UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900008763

EVOLUÇÃO POLICÍCLICA DA INFRA-ESTRUTURA DA PORÇÃO
SUL DO ESTADO DE MINAS GERAIS E REGIÕES
ADJACENTES DO ESTADO DE SÃO PAULO

Antonio Carlos Artur

Orientador: Prof. Dr. Koji Kawashita

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	<u>Dr. Koji Kawashita</u>	<u>Koji Kawashita</u>
Examinadores:	<u>Dr. Eberhard Wernick</u>	<u>Eberhard Wernick</u>
	<u>Dr. Marcos A.F. de Oliveira</u>	<u>Marcos A.F. de Oliveira</u>
	<u>Dr. Wilson Teixeira</u>	<u>Wilson Teixeira</u>
	<u>Dr. H.H.G.J. Ulbrich</u>	<u>H.H.G.J. Ulbrich</u>

São Paulo

1988

Aos meus pais

Agenor e Izabel

À minha esposa

Ana Helena

Aos meus filhos

Julio Cesar e Carlos

Eduardo

Í N D I C E

	Pág.
RESUMO.....	VIII
ABSTRACT.....	XI
 1. INTRODUÇÃO.....	 1
1.1. Definição de Propósitos e Objetivos dos Estudos.....	1
1.2. Situação da Região Investigada.....	2
1.2.1. Localização e Extensão.....	2
1.2.2. Vias de Acesso.....	3
1.2.3. Cobertura Cartográfica.....	6
1.3. Principais Trabalhos Executados.....	6
 2. METODOLOGIA.....	 9
2.1. Elaboração do Mapa Geológico.....	9
2.2. Análises Petrográficas.....	12
2.3. Datações Radiométricas.....	12
2.4. Tipologia do Zircão.....	15
2.5. Nomenclatura Petrográfica.....	17
 3. REVISÃO DA GEOLOGIA GERAL.....	 20
3.1. Generalidades.....	20
3.2. Localização Tectônica da Área Estudada.....	20
3.3. Modelos Geotectônicos.....	21
3.4. Unidades Litoestratigráficas.....	38
3.4.1. Unidades Predominantemente da Infra-estrutura.	39
3.4.2. Unidades Predominantemente Supracrustais.....	46
 4. NOMENCLATURA, DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA E CONTEÚDO LITOLÓGICO DAS UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS DO PRÉ-CAMBRIANO NA ÁREA INVESTIGADA.....	 54
4.1. Unidades Litoestratigráficas do Proterozóico Superior	54
4.1.1. Unidades Essencialmente Supracrustais.....	54
<i>Formações Eleutério e Pouso Alegre</i>	54
<i>Grupo Bambuí</i>	56
4.1.2. Unidades Supracrustais/Infra-estrutura.....	56
<i>Complexo Campos Gerais</i>	56

4.1.3. Unidades Essencialmente da Infra-estrutura....	60
<i>Complexo Pinhal</i>	60
4.2. Unidades Litoestratigráficas do Proterozóico Inferior	64
4.2.1. Unidades Essencialmente Supracrustais.....	64
<i>Grupo Canastra</i>	64
<i>Grupo São João del Rei</i>	65
<i>Complexo Andrelândia/Itapira/Carrancas</i>	66
4.2.2. Unidades Essencialmente da Infra-estrutura....	69
<i>Complexo Amparo</i>	69
4.3. Unidades Litoestratigráficas do Arqueano.....	73
4.3.1. Unidades Essencialmente da Infra-estrutura....	73
<i>Complexo Guaxupé</i>	73
<i>Complexo Barbacena</i>	74
4.4. Faixas de Cisalhamento do Proterozóico Superior.....	75
4.4.1. Faixas de Cisalhamento Pouso Alegre e Varginha	75
4.4.2. Faixas de Cisalhamento Ouro Fino e Jacuí.....	77
5. DESCRIÇÃO LITOLÓGICA E GEOCRONOLÓGICA DAS UNIDADES LITOES-	
TRATIGRÁFICAS DA INFRA-ESTRUTURA.....	80
5.1. Introdução.....	80
5.2. Associações Litológicas do Arqueano (<i>Complexos Barba-</i>	
<i>cena e Guaxupé</i>).....	81
5.2.1. Descrição das Associações Litológicas.....	81
<i>Rochas granulíticas</i>	81
<i>Rochas gnáissico-migmatíticas</i>	89
<i>Rochas ortognáissicas</i>	93
<i>Rochas metabásicas e metaultramáficas</i>	94
5.2.2. Principais Fases de Deformação.....	95
5.2.3. Geocronologia.....	97
5.3. Associações Litológicas de Acreção e de Retrabalha-	
mento do Proterozóico Inferior (<i>Complexo Amparo</i>).....	99
5.3.1. Associações Litológicas de Retrabalhamento...	100
<i>Migmatitos estromáticos</i>	101
<i>Migmatitos dobrados</i>	102
<i>Migmatitos flebíticos</i>	103
<i>Migmatitos com dobras intrafoliares</i>	103
<i>Migmatitos nebulíticos</i>	104

5.3.2. Associações Litológicas de Acreção.....	105
<i>Granitóides Porto dos Mendes.....</i>	106
<i>Ortognaisses.....</i>	108
5.3.3. Principais Fases de Deformação.....	113
5.3.4. Geocronologia.....	114
<i>Datação de mobilizados.....</i>	115
<i>Datação de ortognaisses.....</i>	123
<i>Considerações finais.....</i>	127
5.4. Associações Litológicas de Acreção e de Retrabalha- mento do Proterozóico Superior/Eopaleozóico (<i>Comple</i> <i>xos Pinhal e Campos Gerais</i>).....	129
5.4.1. Associações Litológicas de Retrabalhamento... 129	
5.4.1.1. Associações Resultantes de Processos Ana- téticos.....	129
<i>Migmatitos gerados a partir de um paleos</i> <i>soma pertencente à fácies do granuli-</i> <i>to.....</i>	130
<i>Migmatitos anatéticos gerados a partir</i> <i>de paleossomas pertencentes à fácies do</i> <i>anfíbolito.....</i>	132
5.4.1.2. Migmatitos de Injeção.....	135
<i>Migmatitos com estruturas do tipo agmatí</i> <i>tica, dictionítica e schollen.....</i>	136
<i>Migmatitos com estruturas acamadas e do-</i> <i>bradas.....</i>	137
<i>Migmatitos flebíticos, schlieren e nebu-</i> <i>líticos.....</i>	137
5.4.1.3. Granitos Anatéticos.....	139
5.4.1.4. Retrabalhamentos Através de Cisalhamen- to.....	141
<i>Faixas de cisalhamento de caráter essen-</i> <i>cialmente rúptil.....</i>	141
<i>Faixas de cisalhamento de caráter essen-</i> <i>cialmente dúctil.....</i>	144
5.4.2. Associações Litológicas de Acreção.....	147
5.4.2.1. Granitóides Hidratados.....	147
<i>Complexos batolíticos.....</i>	148

<i>Corpos circunscritos</i>	152
5.4.2.2. Granitóides Hidratados com Fácies Anidras	154
5.4.2.3. Granitóides Anidros.....	155
5.4.3. Principais Fases de Deformação.....	156
5.4.4. Geocronologia.....	161
<i>Datação de migmatitos</i>	163
<i>Datação de gnaisses blastomiloníticos</i>	169
<i>Datação de rochas graníticas</i>	171
<i>Datação de rochas charnockíticas</i>	174
<i>Considerações finais</i>	175
5.5. Evidências Isotópicas sobre a Evolução Crustal nos	
Terrenos da Infra-estrutura.....	175
<i>Migmatitos</i>	178
<i>Granitóides e ortognaisses</i>	181
<i>Considerações finais</i>	182
6. SÍNTESE SOBRE A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E CONCLUSÕES.....	184
7. AGRADECIMENTOS.....	190
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	192

ÍNDICE DAS FIGURAS

	Pág.
Figura 1 - Localização da área estudada em relação ao Brasil...	4
Figura 2 - Localização da área estudada em relação aos Estados de Minas Gerais e São Paulo.....	4
Figura 3 - Principais cidades, rodovias e drenagens da área estudada.....	5
Figura 4 - Distribuição esquemática das cartas topográficas editadas pelo IBGE nas escalas 1:50.000 e 1:250.000 abrangidas pela área estudada.....	8
Figura 5 - Localização e escalas dos mapeamentos geológicos prévios na região considerada.....	11
Figura 6 - Localização dos afloramentos com determinações analíticas.....	16
Figura 7 - Tipos de zircão característicos para as diferentes séries de granitóides.....	19
Figura 8 - Esboço tectônico da região NE do Estado de São Paulo e S de Minas Gerais.....	22
Figura 9 - Ocorrência e estruturação do Cinturão Paraíba.....	24
Figura 10- Os Cratons do São Francisco e do Paramirim e suas estruturas envolventes.....	30
Figura 11- Esboço tectônico da borda sul do Craton do São Francisco.....	30
Figura 12- Evolução esquemática da crosta ensialica primitiva Arqueana e a formação do Protocraton do Paramirim com suas subdivisões pelos cinturões Móveis Proterozóicos.....	32
Figura 13- Arcabouço estrutural da borda do Craton do São Francisco.....	33
Figura 14- Principais falhas da lineagêne do Ciclo Brasília no na região limítrofe entre os Estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro.....	37
Figura 15- Mapa geológico simplificado da região Nordeste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais.....	40
Figura 16- Diagrama QAP para ortognaisses charnockíticos do Complexo Guaxupé.....	90

Figura 17 - Tipos de zircão para ortognaisses do Complexo Pinhal.....	91
Figura 18 - Errôcrona Rb-Sr de mobilizados de migmatitos <u>es</u> tromáticos do Complexo Amparo.....	117
Figura 19 - Errôcrona Rb-Sr de mobilizados de migmatitos <u>es</u> tromáticos do Complexo Amparo.....	120
Figura 20 - Isôcrona Rb-Sr de mobilizados de migmatito fle- bítico do Complexo Amparo.....	120
Figura 21 - Isôcrona Rb-Sr de dois mobilizados distintos em migmatito dobrado do Complexo Amparo.....	122
Figura 22 - Isôcrona Rb-Sr de ortognaisses do Complexo <u>Ampa</u> ro.....	124
Figura 23 - Isôcrona Pb-Pb de ortognaisses granodiorítico porfiróide do Complexo Amparo.....	126
Figura 24 - Isôcrona Rb-Sr de ortognaisse granodiorítico porfiróide do Complexo Amparo.....	128
Figura 25 - Diagrama Rb-Sr de ortognaisse tonalítico do <u>Com</u> plexo Amparo.....	128
Figura 26 - Diagrama QAP para rochas charnockíticas do <u>Com</u> plexo Pinhal.....	158
Figura 27 - Tipos de zircão para rochas charnockíticas do Complexo Pinhal.....	159
Figura 28 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de migmatitos do <u>Com</u> plexo Pinhal.....	165
Figura 29 - Isôcrona Rb-Sr de neossoma de injeção do Prote- rozóico Superior.....	167
Figura 30 - Isôcrona Rb-Sr de mobilizados de migmatito <u>es</u> tromático dobrado do Complexo Pinhal.....	167
Figura 31 - Errôcrona Rb-Sr de mobilizado de migmatito <u>es</u> tromático do Complexo Pinhal.....	170
Figura 32 - Errôcrona Rb-Sr de gnaisse blastomilonítico do Complexo Pinhal.....	170
Figura 33 - Isôcrona Rb-Sr de ortognaisse granítico do <u>Com</u> plexo Pinhal.....	173
Figura 34 - Errôcrona Rb-Sr de granada-biotita granito <u>por</u> firóide do Complexo Pinhal.....	173
Figura 35 - Errôcrona Rb-Sr de granada-biotita granito <u>por</u> firóide do Complexo Pinhal.....	176

Figura 36 - Isócrona Rb-Sr de charnockito do Complexo Pinhal	176
Figura 37 - Errócrona Rb-Sr de charnockito do Complexo Pinhal.....	177
Figura 38 - Curva de evolução da razão Sr^{87}/Sr^{86} no tempo geológico para migmatitos e ortognaisses blastomilonítico.....	180
Figura 39 - Curva de evolução da razão Sr^{87}/Sr^{86} no tempo geológico para granitóides e ortognaisses.....	183

ÍNDICE DAS TABELAS

Tabela 1 - Dados modais de gnaisses charnockitóides do Complexo Guaxupé.....	90
Tabela 2 - Dados modais de rochas charnockitóides do Complexo Pinhal.....	157

ÍNDICE DE APÊNDICES

Apêndice 1 - Dados analíticos Rb-Sr em rocha total para a área investigada.....	209
Apêndice 2 - Dados analíticos Pb-Pb.....	214
Apêndice 3 - Fotografias.....	215

A N E X O S

Anexo 1 - Mapa geológico da porção sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo.

RESUMO

Este trabalho é o resultado do estudo de uma área com cerca de 40.000 km², localizada na região sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo.

Objetivou-se, com a presente pesquisa, esboçar uma evolução geológica crustal global para os terrenos da infra-estrutura da região considerada. Para tanto, foram efetuados mapeamento e compilação de dados geológicos, litológicos e estruturais da área enfocada, que adicionalmente foi submetida a estudos petrográficos, geocronológicos e tipologia do zircão.

Os terrenos pré-cambrianos da infra-estrutura da área em foco são agrupados nos Complexos Barbacena e Guaxupé, de idades arqueanas; Complexo Amparo, de idade transamazônica; e os Complexos Pinhal e Campos Gerais, de idades brasileiras. As sequências supracrustais são relativas ao Grupo Bambuí e às Formações Eleutério e Pouso Alegre, de idades brasileiras, e aos Grupos São João del Rei e Canastra, bem como ao Complexo André-lândia/Itapira/Carrancas, referíveis ao evento transamazônico.

Os terrenos da infra-estrutura apresentam evolução geológica complexa, policíclica e polifásica, com o registro de eventos tectonometamórficos ocorridos no Arqueano, no Proterozóico Inferior e Proterozóico Superior, caracterizados ao nível tanto de fenômenos de acreção vertical quanto de retrabalhamento crustal.

No Arqueano a crosta foi gerada predominantemente à partir de acreção vertical, a qual foi transformada, por retrabalhamentos crustais, em granulitos, ortognaisses e migmatitos. Os primeiros compõem o Complexo Guaxupé, enquanto os ortognaisses e migmatitos, são os representantes principais do Complexo Barbacena. Os dados geocronológicos para os ortognaisses e migmatitos, oscilam entre 3,4 e 2,4 b.a. e estão particularmente agrupados nos intervalos entre 3,0-2,9; 2,8-2,7 e 2,5-2,4 b.a.

No Proterozóico Inferior as litologias arqueanas foram, em grande parte, modificadas através de acreção vertical e de processos deformacionais e anatéticos, dando origem ao Complexo Amparo. No primeiro grupo das modificações, incluem-se as intru-

sões de numerosos corpos granitóides com destaque para os corpos de São Gonçalo do Sapucaí, Cristália e Porto dos Mendes. Os retrabalhamentos crustais envolvem, pelo menos, duas fases de migmatização das litologias arqueanas acompanhadas de novas fases de dobramentos e transposições. As datações geocronológicas apontam dois períodos principais de migmatização e intrusões magmáticas, enquadradas nos intervalos entre 2,2 e 2,1 b.a. e entre 1,9 e 1,8 b.a.

No Proterozóico Superior ocorrem novas modificações das litologias pretéritas (arqueanas e do proterozóico inferior) tanto por acreção vertical quanto por retrabalhamentos crustais envolvendo migmatização, responsáveis pela geração do Complexo Pinhal, e cisalhamentos dúcteis e rúpteis, que conduzem à geração do Complexo Campos Gerais e às Faixas de Cisalhamento Pouso Alegre/Varginha e Ouro Fino/Jacuí. A acreção vertical, muito intensa em boa parte da região considerada, é de caráter essencialmente calco-alcalino e, subordinadamente, subalcalina e alcalina, com destaque para os batólitos de Jaguariúna, Morungaba, Socorro, Pinhal, Caldas, Pedra Branca e Mococa, entre outros. O retrabalhamento crustal é polifásico, e se caracteriza por duas fases principais de migmatização acompanhadas de dobramentos e transposições. Superpõem-se a estas duas fases, a intensa transposição referentes aos cisalhamentos dúcteis e rúpteis, que imprimem às rochas estruturas blastomiloníticas, miloníticas e ultramiloníticas. Os estudos radiométricos efetuados em migmatitos, granitóides e gnaisses blastomiloníticos, forneceram idades, aproximadas, entre 880 e 500 m.a., com maior concentração dos valores no intervalo de 585 e 560 m.a. A fase dúctil teria ocorrido abaixo de 560 m.a. e a fase rúptil, se situaria próximo dos 490 m.a..

A integração das observações geológicas dos terrenos de infra-estrutura em modelos geotectônicos, torna-se difícil para as áreas arqueanas e transamazônicas situadas fora do Craton do São Francisco. Este fato, deve-se a sua obliteração pelos fenômenos brasileiros que reduziram substancialmente a área de exposição de rochas com feições geológicas originais intactas. Assim, só foi possível a caracterização primária de algumas litologias que indicam a moldagem da crosta continental, tanto através

de processos de acreção quanto por retrabalhamentos crustais através de deformação, metamorfismo e anatexia. A frequência e características destas litologias indicam um crescimento crustal essencialmente por acreção vertical, acompanhado de retrabalhamentos que afetam rochas, predominantemente, de pequena vivência crustal.

Já para as áreas brasileiras a integração das litologias em associações mais amplas acompanhadas da caracterização de sua distribuição espacial, bem como da determinação do tipo de deformações presentes e da compartimentação tectônica regional, permite inserir a evolução crustal em modelos geotectônicos correntes. No caso da área investigada, as feições mencionadas tem muitas características em comum com áreas de colisão continental.

ABSTRACT

This research is a result of the geological study of an area that comprises about 40.000 km², and lies at southern region of Minas Gerais state and adjoining regions of São Paulo state.

This study had as the main goal, to draft an global crustal geological evolution to the infra-structure terrains of the region. Thus geological mapping were fulfilled and geological, lithological and structural data compilation were considered, and complementarily petrographic, geochronologic and zircon typology studies were added.

The infra-structure Precambrian terrains of the focused area may be grouped into Archean Barbacena and Guaxupé Complexes; transamazonic Amparo Complex; and the Brazilian Pinhal and Campos Gerais Complexes. The supracrustal sequences may be ascribed to the Brazilian Eleuterio and Pouso Alegre Formations and Bambuí Group, and transamazonic Canastra of São João del Rei Groups and finally the Andrelandia/Itapira/Carrancas Complexes.

The infra-structure terrains present polycyclic and polyphasic geological evolution, that embrace the tectonic metamorphic events occurred in the Archean, in the Lower Proterozoic and Upper Proterozoic, characterized by vertical accretion and crustal reworking.

In the Archean the crust was generated dominantly by vertical accretion, which was transformed, by crustal reworking into granulites, orthogneisses and migmatites. The Guaxupé Complex is composed by granulites and the Barbacena Complex has as the main constituents the orthogneisses and migmatites. The geochronological data relative to orthogneisses and migmatites range between 3,4 and 2,4 b.y. and are particularly grouped at the intervals from 3,0-2,9; 2,8-2,7; and 2,5-2,4 b.y..

In the Lower Proterozoic the Archean lithologies were, in great amount, modified by vertical accretion and anatexis and deformational processes, making up the Amparo Complex. In

the first group of transformation one may include the ubiquitous granitic emplacements specially the São Gonçalo do Sapucaí, Cristalia and Porto dos Mendes granitic bodies. The crustal reworkings embrace at least two phases of migmatization of the Archean lithologies, together with new phases of deformations and transpositions. The geochronological data display two main periods of migmatization and magmatic intrusions, situated in the intervals between 2,2 and 2,1 b.y. and between 1,9 and 1,8 b.y.

In the Upper Proterozoic occurred new transformations of ancient lithologies (Archean and Lower Proterozoic lithologies) by vertical accretion and crustal reworkings characterized by migmatization, responsible to the growing of Pinhal Complex and give rise ductiles and ruptiles shearing zones that leads to generation of Campos Gerais Complex and the Shear Belts of Pouso Alegre/Varginha and Ouro Fino/Jacui. The vertical accretion too intense in great part of focused area, is essentially of calc-alkaline character and locally sub-alkaline and alkaline, exemplified with conspicuousness by the Jaguariuna, Morungaba, Socorro, Pinhal, Caldas, Pedra Branca, Mococa batholithes, and so on. The crustal reworking is poliphasic and may be characterized by two main phases of migmatization, followed by deformations and transpositions. Superimposed to these two phases, there is a strong transposition characterized by ruptiles and ductiles shearing events, that imprints in the rocks blastomylonitic, mylonitic and ultramylonitic structures. The radiometric data carried out in migmatites, granites and blastomylonitic gneisses provided age values of approximately 880 and 500 m.y., with concentrations of values in the intervals of 585 and 560 m.y.

The ductile phase would have occurred before 560 m.y. and the ruptile phase would be situated at 490 m.y.

The integration of geological observations, of the infra-structure terrains in geotectonic models becomes difficult to Archean and transamazonian areas situated outside of São Francisco craton. This is because of obliteration of original features of rocks by Brazilian phenomena. Thus, it was only to make the primeval characterizations of some lithologies which indicates the continental crust moulding by accretion processes as well

as by crustal reworking through deformation, metamorphism and anatexis. The frequency and features of these lithologies indicate a crustal growth essentially by vertical accretions and by reworkings that affect rocks predominantly of little crustal time of residence.

On the hand, concerning to Brazilian areas, the integration of lithologies in ample associations and characterization of its spatial distribution as well as of determination of deformation types occurred and of regional tectonic compartmentalization, allow us to insert crustal evolution in updated geotectonic models. In the case of investigated area the mentioned features have several characteristics in common with continental collisions areas.

1. INTRODUÇÃO

1.1. DEFINIÇÃO DE PROPÓSITOS E OBJETIVOS DOS ESTUDOS

A elaboração de mapas mundiais, reunindo sinopticamente áreas Arqueanas, tem sido utilizada como uma ferramenta de análise sobre a origem e evolução dos terrenos mais antigos do planeta Terra (p.ex. Goodwin, 1981). Entretanto, esta metodologia de grande importância para a formulação de hipóteses evolutivas da crosta terrestre sofre algumas restrições fundamentais, entre as quais podemos citar:

1-- A não incorporação de dados recentes, quer por sua natureza inédita, quer pelo lapso de tempo que medeia entre a elaboração e a publicação dos mapas;

2 - O desconhecimento das grandes extensões dos substratos rochosos que se encontram recobertos pelas bacias intracratônicas, pelas áreas de gelo eterno, pelas plataformas ("shelves") continentais e outras;

3 - A omissão de áreas com gênese original Arqueana que, por sua evolução policíclica, perderam, em maior ou menor grau, o seu caráter litológico-estrutural original de tal modo que a sua natureza primordial só pode ser resgatada através de minuciosos estudos de detalhe.

Este caso é particularmente importante não só para a América do Sul (Wernick e Almeida, 1979; Wernick, 1981a, b) mas também, de modo generalizado, para todos os terrenos Pré-cambrianos do mundo, quando se atenta para a reduzida expressão geográfica das áreas cratônicas segundo a definição de Anhaeusser et al. (1969).

Mas não é apenas este aspecto que torna importante o estudo da evolução policíclica de antigos terrenos da infra-estrutura. A geração de áreas policíclicas faz-se, via de regra, através de alguns processos básicos tais como a acreção vertical pela incorporação de magmas tanto ácidos quanto máficos/ultramáficos, mantélicos ou parcialmente mantélicos, e pelo retrabalhamento crustal através de deformações, metamorfismos e anatexias. O poder destes processos de retrabalhamento na modificação da

configuração da crosta reflete-se inclusive a nível isotópico através de rehomogeneizações parciais ou totais de diferentes sistemas rochosos. Desta maneira a análise destes processos modificadores da infra-estrutura, através dos tempos geológicos, pode permitir a caracterização do predomínio de determinados fenômenos em certos períodos de evolução crustal.

Portanto, levando-se em consideração estes dois aspectos, que de modo algum esgotam a importância do estudo de terrenos policíclicos, os objetivos principais do presente trabalho são:

- Caracterizar a evolução policíclica de um amplo segmento crustal da infra-estrutura, abrangendo parte do cristalino do sul do Estado de Minas Gerais e áreas adjacentes do Estado de São Paulo;
- Assinalar as mudanças litológicas/estruturais/isotópicas sofridas por unidades lito-estruturais do Arqueano presentes na região considerada, pela superposição de sucessivos processos modificadores da infra-estrutura da crosta;
- Provido deste conhecimento, examinar outras unidades geológicas policíclicas visando caracterizar possíveis relictos de idade arqueana e, assim, determinar a extensão original destes terrenos na região em foco;
- Pela associação dos dados geocronológicos e das diferentes modificações sofridas pelos terrenos policíclicos, através de retrabalhamentos e acreções sucessivas, tentar esboçar uma evolução crustal global, desde o Arqueano até o Pré-cambriano/Paleozóico inferior, para a infra-estrutura da área considerada.

1.2. SITUAÇÃO DA REGIÃO INVESTIGADA

1.2.1. Localização e Extensão

A área selecionada para os trabalhos abrange porções das regiões sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes

do nordeste de São Paulo (Figuras 1 e 2) onde estão expostas principalmente rochas do embasamento cristalino, recobertas à oeste pelas rochas da Bacia do Paraná. Situa-se, aproximadamente, entre os meridianos $45^{\circ}00'$ e $47^{\circ}00'$, de longitude oeste de Greenwich, e os paralelos $21^{\circ}00'$ e $23^{\circ}00'$ de latitude sul, correspondendo a uma extensão territorial da ordem de 40.000 km^2 .

A Figura 3 ilustra um pouco mais detalhadamente a dimensão geográfica e a situação das principais cidades, sistema viário e drenagens da área estudada. Existem cerca de uma centena de cidades distribuídas por toda a área, sendo que sua maior densidade ocorre no extremo sul-sudoeste. Muitas das cidades ocupam posição de destaque na região, merecendo ressaltar, entre outras, as cidades de Bragança Paulista, Amparo, Socorro, Serra Negra, Águas de Lindóia, Itapira, São João da Boa Vista, São José do Rio Pardo, no Estado de São Paulo, e Ouro Fino, Pouso Alegre, Poços de Caldas, Machado, Alfenas, Varginha, Nova Rezende, São Gonçalo do Sapucaí, Três Corações e Perdões, no Estado de Minas Gerais, que, inclusive, apresentam de excelentes a razoáveis sistemas hoteleiros.

A rede de drenagem, representada por expressivos rios, apresenta direção geral de escoamento ou para norte ou para oeste. Na porção norte da área a drenagem é condicionada principalmente pela Represa de Furnas, ao longo dos Rios Grande e Verde, destacando-se ainda como afluentes do último os Rios Cabo Verde, Machado, Dourado e Sapucaí. Os maiores escoadouros voltados para oeste estão representados pelo Rio Pardo (que mantém as Represas de Euclides da Cunha e Graminha), o Rio Moji-Guaçu com seu afluente Moji-Mirim e os Rios Camanducaia, Jaguari e Atibaia.

1.2.2. Vias de Acesso

A região em estudo tem seu limite sul próximo à Grande São Paulo, da qual dista cerca de 90km. Já o limite norte situa-se distante cerca de 200km de Belo Horizonte. O principal acesso, tanto a partir de São Paulo como de Belo Horizonte, é através da Rodovia Fernão Dias (BR-381) que secciona toda a extensão da área no sentido nordeste (Figura 3). A partir da referida rodovia torna-se possível, graças a uma densa malha viária compos-

FIGURA 1 : LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA EM RELAÇÃO AO BRASIL

FIGURA 2 : LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA EM RELAÇÃO AOS ESTADOS DE SÃO PAULO E MINAS GERAIS

FIGURA 3 - PRINCIPAIS CIDADES, RODOVIAS E DRENAGENS DA ÁREA ESTUDADA

ta por rodovias federais e estaduais que interligam o grande número de cidades e vilarejos, atingir as mais diversas localidades da área investigada.

1.2.3. Cobertura Cartográfica

Em termos cartográficos a área indicada engloba, conforme esquematizado na Figura 4, cerca de 53 folhas topográficas de 15' x 15' editadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) em escala 1:50.000. Também compreende total ou parcialmente as seguintes folhas de 1°00' x 1°30' na escala 1:250.000 do IBGE:

SF 23 VC Ribeirão Preto

SF 23 VD Varginha

SF 23 YA Campinas

SF 23 YB Guaratinguetã

1.3. PRINCIPAIS TRABALHOS EXECUTADOS

Para a realização do presente trabalho foram executadas, as seguintes etapas:

- Revisão bibliográfica sistemática visando a análise das características das várias unidades lito-estratigráficas da área em foco;

- Análise dos principais modelos de evolução geológica apresentados por diferentes autores que trabalharam na região considerada;

- Trabalhos de campo que foram desenvolvidos no decorrer dos últimos anos no âmbito de vários projetos de mapeamento na escala 1:50.000, envolvendo cerca de 12 folhas topográficas do IBGE. Aliados a estes mapeamentos foram executados trabalhos de campo especialmente voltados para a finalidade do presente trabalho através de perfis contínuos e levantamentos específicos de cunho local;

- Compilação dos diversos mapas geológicos disponíveis em diferentes escalas, para a área em foco, e sua integração através dos trabalhos de campo específicos supra mencionados;

- Estudos petrográficos com luz transmitida em amostras dos mais variados tipos litológicos;
- Estudos geocronológicos pelos métodos Rb/Sr e Pb/Pb;
- Estudos da tipologia do zircão em rochas charnockíticas.

A metodologia usada em cada uma das etapas será enfocada com maiores detalhes em capítulo específico. Entretanto, sempre que necessário, mais pormenores serão fornecidos, no âmbito dos assuntos que abordam os referidos trabalhos.

Cartas Topográficas 1°00' x 1°30' na Escala 1:250.000

- 1 - SF 23 VC - Ribeirão Preto
- 2 - SF 23 VD - Varginha
- 3 - SF 23 YA - Campinas
- 4 - SF 23 YB - Guaratinguetá

FIGURA 4 - DISTRIBUIÇÃO ESQUEMÁTICA DAS CARTAS TOPOGRÁFICAS EDITADAS PELO IBGE NAS ESCALAS 1:50.000 E 1:250.000 ABRANGIDAS PELA ÁREA ESTUDADA.

2. METODOLOGIA

A finalidade do presente capítulo é apresentar uma rápida resenha dos procedimentos empregados na confecção do mapa geológico, das técnicas analíticas utilizadas para a obtenção de dados específicos, bem como da nomenclatura básica seguida para as rochas ígneas e metamórficas.

2.1. ELABORAÇÃO DO MAPA GEOLÓGICO

Tendo em vista a grande extensão da área estudada e os objetivos do trabalho, a elaboração do mapa geológico (Anexo 1) envolveu:

1 - A integração dos mapas geológicos pré-existentes, atividade da qual resultou um mapa base de referência. Os mapas utilizados nesta etapa, e suas escalas, estão representados na Figura 5. Como base cartográfica para o lançamento dos dados geológicos foram utilizados, com algumas atualizações, os mapas na escala 1:250.000 do Projeto Sapucaí, de Cavalcante et al. (1979);

2 - Modificações do mapa base de referência, envolvendo principalmente os terrenos da infra-estrutura, em função de dados geológicos obtidos pessoalmente por meio das seguintes atividades de campo:

A: Participação ou acompanhamento de trabalhos de mapeamentos sistemáticos realizados no âmbito de convênios diversos de Folhas 1:50.000 não só da área específica, objeto do presente trabalho, mas também de áreas circunvizinhas limítrofes. Incluem-se aqui as folhas de Ouro Fino e Borda da Mata (convênio DNPM/UNESP - geologia de Rio Claro); as folhas de São João da Boa Vista, Poços de Caldas, Atibaia e Jundiaí (convênio PRÓ-MINÉRIO/UNESP - geologia de Rio Claro); e as folhas de Igaratã e Piracaia (convênio PRÓ-MINÉRIO/IGUSP);

B: Participação em projetos isolados conjuntamente a vários docentes do Departamento de Petrologia e Metalogenia do curso de Geologia de Rio Claro - UNESP, envolvendo o mapeamento total ou parcial, na escala 1:50.000, das folhas de Botelhos, Campestre, Machado e Poço Fundo;

C: Estudos temáticos de detalhe envolvendo aspectos geológicos, petrográficos e litoquímicos de migmatitos e granitóides da região nordeste do Estado de São Paulo e áreas adjacentes do sul de Minas Gerais, em colaboração com os professores Dr. E. Wernick e T.M.B. Galembeck do Departamento de Petrologia e Metalogenia, do curso de Geologia de Rio Claro - UNESP. Estes estudos contaram com o suporte financeiro da FAPESP, CNPq e CPE/UNESP;

D: Mapeamento e estudos geológicos, estruturais, petrográficos, litoquímicos e geocronológicos, referentes a dissertação de mestrado, envolvendo parte das folhas de Moji-Guaçu e Águas de Lindóia, na escala 1:50.000;

E: Acompanhamento no campo e no laboratório de trabalhos específicos realizados no âmbito de orientação de bolsistas (bolsas de Iniciação Científica - CNPq) e de estagiários, principalmente nas folhas de Machado e Pouso Alegre;

F: Trabalhos de campo voltados especificamente para os objetivos do presente trabalho. Incluem tanto o levantamento de perfis geológicos quando o estudo detalhado de afloramentos "chaves" em toda área aqui considerada. Estes trabalhos de detalhe restringiram-se às áreas pertencentes à infra-estrutura;

G: O mapa geológico assim obtido, originalmente na escala 1:250.000, foi reduzido, para efeito de apresentação, em cerca de 25%;

3 - Os dados estruturais apresentados correspondem a generalizações regionais dos aspectos tectônicos, obtidos ao nível local através de mapeamento 1:50.000. Portanto, só foram consideradas as principais fases de dobramento que se mostraram persistentes e comuns aos vários esquemas tectônicos realizados em áreas específicas.

Estas atividades foram desenvolvidas durante 11 anos, envolveram o exame detalhado de mais de 4.000 afloramentos e a coleta de numerosas amostras para exames petrográficos, estudos da tipologia do zircão e determinações radiométricas.

MAPEAMENTOS ABRANGENDO TODA A ÁREA

CAVALCANTE et al. - 1979 ^Δ

FONSECA et al. - 1979 ⁺

MACHADO FILHO et al. 1984 ⁺

MAPEAMENTOS ABRANGENDO A PORÇÃO PAULISTA

BISTRICHI et al. - 1981 [▽]

LAMDIM et al. - 1982 ^Δ

ESCALAS DOS MAPEAMENTOS

* I: 50.000

^Δ I: 100.000

^Δ I: 250.000

[▽] I: 500.000

⁺ I: 1000.000

[▽] I: 2000.000

FIG. 5 - LOCALIZAÇÃO E ESCALA DOS MAPEAMENTOS GEOLÓGICOS PRÉ-VIOS NA REGIÃO CONSIDERADA.

2.2. ANÁLISES PETROGRÁFICAS

As análises petrográficas envolveram basicamente três aspectos:

1 - Redescrição macroscópica detalhada das amostras coletadas, principalmente da infra-estrutura;

2 - Exame microscópico de cerca de 1.500 lâminas delgadas com caracterização da mineralogia, paragéneses metamórficas e, principalmente, dos detalhes texturais e estruturais que vissem elucidar as relações petrogenéticas;

3 - Quantificação do conteúdo mineralógico através da determinação modal de grupos litológicos específicos, particularmente de rochas charnockíticas, num total de 30 amostras (Tabelas 1 e 2). As amostras foram submetidas a determinações de 800 a 1.000 pontos, em uma ou duas seções delgadas, contando, para a sua realização, com o auxílio de um "charriot" graduado e um registrador mecânico do tipo Ferrari-Statistest.

A combinação dos itens 1 e 2 serviu para a escolha final das amostras para as determinações radiométricas e estudos tipológicos do zircão.

2.3. DATAÇÕES RADIOMÉTRICAS

Constam, do presente trabalho, diagramas isocrônicos Rb-Sr de 17 diferentes afloramentos, dos quais 15 com determinações inéditas e 2 deles de Artur (1980) recalculados, num total de 108 determinações. Os dados analíticos Rb-Sr estão listados no Apêndice 1 e a localização dos respectivos afloramentos no mapa geológico (Anexo 1) e na Figura 6.

Também foi construído um diagrama isocrônico Pb-Pb a partir de seis amostras de rocha total de um mesmo afloramento, cujos dados analíticos encontram-se no Apêndice 2 e sua localização geográfica no mapa geológico (Anexo 1) e na Figura 6.

As determinações radiométricas pelo método Rb-Sr foram realizadas em rocha total, de materiais da infra-estrutura, no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade de

São Paulo.

O critério e número de amostras coletadas para a obtenção das isócronas variaram em função do tipo petrográfico amostrado. Assim, para granitóides e ortognaisses não migmatizados foram coletadas cerca de 20 a 25 frações do mesmo corpo e em único afloramento, procurando sempre alguma variação na proporção entre os componentes minerais que permitissem variações na relação Rb/Sr total. Para ortognaisses migmatíticos foram amostrados separadamente mesossomas e mobilizados. No caso de rochas polimigmatizadas, os diferentes mobilizados foram tratados separadamente.

A amostragem dos mobilizados revela a ocorrência de dois problemas básicos:

1 - A obtenção de amostras com variações da razão Rb/Sr. Tal problema não foi, em vários casos, resolvido mesmo com a coleta de até 40 amostras de um mesmo veio de mobilizado;

2 - A obtenção de amostras puras. Em certas situações foi quase impossível de se evitar a contaminação de pequenas frações de paleossoma/mesossoma/restito ou mesmo de mobilizados de diferentes fases de anatexia.

No laboratório, as amostras coletadas sofreram uma primeira seleção, através de cuidadoso exame macroscópico, sendo posteriormente submetidas a uma análise microscópica para nova seleção. A partir daí a preparação das amostras obedeceu à sequência de rotina, ou seja, britagem, quarteação e, finalmente, pulverização.

Numa etapa subsequente, as amostras foram submetidas à análises preliminares, semi-quantitativas, de Rb e Sr, através de fluorescência de Raios-X, as quais possibilitaram, em função da razão $(Rb/Sr)_{tot}$, a escolha daquelas mais viáveis ao estudo isocrônico. Nestas últimas, os teores de Rb e Sr foram novamente determinados, agora de forma quantitativa, também por fluorescência de Raios-X. Algumas amostras, dado seus baixos teores em Sr, necessitaram determinações por diluição isotópica. Aparelhagem, metodologia e procedimentos analíticos correspondem à rotina do laboratório e estão expostos com detalhes em Kawashita (1972); os erros esperados são sempre inferiores a 3,0%.

As determinações isotópicas de Sr foram efetuadas, no CPGeo, com o espectrômetro de massa de fonte sólida de modelo TH-5, de fabricação Varian-Mat. Os valores de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ obtidos foram normalizados de acordo com a razão $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88}$, constante. A metodologia aplicada é discutida, de forma mais minuciosa, por Kawashita (1972) e Torquato (1974); os erros admitidos são inferiores a 0,3%.

Tanto para os cálculos de normalização, como para os relativos às idades, empregaram-se as constantes sugeridas por Steiger e Jäger (1978), a saber:

$$\begin{aligned}\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88} &= 0,1194 \\ \lambda_{\text{Rb}} &= 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1} \\ \text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87} &= 2,59\end{aligned}$$

Para as amostras inéditas, as análises espectrométricas foram obtidas através de um micro-computador HP 9825B, acoplado "on line" ao espectrômetro (Kawashita et al., 1983). Para os diversos casos foram utilizados os programas DRBSR e DRSRN, ambos desenvolvidos no CPGeo e, para os parâmetros de isócrona, o programa DISODY (York, 1966; adaptado por Kawashita, 1972), que permite o traçado da melhor reta através do método dos Mínimos Quadrados Cúbicos. O grau de colinearidade dos pontos considerados é avaliado pelo Desvio Médio Quadrático Ponderado (MSWD) e a sua correlação pelo Coeficiente de Correlação; os erros indicados referem-se ao nível de confiança de 67,5% (1σ).

As análises isotópicas pelo método Pb-Pb, num total de 6 amostras, foram processadas no laboratório do Departamento de Geologia e Mineralogia da Universidade de Oxford, U.K., pelo Prof. Dr. W. Teixeira. Utilizou-se o método de eletrodeposição dupla, descrito por Arden e Gale (1974), com posterior deposição amostral em monofilamento de Rênio, empregando-se H_3PO_4 e sílica gel.

As medidas isotópicas de Pb foram obtidas em espectrômetro automatizado, de fonte sólida, VG-ISOMASS 54E. Os métodos de representação gráfica e interpretação dos dados Pb-Pb, bem como os cálculos de parâmetros-modelo acham-se descritos em Taylor et al. (1980).

2.4. TIPOLOGIA DO ZIRCÃO

No presente trabalho foram preparadas 20 amostras de rochas charnockíticas para estudos da tipologia do zircão. Deste total de amostras apenas 12 foram possíveis de serem caracterizadas, visto que é bastante comum os zircões de rochas charnockíticas apresentarem as bordas corroídas, o que impossibilita a sua caracterização. A preparação e tratamento das amostras analisadas foram efetuados no Laboratório de Zircão do Departamento de Petrologia e Metalogenia do curso de Geologia de Rio Claro - UNESP. A localização geográfica dos afloramentos estudados encontra-se na Figura 6 e no mapa geológico (Anexo 1).

Os princípios básicos do método da tipologia do zircão foi desenvolvido por Pupin (1976, 1980) e consiste no estudo estatístico da morfologia deste mineral. O método é fundamentado no fato de que as faces cristalinas do zircão tem o seu desenvolvimento relativo controlado pela temperatura, composição química e conteúdo e/ou natureza de voláteis do magma a partir do qual se cristaliza. A influência destes parâmetros é seletiva, de tal modo que a temperatura controla o desenvolvimento relativo das faces prismáticas (100) e (110) e a composição química o das faces bipiramidais (211) e (101). Adicionalmente há o desenvolvimento de faces específicas, caso das faces (301) e (001). Já a fase volátil controla o intervalo de cristalização do zircão, que é restrito em magmas anidros e amplo em magmas hidratados.

Pela combinação das faces prismáticas (100) e (110) e das faces bipiramidais (211) e (101) e (301) surgem 16 tipos morfológicos fundamentais que, potenciados pelo tamanho relativo das faces presentes, definem mais 38 subtipos, totalizando assim 64 formas teóricas. Destas apenas 48 ocorrem na natureza.

Estas formas quando ordenadas em função da temperatura e da alcalinidade do magma constituem o quadro tipológico do zircão (Pupin, 1976), no qual a cada tipo e subtipo morfológico corresponde um índice $\bar{A}$ (alcalinidade) e um índice $\bar{T}$ (temperatura).

Desta maneira o quadro tipológico do zircão pode ser transformado num quadro físico-químico, no qual as relações entre as faces prismáticas são correlacionáveis com a temperatura

através do índice $\bar{T}$ e as relações entre as faces bipiramidais com o quimismo através do índice $\bar{A}$. Lançando-se no quadro tipológico os dados da morfologia dos cristais de zircão de uma determinada amostra estudada (expressos em $I\bar{T}$ e $I\bar{A}$) obtêm-se não só informações quanto ao quimismo e temperatura de cristalização da rocha mas, também, à qual série de granitóide a mesma pertence (Figura 7).

Para maiores detalhes a respeito dos princípios e aplicabilidade do método da tipologia do zircão ver, sobretudo, Pupin (1976, 1980) e Wernick (1985, 1986).

No presente trabalho, a preparação das amostras para a extração do zircão obedeceu à rotina habitual do laboratório. A sequência de preparação das amostras encontra-se descrita em Wernick (1985, 1986) e consta basicamente das seguintes etapas: britagem e rebritagem das amostras; peneiramento de cerca de 200 a 300 gramas de material entre 0,050 e 0,160mm; bateamento para concentração dos pesados e, finalmente, a separação do zircão dos minerais mais magnéticos por imã de mão e separador isodinâmico.

O zircão assim obtido, para cada amostra, foi montado sob a forma de lâmina de grãos e determinada a morfologia de cerca de 50 a 100 cristais através do exame com microscópio petrográfico. Em seguida determinou-se estatisticamente os índices $\bar{A}$ e $\bar{T}$ médios da população examinada.

2.5. NOMENCLATURA PETROGRÁFICA

Para as rochas ígneas foi adotada a classificação proposta pela "International Union of Geological Sciences - IUGS" (Streckeisen, 1976).

Para as rochas metamórficas, ao contrário das rochas ígneas, não existe até o momento uma classificação única que englobe todas as suas variedades petrográficas. Assim, numa tentativa de se evitar o uso de termos controversos, procurou-se, na medida do possível, a utilização das seguintes classificações:

- Para as rochas resultantes do metamorfismo regional

seguiu-se a terminologia constante em Winkler (1977) e Turner (1981). No caso de rochas ortoderivadas, com composição quartzo-feldspática, foi completada sua denominação através de adjetivos que indicam sua natureza ígnea pretêrita correspondente (e.g. , gnaiss granítico);

- O termo migmatito foi aplicado apenas quando o material mobilizado correspondia a mais de 30% do volume total da rocha, conservando-se, no caso contrário, o nome da rocha metamórfica original acompanhada do adjetivo "migmatítico" (Coutinho , 1986). A classificação estrutural das rochas migmatíticas foi baseada fundamentalmente em Mehnert (1971) e Johannes e Gupta (1982), tendo sido utilizada no campo de forma puramente descritiva;

- Para as rochas cataclásticas foi seguida a classificação de Higgins (1971), acatando, entretanto, as considerações de Sadowski (1984; págs. 1770-1).

O enquadramento das rochas metamórficas, em fácies metamórficas, obedeceu basicamente ao esquema de Turner (1968,1981).

FIGURA 7 — TIPOS DE ZIRCÃO CARACTERÍSTICOS PARA AS DIFERENTES SÉRIES DE GRANITÓIDES. 1, 2 E 3 = GRANITOS CRUSTAIS; 4 = GRANITOS CALCO-ALCALINOS (a, b, c — SÉRIES DE BAIXA, MÉDIA E ALTA TEMPERATURA); 5 = GRANITOS SUBALCALINOS; 6 = GRANITOS ALCALINOS; 7 = GRANITOS TOLEÍTICOS; ch = GRANITOS CHARNOCKÍTICOS. C — GRANITOS CRUSTAIS; H — GRANITOS HÍBRICOS; M — GRANITOS MANTÉLICOS (PUPIN, 1980).

3. REVISÃO DA GEOLOGIA REGIONAL

3.1. GENERALIDADES

Os terrenos pré-cambrianos da região sul do Estado de Minas Gerais e áreas circunvizinhas do Estado de São Paulo têm recebido cada vez mais a atenção dos pesquisadores da área de geologia, contando atualmente com considerável acervo de dados geológicos, petrográficos, estruturais e geocronológicos.

Trata-se de uma região com história geológica altamente complexa, de evolução policíclica e polifásica que remonta desde o Arqueano até o Pré-Cambriano Superior/Eopaleozóico, caracterizada por vários eventos metamórficos, magmáticos, anatéticos/migmatíticos e deformacionais superpostos. Estes terrenos compreendem várias unidades lito-estruturais quer da infra-estrutura quer supracrustais.

Visando uma melhor caracterização dos aspectos geológicos regionais, preferimos separar este capítulo em duas abordagens: uma mais ampla, versando sobre os modelos geotectônicos com extrapolações que, por vezes, excedem em muito a área de interesse; e outra, mais restrita, tratando das unidades lito-estratigráficas.

Uma revisão completa da evolução dos conhecimentos geológicos da referida região é uma tarefa nada fácil de se realizar, seja devido a grande quantidade de trabalhos existentes na literatura bem como pelas controvérsias geradas ao longo dos anos pelos diferentes autores. Portanto, a omissão de qualquer trabalho ou autor durante a revisão não significa, de forma alguma, demérito por parte do autor.

3.2. LOCALIZAÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA ESTUDADA

A área está compreendida, aproximadamente, entre os meridianos $45^{\circ}00'$ e $47^{\circ}00'$ WG e os paralelos $21^{\circ}00'$ e $23^{\circ}00'$, e abrange, em maior ou menor extensão, as seguintes unidades geotectônicas maiores (Figura 8):

- Maciço de Guaxupé (Almeida et al., 1976; Wernick , 1978a e Wernick et al., 1981b), correspondendo a um bloco crustal de forma triangular, de natureza alóctona, cujas unidades lito-estratigráficas exibem complexa evolução policíclica e polifásica.

- Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena (Wernick et al. , 1981b), situada na porção norte do Maciço de Guaxupé e constituída por um conjunto de falhas essencialmente de natureza transcorrente. Esta zona separa o Maciço de Guaxupé do Craton do São Francisco.

- Zona Rúptil Carandaí-Mogi Guaçu (Wernick et al., 1981b) que delimita a porção S-SW do Maciço de Guaxupé, e é composta igualmente por um conjunto de falhas eminentemente de natureza transcorrente. Esta zona rúptil separa também o Maciço de Guaxupé do Bloco Tectônico de Jundiaí.

- Borda Sul do Craton do São Francisco (Almeida, 1977) compreendendo, na área, as litologias do Complexo Barbacena e sua cobertura metassedimentar (Grupo Bambuí).

- Faixa Móvel NW (Wernick e Fiori, 1981) incluindo os Cinturões Móveis Araxá e Canastra, situada imediatamente a norte da área focalizada.

- Bloco Jundiaí (Penalva e Wernick, 1973) presente na parte sul da área e delimitado, a norte, pela Falha de Jacutinga e, a sul, pelas Falhas de Itu e Jundiuvira.

3.3. MODELOS GEOTECTÔNICOS

O primeiro modelo geotectônico, desenvolvido para a área focalizada, surgiu dos estudos pioneiros de Ebert na década de 50 e início da década de 60. A partir daí, com o incremento de novos dados geológicos, geocronológicos, estruturais e petrológicos, principalmente nos últimos anos, vários outros modelos foram propostos.

A presente revisão tem por objetivo descrever, sumariamente, alguns destes modelos geotectônicos que envolvem mais diretamente a área estudada. A grande diversidade dos modelos ofereci

Figura 8 - ESBOÇO TECTÔNICO DA REGIÃO NE DO ESTADO DE SÃO PAULO E S DE MINAS GERAIS (Fonte: Cavalcante et al., 1979; Fonseca et al., 1979; Teixeira, 1985)

dos demonstra, claramente, as múltiplas possibilidades de interpretação de associações petro-tectônicas pré-cambrianas.

Modelo do Cinturão Orogênico Clássico

A partir dos levantamentos geológicos sistemáticos realizados no sul de Minas Gerais, Rio de Janeiro e Vale do Paraíba, Ebert (1956a; In: Wernick, 1978a) esboçou o primeiro modelo geotectônico para a região, conforme representação esquemática da Figura 9.

Ocorreria, na região em foco, um cinturão orogênico de idade variscana (geossinclínio Paraíba), o qual se amoldaria em torno do Craton do São Francisco. Na altura do paralelo 22°S, logo ao sul de Belo Horizonte, o cinturão sofre uma fiburcação em dois ramos. Um, denominado de Araxaídes, passa a infletir para noroeste, contornando o craton e, passando por Três Corações e Varginha, entra no Estado de Goiás. O outro, constituindo o Paraibides, com direção nordeste a leste-nordeste, penetra no Estado de São Paulo nas proximidades de Lindóia e Itapira, estendendo-se até os Estados do Paraná e Santa Catarina.

Ebert (1957; 1962; 1968; 1971) aprimorou o modelo inicialmente proposto e caracterizaria para o cinturão, um zoneamento com a ocorrência de três faixas distintas, a saber:

- Uma faixa central, que corresponderia aos internídeos depositados em ambiente eugeossinclinal, representada estratigraficamente pelos Grupos Paraíba e Juiz de Fora. A faixa constitui a Serra do Mar e o Vale do Paraíba, compostos por rochas de natureza catazonal.

- Uma faixa intermediária que corresponderia aos externídeos, depositados num ambiente de transição entre eu- e mio-geossinclinal. Estratigraficamente compreende os Grupos Andrelândia (Paraibides, MG) e Itapira (Paraibides, SP) e Varginha (Araxaídes, MG).

- Uma faixa externa, caracterizada por dobramentos e falhamentos suaves, incluindo o Grupo São João del Rei, equivalente ao Bambuí (Ebert, 1962) ou Açungui (Ebert, 1968). As rochas são anquimetamórficas ou epizonais. O Grupo São João del Rei mos-

tra-se, sucessivamente, menos deformado no sentido do eixo do Rio São Francisco, e corresponderia a depósitos de cobertura de antepaís (Ebert, 1957, 1968). Desta maneira, para Ebert, os Grupos Paraíba, Andrelândia e São João del Rei seriam unidades estratigráficas cronologicamente equivalentes.

FIGURA 9 - OCORRÊNCIA E ESTRUTURAÇÃO DO CINTURÃO PARAÍBA (Segundo Ebert, 1956a).

O embasamento do cinturão é dado pelo Complexo Barbacena referível ao Dobramento Laurenciano (1.100 m.a.). Todo esse conjunto estaria repousando sobre rochas mais antigas, representadas por rochas migmatíticas com idades ao redor de 2.300 m.a., designadas de Complexo Basal (Ebert, 1962).

A principal característica estrutural seria uma tectônica de escamas, através de falhas de empurrão associadas a grandes transportes de massas, resultando numa complexa estrutura imbricada formada pela alternância entre rochas do cinturão e do embasamento (Ebert, 1962; 1968).

Modelo do Maciço Mediano de Guaxupé

O Maciço de Guaxupé foi definido por Almeida et al. (1976; Fig. 6) como um maciço mediano com forma triangular, situado na porção terminal SE do Cinturão de Dobramentos Uruaçu. Localizado à S-SW do Craton do São Francisco corresponderia a uma uni-

dade antiga (pré-uruaçuana), constituída por rochas da fácies granulito e anfibolito mais ou menos migmatizadas e intrudidas por granitos no Ciclo Brasileiro.

