

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS

GEOLOGIA E PETROLOGIA DO EXTREMO NORTE DA SERRA DO ESTRONDO (GO)

Tese Apresentada por

ANTONIO CELSO COSTA DE SOUZA

como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIAS

Na área de

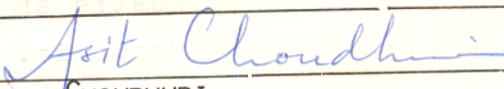
GEOLOGIA

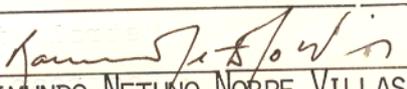
Conferido pelo Programa de Pós-Graduação em
Ciências Geofísicas e Geológicas da
Universidade Federal do Pará

Aprovado: 02.05.84


ROBERTO DALL AGNOL

(ORIENTADOR)


ASIT CHOUDHURI


RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS

Comitê de Tese

A meus pais Cláudio e Odete, meus ir
mãos José, Iracema, Heliana e Dinair, minha esposa Isa
bel e minha filha Estela.

ABRADECIMENTOS

Desejo expressar minha gratidão ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e a Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP) que, através do Projeto Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia, financiaram a execução deste trabalho. Igualmente agradeço ao Programa de Formação de Recursos Humanos para o Setor Nuclear (PRONUCLEAR) pela bolsa de estudos que me concedeu durante parte do período de realização do trabalho.

Estou grato, também, ao Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará (NCGG-UFPa) e ao Curso de Pós-Graduação em Geociências dessa entidade de pesquisa e ensino, pelo apoio dispensado. Ao Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGUSP), na pessoa do Dr. Koji Kawashita, pelas análises, discussões, sugestões e críticas referentes a geocronologia. Ao Dr. Roberto Dall'Agnol (UFPa) pela valiosa orientação, bem como pela compreensão, sugestões e estímulos dispensados nas diversas etapas deste trabalho. Aos Drs. Raimundo Neto no Nobre Villas (UFPa) e Asit Choudhuri (UNESP), integrantes da banca examinadora desta dissertação de mestrado, pelas críticas e sugestões apresentadas.

Merecem meus agradecimentos, ainda, os colegas do Projeto Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia, particularmente, Nilson Pinto Teixeira, Milton Antonio da Silva Matta, João Batista Sena Costa, Joel Macambira e Márcio Santos pelas discussões e sugestões apresentadas. Aos colegas Raul Meireles do Vale e Elvio Matos Bulhões que participaram de algumas jornadas de campo. Aos pesquisadores do laboratório de Geologia Isotópica (Ariel Provost, Thomas Scheller e Moacir Macambira) e aos técnicos dos laboratórios de Laminação (Carlos Alberto de O. Lopes e Eduardo Duarte da C. Soares), Análises Químicas (Raimundo Neto P. de Oliveira, José Herculano da S. Neto, Sonia Rodrigues e Vania Helena da S. Nogueira) do NCGG, os quais sempre demonstraram atenciosos para com o autor. Ao corpo burocrático do NCGG, em especial, à Aracilda da Costa Santos (responsável pe

los serviços datilográficos desta dissertação), Maria da Glória Ribeiro da Costa e Bernadete de Lourdes B. da Cunha Gonçalves, secretárias do Curso de Pós-Graduação do NCGG. Ao Adalberto Lima, que confeccionou os desenhos deste trabalho. Aos motoristas da UFPa (Davi Quintino de Oliveira, Raimundo Teixeira Pena, Pedro Paulo Cristo, Waldomiro Matni e Orlando Gomes da Silva), por seus serviços nas jornadas de campo. Aos habitantes da região estudada, pela agradável acolhida e pelas informações fornecidas. Por fim, aqueles que deram sua parcela de contribuição mas que, por acaso, não figuram aqui, também recebam meus agradecimentos.

SUMÁRIO

	Pag.
DEDICATÓRIA	
AGRADECIMENTOS	
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	
RESUMO	1
ABSTRACT	4
1 INTRODUÇÃO	6
1.1 Objetivos	6
1.2 Localização e Acesso	8
1.3 Geomorfologia	8
1.4 Vegetação e Clima	10
1.5 Metodologia	10
2 GEOLOGIA REGIONAL	14
2.1 Estratigrafia	14
2.2 Metamorfismo	16
2.3 Magmatismo	17
2.4 Evolução Estrutural e Geológica	19
3 GEOLOGIA DA ÁREA	24
3.1 Introdução	24
3.2 Complexo Colméia	25
3.3 Cianita-Granada-Biotita Gnaisse	31
3.4 Gnaisse Cantão e Anfibolitos Associados ...	33
3.4.1 Gnaisse Cantão	34
3.4.2 Anfibolitos Associados	39
3.5 Super Grupo Baixa Araguaia	39
3.5.1 Grupo Estrondo	39
A Formação Morro do Campo	39
B Formação Xambicó	42
C Feições Estruturais	42

	Pag.	
3.5.2	Corpos Ultramáficos Metamorfisados	48
3.6	Formação Pimenteiras	53
3.7	Conglomerado Cipó	55
3.8	Cobertura Sedimentar do Terciário e Quaternário	61
3.9	Estruturas Regionais	62
4	PETROGRAFIA	65
4.1	Complexo Colméia	65
4.2	Cianita-Granada-Biotita Gnaisse	67
4.3	Gnaisse Cantão e Anfibolitos Associados ...	69
4.3.1	Gnaisse Cantão	69
A	Introdução	69
B	Gnaisses Granodioríticos	73
C	Gnaisses Graníticos	76
D	Discussão dos Principais Aspectos Texturais Observados	83
4.3.2	Anfibolitos	87
4.4	Super Grupo Baixo Araguaia	93
4.4.1	Grupo Estrondo	93
A	Formação Morro do Campo	93
.	Quartzitos e Quartzitos com Muscovita	94
.	Muscovita-Quartzo Xistos e Muscovita-Quartzo Xistos com Grafita	95
B	Formação Xambioá	96
.	Plagioclásio-Quartzo-Mica Xistos e Plagioclásio-Quartzo-Mica Xistos com Granada	99
.	Mica-Plagioclásio-Quartzo-Calco Xistos	108
.	Mármorees	109
.	Relações Cristalização-Deformação	110
4.4.2	Corpos Ultramáficos Metamorfisados	113
A	Serpentinitos	115
B	Esteatitos, Talco-Xistos e Clorita-Talco	117

	Pag.
Xistos	115
C Talco-Clorita Xistos e Clorita Xistos	116
D (Quartzol-Antofilita Xistos	116
E (Talco)-(Clorita)-Tremolita/Actinolita Xistos	117
F Ultramafitos Silicificados ("Silexitos")	119
G Considerações Gerais sobre a Serpentinização	119
5 QUIMISMO	121
5.1 Introdução	121
5.2 Complexo Colméia	122
5.3 Gnaisse Cantão	124
5.4 Anfibolitos	140
5.5 Formação Xambioá	149
6 METAMORFISMO	154
6.1 Complexo Colméia	154
6.2 Cianita-Granada-Biotita Gnaisse	155
6.3 Gnaisse Cantão e Anfibolitos Associados ...	156
6.4 Super Grupo Baixo Araguaia	158
7 GEOCRONOLOGIA DO GNAISSE CANTÃO	164
8 A FORMAÇÃO DAS ESTRUTURAS DÔMICAS E O "EMPLACEMENT" DO GNAISSE CANTÃO	171
9 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	176
9.1 Primeira Etapa	176
9.2 Segunda Etapa	177
9.3 Terceira Etapa	177
9.4 Quarta Etapa	179
10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	180
11 ANEXOS	189
1 - Mapa Geológico	
2 - Mapa de Amostragem	

LISTA DE ILUSTRAÇÃO

Figuras		Pag.
1	Relação da Faixa de Dobramentos Araguaia com as demais unidades geotectônicas adjacentes	7
2	Mapa de localização da área estudada ...	9
3	Coluna estratigráfica da área em estudo	26
4	Dobras da primeira fase deformacional registrada no Complexo Colméia	28
5	Dobras da segunda fase deformacional registrada no Complexo Colméia	29
6	Neossoma N'1, do Complexo Colméia, concordante com o bandamento S'1 e xistosidade de S'1	30
7	Neossoma N'1 do Complexo Colméia desenhando dobras similares a F'1	32
8	Veios concordantes com a foliação S*1 do Gnaisse Cantão, apresentando estruturas ptigmáticas	36
9	Veio quartzo-feldspático dobrado ou desenhando estruturas ptigmáticas no Gnaisse Cantão	37
10	Dobras F*1 do Gnaisse Cantão, desenhadas pela xistosidade S*1	38
11	Microdobramentos F*2 e a clivagem de crenulação (S*2) desenvolvidas no Gnaisse Cantão	40
12	Dobra F1 desenvolvida no acamamento (Sol, em quartzitos da Formação Morro do Campo	44

13	Detalhe de dobra F1, desenvolvida em quartzitos da Formação Morro do Campo ..	45
14	Dobras F2 e a superfície plano axial S2, desenvolvidas em mármore da Formação Xambioá	46
15	Lineação mineral (L2) desenvolvida em muscovita-quartzitos da Formação Morro do Campo	49
16	Fraturas desenvolvidas em quartzitos da Formação Morro do Campo	50
17	Quadro demonstrativo das fases deformacionais e seus efeitos, nas rochas do Complexo Colméia, Gnaiss Cantão e Super Grupo Baixo Araguaia	51
18	Arenito basal da Formação Pimenteiras, destacando seus tubos de vermes	54
19	Detalhe do Conglomerado Cipó, evidenciando as matacões subangulares de quartzitos .	56
20	Detalhe do Conglomerado Cipó, evidenciando as matacões subangulares de quartzo	57
21	Afloramento do Conglomerado Cipó mostrando a interdigitação entre a porção basal da seqüência (conglomerática) e o seu topo (siltico-argilosa)	59
22	Nível ferruginoso deslocado, evidenciando uma pequena falha no Conglomerado Cipó ...	60
23	Diagramas triangulares Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Streckeisen, 1976) mostrando a projeção das amostras do Gnaiss Cantão	71
24	Megacrystal de microclina apresentando na sua borda texturas mirmequíticas e/ou afins, Hb-Bt gnaiss granodiorítico	

	co (Gnaiss Cantão)	75
25	Microclina, plagioclásio e quartzo apresentando textura em mosaico e inúmeros pontos tríplices, Mv-Bt gnaiss sienogranítico (Gnaiss Cantão)	77
26	Megacrystal deformado de microclina, em forma de "augen", observando-se o desenvolvimento de sombra de pressão e a neoformação de cristais Mv-Bt gnaiss monzogranítico (Gnaiss Cantão)	78
27	Intercrescimento do tipo mirmequítico entre quartzo e plagioclásio no contato com microclina, Bt gnaiss monzogranítico (Gnaiss Cantão)	80
28	Desenvolvimento de auréola albítica e intercrescimento do tipo mirmequítico envolvendo quartzo e plagioclásio, Mv-Bt gnaiss sienogranítico (Gnaiss Cantão)	81
29	Megacrystal de microclina deformado intensamente, com fendas de tensão e evidências de neoformação de grãos menores nas suas bordas e no seu interior. Bt gnaiss monzogranítico (Gnaiss Cantão)	82
30	Cristais de plagioclásio apresentando contornos irregulares associados com epidoto e granada. Eles acham-se também em contato com cristais de anfíblio (Anfibolito)	89
31	Cristais de diopsídio (centro) envolvidos por grãos de plagioclásio com contornos irregulares, epidoto e anfíblio (Anfibolito)	91

32	Cristais de granada e epídoto associado com cristais de plagioclásio de contornos irregulares	92
33	Distribuição areal das variedades litológicas da Formação Xambioá, no extremo norte da Serra do Estrondo	98
34	Cristal xenoblástico de granada envolvido pela xistosidade regional (S2) do Grupo Estrondo (Pl-Qz-Mica Xisto com granada)	100
35	Inclusões com aspecto sigmoidal em microporfiroblastos de plagioclásio, definindo uma foliação (Si), correlacionada com S1 do Grupo Estrondo, (Pl-Qz-Mica Xisto)	101
36	Microporfiroblasto de granada com inclusões de quartzo, orientadas de modo a formar uma foliação interna (Si). O prolongamento de Si-S1 é truncada pela xistosidade regional (S2) do Grupo Estrondo (Pl-Qz-Mica Xisto com granada)...	103
37	Crenulação da xistosidade regional (S2) do Grupo Estrondo (Pl-Qz-Mica Xisto) ...	104
38	Superfície S3 (clivagem de crenulação) transpondo a xistosidade S2 do Grupo Estrondo (Pl-Qz-Mica Xisto)	105
39	Relação cristalização-deformação nas rochas da Formação Xambioá	111
40	Diagrama triangular A-F-M mostrando a distribuição das rochas do Complexo Colméia, Ci-Gr-Bt Gnaïsse, Gnaïsse Cantão e Anfibolitos	130
41	Diagrama de variação química de amostras	

	do Complexo Colméia, $Cl-Grt-Bt$ Gnaissse e Gnaissse Cantão	131
42	Diagrama normativo $Ab-Or-An$ mostrando a variação composicional de amostras do Complexo Colméia, $Cl-Grt-Bt$ Gnaissse e Gnaissse Cantão	133
43	Diagrama normativo $Q-Ab-Or$ mostrando a variação composicional de amostras do Complexo Colméia, $Cl-Grt-Bt$ Gnaissse e Gnaissse Cantão	134
44	Diagrama K/Rb mostrando a distribuição das amostras do Complexo Colméia, $Cl-Grt-Bt$ Gnaissse e Gnaissse Cantão	136
45	Diagrama triangular $CaO-Na_2O-K_2O$ mostrando a variação composicional de amostras do Complexo Colméia, $Cl-Grt-Bt$ Gnaissse e Gnaissse Cantão	139
46	Projeção de amostras de anfibolitos da Serra do Estrondo (60) no diagrama $Ol-Ne-Q'$	145
47	Diagrama triangular $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ mostrando a distribuição de anfibolitos da Serra do Estrondo (60)	146
48	Diagrama triangular $FeO(T)-MgO-Al_2O_3$ mostrando a distribuição de anfibolitos da Serra do Estrondo (60)	147
49	Diagrama triangular $MnO-TiO_2-P_2O_5$ mostrando a distribuição de anfibolitos da Serra do Estrondo (60)	148
50	Diagramas ACF e $A'KF$, Projeção dos pontos representando amostras de $Pl-Qz$ Mica Xistos (com e sem granada) da Formação Xambioá	151

51	Campos de estabilidade da cristaurólita, conforme definidos, com estudos, por Hoschek (1967) aos quais são contrapostos as composições de Pl ₂ Qz-Mica Xistos do Grupo Estrondo	160
52	Diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total do Gnaiss Cantão	166

Tabelas

1	Composições modais do Gnaiss Cantão ...	70
2	Composições químicas e normas CIPW de amostras do Complexo Colméia e de Ci-Gr-Bt Gnaiss	123
3	Composições químicas de amostras do Gnaiss Cantão	125
4	Normas CIPW de amostras do Gnaiss Cantão	128
5	Composições químicas médias de grauwacas arqueanas	137
6	Composições químicas médias de algumas rochas ígneas (Nockolds, 1954) e das variedades de rochas do Gnaiss Cantão .	138
7	Composições químicas de anfibólitos da Serra do Estrondo (60)	142
8	Normas CIPW de anfibólitos da Serra do Estrondo (60)	143
9	Composições químicas de amostras de Xistos da Formação Xambicó	150
10	Concentrações de Rb e Sr (ppm) e razões isotópicas em rocha total de amostras do Gnaiss Cantão	165

RESUMO

O mapeamento geológico na escala 1:100.000 e o estudo estrutural das rochas aflorantes na porção norte da Serra do Estrondo possibilitaram a caracterização, na região, de três estruturas dômicas, denominadas Cantão, Rio Jardim e Rio Cunhãs. No interior dessas macroestruturas foram individualizadas duas unidades litoestratigráficas: Complexo Colméia e Gnaisse Cantão (com anfíbolitos associados). As rochas dessa última unidade foram anteriormente englobadas no Complexo Colméia, em sua área-tipo.

O Complexo Colméia tem distribuição bastante restrita e sua ocorrência limita-se, geralmente, às proximidades do contato com as unidades supracrustais. É a unidade mais antiga na região, sendo constituída por gnaisses que mostram um marcante bandamento. Suas estruturas têm direção aproximadamente E-W, representando o registro de eventos deformacionais ausentes nas demais unidades.

O Gnaisse Cantão ocupa quase a totalidade do núcleo das estruturas dômicas e seus registros deformacionais são interpretados como similares aqueles observados no Grupo Estrondo. Outras exposições dessa unidade são encontradas em porções da área mapeada, onde não foram individualizadas estruturas dômicas. O Super Grupo Baixo Araguaia é representado, nessa porção da Serra do Estrondo, pelo Grupo Estrondo, subdividido nas Formações Morro do Campo e Xambioá, e por corpos de rochas ultramáficas metamorfasadas. De modo geral, as estruturas dômicas são realçadas pelos quartzitos da Formação Morro do Campo, enquanto que os xistos da Formação Xambioá as circundam.

O estudo petrográfico e petrológico do Gnaisse Cantão mostrou que, apesar de sua aparente homogeneidade, esses gnaisses encerram variações significativas, podendo ser distinguidos dois grupos principais. Um, menos freqüente, de composição equivalente a de granodioritos, e outro essencialmente granítico. Essas rochas apresentam inúmeras evidências de deformação e metamorfismo. As paragêneses, a escassez de veios e as variações gradacionais de composição sugerem que,

pelo menos no atual nível de erosão, o metamorfismo caracterizado atingiu o grau médio superior, podendo ter havido anatexia incipiente. Essa interpretação é reforçada pelas paragêneses encontradas nos anfíbolitos associados, as quais são formadas, no mínimo, nas temperaturas mais elevadas do metamorfismo de grau médio. Foi obtida uma isócrona de referência Rb/Sr em rocha total que forneceu, para o Canais Cantão, uma idade mais jovem que a do Complexo Colméia e mais antiga que a do Super Grupo Baixo Araguaia (admitida neste trabalho como sendo do Pré-Cambriano Superior).

Os xistos da Formação Xambioá apresentam paragêneses (Pl+Mv+Bt+Qz+Ep+Gr+Ca) que podem ser geradas em grau baixo superior ou no início do grau médio, sob regime de pressão média a alta. A ausência de estauroлита é explicável, conforme as análises químicas realizadas, por inadequação das composições para a sua formação, e não serviu como critério diagnóstico do grau metamórfico. O plagioclásio, quando determinado opticamente, apresenta composição de oligoclásio cálcico a andesina sódica (An_{25-33} , excepcionalmente An_{40}). Por outro lado, a escassez da clorita (ausente em grande número de amostras) e sua formação claramente secundária em alguns casos, sugerem que tenha sido atingido, de fato, o grau médio de metamorfismo. A granada se distribui de modo aleatório nos xistos, não sendo possível dentro da área estudada, definir uma isógrada desse mineral. A sua cristalização foi interpretada como controlada pela composição dos sedimentos, sendo possível apenas nas rochas pobres em CaO. Quando esse óxido é abundante, forma-se maior quantidade de epidoto. A cianita ocorre em apenas um ponto de amostragem na área, tornando-se assim menos significativa para uma interpretação mais global. É notável em alguns locais o enriquecimento dos xistos em calcita e verificou-se, restritamente, a presença de mármore. A composição química dos xistos confirma as suposições anteriores de que sejam derivadas de sedimentos granuclásticos com intercalações pelíticas e níveis enriquecidos em carbonatos, depositados possivelmente em um geossinclíneo.

Discute-se os mecanismos capazes de explicar a for

mação das estruturas dômicas, considerando-se como mais viável a hipótese de que tenham sido geradas através da ascensão diapírica das rochas que ocorrem em seus núcleos. A ascensão deve ter acontecido em função do clímax de deformação e metamorfismo que afetou as rochas da região.

Por fim, propõe-se uma evolução geológica para a região, baseada nos dados obtidos na área mapeada e naqueles contidos na literatura.

ABSTRACT

Geological mapping at 1:100,000 scale and structural studies of the rocks outcropping in the northern part of the Estrondo Sierra outlined three domal structures named Cantão, Rio Jardim and Rio Cunhãs. In the interior of these macrostructures two distinct lithostratigraphic units were delimited: Colméia Complex and the Cantão Gneiss (with associated amphibolites). The rocks of this last unit had been previously included in the Colméia Complex, in its type-area.

The Colméia Complex has a rather restricted distribution and its occurrence is, generally, limited to the proximity of the contact with supracrustal units. It is the oldest unit in the region, consisting of gneisses which show a marked banding. Its structures trend approximately E-W, representing deformational events absent in all the other units.

The Cantão Gneiss occupies almost entirely the cores of the domal structures and its deformational structures are interpreted similarly to those observed in the Estrondo Group. Other exposures of this unit are found in portions of the mapped area where domal structures were not found. The Baixo Araguaia Super Group is represented, in this portion of the Estrondo Sierra, by the Estrondo Group, which is subdivided into the Morro do Campo and Xambioá Formations, and by bodies of metamorphosed ultramafic rocks. In general, the domal structures are raised by quartzites of the Morro do Campo Formation, while the schists of the Xambioá Formation surround them.

The petrographic and petrologic study of the Cantão Gneiss showed that, in spite of its apparent homogeneity, it contains significant variations, which allowed two principal groups to be distinguished. The first, less frequent, has composition equivalent to that of granodiorites, and the other is essentially granitic. These rocks show abundant evidences of deformation and metamorphism. The parageneses, the rarity of veins and the gradational variation in composition suggest that, at least at the present level of exposure, the metamorphism reached medium-high degree and could have reached incipient anatexis. This interpretation is

reinforced by the parageneses encountered in the associated amphibolites, which are formed, at least, at temperature above medium-grade metamorphism. A whole-rock isocron for Rb/Sr was obtained from the Cantão Gneiss, which yielded an age younger than the Colméia Complex and older than the Baixo Araguaia Super Group (which is accepted here as Upper Precambrian).

The schists of the Xambioá Formation show parageneses (Pl+Mv+Bt+Qz+Ep+Gr+Ca) which could be generated at low to medium-grade or the beginning of medium-grade metamorphism, under medium to high pressure regime. The absence of staurolite is explainable, with the chemical analyses done, by a deficiency of the elements needed for its formation, and thus it cannot be used as a diagnostic criterion for the degree of metamorphism. The plagioclase, when optically determined, show compositions from calcic oligoclase to sodic andesine (An₂₅₋₃₃, exceptionally An₄₀). On the other hand, the rarity of chlorite (absent in a large number of samples) and its clearly secondary nature in some cases, suggest that medium-grade metamorphism was, in fact, reached. The garnet is distributed randomly in the schists and it was not possible, within the area studied, to define an isograd of this mineral. Its crystallization was interpreted as being controlled by the composition of the sediments, being possible only in CaO-poor rocks. More epidote forms where CaO is more abundant. Kyanite occurs at only one sampling point in the area, and this has little significance in the general interpretation. Enrichment of the schists in calcite is notable at some localities, even restricted occurrence of marble were confirmed. The chemical composition of the schists confirms the previous suppositions that they were derived from graywacke sediments with pelitic intercalations and levels enriched in carbonates, possibly deposited in a geosyncline.

The mechanism capable of forming the domal structures are discussed, and the most viable hypothesis is that the gneissic domes were formed by the diapiric rise of the rocks which occur in their cores. Their emplacement must have happened in function of the climax of deformation and metamorphism which affected the rocks of the region.

Finally, a geologic evolution of the region is proposed, based on data obtained in the mapped area and that from the literature.

1 INTRODUÇÃO

1.1 Objetivos

A Faixa de Dobramentos Araguaia (Hasui et al., 1980c) corresponde à porção setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia (Almeida, 1967). Situa-se no centro-norte do Brasil, sendo bordejada a W pelo Cráton Amazônico e Coberturas sedimentares do Quaternário, e S e SE pelo Complexo Basal Goiano e a N, NE e E pelas coberturas paleozóicas da Bacia do Maranhão (Fig. 1). Possui como feições de relevo mais marcantes as Serras do Estrondo e das Cordilheiras. Nessa unidade geotectônica foram reconhecidas diversas estruturas dômicas, que passaram a ser objeto de estudos a partir da década de 1960, quando Barbosa et al. (1966) consideraram as rochas constituintes dos núcleos de estruturas desse tipo localizadas às proximidades de Xambioá, como embasamento das unidades supracrustais, posteriormente definidas como Faixa de Dobramentos.

No final dos anos 60 e ao longo da década de 1970, diversos trabalhos foram realizados na região, contribuindo sensivelmente para a evolução do conhecimento de sua geologia, cujos grandes traços foram, então, definidos. Surgiram, assim, os primeiros modelos evolutivos para a Faixa de Dobramentos Araguaia. O Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará iniciou sua atuação na região na segunda metade dos anos 70, com a produção de vários trabalhos a nível de reconhecimento regional e, posteriormente, em escala de semi-detalhe. À medida em que esses foram sendo concluídos, passou-se a dispor de mapas geológicos mais detalhados, o que tornou possível esclarecer diversos aspectos da história geológica da região, ao mesmo tempo em que surgiam novas questões e outras eram enfatizadas. Um dos pontos críticos existentes era a necessidade de um melhor conhecimento da porção norte da Serra do Estrondo, onde haviam sido detectadas ocorrências de rochas granitóides e gnáissicas possivelmente formadas em condições semelhantes àsquelas presentes no interior das estruturas de Xambioá, Lontra e Colméia.

Delimitar a área de ocorrência dessas rochas na

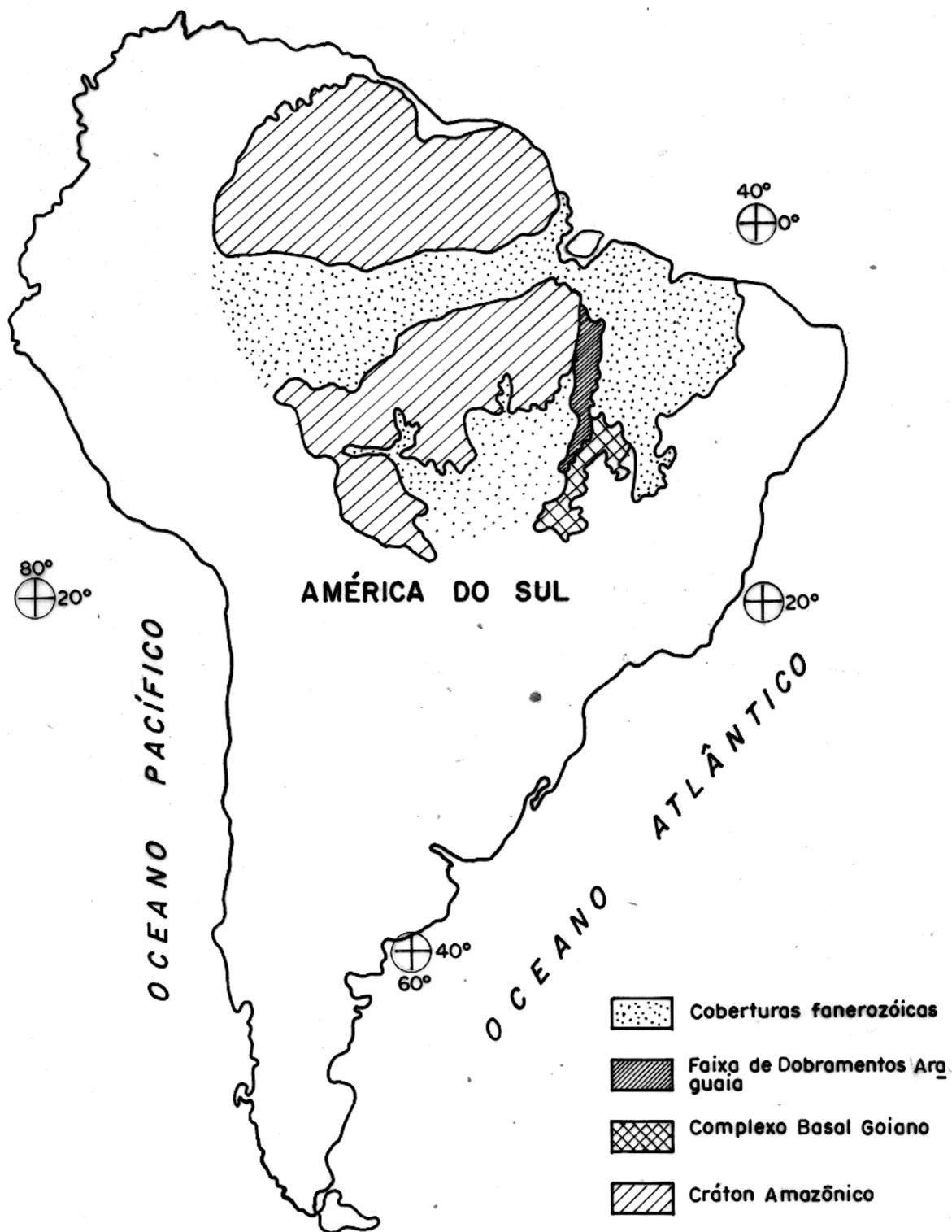


FIG. 1 - RELAÇÃO DA FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAGUAIA COM AS UNIDADES GEOTECTÔNICAS ADJACENTES. ADAPTADO DE ALMEIDA et al. (1976).

Serra do Estrondo, definir sua natureza e condições de formação, sua evolução estrutural e metamórfica, e as suas relações com as rochas que compõem as seqüências supracrustais, constituem os objetivos fundamentais deste trabalho. Nesse esforço fica subtendido a busca de uma melhor compreensão do significado das diversas estruturas dômicas na evolução da Faixa de Dobramentos Araguaia, e da importância da comparação dos resultados obtidos com os já divulgados ou em fase de publicação, em áreas análogas.

1.2 Localização e Acesso

A área em estudo situa-se inteiramente no estado de Goiás, a WNW da cidade de Colinas de Goiás, estando compreendida entre os meridianos de $48^{\circ} 34' 33''$ e $48^{\circ} 48' 03''$ W Br., e os paralelos de $07^{\circ} 34' 20''$ e $08^{\circ} 05' 46''$ S (Fig. 2), abrangendo um total de aproximadamente 1500 km^2 . Está incluída quase que inteiramente na folha SB.22-Z-D-V, estendendo-se para a parte norte da folha SC.22-X-B-II.

A principal via de acesso é a rodovia federal Bernardo Sayão (BR-153), a partir da qual se iniciam diversas rodovias estaduais que cortam transversalmente a área. Dessas, as principais são as designadas como GO-280 e GO-283, sendo que a última se bifurca à altura do vilarejo Cantão, originando a GO-470 (Fig. 2).

O levantamento é facilitado pelo grande número de estradas secundárias que dão acesso às fazendas existentes na região e também pelos caminhos internos dessas propriedades.

1.3 Geomorfologia

A parte norte da Serra do Estrondo atinge uma altitude máxima de cerca de 550 a 600 metros. É recortada por vales encaixados, que em geral são controlados pela rede de falhamentos incidente na região. Na parte leste da área essa serra é composta por elevações de topos aplainados, capeadas por rochas da Formação Pimenteiras e, em outros pontos, por cristas e picos constituídos pelos quartzitos da Formação Morro do Cam

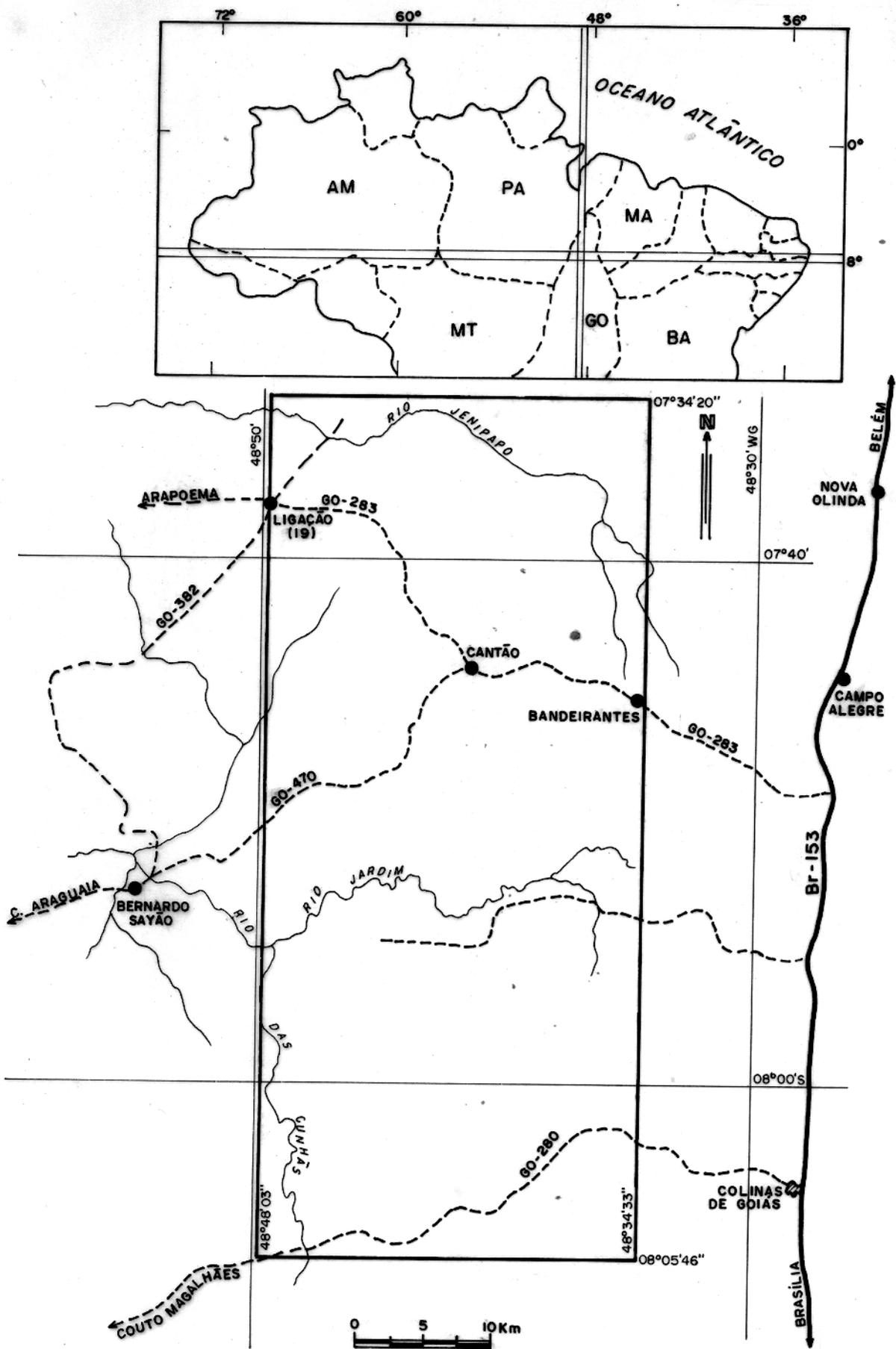


FIG. 2 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA.

po. Além disso, têm-se feições do tipo "hogback", formadas pelos quartzitos que desenham as estruturas dômicas. Distinguíram, segundo a classificação de Christofolletti (1974), um padrão de drenagem dendrítico, nas áreas onde predominam as rochas metamórficas, e outro paralelo (subtipo subretangular) na borda da Bacia do Maranhão.

1.4 Vegetação e Clima

A área é revestida por vegetação característica de cerrado tipo ralo, principalmente nas zonas de fazendas, onde predominam as gramíneas e arvoredos de pequeno porte. Outro tipo de revestimento, bem mais localizado, é o do tipo floresta densa, caracterizado por árvores de grande porte com até 40 metros de altura. Segundo Veloso et al. (1974) os espécimens predominantes nas partes mais acidentadas são o joão mole (*Neea* sp.) e semaúma (*Ceiba pentandra*). Grupos de babaçú (*Orbignya martiana*) e mogno (*Swietenia macrophylla* King) são encontrados nos vales, sendo o último o espécimen de maior valor madeireiro da região. Nas partes aplainadas predominam a quina (*Geissas permuns* spp.), o breu-sucuruba (*Trattinickia rhoifolia* Willd.) e o inajá (*Maximiliana regia*).

De acordo com as curvas ombrométricas de Gausson, fornecidas em Veloso et al. (1974), o clima da região é tropical de monção. Ele caracteriza-se por um período de secura (maio a setembro) no inverno, e um período úmido (outubro a abril) no verão, durante o qual são freqüentes chuvas torrenciais. A temperatura é sempre superior a 20°C.

1.5 Metodologia

Na execução deste trabalho foram utilizadas as bases planimétricas do Projeto Araguaia, as folhas Rio das Cuñãs e Rio Juari das Cartas Topográficas do Brasil (IBGE), as imagens de radar das folhas SB.22-Z-D-V- e SC.22-X-B-II, todas na escala de 1:100.000, bem como fotografias aéreas verticais na escala de aproximadamente 1:60.000. Além disso, foram bastante úteis as imagens de satélite na escala de 1:500.000 e de ra

dar na escala de 1:250.000, que permitiram uma melhor integração dos dados obtidos na área, com as feições geológicas mais marcantes da Faixa de Dobramentos Araguaia, particularmente no trecho compreendido entre as cidades de Xambioá e Guaraf. Procurou-se, nessas imagens e fotografias, distinguir zonas homólogas quanto à drenagem e relevo que, associadas aos dados obtidos no campo, conduziram a uma melhor visão de conjunto da região e permitiram a elaboração de um mapa geológica final na escala de 1:100.000.

Durante o mapeamento geológico houve a necessidade do levantamento de algumas estradas secundárias e caminhos. Para tal, foram usados bússola, odômetro e, quando necesário, passo aferido, obtendo-se, assim, uma maior precisão na localização dos pontos de amostragem.

No que diz respeito às feições estruturais em escala de afloramento, procurou-se identificar e medir atitudes das estruturas planares e lineares e definir o seu possível relacionamento com as várias etapas de deformacionais que afetaram as unidades lito-estratigráficas em estudo, segundo a metodologia de análise estrutural enunciada em Hobbs et al. (1976). Posteriormente essas estruturas foram classificadas de acordo com a literatura especializada existente. As estruturas regionais foram inicialmente definidas nos trabalhos de interpretação de imagens de satélite e radar, bem como de fotografias aéreas, para posterior confirmação no campo, onde buscou-se também estabelecer as suas possíveis relações com as mesoestruturas identificadas.

Os estudos petrográficos envolveram exames meso e microscópicos das amostras coletadas, com o intuito de definir os aspectos estruturais, e a mineralogia das rochas constituintes das diversas unidades lito-estratigráficas presentes na área, bem como suas paragêneses. Procedeu-se, ainda, a uma análise textural detalhada, procurando-se relacionar as feições observadas nessa escala com aquelas definidas meso e megascopi camente. Foram feitas análises modais das amostras do Gnaisse Cantão, submetidas a análises químicas, visando uma melhor definição das percentagens dos seus minerais. Essas análises não possuem, no entanto, uma precisão estatística rigorosa, devido

ao fato de serem rochas metamórficas, por vezes até algo heterogêneas, e por ter sido feita apenas uma análise modal por amostra.

Foram realizadas análises químicas em rocha total de algumas amostras consideradas representativas das unidades lito-estratigráficas presentes, de maior interesse para o trabalho. Para os elementos maiores utilizaram-se técnicas de análise por via úmida (Fe^{+2}), espectrometria de fluorescência de raios-X (Si, Ti, Al, $\text{Fe}_{(T)}^{+3}$, K, Ca e P) e espectrofotometria de absorção atômica (Mg, Mn e Na). Os elementos traços foram analisados através das técnicas de espectrometria de fluorescência de raios-X, estando o aparelho equipado com tubo de molibdênio. Os resultados foram tabelados, agrupando-se as amostras em função de suas afinidades, sendo os valores expressos em porcentagem para os elementos maiores e em ppm para os elementos traços. Para as amostras do Gnaiss Cantão e anfibolitos foram obtidas, ainda, as normas C.I.P.W. correspondentes.

Para as amostras do Complexo Colméia, do cianita-granada-biotita gnaiss e, principalmente, do Gnaiss Cantão, foram elaborados diagramas Ab-Or-An e Q-Ab-Or e outros de interesse petrológico. Seguiu-se a confrontação desses dados químicos com os estudos experimentais referentes aos sistemas graníticos, à anatexia e à geração de magmas graníticos (Luth, 1976; Winkler, 1977). Para todos os grupos de rochas (das várias unidades lito-estratigráficas) submetidos à análise química, confrontou-se os dados químicos com os estudos experimentais concernentes aos domínios de estabilidade dos minerais de metamorfismo e com as reações de equilíbrio correspondentes (Turner, 1968; Miyashiro, 1973; Winkler, 1977). A partir daí, procurou-se estabelecer as condições de formação e a evolução das diferentes rochas, definindo, na medida do possível, os intervalos de pressão e temperatura reinantes em cada caso, e a influência do fator composicional nas paragêneses.

Com relação à geocronologia, foi confeccionada uma isócrona Rb/Sr de referência, em rocha total, do Gnaiss Cantão. As amostras datadas foram selecionadas previamente entre aquelas analisadas quimicamente, com base nas suas variações composicionais. Levou-se em consideração os elementos maiores e,

sobretudo, os teores de Rb e Sr, na tentativa de se obter um espalhamento dos pontos representativos das amostras no diagrama isocrônico e, por conseguinte, uma isócrona confiável. As dosagens de isótopos foram efetuadas através de espectrometria de massa (Isomass 54-E).

Todos esses dados somados e confrontados aos obtidos em trabalhos anteriores, conduziram à elaboração de hipóteses sobre a evolução geológica da região e, em particular, sobre a origem das estruturas dômicas aí ocorrentes. Essas hipóteses foram embasadas, na medida do possível, em trabalhos efetuados na Faixa de Dobramentos Araguaia, em ambientes geológicos semelhantes em outras regiões do planeta e nos estudos de modelos experimentais ligados aos problemas em discussão.

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Estratigrafia

Moraes Rego (1933) denominou de Série do Tocantins ao conjunto de rochas metamórficas aflorantes no rio homônimo, desde Alcobça (atual Tucuruí) até a foz do rio Araguaia. Sugeriu a existência de uma discordância separando as duas seqüências que distinguiu na referida série, e correlacionou aquela que considerou ser a mais antiga à Série Minas do centro-sul do Brasil.

Barbosa et al. (1966) propuseram subdividir a Série do Tocantins em Série Araxá, mais antiga e correlacionada àquela homônima do oeste mineiro e sul de Goiás, e Série Tocantins de grau metamórfico inferior ao da primeira.

Puty et al. (1972) consideraram como grupos essas duas unidades e confirmaram a discordância entre elas com base no contraste de seus graus metamórficos. Posicionaram as rochas dos núcleos das estruturas dômicas de Xambioá e Lontra no Pré-Cambriano Indiferenciado (embasamento).

Silva et al. (1974) correlacionaram as rochas aflorantes no interior das estruturas dômicas de Xambioá e Lontra ao Complexo Xingu, unidade correspondente, para eles, ao embasamento regional no então denominado Cráton do Guaporé.

Hasui et al. (1975) propuseram a substituição da denominação Araxá por Estrondo, no centro-norte de Goiás, porque nessa região as rochas apresentam vergências e decréscimo do grau metamórfico em direção W, verificando-se o inverso nas rochas do Grupo Araxá nas regiões próximas à sua área-tipo, em Minas Gerais e no sul de Goiás. Além disso, citaram a existência de uma faixa do Complexo Basal Goiano separando a área-tipo do Grupo Araxá e as ocorrências de seu homônimo no centro-norte goiano.

Montalvão (1976 in Hasui et al., 1977) considerou todo o conjunto de rochas da unidade geotectônica em questão como integrantes do Grupo Araxá. Além disso, subdividiu essa unidade nas formações Serra do Lontra (mais antiga), São Geraldo,

Serra dos Martírios e Tocantins.

Guerreiro & Silva (1976) consideraram os granitos e gnaisses do núcleo da estrutura dômica de Colméia como exposições do embasamento "pré-Araxá", correlacionando-os ao Complexo Xingu, embora tenham levantado a hipótese de que tais granitos pudessem ser considerados singenéticos aos metamorfitos suprajacentes. Citaram a ocorrência de uma seqüência de conglomerados depositada discordantemente sobre as rochas metassedimentares. Denominaram-na informalmente de Conglomerado Rio das Barreiras.

Hasui et al. (1977) abandonaram as designações de Grupos Estrondo e Tocantins e propuseram, em substituição, o Grupo Baixo Araguaia composto pelas Formações Estrondo, Couto Magalhães e Pequizeiro. Ademais, formalizaram estratigraficamente a Formação Rio das Barreiras.

Abreu (1978a) propôs a designação de Super Grupo Baixo Araguaia para o grupo homônimo. Tal unidade seria composta pelos Grupos Estrondo e Tocantins, sendo o primeiro subdividido nas Formações Morro do Campo (gnaiesses aflorantes nos núcleos das estruturas dômicas, quartzitos e intercalações de xistos) e Xambioá (essencialmente xistos). O Grupo Tocantins foi subdividido nas Formações Couto Magalhães (essencialmente filitos e metargilitos) e Pequizeiro (clorita xistos).

Costa (1980) adotou a denominação de Complexo Colméia para os vários tipos litológicos (discordantes estruturalmente em relação às rochas supracrustais) aflorantes no interior da estrutura de Colméia, correlacionando-o aos Complexos Xingu e Basal Goiano, em termos de posicionamento estratigráfico. Propôs uma nova unidade, posicionando-a no topo do Grupo Estrondo e denominou-a de Formação Canto da Vazante (xistos feldspáticos intercalados com quartzitos friáveis e biotita xistos, além de xistos portadores de talco e calcita).

Cunha et al. (1981) posicionaram estratigraficamente os corpos de rochas básicas e ultrabásicas, existentes na folha SC-22 Tocantins, logo acima do Grupo Tocantins.

Sorayeb (1981) propôs uma inversão estratigráfica no Grupo Tocantins, caracterizando a Formação Pequizeiro (seqüência metassedimentar derivada de pelitos e grauvas) como

sendo mais antiga que a Formação Couto Magalhães (essencialmente pelítica).

Bezerra et al. (1982) consideraram as Formações Serra do Lontra, São Geraldo e Serra dos Martírios como subunidades do Grupo Estrondo.

Matta (1982) definiu o Grupo Tucuruí, no baixo rio Tocantins, subdividindo-o nas Formações Caraipé (seqüência de derrames basálticos) na base, e Morrote (rochas de composição grauváquica), atribuindo-o ao Proterozóico Médio. As rochas constituintes dessa unidade eram consideradas (Frouin et al., 1976) como a porção superior do Grupo Tocantins.

2.2 Metamorfismo

Barbosa et al. (1966) assinalaram que a Série do Tocantins (Moraes Rego, 1933) apresentava graus metamórficos diferentes nas duas seqüências que a compunha, correspondendo o grau mais elevado àquela inferior (Araxá).

Silva (1980) caracterizou e delimitou as zonas da sericita, clorita e biotita, sucedendo-se, nessa ordem, a partir do Cráton Amazônico para leste. Situou a isógrada da granada concentricamente às estruturas dômicas de Xambioá, Lontra e Colméia. As isógradas da estauroлита (Lontra e Colméia) e da çianita (Lontra) situam-se muito mais próximas dessas megae estruturas, e também acompanham o seu contorno. Definiu o regime metamórfico como progressivo e de pressões médias, e o grau de metamorfismo como variando desde a fácies xisto verde até anfibolito. Estudou as relações entre metamorfismo e deformação, concluindo que o metamorfismo foi unicíclico, polifásico e atuante desde o início da deformação. Relacionou a formação da granada a segunda fase deformacional proposta por Abreu (1978b), concomitante ao pico do metamorfismo. Admitiu a cristalização pós-tectônica de biotita e muscovita, e mencionou um segundo metamorfismo que teria sido responsável pelo crescimento de clorita e biotita nos planos de cisalhamento, localmente encontrados nas rochas da Formação Pequizeiro.

Costa (1980) cita três fases de migmatização para a região de Colméia, embora acredite que as duas primeiras

possam ser contínuas. A primeira fase formou neossomas quartz zo-feldspáticos com biotita orientada paralelamente ao banda mento E-W dos gnaisses do embasamento. A segunda fase é carac terizada por neossomas subparalelos aos anteriores e compostos de quartz o e feldspatos dispostos aleatoriamente. A terceira fase, atribuída por ele ao metamorfismo que afetou ao Super Grupo Baixo Araguaia, formou neossomas cujos minerais micáceos estão orientados submeridianamente e cortam aqueles mais antigos.

Gorayeb (1981) admitiu que, no Grupo Tocantins, o metamorfismo variou desde o estágio anqui-metamórfico até a fácies xisto verde, no sentido de oeste para leste. Reconheceu nessa unidade quatro zonas metamórficas e traçou, separando-as as isógradas da sericita, clorita e biotita. Admitiu ainda, um segundo episódio metamórfico que teria sido concomitante a terceira fase deformacional proposta por Abreu (1978b).

Matta (1982) reconheceu um metamorfismo de fácies xisto verde na Formação Couto Magalhães. Afirmou, ainda, que o Grupo Tucuruí não se mostra metamorfisado.

Santos (1983) mostrou que as isógradas da ciánita (mais interna) e da granada dispõem-se concentricamente à es trutura dômica de Xambioá. Além disso, observou que o metamor fismo nas rochas do interior daquela megaestrutura atingiu a fácies anfíbolito.

Macambira (1983) admitiu um metamorfismo de fácies anfíbolito baixo e médio para as rochas do interior da estru tura dômica do Lontra. Citou a possibilidade de fusão parcial dos gnaisses componentes do núcleo daquela megaestrutura, de vido a presença de migmatitos e granitos gnáissicos associa dos. Considerou, ainda, que o metamorfismo que afetou o Super Grupo Baixo Araguaia pode ter se prolongado até o período pós-deformacional, ocasião em que se teriam desenvolvido novos cristais de clorita, biotita e muscovita discordantes em rela ção à xistosidade regional.

