UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004673

A PORÇÃO OCIDENTAL DA FAIXA ALTO RIO GRANDE -
ENSAIO DE EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Mario da Costa Campos Neto

Orientador: Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. B.B.B.Neves	
Examinadores:	Dr. U.G.Cordani	
	Dr. R.A.Fuck	
	Dr. A.P.Fiori	
	Dr. P.C.Hackspacher	

SÃO PAULO

1991

INDICE

AGRADECIMENTOS	I
RESUMO	II
ABSTRACT	V
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1. LOCALIZAÇÃO, OBJETIVOS E MÉTODOS	1
1.2. SÍNTESE DAS ABORDAGENS TECTÔNICAS	1
1.3. CONCEITUAÇÃO E ABORDAGEM TEMÁTICA	3
CAPÍTULO 2 - CONSTITUIÇÃO E ARRANJO GEOMÉTRICO DO ARQUEANO E PROTEROZÓICO INFERIOR	6
2.1. ARCABOUÇO GERAL	6
2.2. MIGMATITO AMPARO	9
2.2.1. Principais tipos litológicos	9
2.2.2. Composição	11
2.3. ASSOCIAÇÕES MÁFICO-ULTRAMÁFICAS E CORPOS DE GRANADA ANFIBOLITOS	13
2.3.1. Associação máfico-ultramáfica Arcadas	15
2.3.2. Corpos de granada-anfibolitos	17
2.4. COMPLEXO SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ	17

2.5. GNAISSES HELIODORA	21
2.6. SÉRIES ORTOGNÁISSICAS CÁLCIO-ALCALINAS	24
2.6.1. Ortognaisses Serra Negra	24
2.6.2. Suíte Serra de São Gonçalo	26
2.6.3. Ortognaisses Serra do Quiabeiro	27
2.6.4. Comportamento Químico	28
2.7. GEOCRONOLOGIA E COMPORTAMENTO ISOTÓPICO DO SR	30
2.8. DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO	39
2.9. SÍNTESE HISTÓRICA	41
CAPÍTULO 3 - O CICLO TECTÔNICO URUAQUANO - UNIDADES CONSTITUTIVAS	45
3.1. GENERALIDADES	45
3.2. A SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL CARRANCAS	48
3.3. A SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL ANDRELÂNDIA	51
3.3.1. Organização e caracterização das metagrauvacas	51
3.3.2. Domínio das metagrauvacas distais	55
3.3.3. Domínio das metagrauvacas proximais	60
3.3.4. Hipóteses paleo-ambientais	64
3.4. A SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL ITAPIRA	68
3.5. O GRANITO GNAISSE TAGUAR	73

3.6. SÍNTESE HISTÓRICO-ESTRATIGRÁFICA	74
CAPÍTULO 4 - O CICLO TECTÔNICO URUAQUANO - SUB-CICLOS OROGÊNICOS	79
4.1. OROGÊNESES DO CICLO URUAQUANO NA FAIXA ALTO RIO GRANDE	79
4.2. A OROGÊNESE TAGUAR	80
4.2.1. Metamorfismo e padrão estrutural	80
4.2.2. A sutura colisional e estruturas associadas	86
4.2.3. O registro geocronológico	89
4.3. A OROGÊNESE ANDRELANDIANA	91
4.3.1. Generalidades	91
4.3.2. A foliação S_2 e o metamorfismo Barroviano	94
4.3.3. As nappes anticlinais	98
4.3.4. O registro geocronológico	103
4.4. O CICLO URUAQUANO E OROGÊNESES SUPERPOSTAS NA FAIXA ALTO RIO GRANDE	103
CAPÍTULO 5 - A NAPPE DE EMPURRÃO SOCORRO GUAXUPÉ E O CICLO TECTÔNICO BRASILIANO - ARCABOUÇO GERAL	109
5.1. CONTEXTO TECTÔNICO	109
5.2. ORGANIZAÇÃO DOS DOMÍNIOS CRUSTAIS	110
5.2.1. Terrenos infracrustais granulito-migmatito-charnockíticos	111

5.2.2. Terrenos Infracrustais granito-migmatíticos	113
5.2.3. Terrenos supra-crustais migmatíticos	117
5.2.3.1. O Complexo Caconde	118
5.2.3.2. O Complexo Piracala	119
5.2.3.2.1. A associação litológica I: ortognáissico-migmatítica.	120
5.2.3.2.2. A associação litológica II: migmatitos a paleossomas metassedimentares	121
5.2.3.2.3. A associação litológica III: granitóide gnaissica.	122
5.2.4. Conteúdo geocronológico do arcabouço pré-Brasiliano	123
5.3. REGISTROS DO CICLO TECTÔNICO BRASILIANO	125
5.3.1. Estágio de adelgaçamento crustal	125
5.3.2. Estágio arco magmático	131
5.3.3. Estágio colisional	135
5.3.4. Estágio tardi pós-orogênico	140
CAPÍTULO 6 - OS REFLEXOS OROGÊNICOS BRASILIANOS NA FAIXA ALTO RIO GRANDE	143
6.1. CONTEXTO GEOCRONOLÓGICO E ZONAS DE CISALHAMENTO	143
6.2. O CINTURÃO TRANSPRESSIONAL	146
6.3. OS DOMÍNIOS TRANSTENSIONAIS E A SEDIMENTAÇÃO	153

CAPÍTULO 7 - A OROGÊNESE RIO DOCE E A ESTABILIZAÇÃO DOS DOMÍNIOS DA FAIXA ALTO RIO GRANDE E DA NAPPE DE EMPURRÃO SOCORRO-GUAXUPÉ.	155
7.1. OROGÊNESE RIO DOCE - UMA APRESENTAÇÃO	155
7.2. A INSTALAÇÃO DA NAPPE DE EMPURRÃO SOCORRO-GUAXUPÉ	157
7.3. O DOBRAMENTO CILÍNDRICO E AS ESTRUTURAS ANTICLINORIAIS	164
7.4. A INFLEXÃO BUENO BRANDÃO-SAPUCAÍ	168
7.5. AS ÚLTIMAS DEFORMAÇÕES	170
CAPÍTULO 8 - CONCLUSÕES: A FAIXA ALTO RIO GRANDE E AS COLAGENS OROGÊNICAS SUCESSIVAS	175
8.1. A CONSTRUÇÃO DO ARCABOUÇO CONTINENTAL PRIMÁRIO	177
8.2. O CICLO TECTÔNICO URUAQUANO	177
8.3. O CICLO TECTÔNICO BRASILIANO	179
8.4. A OROGÊNESE RIO DOCE.	180
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	182

LISTAGEM DAS FIGURAS

- Fig.2.1. Mapa Tectônico da Faixa Alto Rio Grande
- Fig.2.2. Diagramas de Harker para os Migmatitos Amparo e para o Complexo São Gonçalo do Sapucaí
- Fig.2.3. Diagrama AFM para os Migmatitos Amparo e para o Complexo São Gonçalo do Sapucaí .
- Fig.2.4. Diagrama R1-R2 para o Complexo São Gonçalo do Sapucaí
- Fig.2.5. Diagrama discriminante $\text{MgO-FeO}_1\text{-Al}_2\text{O}_3$
- Fig.2.6.QAP dos Ortognaisses Serra Negra .
- Fig.2.7. Diagrama AFM para os ortognaisses Serra Negra, Serra de São Gonçalo e Serra do Quilabelo.
- Fig.2.8. Diagramas de Harker para os Ortognaisses Serra Negra, Serra de São Gonçalo e Serra do Quilabelo.
- Fig.2.9. Diagramas de elementos traços X sílica para os Ortognaisses Serra Negra, Serra de São Gonçalo e Serra do Quilabelo.
- Fig.2.10. Diagramas discriminantes Rb-(Y-Nb) e Nb-Y .
- Fig.2.11. Isócrona Pb-Pb para leucossomas de Migmatito Amparo.
- Fig.2.12. Diagrama isocrônico Rb-Sr em rocha total para Migmatito Amparo .
- Fig.2.13. Diagrama de evolução da razão $^{87}\text{Sr-}^{86}\text{Sr}$ no tempo geológico.
- Fig.2.14. Esquemas para as hipóteses orogênicas do Arqueano-Proterozóico Inferior.
- Fig.3.1. Colunas litoestratigráficas para a Sequência Depositional Carrancas
- Fig.3.2. Esquema da hipótese de organização faciológica para a Sequência Depositional Carrancas.
- Fig.3.3. Colunas litoestratigráficas para a Sequência Depositional Andrelândia - domínio das metagrauvacas distais.
- Fig.3.4. Colunas litoestratigráficas para a Sequência Depositional Andrelândia - domínio das metagrauvacas proximais.
- Fig.3.5. Diagrama $A (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) / \text{F(FeOt)} / \text{M(MgO)}$ para as metagrauvacas da Sequência Depositional Andrelândia.
- Fig.3.6. Esquema da hipótese paleo-ambiental para as Sequências Depositionais ANDrelândia e Itapira.
- Fig.3.7. Colunas litoestratigráficas para a Sequência Depositional Itapira.
- Fig.3.8. Esquemas dos estágios orogênicos pré-colisionais
- Fig.3.9. Quadro litoestratigráfico para as Sequências Depositionais Andrelândia , Carrancas e Itapira.

Fig.4.1. Esquemas de pequenas dobras D_1 .

Fig.4.2. Gráfico petrogenético para o metamorfismo na foliação S_1 .

Fig.4.3. Mapa da Janela Estrutural Itapira e localização dos perfis geológicos.

Fig.4.4. Perfis geológicos da Janela Estrutural Itapira e reconstrução esquemática do sistema de cavalgamentos Taguar.

Fig.4.5. Isócrona Rb-Sr para o Granito Gnaiss Taguar a norte de Ouro Fino - MG (extraída de Vasconcellos, 1988). OK

Fig.4.6. Isócrona Rb-Sr para o Granito Gnaiss tipo Taguar a oeste de Águas de Lindóia-SP (extraída de Artur, 1980).

Fig.4.7. Exemplos da foliação S_2 .

Fig.4.8. Curva do metamorfismo na S_2 (Perritt, 1991) e comparação as formas das trajetórias de metamorfismo, preservadas sob rápido e lento soerguimento (Thompson e Ridley, 1987).

Fig.4.9. Esquema de pequenas dobras D_2 .

Fig.4.10. Deformação rúptil seguida de deformação dúctil ao longo da S_2 .

Fig.4.11. Perfis geológicos em nappes anticlinais D_2 .

Fig.4.12. Esquema para o sub-ciclo orogênico Taguar (1,4b.a.). Colisão entre o arco magmático e a margem passiva.

Fig.5.1. Perfis geológicos nos terrenos infra-crustais do Complexo Cristina - NESG.

Fig.5.2. Perfis em domínios dos Migmatitos Pinhal nos arredores de São José do Rio Pardo.

Fig.5.3. Estruturas diagnósticas da Associação litológica I do Complexo Piracala.

Fig.5.4. Perfil na transição entre as associações litológicas do Complexo Piracala.

Fig.5.5. Isócrona Rb-Sr em granulitos da Associação Alfenas.

Fig.5.6. Mapa Geológico da Sulte Mangerito-Granítica São José do Rio Pardo - área tipo.

Fig.5.7. Discriminação de ambientes tectônicos para granitóides pré-collisionais.

Fig.5.8. Diagrama da razão cálcio-alcalina versus sílica para granitóides pré-collisionais.

Fig.5.9. Orientação preferencial da lineação de estiramento mineral.

Fig.5.10. Estruturas ligadas ao transporte da NESG.

Fig.5.11. Lasca infra-crustal (domínio Migmatitos Pinhal) sobre o Complexo Caconde e dobramento D_3 , inclinado e normal.

Fig.5.12. Zoneamento do magmatismo plutônico Brasileiro - estágios arco magmático maduro e tardi-pós orogênicos.

Fig.6.1. Histograma de valores K-Ar na FARG.

- Fig.6.2. Mapa com destaque para as estruturas do Proterozóico Superior e do Cambriano.
- Fig.6.3. Estruturas cinemáticas na zona de cisalhamento transcorrente destal de Monte Sião.
- Fig.6.4. Dobras D_3 e estruturas associadas.
- Fig.7.1. Mapa Tectônico do sudeste centro-meridional.
- Fig.7.2. Histograma de valores K-Ar nos terrenos da NESG.
- Fig.7.3. Isócrona Rb-Sr para granito filoneano em Migmatitos Amparo.
- Fig.7.4. Diagrama isotópico do Sr para a NESG.
- Fig.7.5. Pequenas estruturas, na FARG, devidas ao transporte da NESG.
- Fig.7.6. Esquema de pequenas dobras da orogênese Rio Doce.
- Fig.7.7. Geometria cilíndrica e orientação NE-SW a EW do dobramento normal da orogênese Rio Doce.
- Fig.7.8. Geometria e orientação da terminação periantiformal da antiforma de Amparo.
- Fig.7.9. Reorientação à NW das lineações L_2 e L_3 , pré NESG, na FARG.
- Fig.7.10. Perfil geológico na FARG e nas escamas pontais da NESG.
- Fig.7.11. Mapa geológico simplificado da série quartzo sienito-granítica.
- Fig.7.18. Reorientação do dobramento D_3 .

LISTAGEM DAS TABELAS

- Tabela 2.1. Resultados isocrônicos Rb-Sr em rocha total. Migmatitos Amparo, séries ortognaissicas cálcio-alcalinas e Complexo São Gonçalo do Sapucaí.
- Tabela 2.2. Resultados Pb-Pb e U-Pb em zircões para Migmatitos Amparo e ortognaisse tipo Serra de São Gonçalo.
- Tabela 2.3. Dados analíticos Pb-Pb para leucossomas de Migmatitos Amparo.
- Tabela 4.1. Valores isocrônicos Rb-Sr para a orogênese Taguar na Faixa Alto Rio Grande - foliação S_1 .
- Tabela 4.2. Resultados isocrônicos Rb-Sr e Pb-Pb referentes a metamorfismo contemporâneo a orogênese Taguar fora dos domínios da Faixa Alto Rio Grande - imediações sul e leste do Cráton do São Francisco.
- Tabela 4.3. Resultados isocrônicos Rb-Sr e Pb-Pb, pré-Brasílianos, nos terrenos infra-crustais e supra-crustais da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé.
- Tabela 5.1. Quadro histórico dos terrenos Brasileiros da NESG, com base no registro geocronológico.
- Tabela 6.1. Resultados isocrônicos Rb-Sr, no Proterozóico Superior, Cambriano e Ordoviciano Inferior na Faixa Alto Rio Grande.

Tabela 7.1. Resultados Isocrônicos Rb-Sr na FARG e na NESG, compatíveis com a orogênese Rio Doce.

ANEXO 1: Mapa geológico da porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande (1:25.000)

ANEXO 2: Mapa geológico da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (1:1.000.000).

AGRADECIMENTOS

A construção deste discurso tectônico resulta do amadurecimento de um longo trabalho de equipe. Os professores Miguel Angelo Stipp Basel, Mario Cesar Heredia de Figueiredo e Magda Bergmann, participaram intensamente deste estudo; atualmente Oswaldo Siga Júnior tem contribuído com entusiasmo. A dedicação e seriedade científica das pesquisas dos pós-graduandos (atuais Mestres) Antonio Carlos Buzollin Cabral de Vasconcellos, Mônica Mazzini Perrotta, Alex Ubratan Goossens Peloggia e Amélia João Fernandes, aprofundaram os conhecimentos sobre a Faixa Alto Rio Grande, sobre a Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé e sobre o Complexo Embu, permitindo uma maior coerência na integração geológica.

O professor Benjamim Bley de Brito Neves contribuiu com proveitosas e abrangentes discussões geológicas, além de sustentar estudos localizados.

Durante todas as atividades acadêmicas e, mais recentemente, na elaboração e "conclusão" destes estudos, contei com o apoio e colaboração, insubstituíveis, da secretária Nícia Maria Brandão Zalaf e do técnico Reynaldo Penna Castellon.

Auxílios de pesquisa me foram diretamente concedidos pela FAPESP (84/2864-8 e 87/3430-3) e pelo CNPq (40-3686/84-GL e 410022/89-6-GL), além dos convênios IGUSP/Pró-Minério, possibilitando as atividades de campo.

RESUMO

A Faixa Alto Rio Grande (FARG) é uma província tectônica Uruaçuana, do Proterozóico Médio, instalada sobre fragmentos de um microcontinente aglutinado em orógenos sucessivos no Arqueano e no Proterozóico Inferior. Foi intensamente retrabalhada na orogênese neoproterozóica Brasília, cujos terrenos foram a ela acrescentados, como os terrenos suspeitos da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (NESG), quando do sistema de colagens da orogênese cambriana Rio Doce.

Com uma abertura oceânica admitida há 1,7-1,8 Ga., iniciou-se o ciclo Uruaçuano, no qual a FARG correspondeu a evolução de um arco vulcano-grauváquico separado de uma margem continental passiva, na borda sul-sudoeste do Cráton do São Francisco (CSF).

Em ambientes deposicionais dominados por processos de ressedimentação por fluxos gravitacionais de massa, grauvas vulcanoclásticas de afinidades cálcio-alcálicas, associam-se a leques psamo-pelíticos distais. Controlados pela atividade vulcânica no arco e pela ascensão de um alto fundo que separou dois ambientes em um domínio de "back arc", esses depósitos (Sequência Depositional Andrelândia) representaram o período de maior expansão das bacias. Transicionaram, através de uma série sedimentar condensada, a um estágio de convergência e de fechamento das bacias, que foram assoreadas por uma sequência psamítica progradacional ou regressiva (Sequência Depositional Itapira). Plutonismo alcali-cálcico, de arco magmático maduro (Granito Gnaisses Taguar), podem representar as últimas manifestações identificadas no domínio do arco vulcânico.

Depósitos psamíticos e subordinadamente pelito-carbonosos e pelito-carbonáticos, de um sistema deposicional costeiro (Sequência Depositional Carrancas), foram transgressivos sobre restos de um estágio rifte precursor (Sequências Depositionais Carandaí, Lenheiro e Tiradentes) na margem continental passiva.

O substrato sílico antigo da FARG registrou a evolução de microplacas arqueanas, dominadas por uma sucessão de séries magmáticas cálcio-alcálicas. Foram marcadas por adelgaçamentos crustais e geração de bacias com extrusões máfico-ultramáficas de afinidades komatiíticas. Aglutinaram-se nas orogêneses do Proterozóico Inferior, organizadas de forma a constituir, na fragmentação e deriva Uruaçuana, domínios coerentes como substrato do arco vulcânico (Migmatitos Amparo com os Ortognaisses Serra Negra e Sequência Máfico-Ultramáfica Arcadas e o Complexo São Gonçalo do

Sapucaí) e da margem passiva (Gnaisses Hellodora). Batólitos de uma série cálcio-alcalina (Suíte Serra de São Gonçalo e Ortognaisses Serra do Quilabelro), deformados e metamorfisados, foram os últimos registros, pós aglutinação, da história destes fragmentos crustais antigos.

A colisão do arco vulcânico contra a margem continental passiva (sub-ciclo orogênico Taguar), registrado há 1,4 Ga., embricou, em um complexo sistema de cavalgamentos, lascas dos substratos antigos com as sequências deposicionais, transportando-os contra o CSF.. Esta pilha chegou a condições metamórficas no limite entre os graus médio-forte, materializando a foliação S_1 nas supra-crustais. Estruturas relacionadas com outro evento colisional (sub-ciclo orogênico Andrelandiano) marcaram, há cerca de 1,1 Ga., o fim da evolução dos ambientes deposicionais Uruçuanos. O cisalhamento dúctil, dentro das lascas alóctones e no transporte retomado contra o CSF, levou ao empilhamento de nappes anticlinais, soterradas, no domínio ocidental interno da FARG, a condições de grau médio, zona de sillimanita, de um metamorfismo Barroviano materializado na foliação S_2 .

A esta dinâmica de placas opo-se, há 1,3 Ga., regimes de intenso adelgaçamento crustal, que foram precursores do espaço oceânico do ciclo tectônico Brasiliano. Uma longa evolução de um arco magmático tipo cordilherano e de natureza compressional, mantém registros até 650 Ma.. Um estágio orogênico colisional foi registrado em intenso imbricamento de distintos andares crustais, a partir dos granulitos inferiores, provavelmente descolados sob altas pressões. A ascensão e transporte, para NW, do arco magmático da província Brasiliana, foi acompanhado de um metamorfismo de baixa pressão e anatexia das supracrustais.

A FARG comportou-se como um orógeno transpressivo, ao longo de cinturões transcorrentes destrais, orientados E.NE-W.SW, oblíquos à compressão advinda da dinâmica do arco magmático e do fechamento do espaço oceânico na orogênese Brasiliana. Um dobramento assimétrico e inclinado para o interior das zonas em transpressão, ocorreu sob condições (grau fraco, zona da biotita) compatíveis com a estabilização metamórfica nas zonas de cisalhamento. Seguiram-se domínios em transtensão, com a abertura de bacias lacustres (Formações Pouso Alegre e Eleutério).

A estabilização da orogênese Brasiliana se deu há 585-600 Ma., com as séries plutônicas sub-alcalinas e do tipo-A, intrusivos no interior da NESG.

Episódios orogênicos cambrianos, relacionados com a evolução de nova microplaca (a Orogênese Rio Doce), retomaram o campo de esforços anterior e acresceram a raiz do arco magmático

brasilliano sobre a FARG, como os terrenos suspeltos da NESG. Esses domínios tectônicos, agora justapostos, foram dobradas em estruturas anticlinoriais E.NE-W.SW, que admitiram uma clivagem e crenulação e clivagem ardoslana como plano axial. O extremo ocidental da FARG foi redobrado na Inflexão Bueno Brandão-Sapucaí, como uma mega-estrutura em bainha, devida ao avanço episódico da NESG para noroeste.

Um regime compressivo, quase perpendicular, deixou os últimos registros deformacionais. Um amplo dobramento N-S se superpôs aos anteriores e as zonas de cisalhamento verticais foram retomadas em tração (aquelas próximas a E-W), ou em transcorrência rúptil dextral (aquelas a NE-SW). Essas deformações seguiram um magmatismo sienito-granítico restrito.

No Ordoviciano Inferior o domínio da FARG e da NESG entrou em condições plataformais.

ABSTRACT

The Alto Rio Grande Belt (FARG) is a Middle Proterozoic Uruaçuano tectonic province thrust upon fragments of a microcontinent which came together in successive orogenies during the Archean and Early Proterozoic. It was strongly reworked in the Late Proterozoic Brasília orogeny, whose terranes - the suspect terranes of the Socorro-Guaxupé Thrust Nappe (NESG) - were accreted to it during the Cambrian Rio Doce orogeny.

The Uruaçuano cycle may have begun at 1.8-1.7 Ga by an oceanic opening and the FARG corresponds to the products of a graywacke-volcanic arc, separated from a passive continental margin in the south-southwest border of the São Francisco Craton (CSF).

Calc-alkaline volcanoclastic graywackes are associated to distal psammo-pelitic fans in depositional environments dominated by gravity flow reworking processes. These deposits (Andrelândia Depositional Sequence) formed during the main basin expansion and were controlled by volcanic arc activity and by a rise which separated two environments in a back-arc domain. A condensed sedimentary series represent a transition to a convergent stage and during closure the basin was filled by a prograded or regressive psammitic sequence (Itapira Depositional Sequence). Alkali-calcic plutonism of a mature magmatic arc (Taguar granite gneisses) may represent the last identified manifestation of the volcanic arc domain.

Psammitic and subordinately carbonaceous - and carbonatic-pelitic deposits, from a costal system (Carrancas Depositional Sequence), transgressed over remains of a precursor rift stage (Carandaí, Lenheiro and Tiradentes Depositional Sequences) in the passive continental margin.

The old sialic terranes of the FARG registered the evolution of Archean microplates dominated by a succession of calc-alkaline magmatic series. The microplates were marked by crustal thinning and generation of basins with komatiite-like mafic-ultramafic rocks. During the Early Proterozoic orogenies they were welded and during the Uruaçuano fragmentation and drift constituted coherent domains as both volcanic arc (Amparo Migmatites with Serra Negra Orthogneisses and Arcadas Mafic-Ultramafic Sequence and São Gonçalo do Sapucaí Complex) and passive margin (Heliódora Gneisses) basements. Deformed and metamorphosed calc-alkaline batholiths (Serra de São Gonçalo Suite and Serra do Quiabeiro Orthogneisses) were the last records of the post-welding history of these old crustal blocks.

The collision of the volcanic arc with the passive continental margin (Taguar orogenic sub-cycle), registered at 1.4 Ga, piled up slices of old basement and the depositional sequences in a complex thrust system and transported it towards the CSF. This pile reached the limit between medium and high grade metamorphic conditions which promoted the S_1 foliation in the supracrustals. Another collisional event (Andrelandiano orogenic sub-cycle), at about 1.1 Ga, is marked by related structures and marks the end of the Uruguano depositional environment evolution. Ductile shearing in the allochthonous slices together with a new transport towards the CSF led to the piling up of anticlinal nappes under medium grade, sillimanite zone, Barrovian type metamorphism related to the S_2 foliation, in the western internal domain of the FARG.

At 1.4 Ga, strong crustal thinning regimes which preceded the formation of oceanic basins of the Brasiliano tectonic cycle opposed the plate dynamics which acted previously. A long evolution of a cordilleran-type magmatic arc of compressional nature lasted up to 650 Ma. A collisional orogenic event was registered by tectonic stacking of distinct crustal segments, starting with the lowermost granulites which were probably decoupled under high pressures. The upward movement and northwestward transport of the Brasiliano magmatic arc was followed by low pressure metamorphism and anatexis of the supracrustals.

The FARG acted as a transpressive orogen along dextral transcurrent belts, ENE-WSW oriented, oblique to the compression of the magmatic arc dynamic phase and the direction of closing of the oceanic basin in the Brasiliano orogeny. Asymmetric folding, tilted to the interior of the transpressive zones, occurred under low grade, biotite zone, metamorphic conditions compatible with metamorphic stabilization in the shear zones. Transtensive regimes followed with the opening of lacustrine basins (Pouso Alegre and Eleutério Formations).

Stabilization of the Brasiliano orogeny occurred at 585-600 Ma with A-type sub-alkaline plutonic series intrusive into the interior of the NESG.

Cambrian orogenic episodes related to the evolution of a new microplate (the Rio Doce Orogeny) resume the earlier stress field and accreted the Brasiliano magmatic arc roots over the FARG, as the suspect terranes of the NESG. These tectonic domains, now juxtaposed, were folded in ENE-WSW anticlinal structures which have axial plane crenulation and slaty cleavages. The westernmost portion of the FARG was refolded as a mega-sheath fold, in the Bueno Brandão-Sapucaí inflection, due to the northwestward episodic movement of the NESG.

An almost perpendicular compressive regime is responsible for the last deformational records, a N-S open folding is superposed onto the earlier foldings and the vertical shear zones were reactivated in extensive regimes (the near E-W previous zones) or in dextral brittle transcurrency (the near NE-SW ones). These deformations followed a restricted syenite-granitic plutonism.

In the Early Ordovician the FARG and NESG domain reached platformal conditions.

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1. LOCALIZAÇÃO, OBJETIVOS E MÉTODOS

Pretende-se, com esta tese, esboçar as linhas gerais para uma abordagem tectônica do domínio ocidental da Faixa Alto Rio Grande; região, com forma de um bumerangue, situada entre os terrenos suspeltos da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, a norte da cidade de São Paulo (anexos 1 e 2).

Para esta abordagem tectônica procurou-se distinguir, na porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande, o conteúdo magmático, as seqüências deposicionais e seus possíveis ambientes, além de hierarquizar os eventos metamórficos e as estruturas relacionando-os aos registros geocronológicos.

A construção de um quadro de acreção de domínios de distintos ciclos tectônicos e de orogêneses superpostos necessitam da regionalização na Faixa Alto Rio Grande, da comparação com os terrenos da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé e do reconhecimento, nestes domínios, de estruturas relacionadas a evento orogênico mais jovem.

