	X	X	X	X	X	-	-	-	X	granoblástica interlobulada seriada	média
SG 260	51,5	20,7	7,7	12,8	5,0	2,3	X	X	X	X	X	-	-	-	-	granoblástica interlobulada seriada	média
SG 605	45,8	20,3	7,9	14,4	8,3	3,3	X	X	X	X	X	-	-	X	-	granoblástica com tendência protomilonítica	média
SG 721	48,0	15,9	1,6	12,5	18,2	3,8	X	X	X	X	X	X	-	-	-	granoblástica interlobulada seriada	média
SG 746	68,3	20,4	-	4,6	5,0	1,7	X	-	X	-	X	-	-	X	X	granoblástica interlobulada seriada	média
SG 768	58,5	25,3	-	9,2	4,1	2,9	X	X	X	X	X	-	-	X	-	granoblástica com tendência protomilonítica	média
Composições estimadas																	
Amostra	Composição	M	BI	HB	Acessórios										Textura	Granulação	
					AP	TI	ZR	AL	CZ	CB	MU	OP	CL				
SG 494	tonalítica	18	X	-	X	-	X	-	X	-	X	-	X	X	-	granoblástica interlobulada seriada	média
SG 552	tonalítica	30	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	-	-	-	granoblástica com tendência protomilonítica	média

TABELA 4.1. Análises Modais e composições estimadas de amostras do Complexo São Gonçalo do Sapucaí, ortognaisses homogêneos. PL – plagioclásio, QZ – quartzo, MC – microclínio, BI – biotita, HB – hornblenda, AC – acessórios, AP – apatita, TI – titanita, ZR – zircão, AL – allanita, CZ – clinozoisita, CB – carbonatos, MU – muscovita, OP – opacos, CL – clorita; M – porcentagem estimada em máficos.

COMPLEXO SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ – SEQUÊNCIA BANDADA																	
Análises modais																	
Amostra	PL	QZ	MC	BI	HB	AC	AP	TI	ZR	AL	CZ	CB	MU	OP	CL	Textura	Granulação
SG 612A	64,3	20,8	0,8	6,3	6,0	1,8	X	X	X	-	X	X	-	X	-	granoblástica interlobulada seriada	média-fina
SG 612B	50,4	21,9	5,2	14,6	4,3	3,6	X	X	X	X	X	X	-	X	-	granoblástica interlobulada seriada	média
SG 612C	56,9	25,9	1,9	8,8	3,8	2,7	X	X	X	X	X	X	-	X	-	granoblástica interlobulada seriada	média
Composições estimadas																	
Amostra	Composição	M	BI	HB	Acessórios									Textura	Granulação		
					AP	TI	ZR	AL	CZ	CB	MU	OP	CL				
SG 140B	tonalítica	8	X	-	X	X	X	X	X	X	-	-	-	-	-	granoblástica interlobulada seriada	média
SG 142B	tonalítica	20	X	X	X	X	X	X	X	X	-	-	-	-	-	protomilonítica	fina
SG 143A	tonalítica	20	X	X	X	X	X	X	X	X	-	-	-	-	-	protomilonítica	fina
SG 389	tonalítica	20	X	X	X	X	X	X	X	X	-	-	-	-	-	granoblástica interlobulada seriada	fina
SG 825	tonalítica	8	X	-	X	X	X	X	X	X	-	-	-	-	-	granoblástica interlobulada seriada	fina-média
<p>TABELA 4.2. Análises modais e composições estimadas de amostras do Complexo São Gonçalo do Sapucaí, sequência bandada. PL – plagioclásio, QZ – quartzo, MC – microclínio, BI – biotita, HB – hornblenda, AC – acessórios, AP – apatita, TI – titanita, ZR – zircão, AL – allanita, CZ – clinozoizita, CB – carbonatos, MU – muscovita, OP – opacos, CL – clorita; M – porcentagem estimada em máficos.</p>																	

4.1.2. Seqüência Bandada

Aflora quase que exclusivamente alterada. Corresponde a uma alternância de bancos centimétricos a métricos de biotita e/ou hornblenda gnaisses de composição diorito-tonalítica e anfibolitos que se distinguem mutuamente pela coloração vermelha, vermelha amarelada, ocre avermelhada e ocre.

Os bancos correspondem a gnaisses homogêneos ou de aspecto listrado, mais comum nos termos mais ricos em biotita e de composição intermediária, onde um delgado bandamento quartzo-feldspático está presente.

Uma exposição bem preservada desta unidade foi encontrada dentro da cidade de São Gonçalo do Sapucaí. Análises modais de amostras deste afloramento são apresentadas na tabela 4.2.

Dentro da área de afloramento do Complexo São Gonçalo do Sapucaí indiferenciado associam-se subordinadamente aos gnaisses bandados bancos ou lentes delgadas de ortoquartzitos, turmalinitos e bancos centimétricos a métricos de xistos e gnaisses grafitosos. Sugerem associações clasto-químicas e vulcanogênicas.

Antigas minerações de ouro lavraram exposições alteradas da Seqüência Bandada (fig. 4.7).

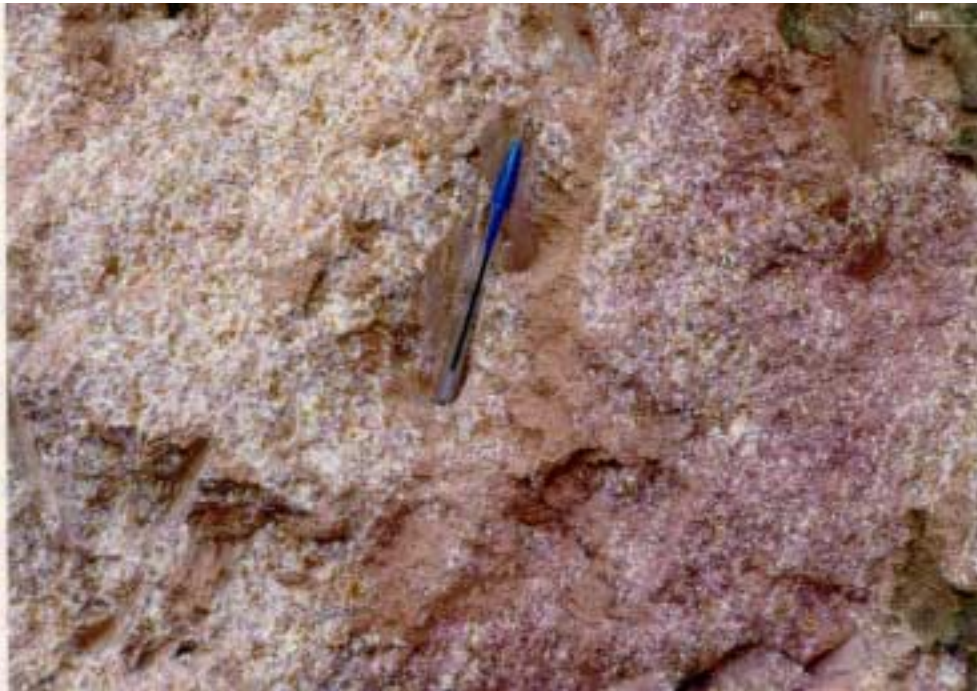


Figura 4.6. Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Ortognaisse homogêneo. Aspecto da rocha submetida à alteração intempérica. Afloramento 614.



Figura 4.7. Antiga exploração aurífera em rochas alteradas da seqüência bandada, Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Proximidades do afloramento 612.

4.1.3. Características Petrográficas

Neste item são tratadas ambas as associações, já que da Seqüência Bandada, as poucas amostras obtidas correspondem a termos intermediários e anfibolitos de características petrográficas muito semelhantes aos Ortognaisses Homogêneos.

A mineralogia destas rochas compreende plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e microclínio. Os dois últimos podem estar ausentes.

O plagioclásio, de composição variável entre oligoclásio e andesina é raramente antiperitítico, exhibe bordas mirmequíticas no contato com microclínio, e bordas de albita locais. Ocorrem geminações segundo a lei da albita e periclásio, comumente associadas. Geminações Carlsbad são raras.

O quartzo geralmente recuperado (extinção ondulante por setores) ocorre recristalizado nos termos protomiloníticos (textura *mortar*) ao redor de grãos de feldspato.

Biotita de hábito ripiforme ou cominuída nas amostras protomiloníticas, tem coloração ocre ou verde oliva, com fórmula pleocróica: x= amarelo pálido; y=z= ocre/verde oliva.

A hornblenda, no geral subidiomórfica tem coloração verde e fórmula pleocróica: x= amarelo esverdeado claro; y= verde oliva, z= verde azulado. Suas características óticas sugerem composição hastingsítica. Por vezes, ocorre em suas bordas, em continuidade ótica, transformação para tremolita-actinolita de coloração verde pálido que localmente associa-se a quartzo em simplectitas.

O microclínio, no geral intersticial com bordas de aspecto corroído em contato com bordas mirmequíticas de plagioclásio (fig. 4.8).

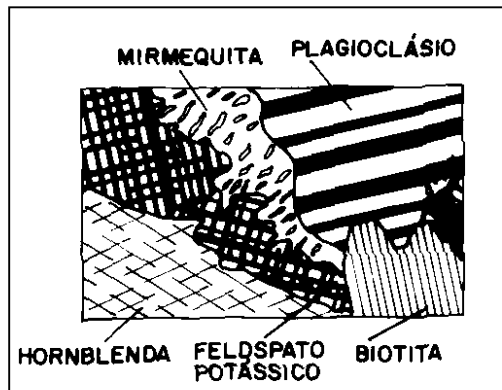


Figura 4.8. Bordas mirmequíticas em plagioclásio no contato com feldspato potássico. Ortognaisse homogêneo do Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Lâmina SG-607.

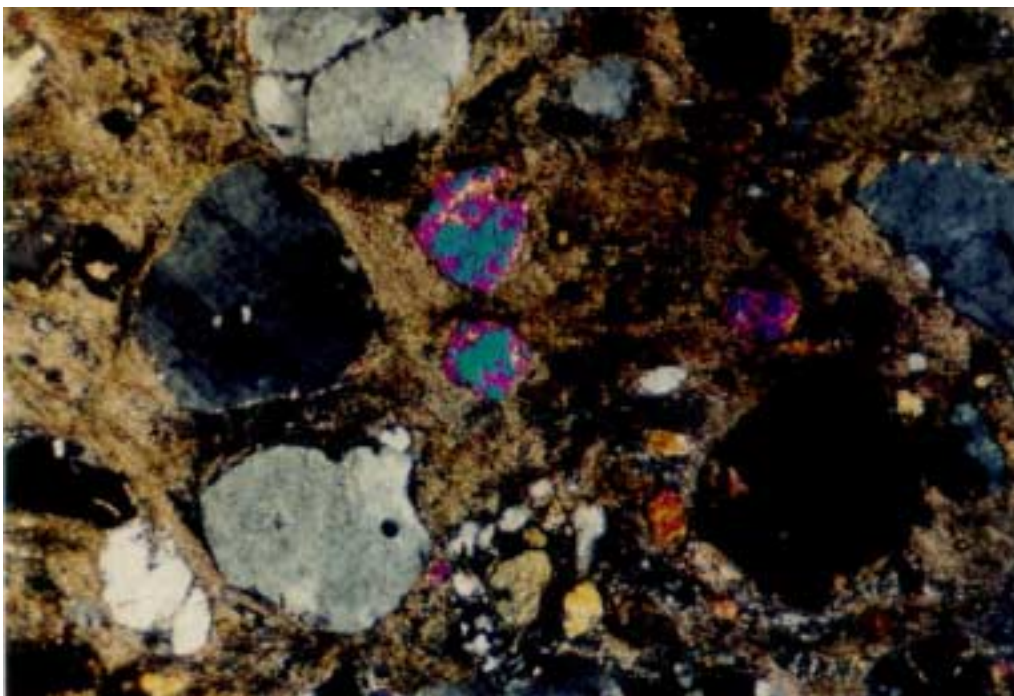


Figura 4.9. Textura milonítica em ortognaisse homogêneo do Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Crescimento de epidoto na foliação milonítica. Lâmina SG-162.

Acessórios comuns são zircão, titanita, apatita, allanita e clinozoizita (claramente secundária). Menos comuns são carbonatos, muscovita/sericita, clorita (secundários) e opacos.

Sua textura, quase sempre granoblástica interlobulada seriada (classificação de Moore 1970) - tabelas 4.1 e 4.2 - com passagens para texturas com tendência protomilonítica que evoluem para protomilonitos e milonitos (fig. 4.9).

Quanto à granulação, nos ortognaises homogêneos ela é quase sempre média enquanto que na Sequência Bandada a granulação fina é mais comum.

Aspectos texturais revelam o desenvolvimento de reações retrógradas. Estas reações quase sempre envolvem hornblenda hastingsítica que sofre substituição por tremolita e/ou biotita. Subprodutos destas reações são zoizita, quartzo e carbonato. Como reagentes podem estar envolvidos plagioclásio e feldspato potássico.

Outras reações retrógradas estão relacionadas à substituição de allanita por clinozoizita (que forma um anel radial ao redor da allanita), biotita por clorita e ainda decalcificação do plagioclásio com formação de bordas de albita.

Dois tipos de anfibolitos associam-se aos gnaisses do Complexo São Gonçalo do Sapucaí biotita-quartzo anfibolitos e granada anfibolitos, os últimos apenas aos Gnaisses Bandados.

Os biotita-quartzo anfibolitos tem na sua mineralogia hornblenda hastingsítica, andesina, biotita marrom e quartzo. Acessórios comuns são titanita, zircão, apatita, allanita, clinozoizita e opacos.

Nos granada-quartzo anfibolitos a biotita é um mineral pouco comum. O conteúdo de granada assim como de quartzo pode chegar a 10% do volume da rocha. Hornblenda e plagioclásio não puderam ter sua composição estimada dado o alto grau de alteração das amostras. Epidoto e/ou opacos ocorrem como minerais acessórios.

Em ambos os casos a textura é nematogranoblástica e a granulação, média.

Na Sequência Bandada, anfibolitos gradam para hornblenda gnaisses dioríticos.

4.1.4. Comportamento Geoquímico

Seis amostras dos ortognaisses homogêneos e três da Sequência bandada, entre elas dois anfibolitos, foram submetidas a análises químicas de rocha (Laboratório GEOLAB). Os resultados estão demonstrados na tabela 4.3.

Acrescentados os dados químicos obtidos no Projeto São Gonçalo do Sapucaí (Silva *et al.* 1988), observa-se nos diagramas de Harker para elementos maiores (fig. 4.10) *trends* coerentes, principalmente nos diagramas SiO₂ x CaO, FeO_t, MgO e MnO. Os álcalis, por apresentarem problemas analíticos (principalmente para Na₂O), mostram dispersão mais acentuada.

Os resultados relativos a Al₂O₃, TiO₂, P₂O₅, e elementos traços apresentaram variações significativas entre os dois laboratórios e portanto não foram tratados.

No diagrama AFM dois campos distintos foram obtidos (fig. 4.11). Os ortognaisses e parte dos anfibolitos definem um alinhamento cálcio-alcálico comparável aos granodioritos tardios de ambiente de arco magmático maduro (Terciário do Panamá, in: Brown 1982). Parte dos anfibolitos, por outro lado, encontram-se acima do campo cálcio-alcálico e possuem conteúdo em alumina entre 12 e 16%, típicos das séries toleíticas Cenozóicas (Irvine e Baragar 1971).

Assim apenas parte do magmatismo básico encontra-se associado ao plutonismo cálcio-alcálico.

Nos diagramas SiO₂ x log (CaO/ Na₂O + K₂O) e SiO₂ x log (K₂O / Na₂O) (fig. 4.12), desenvolvidos em Brown (1982), apesar de dispersas as amostras tendem a acompanhar o alinhamento dos granodioritos tardios do Panamá.

O índice de alcalinidade de 60, obtido no diagrama SiO₂ x log (CaO/ Na₂O + K₂O) reforça o caráter cálcio-alcálico (Peacock 1931). O alinhamento definido neste diagrama, semelhante aos maciços tonalíticos do Proterozóico Inferior Finlandês (Arth *et al.* 1978).

AMOSTRA	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	FeO %	CaO %	MgO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	MnO %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	Ba ppm	Rb ppm	Sr ppm	Zr ppm	Y ppm	Nb ppm
SG 552	64,9	15,9	1,7	2,7	4,2	2,6	3,5	2,7	0,09	0,56	0,20	1040	71	560	200	29	11
SG 605	63,4	16,0	1,6	3,0	4,6	2,6	4,6	2,3	0,10	0,62	0,21	860	59	590	180	20	110
SG 607	62,7	16,4	1,9	3,2	5,3	3,4	3,0	2,3	0,10	0,63	0,21	810	58	640	180	15	110
SG 612A	65,4	18,4	1,5	1,9	5,1	1,3	3,7	0,95	0,08	0,37	0,12	260	22	700	130	110	110
SG 612B	65,2	15,7	1,3	2,9	3,7	1,5	5,4	2,2	0,09	0,61	0,21	1150	57	630	240	25	12
SG 612D	49,5	16,6	3,2	7,4	8,5	5,7	4,7	1,8	0,22	1,0	0,18	300	29	310	110	17	110
SG 721A	61,8	16,4	1,4	3,6	5,3	3,4	4,4	2,0	0,09	0,61	0,20	720	52	640	140	12	110
SG 721C	52,3	14,4	4,9	8,0	8,4	4,6	3,5	1,5	0,21	1,3	0,18	240	24	320	90	10	110
SG 768	66,9	18,2	1,3	1,9	5,0	1,3	3,2	0,90	0,08	0,31	0,13	390	27	670	110	110	110

TABELA 4.3. Análises químicas de rochas do Complexo São Gonçalo do Sapucaí (dados obtidos no Laboratório GEOLAB).

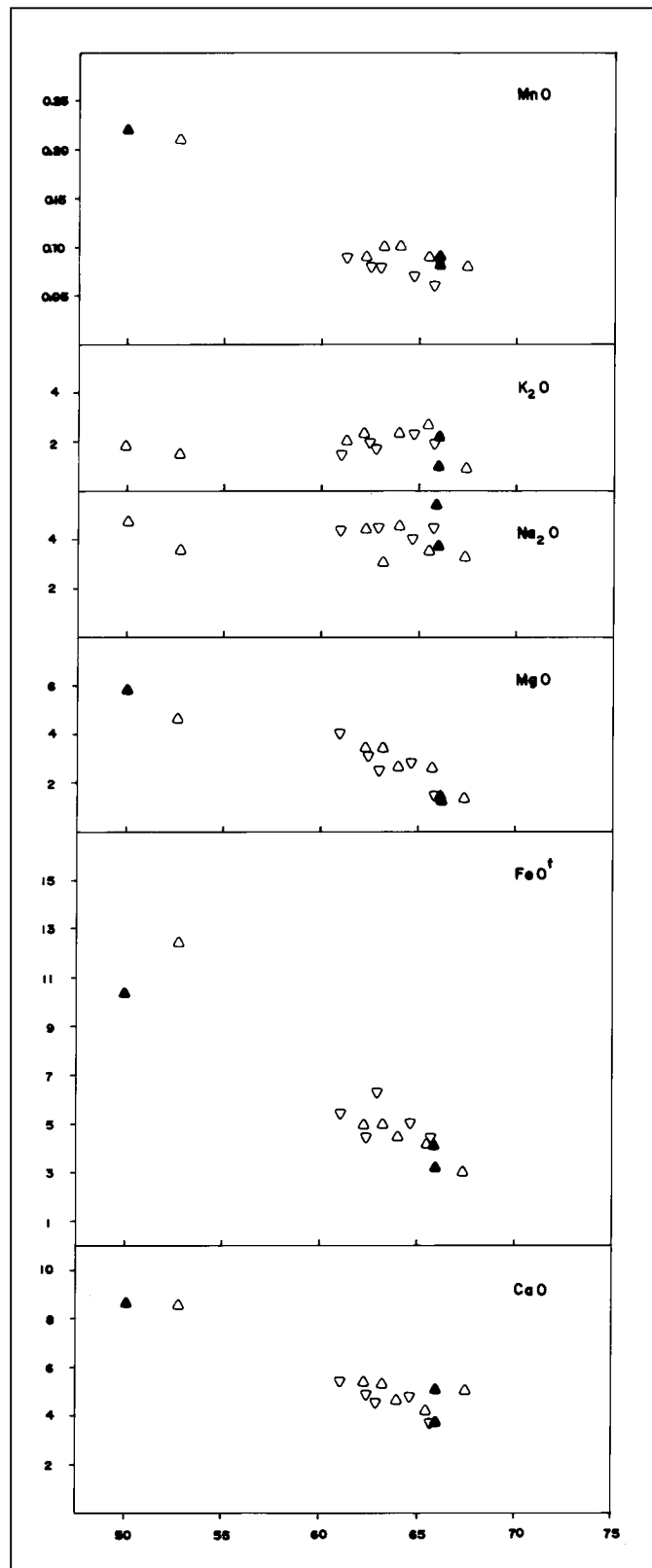


Figura 4.10. Diagramas de variação SiO₂ x óxidos de elementos maiores (Diagramas de Harker) para amostras do Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Triângulos vazados: ortogneiss homogêneo, triângulos cheios: seqüência bandada (dados recalculados na base anidra a partir dos resultados da tabela 4.3). Triângulos invertidos vazados: ortogneiss homogêneo (dados em Silva *et al.* 1988).

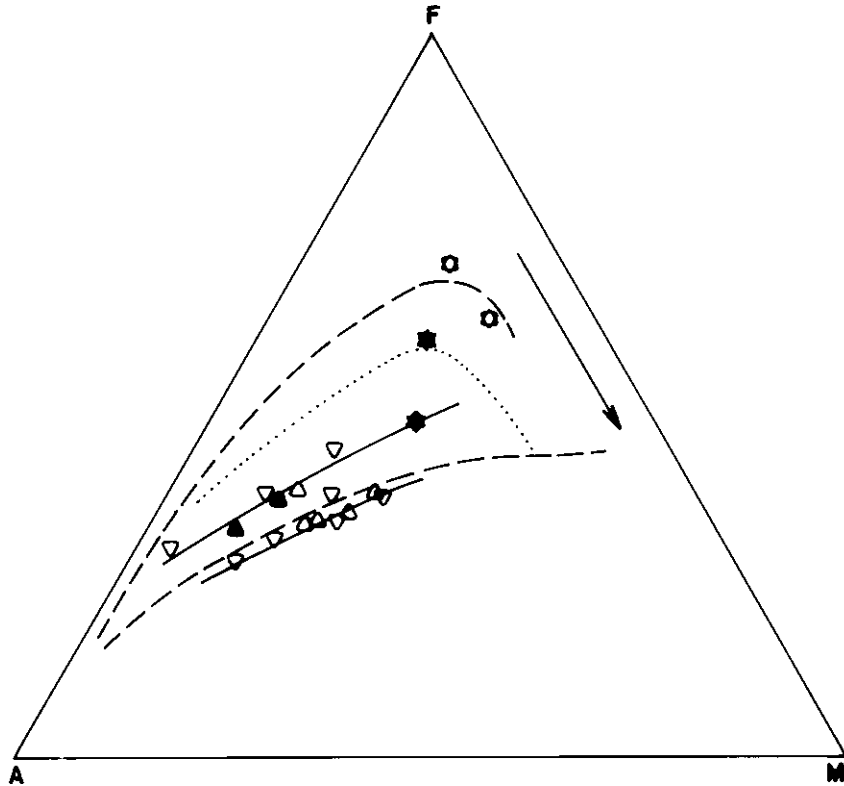


Figura 4.11. Diagrama A (K_2O+Na_2O) - F (FeOt) - M (MgO) para amostras de ortognaisses do Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Triângulos vazados: ortognaisse homogêneo, triângulos cheios: seqüência bandada, estrelas cheias: anfibolitos (dados recalculados na base anidra a partir dos resultados da tabela 4.3). Triângulos invertidos vazados: ortognaisse homogêneo, estrelas vazadas: anfibolitos (dados em Silva et al. 1988). Linha pontilhada: limite entre os campos toleítico e cálcio-alcalino de Irvine e Baragar (1971). Linhas tracejadas: limite superior e inferior de maturidade para arcos magmáticos, a maturidade cresce no sentido da seta (Brouw 1982).

4.2. Complexo Amparo

É compreendido na área por dois conjuntos de granitóides gnáissicos, o Ortognaisse Serra do Quiabeiro (corpo contínuo) e os Granito Gnaisses Ocelares constituídos do Milonito-Gnaisse Serra das Águas, Granito Gnaisse Ribeiros, Granito Gnaisse Serrote de Santa Rita e Granito Gnaisse Serra de São Gonçalo. O último está associado a corpos de nebulito gnaisses.

Afloram em boas exposições distribuídas por toda a área de mapeamento.

Seus contatos com o Grupo Andrêlandia são sempre tectônicos. No geral se fazem através de uma superfície de deslocamento daqueles metassedimentos sobre os ortognaisses precocemente à foliação S_2 ; dos ortognaisses sobre os metassedimentos através de cavalgamentos e/ou degenerações de flancos inversos de nappes anticlinais e contatos verticais na Zona de Cisalhamento Transcorrente Três Corações.

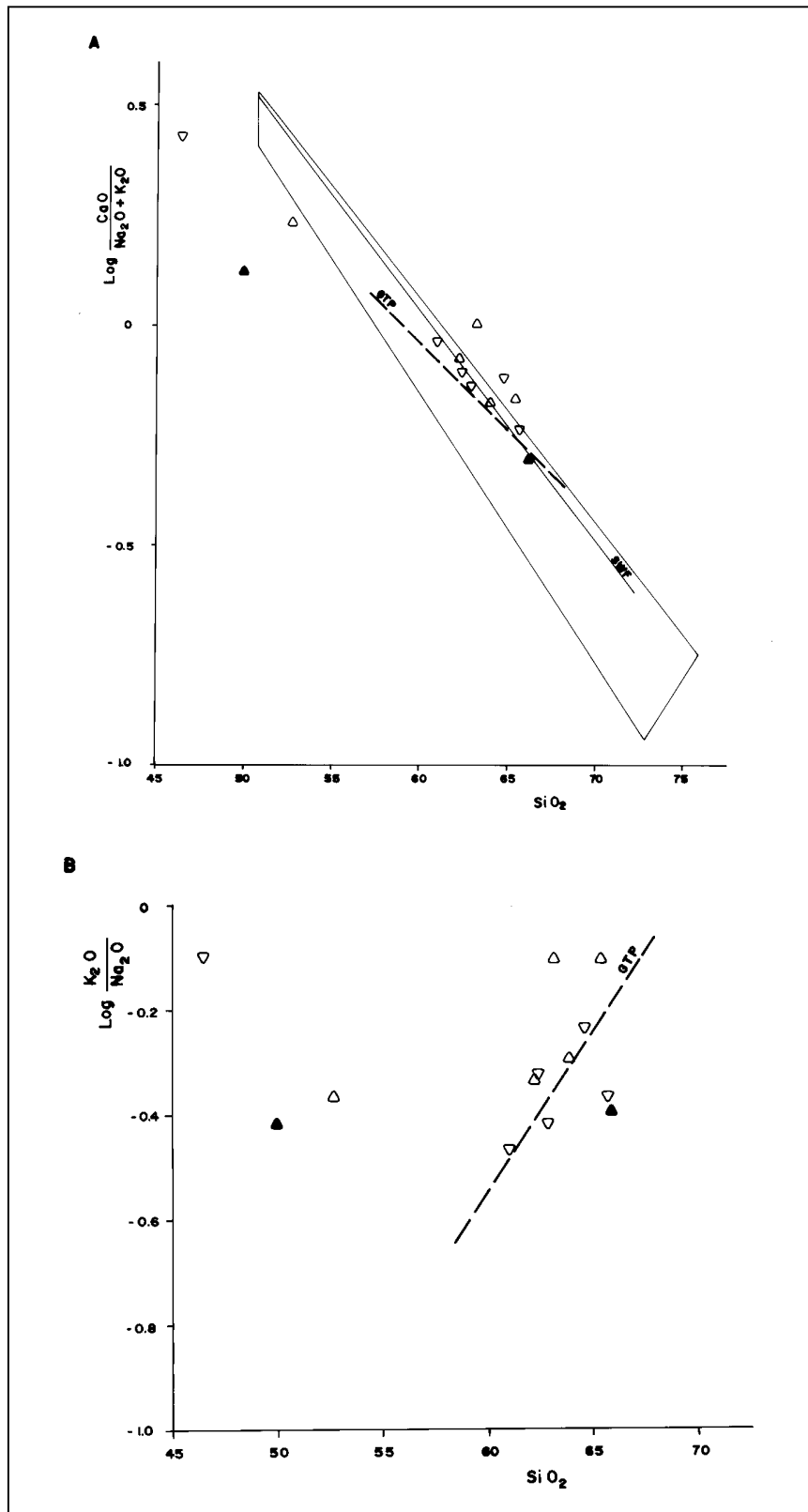


Figura 4.12. Diagramas discriminantes de suítes plutônicas cálcio-alcálicas segundo Brouw (1982). GTP: granodioritos tardios do Panamá, SWF: maciço tonalítico do sudoeste da Finlândia. O campo demarcado em A representa o campo de variação dos andesitos cálcio-alcálicos normais de arcos magmáticos modernos. Mesma simbologia da figura 4.10.

4.2.1. Ortognaisse Serra do Quiabeiro

Aflora como um corpo contínuo de leste a oeste da área, posicionado sobre o Complexo São Gonçalo do Sapucaí na Nappe Serra do Quiabeiro. Constitui quatro fácies distintas, duas homogêneas e duas oclares.

Fácies Homogêneas:

Apresentam fino bandamento metamórfico diferenciado, são de coloração cinza, granulação média, e distinguem-se entre si pela composição tonalítica ou granodiorito-granítica. O comportamento destas rochas no diagrama de Streckeisen, mostrado na figura 4.13.

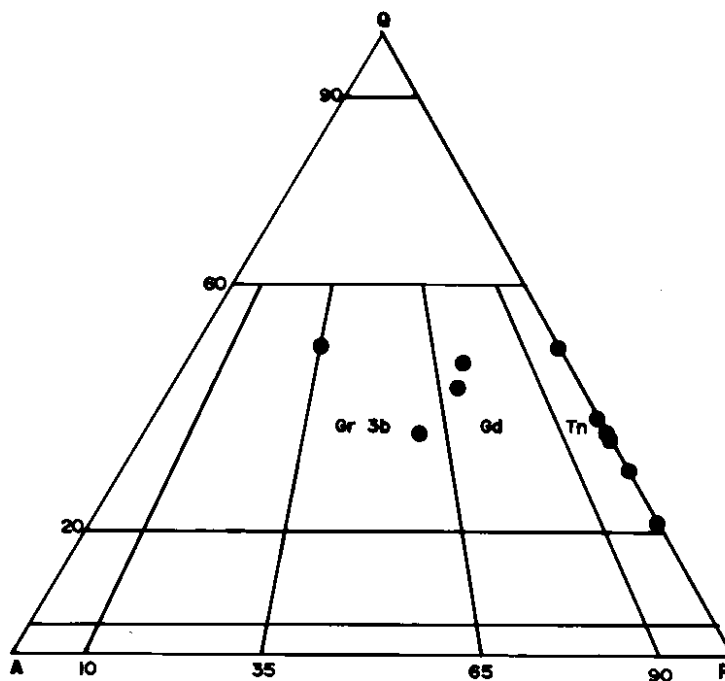


Figura 4.13. Diagrama Q (quartzo) - A (feldspato alcalino) - P (plagioclásio), de Streckeisen 1976, para ortognaisses do Complexo Amparo (análises modais nas tabelas 4.4 e 4.5). Gr3b (campo dos granitos 3b), Gd (campo dos granodioritos), Tn (campo dos tonalitos).

Tonalito Gnaisses: são (hornblenda)-biotita ortognaisses que ocorrem na extensão norte-oriental da Serra do Quiabeiro (fig. 4.14). As análises modais e composições estimadas encontram-se na tabela 4.4.

Associam-se bancos anfibolíticos esparsos e espessos de alguns decímetros concordantes com o bandamento.

Feições anatéticas são comuns: desenvolvem-se leucossomas de composição trondjemítica, em estruturas estromáticas que evoluem para nebulitos. Leucossomas venulares de granulação média-grossa a agregados subcirculares de hornblenda e biotita constituem feições tardias e associadas a deformações dúcteis, seja em zonas de charneiras de dobras ou em zonas de cisalhamento locais (fig 4.15).



Figura 4.14. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Aspecto do tonalito gnaisse com feições anatéticas. Afloramento 24.

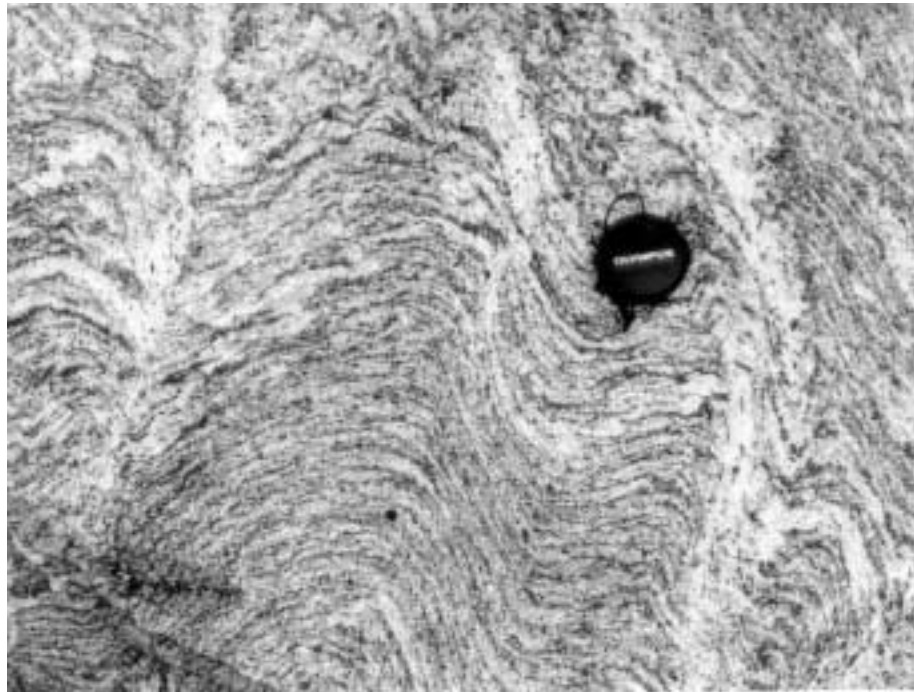


Figura 4.15. Estrutura dictionítica com superposição de filões tonalíticos sobre uma estrutura estromática. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Tonalito gnaisse. Afloramento 24.

Veios trondhjemíticos a biotita, de aspecto sacaróide, equigranulares finos, cortam discordante ou paralelamente o bandamento principal. Pouco frequentes são veios graníticos tardios a turmalina e mica verde.

A mineralogia principal dos tonalito gnaisses inclui plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. O plagioclásio tem composição andesina com teor de anortita entre 34 e 40.

Ocorre com três tipos de geminação, lei da albita, Carlsbad e periclásio que podem se associar num mesmo grão. Bordas de albita ocorrem localmente.

O quartzo está recuperado ou recristalizado em texturas *mortar*.

Biotita, ripiforme, tem coloração ocre ou verde, com fórmula pleocróica: $x =$ amarelo claro, $Y=Z =$ ocre/verde.

O anfibólio corresponde opticamente a hornblenda hastingsítica com fórmula pleocróica: $x =$ amarelo acinzentado, $y =$ verde, $z =$ verde azulado. Pode estar ausente e tem cor mais pálida que no Complexo São Gonçalo do Sapucaí.

Dos acessórios presentes (tabela 4.4), muscovita, clinozoizita, clorita e carbonatos são claramente secundários, enquanto que titanita (muito comum) pode ser em parte secundária e em parte primária.

Estes minerais participam de reações retrógradas de desestabilização da hornblenda, biotita e decalcificação do plagioclásio. Clinozoizita aparece também como substituição direta da allanita. Minerais opacos são muito raros nestes gnaisses.

Metabásicas associadas aos tonalito gnaisses são biotita anfibólitos a granada, ricos em opacos e com algum quartzo. Zircão, apatita, titanita e clorita aparecem como acessórios.

A hornblenda tem composição hastingsítica, mas sofre transformação para tremolita-actinolita quase incolor. Localmente aparece simplectítica em intercrescimento com quartzo, e pode ser substituída por biotita.

Exibem textura nematogranoblástica e granulação média.

Granodiorito-granito gnaisses: ocorrem na Serra do Campo Redondo e predominam no corpo granitóide a oeste do Rio Sapucaí.

São biotita ortognaisses de composição granítica a granodiorítica (tabela 4.5).

Anatexia em proporções variadas desenvolve migmatitos estromáticos a dictioníticos (fig 4.16).

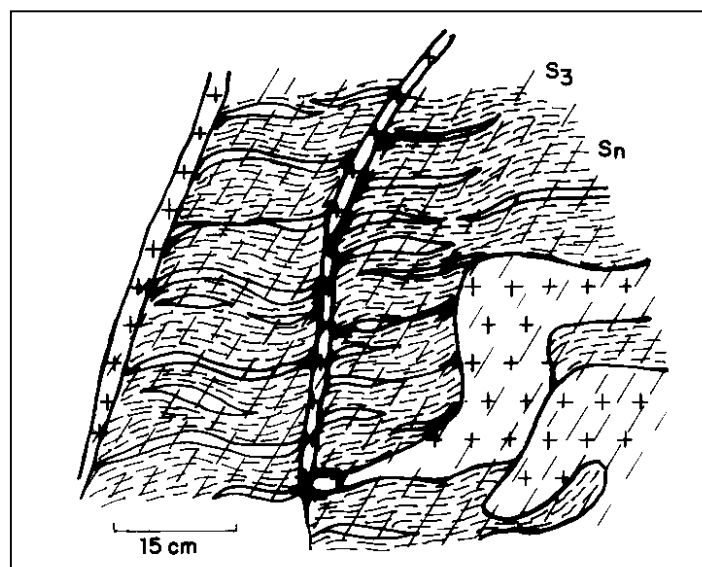


Figura 4.16. Estrutura dictionítica devido à superposição de filões graníticos sobre uma estrutura estromática. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Granodiorito gnaisse. Afloramento 235.

ORTOGNAISSE SERRA DO QUIABEIRO – FÁCIES HOMOGÊNEA – TONALITO GNAISSE																		
Análises modais																		
Amostra	PL	QZ	MC	BI	HB	AC	AP	TI	ZR	AL	CZ	CB	MU	OP	GR	CL	Textura	Granulação
SG 21A	55,8	29,3	-	11,8	-	3,1	X	X	X	-	X	-	-	-	-	-	granoblástica com tendência protomilonítica	média
SG 23A	58,6	25,4	-	7,8	5,7	2,5	X	-	X	X	X	-	-	X	X	X	granoblástica interlobulada seriada	média
SG 23B	53,1	29,0	-	9,7	6,2	2,0	X	-	X	X	X	-	-	X	X	X	granoblástica interlobulada seriada	média
SG 24A	73,3	20,1	-	2,7	3,7	0,2	X	-	X	X	X	X	X	X	X	X	granoblástica com tendência protomilonítica	média
SG 24B	51,8	27,6	-	14,6	1,0	2,1	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	granoblástica com tendência protomilonítica	média
SG 24E	52,5	33,0	-	3,2	10,5	0,8	X	X	X	X	X	-	X	X	X	X	granoblástica interlobulada seriada	média
SG 24I	53,4	28,9	-	14,6	1,0	2,1	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	granoblástica interlobulada seriada	média
SG 24L	41,4	41,7	-	16,1	-	0,8	X	-	X	-	X	-	-	-	-	X	granoblástica com tendência protomilonítica	média-fina
Composições estimadas																		
Amostra	Composição	M	BI	HB	Acessórios										Textura	Granulação		
					AP	TI	ZR	AL	CZ	CB	MU	OP	GR	CL				
SG 24F	tonalítica	15	X	-	X	-	X	-	X	-	X	-	X	X	-	-	granoblástica interlobulada seriada	média

TABELA 4.4. Análises modais e composições estimadas de amostras do Complexo Amparo, Ortognaisse Serra do Quiabeiro, fácies homogênea, tonalito gnaiss. PL – plagioclásio, QZ – quartzo, MC – microclínio, BI – biotita, HB – hornblenda, AC – acessórios, AP – apatita, TI – titanita, ZR – zircão, AL – allanita, CZ – clinozoizita, CB – carbonatos, MU – muscovita, OP – opacos, CL – clorita; M – porcentagem estimada em máficos.

ORTOGNAISSE SERRA DO QUIABEIRO – FÁCIES HOMOGÊNEA – GRANODIORITO-GRANITO GNAISSE																		
Análises modais																		
Amostra	PL	QZ	MC	BI	HB	AC	AP	TI	ZR	AL	CZ	CB	MU	OP	GR	CL	Textura	Granulação
SG 204	33,0	40,2	12,4	10,4	0,4	3,6	X	X	X	X	X	-	-	X	-	-	granoblástica com tendência protomilonítica	média
SG 206	34,2	32,6	23,6	8,5	-	1,1	X	-	X	X	-	-	X	X	-	-	granoblástica com tendência protomilonítica	média
SG 571	35,0	38,7	15,2	10,0	-	0,3	X	X	X	X	-	-	-	-	-	-	granoblástica interlobulada seriada	média
Composições estimadas																		
Amostra	Composição	M	BI	HB	Acessórios										Textura	Granulação		
					AP	TI	ZR	AL	CZ	CB	MU	OP	GR	CL				
SG 93E	granodiorítica	18	X	X	X	-	X	-	X	-	-	-	-	-	-	-	granoblástica interlobulada seriada	média
SG 175C	granodiorítica	10	X	X	X	X	X	X	X	-	-	-	-	-	X	-	protomilonítica	fina-média
SG 235A	granítica	5	X	-	X	-	X	X	-	-	X	-	-	-	-	-	protomilonítica	fina-média
SG 407	granodiorítica	10	X	-	X	-	X	-	X	-	-	-	-	-	-	-	granoblástica com tendência protomilonítica	média
SG 408	granodiorítica	10	X	-	X	-	X	X	X	-	-	-	-	-	-	-	granoblástica interlobulada seriada	média
SG 579C	granítica	10	X	-	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	granoblástica poligonal seriada	média
SG 583	granítica	8	X	-	X	X	X	X	X	-	-	-	-	X	-	-	granoblástica interlobulada seriada	média
SG 598	granítica	18	X	X	X	X	X	X	X	-	-	-	-	-	-	X	granoblástica com tendência protomilonítica	média
<p>TABELA 4.5. Análises modais e composições estimadas de amostras do Complexo Amparo, Ortognaisse Serra do Quiabeiro, fácies homogênea, granodiorito-granito gnaisse. PL – plagioclásio, QZ – quartzo, MC – microclínio, BI – biotita, HB – hornblenda, AC – acessórios, AP – apatita, TI – titanita, ZR – zircão, AL – allanita, CZ – clinozoizita, CB – carbonatos, MU – muscovita, OP – opacos, GR – granada, CL – clorita; M – porcentagem estimada em máficos.</p>																		

A oeste do Rio Sapucaí os granodiorito-granito gnaisses exibem bandamento metamórfico mais desenvolvido, com presença de megacristais de feldspatos de até 1 cm de diâmetro nas bandas quartzo-feldspáticas.

No topo da Serra do Campo Redondo são cortados por granito com granada e biotita, hololeucocrático, de coloração creme, equigranular fino.

Os minerais principais são plagioclásio, quartzo, microclínio, biotita e localmente hornblenda (tabela 4.5).

O plagioclásio, oligoclásio geminado segundo a lei da albita e/ou periclásio. Ocorre muito comumente com bordas mirmequíticas nos contatos com grãos de microclínio.

Quartzo ocorre recuperado e/ou recristalizado.

A biotita ripiforme ou intensamente cominuída nas amostras de textura protomilonítica, tem coloração verde oliva e é pleocróica.

Intensamente afetados pela Zona de Cisalhamento Transcorrente de Três Corações, estes gnaisses tem, na região ocidental da Serra do Campo Redondo, texturas protomiloníticas, enquanto que nas demais áreas de exposição sua textura é granoblástica interlobulada seriada. A granulação varia de fina a média.

Fácies Ocelares

Apresentam bandamento diferenciado metamórfico milimétrico e megacristais ou aglomerados policristalinos de microclínio e quartzo (de cerca de 6 cm), estirados, recristalizados, e que chegam a lentes lineares em matriz de granulação média. Possuem composição granodiorítica ou granítica.

Granito-gnaisses ocelares (tabela 4.6): ocorrem no centro-leste da área, a sul do córrego da Ressaca, estendendo-se para leste na região da Fazenda do Retiro. No centro oeste do mapa afloram a norte do Ribeirão do Turvo.

São hornblenda-biotita ortognaisses graníticos (fig. 4.17) que, no geral, passam a migmatitos estromáticos que admitem também estruturas dictioníticas (fig. 4.18). Os leucossomas são de duas gerações e de composição granítica; a granulação, média a grossa e podem exibir glomérulos a hornblenda e biotita com diâmetro de até 3 cm (fig. 4.18). Ocorrem veios de biotita granitos finos (foliados), aplíticos, concordantes com o bandamento gnáissico.

São cortados por magnetita granito creme, homogêneo, hololeucocrático, de granulação média, com xenólitos do granito gnaisse (fig 4.19).

Mineralogicamente são compostas por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita e hornblenda.

Quartzo ocorre recuperado ou recristalizado em grãos poligonais associados a microclínio em lentes ocelares.

Microclínio em grãos mais grossos e megacristais é pertítico. Os últimos podem apresentar núcleos de agregados cristalinos do próprio microclínio ou de uma associação mirmequítica de quartzo + plagioclásio.

O plagioclásio tem composição de oligoclásio com teor de anortita de aproximadamente 22. É geminado segundo a lei da albita e/ou periclásio. Ocorrem grãos antipertíticos. Nas suas bordas podem desenvolver auréolas de albita com quartzo, muscovita e carbonatos

associados, numa reação de decarbonatização. Bordas mirmequíticas e intercrescimento gráfico com quartzo são muito frequentes.

A biotita, ripiforme, tem coloração verde oliva pleocróica.

Hornblenda, xenomórfica ou subidiomórfica, de coloração verde com fórmula pleocróica x =amarelo esverdeado claro, y =verde, z =verde azulado. Tem composição hastingsítica. Pode ser substituída por biotita (no geral de orientação oblíqua) e ocorre em proporções pouco elevadas.

Dos minerais acessórios clinozoizita pode associar-se a biotita na desestabilização da hornblenda ou substituir allanita. Titanita, em parte secundária, associa-se à desestabilização de hornblenda ou substitui biotita.