A Faixa Urucu, que envolve o maciço, seria representada, em sua porção norte, pelo Grupo Andrelândia, o qual exibe direção estrutural concordante com a do maciço, e, na sua porção sudeste, pelo Grupo Itapira cujo contato com o Maciço de Guaxupé é essencialmente tectônico, através da Falha de Jacutinga. Já a borda oeste do Maciço de Guaxupé encontra-se recoberto pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

Também para Hasui et al. (1978; 1980; Fig. 1), o Maciço de Guaxupé corresponderia a um maciço mediano, mas que separaria faixas de dobramentos de idades brasileiras. Seu limite sul se daria com as Faixas de Dobramentos São Roque e Apiaí, através das Falhas de Itu e Jundiuvira, e a norte com a Faixa Brasília representada pelos Grupos São João del Rei, Bambuí e Canastra.

Para os referidos autores, o Maciço de Guaxupé seria maior que o preconizado por Almeida et al. (1976), pois incluiria as unidades tidas como de idade urucuana destes autores. Desta maneira fariam parte do Maciço de Guaxupé os Grupos ou Complexos: Campos Gerais, Amparo, Pinhal, Varginha-Guaxupé, Andrelândia/Itapira e porções do Complexo Barbacena.

Para Hasui et al. (1978; 1980) o conceito de maciço mediano é o equivalente ao utilizado por Belousov (1962) e Muratov (1977) na descrição de cinturões de dobramentos ensiálicos.

Modelo do Riftingamento

Este modelo foi apresentado por Braun e Baptista (1978) para uma extensa área que compreende toda a faixa abrangida pelas rochas pré-cambrianas, desde a costa SE da Ilha do Bananal até o litoral, entre Vitória e Curitiba (Braun e Baptista, op.cit.; Fig. 5).

Os referidos autores concluem que toda a região do Espinhaço, boa parte de Goiás, da Mantiqueira e da Serra do Mar tiveram, no Pré-cambriano, uma evolução tectônica sobre substrato de características semi-cratônicas, no estilo aproximado dos "greens

tones Belts". Assim, descrevem os seguintes estágios de evolução:

- Teria ocorrido, na região, em uma época qualquer do Pré-cambriano (Uruaçuano?), a implantação de um sistema de falhas "quadrangular", com disposição NE-SW e NW-SE, sobre um substrato mais ou menos rígido originando uma complexa trama de "grabens" e "horst", que teriam evoluído para extensos "rifts". Esta tectônica teria caráter policíclica com reativações sucessivas desde o Ciclo Uruaçuano até o fim do Ciclo Brasileiro.

- Preenchimento dos "rifts", fossas e bacias por sequências vulcano-sedimentares e sequências de sedimentação detrítica e química, com espessuras e variações litológicas peculiares a cada fossa. A fase final da evolução é seguida de manifestações intrusivas/extrusivas básicas que preenchem, inclusive, os planos de falhas.

- Após o preenchimento, teriam ocorrido esforços tangenciais de grande magnitude responsáveis por intensas deformações tanto do embasamento quanto do conteúdo dos "grabens". Nessa fase de deformação teria havido o encurvamento das linhas de falhas originalmente retilíneas acompanhadas de imbricações tectônicas, cavalgamentos, inversões estratigráficas e geração de pseudo-sedimentos (milonitos).

- Em um estágio mais recente, ter-se-ia formado a Bacia do Grupo Bambuí, aproveitando as depressões surgidas em consequência da primeira deformação. Durante a sua sedimentação teriam ocorrido ligeiras perturbações tafrogênicas reativando as falhas encurvadas e os fraturamentos.

- Finalmente, teria havido um esforço de menor magnitude afetando tanto a Bacia do Bambuí quanto a sequência do embasamento. Este último esforço apresentaria uma direção de atuação praticamente concordante com o esforço anterior.

Braun e Baptista (1978) abandonam no modelo o conceito de ciclo tecto-orogênico e questionam a validade das datações geocronológicas.

Modelo da Tectônica de Placas

Davino (1979) partindo de interpretações de dados geofísicos (principalmente gravimétricos) e geológicos, sugeriu que o limite S-SW do Craton do Paramirim (Almeida, 1978) corresponde a uma zona de colisão ou subducção de placas litosféricas.

Os argumentos apontados pelo referido autor, são os seguintes:

- A existência de expressivas descontinuidades gravimétricas, que caracterizam a zona limítrofe da maioria dos cratons arqueanos. Esta anomalia inclui um súbito alçamento dos valores gravimétricos devido ao soerguimento da descontinuidade de Moho na zona limítrofe, sendo seguida por valores mais baixos e regulares no sentido do inferior do craton.

- A existência de uma descontinuidade litológica (metamórfica/magmática). A sudeste e sul da área cratônica ocorrem rochas da infra-estrutura e de alto grau metamórfico (granulitos), aos quais se associam intrusões básico-ultrabásicas. Já, a área cratônica caracteriza-se por rochas da infra-estrutura essencialmente de grau médio (migmatitos), às quais se associam pacotes expressivos de rochas supracrustais. A exposição de níveis crustais cada vez mais profundos no Grupo Varginha em direção à descontinuidade limítrofe cratônica foi também ressaltada por Oliveira (1984), caracterizando assim um soerguimento crustal expressivo nesta região.

- A existência de uma bacia tectônica na região periférica interna do craton (área de Caldas Novas), caracterizada por baixos valores gravimétricos e ocupada por metamorfitos do Grupo Araxá. Estes metamorfitos exibem padrão estrutural fortemente imbricado, sendo correlacionados, por Davino, a um expressivo tectonismo tangencial.

Modelo do Cinturão Móvel Alfenas

O Craton do Paramirim, definido por Almeida (1978), corresponde a um segmento crustal constituído originalmente por unidades lito-estruturais de idade arqueana. Esse craton ter-se-ia esta

bilizado no Proterozóico Inferior ou já no final do Arqueano.

O craton mostra-se envolvido por cinturões móveis de evolução polimetamórfica, estabelecidos ao longo de faixas de rochas granulíticas e charnockíticas arqueanas dados pelo Cinturão Móvel Costeiro (Mascarenhas, 1973; Almeida, 1978), pelo Cinturão Móvel Ceres (Almeida, 1981) e pelo Cinturão Móvel Alfenas (Almeida, 1978), visualizados na Figura 10.

O Cinturão Móvel Alfenas corresponde a um ramo do Cinturão Móvel Costeiro que bifurca mais ou menos na altura de Três Co^orações, no sul de Minas Gerais, o que representa a retomada de parte do esquema tectônico de Ebert (1956a), conforme a Figura 9.

A delimitação do Cinturão Alfenas foi baseado nos seguintes critérios:

- Afloramentos mais ou menos contínuos de rochas granulíticas.

- Dados gravimétricos e aeromagnéticos que permitiram determinar a borda do Craton do Paramirim (ver modelo da tectônica de placas de Davino, 1979). Esta zona corresponderia, na parte sul do Craton do Paramirim, à zona de cisalhamento Campo do Meio (Hasui et al., 1980) ou a zona rúptil Cássia-Barbacena (Wernick e Fiori, 1981). Ela é caracterizada pela presença de numerosos falhamentos longitudinais, as quais põe em contato brusco rochas da fácies anfibolito e xisto verde, e mesmo não metamórficas do Craton do Paramirim, com rochas charnockíticas do Cinturão Alfenas (Figura 10). Os padrões geométricos apresentados pela região cratônica e pelo Cinturão Móvel Alfenas são distintos e caracterizados por anomalias lineares ao longo de toda zona limítrofe entre as duas províncias. Estes padrões ocorrem não só nas áreas de exposição de rochas pré-cambrianas mas também nas áreas recobertas por sedimentos da Bacia do Paraná, o que permite separar as duas províncias geotectônicas mesmo quando recobertas por rochas sedimentares.

- A evolução policíclica dos cinturões granulíticos Costeiro, Alfenas e Ceres, uma evolução comum para cinturões granulíticos arqueanos do mundo.

- A evolução geológica da sutura cratônica. Próximo a borda SW do craton, e subparalelamente à ele, se dispõem intrusões graníticas brasileiras, bem como o gabro de Monte Carmelo. Também próximo à sutura situa-se a borda da bacia Fanerozóica do Paraná e as longas falhas orientadas à noroeste, às quais se relacionam intrusões de rochas ultramáfica-alcálinas e de kimberlitos cretáceos. Isto evidencia a herança tectônica da zona limítrofe entre as duas províncias pré-cambrianas.

Modelo da Identação Tectônica

Este modelo, desenvolvido originalmente por Molnar e Tapponnier (1978) e por Tapponnier e Molnar (1976) para parte da tectônica do Himalaia, foi aplicado ao Maciço de Guaxupé por Wernick et al. (1981b). O maciço não seria, portanto, feição tectônica mediana no sentido de Almeida et al. (1976) e sim um bloco tectônico alóctone, deslocado de oeste para leste através de expressivos esforços compressivos ligados à fase tafrogênica brasileira (Figura 11). Seus principais argumentos foram:

- A existência de duas grandes zonas rúpteis formando entre si ângulo de 35° - 40° . A primeira é a Zona Rúptil Carandaí-Mogi Guaçu, com direção geral N60-70E. Corresponde a um conjunto de falhas essencialmente de natureza transcorrente e caráter dextrógiro. Associam-se à esta zona rúptil expressivas falhas transcorrentes de 2ª ordem, com direção em torno de N30E, reunidas no Sistema de Falhas Eleutério-Campinas. A segunda foi denominada de Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena com direção N80W e E-W, caráter levógiro. À ela se conjugam falhas transcorrentes de 2ª ordem, com disposição geral N40-60W, que constituem o sistema de Falhas Cássia-Fortaleza de Minas.

- A presença, na terminação leste da cunha tectônica, de uma sucessão de falhas de empurrão com deslocamentos para oeste e traços curvilíneos com concavidade dirigida para o interior da cunha (Figura 11).

- Rupturas lito-estratigráficas e metamórficas entre a cunha e suas rochas limítrofes. Para a cunha foi advogada uma idade arqueana, enquanto suas rochas encaixantes, a norte, são representadas pela Faixa Móvel NW, constituída pelos Cinturões M_o

FIGURA 10 - OS CRATONS DO SÃO FRANCISCO E DO PARAMIRIM E SUAS ESTRUTURAS ENVOLVENTE (Segundo Almeida, 1981).

Fig.11 - ESBÔÇO TECTÔNICO SIMPLIFICADO DA BORDA SUL DO CRATON DO SÃO FRANCISCO (Segundo WERNICK et alii, 1981)

veis Araxá e Canastra (Wernick e Fiori, 1981) e a sudeste pela Faixa Móvel NE, constituída pelos Cinturões Móveis Atlântico, Paraíba e Ribeira (Wernick e Fiori, 1981).

Com base nas características descritas, os autores postulam que ao final do Ciclo Brasileiro ocorreu um expressivo encurtamento crustal, dado por esforços compressivos E-W. Disto resultaria a identificação tectônica do Maciço de Guaxupé, acompanhado do desenvolvimento de expressivas falhas de empurrão, com direção NS e NNW-SSW, situadas na porção ocidental do Craton do São Francisco.

Também Hama et al. (1979, Figura 1) sugerem a existência de blocos alóctonos na região, sem entretanto discutí-los. A tarefa da descrição da situação dos referidos blocos, coube a Cavalcante et al. (1979). Definiram a existência das cunhas tectônicas de Guaxupé e Socorro, a primeira delimitada pelas zonas de Cisalhamento Campo do Meio (correspondendo a Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena, de Wernick et al., 1981b) e Ouro Fino (correspondendo a Zona Rúptil Carandaí-Mogi Guaçu, de Wernick et al., 1981b), respectivamente situadas a N e a SE da Cunha de Guaxupé. Já, a Cunha de Socorro é delimitada à NW pela Zona de Cisalhamento Ouro Fino e à SE pela Zona de Cisalhamento São Paulo. Estes cinturões de cisalhamento são compostos por feixes de falhas de natureza eminentemente transcorrente, acompanhadas de expressivos cavalgamentos em suas porções terminais. A Cunha Tectônica de Guaxupé teria deslocamento no sentido de oeste para leste e a de Socorro de nordeste para sudoeste.

Modelo dos Cruzamentos de Cinturões Móveis

Este modelo foi desenvolvido por Wernick e Fiori (1981) retratando uma visão ensiânica para a origem das diferentes faixas móveis brasileiras. O quadro geológico atual resultaria da subdivisão progressiva de uma ampla crosta regional arqueana por meio da implantação sucessiva de cinturões móveis com direção NE-SW, NW-SE e E-W (Fig.12). O Maciço de Guaxupé seria um fragmento crustal menor, separado do Craton do Paramirim através da implantação de duas faixas móveis policíclicas, a Faixa Móvel NE e a Faixa Móvel NW (Figura 13). Do cruzamento destas duas faixas re-

sultaria um "nó estrutural" de grande complexidade, incluindo a Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena. Esta zona é constituída por falhas com direção predominantemente ENE e WNW, particularmente ativas no Ciclo Brasileiro.

FIGURA 12 - Evolução Esquemática da Crosta Ensiânica Primitiva Arqueana e a Formação do Protocraton do Paramirim com suas Subdivisões pelos Cinturões Móveis Proterozóicos (Segundo Wernick, 1980).

A Faixa Móvel NE resulta da superposição dos cinturões móveis Atlântico, Paraíba e Ribeira, de idades arqueana, transamazônica e brasileira, respectivamente. Os cinturões mais jovens mostram controle estrutural através das direções mais antigas. A Faixa Móvel NW resulta da superposição dos Cinturões Móveis Araxá e Canastra, sendo que Wernick e Fiori (op.cit.) questionam a idade brasileira do Cinturão Móvel Canastra (com direção NW), devido a forte predominância das estruturas NE na faixa considerada.

A implantação do Cinturão Móvel Ribeira, de idade brasileira, provocaria uma reorganização estrutural intensa segundo a direção NE, de forma a reduzir e mascarar a clareza das estruturas NW mais antigas.

Assim, para Wernick e Fiori (1981), o limite sul do Craton do São Francisco se dá pela interação das Faixas Móveis N-NE e NW e da Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena, configurando um grande arco (Fig. 13), constituído por unidades tectônicas muito diferentes, que se desenvolveram em épocas distintas. Assim, o arco em questão, é uma feição policíclica, heterogênea e desprovida de continuidade petrológica e geocronológica, resultando apenas do predomínio das direções estruturais, ora de uma, ora de outra, das unidades geotectônicas que ali ocorrem.

FIGURA 13 - ARCABOUÇO ESTRUTURAL DA BORDA SUL DO CRATON DO SÃO FRANCISCO (Segundo Wernick e Fiori, 1981).

Modelo do Shear Belt (Cisalhamento Dúctil)

Hasui (1983), analisando uma seção quase contínua, des-

de a região de Caconde até Caraguatatuba, sugere a presença de rochas metamórficas de idade arqueana, afetadas por um cinturão de cisalhamento dúctil de baixo mergulho e com movimentação de massas rochosas provavelmente para norte. As rochas metamórficas arqueanas são de alto grau, atingindo a fácies granulito, e a deformação teria ocorrido na fácies anfibolito. Para Hasui (op.cit.) , o processo de cisalhamento, que apresenta caráter regional, teria ocorrido no Ciclo Jequiê. No Ciclo Transamazônico teriam ocorrido outras zonas de cisalhamento dúcteis empinadas, de expressão parcial, superpostas à anterior.

Artur e Wernick (1984) descrevem, para a região NE do Estado de São Paulo e áreas adjacentes de Minas Gerais, um retrabalhamento crustal intenso através de transformações tectônicas ligadas à implantação de cinturões de cisalhamento dúctil (Shear belts) durante o Ciclo Transamazônico.

Caracterizam, inicialmente, associações litológicas originais de idade arqueana, constituintes dos Complexos Barbacena e Pré-Guaxupé, contendo, o primeiro, migmatitos cujos neossomas , através de isócrona verdadeira, revelam idade de 2,9 b.a. (Wernick et al., 1981a).

No Ciclo Transamazônico, esses tipos litológicos foram, em grande parte, deformados pela implantação de um cinturão de cisalhamento (shear belt), que os transformaram em gnaisses embrechíticos, pseudo-granulitos e blastomilonitos, originando sequências bandadas e listradas.

Consideram a migmatização e a acreção vertical, dada pela adição magmática mantélica, como sendo de importância secundária e denotando, portanto, baixo fluxo térmico neste período geológico, o que caracteriza o predomínio de deformação intraplacas.

As associações litológicas resultantes do retrabalhamento transamazônico são as integrantes dos Complexos Amparo, Guaxupé e Machado, sendo o primeiro derivado do Complexo Barbacena e os dois últimos do Complexo Pré-Guaxupé (Artur e Wernick, 1984 ; Fig. 1).

Modelo do "Nappismo"

Campos Neto e Basei (1983a,b) caracterizam a existência, entre Amparo e São José dos Campos, de três grandes nappes ligadas a transportes de massas rochosas de SE para NW, com intensidade decrescente para NW, ocorridas no início do paroxismo brasileiro. Esta polaridade tectônica caracterizaria a existência de terrenos cratônicos por debaixo da Bacia do Paraná.

Particularmente de interesse, para a área objeto do presente trabalho, é a Nappe de Socorro que cavalga por sobre os Complexos Amparo e Itapira, descrita por Campos Neto et al. (1984 a). É composta pelos seguintes elementos tectônicos:

Terrenos Para-autóctonos. Correspondem à porção ocidental da nappe, sendo representados pelos Complexos Amparo e Itapira. Esses terrenos são seccionados pela Falha de Jacutinga através da qual entram em contatos com o Bloco Alóctone de Guaxupé.

Domínio Frontal. É constituído por uma faixa contínua, com largura de 3km de milonitos e blastomilonitos reunidos sob a designação de Faixa Mostardas. À leste é limitada pela Zona da Falha de Socorro e, à oeste, pelo Complexo Itapira. A Faixa Mostardas é seccionada pela Falha de Borda da Mata e seu provável contato com os terrenos para-autóctonos se faz através da Falha de Ouro Fino.

Zona da Falha de Empurrão de Socorro. Corresponde ao plano tectônico sub-horizontal, com espessura de 1km, ao longo do qual o bloco alóctono foi lançado sobre a Faixa Mostardas. A Falha de Socorro é seccionada pela Falha de Inconfidentes-Monte Sião.

Terrenos Alóctonos. São representados pelo Complexo Granítico Socorro; pela Suíte Granítica-Migmatítica Catapora e pelos Complexos Metamórficos Itapira e Socorro constituindo a porção ocidental da nappe.

Modelo da Colisão Continental

O modelo da colisão continental, no âmbito da teoria da tectônica de placas, para a região do embasamento cristalino do Estado de São Paulo e áreas contíguas de estados limítrofes,

foi sugerido por Artur e Wernick (1986). As principais feições geológicas utilizadas na proposição do referido modelo foram:

- A existência de um cinturão rúptil (Cinturão Rúptil Atlântico) com disposição mais ou menos paralela à costa e que , no Estado de São Paulo, tem caráter essencialmente transcorrente, evoluindo para grandes falhas de empurrão no Estado do Rio de Janeiro e sul do Estado da Bahia, indicando transporte de massas rochosas para leste (Figura 14).

- Uma tectônica de identificação representada pelo bloco alóctono de Guaxupé deslocado de leste para oeste; e contendo uma sucessão de falhas de empurrão no seu ápice oriental (Figura 14).

- A existência de massas estáveis representadas pelo Craton do São Francisco (Figura 14).

- O nappismo é uma característica regional importante indicando a existência de intenso imbricamento crustal e transporte de massa predominantemente para NW (Figura 14).

- Reativação do embasamento, em toda a região considerada, através da migmatização brasileira que afeta as infra-estruturas mais antigas, resultando no quadro geocronológico característico de um "mar" de rochas migmatíticas brasileiras com núcleos restritos mais antigos.

- Rupturas estratigráficas, metamórficas e geocronológicas são comuns na área considerada e retratam, simultaneamente , a imbricação e a reativação intensiva e extensiva do embasamento.

- Bimodalismo magmático granitóide retratado através de uma suíte de granitos calco-alcalinos, subalcalinos e alcalinos , e outra de granitos crustais. O primeiro grupo sugere a existência de áreas mais estáveis à NW, enquanto o segundo vincula-se ao espessamento crustal no âmbito do Cinturão Rúptil Atlântico e das nappes mais expressivas.

Baseados nestas evidências, os autores postularam uma colisão continental em ângulo, através de uma convergência essencialmente em torno de E-W.

Considerações Finais a Respeito dos Diferentes Modelos

A presente revisão bibliográfica demonstra a existência de vários modelos geotectônicos, quer descritivos, quer dinâmicos, para a região sul do Estado de Minas Gerais e regiões vizinhas, principalmente o nordeste do Estado de São Paulo.

Estes modelos foram calcados tanto em estudos geológicos quanto na incorporação de feições fotogeológicas regionais, dados geocronológicos e geofísicos. Os modelos mais antigos oferecem, essencialmente, uma visão ensiânica para a evolução geológica do segmento crustal considerado, ao passo que os modelos mais recentes já demonstram uma clara tendência para a hipótese da tectônica de placas.

A análise dos numerosos modelos, aqui revisados, revela, por um lado, a ausência de dados complementares detalhados e específicos que permitam uma clara opção por um deles e, por outro lado, enfatizam a possibilidade de uma múltipla interpretação de um mesmo conjunto de dados geológicos básicos. Tal problemática persiste mesmo para áreas melhores conhecidas, como é o caso do Cinturão Damara, onde Martin (1983), em recente revisão, mostrou-se incapaz de optar com firmeza em favor de um dos numerosos modelos geotectônicos apresentados, iniciando as suas conclusões com as palavras "None of the proposed models is really convincing" (Martin, 1983; pg. 938).

3.4. UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS

Com o objetivo de fornecer uma visão aproximada da evolução dos conhecimentos acerca das unidades litostratigráficas da área estudada, bem como trazer subsídios para as discussões dos próximos capítulos, serão tecidas, a seguir, algumas considerações sobre várias propostas apresentadas pelos autores que trabalharam na região em foco. Serão tratadas, no presente tópico, tanto as unidades cristalinas supracrustais quanto as de infra-estrutura, embora a temática principal deste trabalho esteja voltada essencialmente para os terrenos da infra-estrutura.

A distribuição esquemática das principais unidades lito

estratigráficas da região nordeste do Estado de São Paulo e sul do Estado de Minas Gerais, podem ser visualizadas na Figura 15.

3.4.1. Unidades Predominantemente da Infra-Estrutura

Complexo (Série, Formação, Grupo) Barbacena

O termo Série Barbacena foi introduzido originalmente por Barbosa (1954) para um conjunto de mica xistos, clorita xistos, talco xistos e anfibólio xistos, parcialmente granitizados, situados ao sul do Quadrilátero Ferrífero. Estratigraficamente, essas litologias se posicionariam entre a Série Minas, superior, e a Série Mantiqueira, inferior.

A Série Barbacena foi redefinida por Ebert (1955; 1956a, b), reunindo, sob esta designação, dois grandes conjuntos geológicos de idades distintas, um Arqueano e outro Algonquiano (Proterozóico). O conjunto de idade arqueana foi subdividido em três unidades: Formação Barbacena para a porção constituída por metamorfitos de mais alto grau; Formação Lafaiete, mais jovem e composta por mica xistos finos, metabásicas e metaultrabásicas, diferindo ainda da anterior pela falta de granitização, feição bastante frequente na outra; Sequência Granítico-Migmatítica de natureza trondhjemitica que ocorreria intercalada com as rochas da Formação Barbacena. Desta maneira a Formação Lafaiete corresponderia à Série Barbacena na definição de Barbosa (1954). Em 1965, Ebert passa a designar a Formação Barbacena de Grupo.

Cavalcante et al. (1979) passaram a utilizar o termo Associação Barbacena com uma abrangência muito mais ampla, ou seja, para reunir os Complexos Amparo, Socorro, Varginha, Paraisópolis, Andrelândia, Campos Gerais, Itapira e São João del Rei.

Fonseca et al. (1979) reúnem sob a designação de Grupo Barbacena, tanto o Grupo Barbacena de Ebert (1956b; 1965) quanto a sequência granítico-migmatítica ao sul de Barbacena e a noroeste de Juiz de Fora, baseada no argumento de que as diferentes faciologias litológicas são devidas apenas a variações na xistosidade, gnaissificação e grau de migmatização do pacote litológico regional. Seria composto, principalmente, por anatexitos diversos, migmatitos de injeção, ortognaisses, granulitos, intrusivas máficas-ultramáficas e gra-

ASSOCIAÇÕES DE INFRA-ESTRUTURA

PROTEROZOICO SUPERIOR

1-Associações de Adição

(+ + +) GRUPO PINHAL (Granitóides)

2-Associações de Retrabalhamento

(- - -) COMPLEXO PINHAL (Porção migmatítica)

(x x x) COMPLEXO CAMPOS GERAIS

(/ / /) COMPLEXO VARGINHA

PROTEROZOICO INFERIOR

3-Associações de Retrabalhamento

() COMPLEXO AMPARO

(. . .) COMPLEXO SILVIANÓPOLIS

(/ / /) COMPLEXO GUAXUPÉ

(x x x) COMPLEXO MACHADO

ARQUEANO

4-Associações Originais

() COMPLEXO BARBACENA

(x x x) COMPLEXO PRÉ-GUAXUPÉ

— FALHA DE EMPURRÃO

— FALHA DE TRANSCORRÊNCIA

() PRINCIPAIS ALINHAMENTOS ESTRUTURAIS

OUTRAS UNIDADES

QUATERNÁRIO/TERCIÁRIO

() DEPÓSITOS ALUVIONARES E DE COBERTURA

TERCIÁRIO/CRETÁCEO

() MACIÇO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS

PALEOZOICO

() SEQUENCIA VULCANO-SEDIMENTARES DA BACIA DO PARANÁ

PROTEROZOICO SUPERIOR

() FORMAÇÕES POUSO ALEGRE E ELEUTÉRIO

() GRUPO BAMBUI

() GRUPO SÃO JOÃO DEL REY

PROTEROZOICO INFERIOR (?)

() GRUPO ANDRELÂNDIA E UNIDADES EQUIVALENTE

() GRUPO ARAXÁ-CANASTRA

ARQUEANO

() SEQUÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES

FIG.15-MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA REGIÃO NORDESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO E SUL DE MINAS GERAIS (SEGUNDO ARTUR E WERNICK, 1984 - MODIFICADO).

nitóides, com intercalações maiores ou menores de supracrustais.

Já Machado Filho et al. (1983) retomam a idéia estratigráfica de Ebert (1956a, b; 1965) ao individualizarem, no embasamento cristalino da porção sul do Craton do São Francisco, dois complexos maiores denominados de Divinópolis e Barbacena. O primeiro complexo corresponderia a um conjunto de granitóides diatexiticos, de composição predominantemente granítica e granodiorítica, tipicamente expostos nas proximidades da cidade homônima. Seu contato com as litologias do Complexo Barbacena seria gradual, através do aumento de enclaves metaultrabásicas que conferem à rocha, aspecto de metatextito.

Complexo Silvianópolis

Definido por Fiori et al. (1978) para a região de Silvianópolis-Turvolândia, como correspondendo ao embasamento do Grupo Amparo. É constituído, predominantemente, por gnaisses embrechíticos recristalizados com a mesma composição global da litologia do Complexo Barbacena. O caráter embrechítico é acompanhado de frequentes dobras intrafoliais disruptas e segregações plano-paralelas de material leucossomático, foliado ou maciço, equigranular ou estictolítico, neste caso com a presença de grandes cristais de hornblenda e/ou biotita.

Wernick e Artur (1983) sugerem que esta denominação seja abandonada em favor do Grupo Amparo de Ebert (1968), que já tentava correlacionar esta unidade com o Complexo Barbacena. Contudo, ainda, a Ebert (1971) distinguir, a nível regional, a existência de uma infra-estrutura (Grupo Amparo) e uma supra-estrutura (Grupo Itapira). Na nomenclatura de Fiori et al. (1978), a supra-estrutura corresponde ao Grupo Amparo, em flagrante oposição à conceituação de Ebert (1971), enquanto a infra-estrutura é denominada de Complexo Silvianópolis.

Complexo (Grupo) Amparo

Foi caracterizado litologicamente por Wernick (1967) e elevado a categoria de Grupo por Ebert (1968), correlacionando-o ao Grupo Barbacena. Considerado como pertencente ao Bloco Jun-

diaí, ocorreria à norte dos falhamentos de Jundiuvira e Itu. Na altura de Bueno Brandão, para leste, sua área de exposição sofreria um estreitamento local, passando a constituir uma faixa situada entre os complexos graníticos de Socorro e Pinhal, em relação aos quais exibiria contatos eminentemente tectônicos, dados pelos falhamentos de Jacutinga e Inconfidentes. A área de exposição do Grupo Amparo foi estendida por Wernick (1977, 1978a,b) até as proximidades de Heliódora, bem como para o interior do Bloco Pinhal.

O Grupo Amparo foi considerado, inicialmente, como uma unidade essencialmente metassedimentar, metamorfizada em condições da fácies anfibolito e, mais localmente, da granulito. No arcabouço metassedimentar, ocorreriam intercalações frequentes de ortognaisses, gnaisses anatexíticos, diatexíticos e granitos autóctonos.

Enquanto Ebert (1971) considerava o Grupo Amparo como representando o embasamento do Grupo Itapira, Wernick e Penalva (1973a) interpretaram ambos os grupos como sendo equivalentes e diferenciados entre si apenas por variações faciológicas.

Fiori (1979) redefiniu o Grupo Amparo, retirando de sua constituição litológica as rochas granulíticas, anatexitos, gnaisses graníticos e parte dos gnaisses porfiróides. Estas rochas foram alocadas no embasamento do Grupo Amparo, tendo como do Proterozoico Inferior.

A denominação de "Complexo" Amparo foi dada por Cavalcante et al. (1979) que incluía, para tanto, no Grupo Amparo, parte das litologias do Grupo Itapira e os granitóides e ortognaisses da região de São Gonçalo do Sapucaí e Silvianópolis.

Mais recentemente, Wernick e Artur (1983) e Artur e Wernick (1984) consideraram o Complexo Amparo como sendo uma unidade da infra-estrutura, constituída por associações litológicas originariamente do Arqueano, fortemente transpostas durante o Ciclo Transamazônico. Desta maneira, sua constituição passa a ser essencialmente ortometamórfica, representando o embasamento do Grupo Itapira.

O Complexo Amparo, nas suas mais diversas definições ,

foi considerado sucessivamente como referível ao Prê-Cambriano Superior (Ebert, 1968), Prê-Cambriano Inferior (Artur, 1980; Fonseca et al., 1979; Wernick, 1978a, b) e, mais recentemente, Arqueano (Artur e Wernick, 1984; Hasui e Oliveira, 1984; Machado Filho et al., 1983).

Complexo (Grupo) Varginha/Guaxupé

O termo Grupo Varginha foi inicialmente proposto por Ebert (1971) ao se referir à uma faixa de metassedimentos de alto grau metamórfico presente no trecho Cambuquira-Três Corações-Varginha. Corresponderia, na região, à parte da faixa central do ramo Araxáides.

Cavalcante et al. (1979) denominaram de Complexo Varginha a todo bloco alóctono de Guaxupé, com rochas originadas no Proterozóico Médio e recicladas no Ciclo Brasileiro. Já Fonseca et al. (1979) utilizaram a expressão Complexo Varginha-Guaxupé para englobar praticamente o mesmo bloco, excluindo apenas pequena parte do seu bordo oriental ocupado por gnaisses e mica xistos com intercalações de quartzitos. O mesmo esquema é seguido por Hasui e Oliveira (1984), que, entretanto, reabilitam a designação Complexo Varginha.

O Complexo Varginha (no sentido de Cavalcante et al., 1979) é caracterizado pelas exposições de rochas da fácies granulito e anfibolito, mais ou menos retrometamorfizadas e migmatizadas policíclicamente. As proporções entre os diversos tipos litológicos, a composição mineralógica das rochas da fácies granulito e a natureza dos corpos intrusivos nos metamorfitos variam sistematicamente. Este fato permite estabelecer, para o Complexo Varginha/Guaxupé, um zoneamento litológico-metamórfico no sentido norte-sul. Assim, na sua parte norte predominam rochas granulíticas várias e na porção centro-sul predominam rochas gnáissicas e migmatíticas, bem como granitóides diversos (Cavalcante et al., 1979; Choudhuri et al., 1978; Fonseca et al., 1979; Oliveira, 1973, 1984; Wernick, 1985).

Sugestões que conduziram a desmembramentos ou subdivisões do Complexo Varginha/Guaxupé, foram propostas por alguns autores, como abaixo destacados:

- Fiori (1979) criou os Complexos Machado e Silvianópolis por concluir que suas rochas exibiriam uma fase a mais de deformação em relação às demais litologias do Complexo Varginha/Guaxupé. O primeiro constituído por ampla área granulítica e o segundo para um grupo de gnaisses embrechíticos. Ambos os complexos foram referidos ao Arqueano.

- Wernick e Artur (1983) e Artur e Wernick (1984) consideraram os terrenos da infra-estrutura como resultantes de uma associação litológica original arqueana mais ou menos transformadas por retrabalhamentos em tempos geológicos subsequentes. Assim, reuniram as rochas granulíticas e charnockíticas sob a denominação de Complexos Pré-Guaxupé e Guaxupé, o primeiro representando núcleos arqueanos e o segundo resultante de intensas transformações através de cisalhamento dúctil durante o Ciclo Transamazônico; os metassedimentos granadíferos, de alto grau, situados a norte da faixa granulítica, como integrantes do Complexo Varginha de Ebert (1971); os migmatitos e granitóides intrusivos da porção centro-sul, resultantes de profusa anatexia sobre rochas mais antigas durante o Ciclo Brasileiro, no Complexo Pinhal.

- Machado Filho et al. (1983) correlacionaram os metassedimentos do Complexo Varginha de Ebert (1971) com as rochas semelhantes do Grupo Andrelândia, com as quais apresentam continuidade física. Adotando o mesmo critério, incorporaram os migmatitos e granitóides no Complexo Amparo e os granitos intrusivos na Suíte Intrusiva Pinhal. O termo Complexo Varginha seria restrito exclusivamente às litologias da fácies granulítica existente no Maciço de Guaxupé. Admitem, para os granulitos do Complexo Varginha e gnaisses do Complexo Amparo, uma idade original arqueana, sendo submetidos, posteriormente, a retrabalhamentos mais ou menos intensos durante o Ciclo Brasileiro.

Complexo Campos Gerais

Foi atribuído por Cavalcante et al. (1979) para um conjunto litológico retrabalhado tectonicamente em sucessivos ciclos de dinamismo crustal, localizado entre o Craton do Paraimirim (Almeida, 1978) e o Maciço de Guaxupé (Almeida et al., 1976).

Para Cavalcante et al. (op.cit.) o Complexo Campos Ge-

rais constitui uma unidade bastante compartimentada tectonicamente, onde os blocos são portadores de assembléias litológicas sem grandes disparidades mineralógicas, exceto pela frequência de corpos metaultrabásicos e aspectos que refletem processos de granitização ou migmatização.

Wernick et al. (1981a) referem-se ao Complexo Campos Gerais como uma unidade eminentemente cataclástica, totalmente incluso na Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena. Consideraram-no como constituído originalmente por litologias equivalentes aos Grupos Barbacena, Amparo, Pinhal e das sequências vulcano-sedimentares. A cataclase estaria relacionada ao embricamento tectônico da cunha de Guaxupé. Através desta cataclase as rochas mostram-se intensamente fraturadas e moidas.

Núcleos poupados pelas deformações cataclásticas, constituídos por migmatitos, apresentaram idades de 2,9 b.a. (Wernick et al., 1981a), sendo que datação K-Ar em gnaiss forneceu idade compatível com o Ciclo Brasileiro (Teixeira, 1985).

Grupo (Suite, Complexo) Pinhal

Esta designação foi proposta informalmente por Wernick e Penalva (1973b) para uma faixa de rochas migmatíticas situadas ao norte da Zona de Falhamento de Jacutinga, nos arredores da cidade de Pinhal. Resultariam de rochas que sofreram intensa migmatização e feldspatização durante o Ciclo Brasileiro.

Posteriormente, Wernick (1978a, b) e Wernick e Penalva (1980a,b) incluíram no Grupo Pinhal vários outros corpos granítico-migmatíticos da região nordeste do Estado de São Paulo e áreas adjacentes de Minas Gerais. Os dois maiores complexos migmatítico-graníticos da região são os Complexos Pinhal e Socorro.

O Grupo Pinhal corresponde a complexas associações gnáissico-anatexítico-migmatítico (de injeção)-granitóides resultantes de distintas anatexias de rochas pré-existentes, as quais levam à destruição, em maior ou menor grau, das estruturas metamórficas. O processo anatético foi acompanhado de intrusão de granitóides de origem profunda, de espectro composicional mais amplo (Wernick, 1983; 1984a, b; Wernick e Galembech, 1985; 1986).

A injeção destes granitóides em suas rochas encaixantes levou à formação de áreas de migmatitos de injeção (Wernick e Penalva, 1980a,b).

Como a anatexia é um processo irregular, é comum a ocorrência de porções maiores de rochas do Complexo Varginha/Guaxupé, Amparo e Machado, poupados pela fusão parcial. Após processo de aglutinação, os mobilizados originam granitos anatéticos autóctonos até alóctonos.

Mais tarde, tanto Cavalcante et al. (1979) como Fonseca et al. (1979) abandonaram a designação Grupo Pinhal. Trataram os corpos granitóides de forma individualizada e as rochas migmatíticas foram redistribuídas em outras unidades litoestratigráficas discriminadas, por estes autores.

Mais recentemente, Machado Filho et al. (1983) propuseram a denominação de Suíte Intrusiva Pinhal para agrupar os granitóides sin- a pós-tectônicos do Ciclo Brasileiro, localizados nos Maciços Medianos de Guaxupé e de Socorro. Já os migmatitos e anatexitos, situados nos seus arredores, foram alocados ao Complexo Amparo.

Datações geocronológicas em granitóides e mobilizados do Grupo Pinhal resultaram em idades compatíveis com o Ciclo Brasileiro (Artur, 1980; Vlach, 1985; Wernick et al., 1976; 1981a).

3.4.2. Unidades Predominantemente Supracrustais

Grupo (Série, Complexo) Andrelândia

Esta unidade foi inicialmente definida por Ebert (1956b) para designar uma sequência de quartzitos, gnaisses e xistos gadíferos contendo estauroлита, cianita e rutilo, presentes no sul do Estado de Minas Gerais. Segundo Ebert (op.cit.) a Série Andrelândia representaria o equivalente de mesozona das sequências epimetamórficas da região de São João del Rei, sendo que a transição entre eles dar-se-ia na região de Itumirim.

O mesmo autor, em 1956b, estabeleceu uma divisão estrutural e metamórfica para a região sul de Minas Gerais e Estado do Rio de Janeiro, situando os Micaxistos Andrelândia como sen-

do os representantes metassedimentares dos externides (miogeossinclinal) de uma grande faixa orogênica de idade assíntica (550 m.a.). O mesmo autor também identificou a subdivisão do Andrelândia em dois ramos: um, principal, estendendo-se para noroeste, e outro, menor, que se dirige para sudeste.

Ebert (1967; 1968) redefiniu a Série Andrelândia passando a denominá-la de grupo e reconheceu sua continuidade até as proximidades de Itapira e Águas de Lindóia, ao longo de duas faixas. Por não ter constatado continuidade física entre ambas (Ebert, 1971) criou o Grupo Itapira para designar os metassedimentos da faixa sulina.

O metamorfismo principal que afetou o Grupo Andrelândia é do tipo barroviano, exibindo, de modo geral, grau metamórfico crescendo de norte para sul e de noroeste para sudeste. Litologicamente corresponde a uma unidade vulcano-sedimentar, cujo arcabouço é representado, principalmente, por metapelitos e metarcósios com intercalações de metagrauvacas. Nas porções basais são frequentes a presença de migmatitos de injeção e de anatexia.

Cavalcante et al. (1979) chamaram de Complexo Andrelândia não só os tipos petrográficos definidos por Ebert (1956a, b; 1968) mas também a zona transicional entre os Grupos Andrelândia e Paraíba, bem como o Grupo Varginha na definição de Ebert (1968).

Machado Filho et al. (1983) subdividiram o Grupo Andrelândia em três unidades, em função do grau metamórfico. Estas seriam caracterizadas pela presença das zonas metamórficas da estaurolita, cianita e sillimanita. Correlacionaram, ainda, o Grupo Andrelândia com os Grupos São João del Rei e Carrancas, todos considerados como sendo do Proterozóico Inferior.

Trabalhos sistemáticos desenvolvidos por Trouw et al. (1980; 1983; 1984) levaram estes autores a propôr uma nova estratigrafia para o Grupo Andrelândia. Assim reconheceram, entre São João del Rei e Andrelândia, uma sequência metassedimentar constituída por quartzitos na base (Formação São Tomé) e filitos grafitosos no topo (Formação Campestre) denominando-a de Grupo Carrancas, que corresponderia à transição entre os Grupos Andrelândia e São João del Rei.

Datações radiométricas neste grupo são praticamente inxistentes, restringindo-se a algumas isócronas Rb-Sr em xistos , gnaisses e granitos intrusivos com idades compatíveis com o Ciclo Brasileiro (Machado Filho et al., 1983).

Grupo (Complexo) Itapira

A análise do Grupo Itapira envolve, como a maioria das unidades litoestratigráficas anteriormente descritas, basicamente dois problemas: a sua conceituação e sua distribuição espacial. De finido originalmente por Ebert (1971), na região homônima, o Grupo Itapira ocorreria numa estreita faixa situada entre os Maciços Graníticos Pinhal e Socorro. Esta faixa teria a estruturação de meganticlinal constituída por sinclinais e anticlinais, os primeiros ocupados pelo Grupo Itapira e os segundos pelo Grupo Amparo , seu embasamento. O Grupo Itapira apresentaria um arcabouço litológico constituído por paragnaisses e mica xistos, com intercalações mais ou menos possantes de muscovita quartzitos, parcialmente arcossianos e/ou calco-silicáticos, metagrauvacas e raras lentes de esteatito e serpentinito. O metamorfismo do Grupo Itapira seria mais baixo que o do Grupo Amparo. Ainda, segundo o mesmo autor, o Grupo Itapira seria similar ao Grupo Andrelândia, e apenas a falta de continuidade física levou-o a separá-los com nomes próprios.

Para Wernick e Penalva (1973a) não seria possível, na região de Itapira, distinguir o Grupo Amparo do Grupo Itapira , baseado nos critérios utilizados por Ebert (1971). Não reconheceram o padrão estrutural representado pela alternância de sinclinais/anticlinais especiais, que não fora claramente definidos por Ebert (1971).

Entretanto, mais tarde Wernick et al. (1976) aceitam a proposição de Ebert (1971; 1984) ao separarem, a nível regional , uma sequência mais jovem (Grupo Itapira) de seu embasamento (Grupo Amparo) atribuindo-lhes, respectivamente, idades brasileira e transamazônica.

Cavalcante et al. (1979), por sua vez, retornam ao conceito de Wernick e Penalva (1973a) ao reunirem novamente as duas sequências, agora, sob a denominação de Complexo Itapira.

Uma visão diferente foi apresentada por Wernick e Artur (1983) ao caracterizarem terrenos de infra-estrutura e sequências supracrustais, os primeiros de idade arqueana e os segundos transamazônicas. As sequências metassedimentares foram consideradas como pertencentes ao Grupo Itapira e os terrenos ortognáissicos do embasamento ao Grupo Amparo.

Machado Filho et al. (1983) voltaram à concepção original de Ebert (1971) ao admitirem a existência da estruturação constituída por anticlinais e sinclinais, com o Grupo Amparo (Pré-Transamazônico) representando o embasamento do Grupo Itapira (Transamazônico).

Quanto à área de ocorrência do Grupo Itapira foi sucessivamente ampliada ou reduzida. Assim, Cavalcante et al. (1979) estendem o Complexo Itapira até a região de Campinas, sob a forma de uma faixa mais ou menos paralela à borda da Bacia do Paraná e limitada ao norte pela Falha de Jacutinga. Machado Filho et al. (1983) voltam a restringir o Grupo Itapira a 5 faixas grosseiramente paralelas, alinhadas na direção sudoeste e nordeste, localizadas entre os Maciços de Guaxupé e Socorro. Já Batista et al. (1986) e Oliveira et al. (1986b) novamente ampliam a sua ocorrência, estendendo-a até a Falha de Jundiuvira (onde entra em contato com o Grupo São Roque) nas proximidades de Jundiá e Atibaia. Entretanto, Campos Neto e Cordani (1985) englobam os metassedimentos desta região sob a designação de Complexo Piracaia, sob a alegação de apresentarem grau metamórfico mais brando e falta de processos anatéticos, feição frequente no Grupo Amparo, em oposição à conceituação original de Ebert (1971).

Datações geocronológicas pelos métodos K-Ar e Rb-Sr para rochas do Grupo Itapira (Artur, 1980; Cavalcante et al., 1979; Wernick et al. 1981a) forneceram idades máximas compatíveis ao Proterozóico Inferior com intenso rejuvenescimento isotópico no Ciclo Brasileiro.

Grupo São João del Rei e Carrancas

A denominação de Grupo São João del Rei foi proposta por Ebert (1967) para englobar os metassedimentos de baixo grau metamórfico das Formações Prados, Barroso, Carandaí e Tiradentes,

que assentam sobre os Complexos Barbacena, Campos Gerais e Varginha. O Grupo São João del Rei situa-se na região centro-sul de Minas Gerais, a alguns quilômetros a oeste de Barbacena. A cidade que lhe empresta o nome ergue-se sobre suas rochas. Estas distribuem-se em dois segmentos que formam grosseiramente um "V" com a abertura voltada para noroeste.

Foi Leonardos Jr. (1940) quem separou da Série Minas uma sequência metassedimentar composta de filitos, quartzitos, metaconglomerados arcóseos e calcários, denominando-a de Formação Carandaí.

Ebert (1955; 1956b; 1957; 1958; 1968), baseado em critérios estruturais e faciográficos subdividiu a Formação Carandaí, da base para o topo, nas seguintes Formações: Tiradentes, Carandaí, Barroso e Prados. Variações laterais dessas unidades foram descritas por Ebert, inclusive com a criação de novas formações, caso da Formação Macaia, na região de Lavras, e Formação Rio Elvas (Ebert, 1968), nos arredores da região de Lavras-São João del Rei.

Trouw et al. (1980; 1982) consideraram esta estratigrafia problemática e criaram uma nova unidade entre os Grupos São João del Rei e Andrelândia, representada pelo Grupo Carrancas. Esta seria composta pela Formação São Tomé das Letras (já mencionado por Ebert, 1971, que inclui os quartzitos da região homônima, de Itutinga e de Itumirim) e pela Formação Campestre, contendo filitos grafitosos ricos em cloritóide, quartzitos e xistos com granada, estauroлита e cianita. Desta forma, o conjunto São João del Rei-Carrancas-Andrelândia reflete condições de metamorfismo crescente, de fácies xisto verde baixa, nas porções superiores do primeiro grupo, até fácies anfibolito alto, nas partes inferiores do Grupo Andrelândia, que se dária segundo o sentido norte-sul e de oeste para leste (Ebert, 1968; 1984; Trouw et al. 1980; 1982; 1983). As três unidades apresentam padrão de deformação correlacionável.

Trouw et al. (1983) conferem aos grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, a semelhança de Ebert (1967; 1968), idade Pré-Cambriana Superior, mas ressaltam a falta de comprovação geocronológica que confirme integralmente tal suposição.

Grupo (Formação, Série) Canastra

Barbosa (1955) definiu, inicialmente, a Formação Carandá como correspondendo a uma sequência de filitos, xistos e quartzitos, que ocorreria na bacia do Rio das Velhas (na região do Triângulo Mineiro) e na faixa divisória entre as bacias dos rios Quebra Anzol e Paraíba. O mesmo autor, em 1963, elevou este conjunto à categoria de Série Canastra. Posteriormente, Barbosa et al. (1967) adotaram a nomenclatura de Grupo Canastra e o consideraram mais novo que o Grupo Araxá.

A evolução dos conceitos sobre o Grupo Canastra sofreu numerosas mudanças. Inicialmente, foi subdividido por Almeida (1967) em duas formações: uma, composta por quartzitos e denominada de Formação Cristina, e outra, superior, de constituição predominantemente metapelítica com filitos, metassiltitos, calcários e quartzitos, designada de Formação Paracatu.

Uma divisão mais complexa para o Grupo Canastra é devida a Machado Filho et al. (1983) com a criação das Formações Guarita, Tormenta, Desemboque, Ilicínia, Guapé e Boa Esperança, representativas de variações do ambiente sedimentar ou refletindo diferentes fácies metamórficas. Consideram, ainda, o Grupo Canastra como sendo do Proterozóico Inferior e o correlacionam aos Grupos Carrancas e São João del Rei.

O Grupo Canastra foi considerado por Hasui e Almeida (1970) como referível ao Ciclo Brasileiro e o Grupo Araxá ao Ciclo Uruguiano (Almeida, 1971). Entretanto, vários autores vem sugerindo uma equivalência metamórfica entre o Grupo Araxá e o Grupo Canastra (Ferrari e Brandelise, 1971; Braun e Baptista, 1976a; 1978) e uma idade transamazônica para todo o pacote (Wernick e Fiori, 1981). Estes autores apresentam evidências do redobramento e deformações da foliação transamazônica no Ciclo Brasileiro. O forte cisalhamento que caracteriza a fase tectônica do Grupo Canastra, na região considerada, é fruto do seu caráter alóctono, carregado sobre o Complexo Campos Gerais e o Grupo Bambuí.

Grupo (Série) Bambuí

A introdução do termo Série Bambuí deveu-se a Rimann

(1917) para designar uma sequência de rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico, na região de Mata da Corda (MG), embora esta mesma sequência tenha sido denominada por Derby (1980) como Série São Francisco. A designação de Grupo Bambuí foi proposta por Braun (1968).

Trata-se de depósito de cobertura do Craton do São Francisco e ocupa vasta área no Estado de Minas Gerais, estendendo-se ainda por outros estados. No extremo meridional do referido craton está representado, segundo Machado Filho et al. (1983), pelas Formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena, componentes do Supergrupo Paraopeba. São constituídas predominantemente por metamargas, seguida de meta-siltitos, -argilitos, -arenitos, -arcóseos, mármore e ardósias.

A literatura ligada ao Grupo Bambuí é muito vasta, com ênfase para trabalhos estratigráficos, tectônicos e faciológicos. Entre eles cabe destacar os trabalhos de Freyberg (1932), Dardenne (1978), Braun (1968), Grossi Sad e Quade (1985), Marchese (1974), Machado Filho et al. (1983) e Parente Couto (1981).

Datações de rochas do Grupo Bambuí (Amaral e Kawashita, 1967; Amaral, 1968; Bonhomme, 1976) resultaram em idades compatíveis tanto com a sedimentação quanto com o metamorfismo durante o Ciclo Brasileiro.

Formações Eleutério e Pouso Alegre

A Formação Pouso Alegre foi definida por Leonardos Jr. et al. (1971) como uma sequência de metassedimentos imaturos, de características molassóides, que exibem grau de metamorfismo na fácies xisto verde, ocupando uma estreita faixa a noroeste da cidade homônima. Foi considerada como embutida no Grupo Amparo através de contatos eminentemente tectônicos e só localmente com discordância angular em relação ao embasamento cristalino circundante.

Ebert (1971) utilizou o termo Grupo Eleutério para designar uma sequência anquimetamórfica, também de caráter molassóide, na região oeste de Itapira, junto à Falha de Jacutinga. Wernick e Penalva (1974b) mudaram sua denominação para Formação Eleu

tério, caracterizando-a como uma estreita faixa com direção geral NE-ENE/SW-WSW. Seus limites, na porção ocidental, são predominantemente tectônicos, colocando-a em contato com o Bloco Pí-nhal, através da Falha de Jacutinga e, ao sul, em contato com outros metassedimentos, através da Brecha dos Machados. Wernick e Artur (1986) sugerem para as Formações Eleutério e Pouso Alegre uma origem deposicional relacionada a bacias adernadas intra-falhas transcorrentes.

Descrições de suas litologias são devidas principalmente a Artur (1980), Ebert (1968; 1974; 1984), Leonardos Jr. et al. (1971), Wernick e Penalva (1974b) e Zanardo (1987).

De modo geral são interpretadas como depósitos molassóides ligados ao final do Ciclo Brasileiro e correlacionáveis, segundo Ebert (1971; 1974), ao Grupo Bambuí. Idades obtidas em calco-xistos da Formação Pouso Alegre (Hama e Cunha, 1977) parecem confirmar a idade previamente sugerida.

Considerações finais acerca das unidades litoestratigráficas

A rápida revisão das principais unidades litoestratigráficas, acima apresentada, revela, de modo claro, a existência de grandes discordâncias entre os vários autores, não só quanto a sua posição estratigráfica (absoluta e relativa) mas também quanto ao seu conteúdo litológico, área de ocorrência, relações com outras unidades, divisões estratigráficas internas e significado geológico. Tal fato deriva, essencialmente, da falta de trabalhos de detalhe, da descontinuidade entre as áreas estudadas pelos diferentes autores e do variado enfoque dado aos seus trabalhos.

4. NOMENCLATURA, DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA E CONTEÚDO LITOLÓGICO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO PRÉ-CAMBRIANO NA ÁREA ESTUDADA.

Na área estudada, várias unidades litoestratigráficas do Pré-Cambriano podem ser identificadas, além de faixas de cisalhamento de maior ou menor expressão (Mapa Geológico, Anexo 1). As unidades litoestratigráficas apresentam-se ora constituídas essencialmente por sequências de rochas supracrustais, ora por terrenos de infraestrutura, podendo, por vezes, apresentar íntima associação entre sequências de supra e infracrustais. Cabe ressaltar, que apesar das sequências supracrustais não serem objeto direto de nossos trabalhos, elas serão aqui incluídas com o intuito de melhor esclarecer o relacionamento estratigráfico das diversas unidades Pré-Cambrianas.

O presente capítulo tem cunho puramente descritivo, ou seja, tratar-se-á da distribuição geográfica, nomenclatura adotada e conteúdo litológico das unidades Pré-Cambrianas representadas no mapa geológico, em anexo. O detalhamento das unidades litoestratigráficas da infra-estrutura, envolvendo o exame mais pormenorizado de aspectos petrográficos, a caracterização das principais fases de deformação e a análise de dados geocronológicos, será objeto de capítulo específico.