Mapeamentos geológicos em diferentes escalas, reconhecimentos regionais através de perfis geológicos de detalhe, estudos petrográficos e litogeoquímicos, sistematização e síntese de análises estruturais de detalhe, estudo do acervo geocronológico e a comparação possível entre o conteúdo metassedimentar e os ambientes de deposição, foram os meios utilizados na elaboração daqueles objetivos.

1.2. SÍNTESE DAS ABORDAGENS TECTÔNICAS

Não se pretende apresentar uma resenha bibliográfica sobre a região. Apanhados extensos e completos foram realizados por Artur (1988) e Vasconcellos (1988) e foram atualizados por Perrotta (1991).

Para uma breve situação do pensamento tectônico sobre esta região, remonta-se às observações geológicas de Ebert (1955a e b, 1956a e b). Utilizando-se da noção de gradiente metamórfico e de sentido de transporte das estruturas, Ebert (1957) delineou dois sistemas: Parailbides e Araxáides, cujo conteúdo foi incorporado por Almeida (1967) em sua síntese sobre a plataforma brasileira. O domínio da Faixa Alto Rio Grande estaria caracterizado pela bifurcação dos dois sistemas orogênicos, nas bordas

de uma cunha de empurrão, preservada em megassinais e responsável pela inversão regional seqüência metamórfica (Ebert, 1968, 1971 e 1984). Essa geometria foi assumida por Fyfe e Leonardos (1973 e 1974) na disposição de cinturões metamórficos de média e de baixa pressão.

Almeida et al. (1976) Introduziram o termo Maciço de Guaxupé para designar o domínio, de forma triangular (alóctone na concepção de Ebert), constituído por seqüências metamórficas de grau forte e contornado por supracrustais. Foi ampliado e assumiu conotação de maciço mediano do ciclo Brasileiro com os trabalhos de Hasui et al. (1978) e de Wernick et al. (1978); retomados por Hasui et al. (1980, 1981 e 1984) e por Hasui e Oliveira (1984).

Estes trabalhos representaram uma ruptura com os princípios de evolução tectônica expressos por Ebert.

Utilizando-se de dados geofísicos, Almeida et al. (1980) incluíram o Maciço do Guaxupé em um cinturão móvel (Alfenas) e, já em um enfoque tectônico compartimentado em províncias estruturais, situaram-no nas Províncias Tocantins e Mantiqueira (Almeida et al., 1981) e, posteriormente, na Província Mantiqueira (Almeida e Hasui, 1984).

É, no entanto, para Hasui (1983) e para Wernick e Artur (1983) que convergiram os enfoques geodinâmicos imobilistas. O primeiro assume que a arquitetura da região foi elaborada no Arqueano, em um cisalhamento dúctil horizontal e lapidada no Proterozóico Inferior, com faixas verticais de cisalhamento. Os segundos visualizaram distintas unidades litoestratigráficas, superpostas no espaço e submetidas a sucessivos e semelhantes episódios policíclicos de retrabalhamento crustal, do Arqueano ao Proterozóico Superior.

Campos Neto e Basel (1983), integrando um perfil geológico restrito, reconheceram a expressiva estrutura alóctone preconizada por Ebert e distinguiram-na dos terrenos que lhe eram relativamente para-autóctones; admitiram processos de colisão continental para esta estruturação. Zonas de subducção e arcos magmáticos Brasileiros foram, repetidamente, mas ainda com frágeis relações geológicas, assumidas por Wernick (1984, 1990).

Vasconcellos (1988), aliando aos seus estudos os trabalhos localizados e as integrações geológicas realizadas pela equipe de mapeamento da Universidade Federal do Rio de Janeiro (Hellbron, 1984; Noce, 1987; Pacirello, 1983; Ribeiro e Hellbron, 1982; Ribeiro, 1983; Trouw, 1983; Trouw et al., 1980, 1983, 1984 e 1986; Valeriano, 1983 e 1986), propôs uma compartimentação paleogeográfica para a Faixa

Alto Rio Grande em 3 zonas isólicas, com estágios rifte, plataformais e flyschóides. Reconheceu a inversão paleogeográfica há cerca de 1,4Ga e os eventos de deformacionais responsáveis pela organização estrutural entre 1,2 e 1,0Ga.

1.3. CONCEITUAÇÃO E ABORDAGEM TEMÁTICA

A Faixa Alto Rio Grande (Hasui e Oliveira, 1984) é aqui vista como um cinturão construído em uma longa sucessão de colagens orogênicas, a partir da superposição no tempo e acreção no espaço de regimes de expansão, deriva e convergência de placas, que perduraram do Arqueano ao Ordoviciano Inferior.

Na sua constituição a Faixa Alto Rio Grande corresponde a uma assembléia supracrustal de seqüências deposicionais (com ortognaisses e metabásicas) da retaguarda de um arco insular, alóctones e acrescidas a uma margem continental passiva. Estas seqüências estabeleceram-se, predominantemente, sobre um substrato ortognaissico-migmatítico que foi amalgamado pretéritamente.

Os conceitos que serão utilizados na descrição geológico-evolutiva da Faixa Alto Rio Grande advém das noções de ciclo tectônico de Aubouin (1965, 1973 e 1975), de sub-ciclo orogênico de Aubouin (1984) e de orogênese de Sengor (1990). Assume-se que orogênese representa todo e qualquer processo de convergência de margens de placas; enquanto que ciclo tectônico engloba toda a seqüência de eventos, da abertura ao fechamento, da história de um oceano. Assim, um ciclo tectônico admite diversos estágios de convergência de placas, que se situam entre dois períodos, não orogênicos onde predominam a divergência entre os limites de placas (períodos tafrogênicos).

O critério na identificação do período tafrogênico é difícil de ser reconhecido. Isso porque as estruturas precoces de regimes essencialmente tracionais, de fraturamento continental, encontram-se, no interior da zona orogênica, sucessivamente retomadas nos regimes compressivos. A caracterização deste período, no espaço e no tempo, é possível quando se dispõe do registro magmático identificado com adelgaçamento e fragmentação continental.

Os diferentes estágios orogênicos estão registrados em assembléias deposicionais, vulcânicas e plutônicas que refletem mudanças no volume e na taxa de expansão e consumo do assoalho oceânico; mudanças na natureza do arco magmático e na simetria e polaridade dos limites convergentes de placas.

Assim, no aspecto puramente deposicional, um estágio orogênico pode corresponder a um dos ciclos estratigráficos de *Vial et al. (1977b)* e contribuir no sentido de relacionar no tempo, diferentes sistemas deposicionais.

O fechamento diacrônico do espaço oceânico, seja por colisões sucessivas entre duas margens continentais irregulares, seja por colisões entre arcos insulares ou entre arcos insulares e margens continentais, constitui (na ausência de sutura ofiolítica que marque, indiscutivelmente, a acreção de um fundo oceânico ao continente) o critério para o reconhecimento de um período orogênico principal ou de um sub-ciclo orogênico. Esta orogênese é acompanhada por episódios metamórfico-deformacionais, geograficamente restritos ao domínio das massas colididas.

Na sequência dos processos orogênicos colisionais e no fechamento do oceano, a placa litosférica pode continuar em subducção, como um *underthrusting* entre massas continentais. Responde aí por um conjunto de estruturas e por um magmatismo de um estágio orogênico intracontinental. Estando dentro da evolução natural do ciclo tectônico, ele é referido como período tardi-orogênico. Tanto as estruturas quanto o magmatismo neste período, quando transicionam aos registros do período tafrogênico, constituem, nesta passagem, o critério que marca o fim do ciclo tectônico.

Assim, no Arqueano e no Proterozóico Inferior, os registros magmáticos, metamórficos, estruturais e geocronológicos indicam uma sucessão de períodos orogênicos; enquanto que no Proterozóico Médio um ciclo tectônico pode ser visualizado (apesar dos regimes expansivos limítrofes não estarem ainda bem estabelecidos). Este ciclo tectônico corresponde ao Uruaçuano de Almeida (1971) e é aqui admitido conceitualmente, isto é, como a história de um oceano e suas margens.

O magmatismo plutônico no interior da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé limita um ciclo tectônico no Proterozóico Médio e Superior; desde o adelgaçamento e fragmentação continental à evolução de um arco magmático e colisão, até a transição entre os regimes compressivos finais e novo estágio extensivo. Este ciclo é aqui referido como Ciclo Brasileiro (Almeida, 1971; Almeida et al., 1973; Cordani et al., 1973), apesar de seu conceito estar vinculado a uma sequência de eventos em um determinado período, isto é, de um super ciclo orogênico de valor global.

Os registros magmáticos e compressivos que se seguiram demarcam nova história orogênica, predominantemente Cambriana e aqui apresentada como Orogênese Rio Doce.

Finalmente utiliza-se, na subdivisão do Proterozóico, os limites propostos na Carta Estratigráfica

Global, compilada por Cowie e Bassett para a "International Union of Geological Science" - IUGS em 1989. Manteve-se, por comodidade, as denominações precedentes de eras (Proterozóico Inferior, Médio e Superior) apesar das sugestões de Plumb e James (1986) e da proposta final da carta estratigráfica (Paleo, Meso e Neo Proterozóico).

CAPÍTULO 2 - CONSTITUIÇÃO E ARRANJO GEOMÉTRICO DO ARQUEANO E PROTEROZÓICO INFERIOR

2.1. ARCABOUÇO GERAL

Predominam associações litológicas antigas na porção ocidental, mais interna, da Faixa Alto Rio Grande. Contrastam, com os restos alongados de seqüências supracrustais, no seu conteúdo ígneo original dominante e no seu metamorfismo de grau forte. Coerentes e generalizadas estruturas de fluxo tectônico acompanham as texturas e estruturas metamórficas e são, hierarquicamente, anteriores às estruturas e microestruturas existentes nas supracrustais.

A relação direta entre estes distintos níveis estratigráficos e crustais aponta para uma intensa erosão das associações litológicas antigas, soerguidas em uma cadeia de montanhas. Este cinturão montanhoso foi erigido na orogênese do ciclo tectônico que precedeu a reabertura das bacias marinhas e oceânicas do Proterozóico Médio.

São segmentos ortognáissico-gnáissico-migmatíticos, organizados em faixas paralelizadas e empilhadas nas orogêneses subsequentes e que são distintas sobretudo no conteúdo químico, isotópico e geocronológico; ocuparam, nos ciclos tectônicos que se superpuseram, distintas posições paleogeográficas. Como parte do substrato dos ambientes deposicionais do Proterozóico Médio, estes segmentos ainda se encontravam em diferentes sítios ou zonas paleográficas.

Contam uma história políciclica, com grande volume de material acrescentado à crosta no Arqueano, quando da formação de microplacas, seguidas da diferenciação da espessa camada litosférica. Conheceram, ainda no Arqueano, um ciclo com geração de arcos magmáticos e de prováveis bacias de "back-arc", com adições mantélicas em extrusões máfico-ultramáficas komatíticas e com fusões parciais da porção do manto litosférico "congelado" na base da crosta.

Um intenso retrabalhamento da crosta silícea (e oceânica) e da porção litosférica *underplated* marcou os eventos do Proterozóico Inferior. Estão registrados em uma manifestação termo-magmática e em um ciclo tectônico, o Super-Ciclo Transamazônico, de caráter global, que agregou estes fragmentos crustais em uma microplaca única.

Os distintos segmentos ortognáissico-gnáissico-migmatíticos são constituídos pelos Migmatitos

Amparo, pelo Complexo São Gonçalo do Sapucaí e pelos Gnaisses Heliodora. A organização atual (fig.2.1) é reflexo das orogêneses mais recentes e define domínios alóctones e tectonicamente empilhados de sudoeste para norte-nordeste.

O domínio mais interno contém a unidade estratigráfica aparentemente mais antiga, os Migmatitos Amparo (terminologia oriunda do denominado Grupo Amparo de Ebert, 1968). Encravados nestes migmatitos alinham-se estreitas faixas máfico-ultramáficas, das quais a Associação Máfico-Ultramáfica Arcadas (Peloggia, 1990), melhor estudada, possui composição komatítica e vestígios de origem sedimentar. Batólitos ortognáissicos cálcio-alcálicos, os Ortognáisses Serra Negra, são intrusivos nestas unidades. Xenólitos e corpos concordantes a sub-concordantes de metabásicas toleíticas pré-anatéticas ocorrem em pequenas dimensões.

O domínio intermediário, alóctone sobre os Gnaisses Heliodora ou aprisionado sob os Migmatitos Amparo, é constituído pelo Complexo São Gonçalo do Sapucaí (Perrotta, 1991). Nele principalmente e nos demais domínios, ocorre outra série plutônica cálcio-alcálica, mais jovem e caracterizada por batólitos de granitóides gnáissicos porfiroclásticos tipo Serra de São Gonçalo (Perrotta, 1991) e de tonalito gnaisses tipo Serra do Quiabeiro (Perrotta, 1991).

O domínio mais externo, pode ter uma continuidade composicional com os gnaisses e migmatitos que se encontram fora do limite de aloctonia das supra-custais da Faixa Alto Rio Grande. São os Gnaisses Heliodora, que constituem um complexo com migmatitos em contato brusco com gnaisses listrados e bandados, de composições granítico-tonalíticas e com restos de faixas máfico-ultramáficas.

As "coberturas" metassedimentares do Proterozóico Médio encontraram estes domínios em posições paleogeográficas distintas: uma plataforma psamítica estabeleceu-se sobre os Gnaisses Heliodora, enquanto que turbiditos distais e grauvas vulcanoclásticas de ambiente de arco insular associam-se aos gnaisses do Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Junto aos Migmatitos Amparo ocorre uma sequência clástica e clasto-químicas de ambiente mais proximal a um arco vulcânico cálcio-alcálico.

2.2. MIGMATITOS AMPARO

Os Migmatitos Amparo ocupam, na área estudada, toda extensão meridional da Faixa Alto Rio Grande. Ocorrem em fatias, no geral espessas entre 250m a 2.000m, que se organizam em um sistema de

FIG. 2. 1- MAPA TECTÔNICO DA PORÇÃO OCIDENTAL DA FAIXA ALTO RIO GRANDE

cavalgamentos complexo e polifasicamente dobrado.

Representam um terreno essencialmente alóctone sobre o domínio do Complexo São Gonçalo do Sapucaí e encontram-se, a sul e a oeste, recobertos pela pilha crustal da Nappe do Empurrão Socorro Guaxupé (fig.2.1).

Seu contato frontal, orientado E-W, é com o domínio do Complexo São Gonçalo do Sapucaí e está estruturalmente controlado por um conjunto contínuo e linear de faixas de cisalhamento transcorrentes de características dúcteis-rúptels e responsáveis por extensas faixas miloníticas lineares, a Zona de Cisalhamento Jacutinga-Natércia (anexo 1 e fig.2.1).

Os Migmatitos Amparo hospedam uma série plutônica ortognáissica, de afinidade cálcio-alcalina e que se encontra em lascas acamadas e de dimensões batolíticas. Estes ortognaisses, quando submetidos a anatexia, geram migmatitos que dificilmente se distinguem do hospedeiro.

As supra crustais Andrelândia e Itapira, presentes neste domínio, ocorrem como terrenos alóctones metavulcanoclásticos e metaclastoquímicos e como uma seqüência metapsamítica e metapsamo-pelítica descoladas sobre o assoalho migmatítico e ortognáissico.

2.2.1. Principais tipos litológicos

São rochas com estruturas migmatíticas no geral constituídas por um leucossoma branco a branco rosado, de dimensões e formas variáveis, contínuo a descontinuamente envolto por faixas ou níveis irregulares de melassoma cinza escuro a preto, constituindo, ambos, a porção de neossoma. Contidos neste neossoma (como enclaves) ou contendo-os, tem-se o mesossoma de tonalidades acinzentadas. Não se conhece domínios seguros de paleossoma preservado. Estas denominações são utilizadas segundo a proposição de Johannes e Gupta (1982).

Para a descrição das principais estruturas migmatíticas ou dos tipos litológicos, utiliza-se da nomenclatura de Mehnert (1968), excetuando-se as suas estruturas dobradas.

São dois os principais tipos de migmatitos: os migmatitos estromático-flebiticos e os migmatitos nebulítico-schillerens. Ambos definem corpos extensos e mapeáveis, que se juxtapõem tectonicamente, ou que se transicionam. É, no entanto, comum a presença de enclaves, a contornos difusos, de migmatitos estromático-flebiticos em meio a domínios nebulíticos, assim como de bolsões nebulíticos,

Irregulares ou acamados, nos migmatitos estromáticos.

Corpos de anfibolito, com dimensões de até algumas dezenas de metros, ocorrem como enclaves (resistatos) ou como *boudins* bem separados. São concordantes e contém as estruturas migmatíticas em suas bordas, ou são concordantes a sub-concordantes e truncam as estruturas migmatíticas. Xistos ultramáficos ocorrem, na escala de afloramentos, como enclaves arredondados e de diâmetro métrico, resultantes de intenso processo de boudinagem quando de estágios precoces de seu metamorfismo.

Os migmatitos nebulítico-schillierens são cinza-claros a branco rosados, hololeucocráticos a leucocráticos de baixo índice de cor (IC), equigranular de granulação média a inequigranular grossa em porções irregulares e gradacionais e com acúmulos de biotitas em faixas espessas do milímetro ao centímetro, oblíquas entre si e descontínuas. Biotitas em glomérulos sub-circulares e sub-centimétricos também ocorrem e por vezes se associam a granadas em porfiroblastos ou em aglomerados.

As estruturas mais frequentes são a nebulítica e a schillieren; estruturas do tipo agmatítica e filões estictolíticos a megacristais de hornblenda, ou de biotita, superpõem-se localmente. Foliações tectônicas reorientam e recristalizam os minerais em uma textura granoblástica; elas associam-se a um bandamento gnáissico lenticular, quartzo-feldspático, de alguns milímetros a pouco centímetros.

Os migmatitos estromático-flebiticos são acinzentados e com aspecto de um rendilhado branco, por vezes branco rosado, devido a distribuição dos leucossomas. Tem-se um arranjo entre leucossomas plano-paralelos (contínuos ou lenticulares, a contornos retilíneos abruptos, ou irregulares abruptos, ou mesmo difusos, espessos do centímetro a poucos decímetros), com leucossomas lenticulares, oblíquos e ligeiramente oblíquos entre si, que, menos espessos, estes cortam ou são cortados por aqueles.

Frequentemente estas estruturas encontram-se deformadas por dobramento apertado, assimétrico a quase simétrico, contínuo ou degenerado em zonas de cisalhamento. Se superimpõem a isoclinais anteriores e se encontram, subsequentemente, engajadas em dobras posteriores, normais ou inclinadas, homoaxiais e/ou oblíquas. Esta estruturação, associada às diferentes formas geradas pelo dobramento de superfícies de referência não paralelas entre si, respondem por um aspecto caótico. Nestes domínios mais dobrados tem-se uma maior ocorrência de corpos granitóides. São granitóides brancos a branco-rosados, hololeucocráticos ou leucocráticos a megacristais de hornblenda; são inequigranulares grossos e possuem estruturas nebulíticas ou schillierens biotíticos. São bolsões

irregulares, salientados ou não por faixas melanossomáticas, ou são venulações difusas no intrado de dobras, ou mesmo bancos acamados e de injeção.

Estruturas dicioníticas são frequentes e representam injeções de granitóides hololeucocráticas ou recristalizações quartzo-feldspáticas, em bandas espessas de poucos centímetros ao longo de zonas de cisalhamento dúctil ou nos flancos de dobras assimétricas e abertas das superfícies estomáticas.

Na base da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé e ao longo de faixas miloníticas lineares, sobretudo na zona de cisalhamento dúctil no interior das faixas miloníticas de Monte Sião e Jacutinga - Natércia (mapa geológico anexo 1 e fig.2.1), os Migmatitos Amparo passam a rochas essencialmente miloníticas, com diferentes intensidades e fases de cominuição-recristalização (Sibson, 1977). Na base do segmento meridional da Nappe estes milonitos constituem uma unidade contínua e espessa de até 5.000 m; ela foi concebida como um complexo estratigráfico por Sad e Barbosa (1983) e foi definida como um tectono-fácies por Campos Neto e Basel (1983), a Faixa Mostardas.

Os migmatitos no geral assumem uma tonalidade acinzentada mais escura e evoluem para milonito gnaisses, bandados, listrados e ou porfiroclásticos, onde os principais tipos litológicos são:

- milonito gnaisses cinza escuros, bandados, de textura ultramilonítica, poligonizada e isogranular fina-muito fina, alternada ou não com faixas a texturas *ribbons*. O bandamento, sub-centimétrico a quase decimétrico é conferido pelos distintos graus de cominuição-recristalização dos minerais e salientado por diferentes tonalidades do cinza;

- (hornblenda) - biotita milonito gnaisses listrados cinzas a cinza escuros, de texturas protomilonito-porfiroclástica e a *ribbons* quartzo-feldspáticos. São inequigranulares, a granulação é média, e a estrutura listrada é plano-linear a linear e conferida por bandas brancas, quartzo-feldspáticas, descontínuas e a terminações agudas, espessas em média de 5mm. Feldspatos branco ou branco-rosados também ocorrem como porfiroblastos a texturas *mortar* ou como porfiroclastos, com formas arredondadas ou ocelares, normalmente com zonas de sombra de pressão e com dimensões até centimétricas; podem cortar as bandas quartzo-feldspáticas e podem passar, por estiramento intenso, a finas estruturas lineares.

2.2.2. Composição

Os Migmatitos Amparo são rochas de composição geral granodiorítica, que evoluem, nos

processos anatéticos, à neossomas nos opostos graníticos e tonalíticos.

Os leucossomas possuem composição trondhjemitica ou granítica, mais raramente granodiorítica; os primeiros são predominantes nos migmatitos estromáticos. São hololeucocráticos, de textura granoblástica equigranular média a inequigranular médio-grossa (nos termos mais graníticos), foliados e localmente a *schillerens* lepidoblásticos biotíticos. Constituem-se de plagioclásio, quartzo, feldspato potássico e biotita. O plagioclásio é oligoclásio, com quartzo em gôtas, mirmequitas e antipertitas; o feldspato potássico é o microclínio em cristais xenomórficos e destacados da matriz (nos granitos), ou intersticial e exsolvo no rendilhado antipertítico; o quartzo é xenomórfico e a biotita, acessória, é castanha e alterada a clorita.

Os migmatitos nebulíticos são petrograficamente semelhantes aos leucossomas granodiorito-graníticos.

Os melanossomas são porções mesocráticas a melanocráticas, de texturas granonematoblástica, granolepidoblástica, ou lepidoblástica, de granulação fino-média e estrutura foliada. Constituem-se de biotita, hornblenda, plagioclásio, quartzo e opacos, com titanita, apatita e allanita como minerais acessórios. A biotita, com pleocroísmo castanho-marrom, pode estar alterada para a clorita; a hornblenda, verde oliva, castanha, contém inclusões de opacos, quartzo, plagioclásio e biotita; o plagioclásio é o oligoclásio com quartzo em gôtas e saussuritizado e com frequentes antipertitas. Os opacos associam-se aos minerais máficos.

Os mesossomas correspondem a biotita e/ou hornblenda-biotita gnaisses de composição granodiorítica a tonalítica, de cor cinza e leucocráticos de baixo IC; a estrutura é maciça e foliada, ou com fino e descontínuo bandamento quartzo-feldspático branco. A textura é granoblástica, inequigranular média a equigranular médio-fina. Constitui-se principalmente de oligoclásio (e antipertitas), feldspato potássico exsolvo ou intersticial, quartzo, biotita castanho-esverdeada (por vezes alterada a clorita) e hornblenda verde-castanha (no geral acessória). Titanita, zircão, apatita, opacos e clorita são acessórios frequentes.

Granitóides hololeucocráticos, granodioríticos ou graníticos 3b, a plagioclásio (antipertitas e mirmequitas), feldspato potássico, quartzo e opacos, titanita, sillimanita e clorita como acessórios, ocorrem localmente. Possuem formas filonianas ou a contornos difusos, menos deformados, no interior dos migmatitos.

Os dados químicos (Basel et al., 1986 e Figueiredo inéditos) analisados em diagrama de Harker (fig.2.2) indicam uma boa correlação positiva da sílica com o TiO_2 , MnO , MgO e $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$ e uma correlação regular para o CaO e Al_2O_3 . Esta disposição é coerente com um paleossoma ígneo transformado *in situ* e em um processo isoquímico. Os leucossomas representam os termos mais diferenciados e se alinham aos mesossomas através dos dados em rocha total (amostras de migmatitos com o mesossoma, o melanossoma e o leucossoma).

Ocupam o campo composicional restrito das rochas ácidas, variando o conteúdo em SiO_2 de 74,5% (leucossomas) para 70,8% a 73,6% (migmatitos) e para o intervalo de 67,7% a 71,0% nas amostras de mesossoma (fig.2.2).

Os elementos traços caracterizam-se pelo baixo conteúdo em litófilos (Ba, Zr, Nb e Sr) que, salvo o Sr, tendem a diminuir em direção aos termos mais diferenciados.

No processo de anatexia, a passagem do mesossoma aos termos mais evoluídos (leucossomas ou amostras contendo neossomas) se deu com uma brusca diminuição no conteúdo em magnésio e ferro, provavelmente adicionados ao melanossoma. Os leucossomas graníticos são mais ricos em álcalis e mais pobres em cálcio que os leucossomas trondhjemiticos. Ambos, no entanto, possuem estritamente o mesmo conteúdo em titânio, magnanês, magnésio e ferro.

São rochas de filiação cálcio-alcálica, bem alinhadas em diagrama AFM (fig.2.3) e com a lgeira quebra na passagem aos mesossomas, devido ao maior conteúdo em MgO .

Rochas metabásicas (biotita anfibolitos), subconcordantes e em corpos métricos, boudinados e pré-anatéticos, dispostos como *shollens* deformados, não mostram relações químicas com os migmatitos. Ocupam o campo restrito de 46% de sílica e são ricas em titânio, ferro e sódio (fig.2.2). No diagrama AFM (fig.2.3) plotam distantes dos migmatitos, fora do *trend* e já no campo toleítico para as rochas vulcânicas. Devem corresponder a diques deformados.

2.3. ASSOCIAÇÕES MÁFICO-ULTRAMÁFICAS E CORPOS DE GRANADA ANFIBOLITOS

No domínio dos Migmatitos Amparo é frequente, na escala de afloramentos, zonas em que ocorrem fatias lenticulares de algumas dezenas de metros de xistos ultramáficos (tremolita-actinolita xistos e talco-clorita-tremolita xistos), tectonicamente encravados em migmatitos e em ortognaisses. Ocorrem ao

Fig.2.2. Diagramas de Harker para os Migmatitos Amparo e para o Complexo São Gonçalo do Sapucaí - dados recalculados à base anidra.

longo de uma direção nordeste, desde o sudoeste da cidade de Amparo (SP) até o norte-nordeste de Águas de Lindóia (SP).

Além de anfibolitos e de diopsídio anfibolitos calcossilicáticos bandados, intercalam-se nestas faixas restos esparsos de seqüências ferríferas bandadas e de ortoquartzitos.

Destas ocorrências, a da cidade de Arcadas (SP) foi estudada em detalhe, mapeada e definida petrográfica e quimicamente por Peloggia (1990).

2.3.1. Associação Máfico-Ultramáfica Arcadas

Foi definida na cidade homônima, onde aflora ao longo de uma faixa estreita e de curta extensão, espessa de 250 a 300m, estratificada e dobrada e chegando a cavalgar, com lascas ortognáissicas, metassedimentos Andrelândia.

Compreende três camadas principais: os xistos verdes ultramáficos, os diopsídio-anfibolitos bandados e os anfibolitos homogêneos; subordinadamente intercalam glimmeritos, grafita-sillimanita, quartzo-xistos e quartzitos miloníticos puros ou laminados e ricos em opacos.

Os xistos ultramáficos são olivina-tremolita xistos verdes, homogêneos e nematoblásticos, onde pode-se distinguir duas paragêneses metamórficas principais: a dominante no grau médio e a reliquiar no grau forte. Na foliação principal descreve-se tremolita-talco-olivina- (magnetita), com iddingsita e serpentina como minerais de alteração da olivina. Lentes sub-centimétricas de cobre nativo ocorrem localmente e os principais acessórios são opacos e titanita. A mineralogia reliquiar é representada por ortopiroxênios em restos xenoblásticos, dispersos e englobados, em continuidade ótica, por talco; ocorrem também ortopiroxênios e olivinas, poiquiloblásticos, ou olivinas em núcleos residuais de anfibólio; espínélio verde aparece em cristais fragmentários e intersticiais.