2.3 Magmatismo

Puty et al. (1972) constataram a existência de ro

chas graníticas não deformadas, seccionando os xistos da Formação Xambioá, na região de Araguaci (GO).

Almeida (1974) interpretou as associações ultrabásicas existentes na Faixa de Dobramentos Araguaia como intrusões ofiolíticas pré-tectônicas, relacionadas com a Geossutura Tocantins-Araguaia.

Hasui et al. (1977) mencionaram a ocorrência de intrusões graníticas tardi e pós-tectônicas no interior das estruturas dômicas de Xambioá, Lontra e Colméia, além de posicionarem uma faixa de ofiolitos entre as Formações Couto Magalhães e Pequiizeiro.

Abreu (1978b) caracterizou três eventos magmáticos principais para a porção setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia. O primeiro, de natureza máfico-ultramáfica, foi anterior ao metamorfismo regional; o segundo seria marcado por intrusões graníticas tardi-tectônicas; o terceiro corresponderia a um magmatismo básico pós-tectônico.

Costa (1980) cita três eventos magmáticos na região de Colméia. O primeiro foi atribuído ao Ciclo Jequié, sendo de natureza ácida. O segundo, responsável pela formação de rochas básico-ultrabásicas, pertenceria ao Ciclo Uruaçuano. O último, de idade brasileira, gerou rochas ácidas interpretadas como pós-tectônicas.

Gorayeb (1981) assinalou dois eventos magmáticos, o primeiro dos quais seria pré-ou sin-tectônico, de natureza ultramáfica, relacionada à atividade de Geossutura Tocantins-Araguaia. Assinalou, ainda, que a reativação de antigas falhas proporcionou o alojamento de intrusões peridotíticas e injeção de diques e "stocks" máficos, em condições plataformais, que corresponderiam ao segundo evento.

Matta (1982) menciona quatro eventos para a região de Tucuruí. O primeiro é representado por derrames basálticos da Formação Caraipé, desenvolvidos sobre o Cráton Amazônico antes do estabelecimento da Faixa de Dobramentos Araguaia. O segundo gerou rochas máfico-ultramáficas não metamorfasadas, que cortam o Grupo Tocantins. Os demais originaram diques de diabásio não metamorfasados. Posicionou os três últimos como

posteriores ao estabelecimento de falha de Tucuruí.

Macambira et al. (1982) atribuíram as rochas graníticas do Ramal do Lontra a manifestações ácidas do final do Ciclo Brasileiro.

Santos (1983) considerou os anfibolitos xistosos, intercalados concordantemente na Formação Xambioá, como pré a sin-tectônicos, e as rochas gabróicas maciças do interior da estrutura dômica de Xambioá, como intrusão pós-tectônica no Complexo Colméia.

Macambira (1983) admitiu a formação de rochas de naturezas ultramáfica, máfica e félsica durante os estágios finais de evolução da Faixa de Dobramentos Araguaia.

Costa et al. (1983) citam o Granito Serrote formado em um expressivo evento magmático durante a fase tardia da evolução do Complexo Colméia. Ademais, consideram que no final da evolução do Super Grupo Baixo Araguaia alojaram-se rochas de natureza ácida, representada tipicamente pelo Granito Santa Luzia.

2.4 Evolução Estrutural e Geológica

Kegel (1965) definiu o Lineamento Tocantins-Araguaia, cujo padrão estrutural é aproximadamente N-S e se estende desde o médio rio Araguaia até a região de Tucuruí. Esse padrão destoa fortemente do observado em outras áreas do escudo brasileiro.

Barbosa et al. (1966) citaram a existência de estruturas dômicas na região próxima a cidade de Xambioá, no estado de Goiás.

Almeida (1967) reconheceu a existência de uma unidade geotectônica contornando o Cráton do Guaporé, estendendo-se desde o baixo Tocantins, no Pará, até a região do rio Apa na fronteira Brasil-Paraguai. Denominou-a de Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia, segundo ele, desenvolvida no Ciclo Brasileiro.

Almeida (1968) assinalou que os tipos litológicos

que constituem a mencionada faixa de dobramentos exibem dobramento linear e holomórfico muito intenso, com eixos orientados paralelamente à borda do Cráton do Guaporé e flancos verticais ou de caráter reverso. Afirmou, ainda, que a vergência está voltada para o referido Cráton e que tais dobras estariam associadas a falhas de empurrão e transcorrentes estabelecidas em fases tardias.

Puty et al. (1972) observaram que a direção geral das estruturas apresentadas pelas rochas do núcleo dos domos de Xambioá e Lontra é concordante com aquela exibida pelas rochas suprajacentes.

Almeida (1974) caracterizou uma geossutura marginal ao Cráton do Guaporé, com cerca de 700 km de extensão e direção N-S. Seria, segundo ele, um conjunto de falhas muito profundas, através das quais se deu a ascensão de material proveniente do manto, formando na superfície um extenso cinturão submeridiano de natureza máfico-ultramáfica. Denominou-a de Geossutura Tocantins-Araguaia.

Silva et al. (1974) introduziram a denominação Faixa Orogênica Araguaia-Tocantins para o segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia, com evolução no Ciclo Transamazônico. Além disso, identificaram um lineamento estrutural com cerca de 650 km de comprimento e direção NW-SE, estendendo-se desde a região do rio Iriri até às proximidades de Xambioá, onde está muito evidente na Serra dos Martírios. Denominaram-no de Lineamento Iriri-Martírios.

Trouw et al. (1976) descreveram um expressivo falhamento de empurrão, de direção aproximadamente N-S, estendendo-se desde Tucuruí até o médio rio Vermelho, Tal falhamento teria lançado parte do Grupo Tocantins sobre o Cráton do Guaporé.

Montalvão (1978) afirmou que os Grupos Cuiabá e Tocantins não eram correlacionáveis, indicando uma provável descontinuidade entre os segmentos norte e sul do Geossinclíneo Paraguai-Araguaia (Almeida, 1967).

Abreu et al. (1978) definiram, entre as estruturas dômicas de Xambioá e Lontra, a Sinforma de Xambica cujo

eixo, com cerca de 25 km de extensão, tem direção WNW-ESE. Identificaram ainda a Dobra das Andorinhas, com orientação a proximadamente N-S na sua porção sul, infletindo para NW-SE à altura do rio Araguaia. Além disso, caracterizaram, entre esse rio e a estrutura dômica do Lontra, o Graben de Araguanã com aproximadamente 15 km de extensão na direção N-S, estando preenchido por sedimentos permianos da Formação Pedra de Fogo.

Abreu (1978b) propôs um modelo de evolução estrutural para a porção setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia, envolvendo seis fases deformacionais, as quais corresponderiam no início, a processos regionais. Posteriormente, sua influência teria sido mais localizada.

Costa (1980) identificou duas fases deformacionais de direções aproximadamente E-W nas rochas gnáissicas do interior da estrutura de Colméia, as quais atribuiu ao Ciclo Jequiê. No Super Grupo Baixo Araguaia caracterizou três fases de deformação que, segundo ele, se deram no Ciclo Uruaçuano. As duas primeiras geraram padrões estruturais aproximadamente N-S e a terceira produziu estruturas com atitudes NW-SE. Admitiu que numa quarta fase, já no Ciclo Brasileiro, formou-se a estrutura dômica de Colméia, ocorrendo falhamentos e fraturamentos, alguns dos quais radiais e relacionados à mencionada megaestrutura. Com base nos dados estruturais e em datações radiométricas, separou o Complexo Colméia das unidades supra crustais.

Hasui et al. (1980a) propuseram uma evolução para o Grupo Estrondo em dois ciclos. No Uruaçuano, teriam incidido três fases deformacionais. Na primeira delas, foram geradas dobras recumbentes intrafoliais, com eixos N-S, e intensa transposição. A segunda teria produzido dobras NW-SE e a terceira desenvolveu clivagens de crenulação. Caracterizaram outras fases, as quais atribuíram ao Ciclo Brasileiro. A principal dentre elas (a quarta na evolução geral) teria sido responsável pela formação das estruturas dômicas de Xambioá e Lontra. As deformações posteriores teriam produzido deslocamentos de Blocos, juntas, falhas e fraturas.

Hasui et al. (1980b) propuseram uma evolução estrutural policíclica para a região de Colméia, envolvendo numerosas fases deformacionais. A primeira gerou intensa transposição e dobras recumbentes, intrafoliais, com eixos E-W, e a segunda teria sido responsável por dobras coaxiais com planos axiais empinados. Essas duas fases foram atribuídas ao Ciclo Jequié e somente foram observadas nas rochas do Complexo Colméia. As demais fases, atribuídas aos Ciclos Uruaçuano e Brasileiro, atingiram o Super Grupo Baixo Araguaia, bem como o Complexo Colméia, de modo análogo ao proposto para a região de Xambioá (Hasui et al., 1980a). Consideram provável ser a estrutura dômica de Colméia produto de diapirismo granítico de desenvolvido no Ciclo Brasileiro.

Hasui et al. (1980c) adotaram, em substituição às designações de Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia e Faixa Orogênica Araguaia-Tocantins, a denominação de Faixa de Dobramentos Araguaia para a unidade geotectônica situada no estado de Goiás, e NW do Lineamento Transbrasiliiano (Schobbenhaus Filho et al., 1975), a qual teve sua evolução ligada ao evento Uruaçuano.

Gorayeb (1981) propôs uma evolução estrutural unicíclica para o Grupo Tocantins. Assinalou, ainda, que no final do Proterozóico Superior uma tectônica ruptural teria sido responsável por reativação de antigas falhas e formação de pequenos grabens.

Bezerra et al. (1981) mencionaram a possibilidade de a Faixa Orogênica Araguaia-Tocantins ser intracratônica, ao invés de pericratônica.

Matta (1982) assinalou que a falha de empurrão de Tucuruí, que mergulha 20° para leste, foi estabelecida no final do Ciclo Uruaçuano.

Macambira et al. (1982), baseados em datações radiométricas, admitiram que as rochas gnáissicas do núcleo da estrutura dômica do Lontra representam o embasamento Transamazônico retrabalhado e afetado por evento térmico superimposto, no final do Ciclo Brasileiro.

Santos (1983) admitiu que a Faixa de Dobramentos Araguaia se formou durante apenas um ciclo geotectônico. Posicionou a formação da estrutura dômica de Xambioá no final ou logo após o metamorfismo regional. Assinalou, ainda, que essa estrutura foi originada através da ascensão diapírica de gnaisses do embasamento, provocada por anomalia térmica localizada. Essa anomalia teria causado a fusão parcial dos gnaisses.

3 GEOLOGIA DA ÁREA

3.1 Introdução

Na área em estudo estão presentes apenas algumas das unidades lito-estratigráficas mencionadas no capítulo anterior. As denominações adotadas seguem, para o Grupo Estrondo, a proposição de Abreu (1978a), porém com algumas modificações posteriores propostas por Costa (1980) no que tange às rochas aflorantes no interior das estruturas dômicas (Complexo Colméia). Essa unidade, tal como foi definida, é composta por gnaisses, migmatitos e, subordinadamente, por granitóides, anfibolitos, quartzitos e biotita xistos feldspatizados. Os granitóides foram considerados, na ocasião, como produto de um magmatismo ácido pré-Estrondo, restrito à parte central da estrutura dômica de Colméia. No presente trabalho, foi possível individualizar os gnaisses e migmatitos com estruturas E-W, supostamente arqueanos, dos gnaisses mais jovens, predominantemente graníticos, com foliação N-S, que correspondem aos granitóides descritos por Costa (1980). Esses gnaisses mais jovens foram denominados Gnaisse Cantão. Estão associados a eles corpos restritos de anfibolitos, também estruturados submeridianamente.

O Super Grupo Baixo Araguaia acha-se representado na área pelo Grupo Estrondo e por corpos ultramáficos metamorfisados. O Grupo Estrondo é subdividido nas Formações Morro do Campo e Xambioá. Os xistos grafitosos, que em outras regiões da Faixa de Dobramentos Araguaia ocorrem intercalados na Formação Xambioá, apresentam-se, na região mapeada, no topo da Formação Morro do Campo, representando, ao que parece, uma transição para a Formação Xambioá. Tendo em vista a maior similaridade litológica desses xistos com as rochas dominantes na Formação Morro do Campo (ver Capítulo 4), optou-se por incluí-los nessa unidade. O estudo dos xistos tradicionalmente enquadrados na Formação Xambioá não revelou evidências que justificassem a separação de duas seqüências distintas, conforme o proposto por Costa (1980) na região de Colméia. Preferiu-se, em razão disso, manter o conjunto de plagioclásio-quartzo-

micaxistos na Formação Xambioá, pois somente dados adicionais e mapeamento em maior escala poderiam permitir subdivisões dessa unidade. Considerando que os corpos ultramáficos metamorfisados, que ocorrem na Faixa de Dobramentos Araguaia, encontram-se nos domínios ora do Grupo Tocantins (Silva, 1980; Go rayeb, 1981), ora do Grupo Estrondo (Santos, 1983; Macambira, 1983; este trabalho; Teixeira, em preparação), decidiu-se posicioná-los na coluna estratigráfica independentemente dessas unidades, porém dentro do Super Grupo Baixo Araguaia.

As unidades fanerozóicas estão representadas pela Formação Pimenteiras (Devoniano Inferior a Médio), pelo Conglomerado Cipó (Devoniano Médio a Superior?), e por sedimentos variados de idade cenozóica. A coluna estratigráfica da área é fornecida na Fig. 3, onde são descritas resumidamente, algumas características dessas unidades. Suas distribuições geográficas podem ser visualizadas no mapa geológico (Anexo 1).

3.2 Complexo Colméia

Essa unidade apresenta uma distribuição restrita na área mapeada, contrariamente ao observado nas regiões de Colméia (Costa, 1980), Xambioá (Santos, 1983) e Aragominas-GO (Teixeira, em preparação), onde ocupa a maior parte do núcleo das estruturas dômicas. As suas exposições restringem-se às porções marginais das estruturas dômicas Cantão, Rio Jardim e Rio Cunhãs, estando em discordância estrutural com o Gnaiss Cantão e com a Formação Morro do Campo, evidenciada pela presença de uma foliação E-W e de duas gerações de dobras orientadas segundo E-W, observadas somente nas rochas do Complexo Colméia. A ocorrência mais típica desse complexo situa-se na GO-283, aproximadamente a 3 km a leste do vilarejo Cantão. Há afloramentos expressivos também no leito do ribeirão Jardim e no interior da fazenda Três Pontas.

Os biotita gnaisses constituintes desse complexo, apresentam granulação fina a média, coloração cinza-esbranquiçada, com bandamento S' bem definido por níveis alternados, ora predominantemente quartzo-feldspáticos, ora biotíticos. Nos

Período	Unidade Lito-estratigráfica	Descrição Litológica	
	Cobertura Sedimentar do Terciário-Quaternário	Areia, cascalho e esporádicos sedimentos argilosos, Depósitos fluviais; lateritas ferruginosas locais.	
	discordância(?)		
Devoniano Médio a Superior (?)	Conglomerado Cipó	Matações, blocos e seixos composicionalmente variados em matriz siltico-argilosa não carbonática.	
	discordância		
Devoniano Inferior a Médio	Formação Pimenteiras	Arenitos amarelados, finos com tubos de vermes e estratificação cruzada acanalada de pequeno porte; alternância de folhelhos avermelhados e esbranquiçados, Localmente folhelhos esverdeados.	
	discordância		
Pré-Cambriano Superior	Super Grupo Beixa Araguaia	Corpos Ultramáficos Metamorfisados	Serpentinitos; talco-clorita xistos (talco-clorita-tremolita/actinolita xistos; antofilita xistos; esteatitos; "silexitos".
		Grupo Estrondo	Formação Xambioá
	Grupo	Formação Morro do Campo	Quartzitos; muscovita-quartzo xistos; lentes de grafita-muscovita-quartzo xistos.
	discordância		
Pré-Cambriano Médio a Superior	Gnaiss Cantão	Hornblenda-biotita gnaisses; biotita gnaisses; muscovita-biotita gnaisses; anfibolitos associados.	
	discordância		
Arqueano	Complexo Colméia	Biotita gnaisses; migmatites.	

Fig. 3 - Coluna Estratigráfica da Área em Estudo (Serra do Estrondo, GO).

primeiros, os feldspatos presentes são o plagioclásio sódico e a microclina. Muito raramente apresentam coloração tendendo a rósea e bandamento S' difuso.

Esses gnaisses encontram-se bastante deformados. Nos afloramentos estudados foram reconhecidas algumas fases de deformação, sendo a mais antiga (D'1) caracterizada por dobras F'1, de dimensões centimétricas, desenhadas por um bandamento S'0 pré-existente, que também é definido pela alternância de níveis quartzo-feldspáticos e biotíticos. Essas dobras são in_{tra}foliais, apertadas, assimétricas e espessas nos ápices e seus planos axiais acham-se orientados na direção E-W com mergulhos ora para NNW, ora para N (Fig. 4). Podem ser classificadas como do tipo III (Ramsay, 1967).

Concomitantemente a F'1, formou-se a xistosidade plano axial S'1, definida pela orientação de lamelas de biotita e de cristais de quartzo e feldspatos. O bandamento S' (bastante marcante nesses gnaisses), formado, também, durante a fase deformacional D'1, é paralelo à xistosidade S'1 e ambos se encontram transpondo intensamente a superfície S'0. O conjunto formado por S' e S'1 foi, por sua vez, deformado em D'2, formando dobras F'2, com dimensões centimétricas, cujos planos axiais orientam-se segundo WNW-ESE a E-W, (Fig. 5), mergulhando para SW. São dobras apertadas, assimétricas, com espessamento apical menor que o de F'1, podendo ser, também, classificadas como do tipo III (Ramsay, 1967). Embora não se tenha controle estatístico na definição dessas fases deformacionais, na área, seus registros na região de Colméia (Costa, 1980) e na de Aragominas (Teixeira, em preparação), permitem adotá-las para a área em estudo.

No afloramento dessa unidade localizado às proximidades do vilarejo Cantão, identificou-se porções com neossoma (N'1) de aproximadamente 10 cm de espessura. Esse neossoma orienta-se paralelamente a xistosidade S'1 e também define, restritamente, o bandamento S' (Fig. 6). Apresenta granulação média, e é composto predominantemente por microclina, com quartzo subordinado. Esses minerais se encontram muito pouco deformados e, internamente, orientam-se de modo concordante com

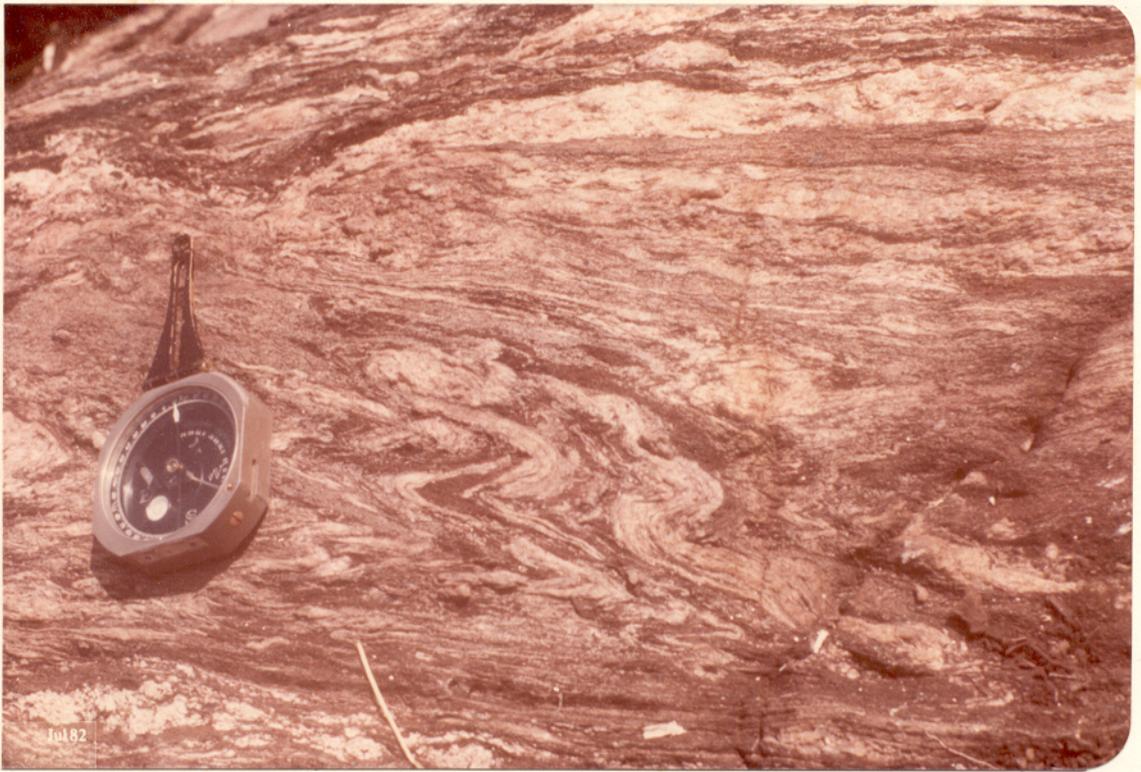


Fig. 4 - Dobras da primeira fase deformacional registrada no Complexo Colméia. Rodovia GO-283, distante 3 km, para leste, do vilarejo Cantão.



Fig. 5 - Dobras da segunda fase deformacional registrada no Complexo Colméia. Rodovia GO-283, distante 3 km, para leste, do vilarejo Cantão.



Fig. 6 - Neossoma N'1 no Complexo Colméia, concordante com o bandamento S' e Xistosidade S'1. Rodovia GO-283, distante 3 km, para leste, do vilarejo Cantão.

relação a S'1. Esporadicamente, N'1 apresenta-se com cerca de 1,5 cm de espessura, desenhando ápices isolados de dobras, cujas atitudes assemelham-se às daquelas das dobras F'1, descritas acima (Fig. 7). O escasso registro dessa feição não permite no entanto, interpretar esses "ápices" como relacionados às dobras F'1, sendo mais razoável admiti-los, em função disso, como possíveis estruturas ptigmáticas.

O conjunto formado por S', S'1 e N'1 encontra-se suavemente deformado, formando dobras F'3, cujos planos axiais exibem mergulho subvertical e orientam-se submeridionalmente (Fig. 6). É possível que essa geração (D'3) de dobramentos esteja relacionada a fase D2 que afetou o Super Grupo Baixo Araguaia.

3.3 Cianita-Granada-Biotita Gnaisse

Na estrada de acesso à fazenda Jardim, a cerca de 1 km a oeste do córrego da Estiva (afluente da margem esquerda do ribeirão Jardim, próximo das suas cabeceiras), foi encontrado um afloramento de cianita-granada-biotita gnaisse. Devido a sua pequena área de exposição, esse gnaisse deixou de figurar no mapa geológico (Anexo 1), porém a localização da ocorrência é assinalada com um losango enegrecido (Anexo 2).

Ele é difusamente bandado, havendo uma alternância irregular de níveis félsicos rosados e de níveis mais ricos em máficos de coloração escura. Possui granulação fina e é constituído essencialmente por quartzo e plagioclásio, acompanhados de granada, cianita e biotita como minerais varietais.

Nessa porção da área predomina o Gnaisse Cantão e os anfibolitos a ele associados, encontrando-se ainda muscovita quartzitos pertencentes à Formação Morro do Campo. As relações estratigráficas entre essas unidades e o cianita-granada-biotita gnaisse não são perceptíveis, pois o mesmo ocorre isolado. Da mesma forma sua possível relação com o Complexo Colméia não pôde ser verificada no campo.



Fig. 7 - Neossoma N'1 do Complexo Colméia desenhando do
bras similares a F'1. Rodovia GO-283 distante
3 km, para leste, do vilarejo Cantão.

As características petrográficas desse gnaïsse, incluindo as texturas e a associação mineralógica, divergem notadamente daquelas do Gnaïsse Cantão, dos gnaïsses do Complexo Colméia e dos diversos tipos litológicos do Grupo Estrondo. A mineralogia observada sugere uma possível derivação a partir de sedimentos pelíticos metamorfisados.

O fato da ocorrência desse gnaïsse situar-se relativamente próximo de um grande falhamento regional, dificulta ainda mais a interpretação, não sendo ilógico supor que o mesmo não pertença a nenhuma das unidades lito-estratigráficas presentes na região. Em função da indefinição existente, optou-se por não incluí-lo em nenhuma dessas unidades, porém, por razões de ordem prática, esse gnaïsse será descrito e discutido nas páginas seguintes, junto com o Complexo Colméia.

3.4 Gnaïsse Cantão e Anfibolitos Associados

Propõe-se neste trabalho a designação Gnaïsse Cantão para o conjunto de rochas gnaïssicas aflorantes, entre outros locais, no núcleo das estruturas dômicas Cantão, Rio Jardim e Rio Cunhãs. A localidade tipo dessa unidade seria o trecho da rodovia GO-470, compreendido entre o vilarejo Cantão (os primeiros afloramentos surgem a dois quilômetros do mencionado vilarejo) e a fazenda homônima. Rochas anfibolíticas, que ocorrem associadas a esses gnaïsses, são descritas conjuntamente a eles, devido à impossibilidade de separação na escala de mapeamento adotada.

Excelentes exposições desses gnaïsses são encontradas em qualquer das rodovias estaduais que cortam transversalmente a área, exceto a GO-280. No entanto, a partir dessa rodovia, para norte, encontram-se bons afloramentos dentro da fazenda Três Pontas. Os anfibolitos estão expostos na GO-283 distantes 3 km do vilarejo Cantão, para leste, nas fazendas do Vamplay e Três Pontas, e na estrada de acesso à fazenda Jardim.

Essas rochas acham-se amplamente distribuídas desde o norte até o sul da área, ocorrendo geralmente no interior

das estruturas dômicas, onde ocupam a quase totalidade dos núcleos expostos. Além disso, são freqüentes também nas porções SE e E da área mapeada, onde, no entanto, não foram configuradas estruturas dômicas. Seus contatos com os gnaisses do Complexo Colméia, com os quartzitos da Formação Morro do Campo e, restritamente, com os xistos da Formação Xambioá são discordantes. A discordância estrutural entre o Gnaisse Cantão e o Complexo Colméia já foi caracterizado anteriormente. Quanto às Formações Morro do Campo e Xambioá, ambas foram afetadas pelo "emplacement" dos gnaisses, o que confirma a existência de uma discordância. O Gnaisse Cantão encontra-se recoberto discordantemente, em diversas porções da área, por sedimentos fanerozoicos.

3.4.1 Gnaisse Cantão

Com base em sua composição mineralógica - incluindo proporções relativas dos feldspatos, natureza e abundância dos minerais máficos (índice de cor) - o Gnaisse Cantão pode ser dividido em dois grandes grupos. O primeiro deles, granodiorítico e rico em máficos, encontra-se geralmente próximo aos contatos com o Complexo Colméia e com os quartzitos da Formação Morro do Campo. Exibe coloração acinzentada, uma foliação bem marcada, bandamento incipiente, e sua granulação varia de fina a média, podendo ocorrer escassos megacristais de microclina. É constituído por quartzo, plagioclásio (An_{20-25} e raramente An_{18}), microclina, biotita e hornblenda. Os minerais acessórios, particularmente titanita e epídoto, são relativamente abundantes. O segundo grupo, amplamente dominante na área, tem composição monzogranítica e, localmente, sienogranítica. Encontra-se geralmente em contato com a Formação Morro do Campo e localmente, com o Complexo Colméia e a Formação Xambioá. São rochas de coloração rósea, com estruturas similares às observadas nos tipos granodioríticos e granulação variando de fina a média nos tipos equigranulares, e média a grosseira nas queles inequigranulares, onde se destacam os megacristais de microclina. Seus constituintes mineralógicos essenciais são quartzo, microclina e plagioclásio (An_{14-19}). A biotita é o

mineral varietal presente em todas as amostras, sendo acompanhada pela muscovita, cujas proporções costumam ser bem mais reduzidas. Os minerais acessórios são menos abundantes que no grupo anterior, destacando-se, entre eles, a apatita.

A foliação do Gnaiss Cantão (S^*1) é orientada submeridianamente com mergulhos ora para NE, ora para SE, coincidente, portanto, com a superfície S_2 desenvolvida no Grupo Estrondo (discutida adiante). Porém, no interior das estruturas dômicas definidas na área, como por exemplo na estrutura Rio Cunhã e na porção sudoeste da estrutura Cantão, observa-se claramente que a foliação dos gnaisses tende a amoldar-se ao formato dessas megaestruturas, assumindo, assim, outras direções. Essa foliação é definida pela orientação preferencial das micas, dos megacrístais de microclina (quando presentes), dos cristais de quartzo e feldspatos, e pelo incipiente bandamento. Nos gnaisses graníticos inequigranulares as micas contornam os megacrístais de microclina, que se mostram deformados, assumindo a forma de "augens", e fazendo com que essas rochas apresentem estruturas oftalmíticas (Mehnert, 1971) e sombras de pressão. Os gnaisses graníticos apresentam, ainda, esporadicamente, veios concordantes com a xistosidade (Fig. 8). As espessuras desses veios variam de 2 a 10 cm, têm granulação média e são compostos essencialmente de quartzo e microclina, com raríssimas lamelas de biotita que, quando presentes, estão dispostas concordantemente com a foliação.

Alguns afloramentos exibem esporádicos veios, com posicionalmente semelhantes aos anteriores (quicá cogenéticos a eles) desenhando dobras intrafoliais, assimétricas e espessas nos ápices (Fig. 9). No entanto não se tem qualquer controle estatístico para afirmar que tal feição seja registro de fase deformacional, e, da mesma maneira que aqueles neossomas do Complexo Colméia, pode tratar-se de estrutura ptigmática.

São várias as deformações sofridas pela xistosidade de S^*1 . Tem-se dobras F^*1 , de dimensões centimétricas, com planos axiais orientados NNE-SSW (Fig. 10) e mergulho fraco para ESE. São assimétricas e pouco apertadas. Verificaram-se, ainda, microdobramentos (F^*2) da xistosidade S^*1 , os quais são



Fig. 8 - Veios concordantes com a foliação S*1 do Gnaiss Cantão, apresentando estruturas ptigmáticas. Variante da GO-470 (interior da fazenda Água Limpa.

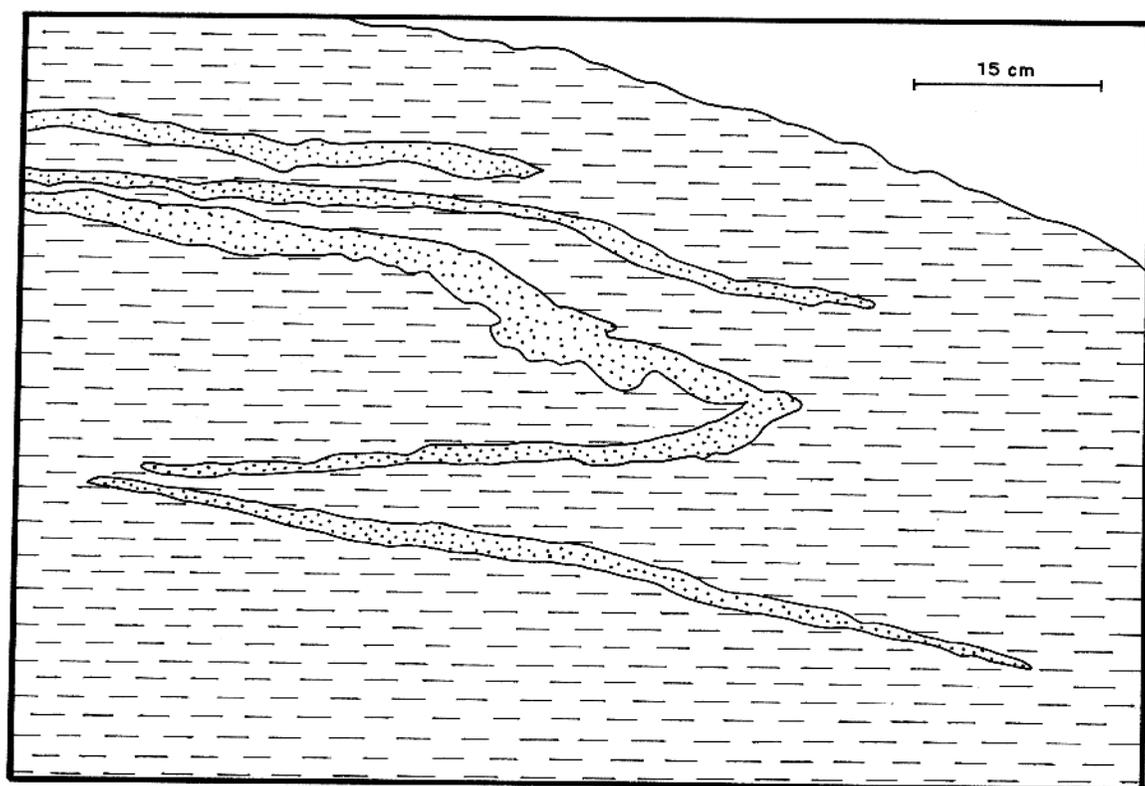


Fig. 9 - Veio quartzo-feldspático dobrado ou desenhando estruturas ptigmáticas, no Gnaiss Cantão. Rodovia GO-470 na região do contato com as unidades supracrustais (próximo à fazenda Cantão).

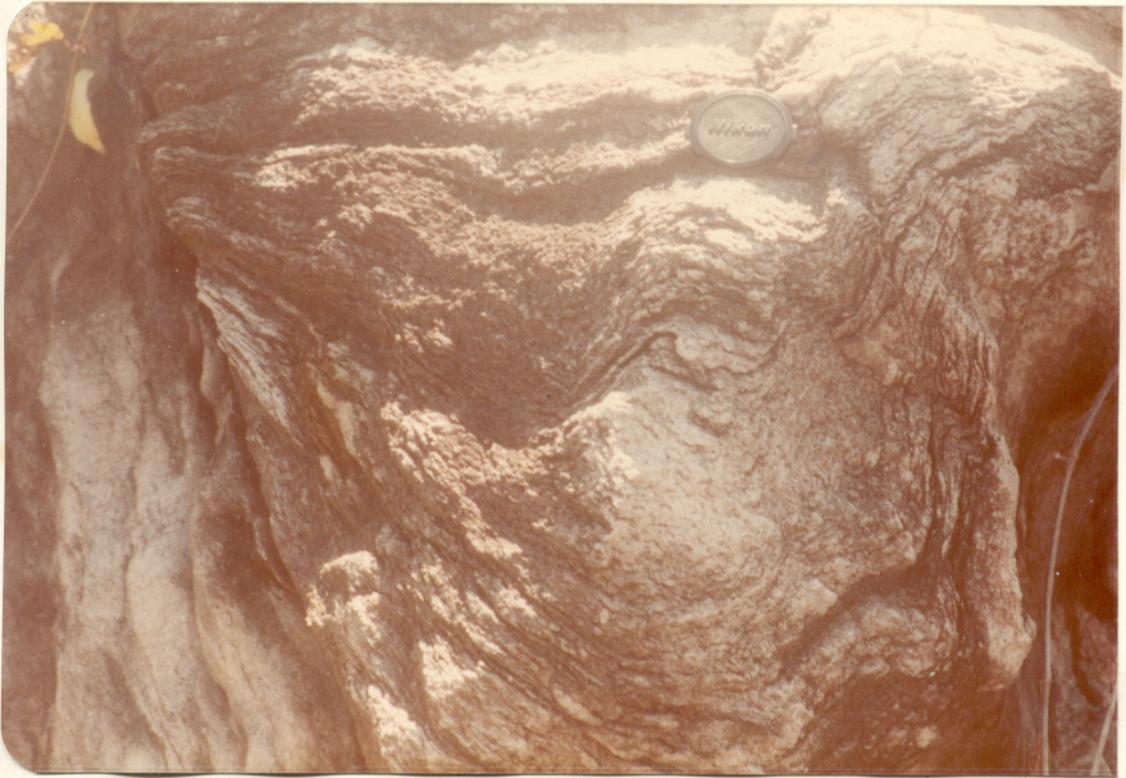


Fig. 10 - Dobras F*1 do Gnaiss Cantão, desenhadas pela xistosidade S*1. GO-470, na região do contato com as unidades supracrustais (próximo à fazenda Cantão).

apertados, assimétricos e espessos nos ápices, e a transposição de S^*1 pela superfície S^*2 (clivagem de crenulação), cuja orientação, embora constante em escala de afloramento, varia regionalmente (Fig. 11). No plano de clivagem cristalizaram lamelas orientadas de muscovita e, mais raramente, de biotita, definindo essa superfície.

Localmente, os veios concordantes com a xistosidade de S^*1 encontram-se deformados e apresentam estruturas ptigmáticas (Mehnert, 1971). Os planos axiais das ondulações formadas são subverticalizados e orientados na direção E-W (Fig. 8).

Embora ocorram várias fraturas a quantidade obtida não possibilitou a individualização de famílias.

A foliação S^*1 é a única estrutura penetrativa dos gnaisses, sendo as demais de ocorrência localizada.

3.4.2 Anfibolitos Associados

Os anfibolitos ocorrem na forma de pequenos morrotes localizados. A extensão dos corpos e suas relações com o Gnaisse Cantão não são geralmente observáveis no campo. Porém, em certos pontos, constatou-se a ocorrência de delgados níveis anfibolíticos (aproximadamente 5 cm) intercalados nesses gnaisses. Nos afloramentos da unidade situados a E e SE da área, os anfibolitos são mais freqüentes e se alternam com os gnaisses. Apresentam uma foliação, definida pelos cristais de hornblenda, concordante com a superfície S^*1 dos gnaisses (submeridiana). Exibem cor negra, densidade elevada e granulação variando de fina a média. São compostos por hornblenda, plagioclásio ($An_{>30}$), diopsídio, epídoto e granada. O principal mineral acessório é a titanita.

3.5 Super Grupo Baixo Araguaia

3.5.1 Grupo Estrondo

A) Formação Morro do Campo



Fig. 11 - Microdobramentos (F*2) e a clivagem de crenulação (S*2) desenvolvidas no Gnaiss Cantão. GO-470 na região do contato com as unidades supracrustais (próximo a fazenda Cantão).

Essa unidade ocorre principalmente numa faixa central, estendendo-se de norte a sul da área mapeada. Apresenta-se em discordância estrutural em relação ao Complexo Colméia. Com relação ao Gnaisse Cantão o "emplacement" desse, caracteriza, por si só, uma discordância entre ele a Formação Morro do Campo. Forma, em geral, elevações escarpadas, realçando as estruturas dômicas, mas em determinadas localidades, como em toda as porções sudoeste, centro-sul e NNW, encontra-se bastante erodida.

As melhores exposições são encontradas nas rodovias GO-470, GO-283, na estrada de acesso à fazenda Jardim e na variante para norte da GO-280 que conduz à fazenda Três Pontas. Na maior parte dos afloramentos não é possível visualizar claramente a seqüência estratigráfica dos tipos litológicos que constituem a unidade, porém essa seqüência acha-se bem exposta no trecho da GO-470 que vai desde o contato discordante entre o Gnaisse Cantão e a Formação Morro do Campo (porção sudoeste da estrutura Cantão) até a fazenda Cantão. A partir do referido contato, afloram sucessivamente quartzitos, muscovita-quartzo xistos e grafita-biotita-muscovita-quartzo xistos. Os últimos situam-se no topo da Formação Morro do Campo e são seguidos pelos xistos feldspáticos típicos da Formação Xambioá (fazenda Cantão), caracterizando contato litológico gradacional entre essas duas Formações.

Os quartzitos da base dessa unidade apresentam coloração esbranquiçada, às vezes amarelada, granulação fina a média e uma orientação perceptível dos grãos de quartzo. Passam gradualmente para muscovita-quartzo xistos, semelhantes de modo geral aos quartzitos, porém com uma xistosidade bem marcada. Esses xistos podem apresentar pequenas quantidades de grafita. Esse mineral se concentra notavelmente no topo da Formação, onde ocorrem grafita-biotita-muscovita-quartzo xistos, caracterizados por sua coloração enegrecida e pela untuosidade ao tato. As rochas xistosas dessa unidade apresentam-se geralmente bastante friáveis. Nos quartzitos, em alguns locais, o acamamento (S_0) é ainda bem evidente, sendo a única estrutura primária preservada, ainda que afetada por dobramentos que serão discu

tidos mais adiante.

B) Formação Xambicó

Essa unidade tem ampla distribuição na área, concentrando-se, sobretudo, nas suas porções ocidental e sul, além de pequenas ocorrências no centro-sul e nordeste. Suas melhores exposições situam-se ao longo das rodovias GO-280, GO-283, GO-470, bem como nas suas variantes e no interior da fazenda Londrina. Os xistos com elevados teores em calcita, de distribuição bem mais restrita que os mica xistos, ocorrem no interior da fazenda Cantão e numa ramificação da GO-280 que conduz ao SSW da área. A única ocorrência de mármore encontrada, situa-se na fazenda Três Pontas. Em toda a porção ocidental e no centro-sul, essa unidade se apresenta em pequenos morrotes abaulados, às vezes alongados submeridianamente. Na porção SSE, forma as elevações que compõem a Serra do Estrondo. Seu contato com a Formação Morro do Campo é estruturalmente concordante.

É constituída fundamentalmente por xistos à base de plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita. Granada ou epidoto são constituintes significativos em muitas amostras e a microclina ocorre apenas localmente. Os xistos exibem coloração acinzentada, estrutura xistosa bem marcante e granulação variando de fina a média. Os plagioclásio-quartzo-mica-calco xistos têm aspecto macroscópico semelhante aos dos mica xistos. O mármore possui coloração esbranquiçada, granulação média e é composto essencialmente de calcita, acompanhada localmente por quartzo e fengita. Aparentemente os calco xistos e mármores ocorrem sob a forma de lentes intercaladas nos mica xistos regionais e, em certos locais, há evidências de que se situam próximos ao contato com a Formação Morro do Campo.

C) Feições Estruturais

Estratificação cruzada e acamamento (Abreu, 1978b; Costa, 1980; Costa et al., 1983; Santos, 1983; Macambira, 1983) são algumas das estruturas primárias encontradas no Grupo Estrondo, porém observadas apenas na Formação Morro do Cam

po. Outras, mais localizadas, são estratificação gradacional (Abreu, 1978b; Santos, 1983, Macambira, 1983), estratificação paralela (Abreu, 1978b) e marcas de ondas (Costa et al., 1983).

Na área mapeada, essas estruturas primárias não foram encontradas, com exceção do acamamento S_0 . Sua caracterização foi feita somente através de comparação de estruturas tectogênicas, por ele evidenciadas (Figs. 12 e 13), encontradas tanto na área em estudo como nas demais regiões da Faixa de Dobramentos Araguaia. Em toda essa unidade geotectônica, o acamamento forma escassas dobras (F_1), que se caracterizam por serem intrafoliais, assimétricas, fechadas e espessas nos ápices. Nota-se que, na área mapeada, as atitudes dos planos axiais de F_1 variam. No flanco sudoeste da estrutura dômica Rio Jardim eles orientam-se na direção NW-SE, com mergulho para SW, e no flanco sudeste da mesma megaeestrutura, orientam-se segundo NE-SW e seu mergulho tem sentido SE.

Nos ápices e flancos das dobras F_1 mencionadas, identificou-se uma superfície plano axial (S_1). Ápices isolados de pequenas dobras (F_2) são, por vezes, encontrados em mármores (Fig. 14) e em mica xistos da Formação Xambioá. Nesses xistos, verificou-se que os flancos das dobras (F_2) são intensamente fragmentados e os seus planos axiais têm orientação paralela à xistosidade dominante regionalmente. Esses pequenos ápices representam superfícies mais antigas (S_0 ou S_1), que foram deformadas durante a formação de xistosidade regional (S_2). Cunha et al. (1981) também identificaram uma superfície S_1 , a qual se acha deformada e truncada pelo desenvolvimento da xistosidade regional, considerada como S_2 . Em escala microscópica, nos mica xistos da Formação Xambioá, tem-se cristais helicíticos de granada. As inclusões existentes nesses cristais definem uma foliação interna (S_i), cujo prolongamento para o exterior do cristal acha-se truncado pela foliação externa ($S_e \approx S_2$ = xistosidade dominante regionalmente), (Fig. 36). Em outras amostras dessa mesma unidade litoestratigráfica, há cristais de plagioclásio cujas inclusões definem uma foliação interna. Tal foliação encontra-se dobrada (Teixeira, em preparação) ou tem aspecto sigmoidal. Essas feições tornam razoável admitir que a foliação interna (S_i) desses microporfiroblastos



Fig. 12 - Dobra F1 desenvolvida no acamamento (So), em quartzitos da Formação Morro do Campo. Estrada de acesso a fazenda Jardim, próximo a fazenda de João Bertoldo.



Fig. 13 - Detalhe de dobra F1, desenvolvida em quartzitos da Formação Morro do Campo. Interior da fazenda do Vamplay.



Fig. 14 - Dobras F2 e a superfície plano axial S2, desenvolvidas em mármore da Formação Xambioá. Interior da fazenda Três Pontas.

corresponde à xistosidade S1 do Grupo Estrondo, a qual foi de formada e truncada durante a formação de xistosidade regional (S2), como verificado, no campo, por Cunha et al. (1981).

A xistosidade regional (S2) é submeridiana, mergulhando ora para NE, ora para SE. É formada pela orientação preferencial de biotita, muscovita e, eventualmente, dos grãos de quartzo e de feldspatos. Em alguns locais acha-se deformada, desenhando dobras (F3) que, em escala de afloramento, têm dimensões centimétricas. Essas dobras são assimétricas, fechadas e mostram menor espessamento apical que as dobras F1 e F2. Os seus planos axiais estão orientados aproximadamente na direção N-S, mergulhando às vezes para NE e em outras ocasiões no sentido SE. Estão relacionadas aos grandes dobramentos lineares e holomórficos da Faixa de Dobramentos Araguaia.

Microdobramentos de xistosidade S2 (crenulação) foram encontrados esporadicamente. Formam dobras (F4) que se caracterizam por serem assimétricas, bem apertadas e espessas nos ápices. Uma superfície plano axial (S3-clivagem de crenulação), constituída por muscovita e biotita, foi desenvolvida concomitantemente. Ela transpõe localmente a xistosidade S2. A nova superfície (S3) tem orientação regionalmente variada, provavelmente em função das variações nas atitudes da foliação S2. Sua orientação mostra-se, no entanto, constante em escala de afloramento. Clivagens de fratura são encontradas, localizadamente, na porção sul da área mapeada. É possível que estejam relacionadas ao desenvolvimento da crenulação.

Nos flancos norte e sul, e nas imediações ocidentais das estruturas dômicas, a xistosidade S2 encontra-se deslocada de sua atitude regional, de modo a amoldar-se ao formato das megaestruturas. Esses desvios nas atitudes foram observados entre as estruturas Cantão e Rio Jardim, e no flanco sul da estrutura Rio Cunhãs. No flanco sudoeste da estrutura dômica Cantão a xistosidade S2 mergulha, localmente, no sentido NE, ou seja para o seu interior.

A xistosidade S2 acha-se ainda ondulada, formando dobras muito suaves. Essas dobras (F5) são assimétricas, isó

pacas e seus planos axiais, que mergulham subverticalmente, orientam-se na direção E-W.

Duas lineações foram observadas, uma das quais formada pelo cruzamento da xistosidade (S1) com o acamamento (So), nos ápices das dobras F1. É uma lineação de interseção (L1). A outra, revelada, pelo arranjo linear de muscovita e turmalina, se desenvolveu em superfície de camadas de quartzitos (Fig. 15) e foi encontrada nas imediações das estruturas dômicas Rio Cunhãs e Rio Jardim. É uma lineação mineral (L2).

As direções das fraturas subverticais e subhorizontais encontradas (Fig. 16), exceto aquelas radiais às estruturas dômicas, possibilitaram agrupá-las em quatro famílias, cujas direções são as seguintes: N 60° W, N 37° W, N 35° E e N 64° E.

A Fig. 17 mostra as relações (admitidas) entre as fases deformacionais e as estruturas, por elas, deformadas e geradas, caracterizadas nas rochas do Complexo Colméia, do Gnaiss Cantão e do Super Grupo Baixo Araguaia.

3.5.2 Corpos Ultramáficos Metamorfisados

Constituem uma suite de pequena distribuição em superfície. Sua principal ocorrência situa-se no sul da área, ao longo da GO-280 e nas suas ramificações. Assemelha-se a um "stock" medindo 9 km e 4,5 km nas direções E-W e N-S respectivamente, correspondendo a um grande morro de formato irregular que apresenta um desnível de mais de 100 metros em relação aos xistos da Formação Xambioá que o circundam. É difícil o acesso ao seu núcleo, devido à exuberante vegetação que o recobre. As demais ocorrências de rochas ultramáficas na região estudada encontram-se espalhadas, mas concentram-se principalmente na porção centro-sul da área, ao longo da estrada de acesso à fazenda Jardim, nas suas variantes, e no interior das fazendas da família Valença e de Alberto Guerra.

As relações de contato com as demais unidades litto-estratigráficas do Super Grupo Baixo Araguaia são melhor



Fig. 15 - Lineação mineral (D2) desenvolvida em muscovita quartzitos da Formação Morro do Campo. 60-280, interior da fazenda de Alberto Guerra.



Fig. 16 - Fraturas desenvolvidas em quartzitos da Formação Morro do Campo. GO-280, interior da fazenda de Alberto Guerra.

