

Aspectos lito-estruturais e evolução crustal
da região centro-oeste de Goiás

AUTOR: João Batista Sena Costa

ORIENTADOR: Yociteru Hasui

CO-ORIENTADOR: Raimundo Netuno Nobre Villas

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

ASPECTOS LITO-ESTRUTURAIS E EVOLUÇÃO CRUSTAL DA
REGIÃO CENTRO-NORTE DE GOIÁS

Tese Apresentada por
JOÃO BATISTA SENA COSTA

como requisito parcial à obtenção do grau em
DOUTOR EM CIÊNCIAS

Na área de
GEOLOGIA

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

Aprovado: 13 DE NOVEMBRO DE 1985

YOCITERU HASUI

FERNANDO F.M. DE ALMEIDA

BENJAMIM BLEY B. NEVES

JOSE CARUSO M. DANNI

RAIMUNDO NETUNO N. VILLAS

W. Camo

(ORIENTADOR)

Fernando F.M. de Almeida

Benjamim Bley B. Neves

Jose Caruso M. Danni

Raimundo Netuno N. Villas

Comitê de Tese

SUMÁRIO

	Pág.
DEDICATÓRIA.....	i
AGRADECIMENTOS.....	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	iv
RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	5
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....	9
1.1 Apresentação.....	9
1.2 A Área Estudada.....	10
1.3 Objetivos.....	12
1.4 Metodologia.....	13
1.5 Terminologia.....	16
CAPÍTULO 2 - SÍNTESE DO ESTADO DE CONHECIMENTO E PROBLEMAS GERAIS.....	18
CAPÍTULO 3 - CONSTITUIÇÃO DA ÁREA.....	25
CAPÍTULO 4 - DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS E ESTRUTURAS.....	30
4.1 Unidades Arqueanas.....	30
4.1.1 Domínio 1.....	30
4.1.1.1 Unidades Litológicas.....	30
4.1.1.1.1 Complexo Goiano.....	31
4.1.1.1.2 Grupo Riachão do Ouro.....	34
4.1.1.1.3 Suíte Serra do Boqueirão.....	37
4.1.1.2 Estruturas.....	41
4.1.1.2.1 Estruturas Maiores.....	41
4.1.1.2.1.1 Dobras.....	41
4.1.1.2.1.2 Os Arcos Desenhados Pelas Rochas do Grupo Riachão do Ouro.....	42

	Pág.
4.1.1.2.1.3 Zonas de Cisalhamento.....	43
4.1.1.2.2 Estruturas Menores.....	43
4.1.1.2.2.1 Bandamento dos Gnaisses.....	43
4.1.1.2.2.2 Xistosidade.....	44
4.1.1.2.2.3 Clivagem de Crenulação.....	45
4.1.1.2.2.4 Bandamento dos Diápiros.....	45
4.1.1.3 Metamorfismo.....	46
4.1.1.4 Integração dos Dados.....	48
4.1.2 Domínio 2.....	55
4.1.2.1 Unidades Litológicas.....	55
4.1.2.1.1 Complexo Porto Nacional.....	55
4.1.2.1.2 Complexo Manoel Alves.....	61
4.1.2.1.3 Formação Morro do Aquiles.....	63
4.1.2.1.4 Granitos Pegmatóides.....	66
4.1.2.2 Estruturas Relacionadas a Evento de <u>Cisalha</u> mento Dúctil de Baixo Ângulo.....	67
4.1.2.2.1 Aleitamento Tectônico.....	67
4.1.2.2.2 Xistosidade.....	69
4.1.2.2.3 Dobras.....	70
4.1.2.2.4 Lineações.....	71
4.1.2.3 Estruturas Relacionadas a Evento de <u>Cisalha</u> mento Dúctil de Alto Ângulo.....	72
4.1.2.4 Metamorfismo.....	77
4.1.2.5 Integração dos Dados.....	82
4.1.3 Domínio 3.....	83
4.1.3.1 Unidades Litológicas.....	83
4.1.3.1.1 Complexo Colméia.....	83
4.1.3.1.2 Grupo Rio do Coco.....	86
4.1.3.1.3 Gnaisses Alcalinos de Monte Santo.....	88
4.1.3.2 Estruturas.....	89
4.1.3.2.1 Bandamento (S).....	90
4.1.3.2.2 Xistosidade (S_1).....	90
4.1.3.2.3 Xistosidade (S'_1).....	90
4.1.2.2.4 Dobras.....	90
4.1.3.3 Metamorfismo.....	92
4.1.3.4 Integração dos Dados.....	94
4.1.4 Domínio 4.....	97

	Pág.
4.1.4.1 Unidades Litológicas.....	97
4.1.4.1.1 Complexo Rio dos Mangues.....	97
4.1.4.1.2 Suíte Matança.....	101
4.1.4.1.3 Suíte Serrote.....	106
4.1.4.1.4 Gnaisses Alcalinos da Serra da Estrela...	107
4.1.4.2 Estruturas Relacionadas a Evento de Cisalha- mento Dúctil de Baixo Ângulo.....	108
4.1.4.2.1 Aleitamento Tectônico.....	108
4.1.4.2.2 Xistosidade.....	109
4.1.4.2.3 Dobras.....	112
4.1.4.2.2 Lineações.....	113
4.1.4.3 Metamorfismo.....	113
4.1.4.4 Integração dos Dados.....	114
4.1.5 Relações Entre os Domínios.....	115
4.2 Diques.....	117
4.3 Suíte Lajeado.....	119
4.4 Corpos Básico-Ultrabásicos.....	122
4.5 Unidades Supracrustais Proterozóicas.....	125
4.5.1 Supergrupo Baixo Araguaia.....	125
4.5.1.1 Grupo Estrondo.....	126
4.5.1.2 Grupo Tocantins.....	127
4.5.1.3 Estruturas.....	128
4.5.1.4 Metamorfismo.....	138
4.5.1.5 Aspectos Regionais.....	143
4.5.2 Grupo Natividade.....	144
4.5.2.1 Constituição Litológica.....	144
4.5.2.2 Estruturas.....	147
4.5.2.3 Metamorfismo.....	151
4.5.2.4 Aspectos Regionais.....	154
4.6 Suíte Santa Luzia.....	155
4.7 Formação Monte do Carmo.....	156
4.8 Diques de Dacito, Andesito e Diabásio.....	157
4.9 Sistemas de Falhas.....	158
4.9.1 Caracterização dos Sistemas.....	158
4.9.2 Aspectos Regionais.....	160
4.10 Coberturas e Estruturas Fanerozóicas.....	162

	Pág.
CAPÍTULO 5 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA.....	<u>166</u>
CAPÍTULO 6 - ASPECTOS ANALÓGICOS COM OUTRAS REGIÕES DO MUNDO.....	<u>176</u>
CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES.....	<u>190</u>
CAPÍTULO 8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	<u>197</u>

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar meus agradecimentos às seguintes pessoas e instituições:

- à Universidade Federal do Pará que através do Centro de Geociências e do Departamento de Geologia me concedeu licença das atividades docentes e criou condições para que este trabalho fosse desenvolvido;
- ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e à Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP) que, através do Projeto Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia em desenvolvimento no Centro de Geociências, financiaram grande parte das atividades de campo.
- ao Prof. Dr. Yociteru Hasui, a quem devo o direcionamento das investigações, a orientação desta tese e o apoio constante como amigo e conselheiro nos últimos seis anos;
- ao Prof. Francisco de Assis Matos de Abreu pela ajuda na interpretação e integração dos dados, bem como pelas discussões que enriqueceram este estudo;
- ao Prof. Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas pelas valiosas sugestões quando da leitura da versão preliminar deste trabalho;
- aos Profs. Ronaldo Lima Lemos, Paulo Sérgio de Souza Go rayeb e Theodomiro Gama Jr. pela ajuda permanente durante os trabalhos de campo e na descrição e interpretação das seções delgadas;
- ao Prof. Moacir Buenano Macambira que realizou as análises geocronológicas Rb-Sr no laboratório geocronológico do Centro de Geociências e ajudou na interpretação dos dados obtidos;
- às Profs. Jane Maria Garrafiello Fernandes e Ruth Léa Bemerguy pelo estímulo nas várias etapas do trabalho e pelo apoio na revisão dos manuscritos;
- à Sra. Maria da Graça Nobre de Faria que datilografou este trabalho e aos desenhistas Roberto Vizeu Lima Pinhei

ro e Adalberto da Cruz Lima que prepararam as ilustra
ções;

- a todas as pessoas que, de uma forma ou de outra, contri
buíram para o desenvolvimento e conclusão desta pesqui
sa.

LISTA DAS ILUSTRAÇÕES

FIGURAS	Pág.
1.1 - Mapa de localização da área.....	11
1.2 - Levantamentos geológicos realizados na área <u>estu</u> <u>dada</u>	14
2.1 - Mapa geológico do setor setentrional da Província Tocantins, parte sul (fonte: Corrêa Filho e Sá, 1980; Costa et al., 1983; Hasui et al., 1984a)...	19
2.2 - Unidades geotectônicas do setor setentrional da Província Tocantins, parte sul (fonte: Hasui et al., 1984a).....	23
2.3 - Blocos crustais arqueanos da região centro-norte de Goiás (fonte: Haralyi e Hasui, 1981; Hasui et al., 1985).....	24
3.1 - Domínios lito-estruturais do Arqueano da área <u>es</u> <u>tudada</u>	28
4.1 - Seção colunar esquemática do Grupo Riachão do <u>Ou</u> <u>ro</u>	35
4.2 - Arranjo granular hipidiomórfico dos <u>tonalitos</u> <u>isótropos</u> da Suíte Serra do Boqueirão. <u>Cristais</u> de quartzo fraturados e com forte extinção <u>ondu</u> <u>lante</u> caracterizam a deformação. Polarização <u>cru</u> <u>zada</u> , 20X.....	39
4.3 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de um corpo tonalítico da Suíte Serra do Boqueirão.....	41
4.4 - Seção geológica M-N.....	42
4.5 - Diagrama de polos do bandamento dos gnaisses do Complexo Goiano.....	44
4.6 - Elementos geométricos do cisalhamento simples (<u>se</u>	

	Pág.
gundo Ramsay, 1980).....	51
4.7 - Aspecto geométrico da deformação relacionada a um sistema de cisalhamento simples (segundo Ramsay, 1980).....	52
4.8 - Desenvolvimento da foliação e lineação de estiramento na zona de cisalhamento (segundo Ramsay, 1980).....	52
4.9 - Desenvolvimento de dobras em bainha (segundo Cobbold e Quinquis, 1980).....	53
4.10 - Deformação de dóbras em zonas de cisalhamento (segundo Ramsay, 1980).....	54
4.11 - Textura granoblástica poligonal dos granulitos máficos isótropos do Complexo Porto Nacional. O afloramento localiza-se na GO-262 entre Porto Nacional e Fátima. Polarização cruzada, 20X.....	56
4.12 - Cristais de hiperstênio parcialmente transformados para gedrita nos granulitos máficos miloníticos do Complexo Porto Nacional. Afloramento localizado nas adjacências da fazenda Moleque. Polarização cruzada, 50X.....	57
4.13 - Cristais de diopsídio parcialmente transformados para tremolita-actinolita nos granulitos máficos miloníticos do Complexo Porto Nacional. Afloramento localizado nas adjacências da fazenda Moleque. Polarização paralela, 50X.....	57
4.14 - Bordas de granada no contato de hiperstênio com plagioclásio, em granulito máfico milonítico do Complexo Porto Nacional. Afloramento localizado no leito do córrego Chupé. Polarização cruzada, 50X.....	58
4.15 - Porfiroclastos de plagioclásio estirados, envolvidos por agregado granoblástico constituído de	

- quartzo, plagioclásio, diopsídio e hornblenda em enderbitos miloníticos do Complexo Porto Nacional. Afloramento localizado nas adjacências da fazenda Vasco. Polarização cruzada, 20X..... 59
- 4.16 - Porfiroclastos de plagioclásio envolvidos por cordões de quartzo e agregado granoblástico de quartzo e plagioclásio em enderbitos miloníticos do Complexo Porto Nacional. Afloramento localizado nas adjacências da fazenda Vasco. Polarização cruzada, 20X..... 59
- 4.17 - Porfiroclastos de granada envolvidos por um agregado granoblástico de quartzo, plagioclásio, microclíneo, cianita e biotita, em kinsigitos do Complexo Porto Nacional. Afloramento localizado nas adjacências da fazenda Novo Sítio. Polarização paralela, 20X..... 60
- 4.18 - Porfiroclasto de granada contendo cristais de quartzo e plagioclásio em kinsigitos miloníticos do Complexo Porto Nacional. Afloramento localizado nas adjacências da fazenda Novo Sítio. Polarização paralela, 20X..... 61
- 4.19 - Porfiroclastos de quartzo e plagioclásio estirados, contornados por palhetas de biotita e por faixas de quartzo recristalizado, nos gnaisses miloníticos do Complexo Manoel Alves. Afloramento localizado ao longo do rio Manoel Alves próximo da GO-255. Polarização cruzada, 20X..... 62
- 4.20 - Faixas de quartzo e plagioclásio de granulação fina, alternadas com faixas de cristais maiores de quartzo e plagioclásio em gnaisses miloníticos do Complexo Manoel Alves. Afloramento localizado ao longo do rio Manoel Alves nas adjacências de Bonfim. Polarização cruzada, 20X..... 63
- 4.21 - Porfiroclastos de granada cloritizados contorna

- dos por palhetas de moscovita e biotita em xisto milonítico da Formação Morro do Aquiles. Afloramento localizado na GO-364 entre Chapada e Natividade. Polarização cruzada, 20X..... 65
- 4.22 - Aspecto geral do aleitamento tectônico na Formação Morro do Aquiles ao longo da estrada que liga Porto Nacional à antena retransmissora de televisão..... 68
- 4.23 - Aleitamento tectônico nas rochas do Complexo Manoel Alves, nas adjacências de Gurupi..... 69
- 4.24 - Xistosidade de baixo ângulo nos gnaisses miloníticos do Complexo Manoel Alves. Afloramento localizado na GO-264 entre Santa Rosa e Natividade.. 70
- 4.25 - Aspecto da lineação de estiramento no plano da xistosidade desenvolvida em gnaisses miloníticos do Complexo Manoel Alves. Afloramento localizado na GO-255 entre Natividade e Goianorte..... 71
- 4.26 - Veios de granito pegmatóide subparalelos e formando ângulos altos entre si, nas zonas de cisalhamento de fraca deformação. Afloramento localizado no rio Manoel Alves nas adjacências da fazenda Deus-te-Guarde..... 73
- 4.27 - Aspecto do estiramento dos cristais de quartzo e de feldspato nas zonas de fraca deformação. Afloramento localizado na GO-225 entre o rio Manoel Alves e Goianorte..... 73
- 4.28 - Aleitamento tectônico em zonas de média deformação. Afloramento localizado na GO-255 entre o rio Manoel Alves e Goianorte..... 74 ..
- 4.29 - Aspecto morfológico do aleitamento em zonas de média deformação. Afloramento localizado na GO-264 entre Santa Rosa e Chapada..... 74

- 4.30 - Camadas de anfibolitos miloníticos boudinados, intercalados em gnaisses miloníticos, ressaltando o aleitamento em zonas de alta deformação. Afloramento localizado na estrada que liga Brejinho de Nazaré a Fátima..... 75
- 4.31 - Aleitamento definido por camadas de granito pegmatóide alternadas com gnaisses miloníticos em zonas de alta deformação. Afloramento localizado na estrada que liga Brejinho de Nazaré a Fátima. 75
- 4.32 - Aleitamento tectônico em zonas de forte deformação. Afloramento localizado na GO-255 entre Goianorte e Peixe..... 76
- 4.33 - Zonas de muito alta deformação cortando a Suíte Matança. Afloramento localizado na GO-262 entre Porto Nacional e Fátima..... 76
- 4.34 - Dobra em bainha nos gnaisses miloníticos do Complexo Manoel Alves. ~~Observa-se~~ no canto esquerdo inferior uma seção da dobra perpendicular ao estiramento máximo (X). Afloramento localizado no rio Manoel Alves entre a fazenda Deus-te-Guarde e a GO-255..... 78
- 4.35 - Aspecto textural dos gnaisses miloníticos do Complexo Manoel Alves em zonas de alta deformação. Afloramento localizado no rio Manoel Alves nas adjacências de Bonfim. Polarização cruzada, 20X. 80
- 4.36 - Aspecto textural dos anfibolitos miloníticos da Formação Morro do Aquiles em zonas de forte deformação. Afloramento localizado na GO-262 entre Chapada e Natividade. Polarização cruzada, 20X.. 80
- 4.37 - Primeira geração de dobras do Complexo Colméia.. 91
- 4.38 - Estilos de dobras de segunda geração do Complexo Colméia..... 91

	Pág.
4.39 - Padrão de superposição de dobras do Complexo Colméia.....	92
4.40 - Estilos de dobras do Grupo Rio do Coco.....	93
4.41 - Mapa geológico da região do Inajá.....	96
4.42 - Leucossomas quartzo-feldspáticos definindo estruturas estromatíticas em gnaisses tonalíticos do Complexo Rio dos Mangues. Afloramento localizado nas adjacências do povoado Oliveira do Norte....	98
4.43 - Porfiroclastos de quartzo e plagioclásio orientados e estirados, paralelos à orientação das palhetas de biotita em gnaisses tonalíticos do Complexo Rio dos Mangues. Afloramento localizado nas adjacências da vila Santana. Polarização cruzada, 20X.....	99
4.44 - Bandamento definido por faixas de biotita e moscovita, alternadas com faixas de quartzo e feldspato em xistos do Complexo Rio dos Mangues. Afloramento localizado nas adjacências de Fátima. Polarização cruzada, 20X.....	100
4.45 - Bandamento definido pela alternância de barras de quartzo com faixas de quartzo e feldspato, além de biotita e ferro-hastingsita em rochas da Suíte Matança. Afloramento localizado nas adjacências da fazenda Saco da Serra. Polarização cruzada, 20X.....	102
4.46 - Porfiroclasto de microclíneo contornado por bandas de quartzo e faixas de quartzo, feldspato, biotita e hornblenda em rochas da Suíte Matança. Afloramento localizado ao longo da GO-262 entre Fátima e Porto Nacional. Polarização cruzada, 20X.....	103
4.47 - Barras de quartzo e de microclíneo alternados com agregados de quartzo e feldspato em rochas	

	Pág.
da Suíte Matança. Afloramento localizado na estrada que liga Brejinho de Nazaré a Fátima. Polarização cruzada, 20X.....	103
4.48 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de granitóides da Suíte Matança.....	104
4.49 - Aspecto textural caracterizado por cristais de quartzo na forma de bastões com extinção ondulante em rochas da Suíte Matança. Afloramento localizado nas adjacências de Monte Alegre. Polarização cruzada, 20X.....	106
4.50 - Feição textural dos nefelina-sienito gnáissicos da Serra da Estrela caracterizada por cristais de nefelina, microclíneo e albita orientados. Afloramento localizado nas proximidades da fazenda da Nova Promissão. Polarização cruzada, 20X.....	108
4.51 - Seção geológica G-H.....	<u>110</u>
4.52 - Aleitamento tectônico no Complexo Rio dos Mangues nas adjacências de Fátima ao longo da BR-153.....	<u>111</u>
4.53 - Corpos de granito pegmatóide alojados no Complexo Rio dos Mangues ao longo da GO-262.....	<u>111</u>
4.54 - Aspecto morfológico da foliação de transposição paralela ao aleitamento tectônico.....	<u>112</u>
4.55 - Dobras em bainha nos xistos quartzo-feldspáticos do Complexo Rio dos Mangues nas proximidades da fazenda Limpeza.....	<u>113</u>
4.56 - Diagrama de polos da foliação milonítica e da lineação de estiramento relacionadas ao evento de cisalhamento de baixo ângulo.....	<u>118</u>
4.57 - Esquema das relações entre os domínios, antes da incidência dos eventos proterozóicos e fanerozoí	

	Pág.
cas.....	118
4.58 - Textura granular hipidiomórfica das rochas graní- ticas da Suíte Lajeado.....	120
4.59 - Pórfiros de quartzo, plagioclásio e microclíneo envolvidos por uma matriz micrográfica.....	121
4.60 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de um corpo granítico da Suíte Lajeado.....	124
4.61 - Camadas de ortoquartzitos alternadas com quartzo micaxisto e quartzitos micáceos definindo o aca- mamento no Grupo Estrondo.....	128
4.62 - Primeira geração de dobras do Supergrupo Baixo Araguaia.....	129
4.63 - Seção geológica K-L.....	130
4.64 - Seção geológica E-F.....	130
4.65 - Comportamento regional da xistosidade (S_1) nos metassedimentos do Grupo Estrondo.....	131
4.66 - Porfiroclastos de biotita, provavelmente pré- S_1 , e porfiroblastos de granada sin- S_1 em xistos do Grupo Estrondo.....	132
4.67 - Porfiroblasto de granada rotacionada sin- S_1 . Cristais de biotita e moscovita definem S_1 nos xistos do Grupo Estrondo.....	132
4.68 - Porfiroblastos de granada e estaurolita sin a tar- di- S_1 . A granada apresenta uma foliação interna concordante com a foliação externa em xistos do Grupo Estrondo.....	133
4.69 - S_1 paralela ao bandamento composicional em quart- zo micaxistos do Grupo Estrondo.....	133
4.70 - Segunda geração de dobras do Supergrupo Baixo	

	Pág.
Araguaia.....	<u>134</u>
4.71 - Dobras do Grupo Rio do Coco correlacionadas a D_2 do Supergrupo Baixo Araguaia.....	<u>135</u>
4.72 - Terceira geração de dobras do Supergrupo Baixo Araguaia.....	<u>136</u>
4.73 - Porfiroblastos de biotita pós- S_1 , provavelmente associados ao desenvolvimento de S_3 no Supergrupo Baixo Araguaia.....	<u>137</u>
4.74 - Mapa geológico da região de Paraíso do Norte....	<u>138</u>
4.75 - Textura granoblástica poligonal dos ortoquartzitos do Grupo Estrondo.....	<u>139</u>
4.76 - Porfiroblastos de granada e cianita sin- S_1 em xistos do Grupo Estrondo.....	<u>140</u>
4.77 - Arranjo granolepidoblástico definido por quartzo, biotita e moscovita, em quartzo micaxistos do Grupo Estrondo.....	<u>140</u>
4.78 - Alternância de faixas granoblásticas de quartzo mais plagioclásio, com faixas lepidoblásticas de biotita e moscovita em xistos do Grupo Estrondo.	<u>141</u>
4.79 - Seção colunar do Grupo Natividade.....	<u>145</u>
4.80 - Estratificação cruzada em quartzitos da base do Grupo Natividade.....	<u>146</u>
4.81 - Aspecto da clivagem de fratura em quartzitos puros do Grupo Natividade.....	<u>148</u>
4.82 - Seção geológica I-J.....	<u>149</u>
4.83 - Seção geológica C-D.....	<u>150</u>
4.84 - Juntas perpendiculares aos eixos das dobras do Grupo Natividade.....	<u>151</u>

4.85 - Seixos de quartzo orientados na direção dos eixos das dobras do Grupo Natividade.....	<u>152</u>
4.86 - Aspecto textural dos quartzitos com cianita e cloritóide do Grupo Natividade. A cianita poiquiloblástica envolve cristais de quartzo.....	<u>153</u>
5.1 - Quadro geológico evolutivo da área.....	<u>175</u>

TABELAS

3.1 - Unidades lito-estratigráficas da área.....	29
4.1 - Resultados analíticos Rb-Sr do corpo tonalítico situado a oeste de Almas pertencente a Suíte Serra do Boqueirão.....	40
4.2 - Resultados analíticos Rb-Sr das rochas da Suíte Matança.....	105
4.3 - Resultados analíticos Rb-Sr das rochas da Suíte Lajeado.....	<u>123</u>

ANEXOS

- 1 - Mapa geológico em 1:500.000
- 2 - Mapa de pontos estudados
- 3 - Símbolos usados nas fotomicrografias

RESUMO

Na região compreendida entre as cidades de Paraíso do Norte, Gurupi e Dianópolis, situada na parte centro norte do Estado de Goiás, reconhecem-se diversas unidades lito-estratigráficas e várias gerações de estruturas ligadas a eventos tectônicos distintos.

Considerando a distribuição e as características petrográficas e estruturais dos conjuntos rochosos antigos, foi possível individualizar quatro compartimentos ou domínios lito estruturais, atribuídos ao Arqueano.

O domínio 1 inclui a região de Almas-Dianópolis, é interpretado como um terreno granito-"greenstone", englobando um conjunto de gnaisses tonalíticos com supracrustais associadas (Complexo Goiano), um pacote de metavulcânicas e metassedimentos (Grupo Riachão do Ouro), e vários corpos de tonalitos (Suíte Serra do Boqueirão) embutidos nas unidades anteriores. A evolução geral do domínio compreende três eventos deformacionais principais. O primeiro se refere à formação dos anfibolitos e/ou biotita gnaisses e granitóides, caracterizados estruturalmente por um bandamento sub-vertical, orientado na direção N10°E. O desenvolvimento desse elemento planar foi acompanhado por transformações mineralógicas em fácies anfibolito. O segundo evento corresponde à deposição do Grupo Riachão do Ouro, seguida pela formação de estruturas sinclinais isoclinais empinadas, orientadas na direção N10°E, contemporânea a transformações em fácies xisto verde. A esse evento se relaciona a colocação dos diápiros tonalíticos da Suíte Serra do Boqueirão. O último é representado por uma foliação de transposição suavemente inclinada para sudeste, vinculada a um processo de cisalhamento simples dúctil-rúptil de baixo ângulo, que afetou a parte oeste do domínio e transformou as rochas do Complexo Goiano em gnaisses miloníticos em condições de fácies anfibolito.

O domínio 2 envolve os municípios de Porto Nacional, Brejinho de Nazaré e Natividade, correspondendo à parte centro-leste da área. É caracterizado por gnaisses granulíticos (Complexo Porto Nacional), por gnaisses tonalíticos com supra

crustais associadas (Complexo Manoel Alves), por conjuntos su pracrustais, envolvendo metassedimentos e metavulcânicas (Formação Morro do Aquiles), e por granitos pegmatóides, a exemplo da Suíte Xobó. As diferentes unidades litológicas apresentam-se na forma de camadas e/ou pacotes sub-horizontais, concordantes a sub-concordantes e orientadas na direção N30⁰E. Exibem feições estruturais produzidas por um processo de cisalhamento simples dúctil-rúptil de baixo ângulo, em condições de fácies anfibolito. Várias zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo, com ca ráter direcional, com diferentes intensidades de deformação e desenvolvidas em condições de fácies xisto verde, superpõem-se às feições estruturais ligadas ao evento de cisalhamento de bai xo ângulo.

O domínio 3 acha-se totalmente incluído no município de Paraíso do Norte, na porção noroeste da área, e é interpretado como um terreno granito-"greenstone", a exemplo do domínio 1. Fazem parte desse domínio o Complexo Colméia, o Grupo Rio do Coco e os gnaisses alcalinos de Monte Santo. Duas fases de de formação principais são responsáveis pela estruturação geral do domínio. A fase mais antiga corresponde ao dobramento do bandamento (S) dos granitóides gnaissificados do Complexo Colméia, em dobras recumbentes, orientadas na direção E-W. A xistosidade (S₁) plano-axial se formou em condições de fácies anfibolito mé dia a alta. A fase seguinte diz respeito à constituição do Grupo Rio do Coco em discordância com o Complexo Colméia. Nesse evento estabeleceram-se dobras empinadas, orientadas na direção E-W e formou-se uma xistosidade em condições de fácies xisto verde. A segunda geração de dobras do Complexo Colméia está re lacionada a esse evento deformacional.

O domínio 4 é definido pela região que compreende parte dos municípios de Paraíso do Norte, Fátima, Gurupi e Porto Nacional, correspondendo à porção centro-oeste da área. Faz parte desse domínio o Complexo Rio dos Mangues, as suítes Mataça e Serrote e os gnaisses alcalinos da Serra da Estrela, dispos tos em corpos tabulares sub-concordantes orientados na direção N30⁰E. A exemplo do que se observa nas unidades do domínio 2, os diferentes conjuntos rochosos do domínio 4 exibem feições es truturais ligadas aos eventos de cisalhamento de baixo e alto

ângulos.

A passagem entre os domínios 1 e 2 e entre os domínios 3 e 4 é gradativa de modo que se delineiam dois blocos crustais antigos (domínios 1+2 e 3+4) separados pela faixa de rochas granulíticas (Complexo Porto Nacional). A zona de justaposição corresponde a um cinturão de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, desenvolvido a partir do cavalgamento do bloco Brasília, a leste, sobre o bloco Araguacema, a oeste. Quadro geológico semelhante já foi muito bem caracterizado na África do Sul, no oeste da Groelândia e no noroeste da Escócia, e começa a ser esboçado em várias regiões no Brasil, configurando-se uma nova maneira de entender as relações entre os terrenos arqueanos.

Nesse segmento crustal, estabilizado no final do Arqueano, foram injetados corpos graníticos da Suíte Lajeado, no final do Proterozóico Inferior, e corpos básico-ultrabásicos na primeira metade do Proterozóico Médio. Nesta época, o Lineamento Transbrasiliano se individualizou como zona de cisalhamento rúptil.

Na segunda metade do Proterozóico Médio instalaram-se as bacias, onde se depositaram as rochas que constituem o Supergrupo Baixo Araguaia e o Grupo Natividade, separadas por um bloco limitado hoje, pelas cidades de Paraíso do Norte, Gurupi e Porto Nacional. O Lineamento Transbrasiliano voltou a ser ativo nesse período. No final do Proterozóico Médio, uma compressão regional, aproximadamente E-W, permitiu a edificação das faixas de dobramentos Araguaia e Uruaçu.

A evolução da faixa de dobramentos Araguaia envolve quatro estágios de formação de estruturas. No primeiro estágio formaram-se dobras recumbentes submeridianas, com uma xistosidade de plano axial (S_1) desenvolvida em condições de fácies anfíbólito média a xisto verde média. Os estágios intermediários referem-se a dobramentos e redobramentos de S_1 . O último estágio corresponde à formação de estruturas dômicas, em função da colocação dos corpos graníticos da Suíte Santa Luzia. Como resultado dessa evolução, verifica-se na faixa Araguaia uma assimetria importante, caracterizada pela atenuação da deformação e das transformações mineralógicas de leste para oeste.

O quadro geral da faixa de dobramentos Uruaçu é caracterizado por dobras desenhadas pelo acamamento, com planos axiais variáveis e por transformações mineralógicas em fácies xisto verde. Na região estudada não existem variações regulares na intensidade da deformação e do grau metamórfico.

Os sedimentos imaturos da Formação Monte do Carmo são os produtos dos últimos processos litogenéticos do Proterozóico Médio na área.

Durante a evolução das faixas de dobramentos Arauaia e Uruaçu, a parte norte do Maciço Goiano teve uma participação limitada, de tal modo que funcionou como um bloco rígido em relação aos dobramentos laterais.

Os produtos finais ligados à evolução policíclica desse segmento crustal no Pré-Cambriano, são representados por sistemas de falhas direcionais orientadas principalmente nas direções $N40^{\circ}-60^{\circ}E$ e $N40^{\circ}-50^{\circ}W$. O sistema de falhas NE reflete na sua movimentação através do Lineamento Transbrasiliano no Proterozóico Superior.

No Fanerozóico depositaram-se expressivas seqüências sedimentares e novos movimentos foram registrados no Lineamento Transbrasiliano levando ao desenvolvimento de importantes desnivelamentos de blocos, refletidos, em parte, na morfologia atual da área.

ABSTRACT

The study area is bounded by the cities Paraíso do Norte, Gurupi, and Dianópolis in north-central Goiás State. The area contains diverse lithostratigraphic units and various generations of structures related to distinct thermo-tectonic events.

Based on the distribution and the petrographic and structural characteristics of the ancient rock assemblage, four litho-structural domains were defined and attributed to the Archean.

Domain "1" includes the region of Almas-Dianópolis and is interpreted as part of granite-greenstone terrane. It includes a group of tonalitic gneisses with associated supracrustal rocks (Goiano Complex), a sequence of metavolcanic rocks and metasediments (Riachão do Ouro Group), and various tonalite bodies (Serra do Boqueirão Suite) intruded into the earlier units. The evolution of the domain includes three principal deformational events:

- a) Formation of the amphibolites and/or biotite gneisses and granitoids characterized by sub-vertical banding oriented $N10^{\circ}E$ and accompanied by mineralogical changes under conditions of amphibolite facies;
- b) deposition of the Riachão do Ouro Group, followed by isoclinal folding oriented $N10^{\circ}E$ and consequent transformation to greenschist facies. The emplacement of the tonalitic diapirs of the Serra do Boqueirão Suite is related to this event;
- c) a foliation gently inclined to the SE resulting from a simple low-angle ductile-brittle shearing process which affected the west part of this domain, transforming the rocks of the Goiano Complex into mylonitic gneisses under amphibolite facies conditions.

Domain 2 includes the counties of Porto Nacional, Brejinho de Nazarê, and Natividade in the east-central part of the area. It is characterized by granulitic gneisses (Porto Nacional Complex), by tonalitic gneisses with associated

supracrustal rocks (Manoel Alves Complex), including metasediments and metavolcanics (Morro do Aquiles Formation), and by pegmatitic granites such as the Xobó Suite. The different lithologic units take the form of lenses or sub-horizontal concordant to sub-concordant bodies with strike $N30^{\circ}E$. They show structural features produced by a low-angle ductile-brittle shearing process under amphibolite facies conditions. Superposed on the low-angle features are various zones of high-angle directional shear having different intensities of deformation, but all in greenschist facies conditions.

Domain 3 is within the NW part of Paraiso do Norte county and is interpreted as a granite-greenstone terrane similar to that of Domain 1. This Domain includes the Colméia Complex, the Rio do Coco Group, and the alkaline gneisses of Monte Santo. Two principal deformational phases are responsible for the structures in this domain:

- a) folding (S) of the gneissic granitoids of the Colméia Complex into recumbent folds oriented E-W. The axial plane schistosity (S_1) formed in medium to high amphibolite facies conditions;
- b) deposition of the Rio do Coco Group, discordant with the Colméia Complex, followed by sub-vertical folding oriented E-W. The second generation of folds in the Colméia Complex is related to this deformational event.

Domain 4, in the west-central part of the area, includes parts of Paraiso do Norte, Fatima, Gurupi, and Porto Nacional Counties. This domain is composed of the Rio dos Mangues Complex, the Matança and Serrote Suites, and the alkaline gneisses of the Serra da Estrela, distributed in sub-concordant sheets oriented $N30^{\circ}E$. Similarly to that observed in Domain 2, these rock assemblages show structural features related to low-and high-angle shearing events.

The transition between Domains 1 and 2 and between Domains 3 and 4 is gradational, such that two ancient blocks of crust are defined (Domains 1+2 and 3+4) separated by a belt of granulitic rocks (Porto Nacional Complex). The zone of juxtaposition corresponds to a belt of low-angle ductile

shearing developed by the overthrusting of the Brazilian block, on the east, onto the Araguacema block to the west. Similar geologic conditions have been well characterized in South Africa, in western Greenland, and in NW Scotland and are beginning to be described in various regions in Brazil, constituting a new way to understand the relations between Archean terranes.

Granite bodies of the Lajeado Suite at the end of the Lower Proterozoic and ultrabasic bodies in the first half of the Middle Proterozoic were injected into this crustal segment stabilized at the end of the Archean. During this epoch the Transbrazilian Lineament became defined as a brittle shear zone.

Basins were developed in the second half of the Middle Proterozoic, with deposition of the Baixo Araguaia Supergroup and the Natividade Group. These two are separated today by a block limited by the cities of Paraíso do Norte, Gurupi, and Porto Nacional. The Transbrazilian Lineament was reactivated in this period. At the end of the Middle Proterozoic an E-W regional compression produced the Araguaia and Uruaçu fold belts.

The evolution of the Araguaia fold belt involved four stages of structural deformation. In the first stage, N-S recumbent folds were formed having axial plane schistosity (S_1) developed in intermediate amphibolite facies to intermediate greenschist facies conditions. The intermediary stages involved folding and refolding of the S_1 . The last stage is related to the formation of domal structures resulting from the intrusion of the granite bodies of the Santa Luzia Suite. As a result of this evolution, the Araguaia belt has an important asymmetry characterized by intensification of deformation and mineralogical transformations from west to east.

The Uruaçu fold belt is in general characterized by folds with variably-oriented axial planes and mineralogical changes typical of greenschist facies. In the studied region, regular variations in deformational intensity and metamorphic degree were not found.

The immature sediments of the Monte do Carmo

Formation are the products of the last lithogenetic processes of the Middle Proterozoic in the area.

During the evolution of the Araguaia and Uruaçu fold belts, the north part of the Goiano massif had a limited participation in such a way that it functioned as a rigid block with respect to the folding on either side.

The final products related to the polycyclic evolution of this crustal segment during the Precambrian are represented by directional fault systems oriented principally $N40^{\circ}-60^{\circ}E$ and $N40^{\circ}-50^{\circ}W$. The NE system of faults reflects a reactivation of the Transbrazilian Lineament in the Upper Proterozoic.

Thick sedimentary sequences were deposited in the Phanerozoic and new movements on the Transbrazilian Lineament caused the development of important block faulting which is reflected in part by the present-day geomorphology of the area.

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Os estudos geológicos voltados para o entendimento da história antiga do nosso planeta, levaram a definição, nos diferentes continentes, de núcleos cratônicos estabilizados no final do Arqueano, e bordejados por cinturões móveis de evolução policíclica. Goodwin (1977) individualizou vinte e sete crátons arqueanos, pertencentes a três grupos principais de idades (3,5 - 3,8 Ga; 2,9 - 3,1 Ga; 2,6 - 2,7 Ga).

No contexto da Plataforma Brasileira, Almeida (1981) definiu o Cráton do Paramirim em termos de um segmento crustal que adquiriu relativa estabilidade no Proterozóico Inferior ou Arqueano. Esse bloco é limitado pelos cinturões móveis Costeiro, Alfenas e Ceres, que constituem os principais produtos dos processos termo-tectônicos que atuaram durante o Proterozóico.

Mais recentemente, com base em anomalias Bouguer lineares e de extensão regional têm sido definidas descontinuidades e zonas de articulação de massas crustais, delineando-se um mosaico de blocos caracterizados pela presença de terrenos granito-"greenstone" separados por faixas onde normalmente com parecem os terrenos de alto grau (Haralyi e Hasui, 1981, 1982, e no prelo). Levando em conta a constituição e as estruturas dessas rochas, bem como as anomalias Bouguer, esboçou-se um modelo de cavalgamento de baixo ângulo como consistente com a zona de articulação dos blocos (Haralyi e Hasui, no prelo ; Haralyi et al., 1985). Fora as regiões Nordeste e Sul, cerca de 20 blocos foram assim separados no Brasil (Haralyi e Hasui, 1982; Hasui et al., 1984c).

O bloco cavalgante junto à descontinuidade expõe porções crustais inferiores, representadas pelos cinturões de alto grau, que distalmente cedem lugar para terrenos granito-"greenstone". O bloco cavalgado é constituído por terrenos granito-"greenstone" e na porção frontal à descontinuidade apresenta zona de espessamento crustal, à qual se associa em superfície faixa de rochas supra-crustais. A zona de articulação en

volve a descontinuidade e largas faixas de rochas milonitizadas, recristalizadas e em parte remobilizadas, desenvolvidas de um e outro lado dela.

Este suscinto apanhado traz à baila questões muito atuais e de maior relevância na reconstituição da evolução crustal. Com efeito, a caracterização dos regimes tectônicos antigos, suas distribuições espaciais e interrelações têm sido enfocadas nos últimos quinze anos em todos os continentes, acarretando profundas mudanças no entendimento dos terrenos arqueanos e levantando numerosos problemas cruciais.

Nesse contexto, procuramos desenvolver o presente trabalho, com a pretensão de contribuir para o aprofundamento de algumas questões, a exemplo da caracterização lito-estrutural da zona de articulação dos blocos arqueanos, tomando por base uma situação de campo concreta.

1.2 A Área Estudada

A área enfocada neste trabalho, abrange a região sudeste da folha SC.22 (Tocantins) e o extremo sudoeste da folha SC.23 (Rio São Francisco). Tem forma de L e é limitada pelos paralelos 10° , $11^{\circ}30'$ e $12^{\circ}S$ e pelos meridianos $46^{\circ}41'$, $48^{\circ}00'$ e $49^{\circ}30'W$, perfazendo aproximadamente 47.000Km^2 (Fig. 1.1).

A escolha da área deve-se à identificação dos blocos Araguacema e Brasília através da interpretação de dados gravimétricos (Haralyi e Hasui, 1981; Haralyi e Hasui, no Prelo). Esses blocos articulam-se por uma descontinuidade crustal, o segundo cavalgando o primeiro e expondo porção infracrustal representada pela faixa de alto grau do Médio Tocantins (Hasui et al., 1984a). A zona de articulação teria favorecido a incidência de processos termo-tectônicos proterozóicos que impuseram características de evolução policíclica (Haralyi e Hasui, 1982). Esse policiclismo está implícito nos conceitos de Província Tocantins (Almeida et al., 1977) e de Cinturão Móvel Ceres (Almeida, 1981), entidades das quais a área é parte integrante.

Essa área permite, então, com uma extensão relati

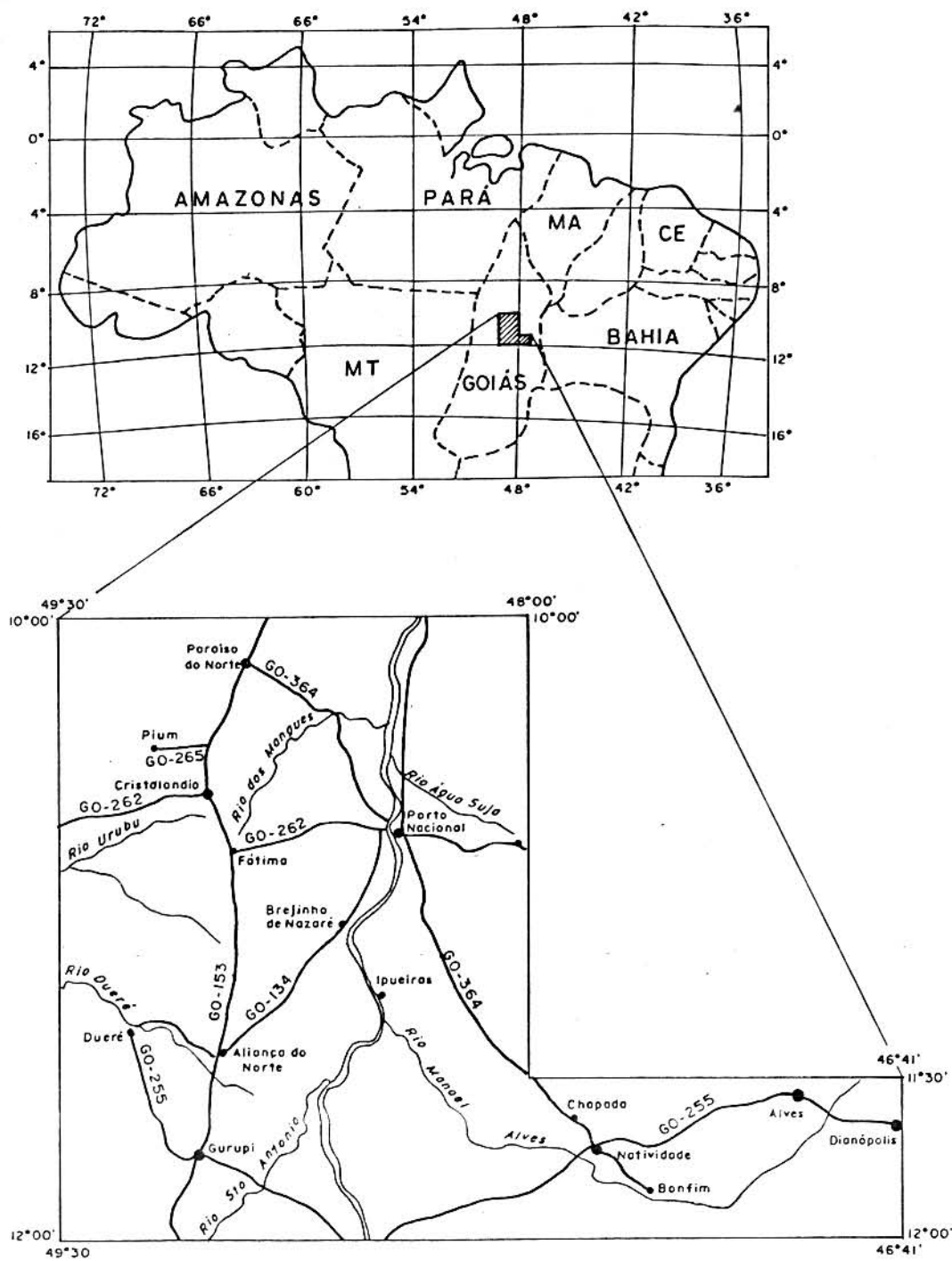


Fig. 1.1 - Mapa de localização da área.

vamente limitada e não tão grande quanto seria necessário em outras regiões do Brasil, focar as variadas feições geológicas esperáveis nesse tipo de contexto crustal.

1.3 Objetivos

Como foi referido acima, na área escolhida estão delineados dois blocos crustais, justapostos por uma zona de cavalgamento de baixo ângulo. Conquanto os dados geológicos de nível de reconhecimento, anteriormente divulgados, sejam considerados como condizentes com essa geometria fundamental, somente através de uma caracterização mais acurada dos blocos e da zona de junção será possível refiná-la e avançar na compreensão da evolução regional.

Também, a repetição policíclica de processos termo-tectônicos tem sido evidenciada a partir de dados geocronológicos de reconhecimento e de interpretações geotectônicas de grande abrangência. Esses processos forçosamente devem ter registrado feições estruturais e/ou metamórficas e/ou intrusivas que necessitam ser caracterizadas de forma mais precisa para que se possa enfrentar concretamente o crucial problema das superposições termo-tectônicas.

Por fim, o reconhecimento de analogias com outras regiões do mundo é importante na medida em que os processos de evolução crustal têm sabidamente coerência nos diversos continentes, a ponto de certas regiões melhor estudadas servirem como verdadeiros paradigmas para as investigações.

Essas magnas questões têm sido abordadas em nossa literatura geológica de modo incipiente, certamente por serem em parte, atuais e portanto em fase embrionária de investigação e, em parte, por envolverem investigações multidisciplinares que as vicissitudes do nosso desenvolvimento científico não têm favorecido.

São elas colocadas em pauta aqui. Evidentemente, as múltiplas facetas e a envergadura do problema, bem como a circunscrição em que qualquer projeto de investigação deve situar-se, induzem à limitação de objetivos. Eles são fixados em

três pontos:

1. buscar uma definição mais acurada dos blocos e da zona de articulação dentro da área escolhida, no tocante à sua constituição e às feições termo-tectônicas impressas;
2. procurar recompor o quadro da evolução geológica da área, ao nível dos processos de maior abrangência;
3. contribuir para a discussão da evolução crustal com base nos elementos coligidos e na comparação com outras áreas de semelhantes características geológicas.

Os dois primeiros objetivos maiores desdobram-se em objetivos parciais, que, em essência, consistem em reunir informações adequadas pertinentes à cartografia geológica, tipos litológicos, estratigrafia, estruturas superpostas, feições metamórficas e intrusivas. O confronto das interpretações emergentes com aquelas relatadas em áreas semelhantes representa o terceiro objetivo maior.

1.4 Metodologia

No que diz respeito à área em pauta, as informações de interesse existentes na literatura são, na maior parte de nível de reconhecimento e o aprofundamento desse quadro requereu a execução de investigações de campo e de laboratório.

A informação cartográfica anterior era em escalas 1:1.000.000 (Schobbenhaus et al., 1974; Schobbenhaus et al., 1975a, b) e 1:250.000 (Moutinho da Costa et al., 1976), Fig. 1.2. Os traços gerais da constituição litológica e das estruturas maiores foram esboçados por esses levantamentos sistemáticos.

Um avanço foi dado pelos levantamentos de detalhe que cobrem alguns trechos da área. Tratam-se dos estudos de Barreira (1980) e dos projetos Natividade (Corrêa Filho e Sá, 1980), Porto Nacional (Costa et al., 1982), Paraíso do Norte de Goiás (Costa et al., 1983) e Natividade-Almas (Gorayeb et al., 1984) Fig. 1.2.

O mapa elaborado durante este estudo acha-se apre

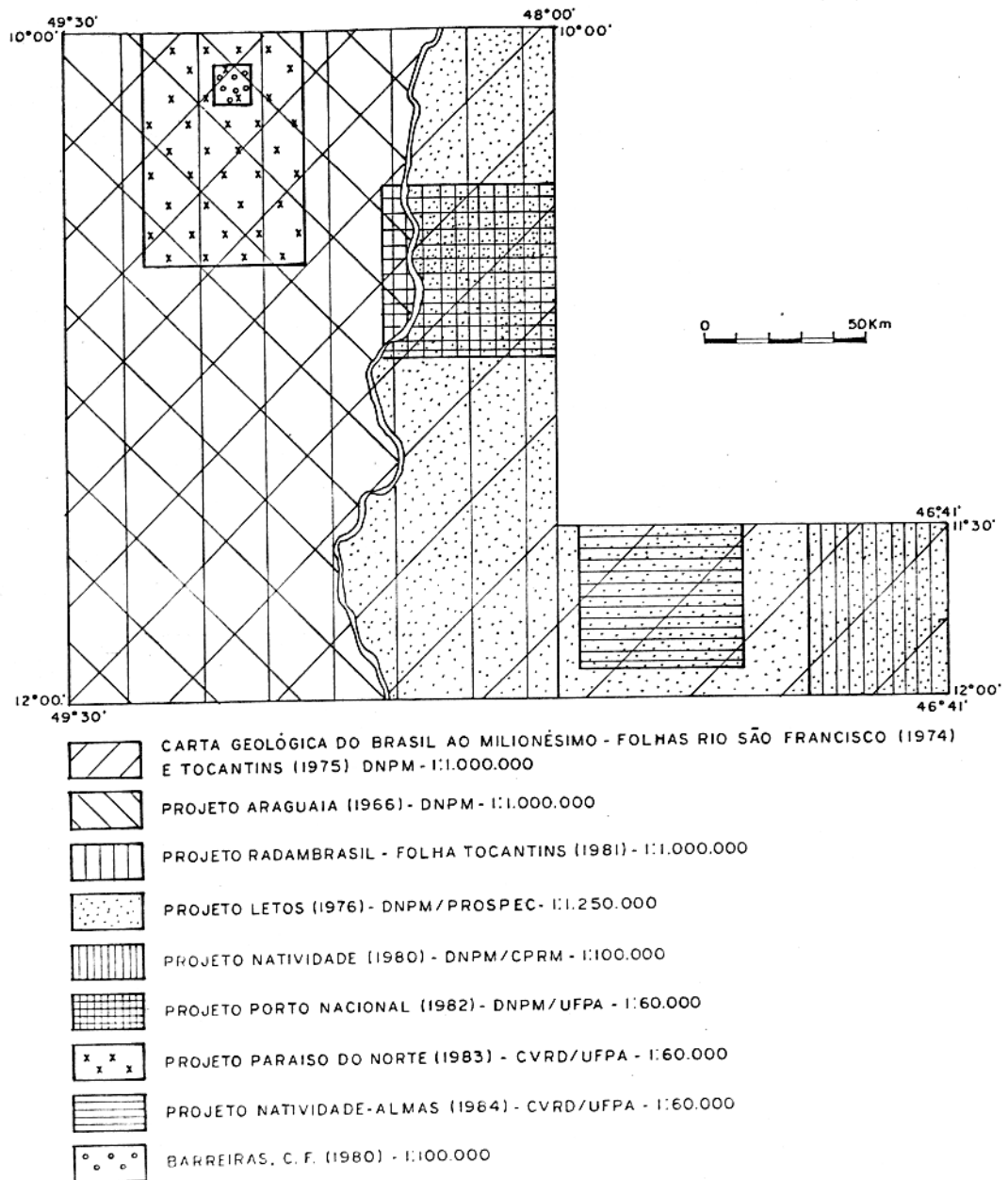


Fig.1.2- Levantamentos geológicos realizados na área estudada.

sentado no Anexo 1, na escala 1:500.000 e representa o produto de compilação dos mapas anteriormente apresentados, com as modificações decorrentes de completa revisão.

Os trabalhos de campo desenvolvidos consistiram de novas visitas às áreas levantadas pelos projetos Porto Nacional (Costa et al., 1982), Paraíso do Norte de Goiás (Costa et al., 1983) e Natividade-Almas (Gorayeb, et al., 1984) e percursos pelos trechos restantes. O Anexo 2 mostra a malha de afloramentos examinados. A malha de pontos não é uniforme, seja por falta de exposições ou por dificuldades de acesso, mas no conjunto foi representativa para as finalidades do estudo. Muitas exposições não são de rochas sãs, mas de solos estruturados, cuja observação é profícua após familiarização com seus padrões composicionais e estruturais.

Os trabalhos envolveram atividades de fotointerpretação antes, durante e após as campanhas de campo utilizando a metodologia indicada por Soares e Fiori (1976). Foram utilizados os mosaicos de imagens radargramétricas do projeto RADAM-BRASIL em 1:250.000 e 1:100.000, imagens MSS dos satélites ERTS em 1:500.000 (Canais 5 e 7) e fotos aéreas da USAF/FAB em escala média de 1:60.000.

Na confecção do mapa geológico, a base planimétrica foi elaborada com base nos mapas do Serviço Geográfico do Exército (1:100.000, 1977).

As amostras colhidas para estudos laboratoriais foram em número de 224, procedentes dos pontos indicados no Anexo 2.

As amostras foram objetos de análises mineralógicas e texturais, segundo procedimentos correntes, com utilização do microscópio petrográfico. Cento e cinquenta e quatro seções delgadas foram descritas, na maioria para fins mineralógicos e, em parte, para observação de relações microtexturais e microestruturais, seguindo os critérios enunciados por Spry (1969).

Nas investigações de campo ênfase foi dada às estruturas das rochas, por se constituírem em elementos fundamentais para o tipo de investigação executada. A identificação

das estruturas e a análise das associações e superposições seguiram os procedimentos e técnicas usuais na moderna Geologia Estrutural (Turner e Weiss, 1963; Ramsay, 1967; Vialon et al., 1976; Hobbs et al., 1976).

Relações estratigráficas também foram perseguidas, visando a esclarecer de modo mais acurado as relações entre conjuntos litológicos.

Vinte e cinco amostras foram colhidas para estudos geocronológicos, seguindo recomendações normais com vista às análises Rb/Sr em rocha total para a construção de isócronas verdadeiras. Esse método foi escolhido por ser a mais eficiente dentre os disponíveis entre nós e por se visualizar possíveis avanços em relação às datações já feitas anteriormente. Os resultados parciais, adiante expostos, indicaram, todavia, a necessidade de investigações mais detalhadas e de um número maior de análises, inclusive em minerais, para que se possa chegar a resultados consistentes. Tal investigação não pôde ser executada, sendo postergada para oportunidade futura. Como se verá, conquanto novos dados geocronológicos fossem desejáveis, a falta deles não prejudicou a consecução dos objetivos aqui perseguidos.

1.5 Terminologia

A sistematização de rochas, unidades rochosas e estruturas, pela diversidade de proposições existentes, pode dar margem a dúvidas e controvérsias. Para minimizar essa questão, procurar-se-á seguir, no texto, os seguintes sistemas:

- de Winkler (1976) para classificação de rochas metamórficas;
- de Streckeisen (1973) para classificação de rochas ígneas plutônicas;
- de White (1982) para classificação de rochas miloníticas e cataclásticas;
- de Mehnert (1972) para descrição de estruturas de migmatitos;
- de Hobbs et al. (1976), Ramsay (1967), Ramsay e Graham

(1970) e Quinquis et al. (1978) para designação de elementos estruturais;

- do Código Internacional de Nomenclatura Estratigráfica (Hedberg, 1980) para classificação de unidades estratigráficas e as recomendações de Henderson et al. (1980) para os complexos e suítes.

Outros termos eventualmente utilizados, passíveis de dúvida, serão definidos no texto.

Os elementos estruturais são habitualmente representados por letras, aqui se adotando as seguintes:

S - representa superfície planar. No caso do acamamento o símbolo utilizado é So;

L - refere-se a feição linear;

D - corresponde à dobra;

B - simboliza eixo de dobra;

F - representa fase de deformação;

X, Y, Z - representam os eixos triortogonais do referencial cinemático, correspondendo X à direção de estiramento máximo, Z à de encurtamento máximo e Y ao eixo intermediário;

$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ - representam os eixos ortogonais do regime triaxial de tensão, sendo $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ e convencionando se compressão como positiva e tração como negativa.

No caso de L, S, D, B e F, os índices numéricos acoplados (1,2,...) definem a seqüência em que aparecem e refletem a ordem cronológica.