Texturas metamórficas a olivina poiquiloblástica (englobando anfibólios e opacos) em cristais alongados, platiformes e desorientados, em paragênese com ortopiroxênio poiquiloblástico e contidos em matriz tremolítica prismática, arranjada aleatoriamente ou em rosetas, são idênticas, na forma, às texturas primárias tipo *spinifex*. Ocorrem em certos níveis dos xistos máficos.

Os diopsídio-anfibolitos bandados são rochas cinza esverdeadas, granonematoblásticas e de granulação fino-média, que contém um bandamento sub-centimétrico cinza escuro a hornblenda e

plagioclásio, alternado com um verde claro do clinopiroxênio e plagioclásio. Lentes pretas centimétricas e monominerálicas, a hornblenda, alternam-se subordinadamente. O plagioclásio é o oligoclásio, o clinopiroxênio é o diopsídio. Carbonato, quartzo e clinopiroxênio podem ocorrer em bandas milimétricas; pirita e calcopirita são frequentes.

Os anfibolitos são verdes, granonematoblásticos fino-médios e homogêneos com hornblenda e oligoclásio-andesina. Opacos esqueléticos, clorita e titanita são acessórios.

Peloggia (1990) mostrou que essas rochas possuem um comportamento químico coerente. Definem boas correlações nos diagramas óxidos X MgO, onde os clinopiroxênio-anfibolitos bandados ocupam os extremos mais diferenciados dos "trends". Possuem, nos termos mais magnesianos, altos teores em Cr e Ni e baixos valores em Ba, Sr e Zr; os termos menos magnesianos são anormalmente altos em Ba, Sr e Y.

Os xistos ultramáficos, mineralogicamente semelhantes a metaperidotitos, possuem um conteúdo excessivo em sílica ($\text{SiO}_2 = 50\%$). Este comportamento foi assumido como resultante de uma adição de SiO_2 , pós-magmática, que não alterou as relações entre os demais elementos.

Toda Associação Máfico-Ultramáfica Arcadas assemelha-se, nas relações entre Al_2O_3 , FeO_t , MgO, álcalis e CaO, com a série komatítica de Munro, se comparada ao estudo de Arndt et al. (1977). Os xistos ultramáficos e os anfibolitos homogêneos, dentro das relações estabelecidas por Brooks e Hart (1974), possuem todos os parâmetros químicos característicos de komatilitos ($\text{MgO} > 9\%$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, $\text{TiO}_2 < 0,9\%$, $\text{K}_2\text{O} < 0,9\%$ e $\text{SiO}_2 < 53\%$).

Os diopsídio-anfibolitos bandados possuem características sedimentares quando plotados no diagrama "c" x "mg" (valores de Niggli) de Leake (1964) ou no diagrama FeO_t X TiO_2 desenvolvido por Peloggia (1991). Tais relações, associadas à boa correlação apresentada por essas rochas nos demais diagramas, são sugestivas de uma origem híbrida, possivelmente como uma mistura de sedimentos com tufo básicos.

As rochas máfico-ultramáficas tipo Barbacena, estudadas por Noce (1987), também de afinidades químicas komatíticas e localizadas no exterior do limite alóctone das supra-crustais da Faixa Alto Rio Grande, distinguem-se da associação Arcadas. Aquelas séries magnesianas são mais ricas em titânio, ferro e alumínio e, tipicamente mais pobres em cálcio e cromo.

2.3.2. Corpos de Granada-Anfibolitos

Associados aos ortognaisses e migmatitos, ocorrem, com frequência, camadas anfibolíticas até métricas, boudinadas ou não, sub-concordantes e, no geral, intrusivas nas estruturas migmatíticas. Possuem um enriquecimento periférico em biotita e são discretamente invadidas por venulações quartzo-feldspáticas, no geral oriundas de bolsões surreicos. Localmente podem atingir espessuras de 400m, com formas ovóides alongadas, como o corpo da Serra do Matão, a nordeste de Monte Alegre do Sul - SP.

São rochas cinza-escuras, granonematoblásticas de granulação fina a fino-média, homogênea e/ou a porfiroblastos de granada. Correspondem a granada-hornblenda anfibolitos, com proporções equivalentes entre anfibólio e plagioclásio (oligoclásio-andesina com ocorrências locais de antiperititas). Os porfiroblastos de granada, em média com 2mm, poliquiloblásticos ou não, podem constituir o núcleo de um anel de plagioclásio ou de simplectitas entre plagioclásio e anfibólio, conferindo texturas reacionais do tipo coronas ou de anéis kelfíticos (Shand, 1945; Bard, 1980). Os acessórios são opacos esqueléticos, titanita e clorita.

Os dados químicos obtidos para essas rochas (Basel et al., 1986; Peloglia, 1990) situam-na como ortoderivadas, com composição de basaltos toleíticos de alto titânio e baixo magnésio, rico em elementos litófilos e com características de basaltos continentais intraplacas.

2.4. COMPLEXO SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ

O Complexo São Gonçalo do Sapucaí ocorre sob o domínio dos Migmatitos Amparo, em uma janela estrutural complexamente deformada a sudeste de Itapira (SP), ou aprisionado sob cavalgamentos e falhas transcorrentes oblíquas a norte de Pouso Alegre(MG) e em Natércia (MG). Cavalga metassedimentos de afinidades plataformais a norte de Ouro Fino (MG), onde se afina, em uma terminação aguda, contra a zona de cisalhamento Jacutinga-Natércia.

Constitui o substrato de um domínio tectônico independente, alóctone sobre os gnaisses Heliodora e bem preservado a norte da zona de cisalhamento Três Corações, onde possui um comportamento horizontal e dobrado. Seu limite ocidental é a Nappe de Empurrão Socorro Guaxupé (anexo 1 e fig.2.1).

É cortado por corpos concordantes e acamados de ortognaisses cálcio-alcálicos, com predominância de granito gnaisses porfiróides-porfiroclásticos sobre tonalito gnaisses.

O Complexo São Gonçalo do Sapucaí foi admitido por Perrotta et al. (1989) e definido por Perrotta (1991) como associações gnáissicas de afinidades cálcio-alcálicas. Reconheceram uma unidade de origem plutônica granodiorito-tonalítica maciça e outra, gnáissica bandada, alternando composições ácidas, intermediárias e básicas. Esta última é aurífera e contém intercalações subordinadas, centídecimétricas a métricas, de ortoquartzitos, xistos e de gnaisses grafitosos e turmalinitos. Corpos anfibolíticos lenticulares e concordantes ocorrem nas duas unidades.

Os ortognaisses maciços ocorrem com a unidade gnáissica bandada a norte da zona de cisalhamento Três Corações. Esta última, no entanto, predomina na frente do domínio alóctone Amparo e sob este na janela estrutural Itapira.

Petrograficamente os ortognaisses homogêneos são de composição granodiorito-tonalítica, de cor cinza e leucocráticos de alto IC (atingem 30% de máficos). Possuem textura granoblástica isogranular média e uma estrutura foliada com fino e descontínuo bandamento félsico. Quando migmatíticos, são estromáticos a paleossoma facilmente reconhecível e a neossoma constituído por bandas leucossomáticas plano-paralelas contínuas e centimétricas, brancas e de composição granodiorítica hololeucocrática, bordejadas por faixas milimétricas de melassoma enriquecido em biotita. Nestas rochas o mesossoma é também granodiorítico cinza, mas de textura inequigranular média a médio-grossa.

São biotita gnaisses, a plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e microclínio (onde os dois últimos podem estar ausentes); com zircão, titanita, allanita e clinozoisita, carbonatos, muscovita e sericita, clorita e opacos como minerais acessórios e/ou secundários. O plagioclásio é oligoclásio-andesina, por vezes mirmequítico e raramente antipertítico; o microclínio é intersticial; a biotita constitui ripas pleocróicas amarelo-verde olivas e a hornblenda é verde. Clinozoisita forma anéis em torno da allanita e plagioclásios podem conter bordas albiticas (Perrotta, 1991).

A unidade gnáissica bandada compreende bancos espessos de 15cm a 50cm de gnaisses cinza médio a claros, de composição tonalítica e com bandamento félsico sub-centimétrico; encontra-se alternado com bandas contínuas, espessas do centímetro ao decímetro, cinza escuras dioríticas e cinza esverdeadas, de até 20cm, quartzo dioríticas. Bancos de anfibolito, de até alguns decímetros, são frequentes.

São hornblenda-biotita gnaisses, de textura predominantemente granoblástica inequigranular média, com intenso, contínuo e descontínuo bandamento branco trondhjemítico sub-centimétrico. Compõe-se de plagioclásio oligoclásio-andesina, por vezes antipertítico; quartzo e microclínio intersticial e por hornblenda verde e biotita amarronada. Nas intercalações de composição diorítica a hornblenda equivale ou predomina sobre a biotita e o clinopiroxênio pode ocorrer nos gnaisses quartzo-dioríticos.

Os bancos de metabásicas correspondem a biotita-quartzo anfibolitos e a granada-quartzo anfibolitos com texturas em coronas.

Não existem distinções químicas (dados em Basel et al. 1986, Silva et al., 1988 e em Perrotta, 1991) entre as rochas do Complexo São Gonçalo do Sapucaí, estejam elas na área tipo ou na janela estrutural Itapira. Verifica-se alinhamentos de composições básicas, intermediárias e ácidas com um trend quase contínuo no diagrama de Harker (fig.2.2). As composições ácidas contêm de 67,8 a 75% de SiO_2 , enquanto que os termos intermediários encontram-se no intervalo entre 61 a 66% de SiO_2 . Ambos mostram uma boa correlação com o CaO e, subordinadamente, com o MnO e TiO_2 , nos quais as rochas de composição ácida são mais enriquecidas. Uma correlação distinta aparece com o MgO, onde para conteúdos semelhantes de sílica os termos intermediários são mais pobres em magnésio. Ambos são enriquecidos em Ba e Zr.

O espectro básico encontra-se entre 50 a 56% de SiO_2 e alinha-se parcialmente com as rochas intermediárias, em uma correlação positiva, no conteúdo em $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$, em MgO e em CaO e em uma correlação negativa com os álcalis. Como nos Migmatitos Amparo ocorrem composições restritas ao campo de 46% de SiO_2 .

Os dados químicos diferenciam com clareza duas séries cálcio-alcalinas no Complexo São Gonçalo do Sapucaí; elas são de difícil distinção no campo e independem das unidades de mapeamento. Uma é de baixo FeO^{t} em relação a outra, mais rica em ferro e em álcalis (fig.2.3).

A série cálcio-alcalina de baixo ferro é a mais característica e largamente dominante, está representada na maioria das amostras analisadas, seja na área tipo, seja sob os Migmatitos Amparo. Nela alinham-se composições desde granitos 3b a composições de gabros, passando continuamente por granodioritos, tonalitos e por dioritos. Representa uma série expansiva e de características tectônicas pré-collisionais (se utilizados os campos definidos por Batchelor e Bowden, 1985 no diagrama multicationico de La Roche et al., 1980 - fig.2.4).

Fig.2.3. Diagrama AFM para os Migmatitos Amparo e para o Complexo São Gonçalo do Sapucaí - contém o limite superior do campo cálcio-alcálico para rochas plutônicas mesozóicas e terciárias de arcos magmáticos (Brown, 1982) e para as rochas vulcânicas (Irvine e Baragar, 1971). Dados recalculados à base anidra.

Fig.2.4. Diagrama R1-R2 para o Complexo São Gonçalo do Sapucaí (Segundo as relações multicatiônicas propostas por La Roche et al, 1980). Contém os domínios tectônicos propostos por Batchelor e Bowden, 1985). Dados recalculados à base anidra.

A série cálcio-alkalina rica em álcalis e ferro é definida por um espectro composicional restrito, quartzo monzonito-granítico e caracteristicamente mais rico em FeO^t , K_2O e MnO e mais pobre em Al_2O_3 e CaO (fig.2.2). Possuem características químicas de ambientes tectônicos sin-collisionais (fig.2.4).

As rochas metabásicas, que predominam em corpos acamados, plano paralelos e concordantes, espessos do decímetro ao metro e alternadas com bancos maciços ou com bancos de regular bandamento composicional ácido-intermediário, também correspondem a duas séries magmáticas distintas: uma cálcio-alkalina e outra toleítica (fig.2.3).

As metabásicas cálcio-alkalinas possuem composições basálticas (de andesito basáltico a traqui-basaltos, fig.2.4) oriundas de margens continentais ativas ou de arcos insulares (segundo as relações entre ferro, alumínio e magnésio distinguidas por Pearce et al., 1977, fig.2.5). As metabásicas toleíticas correspondem a basaltos continentais (fig.2.5), juntamente com os enclaves básicos dos Migmatitos Amparo e dos Ortognaisses Serra Negra.

Assim, o Complexo São Gonçalo do Sapucaí representa uma associação ígnea cálcio-alkalina de ambiente de arco magmático continental ou insular e caracterizado por um magmatismo plutônico expansivo associado a expressivo vulcanismo andesito-basáltico. Uma série plutônica cálcio-alkalina potássica representa o estágio de fechamento oceânico. O conjunto encontra-se em corpos acamados e concordantes, metamorfisados no grau forte e muito deformados.

Este Complexo, como os Migmatitos Amparo, ocupa o campo cálcio-alkalino do diagrama AFM (fig.2.3); no entanto, além do amplo espectro de sílica, distingue-se daqueles migmatitos, no domínio das composições ácidas, pelo maior conteúdo em ferro, potássio e manganês e menor conteúdo em alumínio, cálcio e sódio. As rochas de composição intermediária alinham-se com aqueles migmatitos no manganês, alumínio e cálcio, mas são caracteristicamente mais pobres em Fe_2O_3^t e MgO . Esta última relação descarta a possibilidade destas rochas terem participado da fusão *in situ* responsável pelos Migmatitos Amparo. Neles o empobrecimento no conteúdo ferro-magnesiânico se dá na direção dos termos anatóticos mais diferenciados.

2.5. GNAISSES HELIODORA

As primeiras referências aos Gnaisses Heliodora encontram-se em Campos Neto (1985) e foram

retomadas por Campos Neto et al.(1990). São rochas gnáissicas de composição granítica ou granodiorito-tonalítica, bandadas a listradas, bem acamadas e que contém níveis com frequentes corpos de metabásicas e de xistos ultramáficos. Migmatitos estromáticos podem ocorrer em contato brusco com os gnaisses.

Os Gnaisses Heliodora ocorrem no andar inferior da pilha de cavalgamentos da Porção Ocidental da Faixa Alto Rio Grande ocidental. Constituem um domínio tectônico particular no interior de estruturas anticlinoriais segmentadas por zonas de cisalhamento. Admitem uma "cobertura" alóctone, metassedimentar e com características de sequências psamíticas plataformais.

O segmento ocidental deste domínio tectônico possui a forma de uma amêndoa alongada e estreita, larga de até 8km e localiza-se entre as zonas de cisalhamento Três Corações e Jacutinga-Natércia. Nesta região os Gnaisses Heliodora ocorrem em núcleos de nappes anticlinais redobradas anticlinorialmente. É no segmento oriental (anexo 1 e fig.2.1) a área de exposição privilegiada deste domínio tectônico. De lá os gnaisses, da estrutura de Heliodora, seguem continuamente até próximo ao limite frontal de aloctonia da Faixa Alto Rio Grande (Campos Neto et al,1990). Nesta região Trouw et al. (1986) correlacionaram-os ao Grupo Mantiqueira (Ebert, 1956) e aos Gnaisses Piedade (Ebert, 1958). Bittar (1989) coloca-os no Complexo Barbacena (no sentido de Pires, 1977) e atribui à então denominada Suíte Mantiqueira as estruturas migmatíticas (utilizando-se de correlações com as colunas de Barbosa, 1954 e de Ebert, 1956 e 1984).

As unidades descritas para os Gnaisses Heliodora são semelhantes às aquelas reconhecidas por Bittar (1989). Mas como são complexos que constituem núcleos alóctones no interior da Faixa Alto Rio Grande, preferiu-se não atribuir a eles as designações dos complexos, mesmo semelhantes, descritos fora dos limites desta Faixa. Por outro lado, a associação íntima e contínua com metassedimentos de afinidades plataformais, sugere que estes gnaisses deveriam constituir o domínio tectônico mais proximal em relação as unidades do Cráton do São Francisco.

Nas vizinhanças da cidade de Heliodora (MG) estes Gnaisses representam uma fatia, espessa no mínimo de 1.000m, alóctone em nappe anticlinal (fig.4.11) e constituída de três unidades litológicas maiores: os migmatitos inferiores, os gnaisses bandados associados a rochas máfico-ultramáficas e os gnaisses listrados superiores. Os quartzitos e quartzos xistos, alóctones, da "cobertura" supra-crustal, encontram-se em contato brusco, no topo desta estrutura anticlinal.

Os migmatitos são cinza claros, de estrutura estromática e de composição granodiorito-granítica. Possuem passagens às zonas predominantemente neossomáticas, com estruturas nebulíticas e com *shollens*, onde os enclaves, de alguns decímetros, são de biotita gnaisse cinza, homogêneo e de granulação fina e de anfíbólio gnaisses e anfibolitos. Diques graníticos filoneanos, brancos, hololeucocráticos e de granulação grossa cortam o conjunto. O leucossoma, em bandas centí-decímétricas contínuas e plano paralelas e que podem passar a bancos irregulares, de alguns decímetros, é cinza esbranquiçado a branco rosado. Sua composição é granítica hololeucocrática e sua textura é granoblástica inequigranular média a médio-grossa. O melanossoma, enriquecido em biotita, é cinza escuro e sub-centimétrico e possui limites abruptos com o leucossoma e transicionais com o mesossoma. Este é um biotita gnaisse cinza, leucocrático, granoblástico inequigranular médio a médio-grosso e com bandamento quartzo-feldspático branco, espesso de alguns milímetros, descontínuo e lenticular. O contato entre os migmatitos e os gnaisses bandados superiores é brusco.

Os gnaisses bandados, de comportamento acamado em uma fatia espessa de até 500m, estão representados por um biotita gnaisse cinza médio, de composição granodiorito-tonalítica, leucocrática e de textura granoblástica equigranular média. A estrutura bandada dominante é conferida pela contraposição entre níveis cinzas, contínuos e espessos de 0,5 a 5cm, com cerca de 20% de biotita e níveis decimétricos, cinza claros, mais pobres em máficos. Ambos os níveis possuem bandas, lenticulares e sub-centimétricas, quartzo-feldspáticas. Localmente ocorrem intercalações de biotita-hornblenda gnaisses cinza com bandas anfibolíticas de até 5cm.

Corpos concordantes, acamados e espessos de até 100m, de rochas metabásicas e meta-ultramáficas são frequentes neste gnaisses. São rochas verdes a cinza-escuras, nematoblásticas e, no geral, inequigranulares médio-grossas. Estão representadas por talco-tremolita xistos, clorita-talco-tremolita xistos, hornblenditos, biotititos, anfibolitos e granada anfibolitos. Representam restos de associações máfico-ultramáficas com termos básicos, ultramáfico-básicos e termos ultrabásicos.

Os gnaisses superiores, também de estrutura acamada e espessos de cerca de 400m, são biotita gnaisses cinza claros, leuco a hololeucocráticos e de texturas granoblásticas a protomiloníticas inequigranulares média. A estrutura é listrada, descontínua e plano-linear, localmente porfiroclástica. Possuem uma composição granodiorito-granítica. É conferida por filetes negros biotíticos e enfileirados e por lentes milimétricas quartzo-feldspáticas branco-rosadas; os porfiroclastos, quando presentes, são de

feldspato potássico róseo, ocelares e de alguns milímetros.

Ortognaisses granodioríticos homogêneos constituem, na continuação oriental dos Gnaisses Heliodora, corpos mapeáveis e aparentemente intrusivos (Blttar, 1989).

Na estrutura amendoada do segmento ocidental deste domínio tectônico, os Gnaisses Heliodora afloram com formas lenticulares estreitas, de até 800 m, conformando o substrato abrupto para quartzitos e quartzo xistos. Definem os núcleos de duas nappes anticlinais tectonicamente empilhadas (fig.4.11), que foram descritas e mapeadas por Vasconcellos (1988). Nestas estruturas dominam os biotita gnaisses bandados com lentes, camadas e *boudins* de rochas meta-ultrabásicas e de anfibolitos.

2.6. SÉRIES ORTOGNAÍSSICAS CÁLCIO-ALCALINAS

Apesar de semelhanças litológicas, duas séries magmáticas plutônicas cálcio-alcálinas podem ser reconhecidas. Diferenciam-se na distribuição espacial, no *trend* petrográfico, no conteúdo geoquímico e no registro geocronológico.

Intrusivos nos Migmatitos Amparo tem-se ortognaisses no geral equigranulares, de composição tonalito-granodiorito-granítica, englobados na denominação Serra Negra.

Granitóides gnáissicos porfiróide-porfiroclásticos, associados a ortognaisses equigranulares, constituem distintos corpos batolíticos e, preliminarmente, podem ser atribuídos a duas suítes petrográficas principais: os granitóides gnáissicos tipo Serra de São Gonçalo e os ortognaisses tipo Serra do Quilabelo. Ocorrem indistintamente nos três domínios tectônicos, intrusivos nos Migmatitos Amparo, no Complexo São Gonçalo do Sapucaí (onde predominam largamente) e nos Gnaisses Heliodora.

Esta última série magmática constituiu uma microplaca (no sentido de Alvarez et al. 1974) consolidando a aglutinação dos distintos fragmentos gnáissico-migmatíticos.

2.6.1. Ortognaisses Serra Negra

São granitóides gnaissificados e parcialmente migmatizados, dispostos em fatias acamadas e alongadas na estrutura principal, onde estendem-se por cerca de 15 a 40km. Ocorrem nos Migmatitos Amparo e os principais corpos (anexo 1) são os de Santo Antonio da Posse, de Pedreira, de oeste de

Tuluti, de Lindóia, de Serra Negra, da Serra do Oratório e o da Serra da Forquilha. Foram parcialmente mapeados por Artur (1980), Campanha et al. (1983 a e b), Sad e Barbosa (1983), Campos Neto et al. (1984), Basel et al. (1986), Zanardo (1987) e por Peloggia (1990).

Encontram-se em contato com os Migmatitos Amparo e com as estreitas faixas da Associação Máfico-Ultramáfica Arcadas. Truncam, em contatos tectônicos, as principais unidades da "cobertura" metassedimentar alóctone. Possui enclaves de rochas metabásicas; de migmatitos estromático-flebiticos parcialmente digeridos e com contornos difusos ou em limites abruptos; enclaves de rochas meta-ultramáficas como tremolita xistos, talco tremolita xistos, antofilita tremolita xistos e hornblenda piroxenitos. Diques deformados de rochas metabásicas podem estar representados por camadas concordantes a subconcordantes de anfibolitos e de granada anfibolitos.

Foram submetidos a condições de anatexia, responsável por estruturas migmatíticas estromáticas mais ou menos generalizadas, mas subordinada ao paleossoma ortognáissico. São leucossomas estromáticos, centimétricos e relativamente esparsos, contínuos ou lenticulares e envoltos por um delgado melanossoma enriquecido em biotita ou em biotita, hornblenda e opacos. As bandas leucossomáticas são alaskíticas, de granulação média e brancas de composição trondhjemiticas ou branco rosadas a róseas, de composição granítica. A anatexia, quando intensa, gera estruturas estromático-flebiticas, dicioníticas e mobilizados nebulito-schillerens que pouco se diferenciam dos Migmatitos Amparo.

Protomilonitos, ultramilonitos e milonitos, com diferentes intensidades de moagem e cominuição são frequentes ao longo de faixas e em todos os corpos. Predominam, com intensa recristalização, na zona de cisalhamento de Monte Sião e na zona de cisalhamento dúctil basal à Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé.

Petrograficamente os Ortognaisses Serra Negra constituem-se de biotita ou hornblenda-biotita leucogranitóides gnáissicos, compreendidos em uma série cálcio-alcálica relativamente expansiva. Possuem uma variação contínua na composição modal, de quartzo-diorito a granitos 3b, com predominância dos termos tonalíticos (fig.2.6). São rochas homogêneas e/ou listradas, foliadas e equigranulares, de granulação média a médio-fina. Os termos tonalito-granodioríticos são cinza a cinza rosados. A textura granoblástica guarda, com frequência, vestígios preservados de textura hipidiomórfica primária.

Quando a textura granítica está preservada ela é definida por plagioclásio sub-idiomórfico a idiomórfico associado a quartzo e feldspato potássico xenomórficos. No geral o plagioclásio é oligoclásio, subordinadamente andesina e o feldspato potássico é o microclínio, por vezes perítico. Nos tonalitos o microclínio é intersticial enquanto que nos granitos eles constituem cristais idiomórficos.

São rochas leucocráticas com baixo índice de cor (5 a 10), a biotita que, mesmo quando acompanhada pela hornblenda, constitui o mineral máfico principal. Os principais acessórios são magnetita, titanita, zircão e allanita. Sericita, clorita, epidoto e carbonato podem ocorrer como produtos secundários.

2.6.2. Suíte Serra de São Gonçalo

O batólito concordante de granitóide gnáissico porfiróide que aflora a norte da cidade de São Gonçalo do Sapucaí (MG), foi denominando de Suíte Serra de São Gonçalo por Perrotta (1991). É intrusivo mas com contatos paralelizados e/ou miloníticos com o Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Contém xenólitos de rochas deste Complexo e de xistos grafitosos e de biotilitos feldspatizados.

Estruturas migmatíticas ocorrem com frequência mas em pequeno volume; predominam bandas paralelas a ligeiramente oblíquas, brancas a branco rosadas, hololeucocráticas e espessas de poucos centímetros. Nebulitos graníticos gnaissificados, com estruturas *schollens* ou com enclaves a contornos difusos de granitóide porfiróide, ocorrem como corpos diápricos, intrusivos, no qual nas bordas do batólito, com o qual mantêm contatos bruscos. São rochas cinza claras, leuco a hololeucocráticas e com biotita, por vezes hornblenda, glomérulos ou faixas *schillierens*.

Constitui-se predominantemente por um biotita e/ou hornblenda-biotita granito-granodiorito gnáissico porfiróide-porfiroclástico, a megacristais de até 6 cm, subidiomórficos a ocelares, de microclínio. O plagioclásio é oligoclásio xenomórfico, por vezes antipertítico ou com bordas mirmequíticas ou albíticas. O microclínio pode ser perítico e os megacristais contêm inclusões de microclínio, de quartzo, de plagioclásio, de plagioclásio a bordas albíticas e de grãos intercrescidos de plagioclásio e quartzo. O quartzo é recuperado ou recristalizado como *ribbons*. A biotita é verde e pode ocorrer substituindo parcialmente hornblenda. Clinozoisita, carbonatos, allanita, titanita e opacos são os acessórios e/ou minerais de alteração frequentes. A granada, metamórfica, pode ocorrer localmente. Fácies graníticas

homogêneas, de granulação fina e isogranular ocorrem restritamente.

Diversos outros corpos de biotita e/ou hornblenda biotita granitóides gnáissicos porfiróides-porfiroclásticos são frequentes, como fatias alóctones ou como núcleos de nappes anticlinal, no domínio do Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Possuem texturas milonito-protomiloníticas na zona de cisalhamento Três Corações e são milonitos intensamente cominuídos-recristalizados na zona de cisalhamento Serra das Águas e sob a Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé. Estão aqui englobados como do tipo Serra de São Gonçalo e compreendem os corpos de Cordislândia, Serrote de Santa Rita, Ribeiros, Serra das Águas, Silvianópolis, Serra do Cervo (extremo sudeste), Serra dos Marianos e de Borda da Mata (noroeste) (anexo 1); destes, o Serrote de Santa Rita possui xenólitos de gnaisses de composição diorítica atribuídos ao Complexo São Gonçalo do Sapucaí por Perrotta (1991).