		Pré-Cambriano Superior							
		D'1		D2		D3		D4	
Fases de Deformação	Deformação	Gerada	Deformada	Gerada	Deformada	Gerada	Deformada	Gerada	Deformada
Estrutura		F'1	S'	F'2					
Complexo Colméia	S'0	S'1	S'1		S'	F'3			
		S'	N'1		N'1				
		N'1							
Gnaisse Cantão						S*1	S*1	F*1 F*2 S*2	S*1 S*2(?)
Super Grupo Baixo Araguaia						F2	S2	F3 F4 S3	S2 S3(?) Domos
						E1	S0	S1	

Fig. 17 - Quadro demonstrativo das fases de deformacionais e seus efeitos, nas rochas do Complexo Coméia, Gnaisse Cantão e Super Grupo Baixo Araguaia.

definidas nas pequenas ocorrências, onde observou-se contato concordante. No corpo principal, caracterizou-se a relação de contato apenas localmente, sendo também concordante. Hasui et al. (1977) mencionam contatos discordantes entre o que consideraram uma seqüência ofiolítica e as unidades do então Grupo Baixo Araguaia. Abreu (1978b), Silva (1980) e Cunha et al. (1981) citam rochas básico-ultrabásicas que apresentam relação de contato ora concordantes, ora discordantes com as rochas metassedimentares da Faixa de Dobramentos Araguaia. Gorayeb (1981) definiu contatos concordantes entre os corpos ultramáficos metamorfizados e as rochas do Grupo Tocantins.

A principal ocorrência possui um núcleo de serpentinito envolvido por faixas descontínuas de rochas portadoras de tremolita/actinolita, talco e clorita, que se sucedem em direção à borda. Os serpentinitos têm coloração esverdeada, são maciços, de granulação fina e exibem agregados fibrosos de serpentina. Os tremolita/actinolita xistos possuem coloração esverdeada, estrutura xistosa evidente a granulação fina. À medida que a borda do corpo se aproxima, mostram uma xistosidade mais acentuada e coloração menos intensa, porém sua granulação é semelhante àquela das rochas mais próximas do centro. Ainda mais junto à borda, as rochas passam a ser untuosas ao tato, adquirem coloração amarelada, não apresentam estrutura xistosa e são compostas predominantemente de talco. Os clorita xistos situam-se junto à periferia do corpo, são esverdeados, com estrutura xistosa bem marcada, granulação fina, apresentando untuosidade ao tato. Possuem freqüentes porfiroblastos de magnetita que são bem formados, e cuja proporção na rocha é bastante variável. Junto ao contato com a Formação Xambioá ocorrem, por vezes, rochas ultramáficas silicificadas portadoras de hematita, as quais mostram esporádicos vênulos, onde encontram-se cristais de granulação fina e bem formados de quartzo. Um zoneamento bastante semelhante foi constatado por Gorayeb (1981) em corpos ultramáficos associados ao Grupo Tocantins.

As ocorrências menores são compostas, geralmente, por rochas de coloração esverdeada, estrutura xistosa bem definida e granulação fina. Os corpos presentes nessas ocorrên

cias são lenticulares e são compostos quase exclusivamente de tremolita/actinolita xistos. A única exceção é uma pequena ocorrência situada na GO-283, onde só foram observados clorita xistos sem porfiroblastos de magnetita. Os serpentinitos encontram-se ausentes em todos esses corpos menores.

São pouco diversificadas as estruturas tectógenas encontradas nessas rochas. A xistosidade, quando presente, possui uma direção geralmente similar à da xistosidade S2 do Grupo Estrondo. As fraturas são escassas, não estão preenchidas, e não foi possível definir qualquer família de juntas.

3.6 Formação Pimenteiras

Ocorre nas partes oriental e centro-norte da área, recobrando discordantemente o Super Grupo Baixo Araguaia e as unidades mais antigas. Apresenta-se tanto em planícies como pequenos morrotes localizados (centro e nordeste da área), quanto no topo aplainado de extensas elevações (porção ESE).

As seções mais expressivas dessa unidade são encontradas nas ramificações da GO-280 que cortam a porção ESE da área. Aí observa-se claramente a passagem das rochas do topo da formação para aquelas de sua base. Nas demais ocorrências, as seções são incompletas, aflorando as fácies ora arenosa, ora argilosa.

A unidade é composta por duas fácies bem individualizadas. Na base é arenosa, constituída por arenitos de coloração amarelada e granulometria geralmente fina. Em certas porções podem conter muscovita, abundantes tubos de vermes (Fig. 18) e esporádicas estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte. No topo é argilosa, constituída por folhelhos ferruginosos, localmente sílticos e micáceos, de coloração predominantemente avermelhada, com níveis claros alternados com aqueles ferruginosos, ambos com cerca de 10 cm de espessura, formando notável laminação. Folhelhos esverdeados podem ser encontrados muito restritamente.



Fig. 18 - Arenito basal da Formação Pimenteiras, desta
cando-se seus tubos de vermes. GO-280, na pr
meira variante. dessa, de acesso a fazenda
Três Pontas. Interior da fazenda de do Alberto
Guerra.

3.7 Conglomerado Cipó

Têm distribuição limitada, sendo sua ocorrência restrita ao sul da área mapeada. Os afloramentos estudados localizam-se na rodovia GO-280, distantes cerca de 25 km de Colinas de Goiás, onde encontram-se, entre outros, três cortes com excelentes exposições. Esses conglomerados acham-se depositados discordantemente sobre a Formação Xambioá. A superfície de discordância é do tipo erosional, evidenciando que os sedimentos se acumularam em depressões existentes nos domínios daquela formação.

É possível que esses conglomerados sejam correlacionáveis aos paraconglomerados do topo da Formação Cabeças, conforme sugerido por Cunha et al. (1981). No entanto, a falta de estudos sedimentológicos mais detalhados dificulta essa correlação, preferindo-se, neste trabalho, adotar a designação informal de Conglomerado Cipó, para os depósitos existentes na área mapeada, até que estudos mais aprofundados permitam esclarecer o seu correto posicionamento.

O Conglomerado Cipó é constituído, na base, por material conglomerático, com cerca de 10 metros de espessura mínima. A matriz é siltico-argilosa, não carbonática, de coloração avermelhada, contendo seixos mal selecionados e angulares de mica xistos da Formação Xambioá, óxido de ferro, arenitos e folhelhos ferruginosos da Formação Pimenteiras e quartzo. Engloba, ainda, blocos e matacões subangulares (quartzitos da Formação Morro do Campo) e subarredondados de quartzo (Figs. 19 e 20). É importante salientar que esses seixos, blocos e matacões não exibem contato mútuo, com frequência. Não obstante, sua percentagem em volume da rocha é bem mais elevada que a da matriz.

No topo tem-se uma camada com espessura mínima aproximada de 20 metros, constituída por sedimentos argilosos, sem estratificação visível, muito semelhantes macroscopicamente ao material da matriz do conglomerado. Nesses níveis argilosos encontram-se localmente, bolsões caulinizados de coloração esbranquiçada.



Fig. 19 - Detalhe do Conglomerado Cipó, evidenciando ma
tacões subangulares de quartzito. GO-280,
distante 25 km de Colinas de Goiás.



Fig. 20 - Detalhe do Conglomerado Cipó, evidenciando ma
tacões subarredondados de quartzo. GO-280, diis
tante 25 km de Colinas de Goiás.

Uma interdigitação entre os componentes da base e do topo do pacote é encontrada localmente. (Fig. 21). Observa-se, ainda, intercalado nos sedimentos argilosos, um nível ferruginoso com cerca de 15 cm de espessura, apresentando um deslocamento que evidencia um falhamento de gravidade cujo rejeito é de aproximadamente 4 metros. O plano de falha é subvertical e constata-se, no bloco abatido, que o nível ferruginoso exibe concavidade para cima (Fig. 22).

Os conglomerados descritos por Guerreiro & Silva (1976), posteriormente formalizados como Formação Rio das Barreiras (Hasui et al., 1977), são constituídos por seixos polimíticos imersos em matriz areno-argilosa, com cimento carbonático. Essa unidade possui ainda, intercalações restritas de siltilitos e arenitos finos, e não foram observados nela, registros de metamorfismo e deformação.

Embora haja algumas semelhanças entre a Formação Rio das Barreiras, considerada de idade paleozóica ou do final do Pré-Cambriano por Hasui et al. (1977), e a unidade denominada aqui informalmente de Conglomerado Cipó, a ocorrência de seixos da Formação Pimenteiras na última, exclui inteiramente a possibilidade de correlação entre ambas, a menos que o posicionamento admitido para a Formação Rio das Barreiras esteja incorreto.

Levando-se em conta a sua marcante variação granulométrica, o depósito conglomerático existente na área estudada é muito semelhante ao de fácies tipo Q (Saunderson, 1975), e aos não estratificados na classificação de Flint (1957) e Tricart (1970), muitas vezes relacionados com glaciações. Ocorrências, na Bacia do Maranhão, de tilitos considerados do Devoniano Superior, foram registradas por Kegel (1953), nas regiões de Carolina e Riachão, e por Carozzi et al. (1975). Sá et al. (1979) acreditaram que a deposição dos sedimentos constituintes da Formação Pimenteiras já se efetuara em clima frio.

Esses fatos poderiam sugerir uma possível gênese glacial para o Conglomerado Cipó. No entanto, algumas feições típicas de depósitos glaciais, como seixos estriados, não foram observadas e o pouco conhecimento que ora se dispõe sobre esse depósito não permite deduções mais arrojadas relacionadas

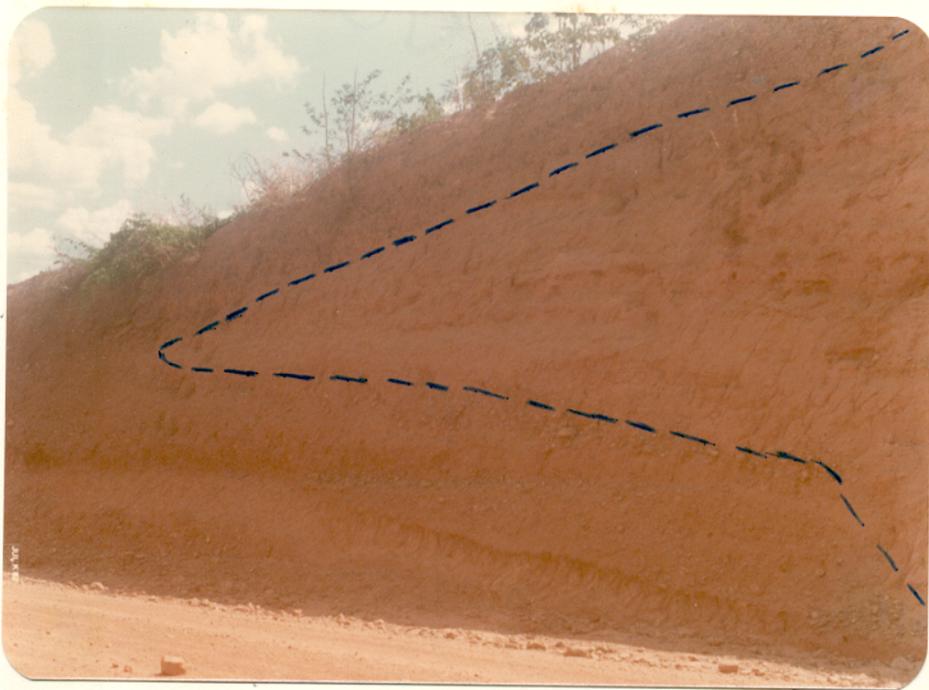


Fig. 21 - Interdigitação no Conglomerado Cipó, entre as partes basal e de topo, GQ-280, distante 25 km de Colinas de Goiás.



Fig. 22 - Nível ferruginoso deslocado, evidenciando pequena falha, no Conglomerado Cipó. GO-280, distante 25 km de Colinas de Goiás.

a sua natureza. Preferiu-se, por isso, considerá-lo como produto de rápido transporte de material imaturo proveniente das várias unidades então existentes, acumulado em depressões, classificando-se simplesmente como um diamictito, conforme Pettijohn (1975).

3.8 Cobertura Sedimentar do Terciário-Quaternário

Encontra-se amplamente distribuída, formando extensas planícies. Suas ocorrências mais típicas estão localizadas nas imediações do vilarejo Cantão (ao longo da rodovia GO-283 e no início de GO-470), e na região centro-oeste da área. Recobre parcialmente a Formação Pimenteiras, principalmente nas partes norte e nordeste, e o Gnaisse Cantão no centro-norte, centro-oeste e centro-sul. Encontra-se, também, em alguns locais da porção ocidental da área mapeada. As ocorrências das porções norte e nordeste estendem-se por dezenas de quilômetros para norte.

Constitui-se de depósitos predominantemente arenosos, não consolidados, de coloração esbranquiçada, granulometria variando de areia média a grosseira. Sedimentos algo argilosos também ocorrem, porém são bem restritos.

Foram registradas ocorrências localizadas de canga laterítica, por vezes brechóide. Nesse caso, apresentam seixos de xistos, quartzitos, quartzo e folhelhos. Os depósitos aluvionares recentes, associados aos principais rios e ribeirões estabelecidos na área, e que fazem parte da bacia hidrográfica do Araguaia, foram, também, incluídos nessa cobertura sedimentar. Vale salientar que esses depósitos aluvionares e cangas lateríticas, devido a sua pequena expressão, não puderam ser individualizados no mapa geológico (Anexo 1).

Ocorrências, nessa região, de lateritas contendo fragmentos de unidade lito-estratigráficas mais antigas e de sedimentos areno-pelitosos foram mencionadas por Cunha et al. (1981) e consideradas como Cobertura Sedimentar Terciário-Quaternária. Porém, eles não incluíram nessa cobertura os depósitos aluvio

nares, preferindo denominá-los de Holoceno Aluvionar.

3.9 Estruturas Regionais

Algumas estruturas macroscópicas (Hobbs et al., 1976) puderam ser individualizadas no extremo norte da Serra do Estrondo.

Foram definidas três estruturas dômicas. A primeira delas, denominada aqui estrutura dômica Cantão, situa-se na parte centro-norte da área, e suas dimensões atingem 20 km de comprimento e 10 km de largura. Uma segunda está situada na parte centro-oeste, foi denominada estrutura dômica Rio Jardim e possui 20 km de comprimento e 14 km de largura. Ambas têm formato ovalóide e seus eixos maiores são submeridianos. Na porção sul, é configurada uma terceira estrutura. Seu formato é irregular e suas dimensões são bem menores que as das anteriores (6 km de comprimento na direção WNW-ESE e largura de cerca de 4 km). Foi denominada estrutura dômica Rio Cunhãs.

Em imagens de radar e fotografias aéreas essas estruturas são geralmente realçadas pelas rochas da Formação Morro do Campo. Os seus núcleos são constituídos principalmente pelo Gnaiss Cantão e, restritos ao contato com as rochas supracrustais, por gnaisses do Complexo Colméia. Conjuntamente, o Gnaiss Cantão e o Complexo Colméia ocupam a quase totalidade da área desses núcleos, ocorrendo sobrejacentes a eles, na estrutura Rio Jardim, "restos" de unidades supracrustais e de sedimentos do Terciário-Quaternário, e, na estrutura Cantão, rochas sedimentares da Formação Pimenteiras e sedimentos mais recentes. No núcleo da estrutura dômica Rio Cunhãs afloram unicamente gnaisses.

Nos domínios do Grupo Estrondo situados nas imediações dessas macroestruturas, o traço da xistosidade S2 e os contatos litológicos são subparalelos ao contorno das interfaces rochas supracrustais/núcleos gnáissicos. Esse paralelismo se verifica também com o traço da xistosidade S*1 nas rochas do Gnaiss Cantão localizadas nas imediações das mencionadas interfaces. As atitudes dos planos axiais das escassas dobras recum

bentes. Fl. identificadas mostram comportamento similar.

Nas fotografias aéreas e imagens de radas são observados diversos falhamentos dispostos radialmente às estruturas dômicas, os quais devem estar relacionados à formação das mesmas. Eles deslocam o contato rochas supracrustais / gnáisses, caracterizando rejeitos direcionais. É possível que alguns desses deslocamentos sejam aparentes e produto do processo erosivo a que foram submetidas as unidades litológicas presentes. Em alguns casos não se observam deslocamentos, podendo tratar-se apenas de fraturamentos.

Nas porções sudeste e leste da área, têm-se outras exposições do Gnaiss Cantão. Aí não foram definidas, até o momento, estruturas dômicas, sendo possível que as exposições desses gnáisses estejam relacionadas ao extenso falhamento inverso, discutido a seguir.

Numa faixa central e estendendo-se do centro até o sul da área mapeada, foi identificado um alinhamento submeridiano, com cerca de 30 km de extensão. Trata-se de um desnível abrupto com até 200 metros, desenvolvido principalmente nas rochas da Formação Morro do Campo. Na porção norte da área, esse grande alinhamento não é evidente, provavelmente por estar mascarado pelos sedimentos fanerozóicos. Regionalmente ele estende-se para sul até as redondezas da cidade de Colméia. Prolonga-se igualmente para norte, embora truncado e deslocado lateralmente, até a região de Xambioá. Teixeira (em preparação), ao estudar a região de Aragoínas(GO), acumulou elementos estruturais que o levaram a definir tal alinhamento como uma falha inversa. Como se considera esse alinhamento uma feição estrutural única, ele foi interpretado do mesmo modo na área mapeada, embora a falta de dados mais consistentes de campo não permita uma conclusão definitiva. A hipótese de se tratar de uma falha inversa, afetando, na região de Aragoínas(GO), os xistos da Formação Xambioá (Teixeira, em preparação), e na região de Colinas de Goiás, os quartzitos da Formação Morro do Campo e o Gnaiss Cantão, ainda é a mais plausível. Essa feição não parece explicável pela ação pura e simples da erosão, uma vez que são observados tipos litológicos idênticos de ambos os lados da escarpa. A sua magnitude e os aspectos observados indicam

que se trata de uma megaestrutura regional. Esse falhamento en contra-se seccionado em toda sua extensão por pequenos deslo camentos de aproximadamente 1,5 km na direção NW-SE.

A descontinuidade entre as Serras do Estrondo e das Cordilheiras foi admitida como produto de grande deslocamento de direção NW-SE. Esse deslocamento deve estar relacionado com aqueles bem menores, já mencionados, que seccionam o plano da falha inversa. Considera-se imprudente interpretações mais arro_jadas a respeito do que realmente representam esses deslo camentos, uma vez que as possíveis evidências diretas para tal, en contram-se, provavelmente, encobertas pelos sedimentos fanerozói cos.

Falhamentos de gravidade, orientados aproximadamen te N-S e com cerca de 5 km de extensão, estabeleceram-se na borda da Bacia do Maranhão, na porção sudeste da área, sendo que seu rejeito pode atingir até 100 metros.

4 PETROGRAFIA

4.1 Complexo Colméia

As rochas gnáissicas constituintes dessa unidade exibem geralmente texturas granoblástica e lepidogranoblástica. A granulação é fina, podendo variar de fina a média em algumas poucas amostras. De modo geral, todos os minerais encontram-se bem orientados, definindo uma foliação (S'1). Ocorrem também amostras com textura porfiroblástica apresentando fenoblastos grosseiros e ovóides de microclina. Outras amostras apresentam microfeno blastos de quartzo, microclina e plagioclásio. Eles acham-se envolvidos pela matriz, onde se destacam as lamelas de biotita que marcam a foliação da rocha. Frequentemente os cristais da matriz mostram contatos poligonizados retilíneos (sô eventualmente encurvados), formando pontos trípliques. A rocha é composta essencialmente de quartzo, microclina e oligoclásio, sendo que as proporções dos dois tipos de feldspatos são em geral equivalentes. A biotita é o mineral varietal, fazendo-se, por vezes, acompanhar pela muscovita. O zircão é o mineral acessório mais freqüente, ocorrendo, além dele, opacos, epídoto e apatita.

O quartzo se apresenta geralmente em cristais xenoblásticos, com dimensões da ordem de 0,6 mm e totaliza, em média, 20% dos minerais. Pode ocorrer, também, inclusos em feldspatos, em forma de "gotas" de dimensões diminutas (0,1 mm). Outras vezes os cristais se apresentam com contornos xenoblásticos e dimensões entre 0,2 e 0,3 mm, preenchendo fraturas nos fenoblastos de microclina. Ocasionalmente formam microfeno blastos de aproximadamente 3 mm, que se acham intensamente estirados e fraturados. Com exceção dos cristais inclusos em feldspatos, os demais exibem extinção ondulante.

A microclina ocorre em cristais subidioblásticos e alguns poucos xenoblásticos, cujo tamanho médio é de 0,5 mm. Os fenoblastos, quando presentes, podem medir até 2,0 cm. Em geral, a microclina constitui cerca de 35% do total dos minerais da rocha, podendo, em raras ocasiões, atingir até 50%. Tanto

os fenoblastos quanto os grãos da matriz exibem, freqüentemente, sua típica geminação albita-periclina e extinção ondulante. Quando presentes, os fenoblastos estão orientados concordantemente com a foliação S'1. Possuem inclusões de biotita, muscovita e quartzo. Mostram fraturas que, por vezes, estão preenchidas por quartzo, plagioclásio e biotita. Em outras ocasiões, os fenoblastos acham-se intensamente deformados e ocasionalmente constituem-se em aglomerado de cristais menores de microclina.

O plagioclásio apresenta-se, predominantemente, em cristais subidioblásticos, perfazendo em média cerca de 30% dos minerais. Ocorre também como esporádicos microfenoblastos com dimensões de aproximadamente 2,0 mm. De modo geral, os cristais de plagioclásio não exibem maclamento ou as suas maclas não são nítidas. Quando elas ocorrem, são segundo as leis da albita e albita-Carlsbad, sendo possível, em seções adequadas, determinar a sua composição. A maioria dos cristais não se mostra zonada e quando se observa zoneamento o mesmo é inverso (três zonas, do centro para a borda $An_{14-17-21}$). As composições são variáveis, embora sempre no domínio do oligoclásio. Há amostras com oligoclásio cálcico (An_{25-27}) e outras com oligoclásio sódico (An_{15-18}). Por vezes, nos contatos com a microclina, exibe bordas albiticas, e no interior de alguns dos cristais são relativamente freqüentes as "gotas" de quartzo definindo intercrescimentos similares aqueles considerados como textura mirmequítica do tipo I (Smith, 1974 - Fig. 20.6). Em geral, os cristais de plagioclásio apresentam extinção ondulante e fraturas, sendo essas mais freqüentes nos microfenoblastos. Nesses, as inclusões de biotita e quartzo são comuns. A transformação para sericita-muscovita é uma feição amplamente encontrada nos plagioclásios dessas rochas.

A biotita desenvolve cristais subidioblásticos, fornecendo seções grosseiramente retangulares, e perfaz comumente 5 a 8% dos minerais, embora chegue a alcançar 15%. O tamanho médio de suas lamelas varia de 0,3 a 0,7 mm, atingindo 1,2 mm em amostras onde ela é mais abundante. É fortemente pleocróica, mostrando-se marrom avermelhada (Z e Y) e amarelo pálido (X). Possui algumas inclusões de zircão e allanita (?) que produzem

halos pleocrômicos. Localmente associam-se à biotita, lamelas de muscovita, cuja orientação é ora discordante, ora concordante com a da biotita.

A muscovita apresenta-se em lamelas subidioblásticas, totalizando, em média, 2% do volume da rocha, mas alcançando às vezes até 8% dos minerais. Em geral a orientação dos seus cristais acompanha a da biotita, com a qual pode ser vista entremeadas. As suas dimensões são de cerca de 0,3 mm, podendo encontrar-se lamelas mais desenvolvidas (0,8 mm). Em certas amostras observa-se alguns poucos cristais de plagioclásio transformando-se para muscovita.

Os minerais acessórios presentes são zircão e opacos (mais frequentes), bem como epidoto e apatita. Eles totalizam menos de 1% dos constituintes da rocha, sendo suas dimensões menores que 0,1 mm. Encontram-se disseminados entre os minerais essenciais ou inclusos principalmente na biotita.

4.2 Cianita-Granada-Biotita Gnaiss

Essa rocha exibe textura lepidogranoblástica, granulação fina, ocorrendo cristais um pouco mais desenvolvidos de granada, que tendem a formar porfiroblastos. Os contatos entre os minerais, principalmente quartzo e plagioclásio, são poligonizados encurvados, formando por vezes pontos tríplices.

É composta basicamente por quartzo (mais de 60%), acompanhado por plagioclásio (aproximadamente 15%), biotita, cianita e granada. Os três últimos são constituintes varietais, perfazendo em conjunto em torno de 15 a 20% da rocha. Suspeita-se da ocorrência local de sillimanita (fibrolita) associada à cianita. Alguns minerais opacos estão presentes como acessórios e a sericita-muscovita é um constituinte secundário.

O quartzo ocorre em cristais xenoblásticos, com tamanho de cerca de 0,4 mm. Em geral estão fraturados, apresentam extinção ondulante e não contêm inclusões. Cristais bem menores são encontrados, aleatoriamente, no interior da granada.

O plagioclásio apresenta-se em cristais xenoblásticos

cos, cujas dimensões variam de 0,4 a 0,7 mm. Em apenas uma das lâminas apresenta geminação polissintética nítida, tendo sido possível, na mesma, determinar a sua composição (An_{25}). Não foi observado zoneamento nos cristais e, alguns mostram-se alterados à sericita-muscovita.

A biotita forma cristais subidioblásticos, cujas seções são grosseiramente retangulares, em geral menores que 0,4 mm. Seu pleocroísmo é forte, variando de marrom esverdeado (Z) a castanho claro (X). Algumas de suas lamelas contêm inclusões de opacos.

Os cristais de granada são xenoblásticos, possuem formato ovalóide e dimensões geralmente em torno de 1,0 mm. Muitas vezes estão deformados e exibem fraturas preenchidas por óxido ou hidróxido de ferro. Esse material acha-se ainda envolvendo os cristais de granada. Em certos locais os cristais de granada estão fragmentados, mais intensamente oxidados e envolvidos por agregados de alumino-silicatos de granulação muito fina (menor que 0,3 mm). Englobam, por vezes, inúmeros cristais aciculares de cianita ou sillimanita (?).

A cianita ocorre ora em cristais tabulares, subidioblásticos, com dimensões de cerca de 0,3 mm, ora em finos grãos, constituindo agregados juntamente com biotita e granada. Entre esses grãos mais finos há muitos aciculares com aspecto idêntico ao da fibrolita, não se podendo afastar a hipótese da presença desse mineral na lâmina. De qualquer modo, é seguro que entre os grãos maiores tem-se apenas cianita e, se houver de fato sillimanita na rocha, ela é bastante subordinada em relação à cianita.

Os minerais opacos encontram-se dispersos em pequenos cristais entre os componentes essenciais. Muscovita-sericita é produto de transformação do plagioclásio ou ocorre entre os grãos dos minerais essenciais, sendo sempre pouco desenvolvida.

As relações texturais entre biotita, granada e cianita (* sillimanita ?) não são muito facilmente interpretáveis e, considerando-se o número reduzido de lâminas, qualquer defi-

nição a respeito de eventuais substituições envolvendo esses minerais é delicada. Aparentemente a fragmentação da granada e a formação dos agregados de finos cristais de alumino-silicatos é tardia na evolução da rocha, sendo provável que, afora essa transformação, talvez essencialmente dinâmica, a associação quartzo+plagioclásio+granada+cianita+biotita represente uma pa ragênese.

4.3 Gnaiss Cantão e Anfibolitos Associados

4.3.1 Gnaiss Cantão

A) Introdução

As principais características mesoscópicas e macros cópicas do Gnaiss Cantão foram descritas no capítulo preceden te. Foi mencionada, então, que esses gnaisses podem ser separa dos em dois grandes grupos. O primeiro deles, de natureza grano diorítica, tem granulação variando de fina a média, é constituí do essencialmente de quartzo, microclina e oligoclásio, tendo como minerais varietais a biotita e o anfibólio. A muscovita é rara e alguns cristais são de formação secundária, assim como a clorita. Titanita e epídoto são os principais acessórios, sendo acompanhados por apatita, opacos, zircão e allanita. O segundo grupo tem composição monzogranítica (eventualmente siadogranítica) e granulação fina a média nos tipos equigranulares, e médiana a grosseira nos tipos inequigranulares. Os minerais cons tituintes essenciais são quartzo, microclina e oligoclásio. A biotita é o mineral varietal, sendo por vezes acompanhada por quantidades expressivas de muscovita. A apatita é o principalmi neral acessório. Zircão, allanita e opacos são menos freqüen tes. Clorita e sericita-muscovita são minerais secundários que ocorrem com quantidades pequenas.

Foram selecionadas amostras representativas do con junto de gnaisses para estudo mais detalhado, incluindo a rea lização de análises modais. Os resultados dessas análises são fornecidos na Tab. 1 e foram lançados nos diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Streckeisen, 1976), (Fig. 23). Há uma nítida sepa ra

Tab. 1 - Composições Modais do Gnaísse Cantão (% vol.) Serra do Estrondo (GO)

Variedades	Ref.	Nº	Qz	Mic.	P1	Bt	Anf	Mv	Acess	Comp. P1 (An)
Anf.Bt Gnaísse Gra nodiorfíticos	FC-40	1	18,00	15,61	42,39	15,30	3,90	-	4,80	24-25
	FC-127	2	20,56	15,11	44,33	15,11	2,22	-	2,67	*
	FC-36	3	19,44	21,78	41,56	13,44	2,44	-	1,34	*
	FC-34	4	22,67	20,34	40,56	14,78	-	0,87	0,78	*
	FC-51	5	21,56	22,22	45,89	7,78	1,00	-	1,55	*
	Média		20,45	19,01	42,95	13,28	1,91	0,17	2,23	
Bt Gnaísse Mon zograníticos	AC-26	6	22,62	43,50	17,25	12,38	-	2,50	1,75	*
	FC-89	7	19,73	34,55	29,89	13,72	-	0,89	1,22	12-18
	FC-26	8	22,20	35,00	33,60	8,60	-	0,20	0,40	15-18
	FC-54	9	17,99	40,28	29,86	10,30	-	0,86	0,71	16-18
	FC-103	10	20,00	41,30	29,08	8,80	-	0,62	0,20	17
	Média		20,51	38,93	27,94	10,76	-	1,01	0,86	
Mv-Bt Gnaísse Mon zograníticos	FC-30	11	20,56	33,11	31,00	11,00	-	4,08	0,25	13-17
	FC-68	12	24,60	36,23	21,35	8,44	-	9,22	0,16	14-17
	FC-29	13	19,89	40,22	25,89	8,67	-	5,00	0,33	15-16
	Média		21,68	36,52	26,08	9,37	-	6,10	0,25	
Mv-Bt Gnaísse Sie nograníticos	FC-39	14	13,00	68,71	14,71	1,71	-	1,29	0,58	*
	AC-31	15	18,87	60,85	14,71	4,14	-	1,29	0,14	15
	Média		15,93	64,78	14,71	2,92	-	1,29	0,36	
Outros	AC-22A	16	23,00	30,60	35,80	9,80	-	0,60	0,20	*
	FC-44	17	20,83	51,17	25,17	2,83	-	-	-	14-16

* Amostras em que não foi possível determinar a composição do P1.

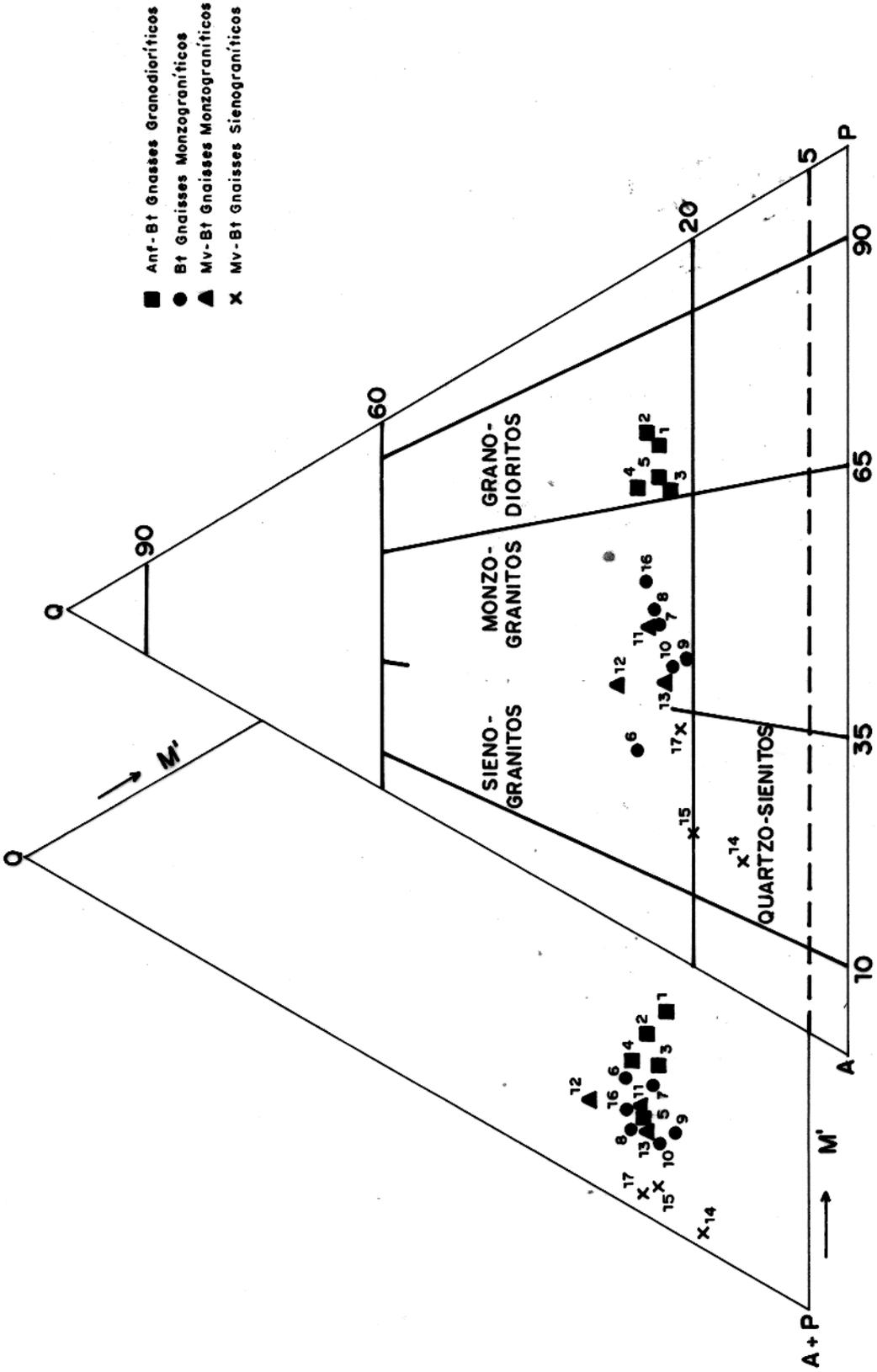


FIG. 23 - DIAGRAMAS TRIANGULARES Q-A-P E Q-(A+P)-M' (STRECKEISEN, 1976) MOSTRANDO A PROJEÇÃO DAS AMOSTRAS DO GNAISSE CANTÃO, SERRA DO ESTRONDO (GO).

ração entre os dois grandes grupos de gnáisses no que diz respeito a sua mineralogia. Os gnáisses granodioríticos são mais ricos em plagioclásio, biotita e em acessórios, além de conterem anfibólio. Por outro lado, os gnáisses graníticos são enriquecidos em microclina, contêm muscovita em proporções variáveis, chegando a aparecer como mineral varietal, e neles o anfibólio é totalmente ausente. Esse grupo pode ser subdividido em três subgrupos: biotita gnáisses monzograníticos, muscovita-biotita gnáisses monzograníticos e muscovita-biotita gnáisses sienograníticos (Tab. 11). Os dois primeiros subgrupos só diferem marcadamente na quantidade de muscovita. Os gnáisses sienograníticos são enriquecidos em microclina e empobrecidos em quartzo, plagioclásio e biotita. A amostra FC-44, embora não seja idêntica às rochas desse subgrupo, apresenta uma mineralogia bastante semelhante à observada nas mesmas. A amostra AC-22 A, que também não se enquadra perfeitamente em nenhum subgrupo, apresenta, por sua vez, maiores analogias com os biotita gnáisses monzograníticos.

As projeções dos pontos representativos das amostras no diagrama triangular Q-A-P (Fig. 23) mostram que aquelas constituintes do primeiro grupo incidem no campo dos granodioritos, ao passo que as do segundo caem nos campos dos monzogranitos e sienogranitos. Percebe-se que os biotita gnáisses monzograníticos e muscovita-biotita gnáisses monzograníticos não acusam nenhuma separação nítida nesse diagrama (a amostra AC-22 A também situa-se no campo dos monzogranitos). A amostra FC-39 incide no campo dos quartzo-sienitos. A outra amostra desse subgrupo (AC-31) é locada no limite desse campo com o dos sienogranitos. Finalmente a amostra FC-44, que tem comportamento mineralógico aproximado ao das demais amostras do subgrupo 3, incide no campo dos sienogranitos, às proximidades do limite com o dos quartzo-sienitos e monzogranitos. As análises modais sugerem que esse subgrupo represente uma transição dos gnáisses sienograníticos para os quartzo-sieníticos, sendo marcante, sobretudo, o seu enriquecimento em feldspato potássico. No entanto, as análises químicas dessas mesmas amostras (capítulo 5) revelaram composições graníticas e, por essa razão, preferiu-se designar esse subgrupo como gnáisses sienograníticos. A discrepância entre as análises químicas e modais pode ser expli

cável pela maior heterogeneidade dessas amostras (freqüentes concentrações de microclina), o que acarretaria uma menor representatividade da lâmina delgada examinada. Essa discrepância aparece igualmente no caso da amostra AC-26, que, embora incidindo no campo dos sienogranitos, mostra maiores afinidades químicas e mineralógicas com o grupo dos biotita gnaisses monzograníticos, tendo sido aí incluída.

Com relação aos minerais ferromagnesianos, verifica-se no diagrama Q-(A+P)-M' (Fig. 23) - M' corresponde a M menos a percentagem de muscovita na Tab. 1, que nos gnaisses granodioríticos suas percentagens são bem mais elevadas que nas demais rochas (em média mais de 15%). Os biotita gnaisses monzograníticos e muscovita biotita gnaisses monzograníticos se concentram no diagrama numa mesma região, com seus valores de M' variando entre 9 e 15%. Os primeiros, no entanto, possuem, em média, M' superior ao dos muscovita-biotita gnaisses monzograníticos. Os muscovita-biotita gnaisses sienograníticos e afins se destacam claramente no diagrama, em razão de seus baixos valores de M', sempre inferiores a 5%. A diminuição dos valores de M' é compensada pelo aumento do conteúdo relativo de feldspatos (A+P).

Observando-se em conjunto a distribuição dos pontos representativos dessas amostras no diagrama Q-A-P (Fig. 23), fica evidente um nítido "trend" de variação composicional, passando gradualmente de rochas granodioríticas para monzograníticas e sienograníticas. Esse aumento na razão feldspatos alcalinos/plagioclásio é acompanhado no diagrama Q-(A+P)-M' pela diminuição dos valores de M' e aumento de (A+P).

B) Gnaisses Granodioríticos

Esses gnaisses exibem textura lepidogranoblástica, granulação variando de fina a média (em torno de 1 mm), apresentando esparsos megacristais de microclina. É nítida a orientação preferencial dos minerais, caracterizando uma foliação que corresponde à xistosidade S*1. Os contatos entre os minerais, principalmente plagioclásio e microclina, são poligonalizados, geralmente retilíneos, formando freqüentes pontos trí-

plices.

O quartzo apresenta-se em cristais xenoblásticos. Em geral estão fraturados e apresentam extinção ondulante. Ocorrem ainda na forma de "gotas" e de "vermes" contidos nos feldspatos, sendo as suas dimensões, nesse caso, de cerca de 0,1 mm (Fig. 24).

A microclina forma quase sempre cristais xenoblásticos e subidioblásticos de granulação fina (0,8 mm), porém desenvolve também alguns megacristais que podem alcançar 5 mm. O seu aspecto não varia em função da granulação. Exibe, de modo geral, seu típico maclamento albita-periclina e extinção ondulante. Os megacristais mostram, localmente, fraturas quase ortogonais à xistosidade S^*1 , que às vezes são preenchidas pelos mesmos minerais componentes da matriz. Em algumas ocasiões eles correspondem a agregados de cristais de microclina, cujo tamanho é similar ao dos cristais da matriz. Alguns deles contêm inclusões não orientadas de quartzo (Fig. 24) e plagioclásio.

O plagioclásio apresenta-se em cristais xenoblásticos e subidioblásticos, com geminações do tipo albita e albita-Carlsbad. A sua composição encontra-se quase sempre no domínio do oligoclásio cálcico (An_{21-25}), porém pode ser mais sódica (An_{15-18}). O zoneamento é raro e mal marcado. Quando pôde ser estudado, observou-se ser do tipo inverso (An_{22-25} nas bordas e An_{17-18} no centro). Com freqüência mostra o desenvolvimento de bordas albiticas descontínuas nos contatos com a microclina. Engloba, por vezes, cristais de quartzo com formas de "gotas" e "vermes", alguns dos quais se afinam em direção à borda do cristal de plagioclásio. Essa feição é observada apenas quando o plagioclásio encontra-se em contato direto com cristais de microclina. É comum mostrarem extinção ondulante e alguns cristais estão alterados incipientemente para sericita.

A biotita desenvolve lamelas subidioblásticas, que produzem seções grosseiramente retangulares. Apresenta pleocroísmo intenso, variando a sua coloração de marrom escuro e verde musgo (Z e Y) a castanho claro (X). Alguns cristais contêm inclusões de apatita, titanita, epídoto, zircão e allanita,



Fig. 24 - Megacrystal de microclina apresentando na sua borda texturas mirmequíticas e/ou afins. Notar os grãos de quartzo no interior da microclina. Hb-Bt Gnaissé Granodiorítico (Gnaissé Cantão)-FC-51-NX.

┌───┐
0,36mm

sendo que os dois últimos geram halos pleocróicos na biotita.

O anfibólio forma cristais prismáticos, ~~subidió~~ blásticos e xenoblásticos. Exibe pleocroísmo forte, variando de verde oliva (Z e Y) a verde amarelado pálido (X). Seu ângulo 2V oscila em torno de 20 a 30° e seu ângulo máximo de extinção, entre 20 e 28°. As propriedades ópticas observadas sugerem tratar-se de uma hornblenda hastingsítica ou de uma ferro-edenita (Leake, 1968).

Entre os acessórios, destacam-se titanita e epídoto, que podem ocorrer em quantidades superiores a 1% em algumas dessas rochas, e cujas dimensões são de cerca de 0,1 mm. Ora apresentam-se em agregados de cristais, ora estão dispersos entre os principais minerais. A titanita chega a formar cristais idióblásticos. Além desses, ocorrem zircão, allanita, apatita e opacos, todos como minúsculos cristais dispersos entre os demais minerais ou na forma de inclusões em feldspatos e biotita. A sericita e a clorita são secundárias. A primeira é produto de alteração dos plagioclásios e a segunda da biotita e anfibólio.

C) Gnaisses Graníticos

Mostram textura lepidó-granoblástica fina a média (em torno de 1 mm) nos tipos equigranulares, e ~~média~~ a grosseira naqueles inequigranulares onde, contrariamente aos gnaisses granodioríticos, os megacristais de microclina são bastante freqüentes e bem desenvolvidos (até 1,0 cm). Os gnaisses graníticos, tal como os granodioríticos, têm uma marcante foliação (S*1). Os contatos entre os minerais essenciais são retilíneos e poligonizados, sendo freqüentes os pontos tríplexes e as texturas em mosaico (Fig. 25). Os megacristais de microclina em forma de "augens" são muitas vezes contornados pelas lamelas de biotita e, raramente pelas de muscovita que compõem a xistossidade da rocha. Nesses casos, é comum, junto aos megacristais, o desenvolvimento de sombras de pressão, onde se concentram pequenos cristais de quartzo, microclina e plagioclásio (Fig. 26).



Fig. 25 - Microclina plagioclásio e quartzo apresentam do textura em mosaico e inúmeros pontos triplices. Mv-Bt Gnaiss Sienogranítico (Gnaiss Cantão) - FC-39.

┌──────────┐
3,6 mm

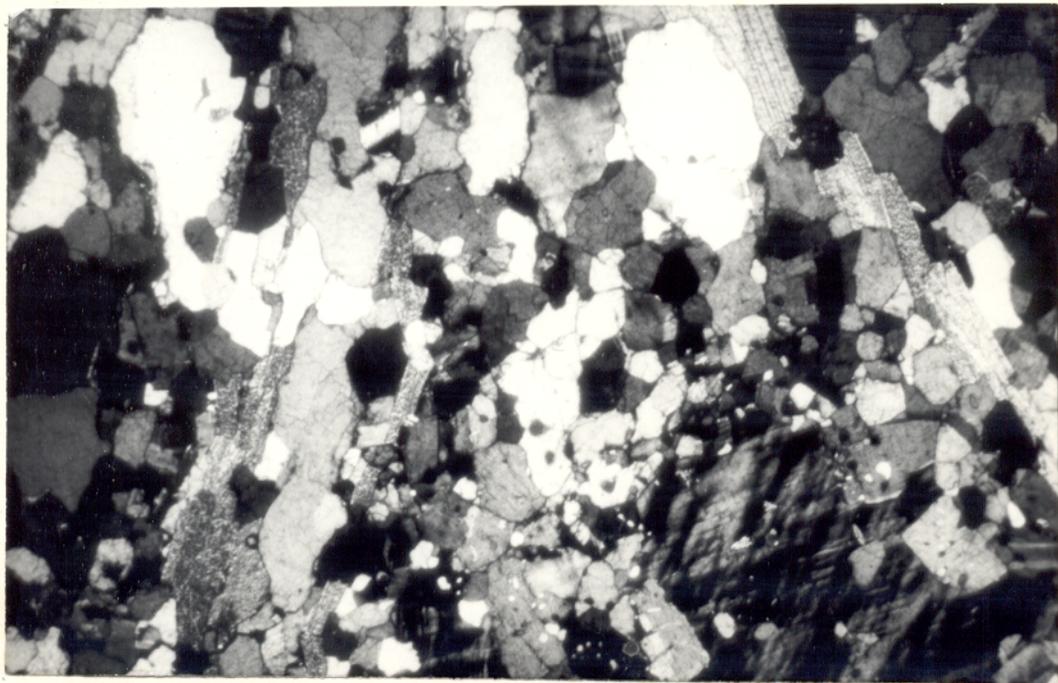


Fig. 26 - Parte de um megacristal deformado de microclina, em forma de "augen", observando-se o desenvolvimento de sombra de compressão (centro-superior) e a neoformação de cristais (centro-inferior). Mv-Bt Gnaissé Monzogranítico (Gnaissé Cantão) FC-29 A-NX.

┌──────────┐
3,6mm

O quartzo é encontrado geralmente na forma de cristais xenoblásticos, fraturados e com extinção ondulante. Ocorre também como "gotículas" (às vezes alongadas) inclusas em feldspatos, caracterizando mirmequita, (Figs. 27 e 28), em cristais poligonizados nas sombras de pressão (Fig. 26) e preenchendo fraturas existentes em alguns dos megacristais de microclina.

Os cristais de plagioclásio são xenoblásticos, sua geminação nem sempre é nítida e quando presente é segundo as leis da albita e albita-Carlsbad. Sua composição é de oligoclásio sódico, variando em diferentes amostras entre An_{14} e An_{19} . Alguns cristais apresentam zoneamento inverso e, nesse caso a composição do plagioclásio é de An_{17-18} nas bordas e An_{15-16} , às vezes até An_{10} no centro dos cristais. Os grãos adjacentes à microclina podem apresentar bordas albiticas (Fig. 28) e inclusões de quartzo na forma de "gotas" e "bastões" (Figs. 27 e 28). Cristais menores de plagioclásio podem ocorrer como inclusões nos megacristais de microclina.

A microclina desenvolve cristais xenoblásticos e subidioblásticos, muitas vezes poligonizados, quando constituintes da matriz ou de amostras equigranulares. Em geral apresentam extinção ondulante e o típico maclamento albita-periclina. Alguns dos cristais contêm "gotas" de quartzo. Os megacristais são subidioblásticos e podem atingir até 1,0 cm naquelas amostras cuja matriz é de granulação essencialmente média. Frequentemente apresentam-se deformados (achatados) e com fraturas inclinadas ou por vezes quase ortogonais à xistosidade S^*1 (Fig. 28), sendo que algumas delas acham-se preenchidas por alguns dos minerais que constituem a matriz da rocha. Os megacristais podem constituir-se, ainda, de um aglomerado de cristais menores de microclina, cujas dimensões são semelhantes às dos grãos da matriz. Alguns dos megacristais exibem intercrestamento pertítico, de forma variável e pouco abundante, e outros englobam cristais xenoblásticos de plagioclásio e quartzo.