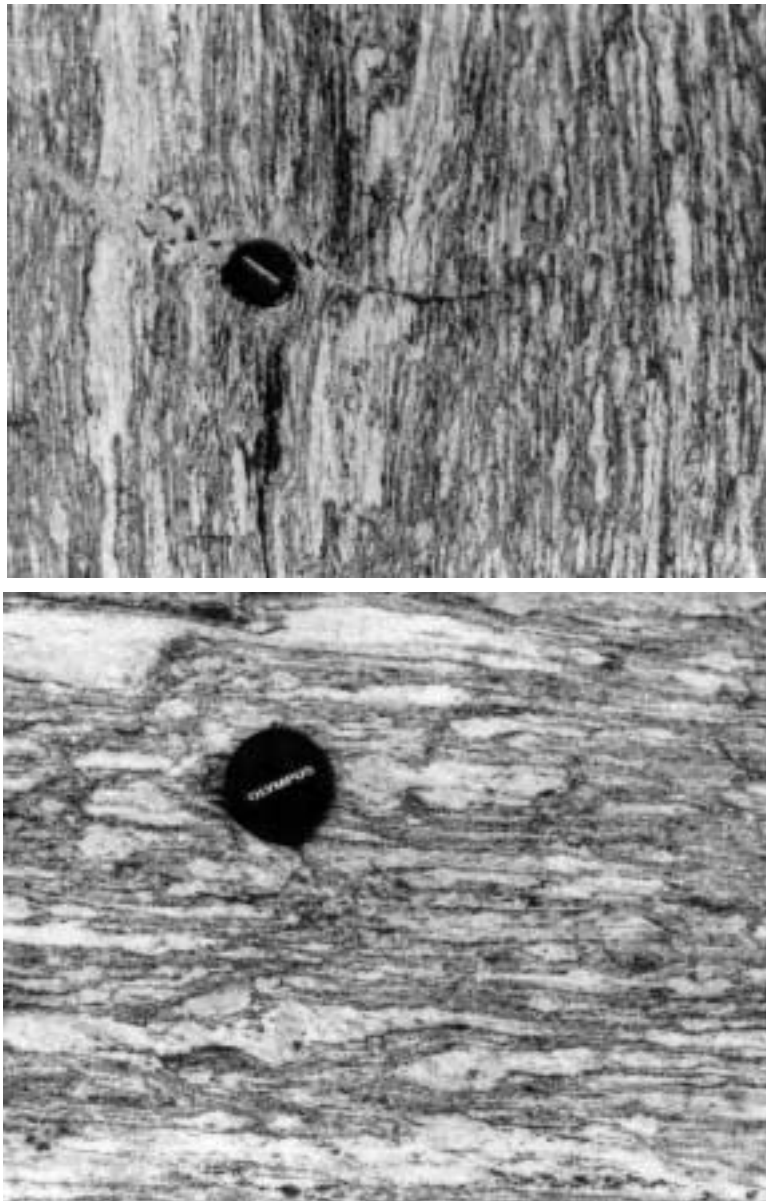


Figura 4.17. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Granito gnaisse ocelar. Bandamento S_n plano linear mostrado em faces ortogonais do mesmo bloco. A. Corte aproximadamente paralelo à lineação de estiramento mineral. B. Corte aproximadamente perpendicular à lineação de estiramento mineral. Afloramento 16.

ORTOGNAISSE SERRA DO QUIABEIRO – FÁCIES OCELARES – COMPOSIÇÕES ESTIMADAS																
GRANODIORITO GNAISSE OCELAR																
Composições estimadas																
Amostra	Composição da Matriz	M	BI	HB	Acessórios										Textura	Granulação da Matriz
					AP	TI	ZR	AL	CZ	CB	MU	OP	GR	CL		
SG 84A	tonalítica	5	X	-	X	-	X	X	X	X	-	X	-	X	protomilonítica	fina-média
SG 86A	tonalítica	25	X	-	X	X	X	-	-	-	-	X	-	X	granoblástica interlobulada inequigranular	média
SG 647	granodiorítico	15	X	X	X	X	X	X	X	-	-	-	X	X	granoblástica interlobulada inequigranular	média
GRANITO GNAISSE OCELAR																
Amostra	Composição da Matriz	M	BI	HB	Acessórios										Textura	Granulação da Matriz
					AP	TI	ZR	AL	CZ	CB	MU	OP	GR	CL		
SG 16A	granodiorítica	15	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	-	-	granoblástica interlobulada inequigranular	média-fina
SG 16C	granodiorítica	10	X	X	X	X	X	X	X	-	-	-	-	-	granoblástica interlobulada inequigranular	média
SG 240	granítica	18	X	X	X	X	X	X	X	-	-	-	-	-	granoblástica interlobulada inequigranular	média

TABELA 4.6. Composições estimadas de amostras do Complexo Amparo, Ortognaisse Serra do Quiabeiro, fácies ocelares. M – porcentagem estimada em máficos. BI – biotita, HB – hornblenda, AP – apatita, TI – titanita, ZR – zircão, AL – allanita, CZ – clinozoizita, CB – carbonatos, MU – muscovita, OP – opacos, GR – granada, CL – clorita.

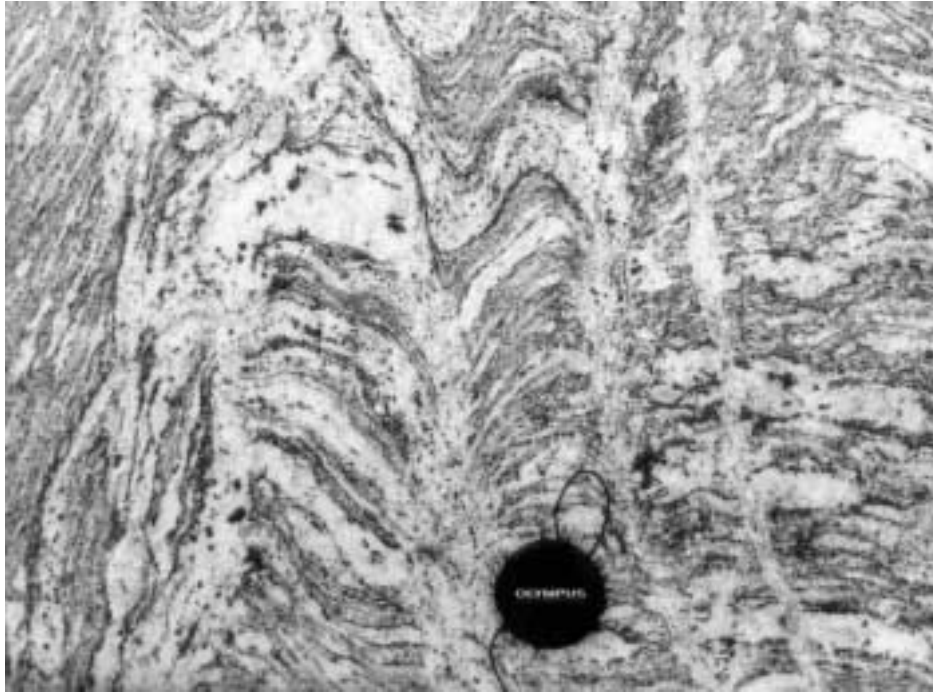


Figura 4.18. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Granito gnaisse ocelar com aspecto de migmatito estromático. Presença de anatexia local no plano axial de dobras D_2 , gerando leucossomas estictiolíticos. Dobras abertas desta fase e forte obliquidade entre S_2 e S_n indicam posição em charneira de megadobra parasita D_2 . Afloramento 16.



Figura 4.19. Granito com magnetita intrusivo no granito gnaisse ocelar. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Afloramento 16.

Granodiorito gnaisses ocelares-porfiroclásticos: ocorrem desde a porção central da Serra do Quiabeiro, de onde se estendem até às margens do Rio Sapucaí.

São (hornblenda)-biotita ortognaisses de matriz tonalítica (fig. 4.20 - tabela 4.6) aos quais associam-se bancos anfibolíticos esparsos e de espessuras decimétricas a métricas (fig. 4.21). Na base da Serra do Quiabeiro (no seu flanco norte, porção ocidental) evoluem para migmatitos estromáticos a leucossomas granodiorito-graníticos, de granulação média. São cortados por veios aplíticos de biotita granito fino foliado.



Figura 4.20. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Aspecto do granodiorito gnaisse ocelar-porfiroclástico. Afloramento 84.

Compõe a mineralogia principal destes gnaisses, quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita e localmente hornblenda.

O quartzo ocorre recuperado ou recristalizado nos termos protomiloníticos. Associa-se a microclínio nos aglomerados cristalinos ocelares ou lenticulares.

Plagioclásio de composição oligoclásio, geminado segundo as leis de albita e periclásio, comumente associadas num mesmo grão. Quando em contato com microclínio exibem bordas mirmequíticas. Bordas de albita são locais. Ocorrem como feldspato predominante na matriz, mas podem constituir megacristais antipertíticos estirados de até 1 cm de comprimento.

Microclínio ocorre predominantemente como megacristais xenomórficos pertíticos e associados a quartzo em agregados policristalinos lenticulares ou ocelares. Há evidência da transformação ortoclásio/microclínio já que parte dos megacristais mostra a inversão da geminação carlsbad para geminação em grade (lei da albita + periclásio), típica do microclínio.

Biotita, ripiforme ou intensamente cominuída nos termos de textura protomilonítica, tem coloração verde escura ou marrom intensa, com fórmula pleocróica $x = \text{verde amarelado claro/amarelo claro}$, $y=z = \text{verde escuro/marrom}$.

Dos acessórios presentes titanita, clorita e opacos substituem parte da biotita e clinozoizita substitui allanita. Apatita, allanita, zircão, parte da titanita e dos opacos são aparentemente primários.

Anfibolitos associados aos granodioritos gnaisses ocelares são clinozoizita anfibolitos. Sua mineralogia compreende hornblenda hastingsítica, parcialmente substituída por semplectitas de clinozoizita + quartzo e por biotita; plagioclásio de composição andesina a geminações segundo a lei da albita e/ou periclásio; e quartzo pouco comum. Acessórios presentes são zircão, titanita, opacos, apatita e raros carbonatos. Sua textura é nematogranoblástica e a granulação média.



Figura 4.21. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Granodiorito gnaisse ocelar-porfiroclástico. Banco anfibolítico paralelo ao bandamento S_n . Afloramento 84.

4.2.2. Granito Gnaisses Ocelares

Milonito Gnaiss Serra das Águas: aflora no extremo sudeste da área, como uma faixa blastomilonítica de espessura de aproximadamente 200 m, na base da Nappe de Empurrão Serra das Águas.

São biotita milonito augen-gnaisses graníticos, rosados, com matriz fina intensamente recristalizada e olhos de microclínio centimétricos. Associam-se bandas de espessuras centimétricas a decimétricas de biotita-granito gnaíssico homogêneo de textura protomilonítica e granulação fina.

Plagioclásio e quartzo (com textura *mortar*) associam-se a microclínio em agregados policristalinos que assumem forma lenticular.

Ocorrem como minerais acessórios, granada, allanita, clinozoizita, zircão, opacos e muscovita.

Ortognaisse Ribeiros: aflora na região sul da área, nas proximidades do Vilarejo de Ribeiros, como corpos lenticulares e adelgaçados, na base do Cavalgamento Ribeiros. A oeste do Rio Sapucaí um corpo lenticular contínuo posiciona-se estruturalmente no núcleo da Nappe Ribeirão do Cafundó.

São (hornblenda)-biotita-granodiorito-granito gnaisses ocelares, leucocráticos com textura porfiroclástica/milonítica e estrutura estirada-listrada, comum na região de Ribeiros. Evoluem para migmatitos estromáticos. Texturas granoblásticas são mais comuns no corpo de oeste do Rio Sapucaí, onde ocorrem fácies homogêneas locais.

A tabela 4.7 mostra a composição estimada, acessórios associados, textura e granulação de rochas desta unidade.

Microclínio ocorre como megacrístais, no geral pertíticos e associa-se a quartzo em agregados policristalinos ocelares.

Ortognaisse Serrote de Santa Rita: ocorre no serrote homônimo, sobre o Complexo São Gonçalo do Sapucaí na estrutura antiformal Serrote de Santa Rita.

São biotita ortognaisse graníticos ocelares-porfiroclásticos, leucocráticos, de matriz granítica ou granodiorítica (tabela 4.8). Exibem bandamento diferenciado metamórfico milimétrico na matriz. Os megacrístais centimétricos, brancos ou rosados, de microclínio pertítico, dão coloração cinza-rosada à parte destas rochas. Contém evidências da inversão ortoclásio/microclínio através da associação das geminações carlsbad e em grade. Agregados policristalinos de microclínio e quartzo também constituem olhos centimétricos.

A composição do plagioclásio é oligoclásio que pode exibir bordas mirmequíticas ou albíticas.

Intensamente afetados pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Três Corações, mostram texturas quase sempre protomiloníticas, onde quartzo e biotita (de coloração verde) estão fortemente recristalizados.

A foliação protomilonítica desenvolvida nestas rochas é localmente oblíqua ao bandamento gnáissico e chega a gerar rejeitos diferenciais nos megacrístais indicativos de um comportamento em parte rúptil, como na figura 4.22.

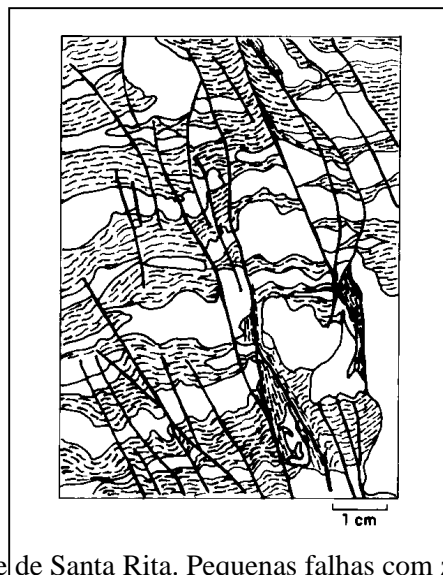


Figura 4.22. Ortognaisse Serrote de Santa Rita. Pequenas falhas com zonas recristalizadas associadas a removimentações rúpteis-dúcteis da Zona de Cisalhamento Transcorrente Três Corações. Afloramento 136.

ORTOGNAISSE RIBEIROS – COMPOSIÇÕES ESTIMADAS

Amostra	Composição	Composição da Matriz	M	BI	HB	Acessórios									Textura	Granulação da Matriz
						AP	TI	ZR	AL	CZ	MU	OP	GR	CL		
SG 88	granítica	granítica	7	X	-	-	-	X	-	-	X	-	-	-	protomilonítica poligonizada inequigranular	média-fina
SG 184	granodiorítica	granodiorítica	20	X	-	X	X	X	X	X	X	-	X	-	milonítica poligonizada inequigranular	média-fina
SG 191	granodiorítica	granodiorítica	20	X	X	X	X	X	X	X	-	-	X	-	milonítica poligonizada inequigranular	média-fina
SG 590	granítica	-	7	X	-	X	X	X	X	-	-	X	X	X	granoblástica interlobulada seriada	média
SG 637	granítica	granítica	22	X	-	X	-	X	X	X	X	-	-	-	granoblástica interlobulada seriada	média-fina
SG 667	granodiorítica	granodiorítica	15	X	-	X	X	X	X	-	X	X	-	-	protomilonítica poligonizada inequigranular	média

TABELA 4.7. Composições estimadas de amostras do Complexo Amparo, Ortognaisse Ribeiros. M – porcentagem estimada em máficos. BI – biotita, HB – hornblenda, AP – apatita, TI – titanita, ZR – zircão, AL – allanita, CZ – clinozoizita, MU – muscovita, OP – opacos, GR – granada, CL – clorita.

ORTOGNAISSE SERROTE DE SANTA RITA – COMPOSIÇÕES ESTIMADAS

Amostra	Composição	Composição da Matriz	M	BI	HB	Acessórios									Textura	Granulação da Matriz
						AP	TI	ZR	AL	CZ	MU	OP	GR	CL		
SG 134A	granítica	granodiorítica	10	X	-	X	X	X	X	X	-	-	-	-	protomilonítica	fina-média
SG 134C	granítica	granítica	18	X	-	X	X	X	X	X	X	-	-	X	protomilonítica	fina
SG 134D	granítica	granodiorítica	15	X	X	X	X	X	X	-	-	X	-	X	protomilonítica	fina
SG 136	granítica	granodiorítica	15	X	-	X	X	X	X	-	X	X	-	-	granoblástica c/ tendência protomilonítica	média
SG 139B	granítica	granítica	20	X	-	X	X	X	X	X	-	-	-	-	protomilonítica	fina-média
SG 164	granítica	granítica	10	X	-	X	-	X	X	X	X	X	-	-	protomilonítica	fina-média
SG 754A	granítica	granodiorítica	20	X	-	X	X	X	X	X	X	-	X	X	protomilonítica	fina-média

TABELA 4.8. Composições estimadas de amostras do Complexo Amparo, Ortognaisse Serrote de Santa Rita. M – porcentagem estimada em máficos. BI – biotita, HB – hornblenda, AP – apatita, TI – titanita, ZR – zircão, AL – allanita, CZ – clinozoizita, MU – muscovita, OP – opacos, GR – granada, CL – clorita.

Anatexia local desenvolve migmatitos associados a leucossomas estromáticos graníticos. São afetados por veios aplíticos de biotita granito fino e foliado, hololeucrático, paralelos a subparalelos ao bandamento metamórfico.

Suíte Serra de São Gonçalo: aflora na porção noroeste do mapa e assume proporções batolíticas a norte da área mapeada. Contém enclaves e xenólitos dos gnaisses do Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Individualizam-se em mapa duas fácies, uma porfiróide, mais importante, e uma homogênea, restrita.

Fácies porfiróide:

Tem como constituintes litológicos principais (hornblenda)-biotita ortognaisses graníticos porfiróide-porfiroclásticos, cinzas, de matriz granítica e com megacristais de microclínio ocelares ou subidiomórficos dispostos paralela ou subparalelamente a um bandamento diferenciado metamórfico, milimétrico, irregular e incipiente. Os megacristais de microclínio têm dimensões variáveis chegando a mais de 6 cm de comprimento (fig. 4.23).



Figura 4.23. Suíte Serra de São Gonçalo. Fácies porfiróide-porfiroclástica. Afloramento 277.

Localmente desenvolvem-se mobilizados graníticos a hornblenda em agregados circulares com biotita. Têm granulação grossa e são concordantes ou oblíquos ao bandamento. Leucossomas estromáticos, mais desenvolvidos, são cortados pelos oblíquos de modo a sugerir duas fases de anatexia distintas. Feições migmatíticas mais evoluídas são locais.

Compõem sua mineralogia principal, quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita e hornblenda (pode estar ausente) (tabela 4.9).

O quartzo apresenta-se quase sempre recuperado ou recristalizado em zonas de sombra de pressão associadas aos megacristais de feldspato potássico. Em amostras submetidas a cisalhamento dúctil o quartzo pode recristalizar-se na forma de *ribbons*.

Megacristais subidiomórficos de microclínio exibem geminação em grade superimposta à geminação carlsbad, indicando a inversão ortoclásio/microclínio. São pertíticos e

SUÍTE SERRA DE SÃO GONÇALO – FÁCIES PORFIRÓIDE – COMPOSIÇÕES ESTIMADAS																		
Amostra	M	BI	HB	Acessórios									Textura	Granulação da Matriz				
				AP	TI	ZR	AL	CZ	MU	OP	GR	CL						
SG 44B	7	X	X	X	X	X	X	X	X	-	X	X	-	granoblástica interlobulada inequigranular		média		
SG 104A	10	X	X	X	X	X	X	X	X	-	-	-	X	granoblástica interlobulada inequigranular		média		
SG 105	8	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	-	-	granoblástica interlobulada inequigranular		média		
SG 268	12	X	-	X	X	X	X	X	X	-	-	-	-	granoblástica interlobulada inequigranular		média		
SG 277	12	X	-	X	X	X	X	X	X	X	-	-	-	granoblástica interlobulada inequigranular		média		
SUÍTE SERRA DE SÃO GONÇALO – FÁCIES HOMOGÊNEA																		
Amostra	PL	QZ	MC	BI	HB	AC	AP	TI	ZR	AL	CZ	CB	MU	OP	GR	CL	Textura	Granulação
SG 788	16,8	47,8	31,4	3,5	-	0,5	X	X	X	X	X	-	-	-	X	-	granoblástica interlobulada inequigranular	fina-média
Amostra	Composição estimada			M	BI	HB	AC	TI	ZR	AL	CZ	CB	MU	OP	GR	CL	Textura	Granulação
SG 739	granítica			15	X	-	X	X	X	-	X	-	X	-	-	-	granoblástica poligonal equigranular	fina-média

TABELA 4.9. Análise modal calculada e composições estimadas de amostras do Complexo Amparo, Suíte Serra de São Gonçalo. M – porcentagem estimada em máficos. BI – biotita, HB – hornblenda, AP – apatita, TI – titanita, ZR – zircão, AL – allanita, CZ – clinozoizita, CB – carbonato, MU – muscovita, OP – opacos, GR – granada, CL – clorita, PL – plagioclásio, QZ – quartzo, MC – microclínio.

apresentam inclusões de quartzo, do próprio microclínio, de plagioclásio (comumente a bordas de albita) e de grãos de plagioclásio em intercrescimento com quartzo.

O plagioclásio tem composição oligoclásio e ocorre na matriz como grãos xenomórficos geminados segundo as leis da albita e/ou periclásio. Podem ser antipertíticos e geralmente quando em contato com microclínio tem bordas mirmequíticas. Bordas de albita ocorrem ocasionalmente.

Biotita, ripiforme tem coloração verde ou verde oliva e subordinadamente marrom esverdeada pleocróica.

Hornblenda, subidiomórfica ou xenomórfica, tem composição hastingsítica e fórmula pleocróica x =verde claro; y =verde e z =verde azulado. Sofre substituição por biotita.

Nas reações de desestabilização da hornblenda também estão envolvidos clinozoisita/epídoto, carbonatos e quartzo. Clinozoisita substitui diretamente allanita e biotita, parcialmente substituída por titanita, onde clinozoisita ocorre como subproduto.

Fácies homogênea

Compreendem a fácies homogênea da suíte Serra do São Gonçalo, biotita ortognaisses graníticos homogêneos leucocráticos, e de granulação tendendo a fina (tabela 4.9). Contém fino bandamento diferenciado metamórfico descontínuo onde se intercalam esparsas bandas graníticas hololeucocráticas de granulação média contornadas por delgado envelope máfico, e espessas do centímetro.

4.2.3. Nebulito - *Schlieren* Gnaisses

Aflora nas porções noroeste e norte da área mapeada como corpos migmatíticos *schlieren*-nebulíticos, gnaissificados e com contatos difusos ou intrusivos no Granito Gnaiss Serra de São Gonçalo. Representam aparentemente anatexia intensa e local desta unidade. Contém enclaves parcialmente digeridos de granito gnaisses porfiróides.

Trata-se de uma rocha cinza clara, leuco e hololeucocrática, de composição granítica, textura granoblástica interlobulada e granulação média. Biotita e subordinadamente hornblenda ocorrem em glomérulos ou em faixas difusas de melanossoma.

Ocorrem como minerais acessórios, zircão, apatita, allanita, granada, clinozoisita, muscovita e titanita. Numa amostra desta unidade observa-se nitidamente a reação retrógada:

Biotita marrom = biotita verde + titanita.

4.3. Eventos deformacionais e metamórficos

As unidades do Arqueano/Proterozóico Inferior possuem uma foliação S_n , de caráter planar ou plano-linear (fig. 4.17), que corresponde ao bandamento metamórfico, a isorientação homogênea de biotita e/ou hornblenda e a transposição e recuperação de bandas anatéticas contemporâneas a uma foliação S_{n-1} , reliquiar em charneiras de dobras isoclinais intrafoliais D_n (fig. 4.24). Admitindo S_n como estrutura plano-axial, dobras mesoscópicas D_n apresentam charneiras espessadas e podem ser classificadas na subclasse 1C de Ramsay (1967). Megaestruturas D_n , objeto de intensa transposição durante as deformações subseqüentes, não foram observadas.

A anatexia que, no geral, acompanhou a foliação S_{n-1} e não possui correspondência na cobertura metassedimentar, assumiu proporções variáveis. Foi mais intensa nas rochas do Complexo Amparo, onde gerou corpos graníticos e estruturas nebulíticas.

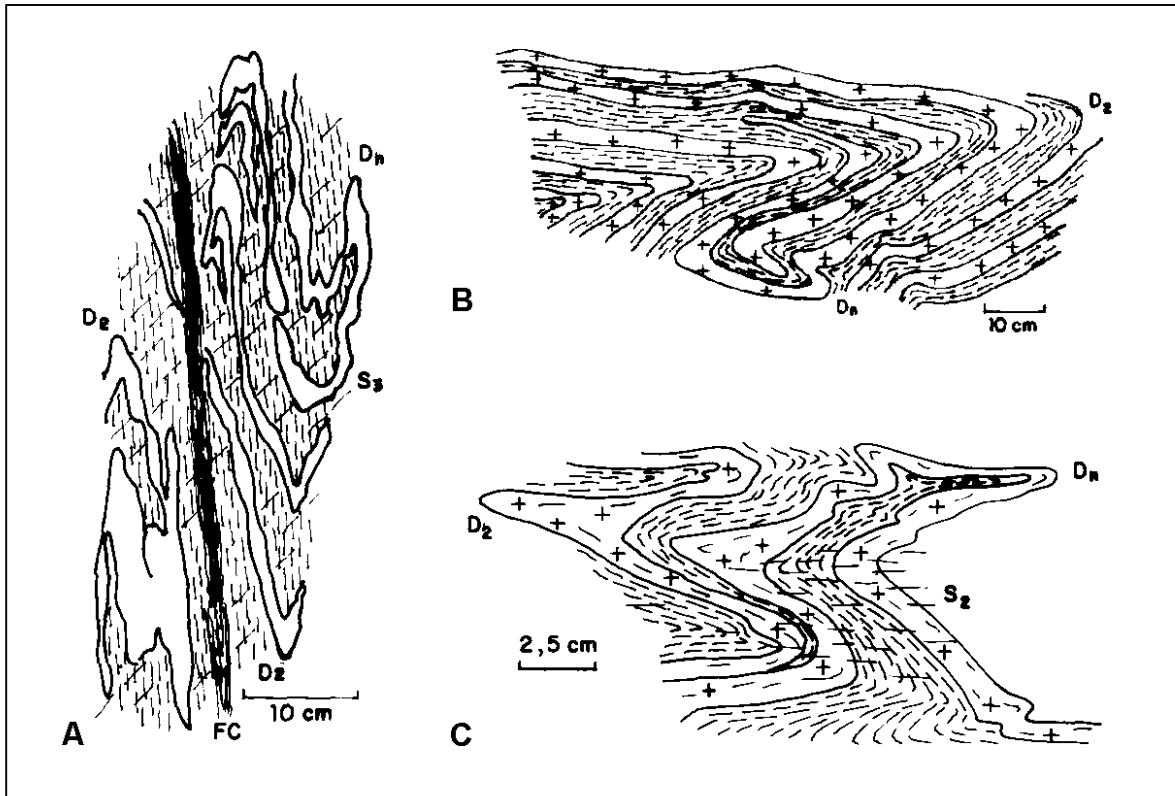


Figura 4.24. Figuras de interferência em laço (tipo 3 de Ramsay 1967) entre dobras D_n e D_2 desenhadas por bandas anatéticas estromáticas contemporâneas à foliação S_{n-1} . A. Presença de faixa de cisalhamento dúctil local (FC), pós D_2 , cortada por S_3 , associada ao início da evolução da Zona de Cisalhamento Transcorrente Três Corações. Ortognaisse Serrote de Santa Rita. Afloramento 798. B. Em ortognaisse homogêneo do Complexo São Gonçalo do Sapucaí, a norte da área mapeada. C. Em ortognaisse homogêneo do Complexo São Gonçalo do Sapucaí, afloramento 721.

CAPÍTULO 5 - GRUPO ANDRELÂNDIA

5.1. Litoestratigrafia

A deformação e o metamorfismo destroem toda e qualquer estrutura sedimentar original do Grupo Andrelândia e o seu contato com os ortognaisses mais antigos se faz quase sempre através de uma superfície de deslocamento tectônico. Estas relações dificultam a caracterização da polaridade estratigráfica.

Por outro lado, quando ambos os conjuntos estão envolvidos numa mesma nappe antiformal D_2 , o Grupo Andrelândia ocorre sempre na porção externa enquanto que as unidades ortognáissicas sempre no intrado destas estruturas, sugerindo uma relação anticlinal.

Tais anticlinais alóctones indicam um transporte para NNW, coerentemente com as observações de Trouw *et al.* 1983 e 1986.

Admite-se então que, apesar do limite alóctone e metamórfico entre o Grupo Andrelândia e a associação ortognáissico-migmatítica, não houveram, na região, inversões estratigráficas precedentes ao empilhamento por nappes.

A litoestratigrafia estabelecida segundo a foliação principal é relativa ao pacote metamórfico. É possível que uma obliquidade inicial entre as superfícies S_0 e as estruturas S_1 e S_2 superimpostas, hoje mascaradas pela intensa deformação decorrente de S_2 , resulte no empilhamento de um arranjo faciológico lateral, como esquematizado na figura 5.1.

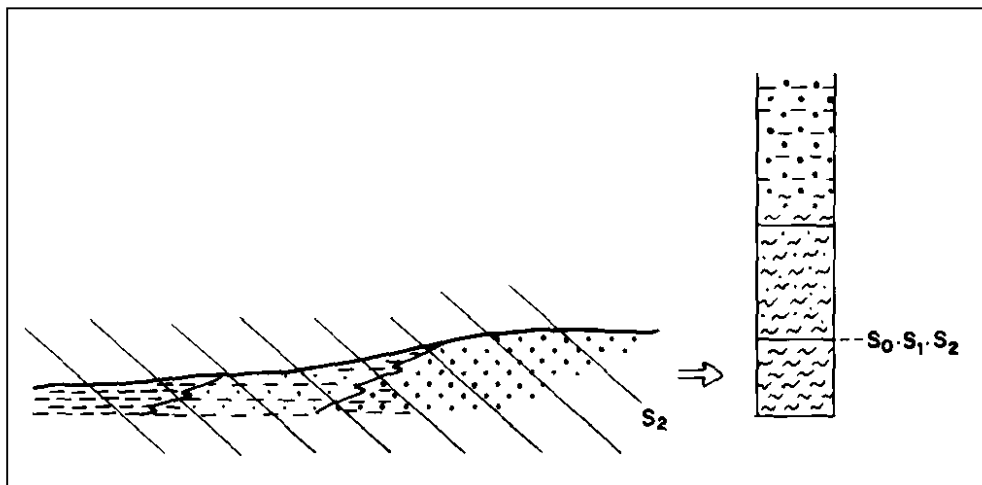


Figura 5.1. Pseudo-empilhamento litoestratigráfico tomando S_2 como linha de tempo.

Da mesma forma, as espessuras medidas são aparentes e correspondem ao pacote metamórfico. Quando se tem controle do fechamento das dobras D_2 , as espessuras são tomadas no flanco normal da estrutura, ortogonalmente à foliação, por outro lado, onde não se tem esse controle as espessuras medidas nos perfis podem resultar superestimadas, o mesmo ocorrendo em ambos os casos quando em presença de dobras parasitas.

Na região sul do mapa, com o predomínio da cobertura metassedimentar na estrutura da Nappe Ribeirão do Cafundó, foi possível estabelecer-se uma coluna litoestratigráfica local do Grupo Andrelândia (fig. 5.2). Consideram-se, nesta seqüênciação, as espessuras aparentes máximas de cada unidade.

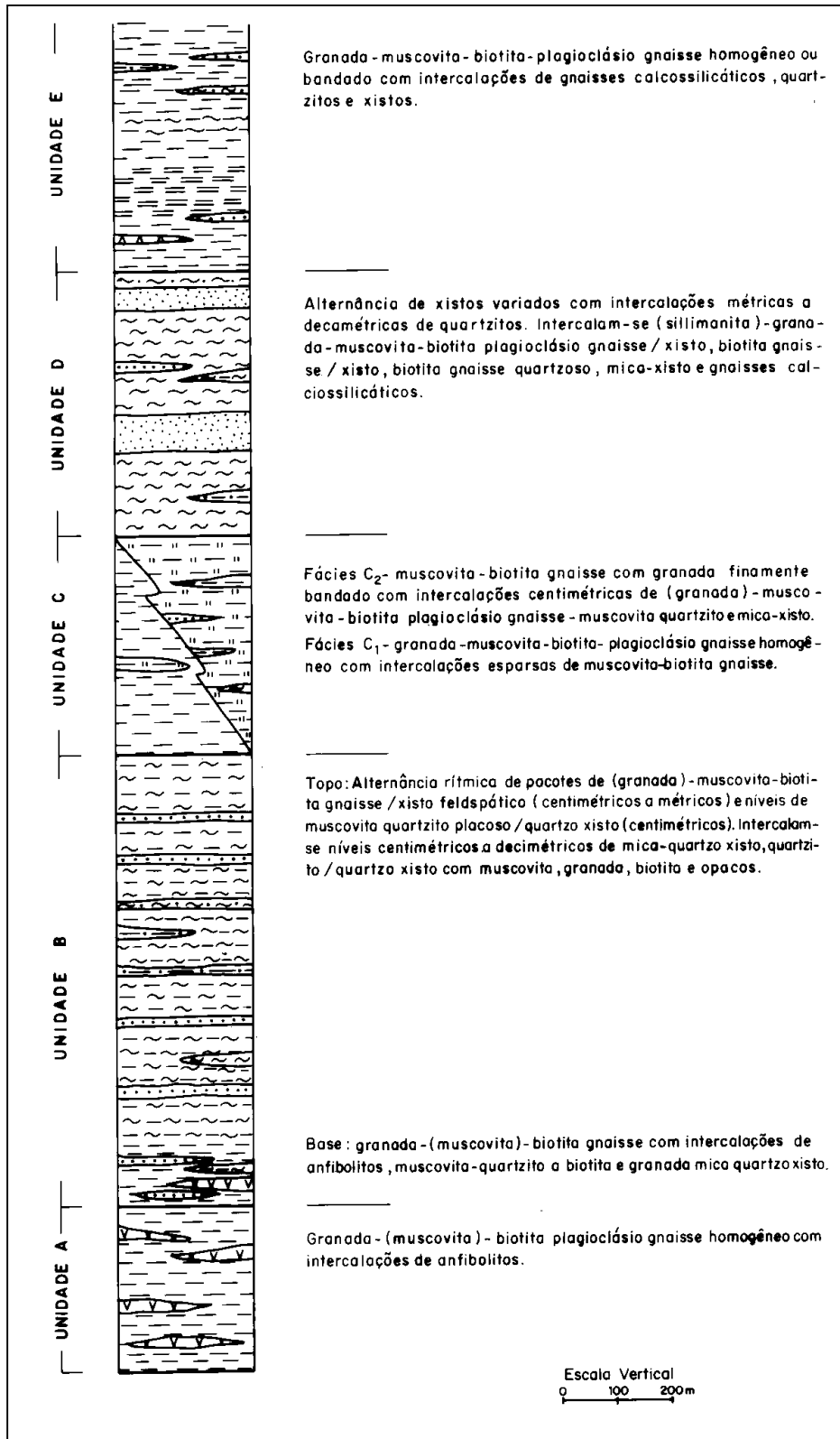


Figura 5.2. Coluna litoestratigráfica do Grupo Andrelândia na região a sul de São Gonçalo do Sapucaí.

5.2. Unidade A

Unidade basal, aflora no sudeste da área como um corpo lenticular, posicionado estruturalmente no núcleo da Nappe Ribeirão do Cafundó. Tem espessura máxima aparente de aproximadamente 300 m.

Compreende granada-(muscovita)-biotita-plagioclásio gnaisse cinza homogêneo, granoblástico equigranular médio, com porfiroblastos de granada de até 5 mm de diâmetro. Possui vênulas de quartzo de espessura de alguns milímetros paralelas à foliação principal da rocha. Quando alterada tem cor vermelho-violácea. Além do quartzo, tem na sua mineralogia como constituintes principais, andesina (ou oligoclásio), biotita castanha amarelada, granada poiquilítica (com inclusões de biotita, clorita, quartzo e rutilo); muscovita pode estar ausente. Sillimanita aparece em pequenas proporções na forma de fibrolita. Acessórios comuns são: turmalina, apatita, clorita, zircão, opacos e rutilo.

Ao tipo litológico principal intercalam-se bancos lenticulares decimétricos a métricos de provável anfíbolito, que aflora sempre alterado, de coloração ocre, granulação fina. É homogêneo e tem pouco quartzo na sua composição.

5.3. Unidade B

Aflora sempre alterada na porção sudeste e centro sudeste da área. Sua exposição mais contínua e característica ocorre no extremo sudeste em cortes e no leito da estrada que vai em direção à Fazenda Vargem do São Vicente. Sua espessura total aparente, de aproximadamente 820 m.

A passagem da Unidade A para a Unidade B, feita através de um pacote basal de espessura próxima a 120 m onde bancos métricos de gnaisses violáceos homogêneos com intercalações anfíbolíticas ocre, semelhantes ao da unidade anterior, intercalam-se com bancos de muscovita quartzito a biotita, placoso, de coloração creme rosada, equigranular e de granulação média tendendo a fina; espessos entre 20 e 50 cm. Mais esparsamente intercalam-se bancos decimétricos de (granada)-muscovita-biotita-quartzo xisto, com cor de alteração violácea rosada, que no pacote superior desta unidade passa a predominar substituindo os gnaisses homogêneos violáceos e granoblásticos.

Caracteriza o pacote superior da Unidade B, uma alternância rítmica de xistos e quartzitos. Sua espessura máxima aparente, de 700 m.

Nesta associação rítmica estão envolvidos bancos de (granada)-muscovita-biotita gnaisse/xisto feldspático, homogêneo a finamente laminado (violáceo) e níveis de muscovita quartzito placoso/quartzo xisto (com biotita) feldspático ou não. Os bancos metapelíticos, mais importantes, têm espessuras variáveis do centímetro a alguns metros, enquanto que os metapsamíticos, mais delgados, têm espessuras no geral inferiores a 15 cm, mas podem atingir 80 cm. Intercalações centimétricas de ortoquartzitos são menos comuns.

Intercalam-se ocasionalmente nesta alternância principal, bancos centimétricos a decimétricos de:

- muscovita-biotita-quartzo xisto com ou sem granada, homogêneo ou bandado, lepdoblástico, de granulação média e cor de alteração avermelhada.
- quartzo xisto/quartzito com muscovita, granada, biotita e opacos (de cor de alteração rosada).

5.4. Unidade C

Aflora continuamente e bem exposta, na Nappe Ribeirão do Cafundó, no centro-sul e sudeste da área. Desenha em mapa a charneira da nappe e dobras parasitas associadas.

Compreende duas fácies distintas que podem corresponder a áreas fontes diversas. Estas fácies aparentemente dispõem-se em continuidade lateral e com alguma superposição vertical (ou interdegitação) observada entre os Ribeirões do Monturo e do Cafundó. A espessura máxima aparente da Unidade C atinge aproximadamente 400 m.

A fácies basal (C1), constituída de granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaiss (com cianita e sillimanita) cinza-claro é homogêneo, granoblástico, de granulação fina a média e com porfiroblastos de granada de até 5 mm de diâmetro, localmente ausentes. Possui vênulas de quartzo espessas de 5 mm, em média, regulares e descontínuas.

Tem na sua mineralogia, quartzo, andesina, muscovita, biotita castanha, granada poiquilítica (com inclusões de quartzo, clorita, rutilo, biotita, cianita, apatita, plagioclásio e zircão). Sillimanita e cianita aparecem como traços, onde o primeiro é mais comum.

Na tabela 5.1. apresenta-se a composição mineralógica e texturas de amostras da fácies C1.

Nas exposições da Fazenda Cachoeirinha ocorrem esparsos olhos de plagioclásio com diâmetro de até 1 cm, assim como bandas a quartzo e plagioclásio paralelas à foliação da rocha.

Na charneira de dobra parasita D₂ cortada pelo Cavalgamento Ribeirões (a norte da Fazenda Boa Vista), o granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaiss, invadido por bolsões de granito hololeucocrático, de granulação média ou grossa que tem na sua mineralogia quartzo, feldspato potássico, plagioclásio sódico, muscovita e turmalina.

A nordeste da Fazenda Boa Vista intercalam-se níveis métricos do muscovita-biotita gnaiss predominante na fácies superior.

Do topo da Unidade C, a fácies C₂, compreende muscovita-biotita gnaiss, com ou sem granada, cinza, granoblástico, de granulação média. Possui bandamento diferenciado milimétrico, irregular, de origem metamórfica. Assume comumente aspecto de migmatito estromático a leucossomas graníticos, espessos de alguns centímetros, regulares e contínuos ou lenticulares contornados por delgado envelope máfico (fig. 5.3)

Difere composicionalmente dos anteriores por conter feldspato alcalino, elevadas proporções de muscovita e pouca granada. A composição mineralógica e texturas de amostras da fácies C₂ estão apresentadas na tabela 5.2.

Intercalam-se níveis centimétricos e raramente decimétricos de (granada)-muscovita-biotita plagioclásio gnaiss, muscovita-quartzo xisto e granada-muscovita-biotita-quartzo xisto.

5.5. Unidade D

Aflora com espessura máxima aparente de 480 m na porção sudeste do mapa. Boas exposições ocorrem a sul da Serra do Campo Redondo e na região da Fazenda Boa Vista.

Consta de uma alternância de xistos variados com intercalações métricas a decamétricas de níveis quartzíticos.

GRUPO ANDRELÂNDIA – UNIDADE C – FÁCIES C1																	
			Constituintes Minerais								Minerais Acessórios						
Amostra	Nome da Rocha	Textura	QZ	PL	KF	MU	BI	GR	SI	CI	TU	EP	CL	OP	RU	AP	ZR
SG 320	gr-bi-pl gnaïsse	granoblástica com tendência protomilonítica	M	M	-	-	m	tr	tr	-	-	X	X	X	X	X	X
SG 322B	gr-bi-pl gnaïsse	granoblástica com tendência protomilonítica	M	M	-	-	m	tr	tr	-	-	-	X	X	X	X	X
SG 322C	gr-bi-pl gnaïsse	granoblástica	M	M	-	-	m	m	tr	-	X	-	X	X	-	X	X
SG 357	ci-si-gr-bi-pl-gnaïsse	protomilonítica	M	M	-	tr	m	tr	tr	tr	X	-	X	X	X	X	X
SG 443	gr-mu-bi-pl gnaïsse	granoblástica	M	M	-	tr	M	tr	tr	tr	X	-	X	X	X	X	X
SG 529	gr-bi-pl gnaïsse	granoblástica	M	M	-	-	M	m	tr	-	-	-	X	X	X	X	X
SG 624A	gr-bi-pl gnaïsse	granoblástica	M	M	-	-	m	tr	tr	-	X	-	X	X	X	X	X

TABELA 5.1. Análise modal estimadas de amostras do Grupo Andrelândia, Unidade C, Fácies C1. Constituintes minerais: QZ – quartzo, PL – plagioclásio, KF – feldspato potássico, MU – muscovita, BI – biotita, GR – granada, SI – silimanita, CI – cianita; M – porcentagem > 30%, m – porcentagem entre 5% e 30%, tr – porcentagem < 5%. Minerais acessórios: TU – turmalina, EP – epídoto, CL – clorita, OP – opacos, RU – rutilo, AP – apatita, ZR – zircão; X: presente, -: ausente.

GRUPO ANDRELÂNDIA – UNIDADE C – FÁCIES C2																	
Amostra	Nome da Rocha	Textura	Constituintes Minerais								Minerais Acessórios						
			QZ	PL	KF	MU	BI	GR	SI	CI	TU	EP	CL	OP	RU	AP	ZR
SG 169A	mu-bi gnaiss	protomilonítica	M	M	m	m	m	tr	-	-	-	-	-	X	-	X	X
SG 169C	gr-bi-mu-pl gnaiss	granoblástica com tendência protomilonítica	M	M	-	m	m	tr	tr	-	X	-	-	-	-	X	X
SG 173A	mu-bi gnaiss	granoblástica com tendência protomilonítica	M	M	m	m	m	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X
SG 173C	gr-mu-bi xisto feldsp.	lepidoblástica	M	tr	tr	m	m	tr	-	-	-	-	-	X	-	X	X
SG 189A	bi-mu gnaiss	granolepidoblástica	m	M	m	m	m	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X
SG 194B	bi-mu gnaiss c/ gr.	granolepidoblástica	M	m	tr	m	m	-	-	-	-	X	X	-	-	X	X
SG 210	gr-mu-bi-pl gnaiss	granolepidoblástica	m	m	-	m	m	tr	tr	tr	-	X	X	X	-	X	X
SG 218	mu-bi gnaiss	granolepidoblástica	m	M	m	m	m	tr	-	-	-	-	-	-	-	X	X
SG 317A	bi-mu gnaiss	granoblástica	M	tr	M	M	tr	-	-	-	-	X	X	X	-	X	X
SG 512A	bi-mu gnaiss	granoblástica	M	tr	m	m	tr	tr	-	-	-	-	-	X	-	X	X
SG 627	mu gnaiss c/ bi	granoblástica	M	m	M	m	tr	-	-	-	-	X	-	X	-	X	X

TABELA 5.2. Análises modais estimadas de amostras do Grupo Andrelândia, Unidade C, Fácies C2. Constituintes minerais: QZ – quartzo, PL – plagioclásio, KF – feldspato potássico, MU – muscovita, BI – biotita, GR – granada, SI – silimanita, CI – cianita; M – porcentagem > 30%, m – porcentagem entre 5% e 30%, tr – porcentagem < 5%. Minerais acessórios: TU – turmalina, EP – epidoto, CL – clorita, OP – opacos, RU – rutilo, AP – apatita, ZR – zircão; X: presente, -: ausente.

Os bancos metapelíticos, de espessuras centimétricas a métricas incluem:

- granada-biotita-quartzo xisto com turmalina;
- granada-muscovita-quartzo-biotita xisto feldspático;
- sillimanita-granada-biotita-muscovita xisto/gnaiss.

Neles intercalam-se lentes delgadas de ortoquartzito homogêneo e níveis centimétricos de muscovita quartzito placoso, biotita quartzito feldspático, muscovita quartzito com biotita e muscovita quartzito xisto.

Os pacotes metapsamíticos são constituídos da associação de bancos de:

- granada-cianita-muscovita-quartzo xisto com sillimanita;
- muscovita-biotita quartzito xisto com granada e raro feldspato;
- quartzitos homogêneos com variação composicional desde ortoquartzitos até granada-muscovita-biotita quartzito rosado. Ocorrem cianita, sillimanita e estauroлита.
- quartzitos placosos com proporções variáveis de biotita e muscovita. Ocorrem subordinadamente granada, turmalina, opacos e feldspatos.

São intercalações importantes neste pacote níveis métricos de (sillimanita)-granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaiss granolepdoblástico e níveis decimétricos a centimétricos de biotita gnaiss quartzoso e muscovita quartzito-biotita xisto. Talco xisto e gnaisses calcossilicáticos ocorrem raramente.

A tabela 5.3 mostra a composição mineralógica e texturas de amostras da Unidade D.