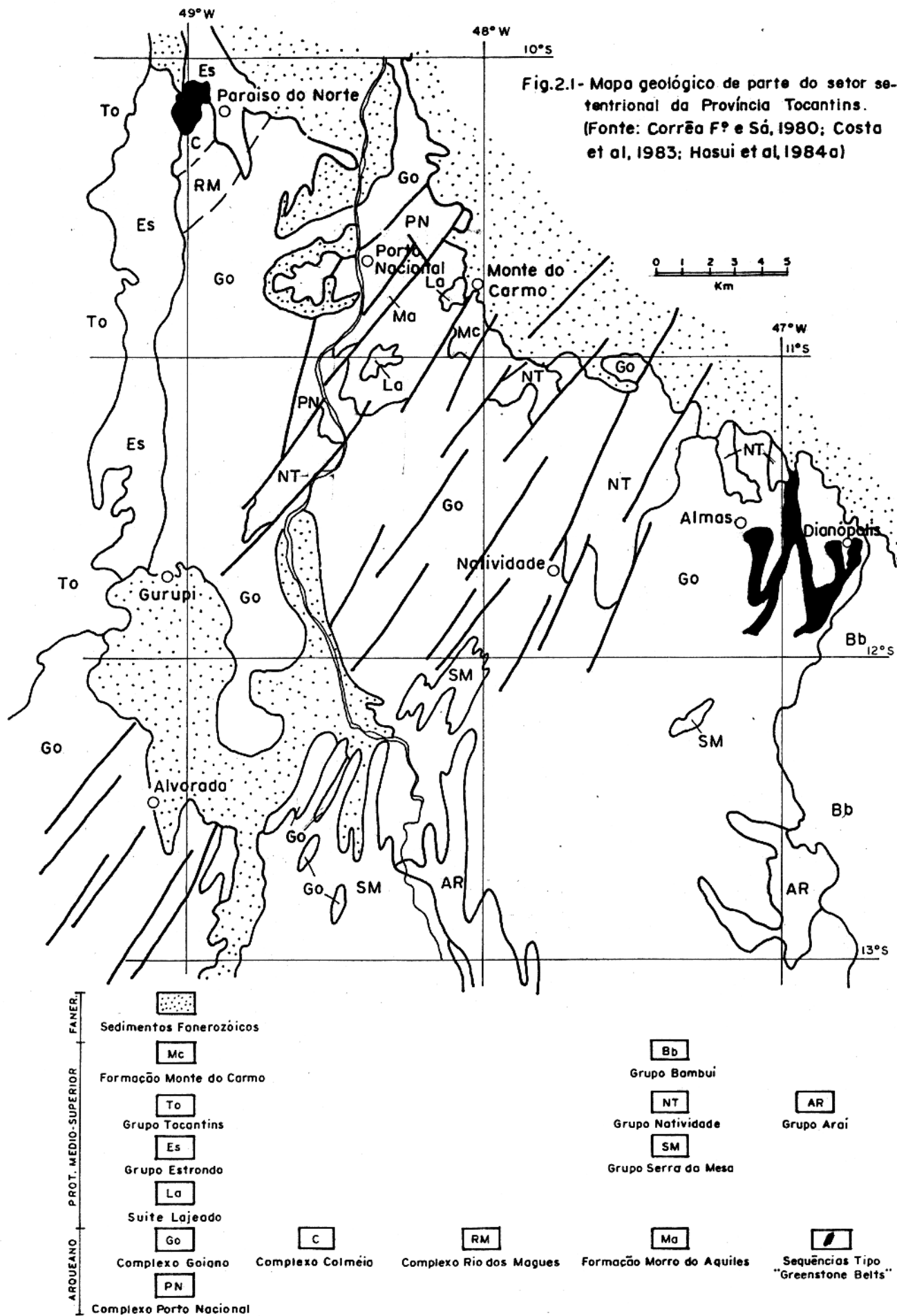
CAPÍTULO 2 - SÍNTESE DO ESTADO DE CONHECIMENTO E PROBLEMAS GERAIS

As investigações realizadas anteriormente a nível de semidetalhe, mostraram que nos extremos sudeste e sudoeste das folhas SC.22 (Tocantins) e SC.23 (Rio São Francisco) respectivamente, existe uma variedade de unidades litológicas e estruturais complexamente relacionadas (Fig. 2.1).

As rochas que compõem o embasamento antigo são essencialmente gnaisses tonalíticos, granito-gnaisses, gnaisses granulíticos, anfibolitos e, subordinadamente, quartzitos e xistos, vinculadas aos complexos Goiano, Colméia, Porto Nacional e Rio dos Mangues (Cunha et al., 1981; Costa et al., 1982; Costa et al., 1983). Na região de Dianópolis-Almas, existem várias seqüências vulcano-sedimentares, contornando corpos ovais de granitos, tonalitos e granodioritos que têm sido interpretadas, como unidades de tipo "greenstone belt" (Moutinho da Costa et al., 1976; Corrêa Filho e Sá, 1980). Uma unidade semelhante ocorre a oeste da cidade de Paraíso do Norte, representada pelo Grupo Rio do Coco, intimamente associada a gnaisses do Complexo Colméia (Barreira, 1980; Costa et al., 1983; Hasui et al., 1984b).

Apesar dos poucos dados geocronológicos disponíveis (Hasui et al., 1980b), os pesquisadores que trabalharam na região consideram os complexos gnáissicos e as seqüências vulcano-sedimentares ligados a eventos evolutivos do Arqueano (Berbert, 1980; Hasui et al., 1980a; Danni et al., 1982; Hasui et al., 1984a).

Corpos granitóides, caracterizados por megacristais de feldspato potássico, orientados e estirados, estão presentes no domínio das unidades consideradas mais antigas. Os principais são representados pelas suítes Serrote, Matança e Xobó, encaixados respectivamente nos complexos Colméia, Porto Nacional e Goiano (Costa et al., 1983; Costa et al., 1984 e Gorayeb et al., 1984). Os corpos de nefelina-sienito gnáissicos de Monte Santo e Serra da Estrela (Hasui et al., 1984b), enfeixados nos Complexos Colméia e Rio dos Mangues, a exemplo



dos corpos granitóides, não foram ainda definidos quanto ao seu posicionamento estratigráfico.

Nas adjacências das cidades de Fátima, Porto Nacional e Natividade, ocorrem faixas de rochas supracrustais, caracterizadas por xistos diversos, anfibolitos, gnaisses calcio-silicáticos e gnaisses tonalíticos atribuídos à Formação Morro do Aquiles e ao Complexo Rio dos Mangues. O conjunto situado a leste da cidade de Porto Nacional foi inicialmente relacionado ao Grupo Natividade (Costa et al., 1982) e posteriormente interpretado como uma unidade pertencente à faixa de dobramentos Santo Antônio (Costa et al., 1984; Hasui et al., 1984a).

Uma série de corpos graníticos com textura porfirítica, alguns com bordas granofíricas, ocorre no extremo sudeste da Folha Tocantins. Foram reunidos na Suíte Ipueiras (Bezerra et al., 1981) ou Lajeado (Costa et al., 1984). Cunha et al. (1981) consideraram-nos intrusivos no Grupo Santo Antônio (ou Grupo Natividade), mas tais relações não foram reconhecidas por Costa et al. (1982) na região compreendida entre as cidades de Porto Nacional e Monte do Carmo. Os precários dados geocronológicos revelam uma idade convencional Rb/Sr de aproximadamente 1800 Ma para esses corpos.

As unidades tidas como desenvolvidas a partir da segunda metade do Proterozóico Médio, são representadas pelo Supergrupo Baixo Araguaia e pelos grupos Natividade e Serra da Mesa. O Supergrupo Baixo Araguaia, entre os paralelos 10° e 12° S, é representado pelas subunidades definidas por Abreu (1978). O Grupo Natividade compreende três conjuntos bastante similares litologicamente, embora o conteúdo de material carbonático varie consideravelmente de um para outro. Montalvão (1979) chamou de Grupo Santo Antônio o conjunto de metassedimentos de baixo grau, situado nas adjacências da cidade de Porto Nacional, Monte do Carmo e Gurupi, sem esclarecer devidamente a razão de se evitar a sua atribuição ao Grupo Natividade. O Grupo Serra da Mesa, a norte do paralelo 12° S, nas adjacências dos povoados Apinajé e Goianorte, é representado por gnaisses, anfibolitos e quartzo micaxistos com percentagens variáveis de granada, estauroлита e sillimanita (Cunha et al., 1981).

As relações estratigráficas entre as unidades metassedimentares do Proterozóico foram apenas razoavelmente estabelecidas. Alguns autores admitem que os grupos Serra da Mesa (ou Araxá) e Natividade são cronocorrelatos e desenvolvidos no Proterozóico Médio (Schobbenhaus et al., 1975a; Fuck e Marini, 1981). Outros acham que o Supergrupo Baixo Araguaia poderia fazer parte do mesmo contexto geológico atribuído a esses dois grupos (Hasui et al., 1980b; Hasui et al., 1981; Hasui et al., 1984a; Haralyi e Hasui, 1981). Outra linha é defendida por Cunha et al. (1981) que consideram o Supergrupo Baixo Araguaia e o Grupo Serra da Mesa vinculados ao Proterozóico Inferior, pois o primeiro seria truncado pelo Grupo Santo Antônio, cuja idade mínima é fornecida pelos granitos da Suíte Ipueriras.

O final do Proterozóico é caracterizado pelos sedimentos conglomeráticos e arcoseanos da Formação Monte do Carmo, preservados em um gráben alongado na direção NE-SW, assim como pelos granitos isotrópicos, alojados nos metassedimentos do Supergrupo Baixo Araguaia, e pelos diques de andesito, granito e diabásio que cortam várias unidades mais antigas.

O arranjo estrutural, que define a geometria atual da área, é de natureza polifásica e policíclica. Os dobramentos orientados nas direções E-W e NNE nos complexos Colméia e Goiano, respectivamente, são as estruturas mais antigas, desenvolvidas em condições de fácies anfíbolito e granulito. As seqüências vulcano-sedimentares mostram deformações semelhantes às impressas nos gnaisses adjacentes e foram acompanhadas por transformações mineralógicas em condições de fácies xisto verde (Barreira, 1980; Corrêa Filho e Sá, 1980; Costa et al., 1983).

No Complexo Rio dos Mangues e na Formação Morro do Aquiles a deformação é caracterizada principalmente pela presença de uma xistosidade, orientada na direção N30°E. Dobras são observadas apenas localmente. As assembleias mineralógicas atestam condições de fácies anfíbolito média a alta contemporânea ao evento deformacional (Costa et al., 1982; Costa et al., 1983; Hasui et al., 1984b).

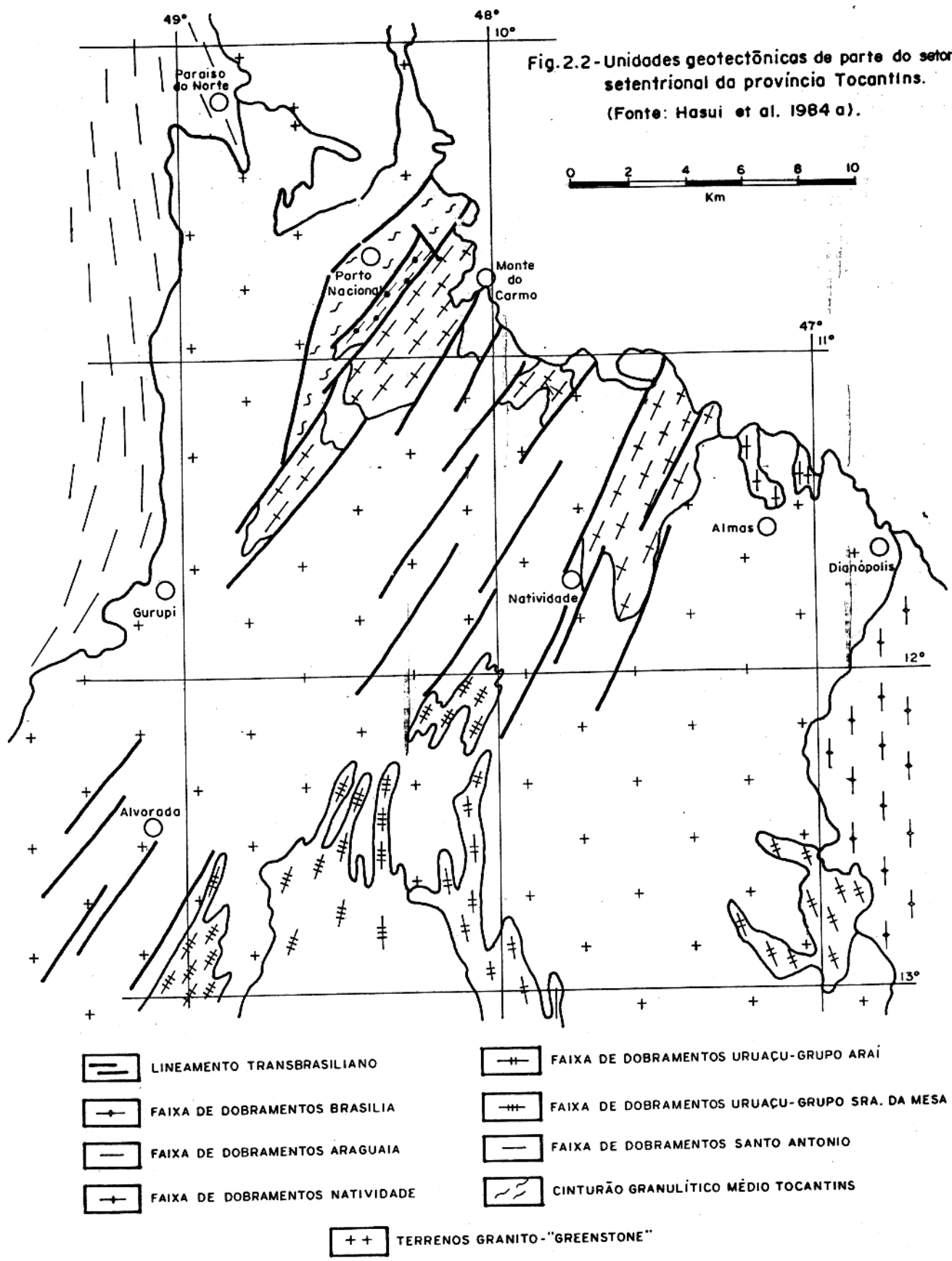
Três etapas de dobramentos, orientadas na direção submeridiana, caracterizam a estruturação do Supergrupo Baixo Araguaia. No Grupo Natividade existem dobras definidas pelo acamamento, orientadas nas direções NE-SW e NNW-SSE, com planos axiais variáveis. O metamorfismo no Supergrupo Baixo Araguaia alcançou a fácies anfíbolito e no Grupo Natividade atingiu a fácies xisto verde média (Hasui et al., 1981; Costa et al., 1983; Gorayeb et al., 1984; Hasui et al., 1984b; Costa et al., 1984).

Um conjunto de falhas transcorrentes, orientadas na direção NE-SW e pertencentes ao Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus et al., 1975a), truncam e deslocam as estruturas geradas nos eventos anteriores (Hasui et al., 1984a; Gorayeb et al., 1984).

O arcabouço tectônico regional foi interpretado por Almeida (1981), enquadrando a região no contexto do Cinturão Móvel Ceres, cuja organização termo-tectônica inicial estaria ligada ao evento Jequié. Hasui et al. (1981, 1984a) consideraram que o cinturão granulítico Médio-Tocantins, as faixas de dobramentos Santo Antônio, Araguaia, do Grupo Natividade, do Grupo Arafá, do Grupo Serra da Mesa e Brasília, bem como o Lineamento Transbrasiliano e a bacia de Monte do Carmo, são feições tectônicas particulares da evolução policíclica desse cinturão (Fig. 2.2).

Novas perspectivas para o entendimento tectônico desse segmento crustal têm emergido da interpretação de dados gravimétricos. Haralyi e Hasui (1981), e Haralyi e Hasui (no prelo) individualizaram vários blocos crustais, limitados por descontinuidades com caráter de cavalgamento, implantadas no final do Arqueano. Mostraram também que tais feições tiveram um papel importante no desenvolvimento das faixas granulíticas e das bacias que acolheram os sedimentos dos grupos Natividade, Serra da Mesa, Araxá, Arafá, Estrondo e Tocantins (Fig. 2.3).

O conjunto de dados existentes para a região con^u figura uma evolução policíclica, envolvendo processos termo-tectônicos Jequié, Transamazônico, Uruaçuano e Brasiliano. Os



dados geocronológicos existentes (Hasui et al., 1980b) variam de 3,1 a 0,5Ga e são interpretados como condizentes com esse quadro regional.

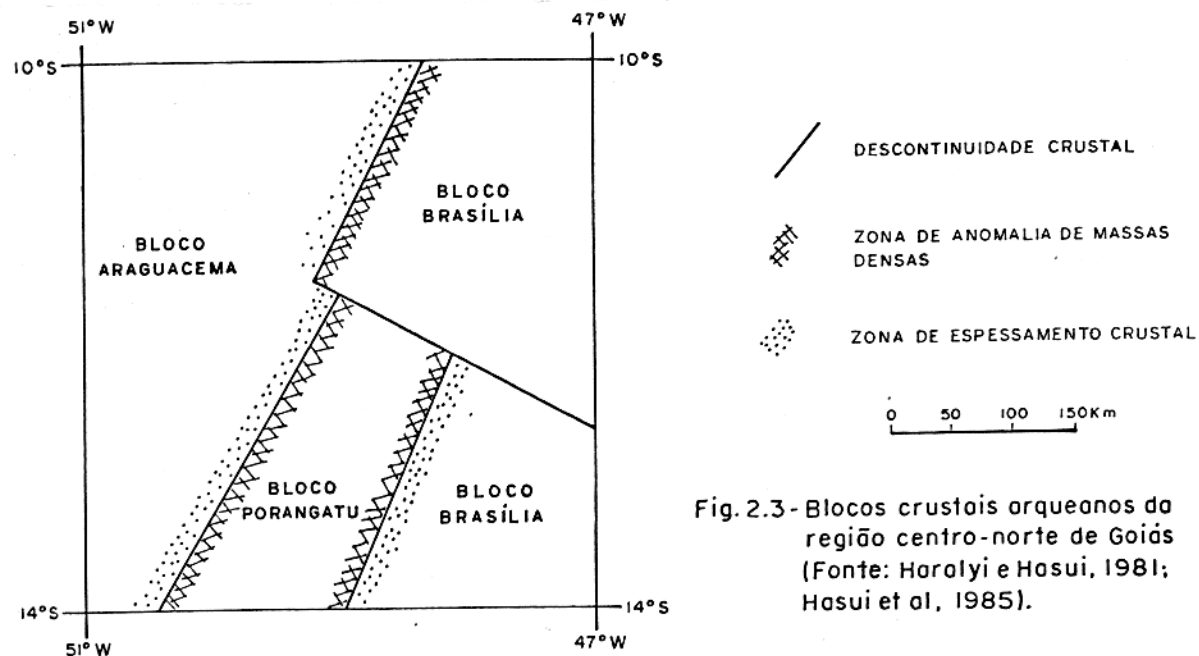


Fig. 2.3- Blocos crustais arqueanos da região centro-norte de Goiás (Fonte: Haralyi e Hasui, 1981; Hasui et al, 1985).

Esse suscinto apanhado bibliográfico do conhecimento sobre a região em que se insere a área estudada mostra a complexidade da constituição lito-estrutural e, como em todos os quadros de admitida evolução policíclica, envolve dificuldades interpretativas e problemas de diversos tipos e ordens.

Ele será retomado adiante, após exame das informações sobre a área escolhida.

CAPÍTULO 3 - CONSTITUIÇÃO DA ÁREA

A área focalizada inclui quatro conjuntos principais de unidades litológicas e lito-estruturais, enfeixadas em unidades arqueanas, intrusivas básico-ultrabásicos, Suíte La jeado, e supracrustais proterozóicas.

As unidades mais antigas de Goiás foram inicialmente reunidas no "Pré-Cambriano Indiferenciado" (Barbosa et al., 1966) e em seguida no Complexo Basal Goiano (Hasui e Almeida, 1970), reunindo as rochas expostas entre as faixas de dobramentos Paraguai-Araguaia e Uruaçu. Essas rochas têm revelado constituição muito heterogênea, pertencendo essencialmente a seqüências vulcano-sedimentares do tipo "greenstone belt", a conjuntos granito-gnáissico-migmatíticos e a zonas de rochas de alto grau metamórfico (Berbert, 1980). Os conjuntos granito-gnáissico-migmatíticos têm sido referidos mais recentemente como Complexo Goiano (Cunha et al., 1981; Hasui et al., 1984a).

Na área em pauta, as unidades mais antigas têm ampla distribuição.

Na região compreendida entre as cidades de Almas e Dianópolis, existem várias faixas de rochas vulcânicas e sedimentares, metamorfozadas em condições das fácies xisto verde e anfibolito, as quais têm sido interpretadas como "greenstone belts" encaixados em gnaisses tonalíticos e anfibolitos mais ou menos migmatizados (Moutinho da Costa et al., 1976; Corrêa Filho e Sá, 1980). Ocorrem também corpos ígneos de composição tonalítica, granodiorítica e granítica, intimamente associados ao desenvolvimento das unidades vulcano-sedimentares. Neste trabalho, o conjunto gnáissico é atribuído ao Complexo Goiano e as faixas de rochas vulcânicas e sedimentares são enfeixadas no Grupo Riachão do Ouro. O corpo granítico localizado a sul da cidade de Almas, conhecido como Granito Pau Ramalhudo (Corrêa Filho e Sá, op.cit), é tratado no contexto do Complexo Goiano e os corpos tonalíticos são reunidos na Suíte Serra do Boqueirão. Essas unidades caracterizam-se não só por sua constituição, mas também pelo padrão estrutural de grandes domos e pela distribuição das supracrustais em espaços interovais, próprios de terrenos granito-"greenstone". A orientação geral das

feições dômicas e das faixas vulcano-sedimentares volta-se para NNE.

A oeste e sudoeste da cidade de Paraíso do Norte, ocorre uma seqüência vulcano-sedimentar, denominada Grupo Rio do Coco e interpretada como um "greenstone belt" (Barreira, 1980; Costa et al., 1983). O embasamento dessa unidade é constituído por gnaisses tonalíticos, granito-gnaisses e gnaisses cálcio-silicáticos, correlacionáveis petrográfica e estruturalmente aos gnaisses com rochas supracrustais associadas, que estão expostos no núcleo da braquianticlinal de Colméia, denominado Complexo Colméia (Costa, 1980; Hasui et al., 1984a).

Essas unidades, ocupando uma área restrita, não chegam a configurar um padrão estrutural geral como na região leste. No Complexo Colméia são salientes as orientações E-W, enquanto no Grupo Rio do Coco esse padrão não está presente de maneira nítida. O nefelina sienito gnáissico de Monte Santo associa-se a esse complexo.

Entre as cidades de Gurupi, Paraíso do Norte, Porto Nacional e Natividade reconhecem-se faixas de rochas miloníticas de direção geral NNE-SSW que, de oeste para leste, são constituídas de:

- gnaisses cálcio-silicáticos, gnaisses tonalíticos com intercalações de xistos e quartzitos, e xistos quartzofeldspáticos com intercalações de anfibolito, reunidos no Complexo Rio dos Mangues (Costa et al., 1983). A Suíte Serrote e os nefelina sienitos gnaisses da Serra da Estrela se lhe associam;
- granitóides da Suíte Matança (Costa et al., 1983);
- gnaisses granulíticos, kinsigitos, enderbitos, granulitos máficos, anortositos e leptinitos, reunidos no Complexo Porto Nacional (Costa et al., 1982);
- quartzo micaxistos com conteúdos variáveis de estauroлита, sillimanita e cianita, pertencentes à Formação Morro do Aquiles (Costa et al., 1982);
- gnaisses tonalíticos, com anfibolitos intercalados, atribuídos neste trabalho ao Complexo Manoel Alves. Os gra

nitóides associados são reunidos na Suíte Xobó (Gorayeb et al., 1984).

Vários diques de granito, granodiorito e tonalito estão embutidos em algumas dessas unidades.

Essas faixas caracterizam-se por uma notável estruturação dos corpos litológicos e por feições planares decorrentes de um processo de deformação com características de cisalhamento simples de baixo ângulo do tipo dúctil.

No extremo sudeste da área, no domínio do terreno granito-"greenstone", mais de uma dezena de corpos básico-ultrabásicos foram individualizados e descritos por Moutinho da Costa et al. (1976) e Corrêa Filho e Sá (1980), cortando as rochas gnáissicas do Complexo Goiano principalmente.

Entre as cidades de Porto Nacional, Monte do Carmo e Gurupi ocorrem vários corpos graníticos, alguns com bordas granofíricas, pertencentes à Suíte Lajeado ou Ipueiras (Bezerra et al., 1981; Costa et al., 1984). A maioria desses corpos expõe-se em janelas do Grupo Natividade, definindo um cordão orientado na direção NE-SW. Apenas um corpo, situado a nordes te da cidade de Porto Nacional, encaixado na Suíte Matança, ocorre fora desse eixo principal.

As unidades supracrustais do Proterozóico são representadas pelo Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu, 1978) e pelo Grupo Natividade (Moore, 1963). O Supergrupo Baixo Araguaia ocupa a parte oeste da área estudada, definindo faixas contínuas na direção submeridiana de rochas dos grupos Estrondo e Tocantins, caracterizados estruturalmente por três gerações de dobras orientadas na direção N-S.

O Grupo Natividade é representado por três faixas orientadas nas direções NE-SW e N-S, sendo constituídas por metassedimentos de baixo grau metamórfico, que se encontram alojados em grábens com dezenas de quilômetros de extensão.

Na região de Monte do Carmo ocorrem os sedimentos imaturos, pertencentes à Formação Monte do Carmo (Cunha et al. 1981), preservados em um pequeno gráben orientado na direção NE-SW.

Vários corpos de granitos isotrópicos alojados nos

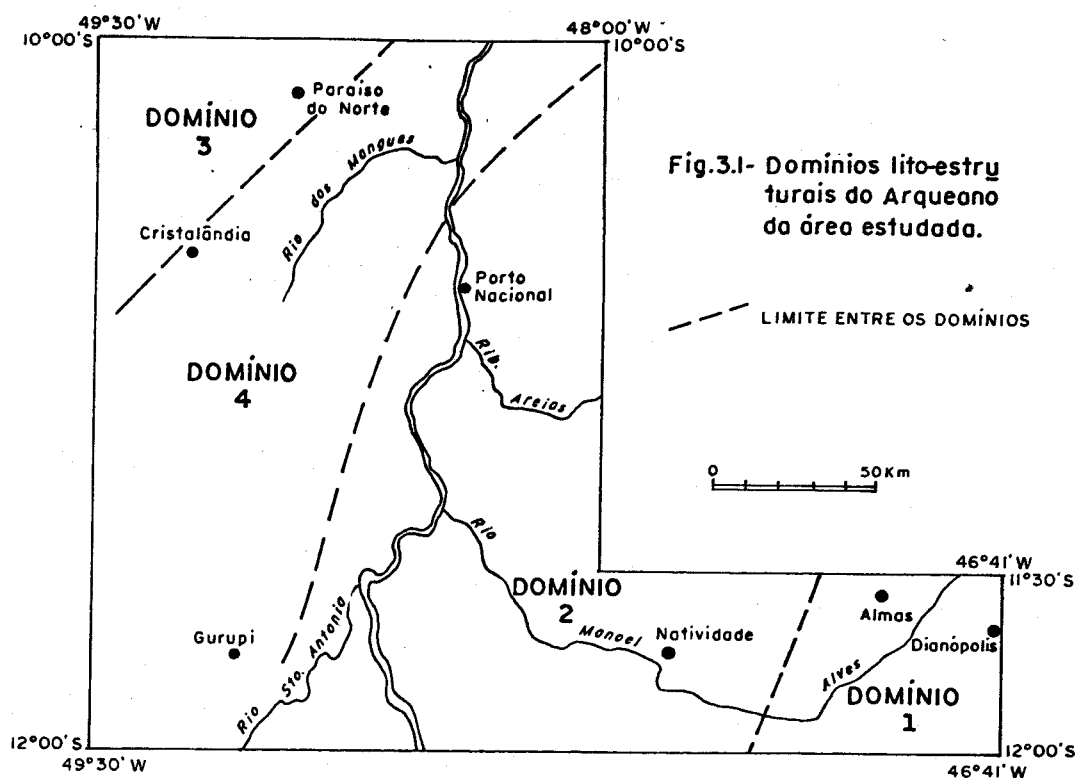
metassedimentos do Grupo Estrondo juntamente com os corpos individualizados no domínio do Complexo Porto Nacional e da Suíte Matança, fazem parte da Suíte Santa Luzia (Costa et al., 1983). O corpo mais expressivo localiza-se a nordeste da vila de Santa Luzia, da qual se emprestou o nome para a unidade.

Diques de dacito, andesito e diabásio cortam as unidades arqueanas e proterozóicas.

As coberturas do Fanerozóico recobrem discordantemente as unidades pré-cambrianas e ocupam mais de 30% da área indicada no Anexo 1. São representadas pelas formações Serra Grande e Pimenteiras, pertencentes à Bacia do Parnaíba; por unidades caracterizadas como depósitos lateríticos e colúvio-aluvionares do Terciário-Quaternário; e por sedimentos aluviais do Quaternário.

As unidades lito-estratigráficas citadas encontram-se relacionadas na Tabela 3.1.

Considerando a natureza, a distribuição geográfica e o tipo de estruturação das unidades litológicas mais antigas, pode-se naturalmente dividir os terrenos arqueanos em quatro domínios, mostrados na fig.3.1. Os números indicados foram utilizados na Tabela 3.1 e serão empregados no texto para facilitar a abordagem das informações inerentes ao Arqueano.



IDADE		Unidade Lito-estratigráfica			
FANEROZÓICO	Q	Coberturas aluvionares			
	T-Q	Coberturas areno-argilosas lateritizadas			
	S-D	Formação Pimenteiras			
		Formação Serra Grande			
PROTEROZÓICO	MÉDIO - SUPERIOR	Diques de dacito, andesito e diabásio			
		Suíte Santa Luzia			
				Formação Monte do Carmo	
	Supergrupo Baixo Araguaia	Grupo Tocantins		Grupo Natividade	
		Grupo Estrondo			
			Corpos básico-ultrabásicos		
	INF.			Suíte Lajeado	
		Diques de granito, granodiorito e tonalito			
ARQUEANO	Gnaisses alcalinos de Monte Santo	Gnaisses alcalinos de Serra da Estrela			
	Suíte Serrote				
	Suíte Matança		Suíte Xobó	Suíte Serra do Boqueirão	
	Grupo Rio do Coco	Complexo Rio dos Mangues	Formação Morro do Aquiles	Grupo Riachão do Ouro	
	Complexo Colméia		Complexo Manoel Alves	Complexo Goiano	
			Complexo Porto Nacional		
	DOMÍNIO 3	DOMÍNIO 4	DOMÍNIO 2	DOMÍNIO 1	

Tabela 3.1 - Unidades lito-estratigráficas da área.

CAPÍTULO 4 - DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS E ESTRUTURAIS

4.1 Unidades Arqueanas

O domínio 1 compreende a porção leste da área, abrangendo partes dos municípios de Almas e Dianópolis. Este setor inclui as seqüências vulcano-sedimentares, pertencentes ao Grupo Riachão do Ouro, e uma variedade de rochas granitoides. Com base nos aspectos texturais e estruturais das rochas granitoides, reconhecem-se duas categorias principais:

1. um conjunto de gnaisses bandados, mais ou menos migmatizados, associados com porções graníticas homogêneas e correlacionáveis ao Complexo Goiano;
2. rochas que constituem corpos circulares e elípticos, geralmente bandados nas bordas e homogêneos no núcleo, incluídos na Suíte Serra do Boqueirão.

O domínio 2 ocupa a parte centro leste da área, entre os municípios de Porto Nacional, Brejinho de Nazaré e Natividade. É caracterizado pelos complexos Porto Nacional e Manoel Alves, pela Formação Morro do Aquiles e pela Suíte Xobó.

O domínio 3 localiza-se na porção noroeste da área e encontra-se totalmente incluído no município de Paraíso do Norte. As unidades litológicas que fazem parte desse domínio são representadas pelo Complexo Colméia e pelo Grupo Rio do Coco, além dos gnaisses alcalinos de Monte Santo expostos em grande parte no núcleo de uma estrutura anticlinal formada por rochas do Supergrupo Baixo Araguaia.

O domínio 4 é definido pela região entre as cidades de Paraíso do Norte, Fátima, Gurupi e Porto Nacional. Foram englobados nesse domínio o Complexo Rio dos Mangues, as suítes Matança e Serrote e os gnaisses alcalinos de Serra da Estrela.

4.1.1 Domínio 1

4.1.1.1 Unidades Litológicas

4.1.1.1.1 Complexo Goiano

Ocorre como porções irregulares ou faixas isoladas entre as áreas do Grupo Riachão do Ouro e os corpos da Suíte Serra do Boqueirão. Acha-se parcialmente encoberto pelo Grupo Natividade, discordantemente. Constitui regiões em geral pedi planizadas e com afloramentos ocorrendo em forma de lajedos. Boas exposições podem ser observadas ao longo do rio Manoel Al ves, no ribeirão Areias e na GO-255.

Ele é constituído essencialmente de biotita e/ou hornblenda gnaisses mais ou menos migmatizados, passando local mente a rochas granitóides mais homogêneas. Anfibólitos, gnaiss es com sillimanita, granada, cordierita ou hiperstênio e mica xistos com cianita e gnaisses granulíticos constituem encraves restritos.

Os biotita-hornblenda gnaisses têm, na maior par te, composição tonalítica e são os termos dominantes. Apresen tam bandamento centimétrico, definido pela alternância de fai xas ricas em biotita e anfibólio, com outras quartzo-feldspáti cas. São constituídos por quartzo (20-30%), plagioclásio de composição An_{12-17} (45-70%), hornblenda (15-20%), biotita (1-5%) e moscovita (0-5%), além de epidoto, apatita, titanita, óxido de ferro e calcita em quantidades acessórias. Em algumas porções o quartzo mostra efeitos de forte recristalização e re cuperação, nesse caso chegando a formar mosaicos, onde os cris tais têm contatos poligonais. Os cristais maiores de quartzo têm contatos curvos a suturados com o plagioclásio e retos com os minerais micáceos. O plagioclásio apresenta-se maclado se gundo a lei da albita-periclina e encontra-se parcial a total mente saussuritizado e/ou sericitizado. A hornblenda e a bioti ta juntamente com a moscovita estão orientadas definindo uma foliação penetrativa. A biotita normalmente se acha cloritiza da. Termos de composição granodiorítica também aparecem. Eles são cinza esbranquiçado, com tonalidades esverdeadas, têm tex tura granoblástica e são compostos essencialmente por plagio clásio, quartzo, microclíneo, hornblenda e biotita, e têm tre molita e clorita como fases secundárias. Apatita, minerais opa cos e zircão são acessórios. O plagioclásio comumente está

saussuritizado, a biotita encontra-se cloritizada e a hornblenda transformada para tremolita.

Os biotita gnaisses geralmente têm composição variando de tonalítica a granodiorítica, apresentam coloração cinza escuro, granulação média e mostram uma foliação definida principalmente pela orientação da biotita, além de um bandamento localmente desenvolvido. A assembléia mineralógica principal é dada pelo quartzo, plagioclásio, biotita, microclíneo e moscovita. Epidoto, apatita e granada ocorrem como acessórios. Secundariamente aparecem clorita e sericita como produtos de transformação da biotita e do plagioclásio respectivamente. Os ocasionais termos de composição granítica têm granulação grossa e são constituídos por microclíneo, plagioclásio, quartzo, biotita e moscovita, além da sericita e epidoto como produtos de saussuritização dos feldspatos. A textura varia de granolepidoblástica a granoblástica.

Os hornblenda gnaisses de composição tonalítica são caracterizados texturalmente pela presença de agregados granoblásticos, que normalmente estão estirados e orientados, definindo a foliação da rocha, onde o quartzo e o feldspato mostram contatos poligonais. Quando há maior concentração de minerais micáceos, desenvolve-se uma textura lepidoblástica. São constituídos basicamente por plagioclásio, quartzo e hornblenda. Clorita, tremolita-actinolita e epidoto constituem os minerais secundários. Zircão e apatita são acessórios. Os tipos com tendência granodiorítica são de coloração cinza escuro, apresentam textura nematoblástica a localmente granoblástica e constituem-se essencialmente de quartzo, plagioclásio (An_{25}), hornblenda, microclíneo e moscovita. Apatita e epidoto ocorrem em quantidades acessórias.

As principais estruturas migmatíticas reconhecidas são estromatítica, "schöllen" e nebulítica.

As rochas granitóides freqüentemente estão orientadas e são representadas por termos granodioríticos, tonalíticos e graníticos. Os granodioritos dominam sobre os demais, têm granulação média a grossa, textura granoblástica e são constituídos essencialmente de quartzo, plagioclásio, microclíneo

neo, hornblenda e biotita. Os tonalitos estão localmente cortados por veios quartzo-feldspáticos e por pegmatitos, sendo constituídos de plagioclásio zonado, quartzo, biotita e hornblenda. Os granitos são formados por microclíneo, plagioclásio, quartzo, biotita e moscovita. É comum, nos três tipos petrográficos, encontrar-se o plagioclásio transformado em sericita e epidoto, a biotita cloritizada e a hornblenda alterada parcialmente para clorita.

As rochas gnáissicas de composição tonalítica-granodiorítica, apresentam feições miloníticas conspícuas, caracterizadas por faixas métricas de rochas com uma foliação penetrativa subvertical orientada na direção N30^oE. Ao longo dessas faixas geralmente ocorrem veios de quartzo contendo ouro e pequenas concentrações de malaquita. As principais ocorrências de ouro são encontradas nas minas de Lavrinha e de Santo Elias, localizadas a norte de Almas e a sudeste de Dianópolis respectivamente. Os gnaisses miloníticos de granulação fina a média, apresentam uma textura caracterizada por grãos maiores de hornblenda e plagioclásio estirados, imersos em uma matriz constituída de quartzo recristalizado, epidoto, clorita e sericita. Normalmente os grãos maiores apresentam sombras de pressão nas suas extremidades e são contornados por cordões de biotita cloritizada. Os minerais acessórios são, opacos, titanita, zircão e apatita. Os gnaisses miloníticos de granulação mais grossa são caracterizados por grãos maiores de plagioclásio, parcialmente saussuritizados, e de microclíneo, envolvidos por cristais tabulares de hornblenda e agregados lamelares de biotita cloritizada. O quartzo recristalizado ocorre normalmente em pequenos cristais, e juntamente com a tremolita, actinolita e sericita constitui a matriz.

Os anfibolitos ocorrem encaixados nos gnaisses, na forma de corpos concordantes e boudins descontínuos. Têm coloração verde escuro a cinza escuro, são de granulação fina a média e apresentam uma xistosidade conspícua, definida por hornblenda e plagioclásio, orientados na direção NNE. Localmente, em determinadas faixas, desenvolve-se um bandamento, quando há um aumento na proporção de hornblenda em relação ao plagioclásio. Apresentam textura nematoblástica e são constituídos por

hornblenda (55 a 70%) e plagioclásio (10-35%), além de quartzo, epidoto, clorita, apatita e minerais opacos em menor quantidade.

Os gnaisses granulíticos ocorrem como pequenos núcleos ou encraves dentro dos gnaisses tonalíticos e foram classificados como sillimanita-granada-biotita-cordierita gnaisse e hiperstênio-hornblenda-plagioclásio-granada gnaisse.

Os tipos com sillimanita, granada e cordierita, são cinza escuro, têm aspecto maciço, granulação média a grossa e textura granoblástica. A cordierita contém inclusões de quartzo, biotita, sillimanita e zircão. A sillimanita ocorre como cristais prismáticos, truncando cristais de biotita e plagioclásio. Minerais opacos, cianita e zircão são os constituintes menores.

Os gnaisses constituídos por hiperstênio, hornblenda e granada são cinza escuro de granulação média a grossa, apresentam textura granoblástica inequigranular e uma foliação penetrativa. Os cristais de hiperstênio geralmente apresentam suas bordas transformadas para hornblenda, que por sua vez encontra-se alterada para biotita. O plagioclásio exibe maclamento albita, albita-Carlsbad e periclíneo e os cristais de quartzo estão fortemente recristalizados. Minerais opacos, apatita e zircão são os minerais acessórios.

4.1.1.1.2 Grupo Riachão do Ouro

Ocorre como faixas estreitas, orientadas com direções submeridianas, entre os gnaisses do Complexo Goiano e conformando-se a feições dômicas impostas pelos corpos circulares e elípticos da Suíte Serra do Boqueirão. A distribuição geral das faixas tem configuração em zigue-zague com ramos, ligeiramente encurvados. Boas exposições podem ser estudadas ao longo do Riachão do Ouro, a leste da cidade de Almas, constituindo-se na seção tipo desta unidade.

A coluna geral da unidade acha-se esquematizada na Fig. 4.1.

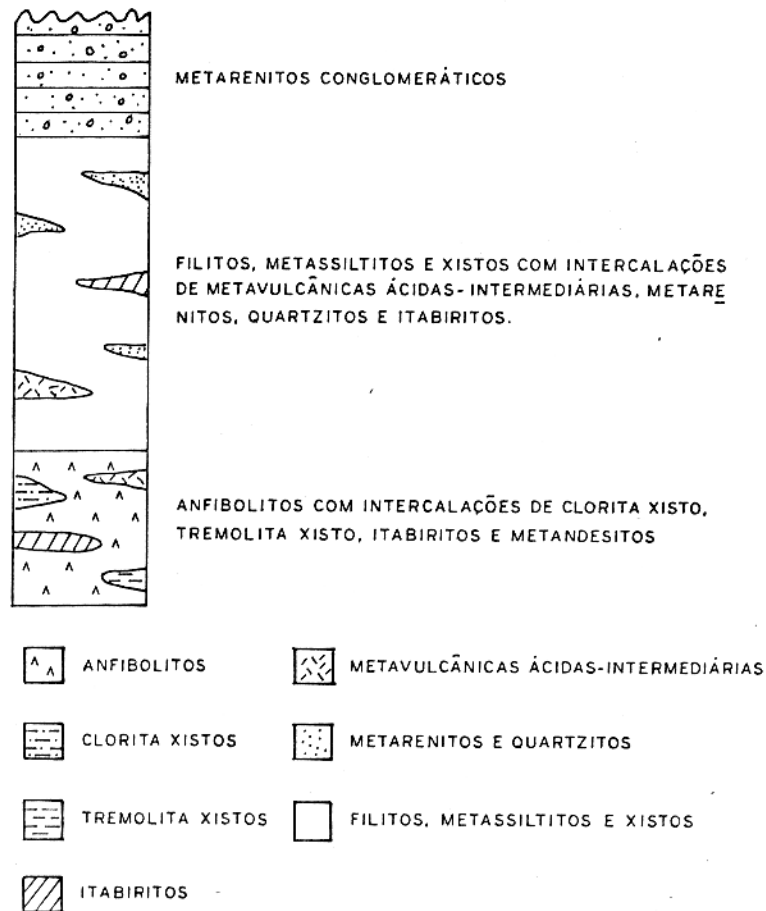


Fig.4.1- Seção colunar esquemática do Grupo Riachão do Ouro.

Na parte inferior predominam anfibolitos com intercalações, de espessuras variáveis, de camadas de itabiritos dolomíticos, tremolita xistos, itabiritos tremolíticos e itabiritos ricos em quartzo, além de clorita xistos (metabasaltos ?) e metandesitos.

Os anfibolitos são esverdeados, de granulação fina a grossa, constituídos essencialmente por hornblenda, tremolita e plagioclásio, além de quartzo em quantidades menores. Os minerais acessórios presentes são apatita, esfeno e turmalina. No geral apresentam uma foliação penetrativa, orientada na direção NNE, definida principalmente pelos cristais de anfibólio.

Os itabiritos dolomíticos apresentam um bandamento pronunciado, caracterizado pela alternância de bandas quartzo sas e/ou carbonáticas, com bandas ferríferas. Tremolita ocorre secundariamente. Os itabiritos tremolíticos mostram também um bandamento conspícuo, de espessuras milimétricas, onde faixas ricas em óxido de ferro se alternam com outras constituídas de tremolita e quartzo.

Na parte superior, predominam da base para o topo, filitos, xistos, metassiltitos, itabiritos, quartzitos, meta vulcânicas ácidas e intermediárias e metarenitos contendo ní veis e camadas de metaconglomerados.

Os filitos representam o tipo litológico dominante para o topo, mostram textura lepidoblástica, são constituídos principalmente por quartzo e sericita e contém intercalações de metassiltitos, quartzo-sericita xistos, sericita-clorita - quartzo xistos ferruginosos e sericita-clorita-quartzo xistos. Nos xistos e filitos o acamamento foi completamente transpo to, aparecendo uma xistosidade penetrativa e, em alguns lo cais, uma clivagem de crenulação.

Os itabiritos destacam-se na topografia, formando o Morro da Bola, e são caracterizados por um bandamento defini do por leitos de hematita compacta, alternados com leitos ri cos em quartzo.

Os quartzitos formam serras orientadas na direção NNE, exibem textura granoblástica e são constituídos por quart zo, sericita, minerais opacos e turmalina. Localmente a percen tagem de turmalina se aproxima à do quartzo, originando quart zitos turmaliníferos.

As rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias, ocorrem principalmente nas proximidades da cidade de Dianópo lis. As rochas expostas no centro da cidade, têm granulação fi na, tonalidade esverdeada, apresentam uma foliação milonítica forte e são constituídas por cristais de plagioclásio de até 3mm de comprimento, imersos em uma matriz fina composta por clorita, carbonato, plagioclásio e pouco quartzo. As rochas de tonalidade rosada, classificadas como metarriolitos, exibem textura definida por cristais milimétricos de quartzo e plagio

clásio englobados por uma matriz fina de quartzo, microclíneo, plagioclásio e sericita. Outras rochas metavulcânicas ocorrem a sul da cidade de Dianópolis, apresentando tonalidade esverdeada e textura bastante foliada. Constituem-se essencialmente de quartzo, microclíneo, clorita e carbonato, além do epidoto e sericita em quantidades menores. Os minerais acessórios são titanita, minerais opacos, zircão e apatita.

Nos arredores da cidade de Almas, ocorre um pacote de metarenitos conglomeráticos, considerados como do topo da unidade. São rochas com seixos elipsoidais de quartzo, quartzito, metarenito, itabirito e filito, de até 15cm de comprimento, imersos em uma matriz arenoso-sericítica e ferruginosa. Nesse pacote ocorrem intercalações centimétricas de clorita xistos e metassiltitos, às vezes ferruginosos.

De um modo geral, os contatos com as rochas do Complexo Goiano e da Suíte Serra do Boqueirão não são claros, caracterizando-se por uma zona onde predominam rochas miloníticas ou migmatitos.

O ouro é o bem mineral mais expressivo associado aos tipos litológicos do Grupo Riachão do Ouro. As rochas extensivamente garimpadas no passado referem-se a quartzitos ricos em turmalina, metavulcânicas ácidas a intermediárias, metaconglomerados e itabiritos. A sul da cidade de Almas no garimpo do Urubú, onde ocorrem metaconglomerados e itabiritos, existe uma trincheira inclinada de 42° para sudoeste, paralela à interseção do acamamento e da xistosidade. Isso sugere, em parte, que as principais ocorrências podem ter um controle estrutural, seguindo "trends" que coincidem com as linhas de charneiras das dobras maiores. Os aluviões associados aos córregos que atravessam as rochas portadoras de ouro continuam sendo alvos importantes de garimpagem.

Outros bens minerais de menor importância, encontrados nas rochas do Grupo Riachão do Ouro são representados por sulfetos em anfibolitos, manganês nos veios de quartzo associados a filitos ferruginosos e ferro sob a forma de hematita em itabiritos.

4.1.1.1.3 Suíte Serra do Boqueirão

Sob esta denominação reúne-se mais de uma dezena de corpos ígneos, de composição tonalítica e granodiorítica, intrusivos no Complexo Goiano e no Grupo Riachão do Ouro. Alguns corpos são alongados na direção submeridiana, com os eixos maiores variando de 7 a 30Km. Comumente formam serras e morros alinhados, e são ressaltados em fotografias aéreas e mosaicos radargramétricos, através dos elementos de drenagem. Boas exposições são observadas na GO-255, a oeste da cidade de Almas, no rio Manoel Alves e na Serra do Boqueirão da qual se emprestou o nome da unidade.

Os corpos de composição tonalítica são os dominantes, apresentam-se bandados nas bordas, passando para rochas maciças, às vezes com uma foliação incipiente na parte central. As rochas bandadas são caracterizadas pela alternância de leitos centimétricos, de quartzo e plagioclásio, com leitos constituídos por biotita e/ou anfibólio. Nas bandas félsicas, destacam-se aspectos granoblásticos e nas bandas máficas as texturas são nematoblásticas e lepidoblásticas, quando há predominância de anfibólio e biotita respectivamente. O plagioclásio exibe maclamento albita, albita-periclina e periclina e acha-se intensamente alterado para sericita e/ou epidoto. O quartzo encontra-se bastante fraturado, com moderada a forte extinção ondulante e geralmente está desfeito em subgrãos. O anfibólio é representado por cristais de tremolita ou actinolita, com restos de hornblenda. A biotita de um modo geral está alterada para clorita, apresenta a clivagem encurvada e estruturas em "kinks" são comuns. Os minerais acessórios são minerais opacos, titanita, apatita e zircão.

As rochas isótropas são mineralogicamente semelhantes às bandadas e apresentam textura granular hipidiomórfica (Fig. 4.2). Os aspectos deformacionais são ressaltados pelo fraturamento dos cristais de quartzo e pela orientação incipiente dos cristais de tremolita, moscovita, clorita e quartzo.

A nordeste da cidade de Almas, fora da área mostrada no Anexo 1, existe um corpo de composição granodiorítica, destacando-se na topografia e constituindo a Serra Nova. A exemplo dos corpos de composição tonalítica, mostra rochas bandadas nas bordas e isótropas no centro.



Fig. 4.2 - Arranjo granular hipidiomórfico dos tonalitos isótopos da Suíte Serra do Boqueirão. Cristais de quartzo fraturados e com forte extinção ondulante caracterizam a deformação. Polarização cruzada 20X.

As relações dos corpos com os gnaisses migmatizados adjacentes não puderam ser observadas. Apenas a oeste de Almas uma relação de passagem obscurecida por migmatização foi verificada, não se concluindo se é de intrusão ou transicional.

Alguns corpos contêm xenólitos métricos de anfibolitos e são cortados por vários diques básicos, alojados em zonas de cisalhamento dúctil, orientados na direção $N20^{\circ}-40^{\circ}E$.

Os corpos apresentam a foliação interna concêntrica, claramente discernível nas porções periféricas. Externamente, o Complexo Goiano se amolda a eles, configurando o caráter dômico.

Quatro amostras do corpo tonalítico situado a oeste da cidade de Almas foram analisadas através do método Rb-Sr. Os resultados analíticos e os materiais processados são apresentados na Tabela 4.1 e os pontos de amostragem se acham indicados no Anexo 2. Na fig. 4.3 observa-se que os pontos alinham-se mal e faltam pontos próximo ao eixo Y para um controle melhor da inclinação da reta, o que reduz a confiabilidade dos

parâmetros idade e razão inicial.

Nº da Amostra	Nº de Campo	Material	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb/Sr	Rb^{87}/Sr^{86}	sX	Sr^{87}/Sr^{86}	sY
1	PFO/A/4	Tonalito	24,38	202,30	0,12	0,349	0,002	0,714625	0,000041
2	PFO/A/1	Tonalito	26,93	194,30	0,14	0,401	0,002	0,716502	0,000062
3	PFO/A/3	Tonalito	32,59	195,80	0,17	0,482	0,003	0,717943	0,000037
4	PFO/A/2	Tonalito	32,68	177,70	0,18	0,533	0,003	0,720495	0,000078

Tabela 4.1 - Resultados analíticos Rb-Sr do corpo tonalítico situado a oeste de Almas pertencente a Suíte Serra do Boqueirão.

Quando os quatro pontos são considerados no diagrama (fig. 4.3), define-se um segmento de reta (reta 1) que fornece uma idade de 2050 ± 276 Ma e uma razão Sr^{87}/Sr^{86} de $0,7043 \pm 0,0017$ (1σ). Não considerando os dados do ponto 3, define-se um outro segmento (reta 2) com idade de 2.217 ± 85 Ma e com razão Sr^{87}/Sr^{86} de $0,70351 \pm 0,0051$ (1σ). Esse último segmento, em que pese o melhor alinhamento (MSWD = 2,34), é de menor confiabilidade em decorrência do pequeno número de amostras e da alta dependência do ponto 4. Contudo, tanto as idades como as razões iniciais são compatíveis entre si quando levado em conta o desvio de 1.

As rochas analisadas apresentam feições mineralógicas e texturais que refletem modificações impostas ao arranjo original. Tratam-se de cristais de plagioclásio saussuritizado, biotita cloritizada e hornblenda transformada para tremolita-actinolita, além da presença de uma foliação definida pela orientação de sericita, clorita, tremolita-actinolita e pelos arranjos granoblásticos de granulação fina de quartzo e plagioclásio. Tais evidências colocam em dúvida se o indicativo de idade obtido significa o tempo decorrido desde a cristalização inicial ou a idade do evento termo-tectônico responsável pelas mudanças dos aspectos texturais primários. Apesar do provável valor da razão inicial sugerir uma origem da base da cros

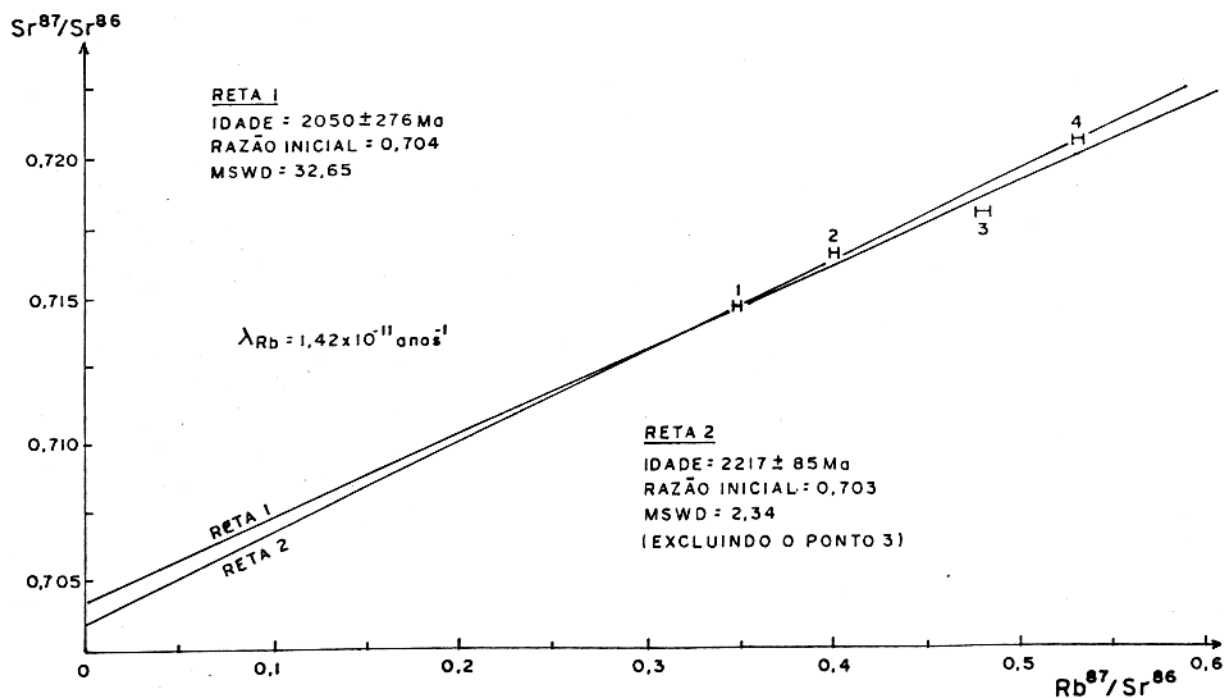


Fig.4.3 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de um corpo tonalítico da Suite Serra do Boqueirão.

ta ou mantelítica com pequena contaminação crustal, não elimina-se a possibilidade de ocorrência de um rejuvenescimento (re homogeneização isotópica) ocorrido poucas centenas de Ma após a cristalização inicial. Tal evento poderia ser responsável pelo valor do indicativo de idade obtido, sem aumentar demasiadamente a razão inicial.

4.1.1.2 Estruturas

O entendimento da geometria dos elementos estruturais macro e mesoscópico, ainda é precário nesse domínio. Contudo, o conjunto de informações colhidas revela um quadro estrutural complexo. Para facilitar a compreensão desse arranjo, dividiu-se os diversos elementos em estruturas maiores e menores.

4.1.1.2.1 Estruturas Maiores

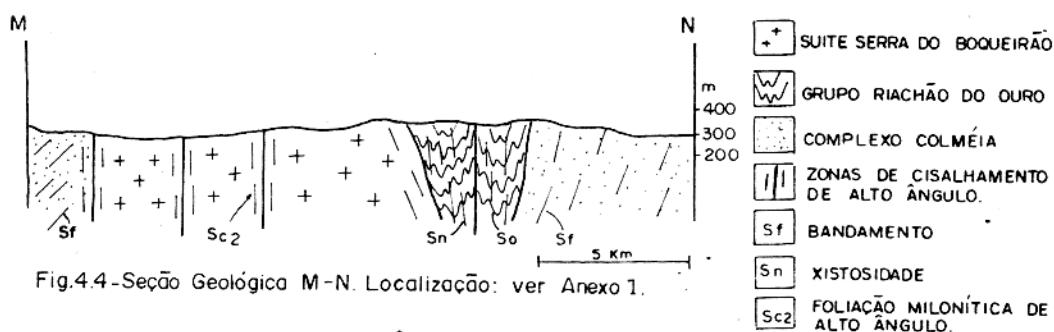
4.1.1.2.1.1 Dobras

A feição estrutural mais importante é representada por uma série de sinclínórios, apertados a isoclinais, de di

mensões quilométricas, nas faixas do Grupo Riachão do Ouro, isoladas entre as rochas gnáissicas e tonalíticas. Os planos axiais são empinados, orientam-se aproximadamente na direção N10°E e geralmente estão arqueados ou ondulados.

Não se tem o controle espacial dos eixos, porém uma observação isolada, em uma dobra hectométrica, na serra da Porteira, a sul da cidade de Almas, mostra que a inclinação do eixo é de aproximadamente 50° para sul.

As estruturas sinclínicas geralmente estão justapostas por falhas, sem os anticlinórios correspondentes. Tal situação pode ser observada no extremo sudeste do domínio, onde duas dobras sinclínicas estão em contato através de uma descontinuidade subvertical (Fig. 4.4).



4.1.1.2.1.2 Os Arcos Desenhados pelas Rochas do Grupo Riachão do Ouro

Feições notáveis que se sobressaem no mapa geológico são as estruturas em zigue-zague, com ramos algo arqueados, desenhadas pelas rochas do Grupo Riachão do Ouro. Essa configuração estrutural particular caracteriza-se principalmente pelo encurvamento das dobras maiores e das zonas de cisalhamento antigas.

É patente a relação desse tipo de estrutura com os diápiros da Suíte Serra do Boqueirão. A importância dos diápiros granitóides, no desenvolvimento do padrão estrutural dos terrenos granito-"greenstone", foi mostrado por MacGregor (1951) que lançou a idéia de batólitos gregários para explicar

a estruturação particular do cráton da Rodésia.