4.1. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO PROTEROZÓICO SUPERIOR

4.1.1. Unidades Essencialmente Supracrustais

Formações Eleutério (p^{SSel}) e Pouso Alegre (p^{SSpa})

Foi adotada a designação de Formação Eleutério segundo as proposições apresentadas por Ebert (1971; 1974) e a denominação Pouso Alegre conforme a definição original de Leonardos Jr. et al. (1971).

A Formação Eleutério corresponde a uma estreita faixa de rochas metassedimentares anquimetamórficas medindo cerca de 11 x 1 quilômetros e disposição geral NE-ENE/SW-WSW. Inicia-se nas imediações do vilarejo homônimo, município de Itapira, e termina a cerca de 5 quilômetros da cidade de Jacutinga. Seus contatos

são eminentemente tectônicos. Assim, a parte ocidental da unidade faz contato com as rochas do batólito granítico de Pinhal através da zona de falhas de Jacutinga e o restante da lente encontra-se envolvida pelos metamorfitos do Complexo Andrelândia/Itapira/Carrancas.

As lentes, leitos e camadas desta formação mostram a mesma posição espacial que os metassedimentos adjacentes, embora a intensidade do metamorfismo e as litologias sejam muito distintas. A Formação Eleutério é composta predominantemente por metarenitos e metarcósios de vários tipos, localmente conglomeráticos, exibindo contatos frequentemente transicionais entre si. Ocorrem ainda camadas ou lentes de metargilitos, metassiltitos e metaconglomerados polimícticos, os quais apresentam, com as litologias anteriores, contatos normalmente abruptos. Os metargilitos constituem, às vezes, nódulos ou seixos subarredondados e angulosos no metarcóseo.

Merece destaque o fato dos metassedimentos da Formação Eleutério apresentarem seixos e fragmentos de muscovita quartzitos e de gnaisses das litologias situadas a sul, estando ausentes seixos de migmatitos e granitos pertencentes ao Complexo Pinhal, localizados imediatamente à norte-noroeste do corpo metassedimentar.

A Formação Pouso Alegre representa, igualmente, uma estreita faixa de metassedimentos anquimetamórficos a epimetamórficos, mostrando nítidos contatos tectônicos com as rochas encaixantes de maior grau metamórfico e mais antigas do Complexo Andrelândia/Itapira/Carrancas. Medindo cerca de 20 quilômetros de extensão e espessuras que vão desde 400 metros a até, localmente, 2000 metros, encontra-se alinhada segundo a direção ENE-WSW, estendendo-se desde as imediações da cidade de Borda da Mata até a norte da cidade de Pouso Alegre.

A referida Formação apresenta, na sua porção basal, metaconglomerados brechóides e polimícticos, passando gradativamente para metarenitos conglomeráticos e metassiltitos calcíferos que, por sua vez, gradam para metarcóseos, dominantes. Exibem direção geral N80E-S80W e mergulhos acentuados.

Tanto as sequências metassedimentares da Formação Eleu-
tério quanto as da Formação Pouso Alegre exibem, frequentemente,
pronunciada clivagem ardósiana, levemente discordante do acama-
mento.

Grupo Bambuí (p6Sbb)

O Grupo Bambuí está restrito a duas pequenas ocorrên-
cias no extremo centro-norte da área considerada. Por se tratar
de uma unidade pouco expressiva foram dispensados maiores cuida-
dos no seu trato. Para Cavalcante et al. (1979) e Fonseca et al.
(1979) o referido grupo está representado, na área, pela Fácies
Samburá da Formação Paraopeba.

A precisão de seus contatos é prejudicada pelo fato da
área apresentar topografia semi-aplainada, espesso manto de rego
lito e amplos chapadões com abundantes coberturas de sedimentos
vários inconsolidados, além das porções inundadas pelas águas da
represa de Furnas.

Os metassedimentos anquimetamórficos a epizonais são
representados predominantemente por metargilitos e metaconglome-
rados de caráter polimíctico, mal selecionado, com intercalações
de leitos, camadas e lentes de metassiltitos arenosos e termos
carbonáticos e arcoseanos.

4.1.2. Unidades Supracrustais/Infra-Estrutura

Complexo Campos Gerais (p6Sc)

Foi aqui adotada a designação Complexo Campos Gerais
proposta por Cavalcante et al. (1979) para um conjunto litológi-
co retrabalhado tectonicamente em sucessivos ciclos de dinamismo
crustal.

O Complexo Campos Gerais ocorre na parte norte da área
focalizada onde constitui espessa faixa levemente abaulada, com
suas extremidades direcionadas para oeste-noroeste e leste, e
concavidade voltada para sudoeste. Seu limite ocidental encontra-
-se recoberto pelas rochas da Bacia do Paraná e, a partir daí,
prolonga-se para leste até a altura de Nepomuceno, onde encontra

-se imbricado tectonicamente com as rochas do Complexo Amparo. O limite sul do Complexo Campos Gerais é tectônico e encontra-se em contato com os metassedimentos do Complexo Andrelândia/Itapira/Carrancas, na porção entre Areado e a Bacia do Paraná, e do Grupo São João del Rei, mais a leste. Na área focalizada o contato norte do Complexo Campos Gerais acha-se quase totalmente encoberto por uma espessa faixa de sedimentos inconsolidados, a qual recebeu a denominação de Corredor Campo do Meio por Cavalcante et al. (1979).

Trata-se de uma unidade ainda pouco estudada que encerra um conjunto litológico com tipos petrográficos variados e originalmente gerados em diferentes eventos tectonometamórficos. Todo o conjunto foi afetado durante o Ciclo Brasileiro por fortes deformações dinâmicas transformando-se em uma unidade com características essencialmente cataclásticas.

Esta deformação rígida resulta de uma intensa movimentação ao longo de extensas falhas transcorrentes, com movimentos de empurrão associados, o que conduz a um intrincado imbricamento tectônico entre blocos com dimensões e geometrias diversas, acunhados tanto longitudinal quanto lateralmente.

Pelas próprias características das deformações, um processo nem homogêneo nem contínuo no espaço, ocorrem no Complexo Campos Gerais núcleos maiores e menores poupados pela cataclase e passíveis de serem correlacionados com litologias das outras unidades circunvizinhas.

Devido a grande diversidade no tocante aos tipos litológicos e respectivas situações, procurou-se subdividir o Complexo Campos Gerais em várias subunidades, as quais representam determinadas associações litológicas que, de certa forma, correspondem à diferentes blocos tectônicos. Assim foram discriminadas as seguintes subunidades:

Subunidade p8Scmg - Encontra-se situada na extremidade ocidental do Complexo Campos Gerais e apresenta forma alongada disposta segundo orientação geral leste-oeste. Sua extremidade oeste está em contato com os sedimentos da Bacia do Paraná, de onde estende-se cerca de 35 quilômetros para leste, até o meri-

diano $46^{\circ}30'$. É constituída, predominantemente, por litologias gnáissico-migmatíticas com estruturas variadas e algumas interca_lações de metabásicas e metaultrabásicas, além de algumas intru_sivas granitóides. As litologias consideradas como associações gnáissico-migmatíticas correspondem a rochas migmatíticas gera_das por processos anatéticos e que apresentam grande heterogenei_dade na abundância dos mobilizados. Assim ocorre desde anatexi_tos, cujas estruturas denotam fusão incipiente, até metatexitos e diatexitos. O contato desta subunidade com suas vizinhas po_de ser tectônico ou processar-se de maneira transicional pelo incremento na taxa de metabásicas e metaultramáficas, para nor_te, ou pelo aparecimento de ortognaisses homogêneos, para sul e leste.

Subunidade pEScbu - Situada no limite noroeste da área enfocada, ocorre bordejando a parte norte da subunidade anterior (pEScmg), em relação à qual exhibe contatos transicionais. O tipo litológico predominante ainda é a associação gnáissico-migmatíti_{ca}, que, entretanto, difere da subunidade anterior por apresen_tar taxas elevadas de metabásicas e metaultramáficas. Estas ocor_{re}m constituindo camadas ou leitos com espessuras variadas, po_dendo atingir até mais de uma centena de metros de espessura, dispostas concordantemente com a estruturação regional e exhibin_do contatos bruscos com as demais litologias.

Subunidade pESemo - Esta associação distribui-se de forma irregular dentro do Complexo Campos Gerais, constituindo diversas faixas ou blocos de comprimentos e larguras variáveis. Na parte ocidental esta subunidade ocupa boa parte do limite sul do complexo. Uma destas faixas, com disposição noroeste-sudeste, passa a norte de Nova Resende, em grande parte embutida tectoni_camente entre as subunidades (pEScmp e pEScxp). Outra faixa de destaque estende-se ao longo do limite nordeste do Complexo Cam_pos Gerais onde exhibe contatos tectônicos com a subunidade (pEScmp), ao sul, e com o Grupo Amparo na terminação oriental. Na região de Boa Esperança também ocorre uma faixa, de proporções menores, com disposição noroeste-sudeste e embutida em rochas do Grupo Amparo. Estas duas últimas faixas são parcialmente encober_tas pelos sedimentos recentes que preenchem o "corredor Campo do

Meio". Nesta subunidade ocorrem ortognaisses homogêneos de composição predominantemente tonalítica e granodiorítica, equigranulares ou porfiróides, intimamente associados a um conjunto gnáissico-migmatítico, similar ao presente nas duas subunidades anteriormente descritas (pEScmg e pEScbu). Apresenta taxas variáveis de rochas metabásicas e metaultramáficas. Intercalações de leitos e camadas de metassedimentos são relativamente restritas, o mesmo ocorrendo em relação às pequenas porções de granitóides ca taclasados também presentes.

Subunidade pESemp - Ocupando a porção mais central do Complexo Campos Gerais, constitui a faixa mais possante dentre as subunidades. Iniciando-se na região de Nepomuceno, na extremidade oriental do complexo, ocorre para oeste até Campos Gerais e a partir daí sofre leve inflexão para noroeste estendendo-se para além da área enfocada. Sua extremidade oriental encontra-se imbricada com as rochas do Complexo Amparo e todo seu limite norte é tectônico, estando em contato com a subunidade (pEScmo). Do lado sul, com contatos também essencialmente tectônicos, apresenta uma expansão em forma de cunha na região de Alterosa. Litologicamente corresponde a uma subunidade com grande heterogeneidade, quer nos tipos petrográficos quer na distribuição espacial de suas litologias. Os principais tipos litológicos constam da associação gnáissico-migmatítica, dos ortognaisses granodioríticos com variações para termos graníticos e tonalíticos, e dos paragnaisses, que apresentam ainda intercalações metabásicas, metaultramáficas e mais raramente de mica xistos. Os paragnaisses representam as litologias mais expressivas na porção situada ao norte de Conceição da Aparecida e ao longo de quase toda a extensão centro-sul da subunidade, até pouco a leste de Campos Gerais. Nestas porções são frequentes as intercalações mais ou menos possantes de quartzitos vários e, mais raramente, de mica xistos. Já a extremidade oriental, na região de Nepomuceno e na sua parte norte, na altura de Conceição da Aparecida, são mais expressivas as associações gnáissico-migmatíticas com intercalações e núcleos de ortognaisses, sendo raras as rochas metabásicas e metaultramáficas. Rochas graníticas foram observadas na região de Alterosa e nas porções ocidentais desta subunidade.

Subunidade p6Scxp - Sua maior ocorrência está representada por uma faixa com disposição leste-oeste, no limite sudeste do Complexo Campos Gerais. Com contatos eminentemente tectônicos, limita-se, ao sul, com rochas metassedimentares do Grupo São João del Rei, ao norte com a subunidade (p6Scmp) e a leste com o Grupo São João del Rei e as rochas do Complexo Amparo. Uma outra faixa, de menores proporções, encontra-se envolvida pela subunidade (p6Scmp) no limite norte da área focalizada, em relação à qual exhibe contatos gradacionais. Litologicamente estas duas faixas são constituídas predominantemente por mica xistos e paragneisses feldspáticos e aluminosos com granada, cianita e estaurolita, os quais encerram frequentes camadas, leitos e lentes de quartzitos vários e mais raramente calco-silicáticas e anfibólio xistos. As rochas migmatíticas, ortognáissicas e granitóides aparecem em núcleos ou blocos tectônicos de dimensões subordinadas.

Subunidade p6Scpr - Está representada por uma única ocorrência, em forma de cunha, situada a sudeste da cidade de Nova Resende. Seus contatos são tectônicos e encontra-se acunhada entre outras subunidades do Complexo Campos Gerais. O limite oeste dá-se através de uma falha de empurrão por meio da qual são carregadas rochas do Complexo Andrelândia/Itapira/Carrancas sobre a considerada subunidade. Esta é constituída principalmente por paragneisses feldspáticos e aluminosos contendo intercalações de quartzitos e mica xistos e, subordinadamente, de calco-silicáticas e anfibólio xistos. Os núcleos migmatíticos, ortognáissicos e granitóides são bastante restritos.

As sequências metassedimentares presentes nas diversas subunidades do Complexo Campos Gerais são muito semelhantes às encontradas nas demais sequências metassedimentares do Grupo Araçá e do Complexo Andrelândia/Itapira/Carrancas que delimitam as maiores extensões norte e sul do referido complexo.

4.1.3. Unidades Essencialmente de Infra-Estrutura

Complexo Pinhal (p6Sp)

Seguindo as proposições apresentadas por Wernick e Pernalva (1973b) e Wernick (1978a, b) foram incluídas no Complexo

Pinhal as rochas intrusivas ácidas a intermediárias e os terrenos constituídos pelas associações gnáissico-migmatítico-anatexítico-granitóides resultantes de distintas anatexias sobre rochas mais antigas, processadas durante o Ciclo Brasileiro.

Em virtude de diferenças litológicas e petrogenéticas fundamentais exibidas pelas rochas do Complexo Pinhal foram representadas separadamente as intrusivas ácidas a intermediárias e as que representam, sumarizando, os terrenos migmatíticos.

As referidas rochas intrusivas foram, por sua vez, subdivididas em dois grupos distintos, embora muitas vezes ocorram de forma inter-relacionadas, a saber:

Subunidade p63pgr - Intrusivas predominantemente graníticas a granodioríticas e subordinadamente sieníticas, monzoníticas, tonalíticas e quartzo dioríticas. Constituem corpos com dimensões diversas, até batolíticas, frequentemente polifásicos, de texturas equigranulares a porfiróides e composição predominantemente calco-alcalinas e raramente alcalinas e aluminosas. Estes granitóides intrusivos cortam tanto as sequências supracrustais quanto a infra-estrutura, exceção feita ao Complexo Barbacena, nas regiões de Cana Verde e Perdões, e às unidades anquimetamórficas das Formações Eleutério e Pouso Alegre e Grupo Bambuí (na área investigada). As maiores concentrações destes corpos granitóides se dão na porção sul da área em foco e na região centro-sul do Maciço de Guaxupé.

Estão representadas no mapa geológico as ocorrências mais expressivas com destaques para os corpos de Jaguariúna, Morungaba, Pinhal, Pedra Branca, Caldas e Mocóca, todos nos arredores das cidades homônimas ou acidentes topográficos que lhes emprestam os nomes.

Certamente, outros corpos expressivos de granitóides, principalmente nas regiões central, norte-noroeste e leste da área, serão encontrados com futuros levantamentos geológicos de maiores detalhes.

Apesar da natureza intrusiva, muitos corpos são delimitados parcialmente por falhas. Guardam ainda intercalações de gnaisses e xistos diversos como restos de tetos pendentes.

Subunidade p6Spch - Intrusivas charnockitóides, equigranulares a porfiróides, de composição enderbítica a predominantemente charnockítica e subordinadamente hiperstênio sienítica, mangerítica e jotonítica. Constituem frequentemente corpos zonados, podendo gradar para granitóides, e muitas vezes polifásicos. Apresentam-se normalmente como corpos de pequenas dimensões, muitos não passíveis de representação na escala do mapa geológico, concentrados na parte norte do Maciço de Guaxupé, a partir da altura de Poços de Caldas, e como zonas marginais do flanco oeste do batólito granítico de Socorro.

Como no caso dos granitóides, muitos outros corpos intrusivos de charnockitos com dimensões variáveis serão, certamente, reconhecidos com futuros levantamentos geológicos sistemáticos, principalmente nas faixas representadas pelos Complexos Guaxupé e Amparo na região norte do Maciço de Guaxupé.

Os terrenos gnáissico-migmatíticos também foram subdivididos em duas subunidades, uma com paleossoma predominantemente da fácies anfibolito e outra, de ocorrência mais restrita, com paleossomas da fácies granulito, assim discriminadas:

Subunidade p6Spma - Terrenos gnáissico-migmatíticos com paleossomas da fácies anfibolito. Migmatitos de anatexia com grau de evolução variado, que gradam desde metatexitos, diatexitos, anatexitos até granitos anatéticos, frequentemente polifásicos, e mais raramente migmatitos de injeção. Apresentam neossomas granodioríticos a predominantemente graníticos, com cores rosadas, cinzentas e esbranquiçadas. Os restitos, de composição variada, constituem-se predominantemente pelos biotíticos e/ou hornblendíticos. Os paleossomas são representados por outros migmatitos mais antigos e ortognaisses homogêneos de composição tonalítica, trondhjemítica e granodiorítica, e ainda por intercalações menores de anfibolitos.

Estes migmatitos constituem tipos litológicos abundantes na área investigada. Ocupam a maior parte da extensão centro-sul do Maciço de Guaxupé onde atuam como rocha encaixante das intrusões magmáticas. Na porção sul da área apresenta distribuição mais irregular. Uma das maiores ocorrências é aquela que envolve toda extensão norte e nordeste do batólito granítico de So-

corro e mais a leste constituindo faixas encaixadas tectonicamente entre rochas do Complexo Amparo, granitóides e sequências metassedimentares. Na porção sul-sudoeste envolve a parte superior do Maciço Granítico de Morungaba estendendo-se em forma de faixa mais ou menos irregular pela região de Amparo, Serra Negra, Águas de Lindóia até a altura de Monte Sião. Outra ocorrência expressiva acompanha aproximadamente o contorno da Bacia do Paraná na região de Santo Antonio da Posse.

De modo geral, estes migmatitos encerram intercalações de outros tipos litológicos, tais como anfibolitos, metaultramáficas e metassedimentos diversos.

A natureza dos contatos das rochas migmatíticas com outras unidades pode ser de várias maneiras. Assim, os contatos tectônicos são frequentes e podem ocorrer com qualquer outra unidade metamórfica ou magmática. Quando não tectônicos, podem ser: transicionais, com relação às litologias do Complexo Amparo, pela redução dos efeitos da migmatização brasileira sobre estas rochas mais antigas; o mesmo ocorrendo com as litologias do núcleo do Complexo Barbacena na região de Amparo; bruscos, com as sequências metassedimentares do Complexo metassedimentar Andrelândia/Itapira/Carrancas. Já em relação aos migmatitos com paleossomas na fácies granulito do próprio Complexo Pinhal os contatos são predominantemente transicionais.

Subunidade p6Spmc - Terrenos gnáissico-migmatíticos com paleossoma da fácies granulito. Englobam gnaisses migmatíticos polifásicos, com neossomas graníticos, cinzentos esverdeados. Os paleossomas são essencialmente de ortognaisses enderbíticos a charnockíticos e subordinadamente de paragnaisses diversos na fácies granulito, além de migmatitos mais antigos. Também ocorrem com certa frequência, nesta subunidade, migmatitos gerados por processos de injeção. Localmente fazem-se presentes intercalações lenticulares de metassedimentos na fácies anfibolito.

Os migmatitos da fácies do charnockito estão restritos ao Maciço de Guaxupé dispostos de forma alinhada ou em faixas. Uma das ocorrências constitui faixa contínua e espessuras de exposição variável, orientada segundo a direção geral noroeste-sudeste, que se estende desde as proximidades noroeste do Maciço

Alcalino de Poços de Caldas, passando por Divinolândia, até perder-se sob os sedimentos da Bacia do Paranã, a norte de Mococa. Duas outras extensas faixas com formas sinuosas e espessuras mais ou menos uniformes, encontram-se separadas entre si pelo Maciço Alcalino de Poços de Caldas. Uma extremidade, com orientação geral noroeste-sudeste, localiza-se entre o referido maciço e a Bacia do Paranã e a outra, com disposição geral leste-oeste, estende-se desde o contato nordeste do maciço até as margens do Rio Machado. Outras ocorrências menores localizam-se na região de Botelhos e entre Serrania e Machado.

Este corpos são delimitados, na sua porção norte-nordeste predominantemente, por falhas de empurrão e, no lado sudoeste, transicionam para migmatitos com paleossomas situados na fácies anfibolito.

4.2. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO PROTEROZÓICO INFERIOR

4.2.1. Unidades Essencialmente Supracrustais

Grupo Canastra (p6Icn)

Uma pequena extensão do Grupo Canastra adentra o limite norte da área investigada, aproximadamente entre os meridianos 45°30' e 45°50'WG. Encontra-se em contato com os depósitos coluviais e aluviais fluvio-lacustres do Quaternário, que preenchem extensos chapadões no denominado Corredor Campo do Meio (Cavalcante et al., 1979). Este contato se dá através de falha com movimentação vertical. A porção leste do Grupo Canastra, de difícil observação, parece estar cortada pelo Granito Porto Mendes, o que contudo necessita de maiores estudos para a devida confirmação. Seu embasamento está representado pelas rochas do Complexo Barbacena e pelos migmatitos e ortognaisses do Complexo Campos Gerais.

A denominação de Grupo Canastra, para os metassedimentos constituintes da referida faixa, foi fundamentada nas considerações apresentadas por Machado Filho et al. (1983). É composto por um conjunto predominantemente de mica xistos com intercalações frequentes de meta-margas, quartzitos sericíticos, calco-

xistos e lentes de dimensões modestas, mas abundantes, de mármo-res e filitos.

Cavalcante et al. (1979) consideraram estes mesmos me-tassedimentos como pertencentes à Unidade Rio Elvas do Grupo São João del Rei. Já Trouw et al. (1984) interpretaram os Grupos Ara_xã e Canastra como continuação dos Grupos São João del Rei, An-drelândia e Itapira.

Pode-se dizer que muitos dos metassedimentos que ocor-rem embutidos nas rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Cam-pos Gerais podem ser correlacionados ora com as rochas do Grupo Canastra, ao norte, ora com as rochas do Grupo São João del Rei, ao sul. Este fato poderia reforçar a interpretação da relação en-tre os grupos apresentada por Trouw et al. (1984).

Grupo São João del Rei (p6Isj)

O termo Grupo São João del Rei foi aplicado para metas-sedimentos da fácies xisto verde que atinge a zona da biotita conforme definido por Ebert (1967; 1968) e sua delimitação, no presente trabalho, foi baseada nas descrições de Cavalcante et al. (1979), Trouw (1983) e Trouw et al. (1984).

A sua maior ocorrência está representada por uma fai-xa com disposição geral leste-oeste, que adentra a área logo a sul de Lavras, estendendo-se até a altura de Areado. Com uma in-terrupção a leste de Três Pontes, atinge localmente cerca de 7 quilômetros de espessura. Exibe contatos essencialmente tectôni-cos com os Complexos Campos Gerais e Amparo, a norte, e tectôni-co ou transicional com os metassedimentos do Complexo Andrelân-dia/Itapira/Carrancas localizado ao sul, o qual apresenta grau metamórfico mais elevado.

Uma outra faixa individualizada, de menores dimensões, e também orientada segundo leste-oeste, encontra-se embutida tec-tônicamente entre os Complexos Campos Gerais e Amparo na altura de Nepomuceno.

Os tipos litológicos mais comuns correspondem à mica xistos vários que mantêm associações frequentes com quartzitos , ambos de granulação fina, e algumas intercalações lenticulares

de metacalcários, calco xistos, metabásicas e metaultramáficas. A sequência metassedimentar encontra-se muito raramente cortada por pequenos corpos ou bolsões graníticos, normalmente de aspecto pegmatóides. Os mica xistos variam muito na proporção de seus minerais, podendo ser à sericita-muscovita, clorita e muscovita, clorita e biotita ou muscovita e biotita. Localmente apresenta leitos grafitosos. O quartzo pode tornar-se o mineral predominante, gradando para quartzitos finos micáceos. O teor de feldspato também é variável, conduzindo os xistos e quartzitos para termos feldspáticos. Os quartzitos, normalmente finos, micáceos, com ou sem feldspatos, constituem tanto corpos expressivos quanto lentes delgadas exibindo contatos predominantemente gradacionais com os mica xistos. Associada à esta sequência ocorrem delgadas lentes ou leitos de calco xistos, metacalcários, metabásicas (tremolita-actinolita xistos) e metaultramáficas (antofilita xistos e talco xistos), os quais exibem contatos normalmente bruscos com as demais sequências. Estas faixas foram consideradas no Projeto Sapucaí de Cavalcante et al. (1979) como pertencentes à Unidade Rio Elvas e que pelas suas características corresponderiam às fácies São João del Rei e Luminárias, de Trouw et al. (1986).

Complexo Andrelândia/Itapira/Carrancas (p6Iai)

Os Grupos Andrelândia, definido por Ebert (1956b, c) , Itapira, definido por Ebert (1971) e Carrancas, definido por Trouw et al. (1980; 1982), foram, para efeito do presente trabalho, reunidos em uma única unidade litoestratigráfica, tendo-se em vista os seguintes fatores:

- O Grupo Carrancas ocupa, na área investigada, uma extensão relativamente pequena e de difícil individualização e representação na presente escala do mapa geológico;

- A inclusão do Grupo Carrancas juntamente com o Andrelândia deveu-se ao fato do mesmo representar a transição para o Grupo Andrelândia;

- Os Grupos Andrelândia e Itapira foram considerados por Ebert (1971) como unidades independentes por não ter sido constatada continuidade física entre ambos. A manutenção como unidades distintas estaria na dependência da constatação de dife

renças litológicas. Como ao nível de nossos trabalhos não foram constatadas tais diferenças, acontecendo o mesmo na literatura, e pelo fato de existir continuidade entre estas sequências, sugere-se, aqui, a eliminação do termo Itapira até que sejam feitos estudos detalhados que demonstrem a possibilidade real da subdivisão do Grupo Andrelândia. Esta subdivisão poderá basear-se, por exemplo, no conteúdo da taxa de quartzitos, metavulcânicas e rochas associadas, etc., cujo teor flutua ao nível local.

Desta forma o Complexo Andrelândia/Itapira/Carrancas ocupa expressiva extensão da área focalizada. Com exposição contínua, em forma de ferradura, contorna toda extensão norte, leste e sul do Maciço de Guaxupé (Almeida et al., 1976), espalhando-se para a parte sudeste da área. Ao norte, situado entre o Maciço de Guaxupé e o Complexo Campos Gerais, constitui faixa relativamente delgada com espessura variável, passando a ocupar vasta área após os limites leste e sudeste do maciço. Incluem-se, nesta porção, as cidades de Carmo da Cachoeira, Varginha, Três Corações, Campanha, Lambari, São Lourenço, Heliódora, Natércia e outras. Após contornar a parte sul-sudoeste do maciço inflete, na altura de Monte Sião e Itapira, para sul. Nesta região, embora constitua uma das sequências mais frequentes, sua exposição é mais irregular, acompanhando, a grosso modo, o contorno da Bacia do Paraná onde ocorre envolvendo porções gnáissico-migmatíticas e corpos granitoides, caso dos corpos de Jaguariúna, Morungaba, Cristália e de Socorro. Ocupa, ainda, uma faixa irregular no lado sudeste do corpo granítico de Socorro, na região de Joanópolis-Camanducaia, bem como manchas no interior do referido corpo granítico nos arredores de Bragança Paulista.

A natureza de seus contatos com os Complexos Campos Gerais e Guaxupé é essencialmente tectônico e com as sequências gnáissico-migmatíticas dos Complexos Pinhal e Amparo é ou tectônicas ou brusco, no último caso apresentando concordância devido às deformações a que foram submetidos. Em relação ao Grupo São João del Rei, seu contato processa-se de forma transicional, podendo, localmente ser tectônico.

O arcabouço geral é constituído por paragneisses e micaxistos com intercalações frequentes, ora possantes ora delga-

das, de quartzitos, taxas variáveis de metavulcânicas principalmente de natureza básica, além de níveis, leitos e lentes de calco-silicáticas, mármore, gonditos e metaultramáficas.

Os metassedimentos que contornam a porção norte e leste-nordeste do Maciço de Guaxupé exibem zoneamento metamórfico, cujas mudanças são bruscas, provavelmente devido a efeitos tectônicos. Assim, na região de Varginha, a faixa que se amolda em torno do "nariz" do Maciço de Guaxupé, entre as duas falhas de empurrão, é constituída por biotita-granada gnaisses (kinzigitos) quartzosos com cianita e sillimanita, apresentando intercalações delgadas de gnaisses charnockíticos, ambos com estruturas finalmente laminadas, blastomiloníticas, colocados lado a lado por imbricamento tectônico. Ocorrem, ainda, lentes de quartzitos e níveis de diopsiditos.

A faixa mais externa que contorna toda extensão norte e leste do Maciço de Guaxupé, representando a maior porção da zona de cisalhamento Varginha (delimitada a leste pela falha de empurrão do Ribeirão de Pirapetinga de Cavalcante et al., 1979), já mostra rochas com grau de metamorfismo pouco menor que a faixa anterior. É constituída predominantemente por granada-biotita gnaisses, que podem apresentar cianita, taxas variáveis de biotita xistos com ou sem granada e cianita. Subordinadamente ocorrem quartzitos e anfibolitos.

O contato entre estes metassedimentos e os do Grupo São João del Rei, que pode ser observado ao longo da rodovia Fernão Dias, também se dá por brusca quebra no grau metamórfico o que coincide aproximadamente com a falha de empurrão do Ribeirão de Pirapetinga (Cavalcante et al., 1979).

A partir de Três Corações, para sul e para sudoeste, nota-se, com algumas flutuações, um aumento gradativo no grau metamórfico.

Caminhando-se para a região de Pouso Alegre, Borda da Mata, Ouro Fino, Itapira e a parte sulina da área, os gnaisses são ricos em hornblenda, às vezes com diopsídio, e mostram-se frequentemente migmatizados. As lentes de quartzitos são expressivas nas regiões de Itapira e Águas de Lindóia, e os mica xis-

tos são mais restritos. Também são frequentes metabásicas e metaultramáficas, merecendo destaque as lentes de gonditos e, às vezes, a pujança das intercalações de rochas calco-silicáticas.

O Complexo Andrelândia/Itapira/Carrancas engloba, com certa frequência, corpos de ortognaisses equigranulares e porfiróides que, na maioria das vezes, não foram individualizados no presente mapa geológico devido suas pequenas dimensões e, principalmente, pela falta de estudos sobre os mesmos. O referido Complexo, encontra-se cortado por inúmeras intrusões de granitóides que apresentam, na maioria das vezes, dimensões reduzidas.

4.2.2. Unidades Essencialmente de Infra-Estrutura

Complexo Amparo (p θ Ia)

O Complexo Amparo é aqui definido como correspondente a uma unidade essencialmente gnáissico-migmatítica resultante do retrabalhamento de rochas mais antigas durante o Ciclo Transamazônico, acrescida de intrusivas ácidas variáveis ligadas ao mesmo evento tectometamórfico, modificadas ou não em eventos posteriores. Assim, o Complexo Amparo é composto por duas subunidades distintas, uma representada pela acreção vertical e outra resultante de generalizado retrabalhamento crustal através de processos anatéticos.

Subunidade p θ Iagr - Representada por intrusivas ácidas com composição predominantemente tonalítica a granodiorítica e subordinadamente granítica e quartzo monzonítica a quartzo diorítica, tanto equigranulares quanto porfiróides, geralmente de natureza poli-intrusiva, que foram, em maior ou menor grau, transformadas em ortognaisses com estruturas homogêneas. Estas rochas guardam frequentes enclaves das rochas encaixantes e intercalações de migmatitos, anfibolitos e metassedimentos vários. As ocorrências mais expressivas estão representadas pelos seguintes corpos poli-intrusivos:

- O Corpo da Cristália localizado entre as cidades de Itapira e Lindóia. Constitui uma massa de granitóides gnaissificados com forma irregular-alongada orientada na direção N20E e com cerca de 15km de extensão. Encontra-se embutido em rochas me

tassedimentares da fácies anfibolito, com as quais exibem contatos parcialmente tectônicos e na sua maior extensão do tipo brusco, paralelizadas segundo a foliação devido aos efeitos das intensas deformações que afetaram todo o conjunto. As intercalações de leitos e lentes, com dimensões por vezes expressivas, de migmatitos, metassedimentos e anfibolitos são frequentes, principalmente na sua parte central ao longo da rodovia.

- O corpo de São Gonçalo do Sapucaí ocupa uma faixa contínua com disposição geral NE-SW, que chega localmente a apresentar espessuras que ultrapassam a 15km, estendendo-se desde o sul de Silvianópolis até as imediações da cidade de Campanha. Abrangendo uma área com cerca de 600km^2 , mostra nítida natureza poli-intrusiva e, no geral, está fortemente gnaissificado. Encontra-se embutido, com exceção de sua terminação sulina onde encontra-se em contato com os migmatitos do Complexo Amparo, nos metassedimentos do Complexo Andrelândia/Itapira/Carrancas. Seus limites sudeste e oriental são predominantemente tectônicos, associados a falhas de empurrão. Já na porção ocidental seus contatos guardam evidências discordantes e, mais a norte, são bruscos tendendo a uma paralelização com os leitos das sequências metassedimentares. Em toda extensão do corpo são frequentes os núcleos e intercalações, na forma de leitos e lentes, de metassedimentos, além de rochas anfibolíticas.

- O Batólito Granítico Porto dos Mendes foi descrito originalmente por Cavalcante et al. (1979) e possui uma forma grosseiramente elipsoidal, com eixo maior estendendo-se na direção N50W, abrangendo uma área aproximada de 600km^2 . Cerca de dois terços de sua extensão encontram-se incluídas no extremo nordeste da área investigada, aproximadamente entre as cidades de Boa Esperança e Cana Brava, saindo da área a partir do paralelo de 21°S . Este batólito mostra, aqui, contatos intrusivos em relação às rochas migmatíticas dos Complexos Amparo, situadas ao longo de toda sua extensão sul e sudoeste, e Barbacena, localizadas a leste. O Batólito Granítico Porto Mendes é constituído por granitóides com texturas variadas, com coloração cinza-clara, homogêneos e só localmente orientados por efeitos dinâmicos. São relativamente frequentes, principalmente nas bordas, enclaves de migmatitos e gnaisses diversos.

Subunidade p6Iami - Representada pelos terrenos gnáissico-migmatíticos e ocupa posição de destaque na área focalizada. É constituída principalmente por migmatitos de anatexia com estruturas diversas, às vezes polifásicas, com neossomas principalmente granodioríticos a graníticos, quase sempre esbranquiçados, não faltando os de cores rosadas e cinzentas. O grau de evolução é variável, ocorrendo desde migmatitos nebulíticos até gnaisses migmatizados, neste caso ricos em neossoma e mesmo núcleos de paleossoma praticamente intactos. Os restitos mais comuns são de constituição biotítica e/ou hornblendítica. Os paleossomas são constituídos predominantemente por ortognaisses homogêneos e bandados de composição tonalítica, trondhjemítica, quartzo diorítica e granodiorítica, localmente com frequentes nódulos de diopsiditos, e de migmatitos com composições semelhantes ao do próprio Complexo Amparo. Rochas anfibolíticas e metaultramáficas são comuns e ocorrem constituindo lentes e leitos de espessuras delgadas, raramente com dezenas a centenas de metros, e sempre concordantes com os demais metamorfitos. Intercalações de metassedimentos diversos podem ocorrer com certa frequência, exibindo contatos tectônicos ou bruscos.

As rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Amparo, na área considerada, encontram-se assim distribuídas:

Constituindo expressiva faixa com disposição geral WNW-ESE na porção centro-norte do Maciço de Guaxupé, estendendo-se continuamente desde a borda da Bacia do Paraná até o limite leste do maciço, onde apresenta sua maior espessura. Esta faixa está situada entre os Complexos Guaxupé, ao norte, e Pinhal, ao sul. Internamente é cortada por intrusivas ácidas, granitóides e charnockitóides, e alguns núcleos de migmatitos constituintes do Complexo Pinhal, além de amplo núcleo de gnaisses charnockíticos do Complexo Guaxupé entre Machado e Serrania. A natureza dos contatos desta faixa do Complexo Amparo, em relação às outras unidades, pode ser: na terminação leste-sudeste encontra-se em contato com os metassedimentos do Complexo Andrelândia/Itapira/Carrancas através de extensas falhas de empurrão, as quais também delimitam o Maciço de Guaxupé; ao norte, seu contato com as rochas do Complexo Guaxupé é essencialmente transicional através da redução do efeito da migmatização e mudança na fácies metamór

fica, embora localmente possa ser tectônico; a sul, com as litologias do Complexo Pinhal, pode ser tectônico, principalmente quando estiver em contato com a face norte dos corpos migmatíticos com paleossoma na fácies granulito, ou transicionais.

- Uma faixa abaulada, no extremo nordeste da área, que contorna o Complexo Barbacena e o corpo Porto dos Mendes. Esta faixa corresponde, na região, à borda do Craton do São Francisco (Almeida, 1977) ou ainda do Craton do Paramirim (Almeida, 1978). Com uma espessura de exposição máxima de 20km encontra-se, a sul, em contato com os metassedimentos do Grupo São João del Rei, principalmente através de falhas de empurrão; a leste, em um intrincado imbricamento tectônico com o Complexo Campos Gerais e Grupo São João del Rei, através de um jogo de falhas transcorrentes e de empurrão ou, ainda parcialmente encoberta pelos sedimentos inconsolidados do Corredor Campo do Meio. Com o Complexo Barbacena, no canto nordeste da área aqui em foco, seu contato é essencialmente transicional.

- Na parte sulina da área, a partir da faixa de cisalhamento de Ouro Fino, ocorre frequentemente constituindo núcleos alongados, descontínuos ou contínuos, dispostos de forma concordante com a estruturação regional. Em relação aos metassedimentos, seus contatos são tectônicos ou bruscos, neste último caso paralelizados devido às intensas deformações de cisalhamento dúctil que ocorrem de forma generalizada na região. Uma faixa contínua, embora bastante irregular quanto à espessura, inicia-se na altura da cidade de Socorro e segue acompanhando aproximadamente o contorno da área granítico-migmatítica, situada a sua direita, e a partir do norte de Monte Sião inflete para leste passando por Inconfidentes, Pouso Alegre, Santa Rita do Sapucaí até as proximidades de São Lourenço, quase no limite leste da área. Em sua parte inicial, na região de Socorro, apresenta contatos tectônicos com as rochas do Complexo Pinhal, situadas no lado oriental, e brusco com os metassedimentos, no lado ocidental. A partir de sua inflexão para leste encontra-se sempre encaixada tectonicamente entre as rochas do Complexo Guaxupé, ao sul, e os metassedimentos do Complexo Andrelândia/Itapira/Carrancas, a norte. Na altura de Pouso Alegre, está encoberta por extensa área de sedimentos inconsolidados. Outra faixa contínua e de considerável extensão inicia-se na

altura de Camanducaia, estendendo-se para nordeste onde passaria, juntamente com a faixa anteriormente descrita, a envolver as rochas do Complexo Guaxupé. Esta faixa encontra-se embutida tectonicamente entre os migmatitos do Complexo Pinhal, as sequências metassedimentares e as rochas do Complexo Guaxupé. As outras ocorrências constituem núcleos de dimensões variáveis e apresentam contatos tectônicos ou bruscos com relação às sequências metassedimentares, tectônicos ou transicionais com os migmatitos do Complexo Pinhal, podendo ainda exibir contatos transicionais com as rochas do Complexo Guaxupé.

4.3. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO ARQUEANO

4.3.1. Unidades Essencialmente da Infra-Estrutura

Complexo Guaxupé (Agge)

Artur e Wernick (1984) empregaram a designação de Complexo Guaxupé para rochas da fácies granulito que portam evidente estrutura foliada e aplicaram a denominação de Pré-Guaxupé para as porções que se apresentam maciças. Os dois Complexos seriam originalmente de idade arqueana, sendo que o Complexo Guaxupé teria adquirido a estrutura foliada através de intenso cisalhamento dúctil durante o Ciclo Transamazônico. No presente trabalho ambos os Complexos foram reunidos sob a designação de Complexo Guaxupé que está representado, na área, por um conjunto de rochas pertencentes essencialmente a fácies granulito e que não mostram maiores rejuvenescimentos através de efeitos anatéticos em eventos pós-arqueanos.

O Complexo Guaxupé é constituído ordinariamente por gnaiss granulíticos homogêneos e bandados, de composição predominantemente charnockítica a enderbítica, esverdeados e cinza escuros. Estas rochas apresentam intercalações frequentes de granulitos básicos e mesmo ultramáficos, gnaissificados ou maciços, representados principalmente por metagabronoritos e subordinadamente metanoritos, metagabros e raros metapiroxenitos. Também ocorrem rochas granulíticas ácidas desprovidas de piroxênios, apresentando cores rosadas e cinzentas com tonalidades esverdeadas, que ostentam caracteres estruturais e texturais da fácies granulito, e exibindo como ferromagnesianos a hornblenda e a biotita. Todas estas va

riedades apresentam contatos bruscos entre si. Os gnaisses granulíticos ácidos apresentam-se, às vezes, levemente migmatizados. Algumas intercalações lenticulares de gnaisses de alto grau, em parte quartzosos e aluminosos, estão presentes. Intrusivas granitóides e charnockitóides de pequenas dimensões são frequentes em toda extensão do Complexo.

O Complexo Guaxupé está representado por duas ocorrências maiores:

- Constituindo possante faixa no extremo norte do Maciço de Guaxupé, onde estende-se desde a borda da Bacia do Paraná até a região ao sul de Varginha. Esta faixa corresponde, em parte, ao Cinturão Alfenas de Almeida (1978). O seu contato norte e leste coincide com o limite do Maciço de Guaxupé, exibindo, portanto, contatos tectônicos com os metassedimentos do Complexo Andrelândia/Itapira/Carrancas, que o contorna na parte externa. Do lado sul, ou seja, na parte interna do maciço, suas litologias gradam para as do Complexo Amparo que exibem menor grau metamórfico e apresentam-se migmatizadas. Merece ainda destacar o núcleo situado entre as cidades de Serrania e Machado, e que encontra-se envolvida pelos migmatitos do Complexo Amparo.

- A outra ocorrência encontra-se localizada ao sul da faixa de cisalhamento Pouso Alegre. Aí constitui uma faixa ondulada, em forma de duas meia luas unidas, com disposição geral leste-oeste. A primeira parte contorna aproximadamente a porção norte dos migmatitos da região de Socorro e a outra parte deixa a área a sudeste de Santa Rita do Sapucaí. Sua terminação leste volta a ocupar a região de Cristina. Com exceção dos migmatitos do Complexo Socorro, praticamente toda a faixa granulítica encontra-se envolvida pelas rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Amparo, com as quais exibe contatos essencialmente tectônicos. No corpo de Cristina, seu contato leste se dá também de forma tectônica, mas com os metassedimentos do Complexo Andrelândia/Itapira/Carrancas.

Complexo Barbacena (Abmg)

O Complexo Barbacena, compreendendo uma área relativamente pequena, situa-se no canto nordeste da área enfocada envolven

do a região de Perdões e Cana Verde.

A designação de Complexo Barbacena aplica-se aqui às porções arqueanas dos Complexos Barbacena e Divinópolis, na conceituação de Machado Filho et al. (1983), excluindo-se suas partes geograficamente mais sulinas que são de idade proterozóica inferior e que, por isso foram incluídas, no presente trabalho, no Grupo Amparo. O contato entre os Complexos Barbacena e Amparo é transicional, caracterizado por uma progressiva remigmatização das rochas mais antigas.

Uma outra ocorrência, sob a forma de um pequeno núcleo de rochas similares, situa-se entre o norte do Batólito Granítico de Morungaba e a cidade de Amparo. A natureza de seus contatos com as rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Pinhal é do tipo transicional, fruto do retrabalhamento das rochas arqueanas durante o Ciclo Brasileiro.

Litologicamente, o Complexo Barbacena está representado, na área, por uma associação gnáissico-migmatítica com intercalações ortognáissicas, incluindo corpos anfibolíticos, localmente abundantes, e metaultramáficas. Ocorrem raros enclaves ou restos de supracrustais distribuídas irregularmente entre as demais litologias.

A associação gnáissico-migmatítica inclui tipos estruturais muito variáveis que vão desde anatexitos, diatexitos até metatexitos, predominando os últimos. Os leucossomas são granodioríticos a graníticos, com cores normalmente cinzentas a esbranquiçadas, envolvendo restitos biotíticos e/ou hornblendíticos.

Os ortognaisses apresentam composição predominantemente tonalítica, trondhjemitica e granodiorítica com termos graníticos subordinados. Os dois últimos tipos petrográficos apresentam frequentes texturas porfiróides.

4.4. FAIXAS DE CISALHAMENTO DO PROTEROZÓICO SUPERIOR

4.4.1. Faixas de Cisalhamento Pouso Alegre e Varginha

As primeiras observações na região sul de Minas Gerais e

nordeste do Estado de São Paulo, relacionadas a expressivos movimentos de blocos através de falhas de empurrão, são devidas a Ebert (1956b; 1957; 1967; 1968; 1971; 1984). Associados a estes movimentos ocorreriam extensas faixas de rochas deformadas tectonicamente, com atitudes locais variáveis e de baixo ângulo de mergulho. Hama et al. (1979; pg. 85) representam extensas faixas com estruturas de superposição e imbricamentos tectônicos que circundam a quase totalidade das Cunhas de Guaxupê e Socorro, definidas por Cavalcante et al. (1979).

No presente trabalho, denominou-se de Faixas de Cisalhamento Pouso Alegre e Varginha às porções mais expressivas de rochas cisalhadas com baixo ângulo de mergulho que resultam de um conjunto de cavalgamentos ou de nappes ligados a movimentos de caráter regional. Estas faixas de cisalhamento de baixo ângulo correspondem aos domínios frontais e terrenos parautoctonos, que sofreram o efeito da pressão durante o deslizamento dos blocos alóctones. Como resultado desta movimentação sub-horizontal de blocos, com movimentos verticais associados, obtém-se um intrincado imbricamento tectônico envolvendo sequências supracrustais e porções da infra-estrutura. Desta feição resulta um padrão de deformação heterogêneo dado pela presença de rochas fortemente deformadas nas vizinhanças dos planos de transporte de massas rochosas e de rochas menos deformadas, ou mesmo poupadas, situadas entre planos de falhas mais espaçados.

A Faixa de Cisalhamento Varginha circunda toda porção norte do Maciço de Guaxupê, desde a borda da Bacia do Paraná até a leste de Carmo da Cachoeira, onde passa a infletir para sul-sudeste, até as proximidades de Congonhal. A espessura desta faixa é variável: atinge 1,5 km nas proximidades da borda da Bacia do Paraná e em um trecho entre Nova Resende e Areado; mais de 10km na região de Nova Resende; e em torno de 50km no ápice oriental do Maciço de Guaxupê, tendo como ponto de referência, de situação mediana, a cidade de Carmo da Cachoeira. Entre esta cidade e Congonhal as espessuras da Faixa de Cisalhamento Varginha chegam a atingir 20km na altura de São Gonçalo do Sapucaí. A inclinação na atitude das litologias cataclásticas que compõem a Faixa Varginha é muito variável, desde subhorizontal a subvertical.

Esta variação é fruto do dobramento sofrido pela faixa ao nível regional o que permite situar pela última fase de dobramento o seu desenvolvimento temporal, anteriormente à implantação de condições plenamente tafrogênicas.

A Faixa de Cisalhamento Pouso Alegre situa-se a sul do ramo S-SW da Faixa de Cisalhamento Varginha, estendendo-se com direção geral ENE-WSW desde o limite oriental da área em foco até os arredores de Inconfidentes onde inflete para assumir direção NE-SW. A espessura desta faixa varia desde 1,2 até 20km. Acha-se igualmente dobrada e cortada pelo Complexo Granítico de Morungaba, cuja idade situa-se entre 590 m.a. e 540 m.a. (Vlach, 1985; pg. 224). Trabalhos recentes envolvendo principalmente o Complexo Alóctono de Socorro (Cavalcante et al., 1979) foram realizados por Campos Neto e Basei (1983a), Campos Neto et al. (1984a, b) que interpretaram como uma nappe externa da infra-estrutura apresentando como domínio frontal a Faixa Dúctil Mostardas. A Faixa de Cisalhamento Pouso Alegre representa uma zona mais ou menos contínua que serviu como domínio frontal do conjunto situado no seu lado sul-sudeste, constituído predominantemente por rochas de infra-estrutura, que teriam se movimentado para noroeste.

Ambas as faixas de cisalhamento afetam tanto rochas da sequência supracrustal quanto da infra-estrutura, transformando-as em rochas com texturas miloníticas, blastomiloníticas, milonítico gnaisses e protomilonitos, originando sequências bandadas e listradas de composição variável.

4.4.2. Faixas de Cisalhamento Ouro Fino e Jacuí

Correspondem a duas faixas rúpteis essencialmente ligadas a falhas transcorrentes com componentes verticais e de empurrão. São responsáveis pelas movimentações dos blocos alóctones de Guaxupê e de Socorro e pela geração das faixas de cisalhamento dúcteis de baixo ângulo.

A Faixa de Cisalhamento Jacuí ocorre imediatamente a norte da Faixa de Cisalhamento Varginha. Com espessuras máximas ao redor de 20km, apresenta direção geral N80W a E-W, estendendo-se desde as bordas da Bacia do Paraná até a leste de Lavras. Esta faixa afeta as rochas do Complexo Campos Gerais e parte das ro-

chas do Complexo Amparo, ao sul do Complexo Barbacena. Segundo Almeida et al. (1981), ela corresponderia à zona de falhas profundas que contornaria a parte sul e sudeste do Craton do Parárim, de idade arqueana, separando-o do Cinturão Móvel Alfenas representado pelas rochas essencialmente granulíticas do Complexo Guaxupê. Por outro lado corresponde praticamente à Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena, de Wernick et al. (1981b), que seria responsável pela identificação do Maciço de Guaxupê ou à Faixa de Cisalhamento Campo do Meio de Cavalcante et al. (1979), autores estes que, entretanto, reuniram sob esta designação tanto as rochas cataclásticas subverticais quanto as rochas frequentemente sub-horizontais da Faixa de Cisalhamento Varginha.

A Faixa de Cisalhamento Ouro Fino situa-se imediatamente ao sul do ramo ENE da Faixa de Cisalhamento Varginha e imediatamente ao norte da Faixa de Cisalhamento Pouso Alegre no seu ramo ENE-WSW. Com direção geral ENE-WSW desenvolve-se desde o limite oriental da área mapeada até os arredores de Jacutinga e Itapira onde inflete para NE-SW para desaparecer sob os sedimentos da Bacia do Paraná na altura de Santo Antonio da Posse. Na altura de Ouro Fino e Congonhal a Faixa de Cisalhamento Ouro Fino representa o fim/início das Faixas de Cisalhamento Varginha e Pouso Alegre. A grosso modo, esta faixa corresponde à Zona Rúptil Carandaí-Mogi Guaçu, de Wernick et al. (1981b), e à Zona de Ouro Fino de Cavalcante et al. (1979). Segundo Wernick et al. (1981b), a Faixa de Cisalhamento Ouro Fino e a Faixa de Cisalhamento Jacuí são responsáveis pela identificação do Maciço de Guaxupê, processo este acompanhado pelo desenvolvimento de uma sucessão de nappes no ápice oriental do considerado bloco tectônico. Já para Cavalcante et al. (1979), a Zona de Cisalhamento Ouro Fino seria responsável pela identificação das cunhas tectônicas de Guaxupê e Socorro.

As Faixas de Cisalhamento Jacuí e Ouro Fino não exibem si nais de redobramento ao nível regional e interceptam rochas das Faixas de Cisalhamento Varginha e Pouso Alegre o que denota genericamente o seu caráter mais jovem, se bem que haja certa superposição temporal entre seus desenvolvimentos. Este caráter mais jovem, evidenciando condições já francamente tafrogênicas, refle

te-se na sua litologia constituída essencialmente por protomilonitos, cataclasitos e milonitos, que denotam deformações predominantemente rúpteis em oposição à deformação essencialmente dúctil da Faixa de Cisalhamento Varginha e Pouso Alegre. Há, entretanto, um caráter transicional entre os dois tipos de zonas rúpteis, já que a Faixa de Cisalhamento Jacuí tem caráter cataclástico mais patente (cataclasitos, milonitos e protomilonitos) que o da Faixa de Cisalhamento Ouro Fino, onde são comuns rochas que denotam deformações dúcteis com a presença de protomilonitos e milonito gnaisses.

Datações em rochas graníticas cataclasadas, no âmbito da Faixa de Cisalhamento Ouro Fino (Hama et al., 1979), sugerem, para o fenômeno rúptil, idade ao redor de 500 m.a.

Como em outros cinturões de cisalhamento, entretanto, a deformação não é homogênea, de tal modo que coexistem nas faixas de cisalhamentos tanto rochas intensamente deformadas quanto litologias menos deformadas ou mesmo poupadas pela deformação. Estas porções correspondem a áreas situadas entre planos de falhas mais espaçados, ou a verdadeiros megamicrólitos, situados em zonas de movimentação tectônica mais intensa.

5. DESCRIÇÃO LITOLÓGICA E GEOCRONOLÓGICA DAS UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS DA INFRA-ESTRUTURA

5.1. INTRODUÇÃO

Este capítulo visa, primordialmente, a caracterização petrográfica das diferentes associações litológicas, a determinação das principais fases de deformação e discussão de dados geocronológicos das unidades litostratigráficas da infra-estrutura.

A descrição das unidades segue critérios cronológicos iniciando-se com as associações arqueanas e finalizando com as associações geradas no Proterozóico Superior/Eopaleozóico.

As descrições petrográficas restringem-se às associações litológicas mais importantes que representam os diferentes complexos discriminados no mapa geológico, em anexo.

A análise da deformação inclui apenas as principais fases que caracterizam os diferentes complexos ao nível regional, não tendo sido consideradas as numerosas fases de menor expressão e de ocorrência eminentemente local.