A biotita apresenta-se como lamelas subidioblásticas que fornecem seções grosseiramente retangulares. Apresenta pleocroísmo intenso, variando de marrom escuro (Z e Y) a castanho bem claro (X). Algumas das lamelas contêm inclusões

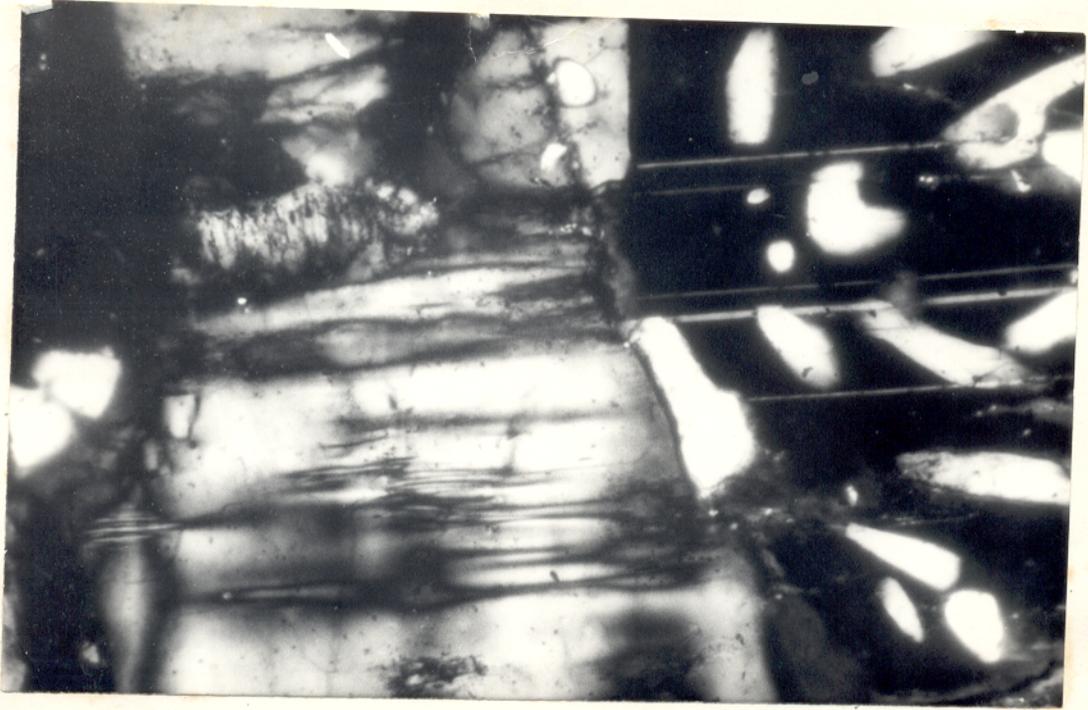


Fig. 27 - Intercrescimento do tipo mirmequítico entre
quartzo e plagioclásio no contato com micro
clina. Bt Gnaissé Monzogranítico (Gnaissé Can
tão) - FC- 29 B - NX -

┌───┐
0,36mm

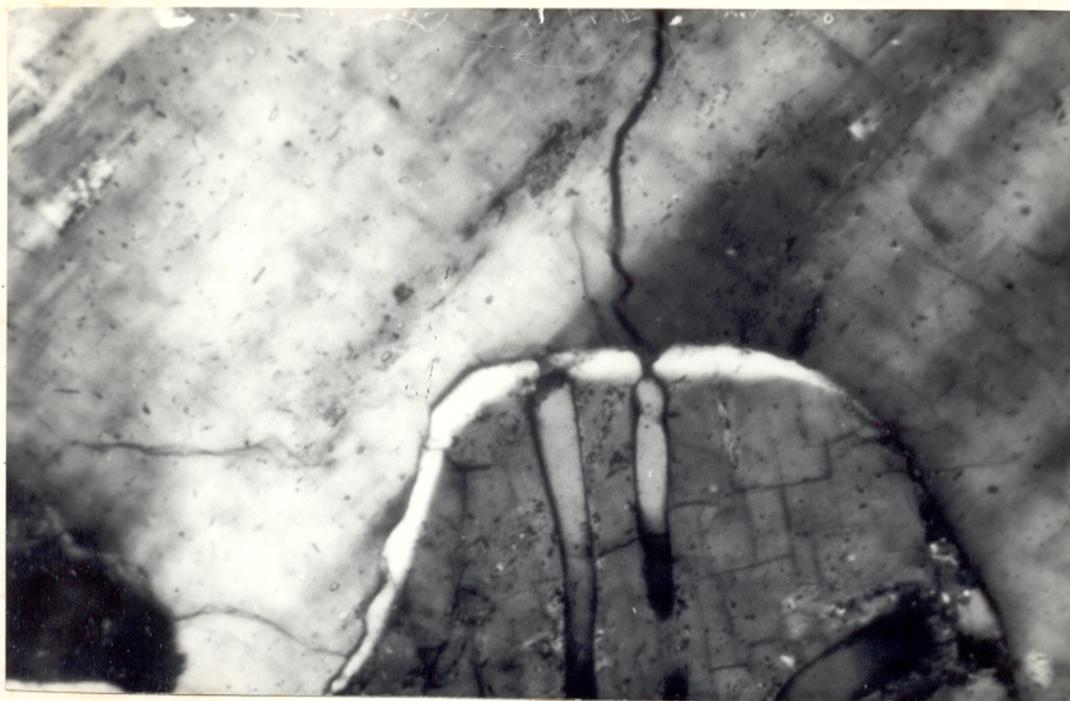


Fig. 28 - Desenvolvimento de auréola albitica no contato entre microclina e intercrescimento do tipo mirmequítico, envolvendo quartzo e plagioclásio. Mv-Bt Gnaiss Sienogranítico (Gnaiss Cantão) - FC - 31 - NX -

┌───┐
0,36mm

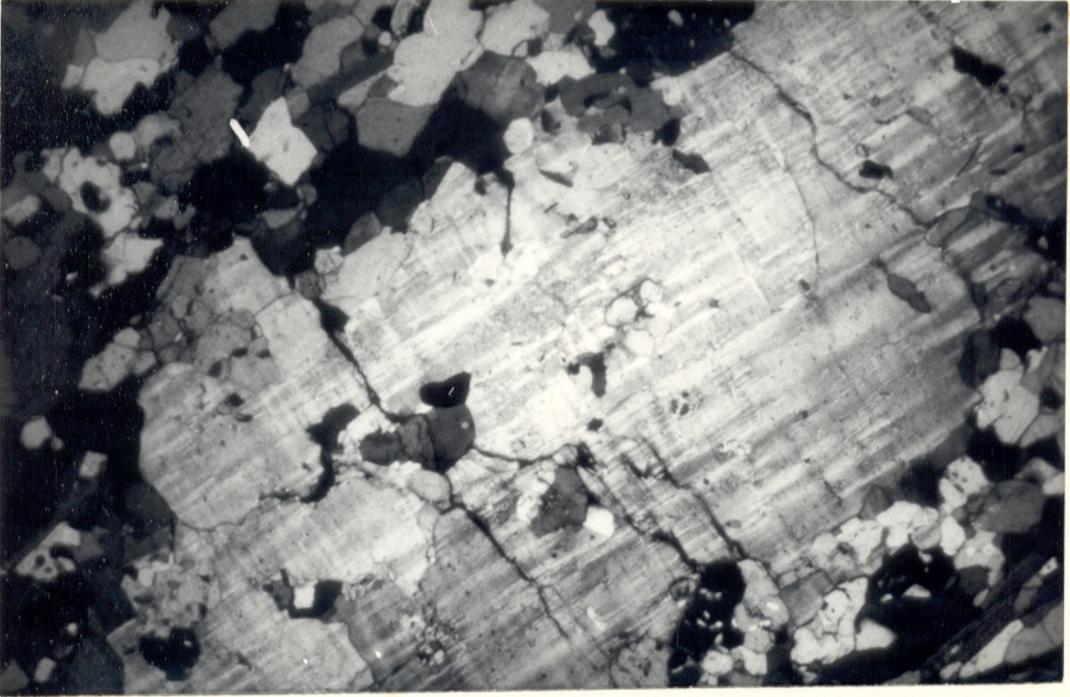


Fig. 29 - Megacrystal de microclina deformado intensamen-
te, com fendas de tensão e evidências de neo
formação de grãos menores nas suas bordas e
no seu interior. Bt Gnaiss Monzogranítico
(Gnaiss Cantão) - FC - 89 - NX -

┌───┐
3,6mm

de apatita, titanita, epídoto, allanita e zircão, sendo que es ses dois últimos geram halos pleocróicos na biotita.

As lamelas de muscovita são subidioblásticas e suas seções grosseiramente retangulares. Ocorrem preferentemente en tremeadas e fazendo contatos bruscos com as lamelas de biotita. A muscovita-sericita secundária, produto da transformação de plagioclásio e microclina, forma cristais xenoblásticos e sem orientação preferencial.

O principal mineral acessório nesse grupo é a apatita. Ela ocorre em cristais semi-arredondados de cerca de 0,1 mm, freqüentemente fraturados. Encontra-se, de preferência, in clusa em feldspatos e muscovita. Os demais minerais acessórios (titanita, epídoto, allanita e zircão) ocorrem dispersos entre os minerais essenciais ou inclusos nas micas. Em geral consti tuem menos de 1% da rocha, podendo, excepcionalmente, atingir 1,5% do total dos minerais.

D) Discussão dos Principais Aspectos Texturais Observados

Como foi mencionado anteriormente, as rochas que constituem o Gnaisse Cantão apresentam megacristais de microclina. Esses megacristais mostram evidências de deformação, encontrando-se geralmente achatados, orientados concordantemente à xistosidade S*1 e com fraturas perpendiculares ou inclinadas com relação à essa foliação. Zonas de sombra de pressão formaram-se nas adjacências de alguns deles, estando ocupadas por pequenos cristais de quartzo, microclina e, mais raramente, plagioclásio. Foram observados, também, alguns aglomerados de pequenos cristais de microclina, cujo conjunto forma esporádicos porfiroblastos.

A história deformacional dessas rochas deve ter sido iniciada com o desenvolvimento da foliação S*1. Simultaneamente os megacristais da microclina, interpretados como pré-existentes (fenocristais), foram orientados ao longo dos planos de achatamento. Para que essa orientação pudesse se desenvolver, deve ter ocorrido a rotação dos fenocristais, que tendiam a buscar posições mais estáveis, conforme é sugerido por

Debat et al. (1978), em seu estudo de ortognaisses da Montanha Negra (França). Por ocasião da deformação, os fenocristais foram achatados, fraturados (fendas de tensão), assumiram a forma de "augens" e desenvolveram-se sombras de pressão.

As texturas poligonizadas e em mosaico são apresentadas essencialmente pelos cristais xenoblásticos de plagioclásio e microclina, cujos contatos são retilíneos ou mesmo encurvados, formando pontos tríplexes. Spry (1969) discute os aspectos envolvidos na formação dessas feições, baseando-se em analogias com experimentos realizados com líquidos e no conceito de esforço de tensões interfaciais, durante uma recristalização. Conclui que as configurações dos limites dos cristais em equilíbrio durante o metamorfismo são formados por difusão, e que as texturas poligonizadas e os pontos tríplexes requerem, para o seu desenvolvimento, uma baixa energia superficial total. Bard (1980) considera a recristalização de um mineral no estado sólido como produto da difusão de partículas em decorrência da modificação das condições físico-químicas do sistema durante o metamorfismo. Ele destaca, também, que os pontos tríplexes são considerados como indicadores de equilíbrio físico perfeito entre os minerais que os apresentam e que se trata de uma configuração intergranular de alto nível de estabilidade, conforme as interpretações de metalurgistas (Bard, 1980 - p. 18).

Cristais de plagioclásio não zonados e outros com zoneamento inverso foram observados no Ganisse Cantão e também nos gnáisses do Complexo Colméia e nos xistos da Formação Xambioá. Smith (1974) reúne as observações existentes na literatura sobre vários tipos de zoneamento de plagioclásio. Ele considera que o zoneamento inverso simples é facilmente explicável através de crescimento dos cristais durante um metamorfismo progressivo (ocasião em que se formariam as texturas poligonizadas), seguido da sua persistência em condições metaestáveis durante uma fase de retrometamorfismo. O desenvolvimento de cristais de plagioclásio não zonados em rochas metamórficas é, segundo o mesmo autor, favorecido por um crescimento lento em condições constantes de temperatura e pressão em uma região de composição química relativamente uniforme. Smith (1974, p. 241) co

menta a esse respeito, um trabalho anterior de Barth em que esse último autor explica o zoneamento em plagioclásio metamórfico através de uma associação hipotética de feldspato potássico e plagioclásio. Segundo Barth, a distribuição do sódio entre os dois feldspatos muda com o aumento da temperatura, de forma que o plagioclásio torna-se relativamente mais cálcico e o feldspato potássico relativamente mais sódico. O aumento da temperatura causaria, assim, reações de troca (como por exemplo, saída de sódio do plagioclásio e sua entrada na estrutura da microclina, cujo potássio é captado pelas micas em formação), afetando inicialmente as zonas externas dos minerais. Os núcleos tenderiam igualmente a reequilibrar-se, mas como a difusão nos plagioclásios é muito lenta, em muitos casos ela não chegaria a homogeneizar os cristais que acusariam zoneamento inverso. Caso o processo se completasse, os cristais não mostrariam zoneamento. Barth (in Smith, 1974) considera, também, que o zoneamento inverso indica que o aumento da temperatura regional, durante um metamorfismo progressivo, pode ter sido suficientemente rápido a ponto de não permitir que algumas reações minerais, feitas por difusão lenta, tivessem tempo de se efetivarem.

É possível que durante o metamorfismo, tenham se formado alguns porfiroblastos de microclina consistindo de agregados de pequenos cristais, desse mineral, recristalizados. Uma outra hipótese é a de que esses agregados sejam gerados pela deformação muito intensa de fenocristais de microclina pré-existentes. Quanto aos cristais de microclina nas zonas de sombra de pressão, eles parecem ter sido englobados pelos fenocristais existentes, quando do crescimento blástico dos mesmos.

Já foi mencionado, também, a presença de minúsculos cristais de quartzo, com formas semelhantes a gotas e bastões, no interior de cristais de plagioclásio adjacentes aos de microclina (Fig. 24, 27 e 28). Esses grãos de quartzo ocorrem menos freqüentemente no interior de megacristais de microclina (Fig. 23). Texturas similares foram denominadas de "mirmequita tipo I" (Riederer, 1965, in Smith, 1974 - Fig. 20.6). Shelley (1973) descreve inclusões de quartzo, com aspecto de gotas, em oligoclásio de xistos quartzo-feldspáticos desprovidos de feldspato potássico, e considera tal feição como uma textura poiqui

loblástica.

Também são encontrados, no Gnaiss Cantão, grãos de quartzo no interior de cristais de plagioclásio em contato com megacristais deformados de microclina. Esses grãos de quartzo têm forma grosseiramente vermicular e convergem no sentido das partes mais internas do plagioclásio (Fig. 24). Essa textura é muito semelhante àquela referida como mirmequita bulbosa, no trabalho de Phyllips & Carr (1973 - Fig. 8 e 9).

Smith (1974) fez uma síntese das discussões referentes aos diversos tipos de intercrescimentos entre quartzo e feldspatos. Phyllips (1974) reviu a literatura concernente aos intercrescimentos mirmequíticos. A extensa variedade de feições referidas como tal levou-o a formular uma definição para a textura mirmequítica. Ele considera como mirmequita apenas o intercrescimento entre quartzo vermicular e plagioclásio sódico, estando esses dois minerais em contato com feldspato potássico ou substituindo-o pseudomorficamente. Chama atenção para o fato de que o intercrescimento ocorre entre cristais adjacentes de feldspato potássico e plagioclásio ou entre dois ou mais cristais adjacentes de feldspato potássico. Por seu turno, Smith (1974) adota uma definição mais ampla, não restringindo o uso do termo mirmequita apenas aos intercrescimentos entre quartzo e plagioclásio sódico. Ele seria igualmente aplicável para outros pares de minerais com texturas afins ou para plagioclásios cálcicos intercrescidos com quartzo.

Em virtude de ser uma feição presente em vários tipos de rocha, surgiram várias hipóteses para explicar a gênese da mirmequita. Smith (1974) discute os modelos de formação da mirmequita levando em conta os aspectos relativos à cristalização e composição química, bem como os fatores petrológicos. Considera que as mirmequitas do tipo quartzo-plagioclásio, desenvolvidas nos contatos entre feldspato potássico e plagioclásio, são explicadas principalmente por exsolução. Phyllips (1974) discute as hipóteses para explicar a gênese da mirmequita que englobou em: (I) cristalização direta ou simultâneas de quartzo e plagioclásio; (II) substituição de feldspato potássico por plagioclásio; (III) substituição de plagioclásio por feldspato

potássico; (IV) exsolução no estado sólido; (V) recristalização de quartzo envolvido por plagioclásio blástico; (VI) combinação de algumas das hipóteses anteriores. Ele enumera as vantagens da hipótese de exsolução sobre as demais e, em função disso, a considera como a mais lógica. Vidal (1978) discute a formação de mirmequita na borda de megacristais deformados de feldspato potássico em ortogneisses, num contexto, portanto, muito semelhante ao do Gnaiss Cantão. A não proporcionalidade entre a quantidade de quartzo e o teor de anortita do plagioclásio contidos na mirmequita, levaram-no a descartar a hipótese de exsolução para explicá-la. Ele adotou, como alternativa, uma hipótese envolvendo um mecanismo misto, combinando substituição do feldspato potássico por plagioclásio com englobamento simultâneo de grãos de quartzo da matriz. Esse mecanismo estaria intimamente ligado à deformação dos gnaisses e, mais particularmente, dos megacristais e não seria aplicável em outras condições (por exemplo, em rochas magmáticas pouco deformadas). A hipótese de Vidal (1978) parece aplicável no caso do Gnaiss Cantão, embora estudo mais detalhado se faça necessário para testá-la.

4.3.2 Anfibolitos

Essas rochas exibem textura nematoblástica ou grano-nematoblástica e, quase sempre, granulação média (localmente fina). É marcante a orientação preferencial apresentada pelos seus minerais essenciais, definindo uma foliação concordante com a xistosidade S*1. Somente em uma das amostras estudadas, essa foliação apresenta-se muito incipiente. É frequente os minerais essenciais exibirem contatos poligonizados retilíneos, às vezes levemente encurvados, e definir pontos triplícies, embora boa percentagem dos cristais de hornblenda apresentem-se mal terminados ou com contornos irregulares (dentedos). As associações minerais identificadas nessas rochas são as seguintes (minerais essenciais): hornblenda + clinopirixênio + plagioclásio + epídoto; hornblenda + plagioclásio + clinopir^oxênio + granada + epídoto e hornblenda + plagioclásio + granada + epídoto. Além desses minerais, essas rochas podem apresentar como acessórios

titanita, quartzo, opacos, zircão, biotita e, muito restritamente, allanita e carbonatos.

O anfibólio apresenta-se em cristais prismáticos subidioblásticos bem orientados e o seu tamanho na maioria das amostras varia de 1 mm até 2 mm, podendo medir, localmente, até 5 mm. Perfaz cerca de 50% dos minerais, mas pode atingir até 65%. Apresenta pleocroísmo forte, variando suas cores de verde abacate (Z e Y) a verde pálido (X). O seu ângulo $2V$ situa-se em torno de 60° , e o seu ângulo de extinção varia em torno de 35° . Levando em consideração essas características, o anfibólio pode ser classificado como hornblenda, embora haja outras possibilidades (magnésio hastingsita?). Nos contatos de "agregados" de plagioclásio (de contornos irregulares), granada e epidoto com anfibólio desenvolvem-se, muitas vezes, pequenos cristais de um mineral máfico colorido, de difícil identificação, mas que representam, possivelmente, terminações denteadas do anfibólio (Fig. 30).

O plagioclásio ocorre em cristais mal definidos e de contornos irregulares. Em algumas amostras, onde o registro de deformação é muito débil (foliação tenuamente definida), o plagioclásio apresenta-se em cristais subidioblásticos, cujas dimensões são ligeiramente menores que 1,0 mm. O conteúdo médio total do plagioclásio é de cerca de 20%, podendo aproximar-se dos 30% em algumas rochas. Em geral seus cristais mostram extinção ondulante e, só localmente, apresentam maclas nítidas, o que dificultou a determinação de sua composição. Nos raros cristais com maclas albita e albita-Carlsbad, obteve-se andesina sódica (An_{31-38}). Considerando as similaridades mineralógicas apresentadas pelas rochas estudadas, essa composição foi considerada representativa para o conjunto de amostras. Plagioclásios zonados também são raros e, quando presentes, não foi possível determinar suas variações composicionais.

O piroxênio forma cristais prismáticos, subidioblásticos ou xenoblásticos, de dimensões que variam de 0,5 mm nas variedades de granulação fina, até 2 mm naquelas mais grossas. Totaliza até cerca de 17% dos minerais, mas pode estar presente em quantidades bem mais reduzidas (em torno de 1%).

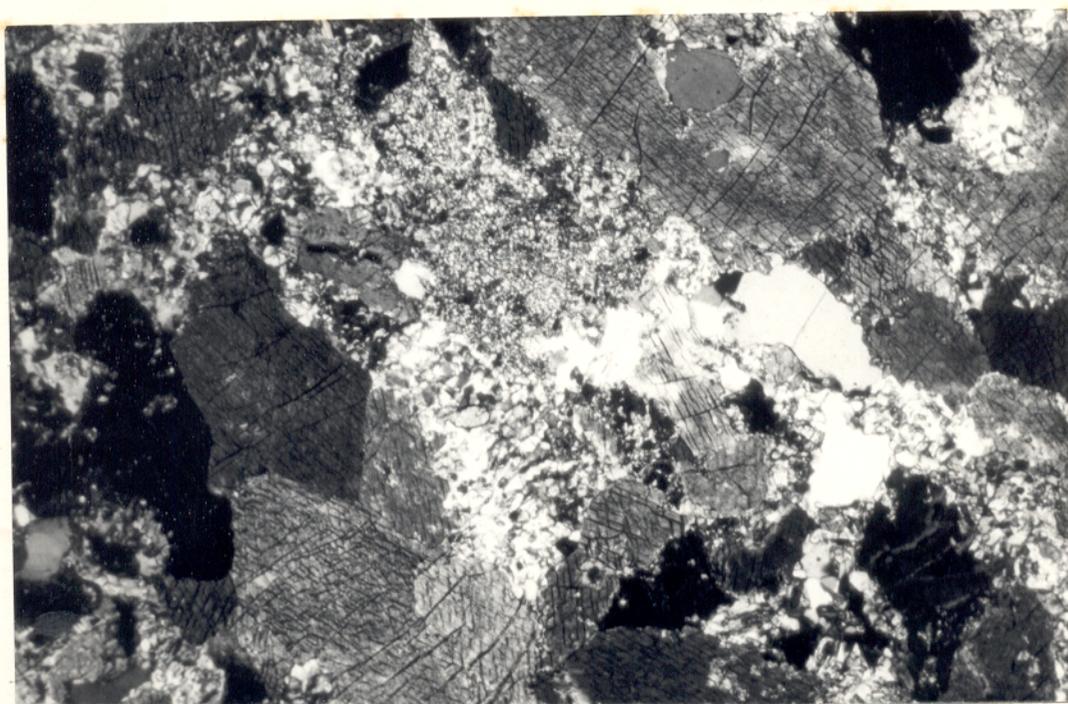


Fig. 30 - Cristais de plagioclásio com contornos irregulares (porção centro-direito) associados com epídoto e granada. Eles acham-se em contato, também, com cristais bem desenvolvidos de anfibólio (porção superior e inferior) e com aqueles menores semelhantes a dentes (centro-superior (Anfibolito). FC - 98 - NX.

┌───┐
0,72mm

Em geral os cristais de piroxênio acham-se em contato com plagioclásio, anfibólio e epidoto (Fig. 31). Em algumas ocasiões eles encontram-se envoltos pelas terminações denteadas do anfibólio e por plagioclásios de contornos irregulares, caracterizando, às vezes, texturas semelhantes a coroas. Nesses casos os contatos entre esses minerais são difusos. Os cristais de piroxênio, embora em alguns casos exibam coloração verde clara, não têm pleocroísmo. Apresentam ângulo $2V$ oscilando entre 55 a 60° , sinal óptico positivo, alongação positiva e ângulo de extinção de 42° . Em função de tais características, foi classificado como diopsídio (Deer et al., 1966).

Os cristais de granada são em geral subidioblásticos, mas ocorrem também na forma idioblástica, ou mesmo xenoblástica. Seu tamanho não é muito variado (em média $0,5$ mm) e suas proporções na rocha são geralmente de cerca de 10% , raramente alcançando 20% dos minerais. Acham-se ausentes em algumas amostras, observando-se que, nesses casos, o plagioclásio apresenta-se em cristais com formatos regulares e maclas bem definidas. De modo geral, a granada ocupa áreas nas quais há o domínio de plagioclásio com contornos irregulares (Fig. 32). Aí os cristais de granada são preferentemente xenoblásticos, intensamente fraturados e associam-se, sistematicamente, com epidoto. Outros cristais subidioblásticos e idioblásticos de granada encontram-se no interior de cristais maiores de hornblenda, encontrando-se, entre esses dois minerais, o plagioclásio de contornos irregulares. Ocasionalmente a granada engloba grãos de anfibólio e plagioclásio, que não se mostram orientados.

O epidoto apresenta-se em cristais xenoblásticos, de granulação fina (inferior a $0,2$ mm), formando agregados que se concentram, preferencialmente, nas áreas de ocorrência do plagioclásio, conjuntamente com a granada (Fig. 32). Ocorrem ainda cristais maiores em forma de colunas, cujo tamanho médio é de $0,4$ mm. Embora esteja ausente em algumas amostras, uma das quais portadora de cristais subidioblásticos e bem maclados de plagioclásio, o epidoto constitui, em média, 8% do total dos minerais. Em geral, apresenta birrefringência moderada (amarelo pálido), no entanto em algumas amostras predomina um epído

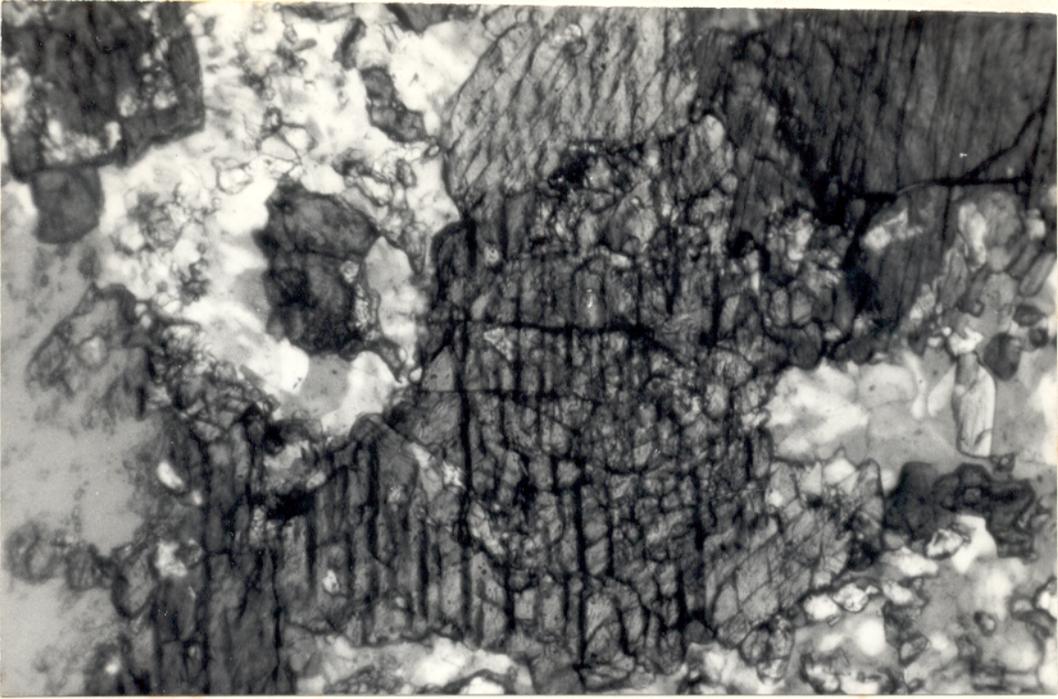


Fig. 31 - Cristais de diopsídio em contato com plagioclásio de contornos irregulares, anfíbolio e epidoto (Anfibolito) AC - 22 B- NX.

┌──────────┐
0,36mm

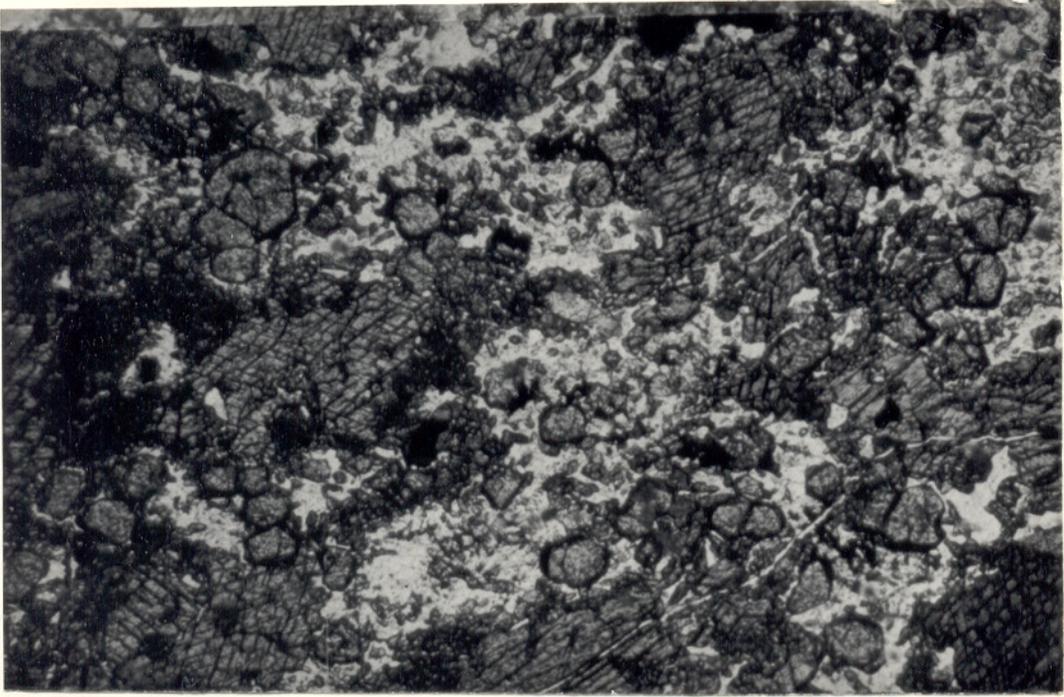


Fig. 32 - Cristais de granada e epídoto associados com cristais de plagioclásio de contornos irregulares. (Anfibolito) AC - 36 A - LN


0,72 mm

to com baixa birrefringência (cinza e cinza azulado). O seu ângulo 2V varia, sendo maior que 70° em alguns cristais e em torno de 50° em outros. Essas propriedades do epidoto indicam que se trata de zoisita ou clinzoisita.

O principal mineral acessório nessas rochas é a titanita. Ela forma cristais xenoblásticos e, raramente, subidoblásticos. Seus tamanhos variam de 0,1 até 1,5 mm, e seu teor máximo é de aproximadamente 2% dos minerais da rocha. Quartzo, zircão, opacos e biotita, além de esporádicos cristais de allanita e carbonatos, são os demais minerais acessórios. O quartzo costuma ocorrer em cristais pequenos (0,5 mm), formando agregados associados ao plagioclásio. Os demais são de dimensões diminutas (0,1 mm) e encontram-se disseminados entre os minerais essenciais.

4.4 Super Grupo Baixo Araguaia

4.4.1 Grupo Estrondo

A) Formação Morro do Campo

Com base na classificação fornecida por Winkler (1977, apêndice), essa unidade pode ser subdividida em três grupos de rochas, com passagens transicionais entre si. O primeiro e mais basal deles compõe-se de quartzitos e quartzitos com muscovita. Com o aumento da quantidade de filossilicatos (mais de 20%), passa a muscovita-quartzo xistos, representando o segundo grupo, que, de maneira descontínua mas regional, pode conter significativas quantidades de biotita e, principalmente, grafita, caracterizando, assim, o terceiro grupo. As paragêneses verificadas no primeiro, afora os minerais acessórios, são: quartzo+muscovita e quartzo+muscovita+(biotita). Nos demais grupos encontraram-se quartzo+muscovita+(biotita) e quartzo+muscovita+biotita+grafita. No segundo grupo tem-se, localizadamente, quartzo+muscovita+biotita+microclina.

Os muscovita-quartzo xistos, tanto aqueles portadores como os desprovidos de grafita, apresentam grandes similaridades petrográficas, sendo a grafita a única grande diferença e

xistente entre eles. Em virtude disso, esses dois grupos serão descritos em conjunto, ressaltando-se porém algumas pequenas particularidades que dizem respeito, principalmente, às percentagens dos minerais presentes.

A ausência de feldspatos, mais particularmente de plagioclásio, nos três grupos de rochas individualizados na Formação Morro do Campo, é de significativa importância petrográfica, pois constitui uma marcante diferença entre essas rochas e as que integram a Formação Xambioá.

. Quartzitos e Quartzitos com Muscovita

Exibem textura granoblástica fina e os tamanhos dos cristais variam de 0,2 até 0,9 mm. Raramente alguns cristais de quartzo atingem dimensões maiores (entre 1,0 e 1,5 mm) característicos de granulação média. De modo geral, os minerais dessas rochas mostram-se orientados. Exibem contatos poligonizados, encurvados ou retilíneos, e formam pontos tríplices. Os quartzitos são compostos essencialmente por quartzo e por alguns acessórios (opacos). Nas demais rochas, além do quartzo, tem-se muscovita e os minerais acessórios, que são turmalina, opacos e, esporadicamente, zircão. Em algumas amostras é evidente a alternância (não freqüente) de finos leitos compostos por cristais de quartzo com dimensões até 5 mm, com outros à base de muscovita e acessórios. Em amostras de quartzito, observam-se grãos maiores de quartzo envolvidos por agregados de minúsculos grãos de um mineral de quartzo com aspecto semelhante a "chert", possuindo, às vezes, material ferruginoso associado. As evidências texturais indicam que se trate, possivelmente de incipiente silicificação da rocha.

O quartzo é xenoblástico e constitui mais de 95% dos minerais nos quartzitos. Essa elevada percentagem torna-se um pouco mais reduzida (85%) nas amostras portadoras de muscovita. Os cristais apresentam freqüentes fraturas e extinção ondulante, e, algumas vezes, são portadores de inclusões de opacos. Em uma das amostras, onde a recristalização é incipiente e a orientação preferencial não existe, o quartzo exhibe linhas de crescimento autigênico preservadas.

A muscovita ocorre em cristais subidioblásticos, fornecendo seções ripiformes e, mais raramente, retangulares. Sua percentagem média é de aproximadamente 5% e seus valores máximos atingem de 10 a 15%. Ocorre, em geral, de modo disperso entre os cristais de quartzo, mas pode também se concentrar formando níveis que se alternam com aqueles quartzosos.

Os minerais acessórios formam cristais menores que 0,3 mm e encontram-se dispersos entre os demais minerais. Além daqueles mencionados anteriormente, a biotita está presente, embora em apenas poucas amostras.

. Muscovita-Quartzo Xistos e Biotita-Muscovita - Quartzo Xistos com Grafita

Exibem textura lépido-granoblástica fina e são formados por cristais cujos tamanhos variam de 0,3 a 0,7 mm. Os minerais constituintes definem uma foliação correspondente à superfície S2 do Grupo Estrondo. Os contatos entre os minerais são poligonizados retilíneos e, menos frequentemente, encurvados, formando pontos tríplices. Os muscovita-quartzo xistos são compostos pelos minerais que dão nome à rocha, e pelos acessórios (turmalina, opacos e, localmente, rutilo). A biotita também pode ocorrer, porém como um mineral acessório, enquanto que a microclina aparece somente em uma amostra. A biotita está ausente em apenas uma das amostras portadora de grafita (onde é mais abundante), mostrando sua maior afinidade com essa variedade.

O quartzo apresenta-se geralmente em cristais xenoblásticos finos (0,4 a 0,6 mm), porém em uma das amostras são encontrados cristais com até 4 mm, formando níveis monomineralícos de granulação média, que se alternam com aqueles compostos por quartzo (granulação fina) e muscovita. Totaliza cerca de 50% dos minerais, sendo um pouco menos freqüente na amostra de muscovita-quartzo xisto portadora de microclina. Em geral os seus cristais exibem extinção ondulante, contêm inclusões esporádicas de opacos e alguns apresentam intenso fraturamento.

A muscovita forma lamelas subidioblásticas, que pro

duzem seções grosseiramente retangulares. Perfaz mais de 20% dos minerais, sendo um pouco mais abundante nas amostras portadoras de grafita. Algumas de suas lamelas englobam grãos de opacos. Em geral a biotita está associada a ela e ambas acham-se orientadas.

A biotita desenvolve lamelas subidioblásticas, formando seções aproximadamente retangulares, pouco alongadas e atingindo, no máximo, 0,5 mm. Encontra-se sempre em quantidades inferiores a 4% do total dos minerais. Seu pleocroísmo é forte, variando de marrom avermelhado (Z e Y) a marrom claro (X).

Quando presente, a grafita ocorre em finas lamelas disseminadas entre as de muscovita e biotita, e orientadas de maneira semelhante a elas. O seu tamanho pode atingir 0,4 mm e sua percentagem é variável, podendo representar no máximo 25% dos minerais constituintes das rochas.

Turmalina e opacos são os minerais acessórios sempre presente. Em uma única amostra encontrou-se rutilo. Ocorrem disseminados entre os minerais principais, sendo que alguns dos opacos acham-se inclusos na muscovita e, principalmente quartzo.

A microclina ocorre em uma única amostra de muscovita-quartzo xisto. Apresenta-se em cristais xenoblásticos menores que 0,8 mm e, em raras ocasiões, como grãos subidioblásticos. Constitui 10 a 15% do total dos minerais da rocha. De modo geral, exhibe a sua típica geminação albita-periclina.

A foliação (S2) caracterizada nesses xistos, encontra-se, por vezes, deformada. Foi afetada por microdobramentos que formam dobras milimétricas, fechadas, assimétricas, com leve espessamento apical, orientadas obliquamente à superfície deformada. Essas dobras podem representar as dobras F4 (dobras de crenulação) registradas nas rochas do Grupo Estrondo.

B) Formação Xambicã

As rochas constituintes dessa unidade revelam va

riações mineralógicas expressivas, podendo ser divididas em três grupos. O primeiro deles, predominante na unidade, é formado por mica xistos compostos essencialmente por biotita, muscovita, quartzo e plagioclásio. O segundo grupo é muito similar ao anterior, diferindo dele apenas pela presença de granada. Esse grupo é individualizado do anterior sobretudo para destacar a ocorrência de granada, tendo em vista a importância que a mesma adquire nas discussões relativas ao metamorfismo. São, no entanto, muito semelhantes nos demais aspectos petrográficos, daí serem ambos descritos conjuntamente. O terceiro grupo engloba xistos ricos em calcita e mármores que são descritos separadamente. A distribuição espacial desses três grupos pode ser visualizada na Fig. 33.

Deixando-se de lado os minerais acessórios, as associações mineralógicas presentes nos primeiro e segundo grupos são, respectivamente: quartzo+plagioclásio+biotita+muscovita+epídoto+(microclina) e quartzo+plagioclásio+biotita+muscovita+granada. Nos mica-plagioclásio-quartzo-calco xistos identificaram-se as seguintes associações: quartzo+plagioclásio+calcita+muscovita+biotita, quartzo+plagioclásio+epídoto+calcita+granada+biotita+muscovita e quartzo+plagioclásio+muscovita+cianita+calcita+epídoto+biotita. No mármore ocorrem, além da calcita, quartzo, plagioclásio e fengita.

Os plagioclásio-quartzo mica xistos dos dois primeiros grupos possuem sempre percentagens elevadas de quartzo, plagioclásio e biotita (em média iguais ou superior a 20%), minerais esses presentes sistematicamente em todas as amostras. As percentagens de biotita são geralmente mais elevadas que as dos minerais félsicos citados. A muscovita apresenta percentagens muito variáveis, desde valores inexpressivos até 50%. A microclina, quando presente, não é muito abundante. As percentagens de epídoto são muito variáveis, embora nunca muito elevadas. Observou-se que nas amostras do grupo dois, portanto contendo granada, o epídoto acha-se ausente ou ocorre em pequenas quantidades.

Nos calco xistos do terceiro grupo, a calcita perfaz geralmente 35 a 40% da rocha, embora sua percentagem pos

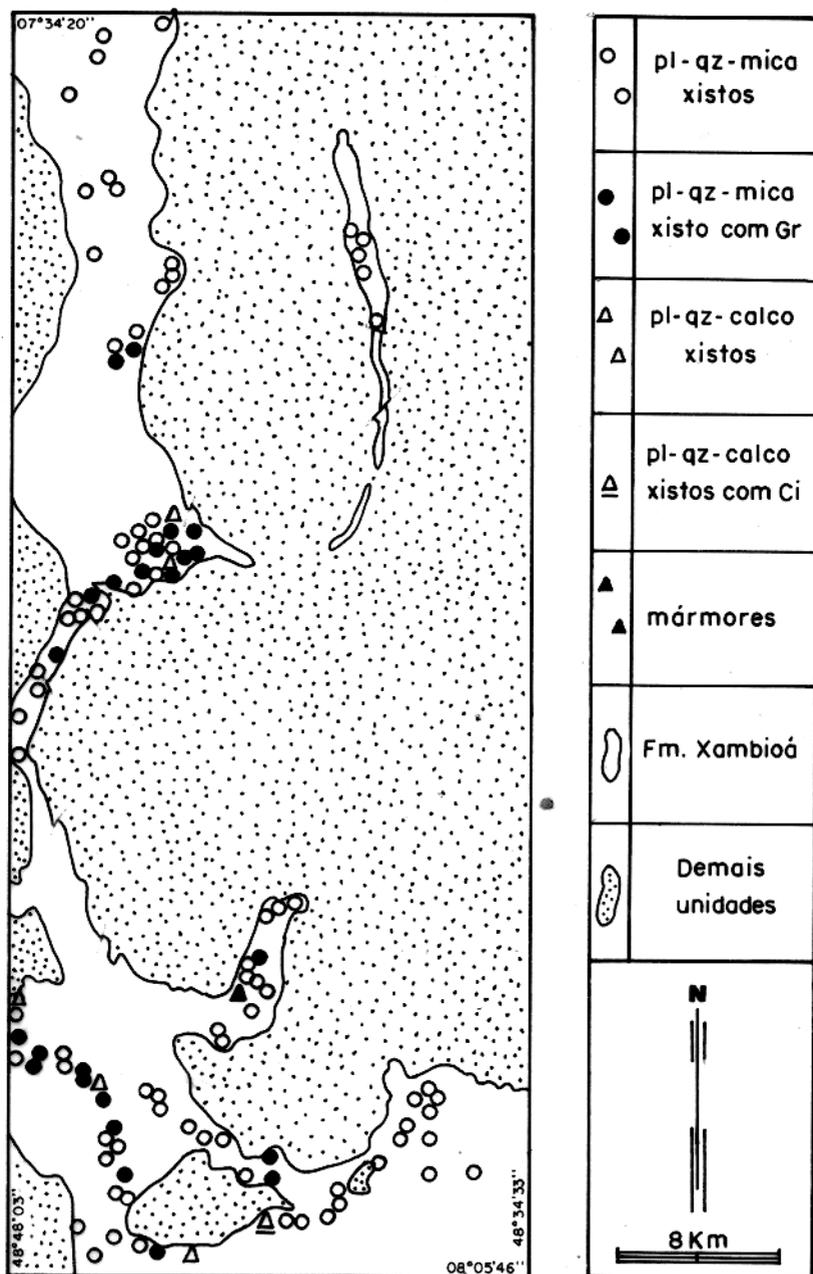


FIG. 33 - DISTRIBUIÇÃO AREAL DAS VARIEDADES LITOLÓGICAS DA FORMAÇÃO XAMBIOÁ, NO EXTREMO NORTE DA SERRA DO ESTRONDO (GO).

sa cair até um mínimo em torno de 10%. As micas (biotita e muscovita) são bem menos abundantes que nos mica xistos. Nas amostras em que elas são mais freqüentes, costumam concentrar-se em níveis que se alternam com aqueles ricos em calcita. O plagioclásio também é um constituinte essencial desses calcos xistos (em torno de 20%), estando presente em todas as amostras estudadas. A presença da cianita foi observada numa única amostra desse grupo. Em apenas duas amostras ocorre granada, associada ou não ao epídoto.

. Plagioclásio-Quartzo-Mica Xistos e Plagioclásio-Quartzo-Mica Xistos com Granada

Essas rochas exibem textura grano-lepidoblástica ou lepidoblástica, e granulação geralmente fina (em torno de 0,7 mm), embora alguns minerais possam localmente apresentar granulação média. Observa-se que os contatos entre os minerais essenciais são poligonizados retilíneos (principalmente) e encurvados, formando pontos tríplices. É bem marcante a orientação preferencial dos seus minerais, caracterizando uma foliação que corresponde à xistosidade S2 do Grupo Estrondo. As lamelas de biotita e muscovita são as principais responsáveis pela foliação, embora cristais de quartzo, plagioclásio e, eventualmente, microclina também se acham orientados em muitas lâminas. Microporfiroblastos de granada, quando presentes, encontram-se contornados pela foliação S2 (Figs. 34 e 36). As constantes inclusões nesses microporfiroblastos definem, por vezes, uma foliação interna (Si). Nos plagioclásios essas inclusões orientadas são geralmente de minúsculos cristais, entre os quais predominam rutilo, turmalina, opacos e zircão (Fig. 35), sugerindo uma possível vinculação entre os mesmos e antigos níveis de minerais pesados dos sedimentos pré-metamorfismo (?). Também se observam, no plagioclásio, inclusões orientadas de quartzo, apatita, muscovita e biotita. A foliação definida por ambos os tipos de inclusões (Si), é correlacionada à foliação S1. Nas granadas as inclusões são sobretudo de plagioclásio e quartzo, ocorrendo ainda muscovita, turmalina, epídoto (?) e biotita. As relações Si x Se (Se=xistosidade S2) são quase sempre dis

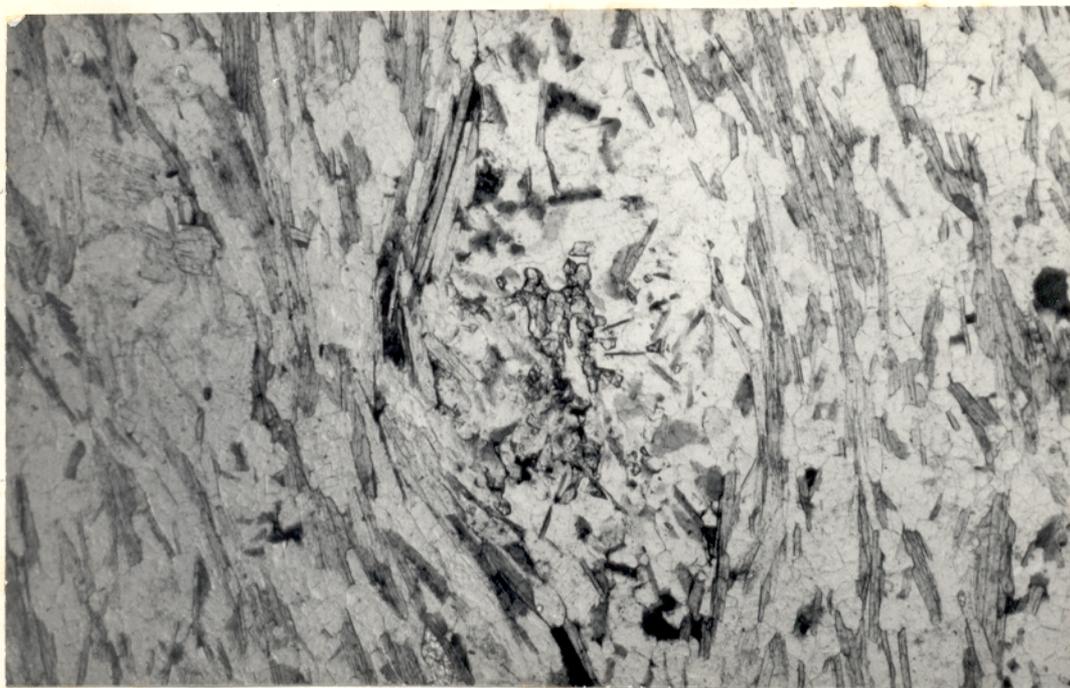


Fig. 34 - Cristal xenoblástico de granada envolvido pe
la xistosidade regional S2 do Grupo Estrondo.
(Pl-Qz-Mica Xisto com granada) AC - 28 - LN.

┌───┐
0,72mm

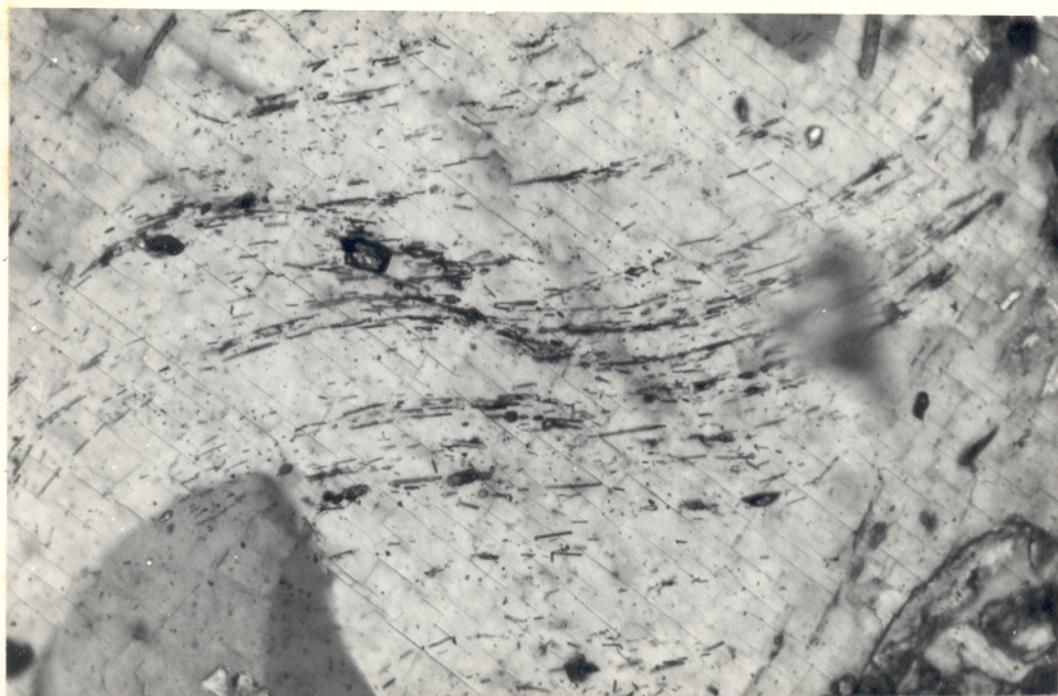


Fig. 35 - Inclusões com aspecto sigmoidal em micropor_ofiroblasto de plagioclásio, definindo uma fo_oliação S₁, correlacionada com S₁ do Grupo Es_otrondo. (Pl=Qz=Mica Xisto) FC - 04 - NX.