4.1.1.2.1.3 Zonas de Cisalhamento

As zonas de cisalhamento ligadas ao desenvolvimento do Grupo Riachão do Ouro, podem ser divididas em duas gerações, considerando suas relações com os diápiros tonalíticos.

A primeira geração compreende um conjunto de lineamentos curvilíneos, muito bem representados na parte central do domínio, orientados paralelamente à direção geral das faixas de rochas do Grupo Riachão do Ouro. Geralmente limitam as rochas supracrustais, podendo também dividir, em segmentos alongados, o Grupo Riachão do Ouro e o Complexo Goiano. Ao longo das zonas de cisalhamento existem gnaisses miloníticos e xistos miloníticos, caracterizados por uma foliação subvertical e por uma lineação de estiramento subhorizontal, refletindo o caráter direcional dos deslocamentos. A exemplo dos planos axiais das dobras maiores, as zonas de cisalhamento encontram-se deformadas, desenhando ondulações quilométricas que foram impostas pela colocação dos diápiros tonalíticos.

A segunda geração orienta-se preferencialmente na direção NNE, e é representada por falhas que seccionam e deslocam as feições estruturais mais antigas e os conjuntos litológicos existentes nesse domínio. No contexto do Grupo Riachão do Ouro há uma descontinuidade justapondo duas estruturas sincloriais e existem várias descontinuidades deslocando os traços axiais das dobras e as zonas de cisalhamento da primeira geração, caracterizando uma movimentação dextral.

As feições miloníticas impressas nas rochas do Complexo Goiano, que compõem o extremo oeste do domínio, e o conjunto de falhas direcionais $N40^{\circ}-50^{\circ}E$ e $N40^{\circ}W$, que deslocam todos os elementos estruturais deste domínio, tornam-se mais expressivos no domínio 2 e serão, com maior propriedade, tratadas adiante.

4.1.1.2.2 Estruturas Menores

4.1.1.2.2.1 Bandamento dos Gnaisses

O bandamento é caracterizado principalmente pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas, com bandas ricas em biotita e anfibólio. Nos locais onde esta superfície não foi superposta por elementos estruturais posteriores, observa-se que sua orientação é preferencialmente na direção $N10^{\circ}E$, com mergulho médio de 70° para noroeste (fig. 4.5).

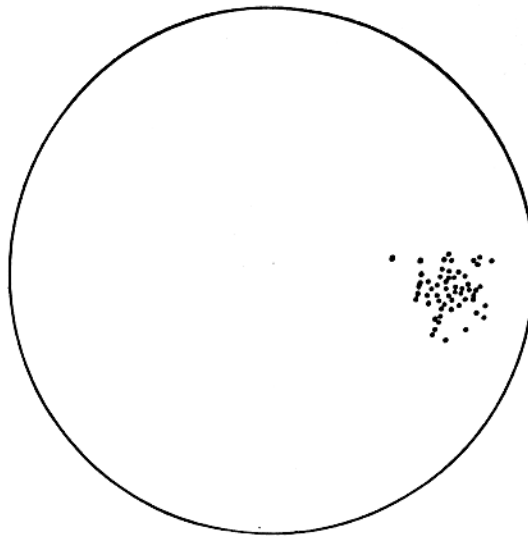


Fig.4.5 - Diagrama de polos do bandamento dos gnaisses do Complexo Goiano.

Nas rochas extremamente migmatizadas é comum o desenvolvimento de estruturas bandadas (tipo estromatítica), de finidas por veios quartzo-feldspáticos que se alternam com faixas decimétricas de gnaisses ou anfibolitos, e se orientam na direção NNE.

4.1.1.2.2.2 Xistosidade

A xistosidade é definida principalmente pelos minerais placosos e encontra-se desenvolvida penetrativamente nos filitos, anfibolitos e xistos. Nos itabiritos, quartzitos, metarenitos e metassiltitos esta superfície é pouco desenvolvida destacando-se bem mais a superfície do acamamento. Parece claro que o desenvolvimento da xistosidade depende intimamente do tipo litológico.

Essa superfície é geralmente empinada, orienta-se sistematicamente na direção geral das faixas e encontra-se de senhando ondulações, amoldadas aos corpos tonalíticos. Se a xistosidade desenvolveu-se paralelamente, ou não aos planos axiais das dobras maiores, constitui-se um problema em aberto. Não dispomos de dados estruturais para decidir sobre uma ou outra possibilidade. Contudo, deve ser destacado que esse elemento estrutural orienta-se paralelamente à direção das faixas vulcano-sedimentares, geralmente se mostra paralelizado ao acamamento das rochas pelíticas e foi envolvido na de formação relacionada à colocação dos corpos tonalíticos.

4.1.1.2.2.3 Clivagem de Crenulação

Nas rochas pelíticas, localmente se desenvolveu uma clivagem de crenulação, superpondo-se ao acamamento e à xistosidade, com disposição paralela aos planos axiais de dobras milimétricas a centimétricas, desenhadas por estas superfícies. Orienta-se na direção NNE e geralmente é vertical.

Não deve ser descartada a possibilidade de existir mais de uma geração de crenulação, talvez ligada à colocação dos corpos tonalíticos, à implantação das falhas de segunda geração, e mesmo ao desenvolvimento das dobras maiores.

4.1.1.2.2.4 Bandamento dos Diápiros

Nas bordas dos diápiros tonalíticos e granodioríticos, existe um bandamento caracterizado pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas com bandas ricas em biotita e/ou anfibólio. Trata-se de uma feição com espessura centimétrica a milimétrica, disposta paralelamente aos contatos desses corpos com as unidades supracrustais e com o conjunto gnáissico. À medida que se caminha em direção ao centro dos corpos, a superfície torna-se incipiente ou ausente.

A geometria desse elemento estrutural tem relação com a colocação dos diápiros tonalíticos e granodioríticos, mas não é clara sua origem primária ou tectônica.

4.1.1.3 Metamorfismo

As rochas constituídas à base de quartzo e carbonatos, representadas por quartzitos, metassiltitos, itabiritos (dolomíticos e ricos em quartzo), comumente exibem estruturas sedimentares primárias, a exemplo do acamamento, bem preservadas. A xistosidade acha-se incipientemente desenvolvida nesses termos petrográficos. Outras feições primárias es tão precariamente preservadas nos metarriolitos, onde se observa uma textura essencialmente blastoporfirítica. As principais assembléias mineralógicas presentes nos quartzitos e itabiritos são quartzo-sericita, quartzo-dolomita-tremolita e quartzo-tremolita.

As rochas metapelíticas apresentam comumente assembléias mineralógicas formadas por clorita, sericita, moscovita, tremolita-actinolita e quartzo. Esses minerais estão orientados, definindo uma xistosidade penetrativa. Alguns xistos contêm quantidades variáveis de granada, com textura poiquiloblástica, e de andaluzita. Os anfibolitos são constituídos principalmente por tremolita-actinolita, plagioclásio e quartzo, e localmente podem conter também hornblenda.

Os dados apresentados indicam a incidência de um evento térmico, compatível com as condições da fácies xisto verde nas rochas do Grupo Riachão do Ouro. Localmente pode ter alcançado condições de fácies anfibolito baixa, considerando-se a presença de granada, andaluzita e hornblenda. Não há registro de uma diminuição regular no grau metamórfico, da borda para o centro das faixas, que é frequentemente relatada em várias seqüências vulcano-sedimentares do tipo "greenstone belt" (Anhaeusser et al., 1969).

As rochas gnáissicas do Complexo Goiano, adjacentes às rochas do Grupo Riachão do Ouro, foram envolvidas, em graus variados, em um processo de fusão parcial, responsável pela formação de uma quantidade considerável de material de composição granítica. As feições migmatíticas mais comuns são estromatítica, "schlieren" e nebulítica. Grande parte dos veios quartzo-feldspáticos orienta-se paralelamente ao bandamento dos gnaisses, definido por faixas mais ricas em cristais de

hornblenda e/ou biotita, alternadas com faixas de quartzo e feldspato. Dentro dos gnaisses existem corpos tabulares de anfibolito, constituídos de hornblenda e plagioclásio, penetrativamente foliados ou bandados. Nos anfibolitos ocorrentes a oeste da cidade de Almas, a associação mineral mais freqüente é hornblenda-quartzo-actinolita-sericita-epidoto-plagioclásio. Ocorrem também, dentro dos gnaisses, encraves de itabiritos, filitos ferruginosos, serpentinitos, anfibolitos, gnaisses granulíticos e cianita xistos.

A cloritização da biotita, saussuritização e sericitação do plagioclásio e a transformação da hornblenda em trémolita-actinolita representam modificações secundárias superimpostas às paragêneses primárias dessas rochas.

Essas observações indicam que corpos ígneos de composição tonalítica e granodiorítica foram submetidos a um evento térmico em condições da fácies anfibolito média a alta. As associações em desequilíbrio podem ser pensadas como relacionadas a retrometamorfismo ou a um evento termal superimposto.

Como se vê, o grau metamórfico é distinto no Complexo Goiano e na seqüência supracrustal. Os dados coligidos harmonizam-se com um complexo gnáissico-granitóide já metamorfisado em fácies anfibolito antes da constituição das rochas supracrustais, que acabaram metamorfisadas em fácies xisto verde. A esse evento em fácies xisto verde poderiam ser relacionadas as transformações secundárias observadas no Complexo Goiano.

O problema dessa interpretação emerge quando se tenta correlacionar os metabasitos e metassedimentos associados ao Complexo Goiano com os do Grupo Riachão do Ouro. Essa correlação, porém, não deve ser cogitada apenas em base litológica. Os dados estruturais e os metamórficos não se coadunam, parecendo que tais metabasitos e metassedimentos representam unidades mais antigas que o Grupo Riachão do Ouro.

Uma complicação adicional é representada pela ocorrência de гнаisses granulíticos associados a ortognaisses do Complexo Goiano, porquanto indicam metamorfismo de fácies granulito em tais encraves. Eles parecem representar porções pro

fundas incorporadas por intrusões muito antigas. A possibilidade de incidência de tal metamorfismo em caráter local é difícil de ser sustentada, face à forma de ocorrência das rochas de alto grau.

Ao longo das zonas de cisalhamento dúctil direcionais, de primeira geração, formaram-se rochas miloníticas derivadas dos gnaisses e das unidades supracrustais. Naquelas derivadas de gnaisses registram-se comumente as seguintes transformações mineralógicas: hornblenda → biotita, tremolita e actinolita; biotita → clorita; plagioclásio → sericita e epidoto. Nos milonitos, derivados de rochas supracrustais, as assembléias mineralógicas são definidas por clorita, sericita, quartzo recristalizado e epidoto. Os dados indicam que a recristalização acompanhando o cisalhamento se deu em condições de fácies xisto verde.

Não foram observadas transformações térmicas nos gnaisses e nas unidades supracrustais, relacionadas com a colocação dos diápiros tonalítico-granodioríticos da Suíte Serra do Boqueirão.

4.1.1.4 Integração dos Dados

Os dados disponíveis para o domínio 1 são ainda poucos e fragmentários, não permitindo uma discussão aprofundada sobre os processos responsáveis pelo desenvolvimento de várias gerações de elementos lito-estruturais.

Embora os dados estruturais registrados levem a um padrão geométrico geral não muito complexo, observa-se que ele resultou de várias etapas deformacionais, provavelmente coaxiais. Assim, reconhece-se cinco etapas principais ordenadas da seguinte maneira:

- formação dos anfibólio e/ou biotita gnaisses e granitoides caracterizados estruturalmente pela presença do bandamento orientado na direção N10°E. O desenvolvimento desse elemento planar foi acompanhado por transformações mineralógicas em fácies anfibolito, permitindo a redistribuição de elementos na rocha e gerando grande quantidade de leucossomas. Os encraves granulíticos pa

recem atestar longa vida crustal anterior a esse evento termo-tectônico. Com relação aos encraves de metassedimentos e metabasitos, no momento, parece que representam produtos de uma seqüência supracrustal mais antiga que os gnaisses do Complexo Goiano em vez de porções do Grupo Riachão do Ouro;

- deposição das rochas supracrustais do Grupo Riachão do Ouro, seguida da estruturação em sinclinais isoclinais, orientadas na direção N10⁰E com planos axiais subverticais. A terceira dimensão dessas dobras ainda não foi reconstituída e as lineações minerais, geralmente relacionadas com os processos de formação de dobras, também não foram ainda identificadas. Na ausência desses dados, torna-se difícil especular sobre o desenvolvimento dessa importante estruturação impressa nesse domínio. A xistosidade presente nas rochas pelíticas pode ser relacionada a esse episódio deformacional, ou pode representar o produto de um incremento na deformação progressiva, acompanhado de transformações de fácies xisto verde;
- desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúctil, de caráter direcional, orientadas na direção N10⁰E. Geralmente limitam as faixas supracrustais e os gnaisses, bem como individualizam compartimentos dentro dos cinturões. Os milonitos, formados ao longo dessas zonas, atestam condições de fácies xisto verde durante o processo de cisalhamento, evidenciado a partir de assembléias mineralógicas à base de sericita, clorita, epidoto e quartzo. Tais feições podem representar os produtos da reativação de linhas de fraqueza antigas, que provavelmente controlaram o desenvolvimento dos cinturões de rochas supracrustais;
- ascensão dos tonalitos da Suíte Serra do Boqueirão, imprimindo deformações nos elementos estruturais antigos e levando as faixas de rochas do Grupo Riachão do Ouro a adquirirem formas de "infolded structure". É possível que algumas estruturas menores, a exemplo de dobras e clivagem de crenulação, estejam ligadas a esse evento.

Anhaeusser et al. (1969) advogam que os corpos graníticos diápiricos da região de Barberton se formaram provavelmente pela lenta ascensão e intrusão forçada de massas graníticas, muito plásticas, embora tenham claramente incorporado materiais dos cinturões. Essa hipótese poderia, em parte, explicar o bandamento e a foliação desenvolvidos nas bordas dos domos tonalíticos da Suíte Serra do Boqueirão,

- cisalhamento dúctil de baixo ângulo afetando as rochas do Complexo Goiano, da parte oeste do domínio. Formou-se uma foliação de transposição inclinada para sudeste e desenvolveram-se essencialmente gnaisses miloníticos em condições de fácies anfibolito;
- desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo, orientadas na direção submeridiana. Ao longo das zonas formaram-se milonitos em condições da fácies xisto verde;
- cisalhamento rúptil caracterizado pelo desenvolvimento das falhas transcorrentes dextrais, que truncam e deslocam todas as feições estruturais formadas nas etapas anteriores.

Os dados geocronológicos disponíveis para esse domínio são aqueles relatados por Hasui et al. (1980a), em corpos tonalíticos localizados a oeste da cidade de Dianópolis. A datação Rb/Sr resultou em uma isócrona de 1100 M.a., com razão inicial de 0,706. Este valor foi interpretado pelos autores como um evento de homogeneização isotópica ocorrido há 1100 M.a. As análises K/Ar efetuadas nas mesmas rochas forneceram idades de 2500, 1900, 1700 e 1500 Ma. As análises pelo método Rb/Sr efetuadas neste trabalho, em rochas de um corpo tonalítico situado a oeste de Almas, permitiram a definição de duas isócronas com idades de 2050 ± 276 Ma e 2217 ± 85 Ma e razões iniciais de 0,704 e 0,703 respectivamente. Essas idades também podem ser atribuídas a um evento de homogeneização isotópica a 2,0 - 2,2 Ga. Esses dados, embora reduzidos, podem ser interpretados como uma indicação de que os corpos da Suíte Serra do Boqueirão e as rochas do Grupo Riachão do Ouro desenvolveram-se no Arqueano.

O conjunto de dados apresentados e discutidos neste domínio, leva à configuração de terrenos granito-"greenstone" a julgar pelo arranjo lito-estrutural, conforme já haviam mencionado Corrêa Filho e Sá (1980), Berbert (1980) e Danni et al. (1982).

Durante a descrição desse domínio foram mencionadas estruturas ligadas a evento de cisalhamento simples dúctil. Em se tratando de um processo de grande importância na área, como se verá adiante, e que tem sido ainda pouco abordado no Brasil, apesar de vir merecendo atenção crescente em outros países, cabe aqui resumir a sua conceituação.

As rochas, face às tensões, condições físicas reinantes e outros fatores, sofrem deformações, apresentando comportamento variável que se costuma referir como dúctil ou rúptil. Há diversidade de comportamento dos diferentes tipos de rochas em função dos contextos em que são deformadas, de modo que pode haver situações em que algumas rochas são rúpteis e outras, ainda que associadas, são dúcteis; em tais casos, fala-se em comportamento dúctil-rúptil.

A deformação pode ser de dois tipos. O chamado cisalhamento puro envolve mudanças de forma, volume e posição, combinadas ou não. O cisalhamento simples, além de mudanças desses tipos, envolve rotação.

De acordo com seu desenvolvimento, a deformação pode ser classificada como homogênea ou heterogênea, e instantânea ou progressiva.

O efeito de cisalhamento simples e dúctil pode ser visualizado na Fig. 4.6. O quadrado inicial ganha deformação

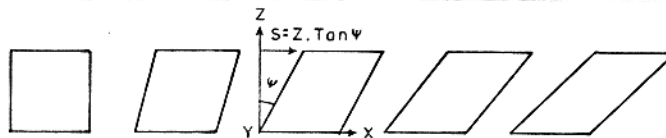


Fig. 4.6- Elementos geométricos do cisalhamento simples (segundo Ramsay, 1980). Ψ - Deformação cisalhante angular. S - Deslocamento paralelo ao eixo X.

cisalhante angular (ψ) crescente, mediante deslocamentos (S) dos seus pontos paralelamente ao lado superior. Genericamente, $S = z \cdot \tan \psi$. A deformação cisalhante (γ) é dada pelo valor de $\tan \psi$.

Se se considera um círculo ou uma faixa no interior do quadrado, tais elementos se deformam como se vê na Fig. 4.7. Vê-se que a deformação é rotacional e que em etapas intermediárias os elementos, dependendo de suas orientações, podem ser progressivamente estirados, encurtados ou primeiramente encurtados e depois estirados.

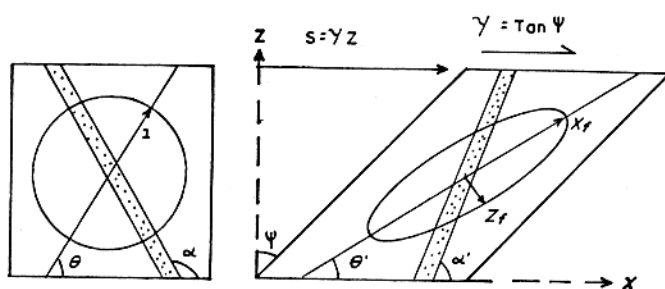


Fig.4.7- Aspecto geométrico da deformação relacionando a um sistema de cisalhamento simples (Segundo Ramsay, 1980).

Esse tipo de deformação é normalmente heterogênea, havendo concentração de deformação em zonas limitadas, como se vê na Fig. 4.8.

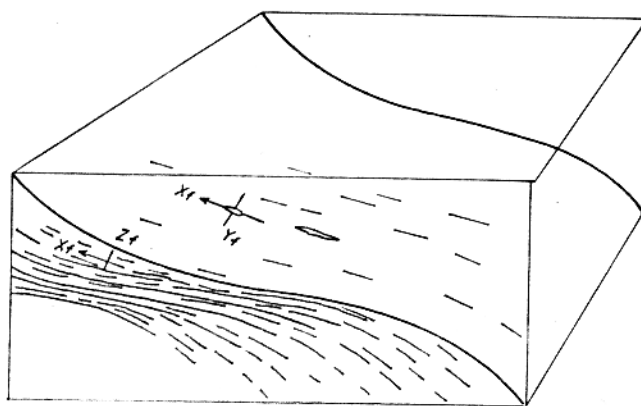


Fig.4.8- Desenvolvimento da foliação e lineação de estiramento na zona de cisalhamento (Segundo Ramsay, 1980).

À medida que o deslocamento no cisalhamento simples se torna maior, o ângulo θ entre a elongação principal (x) e as paredes da zona de cisalhamento torna-se progressivamente menor. Na maioria das rochas situadas dentro das zonas de cisalhamento dúctil existe uma orientação preferencial de minerais desenvolvidos no plano de achatamento dando origem a uma foliação (Fig. 4.8). Dentro dessa estrutura planar, existe uma lineação relacionada ao estiramento máximo (X_f), (Fig. 4.6). A direção do deslocamento associado com o desenvolvimento das zonas de cisalhamento pode ser determinado através dessa lineação de estiramento, pois, essa feição linear sistematicamente tende a se orientar na direção do estiramento máximo. O sentido de rotação é deduzido através de feições diversas.

Sob o ponto de vista cinemático, a foliação representa o plano de achatamento, contendo os eixos X e Y, e sendo perpendicular a Z; X é indicada, em termos globais, pela lineação de estiramento. A direção Y é também normalmente uma direção de estiramento

O forte achatamento associado aos estiramentos ortogonais conduzem a generalizada lenticularização (em todas as escalas) e transposição.

Na progressão da deformação, o ângulo θ tende a se reduzir. Distúrbios locais podem ocorrer a qualquer momento, levando ao aparecimento de dobras assimétricas, que tendem a evoluir para dobras em bainha (Fig. 4.9). Quinquis et al. (1978) mostraram que, nos metamorfitos da região de Groix,

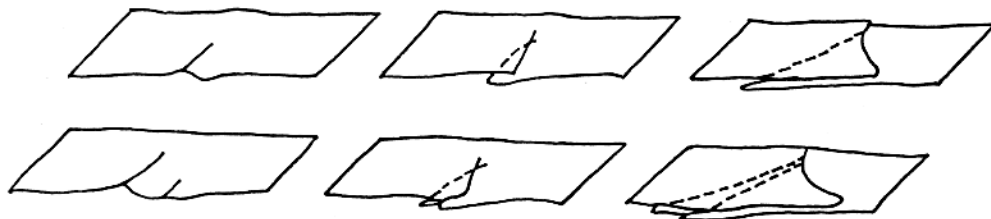


Fig.4.9- Desenvolvimento de dobras em bainha (segundo Cobbold e Quinquis, 1980).

as direções axiais de dobras indicam que os eixos ocupam posições paralelas, oblíquas e perpendiculares à direção do estiramento máximo. A maioria das dobras é acilíndrica, tem a forma de uma bainha alongada, geralmente contida na superfície plana, e aponta sistematicamente na direção da lineação de estiramento.

Cobbold e Quinquis (1980) desenvolveram um modelo para explicar a presença de dobras em bainha nas zonas de cisalhamento. Argumentaram que, como resultado da deformação, qualquer deflexão inicialmente simétrica torna-se fortemente assimétrica, com um limbo menor que o outro. Com a progressão da deformação, a linha de charneira torna-se fortemente encurvada e a dobra mais acilíndrica. A forma final da dobra depende da forma da deflexão inicial e da deformação cisalhante total. Em altas taxas de deformação cisalhante, a maioria das deflexões adquire a forma de uma bainha (Fig. 4.9). Mostraram também que uma seção nas dobras, normal a X, configura-se uma estrutura elíptica com o eixo menor paralelo a Z; tais são as seções impropriamente chamadas dobra em olho. Como a forte deformação leva a transposição, em outras seções aparecem como dobras disruptas ou intrafoliais.

Ramsay (1980) mostrou que quando as linhas de charneira de dobras preexistentes formam um ângulo alto com a direção de X, os ângulos interflancos são fortemente modificados e a forma da dobra muda, assemelhando-se a uma bainha (Fig. 4.10). Isso vem mostrar que a reconstituição de deformações pré-cisalhamento dentro da zona de cisalhamento não é tarefa simples e requer grande detalhamento.

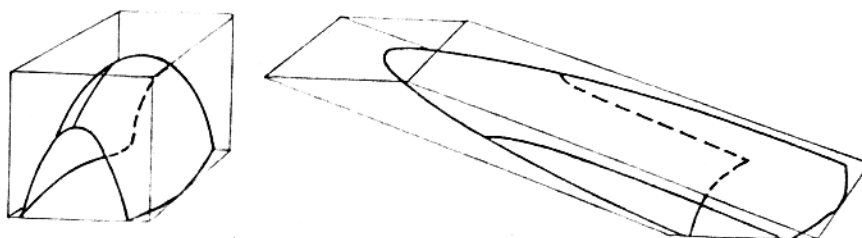


Fig. 4.10- Deformação de dobras em zonas de cisalhamento (segundo Ramsay, 1980).

Em sendo cisalhamento dúctil ou dúctil-rúptil es tão em jogo também, temperaturas e fluídos que induzem:

- recristalizações metamórficas condizentes com as condi ções físicas reinantes;
- remobilizações leucossomáticas e de fluídos que promovem feldspatização, migmatização, formação de granitos (estratóides ou não) e alterações.

Essa conjugação de processos acarreta modifica ções nas rochas que têm sido analisadas em termos de fases su cessivas e levado sempre a se falar em desenvolvimento polifá sico e mesmo policíclico, tanto no tocante a deformações, como a recristalizações metamórficas e remobilizações (migmatiza ção, granitogênese).

4.1.2 Domínio 2

4.1.2.1 Unidades Litológicas

4.1.2.1.1 Complexo Porto Nacional

Essa unidade é representada por uma faixa de ro chas de alto grau, orientada na direção nordeste. Alcança 25 Km de largura a nor-nordeste da cidade de Porto Nacional e estreita-se na direção sudeste, até desaparecer por sob as co berturas do Proterozóico. Acha-se parcialmente encoberta pelos sedimentos fanerozóicos nas adjacências da cidade de Porto Na cional e oculta-se completamente por baixo desses sedimentos a nordeste. É limitada a leste pelos metassedimentos da Forma ção Morro do Aquiles e, a oeste, pelas rochas da Suíte Matan ça. As melhores exposições encontram-se ao longo do rio Tocan tins e dos ribeirões Chupé e Moleque. Nas adjacências das fa zendas Cabeceira Grande, Duas Cabeceiras, Vasco e Moleque ocor rem também bons afloramentos.

Os principais termos petrográficos individualiza dos são: granulitos máficos miloníticos ou não, enderbitos mi loníticos e kinsigitos miloníticos, além de leptinito miloníti co e anortosito milonítico subordinadamente.

Os granulitos máficos que não apresentam feições miloníticas são de granulação média e coloração preta a verde escuro. Geralmente ocorrem envolvidos pelos enderbitos e apresentam aspectos isótropo, bandado e/ou foliado. Os tipos isotropos mostram textura granoblástica e os contatos entre os cristais são freqüentemente em ponto tríplice (Fig. 4.11). As rochas foliadas são caracterizadas texturalmente por cristais

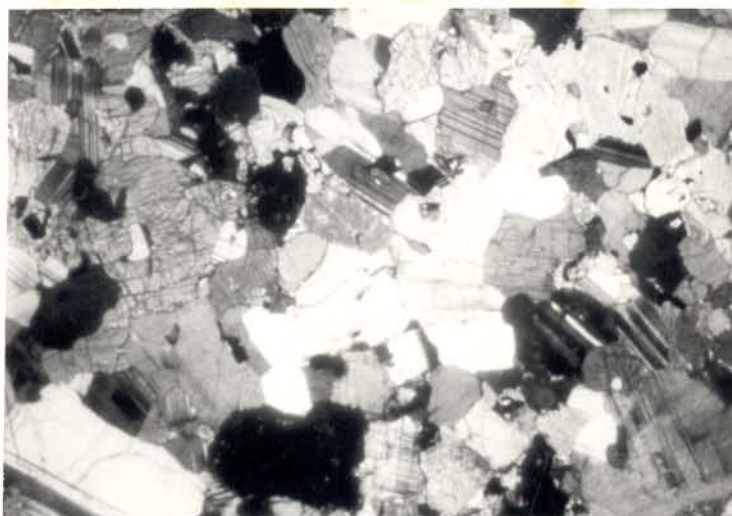


Fig. 4.11 - Textura granoblástica poligonal dos granulitos máficos isotropos do Complexo Porto Nacional. O afloramento localiza-se na GO-262 entre Porto Nacional e Fátima. Polarização cruzada, 20 X.

ocelares de plagioclásio, contornados por cristais de piroxênio e anfibólio, orientados e estirados. A assembléia mineralógica essencial é definida por hiperstênio, diopsídio, plagioclásio (An_{38-58}) e hornblenda. Em quantidades menores ocorrem granada, biotita, espinélio, zircão, minerais opacos e apatita. É comum encontrar-se nos termos foliados, cristais de hiperstênio e diopsídio alterados para gedrita, hornblenda, antofilita e, às vezes, para tremolita-actinolita (Figs. 4.12 e 4.13); cristais de plagioclásio parcial a totalmente alterados para moscovita, sericita e epidoto; granada transformada para clorita e formando cordões ao redor dos cristais de plagioclásio (Fig. 4.14); e hornblenda transformada para biotita e tremolita-actinolita.



Fig. 4.12 - Cristais de hiperstênio parcialmente transformados para gedrita nos granulitos máficos miloníticos do Complexo Porto Nacional. Afloramento localizado nas adjacências da fazenda Moleque. Polarização cruzada, 50 X.

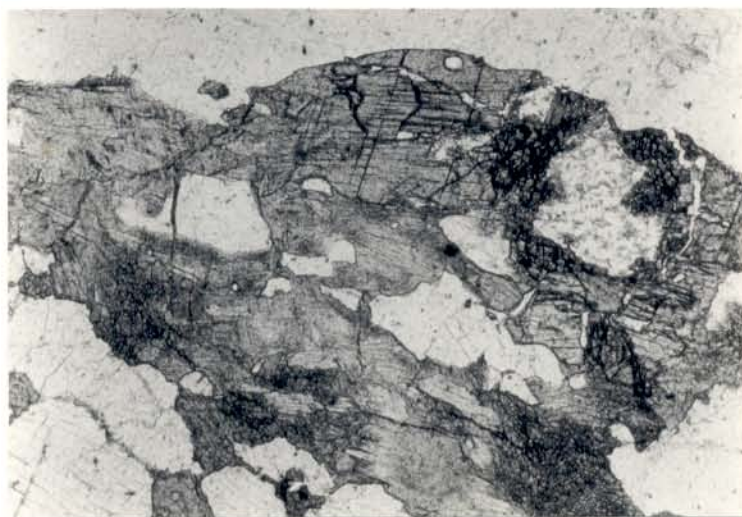


Fig. 4.13 - Cristais de diopsídio parcialmente transformados para tremolita-actinolita nos granulitos máficos miloníticos do Complexo Porto Nacional. Afloramento localizado nas adjacências da fazenda Moleque. Polarização paralela, 50 X.



Fig. 4.14 - Bordas de granada no contato de hiperstênio com plagioclásio em granulito máfico milonítico do Complexo Porto Nacional. Afloramento localizado no leito do córrego Chupé. Polarização cruzada, 50 X.

Os enderbitos miloníticos têm granulação média a grossa, coloração cinza escuro e apresentam-se bandados e/ou foliados. Exibem textura em moldura caracterizada por cristais de plagioclásio envolvidos por cristais menores de quartzo, plagioclásio, diopsídio e hornblenda (Fig. 4.15). Os cristais de quartzo podem ocorrer como bastões microboudinados, agregados ocelares ou cordões de grãos finos, contornando cristais maiores de plagioclásio (Fig. 4.16). Em algumas porções da rocha, a foliação é penetrativa, sendo definida pelo estiramento e orientação preferencial de cristais de quartzo, plagioclásio, biotita e hiperstênio. Localmente, essa superfície dá lugar a um bandamento caracterizado por faixas de biotita e/ou hornblenda alternadas com cordões de quartzo ou bandas de plagioclásio e quartzo. Os minerais presentes em quantidades acessórias são granada, diopsídio, microclíneo, minerais opacos, zircão, apatita e calcita. Sericita mais epidoto e clorita são produtos da alteração do plagioclásio e biotita respectivamente.

Os kinsigitos miloníticos são de granulação média a grossa, coloração cinza escuro e apresentam bandamento e fo



Fig. 4.15 - Porfiroclastos de plagioclásio estirados, envolvidos por agregados granoblástico, constituído de quartzo, plagioclásio, diopsídio e hornblenda em enderbitos miloníticos do Complexo Porto Nacional. Afloramento localizado nas adjacências da fazenda Vasco. Polarização cruzada, 20 X.

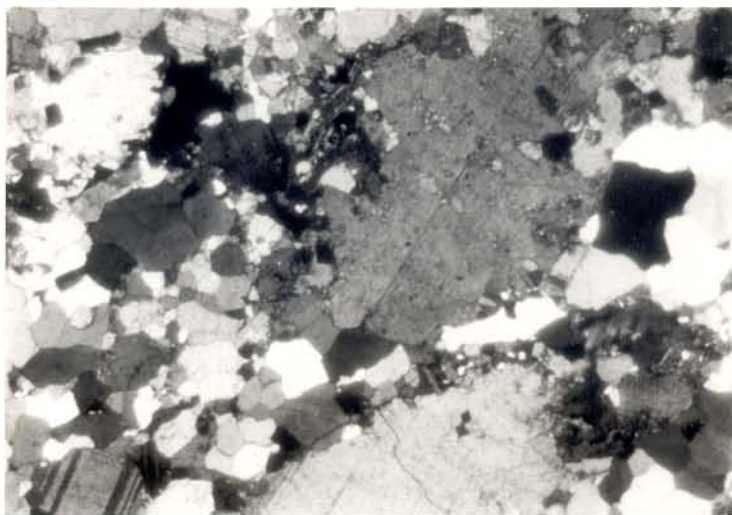


Fig. 4.16 - Porfiroclastos de plagioclásio envolvidos por cordões de quartzo e agregado granoblástico de quartzo e plagioclásio em enderbitos miloníticos do Complexo Porto Nacional. Afloramento localizado nas adjacências da fazenda Vasco. Polarização cruzada, 20 X.

liação desenvolvidos penetrativamente. São caracterizados texturalmente por porfiroclastos de quartzo, plagioclásio, microclíneo e granada, envolvidos por cristais de biotita, sillimanita, cianita e quartzo orientados preferencialmente (Fig. 4.17). Observam-se, com freqüência, faixas de quartzo e plagioclásio

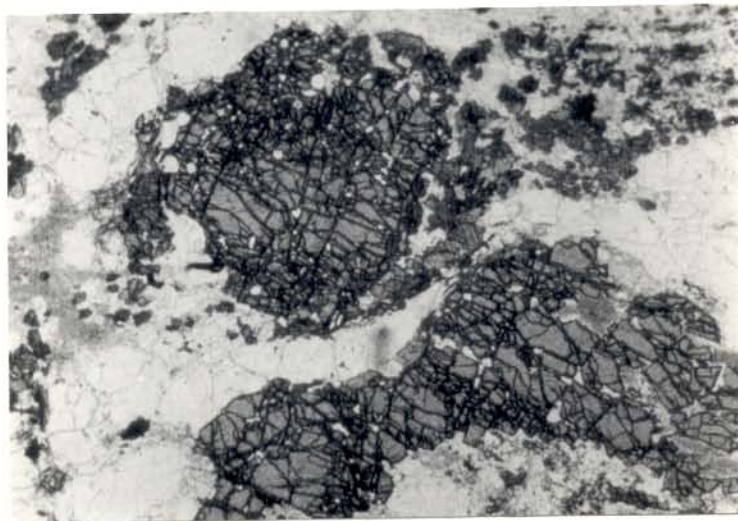


Fig. 4.17 - Porfiroclastos de granada envolvidos por um agregado granoblástico de quartzo, plagioclásio, microclíneo, cianita e biotita, em kinsigitos miloníticos do Complexo Porto Nacional. Afloramento localizado nas adjacências da fazenda Novo Sítio. Polarização paralela, 20 X.

clásio extremamente estirados, alternadas com faixas de biotita, sillimanita e cianita, definindo um bandamento conspícuo. Cristais de granada, de até 1 cm de diâmetro, muito fraturados, contendo inclusões de cianita, biotita, quartzo, zircão e plagioclásio (Fig. 4.18), concentram-se preferencialmente nas frações máficas, ressaltando o bandamento. Os cristais maiores de quartzo apresentam forte extinção ondulante, estão microboudinados e ocorrem geralmente na forma de bastões. Os cristais menores de quartzo constituem faixas, dispendo-se em mosaico de grãos com contatos poligonais. O plagioclásio (An_{38-28}) frequentemente apresenta as maclas encurvadas e formando "kinks". Rutilo, zircão, apatita, titanita e grafita ocorrem em quantidades menores. Moscovita e sericita são produtos da alteração do plagioclásio e a clorita derivou a partir da biotita e granada.

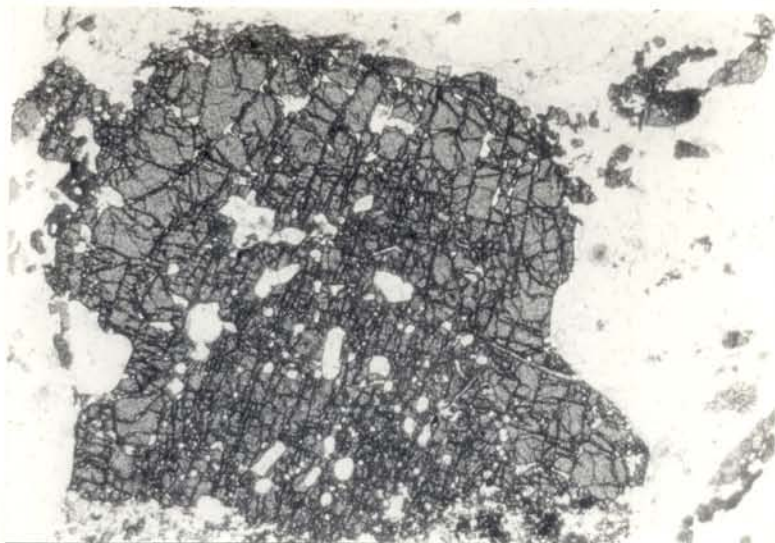


Fig. 4.18 - Porfiroclasto de granada contendo cristais de quartzo e plagioclásio em kin sigitos miloníticos do Complexo Porto Nacional. Afloramento localizado nas adjacências da fazenda Novo Sítio. Po larização paralela, 20 X.

4.1.2.1.2 Complexo Manoel Alves

Essa denominação é introduzida aqui para designar o conjunto de gnaisses miloníticos de composição tonalítica, presente na área do domínio 2. Ocorre geralmente em regiões pe diplanizadas e constitui áreas monótonas do ponto de vista li tológico, sendo comum encontrar-se, ao longo de dezenas de qui lômetros, rochas gnáissicas textural e mineralogicamente seme lhantes. Extensas unidades proterozóicas e fanerozóicas reco brem discordantemente grande parte do conjunto gnáissico. O per fil mais interessante corresponde ao trecho do rio Manoel Al ves, entre o povoado Bonfim e o meridiano 48° WGr, onde excelen tes exposições podem ser examinadas. A homogeneidade litológi ca é quebrada pela presença de xistos da Formação Morro do Aquiles e por corpos de granitos pegmatóides, intercalados nos gnaisses miloníticos.

Os gnaisses miloníticos são de granulação grossa, coloração cinza esbranquiçado e geralmente mostram um bandamen to e/ou foliação milonítica conspícua. São caracterizados por porfiroclastos de plagioclásio e quartzo de forma ocelar, con tornados por agregados granoblásticos constituídos essencial

mente por quartzo, plagioclásio, moscovita e biotita (Fig. 4.19). Os cristais de quartzo e de plagioclásio da matriz apre



Fig. 4.19 - Porfiroclastos de quartzo e plagioclásio estirados contornados por palhetas de biotita e por faixas de quartzo recristalizado nos gnaisses miloníticos do Complexo Manoel Alves. Afloramento localizado ao longo do rio Manoel Alves próximo da GO-255. Polarização cruzada, 20 X.

sentam contatos retilíneos, curvos e irregulares, sendo comuns contatos em ponto tríplice entre cristais de uma mesma espécie e de espécies diferentes. Os porfiroclastos de plagioclásio têm composição An_{25-28} e, a exemplo dos cristais de quartzo, apresentam-se fraturados e com forte extinção ondulante. Os cristais de biotita encontram-se freqüentemente formando "kinks". Em quantidades menores, ocorrem granada, minerais opacos, titanita, zircão, turmalina e calcita.

Localmente, existem faixas de rochas mais deformadas, onde se observa que os porfiroclastos foram muito reduzidos em tamanho e a poligonização foi acentuada. Nesse caso, a textura dominante é definida por agregados poligonais de quartzo e plagioclásio (Fig. 4.20).

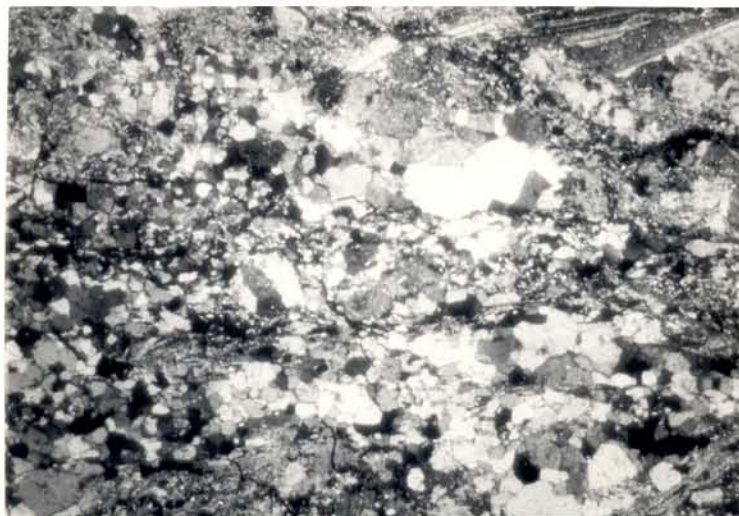


Fig. 4.20 - Faixas de quartzo e plagioclásio de granulação fina alternadas com faixas de cristais maiores de quartzo e plagioclásio em gnaisses miloníticos do Complexo Manoel Alves. Afloramento localizado ao longo do rio Manoel Alves nas adjacências de Bonfim. Polarização cruzada, 20 X.

Grande parte dessas rochas derivou de corpos ígneos de composição tonalítica e granodiorítica, a julgar pelos constituintes minerais presentes e pela homogeneidade litológica ao longo de extensas áreas. Não deve ser descartada a possibilidade de existirem gnaisses miloníticos em parte derivados de unidades sedimentares, que se tornaram homogêneas pela intensa deformação cisalhante.

4.1.2.1.3 Formação Morro do Aquiles

Essa unidade inclui um conjunto de xistos miloníticos, formando faixas orientadas na direção nordeste, com larguras variáveis, intercaladas principalmente nos gnaisses miloníticos do Complexo Manoel Alves. Em meio aos granulitos

máficos miloníticos do Complexo Porto Nacional ocorrem faixas de xistos miloníticos atribuídos a essa formação. As faixas que ocorrem entre as cidades de Chapada e Natividade, estendem-se para sul em direção à cidade de Goianorte, foram consideradas em parte como "greenstone belt" por alguns autores (Schobbenhaus et al., 1984; Danni et al., 1982) e atribuídas ao Grupo Araxá por outros (Cunha et al., 1981). Neste trabalho, essas faixas são incluídas na Formação Morro do Aquiles, face às similaridades composicionais e estruturais desses conjuntos com aqueles definidos a leste da cidade de Porto Nacional.

Na seção-tipo da unidade, ao longo da estrada que leva à estação retransmissora de televisão de Porto Nacional, ocorrem, da base para o topo do pacote, micaxistos com intercalações de quartzo xistos, quartzitos e estaurolita xistos; xistos com granada; quartzo micaxistos e micaxistos. Na região de Natividade e Goianorte, distinguem-se xistos quartzo-feldspáticos, estaurolita-granada-biotita-sillimanita xistos, cianita xistos, quartzo micaxistos e anfibólio xistos.

É comum a presença de veios pegmatóides de até dezenas de metros de espessura, concordantes e subconcordantes com a estruturação dos xistos miloníticos. São corpos constituídos basicamente de quartzo, microclíneo, plagioclásio, moscovita, granada e turmalina. Localmente, os cristais de moscovita e turmalina atingem 5 cm de comprimento.

Os xistos miloníticos apresentam aspectos texturais variáveis, principalmente em função do conteúdo de quartzo, granada e micas, que são os minerais mais comuns. Os quartzo micaxistos miloníticos são caracterizados pela orientação preferencial dos cristais placosos, envolvendo porfiroclastos de quartzo fraturados e com forte extinção ondulante. Localmente alternam-se cordões de quartzo recristalizado, com palheta de mica, dando à rocha um aspecto bandado. É freqüente também aparecerem faixas de cristais recristalizados de quartzo tornando bastões oclares de quartzo. Nas rochas em que a percentagem de minerais micáceos é maior que a do quartzo, a textura no geral pode ser definida como lepidoblástica. Contudo, em alguns locais, observam-se agregados de grãos de quartzo

com contatos em pontos tríplices, constituindo uma feição lenticularizada, contornada por palhetas de micas.

Os xistos miloníticos com granada exibem principalmente textura granolepidoblástica, caracterizada pela orientação preferencial de biotita, moscovita, quartzo e granada. Os mineralis micáceos mostram-se encurvados e com "kinks". Os cristais de quartzo e plagioclásio ocorrem localmente como lentes ou barras e a granada se acha intensamente fraturada. Em outras rochas, a textura é definida por porfiroclastos de quartzo e granada, envolvida por cristais de biotita e moscovita, bastante transformada para clorita e sericita respectivamente (Fig. 4.21). Alguns cristais maiores de moscovita, orientados

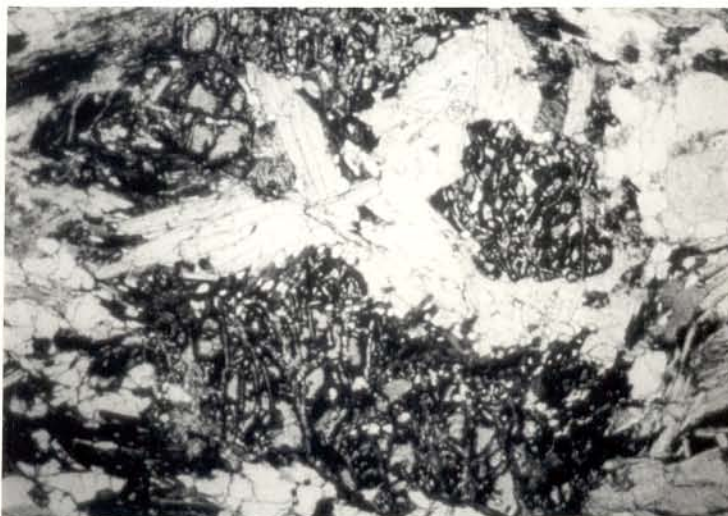


Fig. 4.21 - Porfiroclastos de granada cloritizados, contornados por palhetas de moscovita e biotita, em xisto milonítico da Fm. Morro do Aquiles. Afloramento localizado na GO-364 entre Chapada e Natividade. Polarização cruzada, 20 X.

preferencialmente, são truncados por cordões de quartzo e por faixas de micas, sugerindo que localmente aspectos texturais anteriores ao processo de milonitização podem estar preservados. Por outro lado, tais feições poderiam representar estágios distintos de recristalização durante a progressão do cisalhamento.

As rochas com granada, estaurolita, quartzo, plagioclásio, cianita e sillimanita, no geral, apresentam textura

definida por cristais maiores de quartzo, estaurolita e plagioclásio lenticularizados e juntamente com os cristais de granada são contornados por faixas lepidoblásticas de biotita, moscovita, sillimanita e cianita.

Os anfibólio xistos mostram aspectos nematoblásticos; no entanto, quando a percentagem de quartzo e/ou plagioclásio é maior, a textura é porfiroclástica. Os cristais de quartzo e plagioclásio localmente formam barras alongadas, alternando-se com cristais de hornblenda estirados, originando um bandamento milimétrico.

A orientação principal do arranjo mineralógico descrito dá origem a uma foliação orientada na direção N30°E, paralela ao aleitamento das rochas. Nos locais onde essa superfície não foi modificada pelas deformações posteriores, sua inclinação é suave para sudeste.

Veios de quartzo contendo ouro associado seguem a orientação preferencial da foliação. Esses veios foram intensamente explorados na região do Morro do Aquiles, situada a oeste de Porto Nacional. Outra ocorrência mineral importante presente nos xistos miloníticos da Formação Morro do Aquiles refere-se a cianita. No garimpo localizado a nordeste de Goianorte, onde aflora uma camada de quartzo-biotita xisto, ocorrem cristais de cianita de até 10 centímetros de comprimento.

4.1.2.1.4 Granitos Pegmatóides

Essas rochas ocorrem amplamente distribuídas ao longo do domínio, na forma de leitões e veios de espessura centimétrica a métrica, concordantes, subconcordantes e discordantes em relação à estruturação das unidades que os abrigam. São frequentemente observados nos metassedimentos da Formação Morro do Aquiles e nos gnaisses miloníticos do Complexo Manoel Alves. O único corpo individualizado na escala do mapa apresenta-se no Anexo 1 ocorre entre as cidades de Chapada e Natividade; é alongado na direção nordeste e suas rochas foram denominadas por Gorayeb et al. (1984) de Suíte Xobó.

São constituídos por quartzo, microclíneo, plagioclásio, moscovita e granada. Nas camadas concordantes e subcon-

cordantes os cristais estão orientados e estirados, destacando-se o quartzo e o plagioclásio, que podem alcançar até 10 cm de comprimento. A granada frequentemente está muito fraturada. Algumas camadas concordantes podem estar rompidas, formando estruturas boudinadas. As camadas discordantes não mostram registros de deformação intensa e os cristais nelas presentes comumente são euédricos e subédricos.

No corpo situado nas adjacências de Chapada, existe uma fração mais fina, caracterizada texturalmente por porfiroclastos de quartzo e feldspato lenticularizados, que são englobados por minerais micáceos, orientados na direção $N30^{\circ}E$, originando uma foliação penetrativa. Nos locais onde a deformação é mais intensa, forma-se um bandamento caracterizado por agregados de quartzo e plagioclásio completamente recristalizados, alternados com minerais placosos. Nessas rochas encontram-se fragmentos alongados de gnaisses miloníticos relacionados ao Complexo Manoel Alves. Localmente, distinguem-se faixas centimétricas de rochas constituídas por sericita e quartzo, orientados preferencialmente, definindo uma foliação sub-vertical com direção $N30^{\circ}E$.

4.1.2.2 Estruturas Relacionadas a Evento de Cisalhamento Dúctil de Baixo Ângulo

As unidades litológicas incluídas no domínio 2 apresentam elementos estruturais de baixo ângulo ligados a cisalhamento dúctil-rúptil em grande escala. As feições mais importantes produzidas são representadas pelo aleitamento tectônico, pela xistosidade ou foliação de transposição e por uma lineação de estiramento paralela à orientação dos minerais contidos no plano da foliação, além de dobras desenvolvidas localmente.

4.1.2.2.1 Aleitamento Tectônico

Uma das feições mais importantes registradas ao longo desse domínio é representada pela disposição das unidades litológicas na forma de camadas e pacotes rochosos subcon

cordantes e concordantes orientados na direção nordeste, definindo uma estruturação que se denominou aleitamento tectônico.

A oeste da cidade de Natividade, o aleitamento é ressaltado pelas faixas de xistos miloníticos, da Formação Morro do Aquiles e por uma camada irregular de granito pegmatóide (Suíte Xobó), alternadas com gnaisses miloníticos do Complexo Manoel Alves. Nessa região, a posição espacial original do aleitamento foi bastante modificada pelas deformações subsequentes. Nos locais em que essas deformações não foram importantes, os contatos entre as diferentes unidades litológicas mergulham em média 12° para sudeste.

Retirando-se os efeitos das deformações posteriores e reconstituindo-se a geometria do aleitamento tectônico, no domínio 2, juntamente com o domínio 4, como será visto adiante, observa-se uma perfeita concordância entre as diversas unidades litológicas.

Na Formação Morro do Aquiles o aleitamento pode ser muito bem caracterizado a nível mesoscópico. Um exemplo sugestivo é o perfil ao longo da estrada que leva à antena retransmissora de Porto Nacional, onde se observa camadas alternadas de micaxistos, anfibolitos, quartzitos e quartzo micaxistos com granada (Fig. 4.22). No contexto do Complexo Manoel Al

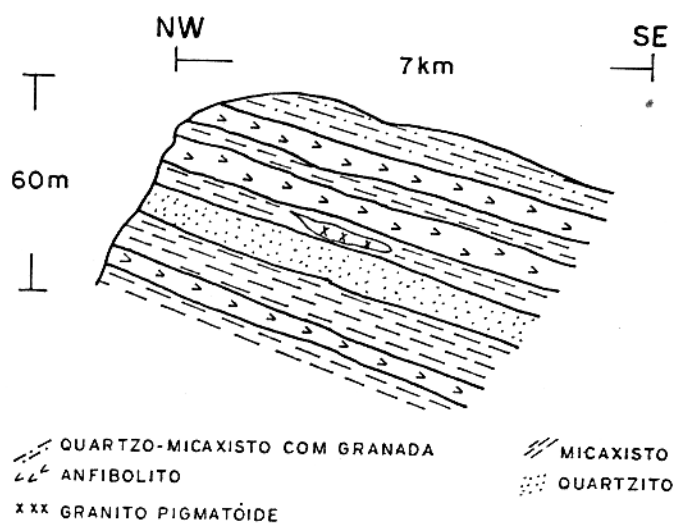


Fig. 4.22- Aspecto geral do aleitamento tectônico na Formação Morro do Aquiles, ao longo da estrada que liga Porto Nacional à antena retransmissora de televisão.

ves, nas adjacências da cidade de Gurupi, o aleitamento é definido por camadas alternadas de hornblenda xisto milonítico, gnaiss tonalítico milonítico, granito pegmatóide milonítico e biotita granito milonítico (Fig. 4.23). Em outros locais o

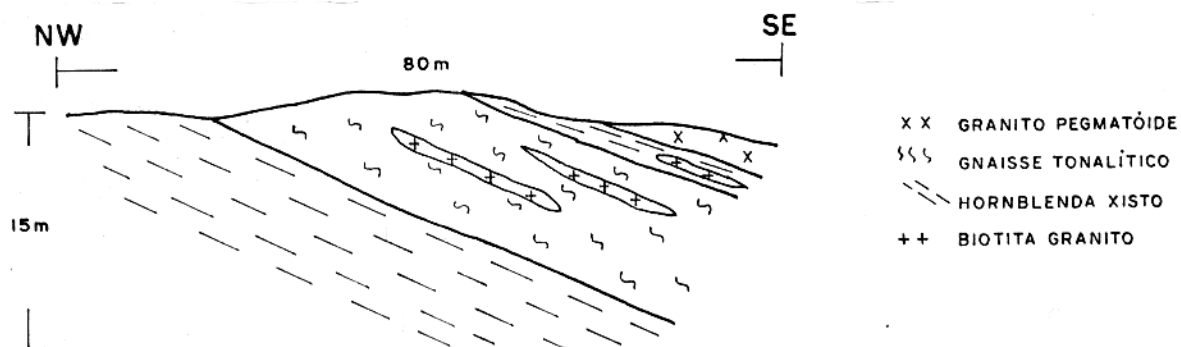


Fig. 4.23- Aleitamento tectônico nas rochas do Complexo Manoel Alves, nas adjacências de Gurupi.

aleitamento é freqüentemente formado por leitos de granito pegmatóide milonítico e por neossomas quartzo-feldspáticos dentro dos gnaisses miloníticos, caracterizando-se uma feição bandada em escala de amostra de mão. Esse bandamento pode tornar-se bastante irregular e assemelha-se a uma foliação de transposição, principalmente nos locais em que concentrações de minerais máficos acham-se presentes.

A nível das seções delgadas o aleitamento tectônico ou bandamento é expressivo nas rochas quartzo-feldspáticas, onde se alternam faixas de quartzo e plagioclásio de granulação fina, faixas de cristais maiores de quartzo e plagioclásio, faixas de biotita e/ ou hornblenda, e porfiroclastos de quartzo e plagioclásio lenticularizados ou em bastões (Fig. 4.19 e 4.20).

4.1.2.2.2 Xistosidade

Nas rochas da Formação Morro do Aquiles a xistosidade encontra-se penetrativamente desenvolvida, paralela ao aleitamento tectônico. A orientação preferencial de agregados de quartzo de granulação fina, biotita, moscovita, sillimanita, cianita, hornblenda e estauroлита definem esse elemento planar.

Nos gnaisses miloníticos, quando há um aumento

substancial de biotita e/ou hornblenda em relação ao conteúdo de quartzo e feldspato, o bandamento é acompanhado de uma xistosidade (Fig. 4.24)



Fig. 4.24 - Xistosidade de baixo ângulo nos gnais ses miloníticos do Complexo Manoel Al ves. Afloramento localizado na GO-264 entre Santa Rosa e Natividade.

4.1.2.2.3 Dobras

Dobras são raras no domínio 2. Foram observadas lo calmente nos granulitos do Complexo Porto Nacional e nos metas sedimentos da Formação Morro do Aquiles. São dobras que ocor rem isoladas dentro da massa rochosa, sendo desenhadas pelo bandamento ou xistosidade. Têm os planos axiais de mergulhos suaves e são de dimensões centimétricas. A orientação dos tra ços axiais são extremamente variáveis, tendo-se medido as se guintes direções: $N40^{\circ}W$, $N50^{\circ}W$, $N80^{\circ}W$ e $N10^{\circ}E$.

As orientações variáveis dos traços axiais e o fa to das dobras serem formadas pelas mesmas superfícies que as transpõem, indicam que as dobras se formaram em estágios dis tintos no curso da deformação, indicando um processo de cisa lhamento simples progressivo. Dobras com traços axiais forte mente encurvados com a forma bem evoluída de bainha não foram observadas até agora. Contudo, considerando a intensidade da deformação, dobras com charneiras extremamente alongadas são previsíveis.