Para a discussão dos dados geocronológicos foram utilizados, não só as determinações inéditas aqui apresentadas, mas também os dados radiométricos existentes na literatura para a área em foco.

Para uma melhor compreensão do presente capítulo, e devido ao caráter eminentemente policíclico de boa parte das associações descritas, foram introduzidas as seguintes conceituações:

- Associações litológicas originais. Representam a soma das litologias constituintes da infra-estrutura, num determinado tempo de referência, independentemente de suas origens e seu grau de evolução. Correspondem no presente caso à somatória das associações litológicas arqueanas:

- Associações litológicas primárias. Correspondem às associações de adição vertical, derivada essencialmente da atividade magmática desenvolvida ao nível do manto/crosta inferior. Incluem-se aqui essencialmente rochas básicas/ultramáficas e granitóides calco-alcalinos, subalcalinos e alcalinos;

- Associações litológicas secundárias. São associações litológicas geradas a partir de associações litológicas originais, e/ou primárias, e/ou secundárias, pré-existent, por processos de retrabalhamento ao nível crustal, incluindo principalmente metamorfismos, deformações e anatexias.

5.2. ASSOCIAÇÕES LITOLÓGICAS DO ARQUEANO (Complexos Barbacena e Guaxupé).

As litologias arqueanas da infra-estrutura na área investigada são as constituintes principais dos Complexos Barbacena e Guaxupé, bem como representando núcleos menores, mapeáveis ou não na escala adotada, presentes em vários pontos da área estudada.

Incluem uma grande variedade de conjuntos litológicos pertencentes tanto à fácies granulito quanto à fácies anfibolito alto, os primeiros como constituintes principais do Complexo Guaxupé e os segundos do Complexo Barbacena. Os principais grupos litológicos estão representados por granulitos, gnaisses bandados, migmatitos, ortognaisses homogêneos, metabásicas e metaultrabásicas, as quais exibem amplas variações texturais, estruturais e mineralógicas. Em meio a estas litologias da infra-estrutura ocorrem sítios de rochas metassedimentares, atingindo certa frequência em algumas regiões, sendo que suas relações estratigráficas ainda não estão suficientemente esclarecidas.

Em quase todos os tipos litológicos da infra-estrutura há evidências de retrabalhamentos tectonometamórficos superpostos, cujas intensidades variam de uma região para outra.

5.2.1. Descrição das Associações Litológicas

Rochas Granulíticas

As rochas granulíticas adquirem importância fundamental na constituição do arcabouço litológico do Complexo Guaxupé estando, no mais, restritas a ocorrências reduzidas nos complexos Barbacena e Amparo. As ocorrências mais expressivas das rochas granulíticas estão assim distribuídas:

- Na porção norte do Maciço de Guaxupé, onde distribui-se em uma faixa contínua com cerca de 170km de extensão e até 20km de espessura. Com disposição geral WNW-ESE estende-se desde a borda da Bacia do Paraná, a oeste, até as proximidades de Varginha, a leste.

- Constituído um núcleo de consideráveis dimensões situado imediatamente ao sul da faixa anterior, entre as cidades de Machado e Serrania, envolto por rochas do Complexo Amparo.

- Na porção sul-sudeste da área em foco, compondo uma faixa ondulada com orientação geral E-W, lembrando uma "gaivota", que estende-se desde a região sudoeste de Inconfidentes, passando por Estiva, até a sudeste de Santa Rita do Sapucaí.

- Compondo um núcleo na região de Cristina, que corresponde, na verdade, à terminação leste da faixa anteriormente descrita.

- Representando ocorrências restritas em vários locais na porção nordeste da área, merecendo destaque as ocorrências do leste de Cana Verde e noroeste de Perdões, no Complexo Barbacena, e as do leste de Nepomuceno e a sul de Boa Vista, no Complexo Amparo.

Dentre os granulitos, as rochas granulíticas ácidas de composição charnockítica a enderbítica são os tipos petrográficos amplamente predominantes. Associadas a elas ocorrem, em maiores ou menores proporções, rochas granulíticas intermediárias, básicas e ultramáficas, além de rochas ácidas desprovidas de ortopiroxênios.

As estruturas exibidas pelas litologias da série charnockítica e demais granulitos são complexas e variadas, destacando-se os seguintes tipos principais:

- Estrutura foliada homogênea. Representa um dos tipos mais frequentes e é caracterizada principalmente pela iso-orientação dos minerais máficos placóides e prismáticos, bem como pelo achatamento mais ou menos pronunciado dos componentes equidimensionais. Este tipo de estrutura reflete principalmente a homogeneidade mineralógico-textural e dos esforços deformacionais.

- Estruturas gnáissicas fitadas e listradas. Ocorrem as

sociadas principalmente às estruturas foliadas homogêneas que, pelo estiramento progressivo dos minerais, gradam para estruturas gnáissicas fitadas e, nos casos extremos, tipicamente listradas. São caracterizadas por estruturas finamente foliadas com "fabric" planar e mesmo linear, constituídas de uma massa de granulação fina de cristais ou agregados minerais alongados ou laminados que envolvem, por vezes, grãos maiores. Nos casos extremos de estiramento, alguns minerais são reduzidos a verdadeiras "linhas" extremamente delgadas. O grau variável de estiramento dos cristais, acompanhado da recristalização e neocristalização, produz estruturas blastomiloníticas e miloníticas, nas quais a lineação mineral é uma feição frequente.

As estruturas fitadas e listradas não correspondem à alternância de leitos de composição distinta, e sim, representam apenas uma sucessão de leitos centimétricos com grau variável de deformação que se reflete na mudança da cor, granulação, textura e orientação mineral.

- Estruturas maciças ou discretamente foliadas fazem-se presentes em massas rochosas alongadas a ovóide-lenticulares, com espessuras desde sub-decamétrica a algumas centenas de metros dispostas concordantemente à estruturação regional;

- Estruturas gnáissicas bandadas constituídas por leitos e bandas de composições distintas. O arranjo interno desta estrutura dá-se basicamente de duas maneiras:

- a) Os leitos e bandas correspondem a variações locais nas proporções dos diferentes minerais máficos e félsicos. Esta variedade de estrutura é caracterizada pela presença de bandas com espessuras variáveis, sem grande persistência lateral e com contatos normalmente gradativos. As cores das diferentes bandas correspondem apenas a variações de tonalidades de uma mesma cor básica (avermelhada, cinza, esverdeada, etc.). Resulta, nitidamente, da gnaissificação de rochas ígneas que apresentam originalmente heterogeneidade mineralógico-texturais.

- b) Os leitos e bandas representam tipos petrográficos geneticamente distintos. Correspondem, normalmente, a sequências de rochas da série charnockítica que apresentam intercalações mais ou menos persistentes e de espessuras variáveis de rochas tanto

ácidas quanto básicas. Seus contatos são bruscos, ressaltados principalmente pelo fato dos leitos apresentarem cores diferentes. O arranjo destas estruturas varia de afloramento para afloramento, retratando pacotes litológicos de grande variedade composicional. Internamente, os leitos e bandas apresentam ainda estruturas que podem ser fitadas/listradas ou mesmo maciças.

- Rochas charnockíticas com pseudoestruturas migmatíticas. Estas rochas, que já foram descritas por Fiori e Choudhuri (1979) e Choudhuri et al. (1978) na região de Machado e Serrania, são caracterizadas por estruturas principalmente do tipo "schollen" e "schlieren" que mostram fragmentos angulosos, arredondados ou fusiformes de charnockitos máficos escuros imersos numa matriz, via de regra, cinzento-esverdeado clara de composição charnockítica. Segundo estes autores, tais rochas resultariam da granulitização de migmatitos pré-existentes com preservação da estrutura original. Neste processo ocorre a quebra da hornblenda e da biotita com geração de orto- e clinopiroxênios e plagioclásios. Nos termos mais básicos há ainda a geração de granada.

Em outras rochas, entretanto, as estruturas pseudomigmatíticas assemelham-se mais a estruturas de mistura mecânica, geradas por intensa deformação sob condições bastante plásticas.

Os gnaisses da série charnockítica ácida apresentam coloração geral esverdeada com tonalidades tendendo para termos rosados ou cinzentos. A distribuição e relações dos membros desta série é um tanto variável, cabendo as seguintes considerações:

- O membro de composição charnockítica "sensu stricto" é amplamente predominante e apresenta quantidades variáveis de intercalações, dispostas concordantemente, de opdalitos e enderbítos, que podem ser observados em afloramentos ao longo da rodovia que corta o núcleo granulítico de Machado-Serrania; da rodovia Guaxupé-Guaranésia-Monte Santo de Minas; da rodovia de Alfenas-Areado; na rodovia ao sul de Inconfidentes; entre outras.

- Os membros de composição opdalítica e principalmente enderbítica ocupam posição de destaque, embora de forma não contínua, na parte norte da faixa granulítica do Maciço de Guaxupé, podendo ser observados ao norte do Rio Muzambo, ao longo da rodovia Muzambinho-Nova Resende e a norte e leste de Elói Mendes.

As relações de contato entre os diferentes membros são frequentemente bruscos, não faltando, entretanto, casos onde os contatos se processam de forma transicional.

Estas rochas são predominantemente equigranulares de granulação média com variações locais para termos tanto mais grossos quanto mais finos. A variedade enderbítica exhibe as granulações mais finas da série. Texturas porfiróides ou facoidais só foram observadas localmente em alguns gnaisses charnockíticos, sendo totalmente ausentes nos enderbitos. A feição textural tipicamente granulítica, dada pela presença de quartzo com formas discóides ou estiradas, só é bem visível nos termos mais grosseiros.

Microscopicamente, a textura é predominantemente granuloblástica à qual se superpõem nítidos efeitos catacláticos de intensidade variável, quase sempre acompanhados de recristalização. As evidências cataclásticas acham-se representadas por deformações dos diferentes minerais que exibem frequentemente extinção ondulante, fraturamentos e microgranulações, principalmente dos grãos de quartzo e feldspatos. Frequente é a presença de textura blastomilonítica com leitos microdobrados, indicando que a recristalização foi acompanhada de intensas deformações tectônicas.

Mineralogicamente, a série charnockítica ácida caracteriza-se por uma paragênese constituída por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita, hornblenda, hiperstênio e diopsídio. O microclínio, praticamente ausente nos tipos enderbíticos, é pertítico a mesopertítico e constitui os megacristais das variedades porfiróides ou facoidais. O plagioclásio normalmente hipidiomórfico está representado pelo oligoclásio, às vezes anti-pertítico, chegando no máximo a andesina ácida em alguns enderbitos. O teor de máficos é muito variável, representando desde cerca de 5% até 15% nos charnockitos e atingindo ao redor de 20% a 25% nos enderbitos. A biotita é o máfico predominante, sendo que entre a hornblenda, hiperstênio e diopsídio as proporções são variáveis. Como minerais acessórios, ocorrem frequentemente zircão, apatita, titanita, opacos, allanita e raros cristais de granada. O efeito diaforético é evidente em, praticamente, todas as amostras examinadas, cabendo destaque à intensa transformação do hiperstênio, principalmente, para biotita e bastita.

Gnaisses granulíticos ácidos desprovidos de ortopiroxênios ocorrem, com certa frequência, intercalados nos gnaisses charnockíticos. Constituem camadas, bandas ou lentes, com espessuras geralmente métricas, podendo, entretanto, atingir até algumas dezenas de metros. Seus contatos são predominantemente abruptos, não faltando, porém, casos em que transicionam para os gnaisses charnockíticos. Este último caso pode ser observado em vários locais: ao longo da rodovia entre Inconfidentes e Bueno Brandão; na rodovia entre Guaranésia e Guaxupé e na região de Alfenas.

Estes granulitos são de cor rosada a cinzento-esbranquiçadas ou, ainda, gradando para tonalidades esverdeadas quando transicionam para os tipos charnockíticos. São equigranulares ou ocellares, predominando os primeiros, de granulação média a grossa e estruturas gnáissica, foliada ou mesmo maciça. Em alguns tipos, principalmente nos mais grosseiros, ocorre textura granulítica dada pela presença de quartzo estirado, do tipo discóide. As variedades facoidais apresentam o microclínio pertítico como megacristais, os quais exibem formas alongadas, ovaladas e, mais raramente, euedrais, com distribuição e frequência muito variáveis. Entre estes gnaisses granulíticos predominam os de composição granítica compostos por quartzo, ortoclásio ou microclínio pertíticos, oligoclásio (às vezes anti-pertítico), biotita, raramente hornblenda. Como principais minerais acessórios estão apatita, zircão, opacos, titanita e allanita.

Granulitos de composição intermediária, apresentam-se, na maioria das vezes, como corpos de dimensões reduzidas e distribuídos heterogeneamente na área. São mais frequentes ao longo da parte norte da faixa granulítica do Maciço de Guaxupé e na porção centro-oeste da faixa granulítica localizada na região sul da área estudada. Aparecem intercalados nos outros granulitos sob a forma de camadas e lentes com espessuras normalmente inferiores a uma dezena de metros. Os contatos são, predominantemente, bruscos e só localmente mostram gradações para granulitos enderbíticos.

Composicionalmente, os granulitos intermediários correspondem, essencialmente, a dioritos com ou sem hiperstênio. A textura é equidimensional com granulação média para fina. Apresentam cores cinza escuras. Mineralogicamente, estão constituídos por

andesina, algum quartzo e cerca de 30% de máficos, representados essencialmente pela biotita e hornblenda, em proporções variáveis. O hiperstênio quando presente, perfaz, normalmente, menos de 5% do volume da rocha.

Os granulitos básicos concentram-se, fundamentalmente, nas porções norte do cinturão granulítico do Maciço de Guaxupé. Considerados por vários autores (Cavalcante et al., 1979; Fonseca et al., 1979; Oliveira, 1984) como ocupando uma posição estratigráfica que corresponde às zonas mais profundas da crosta ali exposta, decrescem rapidamente em abundância para sul. Associam-se aos granulitos básicos frequentes intercalações de gnaisses enderbíticos e dioritos portadores ou não de hiperstênio, sendo raras as rochas ultramáficas. De modo geral, os granulitos básicos são pouco expressivos na faixa granulítica localizada ao sul da Zona de Cisalhamento Pouso Alegre.

Apesar de constituírem corpos alongados, lenticulares ou camadas, apresentam, frequentemente, estruturas internas maciças, granulação média e textura equigranular. Composicionalmente, dominam os gabronoritos compostos, essencialmente, por plagioclásios, diopsídio, hiperstênio, às vezes bronzita e hornblenda, quase sempre com ampla predominância do clinopiroxênio sobre os ortopiroxênios, sendo raros os termos noríticos ou gábricos. Os granulitos ultramáficos correspondem à meta-clinopiroxenitos, com seus componentes fortemente uralitizados.

As transformações mineralógicas, com intensidade variável, ocorrem de maneira generalizada nos diferentes tipos de rochas granulíticas, sendo os máficos os minerais mais afetados. Assim, o hiperstênio mostra-se quase sempre parcial ou totalmente alterado para biotita, clorita, antofilita e bastita; o diopsídio para hornblenda, biotita, clorita, epidoto e anfibólios da série tremolita-actinolita. A hornblenda e a biotita também apresentam nítidas transformações retrógradas resultando, conforme o caso, em biotita, clorita, epidoto, carbonatos, etc. Os plagioclásios sofrem saussuritização em grau variável que inclusive ressalta sua frequente zonalidade interna.

Ao nível regional, as rochas granulíticas e charnockíticas mostram sinais generalizados de migmatização incipiente que em apenas alguns pontos adquire maior intensidade. Devido ao caráter

predominantemente incipiente do fenômeno, a migmatização tem ocorrência seletiva, afetando essencialmente os termos ácidos e poupando os intermediários a básicos. Também espacialmente a anatexia tem distribuição diferenciada sendo rara na parte norte do Complexo Guaxupé e aumentando progressivamente para o sul paralelamente com o incremento gradativo das rochas da fácies do anfibolito. Onde estas rochas passam a ser as predominantes, a anatexia torna-se um fenômeno intenso e generalizado, caracterizando a passagem do Complexo Guaxupé para o domínio do Complexo Amparo. Desta forma, a maior incidência de gnaisses charnockíticos migmatizados se faz na parte sul do cinturão granulítico do Maciço de Guaxupé, além da região de Machado-Serrania. Já na faixa granulítica da porção sul-sudeste da área considerada, os núcleos migmatizados são mais frequentes, principalmente na porção oeste da referida faixa.

Os neossomas resultantes da fusão parcial dos gnaisses charnockíticos apresentam cor esverdeada homogênea com tonalidades para cinza e composição sempre granítica. São rochas isentas de hiperstênio e os raros máficos são a biotita e hornblenda. Predomina amplamente a estrutura migmatítica acamada, sendo raros os tipos schollen e ptigmática. Nestas últimas, ocorrem, localmente, início de movimentação do fundido através da injeção deste material sob forma de veios e diques de espessuras milimétricas a decimétricas.

De modo geral, os diversos autores (Choudhuri et al. , 1979; Fiori e Choudhuri, 1979; Oliveira, 1972, 1973; Oliveira et al., 1983a) são unânimes ao assumirem para as rochas charnockíticas e granulíticas uma origem por metamorfismo progressivo. Entretanto, enquanto os autores supra citados advogam condições de aumento de pressão e temperatura, acompanhado de possível desidratação no bojo de uma migmatização pré-granulitização, Barbosa e Grossi Sad (1983), baseados nos granulitos com estruturas pseudomigmatíticas, levantam a hipótese de uma granulitização por fluxo de CO_2 . Quanto ao material pretérito Choudhuri et al. (1978) e Fiori e Choudhuri (1979) sugerem a geração dos granulitos e charnockitos a partir de hornblenda biotita gnaisses, gnaisses migmatíticos e migmatitos. Já Wernick e Oliveira (1982), entretanto, demonstraram que os granulitos e charnockitos fazem parte de uma

sequência magmática calco-alcalina diferenciada originalmente de composição charnockítica e, posteriormente, submetidas a sucessivas deformações, sendo, parcialmente migmatizada por eventos mais recentes.

Para esclarecer esta controvérsia genética, foi estudada a tipologia de zircão de três amostras de gnaisses charnockíticos. Uma delas (amostra ATD-62) localizada na rodovia Mocóca-Monte Santo de Minas e correspondendo a um gnaiss charnockítico; uma segunda (amostra ATD-57), situada à sudeste de Inconfidentes e representada por um opdalito; e a terceira (amostra ATD-60), da região nordeste de São Sebastião da Gramma e, também, de gnaiss charnockítico. Seus dados modais encontram-se listados na Tabela 1 e estão representados no diagrama modal da Figura 16. A análise do zircão revela, conforme Figura 17, feições típicas de rochas calco-alcalinas charnockíticas magmáticas, faltando indicações de processos de granulitização metamórfica.

Rochas Gnáissico-Migmatíticas

Estas rochas ocorrem como constituintes predominantes do Complexo Barbacena e encontram-se melhor representadas no extremo nordeste da área focalizada, na região de Perdões e Cana Verde, domínio do Craton do São Francisco. Aparecem, ainda, constituindo núcleos menores dispersos em vários locais da área estudada. Esses núcleos representam porções de rochas arqueanas que foram, em maior ou menor grau, poupadas pelos retrabalhamentos ocorridos nos eventos tectono-metamórficos posteriores. Um deles, passível de mapeamento, ocorre imediatamente ao sul da cidade de Amparo (Foto 1; Todas as fotos aqui citadas encontram-se no final do texto).

Esta associação litológica reflete grande variabilidade na intensidade de anatexia, sendo composta, principalmente, por metatexitos, ora gradando para núcleos diatexiticos ora para porções discretamente afetadas pela fusão parcial. As estruturas migmatíticas são as mais variadas possíveis, destacando os tipos estromáticos, predominante, flebíticos, dobrados, schollen, schlieren e nebulíticos.

Os metatexitos, também denominados de gnaisses migmatíticos durante os trabalhos de campo, por guardarem muito das carac

TABELA 1 - Dados Modais de Gnaisses Charnockitóides do Complexo Guaxupé.

Minerais	Amostras		
	ATD-57A Gn.Opd.	ATD-60 Gn.Charn.	ATD-62 Gn.Charn.
Feldsp.Potássico	13,0	30,0	41,0
Plagioclásio	33,0	30,0	19,0
Quartzo	21,0	22,0	22,0
Biotita	1,0	3,0	----
Hornblenda	12,0	5,0	4,0
Hiperstênio	6,0	4,0	6,0
Diopsídio	5,0	2,0	5,0
Acessórios	6,0	3,0	3,0
Bastita (mineral secundário)	1,0	1,0	---

FIGURA 16 - Diagrama QAP para Ortognaisses Charnockitóides do Complexo Guaxupé.

terísticas gnáissicas pré-anatexia, ocupam a maior extensão do Complexo Barbacena, quer na área tipo, ao norte-nordeste do Rio Grande, quer nos demais núcleos migmatíticos arqueanos distribuídos pela área. Seus mobilizados constituem leitos contínuos ou lenticulares com espessuras entre subcentimétricas a subdecimétricas, exibindo frequentemente estruturas "pinch and swell", distribuídas de forma irregular mas sempre alinhadas paralelamente à foliação gnáissica. Os mobilizados (leucossomas) apresentam textura equigranular, localmente pegmatóide ou porfiróide, e com poucos sinais de deformação e aspectos caracteristicamente sin-cinemáticos. Composicionalmente, são tonalitos, trondhjemitos, granodioritos ou mesmo granitos e exibem cores similares aos dos paleossomas com predomínio para tonalidades cinza-esbranquiçada e, subordinadamente, rosadas. Encontram-se quase sempre envolvidos parcialmente por concentrações de minerais refratários, representados principalmente pela biotita e hornblenda. As camadas entre os leitos de neossoma correspondem, geralmente, a mesossomas. Nas áreas menos intensamente migmatizadas, é possível reconhecer a natureza original dos paleossomas, representados por gnaisses bandados, fitados ou listrados, com foliação de transposição pré-anatexia caracterizada pela presença de pequenas dobras intrafoliares disruptas. Tais feições podem ser observadas mesmo fora do domínio cratônico, como por exemplo na Pedreira Granito, ao sul de Amparo; em cortes da rodovia entre Machado e Poço Fundo; a sul da cidade de Jacuí, no Complexo Campos Gerais, além de inúmeras outras ocorrências.

Os leitos claros dos gnaisses bandados e os gnaisses fitados/listrados, que representam os paleossomas dos migmatitos, são de composição predominantemente tonalítica, trondhjemitica, granodiorítica e, raramente, granítica e diorítica. São tanto equigranulares quanto ocelares, e de natureza essencialmente ortometamórfica. Já os leitos escuros, que imprimem o aspecto bandado aos gnaisses, são de persistência e frequência variáveis e de composição anfibolítica, às vezes, hornblendíticas.

Nos metatexitos dobrados e flebíticos, diminui a taxa de paleossoma e aumenta a do melanossoma e leucossoma. Nos tipos dobrados, os mobilizados dos núcleos de dobras têm frequentemente um zoneamento com uma parte central mais pegmatóide ou de granula

ção mais grosseira e uma porção externa de granulação mais fina e mais rica em máficos. Este tipo de leucossoma também é o predominante nos tipos flebíticos. Neste estágio de anatexia faltam leucossomas com estrutura estictolítica e o melanossoma ocorre sob a forma de concentrações irregulares ou fusiformes, com dimensões centimétricas, e sua distinção do paleossoma torna-se frequentemente difícil. Feição generalizada é a falta da continuidade do mesossoma e seus contatos difusos ou gradacionais com o leucossoma. Ficam preservados, embora com evidentes sinais de terem atingido alta plasticidade, leitos dobrados e contorcidos de rochas metabásicas anfibolíticas e hornblendíticas.

Núcleos diatexíticos são frequentes, tornando-se expressivos à leste e nordeste de Perdões, no extremo nordeste da área em foco. Resultam de processos altamente evoluídos de fusão parcial, sendo ricos em estruturas schlieren, nas quais o leucossoma tem frequentemente aspecto nebulítico, mais homogêneo que nos metatexitos estromáticos, e o melanossoma passa a ser disperso no leucossoma sob forma de manchas mais ou menos difusas. O leucossoma adquire conspícua mobilidade, desenvolvendo anatexitos com estruturas agmatíticas e schollen, nas quais os fragmentos são representados por metatexitos, "resisters", diatexitos ou frações precoces de leucossoma grosseiro ou ainda concentrações maiores de melanossoma. Tais feições indicam a existência de várias fases ou impulsos de fusão parcial.

Rochas Ortognáissicas

Rochas ortognáissicas ocorrem complexamente intercaladas em migmatitos constituindo camadas, corpos lenticulares ou ovalados, que podem atingir até várias centenas de metros de espessura e dispostos concordantemente com a foliação regional. Seus contatos com os migmatitos são abruptos e o número de suas fases de deformação é sempre menor que o das encaixantes. São rochas que apresentam estruturas um tanto variável, de gnáissica homogênea a grosseiramente foliada ou mesmo localmente maciças. A granulação é média a grossa, predominantemente equigranular. Devido a estas características peculiares, foram denominadas por Machado Filho et al. (1979) e Teixeira (1985) de granito-gnaisses.

Os corpos apresentam composição tonalítica, trondhjemítica a predominantemente granodiorítica, com variações para termos tanto graníticos e dioríticos, e um mesmo corpo pode ser tanto litologicamente homogêneo quanto heterogêneo, diferenciados. A cor predominante é cinza clara ou rosada. Microscopicamente, exibem textura granoblástica com feições cataclásticas em grau variável, acompanhadas de recristalização parcial. A mineralogia básica é composta por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, biotita e hornblenda, com as proporções variáveis para cada tipo petrográfico. O feldspato está representado pelo microclínio com pertitas e o plagioclásio é predominantemente oligoclásio, a não ser nos dioritos e alguns dos tonalitos onde está presente a andesina. Como acessórios ocorrem, principalmente, titanita, apatita, opacos, zircão e allanita. O efeito de transformações minerais é mais ou menos discreta e resulta em epidotos, cloritas, sericita, albita, carbonatos e argilo-minerais.

Como resultado da maior homogeneidade composicional e das características estruturais e texturais, estas rochas resistem mais aos ataques intempéricos o que leva ao desenvolvimento de áreas que sobressaem na topografia, na forma de serras e morrotes.

Pelo fato destes ortognaisses exibirem um número menor de fases de deformação e apresentarem contatos concordantes, mas abruptos, em relação aos migmatitos, parece indicar que correspondam a manifestações magmáticas pós último evento regional de anatexia arqueana.

Rochas Metabásicas e Metaultramáficas

As rochas metabásicas e metaultramáficas distribuem-se de forma irregular, na área, e mostram diferentes relações em função do conjunto litológico a que se encontram associadas. Assim, podem ser citados os seguintes arranjos:

- Nos gnaisses bandados ocorrem constituindo jazimentos de pequenas dimensões, com espessuras raramente ultrapassando uma e duas dezenas de metros, intercalados concordantemente com a foliação regional. As bandas mais delgadas mostram-se frequentemente, estranguladas, disruptas, constituindo estruturas de "boudina

ge". Adquirem maior expressão como constituinte dos leitos escuros dos gnaisses bandados. Devido a disposição sempre concordante com as principais estruturas dos metamorfitos, aos quais se associam, pode-se dizer que são, pelo menos, sincrônicos, ou mais antigos, às referidas fases de metamorfismo. As metabásicas são amplamente predominantes em relação às metaultramáficas e apresentam estrutura interna foliada, granulação média, textura equigranular e composição anfibolítica. Microscópicamente, apresentam textura granoblástica e nematoblástica compostas principalmente por hornblenda e plagioclásio, associados ou não a diopsídio. Frequentemente, exibem efeitos retrógrados, mais ou menos pronunciados, evidenciados por biotitização e mesmo cloritização da hornblenda e saussuritização do plagioclásio. Quanto à composição, as ultramáficas englobam, essencialmente, hornblenditos, ao lado de talco-xistos, clorita xistos e tremolita xistos.

- Nos migmatitos, constituem, frequentemente, os "schollen" com formas tabulares-alongadas-estiradas, disruptas, comumente dobradas e às vezes contorcidas. Os contatos com os neossomas são normalmente bruscos. A natureza e suas composições são muito similares às anteriormente descritas para os gnaisses bandados.

- Nos ortognaisses com estruturas gnáissicas homogêneas as rochas de composição básica são bem mais raras e constituem boudins, nódulos lenticulares e ovóides com contatos nítidos. Apresentam textura equigranular, granulação média a fina e composição anfibolítica a quartzo anfibolítica com teores variáveis de biotita. Este tipo de rochas metabásicas foram aqui interpretados, na sua maioria, como correspondendo originalmente a diques sin-intrusivos e a enclaves microgranulares no sentido de Didier et al. (1980), o que permitiria considerar toda a sequência ortognáissica como sendo de natureza calco-alcalina.

5.2.2. Principais Fases de Deformação

A determinação das fases de deformação nas litologias arqueanas é tarefa difícil e frequentemente baseia-se em métodos indiretos. Por outro lado, o número de fases de deformação varia de acordo com o conjunto litológico considerado.

- Nas rochas charnockíticas e granulíticas, principalmente da parte norte do Complexo de Guaxupé, é comum a destruição

das estruturas pretéritas pelo intenso cisalhamento brasileiro que afetou a parte norte do Maciço de Guaxupé. Já na porção sul, a destruição das estruturas pretéritas ocorreu pela migmatização cada vez mais intensa ali presente. Mesmo assim, em lugares poupados pela anatexia e pelo cisalhamento, são reconhecíveis pelo menos duas fases de deformação, uma das quais vestigial e com características de dobras de fluxo em rochas bastante plásticas. A segunda, mais nova, reflete-se numa foliação plano-axial persistente, com a presença de dobras isoclinais, dobras intrafoliares desenhadas por leitos de rochas metabásicas, por restos de leucossoma e melanossoma. As dobras, com dimensões desde milimétricas até decimétricas, apresentam forte espessamento nos ápices e com flancos normalmente rompidos, ou então, extremamente adelgaçados, chegando, em alguns casos, a ser representados localmente por alinhamentos de máficos.

- Nos migmatitos, apesar das várias fases de migmatizações observadas, apenas duas fases de deformação generalizadas puderam ser constatadas. Destas, a primeira é vestigial e indicativa de deformação agindo sobre o material altamente plástico, dada pela ocorrência de dobras de fluxo, enquanto a segunda resulta em dobramentos isoclinais acompanhados de transposição, resultando em rochas bandadas nas quais tanto o paleossoma quanto o neossoma e o mesossoma mostram-se conspicuamente foliados.

- Nos ortognaisses graníticos, é patente a existência de apenas uma fase conspícua de deformação atribuível ao Arqueano. Esta deformação se reflete numa foliação persistente porém pouco cerada à qual não se associam dobras intrafoliares.

- Já nos gnaisses bandados, o padrão de deformação é semelhante ao das rochas charnockíticas e granulíticas com o reconhecimento de, pelo menos, duas fases de deformação arqueanas, uma das quais, afetando material altamente plástico.

- As rochas metabásicas e metaultramáficas são geralmente homogêneas em relação à composição mineralógica e estrutural o que dificulta a determinação do padrão de deformação. Devido à forte deformação nas rochas em que estão embutidas, torna-se difícil a determinação da forma de jazimento primário destas rochas, já que é característico o paralelismo entre a foliação e o contato

litológico. Entretanto, no caso de metassedimentos do Complexo An-drelândia/Itapira a existência de contatos locais levemente discordantes sugere que parte das metabásicas correspondam a enxames de diques.

Na literatura geológica constam algumas descrições de fases de deformação relacionadas às litologias do Arqueano. Assim, Artur (1980), Artur et al. (1979) e Campanha et al. (1983) já haviam constatado, para a região de Itapira, a presença de núcleos migmatíticos referíveis ao Arqueano, com pelo menos duas fases de deformação. Também, Choudhuri et al. (1978), Fiori (1979) e Fiori et al., (1978; 1980; 1981a,b) descrevem, para a região de Machado-Silvianópolis rochas granulíticas e migmatíticas que mostram, igualmente, duas fases de deformação relacionadas ao Arqueano.

5.2.3. Geocronologia

Durante os estudos geocronológicos realizados no âmbito do presente trabalho e apesar da ampla gama litológica investigada não foram obtidos novos dados arqueanos, além dos já disponíveis na literatura, para a área em foco e regiões adjacentes. Tal fato deve-se a sucessivos retrabalhamentos que afetaram a região e atestados por dados geológicos, petrográficos e estruturais como será demonstrado em itens subsequentes. Dada a importância destes dados para a compreensão da evolução geológica regional cabe aqui uma revisão dos mesmos.

Quanto a sua localização, estas datações arqueanas, são de dois tipos: um que corresponde a dados obtidos para rochas do Craton do São Francisco, considerando-se como limites desta unidade geotectônica os propostos por Almeida (1977), e um que encerra os dados situados fora da área cratônica.

Quanto às litologias examinadas, os dados referentes ao Craton do São Francisco envolvem tanto granitóides quanto ortognaisses, migmatitos, dioritos e enderbitos (Cordani et al., 1987; Teixeira, 1985) e anfibolitos (Machado Filho et al., 1983). Já fora da área cratônica os dados referem-se apenas a rochas migmatíticas (Campos Neto, 1985; Wernick e Oliveira, 1986; Wernick et al., 1981a).

Quanto às idades, obtidas por diferentes métodos geocronológicos (Rb/Sr, Pb/Pb, U/Pb e K/Ar), os dados variam, aproximadamente, entre 3200 m.a. e 2400 m.a. na área cratônica e entre 3,4 a 2,5 b.a. para as regiões externas a esta unidade geotectônica. É interessante ressaltar que, particularmente, no caso dos migmatitos do Craton do São Francisco ocorre um adensamento das idades nos intervalos entre 3,0-2,9; 2,8-2,7; e 2,5-2,4 b.a.. Contudo, o número de dados disponíveis é ainda insuficiente para permitir a discussão da real expressão destes intervalos etários.

Dentro dos mencionados dados cabe aqui destaque às seguintes datações por corresponderem a rochas situadas na região abrangida pelo presente trabalho:

- Para a região do Craton do São Francisco estão disponíveis duas isócronas Rb-Sr e uma Pb-Pb, as quais são devidas a Cordani et al. (1987) e Teixeira (1985). As isócronas foram efetuadas em ortognaisses do Complexo Migmatítico, contendo localmente xenólitos de gnaisses migmatíticos, coletados ao longo de um perfil de cerca de 40km de extensão, entre Perdões e Campo Belo. A primeira isócrona pelo método Rb-Sr (Teixeira, 1985) forneceu 2964^{+48} m.a. e razão inicial de 0,7014. Esta isócrona retrabalhada por Cordani et al. (1987), com introdução de novas amostras, definiu idade de 3275^{+125} m.a. e razão inicial igual a 0,7000. O exame simultâneo das amostras pelo método Pb-Pb apresentou valor de 3076 (+85 ou -91) m.a., com μ_1 igual a 8,18.

- Fora do domínio cratônico, Wernick et al. (1981a) apresentam uma isócrona Rb-Sr com idade de 2920^{+105} m.a. e razão inicial de 0,7054 para um leito de mobilizado de migmatitos de um afloramento do Complexo Campos Gerais, situado nas proximidades de Fortaleza de Minas, imediatamente a norte da área focalizada. Correspondem a migmatitos da subunidade -pEScmg (vide mapa geológico, anexo 1) que foram poupados pela intensa deformação cataclástica que afetou o referido complexo.

- Uma idade com cerca de 3400 m.a., obtida através de isócrona Pb-Pb é citada em Campos Neto e Cordani (1985; pg.571). A idade refere-se a amostras de leucossoma trondhjemitico de migmatitos estromáticos de um afloramento localizado na rodovia que liga Amparo a Morungaba, nos arredores daquela cidade. Estes migma-

titos foram agrupados, no presente trabalho, no Complexo Barbace-na.

- Amostras equivalentes foram datadas por Wernick e Oliveira (1986) pelo método U-Pb. São migmatitos provenientes da Pedreira Granito situada nas proximidades de Amparo, na rodovia que liga esta cidade a Pedreira, e forneceram uma concórdia com 2470 m.a.. Desta maneira as duas últimas datações referem-se a uma mesma litologia oriundas de dois pontos de amostragem distanciados entre si por cerca de 2km, em linha reta, que examinadas por metodologias distintas, revelaram ambas idades arqueanas, porém com diferenças cronológicas absolutas da ordem de 1 b.a..

A análise dos dados geocronológicos acima mencionados mostram claramente tanto a existência de amplas áreas arqueanas presentes no Craton do São Francisco, quanto núcleos menores, também referíveis ao Arqueano, dispersas por outras partes da área estudada.

Quando examinadas as isócronas Rb-Sr com idades arqueanas, disponíveis na literatura, para a referida região, constata-se que as mesmas exibem baixa relação Rb^{87}/Sr^{86} , normalmente inferiores a 2,0 ou 2,5.

Esta é uma das características das litologias arqueanas, no caso de ortoderivadas, como demonstrado por Barber et al. (1979) e Moorbath et al. (1986). Deste fato resulta que estas litologias mesmo quando migmatizadas e remigmatizadas não sofrem incremento substancial desta relação, como também pode ser visto em Peterman (1979).

5.3. ASSOCIAÇÕES LITOLÓGICAS DE ACREÇÃO E DE RETRABALHAMENTO DO PROTEROZÓICO INFERIOR (Complexo Amparo)

Durante o Proterozóico Inferior, as litologias originais do Arqueano foram modificadas tanto pela geração de associações primárias, através da intrusão de granitóides caracterizando acreção vertical, quanto pela geração de associações secundárias, resultantes de retrabalhamento crustal da associação original por eventos tectônicos ou tectonometamórficos.

5.3.1. Associações Litológicas de Retrabalhamento

São representadas pelas associações migmatíticas do Complexo Amparo, resultantes do retrabalhamento das associações litológicas do Complexo Barbacena e, subordinadamente, do Complexo Guaxupé. Os processos mais efetivos em termos de modificações das litologias pretéritas durante o Proterozóico Inferior são, principalmente, fenômenos anatéticos.

As relações de contato dos migmatitos do Complexo Amparo com as litologias Arqueanas dos Complexos Barbacena e Guaxupé e com as associações migmatíticas Brasileiras do Complexo Pinhal são tanto tectônicas quanto transicionais. Neste caso, a transição se dá pela redução progressiva do efeito da migmatização transamazônica sobre as litologias Arqueanas, e, com o Complexo Pinhal, pelo efeito progressivo da migmatização Brasileira sobre os migmatitos do Complexo Amparo.

Desta forma, a associação migmatítica do Complexo Amparo corresponde a uma intrincada unidade resultante de várias fases de anatexia sobre rochas mais antigas, o que leva à destruição, em maior ou menor grau, das estruturas pretéritas. Como o processo anatético é um processo irregular, controlado pela temperatura, pela estrutura das rochas pré-existentes e pela composição e teor de água disponível, é comum a ocorrência, nos migmatitos do Complexo Amparo, de porções maiores de rochas dos Complexos Barbacena e Guaxupé, parcial ou totalmente poupados neste processo. Em tais áreas, é característica a recristalização mais ou menos intensa das litologias Arqueanas, via de regra, acompanhada da intrusão de diques ou veios geralmente pegmatóides. Exemplos de ocorrência destes núcleos situam-se em cortes de rodovia a cerca de 2km de Monte Sião, no sentido para Inconfidentes; na divisa dos Estados de São Paulo e Minas Gerais, ao longo da rodovia Itapira-Ouro Fino; em vários trechos das rodovias Machado-Poço Fundo, Machado-Campestre; a norte de Jacuí e, sendo ainda frequentes, ao sul do Rio Grande, na região nordeste da área investigada.

A variedade de rochas migmatíticas do Complexo Amparo é grande devido à diversidade das estruturas migmatíticas presentes e aspectos petrográficos do neossoma/leucossoma, no que diz res-

peito à textura, composição mineralógica e estruturas internas.

Embora estes migmatitos apresentem quase todos os tipos de estruturas migmatíticas conhecidas, a predominância generalizada cabe aos metatexitos com estruturas estromáticas, com neossomas dispostos paralelamente à foliação do paleossoma e que localmente evoluem para tipos flebítico e mesmo nebulítico. O paleossoma, como referido anteriormente, está representado essencialmente pelas litologias do Complexo Barbacena e, subordinadamente, do Complexo Guaxupé.

Numa primeira aproximação, pode-se destacar os seguintes tipos principais de migmatitos presentes no Complexo Amparo:

Migmatitos Estromáticos

São rochas bandadas, caracterizadas por leitos leucossômicos, concordantes com a foliação da rocha e de grande persistência, exibindo continuidade por até vários metros ou mesmo dezenas de metros (Fotos 2 e 3). A sua espessura varia de milimétrica até decimétrica. O seu espessamento é também variável sendo desde centimétrico a decimétrico. Em alguns casos, os leitos mais extensos e espessos estão decompostos em segmentos menores através de estruturas de boudinagem com a geração de pequenas porções pegmatóides nas zonas de rompimento. Os leitos podem ser homogêneos em toda sua espessura ou conter outros leitos, também milimétricos, enriquecidos em biotita e dispostos paralelamente à foliação geral da rocha. Nos contatos nítidos, é comum a ocorrência de microleitos com espessuras milimétricas de melanossoma predominantemente biotítico, se bem que não falem os constituídos por biotita e hornblenda ou mesmo predominantemente hornblendíticos. Os leitos leucossômicos podem exibir tanto estrutura maciça, granular, quanto foliada, caso predominante.

É frequente o arranjo das bandas obedecer a uma alternância de camadas mais espessas e de conjuntos de bandas mais finas que determinam, por seu espaçamento muito pequeno, camadas de composição predominantemente leucossômica. Separando os leitos leucossômicos ocorrem camadas de espessura variável, geralmente maior que a dos leucossomas, constituídas essencialmente, por mesossomas mesocráticos de cor escura. Mais raro é a ocorrência de resistados do paleossoma e neste caso dominam as composições diorítica, anfibolítica ou mesmo hornblendítica. Localmente são constituídos

por nódulos ou leitos boudinados a discóides de diopsiditos, mais ou menos uralitizados. Feição geral dos leitos e camadas inter-leucossômicas é o seu persistente caráter foliado.

A cor geral dos leucossomas é predominantemente cinza-clara ou esbranquiçada, às vezes com tonalidades rosadas, e só localmente rósea, vermelho carne ou esverdeada, de acordo com as cores pretéritas dos paleossomas. Apresentam composição granodiorítica a granítica ou mesmo tonalítica, com biotitas neoformadas constituindo desde traços, nos de composição granítica, até 4-5% em volume nos termos tonalíticos. No global, mostram textura equigranular a ligeiramente inequigranular, de granulação média com variações para termos grosseiros. Microscopicamente, exibem textura granoblástica com sinais de deformação pós-cristalina, com grãos minerais microfraturados, microgranulados e com forte extinção ondulante. Mostram, igualmente, nítidos efeitos diaforéticos evidenciados pela cloritização parcial da biotita neoformada e frequente saussuritização do plagioclásio.

Migmatitos Dobrados

Este tipo de migmatito apresenta basicamente a mesma organização estrutural dos migmatitos estromáticos. Entretanto, são caracterizados por dobras de amplitude variada, centimétricas a decimétricas, com planos axiais de disposição paralela e persistente (Fotos 4 e 5). Nos ápices das dobras é comum a geração de núcleos neossômicos maiores, algumas vezes com feições pegmatóides, nos quais há a cristalização de máficos tanto com disposição caótica quanto paralelamente ao plano axial da dobra. Em outras vezes, a refusão nestes locais é mais intensa, levando a uma destruição parcial dos ápices de dobras dos leitos escuros, predominantemente mesossômicos.

A composição destes leucossomas é igualmente, granodioríticas a graníticas e, algumas vezes, tonalíticas, com cores predominantemente cinza-clara a esbranquiçada, podendo ainda ser rosada, avermelhada ou esverdeada. A textura pode variar ao longo de um mesmo leito. Assim, são predominantemente granoblásticos, com granulação grosseira nos ápices das dobras, onde normalmente são enriquecidos em feldspatos. Microscopicamente, os flancos leucos-

sômicos exibem efeitos deformacionais intensos, com cristais principalmente de feldspatos e quartzo achatados e estirados, iso-orientados, parcialmente recristalizados.

Migmatitos Flebíticos

Este tipo estrutural é caracterizado por um dobramento mais cerrado, acompanhado de transposição incipiente que leva ao rompimento parcial dos leitos neossômicos. Através deste processo são gerados leitos neossômicos com comprimento centimétrico a decimétrico com formas fusiformes tanto arqueadas, sob forma de meia lua, simétricas ou assimétricas, quanto de sigmóides ou ainda arqueadas contendo duas ou mais dobras de pequena amplitude (Foto 6). Nos espaços entre os leitos neossômicos rompidos é comum a geração de porções neossômicas com estruturas nebulíticas e elevada homogeneidade composicional. O rompimento dos leitos também afeta as camadas mesossômicas, escuras, de tal modo que são comuns porções de rochas nos quais ocorrem fragmentos leucossômicos e mesossômicos em matriz predominantemente neossômica, nebulítica, de contatos difusos.

Nestes migmatitos, à semelhança dos tipos dobrados, os mobilizados dos núcleos arqueanos têm, frequentemente, um zoneamento com uma parte central mais pegmatóide ou de granulação mais grossa e uma externa de granulação mais fina e mais rica em máficos. Devido ao estrangulamento das terminações dos leitos flebíticos, sua granulação é mais fina e a textura tende para o tipo granoblástico. O aumento do teor de máficos deve-se à diminuição da taxa de paleossoma e aumento do melanossoma e leucossoma destes migmatitos.

Composicionalmente, os mobilizados são graníticos a predominantemente granodioríticos e apresentam teores normalmente mais elevados de biotita e hornblenda neoformadas do que nos dois tipos neossômicos anteriormente descritos. Quanto à cor, continua o predomínio do cinza claro, ocorrendo também os tipos rosados e avermelhados.

Migmatitos com Dobras Intrafoliares

Neste grupo de migmatitos, bastante frequentes na área,

são comuns dobras intrafoliares com flancos adelgaçados, contínuos ou rompido^os e com ápices espessados (Fotos 7 e 8). Via de regra, o bandamento leucossômico/mesossômico é mais cerrado e a espessura dos leitos é marcadamente menor. No caso de rompimento dos flancos implantam-se, na rocha, leitos ou camadas com forte foliação cataclástica, mais ou menos recristalizada, nas quais ocorre uma tendência à homogeneização composicional devido à mistura mecânica entre os delgados leitos leucossômicos, melanossômicos e mesossômicos. Nestas camadas é comum a segregação, a partir da mistura mecânica, de pequenas lentes e manchas milimétricas a centimétricas de material neossômico de nova geração.

Os leitos adelgaçados exibem grânulação fina, textura grano-cataclástica e blastomilonítica, parcialmente recristalizada. Estes apresentam cores normalmente mais escuras e mostram-se enriquecidos em máficos, os quais correspondem, principalmente, a palhetas de biotita e de hornblenda deslocadas do melanossoma e intensamente transpostos. Os ápices apresentam composição predominantemente granítica, tendendo à textura ígnea, com núcleos de grânulação mais grosseira, denotando fluxo ou segregação de material dos flancos durante a deformação. A cor destes mobilizados pode ser cinzento esbranquiçados ou rosadas.

Migmatitos Nebulíticos

Ocorrem sempre associados aos migmatitos com estruturas dobradas e flebíticas, exibindo, no conjunto, nítidos zoneamentos estruturais. Embora ocorram com certa frequência, estes migmatitos constituem núcleos arredondados a ovalados de pequenas dimensões, raramente ultrapassando a 50 metros de diâmetro.

Correspondem a um grupo de migmatitos constituído de porções mais homogêneas dadas pela fração neossômica, que é a parte dominante da rocha, e porções heterogêneas representadas por núcleos, manchas, fragmentos, camadas, etc. com estruturas dobradas e flebíticas compostas essencialmente por leucossomas. Nos estágios extremos de mobilização, até mesmo estas porções são quase totalmente destruídas pela sua decomposição em neossomas e resistatos de biotititos, anfibolitos e hornblenditos. Feições comuns, nestas rochas, são figuras de interferência estrutural indicativas de duas ou mais fases de dobramentos e migmatizações, o

que facilita a homogeneização anatética da rocha no último evento devido a sucessivas homogeneizações mecânicas através de transposições que acompanham as fases de dobramento. Através das rupturas tectônicas dos leitos leucossômicos de diversas gerações são originados leitos descontínuos de material claro sob forma de seqmôides, lentes, "cabos de guarda chuvas", microdobras, dobras disruptas e ocelos policristalinos.

Ocorre, desta forma, a superposição de estruturas flebíticas/dobradas com leucossoma de composição granodiorítica a granítica de granulação média a grossa. Apresentam tonalidades claras, em uma matriz nebulítica de composição granodiorítica a tonalítica enriquecida em máficos, de granulação média a fina e com cores mais escuras (Fotos 7, 8 e 9).

5.3.2. Associações Litológicas de Acreção

Correspondem às rochas do Complexo Amparo responsáveis pelo crescimento da crosta siálica durante o Proterozóico Inferior. Resultam da acreção vertical de magmas granitóides de natureza, essencialmente, calco-alcalina.

Foram reconhecidas, até o momento, apenas três ocorrências maiores, representadas pelo complexo granítico Porto dos Mendes e pelos corpos ortognaissicos de São Gonçalo do Sapucaí e Cristália. Encontram-se embutidos tanto nos metassedimentos do Complexo Andrelândia/Itapira quanto nas associações gnáissico-migmatíticas dos Complexos Barbacena e Amparo.

A evolução geológica destes corpos tem muito a ver com o domínio geotectônico em que se encontram. Assim, o complexo granítico Porto dos Mendes, situado no sul do Craton do São Francisco, não foi afetado pelo evento tectonometamórfico do Ciclo Brasileiro e guardam, portanto, as suas características textural-estruturais primárias. Já, os corpos de São Gonçalo do Sapucaí e Cristália, localizados fora do domínio cratônico, foram afetados e transformados em ortognaisses durante aquele evento metamórfico. Por este motivo, estes dois grupos litológicos serão aqui descritos individualmente.

Granitóides Porto dos Mendes

Sua porção sul, incluída na área investigada, encontra-se representada predominantemente por termos inequigranulares de com posição monzogranítica, com variações locais para granodioritos, e cores cinza-clara a esbranquiçada. Associados a eles ocorrem sienogranitos e monzogranitos equigranulares, de cores cinzenta a rosadas, constituindo corpos de pequenas dimensões e irregularmente distribuídos. As relações de contato entre eles, embora de difícil observação, manifesta-se de forma brusca, intrusiva, com os tipos equigranulares cortando os inequigranulares.

Exibem no geral estruturas maciças, isotrópicas, com fracos sinais de e feitos cataclásticos. Apenas nos extremos sul e ocidental do corpo granítico ocorrem algumas faixas de granitóides afetados por intensas deformações cataclásticas.

Nas bordas do maciço são frequentes a presença de xenólitos gnáissicos e migmatíticos correlacionáveis às litologias e ncaixantes, ou seja, dos Complexos Barbacena e Amparo. Os xenólitos são de dimensões variáveis, normalmente entre decimétricas a submétricas, com formas predominantemente angulosas.

Abriga também no seu interior considerável número de diques de diabásio, os quais apresentam formas tipicamente tabulares e espessuras normalmente submétricas a métricas. Descrições mais ou menos detalhadas destas rochas básicas são devidas a Cavalcante et al. (1979) e Machado Filho et al. (1983).

Os termos inequigranulares apresentam texturas porfiríticas, mais ou menos discretas, caracterizadas por grande heterogeneidade na quantidade e distribuição dos fenocristais em meio a uma matriz com granulação média a média-grossa.

Os fenocristais estão representados essencialmente pelo microclínio, de cor esbranquiçada a levemente rosada, e só raramente pelo plagioclásio com tonalidades cinzento-esbranquiçadas. Apresentam-se irregularmente distribuídos, ora concentrados em determinadas porções da rocha ora com baixa frequência e caoticamente dispersos, situação essa mais comum. Suas dimensões são variáveis, de 0,5 a 5cm, ao longo da maior dimensão, predominando os com tamanho médio entre 1 e 2cm. Apresentam formas retangulares a

quadradas, ou mesmo arredondadas, com frequentes sinais de corrosão magmática, além de estarem, as vezes, envolvidos parcialmente por uma cinta de biotita. Microscopicamente, o microclínio apresenta nítida geminação em grade, é rico em pertitas de veios, bem como em inclusões de biotita. O plagioclásio é zonado e está representado pelo oligoclásio, o qual apresenta efeitos de saussuritização mais pronunciada que os plagioclásios da matriz. Tanto os fenocristais de microclínio quanto os de plagioclásio mostram sinais de deformações pós-cristalinas, encontrando-se microfraturados, microgranulados e mesmo com extinção ondulante.

A matriz apresenta composição bastante homogênea, basicamente do tipo monzogranítica e localmente granodiorítica. As maiores variações locais na composição global destas rochas, estão relacionadas às oscilações nos teores dos megacristais. Microscopicamente, a matriz exhibe textura hipidiomórfica, algo cataclástica, e constituída essencialmente por quartzo, microclínio e plagioclásio em proporções aproximadamente equivalentes. Os máficos encontram-se representados pela biotita e muito restritamente pela hornblenda, esta associada aos termos granodioríticos. Como acessórios ocorrem principalmente a apatita, titanita, zircão, allanita e opacos. Minerais secundários são relativamente frequentes e são constituídos pelo epidoto, sericita, clorita, albita e carbonatos. O quartzo é anédrico e ocorre tanto ocupando posições intersticiais quanto constituindo agregados subcentimétricos, quase sempre com forte extinção ondulante. O microclínio mostra-se em cristais anédricos a subédricos, geralmente com pertitas em filmes e veios. O plagioclásio é do tipo sódico, representado pelo oligoclásio, com formas subédricas e frequentemente zonados. Em geral encontram-se com os núcleos parcialmente saussuritizados. A biotita apresenta porcentagem variando entre 2-3% a cerca de 10%, ocorre na forma de palhetas isoladas ou agregadas e dispersas caoticamente ou circundando os cristais maiores de feldspatos. A biotita pode estar parcialmente cloritizada. Dentre os acessórios, merece destaque ao fato das allanitas apresentarem dimensões, por vezes, superiores a 0,5cm.