A norte de Ouro Fino (MG) Vasconcellos (1988) descreveu diversas "lentes", pouco extensas, de hornblenda-biotita gnaisses ocelares, no geral miloníticas, em meio a metassedimentos. Parecem representar delgadas lascas de empurrão deste plutonismo.

Intrusivos nos Migmatitos Amparo e, aparentemente, nos Ortognaisses Serra Negra (como na Serra do Oratório, anexo 1), tem-se biotita e/ou hornblenda biotita gnaisses de composição granodiorito-granítica, ocelares-porfiroclásticos e a megacrístais de feldspato potássico. No geral encontram-se em finas fatias ou em lascas miloníticas mas chegam a volumes expressivos, como na estrutura redobrada da Serra dos Coutos e como na "lente", extremamente estirada, da Serra da Manuela (anexo 1).

O corpo da Serra da Manuela, que chega a 60km de extensão linear por 2km máximos de largura, estirado no interior da zona de cisalhamento Monte Sião, possui textura protomilonito-porfiroclástica a agregados cominuídos de quartzo e microclínio (plagioclásio) e a biotita como máfico dominante. Hornblenda é subordinado e localmente granada pode ser expressiva.

2.6.3. Ortognaisse Serra do Quiabeiro

O Ortognaisse Serra do Quiabeiro (Perrotta, 1991) ocorre a sul da cidade de São Gonçalo do Sapucaí (anexo 1) como um corpo extenso e deslocado, dextralmente, na zona de cisalhamento Três Corações. Ocupa núcleo de uma nappe anticlinal e encontra-se frequentemente migmatizado. É constituído por uma fácies petrográfica equigranular e outra ocelar.

A fácies equigranular corresponde a (hornblenda)-biotita tonalito gnaisses ou biotita granodiorito-granito gnaisses (fig.2.6) cinzas, granoblásticos e equigranulares médio-finos. Nos termos tonalíticos o plagioclásio é andesina, por vezes com bordas albiticas, enquanto que nos termos granodiorito-graníticos é o oligoclásio, mirmequítico no contato com o feldspato potássico. Este, quase ausente a ausente nos tonalitos, é o microclínio. O quartzo é recuperado, a biotita esverdeada e a hornblenda é verde azulada.

A fácies ocelar é constituída por um hornblenda-biotita granodiorito ou granito gnaisse porfiroclástico; com megacristais brancos de feldspato potássico que chegam a 6 cm. Possui uma granulação média-grossa e compõe-se de plagioclásio (oligoclásio - por vezes antipertítico, com auréolas albiticas e borda mirmequíticas), microclínio (predominantemente como megacristais) biotita esverdeada e hornblenda. Apatita, allanita, zircão, titanita e opacos são acessórios primários e clorita, titanita, opacos e clinozoisita são minerais secundários.

Clinozoisita anfibolitos associam-se aos termos granodioríticos. São rochas nematoblásticas de granulação média, onde a hornblenda está parcialmente substituída por simplectitas de clinozoisita, quartzo e biotita.

Ortognaisses do tipo Serra do Quiabeiro provavelmente ocorrem intrusivos nos Gnaisses Heliodora e nos Migmatitos Amparo. Podem representar corpos ainda pouco conhecidos, como a leste de Pouso Alegre (MG).

2.6.4. Comportamento Químico

Se a composição modal destas rochas ortognaissicas define claramente dois *trends* cálcio-alcalinos de baixo potássio (em comparação aos *trends* modais em diagrama QAP de Lameyre e Bouden, 1982), figura 2.5; duas tendências também são ressaltadas, quimicamente, na relação ferro-álcalis-magnésio em diagrama AFM (fig.2.7, os dados químicos encontram-se em Basel et al, 1986; Silva et al, 1988 e Perrotta, 1991). Os Ortognaisses Serra Negra representam uma série cálcio-alcalina magnesiana em relação a Suíte Serra de São Gonçalo e os Ortognaisses Serra do Quiabeiro; ambos no limite de alcalinidade do campo obtido por Brown (1982) para rochas plutônicas mesozóicas e terciárias. Os enclaves básicos nos Ortognaisses Serra Negra (como nos Migmatitos Amparo) encontram-se no campo toleítico para as rochas vulcânicas (Irvine e Baragar, 1971).

Fig.2.5. Diagrama discriminante $MgO-FeO_t-Al_2O_3$ (Pearce et al, 1977) Metabásicas nos Migmatitos Amparo, ortognaisses tipo Serra Negra e no Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Dados recalculados à base anidra.

Fig.2.6.QAP dos Ortognaisses Serra Negra - (composições modais em Basei et al, 1986) e Ortognaisses Serra do Quiabeiro (composições modais em Perrotta, 1991).

Fig.2.7. Diagrama AFM para os ortognaisses Serra Negra, Serra de São Gonçalo e Serra do Quiabeiro. Contém o limite superior do campo cálcio-alcálico para rochas plutônicas mesozóicas e terciárias de arcos magmáticos (Brown, 1982) e para as rochas vulcânicas (Irvine e Baragar, 1980). Dados recalculados à base anidra.

Ambas as séries são ácidas, tendendo a termos intermediários e variam o conteúdo de sílica dentro do curto espectro de 64 a 75%.

Em diagrama de Harker (fig.2.8) destaca-se uma boa correlação positiva com o ferro, o magnésio e o titânio. As duas séries distinguem-se entre si pelo menor conteúdo em ferro maior conteúdo em magnésio dos Ortognaisses Serra Negra. Ao contrário destes, os Ortognaisses Serra de São Gonçalo e Serra do Quilabelro correlacionam-se em sódio, álcalis e cálcio e são pobres em Na_2O . A correlação com o alumínio é positiva nos termos ácidos e tende a cair nos termos intermediários.

Os diagramas de variação com sílica para os elementos traços (fig.2.9) mostram uma correlação negativa para o níquel e positiva para o Cr, Co, Nb, Zr, Sr e Ba; em todos esses elementos as duas séries cálcio-alcálicas comportam-se distintamente. A série mais magnesiânica é enriquecida nos elementos de transição e nos elementos incompatíveis como Nb e Sr, é mais pobre nos elementos incompatíveis como Ba, Zr e Y.

A distinção química entre essas séries e os Migmatitos Amparo é marcante. Destaca-se o maior conteúdo em magnésio e em cálcio para os mesossomas dos migmatitos, onde sobretudo no magnésio os Ortognaisses Serra Negra aproximam-se dos termos leucossomáticos, descartando, quimicamente, a possibilidade de representarem porções de paleossoma. Os Migmatitos Amparo são ainda mais pobres em ferro, titânio e alumínio.

Se os Ortognaisses Serra Negra e os granitóides gnáissicos Serra de São Gonçalo e Serra do Quilabelro representam diferentes atividades ígneas plutônicas, elas foram, ao contrário, geradas em ambientes tectônicos semelhantes. É possível que representem um magmatismo granítico de arco vulcânico, como sugerido pelos diagramas discriminantes de Rb-Y e de Nb-Y (fig.2.10) e também pelo alto conteúdo em elementos traços calcófilos e baixo conteúdo em Sr (Brown, 1982); apesar dos altos e discrepantes valores de elementos litófilos de íon grande como o Ba, Nb e Zr.

2.7. GEOCRONOLOGIA E COMPORTAMENTO ISOTÓPICO DO Sr

Os dados geocronológicos (tabelas 2.1 e 2.2), o comportamento isotópico do Sr e a razão Rb-Sr média, diferenciam os Migmatitos Amparo dos ortognaisses cálcio-alcálicos. Os primeiros possuem uma razão Rb-Sr muito alta em relação aos últimos $((\text{Rb}/\text{Sr})_m)$ em torno de 4,4 contra $(\text{Rb}/\text{Sr})_m$ entre 0,14 e

- ORTOGNAISSE SERRA NEGRA
- ORTOGNAISSE SERRA DE SÃO GONÇALO
- ORTOGNAISSE SERRA DO QUIABEIRO

Fig. 2.8. Diagramas de Harker para os Ortognaisses Serra Negra, Serra de São Gonçalo e Serra do Quiabeiro. Dados recalculados à base anidra.

Fig.2.9. Diagramas de elementos traços X sílica para os Ortognaisses Serra Negra, Serra de São Gonçalo e Serra do Quiabeiro. Os valores de SiO_2 foram recalculados à base anidra.

Fig.2.10. Diagramas discriminantes Rb-(Y-Nb) e Nb-Y (Pearce et al, 1984) para rochas plutônicas. Ortoгнаisses Serra Negra, Serra de São Gonçalo e Serra do Quiabeiro.

0,28). O valor atual do Sr radiogênico aproxima-se de 0,78 naqueles migmatitos, enquanto que nos ortognaisses chega a apenas 0,74.

O plutonismo cálcio-alcálico precursor dos Migmatitos Amparo parece ter sido gerado a cerca de 3,4 G.a., época de fracionamento ou separação do chumbo do manto, indicada pelo μ (7,58) da Isócrona Pb-Pb (fig.2.11).

A análise isotópica do chumbo (tabela 3) foi realizada essencialmente em leucossomas do afloramento de migmatito estromático (da entrada oriental da cidade de Amparo) analisado também quimicamente e no conteúdo isotópico do Rb e do Sr (dados obtidos por M.C.H.de Figueiredo, em 1982, na "Memorial University of Newfoundland" - Canadá, inéditos).

Os dados isocrônicos Rb-Sr para este afloramento mostram intenso desequilíbrio isotópico. Enquanto leucossomas e uma amostra de mesossoma alinham-se em um valor de cerca de 2,4 Ga. com $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ inicial (r_0) de 0,7195 (fig.2.12), as demais amostras surgem rehomogeneizações isotópicas a cerca de 800 e de 460 Ma., com r_0 de respectivamente 0,738 e 0,744. Tais resultados, juntamente com dados pré-existentes (Artur, 1980; Wernick e Oliveira, 1986; Artur, 1988), aqui correlacionados aos Migmatitos Amparo (tabelas 2.1 e 2.2), sugerem um evento orogênico no limite superior do Arqueano, seguido de duas outras orogêneses no Proterozóico Inferior (além de reorganizações posteriores do sistema isotópico).

As séries ortognáissicas cálcio-alcálicas possuem um comportamento isotópico semelhante, mas os resultados isocrônicos as diferenciam.

O ortognaisse tipo Serra Negra do batólito Pedreira, amostrado em dois afloramentos contíguos onde a rocha é homogênea e com relíquias de texturas hipidiomórficas, deu um valor de $2,5 \pm 90$ Ga. com r_0 de 0,703 (Tassinari, 1988). Este valor é sugestivo da época de intrusão. Apesar de baixa, a razão Rb-Sr de 0,14 já se encontra em materiais crustais, sendo cinco vezes superior que as fontes em basaltos de ilhas oceânicas (Faure, 1977; Cox et al., 1979). Assim, é provável que o período de acreção crustal do protólito deste magmatismo seja mais antigo, como sugerido pela simples projeção da linha de evolução do Sr (fig. 2.13), que vai interceptar a linha de crescimento médio do manto próximo a 3,0 Ga.

Um afloramento de ortognaisse tipo Serra de São Gonçalo foi analisado em Isócronas Pb-Pb e Rb-Sr (Artur, 1988). Ambos os dados isocrônicos aproximam-se de 1,9 Ga., com baixa razão inicial de Sr(0,704) e com μ de 7,985, compatível com material extraído do manto (Moorbath e Taylor, 1981; Faure,

Tabela 2. 1 - Resultados isocrônicos Rb/Sr em rocha total. Migmatitos Amparo, séries ortognaissicas cálcio-alcálinas e Complexo São Gonçalo do Sapucaí.

Isóc.	Amostra	Idade em milhões de anos	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Ref	
1	CAN-19	2.400	0,7195	0,7663	NT	
2	ACAIT-19	2.230 $\pm$ 39	0,7080	0,7467	1	
3	ATD-2	1.740 $\pm$ 65	0,7036	0,7213	2	
4		Tonalito Gnaiss Serra Negra	2.500 $\pm$ 90	0,7033	0,7178	3
5	ATD-48	Ortognaisses Serra	1.900 $\pm$ 75	0,7055	0,7232	2
6	ATD-49	Intensamente Migmatíticos	1.800 $\pm$ 60	0,7023	0,724	2
7	ATD-43		2.180 $\pm$ 100	0,716	0,738	2
8	ATD-8A	Ortognaisse Porfíroide Tipo Serra de São Gonçalo	1.845 $\pm$ 85	0,704	0,727	2
9	ACAIT-14	Ortognaisse da Janela Itapira	2.155 $\pm$ 28	0,7013	0,7541	2
10	ACAIT-18	Ortognaisses Indistintos/ Tonalito Gnaiss.Pedr.Triângulo	1.918 $\pm$ 40	0,7113	0,7412	1
11	AIU-R4	Granodiorito Gnaiss Seritinga	2.065 $\pm$ 73	0,7071	0,74265	4

Ref.: 1.Artur,1980; 2. Artur, 1988; 3. Tassinari, 1988; 4. Heilbron et al.,1989;
N.T. Neste Trabalho

Dados plotados na fig.2.13

Tabela 2.2 - Resultados Pb/Pb e U/Pb e zircões para Migmatitos Amparo e ortognaisses tipo Serra de São Gonçalo

Amostra	Método	Unidade	Idade em Ma.	Parâmetros Isotópicos	Ref
CAN 19	Isócrona Pb/Pb	Migmatito Amparo	3,414(+52-54)	7,581	1
	Concórdia U/Pb zircão		2,470		2
ATD 8	Isócrona Pb/Pb	Ortognaisse Porfíroide tipo Serra de São Gonçalo	1,872(+504-770)	7,985	3

Ref.1.Realizada por M.A.S.Basei, 1984 na "Age and Isotope Laboratory. University of Oxford", Oxford - Inglaterra;2.Wernicke Oliveira, 1986;3.Artur,1988.

Fig.2.11. Isócrona Pb-Pb para leucossomas de Migmatito Amparo. - Aflor.Can.19. Realizada por Miguel A.S.Basei, em 1984, no "Age and isotope laboratory - University of Oxford", Oxford - Inglaterra.

Fig.2.12. Diagrama isocrônico Rb-Sr em rocha total para Migmatito Amparo - Aflor. Can-19.

Fig.2.13. Diagrama de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no tempo geológico. Para os Migmatitos Amparo e para os ortognaisses cálcio-alcalinos.

1986); apesar destes dados isocrônicos encontrarem-se a esquerda da *geochron*, sugerindo perda de urânio. A correlação entre esses resultados pode sugerir, além da época de intrusão, uma origem a partir de uma fonte de baixa residência crustal ou de uma camada do manto superior "congelada" na base da crosta.

Os demais dados isocrônicos Rb-Sr (tabela 2.1), obtidos em rochas migmatíticas destas séries ortognáissicas, são unânimes em indicar dois valores principais que, juntamente com os Migmatitos Amparo, definem dois eventos: um há 2,2, e outro há 1,9 Ga.

Um ortognálise porfiroclástico e granítico homogêneo (Artur, 1980, 1988), de um afloramento restrito e encravado na sequência ortognáissica bandada do Complexo São Gonçalo do Sapucaí na janela de Itapira, possui um valor isocrônico de cerca de 2.150 Ma. e um comportamento isotópico, distinto dos demais, com alta razão Rb-Sr (0,61).

Bandas composicionais distintas, incluindo composições básicas toleíticas e intermediárias cálcio-alcálicas, de um afloramento da sequência ortognáissica bandada do Complexo São Gonçalo do Sapucaí na janela de Itapira, foram analisadas por Tassinari (1988) que obteve um valor de cerca de 1400 Ma. (com r_0 de 0,7048). Este valor, tido como a idade da rocha, é aqui considerado como uma reorganização isotópica no Proterozóico Médio.

Um migmatito de composição granodiorítica da região de Seritinga-MG (na extensão oriental do fragmento crustal dos Migmatitos Amparo), analisado por Hellbron et al. (1989), forneceu uma idade de 2.065 Ma. (r_0 : 0,7071) e uma razão Rb-Sr comparável àqueles migmatitos (fig. 2.13 e tabela 2.1).

Tabela 2.3 - Dados analíticos Pb/Pb para leucossomas de Migmatitos Amparo

Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
1 CAN 19 IG	$22,652 \pm 0,023$	$16,778 \pm 0,017$	$37,705 \pm 0,038$
2 CAN 19 IH	$21,999 \pm 0,022$	$16,612 \pm 0,017$	$37,536 \pm 0,038$
3 CAN 19 La	$19,304 \pm 0,019$	$15,838 \pm 0,016$	$37,523 \pm 0,038$
4 CAN 19 Mb	$21,283 \pm 0,021$	$16,368 \pm 0,016$	$38,764 \pm 0,039$
5 CAN 19 IG(Felds)	$22,535 \pm 0,023$	$16,776 \pm 0,017$	$37,537 \pm 0,038$

Dados analíticos obtidos por M.A.S. Basei, em 1989, no "Age and isotope laboratory - University of Oxford", Oxford, Inglaterra.

Os dados isotópicos foram todos obtidos em rochas metamórficas, em geral no grau forte, anatóticas. Mesmo assim apresentam baixas razões iniciais, encontrando-se, em grande parte, dentro do campo basáltico do diagrama de evolução do Sr (fig.2.13). Tais relações isotópicas são forte indicadores de uma origem por fusão do manto superior e/ou crosta oceânica, ou de reservatórios de curta residência crustal (tipo *underplated*). A contaminação de crosta silícea nestas relações é negligenciável. Tal área fonte, se pobre no conteúdo em Rb era, por outro lado, muito enriquecida em outros elementos litófilos, como o Ba, o Zr e o Nb (fig.2.9). Além disso, os dados isotópicos, representados na inclinação das linhas de crescimento do Sr, distinguem dois reservatórios magmáticos originais. Um para os Migmatitos Amparo e outro para as duas séries ortognáissicas cálcio-alcálicas.

Assim, é provável que o segundo principal período de acreção crustal (ao contrário do que foi admitido por Teixeira, 1985 e por Tassinari e Campos Neto, 1988) tenha se dado ainda no Arqueano, próximo a 3,0 Ga.. Este evento de acreção teria formado o reservatório magmático principal para o plutonismo subsequente, constituindo, na base da crosta, um outro estrato litosférico, com uma camada basalto-peridotítica enriquecida em litófilos, *underplated*.

2.8. DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO

O conjunto destes distintos fragmentos de crosta, com as suas séries cálcio-alcálicas intrusivas, encontra-se intensamente deformado e metamorfoisado preteritamente às supra-crustais. Tais deformações são reconstituíveis a nível meso e microscópico e ressaltam o contraste metamórfico e estrutural entre este amplo nível estratigráfico e as "coberturas" subsequentes (Campos Neto e Basel, 1983 a; Campanha et al., 1983 a e b; Perrotta et al. 1989; Peloggia, 1990; Perrotta, 1991).

Os xenólitos migmatíticos dentro dos ortognáisses tipo Serra Negra distinguem um evento orogênico Arqueano, que antecedeu aquele magmatismo e que retrabalhou intensamente o fragmento crustal Amparo. As rochas de composição ácida submeteram-se, em condições de grau forte, a intensa e generalizada anatexia *in situ*. As rochas máfico-ultramáficas que mostram relíquias de porfiroblastos poliquilobásticos de ortopiroxênio em equilíbrio textural com olivina e espinélio verde, atestam a coexistência de sistemas fechados, a altas pressões de CO₂, na fácies granulito.

Testemunhos aprisionados deste evento metamórfico, ou texturas metamórficas reliquares que possam ser a ele relacionadas, não foram descritas no Complexo São Gonçalo do Sapucaí. No entanto, a série cálcio-alcálica monzonito-granítica, com quimismo de ambiente sin-colisional, pode ter sido gerada nesta orogênese.

Os migmatitos estromáticos inferiores do pacote dos Gnaisses Heliódora estão em contato brusco com os gnaisses superiores e estes contêm rochas máfico-ultramáficas que podem estar relacionadas, no tempo, com a Associação Máfico-Ultramáfica Arcadas. Assim, é provável que os migmatitos resultem do evento metamórfico de grau forte, mas ainda não como integrando este complexo gnáissico, mas como um terreno suspeito, distante e que só posteriormente foi agregado aos Gnaisses Heliódora.

Estas relações, diretas e indiretas, pressupõe o engajamento do conjunto destes fragmentos crustais nesta orogênese arcuana. Participaram, no entanto, em distintas posições crustais e em distintos ambientes tectônicos, de um mosaico de domínios oceânicos em fechamento.

O segundo evento metamórfico-orogênico recuperável foi posterior aos batólitos cálcio-alcálicos do Proterozóico Inferior. Afetou os Migmatitos Amparo e os Ortognaisses Serra Negra, bem como o Complexo São Gonçalo do Sapucaí e os granitóides gnáissicos Serra de São Gonçalo e Serra do Quilabeiro, submetendo a todos ao grau forte, no limite com a anatexia. Em zonas de maior pressão de H_2O a fusão parcial era atingida, gerando estruturas migmatíticas em transição com as estruturas gnáissicas, ou superpostas a migmatitos (no caso, Amparo).

A presença de feldspato potássico em solução sólida no retículo cristalino dos plagioclásios, descrita generalisadamente nestas rochas, deve ter se desenvolvido nestas condições de alta temperatura.

A anatexia nos gnaisses, superiores aos migmatitos, dos Gnaisses Heliódora, não foi descrita na região. No entanto, tem-se quebras de muscovita e segregações de bandas a feldspato potássico. A agregação com os terrenos migmatíticos pode ter se dado nesta orogênese.

No conjunto destes complexos, incluindo os ortognaisses do Proterozóico Inferior, reconhece-se, com segurança, duas mesoestruturas reliquares. São dobras isoclinais, achatadas e estiradas, no geral simétricas e a charneiras espessadas, ou em bainhas, descontínuas e intrafoliais e que possuem dimensões de até poucos decímetros (fig.4.1). Estas estruturas transpõem e/ou recuperam o bandamento anterior e definem um foliação metamórfica no grau médio (Sn).

O bandamento transposto e dobrado nesta estrutura é anatótico e acompanhado de foliação planar destacada pelo arranjo dos minerais micáceos melanossomáticos (fig.4.1). Essa foliação (S_{n-1}) e esse bandamento anatótico representam o segundo evento metamórfico.

As evidências estruturais intrínsecas ao primeiro evento metamórfico, pré Serra Negra, foram destruídas no metamorfismo subsequente. Todo bandamento anatótico "primário" dos Migmatitos Amparo foi re-orientado, transposto ou recuperado, ou mesmo refundido, paralelamente a foliação S_{n-1} .

As estruturas e o metamorfismo relacionado a foliação S_n , no grau médio, devem representar um evento orogênico do ciclo tectônico do Proterozóico Médio.

2.9. SÍNTESE HISTÓRICA

Remonta ao Arqueano, há 3,4 Ga., os registros de microplacas silícicas. Encontram-se no fragmento crustal Amparo, com características de um magmatismo plutônico cálcio-alcalino, ácido e pouco expansivo, pobre em potássio e em elementos litófilos de íon grande e rico em elementos calcófilos.

É provável, apesar de nenhum dado permitir que se assegure, que os migmatitos Inferiores do pacote dos Gnaisses Hellodora representem o retrabalhamento de crosta silícica gerada neste evento.

Os enclaves ou resisters, pré-anatóticos, de rochas metabásicas, de afinidades químicas com toleitos continentais, apontam para um regime tectônico tracional. O final do Arqueano, como já ressaltado por Teixeira (1985) em domínios próximos, foi marcado por intensa e generalizada atividade tectônica. Aquele regime tracional pode ter sido o precursor destas atividades, estirando e fragmentando os núcleos silícicos.

É provável que, também no início desta evolução tectônica, tenha ocorrido a agregação, na base da crosta, de ampla camada do manto superior enriquecida em elementos incompatíveis, como um material *underplated*. Esse nível, que estratifica e/ou consolida a calota litosférica, pode representar um traçador estratigráfico em escala continental (já tendo sido verificado por Inda et al., 1984).

Os principais eventos deste grande "ciclo" de coalescência continental envolveram, além da consolidação da litosfera, a abertura de bacias e consumo de placas oceânicas. A única sugestão de idade deste estágio tectônico é ainda frágil. É dada pela projeção da linha de crescimento do Sr da isócrona do

batolito Pedreira, tipo Serra Negra que, com baixa razão inicial (no campo basáltico) indica 3.0 a 2,9 Ga. para a formação do material *underplated* enriquecido.

Estabeleceram-se (segundo o modelo admitido por Windley, 1984) bacias do tipo "back arc" com extrusão de material máfico-ultramáfico de composição, komalítica, derivado diretamente da fusão parcial do manto aquecido. Essas bacias, desenvolvidas sobre crosta sílica adelgada ou em micro-ambientes oceânicos, foram preenchidas por rochas vulcânicas e por sedimentos clasto-químicos. A Associação Máfico-Ultramáfica Arcadas e os vestígios alinhados de rochas similares, representam este estágio no fragmento crustal Amparo.

O domínio tectônico São Gonçalo do Sapucaí parece ter se comportado, neste período, como uma microplaca. Constituiu um arco magmático com uma série plutônica cálcio-alkalina expansiva, de composição granito-granodiorito-tonalito-diorito-gabróide, associada a níveis de um vulcanismo andesito-basáltico cálcio-alkalino. O material ácido-intermediário deste plutonismo já é quimicamente enriquecido em litófilos.

A figura 2.14-A procura esquematizar este estágio orogênico; ele pode ter representado também a principal época metalogenética, com ouro no arco magmático e com níquel, cromo e cobalto nas associações máfico-ultramáficas.

O estágio orogênico, marcado pelo fechamento de bacias oceânicas, colisão entre fragmentos crustais e fechamentos de bacias de "back arc", pode estar representado nos valores Rb-Sr e U-Pb em 2,5 Ga..

O fragmento crustal Amparo foi submetido a um metamorfismo no grau forte. As rochas de composição ácida, aparentemente dominantes, sofreram intensa fusão parcial *in situ* com limitado a ausência aporte de material externo, onde a passagem aos "líquidos" mais diferenciados se deu com a brusca diminuição no conteúdo ferromagnésiano e de elementos incompatíveis tipo Ba, Zr e Nb, provavelmente acumulados nos resíduos da fusão parcial. Em sistemas fechados e a altas pressões internas de CO₂, atingiu-se a fácies granulito.

Esse metamorfismo de grau forte, detectado somente nos xenólitos migmatíticos nos ortognaisses tipo Serra Negra, não foi colocado em evidência no domínio do arco magmático São Gonçalo. No entanto, tem-se lá o registro de uma série monzonito-granítica cálcio-alkalina tipo sin-colisional.

A. MICROPLACAS ARQUEANAS - ESTÁGIOS OROGÊNICOS CONTROLADOS POR SUBDUÇÃO

FRAGMENTO CRUSTAL AMPARO

BACIA DE "BACK-ARC" COM
MAGMATISMO MÁFICO-ULTRAMÁFICO

ARCO MAGMÁTICO
SÃO GONÇALO

DOMÍNIO HELIODORA

BACIA DE "BACK-ARC"
COM MAGMATISMO MÁ-
FICO-ULTRAMÁFICO

B. ESTÁGIOS OROGÊNICOS COLISIONAIS FIM-ARQUEANOS

- FECHAMENTO DE BACIA DE "BACK-ARC"

- SÉRIE PLUTÔNICA CÁLCIO-ALCALINA
TIPO SERRA NEGRA

- FECHAMENTO DE BACIA DE "BACK-ARC"

- COLISÃO DO ARCO MAGMÁTICO COM O DOMÍNIO HELIODORA

- PLUTONISMO MONZONITO-GRANITO TIPO SIN-COLISIONAL

C. MICROPLACA CONSOLIDANDO A AGREGAÇÃO DOS FRAGMENTOS CRUSTAIS (1.8b.d)

- ARCO MAGMÁTICO CÁLCIO-ALCALINO COM AS SÉRIES PLUTÔ-
NICAS BATOLÍTICAS TIPO SERRA DE SÃO GONÇALO E SERRA
DO QUIABEIRO

FIG. 2.14- ESQUEMAS PARA AS HIPÓTESES OROGÊNICAS DO ARQUEANO-PROTEROZÓICO INFERIOR

A agregação dos terrenos constitutivos do domínio Heliódora e destes com o arco magmático São Gonçalo podem ter ocorrido nesta orogênese (fig.2.14-B).