4.1.2.2.4 Lineações

Nos planos da xistosidade e do bandamento, cristais de biotita, moscovita e anfibólios estão orientados, definindo uma lineação mineral conspícua. "Rods" de quartzo e cristais alongados de feldspato formam uma lineação paralela à orientação dos minerais placosos e prismáticos (Fig. 4.25). Tais "rods" internamente apresentam texturas granoblásticas, com



Fig. 4.25 - Aspecto da lineação de estiramento no plano da xistosidade, desenvolvida em gnaisses miloníticos do Complexo Manoel Alves. Afloramento localizado na GO-255 entre Natividade e Goianorte.

grãos em contatos poligonais. Corpos elípticos de granito pegmatóide e de neossomas quartzo-feldspáticos também orientam-se na direção do estiramento máximo (X). Qualquer seção perpendicular à xistosidade ou bandamento e a lineação de estiramento, representa a direção de achatamento máximo, ou seja, paralela à direção de Z. Num plano perpendicular aos eixos cinemáticos X e Z, na direção do eixo Y também ocorre estiramento, sem, no entanto, levar os corpos a uma deformação acentuada.

Nos locais onde as lineações não foram modificadas pelas deformações posteriores, elas orientam-se sistematicamente na direção $N40^{\circ}-50^{\circ}W$, com caimento médio de 12° para sudeste.

4.1.2.3 Estruturas Relacionadas a Evento de Cisalhamento Dúctil de Alto Ângulo

Zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo, com caráter direcional, representadas por faixas orientadas na direção nordeste e com larguras variando desde alguns centímetros até dezenas de metros, impuseram modificações significativas na geometria do quadro estrutural vinculado ao evento de cisalhamento dúctil-rúptil de baixo ângulo.

A deformação cisalhante de alto ângulo é importante no domínio 2 e acha-se parcialmente presente nos domínios 1 e 4.

Considerando o desenvolvimento do aleitamento ou bandamento, foi possível caracterizar na área do domínio 2, zonas isentas de deformação, zonas de fraca, média e forte deformação. As camadas de granito pegmatóide intercaladas nos gnaisses miloníticos do Complexo Manoel Alves serviram de referência para esta classificação.

As regiões isentas de qualquer deformação são as áreas onde facilmente se pode reconstituir a geometria dos elementos planares e lineares, gerados no evento de cisalhamento de baixo ângulo.

Nas zonas de fraca deformação os pegmatóides são tão pouco deformados e percebe-se com clareza suas relações originais com os gnaisses miloníticos. Localmente os veios podem formar ângulos relativamente altos entre si, quando observados em mapa (Fig. 4.26). Os cristais de quartzo formam "rods" centimétricos e os grãos de feldspatos desenham elipses pouco alongadas (Fig. 4.27). O aleitamento desenvolve-se incipientemente, destacando-se os aspectos estruturais anteriores.

Nas zonas de média deformação os leitos pegmatóides são paralelos e alternam-se com os gnaisses finamente laminados, formando um aleitamento decimétrico. Os leitos são geralmente boudinados (Fig. 4.28), os cristais de quartzo e feldspato são extremamente alongados e raramente formam elipses. Nos locais onde o processo de redução dos cristais de



Fig. 4.26 - Veios de granito pegmatóide subparalelos e formando ângulos altos entre si, nas zonas de cisalhamento de fraca de formação. Afloramento localizado no rio Manoel Alves nas adjacências da fazenda Deus-te-Guarde.

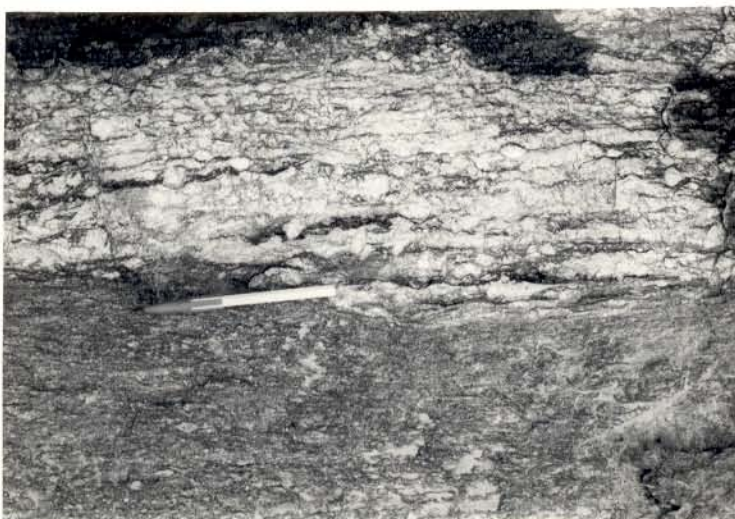


Fig. 4.27 - Aspecto do estiramento dos cristais de quartzo e de feldspato nas zonas de fraca deformação. Afloramento localizado na GO-255 entre o rio Manoel Alves e Goianorte.



Fig. 4.28 - Aleitamento tectônico em zonas de média deformação. Afloramento localizado na GO-255 entre o rio Manoel Alves e Goianorte.

quartzo e feldspato foi acentuado, desenvolve-se um bandamento centimétrico a milimétrico (Fig. 4.29). A alternância de faixas xistosas com faixas mais grossas, dentro dessas zonas, evidencia que a deformação foi extremamente heterogênea e se concentrou em planos distintos.

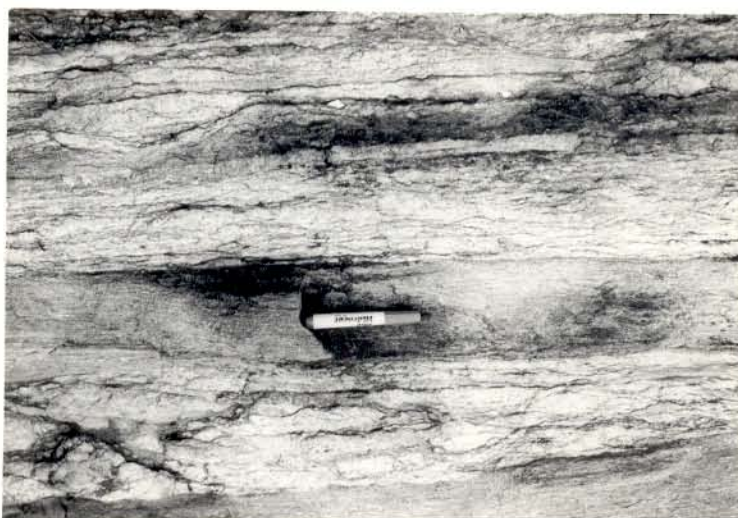


Fig. 4.29 - Aspecto morfológico do aleitamento em zonas de média deformação. Afloramento localizado na GO-264 entre Santa Rosa e Chapada.

Nas zonas de forte deformação, algumas variações litológicas dentro dos gnaisses ainda estão preservadas. Leitões de granito pegmatóide ou de anfibolitos são distinguidos definindo um aleitamento centimétrico a decimétrico (Fig. 4.30 e 4.31). No geral, os grãos de quartzo e de feldspato foram re



Fig. 4.30 - Camadas de anfibolitos miloníticos boudinados, intercalados em gnaisses miloníticos, ressaltando o aleitamento em zonas de alta deformação. Afloramento localizado na estrada que liga Brejinho de Nazaré a Fátima.



Fig. 4.31 - Aleitamento definido por camadas de granito pegmatóide alternados com gnaisses miloníticos em zonas de alta deformação. Afloramento localizado na estrada que liga Brejinho de Nazaré a Fátima.

duzidos de tamanho, originando um gnaiss finamente laminado e relativamente homogêneo (Fig. 4.32). Localmente, zonas de mu



Fig. 4.32 - Aleitamento tectônico em zonas de for
te deformação. Afloramento localizado
na GO-255 entre Goianorte e Peixe.

to alta deformação podem existir e as rochas são convertidas em xistos miloníticos ou gnaisses miloníticos de granulação fi
na (Fig. 4.33).



Fig. 4.33 - Zonas de muito alta deformação cortan
do a Suíte Matança. Afloramento locali
zado na GO-262 entre Porto Nacional e
Fátima.

Nas rochas miloníticas da Formação Morro do Aqui les, nos granulitos máficos miloníticos e kinsigitos miloníticos, onde a deformação é alta, existe uma xistosidade penetrativa definida por cristais de clorita, sericita e tremolita-actinolita, além de agregados recristalizados de quartzo e/ou feldspato.

Nos planos da xistosidade e do bandamento geralmente existe uma lineação sub-horizontal caracterizada pela orientação preferencial de clorita, sericita e tremolita-actinolita na direção nordeste. Nas rochas quartzo-feldspáticas há uma lineação formada por corpos alongados de quartzo e feldspato, ultrapassando um metro de comprimento, nas zonas de média a forte deformação (Fig. 4.29). Corpos de anfibolito e de granito pegmatóide mostram-se estirados paralelos aos "rods" de quartzo e de feldspato.

A posição espacial das lineações indica que o deslocamento principal é de caráter direcional com a componente de estiramento máximo orientada na direção nordeste.

Dobra em bainha relacionada à deformação cisalhante direcional foi observada em um único afloramento de gnais miloníticos do Complexo Manoel Alves. Acha-se exposta apenas a seção perpendicular a X, caracterizada por uma elipse de cimétrica desenhada pelo bandamento (Fig. 4.34). A presença desta feição indica que nesse local existe uma zona de deformação muito alta.

O eixo menor da elipse (Z) orientado na direção NW-SE evidencia que a dobra aponta para nordeste, na direção do estiramento máximo.

4.1.2.4 Metamorfismo

Conforme foi mostrado nos itens anteriores, todas as unidades litológicas do domínio 2 apresentam uma estrutura planar importante, de baixo ângulo, produzida por uma deformação eminentemente dúctil. Os processos de recristalização e/ou neoformação de minerais, que acompanharam a deformação, foram expressivos, de modo que em vários conjuntos rochosos as feições miloníticas foram superpostas quase que completamente pe



Fig. 4.34 - Dobra em bainha nos gnaisses miloníticos do Complexo Manoel Alves. Observa-se no canto esquerdo inferior uma seção da dobra perpendicular ao estiramento máximo (X). Afloramento localizado no rio Manoel Alves entre a fazenda Deus te Guarde e a GO-255.

las feições cristaloblásticas. Sendo a deformação de abrangência regional, o evento metamórfico também é regional.

Os xistos miloníticos da Formação Morro do Aquiles apresentam textura lepidoblástica a granolepidoblástica, caracterizadas principalmente por cristais de biotita, granada, cianita, sillimanita, estauroлита, quartzo, hornblenda e plagioclásio, representando os produtos mais importantes do processo de recristalização. Os cristais maiores de granada, quartzo e feldspato geralmente têm forma ocelar.

Os gnaisses miloníticos do Complexo Manoel Alves, no geral, contêm cristais de quartzo e feldspato na forma de ocelos, imersos em uma matriz granoblástica constituída por quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda. Os contatos entre os cristais maiores de quartzo e plagioclásio são denteados ou poligonais.

As rochas granulíticas comumente apresentam feições porfiroclásticas. Nos granulitos máficos miloníticos, os porfiroclastos de hiperstênio e diopsídio geralmente mostram suas bordas alteradas para hornblenda e antofilita. Cristais de hornblenda e plagioclásio, transformados parcialmente para

biotita e moscovita respectivamente, podem estar presentes. A granada ocorre na forma de cordões ao redor dos cristais de plagioclásio. Nos kinsigitos miloníticos a granada parece ser prétectônica, considerando o intenso grau de fraturamento e quebramento mostrado por vários cristais. No entanto, alguns porfiroclastos devem ter se desenvolvido juntamente com a sillimanita e cianita. Beach (1980) descreveu transformações mineralógicas semelhantes nos gnaisses miloníticos de alto grau do Complexo Lewisian, e concluiu que a quantidade de água requerida para promover a grandeza do metamorfismo é muito alta.

Localmente existem granulitos máficos e enderbitos, com textura granoblástica poligonal, isentos de qualquer transformação. Watson (1973) sugeriu que a introdução irregular de água nas rochas secas faz com que algumas partes escapem inteiramente da deformação e permaneçam como maciços remanescentes, com suas estruturas preservadas ou sofram deformação rúptil. Nos blocos em que a água penetra com menor facilidade, as rochas não são substancialmente modificadas por deformação e recristalização. Essa linha de argumentação poderia explicar a presença de granulitos com texturas originais e de gnaisses com estruturas antigas preservadas.

Os aspectos texturais e mineralógicos abordados indica(m) que as transformações mineralógicas foram contemporâneas à intensa deformação e alcançaram condições térmicas da fácies anfibolito média e alta. Onde as condições de fácies anfibolito alta prevaleceram, houve feldspatização, migmatização e formação de granitóides.

Se considerarmos a existência de megacristais de feldspatos muito estirados, ovalados e prismáticos, de massas neossomáticas muito deformadas, com feições de estricção (pinch and-swell) ou boudinadas, e também a lenticularização e deformação dos granitóides, é de se considerar que remobilizações internas puderam ocorrer durante e mesmo após a deformação.

Ao longo das zonas de cisalhamento de alto ângulo processaram-se também transformações mineralógicas importantes.

As rochas quartzo-feldspáticas, cortadas por zonas de cisalhamento de alto ângulo de média a forte deformação, a

presentam textura porfiroclástica (Fig. 4.35). Em algumas fai



Fig. 4.35 - Aspecto textural dos gnaisses miloníticos do Complexo Manoel Alves em zonas de alta deformação. Afloramento localizado no rio Manoel Alves nas adjacências de Bonfim. Polarização cruzada, 20 X.

xas de forte deformação essa feição dá lugar a texturas granoblásticas ou lepidoblásticas, dependendo do conteúdo de quartzo e feldspato, em relação ao de sericita, clorita e tremolita-actinolita (Fig. 4.36). Cristais de quartzo formando textura



Fig. 4.36 - Aspecto textural dos anfibolitos miloníticos da Fm. Morro do Aquiles em zonas de forte deformação. Afloramento localizado na GO-262 entre Chapada e Natividade. Polarização cruzada, 20 X.

"ribbon" são comuns. Os cristais de plagioclásio, biotita e hornblenda, no geral estão parcial a totalmente transformados para sericita, clorita e tremolita-actinolita respectivamente. A granada pode encontrar-se cloritizada quando presente.

Os xistos da Formação Morro do Aquiles exibem textura porfiroclástica, definida por cristais de granada e quartzo, contornados por faixas de sericita contendo restos de cristais de moscovita. A sericita, na maioria das vezes, é encontrada formando uma massa orientada, ressaltando a foliação. Os cristais menores de quartzo podem formar faixas de agregados recristalizados, a partir da redução dos porfiroclastos. É comum as palhetas de moscovita e biotita constituírem arcos poligonais ou apresentarem "kink bands". Em zonas de forte deformação, onde os processos de cominuição, recristalização e neoformação de minerais foram acentuados a rocha pode ser classificada como um ultramilonito. São comuns as seguintes transformações: granada → clorita, biotita → clorita, moscovita → sericita, e plagioclásio → sericita e epidoto.

Os granulitos comumente exibem textura porfiroclástica. Nas rochas máficas, os cristais de hiperstênio, diopsídio e hornblenda estão parcial a totalmente transformados para tremolita-actinolita, os cristais de granada e biotita podem estar completamente cloritizados, e os cristais de plagioclásio alterados para sericita e epidoto. Nos kinsigitos a granada acha-se cloritizada e nos enderbitos o plagioclásio encontra-se transformado para sericita e epidoto.

Nas camadas de anfibolitos miloníticos, intercalados nos gnaisses miloníticos e nos xistos miloníticos, são frequentes as seguintes transformações: hornblenda → tremolita-actinolita, e plagioclásio → sericita.

As feições texturais, juntamente com as transformações mineralógicas, indicam que durante a deformação cisalhante direcional dominaram condições térmicas de fácies xisto verde, superpondo às feições mineralógicas e texturais desenvolvidas no evento de cisalhamento de baixo ângulo. A existência de faixas, onde a deformação e os processos cristaloblásticos foram mais ou menos importantes, indica que a introdução de fluidos

através das zonas foi muito irregular, controlando em grande parte a heterogeneidade da deformação.

4.1.2.5 Integração dos Dados

Como a maioria das unidades litológicas está disposta concordantemente, é difícil distinguir a sucessão estratigráfica original. Nenhum contato deposicional primário foi observado nas unidades supracrustais. O aleitamento definido pela intercalação das diferentes unidades é uma feição secundária, produzida por transposição, cavalgamento e injeção de mobilizados ácidos.

Não se pode estabelecer empilhamentos originais, mas os conjuntos litológicos reconhecidos indicam relações gerais, de ordem maior:

- os complexos Goiano e Manoel Alves são semelhantes em termos constitutivos, sendo diferenciados pela deformação superimposta ao segundo;
- a Formação Morro do Aquiles contém intercalações expressivas de anfibólitos xistos miloníticos e xistos quartzo-feldspáticos miloníticos, principalmente nas faixas situadas na parte leste do domínio 2. Se tais conjuntos rochosos derivaram de componentes vulcânicos, a forte deformação e modificações das rochas complicam a definição precisa dos protolitos. É difícil, no momento, estabelecer analogia com seqüências vulcano-sedimentares tipo "greenstone belt", mas de qualquer forma a Formação Morro do Aquiles representa embaciamento antigo, estabelecido provavelmente sobre o Complexo Manoel Alves;
- O Grupo Riachão do Ouro tem características de uma seqüência tipo "greenstone belt" e o Complexo Goiano é o embasamento;
- A passagem entre os domínios 1 e 2 é transicional em termos da presença das feições miloníticas relacionadas ao evento de cisalhamento dúctil de baixo ângulo;
- Os granulitos do Complexo Porto Nacional fazem contato por falhas de tipos indiscriminados, a oeste com o grani

tóide Matança e a leste com a Formação Morro do Aquiles. Assim, a relação dos granulitos com o Complexo Colméia ou com o Complexo Manoel Alves não foi estabelecida, nem se verificam passagens metamórficas de grau alto para médio. Com isso, duas possibilidades se abrem:

- 1) as falhas que delimitam os granulitos permitiram que eles fossem elevados, ou;
- 2) tais falhas não envolveram grandes deslocamentos verticais, e os granulitos se expuseram através dos movimentos ligados ao cisalhamento de baixo ângulo. Nesse caso, considerando a atitude da foliação decorrente desse cisalhamento, esses granulitos seriam porções associadas ao domínio 2.

Em ambas alternativas, as rochas granulíticas representam porções crustais inferiores. Na região de Dianópolis há xenólitos de granulitos em tonalitos. Essa evidência não é decisiva, mas é compatível com tal assertiva;

- O granitóide Xobó e os demais corpos de granito pegmatóide são intrusivos no domínio 2.

Tais relações gerais justificam a ordenação das grandes unidades litológicas como mostradas na Tabela 3.1.

4.1.3 Domínio 3

4.1.3.1 Unidades Litológicas

4.1.3.1.1 Complexo Colméia

As rochas gnáissicas e graníticas, mais ou menos migmatizadas, expostas entre as cidades de Paraíso do Norte e Fátima, foram incluídas por Barbosa et al. (1966) no Pré-Cambriano Indiferenciado e por Hasui e Almeida (1970) no Complexo Basal Goiano. Schobbenhaus et al. (1975 b) englobaram-nas no que denominaram de Complexo Gnáissico-Migmatítico, e Barreira (1980) e Cunha et al. (1981) preferiram correlacioná-las aos complexos

Xingu e Goiano respectivamente.

Costa et al. (1983) mostraram que essas rochas podem ser incluídas no Complexo Colméia, definida por Costa (1980) mais a norte, já que os dois conjuntos apresentam grande semelhança litológica e mostram registros de uma evolução estrutural idêntica.

As melhores exposições do Complexo Colméia ocorrem no leito do rio do Coco, nos córregos Campo Alegre, Santo Antônio e Coquinho, e ao longo das estradas que ligam a cidade de Paraíso do Norte às vilas de Monte Santo e Chapada de Areia. Seus contatos com as rochas do Grupo Rio do Coco não são claros; a oeste-noroeste e nordeste é encoberto discordantemente por metassedimentos do Grupo Estrondo, a sudeste passa para um conjunto de gnaisses estruturados na direção nordeste, e incluídos por Costa et al. (1983) no Complexo Rio dos Mangues.

O Complexo Colméia engloba essencialmente granito gnaisses, gnaisses tonalíticos, gnaisses cálcio-silicáticos e granitos gnáissicos porfiróides. Subordinadamente ocorrem rochas supracrustais, na forma de lentes dentro dos gnaisses, representados por quartzitos, quartzo micaxistos e anfibolitos. Frequentemente ocorrem veios quartzo-feldspáticos concordantes e discordantes ao bandamento gnáissico.

Os gnaisses tonalíticos são cinza esbranquiçado, apresentam um bandamento definido pela alternância de leitos mais ricos em biotita e anfibólio com leitos essencialmente quartzo-feldspáticos, bem como uma xistosidade caracterizada pela orientação preferencial de agregados quartzo-feldspáticos, de anfibólio e de micas. Mostram textura granoblástica, além de nematoblástica e lepidoblástica, quando há maior concentração de anfibólitos e micas respectivamente, e os contatos entre os cristais são normalmente poligonais, sendo raramente suturados entre cristais de quartzo e plagioclásio. É comum o quartzo e o feldspato apresentarem-se intensamente fraturados e estirados segundo a direção da xistosidade.

Mineralogicamente estão presentes quartzo (20-30%), plagioclásio (25-45%), anfibólio (0-30%), biotita (30%) e escapolita (0-15%), além de microclíneo, carbonato, titanita, zir

ção, epidoto, apatita e minerais opacos em menores quantidades. O quartzo apresenta forte extinção ondulante e o plagioclásio (An_{25-26}) tem maclamento albita e periclíneo e está parcialmente saussuritizado.

Os gnaisses cálcio-silicáticos apresentam colorações cinza esbranquiçado, cinza esverdeado e verde. Mostram um bandamento conspícuo caracterizado por faixas constituídas de piroxênio, anfibólio e epidoto, alternadas com outras formadas por quartzo e/ou plagioclásio, e uma xistosidade definida principalmente pela orientação do piroxênio. Cristais de anfibólio e biotita orientados caracterizam uma segunda xistosidade que trunca as outras superfícies. A mineralogia essencial compreende de quartzo, plagioclásio, diopsídio, hedenbergita, escapolita, hornblenda, microclíneo e epidoto. Titanita e minerais opacos ocorrem acessoriamente. Os cristais de plagioclásio (An_{32-38}) estão maclados segundo as leis da albita e periclíneo e raramente estão alterados para sericita.

Os granitos gnáissicos são rosados, apresentam texturas granoblásticas formadas por agregados de quartzo, microclíneo e plagioclásio, e localmente porfiroblásticas, onde predominam megacristais de microclíneo de até 2cm de comprimento, com maclamento xadrez nítido. Exibem uma foliação fortemente desenvolvida, caracterizada pela orientação de feldspato, quartzo e moscovita. São constituídos essencialmente por quartzo (25-30%), microclíneo (40%) e plagioclásio (20-35%). Moscovita, biotita e minerais opacos estão presentes em quantidades menores. Os cristais de plagioclásio (An_{26-30}) estão maclados segundo a lei da albita e encontram-se alterados para sericita. A biotita frequentemente acha-se alterada para clorita e o quartzo apresenta forte extinção ondulante.

Os granitos gnáissicos porfiróides são de coloração cinza e rósea e apresentam textura blastoporfirítica, definida por cristais de feldspato potássico de até 4cm de tamanho contidos em uma matriz granoblástica foliada, constituída por biotita, quartzo e plagioclásio. Mineralogicamente são caracterizados por microclíneo (25-30%), quartzo (25%), plagioclásio (20-25%) e biotita (10-15%), além de ferro-hastingsita, moscovita, alanita, epidoto, apatita e zircão. O quartzo apresenta forte

extinção ondulante; o plagioclásio (An_{27}) mostra geminação segundo a lei da albita, periclíneo, albita-periclíneo e albita-Carlsbad e encontra-se parcialmente alterado para sericita; a biotita acha-se parcialmente alterada para clorita e juntamente com o quartzo e o feldspato definem a xistosidade.

Os anfibolitos são foliados e mesocráticos, têm coloração cinza escuro e apresentam textura granonematoblástica. São constituídos essencialmente por plagioclásio e hornblenda, além de microclíneo, quartzo, biotita, epidoto e zircão em quantidades menores.

Os quartzitos são grossos, de coloração clara e são constituídos essencialmente de quartzo. Palhetas de moscovita aparecem em pequenas percentagens. Os xistos são avermelhados e apresentam na sua composição quartzo, biotita e moscovita principalmente.

4.1.3.1.2 Grupo Rio do Coco

Na passagem do Maciço Goiano para a Faixa de Dobramentos Araguaia, a leste da cidade de Paraíso do Norte, Barreira (1980) individualizou um conjunto de rochas vulcânicas e sedimentares metamorfozadas na fácies xisto verde, com características de um "greenstone belt" sobreposto ao Complexo Goiano e parcialmente coberto por metassedimentos do Supergrupo Baixo Araguaia. Denominou-o de Sequência Vulcano-Sedimentar do Rio do Coco, caracterizado por um pacote inferior de metassedimentos pelíticos e químicos com xistos magnesianos intercalados, e um pacote superior compreendendo principalmente xistos feldspáticos e anfibolitos. Costa et al. (1983) consideraram essa unidade como grupo por englobar tipos litológicos diversos, podendo vir a ser subdividida em formações, desde que seja desenvolvido trabalho de cunho estrutural mais detalhado, visando a recomposição da geometria dos corpos litológicos. Naquela oportunidade, consideraram frágil a subdivisão proposta por Barreira (op.cit) já que essa unidade foi envolvida em deformações inclusive do Proterozóico.

Ocorre em uma região relativamente plana, onde se desenvolveu um espesso manto de rocha alterada, de modo que so

mente ao longo do Rio do Coco se encontram boas exposições.

Os principais termos petrográficos individualizados incluem quartzo-micaxistos com ou sem granada, rochas quartzo-feldspáticas contendo níveis de pirita e arsenopirita, serpentinitos, esteatitos, tremolita-clorita xistos, clorita xistos, actinolita xistos, além de itabiritos e cherts ferruginosos intercalados nos metapelitos e ultramafitos. Barreira (op.cit) reconheceu também a existência de corpos anfibolíticos intercalados nas demais rochas. Todas essas rochas distribuem-se em faixas irregulares, desenhando uma ampla sinforma na direção N-S, com predomínio dos metassedimentos no seu núcleo.

Os quartzo micaxistos apresentam texturas granoblástica a lepidoblástica, são constituídos por quartzo (30-40%), biotita (10-15%), moscovita (0-15%), plagioclásio (0-15%), granada (até 15%) e quantidades menores de epidoto, clorita, calcita, turmalina e minerais opacos. A granada localmente, atinge 1cm de diâmetro, definindo uma textura porfiroblástica e frequentemente apresenta inclusões orientadas de quartzo, biotita, plagioclásio e moscovita. A biotita e a moscovita são minerais que melhor definem a xistosidade, sendo comum também a existência de biotita truncando esse arranjo, definindo uma outra xistosidade, juntamente com a granada e epidoto. As rochas quartzo-feldspáticas apresentam níveis milimétricos de pirita, pirrotita, calcopirita e arsenopirita paralelos ao bandamento e veios de rutilo normalmente preenchendo fraturas. São formadas por quartzo (30-50%), plagioclásio (30-50%), microclíneo (0-10%), moscovita (0-10%), rutilo (0-5%), sulfetos (0-10%) e acessoriamente ocorrem turmalina e clorita. O quartzo e o plagioclásio definem mosaicos granoblásticos alternados com níveis lepidoblásticos ricos em micas.

Os itabiritos e cherts ferruginosos frequentemente apresentam um bandamento conspícuo, caracterizado pela alternância de níveis quartzosos com bandas ricas em hematita. É comum também, encontrar-se intercalações de hematita compacta e especularita, além de porções manganêsíferas.

Os serpentinitos são maciços, frequentemente apresentam fraturas preenchidas por crisolita asbestiforme, forman

do veios milimétricos a centimétricos. São constituídos principalmente por antigorita, carbonatos e talco, além de minerais opacos em quantidades acessórias. Nas amostras estudadas não se encontram texturas reliquias, sendo comum um arranjo não orientado de cristais de antigorita. Os esteatitos são também macios e formados essencialmente por massas de talco. Considerando que não foi possível realizar-se um estudo petrográfico mais detalhado, em função da baixa qualidade de material disponível, não se descarta a possibilidade de existirem texturas reliquias tipo "spinifex" nessas rochas, como mostrou Barreira (op. cit). Por outro lado, o envolvimento dessas rochas, em pelo menos dois eventos termo-tectônicos dificilmente permitiria a preservação de qualquer estruturação primária.

Os tremolita-clorita xistos ocorrem principalmente intercalados nos quartzo-biotita xistos e são caracterizados texturalmente por cristais de anfibólio de até 5mm, imersos em uma matriz constituída por clorita essencialmente. A tremolita juntamente com a clorita ocorrem em proporções aproximadamente iguais, compondo a mineralogia essencial. Minerais opacos estão presentes em quantidades acessórias. Os actinolita xistos estão intimamente associados aos tremolita-clorita xistos, mostram textura nematoblástica definida pela orientação de anfibólios e localmente granoblástica, quando há concentração de quartzo e plagioclásio. São constituídos por actinolita (85%), plagioclásio (10%) e quantidades menores de quartzo, clorita e minerais opacos. Os clorita xistos estão foliados penetrativamente e apresentam textura lepidoblástica caracterizada por cristais de clorita arranjados paralelamente. Apatita e minerais opacos ocorrem em quantidades acessórias.

A passagem do Grupo Rio do Coco para os metamorfitos do Supergrupo Baixo Araguaia não é marcada por quebra no grau metamórfico, sendo possível individualizá-los apenas com base no padrão estrutural impresso, refletindo a existência de uma discordância estrutural entre ambos.

4.1.3.1.3 Gnaisses Alcalinos de Monte Santo

Nas adjacências da Vila Monte Santo, a noroeste da

cidade de Paraíso do Norte ocorrem gnaisses alcalinos no núcleo de uma estrutura antiformal formada por metassedimentos de Grupo Estrondo. Essas rochas alcalinas são consideradas aqui no contexto do domínio 3, embora suas relações com as rochas do Complexo Colméia e do Grupo Rio do Coco não tenham sido observadas.

Os gnaisses alcalinos são leucocráticos, têm granulção média e coloração variando de cinza claro a cinza esbranquiçado. Geralmente apresentam um bandamento conspícuo, definido pela alternância de bandas com nefelina e feldspato, com outras contendo biotita e/ou anfibólio. Apresentam textura granoblástica com arranjos poligonais e são constituídos por nefelina (15-30%), microclíneo (15-60%) e albita (20-40%), além de biotita (0-10%), hornblenda (0-15%), magnetita (0-10%), zircão, zeólita, moscovita, cancrinita, calcita, pirocloro, fluorita, escapolita e alanita em quantidades menores.

Os cristais de nefelina são anédricos, estão fraturados e com moderada extinção ondulante. Quando estão em contato com cristais de calcita desenvolve-se uma aureóla constituída por cristais de cancrinita. Raramente estão alterados para mica branca. Os cristais de microclíneo localmente atingem 5cm de comprimento. Têm tendência euédrica, estão fraturados e encurvados. Apresentam maclamento xadrez nítido e não exibem registros de alteração. Os cristais de albita (An_{0-3}) estão maclados segundo a lei da albita, frequentemente estão fraturados e apresentam moderada a forte extinção ondulante.

É comum a presença de veios de nefelina sienito pegmatíticos constituídos por nefelina, albita, microclíneo, hornblenda, biotita, magnetita, córidon e zircão, discordantes do bandamento dos gnaisses.

4.1.3.2 Estruturas

São apresentadas aqui as estruturas relacionadas a eventos termo-tectônicos anteriores ao desenvolvimento do Supergrupo Baixo Araguaia. O quadro estrutural é caracterizado pela presença de vários elementos planares e por diversas gerações de dobras.

4.1.3.2.1 Bandamento (S)

As rochas gnáissicas do Complexo Colméia são caracterizadas por um bandamento, que é definido pela alternância de faixas ricas em biotita e anfibólio, com outras quartzo-feldspáticas. Devido à superposição de outros elementos planares, gerados em eventos posteriores, bem como de processos de fusão parcial, essa superfície (S) foi em grande parte modificada, de modo que não foi possível reconstituir sua geometria original. Por outro lado, as observações estruturais indicam que o bandamento constitui a superfície planar mais antiga reconhecida ao longo do domínio 3.

4.1.3.2.2 Xistosidade (S_1)

Essa superfície encontra-se impressa nos gnaisses e é definida pela orientação preferencial de biotita, anfibólio e agregados quartzo-feldspáticos. Nos locais onde seu comportamento espacial não foi modificado, a superfície S_1 orienta-se preferencialmente na direção $N80^\circ E$, com mergulho suave para SSE, em posição paralela aos planos axiais das dobras intrafoliais desenhadas pela superfície S. Frequentemente a xistosidade encontra-se paralela ao bandamento, como resultado de forte transposição.

4.1.3.2.3 Xistosidade (S'_1)

Essa superfície acha-se penetrativamente desenvolvida nos xistos do Grupo Rio do Coco. É definida por cristais de biotita, moscovita, clorita, sericita e granada, orienta-se na direção E-W e ocupa a posição dos planos axiais das dobras intrafoliais formadas pelo acamamento. Onde o acamamento foi completamente transposto, desenvolve-se uma foliação representada por bandamento composicional paralelo à S'_1 .

4.1.2.2.4 Dobras

Nos gnaisses estão impressas duas gerações de do

bras. O primeiro dobramento afetou o bandamento, desenvolvendo-se dobras (D_1) de ápices espessados, de dimensões centimétricas, com planos axiais orientados na direção $N80^{\circ}E$, caindo suavemente para sul-sudeste (Fig. 4.37). Durante essa etapa desenvolveu-se a xistosidade (S_1) e um forte processo de transposição foi responsável pelo isolamento das dobras dentro da massa rochosa.

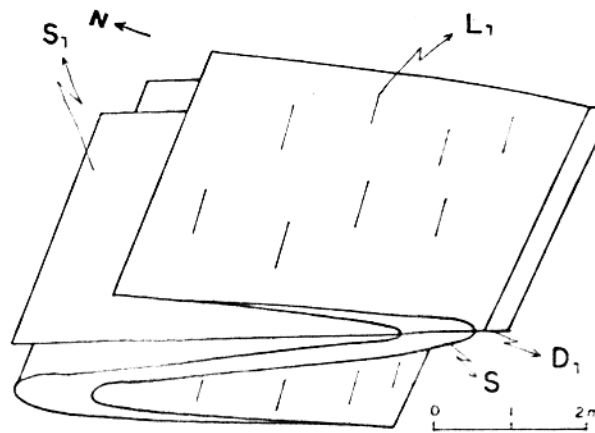


Fig. 4.37- Primeira geração de dobras do Complexo Colméia.

O segundo dobramento caracteriza-se por dobras abertas, de ápices pouco espessados, de dimensões métricas, desenhadas pelas superfícies S e S_1 . Os planos axiais são subverticais e orientam-se na direção $N70^{\circ}E$ (Fig. 4.38). Esse conjunto de dobras superpõe-se ao primeiro, produzindo um padrão de interferência do tipo 3 (Fig. 4.39)

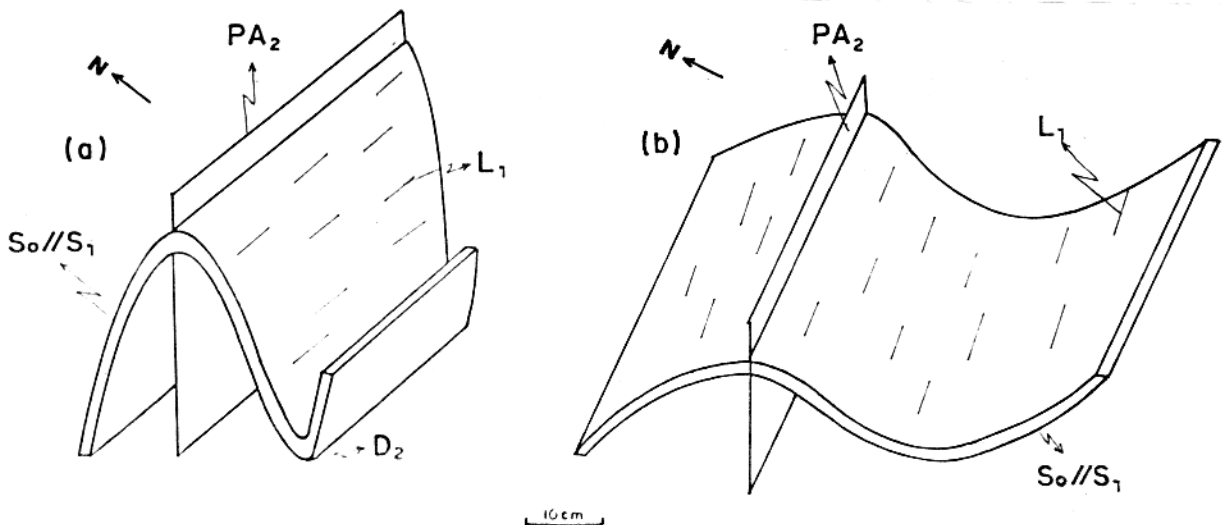


Fig. 4.38a e b - Estilos de dobras de segunda geração do Complexo Colméia.

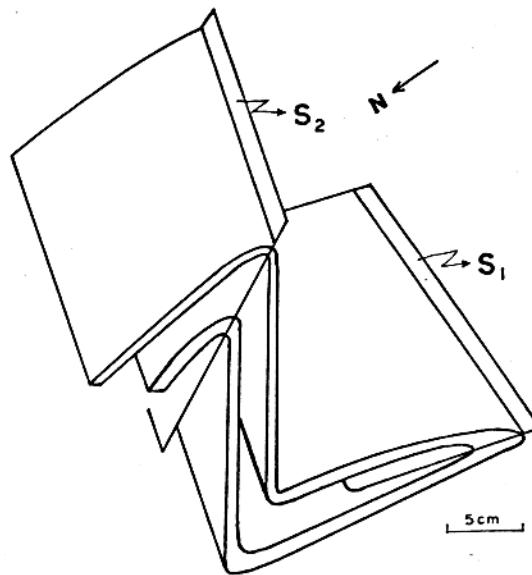


Fig. 4.39- Padrão de superposição de dobras do Complexo Colméia.

Nas rochas do Grupo Rio do Coco encontram-se também registros de duas gerações de dobras. O dobramento mais antigo corresponde à deformação do acamamento em dobras centimétricas, na forma de S e Z. Dobras maiores não foram encontradas, entre tanto, a disposição espacial das dobras menores leva à dedução de existência de dobras quilométricas com planos axiais empinados. São dobras de ápices espessados, com planos axiais subverticais, orientados na direção E-W. O processo de transposição associado gerou bandamento composicional paralelo à xistosidade (S'_1) e proporcionou às dobras um caráter intrafolial. A etapa seguinte gerou crenulações desenhadas pelas superfícies S_0 e S'_1 , de dimensões centimétricas a métricas, com planos axiais subverticais e orientadas na direção $N70^{\circ}E$ (Fig. 4.40).

4.1.3.3 Metamorfismo

Os gnaisses do Complexo Colméia de um modo geral apresentam leucossomas quartzo-feldspáticos, arranjados em es truturas estromatíticas principalmente. Os gnaisses de composição tonalítica são caracterizados por assembléias mineralógicas constituídas por quartzo, oligoclásio, biotita e microclíneo. Nas rochas cálcio-silicáticas são comuns as seguintes associações: quartzo + andesina + diopsídio + escapolita + epidoto +

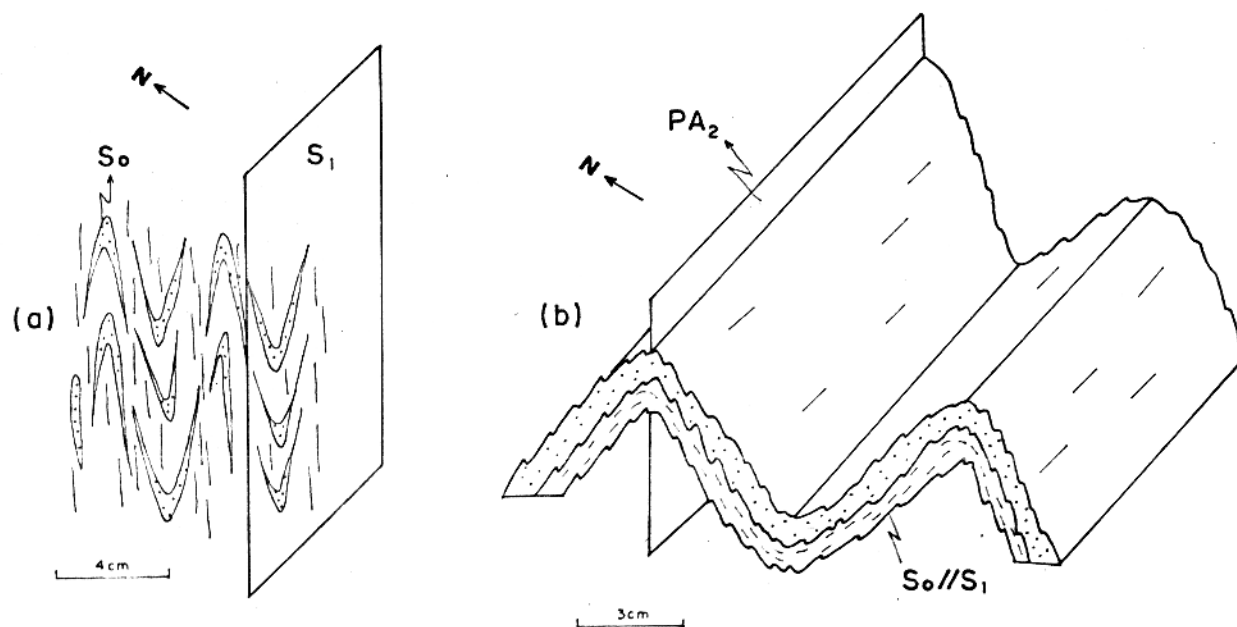


Fig. 4.40 - Estilos de dobras do Grupo Rio Coco. (a) Primeira geração; (b) Segunda geração.

..... Fracção quartzosa

----- Fracção pelítica

microclíneo + hornblenda; andesina + diopsídio + escapolita + epidoto; quartzo + diopsídio + epidoto + granada. Os anfibolitos associados com os gnaisses tonalíticos e cálcio-silicáticos são definidos principalmente por plagioclásio e hornblenda.

As assembléias mineralógicas presentes, juntamente com os mobilizados quartzo-feldspáticos desenvolvidos, indicam um metamorfismo de grau médio a alto (Winkler, 1976) ou da fácies anfibolito, de média a alta pressão (Turner, 1968).

Considerando os dados estruturais, descritos no item anterior, esse evento metamórfico foi acompanhado pelo desenvolvimento da xistosidade (S_1), tem caráter regional e é o mais antigo reconhecido nas rochas desse domínio.

Nos gnaisses tonalíticos e cálcio-silicáticos existem assembléias mineralógicas definidas por cristais de clorita, sericita e tremolita-actinolita, que resultaram da transformação da biotita, plagioclásio e hornblenda respectivamente. Outras assembléias mineralógicas formadas por quartzo, biotita, hornblenda e tremolita-actinolita também estão presentes, e caracterizam uma xistosidade de direção submeridiana. Essas fei

ções mineralógicas certamente estão associadas com a evolução termo-tectônica do Grupo Rio do Coco e do Supergrupo Baixo Araguaia. A correlação de cada uma das assembléias mineralógicas com os respectivos eventos termo-tectônicos, requer detalhes que não puderam ser executados no momento.

As rochas do Grupo Rio do Coco foram retrabalhadas em graus variados durante o evento termo-tectônico que afetou o Supergrupo Baixo Araguaia. As feições texturais e estruturais, bem como as assembléias mineralógicas desenvolvidas anteriormente, foram em boa parte modificadas. Contudo, pôde-se reconstituir que a xistosidade (S'_1) impressa nos xistos é formada principalmente por biotita, moscovita, clorita, sericita, grana, epidoto e plagioclásio (An_{3-6}). Nas rochas metaultramáficas a superfície S'_1 é caracterizada pela orientação preferencial de quartzo, clorita, tremolita-actinolita, plagioclásio e talco.

Os dados são fragmentários para se discutir as condições do evento metamórfico, contemporâneo ao desenvolvimento da xistosidade S'_1 . Assembléias formadas por almandina, biotita, moscovita e quartzo nos metapelitos, aparecem em condições mais elevadas no grau médio. A presença constante nos xistos da associação clorita + moscovita + quartzo e a ausência de estaurolita e cordierita indicam que as condições metamórficas foram predominantemente aquelas do grau baixo e em parte do grau médio ou da fácies xisto verde de baixa pressão (Turner, 1968).

É possível também que alguns leucossomas quartzo-feldspáticos presentes nos gnaisses, isentos de dobramentos e orientados na direção E-W, estejam relacionados a esse evento.

4.1.3.4 Integração dos Dados

Os dados lito-estruturais disponíveis para o domínio 3, permitem ordenar os eventos da seguinte maneira:

1. desenvolvimento de granitóides gnaissificados, provavelmente derivados de corpos ígneos de composição granítica e tonalítica;
2. deposição de unidades supracrustais, representadas por

sedimentos carbonáticos impuros e arenosos;

3. deformação da superfície S em dobras recumbentes orientadas na direção E-W. O desenvolvimento da xistosidade S_1 foi acompanhado por transformações em condições de fácies anfibolito média a alta;
4. constituição do Grupo Rio do Coco, em discordância com o Complexo Colméia;
5. dobramento do Grupo Rio do Coco caracterizado por dobras empinadas, orientadas na direção E-W, acompanhado por metamorfismo de fácies xisto verde. A segunda geração de dobras do Complexo Colméia e os leucossomas quartzo-feldspáticos não deformados possivelmente estão relacionados a esse evento;
6. desenvolvimento de crenulação nas rochas do Grupo Rio do Coco, sem repercussão nas rochas do Complexo Colméia.

Costa (1980) e Hasui et al. (1980 b) descreveram nos gnaisses da região de Colméia duas gerações de dobras, correlacionáveis com as gerações impressas nos gnaisses desse domínio. A oeste da área abordada, nas adjacências da região de Inajá, observa-se no mapa geológico da folha SC.22, apresentado por Cunha et al. (1981), que os eixos principais dos cinturões vulcano-sedimentares ("greenstone belts") e os elementos estruturais impressos nos gnaisses adjacentes (Complexo Xingu) se orientam preferencialmente na direção E-W (Fig. 4.41). O mapa aeromagnético apresentado por Silva e Sá (1982), no domínio do Complexo Xingu, mostra um forte padrão de anomalias orientadas na direção E-W, que parecem refletir estruturação impressas nas rochas.

Esse conjunto de informações permite estender para a borda leste do Cráton Amazônico, o padrão estrutural E-W, caracterizado pela orientação preferencial de corpos litológicos e por elementos estruturais macro e microscópicos.

O Grupo Rio do Coco foi interpretado por Barreira (1980) como uma seqüência vulcano-sedimentar de tipo "greenstone belt", com base nos seguintes aspectos:

1. a associação sedimentar reúne formações ferríferas

(cherts ferruginosos), xistos grafitosos e grauvacas com contribuições vulcanoclástica e química;

2. a seqüência vulcânica compreende derrames ultramáficos e máficos de natureza komatiítica;
3. a existência de uma ciclicidade manifestada pela alteração centimétrica a métrica de unidades sedimentares e vulcânicas;
4. preservação da unidade em calha sinclinal;
5. a presença de granitos potássicos do final do Arqueano, intrusivos nos metassedimentos;
6. metamorfismo de grau fraco.

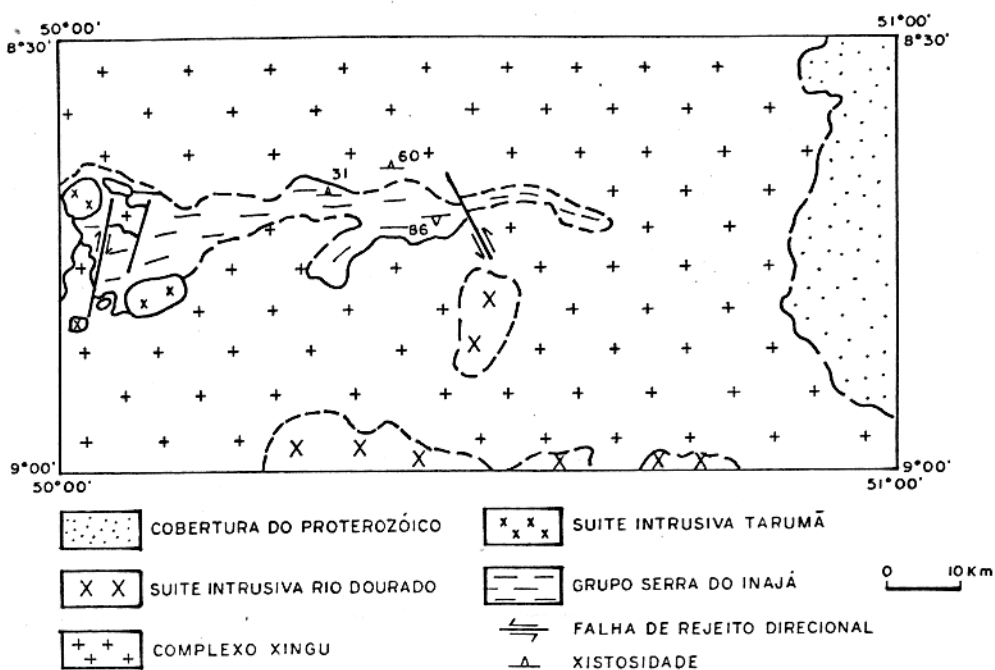


Fig. 4.41-Mopo geológico da região do Inojo. (Cunha et al, 1981).

As relações de contato entre os gnaisses alcalinos de Monte Santo e as rochas vinculadas ao Complexo Colméia e ao Grupo Rio do Coco não foram observadas. A natureza dessas rochas alcalinas, entretanto, é sugestiva de um caráter intrusivo e de evolução plataformal. Por outro lado, não dispomos de dados para posicionar no tempo e espaço o desenvolvimento dessas rochas com a evolução geral do domínio 3.

O modelo de evolução geológica proposto preliminarmente por Barreira (op.cit) foi o de desenvolvimento do Grupo Rio do Coco a partir de rifteamento em crosta siálica, contendo uma seqüência acamada mais antiga (Complexo Colméia).

Considerando os aspectos apresentados, os produtos lito-estruturais desse domínio, podem ser genericamente reunidos em termos de terrenos granito- "greenstone", desenvolvidos no Arqueano. Análises geocronológicas Rb/Sr, obtidas em gnaisses da região de Colméia forneceram uma isócrona de 2700 M.a. , com razão inicial de 0,704 (Hasui et al., 1980 a), interpretada como relacionada a um evento de metamorfismo regional, contemporâneo aos dobramentos E-W.

4.1.4 Domínio 4

4.1.4.1 Unidades litológicas

4.1.4.1.1 Complexo Rio dos Mangues

Essa unidade ocupa a parte noroeste do domínio 4, é limitada a leste pelo granitóide Matança, a oeste pelas rochas do Complexo Colméia e é encoberta pelos metassedimentos do Proterozóico a oeste-sudoeste. Em direção a nordeste desaparece sob as coberturas do Proterozóico e Fanerozóico.

Compreende essencialmente gnaisses tonalíticos miloníticos e gnaisses cálcio-silicáticos miloníticos com intercalações métricas a quilométricas de anfibolitos miloníticos, quartzo-biotita xisto milonítico com ou sem granada, xistos quartzofeldspáticos miloníticos e granada quartzitos miloníticos. Camadas de granitos gnáissicos miloníticos e granitos pegmatóides miloníticos ocorrem intercalados em xistos. Neossomas quartzofeldspáticos estão localmente presentes nos gnaisses, formando estrutura essencialmente estromatítica (Fig. 4.42). Os diferentes termos petrográficos reconhecidos ocorrem como camadas orientadas na direção NE e suavemente inclinadas para sudeste. Em mapa (Anexo 1), definem faixas relativamente regulares na direção NE-SW.

Os gnaisses tonalíticos não puderam ser individualizados. Ao nível da observação mesoscópica ocorrem geralmente como camadas alternadas com faixas de xistos ou de gnaisses cálcio-silicáticos e perfazem aproximadamente 30% da unidade. Essas rochas poderiam representar intrusões nas supracrustais ou,



Fig. 4.42 - Leucossomas quartzo-feldspáticos definindo estruturas estromatíticas em gnaisses tonalíticos do Complexo Rio dos Mangues. Afloramento localizado nas adjacências do povoado Oliveira do Norte.

com mais verossimilhança, porções do embasamento dessas supra crustais; a concordância geral entre os vários tipos litolôgi cos, no entanto, não permite avaliar, no momento, qualquer das possibilidades. São caracterizados texturalmente por cristais de quartzo e plagioclásio estirados, com formas variando desde lentes até bastões, contornados por minerais placosos, resultando em uma feição anastomosada (Fig. 4.43). Em função da varia ção na proporção dos minerais félsicos e máficos, as rochas po dem apresentar um aspecto bandado, em que as bandas máficas a presentam textura lepidoblástica. A foliação, definida pela ori entação preferencial dos minerais, juntamente com o bandamento, superpõem-se a uma estrutura bandada antiga, localmente pres vada. À medida que se caminha em direção das rochas do Complexo Colméia, essas superfícies tornam-se incipientes, passando a predominar o bandamento mais antigo. Assim, os dois complexos se diferenciam principalmente pelo padrão estrutural.

Os gnaisses cálcio-silicáticos são mineralologicamente semelhantes aos descritos no Complexo Colméia, diferenciandose pelo aspecto textural, que é caracterizado por cristais esti rados e orientados. Os principais minerais presentes são quart zo, plagioclásio, diopsídio, hornblenda, escapolita, epidoto e flogopita. Em quantidades acessórias ocorrem calcita, titanita,

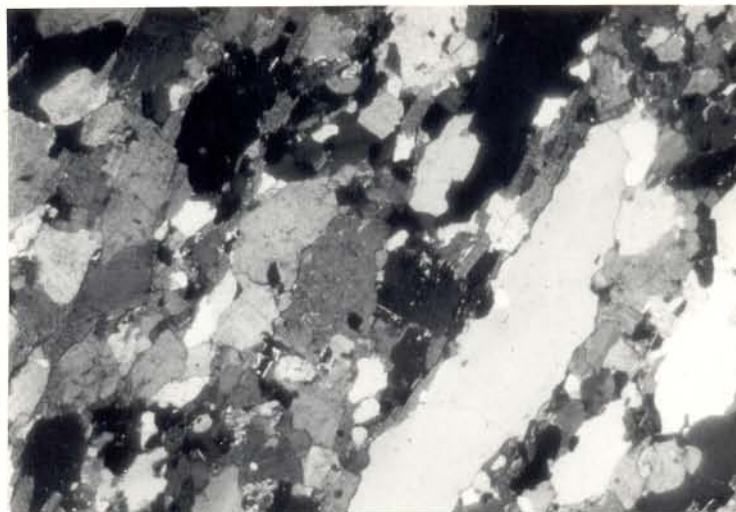


Fig. 4.43 - Porfiroclastos de quartzo e plagioclásio orientados e estirados, paralelos à orientação das palhetas de biotita, em gnaisses tonalíticos do Complexo Rio dos Mangues. Afloramento localizado nas adjacências da vila Santana. Polarização cruzada, 20 X.

granada, microclíneo e apatita.

Os xistos são geralmente de granulação grossa, mostram coloração cinza esbranquiçado e são caracterizados principalmente por um aspecto bandado. Assemelham-se estrutural e composicionalmente a rochas gnáissicas, contudo o bandamento é frequentemente irregular e definido por frações máficas e félsicas lenticularizadas. Texturalmente são definidos por agregados granoblásticos de quartzo, plagioclásio e microclíneo estirados, alternados com faixas lepidoblásticas, formadas por biotita e moscovita (Fig. 4.44). Localmente, existem cristais maiores de microclíneo e quartzo, na forma de lentes ou bastões, envolvidos pelos minerais placosos. É freqüente a presença de faixas de cristais de quartzo, definindo textura "ribbon".

Quando os cristais de quartzo e feldspato estão presentes em pequenas quantidades e a biotita predomina, a rocha exibe uma textura caracteristicamente lepidoblástica. No caso da granada estar presente, a textura pode ser definida como porfiroclástica. Os cristais de granada encontram-se bastante fraturados e são contornados por faixas definidas por palhetas de biotita.

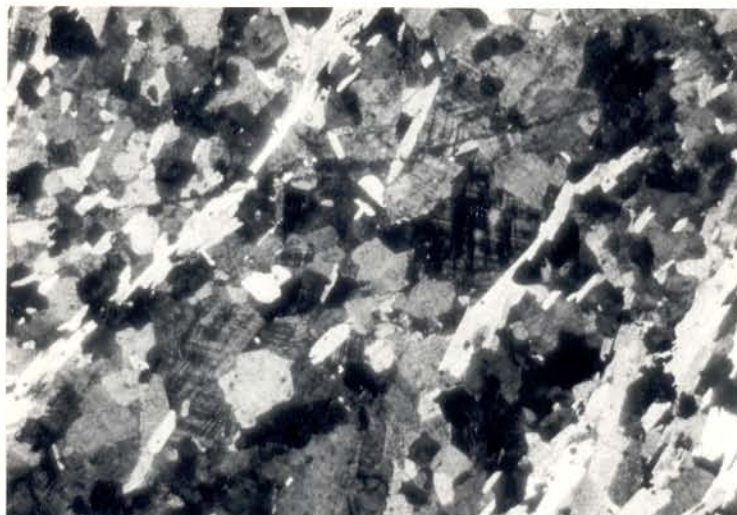


Fig. 4.44 - Bandamento definido por faixas de biotita e moscovita, alternadas com faixas de quartzo e feldspato, em xistos do Complexo Rio dos Mangues. Afloramento localizado nas adjacências de Fátima. Polarização cruzada, 20 X.

Nas frações essencialmente quartzo-feldspáticas há evidência de que os agregados de quartzo ou microclíneo, mostram do contatos poligonais, resultaram da granulação e recristalização de cristais maiores, os quais contêm incipientemente preservadas as formas lenticularizadas.

Em alguns locais, feições possivelmente reliquias, definidas pela orientação preferencial de cristais de biotita, acham-se excepcionalmente preservadas. Nas adjacências das faixas lepidoblásticas, esses cristais estão parcial a totalmente rotacionados na direção do bandamento.