Os granitóides equigranulares apresentam granulação fina a média, textura microscópica hipidiomórfica a predominantemente

alotriomórfica. Composicionalmente, correspondem, como já mencionado, a sienogranitos e monzogranitos. Apresentam uma constituição mineralógica simples, basicamente com quartzo anédrico, oligoclásio subédrico a anédrico com efeitos de saussuritização, microclínio xenomórfico com pertitas, e pobres em biotita. Na qualidade de minerais acessórios estão presentes titanita, apatita, zircão, allanita e opacos.

Nas faixas cataclásticas, os granitóides, exibem texturas porfiroclásticas com matriz fina, tanto do tipo mortar quanto do tipo flaser. Os porfiroclastos estão representados ou por grãos maiores de microclínio ou por agregados quartzo-feldspáticos, os quais são contornados por uma fração mais fina, com aspecto fluidal, por vezes totalmente pulverizadas, ricas em minerais félsicos e palhetas de biotita, além de sericita, epidoto e algum carbonato.

Ortognaisses

Os ortognaisses resultam do metamorfismo que agiu sobre corpos ígneos de dimensões batolíticas e de estruturas complexas, polidiapíricas.

Atualmente são representados por termos estruturalmente muito variáveis que incluem desde rochas fracamente deformadas, de foliação espaçada, mais ou menos incipiente, até termos miloníticos, ultramiloníticos e blastomiloníticos.

Esta deformação resulta da superposição das faixas de cisalhamento brasileiras sobre rochas originalmente transamazônicas. Tal asservativa resulta de dados geocronológicos e geológicos que serão discutidos mais adiante, em itens específicos. Devido ao caráter frequentemente incipiente desta deformação é, ainda, possível resgatar a natureza litológica pretérita dos ortognaisses e suas relações mútuas. Assim, as litologias pré-deformação brasileira incluem, essencialmente, granitóides porfiróides e equigranulares de cor, composição e granulação variáveis. Quanto a cor são predominantemente cinzentos e esbranquiçados, a subordinadamente rosados. Composicionalmente, dominam termos monzograníticos e granodioríticos, se bem que, localmente, ocorram tipos quartzo-dioríticos e graníticos. Comum é a presença de diques, len

tes ou nódulos de rochas máficas e ultramáficas, com espessuras variáveis entre centimétricos e metros.

Entre os termos equigranulares dominam os de granulação média, enquanto os termos porfiróides apresentam matriz de grã média a grossa, nos quais se inserem quantidades variáveis de megacristais centimétricos.

Além destes termos isotrópicos ocorrem também, subordinadamente, rochas mais ou menos foliadas e localmente migmatizadas. Estas duas feições são mais antigas que a foliação de transposição cataclástica brasileira que gerou os ortognaisses como aqui considerados, mas cuja idade real das duas referidas feições não pode ser melhor precisada.

No conjunto, as diferentes litologias ortognaissicas constituem camadas, lentes e corpos maiores com formas ovaladas, alongadas, dispostas concordantemente com a foliação regional. Suas dimensões são amplamente variáveis, apresentando espessuras de alguns metros a centenas de metros no caso das camadas e lentes, e até quilométrica para os corpos ovalados. Estas litologias apresentam, entre si, contatos predominantemente bruscos, não faltando, entretanto, contatos gradacionais.

Cabe ainda ressaltar o fato dos ortognaisses apresentarem com frequência intercalações de rochas metassedimentares. Como exemplo pode-se citar as intercalações de delgadas lentes de muscovita-quartzitos nos ortognaisses do corpo de Cristália, presentes na altura do km 35 da rodovia Itapira-Lindóia. Igualmente, na porção norte e noroeste do corpo ortognaissico de São Gonçalo do Sapucaí pode-se observar um grande número de intercalações de lentes de quartzitos e paragnaisses, bem como de fragmentos de metassedimentos diversos englobados pelos ortognaisses.

Uma das características dos ortognaisses é a grande variabilidade nas suas estruturas. Estas resultam da configuração de três fatores, a saber:

- Natureza das litologias pretéritas. Estas são representadas, como já mencionado, por granitóides equigranulares e porfiróides maciços, mais ou menos ricos em enclaves básicos; granitóides equigranulares e porfiróides foliados e granitóides equi

granulares e porfiróides foliados e parcialmente migmatizados.

- A intensidade de deformação, a qual varia de fraca a intensa.

- A distribuição espacial da deformação, que pode ser tanto homogênea quanto heterogênea, neste caso caracterizada por estreitas zonas adjacentes de intensidade de deformação muito diferentes.

Da combinação destes três fatores resulta o quadro estrutural delineado logo abaixo e que será objeto de descrição detalhada no capítulo dedicado às faixas de cisalhamento dúcteis brasileiras.

DEFORMAÇÃO Intensidade/ Distribuição	ROCHAS PRETÉRITAS		
	Maciças	Foliadas	Migmatíticas
INCIPIENTE Homogênea/ Heterogênea	Foliação grosseira. (Foto 22)	Foliação grosseira com figuras de interferência. (Foto 25)	Migmatítica com orientação parcial dos níveis de mobilizados. (Foto 32).
INCIPIENTE/ INTENSA Heterogênea	Foliação* e micrólitos de rochas isotrópicas. (Foto 23)	Foliação* e micrólitos de rochas com foliação mais ou menos discordante. (Foto 26)	Foliação* e micrólitos de migmatitos. (Foto 31).
INTENSA Heterogênea	Listrada/Banda-da.	Listrada/Bandada (Foto 27)	Bandada. Composicionalmente heterogênea. (Foto 31).
INTENSA Homogênea	Embrechítica (Foto 24)	Embrechítica	Bandada/Embrechítica. Composicionalmente heterogênea. (Fotos 28 e 29)

* com intensidade variável.

Parte das estruturas supra descritas mostram uma complexidade adicional introduzida por uma migmatização sin- a pós-deformacional, caracterizada pelos seguintes aspectos:

A migmatização sin-transposição consiste essencialmente na geração de filetes, delgados leitos ou lentes com espessuras

subcentimétricas a decimétricas, dispostas concordantemente com a nova foliação da rocha. Estes mobilizados apresentam contatos nítidos com o paleossoma e encontram-se normalmente envoltos por uma bainha de biotitas. A textura é granular, do tipo ígnea, mas com a presença de uma foliação mais ou menos conspícua. Geneticamente correspondem a leucossomas de segregação e guardam as cores gerais das rochas a que estão associadas.

A migmatização pós-transposição se manifesta sob a forma de diques, vênulos, lentes, leitos e bolsões com dimensões extremamente variáveis, dispostos concordantemente ou discordantemente em relação à foliação das rochas. Resultam tanto de processos anatéticos quanto da injeção de neossomas graníticos. Exibem estruturas maciças e texturas ígneas, com granulações desde média até pegmatóides. No caso da anatexia, esta apresenta como característica principal a destruição progressiva da foliação presente nos ortognaisses. Uma descrição mais detalhada a cerca desta fase de migmatização será fornecida no item referente aos migmatitos brasileiros.

Dentre os ortognaisses, os termos porfiróides são mais frequentes que os tipos equigranulares, sobretudo no corpo de São Gonaço do Sapucaí.

A composição global dos ortognaisses porfiróides é monzogranítica a predominantemente granodiorítica. A cor destas rochas variam de cinza média a cinza clara e menos comumente rosadas. O teor e distribuição dos megacristais é amplamente variável, perfazendo desde cerca de 5% do total das rochas até ao redor de 40%, prevalecendo na média os termos entre 10 e 15%. Nos leitos mais enriquecidos, os megacristais acabam se unindo, formando rosários ou mesmo delgadas lentes feldspáticas. Estão representados predominantemente pelo microclínio, ao lado de menores quantidades de plagioclásio, o qual pode mesmo faltar. Exibem cores cinza esbranquiçada, cinza esverdeada ou rosada. As dimensões chegam até a 10cm de comprimento, predominando os com tamanhos médio entre 2 e 3cm, e são alongados, ovalados, fusiformes, dobrados e em alguns casos retangulares, quadrados e arredondados. Nas rochas finalmente foliadas tornam-se estrangulados, arredondados com longas caldas ou mesmo pulverizados, onde são totalmente destruídos.

Os megacrístais encontram-se quase sempre envoltos, parcial ou totalmente, por uma delgada cinta de máficos. Também incluem com frequência palhetas de biotita. Microscopicamente, exibem bordas irregulares, e normalmente se encontram microgranulados com as fraturas abertas e preenchidas por quartzo, biotita e minerais secundários. Os megacrístais de microclínio são pertíticos, com pertitas em filmes, veios e manchas. Os de plagioclásio encontram-se geralmente com alto grau de saussuritização e quase sempre evidenciando zoneamento normal.

A matriz apresenta textura geral grano-cataclástica com boa recristalização e granulação média a média-grossa. A sua composição mais frequente situa-se entre granodiorítica a quartzodiorítica e com teores normalmente elevados de máficos, os quais podem atingir até 30% da matriz. Os minerais félsicos apresentam proporções variáveis de quartzo, plagioclásio e microclínio, em função de natureza composicional da matriz. O plagioclásio é do tipo oligoclásio e pode chegar a andesina nas matrizes quartzodioríticas. Dentre os máficos predominam a biotita, ao lado de quantidades menores de hornblenda. O efeito retrógrado, nestas rochas, é pronunciado e está caracterizado pelas reações hornblenda → biotita → clorita e pela abundância dos minerais secundários, representados pelo epidoto, sericita, clorita e carbonatos.

Os ortognaisses equigranulares compõem, normalmente, corpos com dimensões menores que os representados pelos porfiróides. Dentre os termos equigranulares, aqueles com dimensões mais expressivas apresentam composição granodiorítica a predominantemente monzogranítica e exibem cores tanto cinzentas quanto rosadas. Os tipos tonalíticos e, mais raramente, quartzodioríticos, ocorrem com certa frequência, mas sempre constituindo corpos de dimensões reduzidas. Suas cores oscilam entre cinza-claro a cinza-médio, para os do primeiro grupo, e cinza escuro, para os últimos.

A textura geral destas litologias equigranulares é grano-cataclástica, de granulação média com variações tanto para fina quanto para grossa, sendo que os termos tonalíticos e quartzodioríticos apresentam as granulações mais finas.

A mineralogia é simples e está representada basicamente por quartzo, plagioclásio, microclínio, com proporções que variam

em função do tipo petrográfico, e como máficos a biotita e hornblenda. O quartzo, presente em todas as variedades petrográficas, mostra-se bastante afetado por efeitos deformacionais. O plagioclásio, também sempre presente, é praticamente o único feldspato presente nos tonalitos e quartzo-dioríticos, quase sempre com elevado grau de saussuritização. O microclínio, podendo estar ausente, é pertítico. Os máficos são menos frequentes, comparativamente, em relação aos gnaisses porfiróides, predominando entre eles a biotita que pode variar de cerca de 1% a no máximo 7-8% nos termos granodioríticos e graníticos, e exibir teores mais elevados nos gnaisses quartzo-dioríticos e tonalíticos. Os acessórios são os normais para rochas de natureza calco-alcalina e estão representados pela apatita, titanita, zircão, allanita, opacos e raros cristais de granada.

5.3.3. Principais Fases de Deformação

A datação de unidades litoestratigráficas através da indexação cronológica das fases de deformação tem sido muito utilizada em áreas cristalinas pré-cambrianas. Mas, na verdade, este critério encontra patentes limitações quando se trata de investigação de unidades da infra-estrutura, de evolução policíclica. Basta citar que a intensa foliação de transposição presente nos ortognaisses do Complexo Amparo, anteriormente descrita, foi atribuída ora ao Arqueano (Hasui, 1983) ora ao Proterozóico Inferior (Artur e Wernick, 1984; Fiori, 1979; Zanardo, 1987) ou, então, ao Proterozóico Superior (Campos Neto e Basei, 1983a, b; Campos Neto et al., 1984a, b).

No intuito de melhor precisar as fases principais de deformação, vinculadas ao Proterozóico Inferior, foi realizado um programa de datações geocronológicas das fases de mobilizados a elas associadas. Desta maneira, foi possível o reconhecimento de pelo menos duas importantes fases de deformação, ambas envolvendo dobramentos intensos, acompanhadas de transposição, assim caracterizadas:

- A fase de deformação mais antiga, identificada na área, ocorre em micrólitos de migmatitos com estruturas estromáticas. O seu paleossoma exhibe, internamente, pequenas dobras isoclí-

nais com foliação plano axial, bem como dobras intrafoliares, disruptas, desenhadas por leitos de gnaisses anteriormente bandados ou migmatíticos. Datação efetuada em mobilizados estromáticos desses migmatitos (Foto 2) do afloramento ATD-43, situado no km 4,5 da rodovia Amparo-Monte Alegre do Sul, forneceu idade aproximada de 2200 m.a. (Figura 18). Valor semelhante foi obtido por Artur (1980) em mobilizados estromáticos de outro migmatito localizado nas proximidades de Jacutinga.

- A segunda fase de deformação reconhecida caracteriza-se por nova foliação de transposição, a qual, normalmente, é acompanhada do surgimento de mobilizados ao longo dos planos de foliação. A identificação desta fase de deformação deve-se ao fato da mesma afetar migmatitos estromáticos da fase anteriormente descrita. Assim, dependendo da intensidade de atuação da nova transposição sobre os migmatitos pré-existentes, estes serão progressivamente transformados em migmatitos com estruturas dobradas, flebíticas e nebulíticas, que em casos extremos são transformados em gnaisses embrechíticos. Neste último caso, pode, pela geração de novo mobilizado sin-transposição, gerar novos migmatitos com estruturas acamadas. Datações realizadas em mobilizados de migmatitos que apresentam esta fase de deformação forneceram idades, aproximadamente, ente 1800 e 1900 m.a. (Figuras 19, 20 e 21). Resultado compatível, com os acima referidos, foi apresentado por Artur (1980) para mobilizados de migmatitos da pedreira Triângulo, na região de Itapira.

Ao lado das duas mencionadas fases, podem, entretanto, ocorrer fases locais de dobramentos, quer vinculadas ao Proterozóico Inferior, quer a eventos deformacionais mais novos, no caso do Ciclo Brasileiro. Este último caso fica patente, por exemplo, em rochas do Complexo Amparo redobradas através de dobras com planos axiais sub-horizontais por influência da falha de empurrão de Socorro, como pode ser observado nas imediações de Monte Alegre do Sul.

5.3.4. Geocronologia

Datações geocronológicas indicativas de processos tectono-metamórficos relacionados ao Proterozóico Inferior, de litolo-

gias da região sul do Estado de Minas Gerais e áreas adjacentes do Estado de São Paulo, são muito reduzidas e devidas a Artur (1980), Cordani et al. (1987) e Teixeira (1985).

A semelhança dos dados para o Arqueano, as amostras estudadas situam-se, tanto no Craton do São Francisco, quanto em áreas externas à esta unidade geotectônica.

Quanto à área cratônica, as determinações de Cordani et al. (1987) e Teixeira (1985) em migmatitos, ortognaisses e granitóides revelaram a existência de fenômenos de acreção vertical, migmatização e metamorfismo atribuíveis ao Proterozóico Inferior. Estes fenômenos desenvolveram-se geograficamente numa estreita faixa da borda sul do Craton do São Francisco. Temporalmente os eventos concentram-se entre 2,2 e 1,8 b.a.

Fora da área cratônica, cabe destaque para a isócrona de referência de Wernick et al. (1976), para rochas da região entre Amparo e Estiva, e para as determinações de Artur (1980) em ortognaisses e migmatitos dos arredores de Itapira. Estes dados flutuam num intervalo entre 2,2 e 1,9 b.a.

Visando uma melhor caracterização da distribuição dos eventos tectonometamórficos/magmáticos atribuíveis ao Proterozóico Inferior, na área fora do Craton do São Francisco, foram elaboradas sete novas isócronas Rb-Sr e Pb-Pb. Estas isócronas referem-se a seis afloramentos situados nos arredores de Lindóia, Monte Alegre do Sul, Amparo, Monte Sião, Silvianópolis e São Gonçalo do Sapucaí. Para fins de caracterização de processos de migmatização e atividades magmáticas foram examinadas, tanto mobilizados de migmatitos, quanto ortognaisses granitóides.

Datação de Mobilizados

Na tentativa da caracterização de fenômenos policíclicos, todos os mobilizados amostrados provenieram de migmatitos com uma ou duas foliações, excluindo a foliação de transposição cataclástica brasileira, que afeta, com maior ou menor intensidade, todas as rochas da região investigada. Nestes migmatitos, a coleta das amostras foi executada tanto em leitos leucossômicos foliados, paralelos à última foliação pré-cataclase, quanto em leitos

leucossômicos, também foliados, de micrólitos poupados pela última foliação pré-cataclase. Estes micrólitos são caracterizados pela existência de uma foliação discordante em relação à foliação principal do migmatito e que se apresenta, ora constituindo figuras sigmoidais, ora desenhando dobras isoclinais ou intrafoliares. A descrição de cada afloramento amostrado, bem como dos resultados obtidos, pode ser assim resumida:

- Afloramento ATD-43. Localiza-se no km 4,5 da rodovia pavimentada que liga Monte Alegre do Sul a Amparo. Este afloramento é constituído por um migmatito estromático do Complexo Amparo, que grada lateralmente para termos com estruturas dobradas, conforme a sequência das Fotos 2, 4 e 5. Os mobilizados estromáticos compõem leitos com espessuras desde milimétricas até decimétrica e apresentam grande persistência longitudinal. São de composição granítica, mediantemente foliados e com microleitos de melanossoma, tanto internamente quanto nos contatos com o paleossoma mesossômico. Localmente encontram-se cortados por veios e diques de neossoma de injeção, os quais exibem granulação grosseira, composição sienogranítica, estruturas maciças e cores rosadas.

Para este afloramento foram coletadas frações dos mobilizados estromáticos, do mesossoma e dos neossomas de injeção. Os resultados obtidos encontram-se representados na Figura 18. Assim, o mobilizado estromático forneceu idade de 2180 ± 100 m.a. com razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (R.I.) igual a $0,7160 \pm 0,0008$. A referida razão inicial, relativamente elevada, deve evidenciar retrabalhamento isotópico de material mais antigo e com vida crustal anterior bastante longa. Esta consideração encontra certo respaldo, tendo-se em vista que dois afloramentos dos arredores de Amparo (distantes cerca de 5km do afloramento ora analisado) forneceram, conforme discutido anteriormente, idades arqueanas. O MSWD da ordem de 5,93, caracterizando o diagrama como correspondendo a uma erro crona, poderia representar uma possível contaminação do material datado por pequenas frações do mesossoma, o que aliás, é difícil de ser evitado. Também o reduzido número de pontos analisados, aliado à pequena variação na relação $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$, contribuiriam para a elevação daquele valor.

O mesossoma conta com apenas duas determinações. A dis-

FIGURA 18 - Errôcrona Rb-Sr para mobilizados de migmatito estromático do Complexo Amparo e dados para outras frações da rocha. Afloramento ATD-43, situa do no km 4,5 da rodovia que liga as cidades de Monte Alegre do Sul a Amparo.

posição de seus pontos no diagrama mostra certa tendência em definir uma reta paralela à do seu mobilizado, portanto de mesma idade, mas com menores valores das relações $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$. Este fato sugere um retrabalhamento isotópico, naquela época, inclusive para o mesossoma, sendo que o mobilizado estromático, pelas suas características eutéticas, teria se enriquecido isotopicamente. Contudo, estas considerações e outras possíveis, estariam na dependência de estudos geocronológicos de um maior número de amostras, principalmente do mesossoma.

Também para os neossomas de injeção são apresentadas apenas duas determinações. Estes são, como já mencionado, nitidamente posteriores aos migmatitos estromáticos. Embora o valor de 880 m.a., para uma razão inicial igual a 0,719, corresponda a uma idade aparente, sugere um envolvimento com eventos relacionados ao Proterozóico Superior, o que é perfeitamente admissível pela sua situação geográfica que representa domínio de intensas atividades magmáticas e migmáticas ocorridas durante o Ciclo Brasileiro.

O resultado do referido mobilizado, acima discutido, coaduna-se com um obtido por Artur (1980; Fig. 22) em mobilizados de migmatitos estromáticos junto à divisa entre os Estados de São Paulo e Minas Gerais, ao longo da rodovia Itapira-Ouro Fino. Este mobilizado apresentou idade de 2230 ± 39 m.a., razão inicial igual a $0,708 \pm 0,0007$ e um MSWD da ordem de 0,17.

- Afloramento ATD-48. Situa-se em pedreira abandonada na altura do km 10 da rodovia Lindóia-Socorro. Corresponde a um migmatito estromático do Complexo Amparo, constituído pela alternância de leitos contínuos de paleossoma de hornblenda-biotita gnaiss, mais ou menos mesossômicos, e lente e leitos descontínuos de mobilizados com comprimentos centimétricos a decimétricos e espessuras milimétricas a centimétricas, dispostos concordantemente à foliação principal da rocha. São de composição granodiorítica, discretamente foliados e geralmente envolvidos por delgada bainha melanossômica de composição essencialmente biotítica. No migmatito ocorrem, localmente, micrólitos de outro migmatito estromático, cuja foliação desenha estruturas sigmoides e indicativas da existência de migmatização pretérita à implantação da fo-

liação e migmatização principais da rocha. Todo o conjunto encontra-se ainda cortado por veios e diques de neossomas graníticos, róseos, equigranulares, não deformados.

Neste afloramento foram analisados tanto o mobilizado paralelo à foliação principal do migmatito, quanto o material mesossômico (Figura 19). A separação do material leucossômico foi dificultada por suas reduzidas dimensões. Cinco frações dos mobilizados, assim separados, determinaram uma idade de 1860^{+75} m.a. e $R.I. = 0,7055^{+0,0006}$. A razão inicial, elevada, é aqui interpretada como indicativa de mais de um retrabalhamento crustal, conforme sugere a estrutura da rocha. O MSWD de 8,91, bastante alto, reflete, provavelmente, os problemas de separação do leucossoma do adjacente mesossoma, como mostra o posicionamento das amostras no diagrama da Figura 19.

- Afloramento ATD-49. Encontra-se localizado no km 14,5 da rodovia Londóia-Socorro. Trata-se de um migmatito flebítico do Complexo Amparo. O paleossoma corresponde a um hornblenda-biotita gnaiss, de cor cinzenta, com frequentes intercalações de delgados leitos anfibolíticos. O leucossoma apresenta composição granítica, granulação média e discretamente foliado. Nos ápices das dobras, desenhadas pelos leucossomas, ocorre o início de nova segregação com a produção de material granítico mais grosseiro e menos deformado que o restante do leucossoma. Cabe ressaltar que, neste afloramento não foi possível o reconhecimento de estruturas ou mobilizados pretéritos.

As frações analisadas, para este afloramento, provêm dos leitos de leucossomas dobrados representados na Foto 6, e forneceram idade de 1810^{+60} m.a., com relação inicial igual a $0,7023^{+0,007}$ e MSWD de 1,62, conforme diagrama isocrônico da Figura 20. A razão inicial obtida é sugestiva de uma migmatização agindo sobre material com pequena residência crustal, gerado, provavelmente, durante o próprio Proterozóico Inferior.

Afloramento ATD-2. Situa-se no km 27,0 da rodovia entre Monte Sião e Ouro Fino, cerca de 2,5km da primeira cidade. Está representado por um migmatito do tipo dobrado/flebítico, de estrutura complexa, dada por uma sucessão entre camadas de espessuras variáveis, constituídas por leitos mesossômicos e leucossômicos de

Figura 19 - Errôcrona Rb-Sr de mobilizados de migmatito estromático do Complexo Amparo. Afloramento ATD-48; Pedreira abandonada nas imediações do km 10 da rodovia entre Lindóia e Socorro.

Figura 20 - Isôcrona Rb-Sr de mobilizados de migmatito flebítico do Complexo Amparo. Afloramento ATD-49, situado no km 14,5 da rodovia entre Lindóia e Socorro.

senhando dobras com flancos rompidos e camadas com estrutura planar simples, onde ocorreu a transposição de parte da rocha. Nestas camadas, ora mantém-se com maior ou menor nitidez a estruturação mesossômica/leucossômica das camadas dobradas, ora observa-se uma homogeneização mais ou menos completa da rocha. O processo de dobramento e transposição da rocha é acompanhada de migmatização generalizada, que confere, principalmente, às porções mesossômicas e às porções tectonicamente homogeneizadas, um aspecto nebulítico. Nos ápices das dobras mais espessas, desenhadas pelos leucossomas, inicia-se a geração de novos mobilizados menos deformados e mais grosseiros (Foto 8), que se justapõem aos leucossomas mais antigos.

Neste afloramento foram analisadas, tanto frações do leucossoma das camadas dobradas, quanto do nebulito das camadas de transposição (Figura 21).

As frações de leucossoma, num total de quatro, determinaram uma isócrona com valor de 1740^{+65} m.a. e $R.I. = 0,7037^{+0,0005}$. A idade, algo mais baixa, quando comparadas com as outras determinações já descritas, provavelmente é devida a uma pequena contaminação do leucossoma pelo mobilizado a ele geneticamente associado. De qualquer maneira, parece não haver dúvidas de que o leucossoma deva ser atribuído a uma fase de migmatização ocorrida no Ciclo Transamazônico. A razão inicial é característica de retrabalhamento crustal de material mais antigo e de origem profunda. O MSWD com 2,05 pode ser encarada como normal para rochas migmatíticas desta natureza, ou seja, polifásicas.

A isócrona II, construída a partir de seis frações do nebulito, forneceu idade 880^{+20} m.a. com $R.I. = 0,709^{+0,0002}$. O grupo que melhor define a razão inicial, tem composição granítica, praticamente desprovida de biotita, e as duas amostras mais afastadas (amostras 2.4A e 2.4B) são ricas em concentrados daquele mineral. A razão inicial bastante elevada, pode corresponder à refusão, no brasileiro, do material transamazônico. O valor, algo mais antigo que a migmatização brasileira, como determinado para outros migmatitos do Complexo Pinhal, é devido, provavelmente a uma pequena contaminação por material leucossômico e mesossômico residual presente no nebulito e cuja separação física não foi pos

FIGURA 21 - Isócronas Rb-Sr de dois mobilizados distintos em migmatito dobrado do Complexo Amparo. Afloramento ATD-2; km 27 da rodovia entre Monte Sião e Ouro Fino, situado a cerca de 2km da primeira cidade.

sível. De qualquer forma, a razão inicial e a idade obtida são sugestivas para uma refusão parcial brasileira agindo sobre material transamazônico.

Os valores obtidos para os mobilizados dos migmatitos dos afloramentos ATD-43, ATD-48, ATD-49 e ATD-2 coadunam-se com o resultado apresentado por Artur (1980; Fig. 21), para mobilizados de migmatitos, polifásicos, preservados em micrólito, nos arredores de Itapira. Estes mobilizados forneceram idade de 1918^{+72} m.a., para razão inicial de $0,7113^{+0,0009}$ e MSWD com 0,99.

Datação de ortognaisses

As rochas aqui estudadas pertencem aos corpos ortognáissicos de São Gonçalo do Sapucaí e da Cristália. São apresentados quatro novos dados, sendo que um deles resulta da revisão de uma isócrona de Artur (1980).

Para o corpo ortognáissico da Cristália foi recalculada a isócrona Rb-Sr referente ao afloramento ACAIT-14 de Artur (1980; Fig. 19), que se localiza no km 35,3 da rodovia Itapira-Lindóia. Este afloramento é constituído por dois ortognaisses distintos, além de intercalações de rochas anfibolíticas e delgados leitos de muscovita quartzitos. O termo petrográfico dominante é um biotita gnaiss granodiorítico, porfiróide, com uma intercalação, de cerca de 10 metros de espessura, de outro ortognaisse de composição granítica, equigranular, róseo. Ambos os tipos petrográficos mostram-se discretamente migmatizados. A foliação exibida pelos ortognaisses e rochas associadas refere-se à transposição dúctil relacionada ao Ciclo Brasileiro. A partir dos dois ortognaisses foi construída a isócrona da Figura 22, a qual forneceu idade de 2155^{+28} m.a. e R.I. = $0,7013^{+0,0008}$. A razão inicial encontrada é característica para material primário de origem profunda, sugestiva de geração no próprio Ciclo Transamazônico. O MSWD com cerca de 1,17, aliado aos altos valores das relações Rb^{87}/Sr^{86} , exibida pela isócrona, torna o resultado radiométrico confiável. A disposição das amostras no diagrama com a concentração dos termos porfiróides mais próximos à origem e dos termos equigranulares mais afastados, confirma o caráter diferenciado e polifásico do Complexo Cristália, feição comum de complexos granitóides calco-alcali-

FIGURA 22 - Isócrona Rb-Sr de ortognaisses do Complexo Amparo. Afloramento ACAIT-14, situado no km 35,3 da rodovia entre Itapira e Lindóia (Artur, 1980; recalculado).

nos.

Para o corpo ortognáissico de São Gonçalo do Sapucaí foram estudados dois afloramentos. Um deles localiza-se nas proximidades de Silvianópolis, mais precisamente em uma pedreira abandonada, com acesso no km 87,5 da rodovia que liga Pouso Alegre-Machado.

Este afloramento é constituído por ortognaisse granodiorítico porfiróide, de cor cinza, e encontra-se heterogeneamente afetado pelo cisalhamento dúctil processado durante o Ciclo Brasileiro, como já descrito. Localmente ocorrem faixas ou micrólitos, com espessuras de alguns metros, poupados pela deformação, onde é possível acompanhar a passagem para a rocha intensamente transposta, como pode-se observar na sequência das Fotos 25, 26 e 27.

Para os estudos geocronológicos foram coletadas amostras das porções menos deformadas, equivalentes às expostas na Foto 25. A partir daí foram construídas duas isócronas, uma Pb-Pb e outra Rb-Sr, respectivamente representadas nas Figuras 23 e 24.

Na figura 23 define-se uma isócrona Pb-Pb com valor de 1872 (+504 ou -770) m.a. para um $\mu_1 = 7,985 \pm 0,053$. O elevado erro que acompanha a idade isocrônica, não reflete necessariamente uma imprecisão da isócrona e sim o pequeno intervalo das relações Pb^{206}/Pb^{204} , entre as diferentes amostras. O valor do " μ_1 " encontra-se dentro do intervalo de 7,5 e 8,2, o qual tem sido considerado por Moorbath e Taylor (1981), como característicos para rochas primárias que possuem suas origens no manto superior, neste caso geradas durante o Proterozóico Inferior.

A idade fornecida pela isócrona Pb-Pb é reforçada pela isócrona Rb-Sr da Figura 24, que fornece, para o mesmo material, 1845⁺⁸⁵ m.a.. A relação inicial de $0,7047 \pm 0,0008$, é elevada e poderia indicar para os ortognaisse estudados uma origem a partir de fusão de material mais antigo de crosta profunda. De qualquer maneira, a concordância entre as idades de ambos os diagramas isocrônicos, bem como o baixo MSWD (1,47) no caso do dado Rb-Sr, permite considerar para estas rochas do corpo de São Gonçalo do Sapucaí, uma origem durante o Ciclo Transamazônico.

FIGURA 23 - Isôcrona Pb-Pb de ortognaisse granodiorítico porfiróide do Complexo Amparo. Afloramento ATD-8; Pedreira inativa nas proximidades de Silvianópolis, com acesso no km 87,5 da rodovia Pouso Alegre-Machado.

O outro ortognaisse datado provém de uma pedreira inativa das proximidades sudeste da cidade de São Gonçalo do Sapucaí. As frações estudadas referem-se a um ortognaisse tonalítico, de cor cinza clara, com cerrada foliação de transposição. Sua mineralogia primária é simples, dada por quartzo, plagioclásio (oligoclásio básico), em maior ou menor grau saussuritizados, e cerca de 1 a 4% de biotita, parcialmente cloritizada. Apresenta teores variáveis de minerais secundários, tais como sericita, epidoto e clorita, depositados ao longo dos planos de foliação, bem como de microfraturas.

Os dados analíticos de cinco frações deste ortognaisse (Figura 25), forneceu idade de 1450 ± 120 m.a. com $R.I. = 0,7026 \pm 0,0017$. O valor apresentado pelas determinações parece indicar uma idade mista, dado por um rejuvenescimento isotópico parcial de material mais antigo, durante o Ciclo Brasileiro. Este rejuvenescimento seria devido ao intenso cisalhamento que, via de regra, é acompanhado por considerável percolação de fluídos e consequente geração de minerais secundários, que são depositados ao longo dos planos. Tal processo caracteriza a abertura parcial do sistema, através do seu fracionamento. O valor do MSWD de 3,47, para amostras de um mesmo afloramento, com composição mineralógica essencialmente bastante homogênea, deve refletir a heterogeneidade no retrabalhamento isotópico. Por outro lado, a baixa razão inicial e os reduzidíssimos valores das relações Rb^{87}/Sr^{86} , não deixam dúvidas quanto a natureza ortoderivada e a origem profunda desses materiais.

Ressalte-se, ainda, que se considerada apenas as amostras 24G, 24M e 24F, obter-se-á, para estes ortognaisses, uma idade máxima de 1760 ± 140 m.a., $R.I. = 0,7022 \pm 0,003$ e MSWD de 0,95.

Considerações Finais

Tendo-se em vista a grande extensão da área focalizada, pode-se dizer que o número de determinações radiométricas referíveis ao Proterozóico Inferior, ainda é pequeno. Entretanto, tanto os mobilizados dos migmatitos, quanto os ortognaisses, mostram tendências de se agruparem em dois intervalos principais de idade. Um, aproximadamente, entre 2100 e 2200 m.a. e outro entre 1800 e 1900 m.a.. Estes mesmos agrupamentos emergem dos dados apresen-

FIGURA 24 - Isócrona Rb-Sr de ortogneisse granodiorítico porfiróide do Complexo Amparo. Afloramento ATD-8; Pedreira inativa nas proximidades de Silvianópolis, com acesso no km 87,5 da rodovia Pouso Alegre-Machado.

FIGURA 25 - Diagrama Rb-Sr de ortogneisse tonalítico do Complexo Amparo. Afloramento ATD-SG 24; Pedreira inativa nas proximidades de São Gonçalo do Sapucaí.

tados por Cordani et al. (1987) e Teixeira (1985), para a porção sul do Craton do São Francisco.

Este fato pode indicar, tanto dois períodos de maior atividade metamórfica/magmática/migmatítica dentro de um mesmo evento tectonometamórfico, quanto representar dois eventos distintos no Proterozóico Inferior. Esta última interpretação tem a seu favor o espaço temporal, de cerca de 300 m.a., que medeiam entre os dois picos de concentração de idades geocronológicas. Entretanto, qualquer interpretação mais segura só será possível com a disponibilidade de um número muito maior de datações geocronológicas e uma distribuição espacial mais homogênea das mesmas.

5.4. ASSOCIAÇÕES LITOLÓGICAS DE ACREÇÃO E DE RETRABALHAMENTO DO PROTEROZÓICO SUPERIOR/EOPALEOZÓICO

Grande parte das associações litológicas do Arqueano e, principalmente, do Proterozóico Inferior sofreram intensas modificações durante o Ciclo Brasileiro do Proterozóico Superior/Eopaleozóico. As modificações se deram tanto pela geração de associações litológicas primárias através da intrusão de granitóides e, subordinadamente, rochas máficas/ultramáficas caracterizando nova acreção vertical, quanto pela geração de associações litológicas de retrabalhamento resultante da superposição de eventos tectônicos ou tectonometamórficos sobre as unidades litológicas pré-existent.

5.4.1. Associações Litológicas de Retrabalhamento

O retrabalhamento crustal em termos de modificações petrogenéticas das unidades litológicas pretéritas durante o Proterozóico Superior/Eopaleozóico se deu através de processos anatéticos e tectônicos de natureza dúctil e rúptil. A intensidade de cada um dos referidos processos varia nas diferentes regiões da área investigada, exercendo assim maior ou menor influência na moldagem da infra-estrutura.

5.4.1.1. Associações Resultantes de Processos Anatéticos

A anatexia ocorrida durante o Ciclo Brasileiro foi, in-

dubitavelmente, o principal processo modificador das associações litológicas pré-existentes. Os grandes complexos anatéticos resultantes deste processo, que inclui a formação de expressivos corpos de granitóides crustais, compõem a associação metatexítico-diatexítica do Complexo Pinhal (Wernick e Penalva, 1973b; 1974a; 1980a, b).

Migmatitos brasileiros resultando diretamente da refusão parcial da associação original arqueana são raros, e sua ocorrência restringe-se a algumas poucas áreas, principalmente, no Complexo Guaxupé. Fora deste domínio este fenômeno é local como, por exemplo, a sul de Amparo (Fotos 1, 20 e 21). Já, os anatexitos gerados a partir da refusão parcial das litologias originadas, quer do retrabalhamento crustal, quer primárias durante o Proterozóico Inferior (Complexo Amparo), são abundantes. Como o processo anatético é irregular, variando em intensidade de acordo com a temperatura, estrutura e composição do paleossoma, bem como do teor de água disponível, é comum a ocorrência no Complexo Pinhal de áreas de extensões variáveis, mapeáveis ou não, de litologias referíveis aos Complexos Barbacena e, principalmente, Amparo.

As relações de contato dos migmatitos do Complexo Pinhal com as litologias dos Complexos Amparo, Guaxupé e Barbacena (neste caso fora do domínio cratônico) são tanto tectônicas quanto transicionais.

Tomando-se como critério a natureza metamórfica do paleossoma destes migmatitos brasileiros é possível reconhecer dois grupos distintos:

Migmatitos gerados a partir de um paleossoma pertencente à fácies do granulito.

Ocorrem principalmente no Maciço de Guaxupé onde aparecem distribuídos grosseiramente numa faixa diagonal com orientação NW-SE, desde os arredores de Mococa até a leste de Poços de Caldas, e integrado por numerosos corpos alongados, frequentemente sinuosos. Os contatos destes corpos, via de regra, são de natureza dupla. Assim os contatos norte-nordeste são essencialmente tectônicos dados sistematicamente através de falhas de empurrão evidenciando o alçamento de sequências crustais de colocação pri-

mária mais profunda. Já do lado sul-sudoeste os contatos são predominantemente transicionais, com a passagem gradativa de migmatitos com componentes da fácies granulítica para migmatitos com paleossoma da fácies do anfibolito. A feição característica destes migmatitos é a pequena intensidade da migmatização, de tal modo, que a litologia dominante é dada por gnaisses charnockitóides migmatíticos. Apenas, localmente, ocorrem rochas com estruturas migmatíticas mais evoluídas, aqui no sentido da presença de neossomas mais abundantes.

O paleossoma deste grupo de migmatitos corresponde a ortogneisses com composição enderbítica a essencialmente charnockítica e subordinadamente com a presença de metabásicas/metagraníticas e paragneisses diversos na fácies granulito. São no geral muito semelhantes às litologias do Complexo Guaxupé. Contudo, devido a falta de estudos mais específicos sobre esses paleossomas, não é possível afirmar-se se a migmatização age diretamente sobre litologias originais arqueanas ou sobre associações que já sofreram algum retrabalhamento no Proterozóico Inferior.

Os neossomas dos gnaisses charnockitóides são de composição granítica e exibem cores predominantemente esverdeadas, tais como verde acinzentada, verde acastanhada e cinza esverdeada. A estrutura é maciça a discretamente foliada e com textura variando entre hipidiomórfica a alotriomórfica ligeiramente inequigranular, de granulação média com variações locais para termos grosseiros a pegmatóides. Mineralogicamente, são constituídos por quartzo anedrais, microclínio frequentemente pertítico, oligoclásio, algumas biotitas e raros cristais de hornblenda. Os cristais maiores são representados predominantemente pelo microclínio e alguns raros cristais de hornblenda, nestes casos com estruturas estictolíticas. Sinais de deformações e retrometamorfismo estão, em maior ou menor grau, quase sempre presentes.

Os primeiros estudos envolvendo este grupo de migmatitos são devidos a Oliveira (1972; 1973) e posteriormente, num contexto regional, por Artur e Wernick (1984), Campos Neto et al. (1984a), Fiori e Choudhuri (1979), Choudhuri et al. (1978), Juliani et al. (1984), Oliveira (1984) e Oliveira et al. (1983a; 1986a).

Migmatitos anatéticos gerados a partir de paleossomas pertencentes à fácies do anfibolito.

São os tipos amplamente dominantes da associação migmatítica do Complexo Pinhal, que ocupa a maior extensão da faixa centro-sul do Maciço de Guaxupé e porções consideráveis ao sul das faixas de cisalhamento de Pouso Alegre e de Ouro Fino.

Estes migmatitos apresentam normalmente elevado grau de fusão parcial/segregação/recristalização. Desta maneira a preservação do material pretérito, dado por litologias dos Complexos Amparo e Barbacena, é pequena. Entre os paleossomas dominam tipos gnáissicos mais ou menos migmatizados e de natureza essencialmente mecossômica, ao lado de migmatitos de diversos tipos estruturais. A cor dos migmatitos brasileiros tende quase sempre para rosada, se bem, que não falem termos cinzentos ou esbranquiçados. A cor geral é reflexo da cor do feldspato do migmatito, que por sua vez é a mesma dos feldspatos dos paleossomas a partir dos quais são gerados.

Estruturalmente, os migmatitos brasileiros podem ser classificados em essencialmente monofásicos e polifásicos. O primeiro grupo inclui migmatitos estromáticos com bandamento simples e persistente, enquanto o segundo inclui migmatitos dos tipos dobrados, flebíticos, schollen e nebulíticos, os quais são gerados sincronicamente com as fases de redobramentos que atingem os migmatitos estromáticos. Estruturalmente o aspecto geral deste grupo de migmatitos é muito semelhante aos migmatitos polifásicos pretéritos, que no brasileiro foram atingidos por apenas uma fase de migmatização.

A descrição dos principais aspectos dos diversos migmatitos gerados durante o Ciclo Brasileiro pode ser assim resumida:

Migmatitos com predomínio de estruturas estromáticas

Representam o grupo de migmatitos gerados numa primeira fase de anatexia generalizada, que corresponde à primeira fase regional de deformação ocorrida no Ciclo Brasileiro.

São rochas bandadas caracterizadas por leitos leucossômicos com espessuras desde subcentimétrica a decimétrica, distri-

buídos concordantemente com a foliação da rocha. Podem ser persistentes, exibindo continuidade por até vários metros ou mesmo dezenas de metros (Foto 10), ou lenticulares descontínuos (Fotos 11 e 12), e apresentam foliação mais ou menos conspícua e, localmente, dobras isoclinais apertadas, frequentemente rompidas (Foto 12). Às vezes, os leitos de leucossoma apresentam-se estrangulados com o desenvolvimento de estruturas do tipo dilatação (Fotos 13 e 14).

As características visuais dos migmatitos brasileiros são muito semelhantes às dos migmatitos estromáticos do Proterozóico Inferior, com o arranjo das bandas de leucossoma obedecendo a uma alternância de camadas mais espessas e de conjuntos de leitos mais finos que determinam, por seu pequeno espaçamento, camadas de composição predominantemente leucossômica (Foto 11).

Os contatos entre o leucossoma e o paleossoma/mesossoma é predominantemente nítido, brusco, geralmente com microleitos mais ou menos contínuos de melanossoma entre ambos. O paleossoma exibe com certa frequência estruturas sigmoidais e microdobras com plano axial paralelo à foliação tanto do paleossoma/mesossoma quanto do leuco/melanossoma.

Os leucossomas apresentam composição essencialmente granítica, textura equigranular a levemente inequigranular, granulação média, localmente grossa, e cores predominantemente rosadas, podendo ainda ocorrer as cinza-esbranquiçadas e esverdeadas. Mineralogicamente, são simples, constituídos basicamente por quartzo, microclínio e oligoclásio e, no geral, extremamente pobres em máficos. O melanossoma apresenta constituição predominantemente biotítica, se bem que não falem os constituídos por biotita e hornblenda ou mesmo predominantemente hornblendíticos.

A distinção entre os migmatitos estromáticos brasileiros dos mais antigos não é fácil. Apesar de em termos gerais as rochas brasileiras apresentarem leucossomas de composição tipicamente granítica e tendências para cores rosadas e os mais antigos tendências para composição granodiorítica e cores cinzentas, este critério não pode ser utilizado na distinção entre ambos, pois esta feição, apesar de verdadeira em numerosos casos, não se constitui numa regra geral.

Migmatitos com predomínio de estruturas dobradas/flebiticas/Schollen e nebulíticas.

Este grupo de migmatitos resulta do redobramento, acompanhado ou não de transposição, dos migmatitos estromáticos. A sua geração se dá concomitantemente à última fase de transposição ocorrida no Ciclo Brasileiro, a qual exerce grande influência no controle da disposição e desenvolvimento do neossoma.

O processo de redobramento, quando incipiente, leva apenas ao dobramento dos migmatitos estromáticos. Neste caso a remigmatização restringe-se à formação de novo neossoma, frequentemente de granulação grossa e textura pegmatóide, localizado no ápice das dobras geradas.

Quando o redobramento é acompanhado de transposição surge, essencialmente, dois tipos de estruturas. No primeiro, a transposição afeta porções predominantemente estromáticas da rocha desenvolvendo estruturas sigmoidais mais ou menos regulares (Foto 15). Ao longo da direção de transposição ocorre a geração de neossoma que se caracteriza pela falta de fracionamento em leucossoma e melanossoma. A sua composição é essencialmente granítica, textura alotriomórfica, de granulação média a fina. No segundo tipo a transposição afeta porções predominantemente dobradas da rocha, levando ao seu rompimento progressivo com a geração de porções desconectas com formas sigmoides, de meia lua simétrica, meia lua assimétrica, "cabo de guarda chuvas" ou com ondulações cerradas e de pequena amplitude. Este caso representa a transposição ao longo de planos tectônicos mais espessos, pouco espaçados entre si. Ao longo destes planos de transposição ocorre mistura mecânica das frações componentes dos migmatitos pretéritos, acompanhados de sua refusão sob forma de lentes, leitos, manchas, bolsões, etc., mais ou menos persistentes e espessos (Fotos 16 e 17).

Num estágio ainda mais avançado ocorre a transposição quase total da rocha pré-existente com a formação de dobras intrafoliares disruptas e abundantes estruturas de interferência, além de ampla homogeneização litológica mecânica ao longo dos planos de transposição, acompanhada de abundante geração de neossoma através de recristalização e mesmo refusão. O processo resulta na ge-

ração de rochas predominantemente embrechíticas, mais ou menos refundidas, sem o bandeamento característico dos migmatitos da primeira fase e sem o fracionamento do neossoma em leucossoma e melanossoma, devido à homogeneização mecânica. Por leve aumento da temperatura, partes substanciais da rocha sofrem intensa recristalização com a geração de migmatitos flebíticos e mesmo nebulíticos , nos quais são característicos remanescentes sob forma de fragmentos irregulares, fusos, nódulos e estruturas em "V" e "U" de restos do leucossoma do migmatito estromático pretérito (Fotos 18 e 19). Nestes casos a matriz nebulítica, de textura ígnea equigranular a levemente inequigranular, apresenta composição variável que depende da composição global da rocha original, podendo ser granítica ou granodiorítica, normalmente com teores médios de máficos.

Um caso de migmatitos deste grupo, de aspecto estrutural ainda mais complexo, resulta da superposição desta fase de dobramento, transposição e intensa recristalização do material mecanicamente homogeneizado, sobre migmatitos polifásicos arqueanos e transamazônicos. Quando nestes casos a transposição é menos intensa e mais espaçada, resultam migmatitos tipo schollen a nebulíticos, nos quais os fragmentos polifásicos poupados da rocha pretérita são separados por faixas neossômicas homogeneizadas, desenvolvidas ao longo dos planos de transposição que afetam a rocha mais antiga (Fotos 20 e 21).

Nestas rochas são comuns a existência de neossomas discordantes, equigranulares ou pegmatóides, e são patentes os sinais de elevada mobilidade da rocha como um todo, que pode evoluir rumo a porções maiores de granitos anatóticos.

5.4.1.2. Migmatitos de Injeção

Estes migmatitos resultam da injeção ou infiltração de material magmático móvel brasileiro em rochas pré-existentes que podem ser do Arqueano, do Proterozóico Inferior ou mesmo do Proterozóico Superior.

Sua expressão é muito menor que a dos migmatitos anatóticos, sendo normalmente de ocorrência restrita, constituindo auréolas que circundam alguns corpos graníticos intrusivos (Wernick e Penalva, 1980a). Embora estejam vinculados, principalmente, à

penetração de granitos róseos equigranulares ou porfiróides, de natureza calco-alcalina, aparecem às vezes associados a granitos anatéticos alóctonos.

Os tipos estruturais exibidos pelos migmatitos de injeção dependem muito do estado físico da rocha migmatizada, se plástica ou rúptil, e de sua situação em relação ao corpo intrusivo, bem como as condições físico-químicas do magma. Assim, entre estes migmatitos destacam-se as seguintes categorias:

Migmatitos com estruturas predominantemente do tipo agmatítica, dictionítica schollen.

Ocorrem em torno de corpos intrusivos forçados ou permissivos, colocados a profundidades relativamente pequenas. As estruturas exibidas pelos migmatitos refletem a rigidez da rocha encaixante na época da intrusão magmática. Como principais características incluem-se a fragmentação da rocha encaixante com a penetração de magmas, ao longo das fraturas, originando estruturas agmatíticas; irradiação, a partir das fraturas, de pequenos filetes e vênulos de neossoma para o interior do paleossoma com a formação de migmatitos dictioníticos e que pela evolução da fragmentação da encaixante em blocos, placas e fragmentos, com formas e dimensões variáveis, gerando tipos schollen.

Os neossomas exibem contatos predominantemente abruptos com o paleossoma, sem o microleito de máficos na interfície paleossoma/neossoma. Localmente, o paleossoma mostra sinais de recristalização, bordas de reação e transformações metassomáticas. Os schollen das encaixantes são normalmente angulosos e mostram-se pouco mais afetados por transformações mineralógicas que os paleossomas dos tipos anteriores. As transformações mineralógicas se dão pelas reações do tipo piroxênio → anfibólio → micas → clorita, indicando adição de álcalis e água ao sistema.

Estes tipos de migmatitos são relativamente raros nos terrenos de infra-estrutura. Uma bonita exposição de migmatitos agmatíticos e schollen ocorre em uma pedreira abandonada, situada no contato oeste do Maciço Granítico de Morungaba, na altura do km 108 da rodovia Amparo-Morungaba.

Migmatitos com estruturas acamadas e dobradas.

Estes migmatitos se formam ao redor de corpos magmáticos colocados a níveis crustais mais profundos, onde as rochas encaixantes apresentam aspectos de relativa plasticidade. Nestas condições frações do magma sob pressão, principalmente quando rico em voláteis, são injetados ao longo dos planos de foliação, originando migmatitos acamados. A distância percorrida pelas frações do magma é de difícil determinação, mas frequentemente são de algumas dezenas de metros e, raramente, centenas de metros. Nas porções mais próximas do corpo magmático e principalmente nas partes mais profundas, os migmatitos apresentam frequentemente aspectos de elevada plasticidade com a presença de estruturas dobradas. Tipos schollen são mais raros e os fragmentos de paleossoma apresentam-se arredondados, com formas contorcidas, parcialmente digeridas e contatos mais ou menos difusos. A proporção paleossoma / neossoma dos migmatitos acamados é muito variável, com a predominância ora de um ora de outro, com rápida diminuição da taxa do neossoma pelo afastamento do corpo fonte. Aqui também o contato paleossoma/neossoma é brusco, caracterizado pela falta do leito de máficos na respectiva interfície. O paleossoma invadido apresenta minerais com efeito de reações retrógradas, similares aos anteriormente descritos, só que em escala maior. Efeitos de assimilação são pouco pronunciados e ocorrem com certa efetividade apenas nas porções imediatamente vicinais ao corpo intrusivo.

A distinção destes migmatitos acamados e dobrados daqueles gerados pela anatexia e de mesmas estruturas é muito difícil e necessita, frequentemente, de estudos que permitam a sua amarração com o corpo magmático intrusivo.

Exemplos destes migmatitos são encontrados, por exemplo, na região situada a SE, S e SW do maciço de Poços de Caldas.

Migmatitos flebíticos, schlieren e nebulíticos

Correspondem aos casos extremos de migmatitos associados aos corpos graníticos intrusivos. Ocorrem nas rochas migmatíticas que exibem alta plasticidade e por isso mesmo geradas em níveis profundos da crosta, além de muito próximas das bordas de

grandes massas granitóides. A distinção entre estes migmatitos e os diatexitos gerados em sistemas fechados é ainda mais difícil que nos casos anteriores.

A extensão das auréolas associadas a estes tipos de migmatitos é reduzida e apresentam distribuição irregular. Os tipos flebíticos, que são os mais comuns dentre os membros desta categoria, resultam da íntima mistura do neossoma/paleossoma intensamente dobrados, deformados e contorcidos, normalmente com incipiente foliação. Os contatos paleo-/neossoma são difusos, com frequente agregados de máficos na interfície, principalmente devido a assimilação e intensa recristalização do paleossoma.

Os nebulíticos correspondem principalmente a porções das encaixantes que foram envolvidas pelas massas granitóides, e que foram inteiramente afetadas, resultando na sua quase total assimilação e recristalização, ricos em estruturas reliquias e fantasmas.

Algumas ocorrências destes tipos de rochas migmatíticas podem ser encontradas em várias localidades ao norte do batólito granítico polintrusivo de Socorro, entre Munhoz e Bueno Brandão.

Os neossomas apresentam composição essencialmente granítica, geralmente pobres em máficos, quase sempre hololeucocráticos. Sua cor pode variar em função do tipo de corpo magmático fonte. Assim, os neossomas associados aos granitos calco-alcalinos são predominantemente róseos, o que evidencia teores mais elevados de voláteis de sequência de granitos róseos em relação aos cinzentos, os quais raramente produzem migmatitos de injeção. Já os neossomas oriundos dos corpos intrusivos de origem crustal são, tanto róseos, quanto cinzentos ou esbranquiçados.

Estruturalmente, os neossomas dos migmatitos menos evoluídos são maciços, nos tipos acamados exibem com certa frequência discreta foliação e nos termos altamente evoluídos apresentam tanto estruturas isótropas, quanto foliação de fluxo.

A textura dos neossomas é tipicamente magmática, hipidiomórfica e xenomórfica, dominando os termos equigranulares, embora apresentem variações na granulação de um tipo de migmatito para outro.