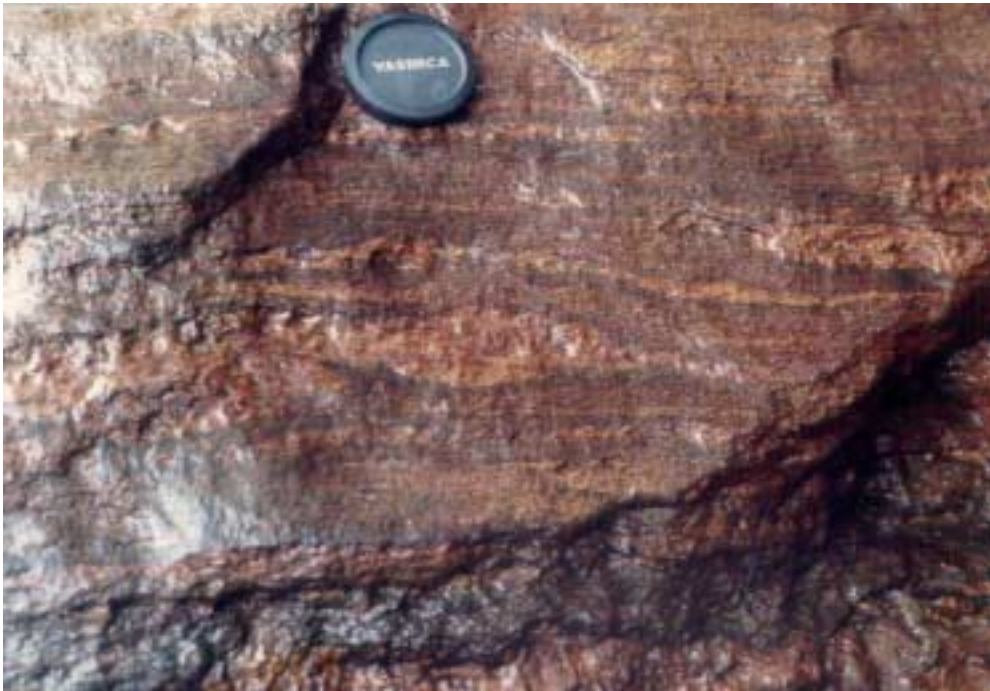


Figura 5.3. Aspecto do muscovita-biotita gnaiss com feição migmatítica (estromática). Unidade C, fácies C₂. Afloramento 512.

GRUPO ANDRELÂNDIA – UNIDADE D																	
			Constituintes Minerais									Minerais Acessórios					
Amostra	Nome da Rocha	Textura	QZ	PL	MU	BI	GR	SI	CI	ST	TU	EP	CL	OP	RU	AP	ZR
SG 200A	bi-mu-qz xisto	lepidoblástica	M	tr	M	m	-	-	-	-	X	X	X	X	X	-	X
SG 200B	bi-mu-qz xisto	lepidoblástica	M	tr	M	M	tr	-	-	-	X	X	-	X	-	-	-
SG 305	ci-gr-mu-qz xisto	lepidoblástica com tendência protomilonítica	M	-	M	tr	m	tr	m	tr	X	-	X	X	X	-	-
SG 306	mu quartzito c/ ci.	lepidoblástica com tendência protomilonítica	M	-	m	tr	m	-	tr	tr	-	-	-	X	-	X	-
SG 347	gr-mu-qz xisto	lepidoblástica	M	-	M	tr	tr	-	-	-	-	X	-	X	-	-	X
SG 359	mu-qz-bi xisto	lepidoblástica	M	-	m	M	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X
SG 427A	si-gr-bi-pl-mu gnaiss	lepidogranoblástica	M	m	M	m	m	m	tr	-	X	-	-	X	X	-	X
SG 427B	gr-bi-mu-pl gnaiss	granolepidoblástica	M	m	M	m	m	m	tr	-	X	-	-	X	-	X	X
SG 427C	gr-bi-mu-qz xisto felds.	lepidogranoblástica	M	m	M	tr	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	X

TABELA 5.3. Análises modais estimadas de amostras do Grupo Andrelândia, Unidade D. Constituintes minerais: QZ – quartzo, PL – plagioclásio, MU – muscovita, BI – biotita, GR – granada, SI – silimanita, CI – cianita, ST - estauroilita; M – porcentagem > 30%, m – porcentagem entre 5% e 30%, tr – porcentagem < 5%. Minerais acessórios: TU – turmalina, EP – epídoto, CL – clorita, OP – opacos, RU – rutilo, AP – apatita, ZR – zircão; X: presente, -: ausente.

5.6. Unidade E

Ocorre no topo da Nappe Ribeirão do Cafundó, com espessura máxima aparente de pelo menos 450 m. Engloba uma ampla variação litológica, onde os litotipos são pouco espessos e descontínuos, intercalados em uma predominância de granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaiss. Aflora na região centro sul do mapa, estendendo-se para oeste. Boas exposições frescas podem ser encontradas nas margens do aluvião do Rio Sapucaí, próximo a desembocadura do Ribeirão São Vicente e a oeste do Rio Sapucaí (a leste da Fazenda Jaguará). Em cortes da Rodovia Fernão Dias aflora alterado. A tabela 5.4 mostra análises modais estimadas e texturas de xistos e gnaisses desta unidade. Para efeito de descrição, pode ser subdividida em três pacotes:

- No pacote basal o granada-biotita-plagioclásio gnaiss, caracteristicamente homogêneo é pobre em muscovita e apresenta um bandamento composicional onde se alternam níveis decimétricos a métricos mais ou menos ricos em quartzo. Possui vênulas de quartzo, descontínuas, espessas do milimétrico ao centímetro (figura 5.4). Tem na sua mineralogia, quartzo, plagioclásio, biotita marrom, granada, muscovita e como acessórios zircão, apatita, rutilo, opacos e turmalina. Ocorrem como intercalações importantes, bancos de espessura, desde centimétrica a métrica, de gnaiss calciossilicático e de (biotita)-muscovita quartzitos homogêneos, finos e com intercalações subordinadas de ortoquartzitos.

- O pacote intermediário, caracterizado pelo granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaiss no geral a sillimanita e cianita. São bancos homogêneos de textura granoblástica e granulação média a fina alternados com bancos de textura granolepdoblástica, com bandamento diferenciado e incipiente e esparsos olhos de plagioclásio. Nos últimos ocorrem ainda, paralelamente ao bandamento principal, esparsas lentes quartzo-feldspáticas, espessas de alguns centímetros e contornadas por delgado envelope máfico.

- No pacote superior o granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaiss, localmente com sillimanita e cianita é homogêneo. Possui vênulas de quartzo delgadas regulares e descontínuas. A ele intercalam-se ocasionalmente, bancos decimétricos a métricos mais micáceos, de textura lepdogranoblástica. Ocorrem também bancos métricos de (sillimanita)-(granada)-muscovita-biotita-quartzo xisto feldspático e de quartzito a muscovita. Lentes boudinadas de granada anfíbolito e gnaiss calciossilicático, espessos de alguns centímetros, são locais.

5.7. Grupo Andrelândia Indiferenciado

Na Nappe de Cavalcamento Serra das Águas, posicionada no topo do milonito gnaiss homônimo, ocorre uma faixa do Grupo Andrelândia que corresponderia, em princípio, à base de uma coluna litoestratigráfica nesta nappe. A extensão desta estrutura a leste e a sul da região estudada permitirá, possivelmente, o estabelecimento desta seqüenciação litoestratigráfica.

O pacote reconhecido é litologicamente monótono e corresponde a granada-biotita-plagioclásio gnaiss cinza, raramente com muscovita. Sillimanita ocorre como mineral traço e cianita foi descrita em apenas uma amostra (tabela 5.5). Bandas de quartzo e plagioclásio lenticulares, de espessuras centimétricas, ocorrem concentradas em bancos decimétricos onde

o gnaisse possui olhos de plagioclásio, com diâmetro aproximado de 1 cm, e aglomerados ocelares de quartzo e feldspato.

GRUPO ANDRELÂNDIA – UNIDADE E

Amostra	Nome da Rocha	Textura	Constituintes Minerais							Minerais Acessórios							
			QZ	PL	MU	BI	GR	SI	CI	TU	CC	EP	CL	OP	RU	AP	ZR
SG 585	gr-bi-pl gnais. c/si e ci	granolepidoblástica	m	M	-	m	m	tr	tr	X	-	-	X	X	X	X	X
SG 586A	gr-mu-si-bi-pl gnaiss	granoblástica	M	M	tr	m	tr	m	tr	X	-	-	-	X	-	X	X
SG 587	mu-bi-pl gnais. c/gr e si	granolepidoblástica	m	m	M	m	tr	tr	-	X	-	-	-	X	-	-	X
SG 674	bi-pl gnaiss c/ gr e si.	protomilonítica	M	M	-	m	tr	tr	-	X	-	-	X	X	X	X	X
SG 680	bi-pl gnais. c/gr, si e ci	protomilonítica	M	m	tr	m	tr	tr	tr	X	-	X	X	X	X	X	X
SG 699B	gr-bi-mu gnaiss/xisto	protomilonítica	M	m	M	m	tr	-	-	-	-	-	-	X	-	X	X
SG 707	bi-pl gnais. c/gr, si e ci	granoblástica com tendência protomilonítica	m	M	tr	m	tr	tr	tr	X	X	X	-	X	-	X	X
SG 708	gr-bi-pl gnaiss	protomilonítica	M	m	-	m	tr	tr	-	X	-	-	-	X	X	X	X
SG 712	gr-si-bi-mu xisto felds.	lepidoblástica	m	tr	M	m	tr	m	-	X	-	-	-	X	-	-	X
SG 792	gr-bi-mu xisto felds.	lepidoblástica	m	tr	M	tr	tr	tr	-	-	-	-	-	X	-	-	X
SG 793	gr-bi-pl gnaiss	granoblástica	M	M	-	m	tr	tr	-	-	-	-	-	X	X	X	X
SG 794	gr-si-mu-bi-pl gnaiss	lepidogranoblástica	M	m	m	m	tr	m	-	-	-	X	-	X	X	X	X
SG 796	si-gr-mu-bi-pl gnaiss	granoblástica com tendência protomilonítica	M	m	tr	m	tr	tr	tr	-	-	X	X	X	-	X	X

TABELA 5.4. Análises modais estimadas de amostras do Grupo Andrelândia, Unidade E. Constituintes minerais: QZ – quartzo, PL – plagioclásio, MU – muscovita, BI – biotita, GR – granada, SI – silimanita, CI – cianita; M – porcentagem > 30%, m – porcentagem entre 5% e 30%, tr – porcentagem < 5%. Minerais acessórios: TU – turmalina, CC – calcita, EP – epídoto, CL – clorita, OP – opacos, RU – rutilo, AP – apatita, ZR – zircão; X: presente, -: ausente.

GRUPO ANDRELÂNDIA – região da Serra das Águas																	
			Constituintes Minerais							Minerais Acessórios							
Amostra	Nome da Rocha	Textura	QZ	PL	MU	BI	GR	SI	CI	TU	CC	EP	CL	OP	RU	AP	ZR
SG 520	gr-bi-pl gnaiss	protomilonítica	M	M	tr	M	tr	tr	-	-	X	-	X	X	X	X	X
SG 536A	bi-mu-pl gnaiss	protomilonítica	M	m	M	m	-	-	-	-	-	-	-	X	-	X	X
SG 537A	bi-pl gnaiss c/ gr e mu	granoblástica	M	M	tr	m	tr	-	-	X	-	-	-	X	-	-	X
SG 537C	gr-mu-bi-pl gnaiss	protomilonítica	M	m	m	m	m	-	tr	-	-	-	X	X	-	X	X
SG 540	gr-bi-pl gnaiss	milonítica	M	M	-	m	m	-	-	-	-	-	X	X	-	X	X
SG 842B	gr-bi-pl gnaiss	protomilonítica	M	M	-	m	m	tr	-	-	X	-	X	X	X	X	X
SG 842C	gr-bi-pl gnaiss	protomilonítica	M	M	tr	m	tr	tr	-	-	X	-	X	X	X	X	X
SG 842D	gr-bi-pl gnaiss	milonítica	M	M	-	m	m	tr	-	X	X	-	X	X	X	X	X
SG 843	gr-bi-pl gnaiss	milonítica	M	M	-	m	m	tr	-	X	X	X	X	X	X	X	X
SG 845	gr-bi-pl gnaiss	milonítica	M	M	-	m	tr	tr	-	X	-	-	X	X	-	X	X

TABELA 5.5. Análises modais estimadas de amostras do Grupo Andrelândia, região Serra das Águas. Constituintes minerais: QZ – quartzo, PL – plagioclásio, MU – muscovita, BI – biotita, GR – granada, SI – silimanita, CI – cianita; M – porcentagem > 30%, m – porcentagem entre 5% e 30%, tr – porcentagem < 5%. Minerais acessórios: TU – turmalina, CC – calcita, EP – epidoto, CL – clorita, OP – opacos, RU – rutilo, AP – apatita, ZR – zircão; X: presente, -: ausente.

GRUPO ANDRELÂNDIA – região do Serrote Rita e Vila de Ferreiras															
Amostra	Nome da Rocha	Textura	Constituintes Minerais							Minerais Acessórios					
			QZ	PL	MU	BI	GR	SI	CI	TU	CL	OP	RU	AP	ZR
SG 132C	gr-mu-bi-pl gnaïsse	protomilonítica	m	M	m	m	tr	-	tr	X	X	X	X	X	X
SG 133C	mu-bi-pl gnaïsse c/ gr	protomilonítica	m	M	m	m	tr	-	tr	-	-	-	-	X	X
SG 396	gr-mu-bi-pl gnaïsse	granoblástica	M	M	tr	m	tr	tr	tr	X	X	X	X	X	X
SG 398	gr-bi-pl gnaïsse c/ ci	granoblástica	M	M	-	m	tr	tr	tr	X	X	X	X	X	X
SG 543	gr-bi-pl gnais. c/si e ci	milonítica	m	m	tr	m	m	tr	m	X	X	X	-	X	X
SG 546A	ci-gr-mu-pl-bi gnaïsse	granolepidoblástica	m	m	m	m	m	tr	m	-	X	X	X	X	X
SG 546B	mu-gr-pl-bi gn. c/si e ci	granolepidoblástica	m	m	tr	m	m	tr	m	-	X	X	X	X	X
SG 546C	ci-si-gr-mu-bi xisto/gn.	lepidogranoblástica	M	tr	m	m	m	tr	m	-	X	X	X	X	X
SG 805C	gr-bi-pl gnais. c/si e ci	granolepidoblástica	M	M	-	m	m	tr	m	X	X	X	X	-	X

TABELA 5.6. Análises modais estimadas de amostras do Grupo Andrelândia, região do Serrote de Santa Rita e V. Ferreiras. Constituintes minerais: QZ – quartzo, PL – plagioclásio, MU – muscovita, BI – biotita, GR – granada, SI – silimanita, CI – cianita; M – porcentagem > 30%, m – porcentagem entre 5% e 30%, tr – porcentagem < 5%. Minerais acessórios: TU – turmalina, CL – clorita, OP – opacos, RU – rutilo, AP – apatita, ZR – zircão; X: presente, -: ausente.

Suas texturas são sempre de caráter milonítico. Ocorrem como intercalações locais e pouco espessas, biotita-gnaïsse porfiroclástico com bandamento diferenciado milimétrico, granada-muscovita-biotita quartzito com opacos, granada-muscovita-biotita xisto e biotita anfíbolitos boudinados.

Uma faixa estreita do Grupo Andrelândia ocorre no topo do Antiforme Serrote de Santa Rita. Predomina, mais uma vez, o granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaïsse homogêneo (tabela 5.6) e com vênulas delgadas de quartzo (fig. 5.5).

Intercalam-se bancos métricos de quartzo-muscovita-biotita xisto levemente feldspático.

Um espesso banco quartzítico foi reconhecido na zona de charneira D₃ a oeste do Serrote Santa Rita. Consta de uma alternância centimétrica a decimétrica de quartzito com muscovita, placoso e branco com muscovita-biotita quartzito arcoseano avermelhado.



Figura 5.4. Granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaïsse da Unidade E. Afloramento 674.



Figura 5.5. Granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaïsse. Grupo Andrelândia indiferenciado, região de Ferreiras. Afloramento 546.

5.8. Comportamento Geoquímico

Os gnaisses dominantes no Grupo Andrelândia na região, representados pelos (granada)-muscovita-biotita-plagioclásio gnaisses, tiveram 29 amostras quimicamente analisadas (laboratório GEOLAB).

Conjuntos de amostras foram coletados na Nappe Ribeirão do Cafundó dentro das unidades C e E; no topo do Antiforme Serrote de Santa Rita (nas proximidades do Vilarejo de Ferreiras) e no topo da Nappe de Cavalgamento Serra das Águas. Os conjuntos por facilidade descritiva serão denominados de Unidade C, Unidade E, Ferreiras e de Serra das Águas. Parte do conjunto Serra das Águas foi coletado na extensão desta unidade a sul, já na Folha Heliadora (IBGE 1:50.000). Um conjunto denominado Natércia, coletado nas Folhas Cristina e Heliadora, corresponde a uma faixa de granada-(muscovita)-biotita-plagioclásio gnaisses que ocorre a sul de Natércia (MG).

Os dados obtidos para estes conjuntos estão apresentados na tabela 5.7.

Na tentativa de uma caracterização mais geral do Grupo Andrelândia, em termos da porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande, serão aqui tratados, comparativamente, os dados obtidos em amostras de (granada)-(hornblenda)-biotita-plagioclásio gnaisses da região de Amparo (Peggia 1990), denominados de Conjunto Amparo.

Verifica-se inicialmente que todo o conjunto de amostras tem composições no geral intermediárias a ácidas, normalmente entre 62% e 70% de SiO₂.

Nos diagramas de Harker (fig. 5.6) observa-se tendências razoavelmente coerentes e variações composicionais entre os diferentes conjuntos. Aqueles da região de São Gonçalo do Sapucaí são semelhantes entre si e subdividem-se em dois grupos de comportamentos comparáveis, representados, respectivamente, por Serra das Águas e Unidade C, e por Ferreiras e Unidade E.

Variações composicionais regionais são refletidas num enriquecimento em CaO e empobrecimento em TiO₂, MgO e MnO do conjunto Amparo em relação aos conjuntos de São Gonçalo. O comportamento do conjunto Natércia acompanha Amparo nos dois últimos casos e ambos separam-se efetivamente dos demais nos baixos teores de Zr e Y e na tendência de correlação positiva de Sr com o aumento de sílica.

Com base nos diagramas discriminantes de Moine e La Roche (1968) (fig. 5.7), que avaliam a origem de metassedimentos através de elementos maiores, distingue-se a derivação grauváquica destas rochas. O mesmo se observa através dos diagramas Ba x Sr e Rb x K de Floyd *et al.* (1989) (fig. 5.8), onde a discriminação se faz através de elementos traços.

No diagrama Rb x K (fig. 5.8B), a reta K/Rb=230 corresponde à razão K/Rb crustal e define um *trend* magmático (Shaw 1968 in: Floyd *et al.* 1989) subdividido em uma porção básica e uma porção intermediária + ácida. As amostras analisadas distribuem-se, com razões K/Rb relativamente uniformes, próximas da linha crustal e predominantemente na porção intermediária + ácida do *trend*.

Nota-se que a classificação química dos metassedimentos, quase sempre em função dos elementos litófilos de íon grande (LILE), e que podem admitir mobilizações locais num processo de metamorfismo regional, mostram conteúdo, razões e variabilidade coerentes e compatíveis com sedimentos de composição similar, metamórficos ou não.

Justifica-se assim, a utilização de diagramas discriminantes com base em elementos LILE, onde se verifica a coincidência química dos conjuntos estudados com as metagrauvacas

		Amostra	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	FeO %	CaO %	MgO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	MnO %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	Ba ppm	Rb ppm	Sr ppm	Ni ppm	Cr ppm	Zr ppm	Y ppm	Nb ppm
CONJUNTO	NATÉRCIA	H 600A	68,1	13,5	0,99	4,6	2,6	2,2	3,4	2,3	0,08	0,86	0,18	600	87	240	66	98	240	27	120
		H 600B	65,9	13,7	0,98	4,7	2,6	2,6	4,9	2,3	0,01	0,87	0,19	630	84	230	86	122	280	29	120
		H 602	65,4	14,3	1,0	5,3	3,3	3,6	2,4	2,3	0,11	0,88	0,16	550	90	200	82	122	220	28	26
		CR 74	63,5	15,2	0,95	5,8	2,6	3,6	3,1	2,6	0,12	0,92	0,19	520	82	220	82	126	220	27	120
		CR 75C	62,2	15,9	,085	5,8	2,4	3,9	3,0	3,2	0,10	0,86	0,16	620	130	210	98	130	250	33	120
		CR 75D	65,0	15,1	0,91	5,3	2,5	2,6	3,1	3,1	0,10	0,82	0,19	660	120	230	70	100	200	27	120
		CR 75E	62,1	15,5	0,85	5,8	2,5	3,7	3,3	3,3	0,10	0,96	0,20	670	130	210	79	116	280	29	120
	UNID.C	SG 320	63,1	14,5	1,2	5,3	2,6	4,4	3,5	2,3	0,13	0,90	0,19	580	82	240	74	108	300	50	120
		SG 322B	59,8	15,8	0,67	6,6	2,7	5,1	3,7	2,5	0,14	1,0	0,19	650	84	240	86	94	300	54	20
		SG 322C	61,0	13,8	0,79	5,5	2,6	5,4	3,8	2,2	0,12	0,93	0,19	590	68	230	72	112	260	48	120
		SG 624A	66,7	13,8	0,21	5,3	2,5	3,5	3,4	2,0	0,12	0,85	0,16	440	61	220	66	94	320	35	20
	UNID.E	SG 585	68,3	12,7	0,46	4,9	2,2	3,9	3,0	1,9	0,09	0,86	0,17	590	59	200	68	106	320	54	28
		SG 586A	65,7	14,0	1,2	5,3	2,2	3,3	2,5	2,7	0,11	0,99	0,20	600	110	170	74	96	320	60	26
		SG 587	73,6	11,8	0,62	3,5	0,84	2,7	1,2	3,0	0,05	0,77	0,13	780	160	85	33	76	440	52	28
		SG 674E	64,1	14,1	0,47	5,7	3,1	4,2	3,1	2,1	0,12	0,95	0,18	590	69	190	72	110	290	52	26
		SG 680A	65,0	14,0	0,57	5,7	2,0	4,4	3,5	2,2	0,13	0,97	0,20	570	73	210	79	122	390	60	23
		SG 707C	63,5	15,1	0,63	6,1	2,3	3,5	3,4	2,5	0,13	0,97	0,22	600	99	250	86	112	350	54	28
		SG 793	63,3	14,6	0,65	5,9	2,9	4,4	2,6	2,5	0,11	0,91	0,20	550	86	200	90	124	280	62	28
	FERR.	SG 396	64,0	14,5	1,3	5,0	2,4	4,0	3,1	2,6	0,12	0,92	0,19	650	77	190	79	150	300	48	120
		SG 398B	65,3	14,5	0,89	5,5	2,4	3,3	2,8	2,5	0,12	0,93	0,19	620	95	180	81	106	300	57	120
		SG 543	63,7	14,9	1,1	5,3	2,3	4,3	3,3	2,6	0,11	0,90	0,22	670	82	220	74	102	330	52	120
		SG 546A	66,5	14,1	0,99	5,5	1,6	3,1	2,5	2,5	0,13	0,89	0,20	540	110	160	66	92	300	67	120
		SG 546B	63,9	14,8	0,98	5,6	2,4	4,2	2,9	2,4	0,11	0,91	0,20	670	96	200	84	116	340	48	120
		SG 546C	72,9	11,9	0,85	5,0	1,1	2,0	1,6	2,0	0,11	0,91	0,12	550	82	110	48	69	370	35	22
		SG 805C	66,2	14,9	0,58	5,6	2,1	2,5	2,8	2,2	0,11	0,90	0,19	610	82	190	81	126	320	57	26
	S.AG.	SG 520	65,0	13,6	0,71	5,3	2,7 11,1	4,7	3,6	2,0	0,12	0,87	0,19	550	70	250	65	98	300	75	120
		SG 537B	51,4	14,1	1,2	7,1	2,9	8,8	0,62	1,7	0,16	1,0	0,37	190	70	80	124	210	152	78	120
		SG 842B	63,3	14,8	0,64	6,0	2,9	3,7	3,4	2,2	0,12	0,95	0,22	550	59	210	70	96	260	48	23
SG 842C		63,8	14,2	0,88	5,6	2,8	3,9	3,4	2,2	0,12	0,92	0,20	520	69	220	84	156	340	40	21	
SG 842D		64,5	14,0	0,37	5,7	2,9	4,6	3,1	2,2	0,12	0,90	0,23	510	70	240	86	124	300	52	28	

TABELA 5.7. Análises químicas de amostras do Grupo Andrelândia (dados obtidos no laboratório GEOLAB).

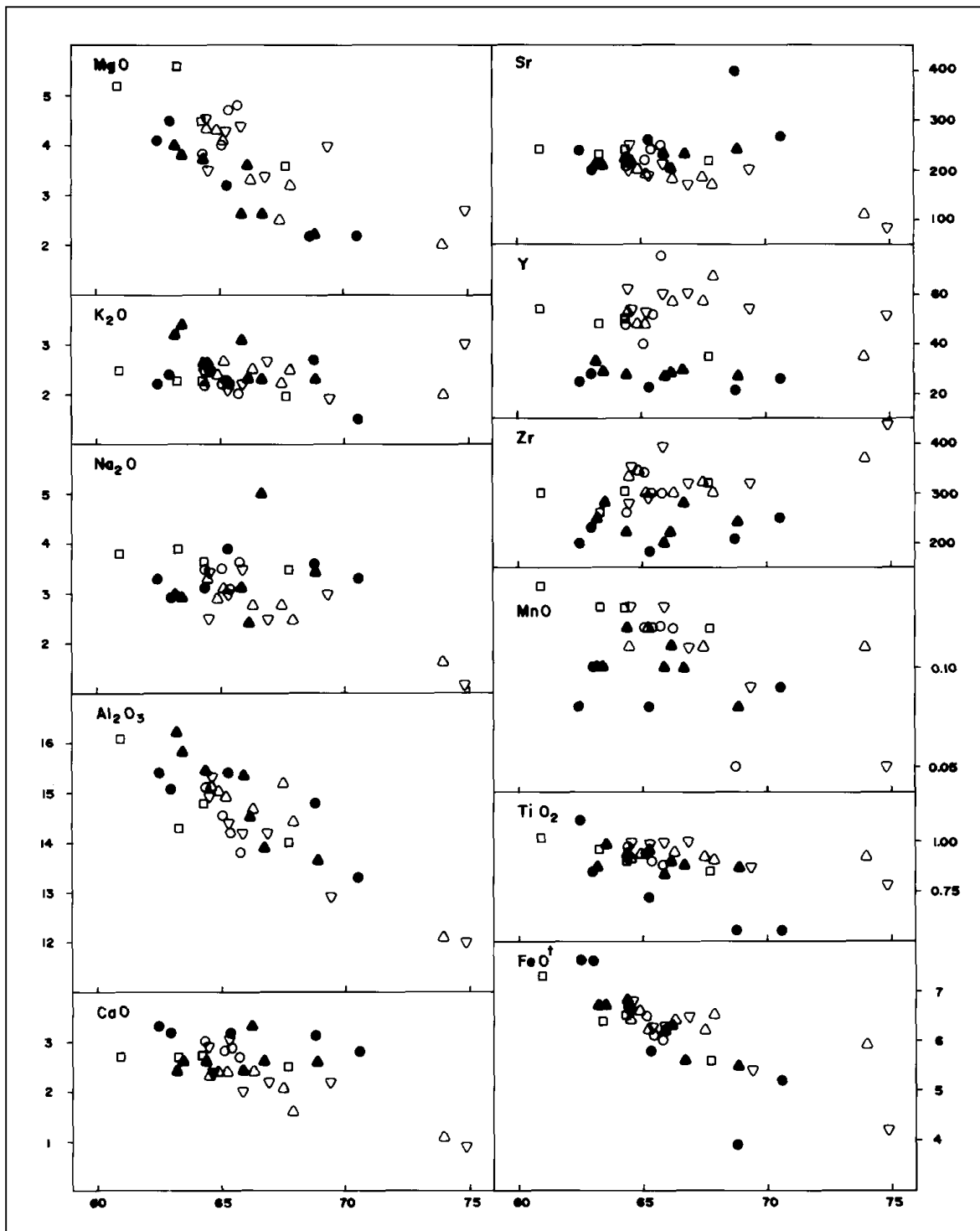


Figura 5.6. Diagramas de variação SiO_2 x óxidos de elementos maiores e traços (Diagramas de Harker). Círculos cheios: conjunto Amparo (dados recalculados na base anidra a partir dos resultados de Peloggia 1990). Triângulos cheios: conjunto Natércia, quadrados vazados: conjunto Unidade C, círculos vazados: conjunto Serra das Águas, triângulos invertidos vazados: conjunto Unidade E, triângulos vazados: conjunto Ferreiras; dados recalculados na base anidra a partir dos resultados da tabela 5.6.

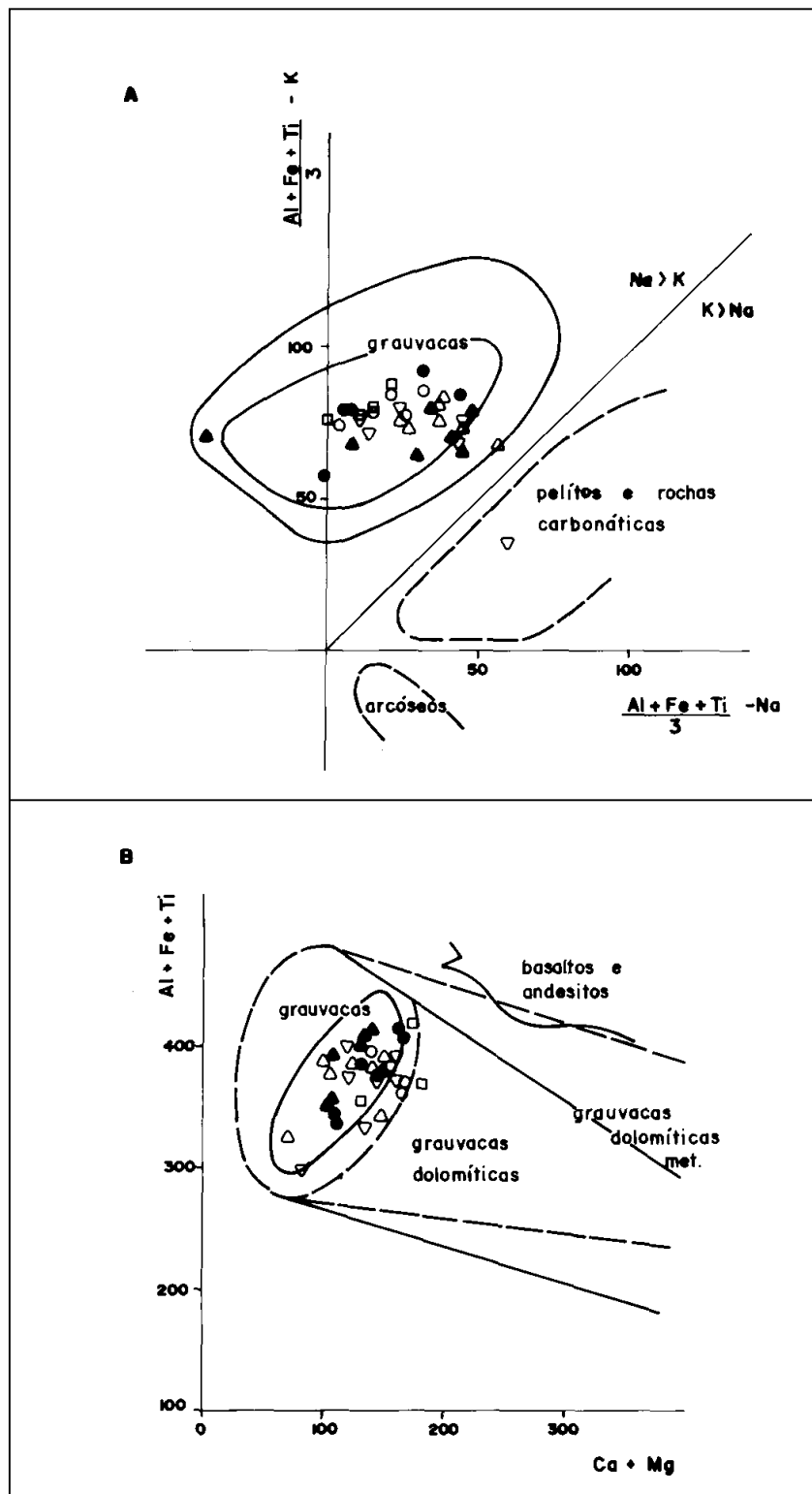


Figura 5.7. Diagramas discriminantes de Moine e La Roche (1968). Círculos cheios: conjunto Amparo (dados recalculados na base anidra a partir dos resultados de Peloggia 1990). Triângulos cheios: conjunto Natércia, quadrados vazados: conjunto Unidade C, círculos vazados: conjunto Serra das Águas, triângulos invertidos vazados: conjunto Unidade E, triângulos vazados: conjunto Ferreiras; dados recalculados na base anidra a partir dos resultados da tabela 5.6.

vulcânicas do Proterozóico Superior da região de Hoggar-Algéria (Caby *et al.* 1977) e com metagrauvasas proterozóicas, paleozóicas e mesozóicas de diversas localidades estudadas em Condie *et al.* (1970), que estabeleceram no diagrama Rb x K o campo das metagrauvasas (fig. 5.8b).

Coincidem ainda com as grauvasas precambrianas de Wyoming de derivação ígnea ácida-intermediária, como verificado no diagrama Na₂O -CaO- K₂O da figura 5.9 (Condie 1967).

As grauvasas são sedimentos associados a transporte rápido de detritos imaturos, incorporados num sítio deposicional não muito distante da área fonte via correntes de turbidez. Podem, assim, refletir a composição da área fonte.

A coerência dos *trends* obtidos nos diagramas de Harker corrobora esta hipótese e pressupõe um caráter aproximadamente isoquímico do metamorfismo regional. A correspondência química com metagrauvasas precambrianas de derivação ígnea, sugere uma fonte semelhante, cuja composição pode ser avaliada através de diagramas discriminantes de rochas ígneas.

As metagrauvasas do Grupo Andrelândia plotam no campo cálcio alcalino (de Irvine e Baragar 1971) do diagrama AFM (fig. 5.10). No diagrama multicatiônico de La Roche *et al.* (1980) distribuem-se predominantemente no campo dos riodacitos e subordinadamente dos dacitos (fig. 5.11).

Quando confrontadas com composições químicas médias de rochas ígneas intermediárias (Ewart 1979, Condie 1967), mostram-se empobrecidas em CaO (exceto Amparo) e enriquecidas em Mg, Fe, Ni, Cr e Ti.

O empobrecimento em CaO (também observado nas metagrauvasas de Wyoming, Condie 1967), reflete a alta mobilidade dos íons, Ca²⁺ em processos intempéricos e erosivos e a reação de plagioclásio cálcico com íons de Na⁺ da água do mar. Nesta reação ocorre a liberação de Ca²⁺ e recuperação de Na⁺ que, apesar de mais móvel que o Ca²⁺, ocorre nas grauvasas em teores semelhantes aos das rochas ígneas.

O enriquecimento em Mg, Fe, Ni e Cr pode ser causado por alguma contribuição básica na área-fonte. No caso de Mg e Fe reflete também a incorporação de componentes pelíticos aos metassedimentos, o que concorda com o conteúdo mais expressivo de filossilicatos nas metagrauvasas da região de São Gonçalo, mais ricas em MgO.

No conjunto Amparo, os teores em CaO, comparativamente mais elevados que nos demais, podem retratar a influência de precipitação carbonática na bacia, traduzida por intercalações freqüentes de gnaisses calcossilicáticos (Peloggia 1990). Por outro lado podem também refletir uma maior proximidade da área fonte. O segundo caso, talvez o mais provável dada a coerência obtida no diagrama de Harker, significaria um retrabalhamento menor dos detritos e conseqüente retenção maior de plagioclásio nos depósitos.

O comportamento geoquímico das metagrauvasas do Grupo Andrelândia diferem ainda dos seus correspondentes ígneos, na correlação negativa dos álcalis e alumina com a sílica nos diagramas de Harker. A última possui um padrão fortemente fracionado e os primeiros mostram uma dispersão significativa dos *trends*.

Tais comportamentos estão ligados a variações na maturidade mineralógica dos sedimentos e estão caracterizadas por um acréscimo no conteúdo de quartzo e decréscimo em grãos detríticos instáveis.

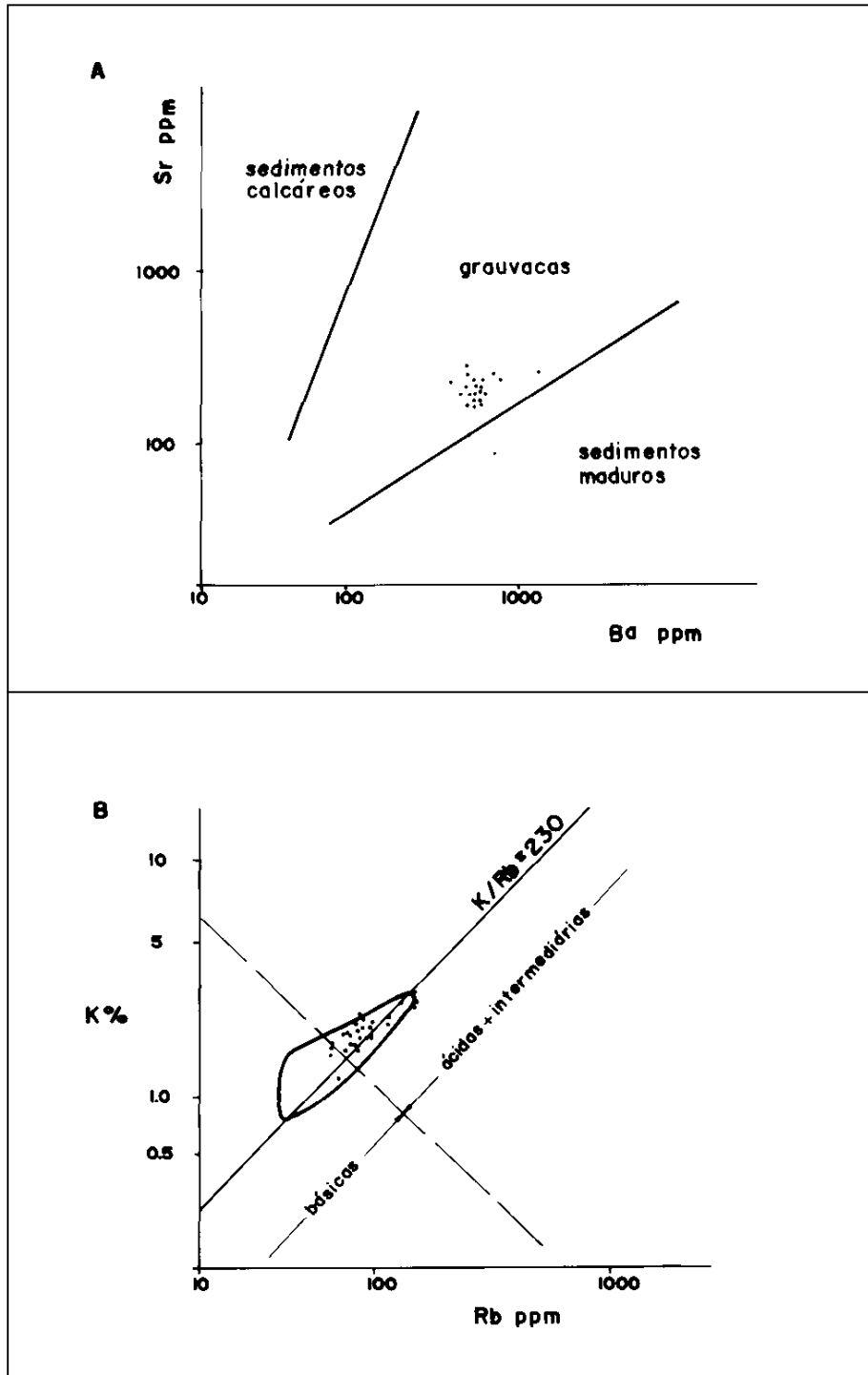


Figura 5.8. Diagramas discriminantes de Floyd et al. (1989). Pontos correspondem às amostras estudadas. A. Campos demarcados segundo Floyd et al. (1989). B. Campo das graувacas delimitado a partir de dados de Condie et al. (1970) e Caby et al. (1977).

A avaliação do posicionamento tectônico das metagraувacas estudadas, feita através dos diagramas discriminantes de Bathia (1983), sugere um ambiente deposicional tectonicamente ativo e de evolução complexa (fig. 5.12). Verifica-se uma certa discrepância nos resultados obtidos nestes dois diagramas. Enquanto no gráfico $Fe_2O_3 + MgO \times TiO_2$ (fig. 5.12A) há uma

incidência quase que completa das amostras no campo dos arcos insulares oceânicos, no diagrama das funções discriminantes FI x FII (fig. 5.12B) elas distribuem-se nos três campos dos ambientes tectonicamente ativos.

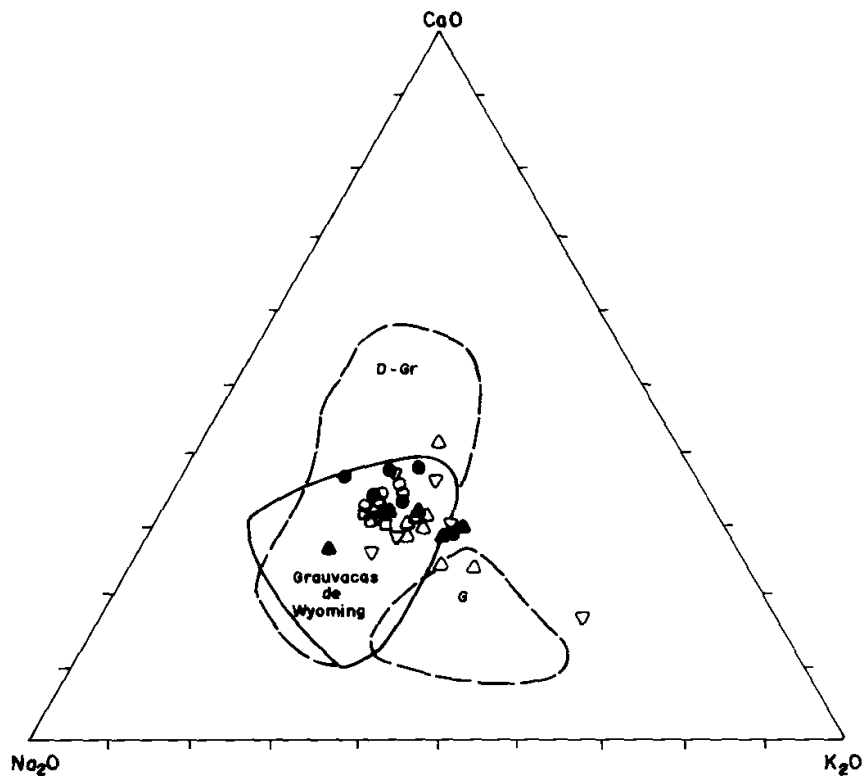


Figura 5.9. Diagrama $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$. Linhas tracejadas delimitam os campos dacítico-granodiorítico (D-Gr) e granítico (G) (a partir de Le Maitre 1976). Linha contínua delimita o campo das grauvascas de Wyoming (Condie 1967). Círculos cheios: conjunto Amparo (dados recalculados na base anidra a partir dos resultados de Peloggia 1990). Triângulos cheios: conjunto Natércia, quadrados vazados: conjunto Unidade C, círculos vazados: conjunto Serra das Águas, triângulos invertidos vazados: conjunto Unidade E, triângulos vazados: conjunto Ferreiras; dados recalculados na base anidra a partir dos resultados da tabela 5.6.

Neste último observa-se uma tendência de menor maturidade para os conjuntos de São Gonçalo do Sapucaí. Este resultado introduz complicações na estrutura ou na paleogeografia da Faixa Alto Rio Grande tal qual foi sugerida por Campos Neto *et al.* (1990) ou por Vasconcellos (1988). Ambos prevêm para as metagrauvascas da região de Amparo uma maior proximidade em relação ao arco magmático.

Dificuldades na utilização dos diagramas discriminantes de Bathia (1983) tem sido expostas por alguns autores como Floyd *et al.* (1989) e Winchester e Max (1989), que verificaram sua imprecisão para distinguir ambientes de margem continental ativa e passiva. Nas metagrauvascas em estudo, os altos teores em MgO , determinante no diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} + \text{MgO} \times \text{TiO}_2$ (fig. 5.12A), está em parte associado ao aporte de metapelitos. No diagrama FI x FII (fig. 5.12B), a distribuição das amostras nos diversos campos dos ambientes ativos pode refletir as variações na maturidade mineralógica dos metassedimentos.

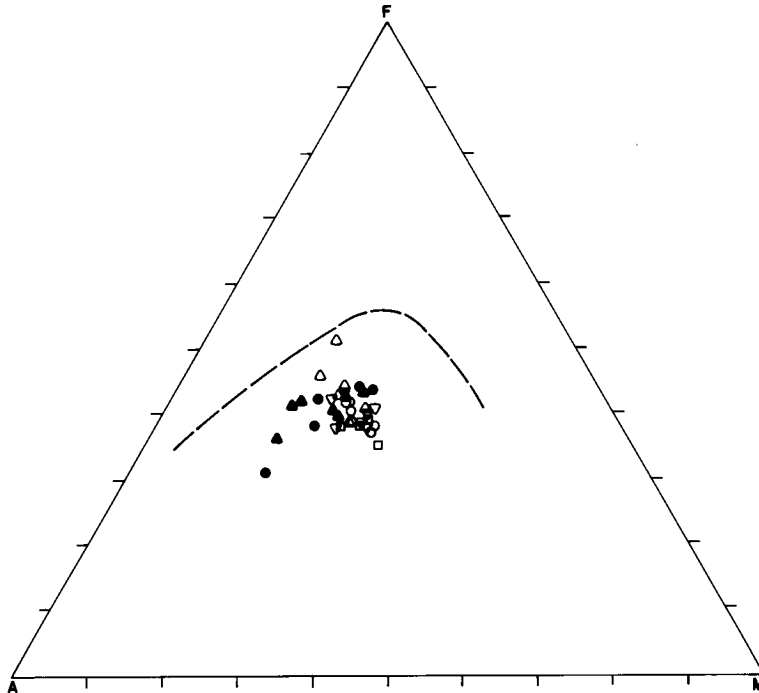


Figura 5.10. Diagrama A (K_2O+Na_2O) - F (FeOt) - M (MgO). Linha tracejada: limite entre os campos toleítico (superior) e cálcio-alcálico (inferior), segundo Irvine e Baragar (1971). Círculos cheios: conjunto Amparo (dados recalculados na base anidra a partir dos resultados de Peloggia 1990). Triângulos cheios: conjunto Natércia, quadrados vazados: conjunto Unidade C, círculos vazados: conjunto Serra das Águas, triângulos invertidos vazados: conjunto Unidade E, triângulos vazados: conjunto Ferreiras; dados recalculados na base anidra a partir dos resultados da tabela 5.6.

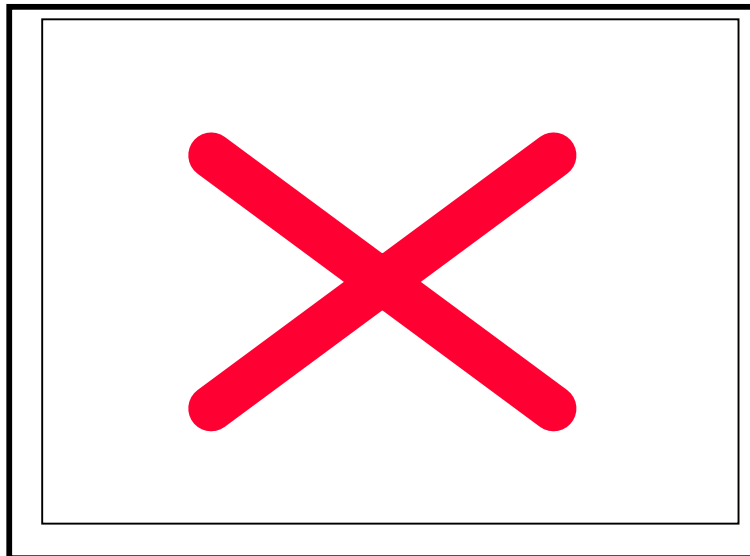


Figura 5.11. Diagrama multicatiônico de La Roche et al. 1980. Círculos cheios: conjunto Amparo (dados recalculados na base anidra a partir dos resultados de Peloggia 1990). Triângulos cheios: conjunto Natércia, quadrados vazados: conjunto Unidade C, círculos vazados: conjunto Serra das Águas, triângulos invertidos vazados: conjunto Unidade E, triângulos vazados: conjunto Ferreiras; dados recalculados na base anidra a partir dos resultados da tabela 5.6.