Os anfibolitos são de granulação média, coloração verde escuro e apresentam textura nematoblástica quando o anfíbólio predomina em relação ao plagioclásio, e granoblástica quando o plagioclásio e piroxênio ocorrem em quantidade maiores. São constituídos essencialmente por plagioclásio (40-60%), hornblenda (40-60%) e diopsídio (0-20%) e, em menores quantidades, por microclíneo, biotita, granada, quartzo, titanita, apatita, minerais opacos e epidoto.

Os quartzitos são de granulação média a grossa, de coloração esbranquiçada, com textura granoblástica e constituí

dos essencialmente por quartzo e granada. É comum a presença de agregados de quartzo de granulação fina, envolvendo cristais de granada com forma ocelar.

Os corpos de granitos pegmatóides são freqüentes e podem apresentar-se discordantes, subconcordantes e concordantes com a estruturação dos xistos. Alguns corpos concordantes encontram-se estirados, rompidos e formando boudins que alcançam dimensões métricas. Feições semelhantes podem ser observadas em corpos de anfibolitos. Os pegmatitos são formados geralmente por cristais centimétricos de granada, microclíneo, plagioclásio, moscovita, turmalina e quartzo.

É possível que os enclaves metassedimentares existentes no Complexo Colméia sejam correlacionáveis com o conjunto metassedimentar do Complexo Rio dos Mangues, mas sendo eles pouco expressivos e descontínuos, torna-se difícil uma definição precisa.

4.1.4.1.2 Suíte Matança

Na parte centro-leste do domínio 4 ocorre um granitóide, definindo uma faixa de aproximadamente 250Km de comprimento, na direção NE-SW. Tem 23Km de largura, a noroeste da cidade de Porto Nacional, e para sul, a faixa torna-se estreita, reduzindo-se a 5Km. Ao sul, ela é deslocada por uma falha transcorrente de direção WNW, e deve ter continuidade sob as coberturas proterozóicas, além do paralelo 12°S. Para nordeste é encoberta pelos sedimentos fanerozóicos. A leste e a oeste faz contato com as rochas dos complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues, respectivamente. Grande parte do corpo destaca-se na topografia, formando serras de até 600m de altitude.

Essa suíte é constituída por rochas de granulação grossa, com coloração rósea, cinza esbranquiçado e esbranquiçada. São caracterizadas por cristais de feldspato potássico de até 7cm de comprimento, imersos em uma matriz bandada ou foliada. A maioria dos cristais encontra-se estirada, formando lentes ou barras alternadas com os agregados granoblásticos e lepidoblásticos da matriz, definindo um bandamento centimétrico (Fig. 4.45). Alguns cristais de microclíneo são euédricos a sub

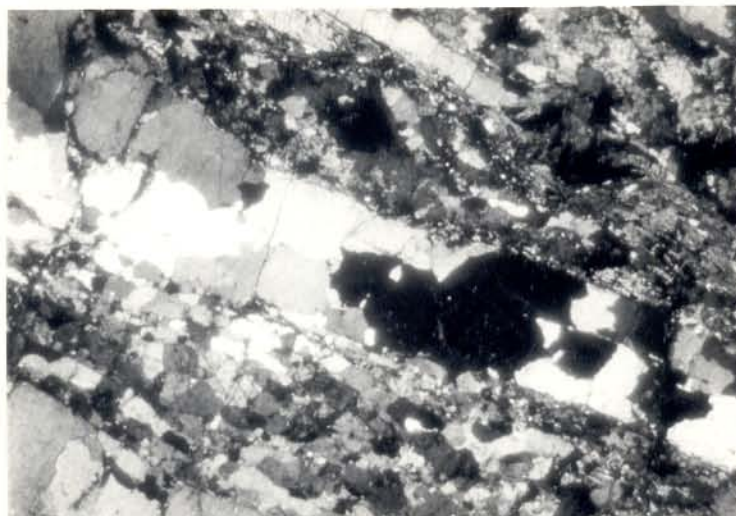


Fig. 4.45 - Bandamento definido pela alternância de barras de quartzo com faixas de quartzo e feldspato, além de biotita e ferro-hastingsita em rochas da Suíte Matança. Afloramento localizado nas adjacências da fazenda Saco da Serra. Polarização cruzada, 20 X.

édricos e estão orientados incipientemente. A matriz é caracterizada por faixas granoblásticas quartzo-feldspáticas, alternadas com faixas lepidoblásticas ricas em biotita. Localmente, destacam-se na matriz porfiroclastos de microclíneo e plagioclásio lenticularizados, contornados por agregados recristalizados de quartzo e por cristais de biotita e hornblenda (Fig. 4.46). Concentrações de biotita, formando "schlieren", contribuem para a definição do bandamento.

O aspecto textural ao longo do corpo pode variar. Em alguns locais os cristais maiores são raros, encontram-se extremamente estirados, dominando na matriz um bandamento muito irregular, formado por frações milimétricas, descontínuas, de quartzo e feldspatos, e por frações máficas microboudinadas (Fig. 4.47). Onde os porfiroclastos foram completamente recristalizados e reduzidos de tamanho a rocha exibe um bandamento regular e localmente pode adquirir um aspecto laminado.

Os minerais acessórios presentes são alanita, zircão, titanita e minerais opacos. Clorita, epidoto e sericita são produtos de alteração da biotita, hornblenda e plagioclásio.

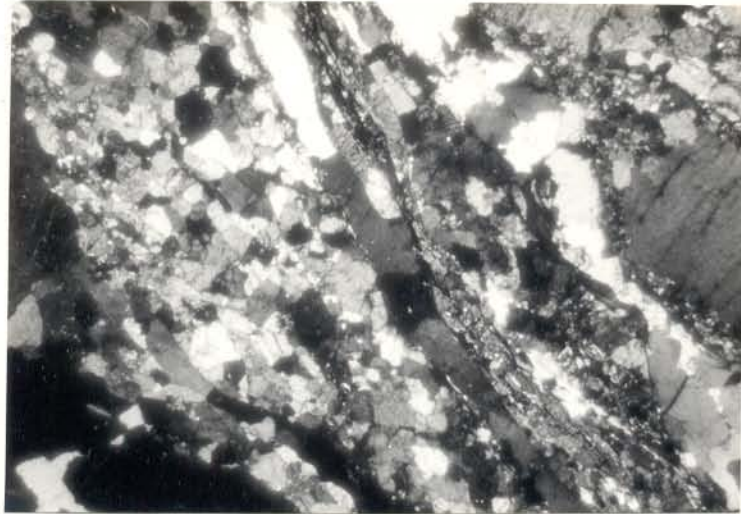


Fig. 4.46 - Porfiroclastos de microclíneo contornado por bandas de quartzo e faixas de quartzo, feldspato, biotita e hornblenda em rochas da Suíte Matança. Afloramento localizado ao longo da GO-262 entre Fátima e Porto Nacional. Polarização Cruzada, 20 X.



Fig. 4.47 - Barras de quartzo e de microclíneo alternadas com agregados de quartzo e feldspato em rochas da Suíte Matança. Afloramento localizado na estrada que liga Brejinho de Nazaré a Fátima. Polarização cruzada, 20 X.

Seis amostras foram analisadas para obtenção de isócrona Rb-Sr. Os resultados são apresentados na Tabela 4.2 e as amostras estudadas estão localizadas no Anexo 2. O diagrama (Fig. 4.48), envolvendo todas as amostras, apresenta uma forte dispersão dos pontos que não permite considerações cronológicas (MSWD = 574,76). O desequilíbrio isotópico, possivelmente associado ao evento que imprimiu a feição milonítica as rochas, deve ser responsável pelo padrão que as amostras apresentam no diagrama isocrônico.

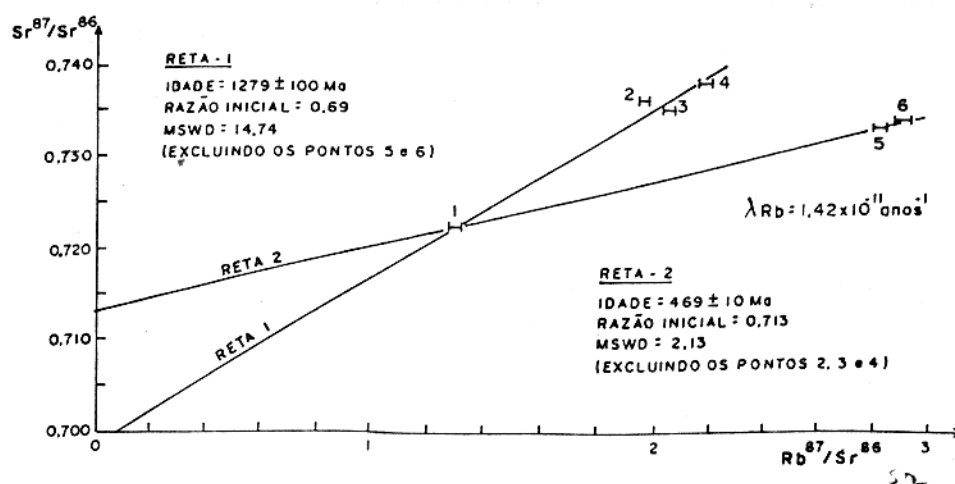


Fig. 4.48 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de granitóides da Suite Matança.

Como ensaio, tentou-se visualizar indicativos de idades com as amostras 1 a 4 e 1,5 e 6. Para o primeiro conjunto obteve-se um baixo grau de alinhamento (MSWD = 14,74) não recendo considerações geocronológicas. Ademais, o segmento de reta apresenta baixa confiabilidade, pois as amostras se resumem a dois pontos praticamente, sendo altamente dependente do ponto 1. Essa situação se repete para as amostras 1, 5 e 6, as quais apresentam, contudo, um bom grau de alinhamento (MSWD = 2,13). Nesse segundo caso, tem-se um indicativo de idade de 496 ± 10 Ma com razão inicial de $0,71300 \pm 0,00026$ (1σ), que pode significar a presença de um evento termo-tectônico responsável pela reomogeneização isotópica parcial do conjunto anali

Nº da Amostra	Nº de Campo	Material	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb/Sr	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	sX	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	sY
1	PPN/10A	gnaisse milonítico	76,42	170,50	0,45	1,299	0,011	0,722173	0,000020
2	PPN/3	gnaisse milonítico	108,30	159,20	0,68	1,973	0,018	0,735914	0,000032
3	PPN/1B	gnaisse milonítico	153,60	216,30	0,71	2,061	0,022	0,734938	0,000071
4	PPN/4	gnaisse milonítico	123,50	162,80	0,76	2,200	0,020	0,738013	0,000028
5	PPN/10B	gnaisse milonítico	117,80	120,42	0,98	2,837	0,024	0,732842	0,000066
6	PPN/1A	gnaisse milonítico	133,30	132,28	1,01	2,924	0,027	0,733841	0,000016

Tabela 4.2 - Resultados analíticos Rb-Sr das rochas da Suíte Matança.

sado, onde o alto valor da razão inicial é plenamente compatível com o retrabalhamento sofrido. Por outro lado, tais considerações são de baixa confiabilidade em decorrência do pequeno número de amostras e da alta dispersão do conjunto. Um maior número de análises sistemáticas, bem como tentativas pelos métodos K/Ar e/ou Rb/Sr em minerais poderão dar significativa contribuição a essa discussão.

4.1.4.1.3 Suíte Serrote

Essa unidade ocorre no extremo noroeste do domínio 4, encaixando-se em rochas do Complexo Rio dos Mangues. Tem forma elíptica, com o eixo maior da ordem de 19Km, na direção NNE-SSW, e o eixo menor alcança 14Km.

É constituído essencialmente por rochas de granulação grossa, de coloração rósea a cinza claro. Texturalmente são caracterizadas por ocelos e barras de quartzo e plagioclásio, envolvidos por agregados de grãos com contatos poligonais de quartzo e por cristais de biotita, hornblenda e moscovita. Os cristais maiores de quartzo geralmente ocorrem como bastões alongados na direção da foliação, apresenta forte extinção ondulante e comumente estão formando subgrãos (Fig.4.49). Os cris



Fig. 4.49 - Aspecto textural caracterizado por cristais de quartzo na forma de bastões com extinção ondulante em rochas da Suíte Serrote. Afloramento localizado nas adjacências de Monte Alegre. Polarização cruzada, 20 X.

tais de plagioclásio exibem maclamento albita, frequentemente encurvados, e juntamente com o microclíneo podem formar "rods" orientados preferencialmente. As palhetas de biotita apresentam-se comumente encurvadas e formam "kinks" com freqüência.

As frações finas ocorrem como faixas irregulares ao longo do corpo e são caracterizadas por um bandamento milimétrico. Os cristais maiores de quartzo e feldspato são raros ou estão completamente ausentes. No geral, a textura é definida por um arranjo de grãos poligonais de quartzo e feldspato orientados, formados a partir da redução dos cristais maiores. Quando as palhetas de biotita estão presentes em percentagens elevadas, a textura pode ser classificada como granolepidoblástica ou lepidoblástica.

Localmente, alguns cristais maiores de microclíneo não se apresentam orientados, nem estirados. Quando os porfiroclastos estão presentes, geralmente formam corpos tabulares de até 6cm, alternando-se regularmente com faixas constituídas por grãos de quartzo com contatos poligonais, definindo um bandamento conspícuo na rocha.

4.1.4.1.4 Gnaisses alcalinos da Serra da Estrela

Na região da Serra da Estrela, distinguem-se três camadas de nefelina-sienito gnáissicos, orientadas na direção nordeste e intercaladas em rochas do Complexo Rio dos Mangues. São rochas esbranquiçadas, geralmente bandadas, caracterizadas por uma textura granoblástica, definida por cristais orientados de nefelina, microclíneo, plagioclásio, biotita e anfibólio. Os cristais de microclíneo e plagioclásio geralmente estão estirados, formando corpos alongados, alternando-se com cristais de biotita e anfibólio, definindo um bandamento milimétrico regular (Fig. 4.50). Em escala mesoscópica, os cristais de biotita e anfibólio localmente concentram-se em faixas irregulares, ressaltando um bandamento centimétrico. Outra feição muito comum é o plagioclásio apresentar o maclamento encurvado, e exibir forte extinção, juntamente com a nefelina. Raros são os cristais de nefelina estirados.

Os minerais que ocorrem em pequenas quantidades

são: moscovita, zircão, cancrinita, calcita, apatita, fluorita, escapolita e alanita.

Veios de pegmatitos constituídos de nefelina, albita e microclíneo, concordantes e subconcordantes com a foliação e/ou bandamento, estão freqüentemente presentes.

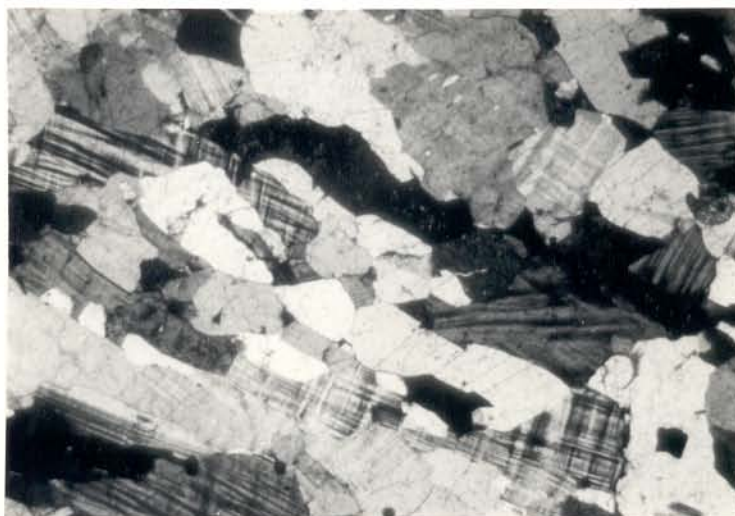


Fig. 4.50 - Feição textural dos nefelina-sienito gnáissicos da Serra da Estrela caracterizada por cristais de nefelina, microclíneo e albita orientados. Afloramento localizado nas proximidades da fazenda Nova Promissão. Polarização cruzada, 20 X.

4.1.4.2 Estruturas Relacionadas a Evento de Cisalhamento Dúctil de Baixo Ângulo

4.1.4.2.1 Aleitamento Tectônico

Em escala regional, o aleitamento é definido pela intercalação das diferentes unidades litológicas, na forma de camadas ou fatias inclinadas suavemente para sudeste. No mapa geológico os conjuntos rochosos apresentam-se em faixas paralelas e subparalelas, orientadas sistematicamente na direção nordeste. Esse arranjo estrutural acha-se muito bem preservado na região compreendida entre o povoado de Pugmil e as cidades de Gurupi e Porto Nacional. O perfil mais representativo é aquele compreendido entre o povoado Pugmil e a cidade de Porto Nacio

nal (Fig. 4.51), onde alternam-se, de noroeste para sudeste, camadas de gnaisses tonalíticos, biotita xistos, quartzitos, e xistos quartzo-feldspáticos pertencentes ao Complexo Rio dos Mangues. Nesse contexto incluem-se as camadas de gnaisses alcalinos da Serra da Estrela e granitóides da Suíte Matança.

Ao nível mesoscópico, o aleitamento é conspícuo no Complexo Rio dos Mangues (Fig. 4.52), quando estão presentes camadas de xistos quartzo-feldspáticos, anfibolitos, granitos pegmatóides e biotita gnaissé com ou sem granada. A concordância geral das camadas é quebrada apenas pelos corpos de granito pegmatóides, subconcordantes ou discordantes da estruturação dos xistos e gnaisses (Fig. 4.53). Nos gnaisses tonalíticos e gnaisses cálcio-silicáticos do Complexo Rio dos Mangues, leucossomas quartzo-feldspáticos ressaltam também o aleitamento (Fig. 4.42).

Ao nível de amostra de mão, o aleitamento dá lugar a um bandamento regular nas rochas quartzo-feldspáticas. Bandas formadas por micas e/ou anfibólio alternam-se com bandas de quartzo e feldspato. Localmente o bandamento assemelha-se a uma foliação desenvolvida em estágios avançados de transposição, caracterizado por frações félsicas lenticularizadas, alternadas com frações máficas irregulares (Fig. 4.54). Microscopicamente o bandamento é definido por faixas de quartzo recristalizado, po bastões de quartzo e feldspato, por ocelos de feldspatos e por faixas de minerais máficos alternados (Fig. 4.45, 4.47).

4.1.4.2.2 Xistosidade

A xistosidade é uma feição conspícua nos pacotes metassedimentares do Complexo Rio dos Mangues e dispõe-se paralela ao aleitamento definido pela alternância dos diferentes tipos rochosos. Geralmente é caracterizada pela orientação preferencial de agregados quartzo-feldspáticos e pelas palhetas de biotita e moscovita. Nas rochas de granulação grossa, ricas em hornblenda ou granada, ou quando a percentagem de quartzo e feldspato é elevada, a xistosidade assemelha-se morfologicamen

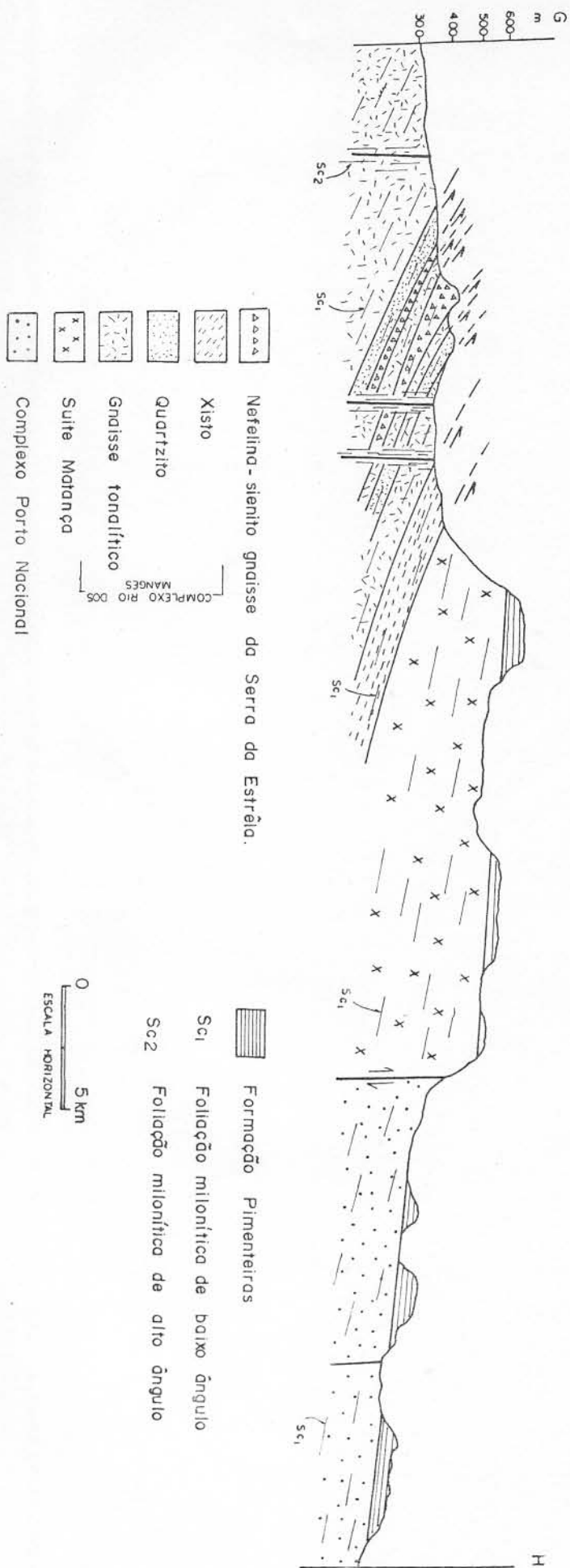


Fig. 4.51 - Seção Geológica G-H. Localização: ver Anexo 1.

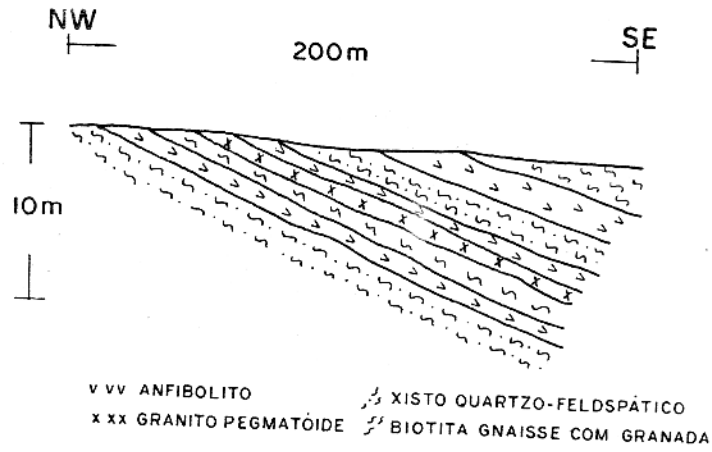


Fig. 4.52 - Aleitamento tectônico no Complexo Rio dos Mangues nas adjacências de Fátima, ao longo da BR-153.

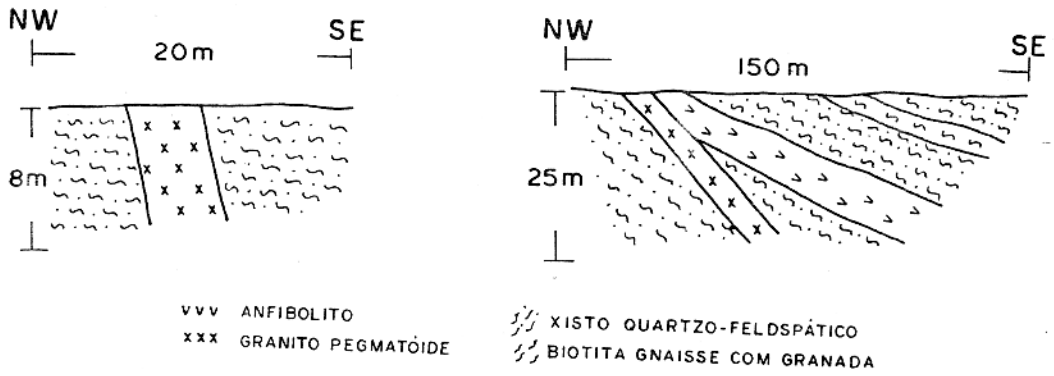


Fig. 4.53- Corpos de granito pegmatóide alojados no Complexo Rio dos Mangues, ao longo da GO-262.

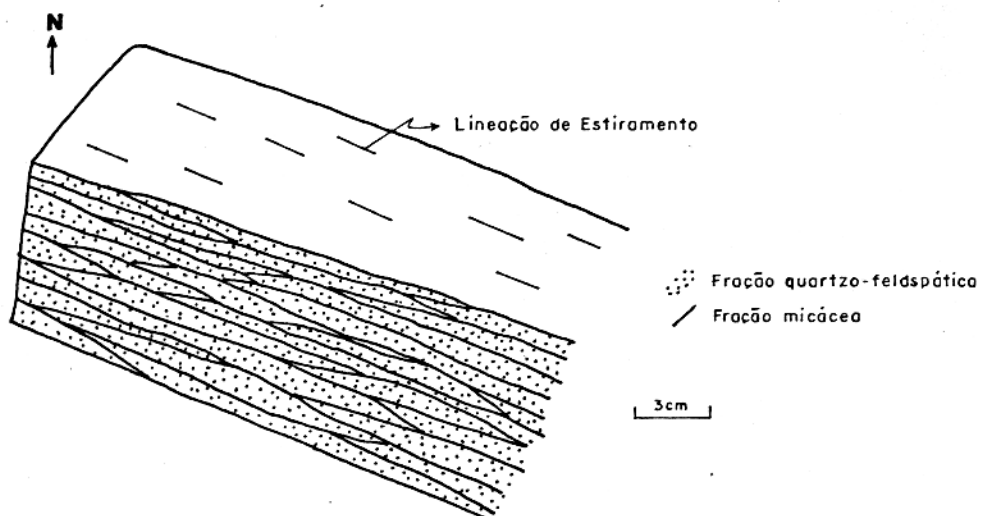


Fig.4.54- Aspecto morfológico da foliação de transposição paralela ao alongamento tectônico.

te a uma foliação de transposição. Nesse caso, as frações micáceas, constituídas essencialmente por biotita, geralmente ocorrem envolvendo as frações lenticularizadas de quartzo e feldspato, resultando em uma feição anastomosada ou muito irregular.

Nos gnaisses alcalinos da Serra da Estrela a xistosidade é caracterizada essencialmente pelos cristais de biotita e anfibólio, e no geral é mais importante do que o bandamento.

4.1.4.2.3 Dobras

A exemplo do que foi apresentado para o domínio 2, no domínio 4 as dobras são raras, têm dimensões centimétricas, apresentam um caráter intrafolial e podem ser desenhadas pelo bandamento ou pela xistosidade. Apenas nos xistos quartzo-feldspáticos do Complexo Rio dos Mangues foi possível descrevê-las, mas a terceira dimensão não foi determinada.

As charneiras apontam sistematicamente para noroeste, os planos axiais mergulham suavemente para sudeste e, nesse caso, os flancos superiores são geralmente mais curtos do que os flancos inferiores. Embora não se tenha o controle da terceira dimensão a posição das dobras, como pode ser visto na Fig. 4.55 indica que a movimentação principal das massas rochosas, durante o evento de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, aconte

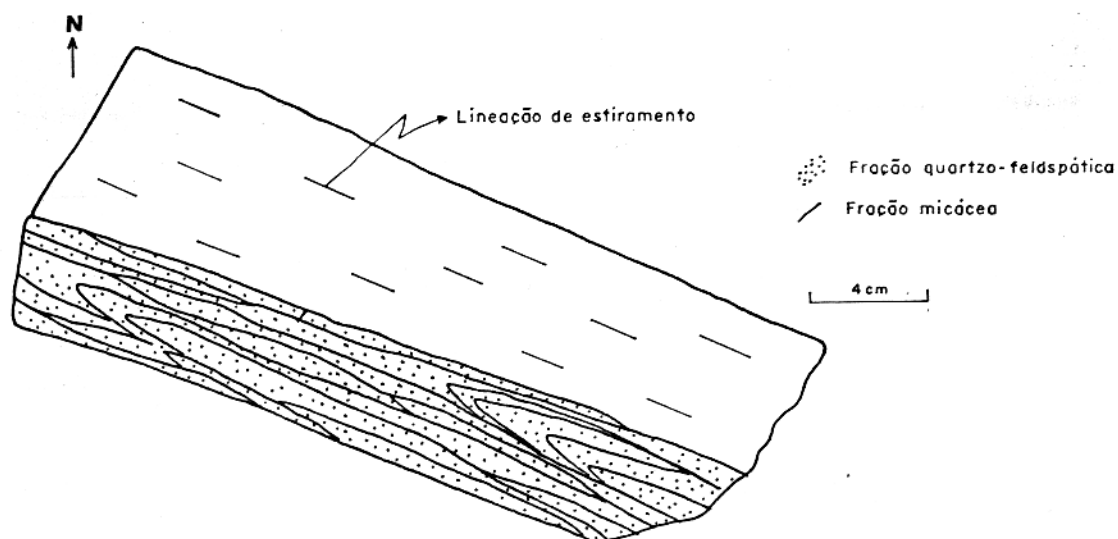


Fig.4.55 - Dobras em bainha nos xistos quartzo-feldspáticos do Complexo Rio dos Mangues, nas proximidades da fazenda Limpeza.

ceu de sudeste para noroeste.

4.1.4.2.4 Lineações

As feições lineares de baixo ângulo existentes no domínio 2, são também observadas ao longo do domínio 4, em particular nos xistos quartzo-feldspáticos do Complexo Rio dos Mangues. A lineação é caracterizada pela orientação de palhetas de biotita e por cristais de anfibólio contidos no plano da xistosidade.

Na direção do estiramento máximo (X) orientam-se também, barras de quartzo e de feldspato, bem como corpos alongados de anfibolitos e granito pegmatóide.

4.1.4.3 Metamorfismo

Os conjuntos rochosos incluídos no domínio 4 são caracterizados estruturalmente por uma feição planar, suavemente inclinada, resultante de deformações essencialmente dúcteis. Essas deformações foram acompanhadas por processos de recristalização, neoformação e recuperação de minerais.

Os xistos quartzo-feldspáticos do Complexo Rio dos

Mangues exibem texturas porfiroblásticas, granoblásticas e lepidoblásticas. As feições porfiroblásticas são caracterizadas por ocelos de quartzo, plagioclásio, microclíneo e granada, envolvidos por faixas de biotita e/ou hornblenda e por agregados de quartzo recristalizado ou formando subgrãos. Quando a biotita ocorre em quantidades elevadas, a textura é essencialmente lepidoblástica, podendo existir variações granolepidoblásticas. Os gnaisses tonalíticos incluem cristais amendoados de quartzo e feldspato envolvidos por uma matriz granoblástica constituída por quartzo, feldspato, biotita e hornblenda.

Nas rochas que constituem as suítes Matança e Serrote, é notável a textura porfiroblástica. Os cristais de microclíneo e plagioclásio, geralmente permanecem como porfiroclastos, contornados por faixas de quartzo recristalizado, biotita e/ou hornblenda. Localmente, a recuperação total dos cristais de feldspato e quartzo leva à definição de um arranjo granoblástico.

A julgar pelos aspectos texturais existentes, as transformações mineralógicas processaram-se durante a deformação mais intensa, e atingiram condições termais da fácies anfibólito média a alta, evidenciadas pela presença de assembléias mineralógicas à base de biotita, hornblenda, granada, quartzo e plagioclásio (An_{28-38}) bem como pelos mobilizados ácidos.

4.1.4.4 Integração dos Dados

Como vimos nos itens anteriores, as unidades litológicas do domínio 4 ocorrem na forma de camadas concordantes e não apresentam feições primárias preservadas, tornando-se difícil estabelecer o quadro estratigráfico original. No entanto, a caracterização das unidades litológicas permitem as seguintes considerações gerais:

- os complexos Colméia e Rio dos Mangues são semelhantes em termos constitutivos, sendo diferenciados pelo predomínio de supracrustais e forte deformação superimposta no segundo;
- no pacote supracrustal do Complexo Rio dos Mangues, distinguem-se bandas ricas em biotita e anfibólito nos gnaisses

ses cálcio-silicáticos, xistos biotítico-anfibólicos, anfibolitos e xistos quartzo-feldspáticos que poderiam representar produtos de um magmatismo básico ou básico-intermediário. No entanto, a forte estruturação e modificações das rochas dificultam até mesmo definir mais precisamente os protolitos. Embora seja difícil provar que esse pacote represente uma seqüência vulcano-sedimentar do tipo "greenstone belt" intensamente modificada pelos eventos de cisalhamento dúctil, ele evidencia um embasamento antigo e os gnaisses tonalíticos poderiam ser parte do embasamento;

- o Grupo Rio do Coco pode ser correlacionado com uma seqüência tipo "greenstone belt" desenvolvido sobre as rochas do Complexo Colméia;
- a passagem entre os domínios 3 e 4 é transicional;
- as suítes Matança e Serrote poderiam representar corpos intrusivos no Complexo Rio dos Mangues;
- as relações entre os gnaisses alcalinos da Serra da Estrela com o Complexo Rio dos Mangues são tectônicas, impostas pelo cisalhamento de baixo ângulo. Os aspectos petrográficos dessas rochas, no entanto, indicam que devem ter sido intrusivas.

As relações apresentadas permitem considerar a proposta de ordenação apresentada na Tabela 3.1.

4.1.5 Relações entre os Domínios

Os domínios 1 e 3 são constituídos por unidades litológicas que podem ser reunidas em termos de um terreno granito-"greenstone".

Quando se compara os quadros geológicos dos domínios 1 e 3, constata-se grande semelhança na natureza das unidades litológicas, porém o arranjo estrutural é sensivelmente diferente, com orientação NNE em contraposição a E-W.

Nos domínios 2 e 4, não é mais possível reconstituir a história antiga, face à intensidade do evento de cisalhamento dúctil de baixo ângulo. No entanto, feições petrográficas

e estruturais reliquiárias indicam que unidades supracrustais, bastante deformadas e metamorfozadas em fácies anfibolito, coexistiam com grande parte dos gnaisses do Complexo Manoel Alves e possíveis gnaisses tonalíticos do embasamento pré-Complexo Rio dos Mangues, antes da deformação por cisalhamento. O granitóide Matança parece representar originalmente um corpo granítico porfiróide, no contexto do Complexo Rio dos Mangues.

O domínio 2 passa gradativamente para o 1, os terrenos granito-"greenstone" apresentando-se poupados a leste e sendo afetados pelo cisalhamento dúctil de baixo ângulo a oeste.

O domínio 4, como se viu, inclui na porção oriental gnaisses tonalíticos em meio a supracrustais (Complexo Rio dos Mangues). O domínio 3, em sua parte oriental, mostra-se afetado pelo cisalhamento de baixo ângulo, que está melhor expresso no domínio 4. Assim, ali também existe uma passagem gradativa dos domínios 3 e 4.

Tais características delineiam duas unidades geotectônicas antigas separadas pela faixa de rochas granulíticas (Complexo Porto Nacional). Ambas unidades (domínios 1+2 e 3+4) representam terrenos granito-"greenstone", o que delinea o quadro geral de dois blocos crustais justapostos.

A zona de justaposição está na área dos domínios 2 e 4. Ali observa-se que:

- as rochas apresentam-se altamente deformadas e não há evidência de contato deposicional nos pacotes supracrustais;
- as unidades litológicas encontram-se suavemente inclinadas para sudeste, à exceção dos lugares onde foram envolvidas em deformações posteriores;
- as seqüências supracrustais ocorrem como unidades tabulares ou lenticulares, relativamente delgadas, intercaladas e/ou embutidas em gnaisses tonalíticos de ortoderivação;
- os corpos de granito pegmatóide parecem representar injeções sintectônicas, na forma de estratos subconcordantes, tornando descontínuas as unidades mais antigas;

- tanto nas supracrustais como nos gnaisses de ortoderivação, o grau metamórfico é de fácies anfibolito.

Nesse contexto, aparece o Complexo Porto Nacional. Como foi discutido antes, apesar das dificuldades, ele pode ser considerado como porção abaixo do Complexo Manoel Alves.

A descontinuidade gravimétrica indicada como limite dos blocos Brasília e Araguacema (Haralyi e Hasui, 1981) coincide com o lado ocidental desse complexo, de tal modo que o cinturão granulítico Médio Tocantins (Hasui et al., 1984 b) corresponderia a porção inferior do bloco Brasília.

A zona de justaposição correspondente a um cinturão de cisalhamento de baixo ângulo leva ao exame dos movimentos dos blocos. Como foi dito anteriormente, a notável lineação presente nas diversas rochas indica o eixo X de deformação e, portanto, a direção do movimento, que deve ter sido de sudeste para noroeste (Fig. 4.56). O deslocamento foi de modo a levar o bloco oriental a cavalgar o ocidental (Fig. 4.57).

4.2 Diques

Corpos ígneos, na forma de diques principalmente, ocorrem amplamente na área, embutidos em várias unidades arqueanas. São representados por rochas ácidas, de composição granítica-granodiorítica e tonalítica.

Os diques de composição granítica-granodiorítica, estão presentes no granitóide Matança e restritamente nos gnaisses do Complexo Manoel Alves. São rochas de granulação média a fina de coloração cinza esbranquiçado a róseo avermelhado e apresentam textura granular alotriomórfica. São constituídas por quartzo, microclíneo, plagioclásio, biotita, moscovita e grana da, além de zircão e apatita como acessórios. O plagioclásio tem composição An_{14-12} , alcançando An_{32-30} nos termos granodioríticos, e apresentam maclamento do tipo albita, albita-Carlsbad e albita-periclíneo.

Os tipos tonalíticos foram encontrados nas áreas onde se expõem as rochas dos complexos Rio dos Mangues e Manoel Alves. Eles têm coloração cinza, granulação fina a média e tex

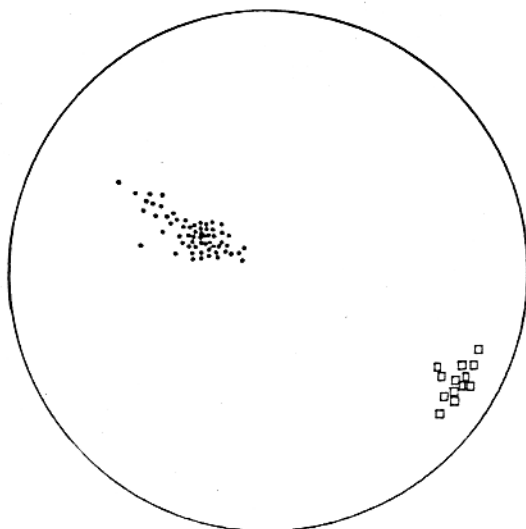


Fig.4.56- Diagrama de polos da foliação milonítica e da lineação de estiramento relacionadas ao evento de cisalhamento dúctil de baixo ângulo. Medidas tomadas em gnaisses dos Complexos Manoel Alves e Rio dos Mangues, e em xistos da Formação Morro do Aquiles.

••• Polos da foliação milonítica. □□ Polos da lineação de estiramento.

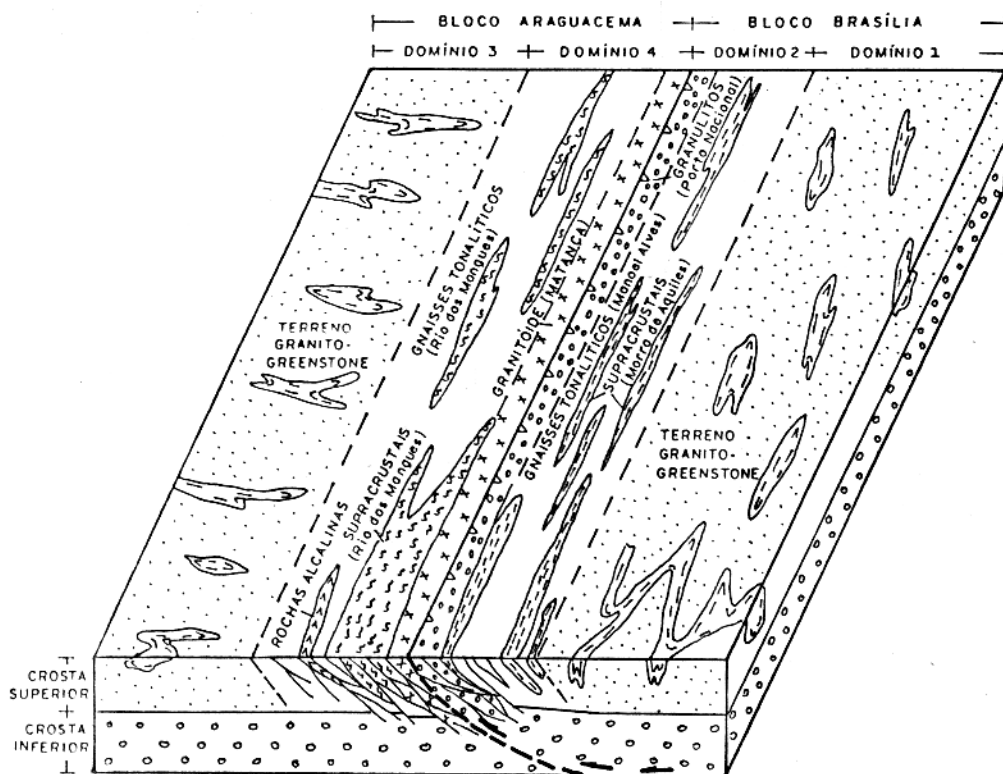


Fig. 4.57 - Esquema das relações entre os domínios, antes da incidência dos eventos proterozóicos e fanerozóicos.

tura granular. São constituídos por plagioclásio de composição An_{32-23} , quartzo, biotita, hornblenda, moscovita e microclíneo, além de titanita, apatita, zircão e minerais opacos em quantidades menores. O plagioclásio apresenta um zonamento irregular e concêntrico, e está maclado segundo a lei da albita, albita-Carlsbad e albita-periclíneo. Onde essas rochas foram envolvidas em processos de cisalhamento, o quartzo apresenta forte extinção ondulante, o plagioclásio acha-se alterado para sericita e epidoto, e a biotita transformada para clorita.

Considerando que esses diques não cortam as unidades metassedimentares mais jovens, e que foram envolvidos na deformação que gerou as zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo, é de se presumir que tais corpos sejam produtos de um evento magmático anterior ao da Suíte Lajeado.

4.3 Suíte Lajeado

Na região de Porto Nacional e nas adjacências do Povoado Lajeado, situado ao norte do paralelo $10^{\circ}S$, Barbosa et al. (1966) reconheceram vários corpos graníticos considerados como semelhantes ao tipo Itu, ocorrentes no Estado de São Paulo. Utilizaram a denominação "Granito Lajeado" em função das excelentes exposições nas adjacências da localidade homônima.

Cunha et al. (1981) reuniram os corpos individualizados por Barbosa et al. (op.cit), vulcânicas ácidas e porções do granitóide Matança na Suíte Intrusiva Ipueiras. Costa et al. (1984) preferiram utilizar o nome Suíte Lajeado para preservar a designação anterior e seguir a sistemática proposta por Henderson et al. (1980), aventando que parte dos granitos tidos como contemporâneos poderia representar outras gerações.

Na área em estudo, entre as cidades de Porto Nacional, Monte do Carmo e Gurupí ocorrem vários corpos graníticos, alguns com bordas granofíricas, pertencentes à Suíte Lajeado. A maioria dos corpos se expõe em meio aos metassedimentos do Grupo Natividade, definindo um cordão orientado na direção NE-SW. Apenas um corpo situado a nordeste da cidade de Porto Nacional e encaixado em rochas da Suíte Matança, ocorre fora desse eixo principal.

Os principais termos petrográficos são representados por granitos, além de granófiros nas bordas de alguns corpos.

Os granitos são grossos a médios, róseo-claros e cinza esbranquiçados, apresentam textura granular hipidiomórfica (Fig. 4.58), localmente porfirítica, caracterizada por cristais de microclíneo e por vezes de plagioclásio imersos na matriz hipidiomórfica. São constituídos por microclíneo, plagioclásio, quartzo, biotita, ferro-hastingsita, além de titanita,



Fig. 4.58 - Textura hipidiomórfica granular das rochas graníticas da Suíte Lajeado. Os cristais de plagioclásio estão alterados para sericita e os cristais de quartzo mostram forte extinção ondulante. Afloramento localizado nos arredores de Monte do Carmo. Polarização cruzada, 20 X.

alanita, zircão, apatita e minerais opacos como acessórios. O microclíneo apresenta raramente o desenvolvimento de maclamento do tipo albita, exibe fraturas preenchidas por agregados de quartzo, epidoto e estilpnomelano e tem inclusões de titanita, biotita, estilpnomelano e quartzo. O plagioclásio pode mostrar um zoneamento, com núcleos de composição An_{12-14} e bordas de An_{12-10} e acha-se alterado para sericita e epidoto em intensidades variáveis. A biotita é o máfico dominante e ocorre geralmente formando pequenos agregados.

Considerando as proporções relativas dos minerais, Mendes (1981) reconheceu granitos com um feldspato (hipersolvus), compreendendo biotita-ferro-hastingsita granitos e biotita granitos, e granitos com dois feldspatos, representados por biotita granitos, ferro-hastingsita granitos e leucogranitos.

Os granófiros são maciços, de cor cinza escuro a cinza esbranquiçado e com granulação variando de fina a grossa. Apresentam uma textura predominantemente granofírica, com intercrescimento de quartzo-feldspato potássico bem desenvolvido (Fig. 4.59). São constituídos principalmente por quartzo, feldspato



Fig. 4.59 - Pórfiros de quartzo, plagioclásio e microclíneo envolvidos por uma matriz micrográfica. Afloramento localizado nos arredores da fazenda São Roque. Polarização cruzada, 20 X.

potássico, plagioclásio, e biotita, e acessoriamente por ferro-hastingsita, titanita, zircão, minerais opacos, allanita, apatita, fluorita, estilpnomelano e epidoto. O plagioclásio tem composição (An_{8-10}) apresenta maclamento de tipo albita, albita-periclíneo e albita-Carlsbad. O quartzo acha-se fraturado, com extinção ondulante moderada e a biotita ocorre parcialmente alterada para clorita.

Os corpos aparecem em meio à faixa ocidental de metassedimentos do Grupo Natividade e, à primeira vista, dão a impressão de serem neles intrusivos. Todavia, nenhuma evidência de transformações térmicas e de deformação nos metassedimentos

do Grupo Natividade, ligadas à colocação dos corpos, foi observada. Também, em nenhum corpo foi observada a presença de xenólitos. Ademais, os granitos exibem com frequência feições cataclásticas e apresentam as alterações de minerais acima referidas. Tais fatos são indicativos de se tratar de corpos graníticos pré-Natividade, como foi discutido por Costa et al. (1984).

Idades convencionais Rb-Sr de 1.637 e 1.595 Ma foram obtidas por Hasui et al. (1980.b) nos granitos expostos na estrada que liga Porto Nacional a Silvanópolis. Desses corpos, foram analisadas pelo método Rb-Sr, neste trabalho, seis amostras que se acham localizadas no Anexo 2. Os resultados analíticos e os materiais estudados estão contidos na Tabela 4.3. Cinco amostras de um único corpo definem uma isócrona de 1873 ± 25 Ma (1σ), com uma razão inicial de $0,70864 \pm 0,0013$ (1σ), (Fig. 4.60). Os pontos apresentam um alto grau de alinhamento (MSWD = 0,89), com um espalhamento que fornece à isócrona boa confiabilidade. A idade obtida pode representar tanto a da cristalização inicial de corpo granítico como a de um evento tectônico superimposto, já que efeitos de recristalização são evidentes ao nível microscópico. Resta investigar se tal evento foi suficientemente capaz de promover a reomogeneização isotópica e registrar no corpo a idade detectada neste estudo. Por sua vez, o valor da razão inicial, típico de material de origem crustal, é compatível com as duas possibilidades.

As questões presentes indicam que datações pelo método K-Ar ou em minerais pelo método Rb-Sr são necessárias. O ponto fora da isócrona, apesar de pertencer a outro corpo, indica que pode haver variações que precisam ser definidas. Em todo caso, tem-se uma idade que pode ser a do rejuvenescimento, mas dá um limite máximo para o Grupo Natividade e um limite mínimo para os eventos de cisalhamento dúctil.

4.4 Corpos Básico-Ultrabásicos

No contexto do terreno granito-"greenstone" do domínio 1, existem vários corpos básico-ultrabásicos cortando os gnaisses do Complexo Goiano e as rochas do Grupo Riachão do Ouro. Tratam-se de corpos circulares a elípticos com os eixos mai

Nº da Amostra	Nº de Campo	Material	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb/Sr	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	sX	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	sY
1	PPN/VI/39	granito	83,96	97,41	0,86	2,511	0,019	0,776406	0,000044
2	PPN/VI/1D	granito	111,10	79,33	1,40	4,096	0,030	0,819530	0,000033
3	PPN/VII/24	granito	98,60	69,26	1,42	4,164	0,032	0,819648	0,000050
4	PPN/VI/3D	granito	108,50	71,77	1,51	4,425	0,036	0,828249	0,000024
5	PPN/VI/24	granito	110,30	70,05	1,57	4,604	0,035	0,811930	0,000400
6	PPN/VII/24B	granófiro	110,50	50,69	2,18	6,413	0,078	0,882281	0,000052

Tabela 4.3 - Resultados analíticos Rb-Sr das rochas da Suíte Lajeado.

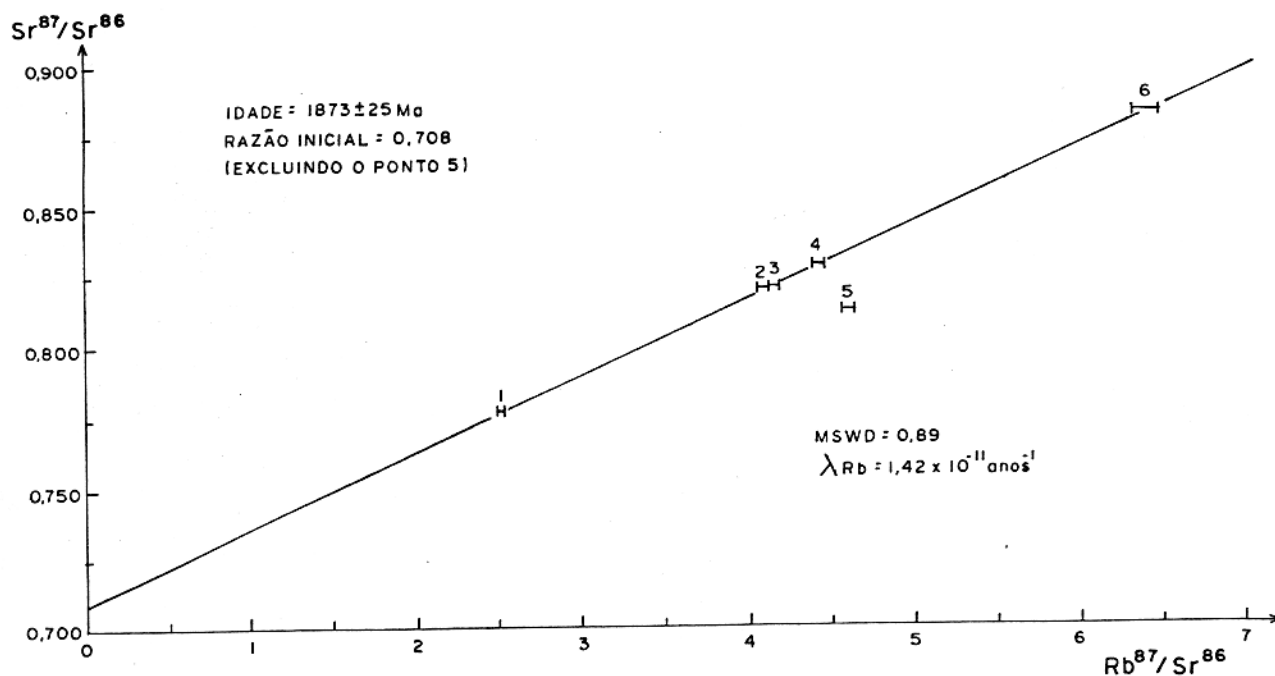


Fig. 4.60 - Diagrama isocrônico Rb/Sr de um corpo granítico da Suite Lajeado.

ores variando desde um até uma dezena de quilômetros. Os contatos com as rochas encaixantes são marcados pela presença de zonas de cisalhamento ou por uma passagem brusca. Transformações nas rochas encaixantes ainda não foram descritas.

Esses corpos são constituídos por uma grande variedade de tipos litológicos, podendo predominar gabros anortosíticos nas bordas, passando por piroxênitos e dunitos, até gabros noríticos na parte central, a exemplo do que pode ser observado no corpo conhecido como Barra do Gameleira, situado ao sul da cidade de Almas. Em alguns maciços predominam gabros normais, com piroxenitos localmente associados.

Os termos básicos geralmente apresentam texturas "cumulus", aleitamento definido pela presença de cumulados ultrabásicos, coronas de reação e feições ofíticas. Compreendem no geral gabros normais, gabros ofíticos e subofíticos, hornblenda gabros, microgabros, leucogabros e troctolitos coroníticos. São rochas isotrópicas, de coloração cinza-esverdeado e de granulação variando de fina a grossa. São constituídas essencialmente de plagioclásio, por vezes zonados, augita e hiperstênio subédricos, parcialmente uralitizados, hornblenda sob a forma de cristais prismáticos e com inclusões de plagió

clásio, e olivina, às vezes serpentinizada. Gabros norfíticos foram descritos apenas na parte central do maciço Barra do Gameleira. São representados por rochas de coloração escura, granulação fina e com aspecto bandado. Apresentam textura equigranular e hipidioxenomórfica e são constituídos por plagioclásio, augita, hiperstênio, hornblenda, olivina e minerais opacos.

As rochas ultrabásicas exibem frequentemente feições de aleitamento rítmico plano-paralelo ou intercruzado. São representadas por peridotitos e dunitos, parcialmente serpentinizados, cloritizados e tremolitizados. Piroxenitos podem estar presentes como lentes, intercaladas nas rochas gabróicas. São rochas de coloração verde escuro, granulação fina e aspecto maciço. Variações porfiríticas ocorrem localmente.

Os dunitos são constituídos essencialmente por olivina serpentinizada, hiperstênio parcialmente substituído por clorita e minerais opacos em cristais octaédricos. Os peridotitos são formados essencialmente de olivina serpentinizada e piroxênio tremolitizado e cloritizado. Serpentinitos localmente ocorrem e são caracterizados por serpentina fibro-lamelar entre agregados de serpentina lamelar. Vênulas de crisotila de até 5 cm de comprimento podem aparecer esparsamente. Em alguns maciços podem ocorrer peridotitos coroníticos e piroxenitos tremolitizados, caracterizados por cristais de piroxênio de até 5cm de comprimento.

Os corpos descritos representam intrusões diferenciadas posteriores ao desenvolvimento dos terrenos "greenstone", do domínio 1. Como não se tem a idade dos corpos, o posicionamento no quadro stratigráfico geral fica duvidoso. Assim, não deve ser descartada a possibilidade dos corpos representarem produtos de um evento de magmatismo do Proterozóico Médio, a exemplo dos eventos de magmatismo básico expressivos da plataforma Amazônica (Avanavero, Quarenta Ilhas e Crepori), referidos entre outros por Schobbenhaus et al. (1984).

4.5 Unidades Supracrustais Proterozóicas

4.5.1 Supergrupo Baixo Araguaia

4.5.1.1 Grupo Estrondo

O Grupo Estrondo compõe a parte basal do Supergrupo Baixo Araguaia e é representado por uma faixa orientada aproximadamente na direção norte-sul. Recobre discordantemente as rochas pertencentes aos complexos Colméia e Rio dos Mangues, e ao Grupo Rio do Coco. A noroeste, leste e nordeste da cidade de Paraíso do Norte, é encoberto por sedimentos fanerozóicos da Bacia do Parnaíba. No geral, passa para as rochas do Grupo Tocantins, a oeste, sem quebra abrupta no estilo estrutural, no grau do metamorfismo e no conteúdo litológico, sugerindo, pelo menos nessa região, uma passagem gradacional. É cortado por vários corpos graníticos pertencentes à Suíte Santa Luzia, destacando-se o corpo situado a nordeste da cidade de Paraíso do Norte.

Em vários locais pode-se observar que o Grupo Estrondo se encontra sobreposto ao Grupo Tocantins e abaixo do Complexo Rio dos Mangues, como resultado da tectônica tangencial, responsável pela deformação dos metamorfitos.

O Grupo Estrondo constitui-se, da base para topo, de metaconglomerados, de quartzitos puros com níveis de metaconglomerados e de xistos feldspáticos, de xistos grafitosos, de moscovita xistos com granada, estauroлита e cianita, de mica-quartzo xistos, e de quartzo micaxistos. Anfibolitos, serpentinitos, esteatitos, actinolita xistos, tremolita xistos, talco xistos, anfíbólio-talco xistos e clorita xistos aparecem entremeados nessas rochas.

Os metaconglomerados contêm seixos estirados de quartzo e feldspato potássico, com tamanhos variando de 3 a 11 cm, envolvidos em uma matriz foliada constituída principalmente de quartzo e moscovita, além de biotita e feldspato em quantidades menores. Os quartzitos puros constituem-se essencialmente de quartzo intensamente recristalizados. O acamamento e estratificação cruzada de médio porte, do tipo tabular, são as estruturas primárias mais conspícuas preservadas nessas rochas. Os quartzo micaxistos ocorrem desde níveis centimétricos até camadas de dezenas de metros de espessura, apresentam texturas granolepidoblástica e lepidoblástica, e seus constituintes principais são quartzo, plagioclásio, biotita e moscovita. Os mine

rais acessórios são turmalina, zircão, apatita, carbonatos e minerais opacos. Os xistos grafitosos formam níveis centimétricos a métricos e são constituídos à base de grafita e quartzo, e, em menor quantidade, moscovita. Os xistos com granada, estaurolita e cianita apresentam textura porfiroblástica, definida por esses minerais que estão imersos em uma matriz granolepidoblástica a lepidoblástica formada por plagioclásio, moscovita, biotita e carbonato.