Nos migmatitos com estruturas agmatíticas e dictioníticas, os neossomas são eminentemente panxenomórficos, equigranulares, de granulação média a fina. Para os tipos acamados os neossomas exibem granulação média, na maior extensão dos veios, e normalmente grossa, na sua porção inicial, ou seja, nas proximidades da fonte alimentadora. Já nos tipos schollen os neossomas exibem granulação muito variável, desde média até pegmatóide, com rápidas mudanças internas, podendo inclusive apresentar textura porfíroide.

Nos migmatitos de injeção mais evoluídos, tais como os nebulíticos, schlieren e flebíticos, a granulação do neossoma é média tendendo para grossa e o teor de máficos é quase sempre mais elevado que nos demais tipos migmatíticos de injeção. Este índice pouco mais elevado de máficos está diretamente ligado ao grau de assimilação do paleossoma e varia dentro do próprio leito ou bolsão neossômico. Às vezes os máficos se concentram em microleitos mais ou menos contínuos definindo o melanossoma, os quais apresentam composição essencialmente biotítica e raramente biotítico-hornblendítica.

5.4.1.3. Granitos Anatéticos

Os granitos anatéticos do Complexo Pinhal resultam do avançado estágio de fusão parcial (diatexia) de segmentos crustais do embasamento pré-brasiliano, durante o Proterozóico Superior. O processo de diatexia atinge, tanto as rochas da infra-estrutura, quanto as sequências supracrustais intercaladas.

O material resultante do processo de diatexia pode adquirir mobilidade ascensional em grau variável, gerando desta forma corpos autóctonos, parautóctonos ou alóctonos. A quantidade de material fundido também é variável, levando à formação de corpos pequenos, verdadeiros bolsões, até corpos com dimensões consideráveis, com dezenas de quilômetros quadrados de exposição.

Nos casos de constituírem corpos autóctones revelam uma estruturação complexa, onde o corpo granítico representa a feição central de um processo extremo de fusão de rochas pré-existentes, circundados por auréolas de migmatitos que gradam lateralmente para porções cada vez menos anatéticas. Desta forma pode-se acompanhar toda a evolução do complexo, desde o núcleo granítico anaté-

tico, passando pelas auréolas migmatíticas, até a rocha intacta (Wernick, 1983; Wernick e Penalva, 1980a,b).

Este processo que pode ser único ou repetitivo leva a destruição progressiva das feições estruturais, texturais e contnuidade do bandejamento metamórfico do paleossoma, transformando - os em rochas com texturas tipicamente magmáticas. Normalmente estes granitos anatéticos exibem restos de rochas mais refratárias que podem estar bem preservadas, mais ou menos assimiladas e com contatos difusos ou mesmo constituindo schlierens.

Granitos anatéticos autóctonos são frequentes no Complexo Pinhal estão representados, no mapa geológico (Anexo 1), juntamente com as rochas migmatíticas. Bonitos núcleos destes granitos podem ser observados, entre muitas outras ocorrências, na rodovia entre Machado e Poços de Caldas, nas proximidades de Campestre; nos arredores de São João da Boa Vista, tanto à leste em direção a Andradadas quanto à sudoeste em direção à Aguai; nos arredores de Bueno Brandão, ao longo da rodovia para Munhoz.

Quando o material fundido ganha mobilidade ascensional e se aloja em níveis superiores da crosta, constituindo corpos alóctonos, estes podem perder totalmente a vinculação com suas rochas fontes, tornando-se as vezes difícil o seu reconhecimento.

Os granitos anatéticos podem se originar da fusão parcial de rochas pré-existentes ortognáissicas, de natureza original calco-alcalina, ou de sequências supracrustais, ou ainda da fusão conjunta das duas sequências. Desta maneira resultam corpos de composição variável, desde fracamente aluminosos até peraluminosos, com as seguintes características fundamentais:

- Granitos anatéticos derivados da fusão parcial de ortognaisses apresentam mineralogia bastante semelhante à dos granitos calco-alcalinos, contendo restitos, via de regra, representados por anfibolitos, biotititos e rochas ultrabásicas;

- Granitos anatéticos resultantes da fusão parcial de metassedimentos contêm frequentemente muscovita, granadas, cordie rita, sillimanita e os restitos são dados por quartzitos, calco-silicáticas, enclaves surmicáceos e outras rochas de natureza parametamórficas. Na área estudada são conhecidos vários corpos, sem

pre de dimensões reduzidas, inferiores a 2km^2 , de área de exposição, merecendo destaque aos corpos situados entre as cidades de Machado e Alfenas (na altura do km 6 da rodovia Machado-Alfenas e representado no mapa geológico pelo ponto ATD-23) e o localizado nas proximidades de Areado (ponto ATD-25 no mapa geológico).

5.4.1.4. Retrabalhamentos Através de Cisalhamento

As extensas zonas de cisalhamento, implantadas durante certas etapas da orogenia brasileira, produziram profundas modificações texturais e estruturais, e mesmo mineralógicas, das litologias pré-existentes do Arqueano, do Proterozóico Inferior e do próprio brasileiro.

As deformações de cisalhamento encontram-se associadas às expressivas zonas rúpteis, vinculadas à movimentação de grandes blocos crustais. Este é o caso das zonas de cisalhamento de Jacuí e Ouro Fino, que delimitam o Maciço Guaxupé a N e SE, e das faixas de cisalhamento Varginha e Pouso Alegre, primariamente sub-horizontais, ligadas, respectivamente, a frente de identificação dos blocos tectônicos de Guaxupé e Socorro. Às duas zonas de transcorrências associam-se predominantemente deformações rúpteis, enquanto que as associadas às zonas de empurrões são principalmente dúcteis. Entretanto, este critério não é rígido já que as quatro zonas de cisalhamento não só se caracterizam por expressivas espessuras e contínuas reativações, mas também pela combinação de movimentos de transcorrência e de empurrão, sendo os primeiros dominantes nas Faixas Jacuí e Ouro Fino e os segundos nas Faixas Varginha e Pouso Alegre.

Faixas de Cisalhamento de Caráter Essencialmente Rúptil

Correspondem às faixas de cisalhamento Jacuí e Ouro Fino, já previamente descritas. A Zona de Jacuí tem direção geral E-W e afeta predominantemente as litologias dos Complexos Amparo e Campos Gerais. Principalmente neste, a cataclase intensa exerce um papel de homogeneização, conferindo às associações pré-existentes, geradas no Arqueano e no Proterozóico Inferior, uma feição textural/estrutural em comum. Por ser esta a feição mais marcante ao nível de toda a associação litológica heterogênea do Com

plexo Campos Gerais e inclusive a responsável pelo frequente imbricamento entre tratos da infra- e da supra-estrutura, que caracteriza esta unidade, optou-se pelo enquadramento do Complexo Campos Gerais no Proterozóico Superior.

As principais litologias geradas nas zonas de cisalhamento de caráter essencialmente rúptil, estão representadas por cataclasitos, protomilonitos, milonitos e ultramilonitos (segundo a classificação de Higgins, 1971). Estas rochas, que ocorrem igualmente ao longo de inúmeras outras falhas transcorrentes, que retalam praticamente toda a área, são os produtos de deformações cataclásticas das mais variadas litologias que compõem as sequências supracrustais e os terrenos da infra-estrutura.

Como a deformação cataclástica é um processo que atua de forma heterogênea, as zonas de cisalhamento são compostas por rochas deformadas que se dispõem em faixas ou lentes alternadas mostrando cisalhamento em graus variáveis. Nas faixas onde os esforços de cisalhamento foram intensos são encontrados milonitos e mesmo ultramilonitos, que gradam para faixas menos afetadas, constituídas por cataclasitos e destas para rochas que não mostram efeitos de tectonismo. Essas faixas ou lentes, que são repetitivas nas zonas cataclásticas, apresentam espessuras variáveis, podendo ser de escala milimétrica até mais de uma centena de metros.

Uma das feições cataclásticas que permite fácil verificação nas zonas de cisalhamento, é a presença muito constante, ao longo das descontinuidades, de cataclasitos com cristais remanescentes. Trata-se de rochas onde o fraturamento do material foi muito intenso, ocasionando a formação de matriz muito fina. Destacam-se, nessa massa, cristais maiores, sendo muito frequentes os de feldspatos e quartzo, que possibilitam em muitos casos a identificação do caráter original da rocha.

Também, com relação à natureza petrográfica da rocha primitiva pode-se notar diferenças acentuadas dos efeitos cataclásticos. Em função da textura, estrutura e composição mineralógica, as rochas que melhor registram os esforços deformacionais são os gnaisses, migmatitos, granitóides, da infra-estrutura, e quartzitos, dentre os metassedimentos, devido às suas granulações primitivas e constituições mineralógicas que favorecem o fraturamento.

Quando as rochas afetadas apresentam características plásticas , os efeitos da movimentação direcional tornam-se difíceis de serem percebidas.

O desenvolvimento das bandas de minerais muito finos se constitui no efeito cataclástico mais marcante em rochas cristalinas. Nos cataclasitos, as bandas são espaçadas e pouco orientadas, envolvendo fragmentos angulosos a lenticulares de rochas pouco afetadas. Surgem, assim, primeiramente cataclasitos com textura mortár, constituídos por uma fina massa cataclástica que cimenta cristais maiores, normalmente de feldspatos, parcialmente fraturados e deformados. Estes cristais maiores exibem bordas microgranuladas, as quais envolvem os próprios núcleos que resistiram à deformação. Em um estágio mais avançado, tem-se cataclasitos com textura "flaser". Neste caso a orientação das bandas é mais saliente, separando agregados minerais ou cristais de feldspatos, que exibem formas fusiformes ou ovaladas, resultantes de forte movimento diferencial.

Nos milonitos, as bandas são menos espaçadas, chegando a tornarem-se coalescentes. A diminuição gradativa dos fragmentos de rochas, desenvolve bandas sucessivamente orientadas. Os milonitos porfiroclásticos se caracterizam por apresentarem fragmentos remanescentes de cristais de feldspatos, e subordinadamente de quartzo, arredondados a subarredondados, envolvidos por uma matriz rochosa, com bandeamento encurvados nas proximidades dos porfiroclastos.

Nos locais em que a moagem das rochas afetadas pelos esforços foi muito intensa, aparecem milonitos evoluídos, nos quais a foliação é proeminente, imprimindo um aspecto de filito ao menor sinal de intemperismo. Nos casos extremos de moagem, produzem-se rochas ultramiloníticas, de granulação extremamente fina a densa, macroscopicamente de aspecto maciço, assemelhando-se muito a felsitos. Estas rochas são na maioria das vezes brancas a amareladas, cinzentas ou esverdeadas.

Muitos milonitos possuem textura laminada, na qual as lâminas individuais se assinalam por diferenças no tamanho dos grânulos e na cor. Na textura ultramilonítica, tanto o quartzo quanto o feldspato, acham-se totalmente esmagados, o mesmo ocor

rendo com a biotita, associada ao epidoto.

A composição destas rochas está na dependência da rocha primária, sendo que no caso dos terrenos da infra-estrutura, as mais comuns são as de constituição quartzo-feldspáticas. No geral é marcante a presença dos minerais secundários, os quais tem seu surgimento e desenvolvimento facilitado pelo efeito do cisalhamento que permite maior percolação dos fluídos.

Faixas de Cisalhamento de Caráter Essencialmente Dúctil

Como já mencionado em item anterior, referente aos ortognaisses do Complexo Amparo, os diferentes tipos de estruturas geradas no âmbito das faixas de cisalhamento dúcteis são controlados por três fatores a saber: a litologia pretérita, a intensidade da deformação e a distribuição espacial da deformação. Quanto às litologias afetadas pelo cisalhamento as mesmas podem ser agrupadas em três categorias principais:

- Rochas magmáticas isotrópicas porfiróides ou equigranulares;
- Rochas orto- ou parametamórficas, foliadas;
- Rochas migmatíticas diversas.

Quanto à intensidade da deformação ela varia de fraca a intensa e sua distribuição espacial pode ser homogênea ou heterogênea. Desta maneira, as principais estruturas geradas podem ser assim descritas:

Estruturas geradas a partir de rochas isotrópicas

Quando a intensidade da foliação é de pequena intensidade e age sobre material pretérito maciço leva ao desenvolvimento de uma gnaissificação grosseira, do tipo homogênea, que apresenta uma foliação tanto mais discreta e espaçada quanto menor for o efeito da deformação (Foto 22). Na presença de megacristais, estes sofrem um achatamento e estiramento de modo a se amoldarem segundo a foliação geral da rocha. Em alguns casos os megacristais apresentam-se dobrados, chegando a constituírem dobras fechadas, isoclinais, simétricas ou assimétricas, neste último caso denominada informalmente de estruturas do tipo cabo de guarda-chuvas.

No caso de ocorrer grandes heterogeneidades na intensidade e distribuição dos efeitos cataclásticos resulta uma estrutura de bandamento cataclástico (Foto 23). Esta é caracterizada por uma sucessão de níveis com espessuras variáveis, desde subcentimétricas a submétricas, mais e menos foliados, que vão desde os ultramiloníticos até leitos com rochas praticamente poupados pela deformação e nas quais ainda é preservada a trama original. Correspondem, na verdade, a tipos estruturais pouco comuns.

Variedades do bandamento cataclástico são representados por estruturas listradas e fitadas nas quais todos os leitos são caracterizados por intensa deformação, com o desenvolvimento de cerrada foliação e representados por milonitos, ultramilonitos e blastomilonitos, resultando num aspecto visual igual ao da Foto 27. Na presença de megacristais, estes se encontram fortemente deformados, apresentando formas arredondadas, estiradas, laminadas e mesmo reduzidas a microleitos extremamente delgados, constituindo texturas porfíclásticas.

Quando a deformação é intensa, mas homogênea, resulta uma rocha fortemente foliada, petrograficamente caracterizada por milonitos e blastomilonitos. Macroscopicamente corresponde à estrutura embrechítica (ou "streaky gneiss") e é evidenciado por um padrão "riscado" dado por microleitos descontínuos de minerais ou agregados minerais altamente estirados (Foto 24).

Estruturas geradas a partir de rochas com foliação preterita

Nestas rochas ocorrem também as mesmas estruturas observadas nas litologias preteritamente isotrópicas, ou seja, as estruturas fitada/bandada, embrechítica, gnáissica grosseira e de bandamento cataclástico. Enquanto os aspectos das duas primeiras estruturas não diferem entre si nos dois casos considerados, nas duas últimas observa-se, nos leitos mais espessos e melhores preservados pela deformação, a existência de uma foliação reliquiar e geralmente discordante em relação à foliação cataclástica sobreposta. Entretanto, nos leitos mais delgados ocorre a adaptação da antiga foliação à nova através do desenvolvimento mais ou menos intenso de estruturas sigmoidais.

A sequência das Fotos 25, 26 e 27 mostra a evolução do efeito da transposição cataclástica processada em um afloramento de granodiorito porfiróide com discreta foliação pretérita. A Foto 25 mostra um núcleo mais ou menos poupado, onde nota-se o início da implantação da nova foliação de transposição, a qual é acompanhada de algumas figuras de interferência. A Foto 26 exhibe o aumento progressivo da foliação com o desenvolvimento de estrutura gnáissica grosseira evoluindo para o tipo embrechítico. Finalmente, na Foto 27, ocorrem alternâncias de níveis miloníticos, ultramiloníticos e blastomiloníticos com a presença de estruturas fitadas/listradas e porfiroclásticas, que no conjunto refletem um bandamento cataclástico.

Estruturas geradas a partir de rochas com migmatização pretérita.

Também neste caso observam-se os quatro tipos básicos de deformação, a saber: deformação incipiente homogênea; deformação incipiente a intensa heterogênea; deformação intensa heterogênea a deformação intensa homogênea. Neste último caso, a rocha se caracteriza por uma estrutura embrechítica com bandamento composicional dada pela presença de leitos e camadas de composição leuco-granitóide, que corresponde aos mobilizados da fase migmatítica pretérita, iso-orientadas de acordo com a foliação cataclástica superimposta (Foto 28). A espessura desses níveis varia de subcentimétrica a no máximo decimétrica e texturalmente são caracterizados por uma foliação igual ao resto da rocha transposta. Outras vezes, os mobilizados pretéritos ficam dispersos por toda a rocha transposta, sob a forma de pequenos leitos muito estirados (Foto 29). Já nas estruturas fitadas/listradas, há uma certa heterogeneidade da rocha em relação ao caso anterior, devido à variação na cor dos leitos, os quais são representados por milonitos, ultramilonitos e blastomilonitos.

Nas rochas com bandamento cataclástico os leitos mais poupados são representados por migmatitos, que dependendo do grau de deformação exibem estruturas diversas, dos tipos sigmoidais, dobras isoclinais e dobras intrafoliares, intercalados com leitos mais homogêneos devido a intensa transposição cataclástica (Fotos

30 e 31).

Finalmente, a estrutura foliada grosseira é caracterizada por migmatitos, nas quais ocorre um início de iso-orientação de parte dos mobilizados por ação tectônica incipiente (Foto 32).

5.4.2. Associações Litológicas de Acreção

Correspondem às associações de adição ocorridas no Ciclo Brasileiro e representadas, na área focalizada, principalmente pelas intrusivas graníticas e charnockíticas do Complexo Pinhai. Ocorrências maiores de rochas básicas e ultrabásicas associadas ao Ciclo Brasileiro, ainda, não foram, indubitavelmente, caracterizadas.

5.4.2.1. Granitóides Hidratados

Na área estudada, as rochas granitóides do Complexo Pinhai, são expressivas e constituem desde corpos de dimensões reduzidas até enormes complexos batolíticos, polintrusivos, tais como os de Pinhal, Socorro, Morungaba, Jaguariúna, Mococa, Pedra Branca, Caldas e outros.

As rochas graníticas ocorrem, quer ao sul das Faixas de Cisalhamento Pouso Alegre e Ouro Fino, com maior concentração no extremo sul da área, quer no Maciço de Guaxupé, principalmente, na sua porção centro-sul. Nestas regiões, os granitóides ocorrem intrudidos, tanto nos metassedimentos do Complexo Andrelândia/Itapira, quanto nos terrenos da infra-estrutura, representados pelas associações gnáissico-migmatíticas dos Complexos Amparo e, principalmente, Pinhal.

Segundo a proposta de Janasi e Ulbrich (1985), de agruparem os granitos do Estado de São Paulo em domínios geográficos, os granitóides da área estudada estariam incluídos nos domínios de Guaxupé e de Jundiá, situados respectivamente a norte e a sul da Falha de Jacutinga.

Os granitóides do Complexo Pinhal, incluídos na área estudada, são de natureza, predominantemente, calco-alcalina e, subordinadamente, subalcalinos e alcalinos. Este fato é corroborado pelos estudos, através da tipologia do zircão, realizados por Wernick (1984a) e Wernick e Galembeck (1985) numa série de corpos

graníticos entre os arredores de São Paulo e a região de Machado (MG). Estas investigações demonstraram a existência de uma polaridade magmática, através da ocorrência de rochas graníticas de níveis genéticos progressivamente mais profundos no sentido N, NW e NE, a partir da cidade de São Paulo. Assim, na região da cidade de São Paulo, ocorrem granitos crustais e a partir de Morungaba, extremo sul da área estudada, para norte, predominam granitos calcálicos, culminando com os mais profundos na região de Machado. Ainda, na região leste de Poços de Caldas, ocorrem rochas alcalinas brasileiras (Winters, 1981).

Os granitóides do Complexo Pinhal são de natureza muito variável, incluindo termos equigranulares, finos e grosseiros, de cores rosadas, cinzentas ou esbranquiçadas, ao lado de granitos porfiróides. As rochas são isótropas ou orientadas e sua composição varia globalmente, de granítica a quartzo diorítica incluindo, localmente, termos sieníticos e quartzo sieníticos que gradacionam para granitos. Estes granitóides constituem, tanto corpos heterogêneos, com amplas variações mineralógico-texturais, normalmente de dimensões batolíticas, quanto corpos homogêneos, circunscritos. O número de trabalhos tratando das rochas graníticas da região em foco, quer de caráter específico, quer no âmbito regional, tem aumentado consideravelmente nos últimos anos e são devidos principalmente a Campos Neto e Figueiredo (1985), Campos Neto et al. (1984a,b), Vlach (1985), Wernick (1972a,b; 1982a,b; 1983; 1984a,b), Wernick e Galembeck (1985; 1986), Wernick e Penalva (1980a,b), Wernick et al. (1984a,b), entre outros.

Complexos Batolíticos

São complexos predominantemente mesozonais, invariavelmente polifásicos, ou polidiapíricos, conforme denominação de Stephansson (1975), constituídos por um grande número de corpos ou diápiros com dimensões e composição variável.

Apresentam formas alongadas, ovaladas, dispostos de forma, mais ou menos, concordante com a estruturação regional. Muitos corpos de dimensões reduzidas, constituindo stoks ou bossas, correspondem, provavelmente, a apófises ou teto de corpos maiores. A variação composicional desses complexos é muito grande, consti-

tuídos essencialmente por granitos porfiróides, maciços ou foliados, aos quais se associam quantidades menores de granitóides equigranulares e porfiríticos, ao lado de fácies aplíticas e pegmatóides. Embora os diferentes tipos texturais exibam contatos eminentemente bruscos, os terrenos porfiróides e os equigranulares podem, localmente, exibirem contatos transicionais entre si. Por outro lado, a presença de granitóides com texturas tão diversificadas, expressam a longa atividade magmática ligada ao desenvolvimento dos complexos batolíticos. Exemplos típicos destes complexos são os de Pinhal, Socorro e Morungaba.

O número de análises químicas sobre estes granitóides, disponíveis na literatura, ainda é muito reduzido. Para os granitóides do Complexo Socorro, existem cerca de 15 análises para os granitos da região de Bragança Paulista (Campos Neto et al., 1984a,c) e cerca de 25 análises na região de Socorro (Wernick et al. 1984b). Estas análises químicas revelam teores de K_2O elevados, maiores que 4,0%, o que lhes conferem uma tendência monzonítica. No geral, os granitóides dos complexos batolíticos da região são ricos em feldspatos potássicos, sugerindo altos teores médios em K_2O , o que indicaria uma predominância generalizada na tendência monzonítica para estes complexos. Na região de Bragança Paulista, Campos Neto et al. (1984c), descrevem sequências granitóides que exibem tendência granodiorítica.

Granitos Porfiróides

São os tipos petrográficos predominantes e apresentam estruturas variadas, isótropas, foliadas e gnaissificadas. Composicionalmente variam principalmente de quartzo monzodioríticos, quartzo monzonitos/granodioríticos e monzograníticos, com a presença subordinada de termos quartzo dioríticos, tonalíticos e sienograníticos.

Digno de nota é a presença relativamente frequente de enclaves microgranulares básicos a intermediários, com formas arredondados, ovalados ou botroidais, que os caracterizam como pertencentes à categoria dos granitos híbridos.

Os megacristais são predominantemente de microclínio, sendo muito raros os de oligoclási, o qual pode mesmo faltar. São

de cor rosada, cinza ou esbranquiçada e apresentam formas retangulares, quadradas, ovaladas ou irregulares, frequentemente com bordas corroídas. Apresentam dimensões variadas, chegando a mais de 10cm de comprimento, em média 2 a 3cm, e frequência variável, atingindo localmente até 30% do volume da rocha. É normal exibirem discreta foliação, não faltando, entretanto, casos onde encontram-se fortemente iso-orientados, paralelamente a foliação da rocha, como por exemplo ao longo de quase toda a extensão da porção NW do Complexo Granítico Socorro.

Quimicamente, os megacristais são caracterizados por elevados teores de ortoclásio, sempre superiores a 75% (Gomes et al., 1976). Apresentam frequentes inclusões de biotita, concentradas nas porções mais externas, que podem ser isoladas ou constituindo anéis internos e paralelos aos contornos externos.

A matriz destes granitóides é predominantemente hipidiomórfica, de granulação média a grossa, com cores cinzentas ou rosadas. Mineralogicamente, caracterizam-se por certa pobreza em quartzo, proporções variáveis entre plagioclásio e feldspato potássico, de composição quartzo diorítica a monzogranítica, sendo que a predominante está entre a quartzo monzodiorítica a granodiorítica. Os teores de máficos oscilam bastante, chegando a constituírem até 25% da matriz, e são predominantemente biotitas, acompanhadas ou não de hornblenda e mais raramente diopsídio.

Granitos Equigranulares

Os granitos equigranulares constituem associações de fácies igualmente variáveis e exibem contatos tanto tectônicos, quanto intrusivos, bruscos, com os termos porfiróides anteriormente descritos. São imediatamente posteriores aos porfiróides e ocorrem irregularmente distribuídos nos referidos complexos, onde constituem corpos únicos ou polifásicos, podendo ocupar vastas áreas, como no caso do Maciço de Morungaba (Wernick, 1972a; Vlach, 1985) e partes dos Complexos Graníticos Pinhal e Socorro (Campos Neto et al., 1984a,c; Wernick, 1982a,b; 1983; Wernick e Penalva, 1980a,b).

Enclaves microgranulares, de composição básica a inter-

mediária, com formas arredondadas, ovóides ou botroidais e dimensões centimétricas a decimétricas, se fazem presentes em quantidades muito inferiores que nos tipos porfiróides.

A composição dos granitos equigranulares oscilam de quartzo diorítica a sienogranítica, predominando amplamente os tipos monzograníticos com os minerais quartzo, feldspato potássico e plagioclásio em proporções mais ou menos eutética. Apresentam cores rosadas, avermelhadas, esbranquiçadas e, menos frequentemente, cinza claras ou escuras. A textura é hipidiomórfica a xenomórfica, equigranulares, de granulação média a grossa, exibindo localmente feições pegmatóides. Nos termos mais grosseiros é frequente a ocorrência de grandes grãos arredondados de quartzo, indicando colocação relativamente rasa, para alguns destes corpos. A estrutura dominante é isotrópica a discretamente foliada. As feições estruturais e texturais exibidas por estes granitóides, permitem caracterizá-los como sendo sin- a tarditectônicos.

Como máfico apresenta basicamente a biotita, acompanhada de alguma hornblenda, que juntas perfazem em média entre 2 e 5% da rocha. Outros acessórios comuns podem ser opacos, titanita, zircão, apatita e allanita.

Granitos Pórfiros

Ocorrem na forma de diques, veios e pequenos corpos arredondados, com dimensões que atingem até centenas de metros, embutidos tanto nos granitos porfiróides quanto nos equigranulares, colocados em condições epizonais. Foram descritos no Maciço de Morungaba por Vlach (1985) e em outras ocorrências do Grupo Pí-nhal por Wernick (1972a) e por Wernick e Penalva (1980a,b).

Correspondem à rochas hololeucocráticas porfiríticas, com matriz de granulação fina a densa. Os fenocristais são de ortoclásio, quartzo e mesmo de plagioclásio e de biotita, com dimensões que chegam a 3cm, em média 0,5 a 0,7cm, e podem ser tanto euédricos quanto anédricos ou irregulares.

A matriz é composta por uma mistura íntima de quartzo e feldspato potássico e apresenta como acessórios biotita, opacos, hornblenda, titanita e zircão.

Ocorrem ainda, associados aos complexos batolíticos, aplitos graníticos e pegmatitos. Os primeiros formam diques e veios com espessuras reduzidas, no máximo métrica, de textura panxenomórfica, equigranular, granulação média a fina e compostos quase que somente por microclínio e quartzo. Os pegmatitos constituem corpos muito variáveis no que tange a forma, espessura, contatos, estrutura e textura. Ocorrem não só no interior dos complexos graníticos, mas também em suas encaixantes (Wernick e Penalva, 1980 a,b).

Cabe ainda ressaltar, que minerais secundários estão presentes em todos os tipos petrográficos e estão representados por sericita, epidotos, cloritas, carbonatos, além de biotitas derivadas de hornblendas. Resulta das transformações deutéricas, que agem principalmente sobre os feldspatos, hornblenda e biotita.

Corpos Circunscritos

Correspondem a corpos mesozonais, geralmente de dimensões médias ou reduzidas, constituindo os stoks e bossas, raramente apresentando mais que 50km² de área de exposição. Muitos corpos desta categoria não foram passíveis de serem representados na escala do mapa geológico, devido suas dimensões muito reduzidas.

Apresentam, normalmente, formas arredondadas e ovaladas, de constituição predominantemente homogênea, equigranulares ou porfiríticas. São de natureza calco-alcalina e exibem, frequentemente, tendências subalcalinas e alcalinas.

São nitidamente posteriores aos granitóides porfiróides dos complexos batolíticos, ocorrem muitas vezes cortando aqueles, apresentam texturas predominantemente isotrópicas, exceção feita aos maciços sieníticos Pedra Branca e Caldas, e cortam a foliação cataclástica das faixas de cisalhamento Ouro Fino e Pouso Alegre.

Os de constituição calco-alcalina compõem, ora corpos equigranulares, ora corpos com a presença de fenocristais esparsos, ou ainda corpos constituídos pelos dois tipos texturais, os quais exibem contatos tanto bruscos quanto gradacionais entre si. As ocorrências calco-alcalinas são generalizadas na área estudada e correspondem, por exemplo, à suíte Pinhalzinho de Campos Neto et al. (1984a), do batólito de Socorro. Podem, ainda, serem cita-

dos, os stoks nas proximidades de Machado e vários outros corpos de pequenas dimensões localizados à leste de Caldas.

Composicionalmente, são relativamente simples, essencialmente monzograníticos, com pequenas variações para sienogranitos, granodioritos. Quando porfiríticos, os fenocristais são dominantemente de feldspato potássico e formas retangulares, quadradas e arredondadas, dimensões médias de 1 a 2 cm, ao longo da maior dimensão. A matriz é hipidiomórfica a xenomórfica, média a fina, de cores rosadas ou esbranquiçadas. Apesar dos poucos estudos existentes sobre estes granitóides, foram incluídos como calco-alcalinos devido aos acessórios titanita e allanita, além de apresentarem enclaves microgranulares de composição básica a intermediária.

Os corpos com tendências subalcalinas e alcalinas ocorrem, principalmente, na região de Caldas e Santa Rita de Caldas (Landim e Fúlfaro, 1974; Soares, 1976; Winters, 1981) e na região de Caconde e São José do Rio Pardo (Oliveira et al., 1983a; Campos Neto e Figueiredo, 1985).

As rochas tipicamente alcalinas, do Ciclo Brasileiro, estão representadas principalmente pelos Maciços Sieníticos de Pedra Branca e Caldas. Estes exibem forte estrutura de fluxo laminar principalmente nas bordas, textura hipidiomórfica inequigranular, granulação média a grossa e cores rosa-acinzentadas. Composicionalmente correspondem a egerina sienitos, predominando os termos supersaturados, chegando inclusive aos egerina-quartzo sienitos. São localmente ocorrem nefelina sienitos. Mineralogicamente, são constituídos por ortoclásio, mineral predominante, hornblenda com pleocroísmo azulado, diopsídio, aegerina, biotita e nefelina nos tipos insaturados e quartzo nos termos supersaturados. Como acessórios ocorrem vários minerais como apatita, oligoclásio, titanita, zircão e opacos, entre outros menos comuns.

Os corpos com tendências subalcalinas constituem corpos de dimensões muito reduzidas e podem ser citados, principalmente, as ocorrências localizadas imediatamente ao norte do Maciço Alcalino de Poços de Caldas e na região de São José do Rio Pardo. São rochas isotrópicas, com textura hipidiomórfica a xenomórfica, granulação variável, média, fina e localmente grosseira.

Apresentam cores rosadas a esbranquiçadas e correspondem aos ca sos citados, essencialmente, a alcali-feldspatos granitos e sieno granitos, com feldspato potássico, quartzo e oligoclásio. São pobres em máficos, apresentando biotita e hornblenda. Outros acessó rios são apatita, titanita, zircão e opacos.

5.4.2.2. Granitóides Hidratados com Fácies Anidras

Existem na área focalizada vários corpos granitóides hi dratados, calco-alcalinos, que transicionam para rochas da série charnockítica. Dentre as ocorrências maiores, estão as das zonas marginais oeste do Complexo Granítico Socorro, nos arredores da cidade homônima (Wernick et al., 1984a) e algumas à NW da cidade de São José do Rio Pardo (Campos Neto e Figueiredo, 1985; Oliveira, 1972; 1973). Ocorrências menores, não representadas no mapa geológico, situam-se na região de Machado, nas margens das rodovi as para Alfenas e para Campestre. Cabe ressaltar, que, localmente, os contatos entre os referidos tipos petrográficos, podem ser tec tônicos.

Em todas as ocorrências conhecidas é característica uma foliação tectônica, de cisalhamento dúctil, que afeta tanto os granitóides quanto os charnockitos.

Os granitóides são de cores rosadas e correspondem a sienogranitos e monzogranitos, com a presença de biotita e hornblenda e, as vezes, clinopiroxênios. Os charnockitos são esverdeados e correspondem a charnockitos e, mais raramente, a opdalitos e apresentam como máficos o ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda e biotita. Ambos os tipos petrográficos apresentam os mine rais acessórios apatita, titanita, zircão, allanita, opacos e minerais secundários tais como epidoto, sericita, carbonatos, clori ta, etc.

A transição dos charnockitos para os granitóides se dá pela redução, até o desaparecimento total, do ortopiroxênio, ao mesmo tempo que gradam para cores rosadas. Estudos detalhados, mostrando a transição entre charnockitos e granitóides, foi elaborado por Wernick et al. (1984a) para a zona marginal oeste do Com plexo Granítico de Socorro.

5.4.2.3. Granitóides Anidros

Correspondem às rochas da série charnockítica. Suas principais ocorrências situam-se na porção centro-norte do Maciço de Guaxupé, onde constituem normalmente corpos de dimensões pequenas, muitos deles não representáveis na escala do mapa geológico anexo.

As ocorrências na região de Machado, Alfenas e Paraguaçu constituem corpos pequenos, homogêneos, com contatos nitidamente intrusivos, muitas vezes cortando pequenos corpos graníticos. Apresentam texturas hipidiomórficas, granulação média a grossa, raramente porfiróides, cores verde acinzentadas, verde oliva ou verde escura. Apresentam-se diferentemente foliados, ora com porções maciças, isotrópicas, ora com faixas discretamente a intensamente foliadas, através de cisalhamento dúctil. A composição mineralógica é pouco variável e estão representadas predominantemente por charnockitos (campos 3a e 3b) e localmente por opdalitos. A taxa de máficos varia de 3-4% a 15%, em média 4 a 5%, e são constituídos por hyperstênio, diopsídio, hornblenda e biotita, em proporções muito variáveis, podendo faltar localmente um ou outro deles.

Já, as ocorrências do norte de Poços de Caldas e da região de São José do Rio Pardo constituem agrupamentos de corpos heterogêneos, formas arredondadas, alongadas ou lenticulares, intercalados com granitóides e outras rochas regionais, definindo áreas com alta frequência ou predominância de rochas charnockíticas. Composicionalmente são variáveis e estão representados predominantemente pelos tipos intermediários.

São rochas de cores verde escura, verde oliva, verde acinzentada a acastanhada, e com textura hipidiomórfica a grano-blástica, inequigranular, e estruturas homogeneamente foliadas. A granulação varia de uma ocorrência para outra, com tipos litológicos de granulação, ora grosseira, ora média-fina. A ocorrência ao norte de Poços de Caldas exhibe textura hipidiomórfica, granulação grosseira e estrutura maciça, isotropa.

Os tipos petrográficos correspondem à mangeritos, jotonitos, hyperstênio sienitos, com variações para charnockitos. Mineralogicamente, possuem feldspato potássico e plagioclásio, em teores variados, e quartzo (no geral inferior a 20%). Os máficos são ortopiroxênio e clinopiroxênio seguidos por anfibólio e biotita.

ta que, por vezes, figuram como acessórios. Estes são opacos, apatita, titanita, zircão e allanita. Como secundários ocorrem anfibólio fibroso, sericita, muscovita, opacos, talco, serpentina, clorita, carbonatos, epidoto, e outros de menor importância. Estas rochas encontram-se bem descritas por Campos Neto e Figueiredo (1985), Oliveira (1972; 1973), Oliveira et al. (1983a), entre outros.

Pela própria natureza destas rochas, na série charnockítica, tem havido, entre os diversos autores, uma certa polêmica quanto as suas origens. Também, a frequente estrutura foliada, gnaissificada, exibida por estas rochas, tem indiretamente influenciado na interpretação genética. Assim, Coutinho (1953), Fiori e Choudhuri (1979), Oliveira (1972; 1973), Oliveira et al. (1983a) consideram-no como resultantes de um metamorfismo regional progressivo. Wernick et al. (1984a) interpretaram a zona marginal charnockítica do Complexo Granítico Socorro como um fácies magmático anidro e posteriormente deformado cataclasticamente por influência da zona de cisalhamento de Socorro. Campos Neto e Figueiredo (1985) também interpretaram a sequência magerítica-jotonítica da região de São José do Rio Pardo como cristalizada diretamente a partir de magmas anidros.

Com o intuito de contribuir para o esclarecimento desta controvérsia genética foram estudadas, através da tipologia do zircão, sete amostras de corpos charnockíticos das regiões de Socorro, Machado-Paraguaçu, São José do Rio Pardo e a norte de Poços de Caldas. A localização das amostras encontram-se na Figura 6 e Anexo 1. Os dados modais, correspondentes às amostras estudadas, encontram-se listadas na Tabela 2 e representadas no diagrama modal da Figura 26. A análise do zircão revela, como mostra a Figura 27, feições típicas de rochas calco-alcalinas charnockíticas magmáticas.

5.4.3. Principais Fases de Deformação

Estas fases de deformação encontram-se relacionadas ao Ciclo Brasileiro e, portanto, referem-se ao último evento metamórfico que atuou na região. Mesmo neste caso, as relações estruturais produzidas pelas fases de deformação, principalmente as mais

TABELA 2 - Dados Modais de Rochas Charnockitóides do Complexo Pinhal

<u>Minerais</u>	<u>Amostras</u>						
	ATD-9.2	ATD-26Az	ATD-46	ATD-46.I	ATD-51	ATD-52	ATD-61
	Charnock.	Charnock.	Charnock.	Opdalito	Charnock.	Hy-Qt.Sien.	Charnock.
Feldsp.Potássico	37,0	39,0	33,0	18,0	35,0	51,0	32,0
Plagioclásio	24,0	21,0	27,0	40,0	34,0	16,0	21,0
Quartzo	24,0	25,0	23,0	21,0	25,0	12,0	22,0
Biotita	5,0	2,0	10,0	6,0	3,0	1,5	2,0
Hornblenda	4,0	8,0	4,0	11,0	2,5	5,0	10,0
Hiperstênio	tr	1,0	tr	tr	0,5	0,5	4,0
Diopsídio	2,0	tr	---	---	tr	---	3,0
Acessórios	2,0	2,0	3,0	4,0	1,0	2,0	5,0
Bastita (mineral secund.)	2,0	2,0	tr	1,0	tr	2,0	---

FIGURA 27 — TIPOS DE ZIRCÃO CARACTERÍSTICOS PARA AS DIFERENTES SÉRIES DE GRANITÓIDES. 1, 2 E 3 = GRANITOS CRUSTAIS; 4 = GRANITOS CALCO-ALCALINOS (a, b, c — SÉRIES DE BAIXA, MÉDIA E ALTA TEMPERATURA); 5 = GRANITOS SUBALCALINOS; 6 = GRANITOS ALCALINOS; 7 = GRANITOS TOLEÍTICOS; Ch = GRANITOS CHARNOCKÍTICOS. C — GRANITOS CRUSTAIS; H — GRANITOS HÍBRICOS; M — GRANITOS MANTÉLICOS (PUPIN, 1980).

AMOSTRAS ESTUDADAS

- Rochas Charnockíticas do Complexo Pinhal

precoces, são melhores estabelecidas quando conectadas com os principais episódios de migmatização.

A fase mais antiga de deformação brasileira é acompanhada da geração de migmatitos acamados (ver Fotos 10 e 14). Esta fase de deformação é responsável pelo desenvolvimento de dobras isoclinais recumbentes e de uma intensa foliação de transposição que tem um efeito de homogeneização, principalmente, sobre migmatitos pré-existentes ao transformar suas estruturas em gnaissificação. A foliação de transposição é caracterizada pela presença, principalmente, de pequenas dobras intrafoliares com superfícies axiais paralelas à foliação da nova gnaissificação, presença de estruturas sigmoidais, intenso esmagamento de minerais nos planos de foliação e crenulação nos ápices das dobras intrafoliares.

A superfície axial dessas dobras não apresentam uma inclinação definida, variando desde horizontal até vertical, devido ao redobramento a que foram submetidas.

Uma segunda fase de deformação é acompanhada de nova fase de migmatização da qual resulta a frequente geração de migmatitos nebulíticos e que destrói boa parte da foliação gerada na fase de dobramento precedente. Esta fase de deformação é responsável pelo redobramento e reorientação da gnaissificação originada na fase anterior através de dobramento isoclinal com o desenvolvimento irregular de nova foliação plano-axial. Esta transpõe a foliação anterior com intensidade variável e é caracterizada por uma riqueza em feições sigmoidais (Fotos 15 e 16), dobras isoclinais apertadas, frequentemente disruptas, desenhadas pelo antigo bandamento composicional das rochas, bem como pelos leucossomas dos migmatitos acamados. O efeito desta transposição sobre os leucossomas da primeira fase, quando mais espaçada, resulta na geração de migmatitos com estruturas dobradas e flebíticas (Fotos 16 e 17).

As duas fases acima descritas superpõem-se a foliação tectônica relacionada aos cisalhamentos dúcteis e rúpteis, responsáveis pelo deslocamento de grandes blocos tectônicos e pela geração de extensas e espessas faixas de cisalhamento. Os efeitos e características deste evento modificador das litologias pretéri-

tas encontram-se descritas em itens específicos.

O posicionamento temporal relativo da fase de cisalhamento dúctil é dado por suas relações com a terceira fase de dobramento, já que as faixas de cisalhamento acham-se afetadas por este evento. Esta terceira fase caracteriza-se por dobras abertas de grande amplitude, as quais, superpostas às deformações prévias geram estruturas de interferência dos tipos domos e bacias.

Também a fase de cisalhamento rúptil supera a fase dúctil como é atestado pela zona rúptil Ouro Fino que secciona e desloca a zona dúctil Varginha, redobrada pela terceira fase. A continuidade da fase rúptil, para além da terceira fase de dobramento, é atestada por numerosas falhas que afetam rochas contendo as três fases principais de dobramento.

Dobras adicionais, de caráter mais ou menos local, são ainda devido às intrusões dos diversos granitóides e às dobras de arrasto associadas às falhas de maior expressão.

Uma datação relativa da fase de deformação dúctil pode ser feita no Complexo Granítico Morungaba, onde os granitóides porfiróides da sua porção norte são afetados por cisalhamentos sub-horizontais e cortados por granitos equigranulares, que não evidenciam este padrão de deformação.

5.4.4. Geocronologia

Para o sul do Craton do São Francisco as idades referentes ao período do Proterozóico Superior são restritas à metodologia K-Ar (Teixeira, 1985). Refletem o último resfriamento regional e relacionam-se a idades aparentes para rochas do embasamento situadas em posição de borda no segmento cratônico, que revelam rejuvenescimento dos materiais, em decorrência da evolução brasileira marginal.

Já para o restante da área estudada, situada fora da área cratônica, a presença do evento termal do Ciclo Brasileiro encontra-se, geocronologicamente, bem caracterizado. Para estas áreas, efeitos superiores aos 500°C são atestados por datações radiométricas K-Ar apresentadas por Artur (1980), Cavalcante et al. (1979), Cordani e Bittencourt (1967), Correia et al. (1982), Ebert

e Brochini (1968), Fonseca et al. (1979), Hama et al. (1979), Oliveira (1973) e Vlach (1985).

A geração de rochas através de uma expressiva granito-gênese e pela migmatização de rochas pré-existentes, reunidas na área investigada no Complexo Pinhal, encontra-se comprovada na literatura geológica pelas seguintes datações Rb-Sr e U-Pb:

- Datações de rochas graníticas pelo método Rb-Sr foram apresentadas por Wernick et al. (1981a) e Vlach (1985) e estão restritas ao complexo intrusivo Morungaba. Vlach (op.cit.) obteve, para cinco grupos de granitos equigranulares e um de granitos inequigranulares, da porção meridional e oriental do referido complexo, idades que variaram entre 690 e 490 m.a.. Entretanto, o autor considera exageradamente amplo este intervalo e sugere que a principal fase de colocação e/ou cristalização das diferentes intrusões tenha ocorrido entre 590 e 560 m.a.. Já Wernick et al. (1981a) obteve, para três amostras de granitos equigranulares, idade de 504^{+44} m.a..

- Outra série de datações provém da região de São José do Rio Pardo e foi apresentada por Oliveira et al. (1986a). Correspondem à quatro isócronas Rb-Sr e uma concórdia U-Pb, referentes a gnaisses charnockíticos, granulitos enderbíticos, hiperstênio granulitos sieníticos e granulitos sieníticos. As isócronas Rb-Sr forneceram idades oscilando entre 660 e 550 m.a.. Uma única concórdia U-Pb foi construída a partir de zircões de gnaisses charnockíticos e de granulitos sieníticos e forneceu idade de 780 m.a..

- Para migmatitos existe apenas uma isócrona Rb-Sr, para a região de Itapira, com idade de 600^{+30} m.a. (Artur, 1980).

- Cabe ainda destaque para uma isócrona de referência de Wernick et al. (1976), para rochas da região de Amparo-Morungaba e Estiva, com valor de 690^{+20} m.a..

Com o intuito de melhor caracterizar os eventos geológicos ligados ao Proterozóico Superior foram realizadas, no presente trabalho, uma série de outras datações Rb-Sr envolvendo rochas graníticas, charnockíticas e migmatíticas e gnaisses blastomiloníticos, a saber:

Datação de Migmatitos

Foram datados quatro novos afloramentos de diferentes tipos de migmatitos, além de se recalcular a isócrona de Artur (1980), supra referida. Estes afloramentos situam-se nos arredores de Itapira, Jacutinga, Monte Sião, Borda da Mata e Silvianópolis e apresentam as seguintes características:

- Afloramento ATD-3. Localizado em pedreira abandonada, atrás do Posto Fiscal da rodovia entre Ouro Fino e Borda da Mata, cerca de 2km desta cidade. A rocha é representada por um biotita gnaiss embrechítico que resulta da transposição dúctil de um migmatito originariamente estromático. Este ocorre parcialmente deformado e constituindo megamicrólitos lenticulares, com espessuras até decamétricas, e disposição paralela à foliação da rocha mais intensamente transposta. Entretanto, mesmo estes leitos foram parcialmente transpostos ao longo de planos mais espaçados o que resultou na transformação do migmatito estromático original num migmatito dobrado a flebítico, nos quais as dobras tem plano axial paralelo à foliação de transposição. As dobras são desenhadas tanto pelo leucossoma quanto pelo paleossoma/mesosoma do migmatito original estromático e apresentam dimensões variáveis, com feições disruptas e frequentemente geometria assimétrica do tipo "cabo de guarda chuva", à semelhança da Foto 6. O migmatito estromático original é composto predominantemente por um paleossoma/mesosoma granodiorítico, algo porfiróide, rico em segregações graníticas, com formas lenticulares, milimétricas a centimétricas. Seu leucossoma é de composição granítica, cor esbranquiçada, espessura predominantemente centimétrica, grã média a grossa e também mostra foliação mais ou menos intensa. O redobramento, devido à transposição dúctil, é acompanhada de recristalização nos ápices das dobras e segregação de material com disposição paralela à foliação da rocha. Tanto o material recristalizado quanto o segregado não exhibe foliação. Todo o afloramento embrechítico/migmatítico acha-se injetado por filões e diques de neossoma granítico róseo, de granulação variável e não deformados.

Neste afloramento foram datadas quatro amostras do mesossoma do migmatito dobrado e quatro amostras do neossoma de in

jeção de veios discordantes, conforme Figura 28.

A isócrona I refere-se ao mesossoma e fornece valor de 1320^{+40} m.a. e razão inicial igual a $0,7145^{+0,0006}$. A idade assim obtida é aqui interpretada como correspondendo a um valor misto, que refletiria rejuvenescimento isotópico parcial de material mais antigo sob efeito de anatexia ocorrida no Proterozóico Superior. Tal consideração deve-se ao fato, de que até o momento não foi obtido nenhum outro valor que sugerisse, para a região, evento gerador de rochas nesta época. A razão inicial elevada é compatível com material de longa residência crustal e que no caso foi submetido a pelo menos dois retrabalhamentos isotópicos, conforme acima descrito. O MSWD com 2,211, pode ser considerado normal para rochas mesossômicas e, provavelmente, heterogeneamente rejuvenescidas.

A isócrona II, resultante do neossoma de injeção e apresenta idade de 500^{+30} m.a., R.I. = $0,7273^{+0,0006}$ e MSWD de 1,87. A idade aparentemente baixa para o referido neossoma pode, muito bem, refletir a precariedade da isócrona que é construída a partir de apenas quatro amostras e que se distribuem num intervalo da relação Rb^{87}/Sr^{86} bastante restrito. Por outro lado, valores Rb-Sr similares foram apresentados por Vlach (1985) e Wernick et al. (1981a) para granitos equigranulares róseos do Maciço de Morungaba, respectivamente, com $495^{+3,5}$ m.a. e 504^{+44} m.a. A razão inicial, bastante elevada, pode como já referido, ser devida a uma certa precariedade da isócrona, mas que também pode revelar refusões de material crustal.

- Afloramento AF-2. Localiza-se junto a divisa entre os Estados de São Paulo e Minas Gerais, ao longo da rodovia Itapira-Ouro Fino. O referido afloramento é constituído pelo migmatito estromático datado por Artur (1980), cujos mobilizados fornecem idade de 2230^{+30} m.a. Cortando este migmatito ocorrem veios, filetes e bolsões de neossomas graníticos róseos, não deformados, com dimensões reduzidas e dispostos tanto concordantemente quanto discordantemente em relação à foliação da rocha. Foi a partir de cinco frações destes neossomas que elaborou-se a isócrona da Figura 29.

A isócrona assim construída forneceu valor de 767^{+}

FIGURA 28 - Diagrama isocrônico Rb-Sr de migmatitos do Complexo Pinhal. Afloramento ATD-3, situado em pedreira inativa nas proximidades de Borda da Mata, nas margens da rodovia Ouro Fino-Borda da Mata.

32 m.a. e R.I. = $0,7595^{+0,0008}$. A idade, apesar de alta, é compatível com o Proterozóico Superior e o MSWD da ordem de 0,19 reforça a cogeneticidade das amostras estudadas. A relação inicial da isócrona é extremamente elevada, o que poderia conduzir a suspeitas de uma origem a partir de fusão de metassedimentos. Entretanto, o neossoma granítico não apresenta características mineralógicas de granitos tipo-S, mas sim de granito-I, com a presença de titanita e allanita euédricas. Desta forma, a sua razão inicial poderia indicar a refusão de material ortognáissico mais antigo, originariamente com elevada relação $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, o que é perfeitamente possível até para materiais de origem mantélica como apresentado por Teixeira (1985; Figs. 51 e 52) e como será visto no próximo item referente à evolução do $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$.

- Afloramento AF-5/6. Situa-se no km 99 da rodovia que liga Pouso Alegre-Machado. É constituído por hornblenda-biotita gnaiss embrechítico, gerado a partir da transposição dúctil de um migmatito estromático, que ocorre preservado sob a forma de um megamicroólito com espessura de cerca de 20-25 metros. O paleossoma é um hornblenda-biotita gnaiss tonalítico de cor cinzenta, caráter mais ou menos mesossômico, contendo delgadas intercalações anfibolíticas. O mobilizado constitui leitos com certa persistência longitudinal, espessuras centimétricas e irregularmente espaçados. São de composição granítica, granulação média, cor esbranquiçada e mediantemente foliados. Os leitos de migmatitos estromáticos exibem, de acordo com o espaçamento dos planos de cisalhamento, estruturas sigmoidais ou estruturas dobradas com planos axiais paralelos à foliação da rocha. Após a transposição dúctil ocorre, de forma discreta, nova fase de migmatização pela injeção de diques, veios e bolsões discordantes em relação às duas foliações da rocha. Finalmente, todo o afloramento apresenta nova fase de deformação que provoca ondulações e dobras abertas.

Para este afloramento foram analisadas sete frações dos mobilizados estromáticos. A idade de 680^{+80} m.a., com R.I. = $0,7060^{+0,0015}$ (Figura 30) resulta de uma boa distribuição das amostras ao longo da isócrona. O MSWD com 0,718 reflete a cogeneticidade das amostras. A razão inicial, mais ou menos elevada,

FIGURA 29 - Isócrona Rb-Sr de neossoma de injeção granítico do Proterozóico Superior. Afloramento AF-2; localizado junto a divisa entre os Estados de São Paulo e Minas Gerais, ao longo da rodovia Itapira-Ouro Fino.

FIGURA 30 - Isócrona Rb-Sr de mobilizados estromáticos dobrados do Complexo Pinhal. Afloramento AF-5/6; km 99 da rodovia que liga Pouso Alegre e Machado.

deve resultar da anatexia parcial sobre material com longa vida crustal.

- Afloramentos ACAIT-58/59. Corresponde a dois pontos de coletas, distantes entre si cerca de 500 metros, localizados entre os km 26 e 27 da rodovia Itapira-Lindóia.

Trata-se de um migmatito estromático no qual o paleossoma é dado por um gnaiss embrechítico bandado constituído por uma sucessão de leitos centimétricos a decimétricos de biotita gnaiss, separados por leitos milimétricos a submilimétricos de gnaiss granítico. Este paleossoma resulta da transposição de um migmatito pré-existente. O neossoma é representado por leitos persistentes com espessuras de 1 a 10 centímetros de mobilizados esbranquiçados a levemente rosados, de granulação média a grossa, e de composição sienogranítica. Apresentam disposição paralela à foliação do paleossoma embrechítico. Característico é a ocorrência de bancos contínuos de melanossoma essencialmente biotítico, que envolvem o neossoma.