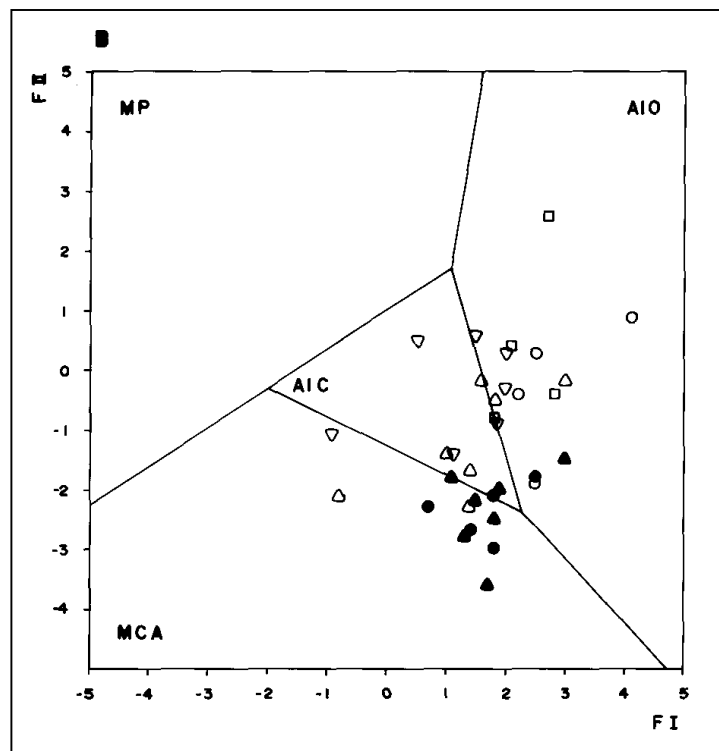
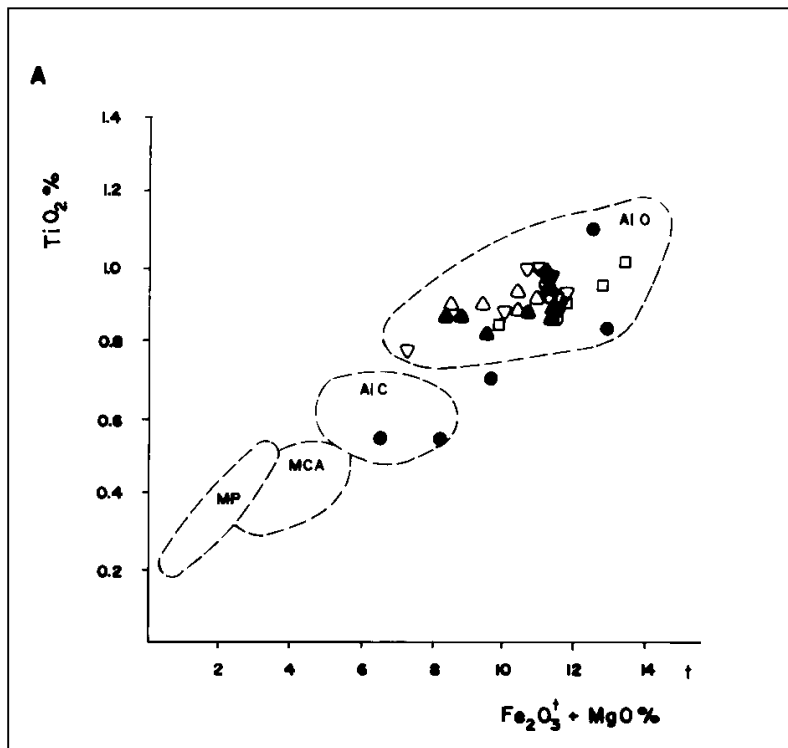


Figura 5.12. Diagramas discriminantes do posicionamento tectônico para a deposição das metagrauvascas estudadas, a partir de Bathia 1983. AIO: Arcos de ilha oceânicos, AIC: arcos de ilha continentais, MCA: margens continentais ativas, MP: margens passivas. Círculos cheios: conjunto Amparo (dados em Peloggia 1990). Triângulos cheios: conjunto Natércia, quadrados vazados: conjunto Unidade C, círculos vazados: conjunto Serra das Águas, triângulos invertidos vazados: conjunto Unidade E, triângulos vazados: conjunto Ferreiras (dados na tabela 5.6). A. Diagrama ($Fe_2O_3 + MgO$) x TiO_2 (dados recalculados na base anidra). B. Diagrama das funções discriminantes FI x FII (dados utilizados diretamente a partir dos resultados de análise).

Porém, uma baixa razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} , sugerida por Heilbron *et al.* 1989 para metagrauvas do Grupo Andrelândia; tal referência é compatível com o retrabalhamento de um material de curta residência crustal, como um arco magmático.

O Grupo Andrelândia, portanto, parece representar sedimentos grauváquicos de derivação ígnea predominantemente ácida-intermediária, associados a um arco magmático e depositados numa bacia vulcanoclástica que transiciona a termos mais ricos em pelitos de retrabalhamento de crosta ensialica.

A título de informação, um anfibolito do Grupo Andrelândia (composição química na tabela 5.7) plota nos campos dos basaltos de fundo oceânico no diagrama Zr x Ti (Pearce e Cann 1973); nos campos de basaltos de cordilheira meso-oceânica do diagrama Zr x Zr/Y (Pearce e Nory 1979) e no campo de basaltos de fundo oceânico e cordilheira meso-oceânica do diagrama MgO - FeOt - Al₂O₃ (Pearce *et al.* 1977).

CAPÍTULO 6 - ORGANIZAÇÃO ESTRUTURAL

A organização estrutural das unidades mapeadas é dada pelo empilhamento de nappes de dobramento ou de cavalgamento, redobradas, e transportadas para norte-noroeste. Desenvolvem uma foliação S_2 penetrativa e principal na área, desenvolvida sob metamorfismo do tipo Barroviano, estável entre a primeira e segunda isógrads da sillimanita (ver Capítulo 7).

As unidades ortognáissicas possuem as foliações S_{n-1} e S_n anteriores a S_2 , evidenciando assim pelo menos uma foliação adicional em relação ao Grupo Andrelândia.

Não se assume a correlação entre as foliações S_1 dos metassedimentos e S_n dos ortognaisses. Se parece não haver, na região, uma incompatibilidade metamórfica entre ambas, há uma intensa aloctonia na justaposição destes pacotes estratigráficos. Por outro lado, as isócronas Rb-Sr obtidas nos ortognaisses, dentro da Faixa Alto Rio Grande, são coerentes nos valores no Proterozóico Inferior (Artur 1980, 1988).

Três fases sucessivas de dobramentos, de intensidade decrescente, superpõem-se às estruturas de segunda fase. À fase D_3 correspondem dobras inclinadas e recristalização metamórfica na foliação S_3 plano axial. A fase D_4 caracteriza-se por dobras normais e recristalização metamórfica local e à fase D_5 relacionam-se as amplas inflexões observadas no mapa geológico.

Importantes zonas de cisalhamento dúctil ou dúctil-rúptil subverticais têm o início da sua evolução precoce à fase D_3 , admitem removimentações penecontemporâneas à D_3 e rompimentos posteriores a quarta fase.

Zonas de cisalhamento rúptil são locais e pouco freqüentes e constituem a última manifestação tectônica na área. Não há evidências de correlação com qualquer das fases de dobramento ou cisalhamento.

6.1. A foliação S_1

A foliação S_1 delinea charneiras de microcrenulações ou isoclinais intrafoliais D_2 e é mimetizada em arcos poligonais. Recristalização metamórfica ocorre sob condições compatíveis com a zona da sillimanita (ver capítulo 7). Dobras D_1 não foram identificadas.

São raras as inversões nas relações estratigráficas atribuídas a esta fase. Um caso conhecido ocorre na região a norte de Ouro Fino (MG) (Vasconcellos 1988).

6.2. Dobramentos superpostos

6.2.1. A fase D_2

A foliação S_2 nas unidades ortognáissicas dos Complexos São Gonçalo do Sapucaí e Amparo superpõe-se ao bandamento gnáissico. É quase sempre paralela a este bandamento e, quando oblíqua, mostra uma recristalização de biotita e hornblenda. Anatexia local pode ocorrer em zonas de charneira de dobras D_2 (fig. 4.17). No geral, paraleliza os contatos entre os ortognaisses e o Grupo Andrelândia.

Na cobertura metassedimentar, a foliação S_2 confere bandamento diferenciado milimétrico, microcrenulações, isorientação homogênea de minerais micáceos (associada à recristalização metamórfica) e achatamento/estiramento de grãos de quartzo. Nos flancos inversos de nappe ela evolui para estruturas de transposição e faixas de textura protomilonítica.

A foliação S_2 orienta-se na área segundo direção geral EW-ENE infletindo-se para NW a oeste do Rio Sapucaí e para NNE a nordeste do mapa (anexo 2), afetada pelo dobramento tardio D_5 . O sentido do mergulho, e sua angularidade podem variar por ação da fase de dobramentos D_4 e mais raramente em zona de charneira de dobras D_3 .

Domínios estruturais foram definidos com base na homogeneidade da orientação da foliação S_2 (fig. 6.1) e tratados separadamente em diagramas estereográficos (fig. 6.2) que mostram a disposição desta foliação segundo os dobramentos posteriores (ver análise adiante).

Dobras mesoscópicas D_2 tomam como referência a superfície S_1 e o produto $S_{n-1}.S_n$. Correspondem no geral a dobras quase isoclinais (fig. 4.24), intrafoliais ou não, comumente a flancos adelgaçados e rompidos, tendo S_2 como superfície axial. As figuras 6.3 e 6.4 mostram dobras D_2 observadas em ortognaisses e na cobertura metassedimentar. Dobras assimétricas, parasitas, indicam os fechamentos antiformais e sinformais das estruturas maiores e apresentam-se como dobras anisópacas no geral da subclasse 1C de Ramsay (1967).

Dobras parasitas, aproximadamente simétricas, são menos comuns mas ocorrem em zonas de charneira de megaestruturas D_2 (fig. 4.17). É também nestas posições que podem ser observadas, mais facilmente, figuras de interferência do tipo 3 (Ramsay 1967) entre dobras D_2 e D_n (fig. 4.24).

As megaestruturas D_2 são as nappes de dobramento ou cavalgamento. Podem ser visualizadas em mapa ou secção geológica (anexos 2 e 3) tomando como superfície de referência o empilhamento litoestratigráfico do Grupo Andrelândia e os contatos metassedimentos/ortognaisses.

A posição anticlinal das nappes de dobramento é assumida pela relação, regionalmente coerente, entre o Grupo Andrelândia alóctone mas sobreposto aos ortognaisses e migmatitos mais antigos.

Empilham-se, na área mapeada, três nappes de dobramento, no geral a flancos normais preservados e flancos inversos rompidos. Da base para o topo têm-se a Nappe Rio Sapucaí, a Nappe Serra do Quiabeiro e a Nappe Ribeirão do Cafundó. Sobrepe-se a nappe de Cavalgamento Serra das Águas (anexos 2 e 3).

A quantidade de transporte envolvida entre uma nappe anticlinal e outra é desconhecida, na medida em que são descontínuas (rúpteis-dúcteis) faltando sempre a estrutura sinclinal. No entanto, não se reconhece na região, a superposição tectônica de distintas zonas paleogeográficas. Além disso os conteúdos litológico e geoquímico das pilhas metassedimentares são semelhantes entre si, da mesma forma que das unidades ortognaissicas.

A Nappe Rio Sapucaí, basal, tem sua charneira visualizada (perfil AA' do anexo 1) na região centro-oeste da Folha de São Gonçalo do Sapucaí. Envolve principalmente unidades dos Complexos São Gonçalo do Sapucaí e Amparo; uma lasca de cobertura metassedimentar ocorre numa megaparasita D_2 em posição de flanco normal. Encerra em seu núcleo a Suíte Serra de São Gonçalo intrusiva no Complexo São Gonçalo do Sapucaí.

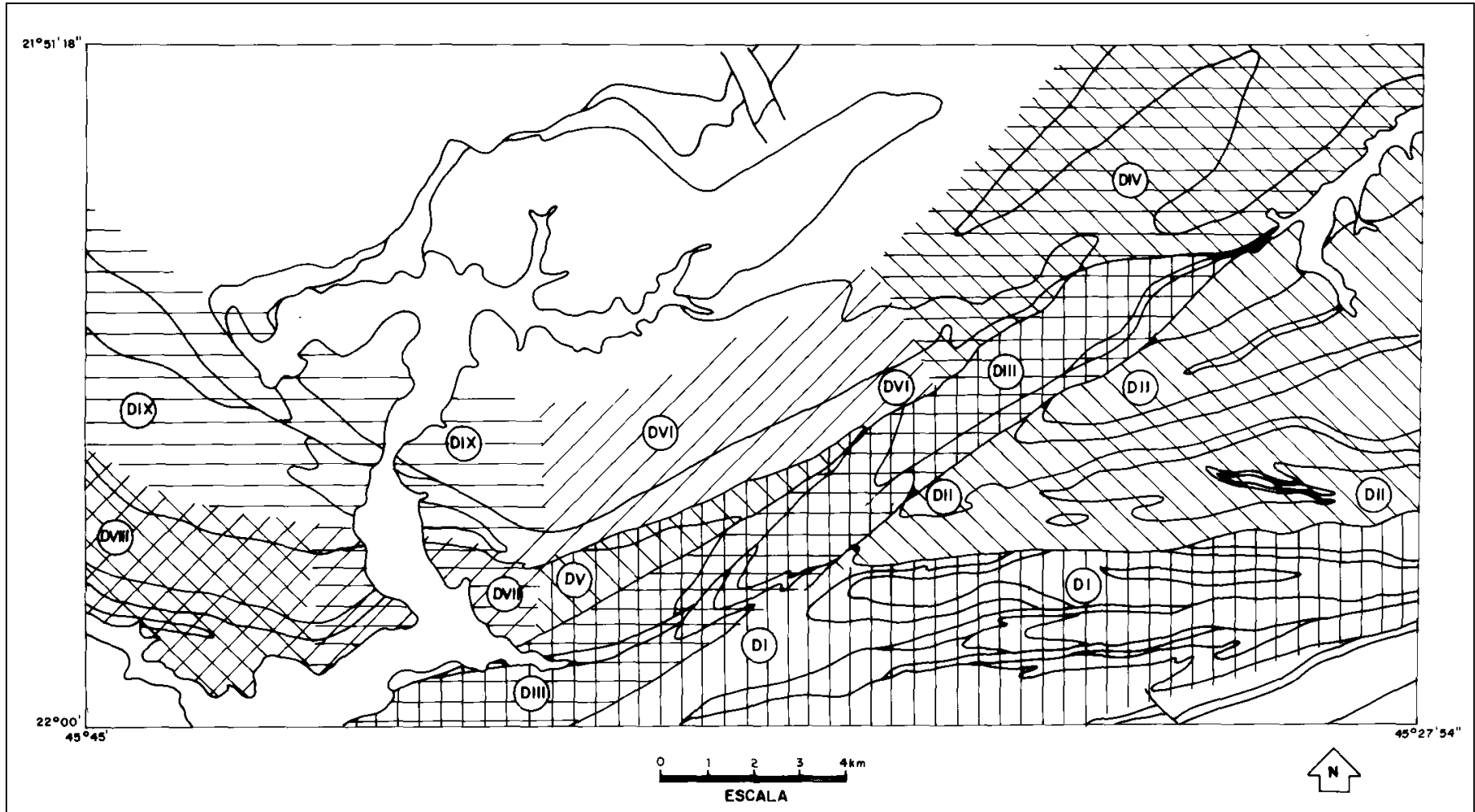


Figura 6.1. Domínios estruturais homogêneos segundo a foliação principal S_2 ou $S_2.S_n$ ou $S_{milonítica}$. (DI) – domínio estrutural (diagramas estereográficos de análise estrutural na fig. 6.2).

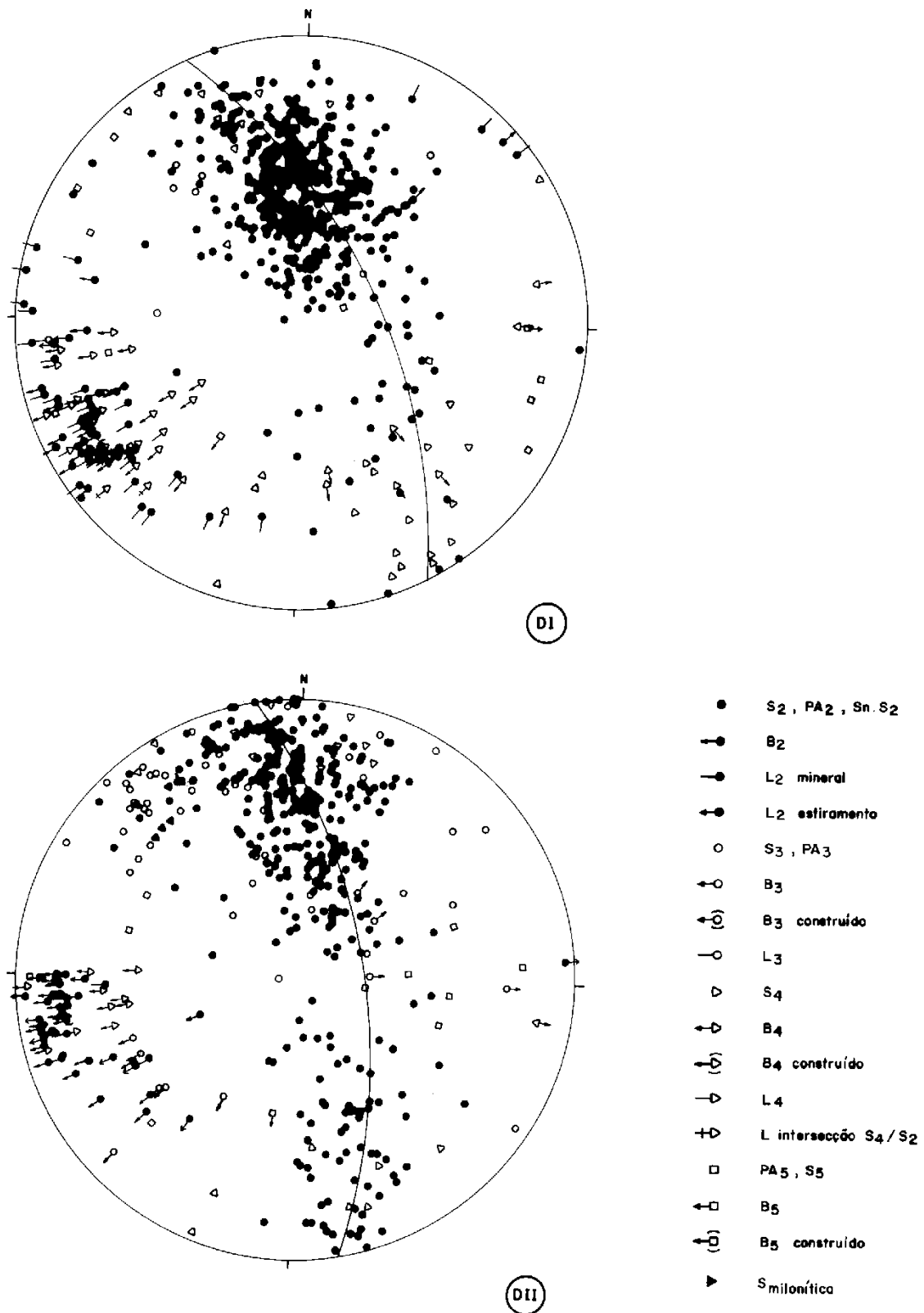


Figura 6.2. Estereogramas de projeções polares e de projeções lineares do meridiano inferior da Rede de Schmidt-Lambert (igual área). Domínios estruturais homogêneos segundo a foliação principal S₂, S₂.S_n ou S_{milonítica} (DIII). Localização na figura 6.1.

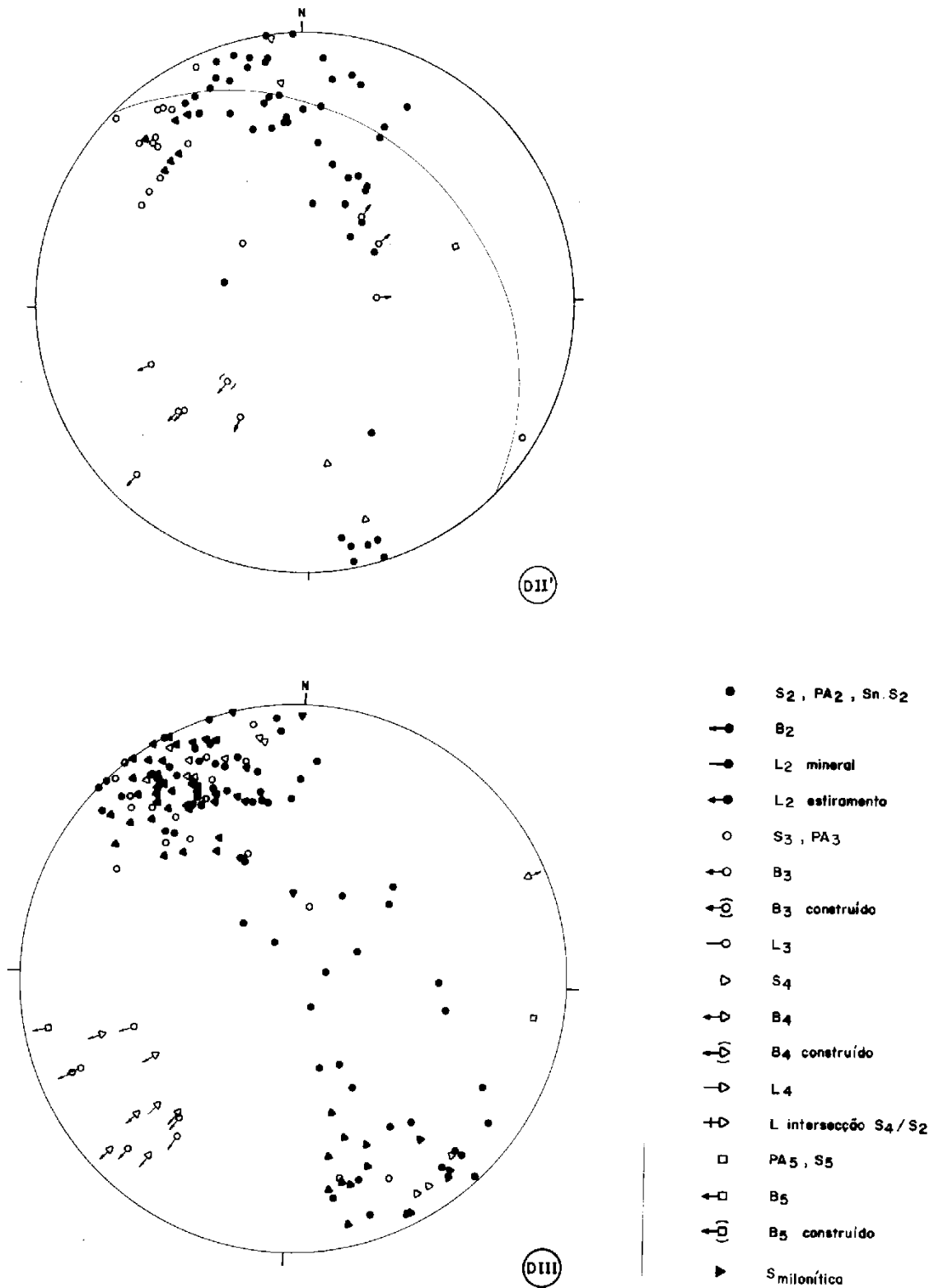
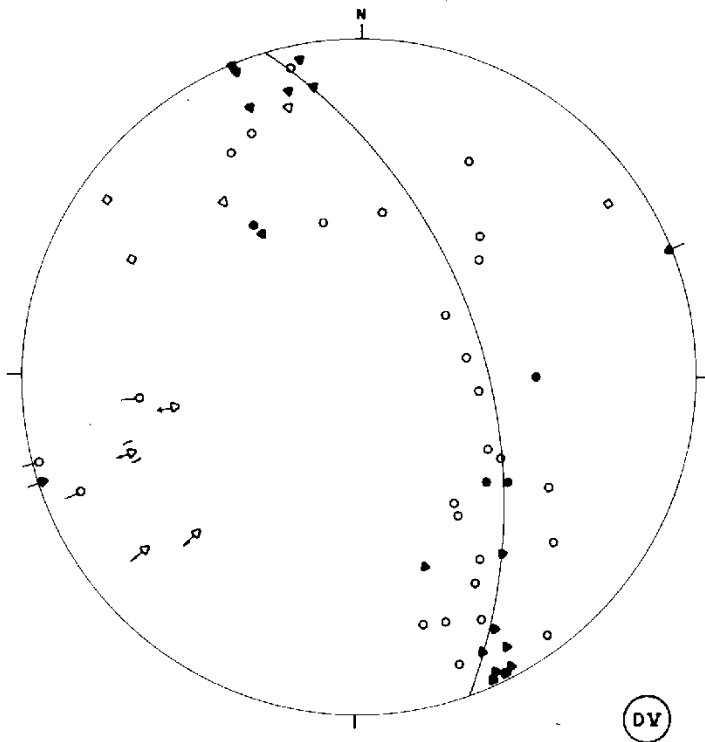
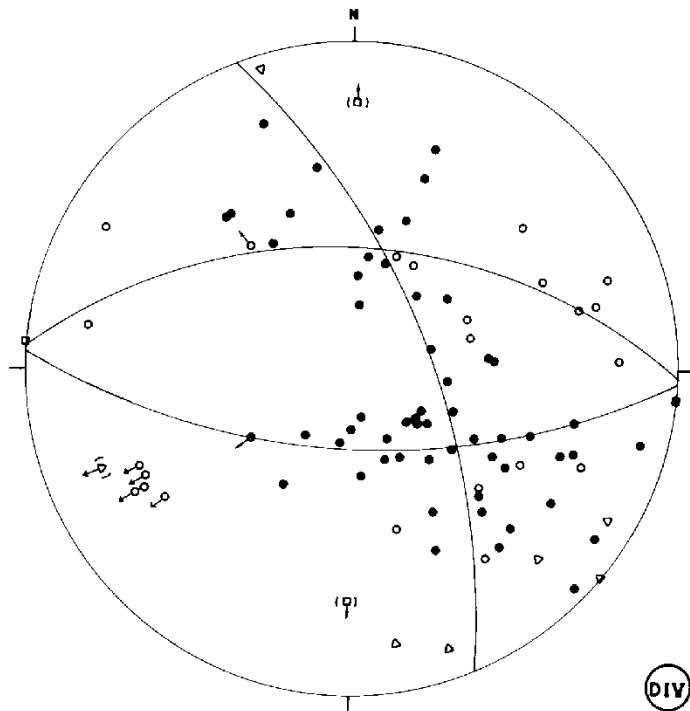
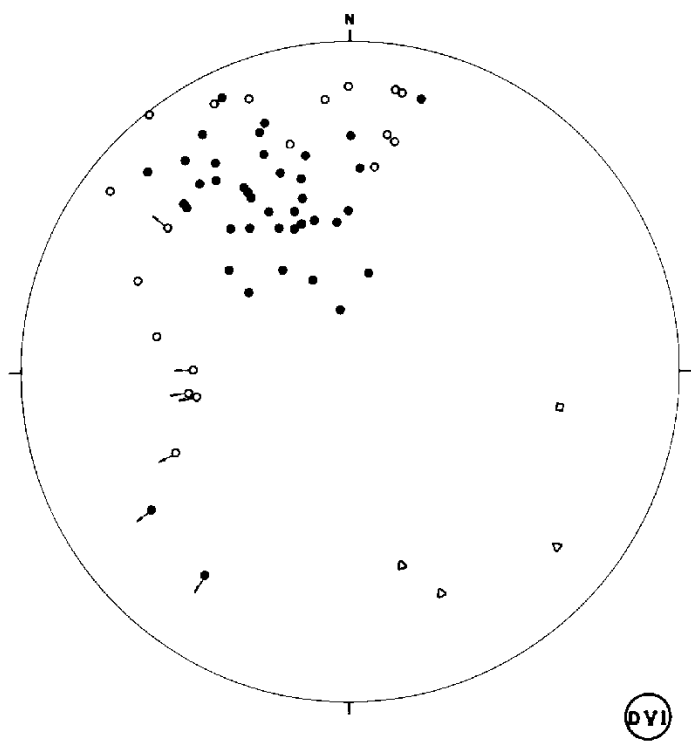


Figura 6.2 (continuação). Estereogramas de projeções polares e de projeções lineares do meridiano inferior da Rede de Schmidt-Lambert (igual área). Domínios estruturais homogêneos segundo a foliação principal S₂, S₂.S_n ou Smilonítica (DIII). Localização na figura 6.1.

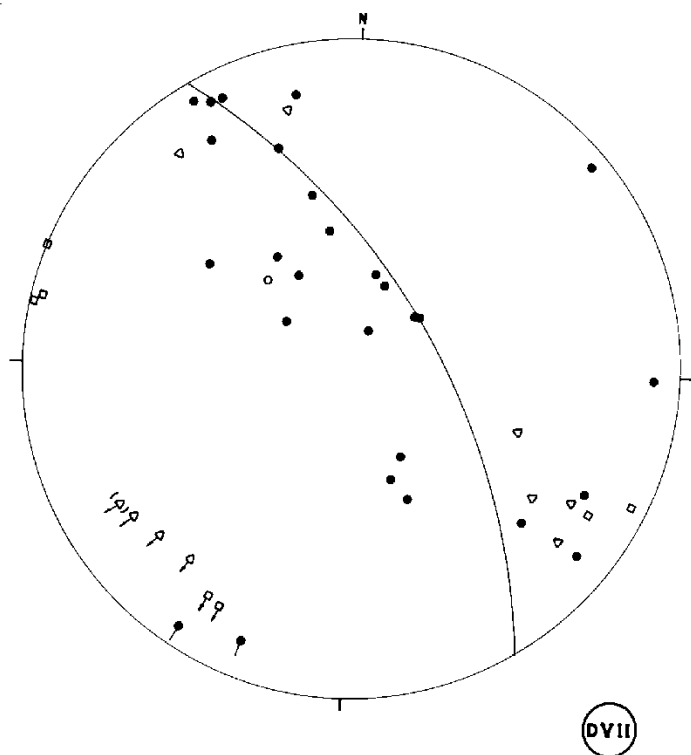


- S₂, PA₂, Sn.S₂
- ⬤ B₂
- ⬤ L₂ mineral
- ⬤ L₂ estiramento
- S₃, PA₃
- ⬤ B₃
- ⬤ (0) B₃ construído
- ⬤ L₃
- ▽ S₄
- ⬤ B₄
- ⬤ (0) B₄ construído
- ▽ L₄
- ⬤ L intersecção S₄/S₂
- PA₅, S₅
- ⬤ B₅
- ⬤ (0) B₅ construído
- ▶ S_{Smilonítica}

Figura 6.2 (continuação). Estereogramas de projeções polares e de projeções lineares do meridiano inferior da Rede de Schmidt-Lambert (igual área). Domínios estruturais homogêneos segundo a foliação principal S₂, S₂.S_n ou Smilonítica (DIII). Localização na figura 6.1.



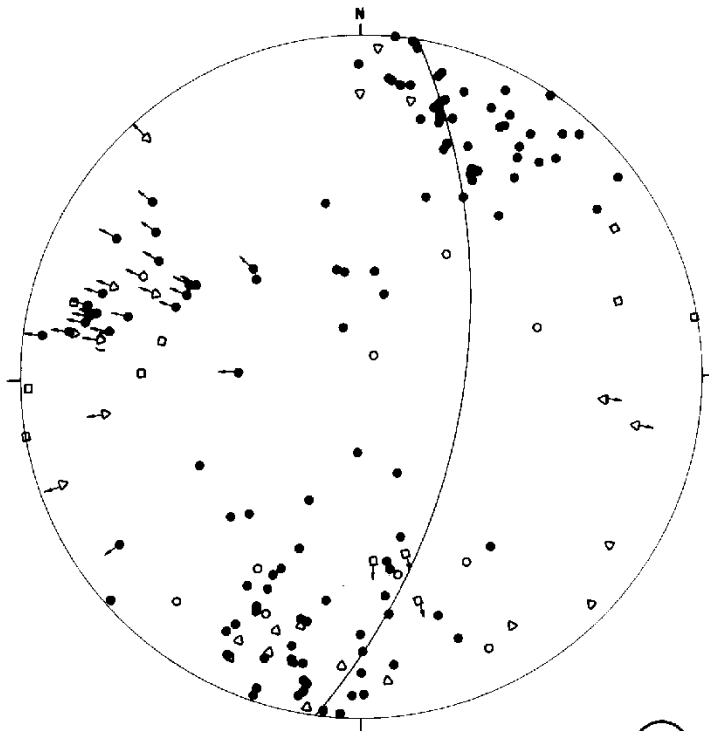
(DV I)



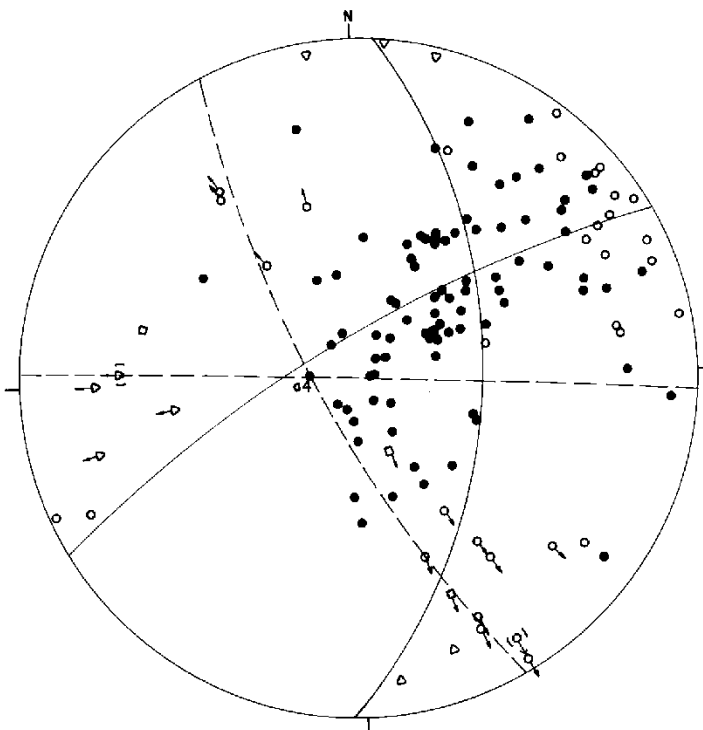
(DV II)

- S₂, PA₂, Sn.S₂
- ⬆● B₂
- ⬆● L₂ mineral
- ⬆● L₂ estiramento
- S₃, PA₃
- ⬆○ B₃
- ⬆(○) B₃ construído
- L₃
- ▽ S₄
- ⬆▽ B₄
- ⬆(▽) B₄ construído
- ▽ L₄
- ⬆▽ L intersecção S₄/S₂
- PA₅, S₅
- ⬆□ B₅
- ⬆(□) B₅ construído
- ▶ S_{Smilonítica}

Figura 6.2 (continuação). Estereogramas de projeções polares e de projeções lineares do meridiano inferior da Rede de Schimidt-Lambert (igual área). Domínios estruturais homogêneos segundo a foliação principal S₂, S₂-S_n ou Smilonítica (DIII). Localização na figura 6.1.



DVIII



DIX

- S₂, PA₂, S_n.S₂
- ⬇● B₂
- ⬇● L₂ mineral
- ⬇● L₂ estiramento
- S₃, PA₃
- ⬇○ B₃
- ⬇(○) B₃ construído
- ⬇○ L₃
- ▽ S₄
- ⬇▽ B₄
- ⬇(▽) B₄ construído
- ⬇▽ L₄
- ⬇+▽ L intersecção S₄/S₂
- PA₅, S₅
- ⬇□ B₅
- ⬇(□) B₅ construído
- ▽ S_{Smilonítica}

Figura 6.2 (continuação). Estereogramas de projeções polares e de projeções lineares do meridiano inferior da Rede de Schmidt-Lambert (igual área). Domínios estruturais homogêneos segundo a foliação principal S₂, S₂.S_n ou Smilonítica (DIII). Localização na figura 6.1.

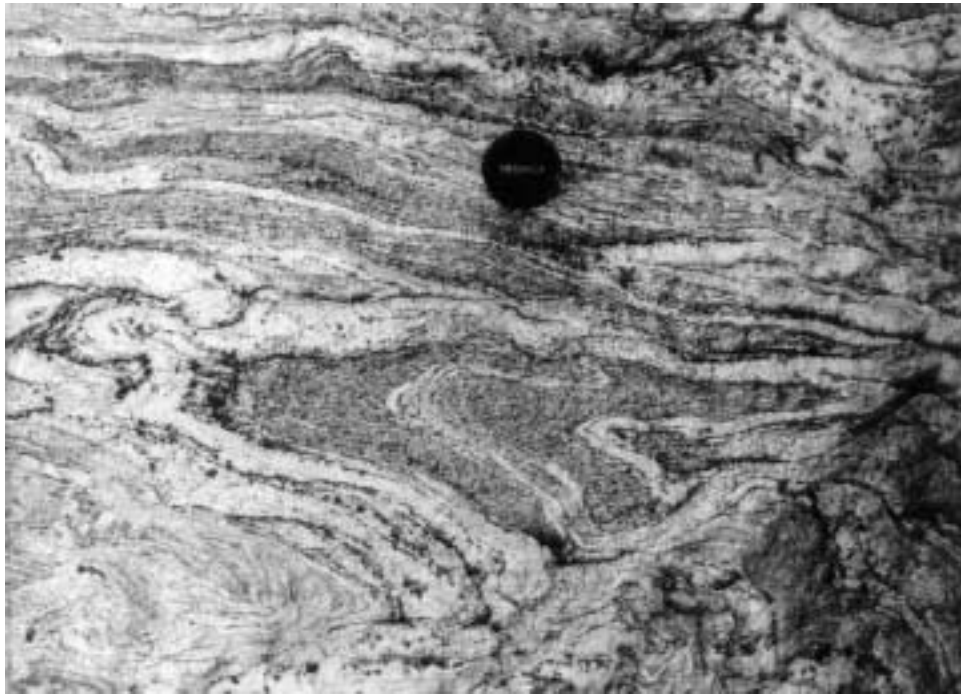


Figura 6.3. Dobra D_2 mesoscópica desenhada pelo bandamento S_n e bandas estromáticas, presença de redobramento suave tardio; ortognaisse homogêneo do Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Afloramento 553.

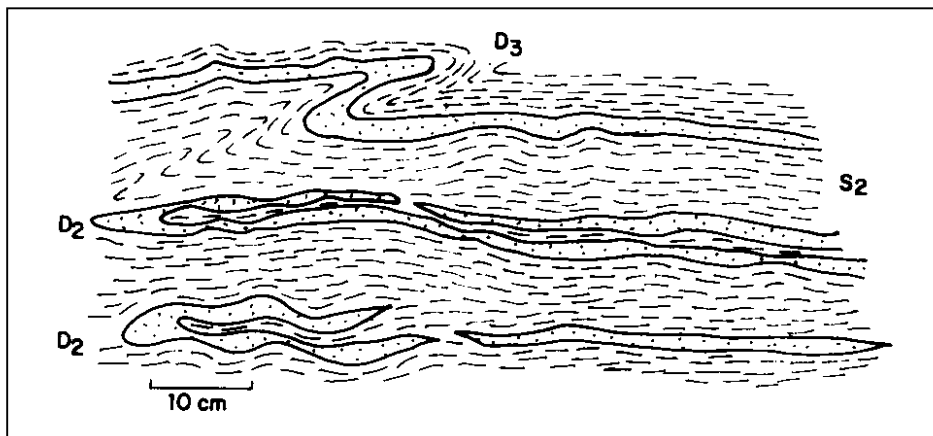


Figura 6.4. Dobras intrafoliais D_2 desenhadas por bandas quartzíticas intercaladas nos muscovita-biotita gnaisses da unidade C, fácies C_2 . Presença de dobra D_3 . Afloramento 173.

A Nappe Serra do Quiabeiro, superposta, pode ser visualizada em todos os perfis geológicos dos anexos 1 e 3. Seu fechamento é reconhecido na secção AA' do anexo 1 e em mapa, na região do Córrego do Funchal, onde o contato do Complexo São Gonçalo do Sapucaí é perpendicular à superfície S_2 , no núcleo da estrutura.

Na região do Serrote de Santa Rita, o contato alóctone da Nappe Serra do Quiabeiro, redobrado numa estrutura antiformal de quarta fase, cavalga um empilhamento litoestratigráfico normal (Secções CC' e DD' - anexo 3). Tem na base o Complexo São Gonçalo do Sapucaí, sobreposto pelo Ortognaisse Serrote de Santa Rita, nele intrusivo, e, no

topo, uma estreita faixa do Grupo Andrelândia. Este empilhamento pode representar também uma estrutura alóctone, de cavalgamento; mas como esta estrutura não pôde ser demonstrada, ela foi definida simplesmente como Antiforme Serrote de Santa Rita.

No perfil DD' (anexo 3) e em mapa, a norte da Fazenda do Retiro, uma faixa lenticular do Grupo Andrelândia ocorre encravada no Ortognaisse Serra do Quiabeiro aparentemente vinculada a uma dobra parasita D_2 , em posição de flanco normal.

A Nappe Ribeirão do Cafundó aparece em todas as secções geológicas (anexo 3). Seu fechamento anticlinal, visível na porção SE do mapa, na região do Ribeirão do Cafundó, desenhado pela Unidade C do Grupo Andrelândia. Um padrão de megadobras parasitas com arquitetura interna compatível com posição anticlinal e portanto de flanco normal, também visualizado em mapa, tem uma zona de charneira sinformal cortada por uma estrutura denominada de Cavalgamento Ribeiros (ver discussão adiante).

Da pilha de nappes anticlinais é na superior, a Ribeirão do Cafundó que está mais bem preservada a seqüenciação litoestratigráfica do Grupo Andrelândia.

O núcleo ortognáissico desta nappe aflora a oeste do Rio Sapucaí, em posição de charneira anticlinal redobrada (Secção AA' - anexos 1 e 3), em contato direto com a unidade E do Grupo Andrelândia.

Superpõe-se ao empilhamento de anticlinais alóctones a Nappe de Cavalgamento Serra das Águas. Ao longo de uma faixa milonítica intensamente recristalizada, transporta na base o Milonito Gnaisse Serra das Águas e no topo paragnaises e xistos também com texturas milonito-protomiloníticas.

As estruturas lineares associadas à fase D_2 , correspondem no Grupo Andrelândia a lineações minerais de alinhamento de micas e rods de quartzo milimétricos. Lineações de estiramento mineral são pouco freqüentes. Têm orientação geral de caimento para SW, e da mesma forma que as superfícies S_2 é fortemente controlada pelos dobramentos superpostos.

6.2.2. A fase D_3

De orientação NE, o dobramento D_3 , aproximadamente homoaxial à fase D_2 . Associa-se a uma foliação S_3 plano axial, xistosidade fina a muscovita e/ou biotita no Grupo Andrelândia (fig. 6.5) e biotita nas unidades ortognáissicas.

Admite como superfícies dobradas as foliações S_2 , S_n ou o produto $S_n \cdot S_2$. Desenvolve dobras mesoscópicas inclinadas, fechadas a abertas, assimétricas ou mais localmente quase-simétricas, todas com espessamento apical. Figuras de interferência com dobras anteriores D_n ou D_2 são do tipo 3 de Ramsay (1967) (fig. 6.6).

Com base na litoestratigrafia admitida na estrutura anterior, a fase D_3 tem transporte tectônico para noroeste. A superposição da fase posterior (D_4) pode mascarar esta polaridade, gerando anticlinais sinfórmicos e sinclinais antifórmicos (secção AA' - anexo 1).

Dada a disposição oblíqua de S_3 em relação às superfícies dobradas, a direção dos fechamentos antifórmicos e sinfórmicos das megaestruturas são identificadas através da relação angular entre S_3 e S_2 .

As megadobras D_3 estão apresentadas nas secções geológicas do anexo 3 e em mapa correspondem a maioria das dobras delineadas pelos contatos metassedimentos/ortognaises ou entre as unidades dos Complexos São Gonçalo do Sapucaí e Amparo. As charneiras antiformal e sinformal da megadobra D_3 mapeada na região do Ribeirão Moinho Velho -

Fazenda Campestre, tem sua forma preservada dentro de *pods* limitados por faixas miloníticas subverticais da Zona de Cisalhamento Três Corações. Na região do Serrote de Santa Rita um sistema antiformal de quarta fase superimpõe-se a uma megadobra D_3 , cujo flanco inverso encontra-se também seccionado pela Zona de Cisalhamento Três Corações.



Figura 6.5. Dobra D_3 com xistosidade plano-axial a biotita e muscovita, em muscovita-biotita gnaíse da unidade C, fácies C_2 . Presença de veio pegmatóide granítico tardio. Afloramento 170.

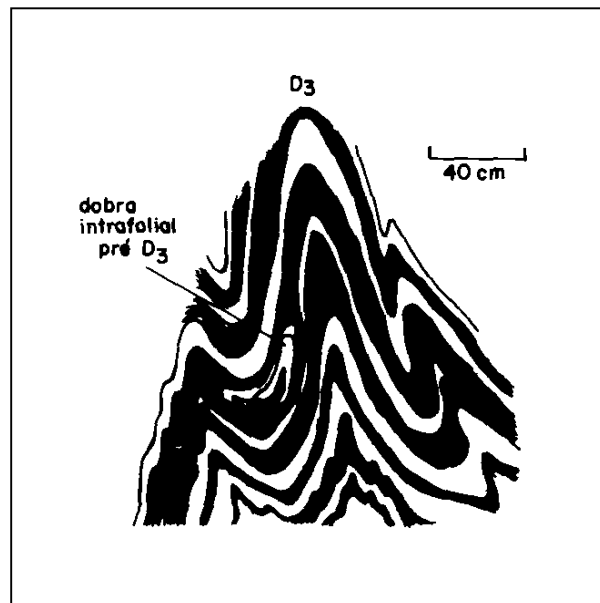


Figura 6.6. Dobra D_3 deforma o bandamento S_1 - S_2 . Presença de dobra intrafolial anterior dobrada por D_3 . Afloramento 581.

Dobras D_3 em interferências com dobras parasitas D_2 são observadas, em nível de mapa, na região das fazendas da Ressaca e do Retiro (Secções geológicas CC' e DD' - anexo 3).

Megaparasitas D_3 ocorrem na região da Serra do Campo Redondo a oeste do Ribeirão do Rebojo e a oeste do Rio Sapucaí - região do Ribeirão do Turvo - Fazenda Cabo Verde (Secção AA' - anexo 3).