Os anfibolitos têm coloração preta a verde escuro, granulação média e textura variando de nematoblástica a granoblástica. São constituídos por hornblenda e plagioclásio, além de quartzo, titanita, minerais opacos, biotita, epidoto e apatita em percentagens menores. Os anfibólitos xistos incluem clorita-actinolita xistos, clorita-tremolita xistos e antofilita-clorita-actinolita xistos, têm coloração esverdeada, granulação fina a média e mostram textura nematoblástica. Em quantidades menores estão presentes granada, plagioclásio, epidoto, minerais opacos, rutilo, quartzo e carbonatos. Os antofilita-talco xistos são rochas verde esbranquiçadas, com textura lepidoblástica, em que a antofilita forma cristais fibrosos e aciculares, e o talco ocorre sob forma de palhetas orientadas. Quando o anfibólito está ausente, as rochas são talco xistos ou esteatitos, associados aos serpentinitos.

4.5.1.2 Grupo Tocantins

O Grupo Tocantins forma uma faixa contínua no extremo oeste da área e compreende principalmente filitos quartzosericíticos e/ou cloríticos e quartzo-micaxistos. Em proporções menores ocorrem quartzitos puros, sericíticos ou magnetíticos. Veios de quartzo concordantes e discordantes da foliação, com dimensões quilométricas, são freqüentes nessa unidade. Uma feição conspícua nas rochas pelíticas é a presença de uma clivagem de crenulação.

Os filitos têm cor cinza a esverdeado, granulação fina e geralmente mostram alternância milimétrica a centimétrica de níveis pelíticos e psamíticos. Apresentam textura lepidoblástica e granolepidoblástica, são constituídos essencialmente

de sericita, clorita e quartzo, além de magnetita como acessório. Os xistos são texturalmente semelhantes aos filitos e constituem-se de quartzo, moscovita, clorita e biotita; em proporções menores ocorrem plagioclásio, calcita, epidoto, magnetita, apatita, zircão e turmalina.

4.5.1.3 Estruturas

Estruturas primárias acham-se preservadas apenas nos quartzitos basais do Grupo Estrondo. São representados por marcas de onda centimétricas, estratificação cruzada decimétrica a métrica, acamamento caracterizado por leitos composicionalmente distintos (Fig. 4.61) e estratificação gradual.



Fig. 4.61 - Camadas de ortoquartzitos alternadas com quartzo-micaxistos e quartzitos micáceos, definindo o acamamento no Grupo Estrondo. Afloramento localizado na estrada que leva à antena retransmissora de televisão de Paraíso do Norte.

No domínio do Supergrupo Baixo Araguaia existem evidências de quatro etapas de formação de estruturas:

- Primeira etapa de formação de estruturas

A primeira etapa corresponde ao desenvolvimento de dobras desenhadas pelo acamamento (S_0), de ápices espessados e com o plano axial suavemente inclinado para leste. São dobras que variam de centimétricas a quilométricas, apresentam uma xistosidade (S_1) orientada paralelamente ao plano axial e somente é possível reconstituí-las no pacote pisamítico que compõe a base do Grupo Estrondo. As dobras menores geralmente ocorrem isoladas dentro da massa rochosa, refletindo o forte processo de transposição associado, responsável pelo paralelismo das superfícies S_0 e S_1 na maioria dos afloramentos estudados (Fig.4.62).

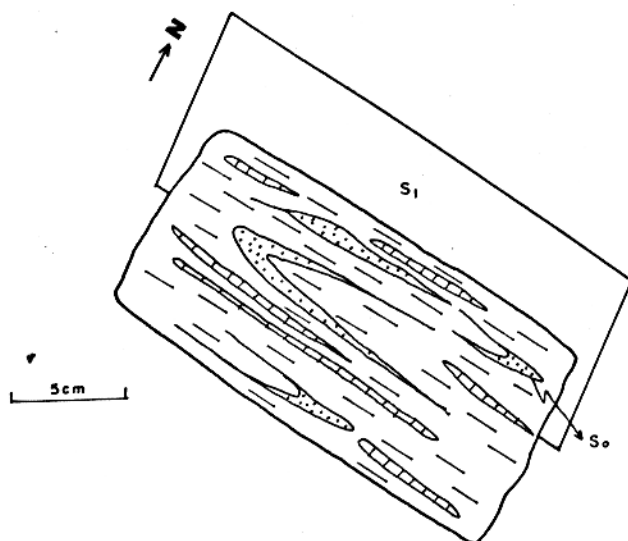


Fig.4.62 - Primeira geração de dobras do Supergrupo Baixo Araguaia, nas adjacências da fazenda Bela Vista.

Dobras hectométricas a quilométricas foram reconstituídas a partir das relações entre S_0 e S_1 , na Serra de São Pedro, a leste da cidade de Paraíso do Norte, e ao longo da rodovia que liga as cidades de Gurupi e Dueré (GO-255). Na Serra de São Pedro, as dobras são desenhadas por camadas de ortoquartzitos e cianitaxistos, apresentam os planos axiais orientados na direção $N15^{\circ}W$, com caimento médio de 20° para ENE, e geralmente mostram os flancos ocidentais das sinclinais em posição invertida, definindo dobras em Z (Fig. 4.63). Os eixos mergulham em média 15° para noroeste. Ao longo da GO-255, as dobras envolvem camadas de quartzitos puros, quartzo micaxistos, xistos grafitosos e me

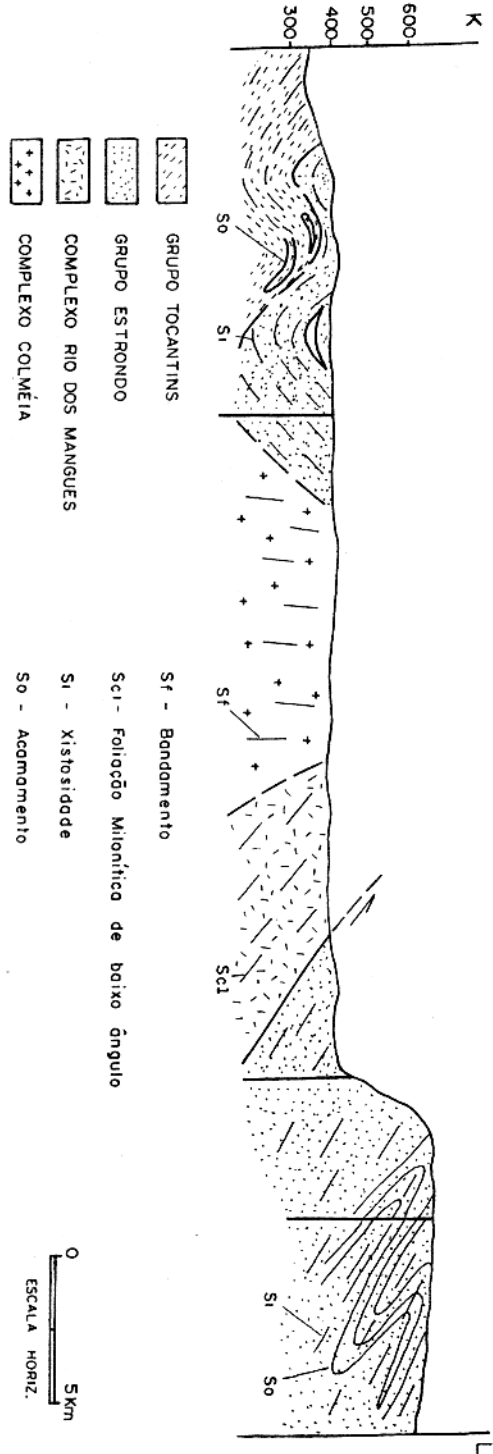


Fig. 4.63 - Seção geológica K-L. Localização: ver Anexo 1.

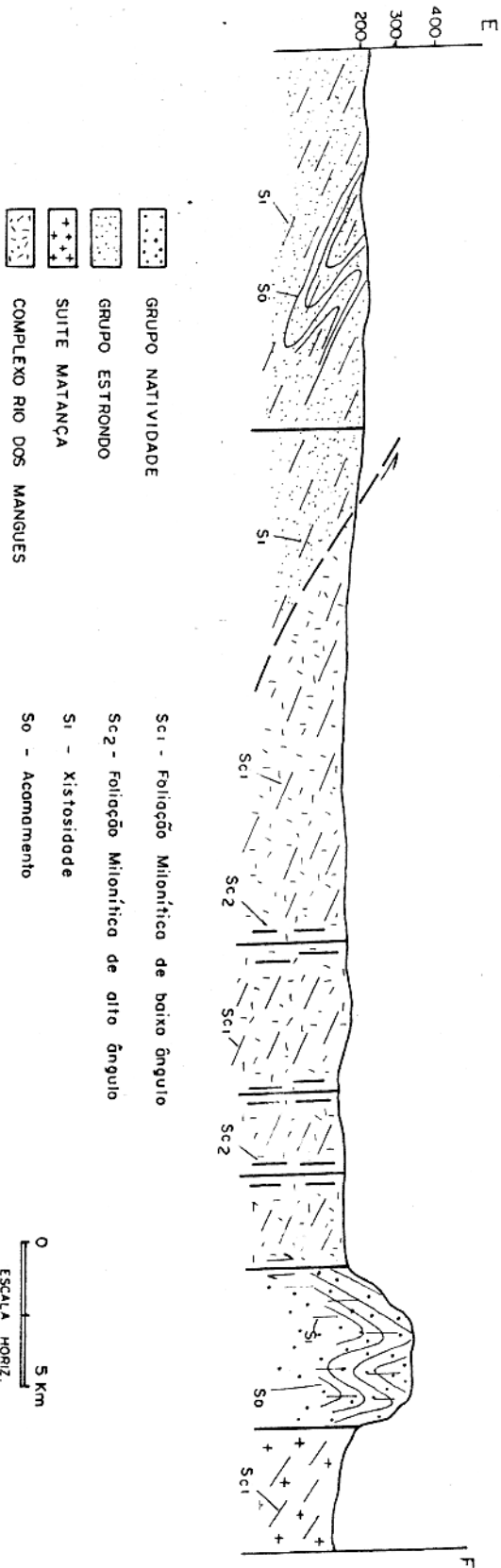


Fig. 4.64 - Seção geológica E-F. Localização: ver Anexo 1.

taultramáfitos, e são geometricamente semelhantes às dobras e xistentes na Serra de São Pedro (Fig. 4.64).

A xistosidade S_1 , gerada durante esse episódio de formacional, tem mergulho suave para leste (Fig. 4.65), acha-se



Fig. 4.65 - Comportamento da xistosidade (S_1) nos metassedimentos do Grupo Estrondo. Afloramento localizado nos ar redores da fazenda Santa Isabel.

penetrativamente desenvolvida nos xistos diversos, mas é incipiente nos pacotes de quartzitos puros. Nos quartzitos constituí dos essencialmente por quartzo, a xistosidade dá lugar a uma clivagem de fratura. Nos xistos do Grupo Estrondo a superfície S_1 é definida pela orientação preferencial de biotita, moscovita, cianita, estaurolita, granada e agregados de quartzo, indica ndo que a maioria desses minerais se cristalizou durante a formação da xistosidade. Alguns cristais, a exemplo de porfiroblastos de biotita e granada, orientados, estirados e com sombras de pressão, podem eventualmente ter iniciado seu crescimento antes dessa etapa deformacional (Fig. 4.66). Por outro lado, existem cristais de granada que apresentam uma foliação interna, definida por inclusões de quartzo, discordante e concordante com a foliação externa, sugerindo que o crescimento deste mine ral foi sin- S_1 e que deve ter prosseguido até o estágio final da deformação (Fig. 4.67). Porfiroblastos de granada pouco deformados, contendo uma foliação interna concordante com a foliação externa e com bordas muito irregulares, devem ter crescido

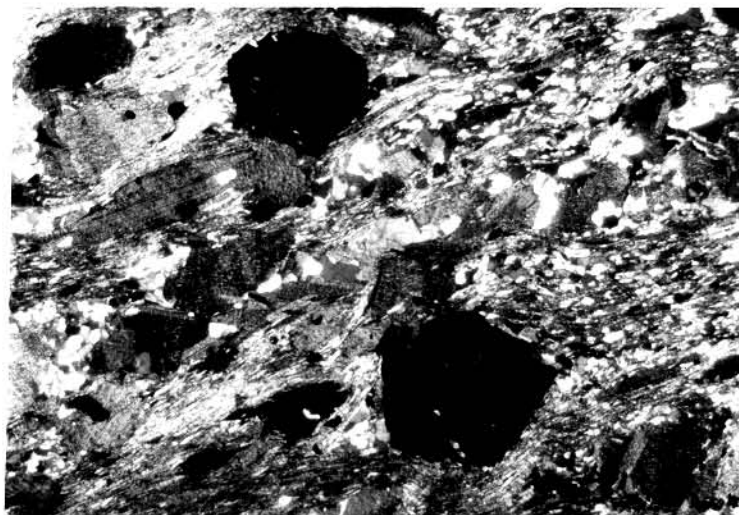


Fig. 4.66 - Porfiroblastos de biotita, provavelmente pré- S_1 , e porfiroblastos de granada sin- S_1 em xistos do Grupo Estrondo. Afloramento localizado na fazenda Jatobá. Polarização cruzada, 20 X.

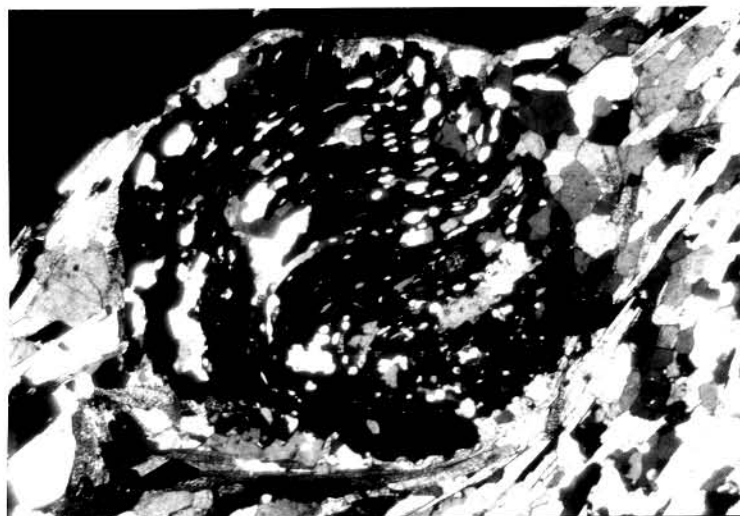


Fig. 4.67 - Porfiroblastos de granada rotacionada, sin- S_1 . Cristais de biotita e moscovita definem S_1 nos xistos do Grupo Estrondo. Afloramento localizado nos arredores da fazenda São João. Polarização cruzada, 20 X.

depois de S_1 (Fig. 4.68). Nos xistos do Grupo Tocantins a xistossidade é formada pela orientação preferencial de moscovita, clorita, quartzo e plagioclásio. Nos locais onde o processo de transposição foi acentuado, aparece um bandamento composicional dado por frações quartzosas, alternadas com frações micáceas;

S_1 é proeminente nas bandas micáceas e é paralela ao bandamento (Fig. 4.69).



Fig. 4.68 - Porfiroblastos de granada e estaurolita sin a tardi- S_1 . A granada apresenta uma foliação interna concordante com a foliação externa em xistos do Grupo Estrondo. Afloramento localizado nos arredores da fazenda São João. Polarização cruzada, 20 X.



Fig. 4.69 - S_1 paralela ao bandamento composicional em quartzo micaxistos do Grupo Estrondo. Afloramento localizado nos arredores da fazenda São Luis.

A interseção da superfície S_1 com o acamamento dá origem a uma lineação (L_1) paralela aos eixos das dobras D_1 , ob

servada com facilidade nos quartzitos micáceos do Grupo Estrondo. Paralelo a L_1 existe também uma lineação formada principalmente pela orientação preferencial de biotita e moscovita contidos nos planos da superfície S_1 .

Durante esse episódio, desenvolveu-se tanto nos gnaisses do Complexo Colméia como nos granada-quartzo xistos do Grupo Rio do Coco, uma xistosidade orientada na direção submeridiana e inclinada para leste. Dobras desenhadas pelas superfícies mais antigas não foram encontradas. Contudo, tais feições dificilmente se desenvolveram, se considerarmos a intensidade da deformação e o gradiente térmico alcançado nesse evento.

- Segunda etapa de formação de estruturas

A segunda etapa é caracterizada principalmente pela deformação da superfície S_1 , em dobras de âpices pouco espessos, com planos axiais orientados na direção NNW, mergulhando em média 50° para leste. São dobras que variam de centimétricas a quilométricas, definem um padrão holomórfico caracterizado pela alternância regular de sinformas e antiformas, constituídos por dobras em S e Z (Fig. 4.70). As dobras maiores não são ob

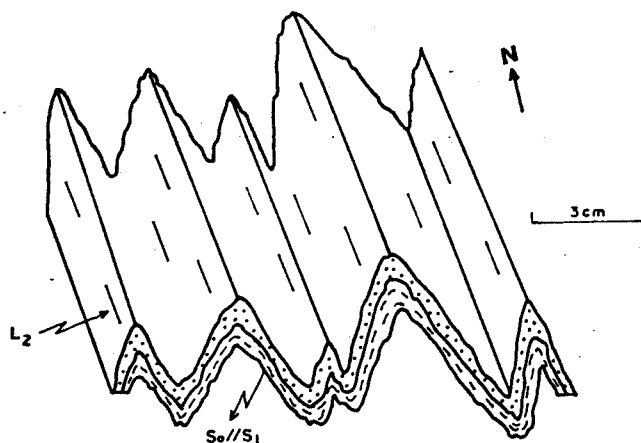


Fig. 4.70- Segunda geração de dobras do Supergrupo Baixo Araguaia, nos arredores da fazenda Bela Vista.

servadas com facilidade nos produtos de sensores remotos, em função da inexpressividade do relevo. Nas regiões a sul e a leste das cidades de Pium e Cristalândia, a partir das dobras menores, foi possível reconstituir a geometria das dobras quilométricas.

tricas. Tratam-se de dobras assimétricas com os flancos ocidentais das antiformas geralmente mais empinados que os flancos orientais, e com os ângulos interflancos extremamente variáveis, caracterizando um sistema constituído por dobras fechadas a suaves. Nessa região, a posição espacial das dobras foi substancialmente modificada pelas falhas transcorrentes sinistras geradas em eventos posteriores.

Não há registro do desenvolvimento de uma xistosidade paralela aos planos axiais das dobras D_2 , de modo que a abstrata superfície axial corresponde à superfície S_2 .

Durante esse evento, os veios de quartzo concordante com a superfície S_1 foram rompidos e encontram-se formando boudins alongados na direção dos eixos das dobras D_2 .

Os melhores registros dessa deformação no embasamento estão presentes nos xistos do Grupo Rio do Coco, onde existem dobras desenhadas pelas superfícies mais antigas e pela superfície S_1 , localmente desenvolvida. Formou-se também uma forte lineação mineral na direção N-S, paralela aos eixos das dobras (Fig. 4.71).

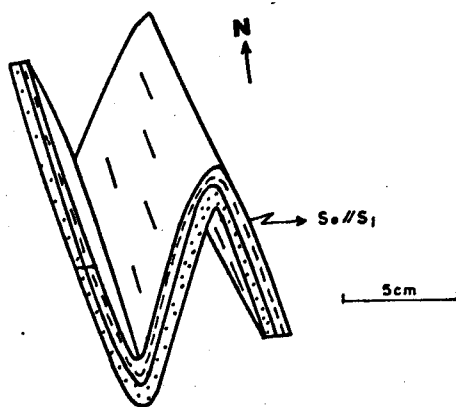


Fig. 4.71 - Dobras no Grupo Rio do Coco correlacionadas a D_2 do Supergrupo Baixo Araguaia nos arredores da fazenda Canto Bom.

- Terceira etapa de formação das estruturas

Essa etapa refere-se ao desenvolvimento local de

uma clivagem de crenulação (S_3) subvertical orientada na direção NNW e observada com maior regularidade nos xistos do Grupo Tocantins. Geralmente essa superfície transpõe completamente as superfícies S_0 , S_1 e S_2 . Mais ao norte, fora da área estudada, D_2 e D_3 são claramente diferenciáveis.

Geraram-se dobras (D_3) milimétricas a centimétricas, desenhadas pela superfície S_1 , com ou sem espessamento dos ápices. O aspecto morfológico das dobras pode variar em função da composição do material envolvido, da posição do plano axial e do ângulo interflancos, de tal modo que em um único afloramento podem existir dobras assimétricas e simétricas, variando de fechadas a abertas (Fig. 4.72).

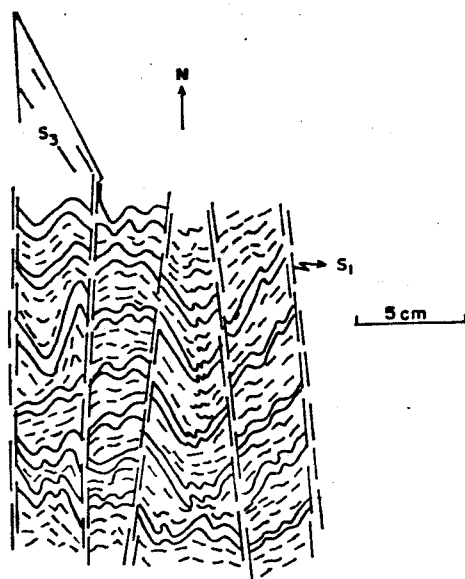


Fig. 4.72 - Terceira geração de dobras do supergrupo Baixo Araguaia.

Nos planos de S_3 existe uma lineação (L_3) formada pela interseção $S_3 \times S_1$, na direção dos eixos D_3 .

Ao longo de S_3 as micas estão reorientadas. Também há micas neoformadas (microporfiroblastos). Além disso, há microporfiroblastos de micas não orientados na rocha (Fig. 4.73). Distingue-se, portanto, três gerações de micas.

- Quarta etapa de formação de estruturas

No domínio do Grupo Estrondo, existem dobras quilo

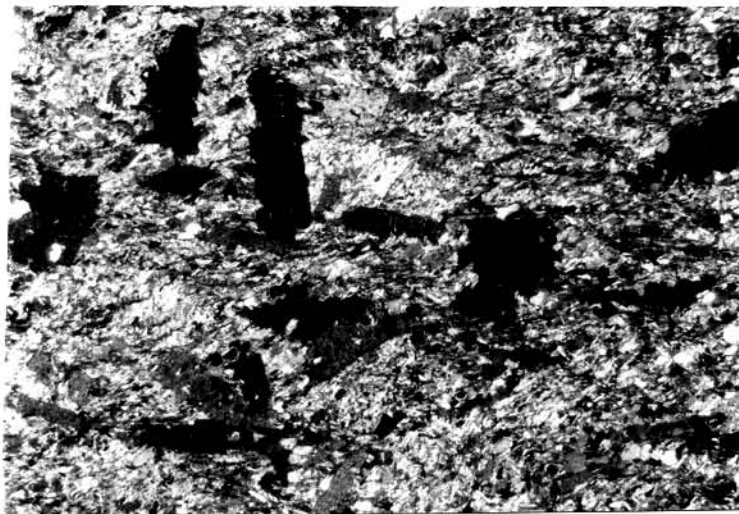


Fig. 4.73 - Porfiroblastos de biotita pós- S_1 , provavelmente associados ao desenvolvimento de S_3 no Supergrupo Baixo Araguaia. Afloramento localizado nas adjacências da fazenda São Luis. Polarização cruzada, 20 X.

métricas de caráter flexural, destacando-se o anticlinório de Paraíso do Norte e as estruturas dômicas localizadas a noroeste e a sudeste da vila de Nova Rosalândia (Fig. 4.74).

O anticlinório de Paraíso do Norte estende-se por mais de 30Km na direção NW-SE, o plano axial é vertical e o eixo apresenta um caimento de aproximadamente 12° para noroeste. Trata-se de uma dobra aberta, isópaca, desenvolvida em níveis estruturais superiores. Seu flanco leste é realçado na topografia pelos quartzitos que formam a Serra de São Pedro, onde se pode observar uma família de juntas, com disposição radial, intimamente associada ao dobramento. No seu núcleo afloram rochas pertencentes ao Complexo Colméia e ao Grupo Rio do Coco.

O sinclinório do Rio do Coco, formado por rochas dos grupos Estrondo e Rio do Coco adjacentes ao anticlinório de Paraíso do Norte, faz parte também dessa última geração de dobras. Esse sinclinório é levemente assimétrico de caráter isópaco, com eixo orientado na direção $N39^{\circ}W$, mergulhando 10° para noroeste e tem plano axial subvertical.

As estruturas dômicas são realçadas nos produtos de sensores remotos através de um padrão de drenagem anômalo e por rochas quartzíticas da base do Grupo Estrondo. Nos núcleos

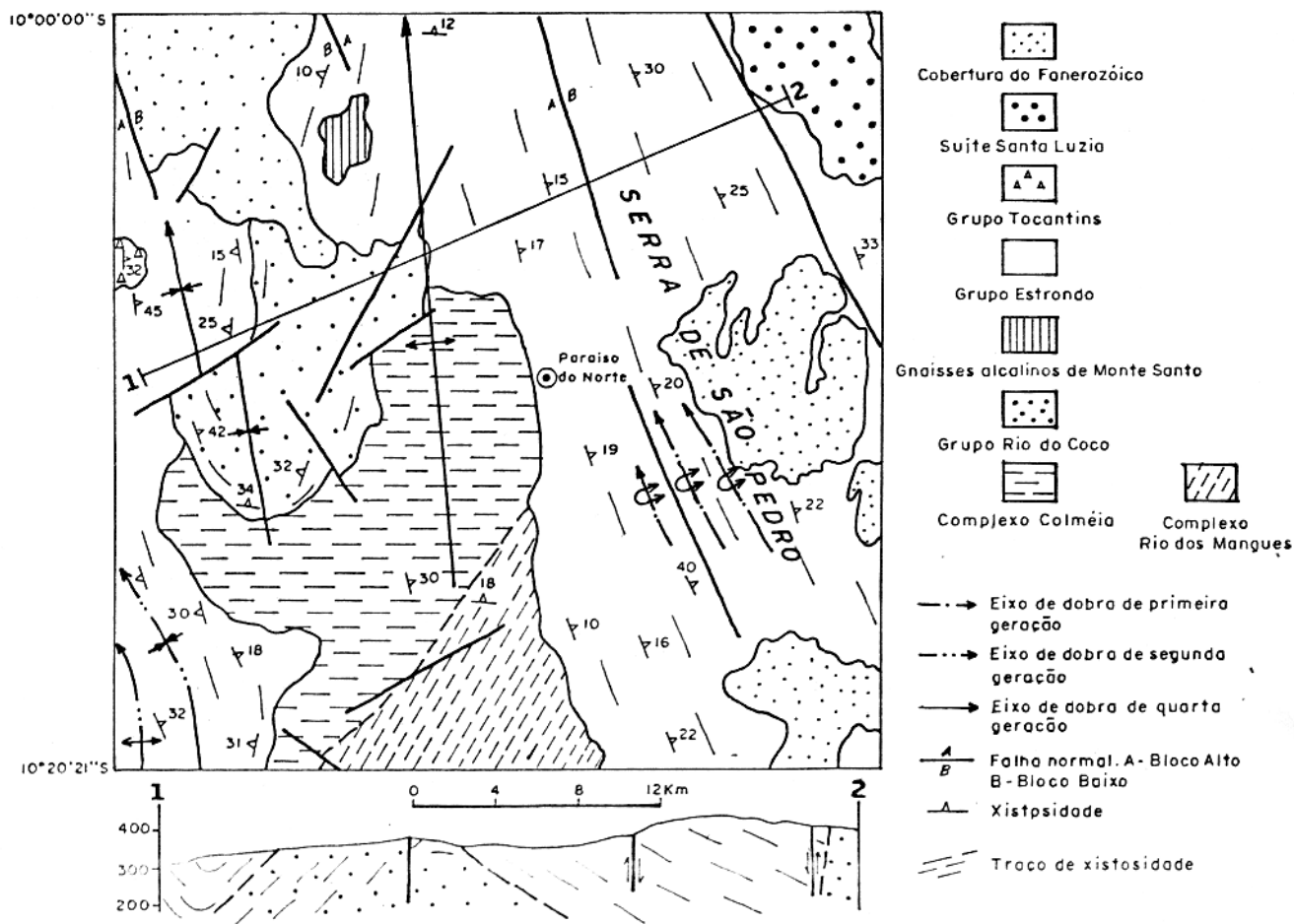


Fig. 4.74 - Mapa geológico da região de Paraiso do Norte.

destas feições expõem-se corpos de rochas graníticas, vinculados à Suíte Santa Luzia, sugerindo uma íntima associação das estruturas com a colocação dos diápiros de granitos, apenas parcialmente expostos.

4.5.1.4 Metamorfismo

Na parte leste da área de ocorrência do Supergrupo Baixo Araguaia estão expostas as unidades litológicas que compõem a porção basal do Grupo Estrondo, representadas por metaconglomerados e quartzitos com intercalações de mica-quartzoxistos e de xistos com granada, estaurolita e cianita. Os quartzitos no geral exibem feições granoblásticas, definidas por agregados de quartzo com contatos poligonais (Fig. 4.75). Os xistos constituídos à base de quartzo, plagioclásio, biotita e moscovita apresentam texturas granolepidoblástica e lepidoblas

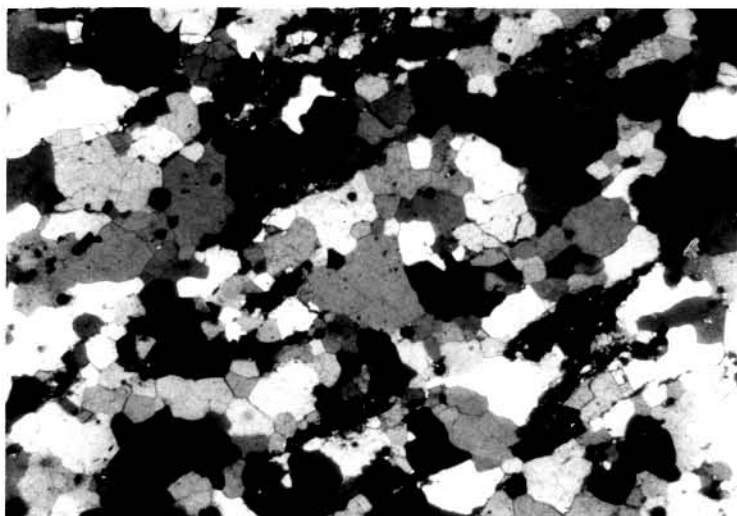


Fig. 4.75 - Textura granoblástica poligonal dos ortoquartzitos do Grupo Estrondo. Afloramento localizado na fazenda Canto Alegre. Polarização cruzada, 20 X.

Os cristais de quartzo estão intensamente fraturados, estirados, com forte extinção ondulante e seus contatos com os cristais de plagioclásio e com as micas são poligonais e retos respectivamente. O plagioclásio tem composição An_{26-29} , mostra geminação segundo a lei da albita e alguns cristais encontram-se alterados para sericita.

Os xistos com granada, estaurolita e cianita são caracterizados texturalmente por porfiroblastos desses minerais, imersos em uma matriz granolepidoblástica a lepidoblástica constituída essencialmente por plagioclásio, moscovita, biotita e carbonatos (Figs. 4.76 e 4.77). Os cristais de granada estão frequentemente fraturados, estirados e acham-se parcialmente cloritizados. A estaurolita e a cianita ocorrem como cristais prismáticos, orientados, fraturados e encurvados. Os cristais de plagioclásio têm composição An_{24-30} e juntamente com os demais minerais definem a xistosidade (S_1), penetrativamente desenvolvida.

À medida que se caminha para oeste, passam a predominar os conjuntos rochosos que caracterizam a parte superior do Grupo Estrondo, onde se distinguem essencialmente quartzo micaxistos com conteúdos variáveis de granada e hornblenda, apresentando intercalações de micaxistos e xistos grafitosos. São caracterizados texturalmente pela alternância de faixas granoblasticas

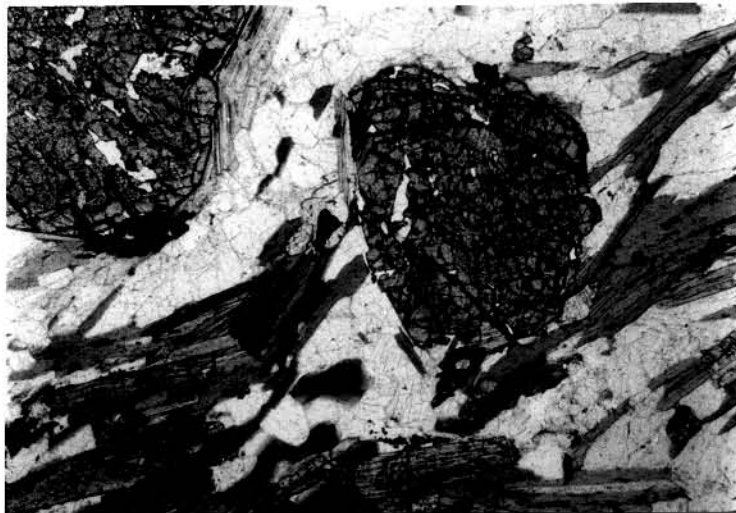


Fig. 4.76 - Porfiroblastos de granada e cianita sin- S_1 em xistos do Grupo Estrondo. Afloramento situado na fazenda Jabotá. Polarização paralela, 20 X.

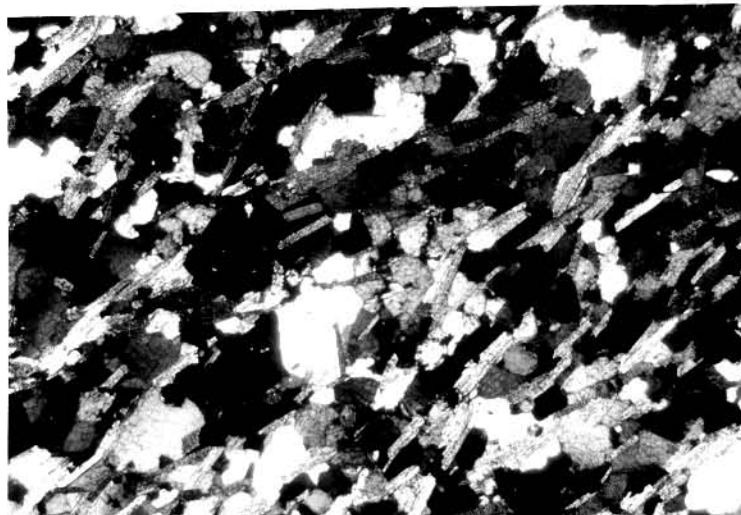


Fig. 4.77 - Arranjo granolepidoblástico definido por quartzo, biotita e moscovita, em quartzo micaxistos do Grupo Estrondo. Afloramento localizado na fazenda Santa Cruz. Polarização cruzada, 20 X.

blásticas, constituídas por quartzo e plagioclásio (An_{12-22}),

com faixas lepidoblásticas e granolepidoblásticas ricas em biotita, moscovita, epidoto, granada e/ou hornblenda (Fig. 4.78).

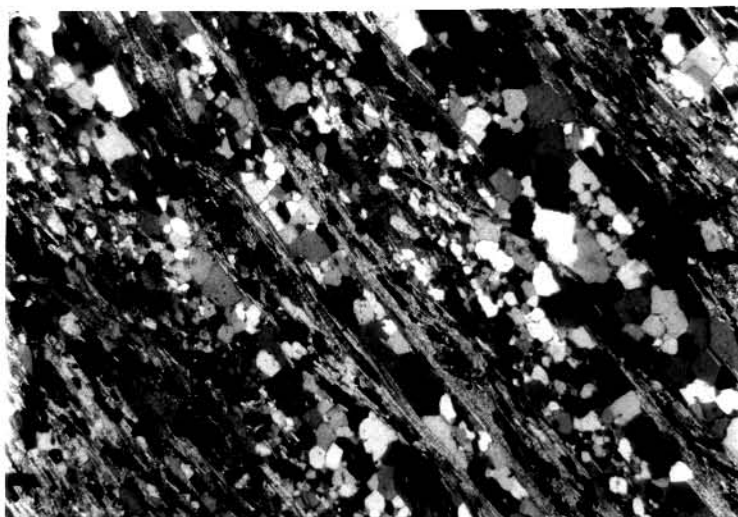


Fig. 4.78 - Alternância de faixas granoblásticas de quartzo mais plagioclásio, com faixas lepidoblásticas de biotita e moscovita em xistos do Grupo Estrondo. Afloramento localizado na fazenda Morro Preto. Polarização cruzada, 20 X.

As rochas metamáficas e metaultramáficas ocorrem em todo o domínio do Grupo Estrondo. Contudo, verifica-se que os termos petrográficos constituídos à base de hornblenda, granada e plagioclásio mais cálcico (oligoclásio e andesina) predominam na parte leste, passando para termos com associações representadas por antofilita-tremolita-clorita e antofilita-talco na parte central, seguidos por tipos litológicos caracterizados por tremolita, actinolita, epidoto, clorita e albita na porção oeste.

No domínio do Grupo Tocantins, observa-se que, de leste para oeste, ocorrem quartzo-micaxistos, passando para filitos quartzo-sericíticos e/ou cloríticos. Os xistos apresentam textura lepidoblástica a granolepidoblástica, definidas por cristais de quartzo, moscovita, clorita e biotita, além de plagioclásio, calcita, epidoto e magnetita em quantidades menores. A clorita ocorre como palhetas intercrescidas com cristais de moscovita e biotita. A biotita pode formar concentrações expressivas nos planos de clivagem de crenulação. O plagioclásio tem

composição An_{6-8} e ocorre apenas nas frações granoblásticas ricas em quartzo.

Os filitos têm granulação fina, geralmente mostram alternância milimétrica a centimétrica de níveis mais micáceos e mais quartzosos, sugerindo possivelmente uma estrutura primária preservada. Apresentam textura lepidoblástica a granolítica, definidas por cristais de sericita, clorita, quartzo e magnetita. A sericita juntamente com o quartzo são os minerais dominantes e definem a superfície S_1 . A clorita ocorre sob a forma de finas palhetas orientadas e raramente torna-se um mineral importante na constituição dos filitos.

Considerando as rochas metapelíticas do Supergrupo Baixo Araguaia, é possível caracterizar as seguintes assembléias mineralógicas:

1. quartzo+plagioclásio (An_{29})+granada+estauroлита+ cianita+biotita+moscovita.
2. quartzo+plagioclásio (An_{30})+granada+hornblenda.
3. quartzo+plagioclásio (An_{27})+granada+biotita+moscovita.
4. quartzo+plagioclásio (An_{16-25})+granada+biotita+moscovita+calcita+epidoto.
5. quartzo+plagioclásio (An_{18})+granada+biotita+moscovita + clorita+epidoto.
6. quartzo+plagioclásio (An_{16})+biotita+moscovita+clorita + calcita+epidoto.
7. quartzo+plagioclásio (An_{12})+biotita+moscovita+calcita + epidoto.
8. quartzo+plagioclásio (An_{6-8})+biotita+moscovita+clorita+ calcita+epidoto+magnetita.

As assembléias 1, 2 e 3 ocorrem na parte centro-leste da área de exposição do Grupo Estrondo, enquanto que as assembléias 4, 5, 6 e 7 caracterizam a região de passagem do Grupo Estrondo para o Grupo Tocantins. A assembléia 8 encontra-se no domínio do Grupo Tocantins.

Considerando a distribuição dos principais tipos litológicos que compõem o Supergrupo Baixo Araguaia e as assem

bléias mineralógicas presentes, constata-se que, de leste para oeste, há uma variação regular da fácies anfibolito média para a fácies xisto verde média.

Embora a distribuição das unidades litológicas permita definir faixas submeridianas, com larguras variáveis, caracterizadas pela presença de sericita, clorita, biotita, granada, estauroлита e cianita, o comportamento espacial das isógradas foi substancialmente modificado pelas deformações que se sucederam ao evento de formação da xistosidade S_1 . Portanto, a delimitação precisa das zonas metamórficas exige dados mais detalhados sobre a disposição espacial dos diversos corpos rochosos.

4.5.1.5 Aspectos Regionais

O Supergrupo Baixo Araguaia, como acima descrito, representa parte da unidade que tem continuidade para norte e para sul, configurando a faixa de dobramentos Araguaia (Hasui et al., 1980 a).

Os aspectos deformacionais e metamórficos, bem como os litológicos, não destoam dos que foram descritos mais a norte (Abreu, 1978; Abreu e Hasui, 1978; Silva e Hasui, 1978; Silva, 1980; Hasui et al., 1981 e Hasui et al., 1984 b). Os elementos estruturais desenvolveram-se em quatro estágios principais, sendo que o primeiro foi mais importante, associando-se deslocamentos quilométricos para oeste. As principais assembléias mineralógicas se formaram durante essa movimentação.

Os processos deformacionais e metamórficos abrangem-se para oeste, sugerindo uma assimetria da faixa de dobramentos Araguaia. A assimetria foi acentuada com o desenvolvimento de estruturas dômicas na parte oriental dessa unidade. Acima do paralelo $10^{\circ}S$, já foram definidas pelo menos dez estruturas dômicas (Puty et al., 1972; Silva et al., 1974; Abreu, 1978; Costa, 1980; Santos, 1983; Macambira, 1983; Teixeira, 1984 e Souza, 1984), semelhantes às que ocorrem na área estudada. Nos seus núcleos afloram rochas do Complexo Colméia ou granitos isotrópicos. Essas feições definem um cordão de braquidobras, cujo desenvolvimento parece estar ligado à ascensão de granitos correlacionáveis aos da Suíte Santa Luzia (Hasui et al., 1984 b).

O alinhamento dos corpos graníticos sugere a existência de um eixo térmico, com mais de 600Km de extensão, ligado ao último estágio de evolução da faixa de dobramentos Araguaia (Guerreiro e Silva, 1978; Silva, 1980; Hasui et al., 1984 a).

As análises Rb/Sr efetuadas em xistos do Grupo Estrondo por Hasui et al. (1980 a) revelaram uma idade de 1050 Ma levando os autores a interpretarem o Supergrupo Baixo Araguaia como uma unidade independente do segmento mais a sul (faixa brasileira). Sugeriram também que a evolução termo-tectônica da faixa de dobramentos Araguaia estaria vinculada ao ciclo Uruaquano. Essa interpretação sofreu o embate de novos dados isocronicos, obtidos em xistos do Grupo Estrondo, com valores de 550 Ma. Esses dados foram interpretados como sendo a idade do metamorfismo regional (Sá, et al. 1980; Macambira et al. 1982). O Grupo Estrondo foi interpretado por Cunha et al. (1981), como uma unidade do Proterozóico Inferior, a partir da obtenção de uma isocrona de referência, com valor de 1800 Ma, em xistos da região de Colméia. Como se vê, os dados geocronológicos são poucos e mostram que o Grupo Estrondo deve incluir conjuntos rochosos que apresentam idades em torno de 1800 Ma., 1050 Ma. e 550 Ma. A época de implantação da faixa de dobramentos Araguaia só será definida a partir do desenvolvimento de novos trabalhos de maior detalhe e em maior volume.

4.5.2 Grupo Natividade

4.5.2.1 Constituição Litológica

As rochas que compõem o Grupo Natividade ocorrem em faixas estreitas e alongadas na direção nordeste, separadas pelas rochas do Complexo Manoel Alves e Goiano, e do Grupo Riachão do Ouro.

A faixa compreendida entre as cidades de Porto Nacional e Monte do Carmo estende-se para sudeste até as adjacências da cidade de Gurupi. Ao norte e ao sul da cidade de Ipueriras, essa faixa torna-se descontínua, devido às exposições dos corpos graníticos da Suíte Lajeado. Seus limites com as unidades adjacentes, tanto a leste como a oeste, são representados

por falhas normais. No extremo nordeste essa faixa acha-se encoberta por sedimentos da Formação Monte do Carmo e da Bacia do Parnaíba. Os melhores afloramentos ocorrem nas Serras Manoel do Carmo, Santo Antonio e do Carmo. Em qualquer perfil transversal às Serras Manoel do Carmo e Santo Antonio, pode-se reconstituir a lito-estratigrafia dessa faixa. É constituída por um conjunto essencialmente psamítico, com aproximadamente 800m de espessura, onde se reconhece da base para o topo, metaconglomerados contendo seixos de quartzo e quartzitos imersos em uma matriz arenosa, quartzitos puros com seixos de quartzo, quartzito micáceo com intercalações de tremolita-actinolita xistos, filitos e metavulcânicas ácidas e quartzitos micáceos com intercalações de filitos (Fig. 4.79).

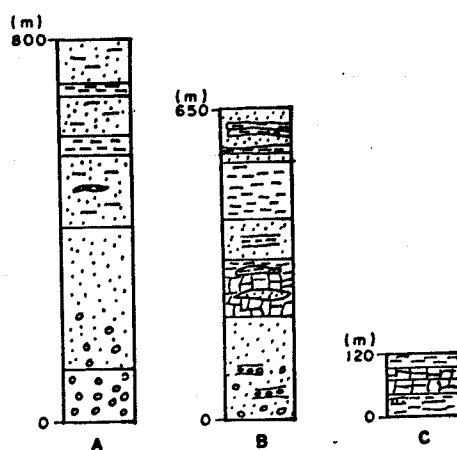


Fig.4.79 - Seção colunar do Grupo Natividade, entre Porto Nacional e Monte do Carmo (A); entre Natividade e Almas (B); e a NE de Almas (C).

Nos quartzitos estão preservadas estruturas primárias representadas por estratificação cruzada de médio porte, marcas de onda e acamamento. Os filitos e xistos acham-se fortemente foliados e localmente crenulados. As rochas definidas como metavulcânicas são caracterizadas texturalmente por cristais eudrais de quartzo azulado envolvidos por uma matriz fina, intensamente silicificada. É comum ocorrerem intercalações de material brechóide com seixos de rochas vulcânicas porfiríticas, imersos em uma matriz argilosa a siltica.

A faixa situada entre as cidades de Natividade e

Almas prolonga-se para nordeste, desaparecendo sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba, além do paralelo $11^{\circ}30'S$. Faz contato a oeste com os xistos da Formação Morro do Aquiles, através de uma falha normal e a leste passa discordantemente para as rochas dos terrenos granito-"greenstone". Localmente é encoberta por sedimentos terciário-quadernários. Boas exposições podem ser observadas nas serras Vaca Brava, Natividade e Santa Clara. A seção mais completa é representada por um perfil, saindo do povoado Bonfim, passando através da serra de Santa Clara, em direção a leste. Compreende uma seqüência de aproximadamente 650 metros de espessura onde ocorrem, da base para o topo, ort quartzitos com estratificação cruzada de pequeno a médio porte (Fig. 4.80), contendo níveis conglomeráticos com seixos de



Fig. 4.80 - Estratificação cruzada em quartzitos da base do Grupo Natividade. Afloramento situado nas adjacências da fazenda Formosa.

quartzito e quartzito imersos em uma matriz areno-argilosa, mármores constituídos basicamente por calcita (80%) e quartzito e tendo intercalações de quartzitos sericíticos e filitos sericíticos, quartzitos puros com intercalações de quartzitos sericíticos, clorita filitos e sericita filitos bastante foliados e crenulados, e sericita quartzitos com intercalações métricas de sericita filitos e lentes de mármore (Fig. 4.79).

A faixa localizada a nordeste da cidade de Almas estende-se por mais de 30 quilômetros na direção nordeste. Des

taca-se na topografia, sustentando as serras do Barril, Prata, Ladainha, Engano, Gritados, Maximiano e Cavalo Morto, onde boas exposições podem ser encontradas. Apenas as porções meridionais dessa faixa ocorrem na área aqui abordada, sobrepondo discordantemente as rochas dos terrenos granito-"greenstone".

De acordo com Correa Filho e Sá (1980), essa faixa engloba um pacote de aproximadamente 120 metros de espessura, representado, da base para o topo, por clorita-sericita-quartzo xistos com lentes de quartzitos conglomeráticos contendo seixos de quartzo e quartzitos envolvidos por uma matriz quartzosa e micácea, por clorita-sericita-quartzo xistos carbonáticos com lentes de mármore, por mármore impuro, às vezes dolomítico, com intercalações de metabrecha sinsedimentar e lentes de filitos sericíticos, por clorita-sericita-quartzo xisto, localmente carbonáticos, e por quartzitos sericíticos (Fig. 4.79).

O Grupo Natividade é considerado aqui uma unidade que teve seu desenvolvimento ligado aos processos termo-tectônicos do Proterozóico Médio, contemporâneo ao estabelecimento do Supergrupo Baixo Araguaia.

Os dados litológicos mostram que o Grupo Natividade é produto de uma sedimentação tipicamente plataformal, onde águas mais rasas prevaleceram na parte oeste, a julgar pela expressiva contribuição arenosa com pequenas intercalações pelíticas entre as cidades de Porto Nacional e Monte do Carmo. A importante contribuição carbonática entre as cidades de Natividade e Almas indica que condições de águas mais profundas foram alcançadas na parte centro-leste da bacia.

Não há evidências de sub-bacias na época da sedimentação. Ao contrário, as colunas da Fig. 4.79 sugerem a existência de uma bacia com variação faciológica. As falhas posteriores é que parecem ter criado a compartimentação, favorecendo a erosão dos metassedimentos nos blocos elevados e dificultando a subdivisão estratigráfica do grupo.

4.5.2.2 Estruturas

A deformação no Grupo Natividade é caracterizada

essencialmente por dobras que variam de centimétricas a quilométricas, desenhadas pelo acamamento (S_0). São dobras de estilos variados, que apresentam uma xistosidade (S_1) na posição do plano axial desenvolvida penetrativamente nas rochas pelíticas. Nos pacotes de quartzito, a xistosidade dá lugar a uma clivagem de fratura (Fig. 4.81).



Fig. 4.81 - Aspecto da clivagem de fratura em quartzitos puros do Grupo Natividade. Afloramento situado no Poção, na cidade de Natividade.

No conjunto localizado entre as cidades de Porto Nacional, Monte do Carmo e Gurupi as dobras apresentam estilos bastante variados. Na parte nordeste as dobras são reversas, com os planos axiais, no lado leste, tombados para oeste e, no lado oeste, tombados para leste, definindo uma geometria semelhante a de um antinclinório (Fig. 4.82). No núcleo expõem-se vários

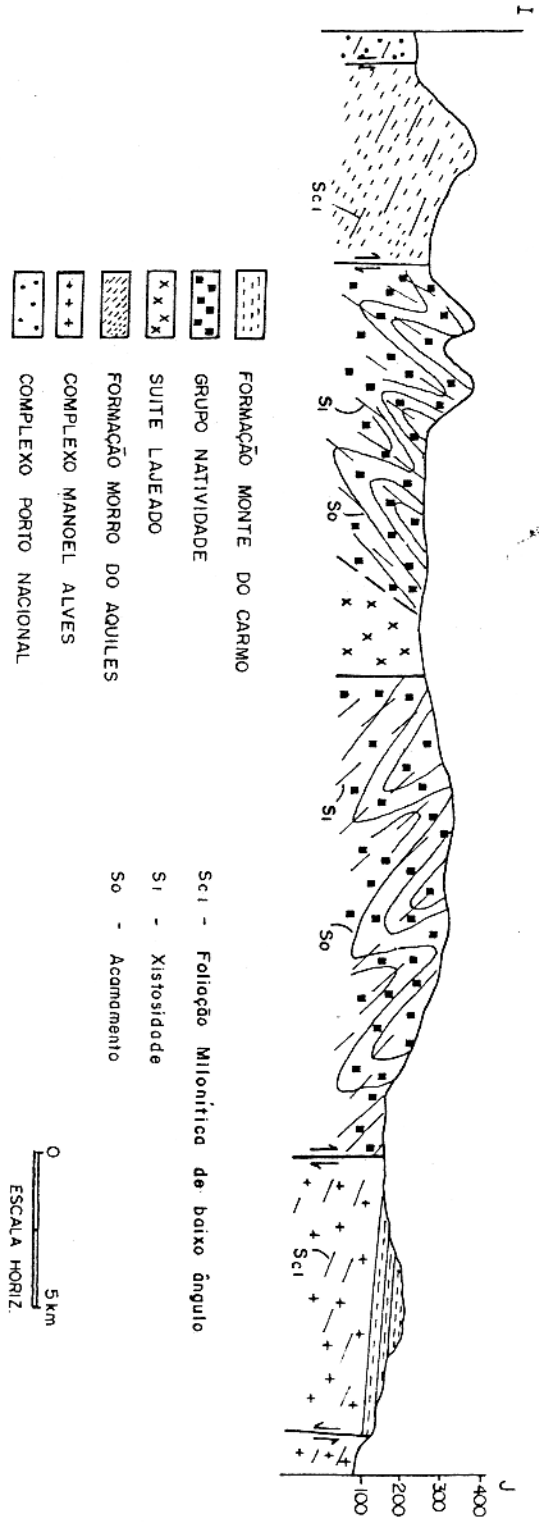


Fig. 4.82 - Seção geológica I-J. Localização: ver Anexo 1.

corpos graníticos da Suíte Lajeado, formando serras expressivas. A porção sudoeste é caracterizada por dobras abertas e fechadas, com planos axiais verticais (Fig. 4.64). O desenvolvimento de dobras com estilos tão variados, nesse setor, pode ter ligação com a existência de blocos do embasamento que funcionaram como anteparos em relação à deformação.

A seqüência compreendida entre as cidades de Natividade e Almas mostra dobras orientadas na direção $N30^{\circ}E$, apresentando também variações no estilo, de oeste para leste. Na parte oeste, as dobras são fechadas a isoclinais, com planos axiais inclinados de 60° para noroeste e com os flancos leste dos anticlinais geralmente em posição invertida. Para leste, depois do bloco constituído por rochas do Complexo Manoel Alves, as dobras apresentam os planos axiais subverticais, com ângulos interflancos gradativamente maiores em direção a leste, definindo um sistema de dobras variando de isoclinais a suaves (Fig. 4.83). Os eixos inclinam-se sistematicamente para nordeste, com valor médio de 12° . A variação no estilo sugere que entre a cidade de Natividade e o povoado Bonfim existia um bloco rígido, formado por rochas do Complexo Manoel Alves, que controlou o desenvolvimento de dobras inversas na parte oeste.

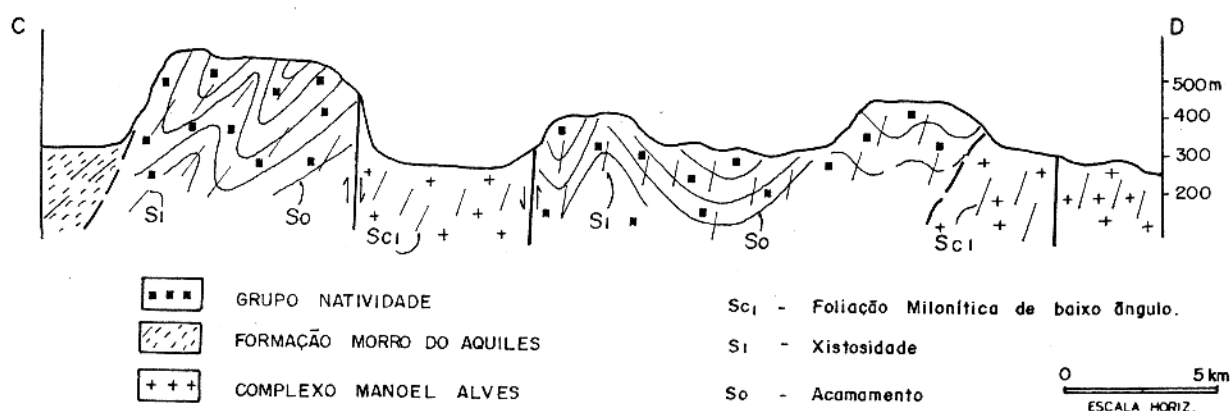


Fig. 4.83 - Secão geológica C-D. Localização: ver Anexo 1.

A seqüência localizada a norte-nordeste da cidade de Almas é caracterizada por dobras com planos axiais verticais, orientadas na direção $N13^{\circ}W$. Corrêa Filho e Sá (1980) mostraram que existem também dobras com planos axiais inclinados para leste, compondo um sistema de dobras assimétricas e fechadas.

Localmente, nos níveis pelíticos intercalados nos

espessos pacotes de quartzitos, existe uma clivagem de crenulação que deve ter se formado em função do comportamento físico diferente dos tipos litológicos em relação ao sistema de tensão atuante.

O estiramento paralelo aos eixos das dobras, na direção do eixo do elipsóide de deformação, permitiu o desenvolvimento de uma família expressiva de juntas, perpendiculares aos eixos (Fig. 4.84), que se acham preenchidas por veios de quart

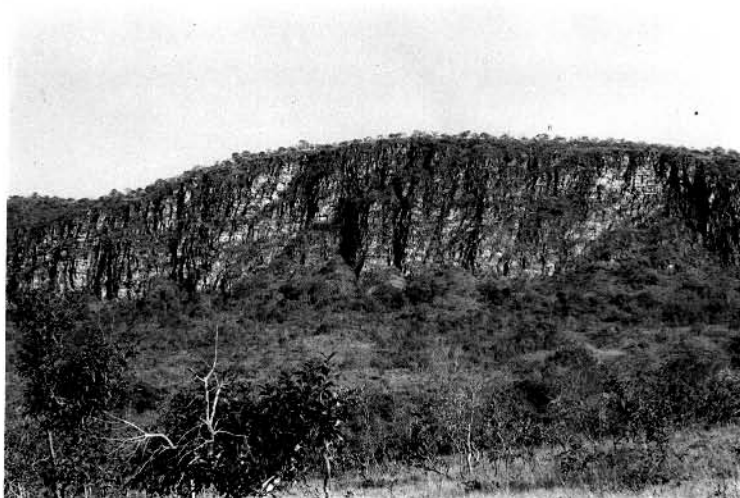


Fig. 4.84 - Juntas perpendiculares aos eixos das dobras do Grupo Natividade. Afloramento localizado na parte leste da Serra de Natividade.

zo mineralizados em ouro. Propiciou também a formação de lineação mineral e transformou os seixos dos níveis conglomeráticos em elípses e bastões paralelos aos eixos das dobras (Fig.4.85).

As rochas do embasamento comportaram-se de maneira relativamente rígida durante esse evento deformacional. Formaram-se ondulações desenhadas principalmente pela foliação milonítica de baixo ângulo e localmente geraram-se crenulações nos xistos da Formação Morro do Aquiles.