Artur (1980) confeccionou uma isócrona a partir de sete frações dos mobilizados estromáticos não deformados e obteve idade de 600^{+30} m.a.. Nesta etapa dos trabalhos a referida isócrona foi revista e constatou-se que seu valor real é de 570^{+14} m.a., para R.I. = 0,7121 e MSWD de 4,5 (Figura 31). Apesar do diagrama evidenciar uma certa precariedade na definição da reta, a qual é traçada a partir de agrupamentos de pontos ocupando duas áreas do diagrama, permite considerar o referido mobilizado como sendo gerado no Ciclo Brasileiro. A razão inicial encontra-se bem definida pelo agrupamento situado próximo à origem da reta, principalmente, pela amostra 59E. Seu valor pode significar o resultado de re-trabalhamentos sucessivos de materiais muito mais antigos. O MSWD elevado, que caracteriza o diagrama como correspondendo a uma errôcrona deve refletir alguma contaminação do material datado por frações do seu paleossoma.

- Afloramento ATD-2. Situa-se no km 27 da rodovia Ouro Fino-Monte Sião, cerca de 2,5km da última cidade. É constituído por migmatito dobrado/flebitico do Proterozóico Inferior, com a presença de faixas nebulíticas (Fotos 8 e 19). As porções nebulíticas foram datadas e forneceram idade de 880^{+20} m.a., R.I.=

$709^{+0,0002}$ e MSWD com 1,44 (Figura 21). A discussão e interpretação destes valores encontram-se descritos juntamente com os resultados do afloramento ATD-2 no item sobre geocronologia do Proterozóico Inferior.

Datação de Gnaisses Blastomiloníticos

Para os gnaisses blastomiloníticos foram datados apenas dois afloramentos, um das proximidades de Ouro Fino e outro da região de Silvianópolis, como segue:

- Afloramento ATD-50. Localiza-se no km 87,8 da rodovia entre Pouso Alegre e Machado, nas proximidades de Silvianópolis. É representado por um gnaisse blastomilonítico bandado, dado pela alternância entre leitos contínuos de biotita gnaisse granodioríticos e quartzo-feldspáticos, com estruturas equivalentes à da Foto 28. Os leitos quartzo-feldspáticos apresentam espessuras variáveis, de milimétricas a subdecimétricas, grande persistência longitudinal e irregularmente espaçados. Sua composição é granítica, granulação fina a média, fortemente foliados. Microscopicamente, o gnaisse blastomilonítico apresenta razoável quantidade de minerais secundários, tais como sericita, epidotos, cloritas e carbonatos, depositados ao longo de intensa rede de microfraturas. Este gnaisse blastomilonítico resulta, indubitavelmente, da ação de intensa transposição que agiu sobre rochas pretéritas de natureza migmatítica. Localmente, ocorrem leitos e bolsões de neossomas graníticos róseos, não deformados, que cortam o gnaisse blastomilonítico.

Para este afloramento foram analisadas seis frações do gnaisse blastomilonítico, os quais fornecem idade de 490^{+10} m.a. e R.I. = 0,7319 (Figura 32). A baixa idade obtida deve se situar próxima a geração da rocha. Entretanto, este valor deve ter sido reduzido por uma abertura parcial do sistema, dado por retrabalhamento isotópico através de intensa percolação de fluidos durante a transposição, com a consequente remoção e precipitação de elementos químicos, como evidenciado pela riqueza de minerais secundários. Resta saber, ainda, se este retrabalhamento relaciona-se a transposição da rocha ou a eventos deutéricos/hidrotermais posteriores. A razão inicial elevada pode resultar de retra

FIGURA 31 - Errôcrona Rb-Sr de mobilizado estromático do Complexo Pinhal. Afloramento ACAIT-58/59; entre os km 26 e 27 da rodovia Itapira-Lindóia.

FIGURA 32 - Errôcrona Rb-Sr de gnaiss blastomilonítico do Complexo Pinhal. Afloramento ATD 50; km 87,8 da rodovia que liga Pouso Alegre a Machado.

balhamentos sucessivos a partir de um material com longa vida crustal. O MSWD com 3,63 reflete, possivelmente, heterogeneidade entre os leitos gnáissicos granodioríticos e quartzo-feldspáticos.

Já para os neossomas graníticos não foi possível obter-se variações nas relações $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$, mesmo partindo-se inicialmente de cerca de 15 frações, o que impossibilita quaisquer consideração a seu respeito.

- Afloramento ATD-16. Situa-se no km 14,5 da rodovia Ouro Fino-Monte Sião. Trata-se de um ortognaisse blastomilonítico homogêneo de composição granítica, equigranular, granulação fina a média e cores rosadas. Entre os minerais acessórios ocorrem titanita e allanita euédricas.

A partir de quatro frações desta rocha foi construída a isócrona da Figura 33, a qual forneceu idade de 620^{+100} m.a. , $\text{R.I.} = 0,7102^{+0,0024}$ e MSWD com 1,37. As amostras agrupam-se na porção central do diagrama, afastadas da origem da reta e com pequeno intervalo da relação $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$, o que reduz em muito a confiabilidade da isócrona. A razão inicial elevada pode, em grande parte, resultar deste fato, ou mesmo corresponder à produto da antexia de materiais profundos e originariamente com elevado teor de rubídio. A origem profunda deste ortognaisse encontra apoio na presença da titanita e allanita, que o caracteriza como sendo de natureza calco-alcalina.

Datação de Rochas Graníticas

Foram estudados dois afloramentos de corpos ígneos graníticos distintos, situados, respectivamente, nas regiões de Alfenas e Areado. Os dois granitóides são do tipo-S e mostram-se pouco favoráveis para as determinações radiométricas, como caracterizados a seguir:

- Afloramento ATD-23. Situa-se em pedreira ativa na altura do km 6 da rodovia Alfenas-Machado. É constituído por intercalações, de espessuras decamétricas, de dois gnaisses blastomiloníticos. Um representado por hornblenda-biotita gnaisse granodiorítico e outro por granada-biotita gnaisse granítico. Este

resulta da transposição dúctil de granada-biotita granito porfiróide, o qual ocorre preservado sob a forma de micrólitos lenticulares com espessuras métricas. As porções não deformadas apresentam megacristais róseos de microclínio com formas retangulares, quadradas ou irregulares, que atingem em média 2-3cm de comprimento. Com o incremento da deformação da rocha adquirem formas ovaladas, fusiformes ou originam microleitos descontínuos. A matriz é de granulação média, cor cinza a levemente rosada, exibindo teores variáveis em granada, a qual pode representar até 4% da rocha. Localmente, a granada constitui megacristais ou agregados, com formas arredondadas e dimensões de até 2 centímetros.

Para este afloramento foram analisadas quatro frações do granada-biotita granito porfiróide poupado pela deformação. Estes forneceram valor de 510 ± 50 m.a., R.I. = $0,7109 \pm 0,0009$ e MSWD da ordem de 11,44 (Figura 34). O valor bastante alto do MSWD não é devido à falta de cogeneticidade das amostras, pois elas são provenientes de um único afloramento, mas deve resultar da falta de uma boa homogeneização do material preparado. Já a razão inicial é compatível com a natureza crustal do referido granito. Apesar da idade obtida carecer de maior precisão, sugere, pois o granito datado, uma origem durante o Proterozóico Superior.

- Afloramento ATD-25. Localiza-se em pedreira abandonada nas proximidades de Areado. Refere-se, também, a um granada-biotita granito porfiróide. Apresenta estrutura maciça a pouco foliada, com os megacristais dispostos de forma mais ou menos orientada. A foliação local e discreta, resulta de um cisalhamento tectônico pouco pronunciado. Os megacristais são de microclínio, exibem cores esbranquiçadas, formas retangulares a ovaladas e com dimensões médias entre 2 e 3cm ao longo de sua maior dimensão. Sua quantidade é variável, chegando em algumas faixas a cerca de 20% do total da rocha e em média 5 a 10%. A matriz apresenta granulação média a grossa e cor cinza clara. A granada perfaz cerca de 3% da rocha e se apresenta na forma de cristais isolados ou agregados, geralmente associada à biotita.

A determinação radiométrica para quatro frações deste granito forneceu um valor de 585 ± 40 m.a., R.I. = $0,7588 \pm 0,0013$ e

FIGURA 33 - Isócrona Rb-Sr de ortogneisse granítico do Complexo Pinhal. Afloramento ATD 16; km 14,5 da rodovia entre Ouro Fino e Monte Sião.

FIGURA 34 - Errócrona Rb-Sr de granada-biotita granito porfiróide do Complexo Pinhal. Afloramento ATD-23; pedreira ativa na altura do km 6,0 da rodovia Machado-Alfenas.

um MSWD de 9,42 (Figura 35). A razão inicial extremamente elevada deve refletir a origem crustal do granitóide, gerado a partir da anatexia de metassedimentos per-aluminosos. O MSWD, também bastante alto, resultaria de problema similar ao caso das amostras do diagrama anterior, além de um possível reflexo da granulação um tanto grosseira da rocha, que dificulta uma homogeneização ideal dos materiais datados.

Datação de Rochas Charnockíticas

Os charnockitos, aqui datados, pertencem a série dos granitóides anidros do Complexo Pinhal. Para estas rochas foram datados dois afloramentos situados nas regiões de Paraguaçu e Machado.

Embora pertencentes a corpos distintos, as rochas dos dois afloramentos são petrograficamente muito similares. Estes corpos apresentam dimensões reduzidas, ambos com menos de 10 km² de área de exposição, e exibem contatos nitidamente intrusivos.

Correspondem a rochas com estruturas blastomiloníticas geradas a partir da transposição dúctil sobre charnockitos maciços, os quais ocorrem poupados pela deformação sob a forma de núcleos decamétricos.

Estas rochas exibem cores que variam de verde escura a verde acastanhada. As porções isotrópicas apresentam granulação média homogênea e, localmente, grosseira heterogênea, chegando a porfiróide.

Composicionalmente, correspondem a charnockitos "sensu strictu" e são constituídos por microclínio pertítico, quartzo, oligoclásio e teores variáveis de hiperstênio, diopsídio, hornblenda e biotita. Os megacristais, quando presentes, são essencialmente de microclínio pertítico.

Para as determinações radiométricas foram coletadas frações dos charnockitos constituintes dos núcleos poupados pelas deformações.

Para o afloramento ATD-26, situado em pedreira abandonada nos arredores de Paraguaçu, foi construída uma isócrona a partir de seis frações do charnockito. O bom alinhamento das amostras forneceu idade de 560^{+20} m.a., R.I. = $0,7107^{+0,0002}$ e MSWD

de 1,29 (Figura 36).

O afloramento ATD-9, localizado em pedreira abandonada nas proximidades N-NW de Machado, forneceu, a partir de quatro frações de charnockitos com granulação grosseira, valor de 565^{+35} m.a., R.I. = $0,7076^{+0,0004}$ e MSWD de 5,19 (Figura 37). Apesar das amostras não apresentarem um bom alinhamento, a concordância entre esta idade e a fornecida pela isócrona anterior, reforça sua confiabilidade. O MSWD elevado, deve-se, provavelmente a dificuldade de se conseguir uma boa homogeneização do material utilizado, o qual apresenta, neste caso, granulação grossa.

As relações isotópicas iniciais Sr^{87}/Sr^{86} de 0,7107 e 0,7076, bastante elevadas para rochas dessa natureza, sugerem uma origem a partir da fusão parcial de material com vida crustal anterior. Por tratarem-se de rochas anídras a gênese desses magmas charnockíticos ter-se-iam originados de material da crosta submetidos à fácies metamórfica de alto grau, numa situação muito semelhante a sugerida por Gasparini e Mantovani (1978) para os charnockitos de Ubatuba.

Considerações Finais

As rochas migmatíticas, graníticas, charnockíticas e blastomiloníticas geradas durante o Proterozóico Superior e aqui datadas, revelaram idades oscilando em um intervalo de 500 a 880 m.a., mas com maior concentração dos valores entre 560 e 585 m.a..

É de importância o fato de que o grupo de rochas incluídas no referido intervalo de 560 a 585 m.a., representado por dois charnockitos, um granito e um migmatito, gradam para termos com foliação de transposição, com estruturas tipicamente blastomiloníticas. Para estes blastomilonitos foi obtida uma idade de 490 m.a., valor este, similar ao obtido por Hama et al. (1979) para granitos cataclasados da região de Pouso Alegre.

5.5. EVIDÊNCIAS ISOTÓPICAS SOBRE A EVOLUÇÃO CRUSTAL NOS TERRE- NOS DE INFRA-ESTRUTURA

Uma das questões básicas no estudo da evolução da cros

FIGURA 35 - Errôcrona Rb-Sr de granada-biotita granito porfiróide do Complexo Pinhal. Afloramento ATD-25; pedreira abandonada nos arredores de Areado.

FIGURA 36 - Isôcrona Rb-Sr de Charnockitos do Complexo Pinhal. Afloramento ATD 26; pedreira inativa nas proximidades de Paraguaçu.

FIGURA 37 -Eirrôcrona Rb-Sr de Charnockitos do Complexo Pinhal.
 Afloramento ATD 9; pedreira inativa nas proximidades
 de Machado.

ta continental é a avaliação da contribuição dos processos de acreção e de retrabalhamento na sua moldagem. Processos de retrabalhamento apenas modificam rochas pré-existentes, enquanto os fenômenos de acreção vertical e horizontal representam modificações com aporte de material novo.

Por outro lado, a distinção entre materiais acrecionais de curta ou longa residência crustal, ao nível da infra-estrutura, é difícil. Tal consideração deve-se ao fato de que o material adicionado à crosta pode sofrer, em um mesmo evento tectonometamórfico, sucessivos retrabalhamentos deformacionais e anatéticos. Desta forma, a simples constatação de rochas intensamente retrabalhadas não significa, necessariamente, tratar-se de material policíclico com longa vida crustal.

Esta problemática pode, entretanto, ser abordada em princípio através de dados isotópicos no âmbito de estudos geocronológicos através do diagrama Sr^{87}/Sr^{86} versus idade. Lançando-se neste gráfico a curva de evolução isotópica do manto (L.C.M.) e os dados geocronológicos do material estudado podem ser tecidas considerações sobre a história crustal das rochas enfocadas.

Na Figura 38 estão representadas estas relações para os migmatitos da área estudada, situada fora do domínio cratônico, e na Figura 39 os dados correspondentes aos granitóides e ortogneisses investigados.

Migmatitos

Do conjunto de isócronas Rb-Sr elaboradas para os migmatitos foram selecionadas aquelas que mostraram-se melhores definidas e com menores relações isotópicas iniciais Sr^{87}/Sr^{86} . Os materiais datados, bem como suas localizações geográficas, encontram-se listados na Figura 38.

Com exceção de uma única datação isocrônica, cuja relação isotópica inicial (curva 6) se coloca sobre a linha de evolução teórica da razão Sr^{87}/Sr^{86} no manto (L.C.M.), todas as demais curvas apresentam relações isotópicas situadas acima da referida linha teórica.

A razão inicial da curva (6), refere-se a um mobiliza-

do de migmatito dobrado que forneceu idade compatível com o Ciclo Transamazônico (1810 ± 60 m.a.). Tal situação geológica/geocronológica parece indicar que o referido mobilizado é o resultado do retrabalhamento de material com curta vida crustal, derivado essencialmente do manto superior durante o evento transamazônico.

Três outras curvas de evolução de mobilizados de migmatitos das regiões de Itapira (curva 3), Lindóia (curva 5) e Bor-da da Mata (curva 7), apresentam razões iniciais localizadas acima, mas próximas, da L.C.M.. Tal fato, a princípio, poderia indicar tanto retrabalhamento de material com curta vida crustal quanto retrabalhamento de material com residência crustal mais longa, mas originariamente pobre na relação Rb/Sr, conforme demonstrado por Peterman (1979) para rochas derivadas de tonalitos e trondhjemitos.

A curva (1) com alta razão Sr^{87}/Sr^{86} atual, evidencia que o mobilizado arqueano analisado resulta do retrabalhamento de material pretérito pouco mais antigo e originariamente com elevado teor de rubídio. Tal fato sugere a existência de heterogeneidades isotópicas no manto superior já no período arqueano.

As razões iniciais das curvas (2 e 4), referentes a dois mobilizados de migmatitos do Proterozóico Inferior, encontram-se bem mais afastadas da linha de evolução teórica do manto. Ambas apresentam valores iniciais e atuais relativamente elevados do Sr^{87}/Sr^{86} , fato este que deve ser o reflexo de retrabalhamento de materiais com longa residência crustal e com certo enriquecimento primário em rubídio. No caso específico da curva (4), seu ângulo de inclinação é muito baixo, o que deve significar que as amostras estudadas não refletem a média real da relação Sr^{87}/Sr^{86} atual.

A curva (9) sugere tratar-se de um migmatito gerado a partir de material de curta vida crustal, caso oposto ao sugerido pela curva (10).

A curva (11) refere-se a um gnaiss blastomilonítico gerado a partir de um migmatito com paleossoma ortoderivado. A sua razão inicial é extremamente elevada e sugere, a primeira

FIGURA 38 - Curva de evolução da razão Sr^{87}/Sr^{86} no tempo geológico para migmatitos e ortogneisse blastomilonítico.

vista, origem a partir de metassedimentos que sofreram anatexia. Tal fato, entretanto, é incompatível com as características petrográficas/geológicas da rocha. Esta contradição encontra, entretanto, plausível explicação se a rocha for considerada de natureza polimigmatítica, ou seja, derivada por anatexia de migmatitos pré-existentes semelhantes aos das curvas (3 e 4). Tal processo pode ser também sugerido para a curva (10) em relação à curva (8), o que encontra suporte nas duas fases de migmatização constatadas para o Ciclo Brasileiro e na proximidade geográfica das suas correspondentes amostras.

Granitóides e Ortognaisses

Na Figura 39 estão representadas as relações isotópicas iniciais obtidas para rochas granitóides do Proterozóico Inferior e Superior.

Um dos granitóides do Proterozóico Inferior, representado pela curva (1), é relativo à ortognaisses da região de Itapira e apresenta relação isotópica inicial situada imediatamente abaixo da L.C.M., indicando que os materiais derivam-se diretamente do manto superior nas épocas de suas gerações.

A curva (2), referente à um granodiorito porfiróide dos arredores de Silvianópolis, apresenta razão inicial que se situa pouco acima da L.C.M.. Entretanto, considerando-se o erro analítico da determinação da razão inicial, da ordem de 0,0008, este valor situar-se-ia sobre a L.C.M.. Desta forma o granodiorito poderia, perfeitamente, ter-se originado no limite manto superior/crosta inferior, interpretação esta reforçada pelo μ_1 da isócrona Pb/Pb, da Figura 23. A elevada relação do Sr^{87}/Sr^{86} inicial deste granitóide sugere, à semelhança da curva (1) da Figura 38, a existência de heterogeneidades isotópicas no manto superior.

Para os granitóides do Proterozóico Superior, as curvas são tanto representativas para granitos, caso da ocorrência situado entre Monte Sião e Ouro Fino (curva 3), quanto charnockitos das regiões de Machado (curva 5) e Paraguaçu (curva 4), os quais exibem relações isotópicas iniciais situadas acima da L.C.M.. Este fato sugere que os respectivos granitóides foram gerados no interior da crosta terrestre, a diferentes níveis de pro-

fundidade, como indica a natureza ora hidratada ora anidra dos mesmos.

Considerações Finais

A análise dos dados acima descritos, apesar do pequeno número de isócronas disponíveis, permite supor para a região focalizada uma evolução crustal caracterizada tanto no Arqueano quanto no Proterozóico Inferior e Superior pela coexistência de processos de retrabalhamentos crustais e processos de acreção vertical. Os diagramas da curva de evolução da razão Sr^{87}/Sr^{86} no tempo geológico sugerem que, particularmente, no Proterozóico Superior, ocorreu o retrabalhamento de migmatitos gerados em períodos anteriores, enquanto que no Proterozóico Inferior o retrabalhamento afeta tanto rochas mais antigas quanto materiais de curta residência crustal. Este último processo caracteriza o retrabalhamento no Arqueano. Tal consideração coaduna-se com as conclusões obtidas por Teixeira (1985) para granitóides e migmatitos Arqueanos e do Proterozóico Inferior da região Meridional do Craton do São Francisco, contigua a área aqui estudada. Segundo este autor a evolução crustal durante os dois mencionados períodos é caracterizada por sucessivas acreções/diferenciações em conjugação com processos de retrabalhamento crustal.

MATERIAL ESTUDADO E LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DOS AFLORAMENTOS

- 1 - Afloramento ACAIT-14 (Fig.22) - km 35,3 da rod.Itapira-Lindóia
Ortognaisses - Complexo Amparo
- 2 - Afloramento ATD-8 (Fig.24) - Arredores de Silvianópolis
Ortognaisse porfiróide - Complexo Amparo
- 3 - Afloramento ATD-16 (Fig.33) - km 14,5 da rod. Monte Sião-Ouro Fino
Ortognaisse granítico - Complexo Pinhal
- 4 - Afloramento ATD-26 (Fig.36) - Arredores de Paraguaçu
Charnockito - Complexo Pinhal
- 5 - Afloramento ATD-9 (Fig.37) - Arredores de Machado
Charnockito - Complexo Pinhal

FIGURA 39 - Curva de evolução da razão Sr^{87}/Sr^{86} no tempo geológico para granitóides e ortognaisses.

6. SÍNTESE SOBRE A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E CONCLUSÕES

O mapeamento e compilação dos dados geológicos, litológicos e estruturais de uma área com cerca de 40.000 km², da porção sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo, aliados a estudos petrográficos, geocronológicos e de tipologia do zircão, permitem o estabelecimento das seguintes considerações gerais sobre a evolução geológica para a área enfocada:

1. A área foi palco de importantes eventos tectonometamórficos ocorridos no Arqueano, Proterozóico Inferior e Proterozóico Superior/Eopaleozóico. Estes eventos podem ser caracterizados tanto ao nível de fenômenos de acreção vertical quanto de retrabalhamento crustal.

2. No Arqueano houve, na região considerada, a geração de um conjunto litológico constituído por gnaisses bandados, migmatitos, gnaisses homogêneos diorítico-tonalítico-granodioríticos de natureza trondhjemitica, gnaisses charnokitóides, granulitos vários, metabásicas e metaultramáficas. Áreas maiores desta associação constituem atualmente o Complexo Barbacena, de característica predominantemente mesozonais, e o Complexo Guaxupé, predominantemente catazonal. Núcleos menores ocorrem dispersos por toda a área considerada, alguns passíveis de mapeamentos na escala adotada, como por exemplo nos arredores de Amparo.

3. Além da semelhança entre as litologias das mencionadas unidades com as de outras áreas arqueanas ao nível mundial, os dados geocronológicos confirmaram as idades assumidas, quer ao nível das exposições maiores quer ao nível de núcleos menores.

4. No Ciclo Transamazônico estas associações arqueanas sofreram transformações que levaram a sua descaracterização parcial através de acreções verticais e retrabalhamentos crustais, originando o Complexo Amparo. No primeiro grupo das transformações incluem-se intrusões de numerosos corpos granitóides com destaque para os batólitos Porto dos Mendes, São Gonçalo do Sapucaí e Cristália, este último nas proximidades de Itapira. Já os retrabalhamentos crustais envolveram migmatizações das litologias ar-

queanas, que foram acompanhadas de novas fases de dobramentos e transposições. Estas migmatizações afetaram amplas áreas situadas fora do Craton do São Francisco poupando apenas pequenos núcleos com feições mesozonais (Complexo Barbacena), além de áreas maiores de natureza catazonal (Complexo Guaxupé). Igualmente, foi afetada a borda sul do Craton do São Francisco com a geração de uma faixa de rochas transamazônicas rejuvenescidas, que envolvem rochas arqueanas situadas mais ao norte. São atestados destes processos:

A - A ocorrência de migmatitos polifásicos nos quais núcleos mais poupados têm o mesmo número de fases de deformação e mesma composição da associação migmatítica arqueana. A migmatização transamazônica difere da arqueana essencialmente pela composição dos neossomas, com tendências mais potássicas.

B - Dados geocronológicos. Datações executadas em migmatitos transamazônicos sugerem a presença de dois intervalos temporais principais de anatexia, respectivamente de 2,2 a 2,1 b.a. e de 1,9 a 1,8 b.a. A evolução do $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ no tempo geológico revela que a migmatização afetou tanto rochas de curta vida crustal acrescentadas à crosta durante o próprio período transamazônico quanto rochas de longa residência crustal, ou seja, arqueanas. Os dados disponíveis sugerem ainda o domínio do primeiro processo, o que implica que o crescimento crustal no Ciclo Transamazônico ocorreu predominantemente através de acreção vertical seguida ou não de retrabalhamento crustal. Tal configuração de processos tem muitas semelhanças com os observados em arcos magmáticos mais novos. Entretanto, face à superposição dos eventos brasileiros na região, que incluem novas migmatizações, não foi possível traçar-se a geometria dos eventos transamazônicos que pudessem confirmar tal hipótese.

Ainda, ao nível isotópico, ressalta-se a baixa relação $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$, na maioria das rochas estudadas, o que sugere a geração do material granitóide a partir de processos que envolvem intensa participação de material crustal profundo e material mantélico como sugerido, entre outros, por Wernick (1984b), no seu modelo genético para os granitos calco-alcalinos. Entretanto, algumas rochas transamazônicas exibem relações $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ elevadas,

fato também constatado em algumas rochas arqueanas (Teixeira, 1985; Wernick et al., 1981a), o que parece ser indicativo da existência, já naqueles períodos, de anomalias isotópicas no manto superior.

C - A manutenção de boa parte das características arqueanas do Complexo Guaxupé é devida a sua natureza essencialmente granulítica, anidra. Desta maneira, os efeitos regionais da migmatização transamazônica são discretos, atingindo maior intensidade apenas em áreas restritas.

D - Os granitóides (hoje ortognaisses) Cristália e São Gonçalo do Sapucaí servem como marcadores da idade mínima dos metamorfitos do Complexo Andrelândia/Itapira/Carrancas. O fato dos granitóides apresentarem valores radiométricos compatíveis com o Ciclo Transamazônico e cortarem a sequência metassedimentar, da qual incorporam xenólitos, sugere para o Complexo Andrelândia/Itapira/Carrancas idade mínima de metamorfismo atribuível ao Proterozóico Inferior.

5. No Ciclo Brasileiro ocorrem novas modificações das litologias pretéritas (arqueanas e/ou transamazônicas) tanto por acreção vertical quanto por retrabalhamento crustal através de migmatizações (que gera o Complexo Pinhal) e cisalhamentos dúcteis e quebradiços (que geram o Complexo Campos Gerais e as Faixas de Cisalhamento Pouso Alegre-Varginha e Ouro Fino-Jacuí). A acreção vertical, muito intensa em boa parte da região considerada faz-se pela intrusão de corpos granitóides calco-alcalinos (normais e charnockíticos) e subalcalinos/alcalinos, com destaque para os batólitos Jaguariúna, Morungaba, Socorro, Pinhal, Caldas, Pedra Branca, Mocóca, entre outros. O retrabalhamento crustal através da migmatização é acompanhado de dobramentos e transposição. Atestam estes processos:

A - A existência de ortognaisses embrechíticos formados pelo dobramento isoclinal e transposição de migmatitos e ortognaisses pré-existentes.

B - A ocorrência de migmatitos polifásicos nos quais os núcleos mais poupados tem um número de fases de deformação e composição igual a das associações migmatíticas arqueanas ou transamazônicas. A migmatização brasileira difere essencialmente dos an

teriores (arqueanos e/ou transamazônicos) pela composição frequentemente sienogranítica/monzogranítica, predominando esta na fase principal da migmatização e aquela nos estágios mais tardios.

C - Dados geocronológicos. Datações de migmatitos brasileiros revelam heranças cronológicas pretéritas com a presença de mesossomas fornecendo idades mistas, pré-brasilianas, e pela coexistência, no mesmo migmatito, de porções com idades, respectivamente, transamazônicas e brasilianas. O estudo da evolução do $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ no tempo geológica revela que a migmatização afetou tanto rochas com curta residência crustal acrescentadas à crosta durante o próprio evento brasileiro quando rochas de longa vida crustal, ou seja, transamazônicas ou mesmo arqueanas, polimigmatizadas. Os dados disponíveis sugerem ainda que os processos de retrabalhamentos brasileiros, através da anatexia, agiram predominantemente sobre rochas pretéritas com longa residência crustal.

Também, ao nível isotópico, ressalte-se que vários migmatitos brasileiros apresentam relações $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ muito baixas, semelhantes às das rochas arqueanas e transamazônicas. Tal fato, sugere tratar-se de retrabalhamento sob condições de sistemas fechados em relação aos tipos petrográficos onde, os baixos teores originais de rubídio, não permitem a elevação substancial da relação $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$.

D - A contribuição de material crustal com características arqueanas na constituição dos granitos charnockíticos fica patente não só quanto a localização destes, situados preferencialmente no Complexo Guaxupé, Amparo e vizinhanças, mas também por sua relação $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ baixa, geralmente ao redor de 1,5. Nestas rochas a tipologia de zircão comprova tratar-se de rochas magmáticas de natureza charnockítica primária, em oposição à uma hipótese corrente que conferem a esta feição, caráter secundário pela dissecação tardia por fluxo de CO_2 .

E - O retrabalhamento por cisalhamento dúctil (Faixas de Cisalhamento Pouso Alegre e Varginha) e de caráter mais quebradiço (Faixas de Cisalhamento Ouro Fino e Jacuí) são feições tardias na evolução do Maciço de Guaxupé, este sucedendo àquele. Ao cisalhamento dúctil associa-se um nappismo que resulta em transporte de grandes massas por longas distâncias acompanhados de im-

bricamento tectônico. Já o cisalhamento quebradiço, responsável pela geração do Complexo Campos Gerais, está ligado essencialmente tanto a falhas transcorrentes que provocaram o imbricamento tectônico do Maciço de Guaxupé quanto à ruptura cataclástica que caracteriza o assoalho rochoso sobre o qual se deslocaram as nap-pes. As faixas de cisalhamentos rúpteis Ouro Fino e Jacuí deslocam as zonas de cisalhamentos dúcteis. Ainda, em muitos locais, as faixas de cisalhamentos dúcteis foram afetadas pela última fase de dobramento.

F - A fase de cisalhamento rúptil foi datada em torno de 490 m.a. O evento coincide temporalmente com a intrusão das fases pós-tectônicas equigranulares epizonais, que cortam os batólitos calco-alcalinos porfiróides mesozonais após o seu alçamento e "unroofing". Ainda, ligado às falhas transcorrentes ocorreria a implantação de pequenas bacias do tipo "pull-apart" no qual foram depositados sedimentos essencialmente imaturos que (hoje anquimeta-mórficos) constituem as Formações Eleutério e Pouso Alegre.

6. Quanto à supra-estrutura regional metassedimentar, não objeto específico do presente trabalho, cabe mencionar a importância no quadro evolutivo regional da idade mínima do metamorfismo, aqui estabelecido como transamazônico. Os trabalhos de campo mostraram uma variação no metamorfismo de baixo a médio grau incluindo fenômenos locais de anatexia (por exemplo nas regiões de Jacutinga, Itapira e Amparo), sob um regime bórico médio, atestado pela ocorrência frequente de cianita e estauroлита. Os trabalhos revelaram igualmente, a existência de significativas variações litológicas locais que abrem a possibilidade de uma subdivisão estratigráfica futura, mais detalhada do Complexo Andrelândia/Itapira/Carrancas.

7. Os dados obtidos para o Ciclo Brasileiro na região aqui considerada, quando colocados num contexto geológico mais amplo, coadunam-se com a hipótese de Artur e Wernick (1986) de que toda a área Pré-cambriana, desde a costa do Estado de São Paulo até o Craton do São Francisco, esteve envolvida, no contexto da teoria da tectônica de placas, num fenômeno de colisão continental.

Segundo esta hipótese e, considerando-se a estruturação tectônica proposta por Molnar e Tapponnier (1978; Figura 20.6) e Tapponnier e Molnar (1976) para o Himalaia, a área estudada englobaria a faixa externa da zona de espessamento crustal por nappismo, a área caracterizada pelas grandes falhas transcorrentes, onde se desenvolveram fenômenos de imbricamentos tectônicos, e o antepaís estável que estaria, no caso, representado pela porção sul do Craton do São Francisco.

7. AGRADECIMENTOS

Queremos deixar aqui expressos os nossos mais sinceros agradecimentos às pessoas e entidades que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização do presente trabalho.

Em primeiro lugar, cabe-nos aqui, a mais profunda gratidão ao Professor Dr. Koji Kawashita, Diretor do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, orientador da tese, que colaborou de maneira direta através de estímulo, sugestões e constantes críticas, em especial na área da geocronologia, durante o transcurso deste trabalho.

Ao Professor Dr. Ebehard Wernick, do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, "Campus" de Rio Claro, pelas viagens ao campo, longas discussões e interesse que demonstrou ao acompanhar todo o desenvolvimento do presente trabalho.

Ao Professor Dr. Wilson Teixeira, do Departamento de Geologia Geral do Instituto de Geociências da USP, pela espontânea cooperação e discussões nas interpretações dos dados geocronológicos da área.

Aos Professores Antenor Zanardo e Norberto Morales, além dos demais colegas do Departamento de Petrologia e Metalogenia do IGCE-UNESP, "Campus" de Rio Claro, pelas frequentes discussões e constantes incentivos.

Aos então alunos João Paulo B. de Vasconcellos e Didier Gastmans, do curso de Geologia do IGCE-UNESP, pela colaboração prestada durante os trabalhos de campo e de laboratório.

Aos Professores Olavo José Bortolotto, da Universidade Federal de Santa Maria e Dr. Job Jesus Batista, do Departamento de Geologia Aplicada do IGCE-UNESP, pela leitura crítica e cuidadosa revisão de parte dos manuscritos.

A todos os técnicos do Centro de Pesquisas Geocronológicas do IG-USP, pelo auxílio prestado durante as diversas fases analíticas requeridas nas determinações radiométricas.

Aos funcionários do Instituto de Geociências e Ciências Exatas - UNESP, "Campus" de Rio Claro, que contribuíram com suas atividades para que se atingisse o objetivo pretendido, especialmente aos Senhores Antonio Carlos Bueno de Moraes e Nelson Pereira Lopes Junior, pela confecção das lâminas delgadas, e à Senhorita Isabel Aparecida Meyer, pelos trabalhos na elaboração dos desenhos e figuras.

À Senhora Elaine Brigatto pelo zeloso trabalho de datilografia.

À Comissão de Projetos Especiais - CPE da UNESP e ao Conselho Nacional de Pesquisas - CNPq, no âmbito do auxílio nº 40.0513/82 pelo apoio financeiro prestado durante os trabalhos de campo.

Aos amigos e professores do curso de Pós-Graduação do IG-USP, que na discussão de aspectos relevantes, muito contribuíram para a concretização deste trabalho.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - Origem e evolução da Plataforma Brasileira. DGM-DNPM, Bol. 241, 36 p. Rio de Janeiro.
- 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 - 1977 - O Craton do São Francisco - Rev.Bras. Geoc., 7(4):349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1978 - Regimes tectônicos Arqueanos na evolução Proterozóica e mineralizações do leste brasileiro. An. Acad.Bras.Ciênc., 50(4):601-602.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1981 - O Craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. An.Simp. sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais (SBG - Núcleo da Bahia): 1-10.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. e BRITO NEVES, B.B. de - 1976 - The Upper Precambrian of South America. Bol.Inst.Geoc. - USP, 7: 45-80.
- AMARAL, G. - 1968 - Aplicações do estudo da composição isotópica de chumbo a problemas metalogenéticos: resultados preliminares para galenas de depósitos do Grupo Bambuí. An.XXII Congr. Bras.Geol., 131-138.
- AMARAL, G. e KAWASHITA, K. - 1967 - Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb-Sr. An. XXI Congr.Bras.Geol., 214-216.
- ANHAEUSSER, C.R.; MASON, R.; VILJOEN, M.J. e VILJOEN, R.P. - 1969 - A reappraisal of some aspects of precambrian shield geology. Geol.Soc.An.Bull., 80:2175-2200.
- ARDEN, J.W. e GALE, N.H. - 1974 - Separation of trace amounts of uranium and thorium and their determination by mass spectrometric isotope dilution. Anal.Chem., 46:2-9.
- ARTUR, A.C. - 1980 - Rochas metamórficas dos arredores de Itapira - SP. Dissertação de Mestrado apresentada ao IG-USP, 193 p.
- ARTUR, A.C. e WERNICK, E. - 1984 - Terrenos policíclicos e estágios de evolução crustal. An. XXXIII Congr.Bras.Geol., 7: 3081-3090.

- ARTUR, A.C. e WERNICK, E. - 1986 - Interpretação geotectônica de alguns aspectos do embasamento cristalino do Estado de São Paulo e áreas adjacentes do Estado de Minas Gerais. An.XXXIV Congr.Bras.Geol., 3:1285-1295.
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E. e KAWASHITA, K. - 1979 - Dobramentos su perimpostos na região de Itapira (SP): caracterização e cronologia. Atas II Simp.Reg.Geol., (SBG - Núcleo de São Paulo), 1:58-70.
- BARBOSA, O. - 1954 - Evolution du Géosynclinal Espinhaço. In: Congrès Geologique International, 19, Aleger - 1952, Compts Rendus. Sec. 13:1-37.
- BARBOSA, O. - 1955 - Guia de excursão do IX Congresso da Sociedade Brasileira de Geologia (Soc.Bras.Geol.). Noticiário, 3:3-5.
- BARBOSA, A.L. de M. e GROSSI SAAD, J.H. - 1983 - Geoquímica e petrologia dos charnockitos e rochas afins do Complexo Juiz de Fora, MG-RJ. An. II Simp.Geol. de Minas Gerais - Geologia do Precambriano, (SBG - Núcleo de Minas Gerais), Bol. 3:75-84.
- BARBOSA, O.; BAPTISTA, M.B.; DYER, R.C.; BRAUN, O.P.G. e COTTA, J.C. - 1969 - Geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília. Rio de Janeiro. DNPM/PROSPEC - inédito:225 p.
- BATISTA, J.J.; SIMÕES, L.S.A.; OLIVEIRA, M.A.F. de e SOUZA FILHO, E.E. de - 1986 - Folha Jundiaí - Carta Geológica do Estado de São Paulo - 1:50.000. Relatório Final, Conv. IGCE-UNESP / PRÓ-MINÉRIO, inédito, Vol. 1:124 p.
- BARKER, F.; ARTH, J.G. e MILLARD JUNIOR, H.T. - 1979 - Archean trondhjemites of the southwestern Big Horn Mountains, Wyoming: A preliminary report. Trondhjemites, dacites and related rocks; Edited by F. Barker-Ed., Elsevier Scientific Publishing Company. New York: 401-414.
- BELOUSSOV, V.V. - 1962 - Basic problems in geotectonics. McGraw Hill Book Company. 816 p.
- BITTENCOURT, J. da S.; CHOUDHURI, A. e FIORI, A.P. - 1977 - Projeto Pouso Alegre. Relatório Final. Convênio DNPM/UNESP Cam

pus de Rio Claro - inédito:57p.

BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W.L.; CAMPANHA, G.A. da C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M.A. de; STEIN, D. P.; MELO, M.S. e CREMONINI, O.A. - 1981 - Mapa geológico do Estado de São Paulo, 1:500.000. PRÓ-MINÉRIO/IPT. Vol. II - Monogr. 6, São Paulo.

BONHOMME, M.G. - 1976 - Minéralogy des fractions fines et data-tions rubidium-strontium dans le Group Bambuí, MG, Brézil. Rev.Bras.Geol., 6(4):211-222.

BRAUN, O.P.G. - 1968 - Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. An. XXII Congr.Bras.Geol., 155-166.

BRAUN, O.P.G. e BAPTISTA, M.B. - 1976a - Considerações sobre a geologia Pré-cambriana da região sudeste e norte da região Centro-Oeste do Brasil. Rio de Janeiro, CPRM: 136p.

BRAUN, O.P.G. e BAPTISTA, M.B. - 1976b - Considerações sobre a geologia Pré-Cambriana da região Sudeste e parte da região Centro-Oeste. An. XXIV Congr.Bras.Geol., (SBG - Núcleo da Bahia), Bol. dos Resumos: 27-28.

BRAUN, O.P.G. e BAPTISTA, M.B. - 1978 - Considerações sobre a geologia Pré-Cambriana da região sudeste e parte da região centro-oeste do Brasil. Anais da reunião preparatória para o Simpósio sobre o Craton do São Francisco (SBG - Núcleo da Bahia), Publ.Esp. nº 3:225-350.

• CAMPANHA, G.A.C.; FERNANDES, L.A. e GIMENEZ FILHO, A. - 1983 - Quadrículas Mogi-Guaçu e Águas de Lindóia. Atas 1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000. Sec.Ind.Com.Ciên.Tecnol.SP, PRÓ-MINÉRIO/IPT: 137-170.

• CAMPOS NETO, M. da C. e BASEI, M.A.S. - 1983a - Evolução estrutural brasileira do nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. Atas 4ª Simp.Reg. Geol.(SBG - Núcleo de São Paulo):61-78.

CAMPOS NETO, M. da C. e BASEI, M.A.S. - 1983b - A importância dos falhamentos transcorrentes na configuração do Pré-Cambriano entre São José dos Campos e Amparo. Atas 4ª Simp.Reg. Geol.,(SBG - Núcleo de São Paulo):79-90.

- CAMPOS NETO, M. da C. e CORDANI, U.G. - 1985 - Evolução do Pré-Cambriano paulista e regiões adjacentes. Atas 5º Simp.Reg. Geol., (SBG - Núcleo de São Paulo), 2:561-585.
- * CAMPOS NETO, M. da C. e FIGUEIREDO, M.C.H. de - 1985 - Geologia das Folhas de São José do Rio Pardo e Guaranésia (Porção Paulista) - 1:50.000. Convênio IGUSP/PRÓ-MINÉRIO. Vol. 1:123p. (inédito).
- CAMPOS NETO, M. da C.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R. e FIGUEIREDO, M.C.H. - 1984a - Geologia da Folha de Bragança Paulista - 1:50.000. Convênio IGUSP/PRÓ-MINÉRIO. Vol. 1:162p. (inédito).
- CAMPOS NETO, M. da C.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R. e VASCONCELLOS, A.C.B. de - 1984b - A Nappe de Cavalcamento Socorro (SP-MG). An.XXXIII Congr.Bras.Geol., 4:1809-1822.
- CAMPOS NETO, M. da C.; FIGUEIREDO, M.C.H.; BASEI, M.A.S. e ALVES, F.R. - 1984c - Os granitóides da região de Bragança Paulista, SP. An. XXXIII Congr.Bras.Geol., 6:2854-2862.
- * CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSA, D.B. e RAMALHO, R. - 1979 - Projeto Sapucaí, Estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais. Relatório final de geologia. Brasília, DNPM - São Paulo, CPRM, (Série Geologia, 4; Seção Geológica, 2):229p.
- * CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P. e BITTENCOURT, J. da S. - 1978 - Charnockitic gneisses and granulites of the Botelhos region, southern Minas Gerais. An. XXX Congr.Bras.Geol., 3:1236-1249.
- CHOUDHURI, A.; SOARES, P.C.; MATTOS, J.T. de; TAI, W.F. e FIORI, A.P. - 1980 - Projeto Jacuí. Relatório final. Convênio DNPM/UNESP - Campus de Rio Claro. 68p. (inédito).
- CORDANI, U.G. e BITTENCOURT, I. - 1967 - Determinação de idade potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui. An.XXI Congr. Bras.Geol.:218-233.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; BASEI, M.A.S.; TASSINARI, C.G.C. e TEIXEIRA, W. - 1987 - Sr isotopic of crustal evolution: the precambrian orogenic provinces of Brazil. Int.Symp.Granites and Associated Mineralizations - ISGAM, Salvador: 35-40.

- CORREIA, C.T.; KAWASHITA, K. e GIRARDI, V.A.V. - 1982 - Datações Rb-Sr e K-Ar em rochas metamórficas da região de Cássia (MG) e considerações sobre seu significado tectônico. An.Acad. Bras.Ciênc., 54(4):673-677.
- COUTINHO, J.M.V. - 1986 - Sugestões preliminares para a classificação de rochas metamórficas. Palestra e cursos de 1985; coletânea de textos parcial - Publ. pela Soc.Bras.Geol., (Núcleo de São Paulo). Bol. 1:54-59.
- DARDENNE, M.A. - 1978 - Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. An. XXX Congr.Bras.Geol., 2:597-610.
- DAVINO, A. - 1979 - O baixo gravimétrico da região de Caldas Novas, Goiás. Atas 2º Simp.Reg.Geol., (SBG - Núcleo de São Paulo), 1_87-100.
- DERBY, O.A. - 1880 - Contribuições para o estudo da geologia do Vale do São Francisco. Arch.Mus.Nac., Rio de Janeiro, 4:89-119.
- DIDIER, J.; DUTHON, J.L. e LAMEYRE, J. - 1980 - Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. 26th In.Geol.Congr., Paris, 15pp - inédito.
- EBERT, H. - 1955 - Pesquisas na parte sudeste de Minas Gerais. Rel.An.Geol.Mineral., DNPM, Rio de Janeiro, 1954:79-89.
- EBERT, H. - 1956a - Beitrag zur Gliederung des Präkambriums in Minas Gerais. Geol.Rundsch., 45(3):471-521.
- EBERT, H. - 1956b - A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Relat.An.Dir.Div.Geol.Mineral., DNPM, Rio de Janeiro, 1956:97-107.
- EBERT, H. - 1957 - A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais, DNPM/DGM, Bol.183:48p.
- EBERT, H. - 1958 - Discordâncias Pré-Cambrianas em Carandaí, Minas Gerais. Bol.Div.Geol.Mineral., Rio de Janeiro, (183):48p.
- EBERT, H. - 1962 - Baustil und regionalmetamorphose in Prakambri-schen Grundgebirge Brasiliens. Tscherma's Mineral.Petrogr.

Mitt., 8:49-81.

EBERT, H. - 1965 - Roteiro da excursão Rio de Janeiro, Juiz de Fora, Barbacena, Carandaí, Lafaiete e Belo Horizonte. In: Congr. Bras.Geol., Rio de Janeiro.

• EBERT, H. - 1967 - Estrutura Pré-Cambriana do sudoeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. Bol.Paranaense de Geoc., Curitiba (26):42-49.

• EBERT, H. - 1968 - Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. An.Acad.Bras.Ciênc., 40 (suplemento):215-229.

• EBERT, H. - 1971 - Os Paraibides entre São João del Rei (MG) e Itapira (SP), e a bifurcação entre os Paraibides e Araxaídes. Soc.Bras.Geol.(Núcleo de São Paulo). Bol.Esp. 1 (Res.Comun. XXV Congr.Bras.Geol.):177-178.

EBERT, H. - 1974 - O Grupo Eleutério e a Falha de Jacutinga (NE de São Paulo). Soc.Bras.Geol.(Núcleo do Rio Grande do Sul - Res.Comu. do XXVIII Congr.Bras.Geol.) Bol.Esp. 1:726-730..

• EBERT, H. - 1984 - In Memoriam - Os Paraibides entre São João del Rei e Itapira e a bifurcação entre Paraibides e Araxaídes.Soc. Bras.Geol.(Núcleo de São Paulo), nº 2:72-103.

EBERT, H.; et al. - 1958 - Levantamento geológico-geofísico da região de São João del Rei, Estado de Minas Gerais, Brasil. Rio de Janeiro, CNPq/PROSPEC:144p.

EBERT, H. e BROCHINI, M.F. - 1968 - Estudos estratigráficos e geocronológicos no Escudo Cristalino Brasileiro. Ciência e Cultura, 20:621-625.

FERRARI, P.G. e BRANDALISE, L.A. - 1971 - Projeto Folha do Rio de Janeiro; geologia da região do médio rio Grande, Minas Gerais na escala 1:100.000. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, Vol.2 (Inédito).

• FIORI, A.P. - 1979 - Geologia da região de Pouso Alegre-Machado: análise estrutural de dobramento superpostos. Tese de Doutorado apresentada ao IG-USP, 200p.

- FIORI, A.P. e CHOUDHURI, A. - 1979 - Fases de migmatização e dobramentos superimpostos nas rochas granulíticas e nos migmatitos de Serrania e Machado (MG), Atas 2º Simp.Reg.Geol. (SBG - Núcleo de São Paulo), 1:47-58.
- FIORI, A.P.; LANDIM, P.M.B. e BETTENCOURT, J.S. - 1981a - Geologia da região de Pouso Alegre-Machado: análise geométrica de dobramentos superpostos. Rev.Bras.Geoc., 11(1):22-35.
- FIORI, A.P.; WERNICK, E. e ARTUR, A.C. - 1981b - Caracterização de migmatitos e anatexitos da região Nordeste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. Atas 3º Simp.Reg.Geol., (SBG-Núcleo de São Paulo), 1:310-323.
- FIORI, A.P.; WERNICK, E. e BITTENCOURT, J. da S. - 1978 - Evolução policíclica na região nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. An. XXX Congr.Bras. Geol., 1_309-320.
- FIORI, A.P.; WERNICK, E.; CHOUDHURI, A.; SOARES, P.C. e BITTENCOURT, J. da S. - 1980 - Evolução geológica da parte SW do Estado de Minas Gerais. An. XXXI Congr.Bras.Geol., 5:2893-2905.
- FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G. de; CAMPOS, D. de A. e TOSSATO, P. - 1979 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23). Brasília - DNPM, 240p.
- FREYBERG, B. von - 1932 - Ergebnisse geoloischer forschungen in Minas Gerais (Brasilien).Neues Jb.Min.Geol.u.Paleont.Sonderband, Stuttgart, 2(11):1-401.
- GASPARI, P. e MANTOVANI, M.S.M. - 1979 - Geochemistry of charnockites from São Paulo State, Brazil. Earth and Plan.Sc.Litt., 42:311-320.
- GOMES, C.B.; RUBERTI, E. e WERNICK, E. - 1976 - Caracterização química de feldspatos de rochas graníticas. An.Acad.Bras. Ciênc., 48:445-452.
- GOODWIN, A.M. - 1976 - Archaean plates and greenstone Belts. In: (Kroner, A., ed.) Precambrian Plate Tectonics. Developments in Precambrian Geology 4. Elsevier:105-135.

- GROSSI SAAD, J.H. e BARBOSA, A.L.M. - 1983 - Síntese geológica da Folha Socorro, São Paulo. 1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000. PRÓ-MINÉRIO/IPT:109-135.
- GROSSI SAAD, J.H. e QUADE, H. - 1985 - Revisão estratigráfica do Grupo Bambuí (Bloco Oriental) em Minas Gerais. An.3ª Simp. Reg.Geol., (SBG - Núcleo de Minas Gerais), Bol.3:68-83.
- HAMA, M. e CUNHA, H.C.S. - 1977 - Considerações sobre a idade radiométrica da Formação Pouso Alegre e dos granitos pós-cambrianos da região sul do Estado de São Paulo. Atas I Simp. Geol.Reg., (SBG - Núcleo de São Paulo):48-58.
- HAMA, M.; ALGARTE, J.P.; KAEFER, L.Q. e ARTUR, A.C. - 1979 - Idades Rb/Sr e K/Ar na região sul de Minas Gerais e leste de São Paulo. Atas 2ª Simp.Reg.Geol., (SBG - Núcleo de São Paulo), 1:71-86.
- HASUI, Y. - 1983 - Aspectos geológicos essenciais da seção Cacondé-Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do Pré-Cambriano do leste paulista. Atas 1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000: 227-252.
- HASUI, Y. e OLIVEIRA, M.A.F. de - 1984 - Província Mantiqueira - Setor Central. In: Almeida e Hasui (coords.). O Pré-Cambriano do Brasil, ed.Edgard Blücher Ltda: 308-344.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de e BRITO NEVES, B.B. - 1978 - As estruturas brasileiras. An. XXX Congr.Bras.Geo., 6:2423-2437.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C. del R. e BISTRICHI, C.A. - 1980 - Estruturas e tectônica do Pré-Cambriano de São Paulo e Paraná. An. Acad.Bras.Ciênc., 52(1):61-76.
- HIGGINS, M.W. - 1971 - Cataclastic rocks - U.S.Geol.Prof.Paper , nr.687:97 p.
- JOHANNES, W. e GUPTA, L.N. - 1982 - Origin and evolution of a migmatite. Contrib.Mineral.Petrol., 79:114-123.
- JANASI, V. de A. e ULBRICH, H.H.G.J. - 1985 - Avaliação das formações disponíveis para os granitóides do Estado de São Paulo. Atas 5ª Simp.Reg.Geol., (SBG - Núcleo de São Paulo) , 1:133-146.

- JULIANI, C. - 1983 - Geologia e evolução estrutural da Faixa Granulítica de Socorro - SP. Atas 4º Simp.Reg.Geol., (SBG - Núcleo de São Paulo):113-126.
- JULIANI, C.; SCHORCHER, H.D. e BELJAVSKIS, P. - 1984 - Geologia e evolução geológica do Complexo Varginha na região de Caconde-SP. An.XXXIII Congr.Bras.Geol., 5:2305-2320.
- KAWASHITA, K. - 1972 - O método Rb-Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as Bacias do Paraná e Amazonas. Tese de Doutorado apresentada ao IG-USP, 111p.
- KAWASHITA, K.; SATO, K. e SONOKI, I.K. - 1983 - Um sistema de aquisição e processamento de dados "on line" num espectrômetro de massa do Centro de Pesquisas Geocronológicas, CPGeo, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Publicação Interna do CPGeo, 14p. (Inédito).
- LANDIM, P.M.B. e FÚLFARO, J.V. - 1974 - Projeto Caldas I. Relatório Final. Convênio DNPM/FFCL de Rio Claro - Geologia, 22 p. (Inédito).
- LANDIM, P.M.B.; COTTAS, L.R. e FIORI, A.P. - 1982 - (Coordenadores). Mapa Geológico do Estado de São Paulo na Escala 1:250.000. Convênio DAEE/UNESP-IGCE, Campus de Rio Claro. Publicado pela Secretaria de Obras e do Meio Ambiente, Estado de São Paulo.
- LEONARDOS Jr., O.H. - 1940 - Tilito metamórfico de Carandaí, Minas Gerais. An.Acad.Bras.Ciênc., 12:243-259.
- LEONARDOS Jr., O.H.; DUNHAM, A.C.; PIRES, F.R.M. e FORMAN, J.M.A. - 1971 - Nota sobre a Formação Pouso Alegre. An.Acad.Bras. Ciênc., 43(e):131-134.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; PALMEIRA, R.C.B.; GATTO, C.M.P.P.; SANTOS NETO, A.; SOUZA Jr., J.J.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W.; MARTINS, V.M.F.; CASTRO, H. E.F. e HERTER, A.M.R. - 1983 - Geologia; In: Brasil-DNPM. Projeto RADAM-BRASIL. Folhas SF-23 Rio de Janeiro e SF-24 Vitória, Rio de Janeiro. Vol. 32 (levantamento de Recursos Naturais), 775p.
- MARCHESE, H.G. - 1974 - Litoestratigrafia y petrologia del Grupo Bambuí em los Estados de Minas Gerais e Goiás, Brasil. Rev.