A continuidade ou o restabelecimento de zona de subducção sob o fragmento crustal Amparo gerou, principalmente a partir da camada *underplated*, a série plutônica cálcio-alcálica tipo Serra Negra. A exclusividade deste magmatismo, neste fragmento, permite supor que, terminada a tectônica fim arqueana, o fragmento crustal Amparo persistia como uma microplaca distinta, constituindo, posteriormente, um terreno suspeito (no sentido de Coney et al., 1980, de Howell e Jones, 1983 e de Howell, 1985).

Este último evento de acreção e sobretudo de complexa agregação crustal está, com base em dados escassos e indiretos, registrado no amplo período de 3,0 Ga. a 2,5 Ga.. No exterior da Faixa Alto Rio Grande, no domínio meridional do Cráton do São Francisco, Teixeira (1985) obtém valores geocronológicos compatíveis com esse período.

Um evento termo-magmático, a 2,2 Ga., deixou seu registro geocronológico nos migmatitos e ortognaisses do fragmento crustal Amparo. Um magmatismo granítico, restrito e pouco expressivo, no domínio São Gonçalo, também foi intrusivo neste período (tabela 1 e fig. 2.13). São as rochas de altas razões Rb-Sr, mas de razões ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) iniciais compatíveis com fusão parcial de material mantélico ou de crosta oceânica. É provável que este marcante registro geocronológico, em migmatitos e ortognaisses tipo Amparo e Serra Negra e em rochas intrusivas no Complexo São Gonçalo do Sapucaí, represente a aproximação e colagem entre estes distintos fragmentos crustais. O batolito granítico de Porto Mendes, na margem sul do Cráton do São Francisco, foi datado em 2,2 Ga. por Teixeira (1985).

O final do Proterozóico Inferior foi marcado por outros eventos orogênicos que tiveram como característica principal a consolidação de uma microplaca única, oriunda da agregação do fragmento crustal Amparo ao domínio São Gonçalo - Heliódora. A idade desta microplaca é de 1,9 Ga., conferida pelos granitóides gnaissicos tipo Serra de São Gonçalo, intrusivos nos distintos domínios tectônicos.

O comportamento isotópico do Sr, para esta série cálcio-alcálica, apresenta a mesma razão de crescimento obtida para a série tonalítica tipo Serra Negra (fig.2.13). Sugere processos de fusão parcial, separados no espaço e no tempo, de um único reservatório magmático que, graças ao baixo μ_1 e baixa razão inicial, encontrava-se no manto litosférico.

O fechamento oceânico marcou o último evento orogênico. A organização metamórfica que acompanhou a foliação Sn-1 (metamorfismo de grau forte com anatexia nos domínios tectônicos Amparo

e São Gonçalo e no grau médio-forte no domínio tectônico Hellodora) sugere um transporte das estruturas na direção dos Gnaiss Hellodora.

Estes eventos orogênicos, do final do Proterozóico Inferior, soergueram um cinturão montanhoso que, no tempo, corresponde ao Cinturão Mineiro de Teixeira (1985). O Super Grupo Minas (Pflug e Renger, 1973; Cordani et al., 1980) pode representar as supracrustais deste ciclo.

Os anfibolitos granatíferos (basaltos toleíticos continentais) parecem marcar o estágio anorogênico, ou de estiramento crustal, que seguiu esta orogênese, permitindo a "abertura" de novo ciclo tectônico.

O quadro 1 procura resumir as relações tectonoestratigráficas para o Arqueano-Proterozóico Inferior, na porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande.

CAPÍTULO 3 - O CICLO TECTÔNICO URUAQUANO - UNIDADES CONSTITUTIVAS

3.1. GENERALIDADES

As unidades metassedimentares e metavulcanossedimentares atribuídas na literatura aos Grupos Andreilândia e Carrancas depositaram-se, no início do Proterozóico Médio, em diferentes sítios paleogeográficos. As "colunas litoestratigráficas" que tem sido comumente descritas representam, em parte, a justaposição de fatias alóctones e sin-metamórficas de distintos sistemas ou associações de sistemas deposicionais.

O contato entre essas seqüências, quando bem preservado, dá conta de um importante transporte horizontal, na medida em que contrapõe, abrupta e diretamente, diferentes ambientes deposicionais. Faixas miloníticas, no entanto, nem sempre tem sido descritas; observa-se, além do contato brusco entre unidades sedimentares incompatíveis, níveis espessos, até na centena de metros, onde alternam-se, sem transição, as distintas unidades litológicas. Esse tipo de contato deve-se ao mascaramento de zonas de cisalhamento, ou de limites rúpteis entre litologias, devido a recristalização mineral metamórfica ao longo da foliação principal, que é o acúmulo de 2 eventos metamórficos regionais no grau médio.

Na tentativa de evitar o "empilhamento litoestratigráfico" de distintas e distantes paleogeografias e

Quadro 1 - Síntese tectono-estratigráfica para o Arqueano - Proterozóico Inferior

Ga	Eventos	Domínio Tectônico Amparo	Domínio Tectônico São Gonçalo do Sapucaí	Domínio Tectônico Heliadora
1,8	Ciclo Tectônico Transamazônico	Soerguimento de Cadeia Montanhosa		
		Estágio orogênico tipo colisional com metamorfismo e deformação generalizados - foliação Sn-1 e transporte tectônico para o núcleo Arqueano preservada no Cráton do São Francisco.		
		Anatexia intensa	Anatexia	Limite de grau forte
1,9		Estágio orogênico por subducção, com magmatismo plutônico cálcio alcalino tipo Serra do São Gonçalo e Serra do Quiabeiro.		
2,2		Amalgamento entre os terrenos e fragmentos crustais		
			Granitogênese restrita	
2,5	Orogênese por subducção	Série plutônica cálcio alcalina tipo Serra Negra		
	Orogênese tipo colisional	Fechamento da bacia com metamorfismo de grau forte - anatexia e fácies granulito	Colisão	
			Magmatismo monzonito-granítico sin-colisional	
	Orogênese por subducção	Microplaca com bacia a vulcanismo extrusivo máfico-ultramáfico komatiítico tipo Arcadas	Microplaca com arco magmático cálcio-alcalino	Bacia de "back-arc" e "rifs" restritos com sequências máfico-ultramáficas.
3,0		Agregação na base da crosta de extensa camada do manto superior enriquecido em litófilos.		
3,4		Microplaca no fragmento crustal Amparo	Fragmento de crosta sílica ?	Fragmento de crosta sílica.

de procurar distinguir, no conteúdo metamórfico polideformado, as unidades afins das unidades alóctones, optou-se por agrupar o contexto litológico em seqüências deposicionais.

As seqüências deposicionais, no sentido de Vall et al.(1977), representam uma sucessão relativamente coerente de camadas genéticamente associadas e limitadas por discordâncias ou por suas concordâncias relativas. A aplicação deste conceito em seqüências proterozóicas afossilíferas e sem controle geocronológico satisfatório (Christie - Blick et al. 1988), pode desmontar empilhamentos verticais formais (Grupos e Formações) em um arranjo paleogeográfico lateral. Utiliza-se assim, como critério estratigráfico principal, os maiores ciclos ou oscilações na expansão e evolução das bacias, que, no geral, estão controladas pela dinâmica global das placas litosféricas.

Na extensão ocidental, interna, da Faixa Alto Rio Grande pode-se distinguir, em um ensaio de síntese preliminar, três seqüências deposicionais maiores e alóctones: a Seqüência Depositional Carrancas, de caráter plataformar e transgressiva, descolada sobre um substrato constituído pelos Gnaisses Heliodora; a Seqüência Depositional Andrelândia, de afinidades vulcano-grauváquica e turbidítica, de ambiente marinho profundo e tectonicamente ativo; a Seqüência Depositional Itapira, de preenchimento de bacia, em estágio pouco subsidente ou de recuo generalizado do nível do mar.

A aloctonia intensa e pré-metamórfica das unidades destas seqüências e do substrato arqueano-proterozóico inferior interpôs, além de grandes inversões estratigráficas, ciclos deposicionais ligados a estágios expansivos de margens ativas com aqueles de margens passivas, bem como um ciclo atribuído a uma dinâmica contracional das bacias.

A montagem deste quadro implica na descaracterização da litoestratigrafia proposta por vários autores, para os Grupos Andrelândia (de Ebert, 1956 a e b) e Carrancas (de Trown et al, 1980), e que foi minuciosamente integrada por Vasconcellos (1988).

Diferentes zonas paleogeográficas maiores, dominadas por diferentes mecanismos de deposição, diferentes áreas fontes e por diferentes profundidades da lâmina de água, constituem o conjunto agregado como supra-crustais da Faixa Alto Rio Grande. Estabeleceram-se marginalmente ao Cráton do São Francisco e representam, em parte, a continuidade de ambientes deposicionais da Faixa Uruaçu-Brasília (conforme correlações litológicas sustentadas por Trouw et al., 1984; Hellbron et al., 1987; Simões e Valeriano, 1990).

Na porção autóctone e para-autóctone da Faixa Alto Rio Grande (Grupo São João Del Rei, Ebert,

1956 a e b), Ribeiro et al. (1990) distinguíram, com acurado controle sedimentar, os ciclos deposicionais da evolução de um rifte. Admitidos como precursores da individualização paleogeográfica, essas seqüências foram, em parte, invadidas por depósitos litorâneos de plataforma transgressiva em margem divergente (Campos Neto et al, 1990). Neste contexto, as seqüências deposicionais associadas às grauvas vulcanoclásticas e aos turbiditos distais, em bacias de domínios ativos e próximos a arco vulcânico, constituem terrenos alóctones (Howell e Jones, 1983) acrescentados à margem divergente ou domínio mlogeoossinclinal ou mlogeooclíneo (no sentido de Aubouin, 1979 e de Williams e Hatcher, 1982 e 1983, respectivamente).

3.2. A SEQÜÊNCIA DEPOSICIONAL CARRANCAS

Possantes e contínuos pacotes de rochas quartzíticas, que se adelgaçam em direção a leste, sotopondo fillitos micáceos e/ou grafitosos, constituem o denominado Grupo Carrancas. Foi definido como unidade litoestratigráfica clássica por Trouw et al.(1980) e esboçado em mapa, com base nas camadas quartzíticas, por Trouw et al.(1984). A denominação de Grupo foi abandonada por Trouw et al.(1986) em favor do conceito de fácies sedimentares.

Independentemente da denominação utilizada, essa seqüência metapsamo-pelítica admite um arranjo regional de fácies onde reconhece-se, de maneira indissociável, quartzitos placosos puros ou micáceos, quartzitos maciços subordinados, mica xistos aluminosos e xistos grafitosos com ou sem intercalações quartzíticas e/ou de quartzito xistos e ocorrências mais restritas e raras de rochas calcossilicáticas e de meta-calcários.

Essa coerente associação litológica é dominante por quase toda extensão norte-nordeste da Faixa Alto Rio Grande (e foi exhaustivamente descrita por Hellbron (1983, 1984, 1990), Paciullo (1983), Ribeiro e Hellbron (1982), Ribeiro (1983), Maciel (1983), Chrispim (1983), Dayan e Batista Filho (1984), Silva (1984), Trouw et al.(1984), Valeriano (1986), Gonçalves (1986), Noce (1987), Vasconcellos (1988) e Bittar (1989, 1990).

Destaca-se, em praticamente todas as colunas, um espesso pacote de granada-micaxistos ou gnaisses, a plagioclásio, com ou sem ritmos quartzíticos e com frequentes bancos anfibolíticos e níveis de hornblenda gnaisses. Essas rochas, se concordantes, de ocorrência regional e em relações de contato

tidas como normais, são (como se verá na seção 3.3) incompatíveis com a seqüência metapsamo-pelítica. Considera-se, neste trabalho, que esse limite é tectônico e que ele representa uma drástica ruptura no mecanismo e condições de sedimentação e justapõe distintos sistemas deposicionais.

A Seqüência Depositional Carrancas ocorre, na porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande, deslocada sobre gnaisses e associações máfico-ultramáficas englobadas nos Gnaisses Heliodora. Constitui colunas litoestratigráficas (fig.3.1) com espessuras aparentes preservadas entre 400 e 150m, onde predominam quartzitos placosos micáceos ou não, sobre xistos micáceos e quartzosos com bancos quartzíticos. Possui um nível, mais inferior, de quartzito maciço; micaxistos aluminosos envolvem as massas quartzíticas.

Na Serra de Santa Catarina (Anexo 1 e fig.4.11), onde a litoestratigrafia aparentemente encontra-se melhor preservada, pode-se reconhecer uma sedimentação cíclica caracterizada pelo aumento, para cima, da granulometria do conteúdo clástico, que chega, no "topo", a bancos de quartzitos grossos (fig.3.1). O primeiro ciclo, acima de um contato tectônico, é menos espesso ou menos preservado e constitui-se por xistos e quartzo-xistos com delgadas e descontínuas intercalações quartzíticas (o conjunto milonítico) e por bancos, maciços e espessos na ordem 50m, de ortoquartzitos grossos, com intercalações subordinadas de biotita quartzito feldspático (de até 5m). O segundo ciclo é também marcado pela transição entre uma seqüência psamo-pelítica e outra psamítica. São micaxistos aluminosos com intercalações de quartzitos puros ou micáceos, placosos e espessos de até 2m, que passam a quartzitos placosos, micáceos ou não, a biotita, muscovita e/ou mica verde e que contém níveis e laminações conferidas por minerais opacos, bem como delgadas intercalações de muscovita-xistos. Um quartzito grosso, sub-métrico, pode aparecer no topo. Um novo ciclo poderia se repetir na coluna de São Tomé das Letras - MG (Bittar, 1989), não fosse o truncamento tectônico superior (fig.3.1). A norte de Ouro Fino-MG (Vasconcellos, 1988) descreveu, no pacote quartzítico, intercalações subordinadas de quartzitos imaturos e feldspáticos.

O metamorfismo e a deformação destruíram as estruturas sedimentares, somente as variações granulométricas maiores, no pacote como um todo, continuam ressaltadas. O limite dos bancos e o caráter da estratificação já é muito controlada pela foliação tectônica. Bittar (1989) cita uma possível ocorrência de estratificações cruzadas na unidade quartzítica superior.

A identificação do modo e do ambiente de sedimentação é praticamente impossível na ausência

A: Norte de Ouro Fino (MG) - nappe anticlinal Ribeirão do Turvo (Vasconcellos, 1988).

B: Sul de Heliódora (MG) - Serra de Santa Catarina.

C: São Tomé das Letras - MG (Bittar, 1989).

FIG.3.1- COLUNAS LITOESTRATIGRÁFICAS PARA A SEQUÊNCIA
DEPOSICIONAL CARRANCAS

ΦT - SUTURA TAGUAR (VEJA CAPÍTULO 4)

Φ - CAVALGAMENTO

1. quartzitos finos a médios, brancos e placosos, micáceos, intercalando bancos de quartzitos puros e de mica xistos; 2. quartzitos micáceos e feldspáticos; 3. quartzito puro, grosso; 4.a. biotita-quartzo xisto feldspático e b. muscovita xisto prateado; ambos intercalam bancos, até métricos, de quartzito placoso ou de quartzito micáceo; 5. quartzito médio-grosso; 6. muscovita quartzito e muscovita-quartzo xisto miloníticos; 7. (granada-estauroлита-cianita) - muscovita xisto prateado; 8. biotita gnaiss de composição tonalítica, laminado e/ou milonítico, intercalando bancos de xistos ultramáficos e lascas quartzíticas; 9. biotita gnaisses tipo Heliódora; 10. plagioclásio gnaisses e/ou xistos feldspáticos.

de estruturas sedimentares, mesmo reliquares e na presença de uma complexa estruturação, com repetições e Inversões estratigráficas nem sempre passíveis de controle. No entanto pode-se obter um arranjo faciológico geral, por toda a Faixa Alto Rio Grande, se se tem o pressuposto de que as colunas litoestratigráficas existentes possam ser correlacionadas nos seus traços mais constantes e coerentes.

O termo fácies é aqui utilizado unicamente no sentido litológico, na medida em que não se recupera, um corpo de rocha (grupo de estratos ou um único estrato) com características específicas e bem definidas, tais como litologia, estratificação, estruturas sedimentares e textura (Reading, 1978).

Uma hipótese esquemática de arranjo faciológico (fig.2.2) aponta para um sistema deposicional costeiro (Mial, 1984) e transgressivo, em meio plataformar relativamente raso. Pode corresponder a um ambiente deltáico, a barras clásticas litorâneas, ou mesmo a uma combinação de ambos.

Aos deltas concorrem os regimes deposicionais cíclicos com inversões granulométricas a nível de grandes pacotes clásticos. As associações faciológicas podem também sugerir um *front* deltáico invadindo a planície deltáica, em uma sucessão do tipo *high-destructive deltas*, segundo um modelo dominado por processos marinhos bacinais (Elliott, 1978a).

As barras clásticas litorâneas, por outro lado, com extensa geometria linear, podem se desenvolver por regressões marinhas temporárias, na progressiva migração da linha de arrebatamento em direção ao mar. Leva ao acúmulo de areia grossa sobre as areias finas e siltes de águas mais profundas (Pettijohn et al, 1973). Combinam com modelos de avanço, mar adentro, de um complexo praiar progradante (Elliot, 1978b).

Mas a hipótese de arranjo faciológico esquematizada na fig.3.2 sugere, ao contrário, uma redução no suprimento de sedimentos, concomitante com um aumento do nível do mar ou da taxa de subsidência. Tal regime induziria a migração das fácies em direção ao continente, avançando a barreira clástica sobre a laguna. Condições de planície de maré podem ter sido atingidas, em domínios mais orientais, no topo do arranjo faciológico, caracterizado pelas pequenas ocorrências de rochas carbonáticas.

3.3. A SEQÜÊNCIA DEPOSICIONAL ANDRELÂNDIA

3.3.1. Organização e caracterização das metagrauvacas

FIG.3.2- ESQUEMA DA HIPÓTESE DE ORGANIZAÇÃO FACIOLÓGICA PARA A SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL CARRANCAS.

As unidades litológicas e as associações de fácies da Seqüência Depositional Andrelândia contrapõem-se com aquelas da Seqüência Depositional Carrancas pela presença constante de rochas metabásicas, pelo expressivo e dominante conteúdo vulcanoclástico, pela polaridade sedimentar oposta e pela afinidade ambiental com bacia marinha profunda.

Diferentes níveis litoestratigráficos e/ou diferentes espessuras dos pacotes metamórficos dessas seqüências deposicionais encontram-se em contato. Certas unidades da Seqüência Depositional Andrelândia sempre recobrem, indistintamente, o arranjo faciológico do sistema deposicional costeiro da Seqüência anterior, representando assim um limite com brusca descontinuidade na sucessão de fácies.

Dois conjuntos faciológicos maiores podem ser reconhecidos: um com o predomínio de unidades metarrfíticas, xisto-quartzíticas, intercamadas com plagioclásio gnaisses, ricos em alumino-silicatos; outro dominado por plagioclásio gnaisses. Aparentemente constituem distintos sistemas deposicionais, não incompatíveis e que contém associações litológicas sugestivas de uma identidade transicional.

Os plagioclásio gnaisses intercalam-se com litologias essencialmente metassedimentares e possuem uma grande variedade, seja textural e granulométrica, seja no conteúdo em máficos, quartzo e alumino-silicatos e, sobretudo, uma grande variedade no teor e composição do plagioclásio. A estrutura, de homogênea, passa, vertical ou lateralmente, a bandada e o bandamento está conferido por mudanças na textura e na porcentagem relativa entre os mesmos minerais. Essas características permitem atribuir a esses gnaisses uma origem a partir de depósitos de grauvas, como já foi proposto por Ebert (1971) e Vasconcellos (1988).

Utilizando-se de diagramas químicos discriminantes, com base em elementos maiores (Moine e La Roche, 1968), ou em elementos litófilos de íon grande- LILE (Floyd et al, 1989), estes plagioclásio gnaisses (estudados por Campos Neto et al, 1990; Peloggia, 1990 e Perrotta, 1991) encontram-se essencialmente no campo das grauvas. São comparáveis às grauvas pré-cambrianas de derivação ígnea ácido-intermediária de Wyoming (Condle, 1967), com as metagruvas proterozóicas de origem vulcânica do Hoggar-Argélia (Caby, 1977) e com grauvas metamórficas ou não, de fonte ígnea, de diversos cinturões dobrados (Condle et al, 1970).

Se analisadas em diagramas de Harker (Campos Neto et al., 1990; Perrotta, 1991) as metagruvas distribuem-se em tendências coerentes e distinguem dois conjuntos composicionais. O

conjunto constituído pelas amostras dos Gnaisses Ribeirão do Pantaleão (Peloggia, 1990) e dos Gnaisses Natércia (seção 3.3.2.), ambas em fatias alóctones e essencialmente contidas no domínio tectónico dos Migmatitos Amparo; e o conjunto constituído pelas metagrauvacas do domínio São Gonçalo do Sapucaí, ou aquelas alóctones sobre a Seqüência Depositional Carrancas.

O primeiro conjunto composicional é caracteristicamente mais rico em CaO (salvo os Gnaisses Natércia) e mais pobre em TiO_2 , MgO e MnO. Separa-se claramente do segundo conjunto pelos teores mais baixos em Zr e Y e pela correlação positiva do Sr e do K_2O com a sílica, além de um maior conteúdo em Sr.

Os coerentes e contínuos *trends* químicos, com correlações negativas, em diagramas de Harker, do MgO, CaO, TiO_2 e do $\text{FeO}^{\dagger}$, são compatíveis com processos metamórficos, sem maiores trocas com materiais exógenos, de depósitos com composições semelhantes a uma fonte ígnea. Peloggia (1990) admitiu um vulcanismo andesito-dacítico original; enquanto que Perrotta (1991) optou pelo rápido e imaturo retrabalhamento de termos composicionais tonalito-dacito e granodiorito-riodacito, além de uma contribuição básica refletida nos altos teores de Ni e Cr.

Comportamentos distintos de rochas ígneas, tais como a correlação negativa com álcalis e alumina (fortemente fracionada) e baixo teor em CaO (por perda dos íons móveis Ca^{2+} em processos intempéricos ou por reações entre plagioclásio cálcico e íons Na^+ da água do mar) foram também ressaltados por Perrotta (1991).

Essas relações químicas situam o segundo conjunto composicional em um ambiente sedimentar mais maturo e com maior contribuição pelítica, refletida no enriquecimento em magnésio e ferro, em Y e Zr e no ligeiro empobrecimento em Sr. As metagrauvacas deste conjunto associam-se, coerentemente, com um maior volume de metassedimentos pelito-psamíticos e são mais ricas em alumino-silicatos.

Os teores de CaO, de Y e de Zr normais para rochas ígneas, encontrados no primeiro conjunto composicional (sobretudo para os Gnaisses Ribeirão do Pantaleão), indicam que esses elementos não chegaram a se perder nas reações com o meio ambiente e nem se enriqueceram com aportes detrítico-pelíticos distintos. Assim essas metagrauvacas deveriam constituir uma associação de fácies mais proximal em relação à área fonte. Acresce-se a sua maior quantidade em cristais de plagioclásio.

Os ortognaisses tonalíticos de arcos magmáticos mais antigos (tipo Serra Negra e Serra do Quilabeiro) dificilmente forneceriam, após árdua ação intempérica e erosiva, expressivos volumes de

plagioclásio em cristais detríticos por toda a bacia de sedimentação. Quimicamente as metagrauvacas diferenciam-se destes no conteúdo em elementos traços, ressaltando-se os altos teores em Cr e Ni; a correlação positiva de Zr e a pequena dispersão do Y em correlação negativa com a sílica. Nos elementos maiores os gnaisses são mais ricos em TiO_2 e, contrariamente a uma reciclagem sedimentar, são mais ricos em Na_2O e Al_2O_3 .

A presença generalizada de plagioclásio, inclusive de cristais de labradorita (Basel et al, 1986), encontrado em ampla e extensa bacia marinha, e a ausência de feldspato alcalino, apontam para um vulcanismo na origem das metagrauvacas. No entanto, nenhuma estrutura ou textura original encontra-se preservada nessas rochas.

Elas podem admitir uma origem no rápido retrabalhamento e redeposição, em bacia marinha, de depósitos piroclásticos (ou hidroclásticos). Representariam assim a reciclagem de depósitos de cinza e lapilli, carregados em vidro e em fenocristais de plagioclásio e de quartzo, fragmentados nas erupções e na curta residência no transporte. Fenocristais de plagioclásio são comuns em cinzas de composição andesito-dacítica (Heiken, 1974; Fisher e Schmincke, 1984).

O aporte de cinzas mais selecionadas à bacia sedimentar, por via sub-aérea e por amplas distâncias, deve também ter sido responsável pela distribuição de finos cristais de plagioclásio e de vidro, estes com a assinatura química do vulcanismo. Não se descarta a presença de fragmentos (olistostromas) de depósitos piroclásticos, transformados pelo metamorfismo, junto aos Gnaisses Ribeirão do Pantaleão.

Fisher (1984) mostra que processos de transporte sub-aquoso, associado com "chuva pelágica" de contribuição sub-aérea, envolvendo fluxo de massa e correntes de turbidez, podem ocorrer, em uma bacia, por centena de quilômetros, a partir do talude submerso de vulcões.

Com base nas relações composicionais e faciológicas entre as metagrauvacas e entre elas e os depósitos metapelito-psamíticos rítmicos, pode-se propor dois grandes domínios de deposição. Aquele das metagrauvacas distais e o domínio das metagrauvacas proximais à fonte vulcânica. No primeiro destes domínios os plagioclásio gnaisses são ricos em alumino-silicatos e se interdigitam, intercamados, com unidades rítmicas xisto-quartzíticas.

3.3.2. Domínio das metagrauvacas distais

Ocorrem descoladas sobre o substrato slállico antigo, constituído pelos domínios dos fragmentos crustais Amparo e São Gonçalo do Sapucaí, ou "livres" sobre a Seqüência Depositional Carrancas. São diversas e descontínuas unidades de mapeamento, separadas por zonas de cisalhamento e, sobretudo, por massas alóctones e expressivas dos complexos ortognálssico-gnálssico-migmatíticos (anexo 1).

Possuem espessuras aparentes, preservadas entre limites tectônicos, que variam da centena de metros a 1.500m. O conjunto faciológico melhor representado foi descrito por Perrotta (1991), na região de São Gonçalo do Sapucaí (fig.3.3).

Em contatos tectônicos, sobre os migmatitos e ortognálsses do fragmento crustal Amparo, ocorrem faixas descontínuas de micaxistos feldspáticos, que contém delgadas mas rítmicas intercalações de quartzitos, além de níveis lenticulares de rochas gnáissicas calcossilicáticas, de anfibólio gnaisses e de anfibolitos. Foram parcialmente descritos por Cavalcante et al. (1979), Artur (1980), Campanha et al. (1983 a e b), Basel et al. (1986) e Zanardo (1987). A coluna dos Xistos Fazenda Bela Vista (Peloggia, 1990), melhor descrita, empresta sua denominação a esta unidade descontínua. Possui uma espessura aparente preservada de cerca de 400m e compõe-se de (granada)-biotita xistos, com níveis mais ou menos quartzosos, acinzentados e vermelhos de alteração, lepidoblástico a granolepidoblásticos e que contém, esporadicamente, fibrolita, cianita e plagioclásio; turmalina, muscovita e opacos. Ocorrem em pacotes homogêneos ou rítmicamente alternados com quartzitos em bancos decimétricos a métricos (fig. 3.3.A). Clinopiroxênio-biotita gnaisses calcossilicáticos bandados, cinza esverdeados, de textura granoblástica e isogranular fino-média, são encontrados, esparsos por toda a coluna e em camadas de até poucos decímetros; ocasionalmente possuem granadas ou alternam níveis mais ricos em carbonatos com níveis mais ricos em quartzo. Próximo à base tem-se uma intercalação, na centena de metros, de biotita-plagioclásio gnaiss, granolepidoblástico homogêneo e com granada como acessório ocasional. Um anfibólio gnaiss esverdeado, com bandamento félsico irregular e com intercalações de quartzitos feldspáticos em bancos de até o decímetro, ocorre, também na centena de metros, próximo ao topo da unidade.