0,36 mm

cordantes e o ângulo entre S_1 e S_2 pode ser superior a 70° . Em certas amostras, S_2 truncou o prolongamento de S_1 (Fig. 36 - comparar com Fig. 26b de Spry, 1969). É muito comum a xistosidade interna apresentar formas sigmoidais e caracterizar texturas helicíticas (Spry, 1969; Bard, 1980) (Figs. 35 e 36). Em raras amostras, há cristais não rotacionados de granada - por vezes idioblásticos e orientados concordantemente com a xistosidade S_2 - que englobam lamelas de biotita e muscovita que por certo devem representar a foliação S_2 .

A foliação S_2 é afetada por dobras isoclinais, micrométricas (Fig. 37), por vezes associando-se a elas o desenvolvimento de uma nova superfície (S_3), que é constituída por lamelas finas e alongadas de biotita e muscovita. Localmente, essa superfície S_3 forma um ângulo de 45° com a xistosidade regional (Fig. 38).

A biotita apresenta-se em lamelas subidioblásticas (em torno de 0,6 mm) que fornecem seções grosseiramente retangulares. Constitui, em média, 35% do total dos minerais, podendo atingir 55 a 60% em algumas amostras. As suas percentagens mínimas situam-se em torno de 10%, valores esses raros. De modo geral, exhibe pleocroísmo forte, que varia de marrom ou raramente marrom esverdeado (Z e Y) a castanho claro (X). Em algumas seções delgadas o pleocroísmo da biotita é menos acentuado, variando de verde (Z e Y) a verde pálido (X). Frequentemente a biotita contém inclusões de zircão, allanita (ambos circundados por halos pleocróicos), apatita, epidoto e opacos. Em raras ocasiões, a biotita acha-se entremeada com lamelas de clorita, possivelmente secundárias (?). Lamelas (de biotita) relativamente bem desenvolvidas (1 mm ou mais) e largas são encontradas esporadicamente, apresentando em geral orientações oblíquas ou ortogonais àquelas das demais micas (S_2). As características ópticas dessas lamelas de biotita não diferem, no entanto, daquelas que definem a xistosidade S_2 .

A muscovita tem forma e dimensões similares às da biotita. Suas proporções na rocha são muito variáveis, indo de 0% a 50%, podendo-se estimar um valor médio em torno de 10%. Nas amostras onde é mais abundante, a muscovita associa-se com

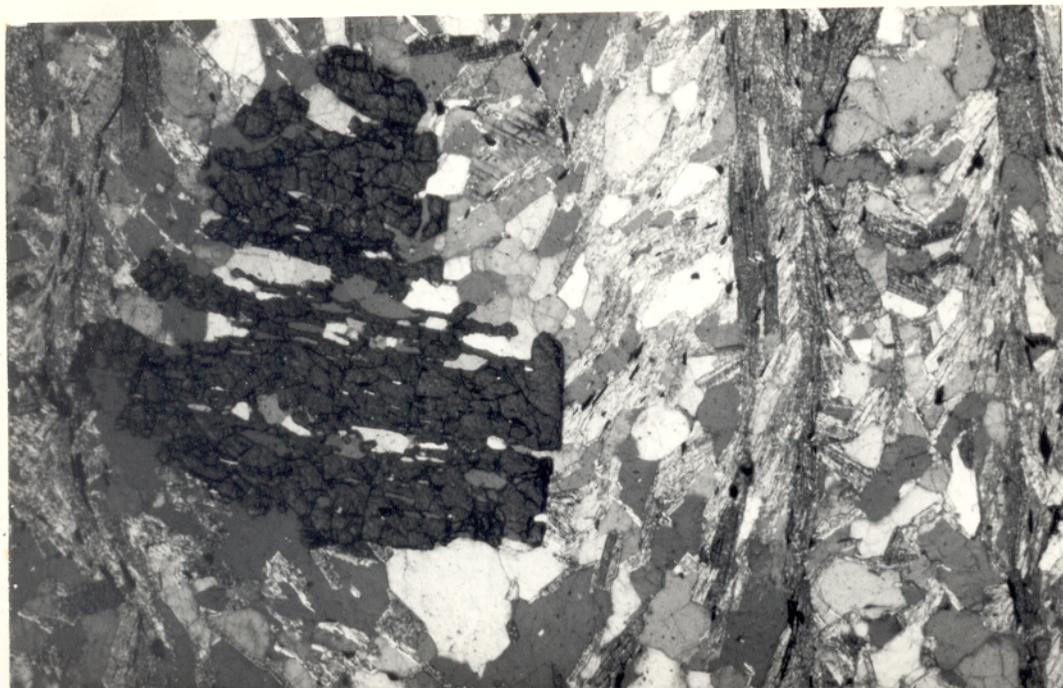


Fig. 36 - Microperthroblasto de granada com inclusões de quartzo, orientadas de modo a formar uma foliação Si. O prolongamento de Si=Sl é truncado pela xistosidade regional do Grupo Estrondo (Pl-Qz-Mica Xisto com granada) FC - 06 - L.N.


0,36 mm

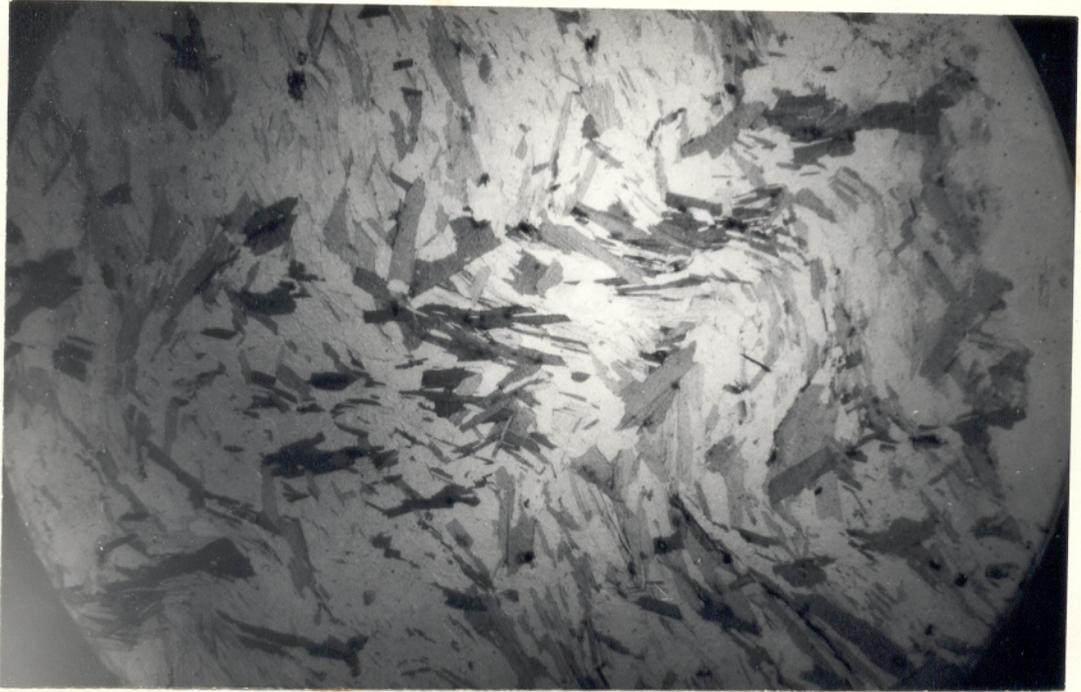


Fig 37 - Crenulação da xistosidade regional S2 do Grupo Estrondo. (Pl=Qz=Mica Xistol = FC = 94 = NX.

┌───┐
3,6mm

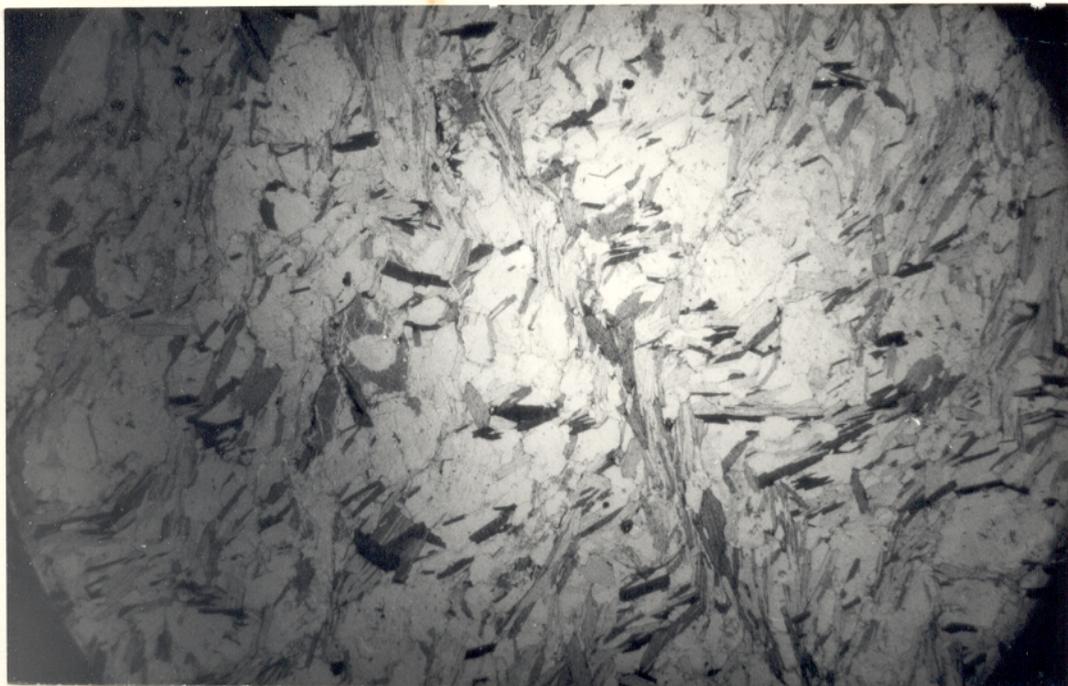


Fig. 38 - Superfície S3 (clivagem de crenulação), transpondo a xistosidade S2 do Grupo Estrondo (Pl - Qz - Mica Xisto) - FC - 97 - NX.

┌───┐
3,6 mm

epídoto, opacos e raríssimas lamelas de biotita, formando níveis que se alternam com aqueles quartzo-feldspáticos. Em geral, seus contatos com a biotita são bruscos, podendo encontrar-se entremeada com ela. Embora em algumas lâminas tenham sido observadas lamelas de muscovita e clorita em contato direto, há evidências, nesses casos, de uma formação secundária da clorita. Localmente a muscovita apresenta-se mais desenvolvida e discordante em relação à S₂, tal como ocorre com a biotita. Cristais menores e de formato irregular e não orientados são encontrados no interior de cristais de plagioclásio, sendo, ao que tudo indica, secundários.

Os cristais de quartzo são xenoblásticos. Sua quantidade é variada, sendo em média de 25%, podendo alcançar até 35% em algumas amostras. De modo geral, mostram extinção ondulante, fraturamento intenso e não contêm inclusões. No entanto, são encontrados também alguns cristais mais desenvolvidos (em torno de 1 mm), xenoblásticos, não orientados e sem fraturas. Alguns de seus cristais acham-se inclusos nos microporfiroblastos de plagioclásio e granada. Nos primeiros, assim como em raros cristais de microclina, as inclusões de quartzo têm forma de "gotas", lembrando as texturas poiquiloblásticas descritas em Shelley (1973).

O plagioclásio forma cristais xenoblásticos, raramente subidioblásticos. Perfaz aproximadamente 20 a 25% dos minerais dessas variedades. Alguns dos cristais de plagioclásio exibem nítidos maclamentos segundo as leis da albita e albita-Carlsbad. Nesses cristais diversas determinações de sua composição por métodos ópticos foram efetuadas, obtendo-se valores situados no intervalo oligoclásio cálcico-andesina sódica (An₂₅₋₃₃). Valores ligeiramente mais elevados (An₃₅) foram obtidos em uma amostra coletada próximo de uma ocorrência de calcoclastos (nesses os plagioclásios têm composição mais cálcica, variando entre An₃₈ a An₄₃). Muitos dos cristais de plagioclásio não apresentam maclas ou as apresentam de maneira bastante difusa, o que impossibilita a sua determinação em certas amostras. Diversos cristais apresentam um zoneamento muito irregular que, quando determinadas as composições, mostrou-se ser do tipo inverso (An₂₀ no centro, passando a An₂₇ nas bordas).

É chamativa a coincidência entre a composição da borda e aquela observada na maioria das amostras. Esse padrão de zoneamento é muito freqüente em rochas metamórficas (ver Gnaissé Canto e Smith, 1974). Alguns dos cristais de plagioclásio apresentam no seu interior lamelas de sericita-muscovita, dispostas aleatoriamente, possivelmente produto de transformação do próprio plagioclásio.

Os cristais de granada (almandina?), presentes unicamente no segundo grupo, podem ser xenoblásticos, subidioblásticos ou mesmo idioblásticos. Formam microporfiroblastos, cujas dimensões podem atingir até 2,0 mm e perfazem no máximo cerca de 5% do total dos minerais. Em geral os cristais de granada são portadores de inclusões de quartzo, plagioclásio e, às vezes, epídoto, muscovita, turmalina e biotita, caracterizando texturas poiquiloblásticas. As relações entre Si e Se já foram abordadas.

Os cristais de epídoto são xenoblásticos e, mais raramente, subidioblásticos, ocorrendo em pequenos cristais granulares (0,1 mm) ou colunares de dimensões maiores (1,0 mm). Em média, totaliza cerca de 4% dos minerais, porém tem-se amostras onde constitui até 10%. Em grande número de amostras, inclusive na maioria daquelas portadoras de granada, o epídoto está ausente. Esse mineral faz contato com quartzo, biotita, plagioclásio e muscovita, concentrando-se, por vezes, nos níveis ricos nesse último mineral. Exibe birrefringência elevada e mostra-se geralmente fraturado. Alguns dos seus cristais associam-se com a calcita, tanto nas amostras onde esse carbonato é acessório, como naquelas onde é um dos minerais essenciais (calcoxistos).

A microclina ocorre em poucas amostras. Apresenta-se em cristais xenoblásticos e subidioblásticos, perfazendo cerca de 5% dos minerais, mas podendo atingir até 10%. Faz contato com plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita, epídoto e, mais raramente, com calcita. Exibe maclamento albita-periclina, que, algumas vezes, é visto somente no centro dos cristais, em cujas bordas ocorrem inúmeras e minúsculas lamelas de muscovita-sericita. Localmente a microclina mostra inclusões de "go

tas" de quartzo nos contatos entre alguns dos seus cristais, os quais apresentam maclas um tanto quanto apagadas.

A turmalina é um mineral acessório, praticamente constante nessas rochas. Mostra-se em seções alongadas com aproximadamente 1,0 mm de comprimento e em diminutos grãos xenoblásticos (às vezes idioblásticos) de aproximadamente 0,1 mm. Naquelas amostras onde ocorre com maior frequência, representa até 2% do total dos minerais. O seu pleocroísmo caracteriza-se por variar de amarelo alaranjado e, mais esporadicamente, incolor (Z) a verde ou verde oliva (X). Em seção basal, o mineral apresenta invariavelmente cor verde.

A clorita apresenta-se em lamelas subidioblásticas e é considerada como um dos minerais acessórios, estando ausente em algumas amostras. Na maioria das vezes, encontra-se entremeada ou em contato brusco com lamelas de biotita e com cristais de quartzo e plagioclásio. Exibe pleocroísmo fraco, verde pálido (Z e Y) e verde muito pálido e incolor (X). Em certas amostras, onde outras alterações também são frequentes (por exemplo, plagioclásio para muscovita-sericita) a clorita é certamente secundária, mas essa conclusão não pode ser generalizada a todas as amostras.

Outros minerais acessórios frequentes, porém menos abundantes, incluem apatita, titanita, zircão e opacos, estando todos disseminados entre os minerais essenciais.

. Mica-Plagioclásio-Quartzo-Calco Xistos

Essas rochas apresentam textura lépido-granoblástica fina (em torno de 0,7 mm), sendo bastante nítida a orientação preferencial dos constituintes mineralógicos. Os contatos entre os minerais são poligonizados, algumas vezes encurvados, e formam pontos tríplexes.

As paragêneses e as relações texturais dos minerais que compõem esses xistos não diferem significativamente das observadas nos xistos incluídos nos dois primeiros grupos, de

maneira que torna-se desnecessário descrever cada constituinte novamente. A descrição limitar-se-á, em função disso, aos aspectos particulares observadas nesse grupo.

A calcita apresenta-se em cristais subidioblásticos e constitui cerca de 35 a 40% (localmente 10%) do total dos minerais. Ela encontra-se ora disseminada entre os demais minerais essenciais, ora concentrada nos níveis mais félsicos das rochas, associada com quartzo, plagioclásio e com algumas lamelas de muscovita.

A granada está presente em apenas duas amostras, nas quais forma cristais subidioblásticos e, raramente, idióblásticos ou xenoblásticos. Considerando-se que nos mica xistos e granada não ocorre nas amostras ricas em CaO, a sua presença nos calco xistos mereceu uma atenção particular. Numa das amostras a granada representa cerca de 7% dos minerais e o seu tamanho médio é de 1,0 mm. Mostra-se orientada paralelamente aos cristais de calcita e epidoto, com os quais está frequentemente associada. Possui inclusões de quartzo e plagioclásio, de modo a definir uma foliação interna (Si), a qual é paralela à foliação apresentada pela rocha, considerada como S2. Na segunda amostra a quantidade de calcita é bem menor que a observada na maioria dos calco xistos. A percentagem de granada é reduzida e ela se concentra nos níveis ricos em biotita, não apresentando-se em contato com a calcita, concentrada nos níveis félsicos. A granada apresenta inclusões orientadas e foi rotacionada (Si discordante de Se = S2).

A cianita ocorre em uma única amostra. Seus cristais são subidioblásticos, fornecendo seções em forma de placas alongadas, mal definidas, ou esporadicamente, grãos xenoblásticos pequenos orientados de acordo com a foliação (S2) da rocha. Constitui 2% do total dos minerais. Associa-se com muscovita, quartzo e plagioclásio. Embora ocorra em amostra rica em calcita, nunca é vista em contato direto com esse carbonato.

. Mármore

Essas rochas, de ocorrência muito localizada, exibem

textura granoblástica média e estão levemente orientadas. Com põem-se essencialmente de calcita, cujos cristais formam contatos poligonizados retilíneos e pontos tríplices. Os demais minerais, considerados como acessórios, são quartzo, plagioclásio, apatita, opacos e fengita.

Os cristais de calcita são subidioblásticos, algumas vezes xenoblásticos, constituindo a quase totalidade dos minerais da rocha. O seu tamanho é, em média, 3 mm.

Quartzo e plagioclásio ocorrem em cristais de até 1,0 mm, são xenoblásticos e estão orientados conforme a foliação da rocha. Totalizam no máximo 5% da moda. A fengita exibe leve pleocroísmo de incolor ou amarelado (X) a marrom claro (Z). Os minerais acessórios, juntamente com quartzo e plagioclásio, encontram-se dispersos entre os cristais de calcita.

. Relações Cristalização-Deformação

Um ensaio sobre as relações entre cristalização dos minerais e os eventos deformacionais atuantes na região, com base nos trabalhos de Zwart (1960a; 1960b), Spry (1969) e Bard (1980), encontra-se sumarizado na Fig. 39. As interpretações contidas na mesma não são evidentemente definitivas, sendo aconselhável que no futuro sejam desenvolvidos estudos mais aprofundados sobre esse tópico.

Os estudos petrográficos permitiram caracterizar três fases de deformação nos xistos da Formação Xambioá. Na principal delas, a segunda, foi desenvolvida a xistosidade regional (S2), orientada na direção N-S. As relações entre a foliação interna (Si) de microporfiroblastos de plagioclásio e granada, e a xistosidade regional (S2 = Se), bem como a orientação discordante de microporfiroblastos de biotita e muscovita em relação a essa mesma xistosidade, indicam que a cristalização dos minerais e, conseqüentemente, a atuação do metamorfismo, se deu não somente durante as três fases deformacionais, mas também entre elas e, possivelmente, prosseguiu após a fase D3. Dessa forma, tomando-se a xistosidade regional S2 como referência, identificaram-se seis momentos de cris

Fases de Deformação	D1			D2			D3		
	pré	sin	pós	pré	sin	pós	pré	sin	pós
Biotita	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Muscovita	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Quartzo	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Granada	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Plagioclásio	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Epídoto	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Calcita	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cianita	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Microclina	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Clorita	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Allanita	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Turmalina	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Apatita	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zircão	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Opacos	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Estágio de Cristalização	pré	sin	pós	pré	sin	pós	pré	sin	pós
Estruturas Formada	S1			S2			S3		
Estruturas Deformada	So			S1			S2		

Fig. 39 - Relações cristalização-deformação nas rochas da Formação Xambioá. Porção norte da Serra do Estrondo (GO).

talização de minerais. O primeiro deles aconteceu durante a primeira ~~fase~~ (D1). O segundo é um período intercinemático entre a primeira e a segunda fase. O terceiro aconteceu durante a principal fase de deformação, sendo portanto sincinemático. O quarto é o período imediatamente posterior a D2. O quinto e o sexto são respectivamente sintectônico e pós-tectônico com relação à fase de deformacional D3.

A xistosidade regional S2 é evidenciada nos xistos da Formação Xambioá pela orientação preferencial de lamelas de biotita e muscovita, assim como de cristais de quartzo, plagioclásio e, eventualmente, microclina. Nas rochas portadoras de calcita essa xistosidade tem ainda a participação desse mineral. Todos eles, mas principalmente quartzo, feldspatos e calcita, exibem contatos poligonizados e pontos tríplices, feições texturais indicativas de equilíbrio em rochas metamórficas (Spry, 1969). Isso sugere que esses minerais foram (re)cristalizados durante a principal e mais forte fase de deformacional que afetou a rocha. A cianita, de ocorrência muito localizada, em função de sua orientação concordante com S2 deve também ter se formado ~~contemporaneamente~~ a essa fase. Os microporfiroblastos de plagioclásio, cuja foliação interna (Si) tem aspecto sigmoidal, formaram-se nessa fase de deformacional (D2), considerando-se que suas inclusões mostram tal aspecto em decorrência do giro sofrido por esses microporfiroblastos, enquanto estavam se formando.

Em outros microporfiroblastos de plagioclásio e granada, a foliação interna (Si), também discordante em relação à Se (S2), não apresenta aspecto sigmoidal, sugerindo que, ao serem rotacionados durante D2, eles já estavam totalmente formados. Em função disso e levando-se em conta que o pico metamórfico associa-se a D2, esses microporfiroblastos foram considerados intercinemáticos (imediatamente antes da principal fase).

Os minerais incluídos nos microporfiroblastos de plagioclásio (rutílo, turmalina, opacos, zircão, quartzo, apatita, muscovita e biotita) e de granada (plagioclásio, quartzo,

muscovita, biotita, epidoto e turmalina, cujos arranjos definem uma foliação interna (S1), representam a superfície S1, sendo todos considerados sin ou pré-fase de deformacional D1.

Tem-se ainda microporfiroblastos de granada orientados em conformidade com a xistosidade regional (S2), os quais encontram-se englobando lamelas de muscovita e biotita que compõem essa superfície (S2=S1). Esses microporfiroblastos são considerados como formados durante D2, embora não se possa afastar inteiramente a hipótese de que tenham se cristalizado após essa fase. Eles diferem dos demais porfiroblastos de granada por não terem sido rotacionados durante D2. De maneira esporádica, observou-se a presença de cristais de quartzo algo mais desenvolvidos, os quais não mostram evidências de deformação. É provável, em razão disso, que tenham se cristalizado após D2.

Lamelas finas e longas de muscovita e biotita, cujas disposições definem a superfície S3, associada à crenulação, foram formadas durante a fase de deformacional D3. Outras, pouco alongadas e dispostas aleatoriamente (sempre discordantes em relação à S2), são tidas como cristalizadas após o final dessa fase de deformação (D3).

4.4.2 Corpos Ultramáficos Metamorfisados

As rochas dessa suite podem, em função de suas assembléias mineralógicas, ser separadas em seis grupos. O primeiro deles é representado por amostras de serpentinito, que ocupam a porção central do corpo principal das ultramáficas. Essa variedade não foi encontrada nas demais ocorrências da suite. A associação mineralógica observada consta de antigorita, o mineral dominante que perfaz cerca de 75% da rocha, carbonatos (20%) e opacos. O segundo grupo é representado por rochas à base de talco (mais de 60% dos minerais), podendo ter associados clorita e opacos, em proporções bem menores. Esse grupo é encontrado descontinuamente nas faixas laterais do corpo principal da unidade. O terceiro grupo é composto essencialmente de clorita (mais de 70%), ocorrendo talco e opacos subordinados. Ele constitui uma das faixas laterais descontínuas em torno do corpo

principal e aparece também numa das ocorrências menores dessa suite. O quarto grupo, de ocorrência local, é representado por amostras coletadas próximas entre si e provenientes da borda da principal ocorrência da suite. É composto essencialmente de antofilita (que constitui até cerca de 90% da modal), acompanhada por quantidades variáveis de quartzo (até 40%), cujo aspecto microscópico lembra, às vezes, o de chert, e opacos (até 15%). O quinto grupo é o mais expressivo, estando presente nas bordas do corpo principal e, com uma exceção, em todas as pequenas ocorrências lenticulares espalhadas na área. É composto essencialmente por anfibólios (até mais de 75%), da família tremolita/actinolita. Outros minerais presentes são clorita (15 a 20%) e talco (em torno de 5%), os quais podem estar ausentes em determinadas amostras. Os opacos estão sempre presentes, constituindo não mais de 5% da rocha. O sexto grupo individualizado é representado por amostras de ultramafitos silicificados, provenientes da porção mais externa do corpo principal da suite.

Além desses seis grupos, há uma amostra de anfibólio xisto que apresenta algumas particularidades. É uma rocha à base de anfibólio (actinolita ou hornblenda?) contendo ainda muito epidoto e quantidades menores de plagioclásio e, talvez, quartzo. Embora a paragênese da rocha seja análoga as dos anfibólitos, o seu aspecto macroscópico somado ao fato de se encontrar junto à borda do corpo principal e passar, ao que tudo indica, gradualmente para o mesmo, sugerem que ela faça parte da suite, podendo estar relacionada às rochas do quinto grupo.

Uma outra amostra com aspectos particulares é composta basicamente de quartzo e de quantidades significativas de talco. Outros minerais (opacos e clorita) são pouco frequentes. As relações texturais, embora não sejam inequívocas, sugerem que o talco desenvolveu-se a partir dos contatos entre os grãos de quartzo, substituindo-o, provavelmente em função da ação de soluções magnesianas sobre as encaixantes do corpo principal (quartzitos da Formação Morro do Campo e xistos da Formação Xambicó).

Finalmente, é interessante destacar que junto ao corpo principal, foi amostrado um meta-conglomerado (?) à base

de fragmentos de quartzitos com contrastes na granulação e na importância do cimento ferruginoso. Os contatos entre os vários fragmentos são marcados por óxido de ferro. É provável que essa amostra represente material da base da Formação Morro do Campo, talvez soerguida localmente no contato com a intrusão.

A) Serpentinitos

Essas rochas apresentam uma textura homogênea, sendo formadas por um agregado de cristais de granulação fina, sem orientação preferencial. A antigorita é o principal e mais abundante dos seus componentes mineralógicos, tendo-se ainda, em proporções bem mais reduzidas, carbonatos (dolomita ou magnésita) e opacos, entre os quais se destaca a magnetita. Não foi encontrado nenhum indício direto da mineralogia primária.

A antigorita forma agregados fibro-lamelares inter-crescidos aleatoriamente, com tamanhos de cerca de 0,2 mm, podendo atingir localmente até 0,4 mm. Os cristais de carbonatos são xenoblásticos e seu tamanho médio é de 0,4 mm. Os minerais opacos ocorrem em cristais xenoblásticos, podendo atingir até 0,1 mm de tamanho. Encontram-se disseminados entre os demais minerais formadores da rocha. Localmente ocorrem em cristais xenoblásticos bem maiores (1,5 mm), os quais apresentam inclusões de antigorita e carbonatos.

B) Esteatitos, Talco Xistos e Clorita-Talco Xistos

Os esteatitos exibem textura granoblástica e granulação fina. Além do talco, ocorrem na rocha alguns cristais de opacos. Os talco xistos e clorita-talco xistos mostram textura lepidoblástica, granulação fina e orientação preferencial geralmente bastante acentuada. Alguns cristais mais desenvolvidos de opacos podem estar presentes.

Nessas rochas o talco ocorre em agregados de lamelas, cujo tamanho médio é de 0,3 mm. Os opacos ocorrem em cristais xenoblásticos e, mais raramente, subidioblásticos ou meso-idioblásticos. Seu tamanho varia geralmente de 0,2 até 0,8 mm, mas atinge às vezes, 1,2 mm. Representam em média 5% dos

constituintes minerais. Nos estaatitos, os opacos se concentram localmente e sua distribuição "desenha" moldes dos antigos minerais. A clorita, quando presente, ocorre em lamelas subidioblásticas, de aproximadamente 0,5 mm de tamanho, discretamente orientadas. Exibe pleocroísmo bastante fraco, variando de amarelo pálido (Z) a incolor (X).

C) Talco-Clorita Xistos e Clorita Xistos

Essas rochas apresentam textura lepidoblástica, granulação fina e marcante orientação preferencial das lamelas de clorita e, por vezes, de cristais de opacos. Lamelas de talco são encontradas em proporções significativas em apenas uma das amostras coletadas. Porfiroblastos de magnetita são encontrados em quase todas as amostras aqui agrupadas e são muito característicos nesse grupo.

A clorita desenvolve cristais subidioblásticos, formando minúsculas palhetas cujos tamanhos variam desde menor que 0,1 mm até 0,3 mm. Exibe pleocroísmo bastante discreto, variando de verde muito pálido, às vezes quase incolor (Z) a incolor (X).

Quando presente, o talco forma lamelas subidioblásticas de no máximo 0,5 mm. Encontra-se disseminado na rocha ou concentrado em níveis descontínuos, orientados concordantemente à foliação da rocha e alternando-se difusamente com clorita.

Os opacos apresentam-se, na matriz, em cristais subidioblásticos e xenoblásticos, com tamanhos menores que 0,4 mm. Em algumas amostras encontram-se com seus eixos mais desenvolvidos dispostos paralelamente à foliação da rocha. Em outras eles não mostram qualquer orientação preferencial. Em algumas amostras tem-se opacos como porfiroblastos (magnetita), cujas dimensões variam desde 1,0 mm até 5,0 mm. Ao redor da maioria deles, a foliação é truncada e não se mostra desviada do seu "trend" normal, observando-se contatos bruscos entre a clorita e esses opacos (porfiroblastos).

D) (Quartzol)-Antofilita Xistos

Essas rochas apresentam textura granoblástica e granulação fina, notando-se, por vezes, uma discreta orientação preferencial da antofilita. Além desse anfibólico, tem-se quartzo, que por vezes exibe aspecto de chert, e opacos como componentes da rocha.

A antofilita forma cristais subidioblásticos, com cerca de 0,2 mm de tamanho. Apresenta aspecto fibroso, extinção paralela e não exibe pleocroísmo.

Os cristais de quartzo são xenoblásticos, com tamanho máximo em torno de 0,2 mm. Eles mostram, entre si, contatos poligonizados tanto retilíneos como encurvados, e formam freqüentes pontos tríplexes. De modo geral, encontram-se entremeados com os cristais de antofilita, mas podem formar concentrações ou mesmo preencher esporádicos vênulos. Nesses dois últimos casos, os cristais são, em geral, subidioblásticos.

Os minerais opacos ocorrem disseminados na rocha em cristais xenoblásticos, com tamanho médio de 0,15 mm. Encontram-se constantemente rodeados por óxidos de ferro. Localmente esboçam o formato de minerais originais da rocha ("relictos" de aproximadamente 0,8 mm).

E) (Talco)-(Clorita)-Tremolita/Actinolita Xistos

Essas rochas exibem texturas nematoblástica e lepidonematoblástica, esta última quando talco e clorita são mais abundantes. Algumas amostras exibem orientação preferencial algo difusa. A granulação é geralmente fina, porém em certas amostras os anfibólios são mais desenvolvidos e as rochas exibem uma granulação média. Os constituintes mineralógicos essenciais são anfibólios da família tremolita/actinolita, sendo acompanhados, na maioria das amostras, por clorita, e, em um número bem reduzido delas, por talco. Opacos estão presentes em todas as amostras. Minerais como quartzo, rutilo e zircão ocorrem como minerais acessórios não freqüentes.

Os anfibólios formam cristais prismáticos finos ou fibrosos, com tamanhos que variam de 0,2 mm até 0,8 mm aproximadamente, dispostos em uma direção preferencial, de modo a

definir uma foliação marcante. Cristais bem mais desenvolvidos são encontrados, sendo que alguns deles estão dispostos de maneira concordante com a foliação da rocha e outros aleatoriamente. Quando esses cristais mais desenvolvidos são predominantes em uma rocha, fornecem a ela uma granulação média. Muitos cristais de anfibólio, principalmente os maiores, mostram os seus bordos "corroídos" e cedem lugar a agregados de clorita. Todos os cristais de anfibólio possuem extinção oblíqua e sinal óptico negativo (o ângulo de extinção e o ângulo $2V$ são muito variáveis). Alguns deles exibem pleocroísmo forte, sendo verde abacate (Z), verde algo mais claro (Y) e verde amarelado a incolor (X); esses são, ao que indicam essa e as demais propriedades ópticas, cristais de actinolita. Há outras amostras em que o anfibólio presente não exhibe pleocroísmo, sendo mais provavelmente tremolita. Existem, ainda, amostras cujo anfibólio possui característica óptica intermediária entre a tremolita e a actinolita.

A clorita ocorre em lamelas subidioblásticas, com tamanho máximo de 0,4 mm, estando ausente em poucas amostras. Encontra-se entre os cristais de anfibólios e, como eles, acha-se orientada, exceto em uma das amostras onde forma também lamelas discordantes à foliação geral apresentada pela rocha. Em grande número de amostras, os cristais de clorita mostram pleocroísmo fraco, de um verde muito pálido (Z) a incolor (X). Em algumas das amostras eles não apresentam pleocroísmo.

O talco desenvolve lamelas subidioblásticas, cujo tamanho máximo não é superior a 0,3 mm. Elas estão apenas discretamente orientadas ou então não exibem orientação. Por vezes os cristais de talco formam agregados entre aqueles de tremolita/actinolita.

Os minerais opacos apresentam-se em cristais xenoblásticos e subidioblásticos, menores que 0,3 mm, ora disseminados aleatoriamente, ora com seus eixos mais desenvolvidos dispostos paralelamente à foliação. Esporadicamente são encontrados microporfiroblastos. Os opacos acham-se ausentes em algumas das amostras.

Entre os minerais acessórios, tem-se rutilo em duas amostras e o zircão em apenas uma. De modo geral, os seus tamanhos são bastante reduzidos quando comparados com o dos minerais formadores da rocha.

F) Ultramafitos Silicificados ("Silexitos")

Exibem textura granoblástica, granulação fina. São compostos por quartzo com aspecto de chert, essencialmente, e talco. Raríssimos cristais de clorita podem estar presentes, sendo suas características ópticas semelhantes às das demais cloritas encontradas nos ultramafitos. Hidróxidos de ferro são abundantes, e por vezes substituem pseudomorficamente minerais opacos ou outros minerais pré-existentes. Vênulos, esporadicamente encontrados, são preenchidos por quartzo.

O quartzo apresenta-se em cristais xenoblásticos, muitas vezes com aspecto criptocristalino. Seu tamanho médio é de 0,1 mm, mas podem ser encontrados cristais (raros) com até 1,0 mm. Extinção ondulante é observada em alguns dos cristais maiores que, de modo geral, não se mostram fraturados.

O talco apresenta-se em cristais subidioblásticos formando lamelas, cujas dimensões médias são de 0,2 mm, dispostas aleatoriamente. Esse mineral representa cerca de 15% dos constituintes da rocha.

Minerais opacos ocorrem em cristais diminutos e xenoblásticos, dispersos entre os minerais da rocha. A quantidade com a qual se faz presente não é superior a 2% do total. Em certas amostras, associadas aos antofilitaxistos, esse anfólio também aparece na rocha em proporção muito pequenas.

G) Considerações Gerais Sobre a Serpentinização

Como foi dito anteriormente, a principal ocorrência dos corpos ultramáficos encerra um núcleo de serpentinito (antigorita) e faixas marginais compostas basicamente de tremolita/actinolita, talco e clorita.

Carmichael et al. (1974), para os quais as associações desse tipo podem ser o produto da serpentinização de peridotitos, discutem se as transformações que geram os serpentinitos se dão em sistema fechado e com grande variação de volume ou em sistemas abertos sem variação expressiva de volume. Eles concluem dizendo que, muito provavelmente, os casos individuais diferem entre si e devem situar-se entre a substituição volume a volume e o metassomatismo com expansão significativa.

O processo de serpentinização que atingiu os minerais originais dos serpentinitos, na área mapeada, e cuja relação temporal com o metamorfismo principal não foi possível definir, parece ter sido bastante severo, uma vez que as texturas e mineralogias primitivas encontram-se quase que inteiramente obscurecidas. No entanto, em determinadas ocasiões, os minerais opacos evidenciam ainda texturas reliquias, sem que seja possível determinar o mineral primitivo.

Estudando corpos ultramáficos similares existentes no contexto do Grupo Tocantins, Gorayeb (1981) admitiu que os serpentinitos derivaram de dunitos, e que o processo de serpentinização envolveu adição de água e soluções ricas em ferro, com remoção de sílica do protólito, em direção às suas adjacências.

5 QUIMISMO

5.1 Introdução

Foram utilizadas para análise química em rocha total de elementos maiores e de alguns elementos traços, trinta e cinco amostras de rochas consideradas representativas das unidades lito-estratigráficas mapeadas, exceto da Formação Morro do Campo e das unidades do Fanerozóico. As amostras analisadas são: duas do Complexo Colméia, uma de cianita-granada-biotita gnaisse, dezessete do Gnaisse Cantão, cinco de anfibolitos e dez da Formação Xambioá.

Do Complexo Colméia foi realizado um número bastante reduzido de análises, em função da pequena disponibilidade de amostras, consequência da distribuição limitada dessa unidade na área mapeada. Quanto ao Gnaisse Cantão, optou-se por um número bem mais elevado de análises por ser a unidade que carecia de uma melhor caracterização na região e, principalmente, por constituir o tema central deste trabalho. Foi analisado igualmente um número expressivo de amostras dos anfibolitos associados ao Gnaisse Cantão. Da Formação Xambioá, foi selecionada para análise uma quantidade considerável de amostras, sendo que o conjunto delas é representativo dos xistos pertencentes aos primeiro e segundo grupos (plagioclásio-quartzo-mica xistos sem e com granada). Os calcos xistos (terceiro grupo) não foram submetidos à análise química, por serem de ocorrência subordinada e devido às complicações analíticas surgidas. As análises de rochas ultramáficas apresentaram alguns problemas, preferindo-se, por isso, não apresentar os resultados, embora os dados obtidos permitissem caracterizar, sem grandes riscos, os principais aspectos químicos dessa associação.

As amostras dentro de cada unidade foram selecionadas de maneira a representar as principais variedades de rochas identificadas na petrografia, respeitando-se uma distribuição geográfica tão regular quanto possível e eliminando-se as amostras com evidências de alteração supergênica.

Os resultados analíticos foram confrontados com

a petrografia e tabelados de modo a agrupar as amostras com características similares. Os diversos grupos foram estudados com o auxílio de diversos diagramas, que permitiram comparar as rochas estudadas com outras semelhantes, descritas na literatura.

5.2 Complexo Colméia

As composições químicas das duas amostras dessa unidade (Tab. 2) mostram que elas são muito similares, sendo ambas de composição granítica. Nota-se apenas uma diferença apreciável no que diz respeito ao teor de Na_2O , refletida nas normas C.I.P.W. (Tab. 2) pelo teor mais elevado de Ab da amostra FC-33 em relação à AC-45. Ambas são hiperaluminosas (coríndon normativo).

Em função da similaridade composicional, essas amostras situam-se muito próximas nos vários diagramas utilizados (Figs. 40 a 45). Em relação ao Gnaisse Cantão, percebe-se que as amostras do Complexo Colméia assemelham-se quimicamente, aos gnaisses monzograníticos, embora sejam relativamente enriquecidos em K_2O . Isso se reflete nos diagramas Ab-Or-An e Q-Ab-Or (Figs. 42 e 43) por uma maior aproximação das amostras do Complexo Colméia do vértice do Or, destacando-as das demais. O mesmo acontece no diagrama $\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ (Fig. 45). Nesse diagrama essas rochas situam-se no campo dos granitos.

Em relação aos elementos traços, constata-se que nas duas amostras Rb e Sr aumentam paralelamente, de modo contrário à tendência observada no Gnaisse Cantão onde o aumento do Rb é acompanhado pelo decréscimo do Sr. Fazendo-se uma comparação com os teores de Rb e Sr das amostras do Gnaisse Cantão, verifica-se que eles são semelhantes aquelas dos biotita gnaisses monzograníticos. As razões K/Rb das amostras do Complexo Colméia são compatíveis com aquelas encontradas geralmente em rochas granitóides (Taylor, 1965; Wedepohl, 1972). Evidentemente essas observações são meramente indicativas, uma vez que se dispõe de apenas duas análises.

A amostra AC-38 (cianita-granada-biotita gnaisse) tem composição química e normativa claramente diferente das

Tab. 2 - Composições Químicas e Normas C.I.P.W de amostras do Complexo Colméia e de Ci-Gr-Bt Gnaiss, Serra do Estrondo - GO

Ref.	AC-45	FC-33	AC-38
SiO ₂	71,20	70,20	77,10
TiO ₂	0,36	0,48	0,58
Al ₂ O ₃	13,70	14,40	9,80
Fe ₂ O ₃	0,74	0,78	1,08
FeO	2,47	2,57	2,92
MnO	0,05	0,04	0,04
MgO	0,58	0,68	0,05
CaO	1,46	1,65	0,38
Na ₂ O	2,67	3,46	0,99
K ₂ O	5,38	5,20	2,07
P ₂ O ₅	0,09	0,24	0,06
P.F.	0,46	0,30	2,25
TOTAL	99,16	99,30	98,22

Rb	190	227	88
Sr	151	214	83
Y	45	28	14

Ref.	AC-45	FC-33	AC-38
Q	30,20	24,86	62,22
Or	32,19	30,83	12,74
Ab	22,87	29,38	8,72
An	6,74	6,67	1,56
C	1,08	0,60	5,64
Di	-	-	-
Hy	4,93	5,07	6,20
Ol	-	-	-
Mt	1,09	1,13	1,63
Il	0,69	0,91	1,15
Ap	0,22	0,57	0,15
Sp	-	-	-
Félsicos	93,08	92,31	90,87
Máficos	6,92	7,69	9,13
TOTAL	100	100	100

OBS: AC-45 e FC-33: Complexo Colméia

AC-38: Ci-Gr-Bt Gnaiss

Teores expressos em: óxidos (% em peso)

elementos traços (ppm)

amostras do Complexo Colméia e do Gnaisse Cantão (Tab. 2). Essa marcante diferença é bem evidente em todos os diagramas (Figs. 40, 41, 43 e 44), exceto no Ab-Or-An (Fig. 42) e no CaO-Na₂O-K₂O (Fig. 45). Esse fato vem reforçar a não inclusão dessa rocha no Gnaisse Cantão ou no Complexo Colméia, pois ela difere acentuadamente em composição das rochas típicas dessas unidades. O seu comportamento no diagrama Q-Ab-Or (Fig. 43) foge totalmente daquele apresentado por rochas ígneas granitóides (Tuttle & Bowen, 1958; Winkler, 1977), o que, aliado à sua composição química (elevado teor de SiO₂ e teores baixos de CaO, Al₂O₃, Na₂O) sugere fortemente que se trata de um paragnaisse.

5.3 Gnaisse Cantão

Os resultados das análises químicas para elementos maiores de amostras dessa unidade acham-se apresentadas na Tab. 3. A partir das composições médias pode-se perceber diferenças expressivas entre os diversos grupos de rochas caracterizados na petrografia, embora amostras isoladas dos mesmos apresentem composições interdigitadas e as passagens de um grupo a outro sejam gradacionais. As diferenças menos marcantes são entre os gnaisses monzograníticos, confirmando o que se observou nas análises modais (ver diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M', Fig. 23). Quanto ao subgrupo dos muscovita-biotita gnaisses sienograníticos (amostras n° 14 e 15), as análises químicas indicam que a sua composição é de fato granítica, apesar de uma das análises modais (FC-39) ter incidido no campo dos quartzo-sienitos (Fig. 23). Muito provavelmente foi subestimado o teor de quartzo na análise modal, talvez por não ser a lâmina analisada representativa.

Considerando-se o conjunto das amostras, há uma tendência nítida para a diminuição das percentagens de TiO₂, (FeO+Fe₂O₃), MnO, MgO, CaO e P₂O₅ no sentido dos hornblenda-biotita gnaisses granodioríticos para biotita gnaisses monzograníticos, muscovita-biotita gnaisses monzograníticos, muscovita-biotita gnaisses sienograníticos. SiO₂ e K₂O aumentam acentuadamente nesse mesmo sentido, enquanto que Na₂O apresenta um decréscimo

Tab. 3 - Composições Químicas de amostras de Gnaisses Cantão (% peso), Serra do Estrondo (GO)

Variedades	Hb-Bt Gnaisses Granodioríticos					Bt Gnaisses Monzograníticos						
	FC-40	FC-127	FC-36	FC-34	FC-51	Média	AC-26	FC-89	FC-26	FC-54	FC-103	Média
Nº	1	2	3	4	5		6	7	8	9	10	
SiO ₂	63,90	66,30	66,30	67,90	70,10	66,90	67,50	71,20	72,80	70,80	73,20	71,10
TiO ₂	1,01	0,87	0,61	0,66	0,52	0,73	0,40	0,41	0,24	0,27	0,26	0,32
Al ₂ O ₃	14,40	14,00	14,20	14,10	13,80	14,10	15,70	13,60	13,40	14,80	13,80	14,20
Fe ₂ O ₃	2,30	1,59	1,40	1,48	1,18	1,59	0,76	1,08	0,56	0,38	0,41	0,64
FeO	4,47	4,17	3,33	3,37	2,57	3,58	2,35	2,02	1,81	1,77	1,24	1,84
MnO	0,07	0,09	0,06	0,04	0,03	0,06	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	1,29	1,07	1,09	0,94	0,75	0,03	0,67	0,72	0,53	0,44	0,62	0,60
CaO	3,31	2,85	2,74	2,35	2,00	2,65	1,73	1,41	1,40	1,63	1,23	1,48
Na ₂ O	3,55	3,48	3,67	4,20	3,61	3,70	3,92	3,40	3,48	3,86	3,86	3,70
K ₂ O	3,65	3,68	3,92	2,98	4,24	3,60	5,06	4,38	4,62	4,76	4,47	4,66
P ₂ O ₅	0,36	0,31	0,23	0,25	0,22	0,27	0,19	0,17	0,08	0,13	0,09	0,13
P.F.	0,46	0,50	0,39	0,42	0,42	0,44	0,46	0,54	0,37	0,45	0,58	0,48
Total	98,77	98,91	97,94	98,69	99,44	98,74	98,77	98,96	99,31	99,31	99,78	99,17
Rb	153	146	142	178	162	156	261	147	187	223	151	194
Sr	279	202	240	226	202	230	226	162	199	202	290	212
Zr	527	498	439	421	326	442	274	309	193	207	211	239
Y	81	50	31	36	24	38	25	37	15	24	11	22
Rb/Sr	0,55	0,72	0,59	0,79	0,80	0,69	1,15	0,91	0,94	1,10	0,55	0,93
K/Rb	198	209	229	139	217	198	161	247	205	177	246	207

contin.