No geral as megadobras D_3 possuem um comprimento de onda médio de 1000 m por 750 m de amplitude.

Os diagramas estereográficos da figura 6.2 mostram quase sempre o comportamento de S_3 subparalelo a S_2 definindo os planos geométricos AC das fases subseqüentes. Nos diagramas correspondentes ao subdomínio II' e ao domínio IX, que constam de zonas charneira D_3 importantes, verifica-se o caráter cilíndrico do dobramento com orientação aproximada N45E (DII') infletida para N30W (DIX), devido à superposição da quinta fase de dobramentos.

6.2.3. A fase D_4

A fase D_4 de orientação axial geral E-NE é também aproximadamente homoaxial aos dobramentos D_2 e D_3 .

Causa variações nos sentidos dos mergulhos das superfícies plano-axiais e dos caimentos dos elementos lineares associados às estruturas anteriores. São dobras assimétricas a quase simétricas, abertas, normais horizontais, ou com leve caimento (segundo classificação de Fleuty 1964). Possuem como estruturas plano-axiais dispostas em leque, uma clivagem de crenulação zonal a discreta, que, localmente, no intrado de megaestruturas, evolui a uma xistosidade fina a biotita.

Uma megaestrutura anticlinal D_4 , com cerca de 2,5 Km mínimos de meio comprimento de onda, interessa toda a folha de São Gonçalo do Sapucaí 1:50.000 (anexo 1). Sua charneira está mapeada no noroeste da folha (anexo 2) e estende-se pelas imediações sul da cidade de São Gonçalo do Sapucaí, deixando subhorizontais as superfícies S_2 e S_3 . Essas superfícies mergulham para sul na porção meridional do mapa e, no geral, para norte na metade setentrional da folha (anexo 1), onde se articula com uma sinforma na região da cidade de São Gonçalo do Sapucaí e uma antiforma a sul de Monsenhor Paulo.

A análise dos diagramas estereográficos da figura 6.2 evidencia o caráter cilíndrico desta fase, definido através da disposição dos elementos planares deformados em guirlandas AC_4 que contém os polos dos planos axiais S_4 . A variação de SW para WNW na orientação dos elementos lineares L_4 e B_4 deve-se à superposição das dobras de quinta fase.

Os diagramas dos domínios I e VII (fig. 6.2) caracterizam um predomínio do mergulho das superfícies dobradas para sul, distribuídas em guirlandas AC_4 de dobras parasitas assimétricas e com indicação de fechamento antiformal a norte.

Nos domínios II, V e VIII (fig. 6.2), dobras D_4 cilíndricas e mais próximas a formas simétricas, mostram um equilíbrio estatístico entre foliações S_2 e S_3 com mergulhos para norte e para sul. A baixa incidência de foliações subhorizontais na configuração do perfil do dobramento D_4 , indica dobras a charneira pouco desenvolvida. No domínio V um dobramento com zona de charneira suavemente abaulada, delineado pelos polos das foliações S_3 .

No diagrama correspondente ao domínio IV (fig. 6.2) as superfícies dobradas predominam com mergulhos para norte e indicam a charneira antiformal para sudeste.

No domínio IX (fig. 6.2), a sul do fechamento anticlinal D_4 , os elementos estruturais de terceira fase encontram-se dispersos mas contidos em um grande círculo (fig. 6.2). Este grande círculo não corresponde nem a superfície média S_3 , nem ao redobramento ortogonal D_5 . Tal disposição, aliada ao engajamento das foliações S_2 e S_3 em dobras D_4 , sugere mecanismos locais de deformação que admitem transporte de massa ao longo de uma direção cinemática contida no plano axial S_4 . Aquele plano de dispersão deve representar assim um plano de retomada (Ramsay 1960). A orientação deste eixo cinemático (para WNW com caimento muito forte) não tem significado quantitativo já que todos os elementos lineares e planares envolvidos na sua definição sofreram inflexão durante o dobramento posterior D_5 .

Finalmente destaca-se que o comportamento essencialmente cilíndrico do dobramento D_4 , do tipo normal com fraco caimento, implica em superfícies dobradas regionalmente homogêneas, paralelas entre si e próximas à horizontal. Tal disposição, um claro indício do caráter pretérito recumbente do dobramento D_2 .

6.2.4. A fase D_5

A última fase de dobramentos D_5 , de orientação axial próxima a NS, modifica as direções dos elementos planares e lineares das deformações anteriores através de dobras amplas. Localmente associa-se uma clivagem de crenulação zonal ou uma clivagem espaçada.

A ela correspondem as megainflexões delineadas pelos contatos litológicos e pelas foliações na porção central do mapa.

Um padrão de interferência em domos e bacias com as fases anteriores, traduzido em mapa por uma estrutura dômica na sua porção central. No núcleo do domo situa-se a seqüência bandada do Complexo São Gonçalo do Sapucaí.

No diagrama estereográfico correspondente ao domínio IV (fig. 6.2) está bem representada a dispersão das foliações anteriores em 2 guirlandas AC_5 , ambas admitindo os mesmos polos de PA_5 em posição plano-axial. Esta disposição deve-se a interferência desta fase com D_4 , isto é cada guirlanda representa a deformação de um dos flancos de uma dobra D_4 .

6.3. A Zona de Cisalhamento Transcorrente Três Corações

Em continuidade física lateral com a faixa de cisalhamento definida a NE como Falha de Três Corações, ocorre na área um sistema de faixas de cisalhamento subverticais, de geometria linear e orientação aproximada $N60E$, que limitam *pod*s.

Desenvolvem faixas decamétricas de protomilonitos e milonitos que evoluem para ultramilonitos. As feições microscópicas associadas são textura *mortar*, rotação de porfiroclastos com desenvolvimento de zonas de sombra de pressão com forma sigma (mais raramente delta) e arranjo de superfícies desenvolvidas sob cisalhamento em pares S-C, também em nível mesoscópico (fig. 6.7).

Em mapa os contatos litológicos e foliações anteriores assumem arranjo sigmoidal entre as faixas de cisalhamento.

A evolução das faixas de cisalhamento tem início precoce a S_3 , já que localmente são cortadas por esta superfície (fig. 4.25). Mas de uma maneira geral, a movimentação principal é posterior a esta fase, retomando a foliação S_3 e verticalizando-a. Em nível de mapa, as faixas

de cisalhamento cortam claramente dobras D_3 . No contexto global da faixa Alto Rio Grande (fig. 2.1), evidências de movimentações transcorrentes tardias a D_4 são identificadas quando seccionam dobras desta fase, justapondo estruturas de mesma forma (antiformas ou sinformas).



Figura 6.7. Arranjo de superfícies, desenvolvidas sob cisalhamento, em pares S-C. Ortognaisse Serrote de Santa Rita. Afloramento 799.

O diagrama estereográfico do domínio III (fig. 6.2), que corresponde à zona de cisalhamento, mostra o paralelismo entre a foliação milonítica e as superfícies S_3 , verticalizadas neste domínio e ainda com as superfícies S_4 . Não fica evidente seu dobramento por qualquer destas fases.

Por outro lado, em nível de afloramento, a foliação milonítica é afetada por clivagem de crenulação discreta local, relativa à D_4 .

Esta zona de cisalhamento é transcorrente oblíqua dextral, definida por lineações de estiramento mineral subhorizontais a 25° de caimento e por critérios cinemáticos tais como zonas de sombra de pressão assimétricas e arranjos da foliação em pares S-C. Este movimento já foi reconhecido na área por Cavalcante *et al.* (1979) e Silva *et al.* (1988) e mais a nordeste por Trouw *et al.* (1983, 1984, 1986).

Seu comportamento dúctil, atestado por texturas miloníticas recristalizadas na fácies xisto-verde (veja capítulo 7) é evidenciado, no mapa geológico, pelo estiramento e não rompimento da maioria das unidades afetadas. No entanto é o mapa geológico que coloca em evidência separações rúpteis-dúcteis dextrais, provavelmente contemporâneas aos dobramentos D_3 (anexos 1 e 2, nível do Ortognaisse Serra do Quiabeiro a sul da Serra homônima).

Removimentações essencialmente rúpteis e dextrais são atestadas pela ocorrência local de espelhos de falha com estrias horizontais, desenvolvidas em domínios crustais mais rasos.

O padrão cinemático complexo para esta faixa linear encontra-se esquematizado na figura 6.8.

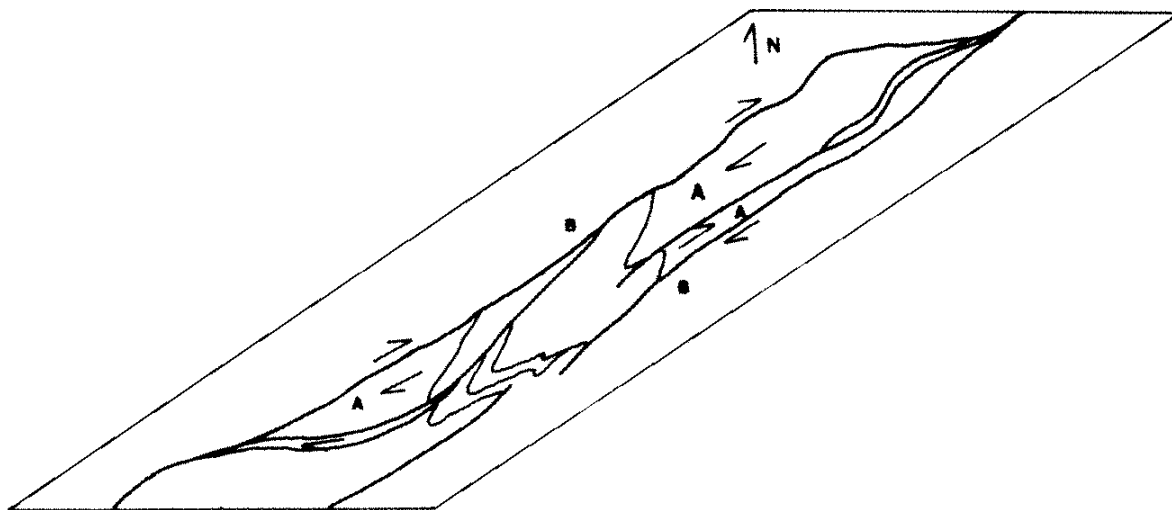


Figura 6.8. Zona de Cisalhamento Transcorrente Três Corações na área mapeada. Movimentações relativas dos blocos lenticulares mostrada através de setas. Posições relativas entre os blocos: A,A: altos, B: baixos. Escala aproximada: 1:68.000.

6.4. O Cavalgamento Ribeiros

Esta estrutura de cavalgamento desenvolve-se ao longo de zonas miloníticas recristalizadas, que bifurcam e isolam, na área, uma lente tectônica de até 500 m de espessura, dentro da qual preserva-se charneira sinformal rompida de megadobra parasita D_2 . Lascas de ortognaisses são transportadas para o topo da estrutura (anexo 3).

As evidências do seu posicionamento cronológico dentro da evolução estrutural da área não são claras. É uma estrutura posterior a D_2 que pode ter-se desenvolvido ainda sob seus esforços. Mas, como não está claramente deformada pelo dobramento subsequente D_3 , não pode ser descartada a hipótese de associar-se às estruturas de empurrão, desenvolvidas na Faixa Alto Rio Grande, penecontemporâneas à justaposição da Nappe Socorro-Guaxupé, no ciclo tectônico do Proterozóico Superior-Cambriano (Campos Neto *et al.* 1990).

Cisalhamento dúctil subhorizontal posterior a dobras de terceira fase afetam localmente o granodiorito gnaisse ocelar-porfiroclástico do Ortognaisse Serra do Quiabeiro (fig. 6.9). Materializa-se em delgadas faixas de cisalhamento, oblíquas ao bandamento gnáissico da rocha (fig. 6.10), que evoluem para uma estrutura bandada onde se alternam bancos de protomilonito e de milonito negro, a olhos arredondados de plagioclásio, com espessuras que variam de alguns decímetros ao centímetro (fig. 6.11).



Figura 6.9. Faixa de milonito negro trunca dobras D_3 . Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Granodiorito gnaisse ocelar-porfiroclástico. Afloramento 84.



Figura 6.10. Faixas de cisalhamento delgadas oblíquas ao bandamento gnáissico S_n . Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Granodiorito gnaisse ocelar-porfiroclástico. Afloramento 84.



Figura 6.11. Estrutura bandada dada pela alternância de bandas miloníticas (negras) e protomiloníticas. Ortognaisse Serra do Quiabeiro. Granodiorito gnaisse ocelar-porfiroclástico. Afloramento 84.

CAPÍTULO 7 - EVOLUÇÃO METAMÓRFICA

Nas rochas do Grupo Andrelândia estão preservadas assembléias minerais superpostas que possibilitam a recuperação das reações metamórficas e o estabelecimento da relação destas assembléias com as fases de deformação.

A análise das paragêneses minerais presentes, feita em lâminas delgadas através de critérios texturais que envolvem a observação dos contatos entre os grãos minerais, sua forma, feições de substituição e distribuição das inclusões em porfiroblastos.

Este estudo é portanto essencialmente qualitativo, mas identificadas as reações possíveis, as condições de temperatura e pressão atuantes são tentativamente estabelecidas através de comparação com estudos quantitativos abordados na literatura.

Além do efeito das variáveis temperatura e pressão outros fatores tais como atividade iônica e fugacidade de fluidos podem interferir no desenvolvimento das reações metamórficas. A atuação destes fatores foi tratada quando identificada.

No estudo do equilíbrio químico nas reações metamórficas aplica-se a regra das fases. Determina seu caráter descontínuo (ou univariante), quando uma assembléia constituída de ambos, reagentes e produtos, tem apenas um grau de liberdade ($F=1$), isto é a reação ocorre a uma temperatura específica e a uma dada pressão. Reações contínuas ocorrem quando as fases envolvem soluções sólidas e é possível que as reações realizem-se sob diferentes condições de temperatura e pressão de acordo com a composição das fases. Neste tipo de reação, de dois graus de liberdade ($F=2$), os reagentes e produtos podem coexistir dentro de um amplo intervalo de pressão e temperatura.

Outro tipo de reação metamórfica envolve apenas intercâmbio entre cátions resultando em mudanças nas composições das fases sem real crescimento ou dissolução de alguma delas. Ocorrem em assembléias com considerável número de graus de liberdade, isto é poucas fases mas muitos componentes.

Outro aspecto da análise textural envolve o exame da distribuição das inclusões em poiquiloblastos e porfiroblastos e o arranjo da foliação circundante. O padrão da distribuição das inclusões ou foliação interna (S_i) nos poiquiloblastos e na maioria dos porfiroblastos reflete o arranjo da foliação na época do seu crescimento. A comparação entre a foliação interna e a foliação externa (S_e) permite a determinação das relações entre a produção de foliações e o crescimento mineral.

7.1. Condições metamórficas contemporâneas a S_1

São poucas as evidências do metamorfismo penecontemporâneo à foliação reliquiar S_1 . Micro charneiras D_2 são delineadas por muscovita e biotita ou raramente por fibrolita (fig. 7.1), sugerindo um metamorfismo de grau médio (média temperatura) acima da primeira isógrada da sillimanita.

As condições de pressão são de inferência difícil em vista da aparente ausência de minerais indicadores sin S_1 . Não se pode excluir a possibilidade de pressão moderadamente baixa.

Porfiroblastos de granada circundados pela foliação S_2 , apesar de algumas vezes apresentarem padrão de distribuição das inclusões indicativo de crescimento

penecontemporâneo a esta foliação, podem em parte corresponder a recristalização metamórfica no desenvolvimento de S_1 .

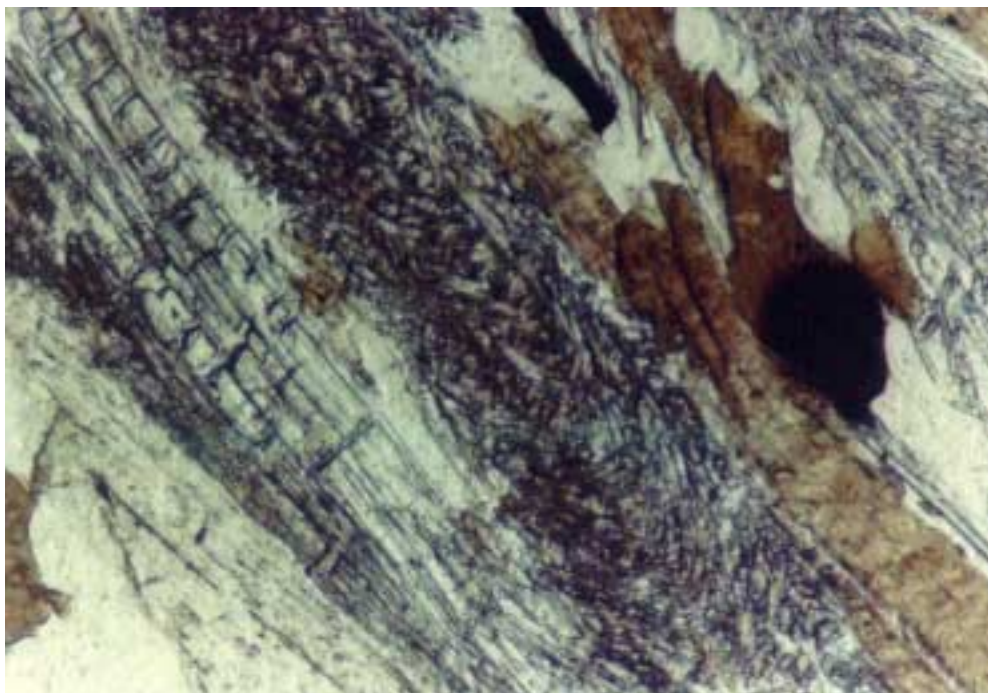


Figura 7.1. Microdobras D_2 deformam sillimanita contemporânea à foliação S_1 . Sillimanita-granada-biotita-plagioclásio-muscovita gnaiss/xisto. Unidade D. Lâmina SG-427A. Aumento aproximado de 160x.

7.2. Condições metamórficas contemporâneas a S_2

Na área mapeada os registros metamórficos melhor preservados são relativos à S_2 . Desenvolveu-se sob condições de metamorfismo do tipo Barroviano, no grau médio (Winkler 1976) ou fácies anfibolito (Eskola 1915 in: Yardley 1989), e estabilizou-se na zona da sillimanita por toda a área de forma a impedir o traçado de isógradas metamórficas em mapa.

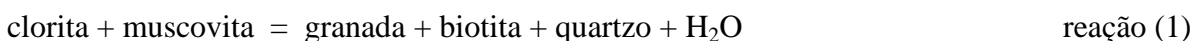
Dadas as diferenças composicionais originais das seqüências mapeadas estas serão tratadas separadamente na sua evolução metamórfica.

7.2.1. Evolução das associações minerais nos xistos e quarto-xistos

Quase sempre alterados, poucas amostras foram coletadas. As paragêneses mais comuns envolvem a associação de granada, muscovita e biotita.

Duas amostras que contém aluminossilicatos e quase nenhuma biotita apresentam relictos de estauroлита como inclusões em granada (fig. 7.2). Permitem a identificação das primeiras reações ocorridas já dentro do domínio do médio grau durante a evolução de S_2 .

A formação inicial da granada pode ter ocorrido à partir da reação contínua:



Segundo Thompson e Norton (1968 in: Winkler 1976) quartzo pode estar presente como reagente:

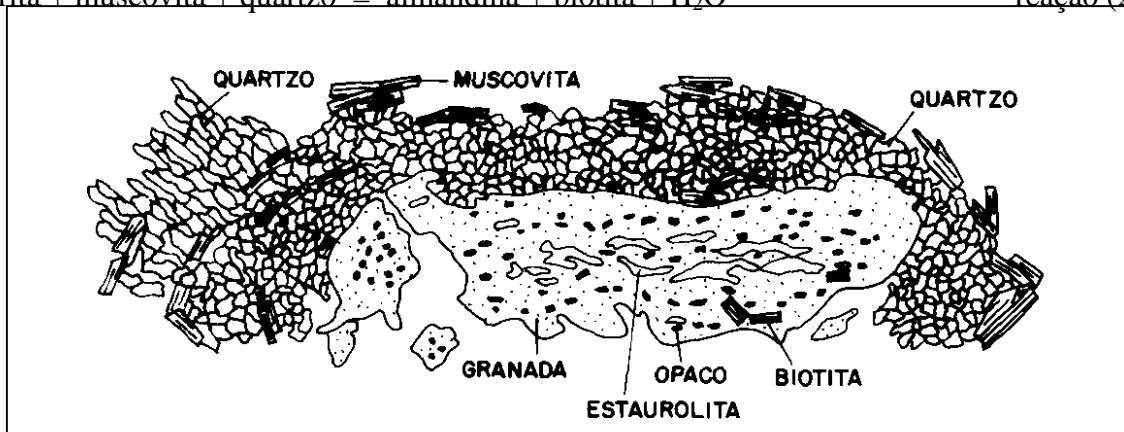
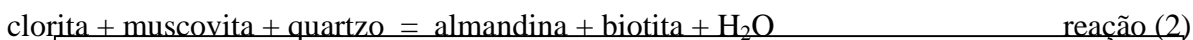


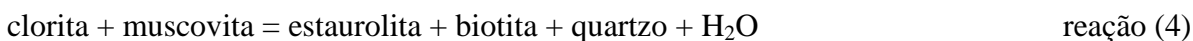
Figura 7.2. Inclusões retas de estaurolita e opacos em granada sin-S₂. Muscovita quartzito com cianita. Unidade D. Lâmina SG-306. Aumento aproximado de 8x.

Como biotita ocorre em pequenas quantidades e sempre como inclusões em granada juntamente com muscovita e clorita, sugere-se que a reação (1) pode ter ocorrido, mas em pequena escala, de forma que a granada formada se deve a reações subseqüentes, característica de condições de temperatura mais elevada.

Por outro lado, na zona da granada, metapelitos aluminosos podem conter cloritóide mas, nesses casos, raramente biotita (Yardley 1989). Numa das amostras analisadas cloritóide foi encontrado mas aparentemente associado a um metamorfismo retrógrado superimposto. De qualquer forma sua presença pode indicar uma composição favorável para sua existência no início da evolução metamórfica, e pode estar envolvido na reação contínua de formação da granada:



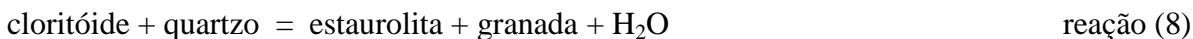
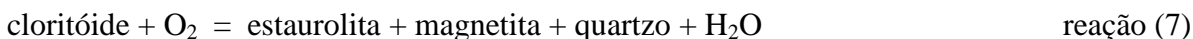
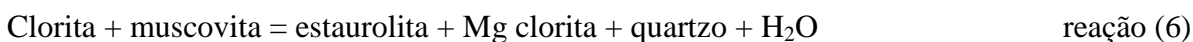
No desenvolvimento do metamorfismo os metapelitos passam para a zona da estaurolita. A presença de inclusões de muscovita e clorita em estaurolita sugere para sua formação a reação contínua:



Granada pode estar envolvida na reação descontínua:

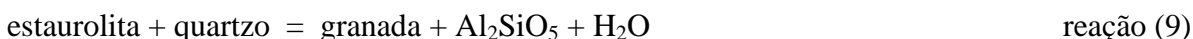


Novamente dada a pequena quantidade de biotita associada outras reações podem ter ocorrido:



São encontradas evidências texturais para a reação (6) dada a presença de inclusões de muscovita, clorita e quartzo em estaurolita (fig. 7.3).

A passagem para a zona da cianita pode ter sido através da reação descontínua:



que não envolve biotita, e explica a presença de inclusões de estaurolita na granada em amostras que contém aluminossilicatos (Fig. 7.2 e 7.4).

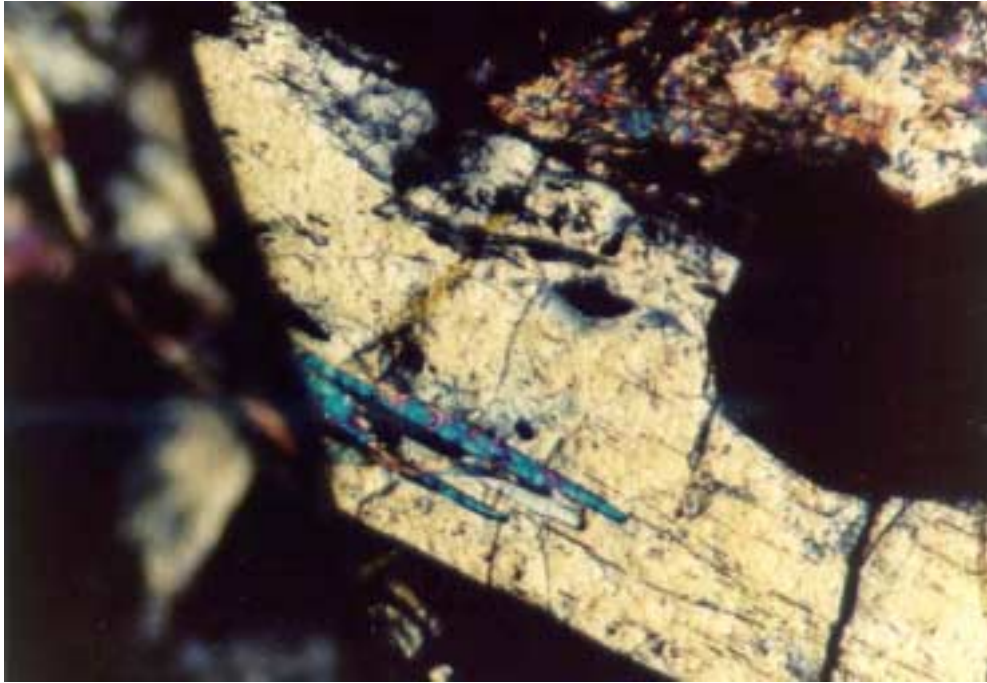


Figura 7.3. Inclusões de muscovita, clorita (mineral ripiforme com cor de birrefringência anômala verde escura), e quartzo em estauroлита. Sugere a reação (6). Cianita-granada-muscovita-quartzo xisto. Unidade D. Lâmina SG-306. Aumento aproximado de 160x.

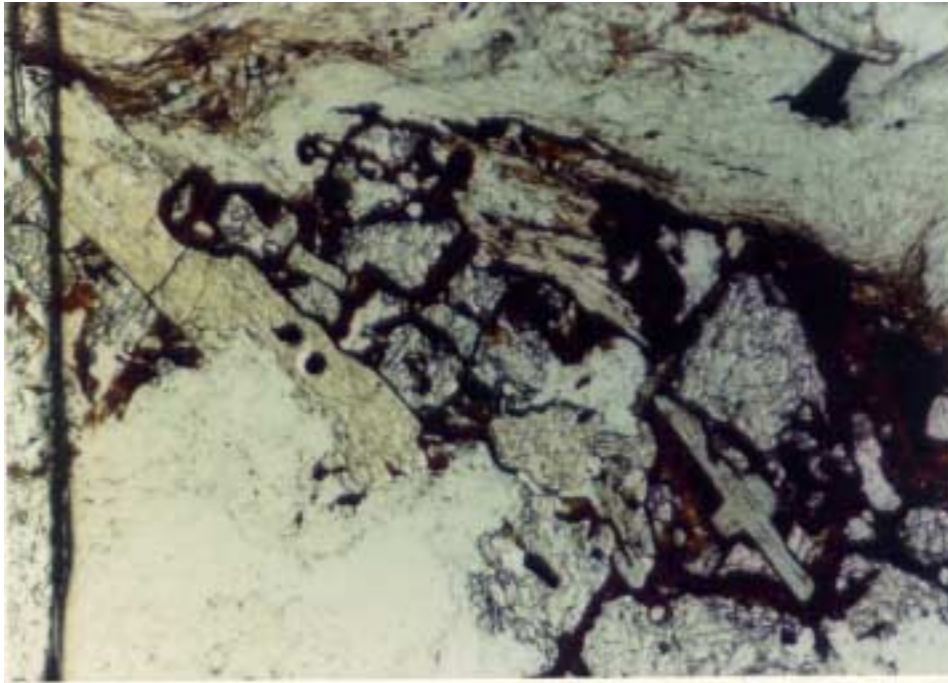


Figura 7.4. Inclusão parcial de estauroлита (cor amarela) em granada com crescimento de sillimanita fibrolítica em sua borda, segundo a reação (9). Cianita-granada-muscovita-quartzo xisto. Unidade D. Lâmina SG-306. Aumento aproximado de 40x.

A mesma reação (9) pode continuar ocorrendo na passagem para a zona da sillimanita, formando-a ao invés da cianita. A sillimanita pode ainda ser formada diretamente a partir da cianita através da reação:

cianita => sillimanita

reação (10)

A transformação direta da cianita para sillimanita não foi detectada convergindo com as observações de Carmichael (1969) (ver discussão adiante) que aponta para esta transformação uma seqüência de reações iônicas que quando somadas resultam na reação (10).

Os diagramas AFM da figura 7.5 foram construídos para as prováveis composições médias dos xistos aluminosos e dos ferro-magnesianos, com base nas associações minerais encontradas, e mostram sua evolução metamórfica. Nos últimos estauroлита, cianita ou sillimanita não se desenvolvem dada a composição original da rocha. Suas relações com metagrauvacas (com sillimanita e cianita) intercaladas, excluem a possibilidade de grau mais baixo. No caso dos xistos aluminosos o cloritóide pode, dentro do grau médio, ter sido uma fase inicial juntamente com granada e sem biotita, a cianita se formaria sob condições mais enérgicas que as correspondentes à sua zona.

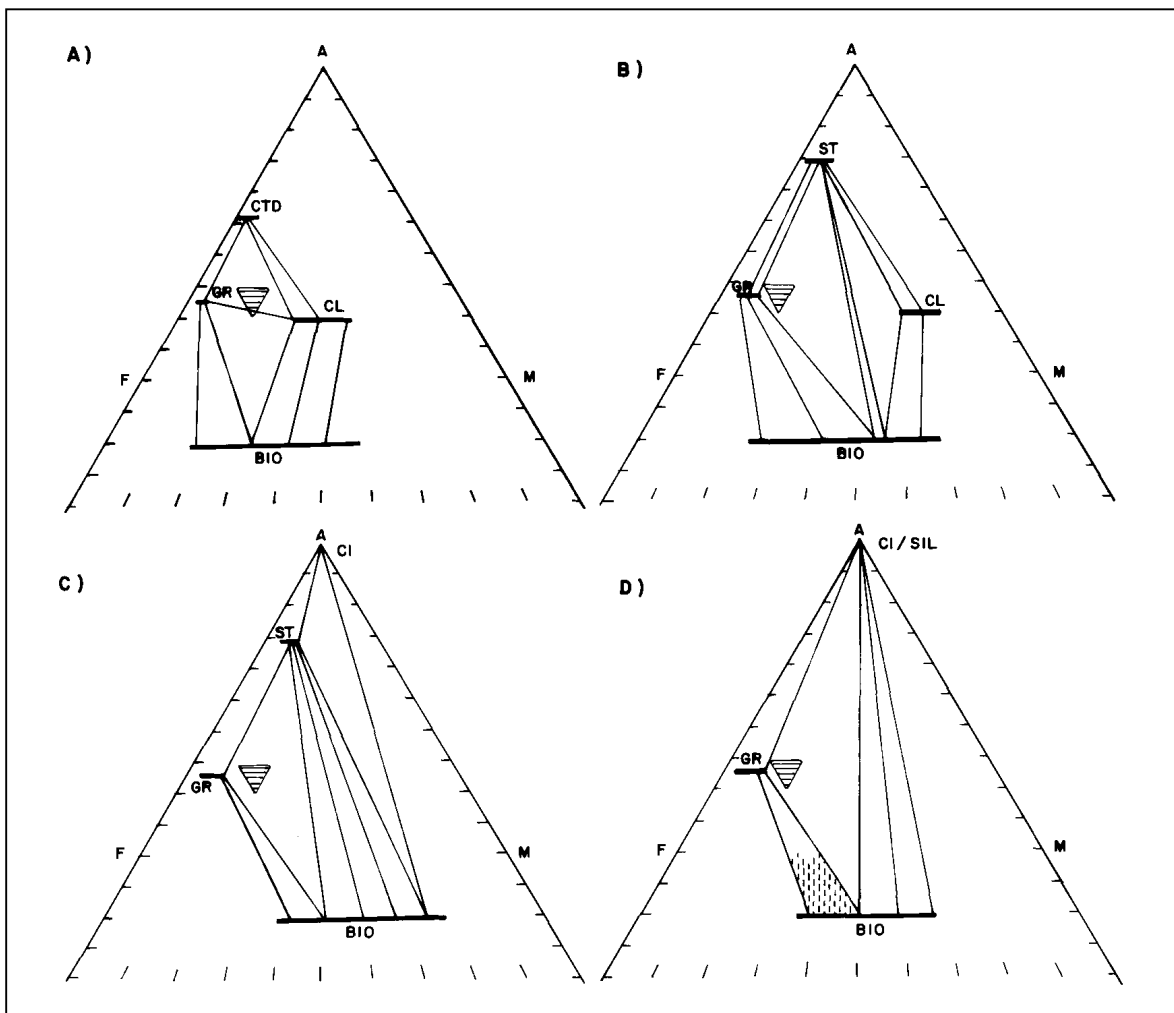
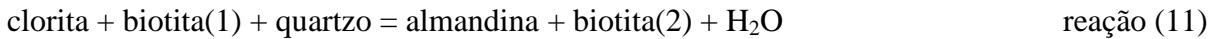


Figura 7.5. Projeções A (Al_2O_3 descontada a proporção associada a muscovita) - F (FeO) - M (MgO), de Thompson (1957), mostrando assembléias minerais coexistentes com muscovita, quartzo e H_2O em metamorfismo do tipo barroviano. CL: clorita, CTD: cloritóide, BI: biotita, GR: granada, ST: estauroлита, CI: cianita, SIL: sillimanita. A) zona da granada, B) zona da estauroлита, C) zona da cianita, D) zona da sillimanita. O triângulo com hachurado horizontal representa um intervalo composicional inferido para os quartz xistos estudados a partir das assembléias minerais observadas. A área com tracejado oblíquo em D) representa composições possíveis para os xistos ricos em ferro, nos quais aluminossilicatos estão sempre ausentes.

7.2.2. Evolução das associações minerais nos plagioclásio gnaisses

Nestas rochas a presença de inclusões de muscovita e clorita em algumas granadas sugere uma formação inicial deste mineral a partir das reações (1) e (2). Porém a ocorrência de clorita retrometamórfica introduz uma complicação na identificação desta associação.

Como biotita constitui uma fase importante uma reação alternativa seria:



inferida a partir de observações petrogenéticas por Chakraborty e Sen (1967 in: Winkler 1976).

Nas reações (1), (2) e (11) clorita foi quase que totalmente consumida restando apenas ocasionalmente como inclusões na granada. Muscovita e quartzo permanecem estáveis.

Vale ressaltar que porfiroblastos de granada desenvolveram-se durante todo o transcorrer da evolução da foliação S_2 . Ocorrem granadas precoces, de forma arredondada, que preservam no seu interior inclusões orientadas segundo S_1 crenulada por S_2 , esta ainda com características de crenulação zonal (fig. 7.6). Verifica-se que a evolução de S_2 resulta numa orientação, dada pelas micas da matriz, bastante distinta da original quando começa a crenular S_1 , num esquema muito semelhante ao proposto em Jamieson e Vernon (1987). Granadas mais tardias, alongadas, preservam inclusões retas, já totalmente paralelizadas a S_2 .

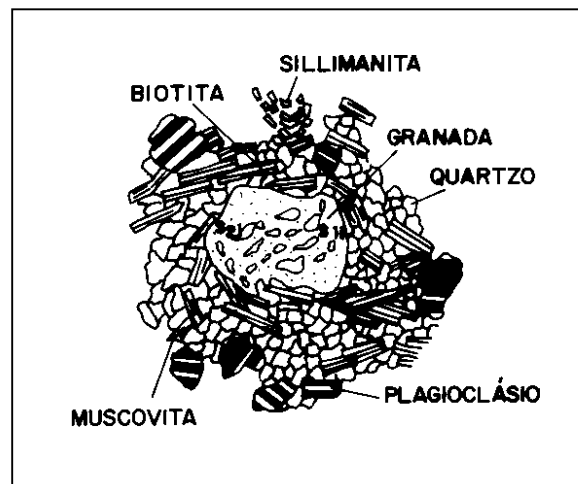
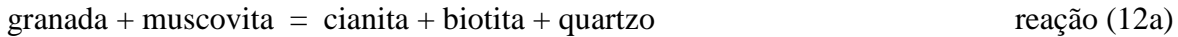


Figura 7.6. Porfiroblasto de granada sin- S_2 com inclusões orientadas em duas direções: segundo S_1 (interna) e estas crenuladas por S_2 (interna),quase ortogonal. Este padrão de inclusões mostra o início da evolução de S_2 como clivagem de crenulação de orientação bastante distinta da xistosidade S_2 externa. Granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaisse. Unidade C, fácies C_2 . Lâmina SG-210. Aumento aproximado de 9x.

Segundo Bell (1985) a nucleação dos porfiroblastos tende a ter razões comprimento/largura controlados pela orientação de S_1 relativa a S_2 . Assim granada, mineral de hábito granular, cresce arredondada quando S_2 , ortogonal a S_1 . Quando S_1 totalmente transposta, paraleliza-se a S_2 , os porfiroblastos de granada tendem a crescer alongados, com inclusões paralelas a S_2 .

Estaurolita não foi observada, ou por ter sido totalmente consumida nas reações de quebra deste mineral na zona da cianita ou, como é mais provável, por não ter sido formada devido à composição química desfavorável.

A passagem para a zona da cianita em rochas que não envolvem estauroлита como reagente pode proceder da reação descontínua, mencionada em Thompson (1976, 1982):



A relação mostrada na figura 7.7, onde um antigo cristal de granada, contornado pela foliação S_2 , desestabiliza-se na formação de cianita, comprova o procedimento da reação (12a). Esta reação, teoricamente descontínua, ocorre com caráter contínuo devido a granada constituir solução sólida e não apenas o componente rico em ferro como nas condições experimentais.

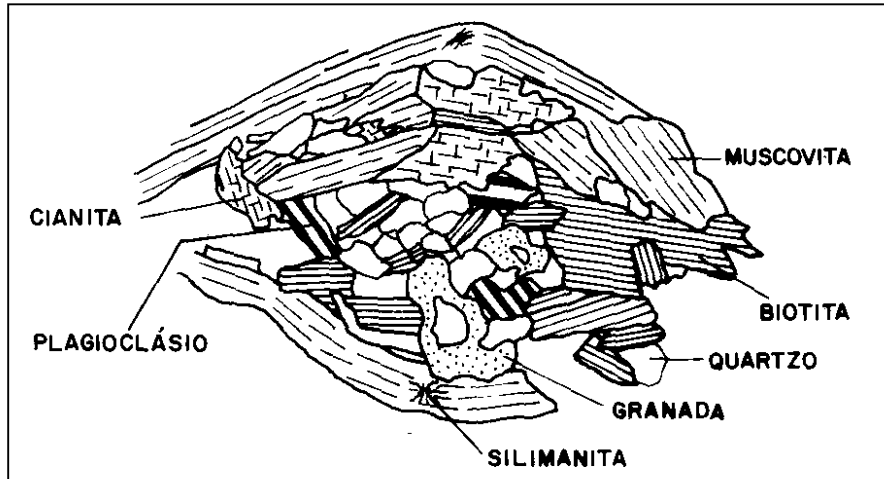
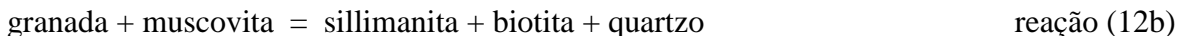


Figura 7.7. Foliação S_2 contorna relicto de porfiroblasto de granada envolvido na reação (12a) na formação de cianita. Granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaissé. Unidade C, fácies C_2 . Lâmina SG-210. Aumento aproximado de 40x.

Cianita, quando apresenta inclusões, estas possuem arranjo S_1 paralelo à foliação externa $S_e=S_2$, que também a contorna, o que indica um crescimento já avançado durante a evolução de S_2 .

Na passagem para a zona da sillimanita a cianita permanece metaestável, pois, comum a coexistência de ambas. A sillimanita formada, no geral fibrolítica em intercrescimento com biotita e/ou quartzo nas bordas de granada (fig.7.8). Guarda restos de muscovita. Estas relações sugerem para sua formação a reação inferida por alguns autores como Yardley (1977) e Mohan *et al.* (1989):



Em algumas amostras a substituição da granada por sillimanita foi quase que completa quando fibrolita fibrorradiada cresce como pseudomorfo de granada mimetizando seu hábito granular (fig. 7.9A e 7.9B). Mas no geral a substituição é parcial e fibrolita, intercrescida ou não com biotita se concentra nas bordas da granada, como na figura 7.8.

Yardley (1977) em seu estudo nos xistos Connemara (Irlanda) identificou feições de substituição progressiva de granada por sillimanita. Inicialmente biotita substitui granada ao longo de fraturas sem conter fibrolita associada, exceto quando ultrapassa as bordas da granada. Num estágio mais avançado, biotita permanece na textura de substituição, mas contém sillimanita. Quando a quebra da granada é total, o pseudomorfo é quase que fibrolita pura com vestígios isolados de biotita. Este processo evidencia uma nucleação seletiva de sillimanita sobre biotita como sugerido por Chinner (1969 in: Yardley 1977) ao contrário da

hipótese de Carmichael (1969) que o intercrescimento de fibrolita e biotita resultaria de um crescimento simultâneo de ambas as fases. Em seqüência as figuras 7.8, 7.9A e 7.9B mostram um processo muito semelhante ao descrito em Yardley (1977).

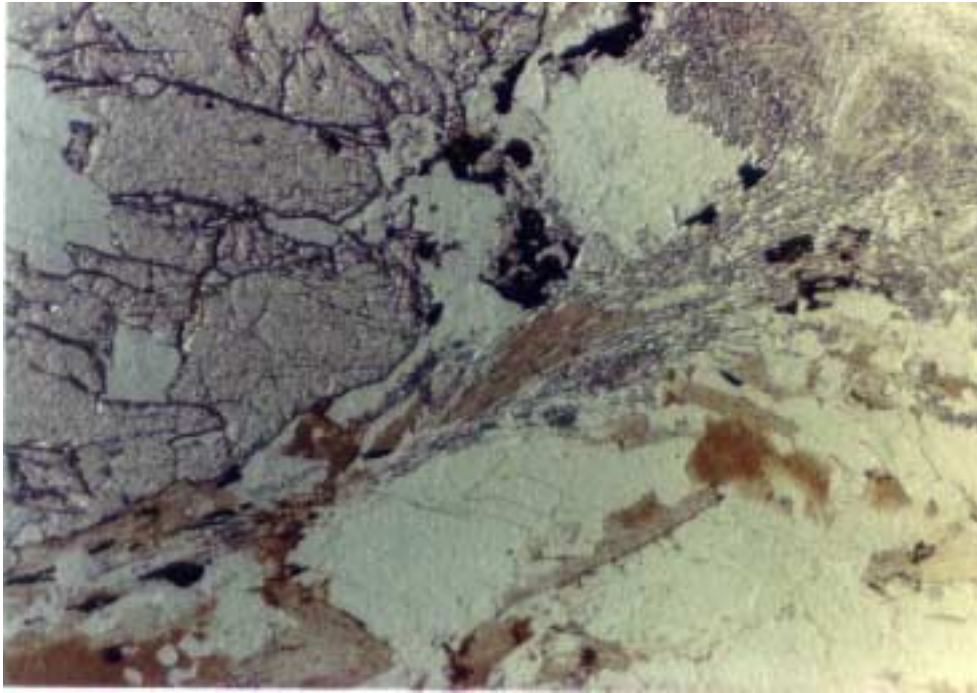


Figura 7.8. Crescimento de fibrolita sobre biotita, em associação com muscovita e quartzo, na borda de granada, segundo a reação (12b). Sillimanita-granada-biotita-plagioclásio-muscovita gnaiss/xisto. Unidade D. Lâmina SG-427A. Aumento aproximado de 40x.

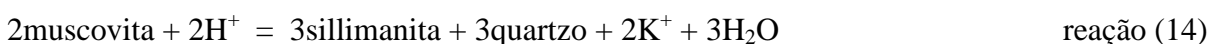
No caso em estudo biotita também parece ter fornecido sítio favorável para nucleação de cianita, como sugerido na figura 7.10, onde cianita cresce preferencialmente sobre biotita em bordas de granada, no desencadeamento da reação (12a).

Exemplos de intercrescimento de fibrolita e biotita, ambos com mesma orientação ótica, descritos em Kerrick e Woodsworth (1989) na região do Monte Raleigh, British Columbia, são interpretados como uma substituição direta da biotita por sillimanita sem nenhuma evidência de outras fases envolvidas. Este processo, denominado fibrolitização da biotita, pode ter ocorrido em parte nas metagrauvas em estudo, pois nem sempre granada foi claramente envolvida como reagente.

A transformação direta de cianita para sillimanita através da reação (10) é raramente observada. Porém é comum cianita bordejada por muscovita, em contato com quartzo, enquanto fibrolita substitui muscovita em outra porção da lâmina.

Carmichael (1969) observando feições semelhantes em metassedimentos de Dalradian (Escócia) sugeriu que substituição local de cianita por muscovita seria balanceada por substituições de muscovita por sillimanita, através de reações iônicas. A transformação global corresponderia a uma reação metamórfica simples.

Simplificadamente estas reações podem ser descritas através de:



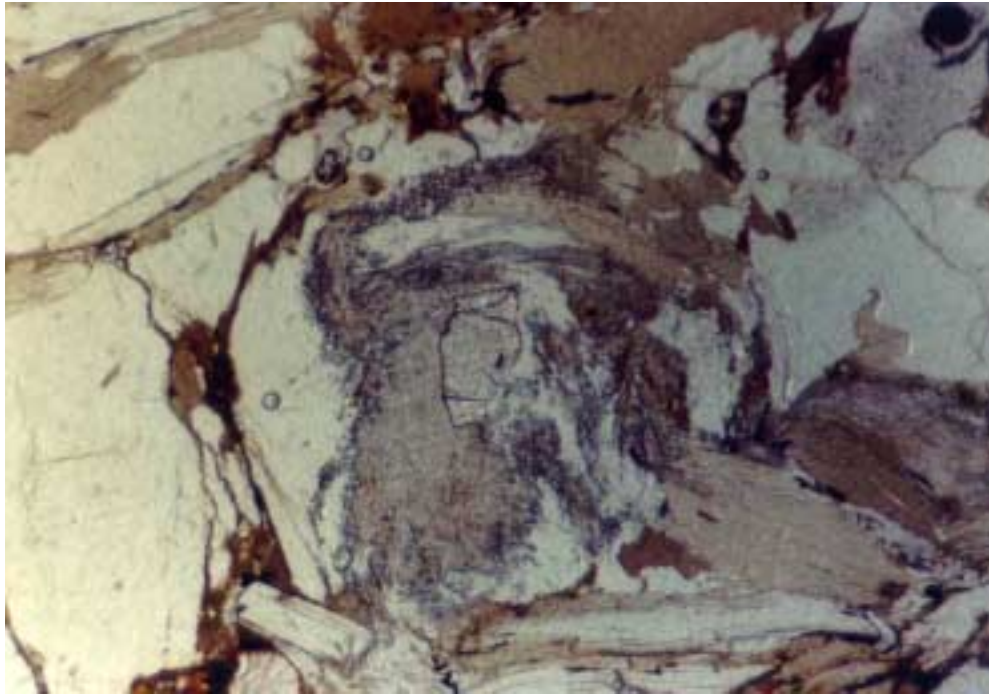


Figura 7.9A. Substituição mimética parcial de granada por fibrolita com restos de biotita e associada a quartzo (mineral incolor), segundo a reação (12b). Granada-sillimanita-biotita-muscovita xisto feldspático. Unidade E. Lâmina SG-712.