No domínio do Complexo São Gonçalo do Sapucaí, deslocados sobre os ortognálsses e migmatitos, pode-se reconhecer quatro unidades faciológicas, recorrentes e intercamadas, que constituem uma espessa coluna litoestratigráfica (fig. 3.3.B) erigida por Perrotta (1991). Essa coluna sugere, no tempo, dois ciclos sedimentares, e no espaço, sugere duas fácies empilhadas tectonicamente;

FIG. 3.3- COLUNAS LITOESTRATIGRÁFICAS PARA A SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL
ANDRELÂNDIA-DOMÍNIO DAS METAGRAUVACAS DISTAIS

não há segurança entre uma ou outra relação. Ambos, os ciclos ou fácies, interpõem, entre níveis de plagioclásio gnaisses, espessos pacotes de xistos e de quartzitos rítmicamente alternados. Observa-se também, em direção ao "topo", a presença de níveis clásticos mais grossos, de gnaisses mais aluminosos e de camadas de origem química, pelito-carbonáticas, sugerindo a aproximação da área fonte e/ou a diminuição da taxa de subsidência da bacia.

Nos plagioclásio gnaisses a andesina domina sobre o oligoclásio, o feldspato alcalino está ausente e a turmalina, apatita, clorita, zircão, opacos e rutilo são os minerais acessórios comuns.

O ciclótema basal ou a fácies mais distal é constituída, na base, por um granada-(muscovita)-biotita-plagioclásio gnaisse cinza, granoblástico equigranular médio e com porfiroblastos de granada de até 5mm. Intercala frequentes bancos, decimétricos a métricos, de anfibolitos. Um nível de biotita gnaisse, alternado com bandas anfibolíticas e interacamado em quartzo xistos e quartzitos a duas micas (que tendem a dominar em direção ao topo), marca a passagem para os espessos metarritmitos xisto-quartzíticos. Estes são (granada)-muscovita-biotita xistos feldspáticos, espessos do centímetro a dezena de metros, rítmicamente alternados com quartzito placoso e com biotita quartzo xisto, feldspático ou não, espessos de até 2 decímetros (localmente atingindo o metro); ocorrem níveis centimétricos de ortoquartzitos. Um granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaisse, com cianita e sillimanita, de cor cinza clara, estrutura homogênea e textura granoblástica fina-média, a porfiroblastos (5mm) de granada e a olhos locais de plagioclásio (1 cm), ocorre no topo.

Na base do outro ciclótema e interdigitando-se com o nível anterior (como admitido por Perrotta, 1991), ou na base do arranjo faciológico mais proximal, tem-se um gnaisse aluminoso, migmatítico, composto por duas micas, granada e por feldspato alcalino, possui algumas intercalações de plagioclásio gnaisse e, para o topo, de quartzo xistos. Passa a espesso pacote de unidade rítmica, mais rica nos termos quartzíticos e constituída por granada mica xistos, com variações marcantes no conteúdo de quartzo e por sillimanita-granada-mica xisto-gnaisses; guardam intercalações repetidas e centimétricas de ortoquartzitos, de quartzitos micáceos e placosos, feldspáticos ou não e de muscovita quartzo xistos, todos de granulação fina. Os bancos lenticulares quartzíticos, espessos do metro a dezena de metros, ocorrem com frequência por toda a unidade. São quartzitos micáceos e placosos, que podem conter granada, cianita e sillimanita, além de turmalina, opacos e feldspatos. Interdigitações com plagioclásio gnaisses a alumino-silicatos e em camadas até métricas, ocorrem com regularidade; bandas decimétricas

de gnaisses calciossilicáticos aparecem próximas ao topo.

Um pacote de plagioclásio gnaissé fecha a coluna litoestratigráfica conhecida. É homogêneo, a granada e com bancos centimétricos a métricos de gnaisses calciossilicáticos e, subordinadamente, de quartzitos micáceos e de ortoquartzitos. Passa a um clanita-sillimanita-granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaissé que, no topo, alterna-se com mica xistos aluminosos, quartzitos micáceos, gnaisses calciossilicáticos e com lascas de granada anfíbolitos.

Essa coluna litoestratigráfica (fig.3.3.B) compõem-se por quatro unidades de mapeamento (mapa geológico- anexo 1). Os Gnaisses Serra das Águas na base, os Xistos Ribeiros englobando os dois pacotes litoestratigráficos ou laterais do complexo rítmico, os Gnaisses Ribeirão do Cafundó que representam o nível intermediário ou a justaposição entre as fácies basal proximal e superior distal e os Gnaisses Ribeirão do Moinho Velho, topo da coluna ou do arranjo faciológico proximal.

Cavalcando a plataforma e provavelmente correspondendo a fatias mais distais desta seqüência deposicional, tem-se pacotes metamórficos, que chegam a espessuras de 800m, de biotita-sericita-clorita xisto fino/filito (Valeriano, 1986). Passam, em direção a oeste, a cerca de 400m preservados de granada-micaxistos a plagioclásio (Hellbron, 1984). Na porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande duas unidades de mapeamento foram estabelecidas e correspondem às colunas litoestratigráficas C e D da fig.3.3: a Unidade Fazenda Nossa Senhora do Amparo na base e os Gnaisses Santa Quitéria no topo.

A primeira é constituída por granada-biotita-plagioclásio gnaissé, granoblástico a granolepidoblástico que, na região a norte de Ouro Fino (MG), possui uma expressiva fácies de micaxistos aluminosos rítmicamente alternados com quartzitos (fig.3.3.C). São rochas onde a biotita sempre predomina sobre a muscovita e o oligoclásio é o plagioclásio dominante; a sillimanita ocorre como agregados de fibrolita ou em cristais enfileirados em níveis preferenciais; a granada é poiquiloblástica e a estauroлита é rara. Apatita, zircão e opacos são acessórios. Intercalações lenticulares de até 1m de hornblenda-clinopiroxênio gnaisses calciossilicáticos, bandados e esverdeados, ocorrem juntamente com bancos subordinados de quartzitos placosos, de metarcóseos e de anfíbolitos.

Uma alternância entre biotita gnaissé, hornblenda-biotita gnaissé e anfíbolitos, no geral em contatos transicionais, caracteriza os Gnaisses Santa Quitéria. São frequentes as intercalações decimétricas de gnaisses calciossilicáticos e de quartzitos impuros. Micaxistos a plagioclásio alternados com biotita gnaisses quartzosos, constituem uma fácies lateral expressiva.

A norte de Ouro Fino, sobre os micaxistos e plagioclásio gnaisses tipo Fazenda Nossa Senhora do Amparo, Vasconcellos (1988) mapeou um possante pacote de gnaisses bandados. São gnaisses a hornblenda e biotita, em bancos que alternam composições tonalíticas, dioríticas e anfibolito-gabróides, alternam índices de cor leuco a mesocráticos em níveis com distintos conteúdos relativos entre os máficos dominantes. Essa unidade é aqui admitida como uma lasca da seqüência ortognáissica bandada do Complexo São Gonçalo do Sapucaí, conforme a correlação estabelecida por Vasconcellos (1988) com os gnaisses, deste complexo, que ocorrem na janela estrutural de Itapira.

3.3.3. Domínio das metagrauvacas proximais

As unidades litológicas deste domínio estão representadas por três fatias alóctones e descontínuas, alongadas ou não em zonas de cisalhamento superimpostas. Associam-se aos terrenos dos Migmatitos Amparo, mas se encontram descoladas sobre eles. Estão cavalgando unidades metassedimentares, ou são cavalgadas pelos ortognaisses e migmatitos antigos, em uma complexa geometria orogênica.

Pode-se reconhecer, na cartografia regional (anexo 1), cinco unidades de mapeamento. Representam uma predominância de pacotes de metagrauvacas, pobres em alumino-silicatos, na base de colunas de rochas calciossilicáticas ou de rochas gnáissico-psamíticas com passagens subordinadas a gnaisses finos de composição básico-intermediária (fig.3.4).

A leste da cidade de Amparo-SP, alóctones sobre quartzitos da Seqüência Depositional Itapira e cavalgadas por Ortognaisses Serra Negra e por migmatitos, tem-se na unidade dos Gnaisses Ribeirão do Pantaleão (Peloggia, 1990), a mais expressiva coluna das metagrauvacas proximais. Está sotoposta pelas espessas rochas calciossilicáticas dos Gnaisses Duas Pontes (Wernick, 1967).

Os Gnaisses Ouro Fino constituem a fatia que aflora nas imediações da cidade homônima. Os plagioclásio gnaisses estão aí estruturados no núcleo de uma nappe anticlinal e possuem, no topo, lentes menos espessas de gnaisses calciossilicáticos e um nível gnáissico-psamítico alternado com anfibólio gnaisses bandados (Vasconcellos, 1988).

Na frente norte-oriental dos terrenos dos Migmatitos Amparo (anexo 1) ocorrem, em uma camada linear e estirada, as metagrauvacas dos Gnaisses Natércia. Encontram-se, aparentemente, na

A. Gnaisses Ribeirão do Pantaleão; B. Gnaisses Duas Pontes; C. Gnaisses Ouro Fino (Vasconcellos, 1988); D. Gnaisses Natércia; E. Gnaisses Conceição da Pedra.

FIG.3.4- COLUNAS LITOESTRATIGRÁFICAS PARA A SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL
ANDRELÂNDIA - DOMÍNIO DAS METAGRAUVACAS PROXIMAIS

1. cpx.-anf.gnaisses calciossilicáticos com intercalações de anfibolitos e, na base, de quartzitos; 2. (gran.-hornb.) - biot.-plag.gnaisses bandados, alternados com gnaisses calciossilicáticos, quartzitos e micaxistos; 6. Biot.gnaisse quartzoso; 7. (gran.) - biot.-plag.gnaisse bandado pela alternância de níveis granoblásticos com níveis granolepidoblásticos; 8. Biot.gnaisse quartzoso com intercalações de quartzitos, de gnaisses calciossilicáticos, de gran.-biot.-plag.gnaisses e de anfibolitos; 9. gran.-biot.-qzo xisto feldspático com ritmos quartzíticos.

base de gnaisses psamíticos mapeados como Gnaisses Concelção da Pedra.

A relação litoestratigráfica (fig. 3.4) entre essas fatias alóctones baseia-se no incremento de depósitos clásticos-psamíticos e pelito-carbonáticos que recobrem as metagrauvas e sinalizam um período de estagnação do vulcanismo.

Os Gnaisses Ribeirão do Pantaleão (fig. 3.4.A), espessos aparentemente de 600m, base desconhecida, correspondem a um pacote de granada-biotita-plagioclásio gnaiss cinza. São rochas texturalmente muito heterogêneas, que variam de termos granoblásticos a granolepidoblásticos, no geral mal selecionadas. Podem conter megacristais oclares de plagioclásio ou arredondados de granada e/ou aglomerados lenticulares ou em "olhos", de plagioclásio e quartzo (até 4cm). A mineralogia é simples e constante: oligoclásio por vezes com formas idiomórficas, quartzo, biotita e granada que pode ou não ser um mineral constitutivo. Granada, hornblenda e opacos são os acessórios frequentes.

Anfibolitos cinza esverdeados intercalam-se em bancos até métricos, descontínuos. São rochas nematoblásticas a granonematoblásticas finas e homogêneas, compostas por plagioclásio e hornblenda e contendo diopsídio, granada, opacos, biotita e quartzo como acessórios.

Níveis de biotita-plagioclásio gnaiss cinza, granoblástico fino e homogêneo, a megacristais de plagioclásio, intercalando bancos centimétricos a decimétricos de anfibolitos, podem ocorrer com algumas dezenas de metros.

Quartzitos pouco micáceos, feldspáticos e mica-quartzo xistos, em níveis lenticulares decimétricos a métricos, aparecem esporadicamente.

Peloggia (1990) descreveu um nível de rochas mangano-ferríferas bandadas, espessas do decímetro a dezena de metros. São anfibólio-granada-quartzitos finos, laminados e a granada manganêsfera; gnditos maciços, densos e negros, a quartzo e granada manganêsfera e com anfibólio, pirita e calcopirita como acessórios principais. Hematita-magnetita percolam essas rochas.

Os Gnaisses Duas Pontes (fig. 3.4.B) são rochas calciossilicáticas homogêneas ou centimetricamente bandadas, que ocorrem, sobre os Gnaisses Ribeirão do Pantaleão, em um contato brusco e extenso de até 19km. Petrograficamente correspondem a clinopiroxênio gnaisses cinza esverdeados, a plagioclásio (andesina-labradorita), diopsídio e hornblenda em proporções variáveis; quartzo e microclínio, este ocorre subordinadamente, como megacristais. Os minerais acessórios são escapolita, epidoto, tremolita-actinolita, titanita, apatita, opacos, allanita e zircão; carbonatos, sericita,

clorita e clinossita são minerais de alteração. Granada-hornblenda gnaisses, com opacos, allanita e titanita ocorrem subordinadamente. A alteração característica dos gnaisses calcossilicáticos é para um solo branco-ocráceo, associado a concreções silicosas supérgenas.

Quartzitos de alguns decímetros, micáceos e feldspáticos, ocorrem na base. Anfibolitos em bancos descontínuos, são frequentes.

Os Gnaisses Ouro Fino (fig.3.4.C) estão representados por granada-biotita-plagioclásio gnaisses cinza, com bandamento decimétrico definido por variações texturais: a alternância de rochas granoblásticas com rochas granolepidoblásticas. Possui cerca de 300m de espessura aparente preservada. Os mesmos plagioclásio gnaisses, mas com predominância dos termos granolepidoblásticos, encontram-se sobre o anterior. Gnaisses calcossilicáticos intercalam-se localmente e podem chegar a lentes espessas de 100m. Anfibolitos, que ocorrem por toda a coluna das metagrauvacas, chegam a espessuras de 600m.

Uma sequência gnáissica bandada, alternando hornblenda-biotita gnaisses, centimetricamente bandados com gnaisses quartzosos a intercalações de metarcóseos, de quartzitos finos e de gonditos, correspondem ao topo das metagrauvacas e atingem cerca de 280m de espessura. Não foram individualizados enquanto unidade de mapeamento.

Os Gnaisses Natércia (fig.3.4.D) são granada-biotita-plagioclásio gnaisses acinzentados, de textura granoblástica inequigranular e de granulação médio-grossa, localmente porfiroclástica. Possuem passagens de algumas dezenas de metros, próximas ao topo, de granada-biotita-quartzo xisto feldspático com ritmos de quartzitos micáceos e feldspáticos. Ocorrem por cerca de 350m de espessura aparente.

Os Gnaisses Conceição da Pedra (fig.3.4.E.), aparentemente superiores aos plagioclásio gnaisses, preservam-se em um pacote de cerca de 500m e correlacionam-se aos níveis superiores das metagrauvacas Ouro Fino. Constituem-se de um nível basal, espesso, de até 50m, com predominância de anfibólio gnaisses bandado, que passa para gnaisses psamíticos na porção superior. No nível basal tem-se a alternância entre hornblenda-biotita gnaisses cinza, granoblástico médio-fino e com bandamento félsico lenticular, com um hornblenda-biotita gnaisses escuro, fino e pobre em quartzo; anfibolitos de até 1m interpõem-se com frequência. Interdigitam-se com biotita gnaisses quartzoso a lentes quartzíticas. Para o topo predominam os biotita gnaisses quartzosos, lentes pouco espessas de (granada)-clinopiroxênio gnaisses calcossilicático e passagens irregulares para um granada-biotita-plagioclásio gnaisses

granolepidoblástico.

3.3.4. Hipóteses paleo-ambientais

Como já foi mencionado, nenhuma estrutura sedimentar encontra-se preservada no interior de um estrato individual. No entanto, considerando-se as relações entre diferentes metassedimentos; a transição, na vertical, de texturas metamórficas; o conteúdo em grãos detríticos; as características litológicas e a composição química de certas litologias, pode-se tentar situar, a grosso modo, os ambientes deposicionais.

No domínio das metagrauvacas distais observa-se, com frequência, espessas unidades metapsamo-pelíticas rítmicas, marcadas pela alternância de níveis quartzíticos, lenticulares em micaxistos e com uma ritmicidade tipo turbidítica. Essa estrutura, comum nos Xistos Fazenda Bela Vista e na Unidade Fazenda Nossa Senhora do Amparo, é exclusiva nos Xistos Ribeiros. Os quartzitos são de granulação fina e normalmente exibem uma foliação destacada pelo enfileiramento de palhetas de minerais micáceos; constroem assim uma estrutura que sugere o metamorfismo de lentes areníticas com intensa laminação pelítica.

Independente da existência ou do reconhecimento da clássica sequência de Bouma (Intervalo psamítico gradado-Ta, que passa, acima, a um intervalo inferior a laminações plano-paralelos-Tb, a outro de laminações oblíquas a convolutas-Tc e ao intervalo superior mais fino e de laminações plano-paralelas-Td, até o intervalo pelítico homogêneo-Te; Bouma, 1962) pode-se, com base nas associações de fácies existentes, levantar hipóteses acerca do ambiente em relação ao complexo de leques submarinos. Se uma fácies reflete o mecanismo de deposição, a associação de fácies vai expressar, no tempo e no espaço, as mudanças nos processos sedimentares e vai fornecer as ferramentas principais para a interpretação ambiental.

Não é pretensão deste trabalho tecer descrições de fácies e compor associações de fácies consistentes, com base em um registro original completamente precário.

No entanto, a unidade rítmica é coerentemente composta por intervalos psamíticos laminados, que se repetem com intervalos pelito-psamíticos laminados e se perdem em intervalos pelíticos, guardando uma razão areia/pelito de aproximadamente 1:9. As repetições rítmicas, em estratos centi-decimétricos,

são do tipo Tb(c)-T(d)e. Compõem um esquema que se aproxima dos turbiditos distais de Walker (1967), ou da Fácies D de Walker e Mutti (1973) e de Mutti e Ricci Lucchi (1978).

A estrutura laminada dos intervalos arenosos finos e a predominância de intervalos pelíticos, indicam correntes de turbidez relativamente lentas e diluídas, que transportam toda carga sedimentar em suspensão. A fração grossa (areia fina) deposita-se por tração e a porção fina acenta-se a partir da suspensão.

Processos sedimentares deste tipo são encontrados no leque externo do sistema de leques submarinos, ou na passagem destes à planície marinha profunda (Walker, 1978; Mutti e Ricci Lucchi, 1978). Comparam-se ao leque inferior dos sistemas distributários modernos (Normark, 1970 e 1978).

A unidade tipo turbidítica passa lateralmente, ou contém intercalações, para pacotes de metagrauvacas. Nelas pode-se observar, localmente, gradações texturais no interior de um banco e entre os limites da camada. Uma textura granoblástica fina pode transicionar a granolepidoblástica e mesmo lepidoblástica grossa. Essas variações parecem refletir um estrato gradado, psamítico imaturo, que passa a pelítico, com inversão metamórfica da granulometria.

Assim, tanto as metagrauvacas, quanto a unidade metamórfica, representam depósitos ressedimentados por fluxo gravitacional de massa (Middleton e Hampton, 1976), em ambiente marinho profundo, ou pelo menos já distante da escarpa (acanalada) de um talude submarino.

As frequentes intercalações de gnaisses calcossilicáticos, em leitos centimétricos a sub-centimétricos, nas porções superiores das colunas litoestratigráficas não podem, por si só, sugerirem oscilações do nível do mar. Se por um lado pode ter havido a diminuição da coluna de água, ultrapassando o limite superior da profundidade de compensação de carbonatos (CCD); por outro lado, a deriva à latitudes de alta produtividade aumentaria a taxa de suprimento de carbonato biogênico e levaria a um rebaixamento da CCD, para um mesmo nível do mar (Jenkyns, 1978). Mas é a associação com pacotes mais espessos de gnaisses quartzosos, que vai reforçar a noção de diminuição da taxa de subsidência e marcar o início do assoreamento da bacia.

Os anfíbolio gnaisses bandados e finos, que alternam composições básico-intermediárias e se interpõem com leitos metassedimentares silicosos clásticos e outros supostamente químicos, podem representar episódios vulcano-tufáceos.

Finalmente, as metagrauvacas basais deste domínio tendem a ser mais pobres em

aluminossilicatos e aproximam-se da composição das metagrauvacas proximais.

No domínio dos metagrauvacas proximais predominam, como intercalações, bancos anfibolíticos, de anfibólio gnáisses e de níveis mangano-ferríferos em uma associação de depósitos (delgados mas frequentes) químicos e vulcanogênicos. Encontram-se em meio ao intenso retrabalhamento e ressedimentação, por fluxo gravitacional de massa, dos depósitos proclásticos.

Metassedimentos pelito-arenosos, de afinidades turbidíticas, subordinam-se no "topo" da coluna dos Gnáisses Natércia, onde a unidade superior expressa possante pacote metapsamítico impuro. Estes parecem transicionar a uma bacia pelito-carbonática (Duas Pontes), sugerindo uma associação de fácies mais proximal, a área fonte sedimentar, na direção da lasca alóctone Natércia. Ao contrário, o conteúdo químico e sedimentar das metagrauvacas da lasca Ribeirão de Pantaleão indicam, aí, depósitos mais proximais a uma área fonte vulcanoclástica. Assim, um alto tectonicamente ativo, mais próximo da associação de fácies dos Gnáisses Natércia e Conceição da Pedra, parece ter exercido um certo controle no fornecimento e na distribuição do conteúdo pelito-psamítico ressedimentado.

O limite entre as rochas calciossilicáticas Duas Pontes e as metagrauvacas mais proximais (Ribeirão do Pantaleão) foi admitido, por Peloggia (1990), como um intervalo de condensação do registro sedimentar. No entanto, é possível que o testemunho de uma condensação sedimentar esteja representado por toda associação de fácies superior. Isto é, a transição entre os depósitos clásticos, quartzo-psamíticos impuros e mais próximos a uma área fonte em ascensão e os depósitos pelito-carbonáticos, provavelmente da zona axial da bacia. Assim, essa associação de fácies assumiria o caráter de uma seqüência condensada, como valor ao menos de um diástema, marcando o final dos influxos (processos) vulcânicos e preparando o fechamento da bacia para o avanço da seqüência deposicional seguinte.

O conteúdo químico das metagrauvacas refere-se a uma série cálcio-alcalina, onde os termos proximais esboçam o *trend* ígneo enriquecido em magnésio (fig.3.5). Ambientes tectonicamente ativos e controlados por subducção de crosta oceânica, responsáveis por vulcanismo cálcio-alcalino andesito-dacito-riodacítico, estão registrados na composição química das metagrauvacas (ver as relações expressas por Bathia, 1983 - alumínio, sílica, titânio e álcalis em função do teor ferro-magnesiano-aplicadas por Campos Neto et al, 1990 e por Perrotta, 1991).

A Seqüência Depositional Andrelândia parece ter se desenvolvido em um domínio bacinal

FIG. 3.5- DIAGRAMA $A(K_2O+Na_2O) - F(FeOt) - M(MgO)$ PARA AS META-
GRAUVACAS DA SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL ANDRELÂNDIA

1B- limite entre os campos toleítico (superior) e cálcio-
alcalino (inferior) segundo Irvine e Baragar (1971).

Círculos cheios: metagrauvacas proximais; círculos vazados:
metagrauvacas distais.

Dados recalculados na base anidra e tabelados em Basei et al
(1986), Peloggia (1990) e Perrotta (1991).

relativamente profundo e controlado pelo soergulmento sinssedimentar, de um alto fundo na bacia (tipo platô continental ou arco remanescente). É provável que o contorno fislográfico deste ambiente tenha admitido uma bacia proximal ao talude sustentado do pelo arco vulcânico e uma planície submarina, tipo sopé-continental, separada da bacia proximal, pelo alto fundo em evolução, ou pela reativação vertical de um arco fóssil remanescente..

Nas metagrauvacas distais, da planície submarina profunda, tem-se descrito lascas anfíbolíticas com afinidades químicas de basaltos de fundo oceânico (Basel et al, 1986; Perrotta, 1991).

As evidências indiretas do arco vulcânico cálcio-alcálico e do fundo oceânico dilacerado, e a associação íntima entre os metassedimentos e os fragmentos silícicos mais antigos, podem posicionar esse sistema deposicional em extensos domínios seja de *fore-arc*, seja de *back-arc*.

As cunhas clásticas de retrabalhamento de fragmentos líticos andesíticos e as suítes de grãos minerais em fluxos de detritos proximais, aliadas às cinzas dacito-riodacíticas em fluxos de detritos distais, caracterizam, segundo Fisher e Schmincke (1984), as bacias de *back-arc*. Desta maneira, os restos basálticos de fundo oceânico, acrescidos às cunhas turbidito-grauváquicas, podem ser o registro de uma bacia marginal, aparentemente estreita, desenvolvida entre o arco vulcano-grauváquico e a plataforma passiva.

A hipótese paleo-ambiental admitida para a Seqüência Depositional Andrelândia, esquematizada na fig. 3.6, encontra um paralelo fislográfico no contorno do *back-arc* de Dickinson (1974). O domínio das grauvas distais transicionaria para uma bacia inter-arco. As grauvas proximais teriam se depositado em uma bacia de retro-arco.

O final da evolução do sistema deposicional de *back-arc* admitiria a dilaceração de parte do fundo oceânico da bacia marginal, comprimido contra o substrato silícico do domínio das grauvas distais. As repetições litoestratigráficas entre unidades que podem representar fácies laterais, aliadas ao volume expressivo de pequenos corpos de rochas metabásicas, são as características das cunhas clásticas deste domínio (fig.3.3B). Podem lembrar um estágio, restrito no tempo, de evolução do tipo prisma de acreção.

3.4. A SEQÜÊNCIA DEPOSICIONAL ITAPIRA

EVOLUÇÃO DE ALTO FUNDO NA CONFORMAÇÃO DO DOMÍNIO DE "BACK-ARC"

C. RETRAÇÃO DO VULCANISMO, COMPRESSÃO E PREENCHIMENTO DA BACIA DE RETRO-ARCO (SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL ANDRELÂNDIA-SÉRIE CONDENSADA E SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL ITAPIRA).

FIG.3.6-ESQUEMA DA HIPÓTESE PALEO-AMBIENTAL PARA AS SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS ANDRELÂNDIA E ITAPIRA

Quartzitos micáceos e feldspáticos, placosos e folheados, com passagens a termos gnáissico-quartzosos e contendo intercalações subordinadas de micaxistos, gonditos, anfíbolitos, metabásicas diferenciadas e de possíveis unidades metavulcanoclastoquímicas, constituem os depósitos, supostamente superiores, dos terrenos de *back-arc*.

Esses metassedimentos psamíticos imaturos foram parcialmente mapeados e tidos nos andares litoestratigráficos mais altos, por Fiori (1979), Artur (1980), Fiori et al. (1981), Sad e Barbosa (1983), Campanha et al. (1983 a e b), Campos Neto et al. (1984), Basel et al. (1986), Zanardo (1987), Vasconcellos (1988), Peloggia (1990) e por Nummer (1990).

Ocorrem associados aos domínios das metagrauvas, com espessuras aparentes médias de cerca de 550m, preservadas entre lascas alóctones das unidades ortognáissico-migmatíticas mais antigas. Sua coluna mais espessa representa uma fatia que, juntamente com os ortognaisses bandados do Complexo São Gonçalo do Sapucaí, cavalga as metagrauvas distais.

Três unidades de mapeamento foram assumidas: os Quartzitos São José do Mato Dentro, os Quartzitos Serra de Santa Rita e os Quartzitos Serra dos Feixos. Elas são descontínuas, encontram-se em distintas fatias alóctones, mas guardam estreitas semelhanças litológicas.

Os Quartzitos São José do Mato Dentro (fig.3.7.A), mapeados por Zanardo (1987) e por Vasconcellos (1988), estão descolados sobre o Complexo São Gonçalo do Sapucaí, com o qual constituem uma lasca sobre uma "lâmina" das metagrauvas distais, alóctones na plataforma Carrancas (anexo 1).

Atinge espessuras aparentes na ordem de 1300m, a despeito das repetições litoestratigráficas localmente caracterizadas por fatias de ortognaisses ocelares.