Bras.Geoc., 4:173-190.

MARTIN, H. - 1983 - Alternative geodynamic models for the Damara Orogeny. A critical discussion. In: "Intracontinental Fold Belts" - Ed.by H. Martin and F.W.Eder, Springer-Verlag:913-945.

MASCARENHAS, J. de F. - 1973 - A geologia do Centro-Leste do Estado da Bahia. An.XXII Congr.Bras.Geol., 2:35-66.

MEHNERT, K.R. - 1968 - Migmatites and the origin of granitic rocks. New York, Elsevier, 393 p.

MOLNAR, P. e TOPPONNIER, P. - 1978 - Active tectonics of Tibet. J.Geophys.Res., 83:5361-5375.

MOORBATH, S. e TAYLOR, P.N. - 1981 - Isotopic evidence for continental growth in the Precambrian. In: A.Kroner (ed.), Precambrian plate tectonics, Elsevier, Amsterdam, 491-525.

MURATOV, M.V. - 1977 - The origin of continents and ocean basins. MIR Publishers-Moscow, 191p.

OLIVEIRA, M.A.F. de - 1972 - Petrologia das rochas metamórficas da Região de São José do Rio Pardo, Estado de São Paulo. Tese de Doutorado apresentada ao IG-USP: 127p.

OLIVEIRA, M.A.F. de - 1973 - Petrologia das rochas metamórficas da região de São José do Rio Pardo (SP). Rev.Bras.Geoc., 3: 257-278.

OLIVEIRA, M.A.F. de - 1984 - Considerações sobre a evolução geológica do Complexo Varginha. An. XXXIII Congr.Bras.Geol., 5: 2302-2304.

OLIVEIRA, M.A.F. de; MORALES, N. e FÚLFARO, V.J. - 1984 - Projeto Boa Vista. Relatório Final. Convênio PRÓ-MINÉRIO/UNESP - Campus de Rio Claro: 85p. (Inédito).

OLIVEIRA, M.A.F. de; KAWASHITA, K.; KIHARA, Y. e DELHAL, J. - 1986a - Novos dados geocronológicos para rochas charnockíticas da Associação Guaxupé, Complexo Varginha. Rev.Bras.Geoc., 16(3):301-305.

OLIVEIRA, M.A.F. de; FRANCISCONE, R.; CORDEIRO, C.M.; INGLES, A. G.; OLIVEIRA, E.G. de e SENA, C.A.S. - 1983a - Geologia da

porção paulista das Quadrículas de Caconde e Guaxupé. Atas 1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000. PRÓ-MINÉRIO/IPT:171-191.

OLIVEIRA, M.A.F. de; CARVALHO, S.G.; MORALES, N.; CHOUDHURI, A.; ZANARDO, A.; ANGELI, N.; GODOY, A.M. e RUEDA, J.R.J.-1983b - Geologia da porção paulista das Quadrículas de Camanducaia e Monteiro Lobato. Atas 1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000. PRÓ-MINÉRIO/IPT:81-107.

OLIVEIRA, M.A.F. de; MORALES, N.; FÚLFARO, V.J.; SOUZA FILHO, E. de; CAMPOS, E.G.; GODOY, A.M.; SIMÕES, L.S.A.; RUEDA, J. R.J.; BATISTA, J.J. e ANGELI, N. - 1986b - Geologia da Quadrícula de Atibaia. 2ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000. Secr.Ind.Com.Ciênc.Tecnol. - SP, PRÓ-MINÉRIO/IPT, no prelo.

PARENTI COUTO, J.G. - 1981 - Nota sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí na região de Felixlândia, Minas Gerais. Rev.Bras.Geoc., 10(4):292-296.

PENALVA, F. e WERNICK, E. - 1973 - Compartimentação tectônica em parte do Pré-Cambriano Paulista. Soc.Bras.Geol.(Núcleo da Bahia - Res.Comun. do XXVII Congr.Bras.Geol.), Bol.Esp. nª 1:128-129.

PETERMAN, Z.E. - 1979 - Strontium isotope geochemistry of Late Archean of Late Cretaceous tonalites and trondhjemites. Trondhjemites dacites and related rocks; Edited by F.Barker - Ed. Elsevier Scien.Publ.Comp. New York:133-148.

PUPIN, J.P. - 1976 - Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typhologique. Application. These Doct.Etat.Univ. Nice, França, 394p.

PUPIN, J.P. - 1980 - Zircon and granite petrology. Contrib.Mineral.Petrol. 73:207-220.

RIMANN, E.T. - 1917 - A kimberlita do Brasil. An.Esc. de Minas, Ouro Preto, 15:27-32.

SADOWSKI, G.R. - 1984 - Estado da arte do tema: geologia estrutural de grandes falhamentos. An. XXXIII Congr.Bras.Geol., 4: 1767-1793.

- SOARES, P.C. - 1976 - (Coordenador). Projeto Caldas II. Relatório Final. Convênio DNPM/FFCL de Rio Claro - Geologia. 48p. (Inédito).
- STEIGER, R.H. e JAGER, E. - 1978 - Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. A.A.P.G. Studies in Geology, 8:67-71.
- STEPHANSSON, O. - 1975 - Polydiapirism of granitic rocks in the Svecofennian of central Sweden. Precambrian Research, 2(2): 189-214.
- STRECKEISEN, A. - 1976 - To each rock its proper name. Earth.Sci. Rev., 12:1-33.
- TAPPONNIER, P. e MOLNAR, P. - 1976 - Slip line field theory and large scale continental tectonics. Nature, 264:319-324.
- TAYLOR, P.N.; MOORBATH, S.; GOODWIN, R. e PETRYKOWSKI, A.C. - 1980 - Crustal contamination as an indicator of the extent of early Archaean continental crust: Pb isotopic evidence from the late Archaean gneisses of West Greenland. Geochim. Cosmochim. Acta, 44:1437-1453.
- TEIXEIRA, W. - 1985 - A evolução geotectônica da porção meridional do Craton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Doutorado apresentada ao IG-USP, 207p.
- TORQUATRO, J.R. - 1974 - Geologia do SW de Moçâmedes e suas relações com a evolução tectônica de Angola. Tese de Doutorado apresentada ao IG-USP: 243p.
- TROUW, R.A.J. - 1983 - Novos dados sobre os Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia. An. II Simp.Geol. Minas Gerais, (SBG - Núcleo de Minas Gerais). Geologia do Pré-Cambriano, Bol. 3:469-477.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. e PACIULLO, F.V.P. - 1980 - Evolução estrutural e metamórfica de uma área à SE de Lavras, MG. An. XXXI Congr.Bras.Geol., 5:2273-2284.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. e PACIULLO, F.V.P. - 1983 - Geologia estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. An.Acad.Bras.Ciênc., 55(1):71-85.

- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.E. e PACCIULLO, F.V.P. - 1986 - Contribuição à geologia da Folha Barbacena - 1:250.000. An. XXXIV Congr.Bras.Geol., 2:974-986.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PICIULLO, F.V.P. e HEILBRON, M.L. - 1984 - Os Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia interpretados como uma continuação dos Grupos Araxá e Canastra. An. XXXIII Congr.Bras.Geol., 7:3227-3240.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; CHRISPIN, S.J. e DAYAN, H. - 1982 - Análise de deformação numa área a SE de Lavras, MG. An. XXXII Congr.Bras.Geol., 1:187-198.
- TURNER, F.J. - 1968 - Metamorphic petrology - mineralogical and field aspects. New York: McGraw-Hill, 403p.
- TURNER, F.J. - 1981 - Metamorphic petrology: mineralogical, field and tectonic aspects. 2nd Ed. New York; McGraw-Hill, 524p.
- VLACH, S.R.F. - 1985 - Geologia, petrografia e geocronologia das regiões Meridional e Oriental do Complexo de Morungaba, SP. Dissertação de Mestrado apresentada ao IG-USP, 253p.
- WERNICK, E. - 1967 - A geologia da região de Amparo, Leste do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado apresentada à F.F.C.L. de Rio Claro:235p.
- WERNICK, E. - 1972a - A geologia do Maciço Granítico de Morungaba, Leste do Estado de São Paulo. Bol.Geol.Esc.Eng. - USP, São Carlos, Bol.16:110p.
- WERNICK, E. - 1972b - Granitos pórfiros dos arredores de Serra Negra, Valinhos e Amparo e suas relações com o Maciço de Morungaba, Leste do Estado de São Paulo. Rev.Bras.Geol., 2(2):129-138.
- WERNICK, E. - 1977 - (Coordenador). Projeto Ouro Fino. Relatório Final. Convênio DNPM/FFCL de Rio Claro - Geologia: 97p. (Inédito).
- WERNICK, E. - 1978a - Contribuição à geologia do Maciço de Guaxupé, SP e MG. An.Acad.Bras.Ciênc., 50(3):337-352.
- WERNICK, E. - 1978b - Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano no leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. Rev.Bras. Geoc., 8(3):206-216.

- WERNICK, E. - 1980 - The archean sialic crust of Brazil. 26^o International Geological Congress. Paris-Abstract. (Apresentado em plenário).
- WERNICK, E. - 1981a - The archean of Brazil. Earth Sci.Rev., 17: 31-48.
- WERNICK, E. - 1981b - The Atlantic Granulite Belt, Brazil. Archean Geology. Second International Symposium (Eds.: J.E. Glover and D.I.Groves). Geol.Soc.Australia (Spec.Publ.7):133-142.
- WERNICK, E. - 1982a - Caracterização e evolução da suite granitóide no Sul do Brasil. Geociências (UNESP), 1:93-111.
- WERNICK, E. - 1982b - Contribuição à caracterização das linhagens de granitóides brasileiros do sul do Brasil. An. XXXII Congr. Bras.Geol., 2:490-499.
- WERNICK, E. - 1983 - Tipos de complexos granitóides brasileiros do sul do Brasil. Geociências (UNESP), 2:75-85.
- WERNICK, E. - 1984a - Caracterização genética de alguns granitóides brasileiros do Estado de São Paulo e Minas Gerais e implicações geotectônicas preliminares. An.XXXIII Congr.Bras. Geol., 6:2902-2918.
- WERNICK, E. - 1984b - Granitos calco-alcalinos: características e tentativa de um modelo genético e evolutivo. An. XXXIII Congr.Bras.Geol., 6:2738-2756.
- WERNICK, E. - 1985 - Algumas feições do Pré-Cambriano do Maciço de Guaxupé. An. 3^o Simp.Geol. de Minas Gerais (SBG - Núcleo de Minas Gerais), Bol. 5:366-371.
- WERNICK, E. - 1986 - Zircão, um importante mineral para a caracterização de rochas granitóides e elaboração de mapas de zoneamento magmático. An.XXXIV Congr.Bras.Geol., 3:1353-1368.
- WERNICK, E. e ALMEIDA, F.F.M. de - 1979 - The geotectonic environments of Early Precambrian granulites in Brazil. Prec. Res., 8:1-17.
- WERNICK, E. e ARTUR, A.C. - 1983 - Regenerações sucessivas de terrenos Arqueanos no leste do Estado de São Paulo e sul de

Minas Gerais. Atas 4ª Simp.Reg.Geol., (SBG - Núcleo de São Paulo):17-31.

WERNICK, E. e FIORI, A.P. - 1981 - Contribuição à geologia da borda sul do Craton do São Francisco. An.Simp. sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais. (SBG - Núcleo da Bahia):169-179.

WERNICK, E. e GALEMBECK, T.M.B. - 1985 - Contribuição à caracterização de granitóides do Estado de São Paulo através do mineral acessório zirconita. Atas 5ª Simp.Reg.Geol., (SBG - Núcleo de São Paulo), 1:113-132.

WERNICK, E. e GALEMBECK, T.M.B. - 1986 - Caracterização do plutonismo granitóide do Ciclo Brasileiro no Estado de São Paulo através do método da tipologia do zircão. An.XXXIV Congr.Bras. Geol., 3:1369-1382.

WERNICK, E. e OLIVEIRA, M.A.F. de - 1982 - Composition of archean granulites from southern Brazil and its implications for the nature of the early crust. Rev.Bras.Geoc., 12(1):403-409.

WERNICK, E. e OLIVEIRA, M.A.F. de - 1986 - Novos dados geocronológicos U-Pb para as rochas Arqueanas do Complexo Amparo. XXXIV Congr.Bras.Geol. (Resumos e Breves Comunicações), Bol.1:151.

WERNICK, E. e PENALVA, F. - 1973a - As relações entre os Grupos Amparo e Itapira (São Paulo). Soc.Bras.Geol., (SBG - Núcleo da Bahia) - Res.Comun. do XXVII Congr.Bras.Geol.) Bol.Esp. nº 116-117.

X WERNICK, E. e PENALVA, F. - 1973b - Feições estruturais de migmatitos ao norte e sul da Falha de Jacutinga, leste do Estado de São Paulo. Ciência e Cultura, 25(Supl., 6):183.

WERNICK, E. e PENALVA, F. - 1974a - Migmatização e feldspatização de charnockitos e granulitos no leste paulista e sul de Minas Gerais. An.XXVIII Congr.Bras.Geol., 5:155-160.

WERNICK, E. e PENALVA, F. - 1974b - Depósitos molassóides da Formação Eleutério, São Paulo - Minas Gerais. Soc.Bras.Geol., (Núcleo Rio Grande do Sul - Res.Comun. do XXVIII Congr.Bras. Geol.), Bol.Esp. nº 1:723-726.

- WERNICK, E. e PENALVA, F. - 1980a - O Grupo Pinhal na região nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. Bol.Inst.Geoc. - USP, 11:1-20.
- WERNICK, E. e PENALVA, F. - 1980b - Contribuição à geologia do Grupo Pinhal (SP e MG). Rev.Bras.Geol., 10:43-62.
- WERNICK, E.; ARTUR, A.C. e FIORI, A.P. - 1981a - Reavaliação de dados geocronológicos da região nordeste do Estado de São Paulo e unidades equivalentes dos Estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. Atas 3ª Simp.Reg.Geol., (SBG - Núcleo de São Paulo), 1:328-342.
- WERNICK, E.; DIDIER, J.; ARTUR, A.C. e HORMANN, P.K. - 1984a - Caracterização da Zona Marginal Charnockítica do Complexo Socorro nos arredores da cidade homônima, SP/MG. An. XXXIII Congr.Bras.Geol., 6:2919-2934.
- WERNICK, E.; FIORI, A.P.; BITTENCOURT, J. da S. e CHOUDHURI, A. - 1981b - A tectônica rígida no fim do Ciclo Brasileiro e sua implicação na estruturação da borda sul e sudoeste do Craton do São Francisco: Tentativa de um modelo preliminar. An.Simp. sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais.(SBG - Núcleo da Bahia):164-168.
- WERNICK, E.; HORMANN, P.K.; ARTUR, A.C. e EULERT, H.F. - 1984b - Aspectos petrológicos do Complexo Granítico Socorro (SP/MG): dados analíticos e discussão preliminar. Rev.Bras.Geoc., 14 (1):23-29.
- WERNICK, E.; OLIVEIRA, M.A.F. de; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G. e DELHAL, J. - 1976 - Estudo geocronológico pelo método Rb/Sr em rochas do Bloco Jundiá e regiões adjacentes. Rev.Bras. Geoc., 6(1):125-135.
- WINKLER, H.G.F. - 1977 - Petrogênese das rochas metamórficas (Trad.BURGER JR., C.B.), Porto Alegre. Edgard Blucher/URGS 4ª ed.:254p.
- WINTERS, A.A.M. - 1981 - A geologia do Maciço Sienítico de Pedra Branca, Caldas, MG. Dissertação de Mestrado apresentada ao IG-USP, 92p.

YORK, D. - 1966 - Least square fitting of a straight line with correlated errors. Earth Planet.Sci.Let., 5:320-324.

ZANARDO, A. - 1987 - Análise petrográfica e microestrutural das rochas da Folha Águas de Lindóia. Dissertação de Mestrado apresentada ao IG-USP, 270p.

APÊNDICE Nº 01 - DADOS ANALÍTICOS Rb/Sr EM ROCHA TOTAL PARA A ÁREA INVESTIGADA

Nº LAB. (SPR)	Nº DE CAMPO	MATERIAL	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	(Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶) ₀	ISÓCRONA em m.a.
8548	ATD-2	mobiliz.granodior.	86,6	600,0	0,418 [±] 0,012	0,71447 [±] 0,00028	0,70368 [±] 0,0005	1740 [±] 65
8549	ATD-2.7	mobiliz.granodior.	76,2	794,0	0,278 [±] 0,008	0,71025 [±] 0,00040	0,70368 [±] 0,0005	1740 [±] 65
8281	ATD-2A.16	mobiliz.granodior.	97,0	280,2	1,004 [±] 0,028	0,72950 [±] 0,00040	0,70368 [±] 0,0005	1740 [±] 65
8282	ATD-2A.17	mobiliz.granodior.	106,3	273,8	1,126 [±] 0,032	0,73061 [±] 0,00038	0,70368 [±] 0,0005	1740 [±] 65
7805	ATD-2A.1	nebulito granítico	58,1	717,0	0,235 [±] 0,007	0,71234 [±] 0,00015	0,70914 [±] 0,0002	880 [±] 20
8546	ATD-2A.2	nebulito granítico	73,5	681,1	0,312 [±] 0,009	0,71325 [±] 0,00051	0,70914 [±] 0,0002	880 [±] 20
8547	ATD-2A.3	nebulito granítico	82,1	686,0	0,347 [±] 0,010	0,71354 [±] 0,00020	0,70914 [±] 0,0002	880 [±] 20
7807	ATD-2A.10	nebulito granítico	81,7	729,8	0,324 [±] 0,009	0,71290 [±] 0,00013	0,70914 [±] 0,0002	880 [±] 20
7925	ATD-2.4A	nebulito granítico	153,1	250,2	2,166 [±] 0,061	0,73673 [±] 0,00031	0,70914 [±] 0,0002	880 [±] 20
7926	ATD-2.4B	nebulito granítico	162,1	207,4	2,269 [±] 0,064	0,73736 [±] 0,00011	0,70914 [±] 0,0002	880 [±] 20
8255	ATD-3A	mesossoma	236,5	153,8	4,489 [±] 0,126	0,79562 [±] 0,00026	0,7145 [±] 0,0006	1320 [±] 40
8258	ATD-3G	mesossoma	120,9	260,4	1,348 [±] 0,038	0,74066 [±] 0,00023	0,7145 [±] 0,0006	1320 [±] 40
8541	ATD-3J	mesossoma	109,8	252,6	1,262 [±] 0,036	0,73889 [±] 0,00012	0,7145 [±] 0,0006	1320 [±] 40
8260	ATD-3-2A	mesossoma	165,0	172,9	2,779 [±] 0,078	0,76970 [±] 0,00043	0,7145 [±] 0,0006	1320 [±] 40
8256	ATD-3B	neossoma granítico	77,1	314,0	0,712 [±] 0,020	0,73241 [±] 0,00028	0,7273 [±] 0,0006	500 [±] 30
8257	ATD-3C	neossoma granítico	138,0	240,9	1,663 [±] 0,047	0,73880 [±] 0,00027	0,7273 [±] 0,0006	500 [±] 30
8259	ATD-3H	neossoma granítico	98,2	296,8	0,960 [±] 0,027	0,73679 [±] 0,00029	0,7273 [±] 0,0006	500 [±] 30
8540	ATD-3I	neossoma granítico	163,4	227,0	2,090 [±] 0,059	0,74266 [±] 0,00062	0,7273 [±] 0,0006	500 [±] 30
8551	ATD-8	bio-ortogn.porf.	74,2	132,4	1,628 [±] 0,046	0,74777 [±] 0,00031	0,7047 [±] 0,0008	1845 [±] 85
7810	ATD-8A.4	bio-ortogn.porf.	67,5	296,7	0,659 [±] 0,019	0,72313 [±] 0,00007	0,7047 [±] 0,0006	1845 [±] 85
7811	ATD-8A.10	bio-ortogn.porf.	61,4	286,8	0,620 [±] 0,018	0,72079 [±] 0,00015	0,7047 [±] 0,0006	1845 [±] 85
8283	ATD-8A.16	bio-ortogn.porf.	68,7	255,1	0,781 [±] -0,022	0,72499 [±] 0,00021	0,7047 [±] 0,0006	1845 [±] 85
8550	ATD-8A.4-1	bio-ortogn.porf.	52,3	277,5	0,546 [±] 0,015	0,71916 [±] 0,00032	0,7047 [±] 0,0006	1845 [±] 85

APÊNDICE Nº 1 (continuação)

Nº LAB. (SPR)	Nº DE CAMPO	MATERIAL	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	(Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶) ₀	ISÓCRONA em m.a.
7798	ATD-9.2A	charnockito	74,2	361,9	0,594 [±] 0,017	0,71247 [±] 0,00018	0,7076 [±] 0,0004	565 [±] 35
7799	ATD-9.2D	charnockito	119,9	226,3	1,535 [±] 0,043	0,71963 [±] 0,00020	0,7076 [±] 0,0004	565 [±] 35
8375	ATD-9.2E	charnockito	54,5	190,3	0,829 [±] 0,023	0,71498 [±] 0,00018	0,7076 [±] 0,0004	565 [±] 35
8554	ATD-9Y.1	charnockito	79,0	322,7	0,709 [±] 0,020	0,71239 [±] 0,00027	0,7076 [±] 0,0004	565 [±] 35
8273	ATD-16A	ortogn.granítico	134,9	228,6	1,711 [±] 0,048	0,72512 [±] 0,00025	0,7102 [±] 0,0024	620 [±] 100
8274	ATD-16E	ortogn.granítico	138,0	209,1	1,914 [±] 0,054	0,72749 [±] 0,00025	0,7102 [±] 0,0024	620 [±] 100
8275	ATD-16K	ortogn.granítico	45,9	607,7	0,219 [±] 0,006	0,72313 [±] 0,00036	0,7102 [±] 0,0024	620 [±] 100
8286	ATD-16T	ortogn.granítico	141,2	214,7	1,907 [±] 0,055	0,72609 [±] 0,00042	0,7102 [±] 0,0024	620 [±] 100
7802	ATD-23D.2	granada granito	157,4	425,6	1,071 [±] 0,030	0,71784 [±] 0,00032	0,7109 [±] 0,0009	510 [±] 50
7803	ATD-23D.5	granada granito	211,5	287,0	2,137 [±] 0,060	0,72545 [±] 0,00019	0,7109 [±] 0,0009	510 [±] 50
8545	ATD-23D.7	granada granito	135,4	269,1	1,458 [±] 0,041	0,72308 [±] 0,00033	0,7109 [±] 0,0009	510 [±] 50
7804	ATD-23D.10	granada granito	145,2	363,1	1,159 [±] 0,033	0,71976 [±] 0,00031	0,7109 [±] 0,0009	510 [±] 50
8276	ATD/SG-24F	ortogn.tonalítico	34,2	625,8	0,158 [±] 0,001	0,70623 [±] 0,00017	0,7026 [±] 0,0003	1450 [±] 120
8552	ATD/SG-24F.1	ortogn.tonalítico	38,9	570,3	0,197 [±] 0,002	0,70648 [±] 0,00024	0,7026 [±] 0,0003	1450 [±] 120
8278	ATD/SG-24K	ortogn.tonalítico	45,9	607,7	0,219 [±] 0,006	0,70642 [±] 0,00030	0,7026 [±] 0,0003	1450 [±] 120
8279	ATD/SG-24L	ortogn.tonalítico	40,0	607,7	0,190 [±] 0,005	0,70646 [±] 0,00015	0,7026 [±] 0,0003	1450 [±] 120
8277	ATD/SG-24G	ortogn.tonalítico	1,5	858,5	0,005 [±] 0,0001	0,70267 [±] 0,00040	0,7026 [±] 0,0003	1450 [±] 120
8280	ATD/SG-24M	ortogn.tonalítico	9,1	779,0	0,034 [±] 0,0003	0,70295 [±] 0,00032	0,7026 [±] 0,0003	1450 [±] 120
7800	ATD-25A	granada gran.porf.	157,5	128,8	3,568 [±] 0,100	0,78981 [±] 0,00013	0,7588 [±] 0,0013	585 [±] 40
7801	ATD-25G	granada gran.porf.	163,8	172,7	2,765 [±] 0,078	0,78112 [±] 0,00016	0,7588 [±] 0,0013	585 [±] 40
8376	ATD-25J	granada gran.porf.	190,0	245,7	2,253 [±] 0,063	0,77634 [±] 0,00017	0,7588 [±] 0,0013	585 [±] 40
8553	ATD-25Q	granada gran.porf.	122,8	191,9	1,864 [±] 0,052	0,77594 [±] 0,00020	0,7588 [±] 0,0014	585 [±] 40

APÊNDICE Nº 1 (continuação)

Nº LAB (SPR)	Nº DE CAMPO	MATERIAL	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	(Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶) ₀	ISÓCRONA em m.a.
7792	ATD-26A	charnockito	11,6	263,2	0,128 [±] 0,0001	0,71240 [±] 0,00020	0,7107 [±] 0,0002	560 [±] 20
7795	ATD-26G	charnockito	149,7	282,1	1,538 [±] 0,043	0,72245 [±] 0,00028	0,7107 [±] 0,0002	560 [±] 20
7796	ATD-26J	charnockito	140,5	452,4	0,900 [±] 0,025	0,71779 [±] 0,00041	0,7107 [±] 0,0002	560 [±] 20
7797	ATD-26N	charnockito	123,8	282,2	1,271 [±] 0,036	0,72128 [±] 0,00019	0,7107 [±] 0,0002	560 [±] 20
7794	ATD-26E	charnockito	58,9	472,5	0,361 [±] 0,010	0,71357 [±] 0,00013	0,7107 [±] 0,0002	560 [±] 20
8271	ATD-43A.1	mobiliz.granítico	112,4	298,9	1,093 [±] 0,031	0,75060 [±] 0,00039	0,7160 [±] 0,0008	2180 [±] 100
8234	ATD-43J	mobiliz.granítico	62,8	484,6	0,376 [±] 0,011	0,72797 [±] 0,00014	0,7160 [±] 0,0008	2180 [±] 100
8237	ATD-43T	mobiliz.granítico	93,2	411,3	0,658 [±] 0,019	0,73457 [±] 0,00040	0,7160 [±] 0,0008	2180 [±] 100
8555	ATD-43-2	mobiliz.granítico	89,3	410,4	0,632 [±] 0,018	0,73696 [±] 0,00028	0,7160 [±] 0,0008	2180 [±] 100
8235	ATD-43Q	mesossoma	127,4	389,7	0,949 [±] 0,027	0,73683 [±] 0,00027		
8556	ATD-43-4	mesossoma	97,4	253,8	1,114 [±] 0,031	0,74170 [±] 0,00028		
8236	ATD-43S	neossoma granítico	172,9	413,2	1,214 [±] 0,034	0,73462 [±] 0,00025		
8557	ATD-43-5	neossoma granítico	213,9	369,5	1,681 [±] 0,047	0,74120 [±] 0,00020		
8272	ATD-43A.2	melanossoma (mobil.)	63,9	352,3	0,527 [±] 0,015	0,73935 [±] 0,00011		
8261	ATD-48C	mobiliz.granítico	38,8	335,6	0,335 [±] 0,009	0,71649 [±] 0,00040	0,7055 [±] 0,0006	1860 [±] 75
8262	ATD-48E	mobiliz.granítico	67,9	332,8	0,591 [±] 0,017	0,72006 [±] 0,00019	0,7055 [±] 0,0006	1860 [±] 75
8263	ATD-48N	mobiliz.granítico	86,6	283,4	0,886 [±] 0,025	0,73002 [±] 0,00019	0,7055 [±] 0,0006	1360 [±] 75
8264	ATD-48U	mobiliz.granítico	53,7	354,2	0,439 [±] 0,012	0,71785 [±] 0,00034	0,7055 [±] 0,0006	1860 [±] 75
8285	ATD-48Z	mobiliz.granítico	88,2	279,8	0,914 [±] 0,026	0,73192 [±] 0,00027	0,7055 [±] 0,0006	1860 [±] 75
8542	ATD-48I	mesossoma	72,7	339,2	0,621 [±] 0,018	0,71929 [±] 0,00013		
8543	ATD-48R	mesossoma	65,8	337,0	0,566 [±] 0,016	0,71773 [±] 0,00029		
8265	ATD-49A.5	mobiliz.granítico	51,9	310,2	0,485 [±] 0,014	0,71488 [±] 0,00041	0,7023 [±] 0,0007	1810 [±] 60
8266	ATD-49A.6	mobiliz.granítico	86,4	268,2	0,934 [±] 0,026	0,72758 [±] 0,00042	0,7023 [±] 0,0007	1810 [±] 60

APÊNDICE Nº 1 (continuação)

Nº LAB. (SPR)	Nº DE CAMPO	MATERIAL	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	(Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶) ₀	ISÓCRONA em m.a.
8267	ATD-49A.9	mobiliz.granítico	84,3	200,8	1,218 [±] 0,034	0,73275 [±] 0,00026	0,7023 [±] 0,0007	1810 [±] 60
8544	ATD-49A.11	mobiliz.granítico	96,9	257,0	1,094 [±] 0,031	0,72929 [±] 0,00032	0,7023 [±] 0,0007	1810 [±] 60
8268	ATD-49A.13	mobiliz.granítico	93,5	240,3	1,129 [±] 0,032	0,73170 [±] 0,00029	0,7023 [±] 0,0007	1810 [±] 60
8269	ATD-49A.14	mobiliz.granítico	52,0	330,6	0,456 [±] 0,013	0,71454 [±] 0,00056	0,7023 [±] 0,0007	1810 [±] 60
8270	ATD-49A.17	mobiliz.granítico	89,8	441,0	0,590 [±] 0,017	0,71672 [±] 0,00025	0,7023 [±] 0,0007	1810 [±] 60
8238	ATD-50A	bio-gn.blastomil.	73,1	69,4	3,062 [±] 0,086	0,75345 [±] 0,00051	0,7319 [±] 0,0002	490 [±] 10
8239	ATD-50B	bio-gn.blastomil.	155,7	78,8	5,754 [±] 0,162	0,77132 [±] 0,00071	0,7319 [±] 0,0002	490 [±] 10
8251	ATD-50G	bio-gn.blastomil.	97,4	59,9	4,731 [±] 0,133	0,76228 [±] 0,00048	0,7319 [±] 0,0002	490 [±] 10
8253	ATD-50L	bio-gn.blastomil.	54,9	219,9	0,725 [±] 0,020	0,73727 [±] 0,00043	0,7319 [±] 0,0002	490 [±] 10
8539	ATD-50K	bio-gn.blastomil.	49,2	247,8	0,576 [±] 0,016	0,73588 [±] 0,00018	0,7319 [±] 0,0002	490 [±] 10
8558	ATD-50K.1	bio-gn.blastomil.	142,6	99,2	4,183 [±] 0,118	0,76339 [±] 0,00019	0,7319 [±] 0,0002	490 [±] 10
8252	ATD-50J	neossoma granítico	34,8	206,0	0,490 [±] 0,014	0,73789 [±] 0,00014		
8254	ATD-50M	neossoma granítico	74,1	239,9	0,897 [±] 0,025	0,74071 [±] 0,00014		
5363	AF-5B	mobiliz.granítico	61,9	248,6	0,720 [±] 0,010	0,71410 [±] 0,00150	0,706 [±] 0,0015	680 [±] 80
5364	AF-5G	mobiliz.granítico	70,4	197,7	1,030 [±] 0,020	0,71500 [±] 0,00110	0,706 [±] 0,0015	680 [±] 80
5365	AF-5H	mobiliz.granítico	132,6	194,1	1,980 [±] 0,040	0,72600 [±] 0,00100	0,706 [±] 0,0015	680 [±] 80
5367	AF-6A	mobiliz.granítico	100,5	196,2	1,480 [±] 0,030	0,72010 [±] 0,00070	0,706 [±] 0,0015	680 [±] 80
5368	AF-6B	mobiliz.granítico	91,1	215,5	1,220 [±] 0,020	0,71740 [±] 0,00090	0,706 [±] 0,0015	680 [±] 80
5369	AF-6C	mobiliz.granítico	81,1	215,3	1,091 [±] 0,020	0,71700 [±] 0,00090	0,706 [±] 0,0015	680 [±] 80
5370	AF-6D	mobiliz.granítico	94,2	192,3	1,420 [±] 0,030	0,71980 [±] 0,00070	0,706 [±] 0,0015	680 [±] 80
2894	ACAIT-14*	ortogn.porfiróide	117,7	145,3	2,360 [±] 0,05	0,7598 [±] 0,0020		
2676	ACAIT-14C*	ortogn.porfiróide	138,5	192,3	2,10 [±] 0,04	0,7660 [±] 0,0011	0,7033 [±] 0,0008	2155 [±] 28
3148	ACAIT-14D*	ortogn.porfiróide	127,0	274,1	1,35 [±] 0,03	0,7441 [±] 0,0009	0,7033 [±] 0,0008	2155 [±] 28

APÊNDICE Nº 1 (continuação)

Nº LAB. (SPR)	Nº DE CAMPO	MATERIAL	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	(Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶) ₀	ISÓCRONA em m.a.
2677	ACAIT-14E*	ortogn.porfiróide	123,2	284,5	1,26 ±0,03	0,7387 ±0,0016	0,7033±0,0008	2155±28
3086	ACAIT-14F*	ortogn.porfiróide	110,6	281,0	1,14 ±0,02	0,7374 ±0,0007	0,7033±0,0008	2155±28
3087	ACAIT-14H*	ortogn.porfiróide	109,9	188,0	1,70 ±0,03	0,7517 ±0,0008	0,7033±0,0008	2155±28
3413	ACAIT-14J*	ortogn.porfiróide	125,9	268,1	1,36 ±0,03	0,7449 ±0,0006	0,7033±0,0008	2155±28
3414	ACAIT-14L*	ortogn.porfiróide	182,5	173,4	3,07 ±0,06	0,7961 ±0,0016	0,7033±0,0008	2155±28
2906	ACAIT-14M*	ortogn.granítico	182,1	56,4	9,63 ±0,19	1,0058 ±0,0012	0,7033±0,0008	2155±28
2905	ACAIT-14Q*	ortogn.granítico	174,2	84,7	6,07 ±0,12	0,8932 ±0,0016	0,7033±0,0008	2155±28
3496	ACAIT-14S*	ortogn.granítico	201,6	34,4	17,88 ±0,34	1,2485 ±0,0019	0,7033±0,0008	2155±28
2890	ACAIT-58B*	mobilizado granítico	60,8	425,0	0,41 ±0,01	0,7164 ±0,0013	0,7121±0,0006	570±14
2891	ACAIT-59A*	mobilizado granítico	230,4	109,5	6,12 ±0,12	0,7587 ±0,0015	0,7121±0,0006	570±14
3417	ACAIT-59A1*	mobilizado granítico	205,1	122,0	4,89 ±0,10	0,7569 ±0,0012	0,7121±0,0006	570±14
2892	ACAIT-59B*	mobilizado granítico	38,6	467,3	0,24 ±0,00	0,7182 ±0,0021	0,7121±0,0006	570±14
2893	ACAIT-59C*	mobilizado granítico	66,8	408,2	0,47 ±0,01	0,7157 ±0,0015	0,7121±0,0006	570±14
3415	ACAIT-59D*	mobilizado granítico	239,7	128,0	5,44 ±0,11	0,7547 ±0,0009	0,7121±0,0006	570±14
3416	ACAIT-59E*	mobilizado granítico	33,2	543,2	0,18 ±0,00	0,7128 ±0,0007	0,7121±0,0006	570±14
4868	AF-2A	neossoma granítico	110,3	250,8	1,28 ±0,03	0,7737 ±0,0013	0,7595±0,0008	767±32
4869	AF-2C	neossoma granítico	66,1	228,4	0,84 ±0,02	0,7682 ±0,0011	0,7595±0,0008	767±32
5214	AF-2F	neossoma granítico	131,4	226,8	1,69 ±0,03	0,7790 ±0,0015	0,7595±0,0008	767±32
4870	AF-2R	neossoma granítico	173,9	234,7	2,16 ±0,04	0,7828 ±0,0009	0,7595±0,0008	767±32
4871	AF-2S	neossoma granítico	168,9	241,3	2,04 ±0,04	0,7822 ±0,0013	0,7595±0,0008	767±32

(*) Dados de Artur (1980), recalculados

$$\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

APÊNDICE 2 - Dados Analíticos Pb-Pb

AMOSTRAS	MATERIAL	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{204}
ATD 8A.1	bio-ortogn. porf.	16,874±0,017	15,373±0,015	35,749
ATD 8A.4	bio-ortogn. porf.	16,872±0,017	15,376±0,015	35,894
ATD 8A.10	bio-ortogn. porf.	16,306±0,016	15,295±0,015	35,610
ATD 8A.16	bio-ortogn. porf.	17,141±0,017	15,408±0,015	35,993
ATD 8A.18	bio-ortogn. porf.	16,535±0,017	15,360±0,015	35,608
ATD 8A.20	bio-ortogn. porf.	17,144±0,017	15,402±0,015	36,117

APÊNDICE 3
FOTOGRAFIAS

FOTO 1 - Migmatito do Complexo Barbacena. Notar redobramentos com a presença de figuras de interferência e pequenos núcleos de mobilizados rosados do Proterozóico Superior. Pedreira Granito situado ao sul da cidade de Amparo.

FOTO 2 - Migmatito estromático do Complexo Amparo. Alternância entre leitos e conjuntos de leitos leucossômicos de gnaiss bandado. Afloramento ATD-43, situado no km 4,5 da rodovia Amparo-Monte Alegre do Sul.

FOTO 3 - Migmatito estromático do Complexo Amparo. Leitões de leucossoma com espaçamento e espessuras variáveis em paleossoma de biotita gnaiss tonalítico. Rodovia Itapira-Ouro Fino, cerca de 2 km antes da divisa com o Estado de Minas Gerais.

FOTO 4 - Migmatito dobrado do Complexo Amparo. Afloramento ATD-43A, situado no km 5,0 da rodovia Amparo-Monte Alegre do Sul.

FOTO 5 - Detalhe de migmatito dobrado do Complexo Amparo. Rodovia Amparo-Monte Alegre do Sul, km 5,0.

FOTO 6 - Migmatito flebítico do Complexo Amparo. As dobras dos flebitos são acompanhadas pelo início da geração de novo mobilizado. Afloramento ATD-49, situado no km 14,5 da rodovia Lindóia-Socorro.

FOTO 7 - Migmatito com dobras intrafoliares, presente no Complexo Amparo. Observar os adelgaçamentos dos leitos de neosso-mas e os seus espessamentos nos âpices das dobras, com consequente fluxo ou segregação de material quartzo-fel-dspático. Rodovia Monte Sião-Ouro Fino, km 27.

FOTO 8 - Migmatito com dobras intrafoliares pertencentes ao Complexo Amparo. Detalhe da foto anterior.

FOTO 9 - Migmatito nebulítico, polifásico, com pseudoestrutura ocelar dada pelo desmembramento tectônico de leitos leucossômicos, gerados numa fase anterior de anatexia. Complexo Amparo. Pedreira abandonada nas proximidades do Posto Fiscal de Borda da Mata, na rodovia Borda da Mata-Ouro Fino.

FOTO 10 - Migmatito do Complexo Pinhal. Leitos leucossômicos foliados com grande continuidade. Rodovia Águas de Lindóia-Monte Sião-Ouro Fino, km 14,5.

FOTO 11 - Migmatito estromático do Complexo Pinhal. Concentração de leitos leucossômicos brasileiros em bandas que se alternam com bandas de paleossoma mesossômico. Rodovia Amparo-Morungaba, cerca de 2km de Amparo.

FOTO 12 - Migmatito estromático do Complexo Pinhal. Leitos leucossômicos foliados, descontínuos e dobrados. Rodovia Poços de Caldas-Machado, km 36.

FOTO 13 - Migmatito estromático do Complexo Pinhal, com estrutura do tipo dilatação. Rodovia Poços de Caldas-Machado, km 56.

FOTO 14 - Migmatito estromático do Complexo Pinhal com estrutura do tipo dilatação. Córrego da Cristália, região de Itapira.

FOTO 15 - Migmatito estromático, sofrendo início de transposição, com geração de sigmóides e material neossômico ao longo dos planos de cisalhamento. Pedreira Granito situada ao sul da cidade de Amparo.

FOTO 16 - Migmatito do Complexo Pinhal, com estruturas dobradas e início de geração de novo mobilizado sin-transposição. Afloramento localizado na saída de Bueno Brandão, no sentido de Munhoz.

FOTO 17 - Migmatito do Complexo Pinhal, com estruturas dobradas, flebíticas e início de geração de novo mobilizado ao longo de leitos transpostos. Rodovia Machado-São João da Mata, km 36,2.

FOTO 18 - Migmatito transposto com a produção de dobras intrafoliares disruptas, desenhadas pelos restitos de leucossomas pretéritos e geração de neossomas nebulíticos. Rodovia Monte Sião-Ouro Fino, km 27.

FOTO 19 - Migmatito nebulítico do Proterozóico Superior, resultante da transposição de migmatitos estromáticos do Complexo Amparo. O neossoma contém dobras intrafoliares disruptas e figuras de interferência, desenhadas pelo leucossoma da rocha pretêrita, associadas a substanciais quantidades de neossomas gerados ao longo dos planos de transposição. Rodovia Monte Sião-Ouro Fino, km 27.

FOTO 20 - Início da geração de migmatito schollen, através da superposição de leitos de transposição espaçados, do Ciclo Brasileiro, sobre migmatito polifásico arqueano. Pedreira Granito, situada ao sul da cidade de Amparo.

FOTO 21 - Migmatito schollen, com fragmentos de migmatitos polifásicos arqueanos, em matriz neossômica brasileira. Pedreira Granito, localizada ao sul da cidade de Amparo.

FOTO 22 - Ortognaisse granítico inequigranular do Complexo Amparo, com estrutura gnáissica homogênea do tipo grosseira. Rodovia Machado-Poço Fundo, km 37,8.

FOTO 23 - Granito porfiróide do Complexo Amparo, com alteração de faixas pouco a intensamente transpostas. Na referida foto, cada faixa discretamente e fortemente foliadas apresentam cerca de 10cm de espessura. Rodovia Machado-Poço Fundo, km 37,8.

FOTO 24 - Ortognaisse do Complexo Amparo, exibindo textura porfiroclástica em matriz milonítica-blastomilonítica. Pedreira abandonada nas proximidades de Silvianópolis, com entrada no km 87,5 da rodovia Pouso Alegre-Machado.

FOTO 25 - Núcleo de granodiorito porfiróide do Complexo Amparo ,
poupado pela transposição cataclástica. Notar início da
implantação da foliação de transposição. Pedreira aban-
donada nas proximidades de Silvianópolis, com entrada
no km 87,5 da rodovia Pouso Alegre-Machado.

FOTO 26 - Evolução da foliação de transposição sobre o granodiori-
to porfiróide da foto anterior, com a presença de estru-
tura gnáissica grosseira, gradando para tipo embrechití-
co.

FOTO 27 - Evolução da foliação de transposição cataclástica, sobre o granodiorito porfiróide das Fotos 25 e 26. Presença de faixas ou bandas ultramiloníticas, miloníticas e blasto miloníticas, com o desenvolvimento de estruturas listradas/fitadas e porfiroclásticas. Pedreira abandonada nas proximidades de Silvianópolis.

FOTO 28 - Sequência de milonito gnaiss do Complexo Amparo, caracterizada por bandamento composicional, dada pela presença de leitos de composição leuco-granítica, que correspondem a mobilizados de fase migmatítica pré-transposição. Rodovia Pouso Alegre-Machado, km 79,5.

FOTO 29 - Ortognaisse blastomilonítico do Complexo Amparo, exibindo estrutura embrechítica, caracterizada por microleitos descontínuos de composição quartzo-feldspática, que correspondem a mobilizados de fase migmatítica pré-transposição. Afloramento situado nas proximidades da Fazenda Jordão, a leste de São Gonçalo do Sapucaí.

FOTO 30 - Migmatito do Complexo Pinhal, exibindo foliação de transposição dúctil, com a presença de faixa parcialmente preservada, apresentando estruturas sigmoidais. Rodovia Lindóia-Socorro, km 14,5.

FOTO 31 - Migmatito do Complexo Amparo, exibindo foliação de transposição dúctil, com a presença de pequenas dobras isoclinais, dobras intrafoliares e estruturas sigmoidais. Pedreira abandonada localizada cerca de 2km de Borda da Mata, no sentido Ouro Fino-Borda da Mata.

FOTO 32 - Ortognaisse granítico migmatizado do Complexo Amparo, com incipiente implantação da foliação de transposição. Fazenda Jordão, situada a oeste de São Gonçalo do Sapucaí.

LEGENDA

QUATERNÁRIO

QT

Depósitos sedimentares predominantemente aluviais; aluviais flúvio-lacustres; arenitos pouco consolidados, subordinadamente cascalhos e argilitos.

CRETÁCEO/TERCIÁRIO

CTol

Rochas alcalinas. λ = Maciço Alcalino de Poços de Caldas.

PALEOZÓICO/MESOZÓICO

PMBp

Sequência Vulcânica-sedimentar da Bacia do Paraná.

PROTEROZÓICO SUPERIOR/EOPALEOZÓICO

FAIXAS DE CISALHAMENTO

FAIXAS DE CISALHAMENTO POUSO ALEGRE E VARGINHA

Faixas de cisalhamento com predominância de estruturas de imbricamento tectônico envolvendo sequências de coberturas e porções de infra-estrutura devido a falhamentos essencialmente de empurrão; milonitos, protomilonitos, blastomilonitos e milonito gnáissos. Folição tectônica frequentemente subhorizontal, localmente empinada por redobramento e pela superposição de falhamentos transcorrentes.

FAIXAS DE CISALHAMENTO OURO FINO E JACUÍ

Faixas de cisalhamento geradas principalmente por falhamentos transcorrentes ou de empurrão associados; milonitos, blastomilonitos, milonito gnáissos, protomilonitos e cataclitos com foliação tectônica frequentemente de alto ângulo. Imbricamento tectônico local entre sequências de cobertura e porções de infra-estrutura.

UNIDADES ESSENCIALMENTE SUPRACRUSTAIS

pCSel pCSpa

FORMAÇÕES ELEUTÉRIO (pCSel) e POUSO ALEGRE (pCSpa)

pCSel - Meta-argilitos, -arenitos, -arcólios, -conglomerados, -siltitos, -siltitos, -arcólios

pCSpa - Meta-conglomerados polimíticos, -arenitos, -siltitos, -arcólios

pCSbb

GRUPO SAMBUI Meta-argilitos, -siltitos, com termos carbonáticos, conglomeráticos e arcólios.

UNIDADES SUPRACRUSTAIS/INFRA-ESTRUTURA

pCSmg pCScbu pCScmo pCSemp pCSxp pCSpr

COMPLEXO CAMPOS GERAIS (pCSg)

pCSmg - Migmatitos com estruturas diversas; gnáissos migmatíticos, localmente granitoides diversos, metabásicos e meta-ultramáficos.
pCScbu - Migmatitos diversos; gnáissos migmatíticos, frequentes metabásicos e metatramáticos.
pCScmo - Migmatitos com estruturas diversas; gnáissos migmatíticos, ortognáissos predominantemente tonalíticos e granodioríticos equigranulares ou faciais; raros granitoides, metabásicos e metatramáticos.
pCSemp - Migmatitos com estruturas diversas; gnáissos migmatíticos; ortognáissos predominantemente tonalíticos e granodioríticos; paragneissos predominantemente aluminosos e subordinadamente calco-silicáticos, lentes de quartzitos, micaxistos, anfibólitos-xistos; granitoides diversos.
pCSxp - Xistos e paragneissos feldspáticos e aluminosos com granado, muscovita, clausenita, estaurolita; lentes de quartzitos, calco-silicáticos e anfibólitos-xistos; núcleos de migmatitos, ortognáissos e granitoides diversos.
pCSpr - Paragneissos feldspáticos e aluminosos; lentes de quartzitos, calco-silicáticos, micaxistos e anfibólitos-xistos; núcleos de migmatitos, ortognáissos e granitoides diversos.

UNIDADES ESSENCIALMENTE DE INFRA-ESTRUTURA

pESgr pESch pESpm pESpmc

COMPLEXO PINHAL (pESp)

pESgr - Intrusivos com dimensões diversas, até batólitos, equigranulares a porfíridos, polifásicos, predominantemente granodioríticos a graníticos e subordinadamente sieníticos, composição predominantemente calco-alcalina e raramente alcalina ou aluminosa; intercalações de gnáissos e xistos diversos.
Corpos principais: Y1 - Morungaba, Y2 - Jaguaruna, Y3 - Socorro, Y4 - Pinhal, Y5 - Pedra Branca, Y6 - Caldas, Y7 - Mococa.
pESch - Intrusivos normalmente de pequenas dimensões, equigranulares a porfíridos, polifásicos, composição enderbítica a predominantemente charnockítica e subordinadamente charnockítica; intercalações de xistos e gnáissos diversos.
pESpm - Migmatitos de anaxia com estruturas diversas, frequentemente polifásicos, com neossomos granodioríticos a predominantemente graníticos, rosados, cinzentos e esbranquiçados; resitos variados, frequentemente anfibolíticos e biotíticos, paleossoma de migmatitos e ortognáissos de composição tonalítica, trondjemítica granodiorítica; migmatitos de injeção; gnáissos migmatíticos; intercalações de metasedimentos diversos.
pESpmc - Gnáissos migmatíticos abundantes; migmatitos de anaxia com estruturas diversas, frequentemente polifásicos, com neossomos graníticos, cinzentos esbranquiçados, resitos variados, abundantes paleossomos essencialmente de ortognáissos enderbíticos a charnockíticos e subordinadamente de paragneissos diversos na fácies granulito e migmatitos variados; migmatitos de injeção; intercalações de metasedimentos diversos.

PROTEROZÓICO INFERIOR

UNIDADES ESSENCIALMENTE SUPRACRUSTAIS

pCicn

GRUPO CANASTRA (pCicn)

Micaxistos com intercalações frequentes de metamargos, quartzitos sericiticos, calco-xistos e lentes de mármores e filitos; bolsões e veios de granitoides.

pCisj

GRUPO SÃO JOÃO DEL REI (pCisj)

Micaxistos feldspáticos, normalmente aluminosos, lentes quartzíticas, localmente rochas calco-silicáticas, metabásicos e metatramáticos; raros granitoides.

pCiai

COMPLEXO ADRELÂNDIA/ITAPIRA/CARRANHAS (pCiai)

Paragneissos arcólios, grauquíticos, aluminosos, calco-silicáticos, às vezes migmatíticos, micaxistos aluminosos, frequentes lentes e faixas de quartzitos, anfibólitos e ultramáficos; ortognáissos graníticos a granodioríticos, equigranulares ou porfíridos; granitoides vários.

UNIDADES ESSENCIALMENTE DE INFRA-ESTRUTURA

pElagr pElami

COMPLEXO AMPARO (pEl)

pElagr - Ortognáissos homogêneos equigranulares a porfíridos, composição predominantemente tonalítica a granodiorítica; frequentes enclaves de anfibólitos; granitoides pouco deformados; intercalações de metasedimentos variados.
Corpos principais: B1 - Cristália; B2 - São Gonçalo do Sapucaí; B3 - Porto Mendes.
pElami - Migmatitos de anaxia com estruturas diversas, às vezes polifásicos, com neossomos predominantemente granodioríticos a subordinadamente graníticos, quase sempre esbranquiçados; resitos variados frequentemente biotítico e hornblendítico, paleossoma essencialmente de ortognáissos bandados de composição tonalítica, trondjemítica, quartzito diorítico e granodiorítico, localmente com frequentes núcleos de diáspiros, e migmatitos de composições semelhantes; frequentes gnáissos migmatíticos ricos em mesossomos, metabásicos e metatramáticos; intercalações de metasedimentos diversos.

ARQUEANO

UNIDADES ESSENCIALMENTE DE INFRA-ESTRUTURA

Aggc

COMPLEXO GUAJUBÉ (Aggc)

Gnáissos granulíticos predominantemente charnockíticos e enderbíticos; rochas máficas de mesma composição; rochas máficas e ultramáficas com ou sem hiperstênio, maciços ou gnáissificados; gnáissos granulíticos diversos; intercalações de metasedimentos diversos na fácies granulito.

Abmg

COMPLEXO BARBACENA (Abmg)

Migmatitos de estruturas diversas; gnáissos migmatíticos e ortognáissos de composição predominantemente tonalítica, trondjemítica e granodiorítica com termos graníticos, subordinados, metabásicos e metatramáticos, comuns e localmente abundantes; raros intercalações de metasedimentos.

CONVENÇÕES TOPOGRÁFICAS

- RODOVIAS PAVIMENTADAS
- HIDROGRAFIA
- CIDADES
- LIMITE INTERESTADUAL

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- CONTATOS LOCALIZADOS
- CONTATOS APROXIMADOS
- FALHAS TRANSCORRENTES
- FALHAS DE EMPURRÃO
- FALHAS APROXIMADAS OU INFERIDAS
- FALHAS ENCOBERTAS
- DIREÇÃO E MERGULHO DA FOLIAÇÃO DOMINANTE - MERGULHO SUPERIOR A 45°
- DIREÇÃO E MERGULHO DA FOLIAÇÃO DOMINANTE - MERGULHO INFERIOR A 45°

AFLOREAMENTOS COM DETERMINAÇÕES ANALÍTICAS

- AFLOREAMENTOS DATADOS
- AFLOREAMENTOS COM ESTUDOS DA TIPOLOGIA DO ZIRCON

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA EM RELAÇÃO AOS ESTADOS DE SÃO PAULO E MINAS GERAIS

ESCALA GRÁFICA

COMPILAÇÃO E GEOLOGIA POR

=A.C. ARTUR =

=1988=