Tab. 3 - Continuação

Variedade des	Mv-Bt-Gnaisse Monzogranit.				Mv-Bt-Gns.Sienógran.				Outros	
	FC-30	FC-68	FC-29	Média	FC-39	AC-31	Média	AC-22A	FC-44	
Ref.	11	12	13		14	15		16	17	
SiO ₂	72,80	72,80	73,00	72,80	72,80	75,20	74,00	74,60	76,00	
TiO ₂	0,22	0,33	0,17	0,24	0,19	0,15	0,17	0,12	0,05	
Al ₂ O ₃	14,00	13,20	14,00	13,70	13,70	12,80	13,20	13,70	13,40	
Fe ₂ O ₃	0,74	1,04	0,61	0,80	0,79	0,13	0,46	0,11	0,11	
FeO	1,36	2,35	1,23	1,65	0,94	1,17	1,06	0,97	0,42	
MnO	0,03	0,04	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	
MgO	0,64	0,94	0,43	0,67	0,14	0,20	0,17	0,30	0,11	
CaO	0,75	0,84	1,08	0,89	0,84	0,71	0,78	1,52	1,04	
Na ₂ O	3,50	2,63	3,40	3,18	3,14	2,94	3,04	3,80	3,59	
K ₂ O	5,52	4,97	4,42	4,97	3,12	5,55	6,34	4,24	4,82	
P ₂ O ₅	0,09	0,10	0,08	0,09	0,08	0,03	0,06	0,05	0,03	
P.F.	0,56	0,86	0,88	0,77	0,23	0,36	0,30	0,24	0,36	
Total	100,21	100,10	99,52	99,79	99,98	99,25	99,59	99,67	99,94	
Rb	246	272	232	250	291	251	271	137	157	
Sr	121	59	154	107	163	83	123	388	151	
Zr	172	239	151	187	161	49	105	112	84	
Y	20	28	32	27	26	11	18	10	17	
Rb/Sr	2,29	4,61	1,51	2,80	1,79	3,02	2,40	0,35	1,21	
K/Rb	1187	152	158	166	203	184	194	257	255	

OBS.: Teores de elementos traços expressos em ppm

mo moderado, estabilizando-se em torno de 3%. A comparação entre esses dados e as análises modais (Tab. 1 e Fig. 23) mostram claramente que essas variações químicas estão diretamente relacionadas com a diminuição do teor de máficos e com o aumento da razão feldspato potássico/plagioclásio que se verificam no sentido indicado. Os diagramas de variação química (Fig. 41) ressaltam muito bem as considerações feitas acima.

As normas C.I.P.W. desses gnaisses (Tab. 4) mostram que as principais variações químicas observadas se refletem muito bem nas percentagens normativas de anortita, no total de constituintes máficos, na composição do plagioclásio normativo, nas razões Or/Ab e Ab/An. Os três primeiros decrescem no sentido gnaisse granodiorítico a sienogranítico, ao passo que as duas últimas crescem. É notável a presença de diopsídio e a conseqüente ausência de coríndon, em três amostras dos gnaisses granodioríticos. Nas restantes, o coríndon normativo ocorre em proporções variáveis, quase sempre inferiores a 1%. Uma das amostras dos gnaisses sienograníticos apresenta diopsídio normativo. Tal feição parece explicável pelo teor muito elevado em K_2O da amostra (FC-39), com o Al_2O_3 sendo consumido quando da formação do feldspato potássico normativo.

Há evidentemente um claro paralelismo entre as variações de minerais máficos normativos e os valores de M' obtidos nas análises modais (Tab. 1 e Fig. 23), assim como entre a anortita e plagioclásio normativos e a razão modal feldspato alcalino/plagioclásio.

As projeções dos pontos representativos das amostras no diagrama A-F-M (Fig. 40) revela um nítido "trend" de variação, com uma acentuada diminuição de F e M, sendo compensada pelo aumento de A no sentido dos gnaisses granodioríticos para os sienograníticos. Além disso, constata-se, de modo geral, uma nítida separação entre as variedades de gnaisses, separação essa que é menos marcante entre os dois grupos de gnaisses monzograníticos. É interessante notar que as amostras AC-22 A e FC-44, que não se enquadram perfeitamente em nenhum dos grupos, são as que se situam mais próximas do vértice A. O diagrama Ab-Or-An (Fig. 42) revela mais claramente a tendência obser

Tab. 4 - Normas C.I.P.W. de amostras do Gnaisses Centão (% peso), Serra do Estrondo (60)

Variedade des	Hb-Bt Gnaisses Granodioríticos					Bt- Gnaisses Monzograníticos					Média
	FC-40	FC-127	FC-36	FC-34	FC-51	AC-26	FC-89	FC-26	FC-54	FC-103	
Ref. N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Q	19,80	23,35	22,06	25,00	27,04	23,43	30,52	30,48	25,46	29,86	27,30
Or	21,94	22,10	23,75	17,92	25,30	22,18	26,32	27,61	28,47	26,64	27,90
Ab	30,56	29,92	31,83	36,16	30,84	31,84	29,25	29,77	33,06	32,94	31,72
An	12,68	11,76	11,05	10,20	8,57	11,10	5,98	6,48	7,33	5,56	6,58
C	-	-	-	0,27	0,14	-	1,06	0,30	0,62	0,58	0,73
D1	1,37	0,46	1,13	-	-	0,40	-	-	-	-	-
Hy	7,44	7,63	6,36	6,40	4,86	6,64	4,06	3,86	3,67	3,12	3,90
Mt	3,39	2,34	2,08	2,18	1,73	2,34	1,59	0,82	0,56	0,60	0,94
Il	1,95	1,68	1,19	1,28	1,00	1,41	0,79	0,46	0,52	0,50	0,62
Ap	0,87	0,75	0,56	0,60	0,53	0,65	0,41	0,19	0,31	0,21	0,31
Félsicos	84,99	87,14	88,68	89,54	91,89	88,95	93,15	94,66	94,94	95,57	94,23
Máficos	15,01	12,86	11,32	10,46	8,11	11,45	6,85	5,34	5,06	4,43	5,77
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Q	27,39	30,98	28,41	31,61	32,51	23,87	35,45	34,69	29,27	33,39	
Ab	42,27	39,70	41,00	45,73	37,08	40,03	33,88	33,88	38,00	36,83	
Or	30,35	29,32	30,59	22,66	30,42	36,09	30,57	31,42	32,73	29,78	
An	19,45	18,44	16,58	15,87	13,24	10,43	9,72	10,16	10,64	8,53	
AB	46,89	46,91	47,77	56,25	47,66	47,10	47,52	46,61	48,01	50,57	
Or	33,66	34,65	35,64	27,88	39,09	42,47	42,76	43,23	41,34	40,90	
Pl(An)	29,32	28,22	25,77	22,00	21,75	18,13	16,97	17,90	18,15	14,44	
Ab/An	2,41	2,54	2,88	3,54	3,60	4,52	4,89	4,59	4,51	5,92	

contin.

Tab. 4 - (Continuação)

Variedade	Mv-Bt. Gnaiss Monzogranit.				Mv-Bt Gns.Sienogran.				Outros	
	FC-30	FC-66	FC-29	Média	FC-39	AC-31	Média	AC-22A	FC-44	
Ref.	11	12	13		14	15		16	17	
Q	28,38	34,46	32,55	32,05	25,53	34,68	29,90	32,22	34,24	
Or	32,76	29,62	27,68	29,65	42,21	33,17	37,73	25,20	28,61	
Ab	29,74	22,44	29,17	27,16	26,65	25,16	25,90	32,34	30,51	
An	3,15	3,54	4,90	3,86	2,16	3,36	3,50	7,26	4,99	
C	1,07	2,17	1,67	1,70	-	0,74	0,08	0,18	0,43	
D1	-	-	-	-	1,27	-	-	-	-	
Hy	3,19	5,37	2,62	3,73	0,48	2,34	1,74	2,29	0,89	
Mt	1,08	1,52	0,90	1,17	1,15	0,19	0,67	0,16	0,16	
Il	0,42	0,63	0,33	0,46	0,36	0,29	0,33	0,23	0,10	
Ap	0,21	0,24	0,19	0,22	0,19	0,07	0,14	0,12	0,07	
Félsicos	95,10	92,24	95,97	94,42	96,54	97,11	97,12	97,20	98,78	
Máficos	4,90	7,76	4,03	5,58	3,46	2,89	2,88	2,80	1,22	
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
Q	31,23	39,83	36,41		27,05	37,29		35,90	36,68	
Ab	32,72	25,94	32,63		28,23	27,05		36,03	32,68	
Or	36,05	34,24	30,96		44,72	35,66		28,03	30,64	
An	4,80	6,37	7,93		3,04	5,45		11,20	7,78	
Ab	45,30	40,36	47,24		37,52	40,78		49,91	47,59	
Or	49,90	53,27	44,83		59,43	53,77		38,89	44,63	
P1(An)/...	9,58	13,63	14,38		7,50	11,78		18,33	14,06	
Ab/An	9,44	6,34	5,96		12,34	7,42		4,45	6,11	

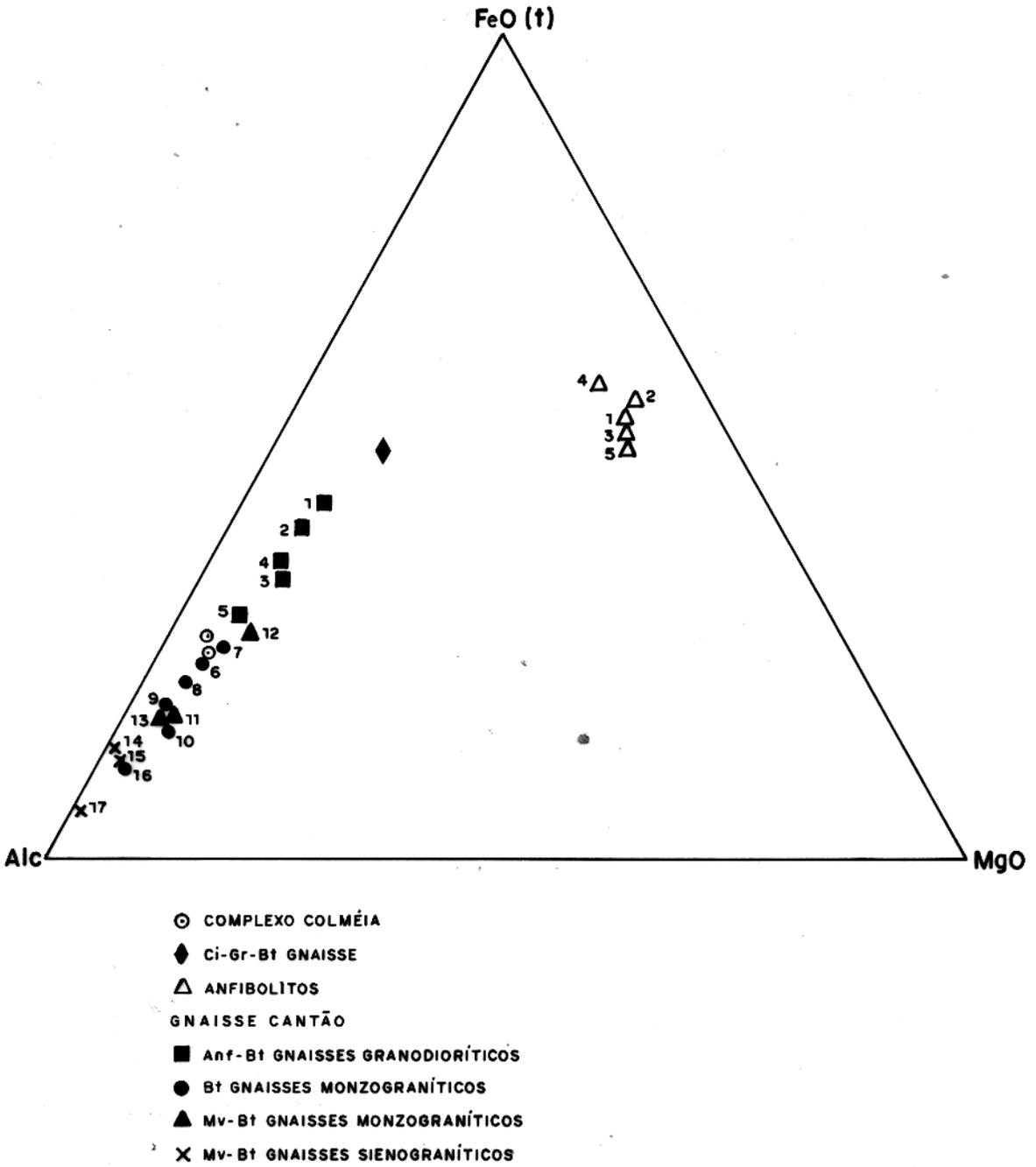


FIG. 40 - DIAGRAMA TRIANGULAR A - F - M, MOSTRANDO A DISTRIBUIÇÃO DE ROCHAS DO COMPLEXO COLMÉIA, Ci-Gr-Bt GNAISSE, GNAISSE CANTÃO E ANFIBOLITOS, SERRA DO ESTRONDO, (GO).

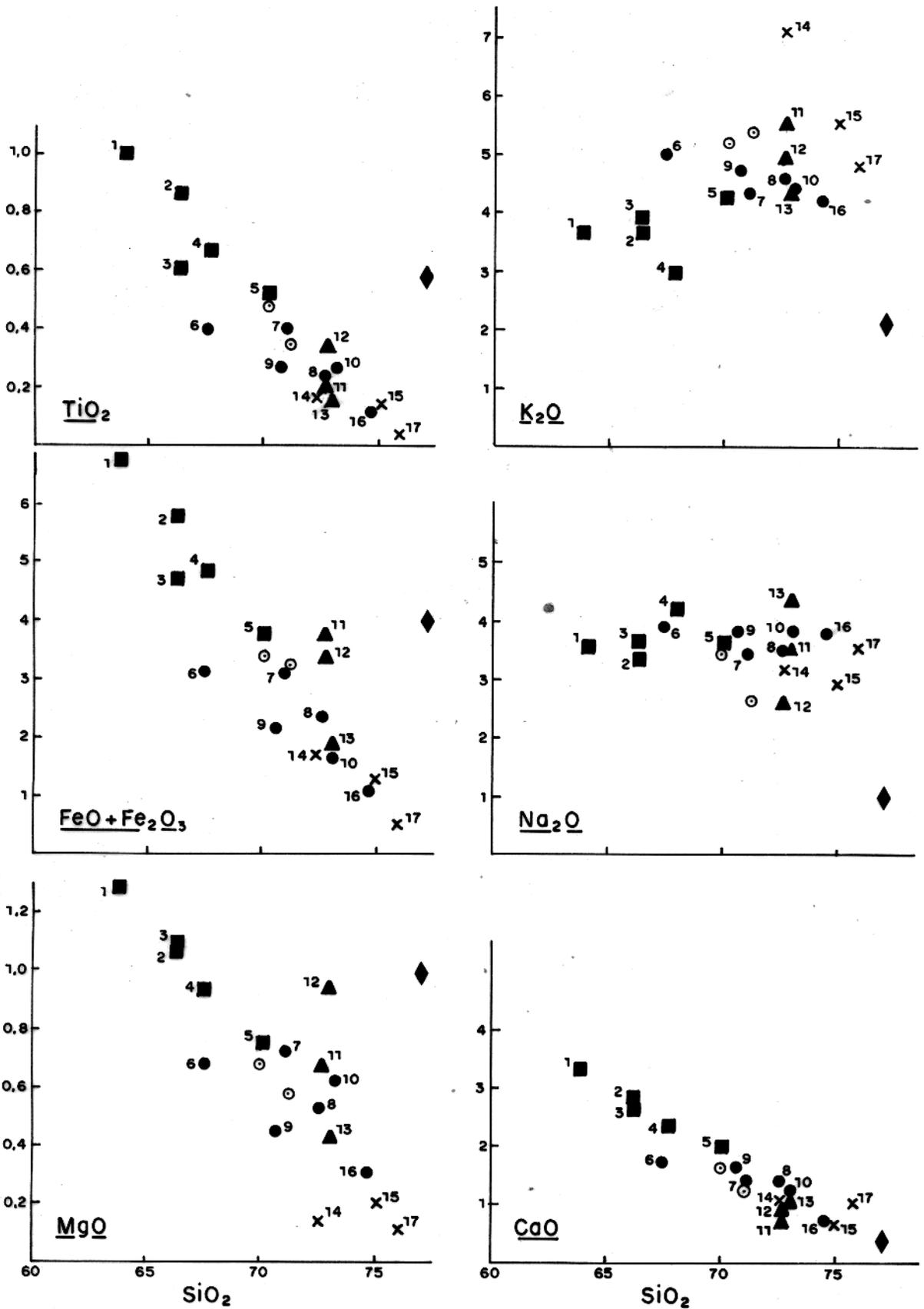


FIG. 41 - DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO QUÍMICA DE AMOSTRAS DO COMPLEXO COLMÉIA, Ci-Gr-Bt GNAISSE E GNAISSE CANTÃO, SERRA DO ESTRONDO (GO). Simbologia conforme Fig. 40.

vada nas normas, no sentido da diminuição de An normativa e do aumento da razão Or/Ab ao passar-se dos gnaisses granodioríticos aos sienograníticos. As variedades de gnaisses se separam claramente nesse diagrama. Observando-se o conjunto de pontos representativos das amostras do Gnaisse Cantão projetados nos diagramas das Figs. 40 e 42, verifica-se que eles configuram um nítido "trend" de variação, coincidente com o "trend" normal de diferenciação de rochas ígneas ácidas.

No diagrama Q-Ab-Or (Fig. 43) nota-se que, a grosso modo, os gnaisses granodioríticos são mais enriquecidos em Ab e que os gnaisses sienograníticos são mais ricos em Or, porém a separação entre as diversas variedades não é nítida e, como costuma ocorrer nesse diagrama, não se visualiza nenhum "trend", com os pontos representativos do conjunto dos gnaisses se concentrando em torno do máximo para as rochas graníticas (Tuttle & Bowen, 1958; Winkler, 1977).

Na Tab. 3 são apresentados os teores de alguns elementos traços (Rb, Sr, Zr e Y), bem como as razões Rb/Sr e K/Rb dos gnaisses em estudo. Verifica-se, de modo geral, um aumento nos teores de Rb e uma diminuição daqueles de Sr, Zr e Y no sentido dos gnaisses granodioríticos para os sienograníticos. As variações de Rb e Sr parecem ligadas fundamentalmente com as diferenças nas razões plagioclásio/feldspato alcalino e com o teor de anortita do plagioclásio (modal) existentes nos vários grupos de gnaisses. Aparentemente, o Rb está ligado preferencialmente ao potássio do feldspato potássico e o Sr ao cálcio do plagioclásio. Outras substituições devem ter papel subordinado. As variações de Zr e Y parecem diretamente ligadas aos dos minerais máficos. A diminuição de Zr deve ser acompanhada pela do zircão, principal mineral de Zr. O Y muito provavelmente deve estar presente em minerais de Ca, tais como apatita e titanita, sendo sua variação explicada pela diminuição do conjunto desses minerais no sentido dos gnaisses granodioríticos aos gnaisses sienograníticos.

Em consequência das variações apresentadas pelos teores de Rb e Sr, a razão Rb/Sr tende a ser mais elevada nas rochas graníticas e, mais acentuadamente, nos muscovita - biotí

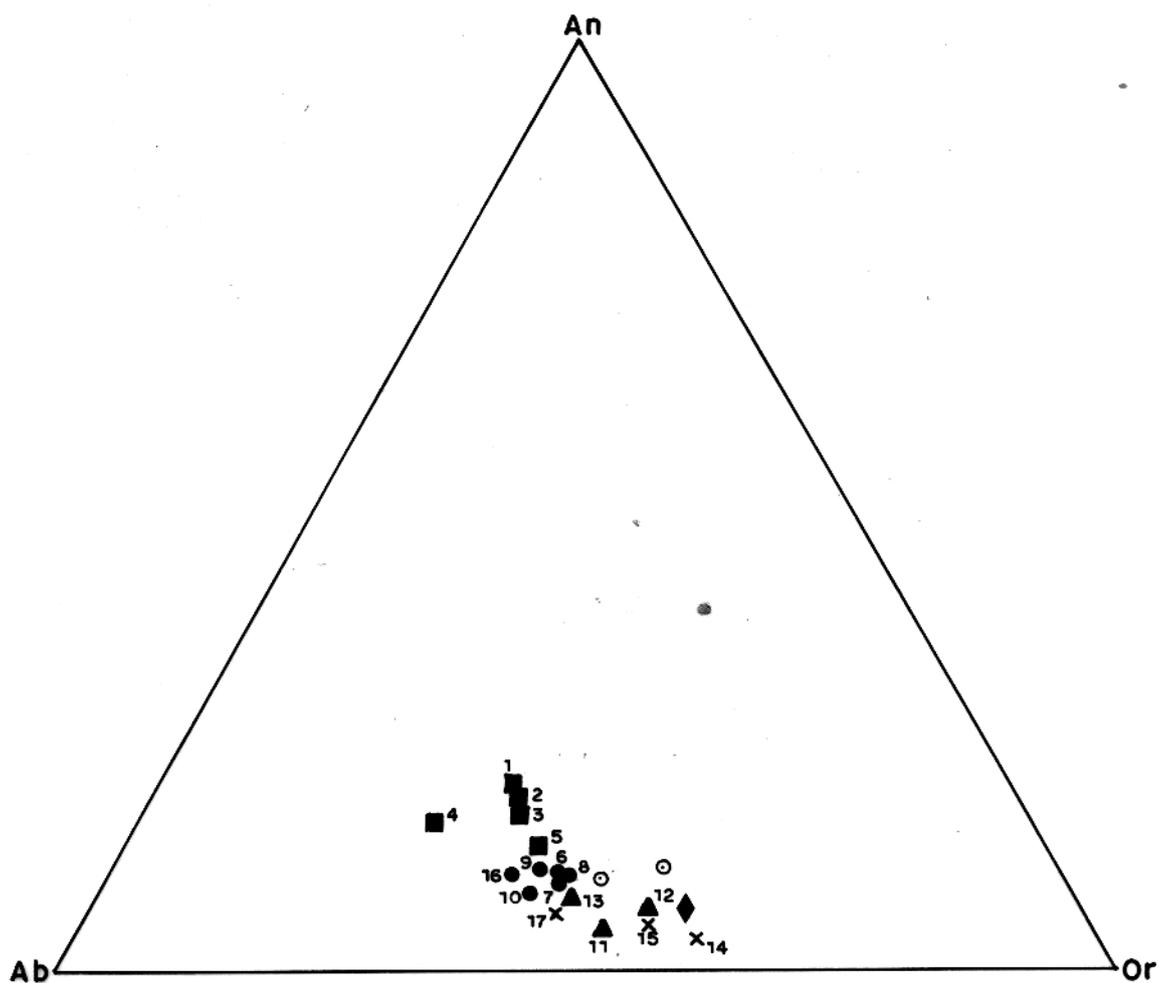


FIG. 42 - DIAGRAMA NORMATIVO Ab-Or-An MOSTRANDO VARIAÇÃO COMPOSICIONAL DE AMOSTRAS DO COMPLEXO COLMÉIA, Ci-Gr-Bt GNAISSE E GNAISSE CANTÃO, SERRA DO ESTRONDO (GO). Simbologia conforme Fig. 40.

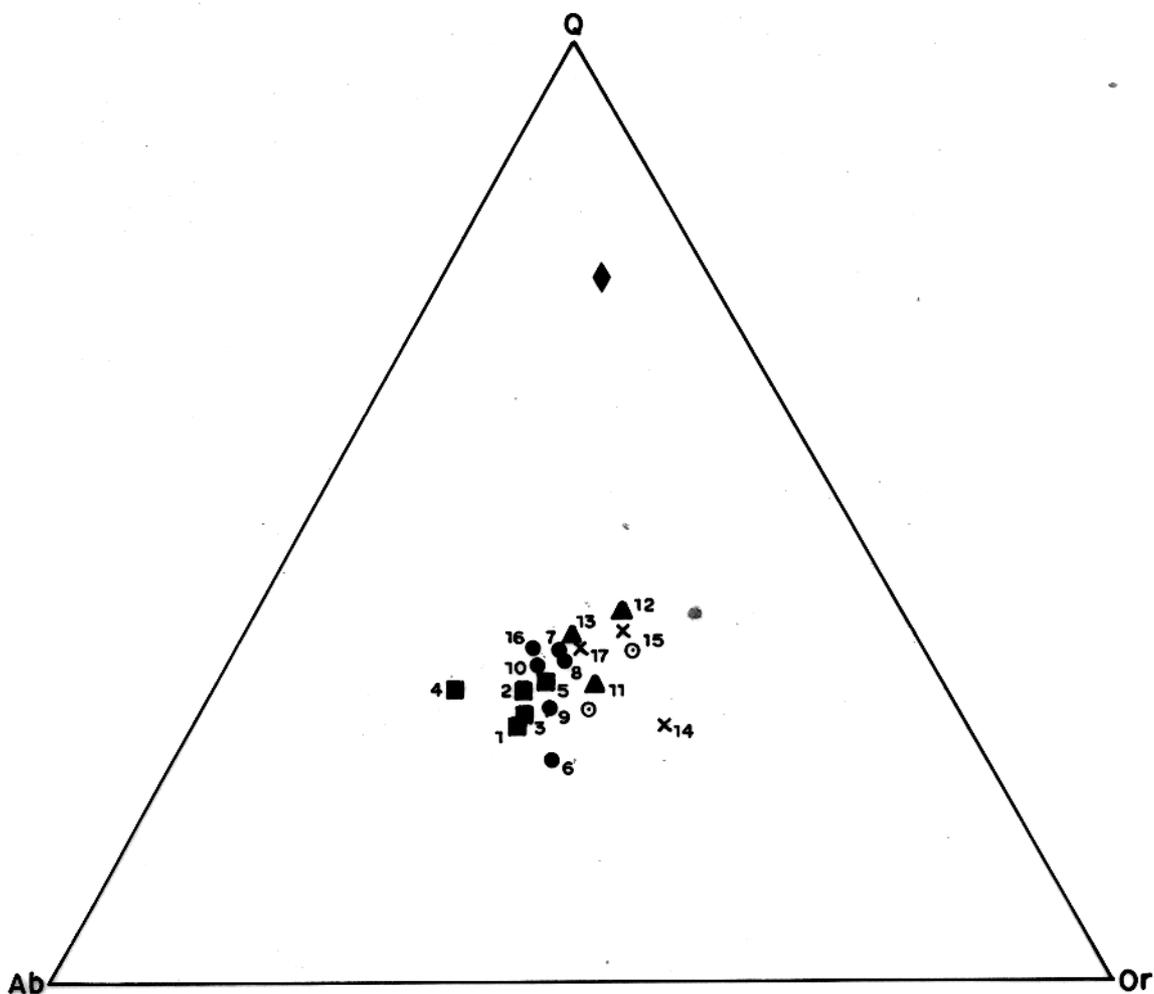


FIG. 43 - DIAGRAMA NORMATIVO Q-Ab-Or MOSTRANDO A VARIAÇÃO COMPOSICIONAL DE AMOSTRAS DO COMPLEXO COLMÉIA, Ci-Gr-Bt GNAISSE E GNAISSE CANTÃO, SERRA DO ESTRONDO (GO). Simbologia conforme Fig. 40.

ta gnaisses monzograníticos e muscovita-biotita gnaisses sienograníticos. O Gnaisses Cantão apresenta valores médios dessa razão bem superiores aos apresentados em Faure & Powell (1972, Tab. I.4). As razões K/Rb variam entre 139 e 257, sendo que a sua média é de 201. Segundo Taylor (1965), a média dessa razão em rochas ígneas da crosta é 230, sendo considerados normais os valores incluídos no intervalo de 150 a 300, no qual está situada a totalidade das amostras estudadas, exceto a amostra FC-34, possuidora de reduzido conteúdo em K_2O . A Fig. 44 mostra mais claramente o comportamento da razão K/Rb no Gnaisse Cantão. Ne-la verifica-se que, com exceção dos gnaisses granodioríticos e sienograníticos que se acham destacados dos demais, os restantes não mostram uma separação muito nítida no diagrama. O aumento de K_2O verificado no sentido dos gnaisses granodioríticos aos sienograníticos tende a ser equilibrado pelo do Rb, fazendo com que as razões K/Rb não variem de modo muito expressivo.

Na Tab. 5 são fornecidas as composições químicas de cinco grauvacas arqueanas, que mostram algumas diferenças marcantes em relação ao Gnaisse Cantão, tais como: teores médios bem mais elevados de MgO e, principalmente, FeO (total), e mais reduzidos de SiO_2 e K_2O . Além disso, as razões $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ e Na_2O / K_2O mostram valores bem mais elevados nessas grauvacas do que no Gnaisse Cantão. Por outro lado, se for feita uma comparação entre as composições médias de granodioritos, granitos e adamelitos fornecidas por Nockolds (1954) e aquelas dos vários grupos do Gnaisse Cantão (Tab. 6), verifica-se que existe grande similaridade entre as rochas de mesma classificação e que contêm os mesmos minerais varietais (os adamelitos de Nockolds correspondem aproximadamente aos monzogranitos e os granitos aos sienogranitos). O mesmo é válido para as razões $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$, Na_2O / K_2O e Fe_2O_3 / FeO .

No diagrama triangular $CaO-Na_2O-K_2O$ (Fig. 45) as amostras dos gnaisses apresentam comportamento semelhante ao observado no diagrama $Ab-Or-An$ (Fig. 42). No primeiro diagrama foram lançados os campos composicionais de algumas rochas ígneas comuns e de grauvacas arqueanas, segundo Condie (1967). As amostras dos gnaisses granodioríticos encontram-se no interior do

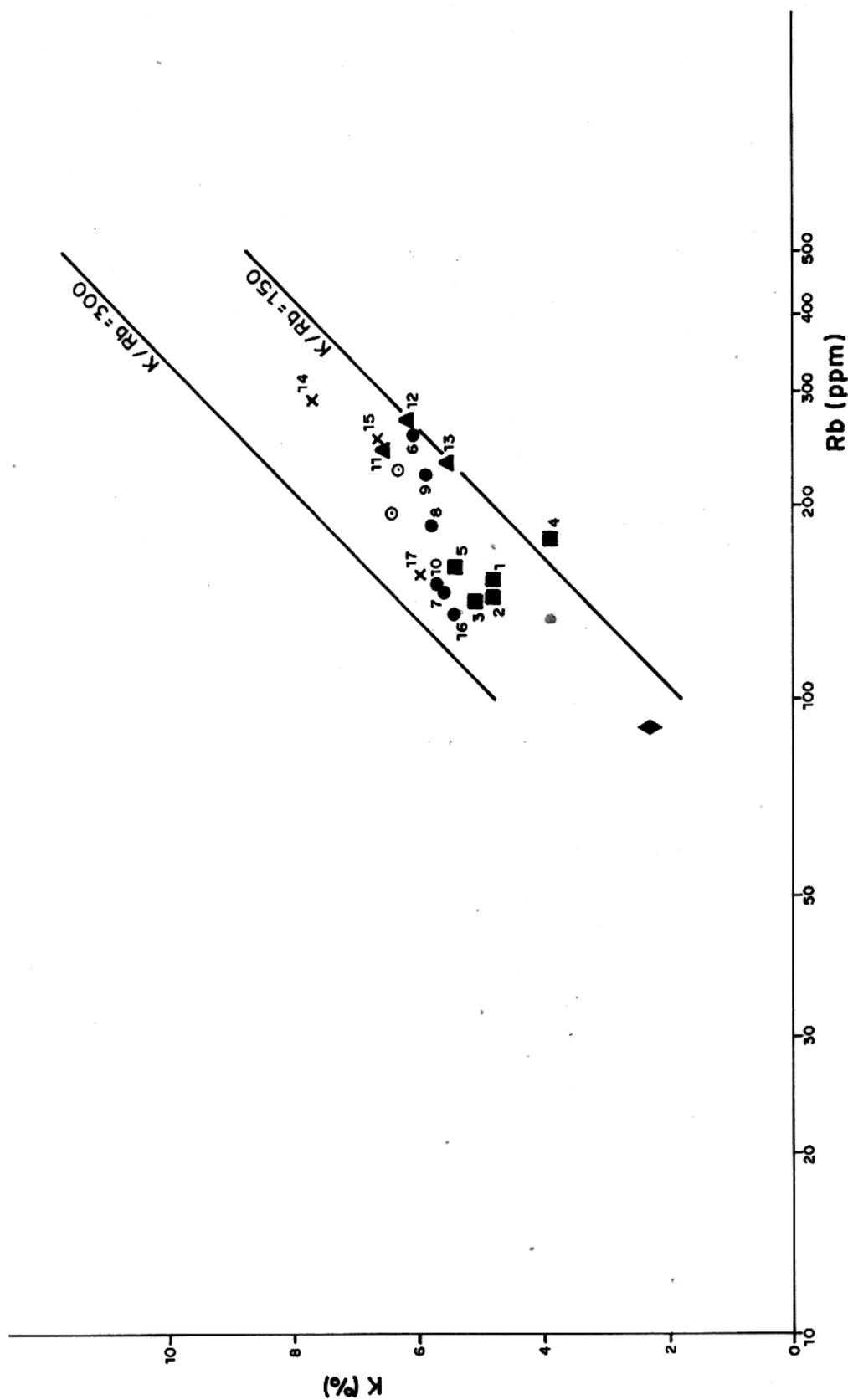


FIG. 44 - DIAGRAMA K/Rb MOSTRANDO A DISTRIBUIÇÃO DAS AMOSTRAS DO COMPLEXO COLMÉIA, CI-GR - BT GNAISSE, E GNAISSE CANTÃO, SERRA DO ESTRONDO (GO).
Simbologia conforme Fig. 40.

Tab. 5 - Composições Químicas Médias de Grauvacas Arqueanas (% peso).

	A	B	C	D	E
SiO ₂	64,63	62,00	64,43	60,51	60,24
TiO ₂	0,57	0,50	0,62	0,87	0,64
Al ₂ O ₃	13,41	15,30	15,48	15,36	15,28
Fe ₂ O ₂	6,27*	5,72*	6,54*	0,76	0,70
FeO	-	-	-	7,63	4,53
MnO	-	0,07	-	0,16	0,06
MgO	3,23	3,42	3,12	3,39	2,74
CaO	3,04	2,76	2,22	2,14	1,70
Na ₂ O	2,92	3,51	3,74	2,50	3,12
K ₂ O	2,02	2,09	2,44	1,69	1,91
P ₂ O ₅	-	0,11	-	0,27	0,12
H ₂ O ⁺	2,49	-	-	3,38	2,49
H ₂ O ⁻	0,08	-	-	0,15	0,08
Total	98,66	95,48	98,59	98,81	93,61

- A - Pettijohn, 1963
in: Condie, 1967.
- B - Minnesota (USA)
Arth e Hanson, 1975.
- C - Wyoming (USA)
Condie, 1967.
- D - Mamitou Lake (Canadá)
Pettijohn, 1949; in:
Pettijohn, 1975.
- E - Yellowknife Bay (Canadá)
Henderson, 1972; in:
Pettijohn, 1975.

* Ferro Total

Tab. 6 - Composições Químicas Médias de Algumas Rochas Ígneas (Nockolds, 1954) e das variedades de rochas do Gnaisses Cantão (% peso)

	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O
SiO ₂	65,50	68,97	66,90	71,03	71,86	71,10	72,80	73,28	71,59	74,00
TiO ₂	0,61	0,45	0,73	0,39	0,30	0,32	0,24	0,30	0,31	0,17
Al ₂ O ₃	15,65	15,47	14,10	14,31	14,73	14,20	13,70	13,33	14,69	13,20
Fe ₂ O ₃	1,63	1,12	1,59	0,95	0,64	0,64	0,80	0,87	0,56	0,46
FeO	2,79	2,05	3,58	1,96	1,61	1,84	1,65	1,38	1,56	1,06
MnO	0,09	0,06	0,06	0,06	0,04	0,02	0,03	0,05	0,07	0,01
MgO	1,86	1,15	1,03	0,75	0,67	0,60	0,67	0,50	0,54	0,17
CaO	4,10	2,99	2,65	1,89	1,51	1,48	0,89	1,17	1,28	0,78
Na ₂ O	3,84	3,69	3,70	3,33	3,18	3,70	3,18	2,96	2,97	3,04
K ₂ O	3,01	3,16	3,69	4,66	4,64	4,66	4,97	5,52	5,48	6,34
P ₂ O ₅	0,23	0,19	0,27	0,17	0,16	0,13	0,09	0,14	0,26	0,06
H ₂ O	0,69	0,70	0,44	0,50	0,66	0,48	0,77	0,50	0,69	0,30
Total	100,00	99,97	98,74	100,00	100,00	99,17	99,79	100,00	100,00	99,59

F - Hb-Bt Granodiorito; média de 65 análises
 G - Bt Granodioritos; média de 36 análises
 H - Hb-Bt Gnaisses Granodioríticos (Cantão); média de 5 análises
 I - Bt Adamelitos; média de 45 análises
 J - MV-Bt Adamelitos; média de 22 análises
 K - Bt Gnaisses Monzograníticos (Cantão); média de 5 análises
 L - MV-Bt Gnaisses Monzograníticos (Cantão); média de 3 análises
 M - Bt Granitos; média 37 análises
 N - MV-Bt Granitos; média de 21 análises
 O - MV-Bt Gnaisses Sienograníticos (Cantão); média de 2 análises

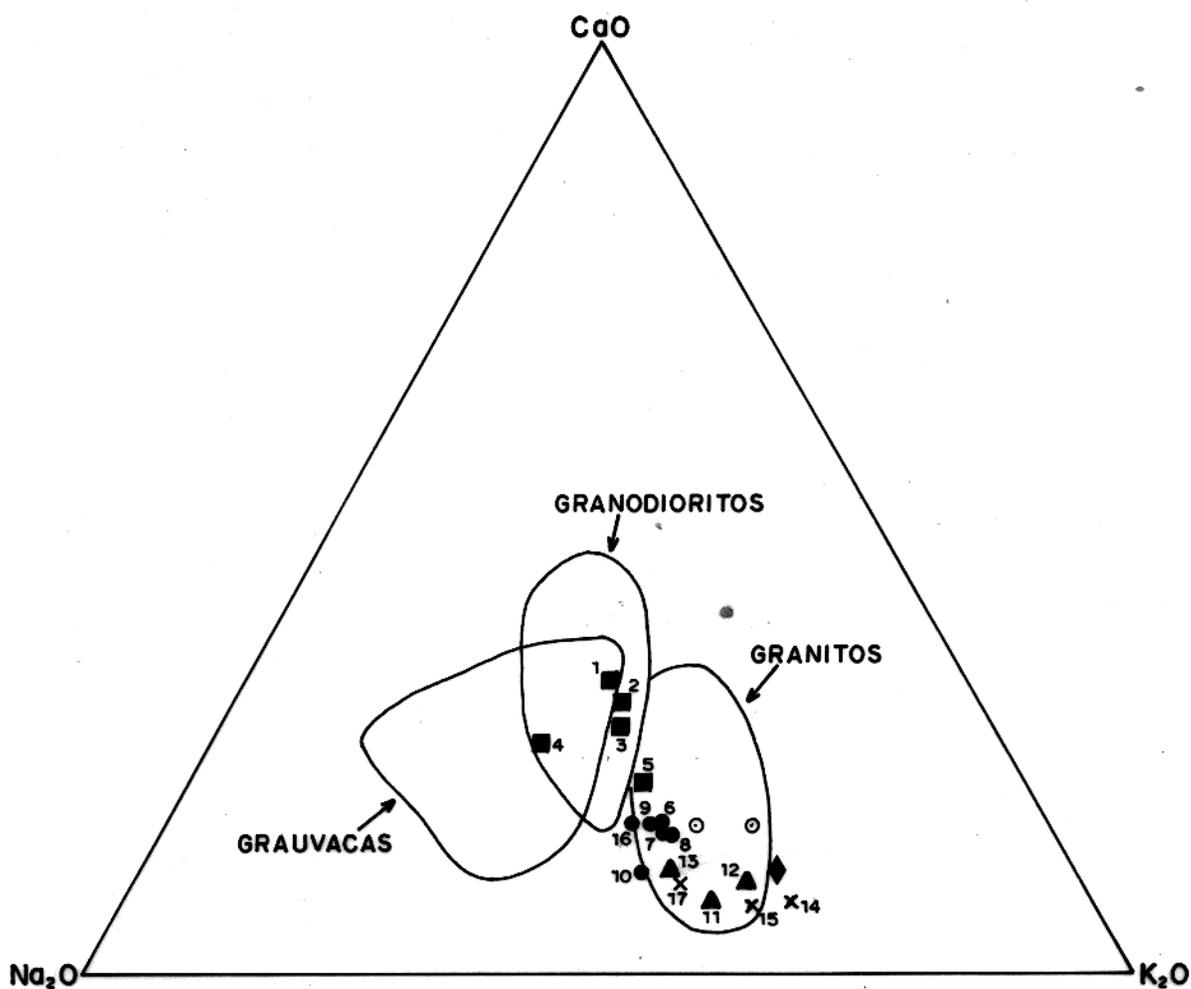


FIG. 45 - DIAGRAMA TRIANGULAR $\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ MOSTRANDO A VARIACÃO COM POSICIONAL DE AMOSTRAS DO COMPLEXO COLMÉIA, Ci-Gr-Bt GNAISSE E GNAISSE CANTÃO, SERRA DO ESTRONDO (GO). CAMPOS DOS GRANODIORITOS, GRANITOS E GRAUVACAS ESTABELECIDOS POR CONDIE (1967). Simbologia conforme Fig 40.

campo dos granodioritos, enquanto que as dos diversos grupos de gnaisses graníticos situam-se no campo dos granitos ou muito próximas e ele. É bastante nítida a separação dos vários grupos de gnaisses nesse diagrama. A amostra 4 encontra-se bastante afastada das demais e, embora ainda esteja contida no campo dos granodioritos, adentra-se consideravelmente naquele das grauvacas. Isso se explica pelo seu elevado conteúdo em Na_2O e mais reduzido em K_2O , feição que a distingue dos demais gnaisses.

Algumas feições químicas, tais como os teores de Na_2O , as relações moleculares $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, o comportamento do diopsídio e coríndon normativos e as variações nos diagramas em que foram lançados os diversos grupos do Gnaisse Cantão, sugerem uma maior analogia composicional dos mesmos com os granitos do tipo I e contrastes expressivos em relação aos do tipo S (Chappell & White, 1974; Hine et al., 1978). Os primeiros são considerados como gerados a partir da anatexia de rochas ígneas e os últimos a partir da anatexia de rochas sedimentares. Esses critérios utilizados por Chappell e White (1974) e Hine et al. (1978) não são, evidentemente, suficientes e, tampouco, definitivos para separar, de maneira generalizada, granitos do tipo I e S. Entretanto, a analogia observada indica uma provável formação do Gnaisse Cantão a partir de rochas ígneas.

As marcantes analogias petrográficas e químicas observadas entre os vários grupos do Gnaisse Cantão, as passagens graduais de um grupo a outro, indicadas por suas variações mineralógicas e químicas, as suas afinidades texturais e o fato de se encontrarem intimamente associados no campo, mostram indubitavelmente que se trata de um conjunto de rochas afins geneticamente e pertencentes a uma mesma unidade. Quanto à origem desses gnaisses, a distribuição das diferentes amostras nos diagramas Q-A-P, Q-(A+P)-M', A-F-M, Ab-Or-An, Q-Ab-Or, CaO- Na_2O - K_2O (Figs. 23, 40, 42, 43 e 45) e as diversas feições petrográficas e químicas discutidas anteriormente permitem concluir que se trata de um conjunto de ortognaisses. Essa conclusão será assumida nas discussões que seguem.

5.4 Anfibolitos

Observando-se as composições químicas dessas rochas, apresentadas na Tab. 7, verifica-se que as amostras AC-36 A e AC-22 B possuem teores ligeiramente mais elevados em SiO_2 e em álcalis que as demais. A alumina não varia muito nas diversas amostras e suas percentagens são sempre moderadas. Com relação ao CaO, constata-se que os teores são relativamente elevados para rochas dessa composição, decrescendo ligeiramente para as amostras mais ricas em SiO_2 . A razão FeO/MgO tem comportamento quase constante nas amostras FC-42, FC-52 e FC-128, e valores mais variáveis nas demais. Há sempre predomínio de FeO sobre MgO e as razões entre esses óxidos são todas superiores à unidade.

A projeção dos pontos representativos das amostras no diagrama A-F-M (Fig. 40) revela a total dominância de FeO (total) e MgO em relação aos álcalis. As amostras FC-42, FC-52, FC-128 e AC-22 B mostram comportamentos similares, em função das suas razões Fe/Mg muito próximas. A amostra AC-36 A foge um pouco desse conjunto devido à sua razão Fe/Mg mais elevada, aproximando-se do vértice do FeO no diagrama.

Com relação às normas C.I.P.W., apresentadas na Tab. 8, observa-se que as duas amostras mais ricas em sílica são Q normativas e as demais Ol normativas. O hiperstênio normativo está presente em todas as cinco amostras, havendo conseqüentemente ausência de feldspatóides na norma. As percentagens de Di são muito expressivas em todas as amostras, sendo maiores naquelas desprovidas de quartzo normativo. Com o aumento da subsaturação em sílica, a olivina normativa torna-se mais freqüente e a razão Hy/Ol torna-se muito baixa (FC-52). O comportamento de An e Ab está diretamente relacionado com as abundâncias de CaO, Na_2O e Al_2O_3 das amostras. Do mesmo modo o pequeno percentual de Or reflete os baixos teores em K_2O .

Tomando-se como critério a saturação em sílica e a disposição das diversas amostras no tetraedro dos basaltos (Yoder & Tilley, 1962), bem como as discussões posteriores a esse respeito (Wyllie, 1971; Irvine & Baragar, 1971; Ringwood, 1975), pode-se afirmar que as composições desses anfibo

Tab. 7 - Composições Químicas (% peso) dos Anfibolitos, Serra do Estrondo (GO)

Variedades	Olivina-normativos				Quartzo-normativos		
	Ref.	FC-42	FC-52	FC-128	Média	AC-36A	AC-22B
Nº	1	2	3		4	5	
SiO ₂	48,50	46,80	49,20	48,20	49,50	49,50	49,50
TiO ₂	1,03	1,16	1,07	1,09	1,21	0,82	1,02
Al ₂ O ₃	13,40	14,30	13,60	13,70	14,00	14,50	14,30
Fe ₂ O ₃	1,09	1,10	0,35	0,85	2,12	2,77	2,44
FeO	10,63	11,32	10,82	10,92	10,74	10,63	10,68
MnO	0,23	0,25	0,22	0,23	0,24	0,20	0,22
MgO	7,96	8,23	8,09	8,09	7,07	8,00	7,54
CaO	12,86	14,05	13,03	13,31	11,91	12,34	12,12
Na ₂ O	1,78	1,56	1,81	1,72	1,90	1,83	1,86
K ₂ O	0,32	0,19	0,45	0,32	0,39	0,42	0,40
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,08	0,08	0,11	0,08	0,10
P.F.	0,38	0,31	0,69	0,46	0,21	0,81	0,51
Total	98,26	99,36	99,41	98,97	99,40	99,44	100,68
FeO/MgO	1,33	1,37	1,34	1,35	1,52	1,02	1,27
MgO/(Fe+MgO)	0,43	0,42	0,43	0,43	0,40	0,50	0,45

Tab. 8 - Normas C.I.P.W. de Anfibolitos Associados ao Gnaissé Cantão, Serra do Estrondo (GO)

Variedades	Olivina-normativos				Quartzo-normativos		
	FC-42	FC-52	FC-128	Média	AC-36A	AC-22A	Média
Nº	1	2	3		4	5	
Q	-	-	-	-	0,17	0,37	-
Or	1,93	1,13	2,69	1,92	2,32	2,52	2,36
Ab	15,38	13,54	15,50	14,78	16,21	15,70	15,72
An	28,33	31,67	28,13	29,16	28,78	30,53	29,34
Di	29,90	31,46	30,32	30,80	24,81	25,23	24,75
Hy	13,53	3,23	11,53	9,48	22,04	19,82	20,16
Ol	7,09	15,11	9,06	10,31	-	-	1,97
Mt	1,61	1,61	0,51	1,25	3,10	4,07	3,53
Il	2,00	2,23	2,06	2,10	2,32	1,58	1,93
Ap	0,19	0,22	0,19	0,19	0,26	0,19	0,24
Félsicos	45,64	46,14	46,32	45,86	47,47	49,11	47,41
Máficos	54,36	53,86	53,68	54,14	52,53	50,89	52,59
Total	100	100	100	100	100	100	100
Hy/Ol	1,91	0,21	1,27				

litos são equivalentes as dos olivina-toleitos e quartzo - toleitos. A amostra FC-52 aproxima-se muito do plano crítico de sub-saturação Ol-Ab (Ol'-Ab na Fig. 46) e é comparável quimicamente aos olivina-basaltos, conforme definidos por Ringwood (1975). Por outro lado, as baixas percentagens de Al_2O_3 das diversas amostras e a relação entre alumina e a composição do plagioclásio normativo (Irvine & Baragar, 1971) sugerem uma maior afinidade composicional entre esses anfibolitos e os basaltos de séries toleíticas normais do que com os basaltos ricos em alumina e as séries toleíticas calco-alcálicas. O posicionamento das várias amostras no diagrama An-Ab'-Or (Irvine & Baragar, 1971 - Fig. 8) indica que os anfibolitos se assemelham às rochas toleíticas normais, no que diz respeito ao conteúdo relativo de potássio.

A projeção dos pontos representativos das amostras no diagrama TiO_2 - K_2O - P_2O_5 (Fig. 47), ressalta um espalhamento desses pontos às proximidades do vértice representado por TiO_2 , com grande variação de K_2O e TiO_2 , sendo P_2O_5 quase que constante. Além disso, revela que esses anfibolitos têm comportamento semelhante ao de rochas básicas fanerozóicas, definidas como oceânicas por Pearce et al. (1975).

Considerando-se as projeções dos pontos no diagrama FeO (total)- MgO - Al_2O_3 (Fig. 48), verifica-se uma concentração dos mesmos no interior do campo das rochas básicas fanerozóicas provenientes de ilhas oceânicas, segundo Pearce et al. (1977).

Essa concentração verificada no diagrama da Fig. anterior é também observada no diagrama TiO_2 -($MnO \times 10$) - ($P_2O_5 \times 10$) (Fig. 49), onde foram lançados também os campos composicionais definidos por Mullen (1983) para rochas toleíticas oceânicas de diferentes idades. Nota-se, no entanto, que nesse diagrama os anfibolitos ora estudados projetam-se no campo dos toleitos provenientes de arcos de ilhas.