Tem-se, na base, cerca de 400m de muscovita-biotita gnaisse quartzoso cinza, constituído por quartzito micáceo e feldspático, de granulação média a grossa, com conspícuo bandamento róseo, lenticular e sub-centimétrico, quartzo-feldspático. Os feldspatos são o microclínio e o oligoclásio; opacos, zircão e apatita são minerais acessórios. Grada, lateralmente, a muscovita quartzito e transiciona, no topo, a micaxistos. Possui intercalações métricas a decamétricas, descontínuas, de anfíbolitos, de biotita-quartzo xisto feldspático, de granada quartzito e de gonditos.

Os mica-xistos intermediários, com até 150m de espessura aparente máxima, correspondem a muscovita-quartzo-biotita xistos, por vezes a sillimanita, granada e plagioclásio. Gradam, no topo a

A. Quartzitos São José do Mato Dentro (modificado de Vasconcellos, 1988), B. Quartzitos Serra de Santa Rita, C. Quartzitos Serra dos Feixos.

FIG. 3.7- COLUNAS LITOESTRATIGRÁFICAS PARA A SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL ITAPIRA

ZCTC: Zona de cisalhamento transcorrente Três Corações; SGS: Complexo São Gonçalo do Sapucaí; MgA: Migmatitos Amparo; SM: Ortognaisse Serra da Manuela; RP: Gnaisses Ribeirão do Pantaleão; FBV: Xistos Fazenda Bela Vista.

1. muscovita quartzito placoso; 2. gnaiss calciossilicático bandado; 3. complexo metabásico diferenciado; 4. anfibolitos; 5. mica xistos; 6. musc.-biot. gnaisses quartzosos; 7. gonditos; 8. sequência bandada meta clastoquímica-manganoferrífera.

possante pacote (750m) de muscovita quartzitos placosos e feldspáticos, folheados, bege esbranquiçados a brancos.

Os quartzitos, além de pequenas intercalações lenticulares de anfibolitos, hospedam uma fatia de cerca de 110m de rochas metabásicas diferenciadas (anfibolitos cinza a pretos, meso a melanocráticos), acamadas e constituídas por hornblenda e andesina, com quartzo, epidoto, titanita e apatita como acessórios. Foi descrita por Vasconcellos (1988) e encontra-se entre um hornblenda-clinoproxênio gnaisse calcossilicático, verde-verde escuro, bandado, granoblástico fino e rico em filetes de pirrotita calcopirita e pirita.

Os Quartzitos Serra de Santa Rita (fig 3.7.B) ocorrem dobrados e linearmente limitados por faixas de cisalhamento fortemente inclinadas (anexo 1, fig.6.4). Dispõem-se em camadas concordantes e aprisionadas entre lascas ortognáissico-migmatíticas antigas. Encontram-se no domínio das metagrauvas proximais e parecem corresponder a segmentos latero-superiores, "arrancados", dos Gnaisses Conceição da Pedra.

São dominados por (biotita) muscovita-quartzitos feldspáticos, esbranquiçados, placosos e em bancos maciços, que passam, lateralmente, a muscovita-biotita gnaisses quartzosos. Anfibolitos, anfibólio-gnaisses bandados, micaxistos e gonditos constituem pequenas intercalações locais.

Os Quartzitos Serra dos Felxos (fig.3.7.C) possuem a menor espessura conhecida (cerca de 300m) e ocorrem descolados sobre os Migmatitos Amparo e Ortognaisses Serra Negra, sobre o Complexo São Gonçalo do Sapucaí na janela estrutural Itapira, ou, aparentemente, estão para-autóctones sobre os Xistos Fazenda Bela Vista. Estão estirados e dilacerados na zona de cisalhamento Monte São (anexo 1).

É um quartzito branco, muscovítico e localmente feldspático, que, por vezes, contém pequenas quantidades de turmalina. Possui uma textura granoblástica (protomilonítica), granulação médio-fina e estrutura placosa, com bancos maciços e homogêneos locais. Intercala micaxistos métricos a decamétricos e possui um nível, tido como metavulcanoclastoquímico, espesso na dezena de metros e descrito na Serra dos Felxos e na Serra Negra. Esta é uma rocha sempre alterada e bandada, que alterna 3 a 10cm de material argiloso branco, de material silto-quartzoso em matriz argilosa vermelho-violácea, e de material castanho escuro, provavelmente hematítico; subordinam-se bandas negras manganêsíferas, bandas (sulfatos?) esverdeadas e bolsões argilosos brancos.

Bancos ortoquartzíticos gradam a gnaisses quartzosos nas imediações da janela Itapira.

Mármore brancos a branco-acinzentados, calcíferos e a flogopita, tremolita e talco, em delgadas lentes e intercalados em micaxistos com cerca de 50m de espessura, encontram-se na base dos quartzitos, nas proximidades de Águas de Lindóia - SP (ocorrências da Fazenda Fortaleza e do Córrego da Mata).

A Seqüência Depositional Itapira pode representar a reciclagem sedimentar de rochas (geno-)metamórficas ácidas e de "antigos" depósitos psamíticos, com uma rápida deposição em bacia sub-aquosa, provavelmente pouco profunda e com o fundo sem declive acentuado. O influxo clástico estaria mais maturo em direção ao topo. Esse ambiente admitiu um magmatismo básico (de filiação ainda desconhecida) e séries ferríferas bandadas, restritas mas extensas, provavelmente precipitadas na interface de regimes fluviais e marinhos e sob ações vulcano-exalativas (Goodwin, 1982).

Dentro da lógica proposta na hipótese evolutiva para a seqüência deposicional anterior (fig.3.6.D), essa seqüência representaria o preenchimento progradante da bacia de retro-arco, em um estágio compressional e pouco subsidente. Seu limite inferior assentar-se-ia sobre a seqüência metassedimentar condensada, clasto-química, que marcou o fim do regime deposicional controlado, em parte, pelo vulcanismo no arco magmático.

No entanto, seu caráter alóctone, que no geral constitui entidades autônomas entre lascas do substrato ortognáissico-gnaissico-migmatítico, pode apontar para um distinto sistema deposicional costeiro e progradacional, em ambiente tectônico provavelmente ativo.

3.5. O GRANITO GNAISSE TAGUAR

Biotita-anfibólio granitos gnaissicos a magnetita, em corpos tabulares pouco possantes, foram descritos e definidos como Granito Gnaiss Taguar por Vasconcellos (1988), na região a norte de Ouro Fino-MG.

O Granito Gnaiss Taguar ocorre, regionalmente, como delgadas fatias através dos Migmatitos Amparo e dos ortognaisses bandados do Complexo São Gonçalo do Sapucaí. Chegam a 100m de possança nos limites tectônicos entre este ortognaisses bandados e as metagrauvacas distais, ou com os quartzitos superiores. Encontram-se pinçados, em uma camada de 300m, entre a lasca alóctone das metagrauvacas proximais e os quartzitos maturos superiores; chegam a dimensões mais expressivas entre estes quartzitos e os migmatitos e ortognaisses do fragmento Amparo (mapa geológico, anexo 1).

São rochas de cor cinza a cinza-rosa, de textura granoblástica (protomilonítica) equigranular fina a fino-média e de estrutura maciça e foliada. Localmente possui bandas lenticulares róseas, sub-centimétricas, quartzo-feldspáticas, de segregação metamórfica. Também ocorrem listras por estiramentos das bandas, por alinhamento de máficos e por *ribbons* de quartzo. Relíquias de texturas hipidiomórficas, sustentadas por plagioclásios sub-idiomórficos, foram descritas por Vasconcellos (1988). São rochas pré-metamórficas e possuem todas as deformações hierarquizadas nas encaixantes supracrustais.

Definem um composicional granítico, do campo 3b dominante, ao campo 3a e em cuja projeção se alinham raros granodioritos. São leucocráticos e com baixo IC.

Petrograficamente são anfibólio-biotita granitos e biotita-anfibólio granitos (granodioritos), todos gnáissicos e a magnetita. O plagioclásio é o oligoclásio-andesina e o feldspato potássico é o microclínio perítico. Além da magnetita, mais raramente associada a ilmenita, os minerais acessórios são: apatita, titanita, zircão, allanita, epidoto e rutilo. Clorita, carbonato, tremolita-actinolita, sericita e stilpnomelano são minerais de alteração.

Os granito-gnáissicos da área tipo se encontram na complexa lasca (onde fragmentos São Gonçalo do Sapucaí se interpõem com "lâminas" das metagrauvacas distais Andrelândia e com o pacote meta-psamítico progradacional Itapira) alóctone sobre os metassedimentos da plataforma Carrancas. Al Vasconcellos (1988) descreveu ferro-hastingsita como anfibólio dominante em todas as amostras e, mais raramente, clinopiroxênio ferro-salita, em amostras de anfibólio-piroxênio granitos. Pressupôs, com base nesta composição mineralógica, um plutonismo de tendência alcalina e de ambiente anorogênico (tipo-A no sentido de Pitcher, 1982).

Nas demais ocorrências deste granito, volumetricamente mais expressivas, a hornblenda verde é o mineral máfico que se subordina a biotita e clinopiroxênios não foram mais descritos (Artur, 1980; Campanha et al, 1983a; Zanardo, 1987; Peloggia, 1990).

Assim, desconhecendo-se o conteúdo químico e isotópico original destes granitóides, além de sua associação com fácies granodioríticas restritas, não se pode descartar uma filiação alcali-cálcica de ambientes de arco magmático maduro.

3.6. SÍNTESE HISTÓRICO-ESTRATIGRÁFICA

O estágio pré-orogênico da evolução do Proterozóico Médio deixou registros que se assemelham a um ciclo estratigráfico de 1ª ordem (Vall et al., 1977). Após a estabilização dos conflitos orogênicos do Proterozóico Inferior, o continente aí agregado foi submetido a intenso regime tectônico traccional, destrutivo e precursor de transformações globais.

A idade entre 1,8 e 1,7 Ga., identificada no vulcanismo básico-intermediário de distintas bacias, da rede de domínios paleogeográficos implantados no interior e na fragmentação deste continente (Brito Neves, 1979; Van Schmus et al, 1986), é admitida como a mais provável para o início deste regime tectônico.

As transformações globais se deram com a abertura e expansão de fundos oceânicos, subducção ativa com (plutonismo) vulcanismo calcio-alcálico, abertura de bacia marginal separando, da margem continental passiva, um arco vulcânico a substrato sílico.

O período de maior expansão do assoalho oceânico foi marcado, no continente, pelo crescimento das bacias de deposição e pelo magmatismo básico toleítico e de alto titânio, intrusivo como diques e "sills" (anfíbolitos a granada) no domínio do arco vulcânico.

A bacia de margem divergente estabeleceu-se na crosta sílica, em parte constituída pelos Gnaisses Heliodora e na margem (sul-atual) do Cráton do São Francisco (CSF). Nela tem-se o registro da Sequência Depositional Carrancas, atribuída a um sistema de deposição costeiro, de plataforma rasa e transgressiva sobre as delgadas marcas de um estágio rifte precursor.

Nas bacias epi-suturais (Bally e Snelson, 1980), separadas da margem divergente por provável expansão de bacia marginal, coalesceram os depósitos vulcano-grauváquicos, em cunhas clásticas turbidíticas. Foram alimentadas por "tephras" piroclásticas andesito-dacito-riodocíticas, aparentemente distais e depositadas por fluxo sub-aquoso (Fisher, 1984 e Yamada, 1984), em domínio de *back-arc*. Uma bacia de retro-arco, com maior conteúdo vulcano-grauváquico, tufáceo e vulcano-exalativo distinguiu-se de uma bacia de inter-arco (desenvolvida em parte sobre assoalho sílico). Separaram-se pelo soerguimento sinssedimentar de um platô (gnaissico, ou de um arco vulcânico fóssil). Sedimentos pelíticos e turbiditos pelito-psamíticos, oriundos da erosão e do retrabalhamento de depósitos sobre o platô e do próprio platô em ascensão, misturam-se, na bacia inter-arco, às grauvacas vulcanoclásticas de composição mais madura. O conteúdo deste sistema deposicional de bacia de *back-arc* constituiu a Sequência Depositional Andrelândia.

A. ESTÁGIO EXPANSIVO CONTROLADO POR SUBDUÇÃO

MARGEM ATIVA ?

B. ESTÁGIO COMPRESSIVO CONTROLADO POR SUBDUÇÕES SIMÉTRICAS

C. ESQUEMA PALEOGEOGRÁFICO

1. ÁREA CONTINENTAL
2. TESTEMUNHO DE RIFTE
3. MARGEM PASSIVA
4. ÁREAS OCEÂNICAS
5. "BACK ARC"
6. ARCO VULCÂNICO
7. MARGEM ATIVA
8. DIREÇÃO TRANSFORMANTE
9. SUBDUÇÃO

FIG.3.8 - ESQUEMAS DOS ESTÁGIOS OROGÊNICOS PRÉ COLISIONAIS (1,7 - 1,4 b.a)

Um período de estagnação da atividade vulcânica, rebaixamento do fluxo térmico e da taxa de subsidência das bacias foi a resposta, dada pelo arco vulcânico, à diminuição da expansão e consumo da placa oceânica. Marcou, nas bacias, o final de um ciclo estratigráfico de 2ª ou de 3ª ordem (Vall et al, 1977). O registro sedimentar terminal deste ciclo de expansão das paleogeografias, portanto ainda admitido na Seqüência Depositional Andrelândia, está na série clasto-química condensada.

O registro sedimentar do próximo ciclo estratigráfico aponta para um regime compressivo, que provavelmente correspondeu à dinâmica crustal de fechamento da bacia marginal. Restringiu-se a cobertura psamítica progradante ou regressiva, da Seqüência Depositional Itapira, que assoreou a bacia de retro-arco. Na bacia de inter-arco, no limite com o provável e restrito domínio oceânico em fechamento, parece ter desenvolvido estruturas características de prismas de acreção (Seely et al, 1974 e Karig, 1970), além de misturas com fragmentos métricos de crosta oceânica rompida.

O plutonismo é restrito aos granitóides tipo Taguar, alcalinos ou alcali-cálcicos, que podem corresponder a intrusões horizontais de magma ácido maduro e terminal da evolução do arco magmático. A possibilidade deste magmatismo representar ambientes anorogênicos (tipo A), o posicionaria, sobretudo, no interior do substrato síalico e, ao contrário, nos primórdios dos ciclos estratigráficos.

A colisão arco magmático-margem passiva, registrada em 1,4 Ga. (veja capítulo 4), detonou intenso episódio orogênico e demarcou, em cerca de 300 milhões de anos, o período deste ciclo estratigráfico de 1ª ordem.

Neste quadro evolutivo, as unidades de mapeamento do domínio de *back-arc*, ou seja, aquelas que constituem as Seqüências Depositionais Andrelândia e Itapira, representam um terreno alóctone em relação a Seqüência Depositional Carrancas, esta de plataforma transgressiva na margem divergente do microcontinente São Francisco.

O fragmento de crosta síalica Amparo-São Gonçalo do Sapucaí (constituído pelos Migmatitos Amparo, Ortognaisses Serra Negra, Complexo São Gonçalo do Sapucaí e Ortognaisses tipo Serra de São Gonçalo, Serra do Quiabeiro e Serra da Manuela), parece ter constituído o substrato das bacias do domínio de *back-arc*.

Um quadro litoestratigráfico e evolutivo para as unidades de mapeamento destas seqüências deposicionais é apresentado na fig. 3.9.

Finalmente, o caráter mais geral desta hipótese paleogeográfica está na extensão, para norte e

Fig. 3.9 - Quadro litoestratigráfico para as Sequências Depositionais Andrelândia, Carrancas e Itapira.

1,4 Ga.

Colisão do arco magmático com a margem passiva

Ciclo Estratigráfico de 1ª Ordem

 Ciclo de 2ª (3ª) Ordem - Estágio Compressivo-

 Ciclo de 2ª (3ª) Ordem - Estágio Expansivo -

Sequência	Deposicional	Itapira
Quartzitos São Jose do Mato Dentro	Quartzitos Serra de Santa Rita	Quartzitos Serra dos Feixos

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência	Deposicional	Andrelândia

Sequência

oeste, da bacia de margem divergente, instalada no microcontinente São Francisco - correlação entre os Grupos Araú e Canastra (Fuck e Marini, 1979; Marini et al, 1984 a e b; Campos Neto, 1979 e 1984a) com os eventos da Sequência Depositional Carrancas-. Aquêles Grupos parecem representar sistemas deposicionais costeiros, mais jovens e mais desenvolvidos que o Carrancas. Este, por sua vez, localiza-se onde se perdem os registros de continuidade sedimentar da margem passiva.

O arco vulcânico e as bacias do domínio de *back-arc* podem constituir um sistema tectônico restrito a Faixa Alto Rio Grande (e a terminação sul da Faixa Uruguá-Brasília).

CAPÍTULO 4 - O CICLO TECTÔNICO URUQUANO - SUB-CICLOS OROGÊNICOS

4.1. OROGÊNESES DO CICLO URUQUANO NA FAIXA ALTO RIO GRANDE

O conjunto das unidades atribuídas às Sequências Depositionais Carrancas, Andreândia e Itapira, bem como os corpos graníticos gnáissicos tipo Taguar, encontram-se, na porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande, metamorfizadas na fácies anfibolito, no grau médio de Winkler (1976). As paragéneses minerais em metapelitos estão, por toda a região, estabilizadas na presença da sillimanita.

Os minerais metamórficos definem a foliação regional como uma estrutura predominantemente planar (fábrica-S), onde a recristalização tardi a pós-cinemática dos filosilicatos e o arranjo granoblástico entre os grãos de quartzo e de quartzo e feldspatos, tendem a mascarar a evolução textural e estrutural da rocha e as relações de crescimento e de transformação mineral, como já mostrado por Guitard (1976).

Nestas unidades a foliação regional é de segunda geração (S_2). Ela materializa o plano axial de dobras recumbentes, de nappes anticlinais e limita o empilhamento destas estruturas. Relíquias de minerais metamórficos, organizados segundo um arranjo textural pretérito, encontram-se preservadas, nos metapelitos, em meio a foliação S_2 . Da mesma maneira, as delgadas e descontínuas bandas dos plagioclásio gnáisses e o bandamento dos gnáisses calciosilicáticos representam segregações e recristalizações metamórficas que, em zonas de charnelas de dobras que admitem a S_2 como plano axial, constituem-se como estruturas planares geometricamente independentes - a foliação S_1 . O clímax da recristalização mineral na S_1 , também compatível com a zona da sillimanita, foi atingido no avanço e soterramento das unidades, sob complexa e espessa pilha de cavalgamentos, que envolveu tanto as

supracrustais, quanto o substrato crustal de suas bacias de deposição.

Esses dois conjuntos maiores de estruturas e de episódios metamórficos encontram-se separados, no tempo, por um lapso de cerca de 250 milhões de anos. Intervalo este compatível com a evolução de grande parte dos sistemas deposicionais do Grupo Paranoá na Faixa Brasília. Na Faixa Alto Rio Grande sabe-se do soerguimento, pelo menos desta porção interna, ocidental, preservando-se parte da história metamórfica relatada pela foliação S_1 .

Com base nestes distintos episódios, superpostos no espaço mas separados no tempo, reconhece-se dois eventos orogênicos maiores para o ciclo tectônico Uruaçuano.

O primeiro deles, aparentemente restrito à Faixa Alto Rio Grande (e porção meridional da Faixa Brasília?), foi responsável por um sistema de cavalgamentos que, no avanço contra o Cráton do São Francisco, soterrou a região à condições próximas de anatexia. Ele é aqui denominado de orogênese Taguar, em referência a Fazenda Taguar (norte da cidade de Ouro Fino, MG), área tipo dos granitos gnáissicos homônimos, onde a foliação S_1 foi datada há cerca de 1,4 bilhões de anos.

O segundo evento, aparentemente generalizado nos domínios do ciclo tectônico Uruaçuano, respondeu pela retomada dos cavalgamentos contra o Cráton do São Francisco que evoluíram à condições dúcteis de deformação no interior da pilha em movimento, passando à megadobras recumbentes e à justaposição de nappes anticlinais. Este evento é aqui denominado, na Faixa Alto Rio Grande, de orogênese Andrelândia, em referência a região de Andrelândia-MG, onde a foliação S_2 , dominante nas rochas pelíticas, foi datada há cerca de 1150 milhões de anos.

4.2. OROGÊNESE TAGUAR

4.2.1. Metamorfismo e padrão estrutural

A foliação S_1 é o principal registro direto, estrutural e textural, da orogênese Taguar. Configura os bandamentos gnáissicos das metagrauvacas e das rochas calciossilicáticas, que foram, na maioria das vezes, reorientados na direção da foliação subsequente (S_2), ou recuperados na recristalização metamórfica ao longo daquela foliação.

É uma estrutura quase que essencialmente reliquiar que, nos metapelitos, aparece como cristais

prismáticos ou planares de sillimanita ou de micas, em arranjos texturais nematoblásticos ou lepidoblásticos. Estes arranjos estão microdobrados e preservados em micrólitos em melo a foliação S_2 , ou são fantasmas, mimetizados por esses mesmos minerais, crescidos em arcos poligonais tardi a pós-cinemáticos à S_2 .

Os gnaisses granoblásticos equigranulares, graníticos, tipo Taguar, ou tonalíticos tipo Serra Negra e as rochas quartzíticas, exibem a foliação S_1 preservada por longas distâncias, nas zonas de charneiras de grandes dobras que admitem a foliação S_2 como plano axial. Aí a S_1 delinea o dobramento D_2 e está representada pelo arranjo granoblástico entre grãos de quartzo e de feldspatos, com a biotita (muscovita) e hornblenda enfileiradas, ou dispostas aleatoriamente, mas sempre bem orientadas.

Nos migmatitos, o bandamento anatético estromático é uma boa superfície de referência na definição de estruturas contemporâneas a S_1 . Ocorrem dobras mesoscópicas, decimétricas, com formas isoclinais muito apertadas, achatadas e simétricas, com grande espessamento relativo de charneira vista em perfil. No geral, estão rompidas em estruturas intrafoliais. Evidenciam, na evolução da S_1 , um intenso processo de transposição. Essas dobras são reconhecidas como D_1 quando estão engajadas nas mesodobras isoclinais ou assimétricas D_2 , ou cortadas pela foliação S_2 (fig. 4.1). Tal superposição acarreta figuras de interferência que, segundo a classificação de Ramsay (1962), são do tipo 3 e do tipo 2 (fig. 4.1). Se os padrões de interferência convergente-divergente (tipo 3) indicam um redobramento homoaxial, aqueles tipo domo crescente-cogumelo (tipo 2) admitem uma grande obliquidade entre as duas direções de charneiras superpostas. Em ambos os casos, a direção de movimento ao longo dos planos axiais da 2ª fase forma um ângulo alto com o plano axial das primeiras dobras (Ramsay, 1967; Thlessen e Means, 1980; Ramsay e Huber, 1987). Como esses dois padrões de interferência ocorrem juntos e em afloramentos onde a orientação B_2 (eixo geométrico da dobra de segunda fase) é constante, pode-se admitir uma forma encurvada para a linha de charneira das pequenas dobras D_1 . Essa geometria sugere dobras em bainha (Quinquis et al., 1978) para grande parte dos isoclinais D_1 . Na figura 4.1 tem-se uma dobra em bainha D_1 , muito apertada e caracterizada pela sua forma completamente fechada, devido ao encurvamento de cerca de 180° de sua linha de charneira; admite um único plano axial - S_1 e a direção de máximo estiramento está perpendicular ao esquema; encontra-se redobrada.

Essas estruturas preservadas, quando em presença de superfícies de referência pré- S_1 (intensa transposição e dobras em bainha), são os poucos indícios diretos do mecanismo geral de deformação

MIGMATITO ESTROMÁTICO EM ORTOGNAISSE
SERRA NEGRA (PEDREIRA)

MIGMATITO ESTROMÁTICO EM ORTOGNAISSE
SERRA DO QUIABEIRO

MIGMATITO FLEBÍTICO
AMPARO

MIGMATITO AMPARO

MIGMATITO ESTROMÁTICO EM ORTO-
GNAISSE SERRA NEGRA (SANTO ANTONIO
DA POSSE)

FIG.4.1-ESQUEMAS DE PEQUENAS DOBRAS D₁

penecontemporâneo a S_1 . Indicam um cisalhamento simples e, como encontram-se regionalmente distribuídas, elas sugerem uma espessa placa crustal sob condições de cisalhamento dúctil (Cobbold e Quinquis, 1980; Ramsay, 1980).

Nenhuma dobra D_1 maior foi mapeada ou colocada em evidência em perfis. Todas as repetições litoestratigráficas atribuídas a essa deformação regional não implicam em inversões da coluna pré-estabelecida.

Nas rochas calciossilicáticas o plagioclásio andesina-labradorita e o clinopiroxênio, além da hornblenda e da biotita, estão, juntamente com a hornblenda e a biotita dos gnaisses graníticos tipo Taguar, estáveis nas condições de metamorfismo da foliação S_1 . Nos metapelitos (Vasconcellos, 1988 e Perrotta, 1991) a sillimanita pode ser encontrada em prismas encurvados, microdobradas e/ou recrystalizadas como arcos poligonais em microcrenulações D_2 (da mesma forma que a biotita e a muscovita). As segregações félsicas nas metagrauvacas configuram vênulas paralelas, como um bandamento lenticular subcentimétrico, compostas por quartzo; por quartzo, pouca granada e biotita (muscovita); por quartzo e plagioclásio.

A paragênese de plagioclásio cálcico-clinopiroxênio em rochas calciossilicáticas corresponde, nos metapelitos, à zona da sillimanita (Yardley, 1989). As bandas quartzo-plagioclásicas nas metagrauvacas, em presença de muscovita quartzo e na ausência de feldspato potássico, se desenvolveram sob temperaturas pouco abaixo das condições de fusão (Olsen, 1983).

Assim, o metamorfismo na foliação S_1 , nesta região da Faixa Alto Rio Grande, encontrava-se no grau médio, entre a primeira e a segunda isógrada da sillimanita (Winkler, 1976).

Localmente, em gnaisses aluminosos ricos em muscovita, ocorre a separação estromática entre um leucossoma granítico hololeucocrático e um melassoma enriquecido em biotita residual e em transição com o mesossoma gnáissico. A rocha exibe, nestes casos, uma clara feição migmatítica (Mehnert, 1968), desenvolvida por fusão *in situ* (Johannes, 1983). Perrotta (1991) demonstrou, para essas rochas, as reações crescentes até a produção de fusão (com base em texturas evidenciadas em Thompson, 1982) e as texturas retrógradas quando da fusão em resfriamento (com base em Ashworth e Mclellan, 1985). Correia (1986) e Simões et al. (1988) descrevem a produção local de "líquido" anatético, em micaxistos aluminosos (Grupo Araxá), sob metamorfismo Barroviano na zona da clanita, abaixo da isógrada da sillimanita.

Em ambos os casos, as condições de alta pressão da fase fluida aquosa (além de uma provável descompressão, sob as mesmas condições de temperatura, devido ao soergulimento e avanço sin-metamórfico dos terrenos) desempenhou um papel determinante na produção de fusão sob condições aquém da segunda isógrada da sillimanita (Fontellies, 1965; Thompson, 1982; Yardley, 1989).

Não as descreveu, com segurança, minerais índices, relictuais, das condições de pressão. No entanto, a ausência de um magmatismo granítico penecontemporâneo, a ausência de anatexia regional generalizada e a presença de anatexia local, abaixo da zona superior da sillimanita, sugerem condições báricas superiores às de um metamorfismo de baixa pressão (Miyashiro, 1961).

De fato, nos migmatitos descritos por Perrotta (1991), os leucossomas graníticos mostram texturas de substituição de biotita por sillimanita, o que levou aquela autora a admitir a reação: muscovita + quartzo + biotita + H_2O = sillimanita + fusão, demonstrada por Thompson (1982). Essa reação ocorre em um campo restrito de pressão e temperatura (fig.4.2), entre a isógrada clinita "out" e a "quebra" da muscovita em presença do quartzo.

Pode-se assim admitir condições compatíveis com metamorfismo de média pressão, onde o pico metamórfico estaria localizado entre pressões de 5,5 a 8,0 kbar e temperaturas de 700 a 725°C.