4.5.2.3 Metamorfismo

Os quartzitos puros formam camadas espessas na base do Grupo Natividade e são caracterizados texturalmente por feições granoblásticas equigranulares ou seriadas. É comum nesse

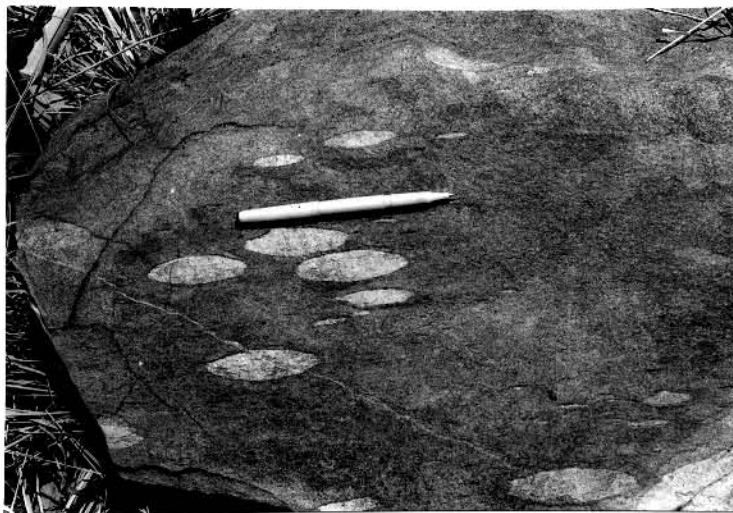


Fig. 4.85 - Seixos de quartzo orientados na direção dos eixos das dobras do Grupo Natividade. Afloramento localizado nos arredores da fazenda Mato Virgem.

nas rochas a presença de grãos detriticos de quartzo, angulosos a subarredondados, envolvidos por agregados granoblásticos de quartzo com contatos em ponto triplice, de granulação mais fina. Os cristais maiores de quartzo frequentemente mostram forte extinção ondulante, estão fraturados e às vezes acham-se estirados e orientados. A moscovita, quando presente, ocorre como palhetas orientadas.

Intercalada nos quartzitos puros que sustentam a Serra de Natividade, existe uma camada de quartzito com cianita e cloritóide (Fig. 4.86). A cianita ocorre envolvendo poiquiloblasticamente os cristais de quartzo e o cloritóide apresenta maclamento polissintético e uma intensa impregnação de minerais opacos.

Os quartzitos micáceos exibem aspectos texturais definidos por cristais maiores de quartzo parcialmente recristalizados, imersos em uma matriz granoblástica equigranular constituída por cristais de quartzo. Texturas granolepidoblásticas e lepidoblásticas formadas por cristais de quartzo e moscovita também existem.

Os mármorees dolomíticos são geralmente maciços, apresentam textura granoblástica, onde os contatos entre os cristais de dolomita podem ser curvos, irregulares, retilíneos e por vezes poligonais. Localmente desenvolve-se a xistosidade

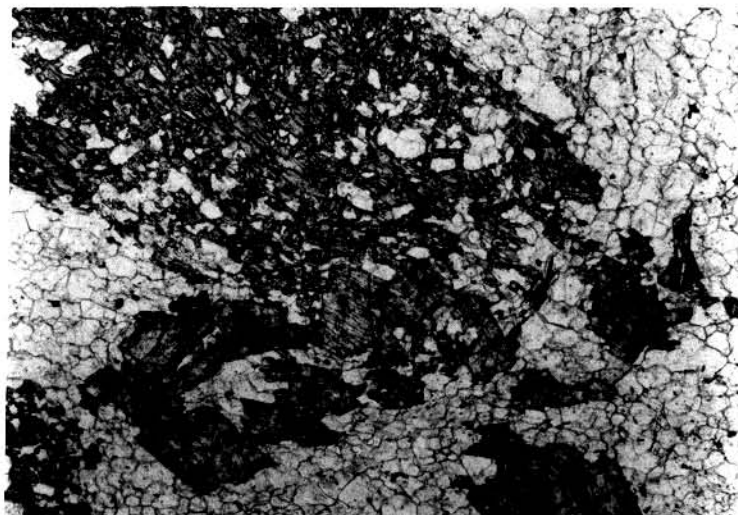


Fig. 4.86 - Aspecto textural dos quartzitos com cianita e cloritóide do Grupo Natividade. A cianita poiquiloblástica, envolve cristais de quartzo. Afloramento localizado na Serra de Natividade a leste da cidade de Natividade. Polarização paralela, 50 X.

(S_1) definida por palhetas de flogopita e clorita, e por cristais de dolomita achatados. Mármore impuros, caracterizados pela alternância de níveis micáceos com níveis carbonáticos, apresentam geralmente textura lepidoblástica e encontram-se penetrativamente foliados.

Os filitos são caracterizados por feições lepidoblásticas, formadas por palhetas de sericita e clorita, subparalelas. Os cristais de quartzo em algumas rochas ocorrem isolados na matriz sericítica ou podem formar faixas de agregados poligonizados orientados na direção da foliação.

As feições texturais abordadas mostram que as transformações mineralógicas se processaram durante o desenvolvimento das dobras e da xistosidade (S_1). As assembléias mineralógicas caracterizadas por quartzo+moscovita+clorita (quartzitos), quartzo+sericita+clorita+plagioclásio (filitos) e \pm quartzo \pm plagioclásio \pm microclíneo \pm clorita \pm flogopita+dolomita (mármore) sugerem que predominaram condições da fácies xisto verde baixa. A associação cloritóide+cianita+moscovita+quartzo permite concluir que localmente a fácies xisto verde média a alta foi alcançada.

Associações mineralógicas definidas por epidoto, sericita, tremolita, actinolita e clorita, observadas localmente nos gnaisses do Complexo Manoel Alves, parecem refletir o envolvimento parcial do embasamento nesse evento térmico. Cristais de clorita, neoformados ao longo dos planos de clivagem de crenulação nos xistos da Formação Morro do Aquiles, são também atribuídos a esse evento.

4.5.2.4 Aspectos Regionais

O Grupo Natividade foi considerado por Barbosa et al. (1973, in Moutinho da Costa et al., 1976) como um prolongamento do Grupo Araí para nordeste, face às similaridades litológicas entre as duas unidades. Essa correlação sempre foi aceita pelos diversos pesquisadores que trabalharam na região (Schobbenhaus et al., 1974; Schobbenhaus et al., 1975 a; Marini et al., 1981; Fuck e Marini, 1981; Corrêa Filho e Sá, 1980). Os grupos Araí e Natividade são interpretados como fácies depositadas em condições de borda de plataforma, enquanto o Grupo Serra da Mesa corresponde as fácies desenvolvidas nas partes mais profundas da bacia (Marini et al., 1984).

Os grupos Serra da Mesa e Araí integram a faixa de dobramentos Uruaçu, desenvolvida no intervalo de 1100 Ma. a 1300 Ma. (Almeida et al., 1976). Como o Grupo Natividade encontra-se no prolongamento dessa faixa, ele representaria sua extensão para norte. De acordo com Marini et al. (1984), nesse setor da faixa de dobramentos Uruaçu, de leste para oeste, há um aumento na intensidade das deformações, passando de dobras suas ves e abertas para dobras isoclinais, que é acompanhada por um aumento do grau metamórfico, indo desde condições anquimetamórficas até a fácies anfibolito de alta temperatura.

Quando se analisa os produtos lito-estruturais e xistentes no compartimento que abriga o Grupo Natividade, constata-se que:

1. O conjunto de xistos ocorrentes nas adjacências da cidade de Goianorte, considerado como pertencente ao Grupo Araxá (Schobbenhaus et al., 1975 a; Cunha et al., 1981) ou ao Grupo Serra da Mesa (Fuck e Marini, 1981; Marini

et al., 1984), mostra aspectos estruturais e petrográficos que permitem correlacioná-lo com a Formação Morro do Aquiles, desenvolvido em um evento termo-tectônico pré-Grupo Natividade. Assim, o Grupo Serra da Mesa não tem continuidade para a região situada a norte do paralelo 12°S.

2. O Grupo Natividade estende-se desde as proximidades da cidade de Dianópolis até as adjacências das cidades de Porto Nacional e Gurupi. Os metassedimentos atribuídos ao Grupo Santo Antônio por Montalvão (1979) fazem parte do Grupo Natividade.
3. Variações na intensidade da deformação de leste para oeste, acompanhadas por um aumento do grau metamórfico, não são observadas nas rochas do Grupo Natividade.

Os aspectos abordados sugerem que, apesar do Grupo Natividade apresentar produtos litológicos e estruturais comparáveis com os do Grupo Araí, as duas unidades fazem parte de compartimentos tectônicos distintos. Assim, o extremo nordeste da faixa de dobramentos Uruaçu deve ser entendido como um bloco que teve uma evolução termo-tectônica diferente dos blocos que contêm os grupos Serra da Mesa, Araí, Araxá e a Formação Canastra, mais a sul.

A descontinuidade gravimétrica, orientada na direção WNW, que passa nas regiões de Paranã, Peixe e Gurupi (Haralyi e Hasui, 1981), provavelmente faz parte do sistema de falhamento Goiano Transversal (Marini et al., 1981) e deve ter tido um papel importante na evolução geológica dos segmentos, onde se depositaram os grupos Serra da Mesa-Araí e Natividade (Haralyi e Hasui, 1981).

4.6 Suíte Santa Luzia

Os vários corpos de granitos isotrópicos alojados nos metassedimentos do Grupo Estrondo, juntamente com os corpos individualizados nos domínios do Complexo Porto Nacional e da Suíte Matança integram a Suíte Santa Luzia. O corpo mais expressivo localiza-se a nordeste da cidade de Paraíso do Norte, nas adjacências da vila Santa Luzia, a qual emprestou o nome à uni

dade. Esse corpo tem forma alongada na direção NNW e alcança 100km de comprimento dentro da área estudada. Nas proximidades dos corpos os metassedimentos do Grupo Estrondo são cortados por veios pegmatíticos e aplíticos.

Os corpos são constituídos por granitos com porções pegmatíticas e granodioríticas de coloração rosada e cinza avermelhado e com granulação variando de média a grossa. São rochas com aspecto predominantemente maciço, podendo apresentar uma foliação incipiente nas bordas.

Os granitos apresentam textura granular hipidiomórfica e localmente são porfiríticos. Os constituintes minerais são microclíneo, plagioclásio de composição An_{8-12} , quartzo e, em quantidades menores, moscovita e biotita. Os acessórios são granada, turmalina, apatita, zircão e minerais opacos. O microclíneo predomina sobre os demais minerais e mostra-se levemente pertitizado.

Os granodioritos têm textura granular hipidiomórfica e são constituídos por plagioclásio, quartzo, microclíneo, biotita e moscovita, além dos acessórios zircão, apatita, calcita e minerais opacos. O plagioclásio (30-40%) tem composição An_{12-16} e apresenta-se maclado segundo a lei da albita, albita-Carlsbad e albita-periclíneo; o quartzo (23%) encontra-se geralmente fraturado e com moderada extinção ondulante; o microclíneo (5-15%) apresenta um maclamento xadrez nítido. Os cristais de biotita e de moscovita (10-15%) estão localmente deformados em estruturas tipo "kink-bands".

Esses corpos são considerados aqui como sendo da mesma geração dos que ocorrem mais a norte, nas regiões de Barrolândia, Colméia e Xambioá, intrusivos no Grupo Estrondo.

4.7 Formação Monte do Carmo

Essa unidade foi definida por Cunha et al. (1981), compreendendo duas ocorrências situadas a norte e a sudeste da cidade de Monte do Carmo. Costa et al. (1982) restringiram essa formação à ocorrência da parte sudeste, já que a outra corresponde na realidade a depósito moderno de encosta. Encontra-se ela preservada em um pequeno gráben, alongado na direção nordeste

te, e acha-se encoberta, na sua porção central, por sedimentos da Formação Pimenteiras.

Compreende um pacote de sedimentos predominantemente imaturos de aproximadamente 150m de espessura, representado por conglomerados polimíticos basais que passam gradativamente para arenitos arcoseanos. Os conglomerados contêm seixos com diâmetros variando desde poucos milímetros até 15cm, de quartzo, quartzito, rocha básica, granito e gnaiss, englobados por uma matriz constituída de arenito arcoseano. É comum aparecerem intercalações de níveis constituídos por seixos com diâmetros de 1 a 2 cm, com pouca matriz, ressaltando a estratificação do pacote. Os arenitos arcoseanos têm coloração esbranquiçada a rósea, granulação de areia fina e apresentam estratificação plano paralela e cruzada tabular de pequeno porte. Em direção ao topo, tornam-se mais grossos, com granulação entre areia média e grossa, onde estão presentes seixos esparsos de quartzo e quartzito. São constituídos por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, fragmentos de rocha e epidoto. Ocorrem também, intercalados nessas rochas, níveis constituídos por minerais opacos essencialmente. Não foram observadas rochas vulcânicas intercaladas nessa seqüência, como descreveu Cunha et al. (1981).

O conjunto é cortado por duas famílias de juntas verticais orientadas nas direções NW-SE e NE-SW, estando algumas preenchidas por quartzo, feldspato, calcita e especularita ou somente por quartzo. São também observadas pequenas falhas normais com orientação N40^oW e N20^oE. O acamamento tem no geral direção N30^oE com caimento de 12^o para SE.

O único dado geocronológico disponível para essa unidade refere-se as análises Rb/Sr apresentadas por Cunha et al. (1981) em rochas vulcânicas intercaladas. A idade isocrônica obtida foi de 1.100 Ma.

4.8 Diques de dacito, andesito e diabásio

Os diques de dacito cortam as rochas do Grupo Natividade e da Formação Monte do Carmo, têm coloração cinza, granulação fina a grossa, e apresentam textura porfirítica, caracte

rizada por fenocristais de plagioclásio, quartzo e biotita imersos em uma matriz fina constituída de plagioclásio (An_{30}), quartzo e biotita. Os minerais acessórios são titanita e zircão, e os secundários são representados por sericita e clorita como produtos de alteração do plagioclásio e biotita respectivamente.

O dique de andesito corta a Formação Monte do Carmo, está bastante silicificado nas bordas e apresenta uma foliação cataclástica orientada na direção NE-SW, localmente desenvolvida. Exibe coloração escura, granulação fina e tem textura porfirítica, definida por cristais de andesina englobados por uma matriz de plagioclásio, diopsídio, biotita, quartzo e minerais opacos.

Os diques de diabásio ocorrem nos Complexos Colméia, Rio dos Mangues, Porto Nacional e Manoel Alves, nos grupos Estrondo e Natividade, e no granitóide Matança. São rochas escuras, de granulação fina a média, apresentam textura ofítica e raramente porfirítica. Plagioclásio (An_{30-40}), hornblenda, tremolita, actinolita, pigeonita e biotita são os minerais essenciais. Titanita, apatita e minerais opacos são acessórios.

Os diques de dacito, andesito e diabásio são de idade pós-Natividade. Eles não aparecem cortando os sedimentos paleozóicos da Bacia do Parnaíba, e provavelmente são pré-silurianos, mas não deve ser descartada a possibilidade de alguns diques básicos serem mais jovens.

4.9 Sistemas de falhas

4.9.1 Caracterização dos sistemas

Na área estudada existem vários sistemas de falhas e de extensos lineamentos fotogeológicos provavelmente correspondentes a falhas, que seccionam as feições antigas dos quatro domínios descritos, inclusive as zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo. Tais falhas refletem o comportamento rúptil da região, que já então estava rígida.

Reconhecem-se quatro sistemas principais:

- o sistema NNE é o mais expressivo, afeta todas as unida

des litológicas e lito-estratigráficas à exceção do Supergrupo Baixo Araguaia. É caracterizado por falhas essencialmente direcionais, com direção variando em torno de $N10^{\circ}-30^{\circ}E$ e com extensões que vão desde poucos quilômetros até várias dezenas de quilômetros. Esse feixe de falhas e de lineamentos corresponde ao que Schobbenhaus et al. (1975b) chamaram de Lineamento Transbrasiliano.

- O sistema NE afeta todas as unidades, acha-se muito bem representado nas regiões central e leste da área, e é definido por falhas transcorrentes dextrais orientadas na direção $N40^{\circ}-60^{\circ}E$. Suas dimensões podem alcançar várias dezenas de quilômetros. Os traços do acamamento, da xistosidade e das superfícies axiais das dobras do Grupo Natividade encurvam-se nas proximidades das falhas, desenhando dobras abertas com eixos subverticais. Feições semelhantes são observadas no Grupo Riachão do Ouro e na Formação Morro do Aquiles. Ao longo das falhas, as rochas apresentam textura caracterizada por um quebramento intenso dos minerais. Os cristais de quartzo, juntamente com os de feldspato, normalmente estão fraturados e têm forte extinção ondulante. Nos termos petrográficos constituídos à base de minerais micáceos é comum aparecer estruturas em "kink bands" desenhadas por palhetas de biotita, moscovita, clorita e sericita. No geral, as rochas envolvidas na deformação têm granulação fina e podem ser classificadas como protocataclasito a ultracataclasito evidenciando que o processo foi eminentemente rúptil.
- O sistema NW encontra-se expressivamente desenvolvido no Supergrupo Baixo Araguaia e afeta, também, os domínios 3 e 4. É caracterizado por falhas transcorrentes sinistrais orientadas na direção $N40^{\circ}-60^{\circ}W$, estendendo-se por dezenas de quilômetros. No Supergrupo Baixo Araguaia, a orientação geral da xistosidade e dos traços axiais das dobras de primeira e segunda gerações foi substancialmente modificada pelas falhas. Inflexões quilométricas desenhadas por esses elementos estruturais podem ser seguidas tanto no domínio do Grupo Estrondo, como no domínio do Grupo Tocantins. Essas feições foram caracterizadas

a partir dos produtos de sensores remotos e dificilmente podem ser observadas no campo, devido à baixa densidade de afloramentos. Conforme mostraram Hasui et al. (1984a), tais inflexões existem a norte do paralelo 10°S e na região de Xambioá coincidem com o Lineamento Iriri-Martírios que tem continuidade para a Província Tapajós.

- O sistema NNW acha-se presente nos domínios 2 e 4 e no contexto do Grupo Estrondo. Inclui lineamentos e falhas sinistrais orientadas na direção $N10^{\circ}-20^{\circ}\text{W}$, alcançando algumas dezenas de quilômetros de extensão. Falhas com deslocamento dextrais também orientam-se na direção NNW e provavelmente fazem parte de uma geração que precisa ser melhor esclarecida.

Tal rede de falhas tem alguns aspectos importantes:

- a zona mais segmentada é a dos domínios 2 e 4;
- o sistema NNE é anormalmente desenvolvido e deve se relacionar com importante evento de rotação de blocos, de sentido desconhecido;
- os sistemas não se formaram ao mesmo tempo, mas em pelo menos dois eventos. Acrescentando a movimentação fanerozóica, resulta uma história polifásica de deslocamentos e reativações difícil de ser reconstituída;
- pelas relações de entrecruzamento, o sistema NNE é o mais antigo, sendo claramente seccionado e deslocado por falhas dos demais sistemas. Os outros três sistemas parecem ter se sucedido no tempo na ordem NNW, NE e NW, mas os dados são muito poucos para que se possa generalizar;
- a interpretação cinemática pode considerar diferentes alternativas de pares conjugados (NE/NNW, NE/NW, NNE/NNW e NNE/NW), o que admite especulações diversas.

4.9.2 Aspectos Regionais

O Lineamento Transbrasiliano foi definido por Schobbenhaus et al. (1975a) como uma feição linear de direção $N30^{\circ}-40^{\circ}\text{E}$, que atravessa o Brasil de nordeste para sudeste, com extensão superior a 2700Km, sendo caracterizada por um feixe de

falhas desenvolvido no Evento Brasileiro e reativado nos tempos fanerozóicos.

Examinando essa consideração na área, os dados indicam que as zonas de cisalhamento associadas ao Lineamento Transbrasiliano são mais antigos que o Evento Brasileiro. No momento, é difícil estabelecer a real contribuição do Evento Brasiliano no desenvolvimento do sistema de descontinuidades NE e NNE.

Os lineamentos NW, bem marcados na faixa de dobramentos Araguaia, permitem algumas considerações gerais:

- eles são expressivos na região a oeste da faixa de dobramentos Araguaia, no domínio da Província Tapajós. Eles são pré-Baixo Araguaia e foram reativados após a formação das braquidobras (Abreu, 1978; Hasui et al., 1984a). As ondulações da faixa de dobramentos Araguaia são reflexos dos deslocamentos dessa reativação.
- as braquidobras têm idade definida. As idades obtidas em granitos associados são de aproximadamente 600Ma. Porções do Complexo Colméia e do Grupo Estrondo dão também idades semelhantes. Tais resultados são vinculados ao diapirismo e elevação de isothermas (Hasui et al. 1980 a; e Hasui et al., 1984 a). Assim sendo, a reativação das falhas NW no Evento Brasileiro fica estabelecida.

A Geossutura Tocantins-Araguaia (Almeida, 1974) representa o sistema marginal ao Cráton Amazônico, envolvendo intenso jogo de falhas, ascensão de magma básico e ultrabásico e implantação da calha que acolheu o Supergrupo Baixo Araguaia.

As falhas associadas à geossutura seriam eminentemente submeridianas. Na área não foram encontradas falhas com essa orientação, embora corpos de metabásitos e metaultrabásitos existam. O fato de não encontrá-las em superfície pode ser devido a pouca expressão através dos metamorfitos do Supergrupo Baixo Araguaia.

Esse conjunto de dados regionais indica que a partir do Proterozóico Médio é que se processou a fragmentação crustal, através de falhas ou zonas rúpteis.

4.10 Coberturas e Estruturas Fanerozóicas

Embora esses elementos não sejam objeto deste estudo, para completar a visão de quadro lito-estrutural apresenta-se aqui um resumo das unidades que compõem as coberturas fanerozóicas.

A Formação Serra Grande ocorre como faixas estreitas nos extremos leste e oeste da área e como manchas ao longo do Rio Tocantins e no Morro do Aquiles. Geralmente acha-se encoberta pelos sedimentos da Formação Pimenteiras e recobre discordantemente as demais unidades.

É possível distinguir nessa unidade três fácies principais. A fácies basal é composta por conglomerados oligomíticos esbranquiçados, com seixos de quartzo e quartzito subangulosos a subarredondados, moderadamente selecionados, diâmetro variando de 3 a 5cm, com pouca matriz (5-10%) arenosa, grossa e caulínica. A fácies intermediária é representada por arenitos esbranquiçados finos e grossos, moderadamente selecionados, com grãos subangulosos e subarredondados, caulínicos, com níveis de seixos quartzosos e restritamente intercalações finas de siltitos. Dentre as estruturas, destaca-se a estratificação plano paralela, estratificação cruzada tabular e acanalada, leitões ondulados e tubos de vermes. A fácies de topo constitui-se de arenitos esbranquiçados médios a finos, argilosos, pouco micáceos, caulínicos, moderadamente a bem selecionados, com frequentes intercalações de siltitos rosados e esverdeados, micáceos e caulínicos. As estruturas são representadas por laminações e estratificação plano-paralela.

Todas as fácies são constituídas mineralogicamente de quartzo, caulinita, faldspato parcialmente alterado e moscovita, além de estaurolita, turmalina, zircão, rutilo e minerais opacos como acessórios.

Seus contatos com as várias unidades pré-cambrianas são discordantes, com a Formação Pimenteiras são concordantes gradativos e com as unidades terciário-aternárias são discordantes erosivos. Suas camadas são sub-horizontais com suaves mergulhos (3° a 5°) para NE e apresentam fraturas com orienta

ção NE-SW.

A Formação Pimenteiras ocorre principalmente na parte nordeste da folha SC.22-Z-B, e boas exposições são observadas ao longo das estradas que ligam a cidade de Porto Nacional às cidades de Paraíso do Norte e Ponte Alta do Norte, passando pela cidade de Monte do Carmo.

Caracteriza-se pela ocorrência de arenitos finos argilosos e micáceos com lentes de microconglomerados, contendo seixos de quartzo, e com intercalações de folhelhos e siltitos cinza-esbranquiçados e esverdeados, apresentando níveis de pelitos fortemente limonitizados, marrom avermelhados. As estruturas presentes são: laminação plano paralela; tubos de vermes; marcas onduladas de pequeno porte e restritamente estratificação cruzada. A mineralogia essencial é dada por quartzo, caulinita, óxidos de ferro e, como acessórios, turmalina, zircão, estauroлита e rutilo. A espessura máxima dessa formação na área estudada é de 10 metros. As camadas apresentam mergulhos suaves (3° a 5°) para NE e, a exemplo da Formação Serra Grande, apresentam fraturas na direção NE-SW.

No Mesozóico os lineamentos e falhas pré-cambrianas foram reativadas. A esse fenômeno de instabilidade na Plataforma Brasileira, que vai do Jurássico Superior até o Terciário, Almeida (1967, 1971) chamou de Reativação Wealdeniana que Schobbenhaus et al. (1984) designam de "evento Sul-Atlântico", com a intenção de vincular o evento à abertura do oceano Atlântico Sul.

Na área estudada, esse evento caracteriza-se pela reativação das várias zonas de cisalhamento criadas durante a evolução do Pré-Cambriano e pelo desenvolvimento de falhas normais, responsáveis por desnivelamento da ordem de 100 metros nos sedimentos das formações Serra Grande e Pimenteiras.

A região que contém os lineamentos orientados na direção nordeste, foi compartimentada em blocos alongados e estreitos, configurando-se uma estruturação definida por grábens e horsts alternados. As feições mais expressivas são representadas pelos grábens de Porto Nacional e de Monte do Carmo, que guardam os sedimentos da Bacia do Parnaíba e os sedimentos ima

turos da Formação Monte do Carmo respectivamente. O isolamento das faixas de metassedimentos do Grupo Natividade e o basculamento dos sedimentos da Formação Monte do Carmo são, em parte, atribuídos a esse evento.

No domínio da faixa de dobramentos Araguaia, a NNW da cidade de Paraíso do Norte, falhas normais, orientadas na direção NNW-SSE, definem também um sistema de horsts e grábens alternados, onde se destaca o gráben de Monte Santo que guarda sedimentos da Formação Pimenteiras.

Provavelmente, parte dos diques de diabásio, alojados indistintamente nas unidades pré-cambrianas, pode estar ligada a esse evento de reativação que controlou de modo significativo o desenvolvimento do quadro morfológico atual.

Extensos depósitos lateríticos e os sedimentos arenosos e conglomeráticos pouco consolidados e parcialmente lateritizados, ocorrem através de toda a área na forma de manchas irregulares. Eles são atribuídos ao Terciário-Quaternário. Incluem conglomerados e arenitos. Os conglomerados têm seixos de 3-5cm de diâmetro, bem arredondados, imersos em matriz arenosa com cimento ferruginoso. Os sedimentos arenosos são grossos a médios, por vezes argilosos, mal selecionados, mal estratificados e parcialmente lateritizados. Esses sedimentos recobrem discordantemente as unidades pré-cambrianas e parecem representar depósitos colúvio-aluvionares associados a intenso processo de peneplanização da área durante o Terciário-Quaternário.

Os sedimentos não consolidados estão associados ao sistema de drenagem atual e recobrem discordantemente as demais unidades litológicas.

Constituem os depósitos aluviais formados por cascalhos, areias e argilas. Suas melhores exposições estão restritas ao Rio Tocantins, na forma de ilhas de barreiras e de diques marginais. Nas ilhas de barreiras observa-se a presença de seixos bem rolados na base encobertos por um pacote de areias médias a finas bem selecionadas, com estratificações cruzadas tangenciais de pequeno a médio porte. Nos diques marginais ocorrem areias muito finas a silte mal estratificadas.

Os aluviões associados aos principais córregos (Ma

teus Lopes, Sucuriu, Conceição, Raiz, Arpuim e Sucruiu) e ribei-
rões (Garrafas, Taboca e Água Suja), situados entre as cidades
de Porto Nacional e Dianópolis, geralmente contêm ouro e desde
o século passado se constituem em importantes polos de garimpa-
gem na região. Há também, registros de garimpos de diamante nos
aluviões dos ribeirões Água Suja e Areias nas adjacências de
Porto Nacional.

CAPÍTULO 5 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA

Os dados petrológicos, estruturais e estratigráficos disponíveis permitem ordenar melhor, a nível da área, os diferentes produtos lito-estruturais existentes na região e delinear os traços gerais da evolução geológica.

A história geológica remonta a tempos arqueanos ainda mal definidos, quando se constituíram rochas gnáissicas e algumas unidades supracrustais. A reconstituição desse desenvolvimento remoto tornou-se difícil, devido à desfiguração imposta por complicações estruturais e por modificações relacionadas a processos posteriores. Apesar da precariedade de informações, alguns aspectos relevantes emergem:

- a primeira geração de dobras, orientadas na direção E-W, impressas nas rochas do Complexo Colméia, foi acompanhada por transformações mineralógicas em condições de fácies anfibolito e sua geometria não permite correlacioná-la com as dobras existentes no Grupo Rio do Coco. Caracteriza-se, portanto, um evento termo-tectônico mais antigo que o Grupo Rio do Coco;
- o conjunto gnáissico da região de Dianópolis-Almas, que faz parte do Complexo Goiano, poderia representar o embasamento dos "greenstone belts", se considerarmos que a estruturação N10°E, definida pelo bandamento desenvolvido em condições de fácies anfibolito, representa o remanescente de um evento termo-tectônico anterior. Por outro lado, a presença de metassedimentos e ortognaisses de alto grau dentro do conjunto gnáissico, na forma de encraves, sugere seguramente a existência de um evento termo-tectônico mais antigo que o Grupo Riachão do Ouro;
- as rochas granulíticas do Complexo Porto Nacional representam porções profundas expostas. Elas, além do metamorfismo, guardam, também, feições texturais e estruturais indicativas de processo termo-tectônico anterior ao cisalhamento de baixo ângulo. A passagem para os gnaisses e unidades supracrustais não é visível na área, o que limita muito a reconstituição da história mais antiga.

Independentemente das dúvidas existentes, os aspectos abordados sugerem a existência de um evento termo-tectônico, desenvolvido em condições das fácies anfibolito e granulito, anterior à formação das seqüências vulcano-sedimentares tipo "greenstone belts".

Os registros geológicos tornam-se mais claros em relação às unidades que se sucedem na coluna estratigráfica. As seqüências Riachão do Ouro e Rio do Coco, que se constituíram sobre um embasamento siálico, atestam embaciamento acompanhado de vulcanismo e sedimentação. Conquanto não se possa demarcar falhas dessa época, elas são presumíveis para permitir a ascensão magmática. As seqüências Rio dos Mangues e Morro do Aquiles também representam embaciamento, mas aparentemente sem falhamentos tão ativos que propiciassem manifestações magmáticas expressivas. Se todas essas seqüências se desenvolveram sincrônica ou diacronicamente, não se tem dados para decidir. De momento, e por simplicidade, tais embaciamentos são tratados em conjunto.

A deformação no Grupo Rio do Coco é caracterizada por dois conjuntos de dobras orientadas na direção leste-oeste, superpostas em um padrão de interferência do tipo 3. No Grupo Riachão do Ouro existe registro de um dobramento principal, com plano axial empinado, orientado na direção nor-nordeste. As estruturas existentes nas duas unidades sugerem que o padrão estrutural do embasamento controlou fortemente a orientação preferencial dos cinturões. As transformações mineralógicas, que acompanharam a deformação, processaram-se em condições da fácies xisto verde nas duas unidades. Os produtos das manifestações magmáticas de natureza ácida, vinculadas à evolução dos "greenstone belts", estão muito bem representados na região Dianópolis-Almas, configurando feições dômicas. Barreira (1980) refere-se a intrusões graníticas nas circunjacências da área do Grupo Rio do Coco, mas não foi possível reconhecê-las e delimitá-las. Ao Complexo Rio dos Mangues associam-se as suítes Matança e Serrote.

Com esse desenvolvimento, constituíram-se os terrenos granitos-"greenstone". Conquanto as referências a esse tipo de terrenos enfatizem uma tectônica vertical traduzida nas feições dômicas, do exposto pode-se ilatar que existem fortes en

cúrtamento nos "greenstone belts", ao menos em parte, implicando regime de deslocamentos horizontais. Essa questão tangencia o problema dos modelos geodinâmicos.

As unidades supracrustais referidas denunciam embaciamentos envolvendo falhamentos e ascensão magmática, isto é, regime tracional. Se isso se insere em contexto de margem continental, de soerguimentos intracontinentais ou de bacias marginais, não se tem elementos para avançar, mesmo porque os terrenos granito-"greenstone" preservados são restritos na área examinada. Tampouco é possível discutir o fechamento de tais bacias, se ligadas a zonas de subducção ou colisão, à cerragem de bacias ou a deslocamentos gravitacionais relacionados à ascensão de plutons graníticos.

As rochas alcalinas de Monte Santo e da Serra da Estrela parecem representar intrusões nos complexos Colméia e Rio dos Mangues respectivamente. Considerando que a incidência de rochas alcalinas está sempre ligada a regime tectônico peculiar de áreas plataformais, envolvendo soerguimento que pode chegar à fase de rifteamento, acompanhado de ascensão de isotermas, tais corpos indicariam época de evolução plataformal precedente ao cisalhamento dúctil de baixo ângulo.

A atuação de um binário orientado na direção NNW-SSE propiciou o deslocamento do bloco Brasília para NW em relação ao bloco Araguacema, envolvendo uma superfície de cavalgamento suavemente inclinada para sudeste. Partes das unidades litológicas dos dois blocos foram afetadas por deformações dúcteis de tal modo que se desenvolveu um cinturão de cisalhamento de baixo ângulo, orientado na direção N30°E com mais de 250Km de largura. Formaram-se xistos miloníticos e gnaisses miloníticos variados, em condições da fácies anfibolito média a alta. Remobilizações internas de natureza ácida, representadas principalmente pelos corpos de granitos pegmatóides, acompanharam a evolução do cinturão.

Os dados gravimétricos mostram que a zona principal de cisalhamento mergulha para sudeste. Como vimos, nos lugares onde as estruturas planares não foram modificadas, a inclinação média é de 12° para sudeste. Não dispomos de dados geofísicos que possam indicar o comportamento espacial da raiz da zona; no entanto, a possibilidade dela se propagar a níveis pro

fundos na crosta, por baixo do conjunto rochoso dos domínios 1 e 2 parece viável. Se se considerar tal possibilidade a zona de cisalhamento suavemente inclinada em profundidade, mudou de mergulho e permitiu a elevação das rochas granulíticas do Complexo Porto Nacional para níveis rasos na crosta.

As informações geológicas e geofísicas não permitem que se avance na discussão sobre a modelagem geodinâmica do cinturão de cisalhamento de baixo ângulo. No entanto, pode-se considerar, a nível de interpretação preliminar, que anomalias térmicas conduzindo a processos convectivos no manto, ainda não bem entendidos no Arqueano, proporcionaram a colisão de blocos crustais, envolvendo movimentos sub-horizontais, injeção de material granítico como folhas horizontalizadas e cavalgamento importante do bloco Brasília em relação ao bloco Araguacema. O deslocamento do bloco cavalgado na vertical não deve ter sido expressivo, pois, fisicamente não é possível que massas menos densas (Complexo Rio dos Mangues) penetrem por baixo de massas densas (Complexo Porto Nacional) por grandes extensões. A ausência de produtos litológicos relacionados a remanescentes de crosta oceânica ao longo do cinturão não permite que se fale em colisão de placas litosféricas como é entendido na moderna tectônica de placas.

Na estrutura crustal criada até então, estabeleceram-se várias zonas de cisalhamento de alto ângulo, orientadas na direção $N20^{\circ}-30^{\circ}E$ e caracterizadas por faixas com diferentes intensidades de deformação. As rochas dentro das zonas de média a alta deformação apresentam transformações mineralógicas de fácies xisto verde, bem como elementos estruturais fortemente desenvolvidos. A ordem de grandeza dos deslocamentos ao longo das zonas não foi estabelecida, mas o estiramento associado é notável, paralelizando e rompendo os corpos geológicos onde a deformação foi mais concentrada.

A zona de fraqueza principal consituída no evento de cisalhamento de baixo ângulo, passando no limite da Suíte Matança com o Complexo Porto Nacional, parece ter funcionado como um dos sítios de alta concentração de deformação. Feições conspícuas de achatamento estão presentes em quase todas as rochas da Suíte Matança e em grande parte nos granulitos do Complexo

Porto Nacional. A feição lenticularizada das duas unidades, de saparecendo na altura do paralelo 12^o e ressurgindo a sudoeste, fora da área em estudo, poderia ser interpretada preliminarmente como uma feição de boudinagem em escala de dezenas de quilômetros, associada ao estiramento máximo na direção NNE-SSW. As distorções dos corpos monominerálicos dentro das zonas sugerem uma movimentação dextral e se considerarmos que a presença dessas zonas lineares e estreitas estão associadas à movimentação de massas crustais continentais em relação a polos de rotação (Sutton e Watson, 1974), então é presumível que o bloco Brasília tenha se deslocado para sul em relação ao bloco Araguacema durante esse evento de cisalhamento de alto ângulo.

Após o evento de cisalhamento dúctil de alto ângulo, a região se estabilizou.

Os processos seguintes estão relacionados com fragmentação crustal, ascensão de granitos (Suíte Lajeado) e dos corpos básico-ultrabásicos. Esses processos são extensivamente reconhecidos a oeste da faixa de dobramentos Araguaia (Silva et al., 1974; Cunha et al., 1981; Amaral, 1984; Hasui e Almeida, 1985) e se assemelham àqueles reconhecidos no Hemisfério Norte na mesma época (Windley, 1977; Almeida, 1978) e considerados como devido a reativação de plataforma por uns, e à elevação de isotermas com consequentes soerguimentos, falhamentos e manifestações magmáticas por outros.

A partir de certo momento, em meados do Proterozóico Médio, puderam se implantar as bacias que acolheram o Supergrupo Baixo Araguaia e o Grupo Natividade, envolvendo expressivos deslocamentos por falhas e algumas manifestações magmáticas.

Apenas a porção centro-leste da bacia Baixo Araguaia faz parte da área estudada. Nesse setor, depositaram-se da base para o topo, conglomerados monomíticos, com matriz arenosa e arcoseana; arenitos grossos a médios contendo estratificação cruzada e marcas de onda; e sedimentos pelíticos, ricos em alumina, com intercalações de arenitos finos. Esse conjunto sedimentar foi acompanhado por manifestações magmáticas de natureza básica e ultrabásica, representadas por vários corpos de di

mensões variadas, alojados tanto no pacote psamítico como no pacote pelítico. A reconstituição geométrica da bacia, a partir dos produtos litológicos, sugere abatimentos mais acentuados a leste, com espessamento do pacote de W para E.

A ausência de material conglomerático para oeste, bem como o adelgaçamento provável do pacote psamítico para esta direção, indicam que ambientes de água rasa predominaram no Grupo Estrondo e de água mais profunda no Grupo Tocantins. É possível que a geometria da bacia esteja ligada a um feixe de falhas normais, articuladas através de uma zona principal que alcançou a base de crosta ou a parte superior do manto, servindo de conduto para os magmas básicos e ultrabásicos.

O segmento meridional da bacia Natividade ocupou a proximadamente a área entre as cidades de Porto Nacional e Dianópolis. Na parte oeste há registro de deposição de um pacote essencialmente psamítico, caracterizado por conglomerados, seguidos por arenitos grossos com seixos de quartzo, estratificação cruzada e marcas de onda; passando para arenitos médios a finos no topo. Intercalações métricas de material pelítico são encontradas na parte superior desse pacote. Na porção central, depositaram-se da base para o topo, conglomerados, arenitos, calcários dolomíticos e pelitos com intercalações restritas de arenitos. Para leste, a contribuição psamítica e carbonática não foi expressiva, predominando material essencialmente pelítico. Não há evidência de contribuição magmática contemporânea à sedimentação. A julgar pelos dados litológicos, provavelmente essa feição estrutural era constituída por um sistema de blocos falhados, e que profundidades maiores foram alcançadas a leste.

As bacias Baixo Araguaia e Natividade separavam-se através de um bloco com forma aproximadamente triangular, limitado hoje pelas cidades de Paraíso do Norte, Gurupi e Porto Nacional. Não existe evidência de sedimentação nessa região. É possível que tal segmento tenha funcionado, em grande parte, como área fonte dos sedimentos que preencheram as partes centro-leste e centro-oeste das bacias Baixo Araguaia e Natividade respectivamente.

No final do Proterozóico Médio, a região foi subme

tida a uma compressão regional, com direção aproximadamente leste-oeste. Implantaram-se as faixas de dobramentos Araguaia e Uruaçu, separadas pelo bloco compreendido entre as cidades de Fátima, Gurupi e Porto Nacional, que faz parte do maciço medianeiro de Goiás.

A evolução da faixa de dobramentos Araguaia foi polifásica, envolvendo quatro estágios de formação de estruturas. O primeiro estágio parece ter sido o mais importante.

O processo de transposição, associado ao desenvolvimento de dobras (D_1), levou a deslocamentos quilométricos, de tal modo que se criaram superfícies suavemente inclinadas para leste, através das quais grandes massas rochosas foram movimentadas para oeste. O arranjo estratigráfico foi significativamente modificado durante essa etapa deformacional. As principais transformações mineralógicas processaram-se quase que contemporaneamente a essa movimentação, já que a xistosidade (S_1) é definida principalmente pela orientação preferencial da cianita, estauroлита, granada, biotita, moscovita, clorita e sericita. Os estágios responsáveis pelo desenvolvimento das superfícies S_2 e S_3 não envolveram movimentações expressivas e nem transformações mineralógicas significativas. É presumível que a orientação preferencial das estruturas planares e lineares foi em parte controlada pela geometria da bacia. A intensidade da deformação e os processos metamórficos abrandam-se para oeste, sugerindo uma assimetria da faixa de dobramentos Araguaia. A assimetria tornou-se acentuada com a ascensão dos granitos da Suíte Santa Luzia e formação de braquidobras.

O tamanho da área enfocada e a falta de dados sobre a estrutura crustal não permitem que se avance no sentido de uma modelagem geodinâmica para a faixa de dobramentos Araguaia. Contudo, a provável existência de um embasamento caracterizado pelos complexos Colméia e Xingu, a natureza da sedimentação do Supergrupo Baixo Araguaia, a não identificação de assembleias mineralógicas de pressão alta e de termos petrográficos correlacionáveis a porções de uma crosta oceânica pretérita, e a inexistência de uma zona de colisão de placas litosféricas sugerem uma evolução do tipo ensialico, a partir de um sistema de rift, para a faixa de dobramentos Araguaia.

Na faixa de dobramentos Uruaçu, no compartimento do Grupo Natividade, a deformação é caracterizada por dobras impostas ao acamamento e as transformações mineralógicas se processaram em condições de fácies xisto verde. Nessa região não se verifica uma variação regular na intensidade da deformação e do grau metamórfico, a exemplo do que se observa na faixa de dobramentos Araguaia e no compartimento que contém os grupos Serra da Mesa e Araí. A julgar pelos aspectos constitutivos, estruturais e metamórficos, o Grupo Natividade pode ser interpretado como uma cobertura plataformal que evoluiu a partir de um embaciamento caracterizado por blocos falhados. A interpretação proposta por Marini et al. (1981) para a região central de Goiás, envolvendo uma evolução do tipo ensimático no Proterozóico Médio, não pode ser estendida para a área do Grupo Natividade.

Os sedimentos imaturos da Formação Monte do Carmo podem representar os últimos processos litológicos relacionados à evolução da faixa de dobramentos Uruaçu, se considerarmos os dados geocronológicos disponíveis (Cunha et al., 1981).

Durante a edificação das faixas dobradas Araguaia e Uruaçu, as rochas do Maciço Goiano foram envolvidas em graus variados nos processos termo-tectônicos. As deformações e as transformações mineralógicas mais expressivas processaram-se principalmente na parte oeste, na passagem para a faixa Araguaia.

Quando da primeira deformação do Supergrupo Baixo Araguaia, parte dos metassedimentos do Complexo Rio dos Mangues foi colocada sobre as rochas do Grupo Estrondo, através de uma superfície de transposição ou cavalgamento, suavemente inclinada para leste. Dobras recumbentes, decimétricas a métricas, orientadas na direção NNW sem a presença de uma xistosidade em posição plano axial são observadas localmente no Complexo Rio dos Mangues. Crenulações desenvolveram-se em algumas frações pelíticas dessa unidade.

Outra feição estrutural importante é caracterizada pela modificação da geometria das estruturas planares e lineares do Complexo Rio dos Mangues, em função do desenvolvimento das estruturas dômicas nas adjacências da vila de Nova Rosalândia.

Na parte leste, as deformações são representadas apenas por superfícies de crenulação, desenvolvidas nos xistos da Formação Morro do Aquiles. Nos demais locais, não se observam feições estruturais relacionadas com a evolução das faixas adjacentes.

Na parte leste do domínio das rochas do Complexo Rio dos Mangues, as transformações mineralógicas são caracterizadas pelo desenvolvimento de porfiroblastos de moscovita, pela saussuratização do plagioclásio e pela cloritização da biotita. Os cristais de quartzo geralmente formam subgrãos e por vezes acham-se recristalizados.

Os produtos magmáticos são representados por dois corpos graníticos, que fazem parte da Suíte Santa Luzia, alojados nas rochas do Complexo Porto Nacional e da Suíte Matança.

De acordo com as observações disponíveis, constata-se que a participação do Maciço Goiano na evolução tectônica das faixas de dobramentos laterais foi limitada. Grande parte dessa unidade estrutural se comportou como um bloco rígido em relação aos processos termo-tectônicos do Proterozóico Médio e Superior.

Os últimos produtos lito-estruturais vinculados à evolução policíclica desse segmento crustal, durante o Pré-Cambriano, são representados por diques de dacito, andesito e diábasio, e por falhas de caráter direcional, orientadas na direção $N40^{\circ}-60^{\circ}E$ e reativação das falhas que compõem o sistema NW.

No Fanerozóico, as condições de estabilidade criadas permitiram a deposição de coberturas paleozóicas pertencentes à Bacia do Parnaíba. No Mesozóico as condições de estabilidade foram quebradas, as descontinuidades pré-cambrianas foram reativadas e formaram-se falhas normais que levaram a desnivelamentos expressivos de blocos. A evolução geológica se completa com a deposição de sedimentos parcial e totalmente lateritizados, e com a formação de depósitos aluviais, associados ao sistema de drenagem atual, pertencente as bacias dos rios Araguaia e Tocantins.

O quadro da Fig. 5.1 resume os eventos geológicos abordados na tese.

FANEROZOICO	Q	FORMAÇÃO DE DEPÓSITOS ALUVIAIS ASSOCIADOS AO SISTEMA DE DRENAGEM ATUAL		
	T-Q	FORMAÇÃO DE COBERTURA ARENO-ARGILOSA; CROSTAS LATERÍTIICAS		
	J-K	REATIVAÇÃO WEALDENIANA; DESENVOLVIMENTO DE BLOCOS; DIQUES DE DIABÁSIO (?)		
	S-D	DEPOSIÇÃO DOS SEDIMENTOS DAS FORMAÇÕES SERRA GRANDE E PIMENTEIRAS		
P R O T E R O Z O I C O	SUP.	INTRUSÕES DE DACITOS, ANDESITOS E DIABÁSIOS NA FORMA DE DIQUES; FALHÁS DEXTRAIS N40°-60°E		
		MAGMATISMO DE NATUREZA ÁCIDA (SUÍTE SANTA LUZIA); FORMAÇÃO DE ESTRUTURAS DÔMICAS	MAGMATISMO DE NATUREZA ÁCIDA (CORPOS DA SUÍTE SANTA LUZIA)	
	MÉDIO			DEPOSIÇÃO DE SEDIMENTOS IMATUROS (FORMAÇÃO MONTE DO CARMO)
		METAMORFISMO DE FÁCIES ANFIBOLITO E XISTO VERDE, DOBRAMENTOS N-S	DOBRAS LOCAIS (N-S); CRENULAÇÃO LOCAL (NE); TRANSFORMAÇÕES MINERALÓGICAS INCIPIENTES	METAMORFISMO DE FÁCIES XISTO VERDE; DOBRAMENTOS NNE E NNW-SSE
		DEPOSIÇÃO DE UMA SEQUÊNCIA PSAMO-PELÍTICA COM CORPOS BÁSICOS E ULTRABÁSICOS INTERCALADOS (SUPERG. BAIXO ARAGUAIA)		DEPOSIÇÃO DE UMA SEQUÊNCIA PSAMÍTICA COM INTERCALAÇÕES DE CARBONATOS E PELITOS (GRUPO NATIVIDADE)
		FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAGUAIA	MACIÇO MEDIANO GOIÁS	FAIXA DE DOBRAMENTOS URUGAIA
		MAGMATISMO DE NATUREZA BÁSICO-ULTRABÁSICA (MACIÇO BARRA DO GAMELEIRA E ASSEMBLHADOS)		
	INFERIOR	MAGMATISMO DE NATUREZA ÁCIDA (SUÍTE LAJEADO)		
		CISALHAMENTO DÚCTIL DE ALTO ÂNGULO; FORMAÇÃO DE ZONAS DE CISALHAMENTO NA DIREÇÃO N20°-30°E; METAMORFISMO DE FÁCIES XISTO VERDE		
		DIQUES DE GRANITO, GRANODIORITO E TONALITO		
ARQUEANO	CISALHAMENTO DÚCTIL DE BAIXO ÂNGULO ENVOLVENDO PARTES DOS BLOCOS ARAGUACEMA E BRASÍLIA - METAMORFISMO DE FÁCIES ANFIBOLITO MÉDIA A ALTA; MAGMATISMO ANATÉTICO DE NATUREZA ÁCIDA (GRANITOS PEGMATÓIDES)			
	MAGMATISMO DE NATUREZA ALCALINA (GNAISSES ALCALINO DE MONTE SANTO E SERRA DA ESTRELA)			
	METAMORFISMO DE FÁCIES XISTO VERDE; DEFORMAÇÃO E-W; MAGMATISMO DE NATUREZA ÁCIDA (SUÍTES MATANÇA E SERROTE)	METAMORFISMO DE FÁCIES XISTO VERDE; DEFORMAÇÃO NNE; MAGMATISMO DE NATUREZA ÁCIDA (SUÍTES SERRA DO BOQUEIRÃO E XOBÓ)		
	DEPOSIÇÃO DE SEQUÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES (GRUPO RIO DO COCO E PARTE DO COMPLEXO RIO DOS MANGUES)	DEPOSIÇÃO DE SEQUÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES (GRUPO RIACHÃO DO OURO E FORMAÇÃO MORRO DO AQUILES)		
	METAMORFISMO DE FÁCIES ANFIBOLITO; DEFORMAÇÃO E-W. FORMAÇÃO DE GNAISSES DE COMPOSIÇÃO TONALÍTICA E GRANÍTICA COM SUPRACRUSTAIS ASSOCIADOS (C. COLMÉIA E PARTE DO C. RIO DOS MANGUES)	METAMORFISMO DE FÁCIES ANFIBOLITO E GRANULITO; DEFORMAÇÃO NNE. FORMAÇÃO DE GNAISSES TONALÍTICOS E GRANITO-GNAISSES COM SUPRACRUSTAIS ASSOCIADOS (C. GOIANO, M. ALVES E P. NACIONAL)		
	BLOCO ARAGUACEMA	BLOCO BRASÍLIA		

Fig. 5.1 - Quadro geológico evolutivo da área.

CAPÍTULO 6 - ASPECTOS ANALÓGICOS COM OUTRAS REGIÕES DO MUNDO

- Terrenos Granito-"Greenstone"

Muito tem sido escrito sobre esses terrenos em outros continentes (Goodwin, 1968; Anhaeusser et al., 1969; Goodwin e Ridler, 1970; McGlynn e Henderson, 1970; Viljoen e Viljoen, 1971; Windley e Bridgwater, 1971; Glikson e Lambert, 1973; Hunter, 1974; Anhaeusser, 1975; Naqvi, 1976; Windley, 1977 e Condie, 1981) e no Brasil (Sabóia, 1979; Berbert, 1980; Danni et al., 1982; Mascarenhas et al., 1984). Apesar da grande similaridade já constatada em termos de constituição e distribuição dos terrenos em escala mundial, notáveis diferenças são verificadas quando se analisa conjuntamente as regiões mais conhecidas.

Quando as unidades litológicas e estruturais descritas nos domínios 1 e 3 são comparadas com outras regiões (Províncias Kaapvaal, Rodésia, Yilgarn, Pilbara e Superior), naturalmente emergem as seguintes questões: os grupos Riachão do Duro e Rio do Coco podem ser considerados "greenstone belts"? qual a natureza do embasamento dos dois grupos? que movimentos tectônicos dominaram durante a implantação das seqüências vulcano-sedimentares? quando se desenvolveram as seqüências vulcano-sedimentares e as rochas gnáissicas adjacentes? Embora sejam reduzidas as informações lito-estratigráficas, estruturais, geoquímicas e geocronológicas na área estudada, algumas considerações podem ser feitas sobre tais questionamentos.

O termo "greenstone belt" foi usado por Anhaeusser et al. (1969) para descrever assembléias metavulcânicas e metasedimentares distintas, que ocorrem como remanescentes dispersos nos crátons. Os "greenstone belts" compreendem genericamente uma seqüência inferior vulcânica e uma superior sedimentar. Em alguns cinturões, a seqüência inferior inclui um pacote ultramáfico na base e um pacote de rochas máficas a félsicas na parte superior (Anhaeusser et al., 1969; Anhaeusser, 1971 e Glikson, 1976), porém na maioria não existe tal uniformidade, podendo encontrar-se ausente um dos pacotes (Harrison, 1970);

Glikson, 1971; Goodwin, 1976; Key et al., 1976; e Williams, 1977).

A evolução estrural dos "greenstone belts" visualizada a partir da região de Barberton, (Anhaeusser et al., 1969) enfatiza a presença de dobramentos apertados, empinados e paralelos aos eixos dos cinturões, contudo alguns autores demonstraram a existência de nappes e cavalgamentos em algumas regiões (Stowe, 1974; Coward et al., 1976). Assim, a geometria e o estilo das estruturas pode variar de um cinturão para outro, embora seja amplamente aceito que a forma geral dos terrenos granito-"greenstone" está ligada à ascensão de plutons graníticos (Mac Gregor, 1951; Salop, 1971; Anhaeusser et al., 1969; Stowe, 1971; Anhaeusser, 1973; e Glikson, 1971 e 1972).

Parece consenso que as condições térmicas dominantes ao longo de grande parte dos cinturões são aquelas da fácies xisto verde, podendo ou não alcançar a fácies anfíbolito nas margens. No caso das unidades lito-estruturais dos domínios 1 e 3 verifica-se que:

- os grupos Riachão do Ouro e Rio do Coco contêm termos petrográficos comparáveis aos pacotes vulcânico e sedimentar tradicionalmente reconhecidos em outros terrenos;
- o arranjo estrural é complexo, destacando-se no domínio 1 a presença de sinclínórios e de zonas de cisalhamento dúcteis paralelos aos eixos das faixas. A Suíte Serra do Boqueirão é responsável pela configuração do Grupo Riachão do Ouro em "infolded structures";
- os lito-tipos sofreram transformações mineralógicas em condições de fácies xisto verde.

A julgar por esses aspectos parece clara a analogia dos grupos Riachão do Ouro e Rio do Coco com "greenstone belts", como já foi destacado por Corrêa Filho e Sá (1980) e Barreira (1980).

Sobre a natureza das rochas que serviram de base para o desenvolvimento dos "greenstone belts", a controvérsia é grande. Não são claras as relações dos "greenstone belts" com as rochas gnáissicas adjacentes, e ainda não se verificou paco

tes supracrustais recobrando discordantemente qualquer unidade granítica. Os modelos de evolução geológica para os terrenos granito-"greenstone belts" seguem genericamente duas linhas. Uma considera a existência de uma crosta siálica (Anhaeusser et al., 1968; Anhaeusser et al., 1969; Anhaeusser, 1971; Viljoen e Viljoen, 1971; Windley e Bridgwater, 1971; Green, 1972; Windley, 1973; Fyfe, 1974; Sun e Hanson, 1975; Windley, 1977; Williams, 1977 e Tarney et al., 1976) e a outra admite a presença de uma crosta simática (Anhaeusser et al., 1969; Glikson, 1971; Glikson e Lambert 1973; Anhaeusser, 1973; Anhaeusser, 1975; Glikson, 1979 e Condie, 1981) sobre as quais instalaram-se os "greenstone belts".

Na região aqui estudada, as relações das seqüências vulcano-sedimentares com as rochas gnáissicas adjacentes, também não são claras; contudo, pode-se alinhar algumas considerações:

- existe uma discordância estrutural entre o Complexo Colméia e o Grupo Rio do Coco. Essa discordância é caracterizada pela existência de uma fase de dobramento recumbente nos gnaisses do Complexo Colméia não registrada no Grupo Rio do Coco, indicando a presença de uma crosta siálica pretérita;
- os gnaisses tonalíticos do Complexo Goiano contêm enclaves de gnaisses granulíticos e cianitaxistos que provavelmente representam remanescentes de um complexo metamórfico antigo. Essas rochas granulíticas poderiam representar antigos sedimentos e ígneas ácidas submetidas a um evento metamórfico de alto grau, anterior ao desenvolvimento do Grupo Riachão do Ouro.

Os dados são poucos, mas dão uma indicação da existência de uma crosta siálica antiga que serviu de substrato para a instalação dos "greenstone belts" dos domínios 1 e 3.

Com relação a idade de formação dos "greenstone belts", os dados sintetizados por Windley (1977) permitem distinguir dois períodos principais, compreendidos entre 3500-3600 M.a. e 2700-2600 M.a. Um terceiro período, menos importante, no intervalo de 2600-1800 M.a. foi reconhecido em algumas re

giões, como no oeste da África por Burke et al. (1976, in Windley, op. cit.), mas várias delas vêm sendo verificadas que são mais antigas.

Os dados geocronológicos disponíveis para a região são precários (Hasui et al., 1980 b), mas indicam que os terrenos granito-greenstone dos domínios 1 e 3 se desenvolveram ou foram rejuvenescidos no período entre 2700-2600 M.a.

O aprofundamento interpretativo de evolução na área estudada requer investigações mais detalhadas, que não foram objeto do presente estudo.