As diversas comparações feitas sugerem uma possível derivação dos anfibolitos a partir de toleitos de ambiente oceânico, porém toda e qualquer conclusão a respeito do ambiente tectônico de geração dessas rochas básicas é prematura .ten

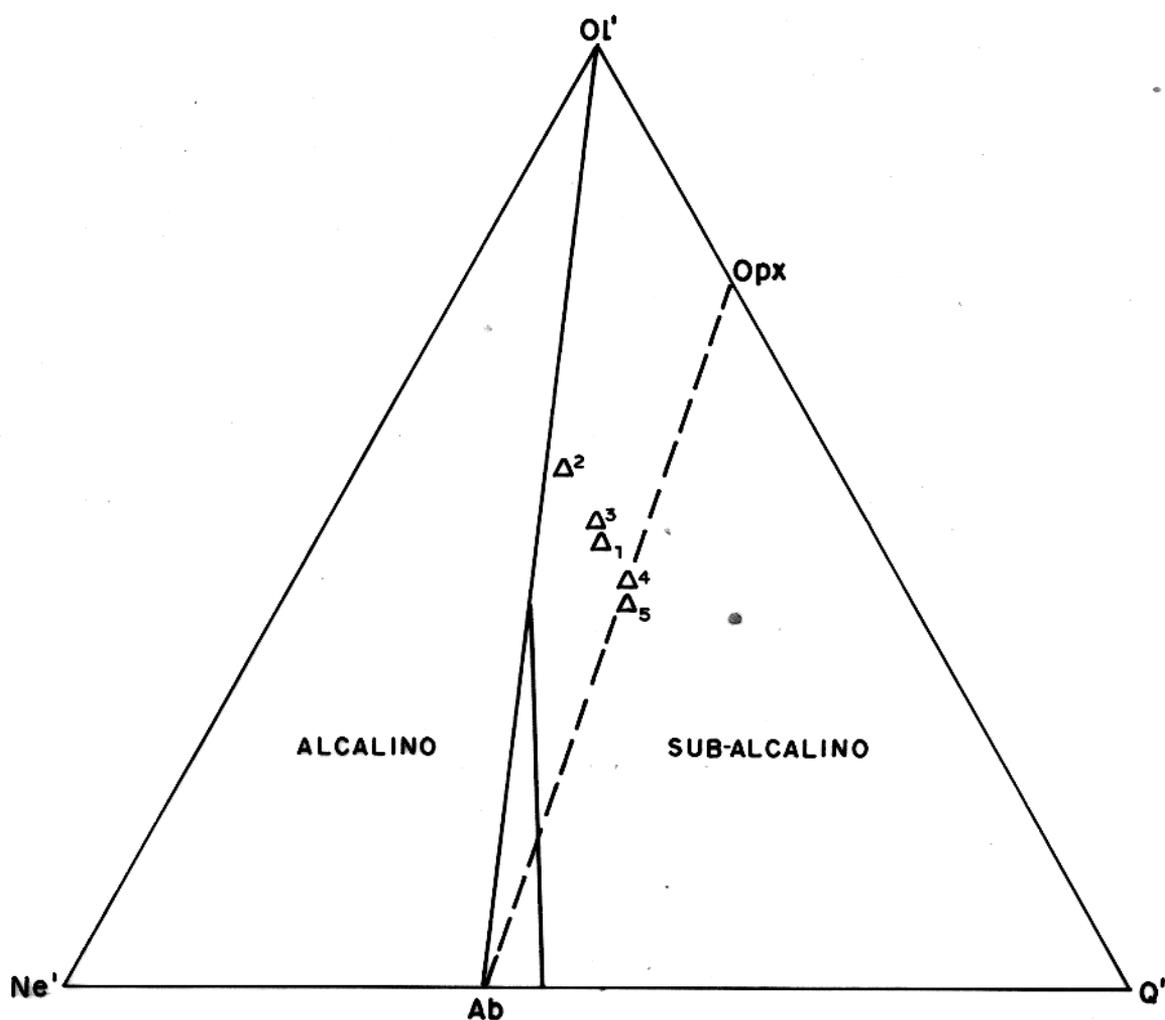


FIG. 46 - PROJEÇÃO DE AMOSTRAS DE ANFIBOLITOS DA SERRA DO ESTRONDO (GO), NO DIAGRAMA OL' - Ne' - Q'. A LINHA OL' - Ab REPRESENTA O PLANO CRÍTICO DE SUBSATURAÇÃO EM SÍLICA (YODER E TILLEY, 1962), MODIFICADO POR IRVINE E BARAGAR (1971).

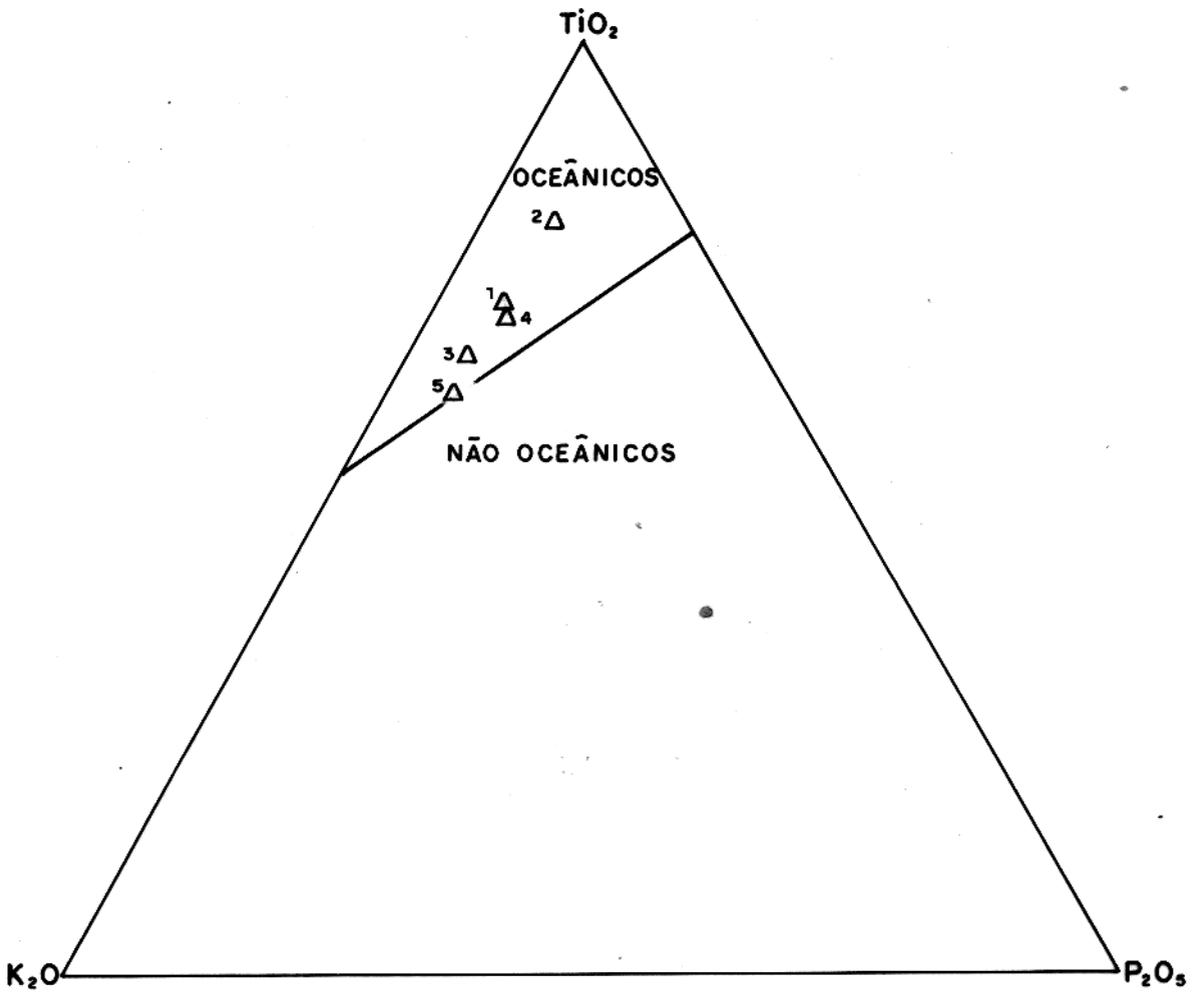


FIG.47 - DIAGRAMA TRIANGULAR TiO_2 - K_2O - P_2O_5 , MOSTRANDO A DISTRIBUIÇÃO DE AMOSTRAS DE ANFIBOLITOS DA SERRA DO ESTRONDO (GO). CAMPOS DEFINIDOS POR PEARCE ET AL. (1975).

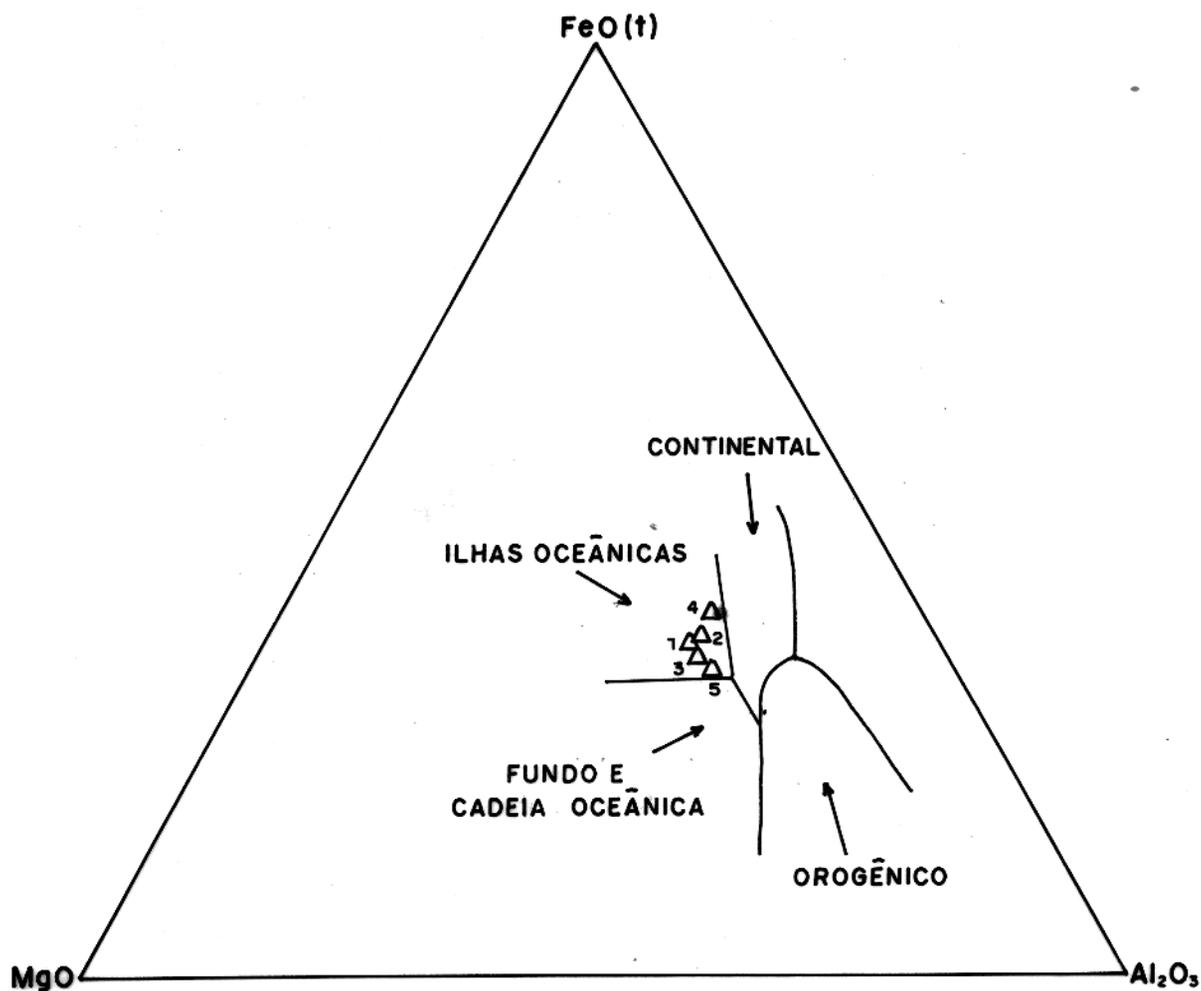
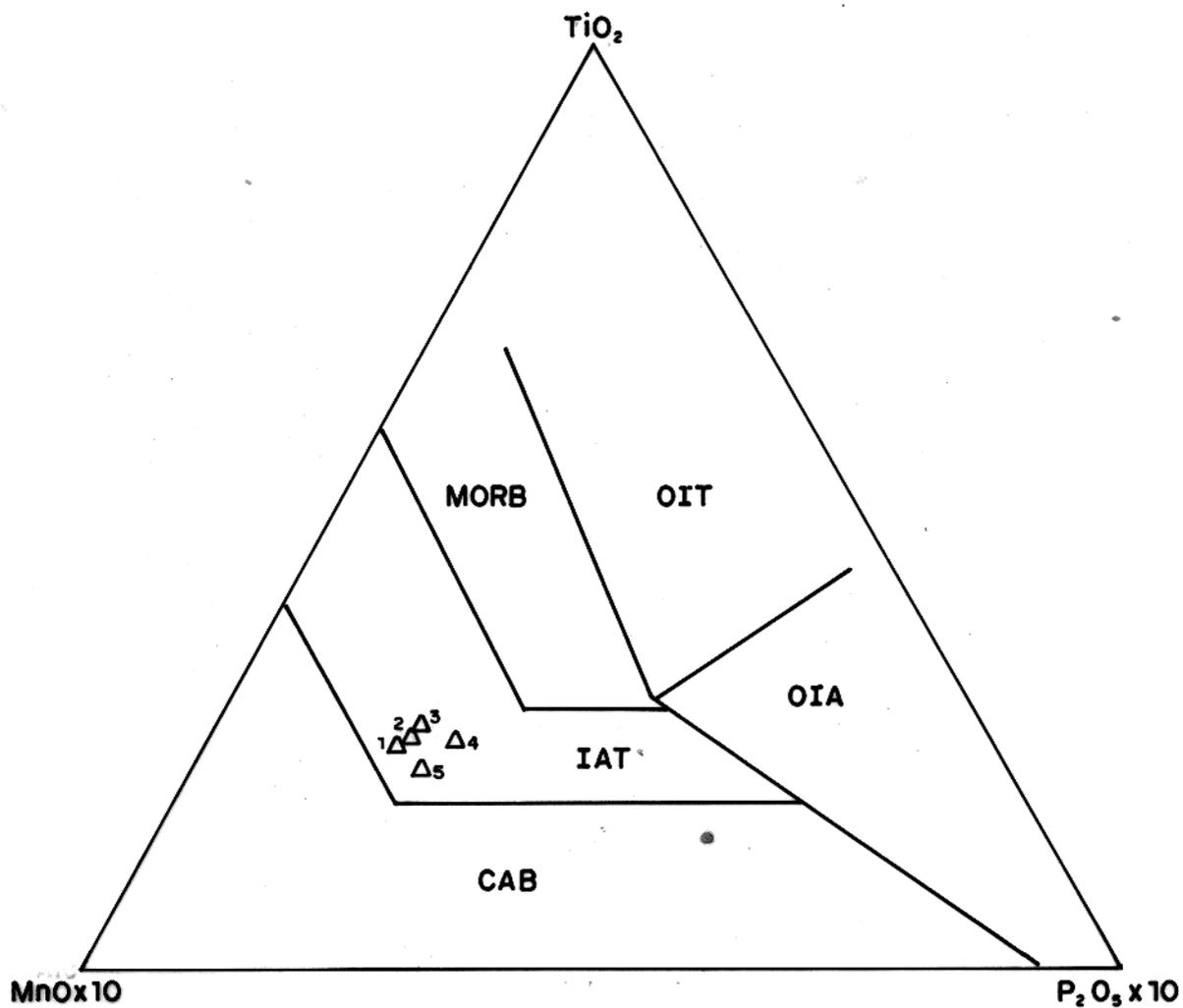


FIG. 48 - DIAGRAMA TRIANGULAR FeO(t)-MgO-Al₂O₃, MOSTRANDO A DISTRIBUIÇÃO DAS AMOSTRAS DE ANFIBOLITOS DA SERRA DO ESTRONDO (GO). CAMPOS DEFINIDOS POR PEARCE ET AL. (1977).



- OIA:** BASALTOS ALCALINOS DE ILHAS OCEÂNICAS
CAB: BASALTOS CALCO-ALCALINOS
MORB: BASALTOS DAS CADEIAS MESO-OCEÂNICAS
OIT: TOLEITOS DE ILHAS OCEÂNICAS
IAT: TOLEITOS DE ARCOS DE ILHAS

FIG. 49 - DIAGRAMA TRIANGULAR $\text{MnO}-\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$, MOSTRANDO A LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS DE ANFIBOLITOS DA SERRA DO ESTRONDO (GO). CAMPOS DEFINIDOS POR MULLEN (1983).

do em vista o reduzido número de amostras estudadas e as diversas variáveis que podem intervir durante a evolução dos anfíbolitos, causando modificações nas composições iniciais.

5.5 Formação Xambioá

A partir dos resultados analíticos que estão apresentados na Tab. 9, verifica-se que embora os dois grupos de xistos analisados tenham composições bastante próximas, existem algumas diferenças entre eles. Os teores médios em Al_2O_3 , MgO , K_2O e FeO são mais elevados nas rochas portadoras de granada, nas quais os conteúdos em Na_2O e, principalmente, em CaO são mais reduzidos. Se for considerado o conjunto das rochas analisadas, o valor mais reduzido de um determinado óxido é encontrado entre as amostras daquele agrupamento, onde o teor médio desse óxido é menor que o obtido no outro grupo. Chega-se a mesma conclusão com os valores mais elevados, exceto para o MgO . Os valores da razão $MgO/(MgO+FeO)$ dos dois grupos são semelhantes, variando de 0,38 a 0,45.

A comparação dos dados obtidos com a composição química média das grauvacas fornecidas por Pettijohn (1975; Tab. 7.3) que é mostrada na Tab. 9, indica uma notável similaridade composicional entre os xistos analisados e as referidas grauvacas. As semelhanças são ainda mais marcantes no caso dos mica xistos sem granada.

A distribuição dos pontos representativos das amostras no diagrama ACF (Fig. 50), revela que os xistos portadores de granada se isolam dos demais. Percebe-se ainda, que o local onde eles se concentram no diagrama, coincide com a porção do campo IB (Winkler, 1977, Fig. 5.7), que corresponde ao de argilas e folhelhos isentos ou com teores reduzidos de carbonato. Já as rochas desprovidas de granada ocupam o campo II (Winkler, 1977, Fig. 5.7), correspondente às grauvacas. No diagrama A'KF (Fig. 50) não há separação nítida entre o campo das grauvacas e a distribuição da maioria das rochas argilosas. Percebe-se que as diversas amostras se situam dentro da área comum a esses dois tipos de rochas. Os xistos com granada se se

Tab. 9 - Composições Químicas de amostras de Xistos da Formação Xambioá (% peso), Serra do Estrôndio (60).

Variedades	Plagioclásio-Quartzo-Mica Xisto										Pl-Qz-Mica-Xisto com Granada				
	FC-04	FC-17	AZ-33	AC-18	AC-13	AC-17	AC-15	Média	FC-06	FC-13	AC-28	Média	Média	Intervalo	P
	1	2	3	4	5	6	7		8	9	10		Geral		
SiO ₂	65,10	65,90	74,50	67,80	67,50	68,60	71,00	68,60	63,20	68,90	67,50	66,50	67,90	63,16-74,48	66,7
TiO ₂	0,75	0,64	0,55	0,67	0,68	0,72	0,62	0,66	0,80	0,60	0,65	0,68	0,67	0,55-0,80	0,6
Al ₂ O ₃	15,40	14,00	12,10	14,30	14,00	14,00	13,00	13,80	16,80	15,00	14,50	15,40	14,30	12,08-16,77	13,5
Fe ₂ O ₃	1,68	1,52	1,37	2,10	2,19	2,32	2,11	1,90	2,49	1,88	1,49	1,95	1,92	1,37-2,49	1,6
FeO	3,18	4,05	2,31	2,60	2,89	2,02	2,17	2,75	4,19	3,47	4,04	3,90	3,09	2,02-4,19	3,5
MnO	0,05	0,13	0,09	0,08	0,11	0,08	0,10	0,09	0,14	0,10	0,09	0,11	0,10	0,05-0,14	0,1
MgO	2,17	3,15	1,40	2,09	2,15	1,57	1,57	2,01	2,70	2,44	3,12	2,75	2,24	1,40-3,15	2,1
CaO	1,86	3,11	1,76	2,58	2,87	2,72	3,69	2,66	0,67	1,30	1,58	1,25	2,23	0,87-3,69	2,5
Na ₂ O	4,79	2,19	2,32	1,92	2,18	2,42	2,28	2,59	1,75	2,26	2,12	2,04	2,42	1,75-4,79	2,9
K ₂ O	2,13	2,97	2,83	3,11	3,14	3,14	2,12	2,78	3,90	3,31	3,59	3,60	3,02	2,12-3,90	2,0
P ₂ O ₅	0,17	0,15	0,12	0,17	0,16	0,20	0,16	0,16	0,20	0,16	0,15	0,17	0,16	0,12-0,20	0,2
P.F.	1,04	1,79	1,68	1,96	1,87	1,91	1,60	1,69	1,71	1,54	1,12	1,46	1,62	1,04-1,96	4,0
Total	98,33	99,60	101,03	99,38	99,74	99,70	100,42	99,69	98,75	100,27	99,95	99,81	99,67		
MgO/(Fe+MnO)	0,41	0,44	0,38	0,45	0,43	0,44	0,42		0,39	0,41	0,44				

OBS.: P - Média de 61 análises de grayvacas. Pettijohn (1975 - Tab. 7.3)

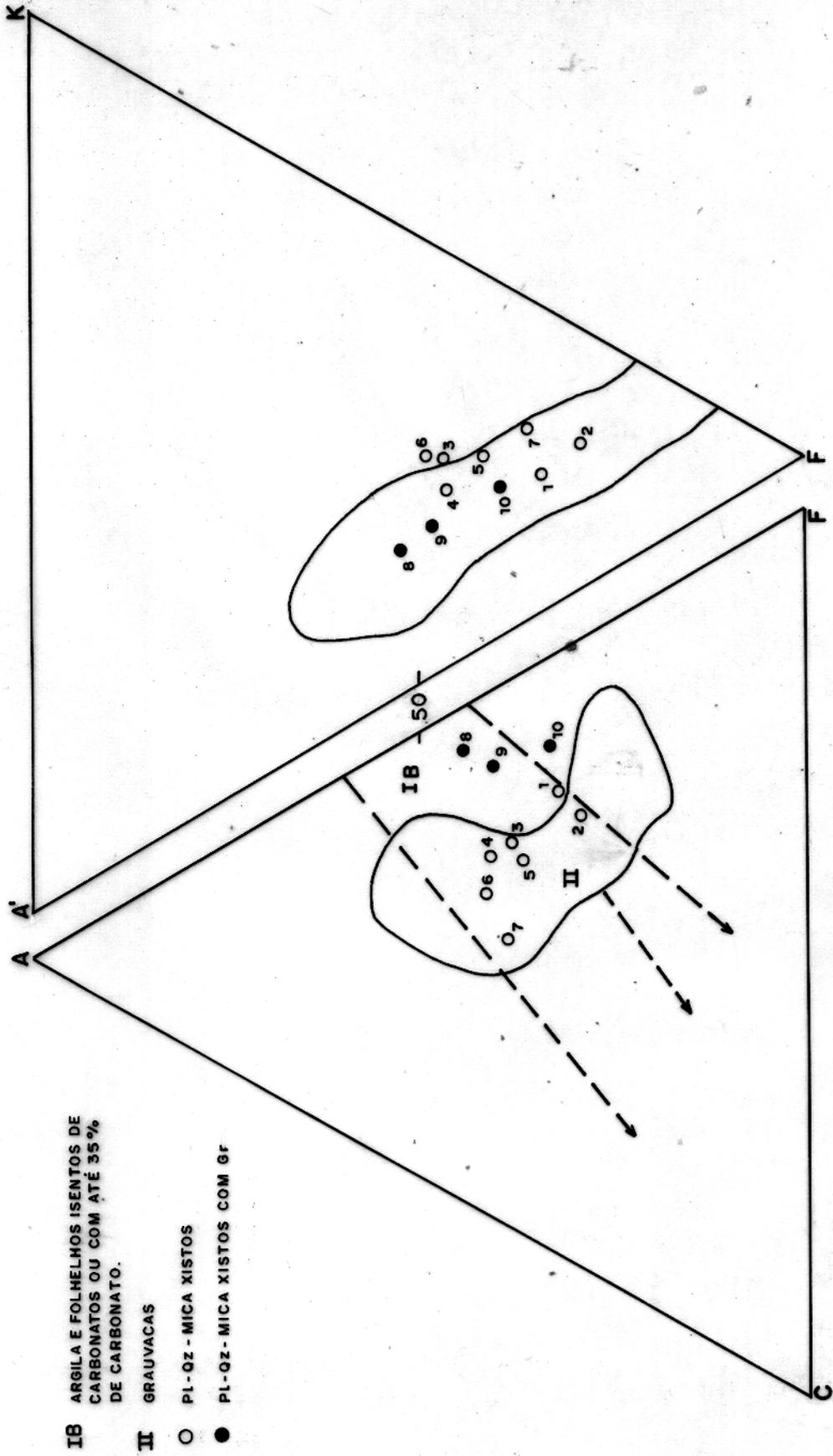


FIG. 50 - DIAGRAMA ACF E A'KF. PROJEÇÃO DOS PONTOS REPRESENTANDO AMOSTRAS DOS PL-QZ-MICA XISTOS DA FORMAÇÃO XAMBIOÁ, SERRA DO ESTRONDO-60. CAMPOS DEFINIDOS POR WINKLER (1977 - Fig.5.7).

param das demais, ora devido aos seus menores valores de K, ora pela razão A'/F mais elevada. Os mica xistos da Formação Xambioá, que ocorrem na região de Aragoínas (GO), apresentam nos diagramas ACF e A'KF comportamento idêntico ao aqui observado (Teixeira, em preparação).

A grande similaridade química existente entre os dois grupos de xistos e entre esses e as grauvacas, sugere que os primeiros derivaram de uma seqüência de sedimentos grauváquicos. Por outro lado, o comportamento diferenciado dos dois grupos de xistos nos diagramas ACF e A'KF, o fato de que os xistos com granada localizam-se, no diagrama ACF, no campo das argilas ou folhelhos pobres ou isentos de carbonatos, e certas diferenças químicas observadas entre os dois grupos de xistos, levam a supor que os xistos sem granada podem ter sido formados a partir de grauvacas e aqueles com granada serem oriundos de sedimentos essencialmente pelíticos. Essa hipótese, bastante tentadora, fica muito enfraquecida pela constatação que, na região de Aragoínas (GO), os mica xistos com e sem granada diferem composicionalmente apenas no que diz respeito ao CaO (Teixeira, em preparação).

Concluindo, há fortes indicações de um controle químico na formação de granada, hipótese reforçada pelo estudo de Teixeira (em preparação), não sendo sua presença ou ausência determinada unicamente pelas condições físicas (grau de metamorfismo). É provável que esse controle químico esteja ligado a uma natureza mais pelítica e menos grauváquica dos sedimentos originais geradores dos xistos com granada, porém os dados obtidos não são conclusivos a esse respeito.

Evidências sedimentológicas e paleontológicas levam Dzulynsky & Walton (1965) a admitirem que arenitos tipo grauvacas depositam-se em ambientes marinhos de águas profundas. No entanto, a presença de intercalações esporádicas de carbonatos, possivelmente próximo à base dos xistos da Formação Xambioá na área mapeada, sugere variações na profundidade do ambiente deposicional do material original, que localmente, deveria ser suficientemente pequena de modo a permitir a existência de organismos. Pettijohn (1975) e Suguio (1980) consideram

grauvacas como típicas de áreas de eugeossinclinais com ou sem vulcanismo associado, predominando nos depósitos de "flysh". Levando em conta esses autores e as observações efetuadas, pode ser provável que os sedimentos transformados nas rochas que constituem a Formação Xambicã, tenham se depositados em uma bacia geossinclinal, desde as suas porções mais rasas até as de profundidades maiores.

6 METAMORFISMO

Os efeitos metamórficos impressos nas rochas que compõem as unidades lito-estratigráficas aflorantes no extremo norte da Serra do Estrondo, permitem caracterizar temporalmente dois eventos metamórficos principais. O primeiro deles afetou e deixou seus registros somente nas rochas componentes do Complexo Colméia, podendo ter se dado durante o Arqueano ou quando da atuação do Ciclo Tranzamazônico, uma vez que não se conhece a idade da formação do Complexo Colméia na área estudada e os dados disponíveis de outras regiões (Costa, 1980; Macambira, 1983) indicam idades ora arqueanas, ora tranzamazônicas. O segundo evento metamórfico encontra-se impresso de modo mais marcante nos tipos litológicos do Super Grupo Baixo Araguaia e no Gnaiss Cantão e anfibolitos associados, sendo datado do Pré-Cambriano Médio a Superior. A indefinição quanto à idade desse evento provém das controvérsias existentes sobre a época de formação do Super Grupo Baixo Araguaia que é relacionada geralmente ao Ciclo Brasilião (Almeida, 1967; Santos, 1983; Macambira, 1983) ou Uruaçuano (Hasui et al., 1980a, b, c), ou ao Ciclo Transamazônico (Silva et al., 1974; Cunha et al., 1981; Bezerra et al., 1982). Esse segundo evento também atingiu o Complexo Colméia.

A discussão será feita enfocando-se isoladamente cada uma das unidades afetadas pelo metamorfismo, não se devendo perder de vista o fato de que algumas das transformações ocorridas em diferentes unidades estão relacionadas a um único evento global.

6.1 Complexo Colméia

Os gnaisses do Complexo Colméia caracterizam-se por apresentarem uma alternância de níveis mais ricos em máficos com outros mais irregulares hololeucocráticos, quartzo-feldspáticos. Os primeiros possuem como paragênese quartzo+oligoclásio+microclina+biotita+muscovita+epídoto. Nos níveis félsicos os únicos constituintes significativos são quartzo e micro

clina. As observações de campo e os estudos petrográficos sugerem que esse aspecto dos gnaisses pode ser explicado considerando-se que os mesmos foram submetidos à uma anatexia parcial. Adotando-se essa hipótese, os níveis mais ricos em máficos corresponderiam a um paleossoma, ou seja, a rocha original levemente modificada durante o processo de fusão parcial atuante, enquanto que os mais félsicos seriam interpretados como neossomas. Por outro lado, aceitando-se a premissa de que a rocha original foi submetida à anatexia, conclui-se que devem ter sido atingidas as condições de metamorfismo equivalentes àsquelas de alto grau (Winkler, 1977; Tuttle & Bowen, 1958; Brown & Fyfe, 1970). As composições mineralógicas de ambos os níveis e suas abundâncias relativas indicam que essa anatexia não foi muito intensa, não chegando a afetar inteiramente a rocha pré-existente. É significativo nesse sentido o fato de que os minerais presentes nas porções félsicas ocorrem também nos níveis máficos, sugerindo que a linha cotética não foi abandonada quando da fusão (Winkler, 1977). As prováveis temperaturas da anatexia situam-se no intervalo de 650° a 750° C, com base nos trabalhos experimentais citados, dependendo em grande parte do teor de água existente, ou seja, de terem sido ou não atingidas as condições de saturação. Pouco se pode dizer com precisão a respeito da pressão reinante quando da anatexia. No entanto, o intervalo de 7 a 8 kb é teoricamente compatível com as condições exigidas para a anatexia e pode ser adotado como uma estimativa razoável.

Não foram observados efeitos nítidos do segundo evento de metamorfismo no Complexo Colméia na região estudada. Isso deve-se provavelmente à pequena extensão aflorante dessa unidade. Tais efeitos foram descritos por Santos (1983) e Teixeira (em preparação) em outras áreas de ocorrência do Complexo Colméia.

6.2 Cianita-Granada-Biotita Gnaisse

Nos capítulos anteriores, foi mencionado que as relações estratigráficas entre esse gnaisse e as demais unidades lito-estratigráficas mapeadas na área não são bem defini

das, o que impossibilitou o seu posicionamento estratigráfico. Foi assinalado, também, que as relações texturais entre os minerais componentes desse gnaisse não eram conclusivas, embora, após terem sido feitas algumas considerações a respeito, tenha se admitido que a associação quartzo+plagioclásio+granada+cianita+biotita poderia representar a paragênese dessa rocha. Ficou claro, ainda, o marcante contraste em composição química desse gnaisse, em relação às amostras do Complexo Colméia e Gnaisse Cantão, o que veio reforçar a não inclusão do cianita-granada-biotita gnaisse nessas unidades. Ademais, sua composição química mostrou que ele é de origem sedimentar, sendo portanto classificável como paragnaisse.

Estudando a região de Paraíso do Norte (GO), Costa et al. (1983) incluíram na Formação Morro do Campo, entre outras variedades litológicas, xistos de ocorrência localizada, constituídos basicamente de plagioclásio, muscovita, biotita e carbonato, contendo ainda porfiroblastos de granada, estaurolita e cianita. Essas rochas, segundo R. Lemos (comunicação verbal), estão localizadas às proximidades de rochas graníticas ou gnáissicas correlacionáveis ao Complexo Colméia e ao Gnaisse Cantão. Após exame de lâminas representativas do cianita-granada-biotita gnaisse, R. Lemos considerou que existem algumas similaridades entre esse e os xistos descritos por Costa et al. (1983) na região de Paraíso do Norte. Isso deixa em aberto a possibilidade de que o cianita-granada-biotita gnaisse faça parte do Grupo Estrondo ou, possivelmente, da Formação Morro do Campo.

Supondo-se que a associação granada+cianita+plagioclásio+biotita+quartzo desse gnaisse corresponda de fato a uma paragênese, pode-se estimar que ele foi submetido às condições de metamorfismo do grau médio.

6.3 Gnaisse Cantão e Anfibolitos Associados

O Gnaisse Cantão foi subdividido em dois grandes grupos. O primeiro deles, de composição granodiorítica, apresenta a paragênese quartzo+microclina+plagioclásio (An₂₁₋₂₅)+biotita

ta+hornblenda. O segundo engloba as rochas de composição granítica e possui a seguinte paragênese: quartzo+microclina+plagioclásio (An_{14-19})+biotita+muscovita. Trata-se, como foi visto em capítulo precedente, de um conjunto de ortognaisses que se caracteriza por exibir uma foliação muito marcante, perfeitamente identificável nos diversos afloramentos, e bandamento apenas incipiente. Algumas amostras acham-se crenuladas. Veios ptigmáticos ocorrem localmente, assim como veios quartzo-feldspáticos que estão por vezes, dobrados. As texturas microscópicas têm como aspectos mais marcantes as notáveis evidências de deformação e recristalização dos vários minerais. Os megacristais de microclina, considerados como herdados da rocha primitiva, registram muito bem essa deformação e tudo indica que foram recristalizados em alguns pontos. Os feldspatos da matriz, microclina e plagioclásio, parecem ter sido fortemente recristalizados, exibindo, com frequência, texturas poligonizadas e pontos tríplexes. O zoneamento irregular e geralmente inverso do plagioclásio é outra evidência da atuação do metamorfismo sobre essas rochas.

O conjunto de observações mostra que esses gnaisses foram metamorfisados, porém não parece ter havido uma formação expressiva de novos minerais, exceto talvez no caso da muscovita. Isso revela que as paragêneses pré-existentes continuaram estáveis sob as condições do metamorfismo, tendo ocorrido apenas o reordenamento e a recristalização dos minerais. A escassez dos veios e as variações graduais de composição de um tipo de gnaisse para outro sugerem que, ao menos no atual nível de exposição da unidade, a anatexia não foi muito intensa, ou mesmo que ela não chegou a ocorrer.

Os anfibolitos associados ao Gnaisse Cantão possuem a paragênese hornblenda+plagioclásio+clinopiroxênio+granada+epídoto. A presença quase constante do clinopiroxênio situa o metamorfismo na região de temperatura mais elevada do grau médio ou no grau alto, segundo Winkler (1977, Fig. 12.2), correspondente às condições da fácies anfibolito alta (Turner, 1968).

Tendo em vista que os anfibolitos e os gnaisses

acham-se associados diretamente no campo, pode-se afirmar que o metamorfismo que os afetou foi de mesma intensidade. As temperaturas reinantes podem ser estimadas, com base em Winkler (1977.- Fig. 7.4), como sendo da ordem de $620 \pm 30^\circ \text{C}$. Não existem evidências diretas que permitam estabelecer as pressões atuantes durante o metamorfismo, porém os dados disponíveis sobre os xistos do Grupo Estrondo e as hipóteses discutidas no capítulo seguinte a respeito da formação das estruturas dômicas, permitem estimar a pressão como sendo da ordem de $8 \pm 1 \text{ kb}$.

6.4 Super Grupo Baixo Araguaia

As associações minerais identificadas nas rochas metassedimentares do extremo norte da Serra do Estrondo são as seguintes:

A) Formação Morro do Campo

- a) quartzo+muscovita;
- b) quartzo+muscovita+biotita+(microclina);
- c) quartzo+muscovita+(biotita)+grafita.

B) Formação Xambioá

- a) quartzo+muscovita+biotita+plagioclásio+epídoto+ (microclina);
- b) quartzo+muscovita+biotita+plagioclásio+granada;
- c) quartzo+muscovita+biotita+plagioclásio+calcita;
- d) quartzo+muscovita+biotita+plagioclásio+epídoto+calcita + granada;
- e) quartzo+muscovita+biotita+plagioclásio+cianita+epídoto+calcita;
- f) calcita+quartzo+plagioclásio+fengita.

Quartzo e muscovita estão presentes em todas as associações minerais encontradas nas rochas do Grupo Estrondo, e a biotita só não ocorre em uma das associações dessa unidade. Esses três minerais e mais o plagioclásio integram todas as associações existentes na Formação Xambioá. O epídoto encontra-se na maioria das amostras de plagioclásio-quartzo mica xistos,

estando ausentes ou ocorrendo em quantidades bem reduzidas nos xistos portadores de granada. Entre as amostras de calcos xistos, tem-se uma delas com epidoto e granada juntos.

As paragênese observadas não permitem, de imediato, uma definição das condições de metamorfismo, sendo necessário aprofundar a discussão. O plagioclásio, quando determinado opticamente, apresenta composição de oligoclásio cálcico ou andesina sódica (An_{25-33} , excepcionalmente An_{40}). Essa composição é provavelmente representativa para o conjunto ou, pelo menos, para a maioria dos xistos. Isso atesta que foram atingidas no mínimo, as condições das temperaturas mais elevadas do grau baixo (transformação de albita para oligoclásio - Winkler, 1977), porém não se pode saber se esse limite não foi ultrapassado.

A granada, ao que tudo indica da variedade almandina, é bastante freqüente nesses xistos. Sua distribuição é errática, não sendo possível definir uma isógrada de aparecimento desse mineral. Conforme salientado no capítulo anterior, a formação da granada depende não somente do grau metamórfico, mas também da composição química do material original. Ficou demonstrado que a sua cristalização só foi possível em rochas pobres em CaO , daí sua distribuição irregular, explicável por variações químicas nos sedimentos originais. Por outro lado, a granada de composição almandina só ocorre a partir das temperaturas mais elevadas do grau baixo. Desse modo, sua presença, assim como a do plagioclásio, define apenas uma temperatura mínima para o metamorfismo (Winkler, 1977).

O mineral considerado diagnóstico de condições de metamorfismo de grau médio é, no caso de seqüências pelíticas, a estaurolita (Winkler, 1977). Porém esse mineral só se forma em rochas com composições adequadas (Hoschek, 1967), e como essas composições não são muito variadas é previsível que, em muitas rochas do grau médio, esse mineral não deva estar presente. As composições dos xistos analisados da Formação Xambioá, quando locadas nos diagramas da Fig. 51, mostram-se desfavoráveis à cristalização de estaurolita, segundo os critérios estabelecidos por Hoschek (1967), exceto no diagrama Al_2O_3 - CaO -

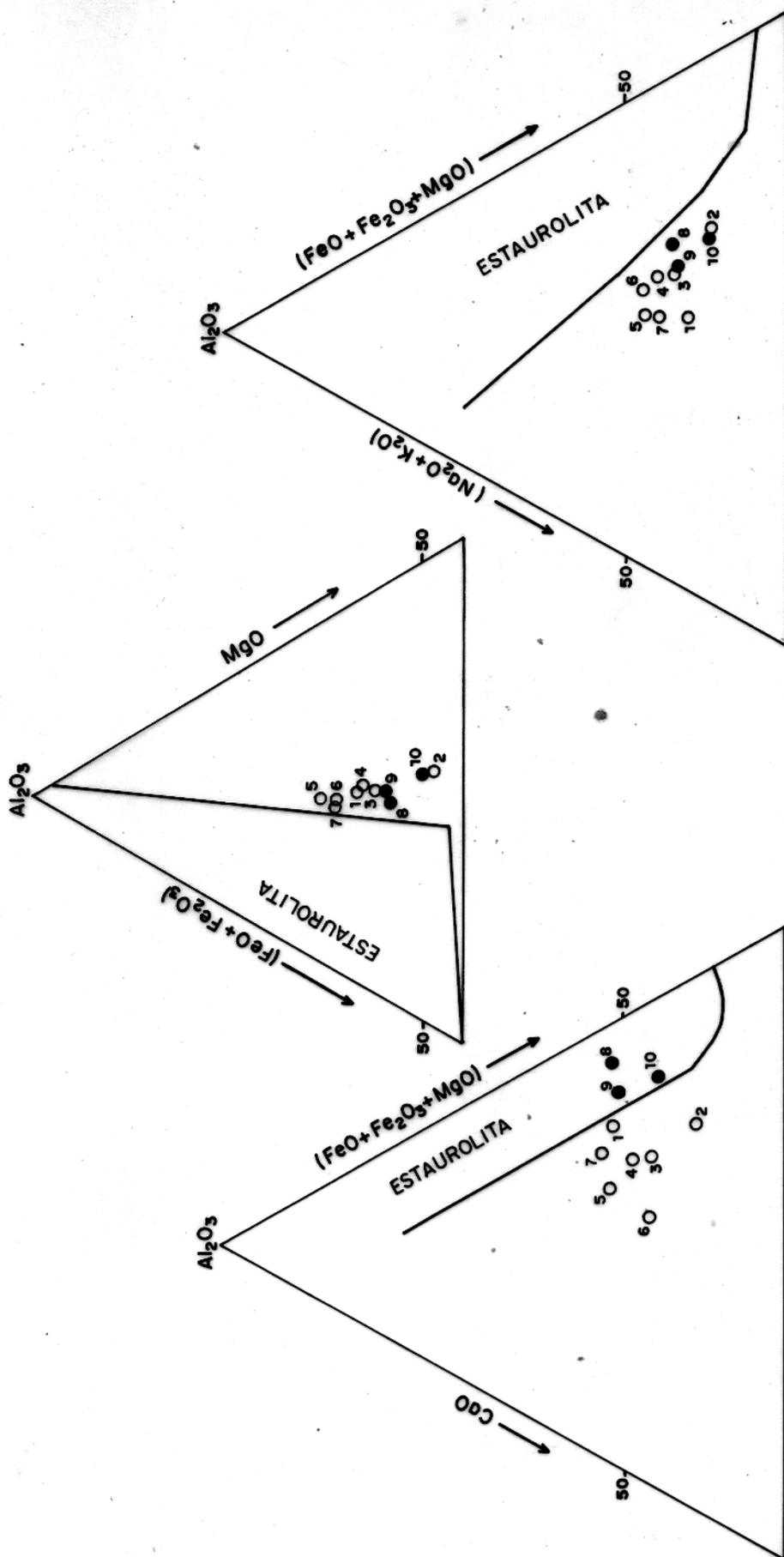


FIG. 51 - CAMPOS DE ESTABILIDADE DA ESTAUROLITA, CONFORME DEFINIDOS COM ESTUDOS POR HOSCHEK (1967), AOS QUAIS SÃO CONTRAPOSTOS AS COMPOSIÇÕES DE PL - QZ - MICA XISTOS DO GRUPO ESTRONDO. SERRA DO ESTRONDO (GO). Simbologia conforme Fig. 50.

($\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{MgO}$) onde as amostras portadoras de granada incidem no campo de estabilidade da estauroлита. Logo, a ausência de estauroлита não permite afirmar que não tenha sido atingido o metamorfismo de grau médio. Entretanto, são conhecidas diversas ocorrências desse mineral nos xistos da Formação Xambioá em regiões vizinhas (Silva, 1980; Costa, 1980; Macambira, 1983; Teixeira, em preparação).

Outro critério indicativo de metamorfismo de grau médio é, segundo Winkler (1977), a ausência de clorita primária em contato direto com muscovita+quartzo. A ausência de clorita em muitas amostras, sua escassez em outras, aliadas às frequentes evidências de sua formação secundária nos casos em que se encontra em contato com a muscovita, sugerem que de fato foram atingidas as condições físicas de grau médio.

A cianita ocorre em uma única amostra de calxo xistos, cuja paragênese não é diagnóstica das condições de metamorfismo. No entanto, Teixeira (em preparação) identificou a sua associação com granada e estauroлита, o que lhe permitiu estimar as temperaturas e pressões do metamorfismo como sendo, respectivamente, de $550 \pm 30^\circ \text{C}$ e de 5 a 6 kb, com base em Winkler (1977 - Fig. 7.4). Não é seguro que essas condições sejam válidas para todo o pacote de xistos, mas pode-se concluir que, ao menos localmente, elas foram atingidas.

Em síntese, as paragêneses observadas demonstram inequivocamente, que o metamorfismo se deu dentro do intervalo limitado pelas temperaturas mais elevadas do grau baixo e aquelas do início do grau médio, confirmando as conclusões de Silva (1980). Pode-se considerar, além disso, como bastante provável que o metamorfismo atuante sobre o conjunto da unidade tenha atingido as condições do grau médio de Winkler (1977).

As paragêneses presentes nas rochas ultramáficas metamorfisadas (antigorita; clorita+talco; tremolita/actinolita+talco+clorita; talco+clorita+tremolita/actinolita) são coerentes com a estimativa apresentada para os xistos e reforçam a conclusão apresentada.

A presença de cianita, granada almandina e biotit

ta, além da ausência de jadeíta, glaucofana e andaluzita, atestam que o metamorfismo atuante nas rochas metassedimentares da Faixa de Dobramentos Araguaia, foi do tipo pressão média (Miya-shiro 1973) ou média-alta (Turner, 1968), ratificando a estimativa de Silva (1980).

São várias as reações que podem ter originado granada almandina nos mica xistos mapeados:

- a) clorita+biotita(1)+quartzo = almandina+biotita(2)+água, segundo Chakraborty & Sen (1967);
- b) clorita+muscovita = almandina+biotita+água, conforme Jones (1972);
- c) clorita+muscovita+quartzo = almandina+biotita+água, de acordo com Thompson & Norton (1968), in Winkler (1977);
- d) clorita+muscovita+epídoto = almandina+biotita+água, segundo Brown (1969), in Winkler (1977).

As três primeiras reações apresentadas acima devem ter sido efetivadas, visto que os reagentes propostos ainda podem ser encontrados na forma de inclusões em alguns cristais de granada poiquiloblástica, exceto a clorita que já deve ter sido totalmente consumida. Os reagentes da quarta reação também são comuns em rochas metassedimentares de grau baixo e é possível que ela também tenha acontecido.

Nos capítulos sobre petrografia e quimismo foi demonstrado que, nos mica xistos, a granada se formou apenas nas amostras portadoras de teores bastante reduzidos em CaO. Nesse sentido, é importante discutir a ocorrência desse mineral em duas amostras de calcó xistos, presumivelmente com teores consideráveis de CaO. Numa delas, a granada acha-se intimamente associada com calcita e epídoto. Na outra amostra ela se concentra nos níveis ricos em biotita, não se apresentando em contato com a calcita.

No primeiro exemplo é difícil imaginar que a granada esteja em desequilíbrio ou que a rocha seja pobre em CaO. Se, como sugere o estudo dos mica xistos, a granada não se for

ma em rochas com muito CaO, deve-se supor que a granada presente nesse calcó xisto tem composição diferente daquela que ocorre nos mica xistos (maior número de moléculas de grossulária?).

No segundo caso, como a granada ocorre apenas nos níveis micáceos, não exhibe contatos com a calcita e esta não é muito abundante, pode-se pensar que o nível micáceo tinha uma composição tal que permitiu a formação da granada, mesmo se no conjunto da rocha a composição era inadequada à sua cristalização.

Uma terceira hipótese é de que os critérios definidos nos mica xistos não sejam sempre válidos, podendo ser modificadas as paragêneses em função de fatores não perfeitamente estabelecidos.

7 GEOCROLOGIA DO GNAISSE CANTÃO

Foram selecionadas algumas das amostras do Gnaise Cantão, analisadas previamente, para a realização de estudos isotópicos, visando a sua datação geocronológica através do método Rb/Sr em rocha total. Entre as dez amostras selecionadas tem-se duas de anfibólio-biotita gnaisses granodioríticos, três de biotita gnaisses monzograníticos, três de muscovita-biotita gnaisses monzograníticos e duas de muscovita-biotita gnaisses sienograníticos. A seleção das amostras baseou-se nos dados petrográficos e químicos (ver metodologia) obtidas anteriormente, sendo as amostras procedentes, com exceção da AC-22 A, dos núcleos das estruturas dômicas.