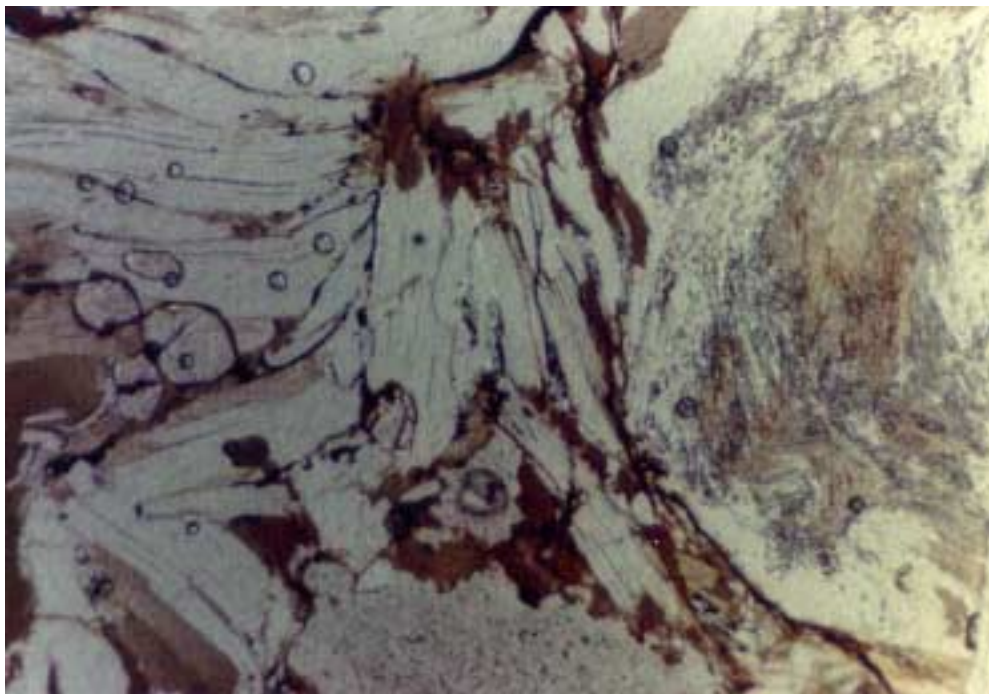
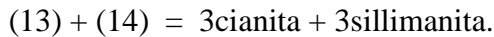


Figura 7.9B. Substituição mimética total de granada por fibrolita com restos de biotita e associada a quartzo (mineral incolor), segundo a reação (12b). Granada-sillimanita-biotita-muscovita xisto feldspático. Unidade E. Lâmina SG-712.

que somadas resultariam na simples conversão de cianita para sillimanita:

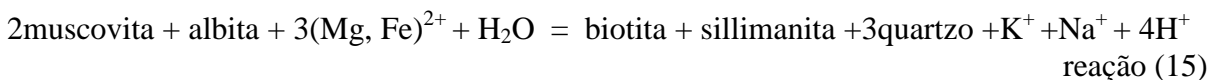


Num estágio já avançado do processo a muscovita que contorna cianita é também substituída por fibrolita, que pode chegar a atingir a cianita como na figura 7.11.



Figura 7.10. Nucleação seletiva de cianita sobre biotita em borda de granada poiquilítica. Cianita-granada-muscovita-plagioclásio-biotita gnaiss. Grupo Andrelândia indiferenciado, região de Ferreiras. Lâmina SG-546A. Aumento aproximado de 40x.

Outra reação iônica também estudada em Carmichael (1969), envolve a formação de sillimanita juntamente com biotita e quartzo à partir de muscovita e do componente albítico do feldspato:



Esta reação explicaria a presença de fibras de sillimanita contornando bordas de plagioclásio em algumas amostras. Porém esta feição é característica nas amostras que contém pouca ou nenhuma muscovita.

Dois casos podem ser analisados. O das rochas ricas e o das rochas pobres em aluminossilicatos. No primeiro caso ou se formaram diretamente a partir da biotita ou, como é mais provável, através das reações (12b) ou (15) com consumo total da muscovita. No segundo caso fibrolita associada a quartzo em bordas de plagioclásio (fig.7.12) sugere a reação iônica descrita em Vernon (1976):



que envolveria um aumento no teor de anortita no plagioclásio.

Muitas reações descritas acima envolvem perda de água como componente volátil, capaz de solubilizar outros componentes e promover algumas transformações químicas num tipo de metassomatismo. Ashworth (1985) numa análise deste processo indica que

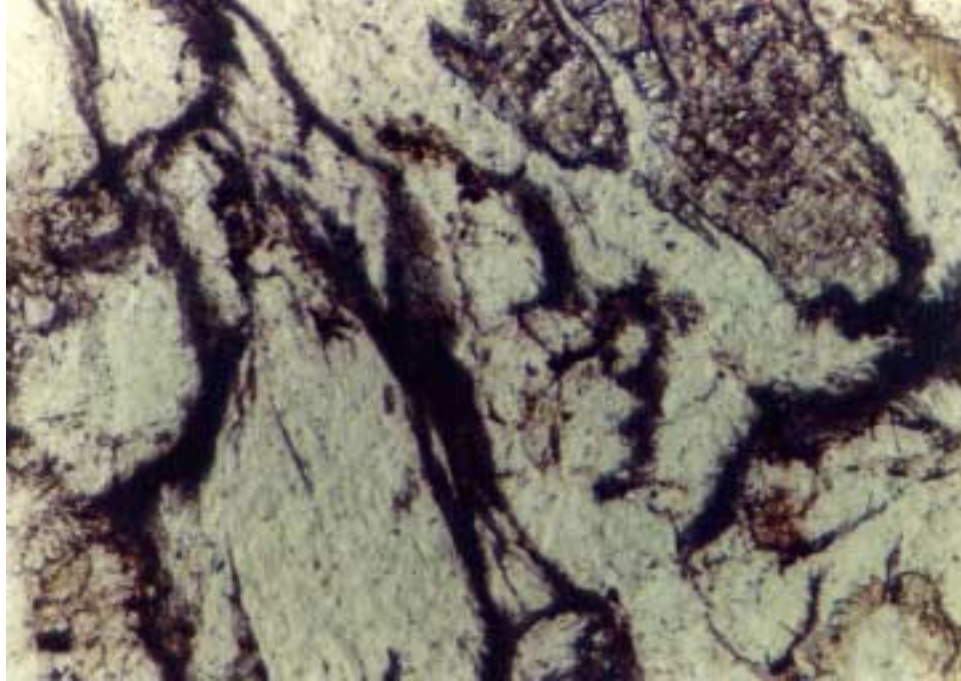


Figura 7.11. Substituição de muscovita (incolor) por fibrolita (fibras escuras) na porção esquerda da fotomicrografia. Na porção direita cianita (amarronada) , bordejada por muscovita. A substituição de muscovita por fibrolita já atingindo o grão de cianita indica um estágio já avançado das reações de troca iônica (13) e (14) na passagem da zona da cianita para a da sillimanita. Granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaiss com cianita. Unidade E. Lâmina SG-80. Aumento aproximado de 160x.

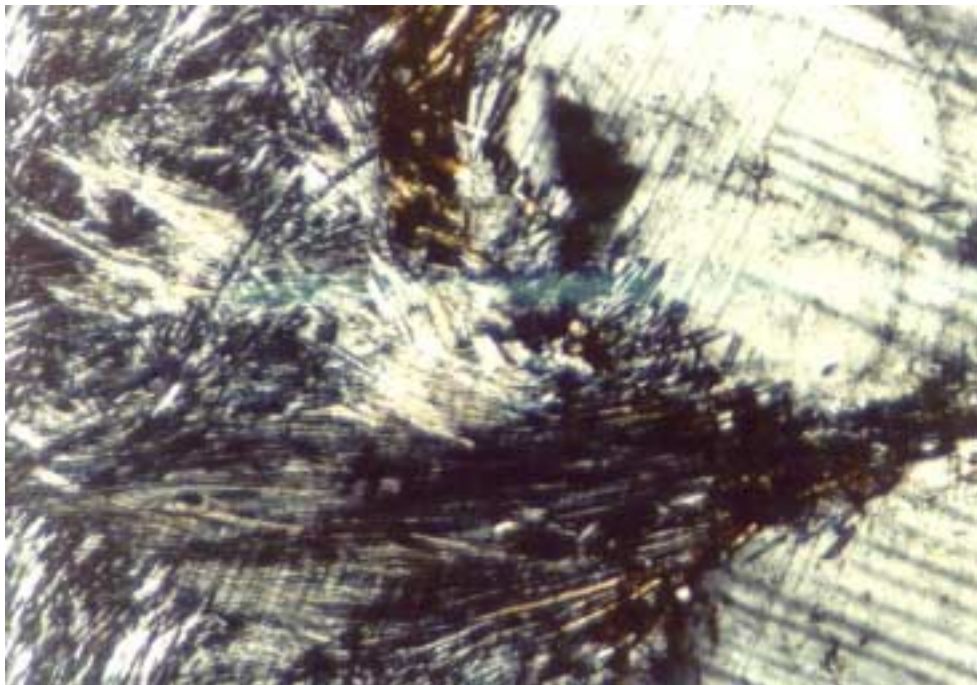


Figura 7.12 Substituição de plagioclásio por fibrolita e quartzo segundo a reação iônica (16). Note-se um "fantasma" de plagioclásio na porção inferior esquerda da fotomicrografia. Granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaiss com cianita. Unidade E. Lâmina SG-80. Aumento aproximado de 160x.

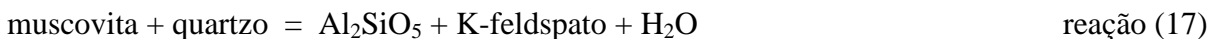
movimentações da fase fluida ocorrem em pequena escala e os processos metamórficos podem ser considerados aproximadamente isoquímicos. Por outro lado, quando o fluido é canalizado através de fraturas, pode ser depositado na forma de veios de quartzo, puro sob graus mais baixos, e associado a feldspato sob graus metamórficos mais elevados. A mineralogia do veio é geralmente concordante com a assembléia da rocha hospedeira.

Veios constituídos da associação quartzo + plagioclásio, observados com frequência nos gnaisses em estudo, se produziram sob temperaturas próximas do limite da fusão (Olsen 1983) mas possuem granulação grossa que os distinguem de leucossomas anatóticos (Yardley 1978 in: Olsen 1983).

7.2.3. Evolução das associações minerais nos muscovita-biotita gnaisses

Os muscovita-biotita gnaisses diferem dos plagioclásio gnaisses por incluírem feldspato potássico na sua mineralogia, pela presença de leucossomas graníticos e ausência quase que completa de aluminossilicatos, exceto como resíduos nos leucossomas. Muscovita, quase que ausente nos leucossomas, tem no geral características de crescimento retrometamórfico e granulação mais grossa que os demais componentes.

O aparecimento de feldspato potássico em rochas pelíticas submetidas a metamorfismo progressivo se dá através da quebra da muscovita em presença de quartzo:



Esta instabilidade da muscovita em presença de quartzo seria uma evidência da passagem do grau médio para o grau alto se recristalização pós-metamórfica de muscovita não introduzisse uma complicação na sua identificação (Winkler 1976). Assim a associação feldspato potássico + Al_2SiO_5 , ao invés de feldspato potássico isoladamente, caracteriza a isógrada de alto grau, também denominada segunda isógrada da sillimanita em Evans e Guidotti (1966 in: Yardley 1989).

Sob pressões mais elevadas dentro de um metamorfismo barroviiano a reação (17) envolve produção de fusão:



Nos muscovita-biotita gnaisses, no entanto, a ausência da associação $\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{K-feldspato}$ não permite a caracterização do grau alto. Não se pode descartar a hipótese da muscovita ter substituído totalmente o aluminossilicato, porém a ausência total destes polimorfos inclusos em muscovita contraria uma característica típica das reações retrógradas, a de não se completarem, ou por disponibilidade restrita de reagentes ou por taxa de reação lenta (Vernon 1976). Em contrapartida sillimanita formada nos leucossomas (provavelmente anatóticos) encontra-se parcialmente substituída por muscovita.

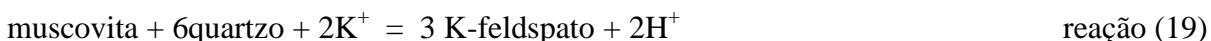
A ausência de aluminossilicatos (exceto como traços de sillimanita nos leucossomas) pode estar associada a presença pouco comum de granada, principal reagente na sua formação.

Ao contrário dos veios de quartzo a plagioclásio descritos nos plagioclásio gnaisses, os leucossomas que aqui ocorrem contém evidências de origem através de um mecanismo semelhante ao descrito em Johannes (1983). Envolveria fusão parcial in situ com geração de bandas graníticas hololeucocráticas, de granulação média, mais grossa que a rocha encaixante, contornadas por delgadas faixas de melanossoma caracterizando uma passagem brusca entre

leucossoma e mesossoma. Por outro lado os contatos entre melanossoma e mesossoma são gradacionais.

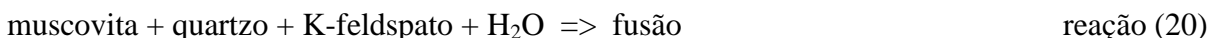
Estudos anteriores em áreas de alto grau metamórfico na região de Massachussets - NE dos EUA - (Tracy 1978, Tracy e Robinson 1983), mostram feições migmatíticas anteriores a passagem da segunda isógrada da sillimanita, com evidências semelhantes às descritas para os gnaisses em estudo.

A composição total original da rocha constitui aparentemente um fator determinante no desenvolvimento destas feições. Da proporção elevada de muscovita e feldspato potássico, deduz-se atividade de cátions potássio (aK^+) alta, desempenhando papel importante na estabilidade iônica da muscovita em presença de quartzo:



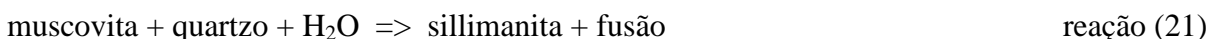
Segundo dados experimentais a reação (19) ocorre sob temperaturas inferiores a reação (17) (Vernon 1976 apud Helgeson 1967, 1969).

Formando o feldspato potássico ele poderia reagir com muscovita e quartzo na produção de fusão:

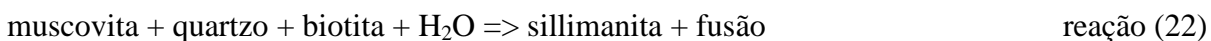


que também se processa sob temperaturas mais baixas que a reação (17) (fig. 7.16).

Como nos leucossomas estudados fibrolita está presente pode-se inferir a reação:



estudada em Thompson (1982). Como as rochas em estudo contêm biotita, esta pode ter participado na reação:



que se processa sob temperaturas menos elevadas que a reação (21), que poderia não ter ocorrido. Biotita na reação (22) não se desestabiliza totalmente permanecendo como fase residual, concentrada nos melanossomas. Numa feição descrita em lâmina (fig. 7.13) a substituição de biotita por sillimanita dentro do leucossoma pode evidenciar o procedimento da reação (22).

O componente albítico do plagioclásio pode participar como reagente nas reações de quebra da muscovita, associadas à produção de fusão, o que implicaria na geração de plagioclásio mais sódico nos leucossomas. Na prática, como nas rochas em estudo, o que se verifica é uma composição igual ou apenas levemente mais sódica, o que pode ser explicado através da complexidade dos sistemas naturais quando comparados com o sistema albíta-anortita experimental (Johannes 1985).

As reações (20), (21) e (22) envolvem como reagente uma fase fluida aquosa dissolvida na fusão. Nos sistemas naturais a água disponível, insuficiente para permitir a produção de uma fusão saturada. Assim as reações cessam quando toda a água foi assimilada até que novo aquecimento ocorra permitindo nova quebra de minerais hidratados (Yardley, 1989)

Nos muscovita-biotita gnaisses uma reação retrógrada comum corresponde a desestabilização do feldspato potássico gerando mirmequita de plagioclásio + quartzo associada a muscovita (fig. 7.14), ou simplectitas de muscovita + quartzo (fig. 7.15), feições localmente associadas, formadas através da reação global, simplificada de Vernon (1976):

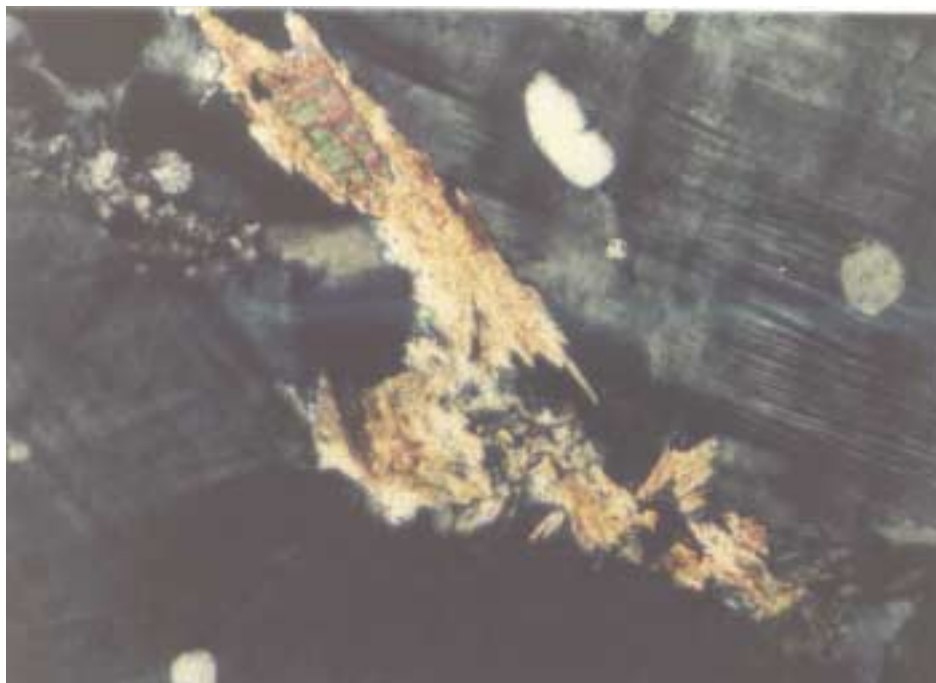
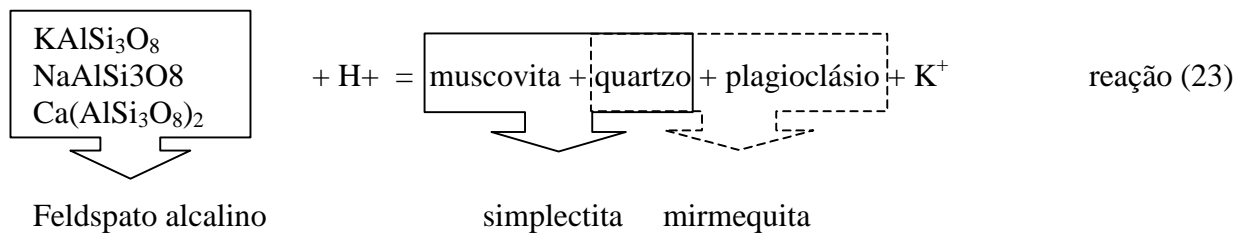


Figura 7.13. Substituição de biotita por fibrolita dentro de leucossoma granítico, segundo a reação (22). Biotita-muscovita gnaiss. Unidade C, fácies C₂. Lâmina SG-194B. Aumento aproximado de 160x.



Figura 7.14. Substituição de feldspato potássico por muscovita e mirmequita de plagioclásio+quartzo segundo a reação (23). Muscovita-biotita gnaiss. Unidade C, fácies C₂. Lâmina SG-218. Aumento aproximado de 160x.



Segundo Ashworth e Mclellan (1985) esta seria uma textura de substituição "primária" interpretada em termos de reação entre a fusão em resfriamento e os minerais formados a partir dela. Evidencia portanto processos de fusão parcial na geração de leucossomas.

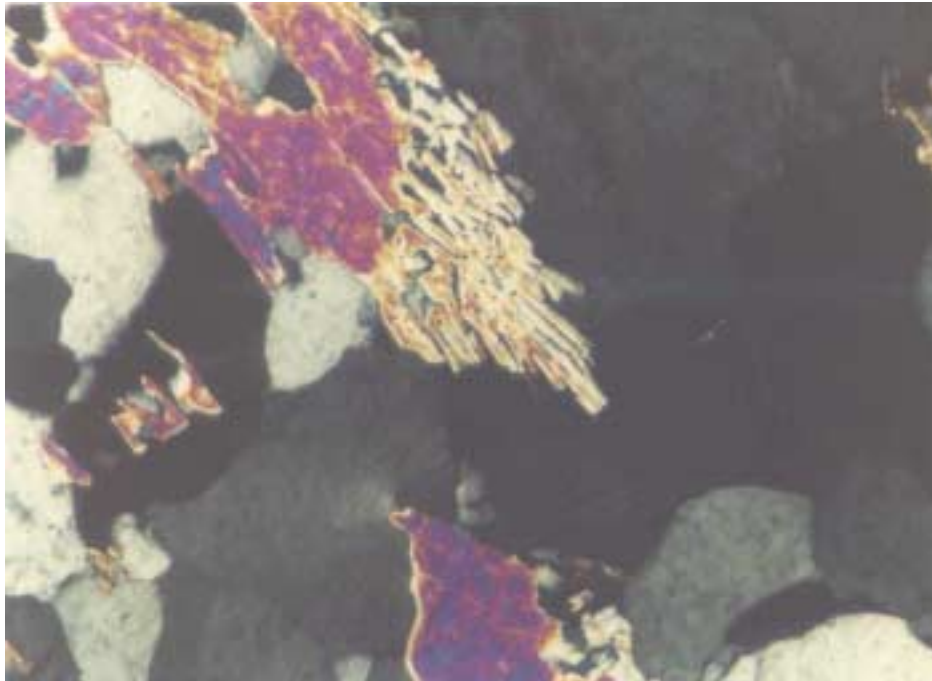


Figura 7.15. Substituição de feldspato potássico por simplectita de muscovita+quartzo. Biotita-muscovita gnaiss. Unidade C, fácies C₂.Lâmina SG-512A. Aumento aproximado de 160x.

7.2.4. Discussão: o metamorfismo sin S₂ nos metapelitos-metapsamitos e metagrauvas

Da análise feita nos itens anteriores pôde-se construir um grid petrogenético em função de temperatura, pressão e reações sugeridas na formação das associações minerais descritas, quando dados termodinâmicos experimentais estavam disponíveis na literatura (fig. 7.16) e eram compatíveis com observações texturais.

A partir destes dados e comparação com padrões conhecidos de evolução metamórfica, em áreas com características semelhantes (Yardley *et al.* 1983), estabeleceu-se um trajeto aproximado do desenvolvimento do metamorfismo barroiano penecontemporâneo a S₂.

A avaliação do retorno do metamorfismo é dificultada por características inerentes às reações retrógradas que, no geral, por razões cinéticas, envolvem a substituição de um único mineral e não reações inversas às do metamorfismo progressivo.

Por outro lado, elas comumente não se realizam totalmente, o que facilita a determinação dos reagentes e produtos envolvidos.

Um retorno à zona da cianita fica evidenciado pela substituição de fibrolita por cianita (fig. 7.17). Da mesma forma sillimanita, sobrecrecida por granada.

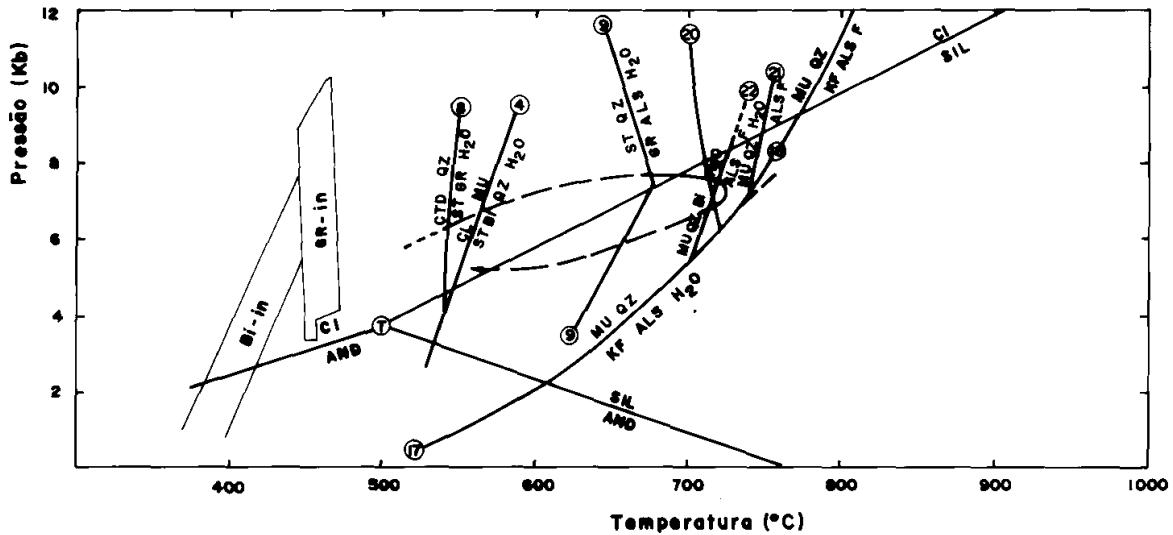


Figura 7.16. Grid petrogenético para o metamorfismo contemporâneo a S_2 . Reações nas rochas metapelíticas e metagrauváquicas. Modificado de Yardley (1989). ALS: aluminossilicato, AND: andaluzita, BI: biotita, CI: cianita, CTD: cloritóide, F: fusão, GR: granada, KF: feldspato potássico, MU: muscovita, QZ: quartzo, SIL: sillimanita, ST: estaurolita. T) ponto tríplice segundo Holdaway (1971, in: Yardley 1989); 4), 8) e 9) segundo Winkler (1976); 17), 18), 20), 21) e 22) segundo Thompson (1982). Linha tracejada: trajeto aproximado da evolução metamórfica sin- S_2 , inferida a partir das assembléias minerais e reações observadas em lâmina.

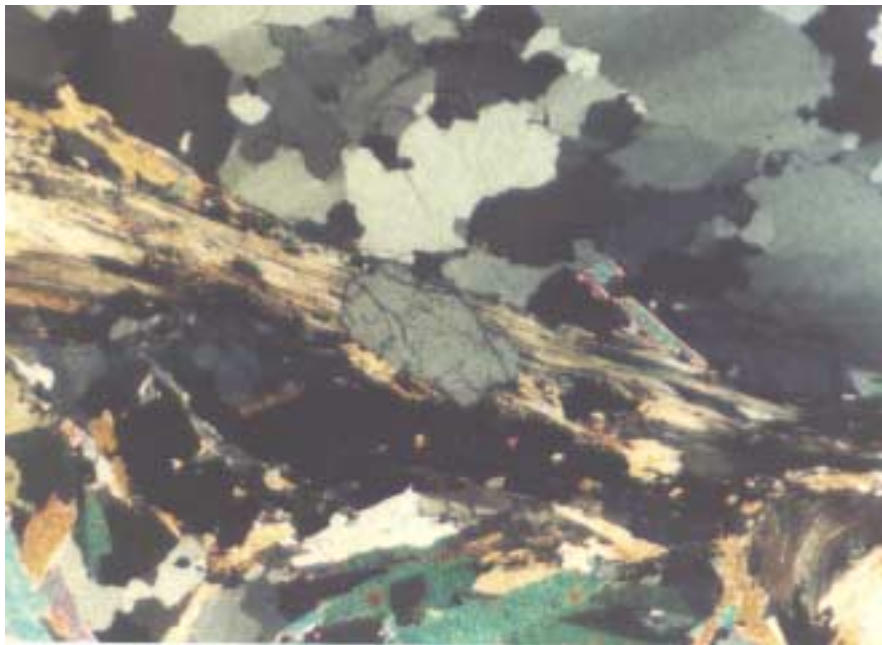


Figura 7.17. Crescimento de cianita sobre sillimanita no retorno do metamorfismo sin- S_2 . Cianita-sillimanita-granada-muscovita-biotita xisto/gnaíse. Grupo Andrelândia indiferenciado, região de Ferreiras. Lâmina SG-546C. Aumento aproximado de 40x.

O significado da muscovita no retorno do metamorfismo, de difícil avaliação já que constitui um mineral estável até o alto grau e portanto reações retrógradas envolvendo-o podem ocorrer em qualquer ponto da curva de retorno. Porém, representa um mineral intercinemático, pois cresce com orientação paralela a S_2 , sobre minerais nela orientados, mas não necessariamente sob seus esforços, e é recristalizada e reorientada segundo a orientação da deformação subsequente, S_3 .

A tabela 7.1. mostra as relações do crescimento mineral, nas rochas metapelíticas-metapsamíticas e metagruvaquicas, com as foliações S_1 , S_2 e S_3 .

	MINERAIS	FOLIAÇÃO					
		S_1	I	S_2	I	S_3	I
— — — ??	clorita						
— — — — —	muscovita						
— — — — —	biotita						
— — — — —	estaurolita	?					
— — — — —	granada	??					
— — — — —	cianita						
— — — — —	silimanita						
— — — — —	sericita						

TABELA 7.1. Relações do crescimento mineral, nas rochas metapelíticas e metagruvaquicas, com as foliações S_1 , S_2 e S_3 . I: Período intercinemático.

Nos muscovita-biotita gnaisses muscovita aparece, no geral, como mineral retrometamórfico, no interior e bordas de leucossomas, envolvido na reação (23), ou na encaixante, substituindo biotita.

Aluminossilicatos poderiam ter fornecido fonte na sua geração, mas como foi discutido anteriormente não há evidências claras desta substituição. Caso ela tivesse se processado o aluminossilicato poderia ter-se formado com a passagem da segunda isógrada da sillimanita, associado a feldspato potássico, e os muscovita-biotita gnaisses teriam sido submetidos ao alto grau. Tal fato introduziria uma complicação no esquema metamórfico proposto, pois a Unidade C desenhando a Nappe Ribeirão do Cafundó, caracterizaria grau alto já na fase metamórfica contemporânea a S_1 . Mas, aparentemente incompatível com a presença de intercalações de plagioclásio gnaiss tipicamente no grau médio.

7.2.5. Evolução das associações minerais nos gnaisses calciossilicáticos

Intercalados ocasionalmente nas unidades do Grupo Andrelândia os gnaisses calciossilicáticos são mais comuns na Unidade E.

Na análise das reações metamórficas nestas rochas deve-se considerar como fatores determinantes a atuação de infiltrações de fluidos, gerados nas rochas metapelíticas adjacentes

(Yardley 1989), e as pressões de CO₂ atuantes, dado o caráter de decarbonatização de muitas reações.

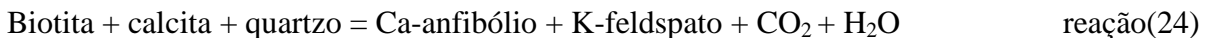
Uma correlação entre as isógradas típicas de metamorfismo barroviiano em metapelitos e as associações minerais correspondentes em gnaisses calciossilicáticos foi estabelecida em Kennedy (1949 in: Yardley 1989) (tabela 7.2).

METAPELITOS	GNAISSES CALCIOSILICÁTICOS
Zona	Zona
granada	zoizita + calcita + biotita zoizita + hornblenda
estauroлита + cianita	anortita + hornblenda
silimanita	anortita + piroxênio
TABELA 7.2. Correlação entre as isógradas do metamorfismo barroviiano em metapelitos e as associações minerais nos gnaisses calciossilicáticos (Segundo Kennedy 1949 in: Yardley 1989)	

Numa comparação com a tabela 7.2 a correlação entre o metamorfismo que atingiu os metapelitos-metagrauvacas e gnaisses calciossilicáticos é direta. Submetidos a um clímax metamórfico na zona da sillimanita, nos gnaisses calciossilicáticos diopsídio ocorre como piroxênio e o plagioclásio tem composição labradorita (An~68) ao invés de anortita pura.

Hornblenda ocorre como vestígios da associação anterior no metamorfismo progressivo, porém ainda estável na zona da sillimanita.

Algumas especulações podem ser feitas sobre a origem de alguns minerais observados. Por exemplo, biotita, hoje quase ausente, pode ter participado como reagente na geração de feldspato potássico e anfibólio sódico (como sugerem as relações da figura 7.18), segundo a reação:



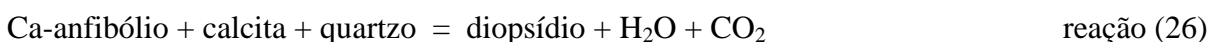
descrita por Carmichael (1969) e por Ferry (1983) para gnaisses calciossilicáticos nas proximidades da zona da sillimanita, em rochas metapelíticas adjacentes.

Sob condições de pressão e temperatura comparáveis a zona da sillimanita, escapolita é gerada a partir de plagioclásio e calcita:



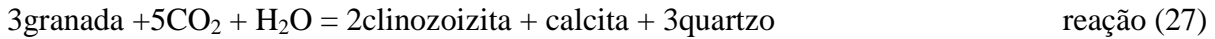
Como o plagioclásio presente não é anortita pura, escapolita deve ter uma composição intermediária dentro da solução sólida marialita (membro sódico) e meionita (membro cálcico).

Ainda sob estas condições, diopsídio pode ter-se formado através de :

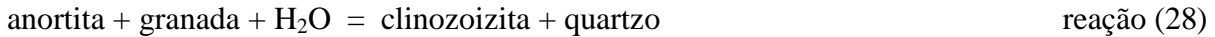


Porém, as reações claramente observáveis são típicas do retorno do metamorfismo. Por exemplo a reação inversa a (26) pode ser observada na geração de anfibólio cálcico, da série tremolita-actinolita, intercrescido com quartzo e associado com calcita (fig. 7.19). Aparentemente difere do anfibólio original reagente na reação (26) que pode ter sido hornblenda, já que este mineral ocorre como resíduos, também desestabilizados na formação de tremolita-actinolita.

A instabilidade da granada é dada pela reação:



como sugerem feições como da figura 7.20, ou por:



dada a alta proporção de plagioclásio nestas rochas. Estas reações são descritas no geral na formação de zoizita ao invés de clinozoizita, respectivamente, em Winkler 1976 e Kerrick 1974 (in: Yardley 1989), que contém pequenas quantidades de Fe^{3+} na sua composição. Sua presença sugere que grossulária, típica destas rochas, contém pequenas proporções do componente almandina. Não há evidências claras destas reações terem-se processado no retorno do metamorfismo sin-cinemático a S_2 ou já sob esforços de D_3 .

A formação de clinozoizita está em parte associada à desestabilização de plagioclásio sem o envolvimento de granada.

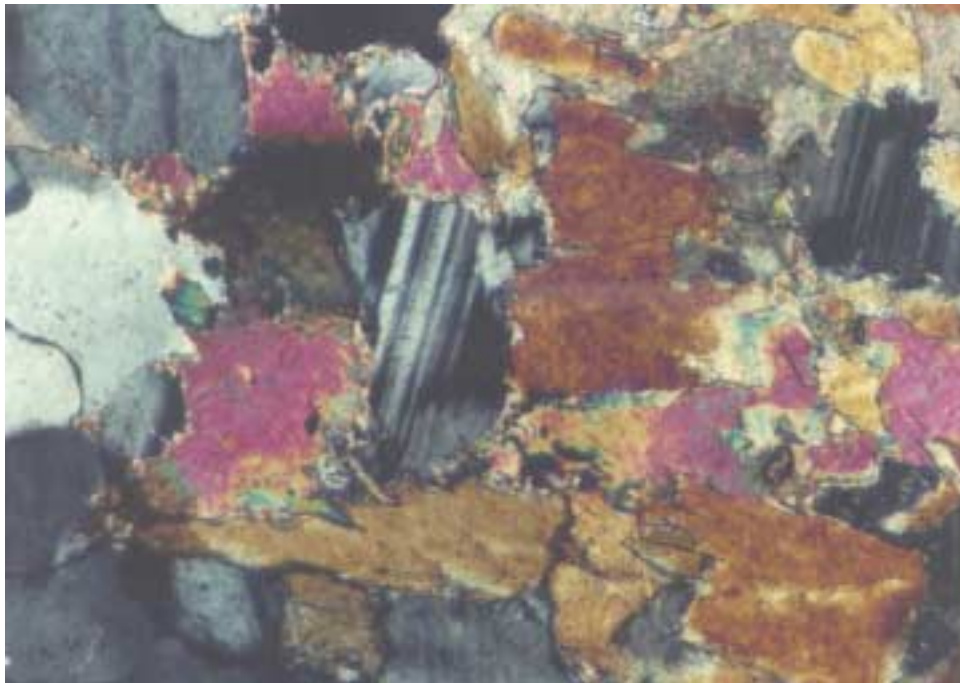


Figura 7.18. Desestabilização de biotita (cor de birrefringência rosada) na formação de anfibólio (cor de birrefringência alaranjada) e feldspato potássico, segundo a reação (24). Gnaiss calciossilicático. Unidade E. Lâmina SG-717B. Aumento aproximado de 160x.

As reações retrógradas observadas, onde água sempre participa como reagente, sugerem a atuação de fase fluida aquosa durante o processo metamórfico já que reações de desidratação são menos comuns, nestas rochas, quando comparadas com as reações de decarbonatização.

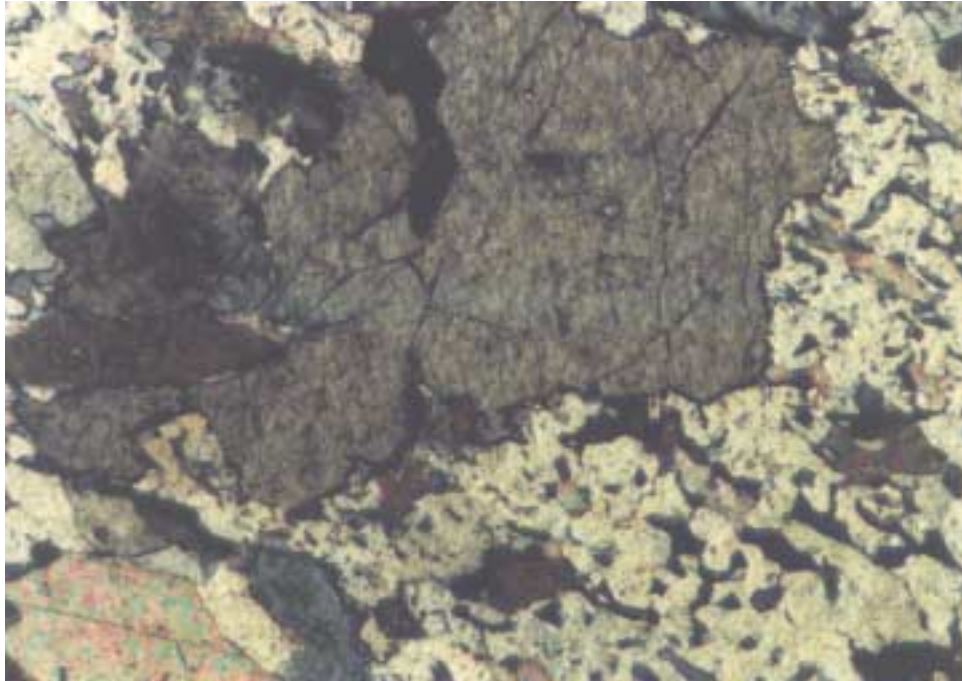


Figura 7.19. Desestabilização de diopsídio na formação de anfibólio cálcico da série tremolita-actinolita + calcita+ quartzo (em simplectita com anfibólio), segundo a reação inversa a (26). Gnaiss calciossilicático. Grupo Andrelândia indiferenciado, região de Ferreiras. Lâmina SG-397. Aumento aproximado de 160x.

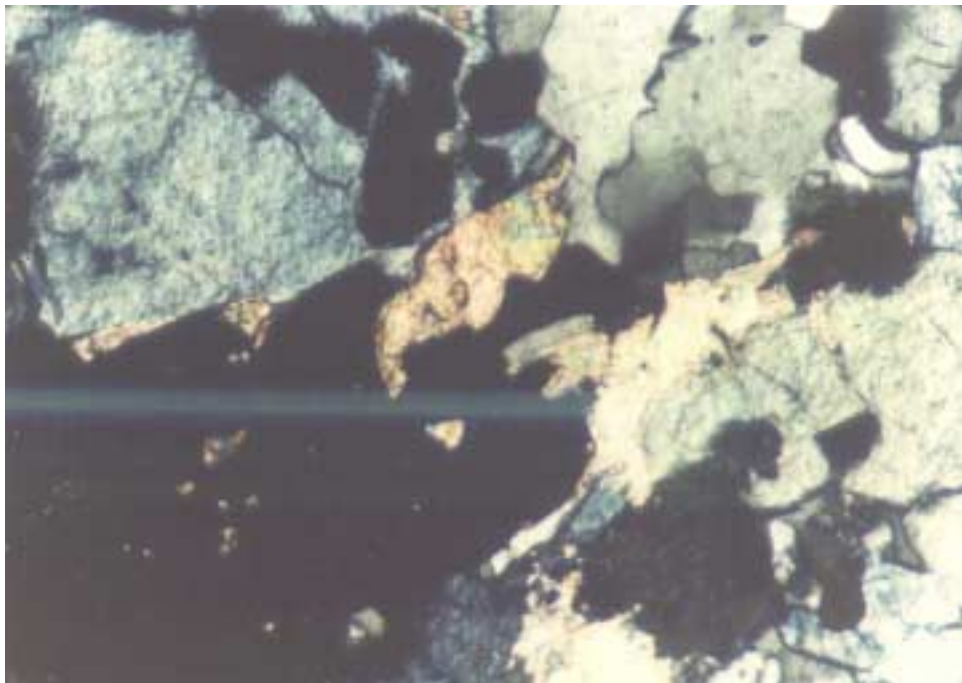


Figura 7.20. Desestabilização de granada (isópaca) na formação de clinozoisita associada a calcita e quartzo, segundo a reação (27). Gnaiss calciossilicático. Grupo Andrelândia indiferenciado, região de Ferreiras. Lâmina SG-397. Aumento aproximado de 160x.

7.2.6. Associação mineral no xisto ultramáfico

Apenas um banco de xisto ultramáfico pôde ser observado na área dentro da Unidade D.

A associação descrita nesta rocha compreende talco + antofilita + clorita. Sob condições metamórficas comparáveis às sugeridas a paragênese talco + antofilita, formada a partir da reação:



de forma que forsterita, no caso em análise, foi totalmente consumida. Esta reação ocorre dentro de intervalo de pressão de CO_2 (XCO_2) relativamente baixa e dentro de um largo intervalo de temperatura. Considerando-se o trajeto do metamorfismo inferido a partir das rochas metapelíticas e metagrauváquicas, esta começaria a ocorrer sob pressões de 7 Kb a temperaturas em torno de 650° .

Segundo Winkler (1976) a ocorrência de clorita magnésiana corresponde à presença de Al_2O_3 na composição da rocha. A estabilidade da clorita até graus metamórficos elevados é possibilitada pela ausência de muscovita já que ambas reagem no início do grau médio.

7.3. Condições metamórficas contemporâneas a S_3

Corresponde à foliação S_3 uma recristalização/reorientação de muscovita e biotita mostrada na figura 7.21, onde microdobras D_3 têm estes minerais dispostos no traço axial.

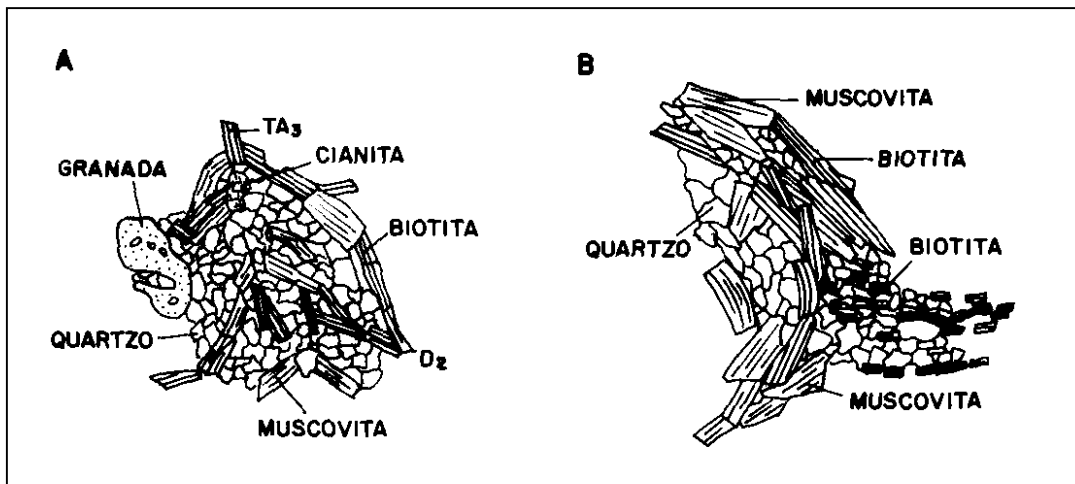


Figura 7.21. Recristalização metamórfica de biotita no traço axial de microcharneiras de dobras D_3 . A. TA_3 : Traço axial de microdobra D_3 , D_2 : microdobra D_2 . Granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaisse com cianita. Lâmina SG-80. Aumento aproximado de 11x. B. Muscovita-biotita gnaisse. Unidade C, fácies C_2 . Lâmina SG-169A. Aumento aproximado de 12x.

A recristalização ocorre associada à desestabilização de hornblenda, no caso dos ortognaisses, que pode ser claramente observada em algumas amostras onde biotita orientada segundo S_3 foi identificada.

Nos metassedimentos sillimanita e cianita constituem os principais alvos de desestabilização em decorrência deste metamorfismo.

A estabilidade da granada sob estas condições metamórficas é de difícil avaliação já que sua desestabilização inicia-se com a formação de aluminossilicatos na evolução do metamorfismo progressivo sin S_2 . É local a presença de granada com inclusões de sillimanita e aparentemente associa-se antes ao retorno do metamorfismo penecontemporâneo a S_2 do que a este subsequente.

Tais evidências mostram condições de temperatura mais baixas que as do metamorfismo anterior, acompanhada de pressões mais moderadas, dado o próprio caráter e penetração da foliação S_3 . Posiciona-se aproximadamente no limite do grau fraco com o grau médio e é um metamorfismo de caráter retrógrado em relação ao penecontemporâneo a S_2 . A recristalização mineral que acompanha a foliação S_3 está mostrada na tabela 7.1.

A persistência das condições de temperatura e pressão durante D_3 não foi suficiente para mascarar as associações minerais desenvolvidas sob os esforços de D_2 .

7.4. Condições metamórficas contemporâneas a Zona de Cisalhamento Transcorrente Três Corações

Na foliação milonítica tem-se *ribbons* de quartzo onde o mineral no seu interior dispõe-se em grãos poligonais, aproximadamente equidimensionais e com junções tríplices de 120° . Podem ser classificados como *ribbons* do tipo 2 de Boullier e Bouchez (1978). Os grãos de quartzo dentro de cada *ribbon* tem dimensões similares mas variáveis de *ribbon* para *ribbon* (fig. 7.22).