- Cinturão de Cisalhamento de Baixo Ângulo

De acordo com os dados apresentados e discutidos nos capítulos anteriores, no contexto das unidades mais antigas, foi possível individualizar unidades litológicas ligadas à evolução de terrenos granito-"greenstone", que fazem parte de segmentos crustais estruturalmente distintos. O segmento que contém o Complexo Goiano, o Grupo Riachão do Ouro e a Suíte Serra do Boqueirão é caracterizado por uma estruturação NNE e se acha incluído no bloco Brasília. O segmento que engloba o Complexo Colméia e o Grupo Rio do Coco apresenta uma estruturação E-W e faz parte do bloco Araguacema.

Os dois blocos se articulam através de uma descontinuidade orientada na direção N30°E, suavemente inclinada para sudeste e com caráter de cavalgamento (Haralyi e Hasui, 1981). O processo de cavalgamento envolveu as unidades dos dois blocos em deformação essencialmente dúctil, resultando no desenvolvimento de um cinturão de cisalhamento de baixo ângulo, com mais de 250Km de largura. O deslocamento associado, permitiu que rochas dos níveis crustais inferiores, representadas pelos granulitos do Complexo Porto Nacional, fossem colocadas a níveis mais rasos na crosta, envolvendo um rejeito vertical apreciável.

Vários modelos já foram propostos para explicar a origem de estruturas sub-horizontais, ao longo de extensas áreas, associadas freqüentemente com cinturões granulíticos e com injeções graníticas na forma de folhas ou fatias horizontaliza

das.

No Cráton de Godthaab, Waterson (1968) e McGregor (1973) demonstraram que, onde a deformação por achatamento e/ou estiramento foi intensa, todas as estruturas anteriores foram rotacionadas até tornarem-se efetivamente paralelas. Muitos contatos que originalmente eram discordantes são agora concordantes. Rochas que originalmente eram heterogêneas mesoscopicamente, com diferentes tipos litológicos se cortando ou englobados por outros, foram deformadas em gnaisses regulares e finamente bandados. De acordo com Bridgwater et al. (1974) o arranjo estrutural suavemente inclinado nessa região, foi produzido por movimentos sub-horizontais, envolvendo cavalgamentos e colocação de grande quantidade de material granítico como folhas sub horizontais. Sugeriram também que as zonas de cisalhamento de baixo ângulo, de idade arqueana, com caráter de cavalgamento, causaram espessamento crustal localizado e conseqüentemente um aumento na rigidez da crosta.

Coward (1980 a) argumentou que os cavalgamentos em níveis superiores explicam o espessamento crustal e o soerguimento das rochas da base da crosta, encontradas hoje nas zonas de cisalhamento. Mostrou que a colocação de rochas granulíticas a níveis rasos na crosta pode acontecer de duas maneiras: 1) se o plano de cisalhamento mudar de mergulho, forma-se um degrau e necessariamente produz-se uma dobra acima do degrau; quando uma zona de empurrão corta leitões mais competentes, o degrau se forma e geram-se dobras nas camadas superiores (Ramsay, _____ 1980 ; Dhalstron, 1970); 2) se a zona de cisalhamento, inclinada suavemente na crosta inferior, muda o mergulho, então a mudança deve ser acompanhada pelo soerguimento da crosta sobrejacente. Através do segundo modelo, ele explicou o soerguimento de rochas da fácies granulito na parte sul do cinturão Limpopo, corroborado pelos dados gravimétricos, sugerindo que o contato granulito-anfibolito mergulha suavemente para sul, por baixo do Cráton Kaapvaal. Sugeriu também que os granulitos da parte norte do cinturão Limpopo poderiam ter sido soerguidos por uma zona de cisalhamento de caráter de empurrão. Nessa região, as zonas de cisalhamento são predominantemente de caráter direcional, as quais segundo ele, poderiam ter sido desenvolvidas posteriormente ao

soerguimento dos granulitos

Haralyi e Hasui (1981, 1982) e Hasui et al. (1984c) mostraram que no contexto da Plataforma Brasileira, os cinturões granulíticos estão intimamente associados com fortes anomalias gravimétricas, interpretadas como descontinuidades crustais inclinadas, com caráter de cavalgamento. Beltrão (op. cit.) demonstrou no noroeste do Ceará, com base em dados gravimétricos, que no limite do granitóide Chaval com os granulitos adjacentes à cidade de Granja, existe uma descontinuidade crustal inclinada para sudeste, que poderia ser interpretada como uma superfície de cavalgamento.

Proposições sobre a forma dos empurrões em profundidade e a possível posição da raiz da zona de cisalhamento de baixo ângulo do sul da África foram discutidas por Coward (1980 a). Ele mostrou que as medidas de resistividade elétrica obtidas na África do Sul por Van Zyl (1978) sugerem a existência de uma zona de resistividade moderada na parte central do Cinturão Limpopo, atribuída à presença de granulitos e anfibolitos bastante deformados, que pode ser traçada abaixo de uma zona de resistividade mais alta, correspondente aos granitos e "greenstone belts" do Cráton da Rodésia. Abaixo da zona de moderada resistividade no Cinturão Limpopo, a uma profundidade de 30-40 Km, existe uma zona altamente condutora. Para Coward (op. cit.), essa zona desenhada aproximadamente horizontal por Van Zyl (op. cit.), poderia refletir o plano principal de deslocamento das zonas de cisalhamento, abaixo do Cinturão Limpopo.

No noroeste da Escócia, os dados sísmicos dão algumas indicações sobre a estrutura da crosta abaixo da Sequência Moine, e sobre as raízes dos cavalgamentos nessa região (Coward 1980 b). A crosta superior comporta um leito superficial consistindo de sedimentos paleozóicos e mesozóicos. Abaixo, existe uma camada da crosta superior interpretada como metamorfitos caledonianos, com velocidade de 6.1 a 6.2 Km/s. Essa sobrepõe-se a uma camada espessa, com velocidade de 6.48 Km/s, interpretada como sendo o embasamento gnáissico de fácies granulito, não deformado no Caledoniano. Essa camada estende-se para sudeste, por baixo do Caledonides, além do gráben Midland Valley. O limite entre as duas camadas é nítido abaixo da região de Moine e

mergulha suavemente para ESE. De acordo com Coward (op.cit.) se o limite entre as duas camadas representa a separação das rochas deformadas na orogênese Caledoniana de rochas do embasamento não deformado nesse evento, então esse limite poderia marcar o nível estrutural da base dos empurrões, no caso sub-horiztal.

Com relação ao mecanismo relacionado com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento de baixo ângulo, algumas considerações foram feitas por Myers (1981), Coward (1980 a), Park (1981) e Kröner (1985).

Myers (1981) sugeriu que as rochas arqueanas da região de Fiskenaesset, no oeste da Groelândia, não poderiam representar equivalentes antigos de batólitos epizonais Mesozóico Terciários, de margens de placas convergentes, a exemplo do oeste Americano, conforme argumentaram Windley e Smith (1976) e Windley (1973), pelas seguintes razões: 1) a forma das intrusões graníticas nas duas regiões é significativamente diferente, sendo folhas finas no Arqueano da Groelândia, e plutons globulares e retangulares no oeste Americano; 2) a maioria das intrusões graníticas na região de Fiskenaesset foi colocada como folhas durante movimentos tectônicos sub-horizontais, enquanto que a maioria dos granitos epizonais do oeste Americano foi colocada verticalmente como diápiros; 3) as intrusões de granitos colocados ao longo das margens de placas convergentes formam cinturões lineares estreitos, enquanto que a maioria dos gnais arqueanos da Groelândia não parece formar cinturões desse tipo. Argumenta que talvez a principal diferença das rochas produzidas no final do Arqueano na Groelândia, daquelas geradas no Proterozóico e Fanerozóico, pode ser reflexo de uma mobilidade mais vigorosa de placas e um gradiente mais alto no Arqueano. Segundo ele, isso poderia levar a subducção em níveis mais rasos, extensivo aleitamento nos limites das placas e a produção e colocação de magmas graníticos em grandes áreas em um ambiente de movimentos tectônicos sub-horizontais. Em síntese, ele diz que: "se o aleitamento das rochas no oeste da Groelândia é o resultado da colisão de placas, então essa colisão foi diferente das zonas de subducção recentes, já que a crosta oceânica ou arcos de ilha (representados hoje por anfíbolitos e anortó

sitos) foram extensamente interacamados com crosta siálica (gnaisse Amitsoq) e com novos magmas, ao invés de grande parte ser subductada e fundida".

Coward (1980 a) sugere que as zonas de cisalhamento suaves da África do Sul podem ter sido o resultado da colisão de placas, porém ele mostra que nenhuma zona de colisão foi encontrada, capaz de explicar as zonas de cisalhamento das regiões Limpopo e Namaqualand. O deslocamento associado com o Cinturão Limpopo é posterior à formação dos granitos e "greenstone belts" do Cráton Kaapvaal e deve ter sido propagado para baixo do cráton. Se o deslocamento foi transmitido para a base da litosfera ou para dentro da crosta, não é conhecido. No entanto, ele argumenta que as zonas de cisalhamento representam separações das partes inferiores e superiores das placas, sugerindo que essas podem representar a consequências do movimento de placas, mas dificilmente representam a região de colisão de placas.

Park (1981) mostrou que o principal problema da aplicação do modelo de tectônica de placas, para explicar as estruturas subhorizontais, é que o mergulho da zona de subducção não permite o desenvolvimento de tramas alongadas horizontalizadas. Argumentou que é difícil o entendimento de uma litosfera oceânica fina, penetrando horizontalmente por grandes extensões abaixo da litosfera continental, manter sua coerência e ser capaz de transmitir "stress" cisalhante. De acordo com Park, os modelos ensíalicos, envolvendo delaminação do manto e colisão de crosta fina, fornecem explicações mais convincentes do que os modelos de subducção relacionando gnaiesses de alto grau.

Baseado nas evidências que indicam a existência de falhas profundas e de zonas de cisalhamento nas margens e no interior dos terrenos de alto grau, Kröner (1985) argumenta que os movimentos de cavalgamento atuando em uma crosta continental fina ou mecanicamente fraca podem representar o mecanismo dominante no Arqueano, responsável pela elevação de rochas de alto grau. Acrescenta também que o mecanismo de cavalgamento, associado com intensa deformação e intrusões de granitóides, pode ter transferido os sedimentos de níveis rasos para regiões crustais

profundas, onde se recristalizaram e experimentaram modificações químicas. Nesse modelo, as rochas de alto grau teriam continuidade por sob os terrenos granito-"greenstone", a exemplo do que foi sugerido por Windley e Bridgwater, 1971; e Coward, 1980 a).

Considerando a discussão apresentada, pode-se enumerar alguns aspectos tectônicos relevantes com relação ao desenvolvimento do cinturão do cisalhamento dúctil de baixo ângulo, que limita os blocos Brasília e Araguacema.

- o cinturão granulítico Médio-Tocantins (Hasui et al., 1984 a) poderia ser explicado, de acordo com o modelo proposto por Coward (1980 a), admitindo-se que a zona de cisalhamento principal, identificada pela gravimetria (Haralyi e Hasui, 1981), suavemente inclinada em profundidade, mudou de mergulho e permitiu a colocação de rochas da base da crosta a níveis rasos;
- a anomalia gravimétrica reflete um excesso de massa leve na região de Porto Nacional, isto é, a oriente da descontinuidade, indicando um espessamento crustal localizado, a exemplo do que é observado nas zonas de cisalhamento do cinturão Limpopo;
- se os granitos pegmatóides foram colocados como folhas subhorizontais durante a fase principal de deformação, então eles poderiam ter sido produzidos a grandes profundidades e foram colocados rapidamente em níveis mais rasos e envolvidos na deformação subhorizontal. Essa hipótese satisfaz as argumentações lançadas por Meyrs (1981);
- ao longo do cinturão não existem registros de unidades litológicas que possam ser relacionadas a remanescentes de crosta oceânica, intercaladas com produtos continentais. Qualquer evidência de colisão de placas litosféricas não foi observada até o momento;
- não existem dados geofísicos disponíveis que possam ajudar no entendimento de comportamento espacial da raiz da zona de cisalhamento. Por outro lado, a possibilidade da zona de cisalhamento propagar-se a níveis profundos na crosta, sob o conjunto rochoso do domínio 1, não deve

ser descartada;

- nenhum modelo tectônico, apresentado e discutido na literatura, satisfaz completamente os produtos lito-estruturais observados ao longo do cinturão. Os modelos propostos por Coward (1980 a e b) não explicam a injeção sintectônica de grandes massas graníticas, e os propostos por Myers (1981) e Bridgwater et al. (1974) não consideraram a colocação de rochas granulíticas a níveis rasos na crosta. Logicamente, tratam-se de áreas cuja a evolução geológica é razoavelmente distinta, por isso os modelos são diferentes. Uma composição dos modelos sugeridos para o oeste da Groelândia e para o Cinturão Limpopo, poderiam se aproximar do quadro tectônico da área focalizada, desde que fosse omitida qualquer possibilidade envolvendo a existência de uma crosta oceânica pretérita. O modelo proposto por Kröner (1985), embora seja teórico, permite relacionar a elevação dos granulitos do Complexo Porto Nacional com os movimentos de cavalgamento associados ao desenvolvimento do cinturão de cisalhamento de baixo ângulo;
- as informações gravimétricas e estruturais obtidas na região de Porangatu (Haralyi e Hasui, 1981) permitem a extrapolação do cinturão de cisalhamento de baixo ângulo para esse local, configurando uma feição tectônica com mais de 350Km de extensão, orientada na direção nordeste. A não continuidade das frações do cinturão é devido principalmente a presença de coberturas fanerozóicas e de descontinuidades orientadas na direção WNW-ESE que seccionam e deslocam o cinturão.

- Cisalhamento Dúctil de Alto Ângulo

Zonas de cisalhamento dúctil ou dúctil-rúptil de alto ângulo têm sido reconhecidas em outras regiões do mundo (Beach, 1974; Back et al., 1975; Sutton, 1977 e 1978; Ramsay e Graham, 1970; Coward 1980 a; Grocott e Waterson, 1980; Jegouzo, 1980; e Katz, 1981).

Cinturões móveis caracterizados principalmente por

movimentos direcionais implicam em rotação continental, de crosta semi-rígida ou reauecida (Sutton e Watson, 1974; e Davies e Windley, 1976). Sutton e Watson (op.cit.) e Windley (1977) consideram que isso foi possível no início do Proterozóico, representando a primeira tentativa de fragmentação dos crátons estabilizados no Arqueano.

Os elementos estruturais mesoscópicos através dos domínios 2 e 4 indicam que a movimentação do bloco Brasília para sul em relação ao bloco Araguacema, levou ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúctil de caráter direcional. A anisotropia estrutural criada no evento de cisalhamento de baixo ângulo, provavelmente, controlou a percolação de fluídos na deformação de alto ângulo, permitindo o desenvolvimento de várias zonas de cisalhamento de diferentes intensidades de deformação. O limite da Suíte Matança com o Complexo Porto Nacional parece ter sido uma das regiões mais envolvidas na deformação, a julgar pela penetratividade das feições estruturais e modificações dos tipos rochosos.

A movimentação dextral do bloco Araguacema em relação ao bloco Brasília deve ter acontecido no Proterozóico Inferior, já que os granitos da Suíte Lajeado lhe fornece a idade mínima, e as zonas de cisalhamento associadas poderiam ser explicadas de acordo com a argumentação de Sutton e Watson (1974).

- Fragmentação a Partir do Proterozóico Médio

O Proterozóico Médio é marcado por um regime tectônico peculiar, caracterizado pelo desenvolvimento de extensas regiões móveis em várias partes do mundo. São de significativa importância dentro dessas regiões, porções de crosta antiga reativada e as suítes de rochas ígneas pós-tectônicas a exemplo de anortositos, complexos alcalinos, granitos tipo Rapakivi e diques básicos (Windley, 1977). A maioria dessas suítes teve um desenvolvimento diacrônico, pelo menos nas áreas que compõem o escudo do Atlântico Norte (Bridgwater e Windley, 1973) e representa as primeiras manifestações de rifteamento da crosta já rígida (Windley, op.cit.).

De acordo com a discussão apresentada por Windley

(1977), existem duas linhas de argumentação para explicar o modo de formação dos cinturões móveis do Proterozóico Médio: uma defende processos intracontinentais, envolvendo fusão parcial, mobilização de gnaisses e granitos antigos, e formação de granitos mais jovens seguidos pela colocação de diferentes tipos de rochas ígneas; a outra se refere a modelos de colisão continente-continente.

Na área estudada, a Suíte Lajeado e os corpos básico-ultrabásicos alojados no domínio 1 representam, provavelmente, os produtos da elevação de isotermas e da primeira fragmentação da crosta estabilizada no Proterozóico Inferior. O Lineamento Transbrasiliano deve ter se delineado nessa época, como zona de cisalhamento rúptil.

- Implantação das Faixas de Dobramentos Araguaia e Uruaçu

A partir da segunda metade do Proterozóico Médio, o padrão atual, caracterizado por crátons ou escudos e cinturões móveis, começou a se individualizar (Sutton, 1963; in Windley, 1977). Registra-se, na história da Terra, um novo estágio de fragmentação continental, sedimentação do tipo miogeossinclinal ao longo de margens continentais e colisão, levando a formação de cinturões dobrados (Windley, 1977).

As faixas de dobramentos Araguaia e Uruaçu representam os primeiros cinturões lineares individualizados no segmento crustal estabilizado até então. Instalaram-se zonas de fraqueza lineares que evoluíram para locais, onde se acumularam as rochas do Supergrupo Baixo Araguaia e do Grupo Natividade. Uma compressão regional, aproximadamente E-W, levou a formação de dobras submeridianas na Faixa Araguaia e de dobras orientadas na direção NE e NNE na Faixa Uruaçu.

Uma questão muito discutida para esses cinturões é o da aplicação do Ciclo de Wilson. Na região central de Goiás, Marini et al. (1981), propuseram uma evolução do tipo ensimática para a Faixa Uruaçu. No compartimento que abriga o Grupo Natividade, os dados litológicos e estruturais não corroboram tal interpretação. Ao contrário, sugerem uma evolução tipicamente ensiática. Na faixa Araguaia, não se tem ainda elementos para

compatibilizar o modelo, apesar da tectônica tangencial atesta da pelo primeiro estágio de formação de estruturas.

- Proterozóico Superior

Nesse período o Lineamento Transbrasiliano voltou a ser ativo, quando novas falhas transcorrentes de direção nordeste se desenvolveram. Os sistemas de falhas NW e NNW também foram reativadas.

A leste da área estudada instalou-se a faixa de dobramentos Brasília, caracterizada por um regime tectônico do tipo ensiálico (Marini et al., 1981).

- Fanerozóico

As condições de estabilidade, criadas a partir do final do Proterozóico, propiciaram a deposição de sedimentos paleozóicos pertencentes às formações Serra Grande e Pimenteiras.

No fim do Mesozóico, a Reativação Wealdeniana criou desnivelamentos de blocos importantes, refletidos em grande parte na morfologia atual da área.

Todos esses aspectos mostram que a evolução crustal envolve etapas distintas:

- a primeira, com regimes de alta ductibilidade regional, prevalecendo até o fim do Arqueano, de acordo com as datações em torno de 2.6 Ga.;
- rigidez crustal já pronunciada e crescente, como atestam os eventos de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, no fim do Arqueano, e cisalhamento dúctil de alto ângulo no Proterozóico Inferior;
- o Proterozóico Médio e Superior assistiu a uma tectônica rúptil em grandes extensões, havendo concentração de formação em cinturões lineares;
- consolidação. Estabilidade no Paleozóico e Mesozóico;
- reativação no fim do Mesozóico.

Pode-se falar em uma fase de enrijecimento até o

fim do Proterozóico Inferior, seguida de outra em que a rigidez é manifesta.

CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES

As investigações geológicas, com ênfase nas unidades pré-cambrianas, realizadas na região centro-norte do Estado de Goiás, permitem alinhar algumas conclusões essenciais.

A maioria dos trabalhos de cunho regional, envolvendo a área estudada, limitou-se a discutir o quadro geológico do Proterozóico. Isso se deve, em parte, ao fato de que a maioria das unidades consideradas arqueanas na região, não despertava interesse econômico e conseqüentemente deixou de receber estudos geológicos adequados. Deve ser adicionado também, a esse quadro adverso, os seguintes aspectos:

- a densidade de exposições rochosas por quilômetro quadrado é baixa;
- e as modificações estruturais e mineralógicas impostas às rochas arqueanas, pelos eventos termo-tectônicos que atuaram no Proterozóico, dificultam sobremaneira a observação e a caracterização dos produtos relacionados com os eventos mais antigos.

Com a intenção de minimizar essa limitação, grande parte deste trabalho esteve voltada para a reconstituição dos eventos que tiveram lugar no Arqueano. As observações sistemáticas do ponto de vista lito-estrutural, juntamente com a interpretação de dados gravimétricos apresentada por Haralyi e Hasui (1981 e 1982), levaram à individualização e caracterização dos blocos arqueanos Brasília e Araguacema na região centro-norte do Estado de Goiás. Esses blocos crustais se justapõem através de uma zona de cisalhamento dúctil de baixo ângulo orientada na direção N30^oE. O desenvolvimento dessa feição linear levou porções dos dois blocos a se envolverem em processo de cisalhamento dúctil regional, de modo que, se considerarmos as feições estruturais existentes e a natureza das unidades litológicas através do terreno Arqueano é possível individualizar quatro domínios distintos.

Os domínios 1+2 e 3+4 representam porções dos blocos Brasília e Araguacema respectivamente, e podem ser interpretados de modo genérico como terrenos granito-"greenstone" desen

volvidos no Arqueano. Os domínios 2 e 4 compõem o cinturão de cisalhamento dúctil de baixo ângulo.

As informações lito-estruturais disponíveis para os domínios 1 e 3 assinalam que os grupos Riachão do Ouro e Rio do Coco se instalaram sobre as rochas gnáissicas atribuídas aos complexos Goiano e Colméia respectivamente. Os elementos estruturais do Complexo Goiano se voltam para NNE, em contraposição as feições estruturais do Complexo Colméia têm orientação E-W. A orientação preferencial das estruturas impressas nos grupos Riachão do Ouro e Rio do Coco foi, em grande parte, controlada pelas linhas estruturais pretéritas indicando que, desde essa época os blocos Brasília e Araguacema já constituíam unidades tectônicas estruturalmente distintas.

A história antiga dos domínios 2 e 4 não pôde ser reconstituída face à forte deformação por achatamento, ligada a um processo de cisalhamento simples dúctil, que rotacionou as estruturas anteriores, levando a uma concordância geral das unidades litológicas. No entanto, os produtos litológicos pertencentes à Formação Morro do Aquiles, juntamente com parte das rochas que compõem o Complexo Rio dos Mangues, evidenciam a existência de um embaciamento antigo, desenvolvido provavelmente sobre os gnaisses tonalíticos dos complexos Manoel Alves e Rio dos Mangues. Os granulitos do Complexo Porto Nacional representam porções infracrustais abaixo do Complexo Manoel Alves.

A análise dos elementos estruturais dos domínios 2 e 4, somada à interpretação de dados gravimétricos (Haralyi e Hasui, 1981), revelaram que o deslocamento associado ao processo de cisalhamento de baixo ângulo foi de SE para NW, por efeito da atuação de um binário de direção NW-SE, que levou o bloco Brasília a cavalgar unidades litológicas do bloco Araguacema. A ordem de grandeza do deslocamento não foi determinada, no entanto, a íntima associação da faixa de rochas granulíticas com o cinturão de cisalhamento implica um encurtamento crustal considerável e conseqüentemente um espessamento razoável da crosta na região de Porto Nacional. As rochas envolvidas nesse processo de cisalhamento foram transformadas essencialmente em milonitos sob condições da fácies anfíbolito.

A falta de dados de subsuperfície torna impossível dizer se as unidades litológicas dos domínios 2 e 4 são corpos com ou sem raízes. Se a camada de rochas granulíticas prolonga-se por baixo das unidades que compõem o domínio 1, então os modelos mais adequados para explicar as relações entre os domínios seriam aqueles propostos por Coward (1980 a) e Kröner (1985). Os dados de superfície indicam uma passagem transicional dos domínios 2 e 4 para os domínios 1 e 3 respectivamente, caracterizada pela atenuação das deformações e das transformações mineralógicas relacionadas ao evento de cisalhamento de baixo ângulo.

A modelagem geodinâmica do cinturão de cisalhamento ainda não foi suficientemente entendida, em função do número reduzido de informações sobre a infra-estrutura. Sabe-se que essa feição estrutural resultou da articulação de blocos crustais, provavelmente no final do Arqueano ou início do Proterozóico Inferior, envolvendo movimentos sub-horizontalizados, injeção de material granítico sob a forma de folhas e cavalgamento importante do bloco Brasília em relação ao bloco Araguacema.

Feições de cisalhamento sub-horizontais em terrenos arqueanos, ligadas a movimentos de cavalgamento em grande escala, já foram muito bem descritas no sul da África (Coward, 1980 b), no noroeste da Escócia (Coward, 1980 b) e no oeste da Groelândia (McGregor, 1973; Myers, 1981). No Brasil, esses elementos estruturais, em rochas atribuídas ao Arqueano, foram reconhecidos no noroeste do Ceará (Abreu, com. oral), na região de Porangatu (Gorayeb, com. oral), no sul de Goiás e nos estados de Minas Gerais e São Paulo (Haralvi et al. 1985 e no prelo). Constata-se que o número de informações disponíveis sobre o assunto, na literatura internacional e nacional, é reduzido, mas já se configura uma nova maneira de explicar, a nível global, as relações entre as unidades mais antigas e consequentemente compreender melhor a evolução crustal no Arqueano. Esse quadro se tornará mais consistente a partir do momento em que as formações multidisciplinares forem reunidas. Tais informações se referem ao entendimento das transformações mineralógicas e químicas experimentadas pelas rochas durante o processo de cisalhamento dúctil de baixo ângulo e a definição dos corpos rocho

so em superfície e subsuperfície.

Independentemente do quadro embrionário de conhecimentos, a caracterização lito-estrutural de um cinturão de cisalhamento dúctil de baixo ângulo na área estudada, permite algumas considerações gerais sobre o desenvolvimento da crosta continental no Arqueano.

- o deslocamento associado com o cinturão de cisalhamento é posterior à formação dos terrenos granito-"greenstone" dos domínios 1 e 3. É presumível que esse deslocamento tenha se propagado para a base da crosta;
- não há evidência de interação de placas na região abordada, mas uma predominância de deformação por achatamento, ligada a movimentos sub-horizontais, nas partes inferior e superior da crosta. A zona de cisalhamento representa, nesse caso, uma separação das partes inferior e superior da litosfera;
- a maioria das unidades litológicas reconhecidas na área se desenvolveu em tempos que antecedem a individualização do cinturão de cisalhamento. Isso mostra que os processos litogenéticos foram mais importantes no Arqueano do que nos tempos posteriores;
- nas unidades litológicas anteriores ao cisalhamento de baixo ângulo se distinguem rochas de ortoderivação e supracrustais que podem ser consideradas "greenstone belts" ou não, de qualquer modo, são unidades arqueanas que foram atribuídas ao Proterozóico. Com isso, caracteriza-se seqüências vulcano-sedimentares que não são "greenstone belts", a exemplo da Formação Morro do Aquiles, indicando que um outro tipo de embaciamento existiu no Arqueano.
- não há registro através das unidades proterozóicas de movimentos tectônicos e remobilizações de rochas tão expressivos, quanto os relacionados com o desenvolvimento do cinturão de cisalhamento, permitindo assumir que a intensidade dos processos geológicos foi maior no Arqueano.

As zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo, identificadas nos domínios 1, 2 e 4, superpõem os elementos estruturais mais antigos. Na região de passagem do domínio 2 para

o domínio 4 essa deformação foi expressiva, de modo que a geometria da estruturação criada no evento de cisalhamento de baixo ângulo foi substancialmente modificada. O estiramento associado com o aparecimento das zonas de cisalhamento produziu uma lineação sub-horizontal na direção NNE e gerou feições de boudinagem que variam desde alguns centímetros até dezenas de metros. A configuração em mapa das faixas de rochas da Suíte Matança e do Complexo Porto Nacional estreitando-se para sudeste, desaparecendo nas adjacências da cidade de Gurupi e reaparecendo a noroeste da cidade de Porangatú, fora da área estudada, pode ser entendida como uma feição de boudinagem em escala de algumas dezenas de quilômetros.

As rochas envolvidas nesse evento de cisalhamento foram transformadas em milonitos ou em ultramilonitos e apresentam assembléias mineralógicas da fácies xisto verde, evidenciando que o processo foi eminentemente dúctil. A análise dos elementos estruturais através das zonas de cisalhamento indica que o sentido do deslocamento associado é dextral. Tal fato permite concluir que essas feições lineares devem ter sido desenvolvidas a partir de uma movimentação para sul do bloco Brasília em relação ao bloco Araguacema no Proterozóico Inferior. A idade de 1873 Ma para os granitos da Suíte Lajeado obtida a partir de análises Rb-Sr, estabelece a idade mínima para esse evento de cisalhamento. A Suíte Lajeado e os corpos básico-ultrabásicos, alojados nas unidades dos domínios 2 e 1 respectivamente, representam as primeiras manifestações de fragmentação da crosta, já rígida, a partir do início do Proterozóico Médio. Nessa época o Lineamento Transbrasiliano se individualizou como zona de cisalhamento rúptil.

Os corpos básico-ultrabásicos podem ser interpretados preliminarmente como complexos ígneos aleitados, formados a partir da diferenciação de um magma "in situ". As variações litológicas, da borda para o centro, observada no maciço Barra do Gameleira podem ser explicadas de acordo com essa hipótese.

No início da segunda metade do Proterozóico Médio individualizaram-se as bacias onde se depositaram as rochas relacionadas ao Supergrupo Baixo Araguaia e ao Grupo Natividade. Nessa ocasião deve ter se registrado novamente, movimentos atra

vés do Lineamento Transbrasiliano.

No final do Proterozóico Médio edificaram-se as faixas de dobramentos Araguaia e Uruaçu, a partir da atuação de uma compressão regional orientada aproximadamente na direção E-W. Os produtos lito-estruturais gerados nesse evento indicam que a evolução metamórfica-estrutural é distinta nas duas unidades geotectônicas. Isso reflete, em parte, um comportamento diferente da crosta, sobre a qual essas unidades se implantaram. O desenvolvimento de descontinuidades que devem ter atingido a base da crosta ou a parte superior do manto, através da qual percolaram magmas básicos e ultrabásicos durante a fase de sedimentação do Supergrupo Baixo Araguaia, criou heterogeneidades no segmento crustal que constitui o embasamento da faixa de dobramentos Araguaia e certamente favoreceu a incidência de graus geotérmicos mais elevados nesse setor.

Dois tipos de passagens são verificadas entre as unidades litológicas que compõem a faixa de dobramentos Araguaia e o Maciço Goiano. Uma é caracterizada na região da Serra de São Pedro, onde um pacote de quartzitos do Grupo Estrondo se sobrerepõe discordantemente em relação aos gnaisses do Complexo Rio dos Mangues. A outra se verifica no trecho compreendido entre as cidades de Aliança do Norte, Dueré e Gurupi e é definida por uma superfície de transposição ou cavalcamento inclinada suavemente para sudeste, através da qual as rochas do Complexo Rio dos Mangues se acham sobre as rochas do Grupo Estrondo. Nessa região não se observa mudança no estilo estrutural e no grau metamórfico entre as duas unidades litológicas.

Tais relações sugerem que o Grupo Estrondo reúne unidades lito-estruturais distintas e que parte das feições estruturais incluídas na primeira fase de deformação da faixa de dobramentos Araguaia pode estar relacionada com o evento de cisalhamento dúctil de baixo ângulo do final do Arqueano. Essa hipótese é fortalecida pelos dados geocronológicos Rb-Sr obtidos em rochas atribuídas ao Grupo Estrondo, que revelam idades isocronicas de 1800 Ma, 1050 Ma e 550 Ma. Somente com a realização de estudos geológicos mais detalhados será possível individualizar as unidades litológicas que seguramente fazem parte do Grupo Estrondo.

A passagem entre a faixa de dobramentos Uruaçu e o Maciço Goiano é definida por uma discordância estrutural e ersiva. Durante a evolução metamórfica-estrutural da faixa Uruaçu essa superfície não foi significativamente modificada sugerindo que as rochas do Maciço Goiano tiveram um comportamento rígido durante esse evento.

As falhas direcionais $N40^{\circ}-50^{\circ}E$, com caráter dextral e desenvolvidas no final do Proterozóico Superior evidenciam um outro estágio de movimentação através do Lineamento Transbrasiliano. A individualização de blocos estreitos e alongados na direção NE, caracterizados por grábens e horsts alternados, no Fanerozóico, indica que o Lineamento Transbrasiliano voltou a ser ativo nessa época.

A evolução geológica da área estudada é policíclicca. O cisalhamento de baixo ângulo produziu zona de crosta espessada na borda ocidental do domínio 2. O cisalhamento de alto ângulo incide em zona ampla que abrange faixas de um e outro lado dela. As faixas do Proterozóico Médio e o Maciço Goiano abarcam área ainda maior e, por fim, os processos brasileiros, refletidos nas datações K-Ar atingiram áreas ainda maiores. Assim, a partir de uma zona de fraqueza crustal de orientação NNE, os processos sucessivos afetaram áreas cada vez mais expressivas. Essa é a evolução que caracteriza o cinturão móvel Ceres na área.

CAPÍTULO 8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. de - 1978 - Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia. Tese de Mestrado. Belém, UFPa/NCGG. 90p.
- ABREU, F.A.M. de; HASUI, Y. - 1978 - Evolução estrutural do Supergrupo Baixo Araguaia. In: XXX Congr. Bras. Geol., Recife. SBG, V.1, p.257-269.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, Div. Geol. Min. DNPM. Bol.241, 36p.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1968 - Evolução tectônica do centro-oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. An. Acad. Bras. Geoc.40 (supl.): 285-296.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1971 - Geochronological division of the Precambrian of South America. Rev. Bras. Geoc.1(1):13-21.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1974 - Sistema Tectônico Marginal do Cráton do Guaporé. In: XXVIII Cong. Bras. Geol., Porto Alegre, SBG. V.4, p.5-9.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1978 - A evolução dos Crátons Amazônico e do São Francisco comparada com seus homólogos do Hemisfério Norte. In: XXX Cong. Bras. Geol., Recife, SBG. V.6, p.2393-2407.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1981 - O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: Anais do Simpósio sobre o Cráton São Francisco e suas faixas marginais. Salvador, SBG. p.1-9.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B. de - 1976 - The Upper Precambrian of South America. Bol.I.G. 7:45-80.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B. de; FUCK, R.A. - 1977 - Províncias Estruturais Brasileiras. In: Atas do VII Simpósio de Geologia do Nordeste. Campina Grande. p.363-391.
- AMARAL, G. - 1984 - Províncias Tapajós e Rio Branco. In: O Pré-

- Cambriano do Brasil. São Paulo, Ed. Edgard Blücher, p.6-33.
- ANHAEUSSER, C.R. - 1971 - The Barberton Mountain Land, South Africa: a guide to the understanding of the Archean Geology of Western Australia. Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., (3): 103-120.
- ANHAEUSSER, C.R. - 1973 - The evolution of the Early Pre cambrian crust of Southern Africa. Philos. Trans. R. Soc. Lond. A273:359-388.
- ANHAEUSSER, C.R. - 1975 - Precambrian tectonics environments. Ann. Rev. Earth Plan. Sci. 3:31-53.
- ANHAEUSSER, C.R.; MASON, R.; VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P.-1969- A reappraisal of some aspects of Precambrian Shield Geology. Bull. Geol. Soc. Amer., 80: 2175-2200.
- ANHAEUSSER, C.R.; ROERING, C.; VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P. - 1968 - The Barberton Mountain Land: A model of the elements and evolution of an Archean fold belt. Trans. Geol. Soc. S. Afr. Annex. V.71:225-254.
- BACK, J.; KORSTGARD, J.; SORENSEN, K. - 1975 - A major shear zone within the Nagssutogidian of West Greenland. Tectono physics, 27:191-209.
- BARBOSA, O.; RAMOS, J.R.; GOMES, F.A.; HEMBOLD, D.R. - 1966 - Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro. Div. Geol. Min. Dep. Nac. Prod. Min. 94p.
- BARREIRA, C.F. - 1980 - Geologia, prospecção, geoquímica e geofísica da área do Rio do Coco, Paraíso do Norte - GO. Dissertação de mestrado. Brasília, Departamento de Geociências - Universidade de Brasília. 143p.
-
- BEACH, A. - 1974 - The measurement and significance of displacements on Laxfordian shear zones, NW Scotland. Proc. Geol. Ass. 85:13-21.

- BEACH, A. - 1980 - Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian Complex. *Journal of Structural Geology*, 2(1/2):257-263.
- BERBERT, O. - 1980 - O Complexo Basal Goiano. In: XXXI Cong. Bras. Geol. Camboriú, SBG. V.5, p.2837-2849.
- BEZERRA, P.E.L.; CUNHA, B.C.C.; IANHEZ, A.C.; POTIGUAR, L.A.T.; PITHMAN, J.H.L.; SOUZA, J.J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.S. - 1981 - Associação plutono-vulcânica de Ipueiras. In: Ata do I Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia. p. 363-375.
- BRIDGWATER, D.; MCGREGOR, V.R.; MYERS, J.S. - 1974 - A horizontal tectonic regime in the Archean of Greenland and its implications of early crustal thickening. *Prec. Res.* 1:179-197.
- BRIDGWATER, D.; WINDLEY, B.F. - 1973 - Anorthosites, post-orogenic granites, acid volcanic rocks, and crustal development in the north Atlantic Shield during the Mid-Proterozoic. In: Lister, L.A., *Symp. on Granites Gneisses and Related Rocks*. Geol. Soc. S. Afri. Spec. Publ. 3:307-318.
- COBBOLD, T.R.; QUINQUIS, H. - 1980 - Development of sheat folds in shear regimes. *Journal of Structural Geology*. 2(1/2):119-126.
- CONDIE, K.C. - 1981 - Archean greenstone belts. Development in Precambrian Geology. New York, Elsevier Scientific Publishing. 625p.
- CORRÊA FILHO, F.C.L.; SÁ, A.M. - 1980 - Projeto Natividade - Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM. 6 VOLUMES (Inédito).
- COSTA, J.B.S. - 1980 - Estratigrafia da Região de Colméia. GO. In: XXXI Cong. Bras. Geol., Camboriú, V.2, P. 720 - 728.
- COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S. de; BEMERGUY, R.L.; GAMA JR., T.; KOTSCHOUBEY, B.; LEMOS, R.L. - 1983 - Projeto Paraíso do Norte - Relatório final. Belém, conv. CVRD/UFPa, 125p. (inédito).

- COSTA, J.B.S.; LEMOS, R.L.; MARTINS, J.P.A. de; BELTRÃO, J.F.; GÓES, A.M.; HASUI, Y. - 1984 - Geologia da Região de Porto Nacional, GO. Rev. Bras. Geoc., 14(1):3-11.
- COSTA, J.B.S.; MARTINS, J.P.A. de; BELTRÃO, J.F.; GÓES, A.M.; LEMOS, R.L.; GORAYEB, P.S.S. de - 1982 - Projeto Porto Nacional - Relatório final. Belém, DNPM/UFPa. 107p (inédito).
- COWARD, M.P. - 1980 a - Shear zones in the Precambrian crust of Southern Africa. J. Struct. Geol. 2(1/2):19-27.
- COWARD, M.P. - 1980 b - The Caledonian Thrust and shear zones of N.W. Scotland. J. Struct. Geol. 2(1/2):11-17.
- COWARD, M.P.; JAMES, P.R.; WRIGHT, L. - 1976 - Northern margin of the Limpopo mobile belt, Southern Africa. Geol. Soc. of Am. Bull., 87:601-611.
- CUNHA, B.C.C. da; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E. L.; PITTMAN, J.H.L.; SOUZA JR., J.J. de; MONTALVÃO, R.M.G. de; SOUZA, A.M.S. de; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.C. - 1981 - Geologia da folha SC-22 Tocantins. In: Projeto Radam. Rio de Janeiro, DNPM. V.22. 21 - 196
- DANNI, J.C.M.; FUCK, R.A.; LEONARDOS, O.H. - 1982 - Archean and Lower Proterozoic units in central Brasil. Geol. Rundschau. 71(1):291-317.
- DAVIES, F.B.; WINDLEY, B.F. - 1976 - Significance of major Proterozoic high grade linear belts in continental evolution. Nature. 263(30):382-385.
- DHALSTRON, C.D.A. - 1970 - Structural Geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. Bull. Can. Petrol. Geol., 18:332-406.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J. - 1981 - O Grupo Araxá e Unidades Homotaxiais. In: Anais do Simpósio sobre o Cráton de São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, SBG - Núcleo da Bahia. Op. 118 - 130.
- FYFE, W.S. - 1974 - Archean Tectonics. Nature. 249 : 338-352.

- GLIKSON, A.Y. - 1971 - Primitive Archean Element Distribution Patterns: Chemical Evidence and Geotectonic Significance. Earth Planetary Science Letter, 12:309-320.
- GLIKSON, A.Y. - 1972 - Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. Bull. Geol. Soc. Amer. 83:3323-3344.
- GLIKSON, A.Y. - 1976 - Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstone: significance of data from shields of the Southern Hemisphere. In: Windley, B.F. The Early History of the Earth. London, Wiley. p.257-277.
- GLIKSON, A.Y. - 1979 - Early Precambrian tonalite-trondhjemite sialic nuclei. Earth Sci. Rev., 15:1-73.
- GLIKSON, A.Y.; LAMBERT, I.B. - 1973 - Vertical zonation and petrogenesis of the early Precambrian crust in western Australia. Tectonophysics, 30:55-69.
- GOODWIN, A.M. - 1968 - Archean protocontinental growth and early crustal history of the Canadian Shield. In: XXIII Int. Geol. Congr., V.1, p.69-89.
- GOODWIN, A.M. - 1976 - Giant impacting and the development of the continental crust. In: Windley, B.F. (Ed.), The Early History of the Earth. New York, John Wiley e Sons, p.77-95.
- GOODWIN, A.M. - 1977 - Archean basin-craton complexes and the growth of Precambrian shields. Canad. J. Earth Sci., 14:2737-2759.
- GOODWIN, A.M.; RIDLER, R.H. - 1970 - The Abitibi orogenic belt. Geol. Surv. Canad. Pap., 70:1-24.
- GORAYEB, P.S.S. de; COSTA, J.B.S.; LEMOS, R.L.; BEMERGUY, R.L.; GAMA JR., T.; KOTSCHOUBEY, B. - 1984 - Projeto Natividade-Almas. Relatório Final. Belém, Conv. CVRD/UFPa, 123p.
- GREEN, J.C. - 1972 - Ultramafic rocks in Vermilion district. In: Sims, P.K. e Morey, G.B. (Ed). Geology of Mineralogy: A centennial volume. Minnesota Geological Survey. St. Paul Univ.

p.76-78.

- GROCOTT, J.; WATTERSON, J. - 1980 - Strain profile of a boundary within a large ductile shear zone. Jour. Struc. Geol., 2(1/2):111-118.
- GUERREIRO, M.G.S.; SILVA, J.M.R. da - 1976 - Projeto Guaraí-Conceição. Belém, DNPM/UFPA, 75p. (inédito).
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. - 1981 - Anomalias gravimétricas e estruturas maiores do sul de Goiás. In: Atas do I Simp. Geol. do Centro-Oeste, Goiânia. SBG, p.73-90.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. - 1982 - Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: XXXII Cong. Bras. Geol., Salvador, V.1, p.374-386.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. - no prelo - Interpretation of gravity and magnetic data, Central and Eastern Brazil. In: Utility of regional gravity - and magnetic - anomaly maps. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, EUA.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; HAMZA, V.M.; RODRIGUES, C.R.V. - 1985 - Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. Bol. Esp. Núcleo Minas Gerais. SBG. 71-93.
- HARRISON, M.M. - 1970 - The geology of the country around Que Que Rhod. Geology Surv. Bull. 67:15-32.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M. de; COSTA, J.B.S.; SILVA, J.M.R. - 1981 - A faixa de dobramentos Araguaia - estado de conhecimento. In: Ata do I Simp. Geol. do Centro-Oeste. Goiânia, p.177-195.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de - 1970 - Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro. Bol. Soc. Bras. Geol., 19(1):6-26.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de - 1985 - The Central Brazil Shield Reviewed. Episodes, 8(1):29-37.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. de - 1980a - Evolução estrutural da região de Colméia, GO. In: XXXI Cong. Bras. Geol. Camboriú, SBG. V.5, p.1648-1658.

- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. de - 1984 a - Província Tocantins, Setor Setentrional: In: O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blücher. p.187-203.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S. de; LEMOS, R.L.; GAMA JR., T.; BEMERGUY, R.L. - 1984 b - Geologia do Pré-Cambriano da região de Paraíso do Norte de Goiás - GO. In:XXXIII Cong. Bras. Geol. Rio de Janeiro, SBG. p.2220-2233.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. - 1985 - A megaestruturação de Goiás. In: Ata do 2º Simp. Geol. do Centro-Oeste. Goiânia. 1-18
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBENHAUS, C. - 1984 c - Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico: In: Anais Symposium Amazônico. Manaus. p.129-147.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA JR., O.; TEIXEIRA, E.; KA WASHITA, K.; ALMEIDA, F.F.M. de - 1980 b - Datações Rb/Sr e K/Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado geotectônico. In: XXXI Cong. Bras. Geol., Camboriú. SBG, V.5, p.2569-2576.
- HEDBERG, H.D. - 1980 - Guia estratigráfico internacional. Comisión Internacional de Estratigrafia de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas. Editorial Reverté, Barcelona, 1-6.
- HENDERSON, J.B.; CALDWELL, W.G.E.; HARRISON, J.E. -1980- Amendment to code concerning terminology of igneous and high grade metamorphic rocks. American Comission on Stratigraphic Nomenclature, Report 3. Geol. Soc. Am. Bull., 93:374-376.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.E. - 1976 - An outline of Structural Geology. New York, John Wiley e Sons. 555p.
- HUNTER, D.R. - 1974 - Crustal development in the Kaapvaal Crá ton in the Archean. Prec. Res., 1:259-294.
- JEGOUZO, P. - 1980 - The South American shear zone. Jour.Struct. Geol. 2(1/2):39-48.

- KATZ, M.B. - 1981 - A Shear - Mobile Transform Belt in the Precambrian Gondwanaland of Africa - South America. *Tectonophysics* 70 (3) : 1012 - 1019.
- KEY, R.M.; LITHERLAND, M.; HEPWORTH, J.V. - 1976 - The evolution of the Archean crust of northeast Botswana. *Prec. Res.*, 3:375-415.
- KRÖNER, A. - 1985 - Evolution of the Archean continental crust. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 13:49-74.
- MACAMBIRA, J.B. - 1983 - Geologia e ocorrências minerais da braquianticlinal de Lontra - GO. Tese de Mestrado em Geologia. Belém, UFPa/NCGG. 107p.
- MACAMBIRA, J.B.; SOUZA, A.C.C.; KAWASHITA, K. - 1982 - Geocronologia da região da braquianticlinal de Lontra. In: XXXII Cong. Bras. Geol., Salvador, SBG. V.2, p.12.
- McGLYNN, J.C.; HENDERSON, J.B. - 1970 - Archean volcanism and sedimentation in the Slave Structural Province. *Geol. Surv. Can. Pap.*, 70:31-44.
- MacGREGOR, A.M. - 1951 - Some milestones in the Precambrian southern Africa. *Proc. Soc. S. Apa.*, 54:27-71.
- McGREGOR, V.R. - 1973 - The Early Precambrian gneisses of the Godthaab district. West Greenland. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 273:343-358.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.; DARDENNE, M.A. - 1981 - A evolução geotectônica da Faixa Brasília e o seu embasamento. In: Anais do Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais. Salvador, SBG, Núcleo da Bahia. p.100-116.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; DANNI, J.C.M. - 1984 - Província Tocantins. Setores Central e Sudeste. In: O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Ed. Edgard Blücher. p.205-258.
- MASCARENHAS, J. de F.; PEDREIRA, A.J.; MISI, A.; MOTTA, A.C. ;

- SÁ, J.H. da S. - 1984 - Província São Francisco. In: O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Ed. Edgard Blücher.p.46-115.
- MEHNERT, K.R. - 1972 - Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdam, Elsevier. 405p.
- MENDES, W.F. - 1981 - Contribuição à petrologia do granito Monte do Carmo localizado a SE de Porto Nacional - Relatório Interno. Belém, NCGG. 70p.
- MONTALVÃO, R.M.G. - 1979 - Reconhecimento geológico no canto sudeste da Folha SC.22 Tocantins "Serra de Santo Antonio" e nordeste da Folha SD. 22 Goiás: In: Projeto Radam Brasil - Relatório interno, nº 3086. Goiânia. 10p.
- MOORE, B - 1963 - Geological reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Rel. nº 1854, Rio de Janeiro . PETROBRÁS/DEPEX, 20p. (inédito).
- MOUTINHO DA COSTA, L.A. da; PORTELA, A.C.; NILSON, A.A.; PALE, C.R.O.; MARCHETTO, C.L.M.; SANTOS, E.L. dos; MENEGESSO, G. ; INDA, H.A.V.; STERNA, R.; MARCHETTO, M.; BAPTISTA, M. B. ; FRATIN, O.; MOSMANN, R.; OLIVEIRA, T.F.D.; SILVA, W.G. de; - 1976 - Projeto leste do Rio Tocantins - Oeste do Rio São Francisco. Rio de Janeiro, PROSPEC. 200p. (inédito).
- MYERS, J.S. - 1981 - The Fiskenaesset Anortosite Complex. A stratigraphic key to the tectonic evolution of the west green stone - gneiss complex 3000 - 2800 m.y. ago. Geol.Soc.Aust . In: Incorp. 7:351-360.
- NAQUIV.S.M. - 1976 - Physico-chemical conditions during the Archean as indicated by Darwar geochemistry. In: Windley, B. F. Ed. The Early History of the Earth. London, Wiley. p.289-298.
- PARK, R.G. - 1981 - Origin of horizontal structure in high grade Archaean Terrains. Geological Society of Australia Incorporated, 7:481-490.
- PUTY, C.O.F.; MARTINS, R.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; JOÃO, X.S.J. ; CARRERA, J.M.; SILVA, G.A.; NEVES, A.P.; GIFFONI, L.E.; LOU

- RENÇO, R.S.; FRIZZO, S.J. - 1972 - Projeto Marabá. Belém, CPRM - DNPM. Vol. 1, 6 e 7.
- QUINQUIS, H.; AUDREAN, C.L.; BRUN, J.P.A.; COBBOLD, P.R.- 1978- Intense progressive shear in the Groix blueschists and compatibility with subduction and obduction. Nature, 273:43-44.
- RAMSAY, J.G. - 1967 - Folding and Fracturing of Rocks. New York, McGraw Hill Book. 563p.
- RAMSAY, J.G. - 1980 - Shear zone geometry: a review. Jour . Struct. Geol., 2(1/2):83-99.
- RAMSAY, J.G.; GRAHAM, R.H. - 1970 - Strain variation in shear belts. Can. Jour. Earth Sci. 7:786-793.
- SÁ, J.H. da S.; CORDANI, V.G.; KAWASHITA, K. - 1980 - Datações geocronológicas do norte da faixa de dobramentos Paraguaí-Araguaia. In: XXXI Cong. Bras. Geol. Camboriú, SBG. V.2, p. 401.
- SABÓIA, L.A. - 1979 - Os "greenstone belts" de Crixás e Goiás - GO. Bol. Inform., Soc. Bras. Geol. 9:43-72.
- SALOP, L.I. - 1971 - Two types of Precambrian structures: gneiss folded ovals and gneiss domes: Inter. Geol. Rev., 14(11)1209-1228.
- SANTOS, M.D. - 1983 - Geologia e ocorrências minerais da braqui anticlinal de Xambioá - Goiás. Tese de Mestrado em Geologia. Belém, UFPa-NCGG. 124p.
- SCHOBENHAUS, C.; BRUNI, M.A.L.; ALMEIDA, J.T.; BRUNI, E.C. - 1974 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Folha (SC. 23) Rio São Francisco. Brasília, DNPM. 57p.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, O. de; ASMUS, H.E. - 1984 - A evolução da Plataforma Sul-americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: Geologia do Brasil - Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Brasília, DNPM. p.9-53.

- SCHOBENHAUS, C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L.A.; TAKANOHASHI, J.T. - 1975 a - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Folha Tocantins (SC.22). Brasília, DNPM. 57p.
- SCHOBENHAUS, C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L.A.; TAKANOHASHI, J.T.; LINDENMAYER, Z.G.; VASCONCELOS, J.B.; ORLANDI, V. - 1975 b - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Folha Goiás (SD. 22). Brasília, DNPM. 113p.
- SILVA, G.G. da; LIMA, M.I.C. de; ANBRAGE, A.R.F. de; ISSLER, R. S.; GUIMARÃES, G. - 1974 - Geologia da Folha SB-22 (Araguaia) e parte da Folha SC-22 (Tocantins). IM. Proj. Radam, Rio de Janeiro, DNPM V.4, p. 1 - 143.
- SILVA, J.M.R. de; HASUI, Y. - 1978 - Evolução metamórfica do Supergrupo Baixo Araguaia. In: XXX Cong. Bras. Geol., Recife. V.1:p.435-443.
- SILVA, J.M.R. da - 1980 - Metamorfismo das rochas pelíticas do segmento setentrional da Faixa Paraguai-Araguaia - Tese de Mestrado. Belém, UFPa/NCGG. 48 P.
- SILVA, R.W.S.; SÁ, J.H. da S. - 1982 - Feições geológicas e magnetométricas da região do Baixo Araguaia. In: Anais do I Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, V.L, p.259-269.
- SOARES, P.C.; FIORI, A.P. - 1976 - Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em Geologia. Notícia Geomorfológica. 16(32):71-104.
- SOUZA, A.C. - 1984 - Geologia e petrologia do extremo norte da Serra do Estrondo (GO). Tese de Mestrado em Geologia. Belém, UFPa/NCGG. 189p.
- SPRY, A. - 1969 - Metamorphic Textures. Oxford, Pergamon Press. 350p.
- STOWE, C.W. - 1971 - Summary of the tectonic development of the Rhodesian Archean Craton. Geol. Soc. Aust., Spec.Publ., (3): 377-383.
- STOWE, C.W. - 1974 - Alpine - Type structures in the Rhodesian

- basement complex at Selukwe. Jour. Geol. Soc. Lond., 130:411-426.
- STRECKEISEN, A. - 1973 - Plutonic Rocks. Classification and nomenclature recommended by the I.V.G.S. Subcommittee on the Systematic of Igneous Rocks. Geotimes. 18:26-30.
- SUN, S.S.; HANSON, G.M. - 1975 - Evolution of the mantle. Geochemical Evidence from Alkali Basalt, Geology, 3:296-302.
- SUTTON, J. - 1977 - Some consequences of horizontal displacements in the Precambrian. Tectonophysics, 40:161-181.
- SUTTON, J. - 1978 - Proterozoic of the North Atlantic. In: Evolution of the earth crust. p.239-251.
- SUTTON, J.; WATSON, J.V. - 1974 - Tectonic evolution of continents in early Proterozoic Times. Nature, 247(15):433-435.
- TARNEY, J.; DALZIEL, I.W.D.; DE WIT, M.J. - 1976 - Marginal basin "Rocas Verdes" for Archean greenstone belt formation. In: Windley B.F. Ed. The Early History of the Earth. New York, Wiley e Sons. p.131-146.
- TEIXEIRA, N.P. - 1984 - Geologia e Petrologia da Região Central da Serra das Cordilheiras - GO. Tese de Mestrado em Geologia. Belém, UFPa/NCGG. 208p.
- TURNER, J.F. - 1968 - Metamorphic Petrology. New York, McGraw Hill. 453p.
- TURNER, F.J.; WEISS, L.E. - 1963 - Structural Analyses of Metamorphic Tectonics. New York, McGraw Hill. 345p.
- VAN ZYL, J.S. - 1978 - The relationship between the deep electrical resistivity structure and tectonic provinces in southern Africa. Trans. Geol. Soc. Afr. 81:129-142.
- VIALON, P.; RUNLAND, M.; GROLIER, J. - 1976 - Elements de Tectonique Analytique. Paris, Masson. 118p.
- VILJOEN, R.P.; VILJOEN, M.J. - 1971 - The Geological and Geochemical Evolution of the Onverwacht volcanic group of the Bar

- berton mountain land, South Africa. Spec. Publ. Geol. Soc. Aust. 31:133-149.
- WATERSON, J. - 1968 - Homogeneous deformation of the gneiss of Westerland, Southwestern Greenland. Medd. Grouland, 176(6): 17-33.
- WATSON, J.V. - 1973 - Effects of reworking on high grade gneiss complexes. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 273:443-455.
- WHITE, S. - 1982 - Fault rocks of the Moine Thrust zone: a guide to their nomenclature. In: Textures and Microstructures . Gordon and Breach Science Publishers Inc: p.211-221.
- WHITTEN, E.H.T. - 1966 - Structural geology of folded rocks. Chicago, Hand Macnally. 663p.
- WILLIAMS, H.R. - 1977 - African Archean mobile belts and granite-greenstone terrane. Nature, 266:163-169.
- WINDLEY, B.F. - 1973 - Crustal development in the Precambrian. Philos. Trans. R. Soc. Lond., 273:321-341.
- WINDLEY, B.F. - 1977 - The evolving continents. New York, John Wiley e Sons. 373p.
- WINDLEY, B.F.; BRIDGWATER, D. - 1971 - The evolution of Archean low and high grade terraine. Geol. Soc. Aust. Spec. Publ., 3:33-46.
- WINDLEY, B.F.; SMITH, J.V. - 1976 - Archean high grade complexes and modern continental margins. Nature, (260):671-675.
- WINKLER, H.G.F. - 1976 - Petrogenesis of Metamorphic Rocks. New York, Springer Verlag. 320p.

ANEXO 3

Símbolos usados nas fotomicrografias:

- Pl - plagioclásio
- Mc - microclíneo
- Ne - nefelina
- Qz - quartzo
- Bt - biotita
- Af - anfibólio
- Fd - feldspato
- Ms - moscovita
- Gr - granada
- Ci - cianita
- St - estaurolita
- Px - piroxênio
- Cl - cloritóide