Na tabela 10 constam os valores de Rb e Sr total de cada amostra e as suas respectivas razões isotópicas Rb (87)/Sr (86). Quatro amostras tiveram as suas concentrações de Rb e Sr determinadas por diluição isotópica, utilizando-se dois traçadores diferentes - solução de Rb (87) e solução de Sr (84) em duas alíquotas diferentes após abertura da amostra. As demais determinações de Rb e Sr foram obtidas através da espectrometria de fluorescência de raios-X, utilizando-se tubo de molibdênio. A separação dos isótopos de Sr foi efetuada por meio de espectrometria de massa (Isomass 54-E). Esses estudos foram feitos em colaboração entre o Laboratório de Geologia Isotópica do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas (NCGG-UFPa) e o Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP, havendo participação de pesquisadores de ambos os laboratórios nas diferentes etapas de trabalho.

O diagrama isocrônico é apresentado na Fig. 52. Nele percebe-se que os pontos representativos das amostras FC-68 e, de modo muito menos acentuado, FC-29 apresentam um comportamento anômalo em relação ao conjunto. As justificativas para esse comportamento não são, a primeira vista, evidentes, uma vez que não foram observadas nessas amostras, relações de campo ou particularidades químicas (elementos maiores e elementos traços) capazes de explicar essa anomalia. A nível petrográfico constatou-se, no entanto, algumas particularidades que poderiam

Tab. 10 - Concentrações de Rb e Sr (ppm) e razões isotópicas em amostras do Gnaiss Cantão,
Serra do Estrondo (GO)

Ref.	Nº	Rb(T)	Sr(T)	Rb(87)/Sr(86)	Sr(87)/Sr(86)	Classificação Petrográfica
AC-22 A*	1	129	388	1,009	0,732970	Bt Gnaiss Monzogranítico
FC-103*	2	151	290	1,576	0,746810	Bt Gnaiss Monzogranítico
FC-127	3	146	202	2,016	0,756800	Anf-Bt Gnaiss Granodiorítico
FC-34	4	178	226	2,319	0,766100	Anf-Bt Gnaiss Granodiorítico
FC-44*	5	155	151	3,040	0,783010	Mv-Bt Gnaiss Sienogranítico
FC-54	6	223	202	3,110	0,787640	Bt Gnaiss Monzogranítico
TC-29	7	232	154	4,548	0,811620	Mv-Bt Gnaiss Monzogranítico
FC-30*	8	246	121	5,718	0,847850	Mv-Bt Gnaiss Monzogranítico
AC-31	9	251	83	8,568	0,927380	Mv-Bt Gnaiss Sienogranítico
FC-68	10	272	59	10,285	0,889930	Mv-Bt Gnaiss Monzogranítico

Analistas: Drs. Koji Kawashita e Thomas Scheller

* Amostrs analisadas por diluição isotópica (SP)

Erro experimental estimado para as demais amostras igual a \pm 2%

Teores de Rb e Sr expressos em ppm

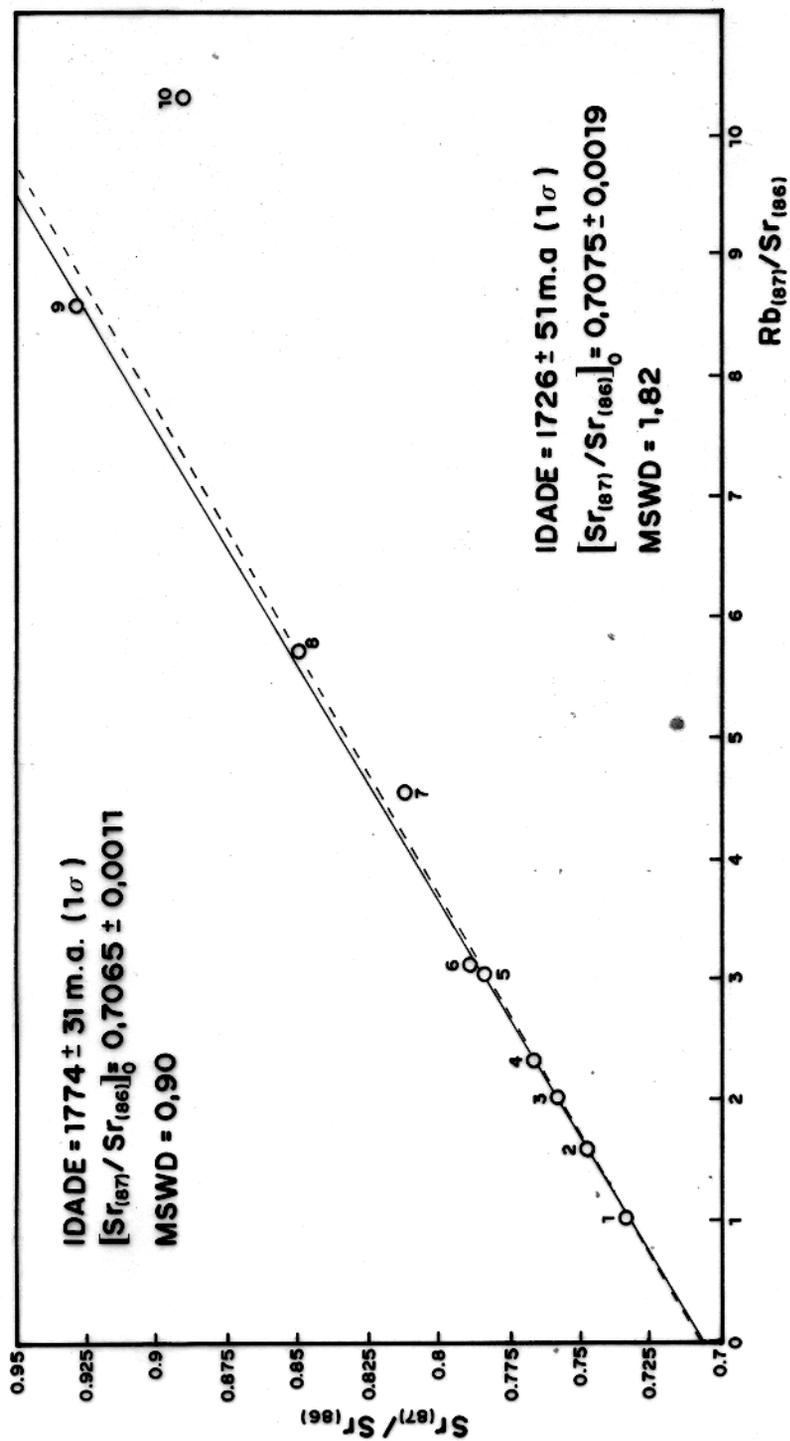


FIG. 52 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr EM ROCHA TOTAL DO GNAISSE CANTÃO, SERRA DO ESTRONDO, (GO).

ter afetado o comportamento do Rb. e/ou do Sr. Essas amostras apresentam percentagens mais elevadas de muscovita que as de mais analisadas. Há, entretanto, amostras com muscovita perfeitamente alinhadas na isócrona e apenas a influência desse mineral não justificaria o acentuado afastamento da amostra FC-68 em relação à isócrona, pois os seus teores de muscovita e aqueles da amostra FC-29 são bastante próximos. Isso mostra a necessidade de se buscar uma outra explicação. Existe uma feição, encontrada unicamente na amostra FC-68, que poderia eventualmente ter afetado a distribuição dos elementos em questão, por ter causado a recristalização de micas. Trata-se da clivagem de crenulação, feição marcante na referida amostra e ausente nas restantes. Essa hipótese pode ser questionável, porém não parecem haver, no momento, outras alternativas. De qualquer maneira, independente da razão de tal comportamento, ele é suficientemente distinto do das demais amostras para justificar a exclusão da amostra FC-68 do cálculo da isócrona, procedimento esse que foi adotado.

O diagrama isocrônico (Fig. 52) permite o traçado de duas isócronas quase coincidentes. A primeira delas (linha tracejada) foi obtida com nove amostras (inclusive a FC-29), apresenta uma boa confiabilidade teórica (MSWD = 1,82) e forneceu uma idade de 1726 ± 51 m.a., com razão Sr (87)/Sr (86) inicial igual a $0,7075 \pm 0,0019$. A segunda isócrona (linha contínua) foi confeccionada excluindo-se do cálculo, também, a amostra FC-29. Ela possui excelente confiabilidade (MSWD = 0,90), fornecendo uma idade de 1774 ± 31 m.a. e uma razão Sr (87)/Sr (86) inicial igual a $0,7065 \pm 0,0011$. Considerando-se que as duas isócronas indicam valores bastante próximos, tanto da idade, quanto da razão Sr (87)/Sr (86) inicial, e a ausência de argumentos que permitem optar por uma ou outra, pode-se adotar a idade de 1750 ± 40 m.a. e a razão Sr (87)/Sr (86) inicial igual a $0,707 \pm 0,002$, como representativos dos dados obtidos.

Antes de partir para a interpretação do significado geológico desses números, procurou-se verificar se o alinhamento de pontos exibido no diagrama da Fig. 52, não corresponderia a uma reta de mistura desprovida de maior significado

geológico. Essa hipótese foi testada confrontando-se os dados petrológicos e analíticos e concluiu-se que as isócronas obtidas não devem corresponder a uma reta de mistura, devendo, portanto, representarem o registro de um evento capaz de levar a homogeneização isotópica das amostras estudadas e, certamente, muito importante na evolução do Gnaiss Cantão. Os possíveis eventos dessa magnitude, deduzidos a partir do estudo desses gnaisses, seriam apenas dois: (1) a homogeneização isotópica teria se dado durante a formação dos corpos ígneos intrusivos, e o metamorfismo e deformação posteriores, que levaram à geração dos gnaisses, não teriam modificado o equilíbrio isotópico; (2) o evento homogeneizador seria o metamorfismo, que afetou não somente essas rochas, mas também as das demais unidades da Faixa de Dobramentos Araguaia.

Nos capítulos precedentes foi destacado que as variedades litológicas constituintes do Gnaiss Cantão, apresentam estruturas similares àquelas do Super Grupo Baixo Araguaia, e interpretou-se que essas duas unidades foram submetidas a ação metamórfica no mesmo evento. Ademais, o conjunto das observações petrográficas das amostras do Gnaiss Cantão evidencia não ter havido, no mesmo, formação expressiva de novos minerais, com exceção, talvez, de muscovita (particularmente aquelas lamelas associadas com clivagem de crenulação). Em outras palavras, as paragêneses pré-existentes continuaram estáveis nas condições do metamorfismo, tendo essas rochas sofrido apenas um reordenamento dos minerais. Processos envolvendo transformações mais intensas (anatexia), devem ter-se dado apenas nos níveis mais inferiores do corpo magmático, de forma que as amostras atualmente expostas em superfície não foram afetadas por fusão parcial, a não ser muito localmente. É razoável, portanto, admitir-se que o sistema Rb/Sr não tenha sido afetado pelos eventos que levaram à formação dos gnaisses propriamente ditos, o que viabiliza a primeira hipótese apresentada. Um outro fato significativo são os dados fornecidos por Hasui et al. (1980c) e Macambira et al. (1982), relativos às datações efetuadas em metassedimentos da Formação Xambicã. As idades obtidas por esses autores situam-se, respectivamente, nos Ciclos Uruaquano e Brasiliiano, sugerindo que a edificação da faixa de

dobramentos deu-se num período bem mais recente que a idade iso crônica Rb/Sr do Gnaiss Cantão (Fig. 52). Aceitando-se a premissa de que as variedades litológicas do Gnaiss Cantão foram deformadas e metamorfasadas conjuntamente com aquelas constituintes do Super Grupo Baixo Araguaia, torna-se difícil admitir que a idade obtida para o Gnaiss Cantão represente aquela do principal evento metamórfico atuante na atual Faixa de Dobramentos Araguaia, o que inviabiliza a segunda hipótese. Adotando-se a primeira hipótese, o Gnaiss Cantão deveria corresponder, originalmente, a intrusões granitóides cogenéticas, possivelmente anorogênicas, formadas após o Ciclo Transamazônico. Os dados geocronológicos obtidos para o Gnaiss Cantão são bem diferentes daqueles existentes na literatura a respeito do Complexo Colméia (Hasui et al., 1980c; Costa, 1980) e reforçam as diferenças existentes entre essas duas unidades. É interessante registrar que os granitos gnáissicos Serra da Mesa e Serra Branca, que ocorrem na porção central de Goiás, num contexto geológico semelhante ao do Gnaiss Cantão, acusaram em datações pelo método Pb-Pb uma idade de 1630 ± 140 m.a. (P. Taylor, comunicação verbal). A semelhança entre essa idade e aquela do Gnaiss Cantão não é absolutamente conclusiva a respeito da correlação entre esses corpos, porém essa hipótese deveria ser levada em consideração em estudos futuros.

Faure & Powell (1972) e Faure (1977) discutem o significado das razões Sr (87)/Sr (86) iniciais e sua contribuição para a interpretação da origem das rochas graníticas. Faure (1977 - Fig. 8.3) apresenta a evolução dessas razões ao longo do tempo, tanto no manto quanto na crosta continental. A razão Sr (87)/Sr (86) inicial obtida para o Gnaiss Cantão, quando locada naquele diagrama mostra-se compatível com materiais de mesma idade derivados de fonte crustal. Examinando as hipóteses apresentadas em Faure (1977) - p. 123 para explicar a origem das rochas graníticas, conclui-se que a primeira delas - razão Sr (87)/Sr (86) inicial compatível com a evolução do estrôncio no manto superior - pode ser prontamente descartada para o Gnaiss Cantão. As hipóteses alternativas para explicar razões iniciais acima do campo que representa a evolução do estrôncio no manto superior são duas. Na primeira, o estrôncio

seria inteiramente derivado de rochas crustais de composição silílica, as quais foram previamente enriquecidas em Sr (87) radiogênico, em decorrência de sua idade mais antiga e/ou razão Rb/Sr elevada. Na segunda, parte do estrôncio teria se originado a partir de uma fonte no manto superior, porém sua composição isotópica teria sido substancialmente modificada pela adição subsequente de estrôncio estranho, enriquecido em Sr (87) radiogênico. A primeira alternativa parece mais coerente com os dados disponíveis até o momento, embora não se possa chegar a uma conclusão definitiva a esse respeito.

Cabe assinalar ainda, que as interpretações aqui apresentadas baseiam-se no que se conhece atualmente sobre o comportamento geoquímico do Rb e Sr. Como essa questão parece estar bastante longe de seu perfeito entendimento - particularmente o efeito de eventos menores ou de diferentes tipos de fluidos sobre o comportamento desses elementos - considera-se que as hipóteses aqui assumidas devem ser continuamente reavaliadas no que diz respeito ao significado geológico da idade obtida.

8 A FORMAÇÃO DAS ESTRUTURAS DÔMICAS E O "EMPLACEMENT" DO GNAIS SE CANTÃO

As exposições do Ganisse Cantão na área mapeada concentram-se principalmente no interior das três estruturas dômicas individualizadas, porém há algumas ocorrências expressivas na porção leste da área, onde não foram caracterizadas estruturas desse tipo.

Estruturas geológicas em forma de domos podem ser atribuídas a forças tangenciais (De Sitter, 1964; Ramsay, 1967; Talbot, 1971) e a forças radiais (De Sitter, 1964; Ramberg, 1967; Talbot, 1971) à superfície da Terra. O mecanismo sugerido por De Sitter (1964) para a produção dessas estruturas, através da ação de forças tangenciais envolve, inicialmente, a formação de dobras. Com o aumento da compressão pode haver o posterior desenvolvimento de falhas entre os seus flancos (que se movem na horizontal) e o seu ápice (que passa a mover-se verticalmente e para cima). O mergulho dessas falhas é no sentido do núcleo do anticlínio. Esse mecanismo não produz, necessariamente, domos com formatos circulares ou semi-circulares em planta, a não ser que dobramento cruzado superimostos seja aplicado ao material rochoso, produzindo padrão de interferência do tipo 1 (Ramsay, 1967). O outro mecanismo de formação de estruturas dômicas, segundo De Sitter (1964), envolve, inicialmente, pressão de carga de sedimentos sobre uma camada plástica, e em seguida sua remoção por erosão. Isso resulta na produção de domos por alívio de pressão na vertical à superfície, se o material subjacente (evaporitos, por exemplo) tiver densidade específica menor que a camada sobrejacente. Esse último mecanismo, que utiliza forças radiais, está invariavelmente associado com instabilidade gravitacional e tende a gerar estruturas com formato circular ou semi-circular em planta. No caso de rochas graníticas, tal instabilidade seria proporcionada, segundo Ramberg (1967, 1972 e 1973), por anatexia nos níveis mais profundos de um corpo, o que provocaria sua ascensão.

Os critérios utilizados em estudos que têm por finalidade definir o mecanismo de formação de estruturas dômicas

cas baseiam-se, essencialmente, em medidas do "strain" finito. Soula (1982) chama a atenção para as dificuldades na utilização desses critérios, caso eles sejam aplicados em regiões de de formação progressiva, na qual a fase de formação dos domos foi anterior a uma outra deformação ou ciclo de deformação de maior intensidade.

O estudo dos registros da deformação regional (D2 a fase mais intensa ocorrida na área) e do simultâneo clímax metamórfico tanto no Gnaisse Cantão, atualmente ocupando o núcleo das estruturas dômicas, como nas rochas metassedimentares que os rodeiam, sugere que a formação dessas megaestruturas aconteceu após essa fase deformacional, o que torna viável, considerando-se Soula (1982), a utilização daqueles registros na discussão sobre o "emplacement" do Gnaisse Cantão.

Durante os trabalhos de campo não foi extraída das diferentes unidades litológicas uma quantidade de dados estruturais que permitisse um estudo de detalhe dos pontos mais críticos para a questão em discussão, ou seja, o interior das estruturas, a região de interface núcleo/rochas supracrustais e as encaixantes das estruturas dômicas próximas a essa interface. Os dados são, no entanto, suficientes para se discutir alguns aspectos importantes, sobretudo se somados ao que já se conhece sobre as demais estruturas dômicas da Faixa de Dobramentos Araguaia. Sabe-se que todas essas estruturas dômicas alinham-se de norte a sul dessa unidade geotectônica, têm forma semi-circular a oval e que elas são alongadas paralelamente ao "trend" regional da xistosidade S2, impressa submeridianamente no Grupo Estrondo durante a fase D2. O comportamento de S*1 e a foliação onipresente no Gnaisse Cantão, tanto no interior dos domos como fora deles - é semelhante aquele da foliação regional S2. Nas imediações dessas megaestruturas, a superfície S2 e os planos axiais das dobras P2 (ambas registradas no Grupo Estrondo) dispõem-se paralelamente à interface gnaisses / rochas supracrustais. Isso se verifica mesmo nos flancos norte e sul das mencionadas estruturas dômicas, mostrando que S2 tende a amoldar-se ao contato entre os gnaisses e as rochas supracrustais e, portanto, ao formato dos domos. Dobras recumbentes, em contradas esporadicamente, em rochas da Formação Morro do Cam

po, apresentam seus planos axiais ligeiramente inclinados e mergulhando de maneira similar às superfícies S2, S*1 e ao plano axial de F2 (quando presente). Os quartzitos que desenham as estruturas dômicas apresentam padrão de fraturamento radial e, mais localizadamente, "escamas" e lineações minerais mergulhando para o exterior das megaestruturas.

O alinhamento e a disposição em "cachos" das estruturas dômicas existentes no contexto da Faixa de Dobramentos Araguaia, além de afastar a hipótese de origem por dobramento cruzado (pois nesse caso resultaria um padrão semelhante a uma caixa de ovos - têm-se apenas registros esparsos do padrão de interferência do tipo 2, pela classificação de Ramsay (1967), os quais podem ser, simplesmente, produto da deformação progressiva), podem ser interpretados, segundo Salop (1971), Brun (1980) e Brun et al. (1981), como evidências de instabilidade gravitacional em grande escala. No caso da unidade geotectônica em questão, essa instabilidade teria provocado a ascensão do corpo ígneo (ortognaisse Cantão), cujos níveis mais superiores estariam sofrendo os esforços horizontais relacionados ao fase de formacional D2. Esses esforços costumam funcionar como uma espécie de estopim para uma situação potencial ou subsequentemente diapírica, conforme sugerem Ramberg (1970) e Berner et al. (1972).

As evidências estruturais e metamórficas, obtidas na área mapeada e mencionadas acima podem ser consideradas, segundo Stephansson & Johnson (1976), Brun (1977 e 1980), Brun et al. (1981) e Soula (1982), como sustentadoras da hipótese de origem diapírica para estruturas dômicas. Soula (1982) considera a existência de paralelismo entre as xistosidades e os planos axiais de dobras na zona de interface, de lineações minerais divergentes e de dobras recumbentes, como cabais para se descartar a hipótese de origem dos domos por redobramento. Para ele, as similaridades na forma das estruturas dômicas e a coincidência entre a orientação das feições estruturais internas desses domos com as das rochas supracrustais e com o "trend" das estruturas regionais são sugestivas de diapirismo.

Salop (1971) refere-se a uma alternância regular

de zonas metamórficas, observando-se decréscimo de grau de metamorfismo em direção às partes mais distantes dos domos. Na Faixa de Dobramentos Araguaia é bastante conhecida uma sucessão regional desse tipo (Silva, 1980; Costa, 1980; Gorayeb, 1981; Santos, 1983; Macambira, 1983).

Intrusões de magmas graníticos com baixa percentagem de cristais e alto contraste de viscosidade com as encaixantes, segundo Soula & Borrel (1980) e Soula (1982), não provocam deformações intensas, já que podem penetrar com facilidade em espaços abertos ou em zonas de fraqueza da rocha. Para eles e Ramberg (1967) estruturas dômicas originam-se por intrusão de magmas, em grande parte já cristalizados, nos quais as percentagens de cristais devem ultrapassar 70% do volume e cujo contraste de viscosidade com as rochas encaixantes deve ser o menor possível. Um pequeno aumento no conteúdo de cristais no magma a partir de 70%, conforme Soula (1982), aumenta acentuadamente o seu vigor e seu poder de deformação. Uma intrusão forçada de magma quase totalmente cristalizado • muito viscoso, em rochas de baixa rigidez localizadas próximas à superfície, causa o arqueamento (Pitcher & Berger, 1972; Pitcher, 1979) e/ou "escamamento" (Salop, 1971) dessas rochas da cobertura, o que vem reforçar a idéia de origem dos domos, da Faixa de Dobramentos Araguaia, por diapirismo.

Domos gnáissicos desenvolveram-se, segundo Salop (1971), em todos os estágios estruturais do Pré-Cambriano e somente um pequeno número deles são atribuídos ao Fanerozóico. Em virtude das considerações feitas no parágrafo precedente, é possível que o corpo ígneo (ortognaisse Cantão) já se encontrava no estado sólido antes da efetivação do processo diapírico. Dessa forma, para que tal processo acontecesse deve-se supor que ele tenha sido precedido por anatexia nos níveis mais inferiores do corpo ígneo, conforme Ramberg, (1967, 1972 e 1973). É muito provável, contudo, que os gnaisses, atualmente expostos na superfície, não tenham chegado a sofrer fusão parcial, ou ao menos que essa fusão tenha sido muito pouco intensa. Com base nessa hipótese, a idade obtida das variedades existentes no Gnaisse Cantão, considerada como aquela de formação do corpo ígneo primitivo, sugere que os domos gnáissicos existentes na

Faixa de Dobramentos Araguaia se desenvolveram no Pré-Cambria no Superior. Em virtude do estado sólido do corpo, na ocasião, o tempo de ascensão pode ter sido elevado, próximo a 100 milhões de anos, conforme as estimativas fornecidas em Ramberg (1972).

De acordo com Berner et al. (1972), os diápiros desenvolvem-se em dois estágios. Inicialmente assumem a forma de um sino durante o estágio definido como imaturo (Brun et al. 1981). Se eles evoluírem mais ainda, a base aperta-se enquanto o topo infla-se como um balão, e chega-se ao estágio maturo (Brun et al. 1981), quando o conjunto adquire a forma de um cogumelo. Os dados estruturais limitados que se dispõem até o momento não permitem definir qual o estágio evolutivo atingido pelos vários diápiros existentes na área, e na Faixa de Dobramentos Araguaia como um todo.

As limitações dos dados estruturais deixam espaço para a contestação da hipótese aqui apresentada para explicar a formação das estruturas dômicas. É evidente que se tem consciência disso e considera-se que estudos estruturais e petrológicos mais detalhados são indispensáveis para esclarecer definitivamente a questão, embora já se comece a dispor de um número significativo de interpretações que coincidem, em seus traços gerais, com a aqui apresentada (Hasui et al. 1980a; Costa, 1980; Santos, 1983; Macambira, 1983), o que não deixa de ser significativo.

As exposições do Gnaisse Cantão que se situam no exterior das estruturas dômicas, têm seu posicionamento explicado, em princípio, através da influência do extenso falhamento estabelecido durante a evolução geológica da Faixa de Dobramentos Araguaia, aceito neste trabalho como falhamento inverso, com base, em parte, nas observações de Teixeira (em preparação) na região de Aragominas-GO. Da mesma maneira que no caso dos domos, estudos mais de detalhe são recomendados.

9. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

O modelo de evolução geológica da região estudada foi elaborado a partir dos dados obtidos na área mapeada, somados aqueles existentes na literatura sobre a faixa de Dobramentos Araguaia. Evidentemente que não se trata de algo definitivo, mas sim, de uma contribuição para um melhor conhecimento dessa unidade geotectônica,

Essa evolução pode ser dividida em quatro etapas distintas. A primeira trata unicamente da evolução do Complexo Colméia e da formação de corpos ígneos (Gnaiss Cantão). A segunda e a terceira referem-se mais diretamente à evolução do Super Grupo Baixo Araguaia e da faixa de dobramentos como um todo. Finalmente a quarta delas aborda a formação da Bacia do Maranhão e dos sedimentos fanerozóicos.

9.1 Primeira Etapa

O Complexo Colméia foi considerado de idade arqueana, tendo sido afetado por pelo menos duas fases deformacionais, que foram atribuídas ao Ciclo Jequié (Costa, 1980). Na primeira delas foram produzidas dobras $F'1$, desenhadas por um bandamento S'_0 pré-existente e orientadas segundo E-W. Nessa ocasião foram formados o bandamento S'_1 e a xistosidade de plano axial $S'1$, de modo a transpor aquela superfície mais antiga, bem como foram gerados neossomas ($N'1$) orientados concordantemente a $S'1$, como produto de anatexia parcial (metamorfismo de grau alto) a que foi submetida a unidade. Em uma fase subsequente, foram formadas dobras $F'2$, desenhadas pelo conjunto xistosidade $S'1$ e bandamento S'_1 , cujos planos axiais estão orientados segundo WNW-ESE a E-W.

O Complexo Colméia foi afetado muito tempo depois de sua evolução, por corpos granitóides que viriam a ser transformados no Gnaiss Cantão em eventos relativamente mais recentes. Esses granitóides apresentavam composições granodioríticas e graníticas e formaram, ao que tudo indica, corpos de dimensões consideráveis. A sua idade provável de formação si

tua-se em torno de 1750 m.a., conforme sugerem os dados geocronológicos e, caso essa interpretação esteja correta, seriam corpos pós-Ciclo Transamazônico.

9.2 Segunda Etapa

Na borda oriental do Cráton Amazônico foi estabelecida uma bacia de sedimentação, em decorrência da regeneração daquela porção marginal do cráton (Abreu, 1978b). Nessa depressão, referida por Almeida (1967) como Geossinclíneo Paraguai-Araguaia, depositaram-se sedimentos que viriam, posteriormente, compor as unidades lito-estratigráficas da Faixa de Dobramentos Araguaia. O período de sedimentação iniciou com psamitos e psamitos nas zonas mais rasas e pouco inclinadas da depressão. À medida que a profundidade aumentava, esses psamitos (compostos essencialmente por quartzol recebiam progressivamente contribuição pelítica contendo, localmente, material orgânico. A deposição psamítica continuou, mas a composição dos sedimentos passou a ser predominantemente grauváquica com contribuições localizadas de pelitos e carbonatos. Provavelmente durante a deposição desse pacote sedimentar houve a colocação de corpos máfico-ultramáficos, formando lentes e "stocks" em vários pontos da região.

9.3 Terceira Etapa

A evolução tectônica progressiva e unióclica desses sedimentos constou de várias fases ou pulsos deformaçionais e foi sempre acompanhada por metamorfismo regional progressivo. Na primeira fase de deformação (D1), foram produzidas dobras recumbentes e intrafoliais (F1), desenhadas pelo acamamento (S0) previamente desenvolvido, e a formação da xistosidade plano axial S1, orientada segundo a direção N-S (?). O metamorfismo então atuante foi responsável pela cristalização de quartzo, biotita, muscovita, clorita, plagioclásio e, provavelmente, calcita, epidoto, turmalina e grafita.

Cessada essa fase de deformacional, iniciou-se um período intercinemático, durante o qual começariam a cristali

zar granada almandina e plagioclásio nos metassedimentos. No nível das unidades supracrustais, portanto, as condições físicas do metamorfismo já eram no mínimo correspondentes àquelas do limite superior do grau baixo.

Na fase deformacional subsequente (D2) formaram-se dobras F2, desenhadas pela superfície S1(?), a qual foi inteiramente transposta pelo desenvolvimento da xistosidade regional plano axial (S2), orientada na direção N-S aproximadamente. Essa nova superfície, formada em decorrência do esforço compressivo atuante no sentido de leste para oeste, provocou rotação dos minerais (granada e plagioclásio) que se cristalizaram no período intercinemático. O metamorfismo progressivamente crescente atingiu seu clímax, sendo acompanhado pela formação de novos cristais de almandina, plagioclásio mais cálcico, quartzo, biotita, muscovita, cianita e, possivelmente, epidoto e calcita (minerais constituintes de S2). Em profundidades maiores as condições de pressão e temperatura eram certamente mais severas, sendo capazes de produzir anatexia nos níveis mais inferiores do corpo ígneo estabelecido no Complexo Colméia, enquanto seus níveis superiores sofriam deformações, e aconteceu o desenvolvimento de uma foliação (S*1), de padrão similar ao da xistosidade S2. O contínuo esforço compressivo do broou essas superfícies, gerando assim os grandes dobramentos holomórficos (F3) conhecidos, com os quais estão relacionados, mesoscopicamente, as dobras centimétricas e milimétricas, observadas no Grupo Estrondo. Dobras e microdobras, também observadas no Gnaiss Cantão, certamente devem estar relacionadas a essa fase (D3). Em consequência desse esforço inicial (de caráter tangencial), do processo de anatexia e dos consequentes desequilíbrios gravitacionais, o corpo ígneo ascendeu diapiricamente, de modo a deformar as rochas situadas em níveis superiores e gerar as estruturas dômicas. As consequências desse evento deformacional e do metamorfismo associado, no Complexo Colméia, são os registros de dobras suaves (F'3) ou ondulações do bandamento S', na direção N-S, além de neossomas quartzo-feldspáticos que, segundo Santos (1983) e Teixeira (em preparação), dispõem-se submeridionalmente e seccionam a unidade.

Ainda em virtude do esforço compressivo atuante, de leste para oeste, foi gerado um extenso falhamento submeridiano, classificado como inverso (Teixeira, em preparação). Provavelmente associado a esse falhamento, tem-se pequenos deslocamentos orientados na direção NW-SE, que o seccionam em vários pontos, por toda sua extensão. As ondulações da xistosidade regional S2 foram atribuídas, por Teixeira (em preparação), a essa fase deformacional (D5).

Em fase de relaxamento dos esforços, estabeleceram-se as fraturas radiais, nos quartzitos da Formação Morro do Campo, as quais estão relacionadas à ascensão diapírica dos gnaisses. Atribuídas, também, a essa fase (D6) tem-se as juntas e fraturas diversas existentes na região.

Houve, ainda, um reaquecimento regional responsável pela cristalização, nos plagioclásio-quartzo-mica xistos da Formação Xambioá, de lamelas largas e curtas de biotita e muscovita desprovidas de orientação preferencial. De acordo com Macambira et al. (1982), nessa ocasião estabeleceram-se os corpos pequenos de granitos pós-tectônicos que ocorrem na faixa de dobramentos. Outras ocorrências desse magmatismo são mencionadas por Puty et al. (1972) e Costa (1980).

9.4 Quatra Etapa

Formação da Bacia do Maranhão com subsidência e deposição do material constituinte da Formação Pimenteiras. Soerguimento e erosão parcial das unidades da Bacia e dos metasedimentos nas depressões existentes no contexto da faixa de dobramentos, gerando os conglomerados denominados de Cipó. Falhamentos normais estabeleceram-se na borda da Bacia do Maranhão. Por fim, depositaram-se os sedimentos datados do Terciário-Quaternário, de modo a encobrir parcialmente os tipos litológicos mais antigos.

10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. - 1978a - O Super Grupo Baixo Araguaia. In: Anais XXX Congr. Bras. Geol., Recife. V. 2, p. 539-545.
- ABREU, F.A.M. - 1978b - Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia. Tese de Mestrado. Belém, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas/Universidade Federal do Pará. 90 p.
- ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R.; FARIA Jr, L.E.C. - 1978 - Projeto Xambioá-Vanderlândia. Belém, DNPM/UFPa. 83 p.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1967 - Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, Bol. Div. Geol. Min. / DNPM, nº 241. 36 p.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1968 - Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. Rio de Janeiro. Anais da Acad. Bras. Ciê. 40 (supl): 258-300.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1974 - Sistema tectônico marginal do Cráton do Guaporé. In: Anais XXVIII Congr. Bras. Geol., Porto Alegre. V. 4, p. 9-17.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. - 1976 - The Upper Precambrian of South America. São Paulo. Bol. Inst. Geoc. USP. 7: 45-80.
- ARTH, J.G.; HANSON, G.N. - 1975 - Geochemistry and origin of the early pre-cambrian crust of NE Minnesota. Geoch. et Cosmoch. Acta. 39: 325-362.
- BARBOSA, O.; ANDRADE RAMOS, J.R.; GOMES, F.A.; HEMBOLD, D.R. - 1966 - Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro. Mon. Div. Geol. Min./DNPM, nº 19. 95 p.
- BARD, J.P. - 1980 - Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Paris, Masson. 192 p.
- BERNER, H.; RAMBERG, H.; STEPHANSSON, O. - 1972 - Diapirism in theory and experiment. Tectonophysics. 15: 197-212.
- BEZERRA, P.E.L.; CUNHA, B.C.; IANHEZ, A.C.; POTIGUAR, L.A.T.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA, J.J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M. S. - 1981 - A associação plutono-vulcânica Ipueiras. In: Simp.

Geol. Centro-Oeste, Goiania, p. 363-375.

- BEZERRA, P.E.L.; CUNHA, B.C.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; IANHEZ, A.C.; POTIGUAR, L.A.T.; PITTHAN, J.H.L. - 1982 - Geologia da extremidade sudeste da plataforma amazônica e da faixa de dobramentos Araguaia-Tocantins. Anais I Simp. Geol. Amaz., Belém, V. 1, p. 9-25.
- BROWN, G.C.; FYFE, W.S. - 1970 - The production of granitic melts during ultrametamorphism. *Cont. Mineral. Petrol.* 28: 310-318.
- BRUN, J.P. - 1977 - La zonation structurale des domes gneissiques. Un exemple: le Massif de Saint Malo (Massif Armoricaín, France). *Can. J. Earth Sci.* 14: 1697-1707.
- BRUN, J.P. - 1980 - The cluster-ridge pattern of mantled gneiss domes in eastern Finland: evidence for large-scale gravitational instability in the proterozoic crust. *Earth and Planetary Science Letters.* 44: 441-449.
- BRUN, J.P.; GAPAIS, D.; LE THEOFF, B. - 1981 - The mantled gneiss domes of Kuopio (Finland): interfering diapirs. *Tectonophysics.* 74: 283-304.
- CARMICHAEL, I.S.E.; TURNER, F.J.; VERHOOGEN, J. - 1974 - Igneous petrology. New York, McGraw-Hill International series in the earth and planetary sciences. 739 p.
- CAROZZI, A.V.; FALKENHEIN, F.U.H.; CARNEIRO, R.G.; ESTEVES, F.R.; CONTREIRAS, C.J.A. - 1975 - Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. Rio de Janeiro, Petrobrás, Ciências-Técnico-Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo. 48 p.
- CHAKRABORTY, K.R.; SEN, S.K. - 1967 - Regional metamorphism of pelitic rocks around Kandra, Singhbhum, Bihar. *Cont. Mineral. Petrol.* 16: 210-232.
- CHAPPEL, B.W.; WHITE, A.J.R. - 1974 - Two contrasting granite types. *Pacific Geology.* 8: 173-174.
- CHRISTOFOLETTI, A. - 1974 - Geomorfologia. São Paulo, Edgard Blücher. 149 p.
- CONDIE, K.C. - 1967 - Geochemistry of early pre-cambrian greywackes from Wyoming. *Geoch. Cosmoch. Acta.* 31: 2135-2149.

- COSTA, J.B.S. - 1980 - Evolução geológica da região de Colméia-Goiás. Tese de Mestrado. Belém, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas/Universidade Federal do Pará. 71 p.
- COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.; BEMERGUY, R.L.; GAMA Jr., T.; KO TSCHOUBEY, B.; LEMOS, R.L. - 1983 - Projeto Paraíso do Norte. Belém, CVRD/UFPa. 125 p.
- CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA, J.J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A. M.S.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. - 1981 - Geologia da folha SC.22 Tocantins. In: Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, Dep. Nac. Prod. Min. V. 22. p. 21-196.
- De SITTER, L.U. - 1964 - Structural geology, 2nd ed. New York, McGraw-Hill. 551 p.
- DEBAT, P.; SOULA, J.C.; KUBIN, L.; VIDAL, J.L. - 1978 - Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneiss and pegmatites from Occitania, southern France). Lithos. 11: 133-145.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. - 1966 - An introduction to the rock-forming minerals. London, Longmans Green. 528 p.
- DZULYNSKY, S.; WALTON, E.K. - 1965 - Sedimentary features of flysch and greywackes. Amsterdam, Elsevier Publishing. 265 p.
- FAURE, G. - 1977 - Principles of isotope geology. New York, John Wiley & Sons. 464 p.
- FAURE, G.; POWELL, J.L. - 1972 - Strontium isotope geology. New York, Springer-Verlag. 188 p.
- FLINT, R.F. - 1957 - Glacial and pleistocene geology. New York, John Wiley & Sons. 553 p.
- GORAYEB, P.S.S. - 1981 - Evolução geológica da região de Araguacema-Pequizeiro (GO). Tese de Mestrado. Belém, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas/Universidade Federal do Pará. 100 p.
- GUERREIRO, M.B.S.; SILVA, J.M.R. - 1976 - Projeto Guaraí-Conceição. Belém, DNPM/UFPa. 50 p.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R. - 1977 - Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia no centro-norte do

- Brasil. São Paulo. Bol. Inst. Geoc. USP. 8: 107-118.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R. - 1980a - Evolução do Grupo Estrondo na região de Xambioá (GO). In: Anais XXXI Congr. Bras. Geol., Camboriú (SC). V. 5, p. 2542-2550.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. - 1980b - Evolução estrutural da região de Colméia (GO). In: Anais XXXI Congr. Bras. Geol., Camboriú (SC). V. 5, p. 2648-2658.
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IVANUCH, W. - 1975 - Idades K/Ar do pré-cambriano da região centro-norte do Brasil. São Paulo. Bol. Inst. Geoc. USP. 6: 77-83.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr, O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M.; KAWASHITA, K. - 1980c - Datações Rb/Sr e K/Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: Anais XXXI Congr. Bras. Geol., Camboriú (SC). V. 5, p. 2659-2667.
- HINE, R.; WILLIAMS, I.S.; CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. - 1978 - Contrast between I- and S- type granitoids of the Koscinko Batholith. Journ. Geol. Society of Australia. 25. (4): 219-234.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.E. - 1976 - An outline of structural geology. New York, John Wiley & Sons. 571 p.
- HOSCHEK, G. - 1967 - Untersuchungen zum stabilitätsbereich von chloritoid und staurolith. Contr. Mineral. Petrol. 14: 123-162.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. - 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci. 8: 523-548.
- JONES, J.W. - 1972 - An almandine garnet isograd in Roger Pass Area, British Columbia: The nature of the reaction and an estimation of the physical conditions during its formation. Contr. Mineral. Petrol. 37: 291-306.
- KEGEL, W. - 1953 - Contribuição para o estudo do Devoniano da Baía do Parnaíba. Rio de Janeiro. Bol. Div. Geol. Min./DNPM nº 141, p. 48.
- KEGEL, W. - 1965 - A estrutura geológica do nordeste do Brasil. Rio de Janeiro. Bol. Div. Geol. Min./DNPM nº 227, 47 p.

- LEAKE, B.E. - 1968 - A catalog of analysed calciferous and sub calciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. Geol. Soc. America, Special Paper, 98: 1-210.
- LUTH, W.C. - 1976 - Granitic rocks. In: Bailey, B.K.; Macdonald, R. Ed. The evolution of the crystalline rocks. London: Academic Press. p. 335-417.
- MACAMBIRA, J.B. - 1983 - Geologia e ocorrências minerais da braqui anticlinal do Lontra (GO). Tese de Mestrado. Belém, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas/Universidade Federal do Pará. 108 p.
- MACAMBIRA, J.B.; KAWASHITA, K.; SOUZA, A.C.C. - 1982 - Geocronologia na região da braquianticlinal do Lontra (GO). In: XXXII Congr. Bras. Geol. Resumos e Breves Comunicações, Salvador. Bol. n° 2. p. 12.
- MATTA, M.A.S. - 1982 - Evolução geológica da região de Tucuruí (PA). Tese de Mestrado. Belém, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas/Universidade Federal do Pará. 109 p.
- MEHNERT, K.R. - 1971 - Migmatites. 2nd ed. Amsterdam, Elsevier Publishing. 405 p.
- MIYASHIRO, A. - 1973 - Metamorphism and metamorphic belts. London, George Allen & Unwin. 492 p.
- MONTALVÃO, R.M.G. - 1978 - Litoestratigrafia do Grupo Xambioá (Estrondo) e Grupo Tocantins. In: Anais XXX Cong. Bras. Geol., Recife, V. 2, p. 649-657.
- MORAES REGO, L.F. - 1933 - Notas geográficas e geológicas sobre o rio Tocantins. Belém. Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi. 9: 272-288.
- MULLEN, E.D. - 1983 - MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters. 62: 53-62.
- NOCKOLDS, S.R. - 1954 - Average chemical compositions of some igneous rocks. Bull. Geol. Soc. Amer. 65: 1007-1032.

- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRKETT, T.C. - 1975 - The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and nonoceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*. 24: 419-426.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRKETT, T.C. - 1977 - The relationship between major element chemistry and tectonic environments of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*. 36: 121-132.
- PETTIJOHN, F.J. - 1975 - *Sedimentary rocks*. 3rd ed. New York, Harper & Row. 628 p.
- PHYLLIPS, E.R. - 1974 - Myrmekite - one hundred years later. *Lithos*. 7: 181-194.
- PHYLLIPS, E.R.; CARR, G.R. - 1973 - Myrmekite associated with alkali feldspar megacryst in felsic rocks from New South Wales. *Lithos*. 6: 245-260.
- PITCHER, W.S. - 1979 - The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *Journ. Geol. Soc. of London*. 136: 627-662.
- PITCHER, W.S.; BERGER, A.R. - 1972 - *The geology of Donegal; A study of granite emplacement and unroofing*. New York, John Wiley & Sons, 435 p.
- PUTY, C.O.F., MARTINS, R.C., MONTALVÃO, R.M.G., JOÃO, X.S.J., CARREIRA, J.M., SILVA, G.H., NEVES, A.P., GIFFONI, L.E., LOURENÇO, R.S., FRIZZO, S.J. - 1972 - Projeto Marabá. Relatório Integrado. Belém, CPRM/DNPM, V.1, 124 p.
- RAMBERG, H. - 1967 - *Gravity, deformation and the earth's crust*. London, Academic Press, 214 p.
- RAMBERG, H. - 1970 - Models studies in relation to intrusion of plutonic bodies. In: Newall, G.; Rast, N. Ed. *Mechanism of igneous intrusion*, *Geol. Journ.*, Special Issue n° 2. Liverpool, Gallery Press., p. 261-286.
- RAMBERG, H. - 1972 - Theoretical models of density stratification and diapirism in the earth, *J. Geoph. Res.* 77: 877-889.
- RAMBERG, H. - 1973 - Models studies of gravity-controlled tectonics by the centrifuge technique, In: De Jong, K.A.; Scholten, R. Ed. *Gravity and tectonics*, New York, John Wiley & Sons. p. 49-66.

- RAMSAY, J.G., - 1967 - Folding and fracturing of rocks. New York, McGraw-Hill, 568 p.
- RINGWOOD, A.F. - 1975 - Composition and petrology of the earth's mantle, New York, McGraw-Hill, 618 p.
- SÁ, J.H.S.; LEMOS, R.L.; KOTSCHUBEY, B.; VILLAS, R.N.N.; SUCASAS, Jr, P.; COSTA, M.L.; BARRIGA, V.M.F.; COIMBRA, A.M. - 1979 - Projeto Araguaína. Belém, DNPM/UFPa. 88 p.
- SALOP, L.I. - 1971 - Two types of pre-cambrian structures: gneiss folded ovals and gneiss domes. Internat. Geol. Rev. 14 (11): 1209-1228.
- SANTOS, M.D. - 1983 - Geologia e ocorrências minerais da braquian tictinal de Xambioá. Tese de Mestrado. Belém, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas/Universidade Federal do Pará. 124 p.
- SAUNDERSON, H.C. - 1975 - Sedimentology of the Brampton esker and its associated deposits: an empirical test of theory. In: Jopling, A.V.; McDonald, B.C. Ed. Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. p. 155-176 (Special Publication. 23).
- SCHOBENHAUS FILHO, C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L.A.; TAKANUHASHI, J.T.; LINDENMAYER, Z.G.; VASCONCELOS, J.G.; ORLANDI, V. - 1975 - Carta geológica do Brasil ao milionésimo - folha Goiás (SD-22). Brasília, DGM/DNPM, 58 p.
- SHELLEY, D. - 1973 - Myrmekites from the Haast Schists. New Zeland. Am. Min. 58: 332-338.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. - 1974 - Geologia da folha SB-22 Araguaia e parte da folha SC-22 Tocantins. In: Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, Dep. Nac. Prod. Min. V. 4. p. 1-143..
- SILVA, J.M.R. - 1980 - Metamorfismo das rochas pelíticas do segmento setentrional da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia. Tese de Mestrado. Belém, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas/ Universidade Federal do Pará. 48 p.

- SMITH, J.V. - 1974 - Feldspar minerals, chemical and textural properties. New York, Springer-Verlag, 690 p.
- SOULA, J.C. - 1982 - Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 4 (3): 313-342.
- SOULA, J.C.; BORREL, A. - 1980 - Controle de la densité et de la viscosité sur la mise en place des intrusions plutoniques: signification de forme et de la structure des massifs granitoides. In: 8^{ème} Réunion. A. Sci. Terre, Marseille. Résumé. p. 328.
- SPRY, A. - 1969 - Metamorphic textures. Oxford, Pergamon Press. 350 p.
- SUGUIO, K. - 1980 - Rochas sedimentares; propriedades-gênese-importância econômica. São Paulo, Edgard Blücher. 500 p.
- STEPHANSSON, O.; JOHNSON, K. - 1976 - Granite diapirism in the Run Jungle Area, northern Australia. *Precambrian Res.* 3: 159-185.
- STRECKEISEN, A. - 1976 - To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12: 1-33.
- TALBOT, C.J. - 1971 - Thermal convection below the solidus in a mantled gneiss dome. Fungwi Reserve, Rhodesia. *J. Geol. Soc.* 127: 377-410.
- TAYLOR, S.R. - 1965 - The application of trace element data to problems in petrology. In: Ahrens, L.A.; Press, F.; Runcorn, S.K.; Urey, C. Ed., *Physics and Chemistry of the Earth*. Oxford, Pergamon Press. V. 6, p. 133-214.
- TEIXEIRA, N.P. - (em preparação) - Geologia e petrologia da região central da Serra das Cordilheiras, (GO).
- TRICART, J. - 1970 - Geomorphology of cold environments. Edimburgo, Mc Milan. 320 p.
- TROUW, R.A.J.; VAZ, L.F.; SLONGO, T.T.; NAKASATO, N. - 1976 - Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins (PA). In: Anais XXIX Congr. Bras. Geol., Ouro Preto (MG). V. 2, p. 137-148.
- TURNER, F.J. - 1968 - Metamorphic petrology; mineral and fields aspects. New York, McGraw-Hill, 403 p.

- TUTTLE, O.F., BOWEN, N.L. - 1958 - Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . Geol. Soc. Amer., Mem. 74: 1-153.
- VELOSO, H.P., JAPIASSO, M.S., FILHO, L.G., LEITE, P.F. - 1974 - Vegetação das folhas SB-22 Araguaia e parte da folha SC-22 Tocantins. In: Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, Dep. Nac. Prod. Min. V. 4.
- VIDAL, J.L. - 1978 - Deformation naturelles des feldspaths et recristallisation dynamique des feldspaths potassiques: analyse optique et par microscopie électronique. Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle. Toulouse (France). 93 p.
- YODER, H.S., TILLEY, C.E. - 1962 - Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. Journ. of Petrology. 3: 342-532.
- WEDEPOHL, K.H. - 1972 - Abundance in common magmatic rock types; terrestrial abundance. In: Wedepohl, K.H. Ed. Handbook of geochemistry. Berlin, Springer-Verlag. V. II/3, p. 37-E-1 a 37-E-10.
- WILLIE, P.J. - 1971 - The dynamic earth; a textbook in Geosciences. New York, John Wiley & Sons. 416 p.
- WINKLER, H.G.F. - 1977 - Petrogênese das rochas metamórficas. Porto Alegre, Edgard Blücher. 254. p.
- ZWART, H.J. - 1960a - Relations between folding and metamorphism in the central Pyrenees, and their chronological succession. Geologie en Mijnbouw. 22: 163-180.
- ZWART, H.J. - 1960b - The chronological succession of folding and metamorphism in the central Pyrenees. Geol. Rundsch. 50: 203-218.