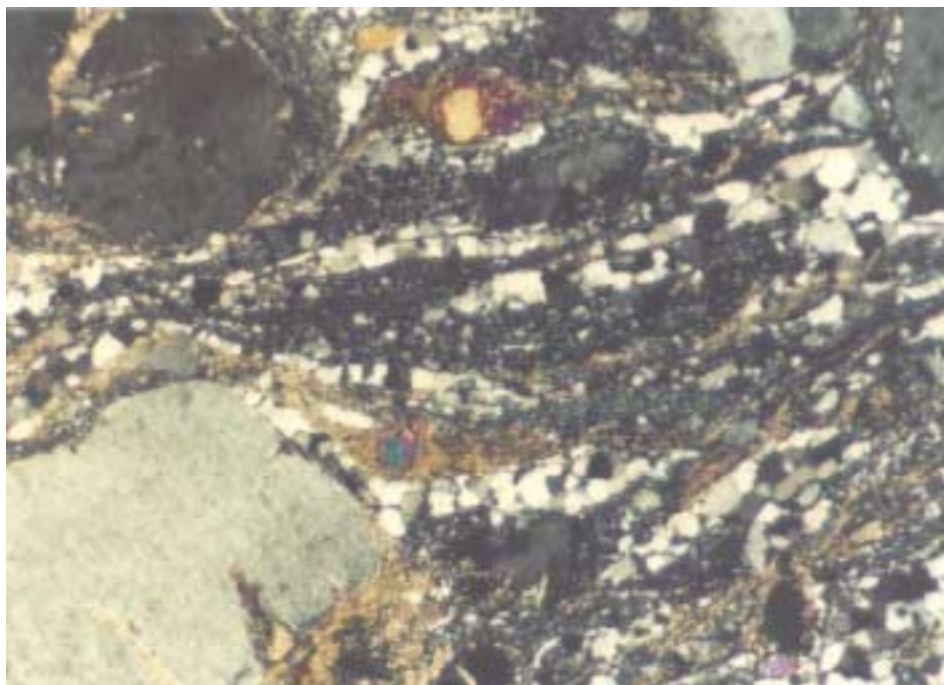


Figura 7.22. *Ribbons* de quartzo do tipo 2 de Boullier e Bouchez (1978) paralelos à foliação milonítica que acompanha a Zona de Cisalhamento Transcorrente Três Corações. Milonito (sobre ortognaisse homogêneo do Complexo São Gonçalo do Sapucaí). Lâmina SG-162A. Aumento aproximado de 40x.

Segundo Boullier e Bouchez (1978) *ribbons* policristalinos são característicos de rochas poliminerálicas que durante o processo de cisalhamento foram submetidas a temperaturas

superiores ao intervalo de 350°-400°C. O tipo 2 tem significado de uma restauração mineral depois da formação de *ribbons* a grãos de quartzo lenticulares e recuperados (tipo 1) sin-cinemáticos, através de persistência tardi-cinemática das condições de temperatura.

Esta recristalização de quartzo, também fortemente cominuído em faixas orientadas segundo a foliação protomilonítica é acompanhada de geração de grãos minerais

A biotita que acompanha a foliação milonítica, caracteristicamente cominuída e de coloração verde, mostra uma recristalização do mineral sob temperaturas mais baixas que as de sua formação original. É comum a passagem de biotita marrom para biotita verde, associada a titanita neoformada como subproduto.

Nas unidades ortognáissicas a hornblenda, em parte preservada, desestabiliza-se dando lugar a biotita e epídoto (fig. 4.9). Tremolitização da hornblenda pode, pelo menos em parte, não estar associada a foliação milonítica.

No Grupo Andrelândia, superimpõem-se a biotita e localmente a cianita, grãos ripiformes de muscovita, orientados ainda segundo a foliação milonítica, mas como cristais bem desenvolvidos já pós-cinemáticos

Através destas evidências sugere-se condições metamórficas sob fácies xisto verde (ou grau fraco) mas nas proximidades do limite com o grau médio. A recristalização mineral admite a manutenção da temperatura até condições pós-cinemáticas.

CAPÍTULO 8 - A FAIXA ALTO RIO GRANDE NA REGIÃO A SUL DE SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ

Foi Arqueano o principal período de acreção crustal para a Faixa Alto Rio Grande (Campos Neto *et al.* 1990). Na região de estudo estes primeiros eventos estão representados por um magmatismo cálcio-alcálico bimodal a componentes plutônicos essencialmente tonalíticos e vulcânicos básico-intermediários (Complexo São Gonçalo do Sapucaí). Reconhece-se também uma série plutônica cálcio-alcálica tonalito-granodiorito-granítica, cujos termos mais diferenciados encontram-se preservados com dimensões até batolíticas (Complexo Amparo).

A diferenciação e anatexia destes conjuntos se deram, com intensidade, no Proterozóico Inferior, definindo uma faixa orogênica na margem sul e leste-sudeste dos terrenos arqueanos (Teixeira 1985). Este conjunto foi posteriormente consolidado como Cráton do São Francisco.

O final dos eventos orogênicos do Proterozóico Inferior encontra-se no limite com o Proterozóico Médio. A partir daí sob regime de distensão-estiramento crustal, marcado por um enxame de diques básicos de afinidade toleítica continental (Basei *et al.* 1986, Peloggia 1990, este trabalho) estabeleceu-se a individualização paleogeográfica para as seqüências supracrustais metassedimentares e metavulcanossedimentares da Faixa Alto Rio Grande.

A deposição das unidades metassedimentares mapeadas corresponde, em parte, ao evento transgressivo (ciclo deposicional Andrelândia) que se seguiu às seqüências plataformais mistas e continentais, expostas na região a norte de São João del Rei e reconhecidas como os ciclos deposicionais Tiradentes, Lenheiro e Carandaí (Ribeiro *et al.* 1990).

Reconhece-se, na região de São Gonçalo, associações litológicas metassedimentares rítmicas, metapelito-psamíticas (Unidades B e D), semelhantes às seqüências turbidíticas distais, depositadas por correntes de turbidez, provenientes de um retrabalhamento de crosta siálica.

Tais turbiditos interdigitam-se e intercalam-se em metagrauvas finas (Unidades A, C e E) com origem, em parte vulcanoclástica, no retrabalhamento de um arco magmático cálcio-alcálico intermediário-ácido, localizado a sul-sudoeste; e em parte pelito-psamítica, no retrabalhamento de crosta siálica, provavelmente associada a altos não vulcânicos adjacentes ao arco, ou no retrabalhamento de depósitos grauváquicos mais próximos do arco.

As metagrauvas estão representadas pelos granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaisses e pelos muscovita-biotita gnaisses. Estes últimos apresentam feldspato potássico e alta concentração de muscovita, e podem representar aportes terrígenos provindos da erosão de rochas mais diferenciadas.

Ressalta-se que a evidência do arco magmático, na Faixa Alto Rio Grande é indireta e traduzida pelas metagrauvas vulcanoclásticas. O posicionamento tectônico destas unidades, em relação ao arco, também é de difícil avaliação. Podem representar depósitos em uma bacia de *foreland* ensiálica num contexto de bacia *back arc* de uma margem continental ativa (fig.8.1), com aporte de detritos vulcanogênicos e do "embasamento" ensiálico do arco (segundo o esquema de Dickinson 1982).

Admitindo-se uma margem continental passiva, os depósitos seriam em uma bacia de *fore arc*, com subducção de crosta oceânica sob um arco insular oceânico ou continental (fig.

8.2). Numa terceira possibilidade ter-se-ia uma posição de *back arc* em relação a um arco insular continental ou oceânico, separado da plataforma por crosta oceânica restrita (fig. 8.3).

A quase total ausência de evidências de crosta oceânica obductada na Faixa Alto Rio Grande aliada à presença generalizada de núcleos aflorantes da crosta continental antiga, favorecem a hipótese de uma bacia de *foreland* ensialica, em uma margem continental ativa.

Mas, por outro lado, a ausência de evidências de plutonismo (associado a subducção) na margem continental; a possibilidade de parte das metabásicas associadas às seqüências supracrustais ter origem no assoalho oceânico, como é o caso do anfíbolito estudado (de características químicas compatíveis com este ambiente) e, ainda, a possibilidade da intensa aloctonia das unidades ter sobreposto aos ortognaisses e migmatitos arqueanos da margem continental pacotes depositados em domínios do arco, favoreceriam as hipóteses de deposição em bacia de *fore-arc* (como na figura 8.2) ou de *back arc* (como na figura 8.3). Em ambos os casos, a presença de detritos derivados de retrabalhamento de crosta sílica indicaria bacias associadas a arco insular continental.

O estágio orogênico que se seguiu ao preenchimento da bacia posiciona-se cronologicamente no limite do Proterozóico Médio-Superior (Campos Neto *et al.* 1990). Iniciou-se através de uma aloctonia das unidades com deslocamento das seqüências supracrustais sobre os conjuntos ortognaissico-migmatíticos. Desenvolve nas unidades metassedimentares a foliação S_1 , sob condições metamórficas acima da primeira isógrada da sillimanita. Tais condições metamórficas admitem um pacote alóctone espesso e complexo.

Este primeiro evento é seguido do desenvolvimento de nappes anticlinais que engajam núcleos ortognaissicos em seu intrado e indicam um transporte para NNW. Admitem uma foliação S_2 como plano axial, desenvolvida sob um metamorfismo de média pressão do tipo Barroviano, que evolui a partir da zona da estauroлита, passa pelo campo de estabilidade da cianita e atinge condições de pressão e temperatura próximas à segunda isógrada da sillimanita, sempre em presença de granada.

Esta evolução metamórfica evidencia um resfriamento e/ou alteração nas condições de pressão entre S_1 e S_2 , já que S_1 atinge a zona da sillimanita mas não contém minerais indicadores de pressões moderadas.

Na continuidade do processo orogênico as nappes sofrem redobramento inclinado D_3 , ainda com transporte para NNW, sob condições metamórficas no limite entre o grau fraco e o grau médio. É penecontemporânea ao desenvolvimento de faixas miloníticas subverticais, representadas na área pela Zona de Cisalhamento Transcorrente de Três Corações.

Este período orogênico parece representar estágios evolutivos de um processo de colisão continental encerrando a história geológica de um ciclo tectônico do Proterozóico Médio (Campos Neto *et al.* 1990).

O *underthrusting* da Faixa Alto Rio Grande sob o terreno suspeito da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, foi penecontemporâneo aos dobramentos de quarta fase. Representa um evento orogênico do Proterozóico Superior-Cambriano (Campos Neto *et al.* 1990, Campos Neto e Figueiredo 1990) responsável pela superposição de uma fatia crustal desenvolvida no Proterozóico Superior - Ciclo Tectônico Brasileiro. A removimentação transcorrente das zonas de cisalhamento verticais e redobramentos ortogonais de quinta fase marcam os últimos registros compressivos na região.

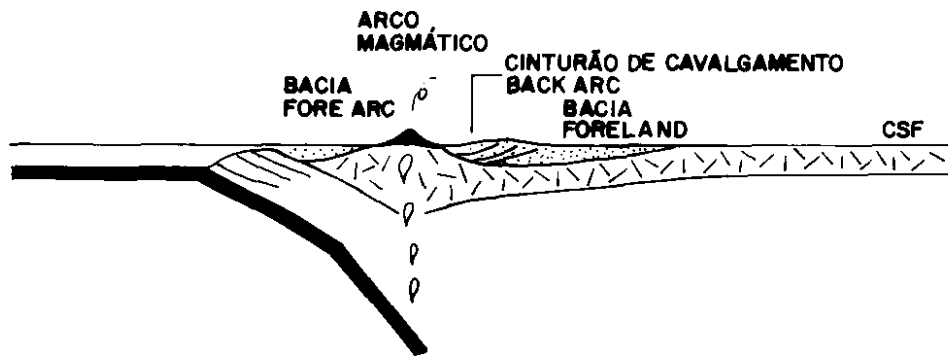


Figura 8.1. Modelo de bacia *foreland* em margem continental ativa para posicionamento tectônico dos depósitos do Grupo Andrelândia (segundo Dickinson 1982). CSF: Cráton do São Francisco.

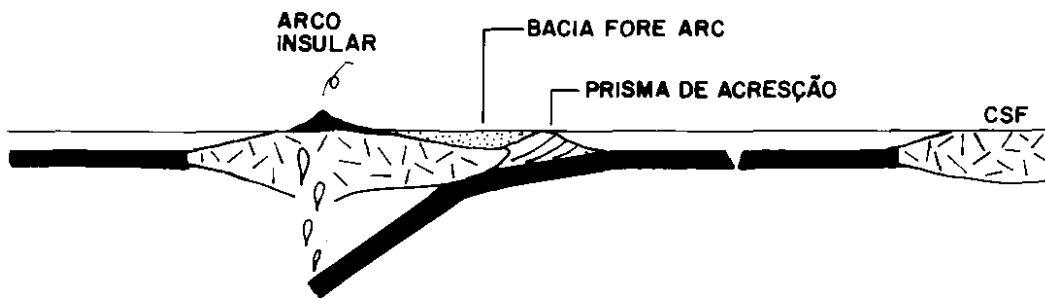


Figura 8.2. Modelo de bacia *fore-arc* para posicionamento tectônico dos depósitos do Grupo Andrelândia. CSF: Cráton do São Francisco.

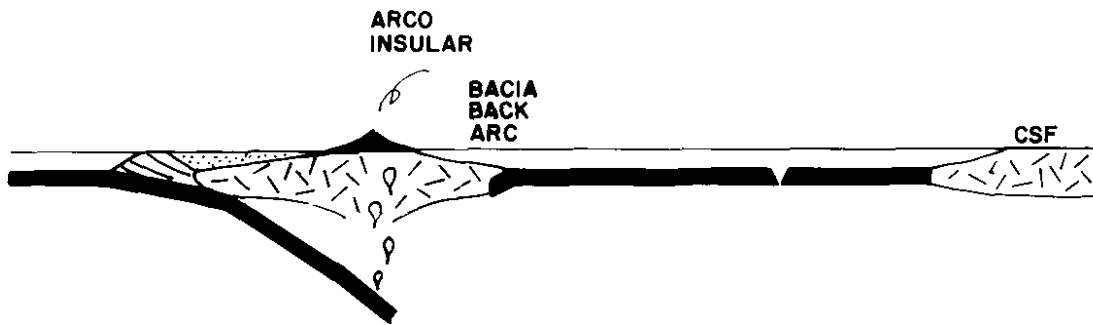


Figura 8.3. Modelo de bacia *back-arc* para posicionamento tectônico dos depósitos do Grupo Andrelândia. CSF: Cráton do São Francisco.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Bol. Div. Geol. Mineral, DNPM, 241: 1-36.
- ALMEIDA, F.F.M. 1976. The upper Precambrian of South America. Boletim IG/USP. São Paulo, 7: 45-80.
- ALMEIDA, F.F.M. 1981. O cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: Simp. Cráton São Francisco Faixas Marginais, 1, Salvador, 1979. Anais ... Salvador, SBG - Núcleo Bahia, Coord. Prod. Miner., 1-10.
- ALMEIDA, F.F.M.; DREZE, G.R.; VINHA, C.A.G. 1970. Mapa geológico do Brasil em 1:5.000.000. MME/DNPM.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; DAVINO, A.; HALARY, N.L.E. 1980. Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. An. Acad. Bras. Ciênc., 52(1): 49-60.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. Earth-Science Reviews, 7(1): 1-29.
- ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1984. In: ALMEIDA, F.F.M & HASUI, Y., coords.: O pr.-cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blücher Ltda., pp. 1-5.
- ARTH, J.G.; BARKER, F.; PETERMAN, D.E. & FRIEDMAN, I. 1978. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of south-west Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. Journal of Petrology, 19, 289-316.
- ARTUR, A.C. 1980. Rochas metamórficas dos arredores de Itapira, SP. Dissertação de Mestrado, IGUSP, São Paulo, 193p. (inédito).
- 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. Tese de Doutorado, IGUSP, São Paulo, 231p. (inédito).
- ASHWORTH, J.R. 1985. Introduction. In: ASHWORTH, J.R. (ed.): Migmatites. Blackie & Son Ltd., p. 1-35.
- ASHWORTH, J.R. & McLELLAN, E.L. 1985. Textures. In: Ashworth, J.R. (ed.): Migmatites. Blackie & Son Ltd., p. 180-203.
- BARBOSA, O. 1954. Évolution du Géosynclinal Espinhaço: Int. Geol. Congr., Argel, 1952, Section XII, p. 2-37.
- BARD, J.P. 1985. Microtexturas de Rocas Magmáticas y Metamórficas. Masson, Barcelona, 181 p.
- BASEI, M.A.S.; CAMPOS NETO, M.C.; BERGMANN, M.; FIGUEIREDO, M.C.H. 1986. Geologia da Folha Amparo (SP). Relatório Final, Convênio IG-USP/PRÓ-MINÉRIO; V. 1, 109 p. (inédito).
- BATHIA, M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. The Journal of Geology, 91(6): 611-627.
- BELL, T.H. 1985. Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation. Journal of Metamorphic Geology, 3: 109-118.

- BITTAR, S. 1989. Mapeamento Geológico Estrutural da Folha Caxambu e da parte Sul da Folha Luminárias. Dissertação de Mestrado, UFRJ, Rio de Janeiro. 226p. (inédito).
- BOULLIER, A.M. & BOUCHEZ, J.L. 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. Bull. Soc. Géol. France, 7(3): 253-262.
- BROUW, G.C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: Andesites. THORPE, R.S. (ed.). John Wiley & Sons, London, p.437-461.
- CABY, R.; DOSTAL, J. & DUPUY, C. 1977. Upper Proterozoic volcanic graywackes from northwestern Hoggar (Algeria). Geology and Geochemistry. Precambrian Research 5: 283-297.
- CAMPANHA, G.A.C.; GIMENEZ FILHO, A.; FERNANDES, L.A. 1983. Caracterização do estilo estrutural e discussão de aspectos estratigráficos do Complexo Amparo na região de Itapira e Águas de Lindóia (SP). In: Simp. Reg. Geol., 4, São Paulo, 1983. Atas ... São Paulo, SBG-Núcleo São Paulo, p. 3-15.
- CAMPOS NETO, M.C. 1985. Evolução do pr.-cambriano paulista e regiões adjacentes. In: Simp. Reg. Geol., 5, São Paulo, 1985. Atas ... São Paulo, SBG-Núcleo São Paulo, 2: 561-571.
- CAMPOS NETO, M.C. & BASEI, M.A.S. 1983. Evolução estrutural brasileira do nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. In: Simp. Reg. Geol., 4, São Paulo, 1983. Atas ... São Paulo, SBG-Núcleo São Paulo, p. 61-78.
- CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R.; FIGUEIREDO, M.C.H. 1984a. Geologia da Folha Bragança Paulista, 1:50.000. Relatório Final, Convênio IG-USP/PRÓ-MINÉRIO, V. 1. 162 p. (inédito).
- CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R.; VASCONCELLOS, A.C.B.C. 1984b. A Nappe de Cavalcamento Socorro, SP-MG. In: Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, RJ, 1984. Anais ... Rio de Janeiro, SBG, 4: 1809-1822.
- CAMPOS NETO, M.C. & VASCONCELLOS, A.C.B.C. 1986. Geologia da Faixa Alto Rio Grande (São Paulo e Sudeste de Minas Gerais). Relatório para FAPESP. 127p. (inédito).
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1990. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). In: Cong. Bras. Geol., 36, Natal, RN, 1990. Anais ... Natal, RN, SBG, 6: 2631-2648.
- CAMPOS NETO, M.C.; PERROTTA, M.M.; PELOGGIA, A.U.G.; FIGUEIREDO, M.C.H. 1990. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande (SP-MG). In: Cong. Bras. Geol., 36, Natal, RN, 1990. Anais ... Natal, SBG, 6: 2615-2630.
- CARMICHAEL, D.M. 1969. On the mechanism of prograde metamorphism in quartz-bearing pelitic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 20, 244-267.
- 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.; 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 ... Minas Gerais, SBG-Núcleo Minas Gerais, 312-328.

- CHOU DHURI, 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: Cong. Bras. Geol., 35, Belém, PA, 1988. Anais ... Belém, SBG, 3: 1059-1065.
- CONDIE, K.C. 1967. Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31: 2135-2149.
- CONDIE, K.C.; MACKE, J.E.; REIMER, T.O. 1970. Petrology and geochemistry of Early Precambrian graywackes from the Fig Tree Group, South Africa. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81: 2759-2776.
- DICKINSON, W.R. 1982. Compositions of sandstones in circum-Pacific subduction complexes and fore-arc basins. *Amer. Ass. Petrol Geol. Bull.*, 66: 121-137.
- EBERT, H. 1956a. Relatório sobre as atividades durante o ano de 1955. *Relat. An. Dir. Div. Geol. Mineral.*, Ano de 1955, 62-81.
- EBERT, H. 1956b. Relatório sobre as atividades durante o ano de 1956. *Relat. An. Dir. Div. Geol. Mineral.*, Ano de 1956, 97-107.
- EBERT, H. 1957. Discordâncias pré-cambrianas em Carandaí, Minas Gerais. *Bol. Div. Geol. Mineral.*, 183: 1-46.
- EBERT, H. 1958. Discordância Pr.-cambriana em Carandaí, Minas Gerais; Rio de Janeiro, DNPM/DGM, bol. 183, 48 p.
- EBERT, H. 1967. A estrutura pr.-cambriana do sudoeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. In: Congr. Bras. Geol., 21, Curitiba, 1967. *Resumo Comun. ... Curitiba, PR, SBG, Bol. Paran. Geoc.*, 26: 42-43.
- EBERT, H. 1968. Ocorrências da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Ciên.* 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 Araxaídes. In: Congr. Bras. Geol., 25, São Paulo, SP, 1971. *Resumo Comum. ... São Paulo, SBG, Bol. Espec.*, 1: 177-178.
- EBERT, H. 1984a (*in memorian*). Os Paraibides entre São João del Rei (Minas Gerais) e Itapira (São Paulo) e a bifurcação entre Paraibides e Araxaídes. *Publ. SBG-SP*, 12: 72-103.
- EBERT, H. 1984b (*in memorian*). Aspectos principais da geologia da região de São João del Rei, Estado de Minas Gerais. *Publ. SBG-SP*, 12: 1-71.
- EWART, A. 1979. A review of the mineralogy and chemistry of tertiary-recent dacit, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rock. In: BARKER, F. (ed). *Trondjhemites, dacites, and related rocks*. Elsevier Scientific Publishing Company, 2:13-122.
- FERRY, J.M. 1983. Mineral reactions and element migration during metamorphism of calcareous sediments from the Vassalboro Formation, south-central Maine. *American Mineralogist*, 68:334-354.
- FIORI, A.P. 1977. Análise estrutural de dobramentos superpostos: região de Pouso Alegre - Machado (MG). Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo, 200 p. (inédito).

- 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. Geol., 30, Recife, PE, 1978. Anais ... Recife, SBG, 1: 309-320.
- FLEUTY, M.J. 1964. The description of folds. Proc. Geol. Ass., 75: 461-492.
- FLOYD, P.A.; WINCHESTER, 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. Precambrian Research, 45:203-214.
- FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A.; TOSATTO, P. 1979. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23): Texto Explicativo MME/DNPM, 133 p.
- FYFE, W.S. & LEONARDOS, O.H.Jr. 1974. Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian Atlantic Coast: the African connection. Rev. Bras. Geoc., 4(4): 247-251.
- GONÇALVES, M.L. 1986. A geologia da área de Santana do Garambéu, MG. In: Congr. Geol., 34, Goiânia, GO, 1986. Anais ... Goiânia, SBG, 2:1096-1109.
- GRAY, D.R. 1979. Microstructures of crenulation cleavages: an indication of cleavage origin. Am. Journ. Scienc., 279: 97-128.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B. 1978. As estruturas brasileiras. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. Anais ... Recife, PE, SBG, 6: 2423-2438.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B. 1978. As estruturas brasileiras. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. Anais ... Recife, PE, SBG, 6: 2423-2438.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. 1984. Província Mantiqueira - setor central. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y., coords: O pr,-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blücher Ltda, pp. 308-344.
- HASUI, Y.; FONSECA, M.J.G.; RAMALHO, R. 1984. A parte central da Região de Dobramentos Sudeste e o Maciço Mediano de Guaxupé. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E., coords.; Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, 1:2.500.000, p. 308-328.
- HEILBRON, M. 1983. Dados preliminares sobre a geologia e o metamorfismo da área entre Itutinga e Madre de Deus (MG). In: Simp. Geol. Minas Gerais - Geol. Pr,-Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais ... Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol. 3: 387-401.
- HEILBRON, M. 1984. Evolução metamórfico-estrutural da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas, MG. Dissertação de Mestrado, IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 151 p. (inédito).
- 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.
- HELGESON, H.C. 1967. Solution chemistry and metamorphism. In: ABELSON, P.H. (ed.). Researchs in Geochemistry. John Wiley & Sons, Inc, New York. 2:542-567.
- HELGESON, H.C. 1969. Thermodynamycs of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. Amer. J. Science, 267:729-804.

- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F. 1976. An Outline of Structural Geology. John Wiley & Sons, Inc, New York: 571pp.
- HOPPE, A.; KARFUNKEL, J.; NOCE, C.M. 1984. Rochas komatiíticas no centro-sul do Estado de Minas Gerais. In: Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, RJ, 1984. Breves Comunicações, SBG, p.147.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Sciences, 8: 523-548.
- JAMIESON, R.A. & VERNON, R.H. 1987. Timing of porphyroblast growth in the Fleur de Lys Supergroup, Newfoundland. Journal of Metamorphic Geology, 5(2): 273-288.
- JOHANNES, W. 1983. On the origin of layered migmatites. In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. (ed.): Migmatites, melting and metamorphism. Shiva Publishing Ltd., Nantwich, p. 234-249.
- JOHANNES, W. 1985. The significance of experimental studies for the formation of migmatites. In: Ashworth, J.R. (ed.): Migmatites. Blackie & Son Ltd., p. 36-85.
- KERRICK, D.M. & WOODSWORTH, G.J. 1989. Aluminum Silicates in the Mount Raleigh pendant, British Columbia. Journal of Metamorphic Geology, 7(5): 547-563.
- LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses - its relationships with current nomenclature. Chemical geology, 29:183-210.
- LE MAITRE, R.W., 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. Journal of Petrology. 17: 589-637.
- LEONARDOS, O.H. 1940. Tilito Metamórfico de Carandaí, Minas Gerais, An. Acad. Bras. Ciênc., 12(4): 243-259.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. 1984. S-C Mylonites. Journ. Struct. Geol., 6(6):617-638.
- MACHADO FILHO et al. 1983. Projeto RADAM - Brasil, Folhas Rio de Janeiro/Vitória.
- MACIEL, R.R. 1983. Geologia estrutural da Serra de Três Pontas, MG: dados preliminares. In: Simp. Geol. Minas Gerais - Geol. Pr., -Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais ... Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol. 3: 402-410.
- MOHAN, A.; WINDLEY, B.F.; SEARLE, M.P. 1989. Geothermobarometry and development of inverted metamorphism in the Darjeeling-Sikkim region of the eastern Himalaya. Journal of Metamorphic Geology, 7(1): 95-110.
- MOINE, B. & LA ROCHE, H. 1968. Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites ... partir de leur composition chimique. C. R. Acad., Sc. Paris, 267(D): 2084-2087.
- MOORE, A.C. 1970. Descriptive terminology for the textures of rocks in granulite facies terrains. Lithos 3: 123-127.
- NOCE, C.M. 1987. Estudo geológico estrutural do Grupo São João del Rei na região de Tiradentes - Barroso - Barbacena (Minas Gerais), e considerações sobre seu embasamento. Dissert. Mestr. IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 156 p. (inédito).

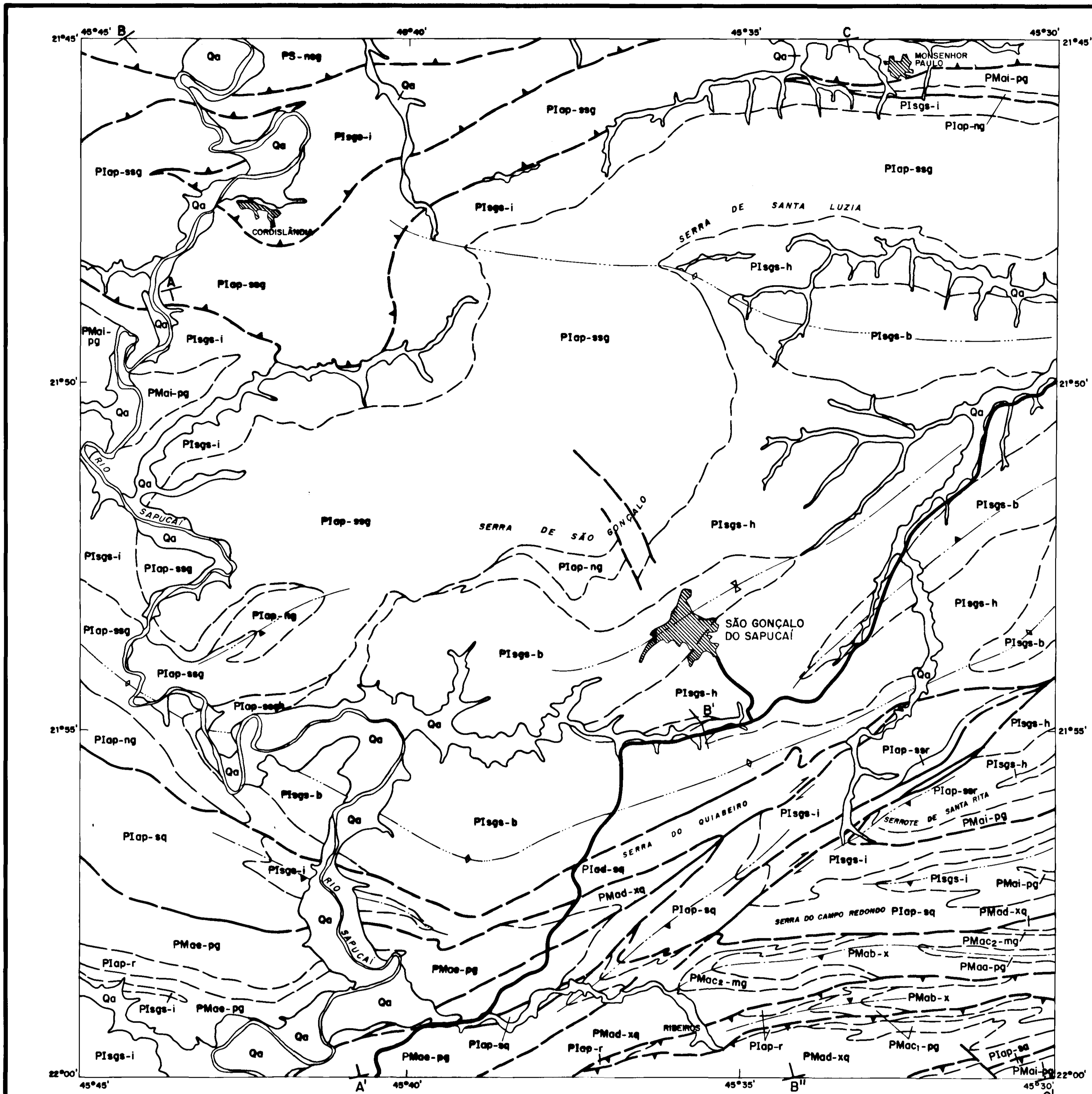
- NOCE, C.M.; HOPPE, A.; TROUW, R.A.J.; KARFUNKEL, J. 1987. O pr,-cambriano inferior da região de Barbacena-Tiradentes, Minas Gerais. In: Simp. Geol. de Minas Gerais, 4, Belo Horizonte, 1987. Anais ... Belo Horizonte, SBG-Núcleo Minas Gerais, Boletim 7:149-163.
- OLSEN, S.N. 1983. A quantitative approach to local mass balance in migmatites. In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. (ed.): Migmatites, melting and metamorphism. Shiva Publishing Ltd., Nantwich, p. 201-203.
- OLIVEIRA, M.A.F.; KAWASHITA, K.; KIHARA, Y.; DELHAL, J. 1986. Novos dados geocronológicos para rochas charnockíticas da Associação Guaxupé, Complexo Varginha. Rev. Bras. Geoc., 16(3): 301-305.
- OPPENHEIM, V. 1934 Estudo Preliminar da zona aurífera de São Gonçalo do Sapucahy, Minas Gerais. SFPM/DNPM, Rio de Janeiro (Boletim 1), 39 p.
- OPPENHEIM, V. 1935. Ouro em São Gonçalo do Sapucahy. SFPM/DNPM, Rio de Janeiro (avulso 4) 25 p. .
- PACIULLO, F.V.P. 1980. Mapeamento geológico-estrutural da área de Minduri, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 151p. (inédito).
- PACIULLO, F.V.P. 1983. Mapeamento geológico-estrutural da área de Minduri - MG. In: Simp. Geol. Minas Gerais - Geol. Pr,-Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais ... Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol. 3: 440-448.
- PEACOCK, M.A. 1931. Classification of igneous rock series. J. Geol. 39: 54-67.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19: 290-300.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol. 69: 33-47.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRCKETT, T.C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth and Planetary Science Letters, 36: 121-132.
- PELOGGIA, A.U.G. 1990. A faixa Alto Rio Grande na região de Amparo. Dissertação de Mestrado, IGC-USP, São Paulo, 124p. (inédito).
- PERROTTA, M. M.; CAMPOS NETO, M.C.; BRITO NEVES, B.B. 1989. Geologia da região a sul de São Gonçalo do Sapucaí (MG). In: Simp. do Núcleo de Minas Gerais, 5, e Simp. de Geol. do Núcleo de Brasília, 1, Belo Horizonte, MG. Anais ... Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol. 7: 233-237.
- PIRES, F.R.M. 1977 Geologia do Distrito Manganésífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, IG.-UFRJ, Rio de Janeiro. (inédito).
- PIRES, F.R.M. 1978 The archaen Barbacena greenstone belt in its typical development and the Minas itabirite distribution at the Lafaiete District, Minas Gerais, Brazil. An. Acad. Bras. Ciênc., 50(4): 599-600.
- POWELL, C. McA. 1979. A morphological classification of rock cleavage. Tectonophysics, 58: 21-34.
- RAMSAY, J.G. 1960 The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. J. Geol., 68: 75-93.

- RAMSAY, J.G. 1967. Folding and fracturing of rocks. New York, MacGraw-Hill, 568 p.
- RIBEIRO, A. & HEILBRON, M. 1982. Estratigrafia e metamorfismo dos Grupos Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 32, Salvador, BA, 1982. Anais ... Salvador, SBG, 1: 177-186.
- RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M. 1990. Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton do São Francisco. An lise da região de São João del Rei e Andrelândia, MG. In: Cong. Bras. Geol., 36, Natal, RN, 1990. Anais ... Natal, SBG, 6: 2605-2614.
- RICHARDSON, S.W. 1968. Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. *Journal of Petrology*, 9(3): 467-488.
- SCHOBENHAUS FILHO et al. 1982. Mapa geológico do Brasil e da Área Oceânica adjacente incluindo Depósitos Minerais. DNPM, Brasília.
- SILVA, S.L.; BALTAZAR, O.F. & PADILHA, A.V. 1988. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha São Gonçalo do Sapucaí - SF. 23-V-D-V-4-V Estado de Minas Gerais. Escala 1:50.000. 102 p. DNPM/CPRM, Brasília.
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Bull. Geol. Soc. London*, 133: 191-213.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 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. Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo, 236p. (inédito).
- TEIXEIRA, W. 1985. A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo, 207 p. (inédito).
- TEIXEIRA DA COSTA, M. & ROMANO, A. W. 1976. Mapa geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000. Secret. Planej. Coord. Geral do Estado de Minas Gerais e IGA.
- THOMPSON, A.B. 1976. Mineraláreactions in pelitic rocks: Part I and II. *American Journal of Science*, 276: 401-454.
- THOMPSON, A.B. 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, 282: 1567-1595.
- THOMPSON, J.B. 1957. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *American Mineralogist*, 42: 842-858.
- TRACY, R.J. 1978. High grade metamorphism reactinos and partial melting in pelitic schist, west-central Massachussets. *American Journal of Science*, 278: 150-178.
- TRACY, R.J. & ROBINSON, P. 1983. Acadian migmatite types in pelitic rocks of Central Massachussets. In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. (ed.): *Migmatites, melting and metamorphism*. Shiva Publishing Ltd., Nantwich, p. 163-173.
- 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., 30, Camboriú, SC, 1980. Anais ... SBG, 5: 2273-2784.

- 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 a continuação dos Grupos Araxá e Canastra. In: *Congr. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro, RJ, 1984. *Anais ... Rio de Janeiro, SBG*, 7: 3227-3240.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. 1986. Contribuição ... geologia da Folha Barbacena 1:250.000. In: *Congr. Bras. Geol.*, 34, Goiânia, GO, 1986. *Anais ... Goiânia, GO, SBG*, 2: 974-986.
- VALERIANO, C.M. 1983. Geologia de uma área a sudoeste de Aiuruoca, sul do Estado de Minas Gerais. In: *Simp. Geol. Minas Gerais - Geol. Pr.-Cambriano*, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais ... Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol. 3*: 209-213.
- VALERIANO, C.M. 1985. Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João del Rei na região de São João del Rei, MG. Dissertação de Mestrado, IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 99p. (inédito).
- VALERIANO, C.M. 1986. Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João del Rei na região de São João del Rei, MG. In: *Congr. Bras. Geol.*, 34, Goiânia, GO, 1986. *Anais ... Goiânia, GO, SBG*, 2: 999-1018.
- VASCONCELLOS, A.C.B.C. 1988. O Grupo Andrelândia na região a norte de Ouro Fino, MG. Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo. 199 p (inédito).
- VERNON, R.H. 1976. *Metamorphic Process*. Murby, London, 247 p.
- WERNICK, E. 1965. Comunicação preliminar sobre a geologia da Quadrícula Amparo, Estado de São Paulo. *Avulsos Div. Geol. Mineral.*, 40: 64-65.
- WERNICK, E. 1967a. A geologia da região de Amparo - leste do Estado de São Paulo. Tese Dout. FFCL Rio Claro, 140 p. (inédito).
- WERNICK, E. 1967b. A geologia da região de Amparo. In: *Congr. Bras. Geol.*, 21, Curitiba, PR, 1967. *Resumo Comun ... Curitiba, SBG, Bol. Paran. Geoc.*, 26: 40-41.
- WERNICK, E. 1978. Contribuição ... geologia do Maciço de Guaxupé, SP e MG. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 50(3): 337- 352.
- 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 - Geol. Pr.-Cambriano*, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais ... Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol. 3*: 50-62.
- WINCHESTER, J.A. & MAX, M.D. 1989. Tectonic setting discrimination in clastic sequences: an example from the Late Proterozoic Erris Group, NW Ireland. *Precambrian Research*, 45: 191-201.
- WINKLER, H.G.F. 1976. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 4 ed., Springer - Verlag, New York, 334 p.
- YARDLEY, B.W.D. 1977. The nature and significance of the mechanism of the sillimanite growth in the Connemara Schists, Ireland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 65: 53-58.

YARDLEY, B.W.D. 1989. An introduction to metamorphic petrology. Longman, Singapore, 248 p.

YARDLEY, B.W.D.; SHEPHERD, T.J.; BARBER, J.P. 1983. Fluid inclusion studies of high-grade rocks from Connemara, Ireland. In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. (ed.): Migmatites, melting and metamorphism. Shiva Publishing Ltd., Nantwich, p. 110-126.



LEGENDA

QUATERNÁRIO

Qa Aluviões recentes

PROTEROZÓICO SUPERIOR

NAPPE DE EMPURRÃO SOCORRO - GUAXUPÉ

PS-neg Granada-hornblenda e biotita gnaioses bandadas e gnaioses da suite charnoquítica, ambas de idade indeterminada.

PROTEROZÓICO-MÉDIO

GRUPO ANDRELÂNDIA

PMai-pg Granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaisse/xisto bandado ou homogêneo com intercalações de micaxistos, gnaisse calciosilicático e quartzitos.

PMad-xq Alternância de micaxistos variados com intercalações espessas de quartzitos.

PMac-pg Granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaisse com intercalações subordinadas de muscovita-biotita-gnaiose. PMac-mg Muscovita-biotita-gnaiose com intercalações subordinadas de granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaisse e quartzitos.

PMab-x Alternância rítmica de micaxistos variados predominantes com quartzitos e quartzo xistos.

PMoe-pg Granada-(muscovita)-biotita gnaisse com intercalações de anfibólitos.

PMai-pg Grupo Andrelândia indiferenciado: granada-(muscovita)-biotita-gnaiose, micaxistos e quartzitos.

PROTEROZÓICO INFERIOR (ARQUEANO?)

COMPLEXO AMPARO

Papi-sa Papi-r Papi-sr Papi-ng Papi-sq
 Papi-sa Papi-r Papi-sr Papi-ng Papi-sq

Granito Gnaioses Ocelares: sa-milonito gnaisse Serra das Águas; granítico porfiroclástico cinza rosado; r-Ortognaisse Ribeiras; granodiorito-granito gnaisse listrado porfiroclástico; sr-Ortognaisse Serrate de Santa Rita; granito andésico ocelar cinza rosado; sq-Suite Serra de São Gonçalo; granito gnaiósico porfiróide com fácies homogênea (h); Papi-ng-nebulito-schlieren gnaioses.

Ortognaisse Serra do Quiabeiro: sq-tonalito-granodiorito-granito gnaiósico cinza homogêneo com fácies ocelares e níveis migmatíticos.

COMPLEXO SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ

Pigs-h Pigs-b Pigs-i

h-ortognaioses homogêneas tonalito-granodioríticas; b-gnaioses bandadas tonalito-dioríticas com intercalações de metabásicas e de quartzitos subordinados; i-Complexo São Gonçalo do Sapucaí indiferenciado.

CONVENÇÕES LITOLÓGICO-ESTRUTURAIS

--- Contato litológico definido e aproximado

--- Zona de cisalhamento e limite de nappe de dobramento

--- Cavalgamento

--- Traço axial aproximado de anticlinal isoclinal D₂ com indicação de mergulho do plano axial

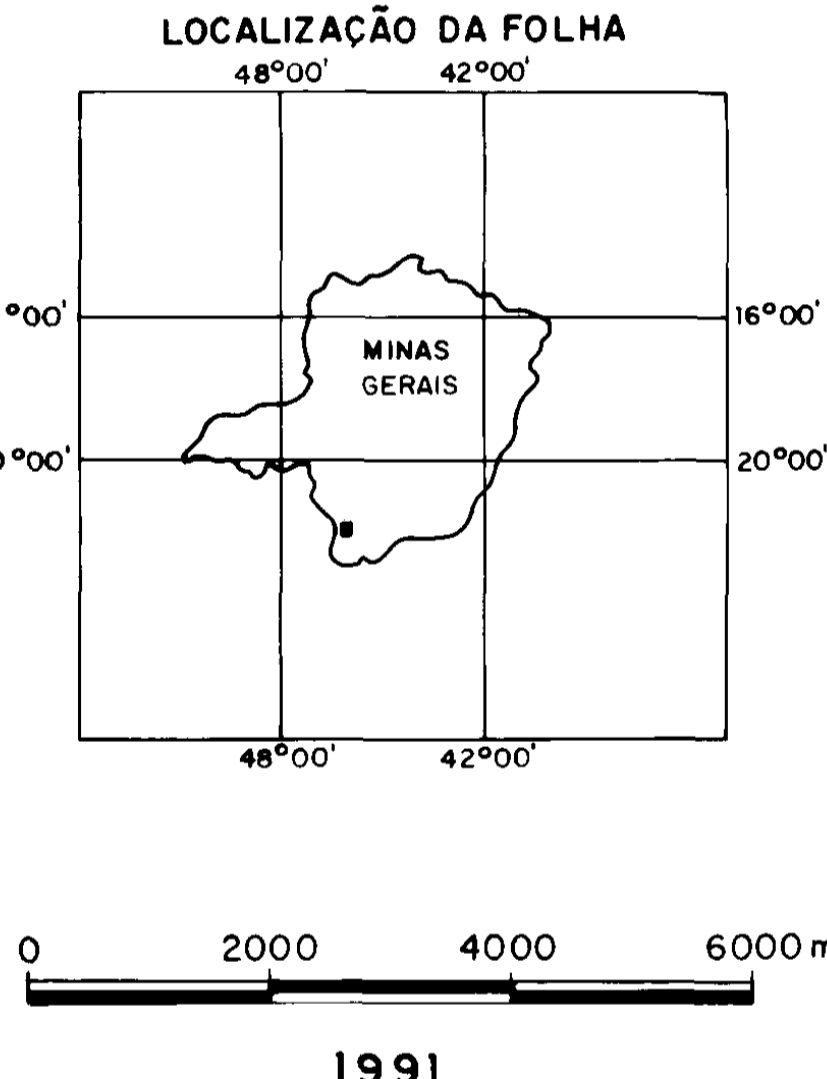
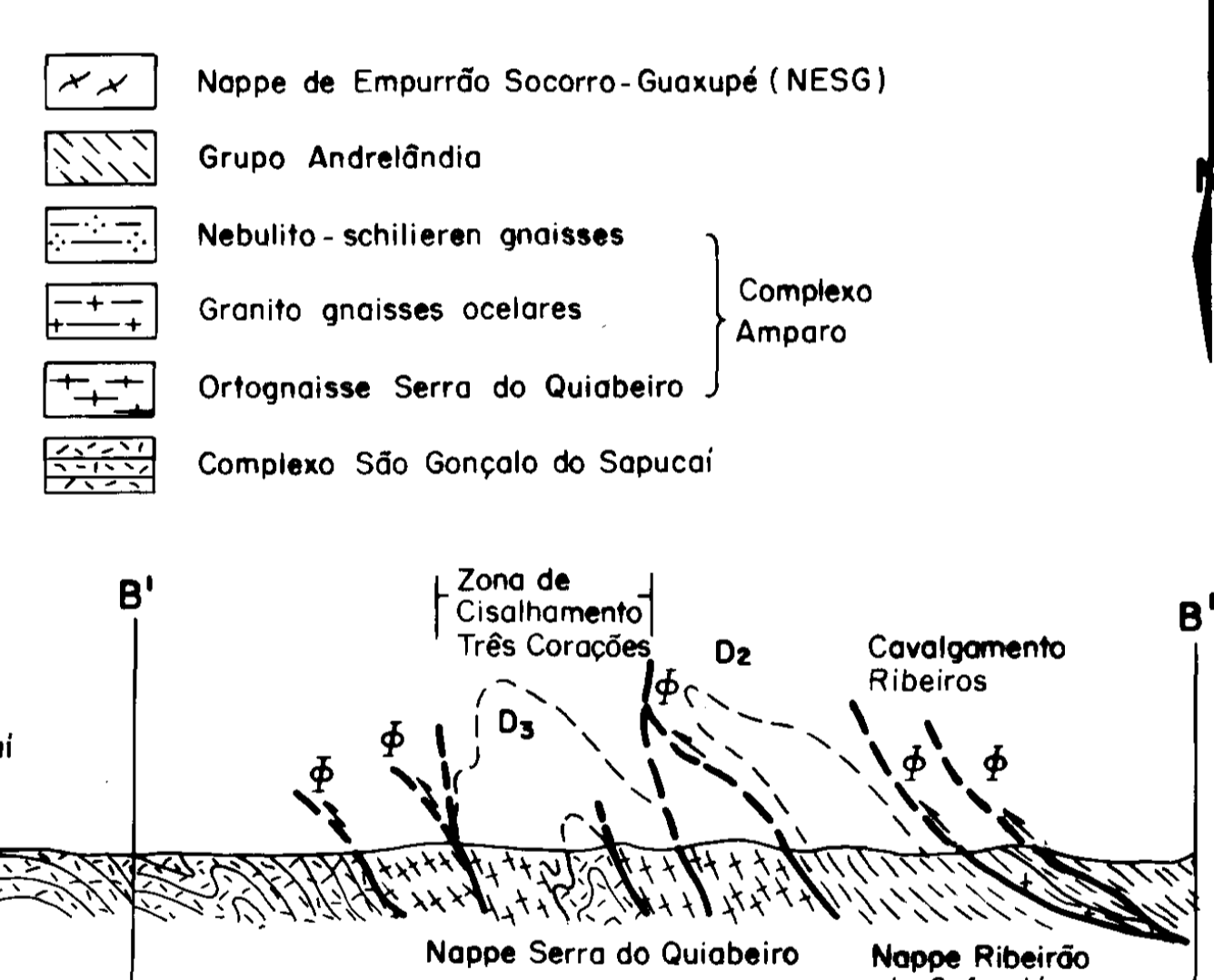
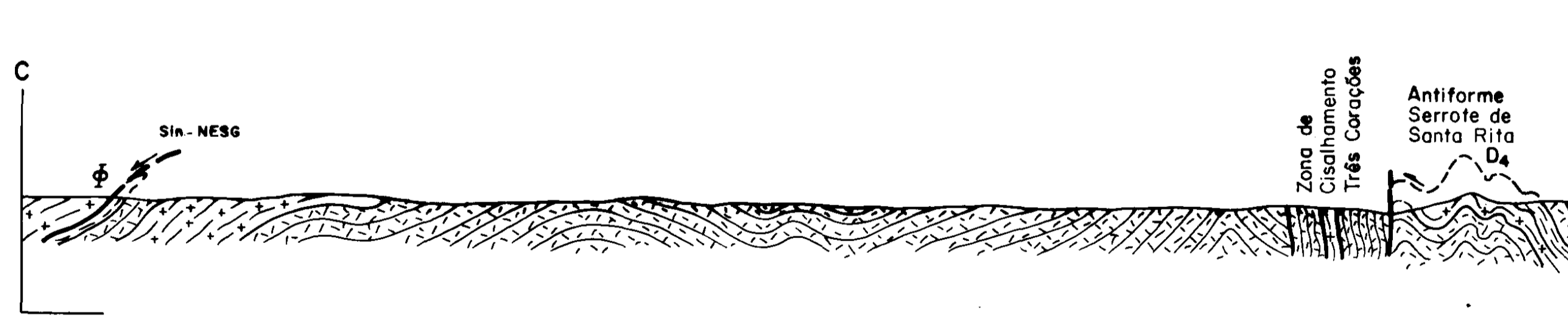
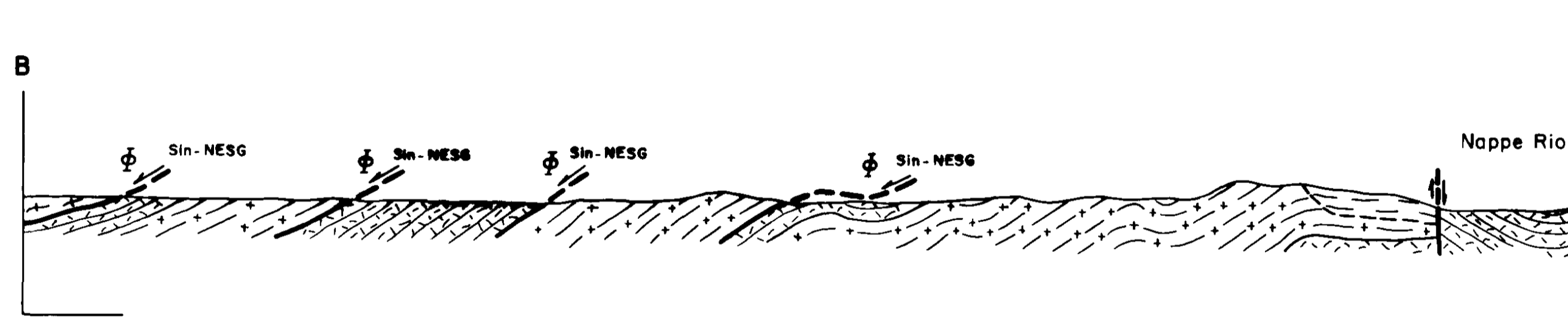
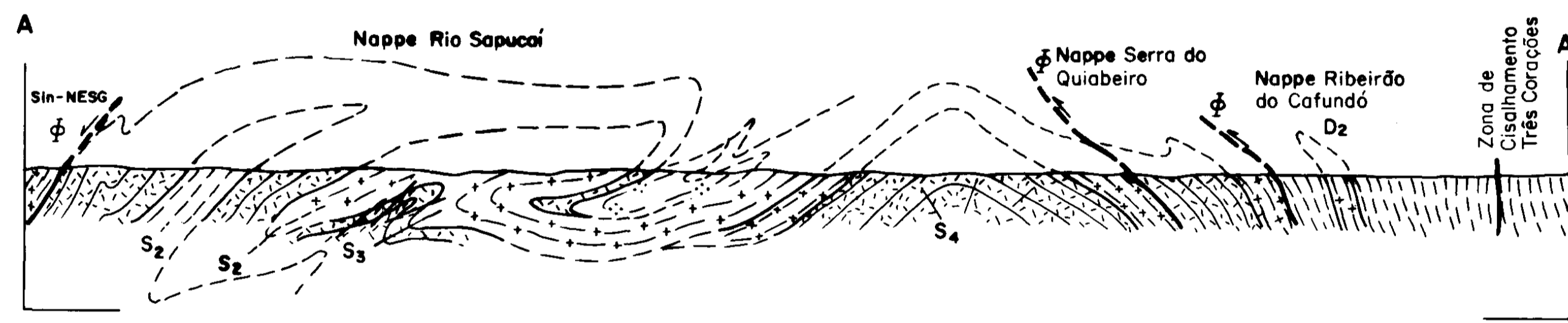
--- Traço axial aproximado de sinclinal isoclinal D₂ com indicação de mergulho do plano axial

--- Traço axial aproximado de antiformal invertida D₃ com indicação de mergulho do plano axial

--- Traço axial aproximado de sinforma D₄

--- Traço axial aproximado de sinforma D₄

A — A' Seção geológica



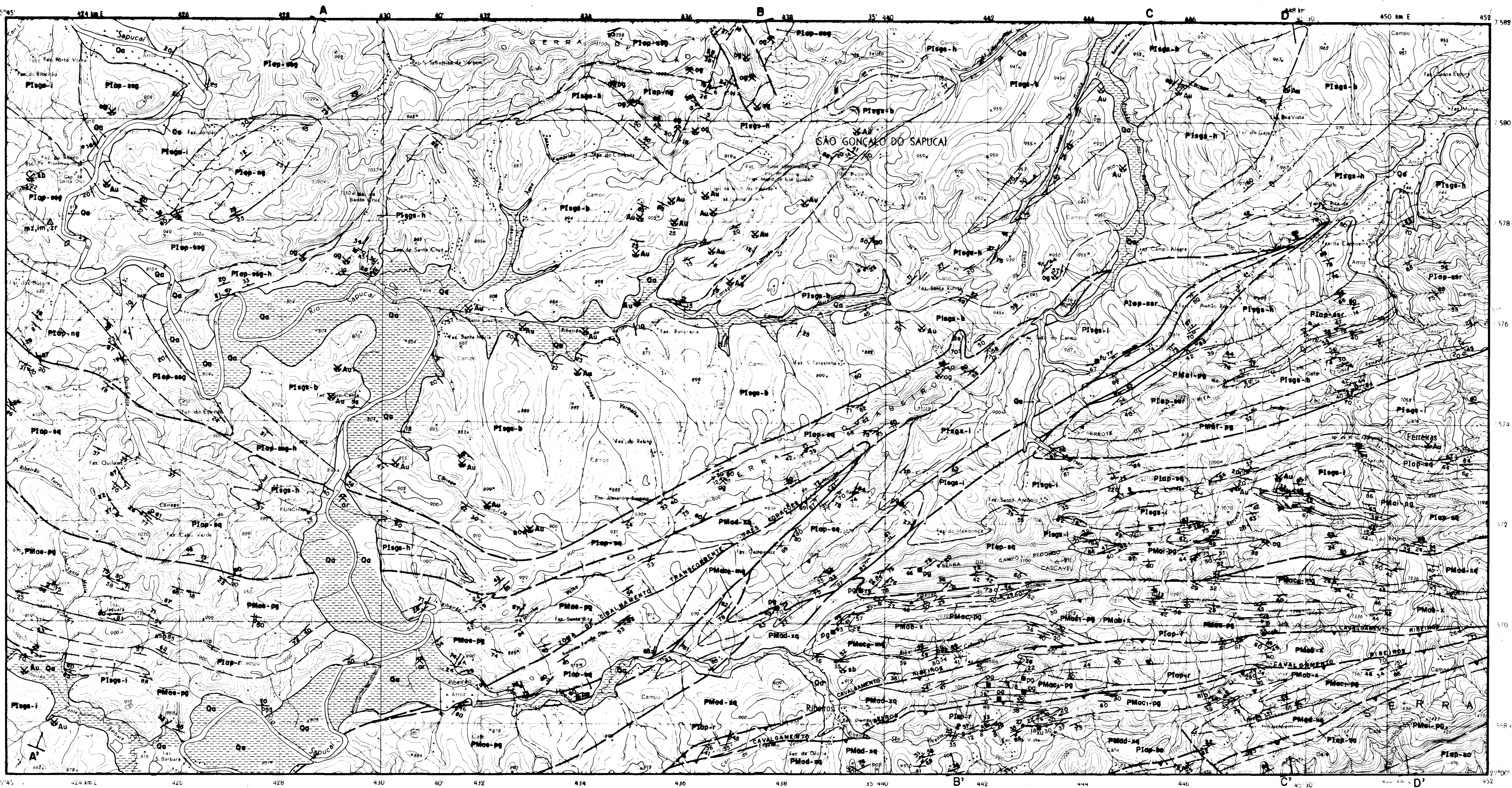
MAPA GEOLÓGICO DA FOLHA SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ-SF.23-V-DV-4

ESCALA 1:100 000

Geologia por: **MÔNICA MAZZINI PERROTTA**

ANEXO 1

Desenho, Planejamento e Desenvolvimento gráfico: J. Carlos de Góes/R. Silveira. (011) 287 22 44 / 278 82 80



LEGENDA

- QUATERNÁRIO**
- Qa Aluviões recentes
- PROTEROZOICO-MÉDIO**
- GRUPO ANDRELÂNDIA**
- PMoa-pg Granado-muscovita-biotita-plagioclásio gnaíse/xisto bandado ou homogêneo com intercalações de micaxistos, gnaíse calcossilicático e quartzitos.
 - PMoa-xq Alternância de micaxistos variados com intercalações espessas de quartzitos.
 - PMoa-pg Granado-muscovita-biotita-plagioclásio gnaíse com intercalações subordinadas de muscovita-biotita-gnaíse
 - PMoa-mg Muscovita-biotita-gnaíse com intercalações subordinadas de granado-muscovita-biotita-plagioclásio gnaíse e quartzitos
 - PMoa-x Alternância rítmica de micaxistos variados predominantes com quartzitos e quartzito xistos.
 - PMoa-pg Granado-(muscovita)-biotita gnaíse com intercalações de anfíbaitos.
 - PMoi-pg Grupo Andrelândia indiferenciado-granado-(muscovita)-biotita-gnaíse, micaxistos e quartzitos.
- PROTEROZOICO INFERIOR (ARQUEANO?)**
- COMPLEXO AMPARO**
- PIap-ng
 - PIap-sa PIap-r PIap-srr PIap-sq PIap-sq
- Granito Gnaíses Oculares: sa-milônio gnaíse Serra das Águas: granítico porfirítico cinza rosado; r-Ortognáise Ribeiras: granodiorito-granito gnaíse listrado porfirítico; srr-Ortognáise Serrote de Santa Rita: granito gnaíse acelar cinza rosado; ssg-Sulite Serra de São Gonçalo: granito gnaíse porfirítico com fácies homogênea (h); PIap-ng-nebuito-schlieren gnaíses.
- Ortognáise Serra do Quabeiro: sq-tonalito-granodiorito-granito gnaíse cinza homogêneo com fácies oclares e níveis migmatíticos.
- COMPLEXO SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ**
- PIaga-h PIaga-b PIaga-l
- h-ortognáises homogêneos tonalito-granodioríticos; b-gnaíses bandados tonalito-dioríticos com intercalações de metabásicos e de quartzitos subordinados; l-Complexo São Gonçalo do Sapucaí indiferenciado.
- OCORRÊNCIAS PONTUAIS**
- pg granito pegmatóide
 - tu turmalinito
 - zu xisto ultramáfico
- MINERALIZAÇÕES**
- L - Lavra em atividade
 - P - Lavra paralisada
 - Δ - Depósitos
- Substâncias minerais: Au-ouro; mz-monazita; im-ilmenita; zr-zircônia; og-ortognáise; ar-areia; sb-sabão (Fonte: Silva et al. 1988).
- CONVENÇÕES LITOLÓGICO-ESTRUTURAIS**
- Contato litológico definido e aproximado
 - Zona de cisalhamento e limite de nappe de dobramento
 - Covalgamento
 - Foliação S_n
 - Foliação S₂ ou S_n, S₂
 - Foliação S₃
 - Foliação S₄
 - Foliação S₅
 - Foliação milonítica
 - Eixo B₂
 - Eixos e lineações B₃ e L₃
 - Foliação S₂ vertical
 - Foliação S₃ vertical
 - Foliação S₄ vertical
 - Foliação milonítica vertical
 - Lineação mineral L₂
 - Eixos e lineações B₄ e L₄
 - Foliação S₂ horizontal
 - Lineação de estiramento L₂
 - Eixos B₃
 - Traco axial aproximado de anticlinal isoclinal D₂ com indicação de mergulho do plano axial
 - Traco axial aproximado de sinclinal isoclinal D₂ com indicação de mergulho do plano axial
 - Traco axial aproximado de sinforma invertida D₃ com indicação de mergulho do plano axial
 - Traco axial aproximado de sinforma invertida D₃ com indicação de mergulho do plano axial
 - Traco axial aproximado de sinforma D₄
 - Traco axial aproximado de sinforma D₄
- A-A' Secção geológica

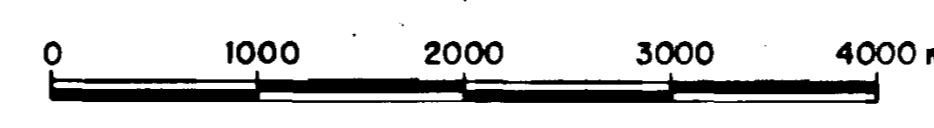
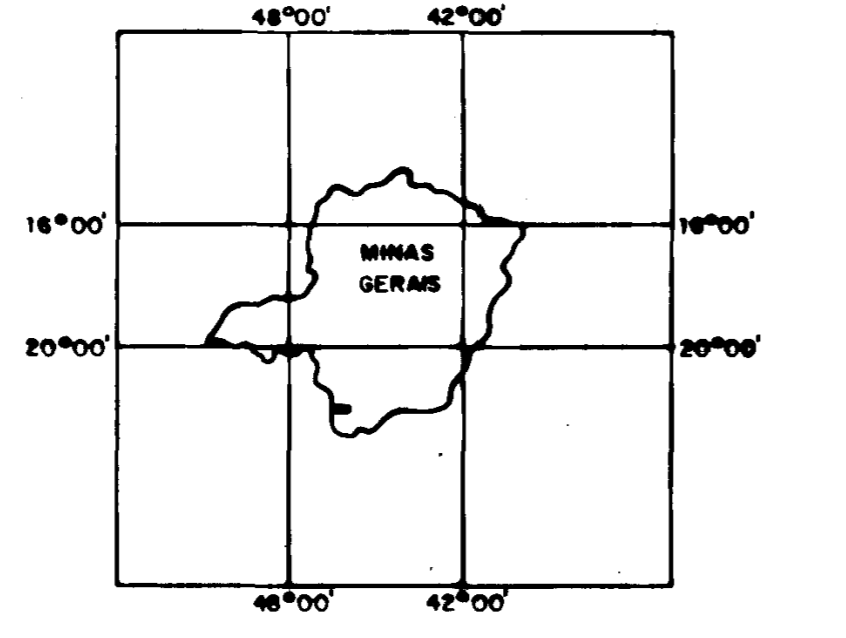
ELEMENTOS UTILIZADOS

Bases topográficas obtidas através da montagem e reprodução fotográfica parcial das folhas: SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ - SF.23-V-D-V-4, IBGE, 1971 e LAMBARI - SF.23-V-D-VI-3, IBGE, 1971.

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

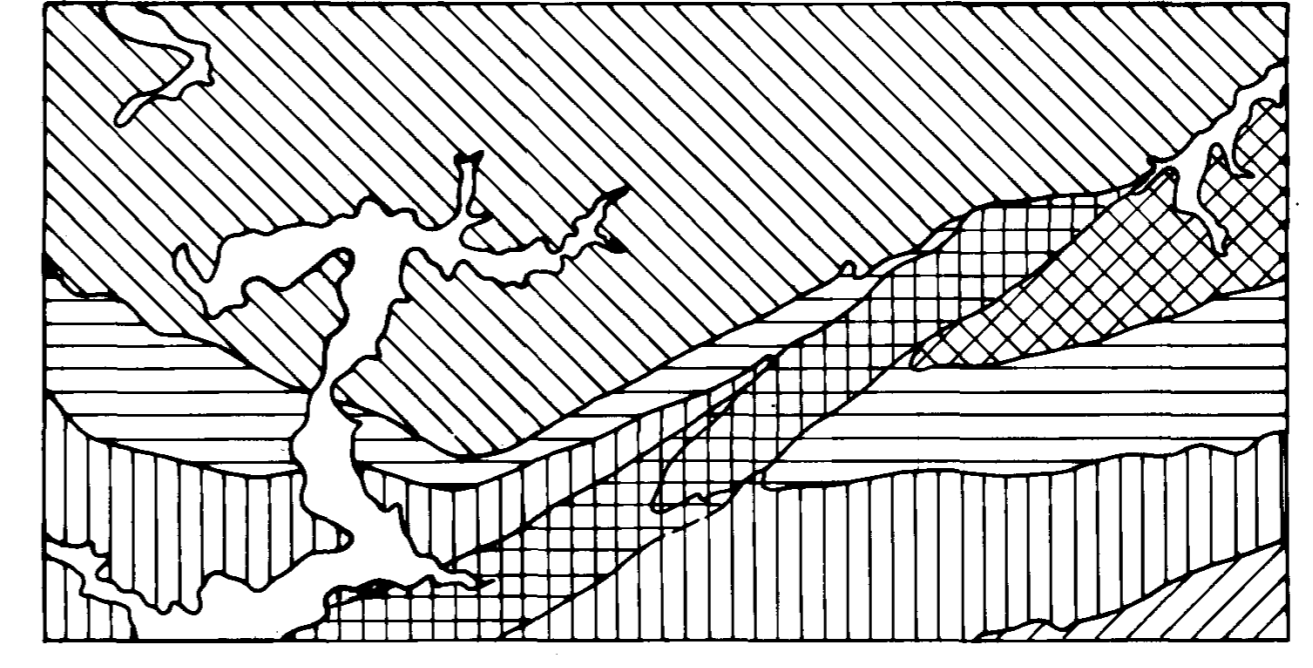
Matadote	Est. Bonfim	Virgínia	Três Corações
Passo Fundo	S. Gonçalo do Sapucaí	Lambari	Cassidônio do Rio Verde
Passo Alegre	Hortolândia	Cristina	de Lavras

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA



1991

ORGANIZAÇÃO ESTRUTURAL



- Nappe anticlinal Rio Sapucaí
- Nappe anticlinal Serra do Quabeiro
- Nappe anticlinal Ribeiras do Cafundó
- Nappe de covalgamento Serra das Águas
- Antiforme Serrote de Santa Rita
- Zona de cisalhamento Transcorrente Três Corações

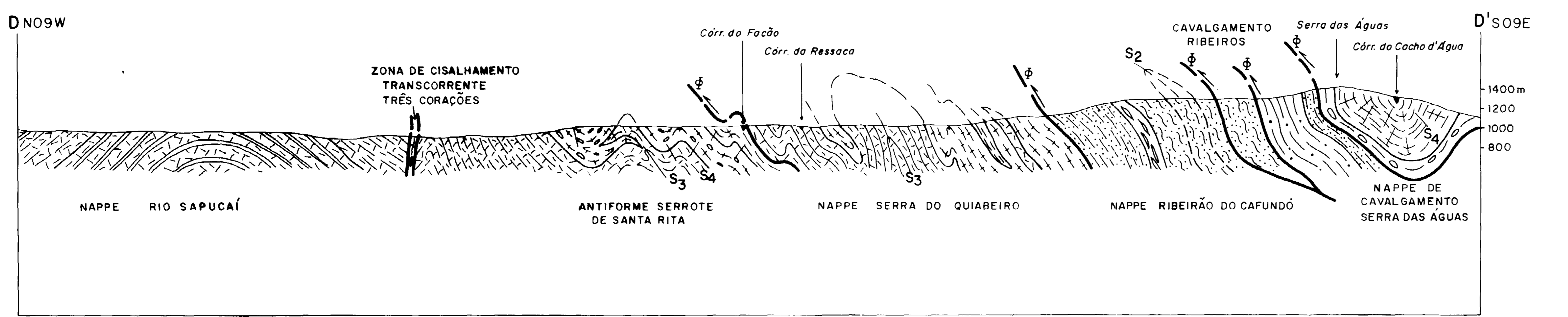
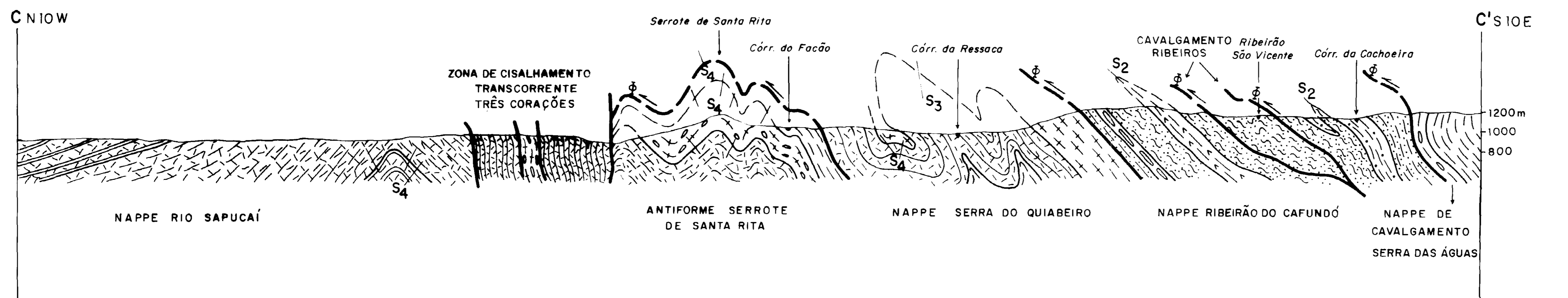
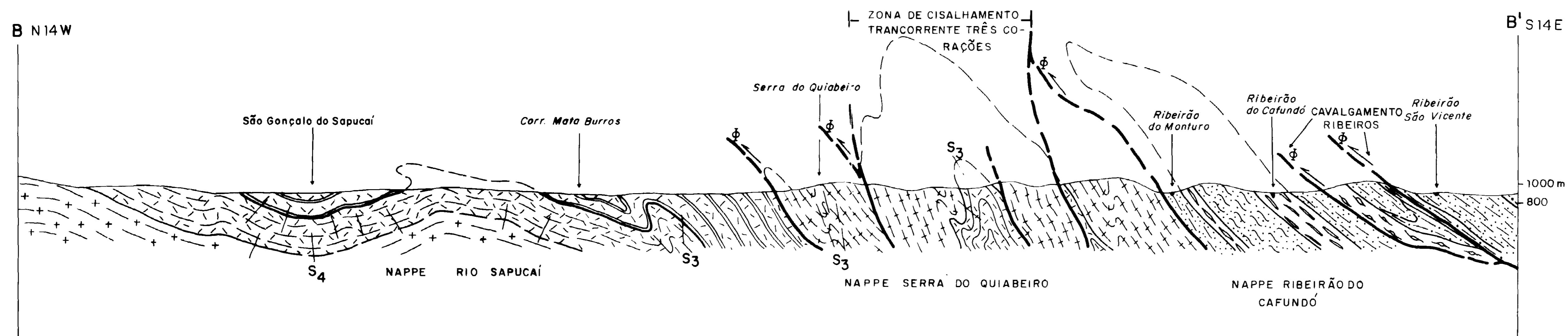
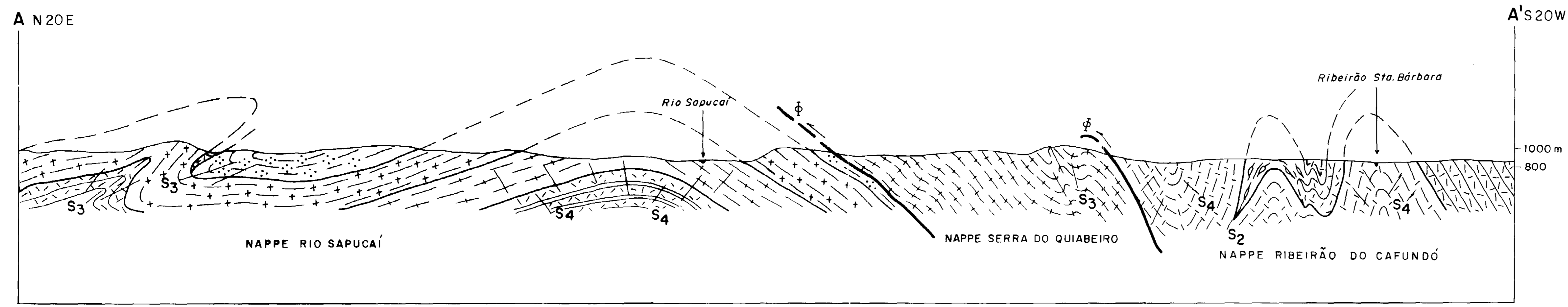
MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO A SUL DE SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ (MG)

ESCALA 1:50000

Geologia por: MÔNICA MAZZINI PERROTTA

ANEXO 2

Desenho, Planejamento e Desenvolvimento Gráfico: Carlos de Souza/R. Shimamoto. (011) 2872244 / 5784280



LEGENDA

PROTEROZÓICO-MÉDIO

GRUPO ANDRELÂNDIA

- Unidade E
- Unidade D
- Unidade C - fácies C₁
- Unidade C - fácies C₂
- Unidade B
- Unidade A
- Grupo Andrelândia Indiferenciado

PROTEROZÓICO INFERIOR (ARQUEANO?)

COMPLEXO AMPARO

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7

COMPLEXO SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ

- 8
- 9
- 10

1 - Nebulito-schlieren gnaisses
 2 - Ortognaisse Serra do Quiabeiro
 3 - Ortognaisse Serrote de Santa Rita
 4 - Ortognaisse Ribeiros
 5 - Milanito gnaiss Serra das Águas
 6 - Suíte Serra de São Gonçalo - fácies porfiróide
 7 - Suíte Serra de São Gonçalo - fácies homogênea
 8 - Complexo São Gonçalo do Sapucaí Indiferenciado
 9 - Sequência Bandada
 10 - Ortognaisse homogênea

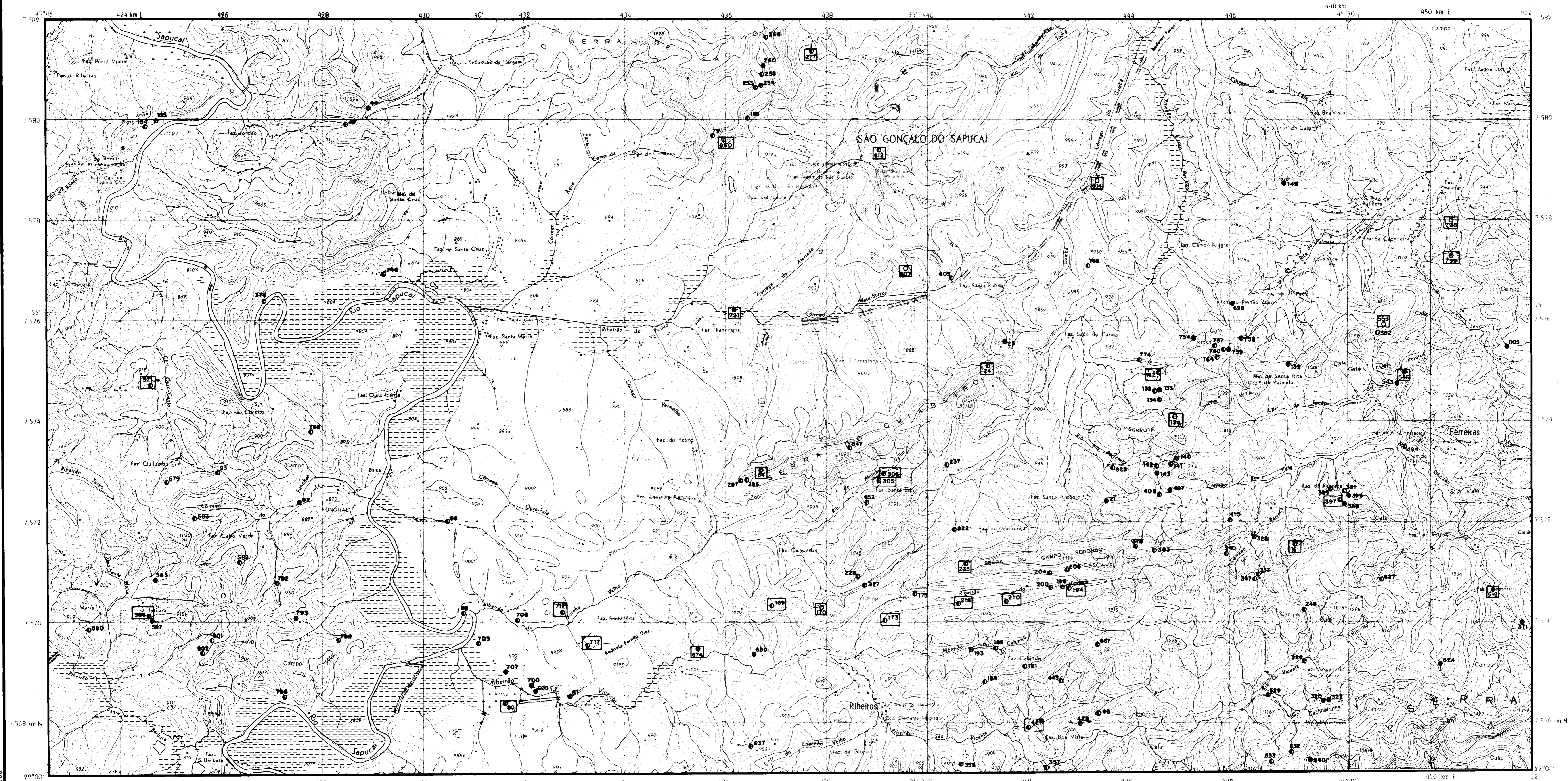
ESCALAS: $\frac{V}{H} = 1:50.000$

0 500 1000 2000 m

PERFIS GEOLÓGICOS
 (LOCALIZAÇÃO NO MAPA GEOLÓGICO - ANEXO 2)

Geologia por: MÔNICA MAZZINI PERROTTA

ANEXO 3



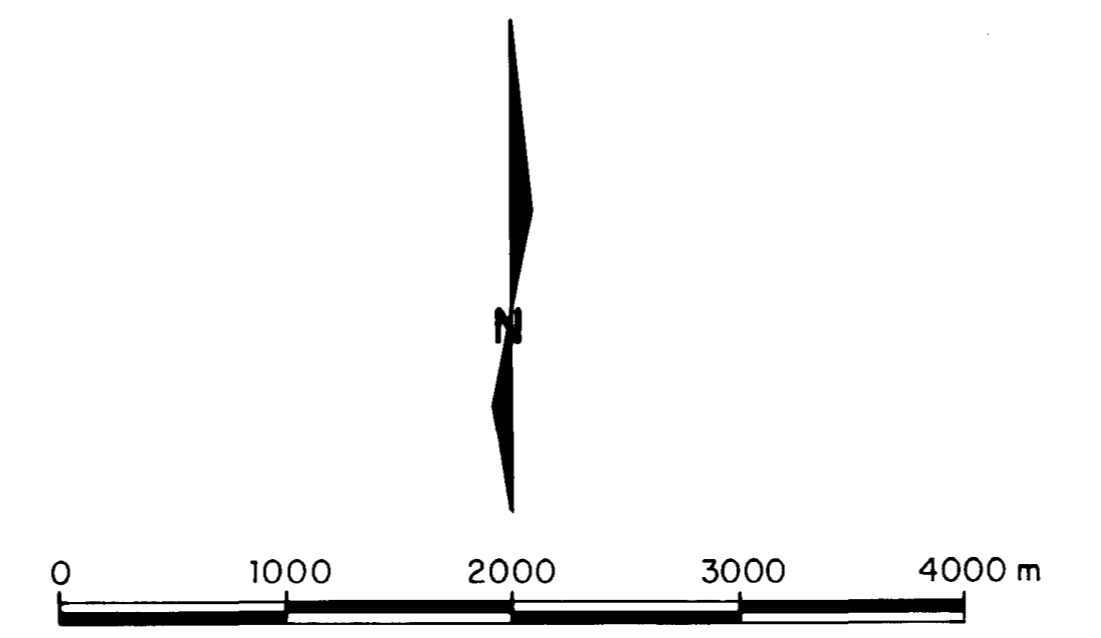
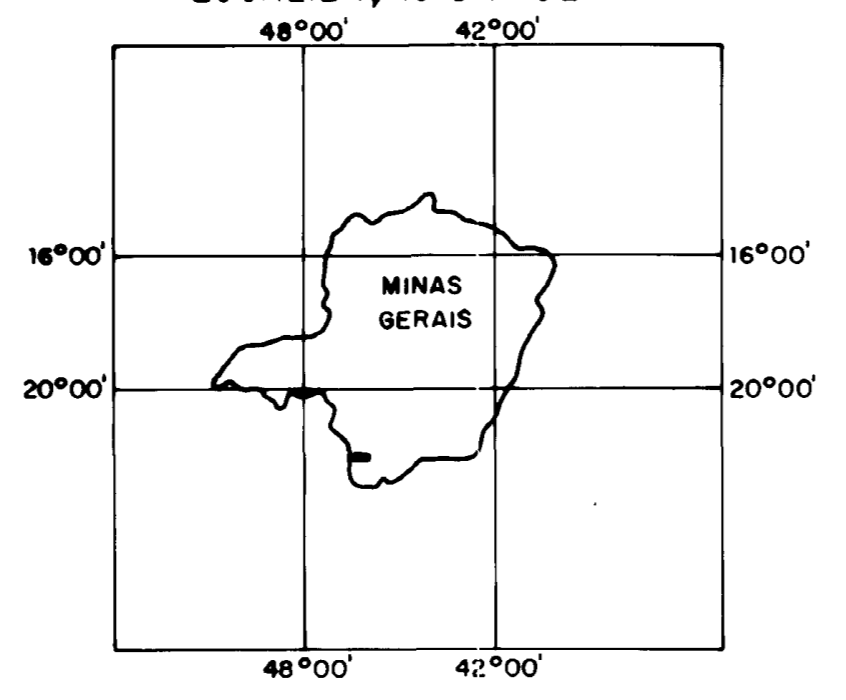
ELEMENTOS UTILIZADOS

Base topográfica obtida através da montagem e reprodução fotográfica parcial das folhas: SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ - SF.23-V-D-V-4, IBGE, 1971 e LAMBARI - SF.23-V-D-VI-3, IBGE, 1971.

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

Machado	Eldi Mendes	Varginha	Tirol
Papa Funde	São Gonçalo do Sapucaí	Lambari	Casa Verde
Pouso Alegre	Heliodora	Cristina	São Lourenço

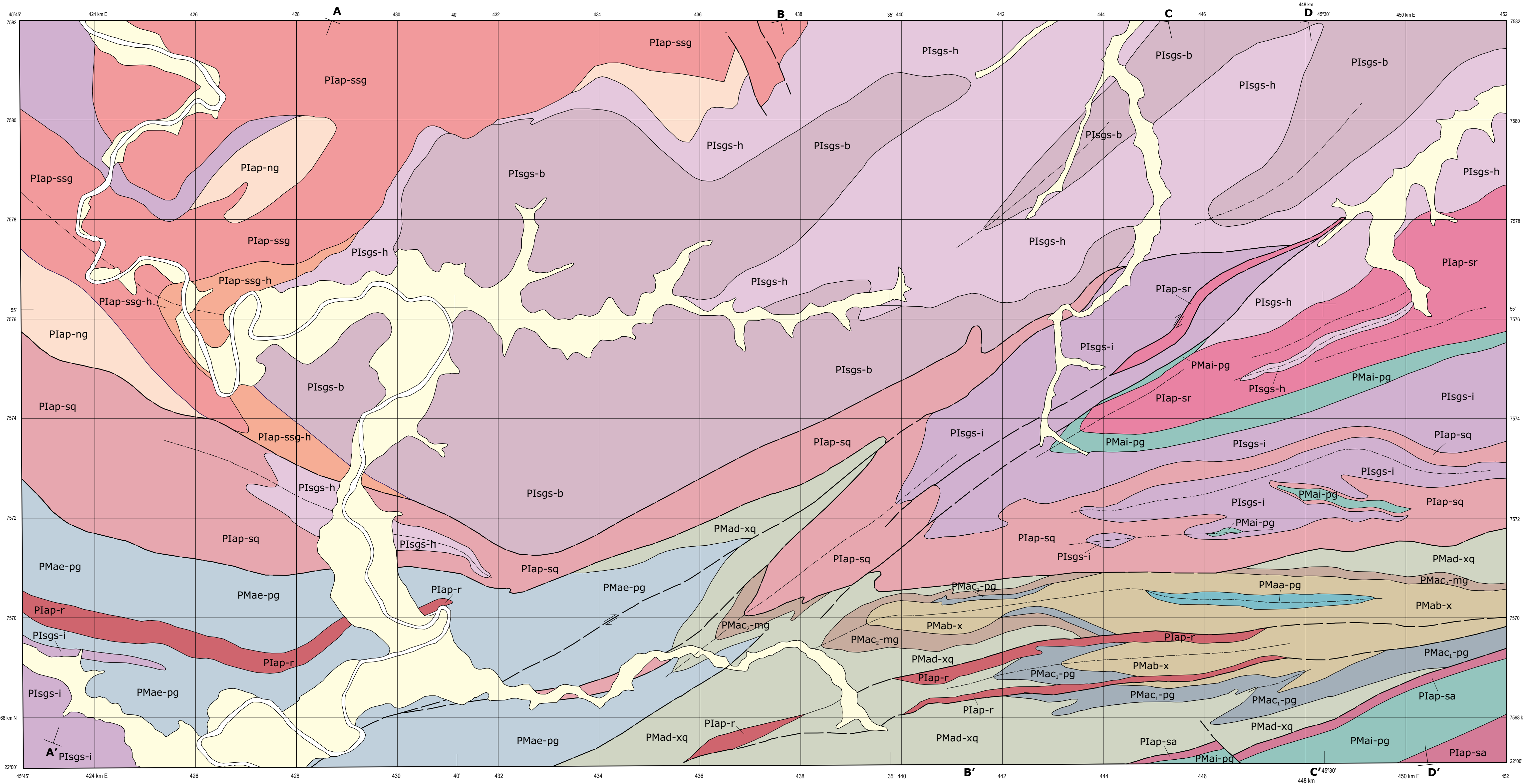
LOCALIZAÇÃO DA FOLHA



- Pontos com análise petrográfica
- Pontos com análise petrográfica e química
- Pontos fotografados ou desenhados

MAPA DE AMOSTRAGEM PETROGRÁFICA E GEOQUÍMICA
 ESCALA 1:50000
 ANEXO 4

Desenho, Plotagem e Diagramação: Giffoni - C. Carlos de Souza/A. Shimamoto - (031) 287.22.44 / 578.42.80



LEGENDA

QUATERNÁRIO

- Qa Aluviões recentes

PROTEROZOÍCO - MÉDIO

GRUPO ANDRELÂNDIA

- PMae-pg Granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaiss/xisto bandado ou homogêneo com intercalações de micaxistos, gnaiss calcossilicático e quartzitos
- PMad-xq Alternância de micaxistos variados com intercalações espessas de quartzitos
- PMac-pg Granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaiss com intercalações subordinadas de muscovita-biotita-gnaiss
- PMac-pg Muscovita-biotita-gnaiss com intercalações subordinadas de granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaiss e quartzitos
- PMab-x Alternância rítmica de micaxistos variados predominantemente com quartzitos e quartzos xistos
- PMaa-pg Granada-(muscovita)-biotita gnaiss com intercalações de anfibolitos
- PMai-pg Grupo Andrelândia indiferenciado - granada-(muscovita)-biotita-gnaiss, micaxistos e quartzitos

PROTEROZOÍCO INFERIOR (ARQUEANO ?)

COMPLEXO AMPARO

- Plap-sa, Plap-r, Plap-ssr, Plap-ssg, Plap-sq

Granito Gnaisses Ocelares: sa - milonito gnaiss Serra das Águas; granito porfiroclástico cinza rosado; r - Orto-gnaiss Ribeiros; granodiorito-granito gnaiss listrado porfiroclástico; ssr - Orto-gnaiss Serrote de Santa Rita; granito gnáissico ocelar cinza rosado; ssg - Suíte Serra de São Gonçalo; granito gnáissico porfiróide com fácies homogênea (h); Plap-ng - nebulito-schilleren gnaiss

Orto-gnaiss Serra do Quiabeiro: sq - tonalito-granodiorito - granito gnáissico cinza homogêneo com fácies ocelares e níveis migmatíticos.

COMPLEXO SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ

- PIsGs-h, PIsGs-b, PIsGs-i

h - ortognaiss homogêneos tonalito-granodioríticos; b - gnaiss bandados tonalito-dioríticos com intercalações de metabásicos e de quartzitos subordinados; i - Complexo São Gonçalo do Sapucaí indiferenciado.

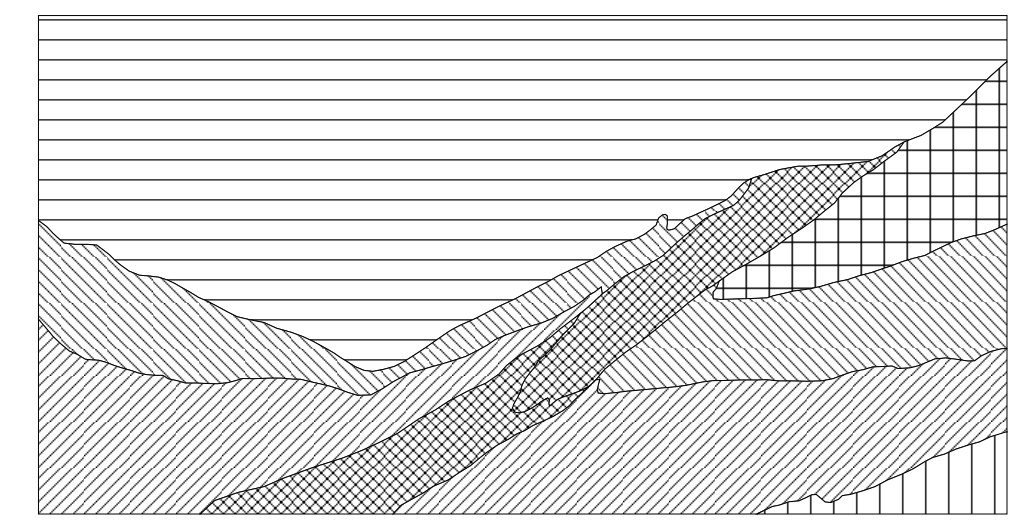
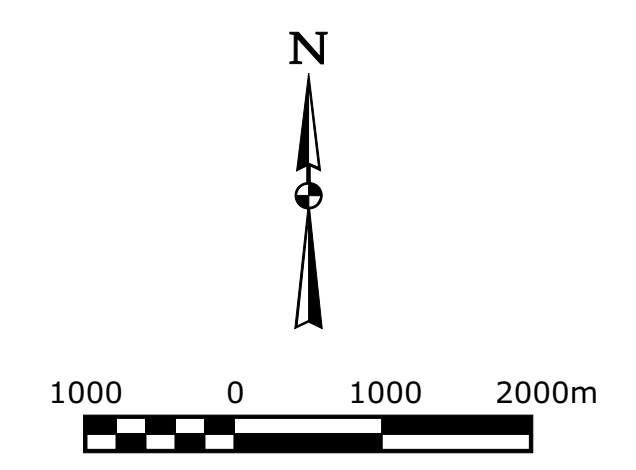
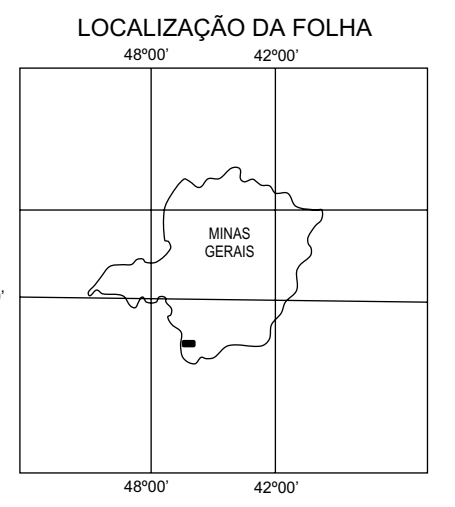
CONVENÇÕES LITOLÓGICO - ESTRUTURAIS

- Contato litológico
- Zona de cisalhamento e limite de nappe de dobramento
- Cavalcamento
- Traço axial aproximado de anticlinal isoclinal D₂ com indicação de mergulho do plano axial
- Traço axial aproximado de sinclinal isoclinal D₂ com indicação de mergulho do plano axial
- Traço axial aproximado de antifoma invertida D₂ com indicação de mergulho do plano axial
- Traço axial aproximado de sinforma invertida D₂ com indicação de mergulho do plano axial
- Traço axial aproximado de antifoma D₂
- Traço axial aproximado de sinforma D₂

A - A' Seção geológica

ELEMENTOS UTILIZADOS

Base topográfica obtida através da montagem e reprodução fotográfica parcial das folhas SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ - SF.23-V-D-V-4, IBGE, 1971 e LAMBARI - SF.23-V-D-VI-3, IBGE, 1971.



ARTICULAÇÃO DA FOLHA

Machado	Elói Mendes	Varginha	Tiês Corações
Povo Fundo	São Gonçalo do Sapucaí	Lambari	Conceição do Rio Verde
Pouso Alegre	Heliodora	Cristina	São Lourenço

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO A SUL DE SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ (MG)

ESCALA 1:50.000

Geologia por: MÔNICA MAZZINI PERROTTA

- Nappe anticlinal Rio Sapucaí
- Nappe anticlinal Serra do Quiabeiro
- Nappe anticlinal Ribeirão do Cafundó
- Nappe de cavalcamento Serra das Águas
- Antifome Serrote de Santa Rita
- Zona de cisalhamento transcorrente Três Corações