Assim, as rochas da porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande podem ter sido levadas, nesta orogênese, para condições de temperatura e pressão semelhantes àsquelas obtidas em profundidades crustais superiores a 20km, segundo as representações gráficas de Winkler (1976), desconsiderando-se o calor e pressões adicionais pelo intenso cisalhamento.

Esse metamorfismo decresceu claramente em direção ao Cráton do São Francisco. No limite externo e alóctone das supra-crustais da Faixa Alto Rio Grande a foliação S_1 corresponde a uma fina clivagem ardosiana, bem preservada e que grada do grau muito fraco a estílnomelano, o grau fraco em presença da biotita (Trouw et al., 1982; Trouw et al., 1984; Valeriano, 1986). Daí, as biotitas e muscovitas, miméticas ou não, são sempre descritas em meio a foliação S_2 ; um primeiro aparecimento da granada é admitido na S_1 por Heilbron (1985) e por Gonçalves (1986); a hornblenda passa a ser o anfíbólio estável.

Tal zoneamento metamórfico, aliado a ausência de dobramento D_1 e a presença de pequenas dobras em bainha, é compatível com uma intensa tectônica de empurrão. Acrescenta-se o fato da geometria das dobras ulteriores necessitar de superfícies dobradas (S_1 e pretéritas) dispostas, originalmente, próximas da horizontal.

Uma disposição Inversa das Isógradas de metamorfismo, bem descrita em diferentes zonas collisionais, sobretudo nos Himalaias (Barnicoat e Treloar, 1989; Mohan et al., 1989; Pecher, 1989), está intimamente associada a uma tectônica envolvendo grandes lascas de empurrão. Modelos de evolução de cavalgamentos, com simulação de pressão, temperatura e tempo (Shi e Wang, 1987), mostram que a frente da lasca de empurrão se resfria muito mais rapidamente que a sua raiz. O resfriamento e queda de pressão, com o soerguimento da estrutura; aliado ao aquecimento das lascas inferiores, pela justaposição sob as lascas superiores aquecidas, causam variação nas Isotérmicas e Isóbaras e podem levar a Inversões das Isógradas, sem rotação, no avanço da estrutura ao longo de um período de tempo (Thompson, 1976; Bhattacharyya, 1981).

Se não se pode falar em uma zonation metamórfica Inversa sem o mapeamento das Isógradas e o estabelecimento das relações geométricas entre elas e os principais contatos geológicos, pode-se comparar os padrões gerais de organização do metamorfismo. Assim, na ausência de critérios cinemáticos diretos, o padrão metamórfico e a sobreposição dos distintos ambientes paleogeográficos indicam, com razoável segurança, que o movimento relativo das lascas superiores de empurrão foi em direção ao Cráton do São Francisco; isto é, do domínio sul e ocidental da Faixa Alto Rio Grande para o seu domínio leste-setentrional. Este movimento relativo, no entanto, não permite caracterizar se o padrão de Imbricamento foi por *understacking* ou por *overstacking* (Davy e Gillett, 1986).

O mascaramento do caráter milonítico desta deformação deve-se ao crescimento, polimeta-mórfico, dos minerais, como já aventado por Trouw et al. (1980).

Finalmente, a preservação regional de paragéneses minerais, equilibradas sob diferentes condições máximas de temperatura (England e Richardson, 1984), depende do soerguimento (e erosão) do conjunto deformado. A taxa de soerguimento, no entanto, não deve ter sido muito lenta (Thompson e Ridley, 1987), na medida em que, atingido quase o limite com o grau forte, a manutenção ou as lentas modificações no gradiente térmico levariam, com o rebaixamento da pressão, ao cruzamento de campo da reação de quebra da muscovita em presença do quartzo (veja fig. 4.2), produzindo alumino-silicato, feldspato potássico e fusão (reação essa não descrita nos metassedimentos da Faixa Alto Rio Grande, ocidental).

Admite-se então um rápido soerguimento do cinturão orogênico, após o empilhamento por empurrões.

4.2.2. A sutura colisional e as megaestruturas associadas

A estrutura maior da orogênese Taguar é aquela que cresce, a uma plataforma rasa de margem passiva, os terrenos vulcanograuváquicos, turbidíticos, de ambiente ativo. Possui o caráter fundamental de um limite de placas, ou seja, de uma sutura colisional.

Como já foi exposto, as texturas miloníticas e estruturas cinemáticas, necessariamente desenvolvidas ao longo deste contato (e ao longo das estruturas contemporâneas), foram parcial a totalmente obliteradas pela recristalização mineral poli-metamórfica.

Apesar das condições de metamorfismo dos terrenos que afloram na região, não se tem exposições da raiz desta contraposição de placas. O contato se faz, sempre, entre os terrenos das metagrauvacas distais da Sequência Depositional Andrelândia, mesmo em faixas muito delgadas, sobre os quartzitos da Sequência Depositional Carrancas.

O zoneamento crustal deste limite tectônico fundamental é, em parte, evidente. No domínio "interno" ocidental da Faixa Alto Rio Grande as fatias dos substratos siálicos da microplaca (sobretudo o Complexo São Gonçalo do Sapucaí) aproximam-se dos quartzitos do microcontinente; o conjunto sob condições metamórficas do grau médio-zona da sillimanita. Em direção ao limite externo da Faixa Alto Rio Grande, tem-se a transição para pacotes de metagrauvacas, cada vez mais espessos, sobre os quartzitos e suas fácies de filitos e de filitos grafitosos, passando do grau médio para o grau fraco (veja fig. 4.12).

Este arranjo, aliado ao estreito paralelismo estrutural, de baixo ângulo, entre estas unidades metassedimentares incompatíveis, caracteriza como segmentos de um empurrão, o limite colisional da orogênese Taguar.

No domínio ocidental da Faixa Alto Rio Grande (mapa geológico anexo 1), este limite tectônico fundamental aflora em janelas estruturais, na "amêndoa" tardia a norte de Ouro Fino-MG e, principalmente, na região de Heliódora-MG.

Na primeira estrutura ele está balizado por uma "lâmina" das metagrauvacas distais, sob uma lasca de empurrão dos ortognaisses bandados do Complexo São Gonçalo do Sapucaí.

Na segunda estrutura, terminação periantiformal falhada do anticlinal tardio de Heliódora, as metagrauvacas distais, associadas aos leitos metavulcanossedimentares em meio a psamitos imaturos, admitidos como da borda interna da bacia de Inter-arco (Gnaisses Fazenda Nossa Senhora do Amparo e

Gnaisses Santa Quitéria), sobrepõem, concordantemente, os quartzitos plataformais Carrancas, ao longo de um contato entre as cidades de Lambari-MG e São Sebastião da Bela Vista - MG. Localmente observa-se, nos quartzitos subjacentes, dobras intrafoliais, de segunda fase (D_2), delineadas por uma foliação S_1 milonítica e recrystalizada.

No flanco sul do anticlinal tardio Heliadora, este empurrão principal está mascarado por limites transcorrentes ulteriores. Ali, contatos sub-verticais contrapõem o embricamento entre os Migmatitos Amparo e ortognaisses bandados do Complexo São Gonçalo do Sapucaí, com os Gnaisses Heliadora. No extremo oriental da área de estudo, região de Olimpo Noronha-MG, este limite tectônico tardio aproxima os Gnaisses Conceição da Pedra dos Quartzitos Carrancas.

A tectônica de empurrão associada a este limite colisional, apesar de ter se desenvolvido em níveis crustais profundos, assemelha-se a um sistema de cavalgamento com leques imbricados (Boyer e Elliott, 1982). É uma nappe de empurrão (Ramsay e Hubert, 1987), cuja quantidade de transporte é difícil de ser avaliada. Tem-se um trajeto mínimo de quase 300 km (atuais, isto é, pós encurtamentos sucessivos nas orogêneses posteriores superimpostas) entre as janelas estruturais de Ouro Fino e o limite com o domínio para-autóctone, na região a norte de São João Del Rei-MG.

A janela estrutural de Itapira (mapa geológico anexo 1 e fig. 4.3.) é outra complexa estrutura do sistema de cavalgamentos da orogênese Taguar. Representa o "assoalho", sobre o qual a zona paleogeográfica atribuída a bacia de retro-arco, cavalga o substrato silático da zona paleogeográfica atribuída a bacia de inter-arco.

A quantidade de transporte envolvida nesta nappe (cerca de 30-35km atuais) também deve ter chegado próxima da casa da centena de quilômetros.

Está controlada por uma estrutura antiformal inclinada, de 3ª fase, desenvolvida sob condições metamórficas do grau fraco, zona da biotita. Sua terminação pré-antiformal, aberta e orientada para N.NW, está orlada pelos Quartzitos Serra das Feixos, da Sequência Depositional Itapira. Estes Quartzitos, os Migmatitos Amparo e os Ortognaisses Serra Negra, constituem o flanco superior de uma nappe anticlinal, isoclinal e de segunda fase (D_2), desenvolvida em domínios profundos (zona da sillimanita). Esta estrutura alóctone dobra o limite principal de cavalgamento. A sequência ortognáissica bandada do Complexo São Gonçalo do Sapucaí constitui o núcleo da nappe anticlinal D_2 . O flanco inferior, que aflora no Intrado do antiforme D_3 , é constituído pelas metagrauvacas proximais (Gnaisses Ribeirão do Pantaleão).

FIG. 4.2 GRÁFICO PETROGENÉTICO PARA O METAMORFISMO NA FOLIAÇÃO S₁

-CIANITA-SILLIMANITA E SILLIMANITA-ANDALUSITA (YARDLEY, 1984)
 -DEMAIS REAÇÕES (THOMPSON, 1982)
 -TRAÇO GROSSO: POSSÍVEL REAÇÃO EM LEUCOSSOMAS NA S₁ - SUBSTITUIÇÃO DE BIOTITA POR SILLIMANITA (PERROTTA, 1991)
 MU - MUSCOVITA BI - BIOTITA KF - FELDSPATO POTÁSSICO
 QZ - QUARTZO ALS - ALUMINO-SILICATO

FIG. 4.3- MAPA DA JANELA ESTRUTURAL ITAPIRA E LOCALIZAÇÃO DOS PERFÍS GEOLÓGICOS

Os perfis da figura 4.4. procuram mostrar essa estrutura. Para tanto, sem pretensões a construir seções balanceadas (Dahlstrom, 1969; Hossack, 1979), procurou-se, esquemática e sucessivamente, retirar as megadobras superimpostas (sabendo-se que a vergência da nappe D_2 , no perfil, foi para W.NW). Obtem-se um complexo embricamento de fatias de empurrão, na lasca alóctone superior (fig.4.4), assemelhando-se a sistemas de duplexes laminados, que preservam suas rampas e possíveis vestígios de pilhas antiformais.

Essas estruturas, típicas de níveis estruturais superiores, podem sugerir os estágios rúptels iniciais da história da deformação contínua destes sistemas de nappes de cavalgamentos. História que precedeu o soterramento, estiramento dúctil e metamorfismo no grau médio, próximo ao limite com o grau forte.

Trouw et al. (1986) apresentam um mapa de Isógradas metamórficas no extremo nordeste da Faixa Alto Rio Grande; nele observa-se um cavalgamento (entre unidades plataformais da Sequência Depositional Carrancas e o substrato gnáissico-migmatítico) cortado pela isógrada da sillimanita (com clanita e estaurolita), desenvolvida na S_2 . Essa estrutura rúptil pode ter sido originada na orogênese Taguar (mapa geológico - anexo 2).

4.2.3. O registro geocronológico

A idade admitida para a foliação S_1 foi obtida na porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande, onde o metamorfismo, nesta foliação, atingiu temperaturas mais elevadas que o metamorfismo na foliação S_2 . Observou-se que as condições de metamorfismo na S_1 "tangenciou" a segunda isógrada da sillimanita e produziu as segregações quartzo-plagioclásicas dos bandamentos gnáissicos e as bandas graníticas anatéticas, onde a fusão se deu antes da "quebra" da muscovita.

Neste domínio, em granito gnaisses onde a foliação dominante é a S_1 e, em meio a qual, tem-se restos de textura hipidiomórfica primária - o Granito Gnaiss Taguar, Vasconcellos (1988) obteve a idade Rb-Sr de $1397 \pm 8,4$ Ma., com razão inicial de 0,7196 (fig.4.5). A alta relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial e a paragênese metamórfica fácies anfibolito destas rochas, permitem assumir (como o fez Vasconcellos, 1988) esse valor isocrônico como o "pico" da recristalização mineral na foliação S_1 .

Granito gnaisses semelhantes, que ocorrem em um maciço ovalado e de dimensões superficiais

FIG. 4.4- PERFIS GEOLÓGICOS NA JANELA ESTRUTURAL ITAPIRA E RECONSTRUÇÃO ESQUEMÁTICA DO SISTEMA DE CAVALGAMENTOS TAGUAR.

de cerca de 50 km², entre Itapira-SP e Águas de Lindóia-SP (mapa geológico - anexo 1), foram datados (Rb-Sr), nas proximidades de seu contato norte-oriental, por Artur (1980). O resultado Isocrônico de 1443 ± 160 Ma., com razão inicial de 0,7275 (fig. 4.6), é perfeitamente compatível com o dado anterior.

Valores próximos a 1400 Ma. (tabela 4.1) foram obtidos em mesossomas de Migmatitos Amparo (Artur, 1988) e em ortogneisses bandados do Complexo São Gonçalo do Sapucaí, na janela estrutural de Itapira (Tassinari, 1988).

Ainda em domínios do Ciclo Tectônico Uruaçuano, Teixeira (com. verbal) obtém isócronas Rb-Sr de 1439 ± 6 Ma. (r_0 de 0,7418) e de 1372 ± 403 Ma. (r_0 de 0,7617), em gnaisses e migmatitos (respectivamente) atribuídos ao Complexo Campos Gerais (Cavalcante et al., 1979).

Neste período do Proterozóico Médio (há cerca de 1400 Ma.), parece ter ocorrido, em distintos ciclos orogênicos, episódios metamórficos intensos, caracterizando um estágio contraccional e agregador nas imediações do Cráton do São Francisco (tabela 4.2).

4.3. OROGÊNESE ANDRELANDIANA

4.3.1. Generalidades

A estrutura regional dominante, preservada das faixas miloníticas subseqüentes, é a estrutura metamórfica conferida pelos arranjos texturais granoblásticos, granoblásticos e lepidoblásticos, granoblásticos e nematoblásticos, entre grãos minerais que passam de granulações muito finas a grossas.

Representa a recristalização mineral, estatisticamente orientada em superfícies planas, estas ortogonais ao esforço compressivo principal. Esforço este responsável pela aproximação e empilhamento final, de S.SW para N.NE, da Faixa Alto Rio Grande em relação ao Cráton do São Francisco. Como será admitido, respondeu ao fechamento completo do espaço oceânico e/ou das bacias deposicionais do ciclo Uruaçuano. Esta última sutura, se preservada das orogêneses ulteriores, encontra-se na Faixa Uruaçu-Brasília, fora dos domínios da Faixa Alto Rio Grande.

Os elementos estruturais desta deformação, que nas unidades litológicas oriundas do ciclo Uruaçuano são de segunda (2ª) fase, podem ser descritos na maioria dos afloramentos da região. Preservaram-se, da recristalização mineral metamórfica, principalmente aqueles elementos associados às

FIG.4.5- ISÓCRONA Rb-Sr PARA O GRANITO GNAISSE TAGUAR À NORTE DE OURO FINO-MG (EXTRAÍDA DE VASCONCELLOS, 1988)

FIG. 4.6- ISÓCRONA Rb-Sr PARA O GRANITO GNAISSE TIPO TAGUAR À OESTE DE ÁGUAS DE LINDÓIA - SP (EXTRAÍDA DE ARTUR, 1980)

Tabela 4.1 - Valores isocrônicos Rb-Sr para a orogênese Taguar na Faixa Alto Rio Grande - foliação S_1

Unidade	Rb-Sr Ma.	Razão Inicial	Ref.
Granito Gnaíse Taguar	1397 $\pm$ 8,4	0,7196	4
Granito Gnaíse Taguar	1443 $\pm$ 160	0,7275	1
Mesossoma Migmatito Amparo	1320 $\pm$ 40	0,7145	2
Gnaíse Bandado Complexo São Gonçalo do Sapucaí	1419 $\pm$ 78	0,7048	3

1.Artur (1980), 2.Artur (1988) e Artur et al. (1988), 3.Tassinari (1988), 4.Vasconcellos (1988).

Tabela 4.2 - Resultados isocrônicos Rb-Sr e Pb-Pb referentes a metamorfismo contemporâneo a orogênese Taguar, fora dos domínios da Faixa Alto Rio Grande imediações sul e leste do Cráton do São Francisco.

Unidade	Valor isocrô- nico em Ma	Relação isotó- pica	Ref
Anfibólio gnaíse microporfiroclástico de composição granodiorítica do Complexo Campos Gerais, a sudoeste de Alpinópolis (MG).	Rb-Sr 1439 $\pm$ 6	r_o 0,7418	6
Anfibólio biotita gnaíse migmatítico do Complexo Campos Gerais, a sudoeste de Alpinópolis - MG.	Rb-Sr 1372 $\pm$ 403	r_o 0,7617	6
Gnaíses dos terrenos granito-gnáissicos da borda leste do Grupo Espinhaço, na região de Guanhães (MG)	Rb-Sr 1438 $\pm$ 67	r_o 0,7250	5
Gnaíse porfiroclástico na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, região de Del- fim Moreira (SP)	Pb-Pb 1371 + 504 - 759	μ_1 8,126	3
Granulitos na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, região norte de Bragança Paulista(SP)	Pb-Pb 1583 + 935 -1583	μ_1 8,151	2
Hornblenda-biotita nebulito granito gnáissico do Complexo Rio Capivari, substrato alóctone do Complexo Embu, região de São José dos Campos(SP).	Pb-Pb 1388 $\pm$ 290	μ_1 8,15	1

1.Babinski (1988), 2.Basei (inédito), 3.Kawashita (inédito), 4.Tassinari (1988), 5.Teixeira et al. (1990), 6. Teixeira (inédito).

estruturas dobradas. As dobras de diversas ordens e escalas, rompidas ou intrafoliais, isoladas ou em padrões holomórficos contínuos, são as estruturas mais evidentes desta deformação orogênica. No geral são parasitas de nappes anticlinais, empilhadas ao longo de superfícies de cavalgamentos.

4.3.2. A foliação e S_2 e o metamorfismo Barroviano

No domínio ocidental da Faixa Alto Rio Grande, a foliação S_2 caracteriza o plano principal de recrystalização mineral das unidades supra-crustais.

Nas rochas quartzíticas corresponde ao arranjo granoblástico dos grãos elipsoidais e adelgaçados, iso-orientados de quartzo. A forma dos grãos individuais está controlada pela dissolução por pressão, difusão nos limites dos grãos e precipitação, seguida de intensa recrystalização. Confere, no geral, uma estrutura de aspecto tectonicamente primário. Um rearranjo de grãos de quartzo, também deformados e recrystalizados na foliação S_1 e dispostos em microdobras apertadas e sanfonadas, em meio a textura granoblástica S_2 , evidencia, localmente (em zonas de charneiras), o caráter secundário desta foliação (fig 4.7.A). Corresponde, na maioria das vezes, ao deslocamento principal da rocha.

Nas rochas metapelíticas a S_2 é predominantemente um bandamento diferenciado onde destacam-se leitos de filosilicatos, alternados com leitos ou micrólitos lenticulares quartzosos. Nos leitos micáceos a clivagem (001) orienta-se paralelamente ao microbandamento, enquanto, enquanto que, nos micrólitos quartzosos, os filosilicatos dispõem-se obliquamente; no geral estão encurvados e denotam intenso microdobramento (fig.4.7.B). Nos micrólitos, quando os minerais micáceos, mais grossos, dispõem-se em formas sanfonadas, eles representam uma recrystalização mimética, em arcos poligonais, de filosilicados pretéritos que delineavam as microdobras (fig. 4.7.C).

Este bandamento diferenciado (Williams, 1972; Hobbs et al., 1976) representa a evolução de uma clivagem de crenulação zonal (Powell, 1979; Davis, 1984) submetida a condições crescentes de encurtamento e de temperatura. O mecanismo de dissolução por pressão (Durney, 1972) é responsável pelo processo de migração do quartzo (calcita, plagioclásio, opacos) dos domínios de maior deformação (flancos de microdobras), domínios estes em que concentram-se, passivamente, os minerais micáceos (Nicholson, 1966).

Nos estágios iniciais de desenvolvimento de um bandamento (ou microbandamento)

diferenciado é necessário que a clivagem superimposta (no caso a S_2) encontre-se com uma orientação fortemente oblíqua em relação a xistosidade anterior (S_1), crenulada. Esse processo desenvolve-se sob condições metamórficas no grau fraco (Morris, 1981), onde a dissolução-difusão-redeposição dos grãos solúveis e o realinhamento dos grãos insolúveis, responde por um encurtamento de até 70% do material pelítico (Gray, 1979; Gray e Durney, 1979).

A recristalização mineral em grandes proporções, com o incremento de temperatura, é um processo dominante nos estágios finais da deformação. É pós-cinemática no caso frequente dos arcos poligonais (Bard, 1986). Por outro lado, o avanço do metamorfismo leva a uma maior homogeneização estrutural, mascarando o bandamento diferenciado por nucleação de minerais solúveis nos domínios micáceos e pelo avanço das micas nos micrólitos (Bell e Rubenach, 1983).

Nas rochas gnáissicas e/ou nos ortognaisses e migmatitos antigos, fora da zona de charneira de dobras mesoscópicas, ou em domínios onde a orientação original S_1 está fora do campo de encurtamento da deformação responsável pela S_2 , observou-se o predomínio de uma única xistosidade ou bandamento gnáissico. Nestes casos, a recristalização metamórfica na S_2 recupera os minerais da foliação S_1 e não gera novas superfícies XY de deformação. A S_2 representa aí o produto das deformações finitas D_1 e D_2 .

O caráter essencialmente heterogêneo da deformação possibilita a preservação, a nível de amostra, das diferentes estruturas representativas dos distintos estágios de evolução da S_2 .

Localmente tem-se dobras sem raiz, isoclinais adelgaçados e estirados, descontínuos, esparsos e rompidos dentro da recristalização mineral S_2 . São, no geral, estruturas centi-decímétricas, desenvolvidas em domínios onde a superfície dobrada paraleliza-se à direção de cisalhamento simples em estágio precoce, rúptil.

A recristalização mineral na S_2 encontra-se, por todo o domínio ocidental da Faixa Alto Rio Grande, no grau médio, zona da sillimanita. As principais paragêneses minerais estáveis nesta foliação são:

- quartzo, muscovita, biotita, oligoclásio-andesina, sillimanita, granada, clanita e estauroilita, nas rochas metapelíticas e nas metagrauvacas;

- hornblenda, biotita, (clinopiroxênio), nos gnaisses quartzo-feldspáticos;

- hornblenda, diopsídio, labradorita e biotita (granada e feldspato potássico), nos gnaisses calcossilicáticos;

- hornblenda, andesina-labradorita e biotita, (granada e diopsídio), nas rochas metabásicas;

- antofilita, talco e serpentina (clorita) nos xistos ultramáficos.

Todas elas são compatíveis com a zona sillimanita nas rochas pelíticas (O'Hara, 1967; Winkler, 1976; Yardley, 1989), onde a paragênese é de metamorfismo de pressão intermediária, tipo barrovião. Metamorfismo este sintetizado em diversos estudos nos pelitos do domínio oriental da Faixa Alto Rio Grande (Trouw et al., 1980; Trouw et al., 1982; Trouw et al., 1984; Trouw et al., 1986), onde as principais isógrads (granada, com biotita e cloritóide; estaurolita e cianita com granada; sillimanita com cianita, estaurolita e granada) foram mapeadas.

A história do aprofundamento crustal, com aumento de pressão e temperatura e posterior rebalçamento destas condições, com o soerguimento da pilha metamórfica, está impressa, não só nas reações minerais progressivas e de retorno, mas também na forma dos porfiroblastos, na trajetória de suas inclusões internas em relação à xistosidade externa e nos aspectos estruturais da rocha (Bell, 1985; Jamieson e Vernon, 1987; Ramsay e Huber, 1987).

Granadas arredondadas e de contornos nítidos, moldados pelos minerais micáceos, ocorrem como porfiroblastos poliquiloblásticos. Neles as inclusões internas delineam crenulações zonais, descontínuas com a foliação externa não curvilinear. Elas ocorrem também, como a estaurolita, em cristais alongados na S_2 e com inclusões internas em uma trajetória plano e paralela à foliação externa. A estaurolita, por sua vez, pode ocorrer como inclusões nos cristais de granada.

Essas condições indicam o aparecimento da granada ainda sob condições do grau fraco, quando a foliação S_2 admitia processos de dissolução por pressão, congelada como crenulação zonal da foliação S_1 . A passagem pela isógrada da estaurolita foi preservada, como relíquia inclusa, no crescimento contínuo da granada em cristais sub-arredondados. Ambos os minerais reapareceram, alongados, nos estágios pós-cinmáticos. A granada também participou das reações de aparecimento da cianita e, com o aumento da temperatura, da sillimanita e, tanto ela, quanto a cianita, reapareceram no retorno do metamorfismo, sobrepondo a sillimanita (Perrotta, 1991).

Assim, no interior da primeira isógrada da sillimanita, pode-se recuperar a evolução crustal, soterramento e soerguimento, das estruturas da segunda fase.

A preservação das assembléias minerais de pressão intermediária caracteriza a rápida ascensão dos terrenos; a curva de evolução do metamorfismo, nestes casos, é fechada (Thompson e Riddley, 1987) e com pequena abertura do arco de retorno (fig. 4.8).

FIG.4.7 EXEMPLOS DA FOLIAÇÃO S₂ FIG.4.8-CURVA DO METAMORFISMO NA S₂ (PERROTTA, 1991) E COMPARAÇÃO COM AS FORMAS DAS TRAJETÓRIAS DE METAMORFISMO PRESERVADO SOB RÁPIDO E LENTO SOERGUMENTOS (THOMPSON E RIDLEY, 1987)

As reações de quebra da muscovita, em presença da fase fluída aquosa e de quartzo, ou de quartzo e biotita, produzindo alumino-silicato e fusão, não foram descritas nos metapelitos nem nas metagrauvas. Assim, admite-se que a trajetória do metamorfismo não entrou no campo da 2ª isógrada da sillimanita.

São frequentes, no entanto, filões granitóides holo-leucocráticos, no geral esbranquiçados e centí-decímétricos, sub-paralelos a foliação S_2 , ou em zonas surrelhas de *boudins* admitidos nesta fase. No extrado de dobras e subparalelamente aos seus planos axiais S_2 , a superimposição destas injeções nos migmatitos estromáticos antigos, confere uma estrutura de aspecto dicionário.

4.3.3. As nappes anticlinais

A foliação S_2 é plano axial de um intenso dobramento, recuperado da escala microscópica às estruturas megascópicas, quilométricas. Os contatos litológicos, os bandamentos gnáissicos e as estruturas estromáticas são as principais superfícies de referência, a nível mesoscópico, deste dobramento.

As intersecções entre a foliação S_2 e as superfícies dobradas conferem uma associação de lineações de intersecção L_2 ($L_2 = S_2/S_1$, ou $S_2/S_n \times S_{n-1}$, $L_2 = S_1/S_2$ ou $S_n \times S_{n-1}/S_2$), paralelas às estruturas cilíndricas e colunares - B_2 (destacadas de zonas de charneiras, ou das pequenas estruturas tipo *cusped-lobate folds*) e de locais orientações de crescimento mineral.

Morfologicamente são dobras recumbentes a suavemente inclinadas, no geral sub-horizontais (Flouty, 1984), que alternam-se em padrões parasitas assimétricos (dobras em S e em Z) e simétricos (dobras em M), controlados pela disposição em uma dobra maior (Ramsay, 1958), que, por vezes, estão preservadas só interfoliarmente.

Possuem charneiras espessadas (dobras anisópacas) onde, em perfil, a abertura do arco interno é menor que a abertura do arco externo (sub-classe IC). Nos ritmitos pelito-psamíticos a geometria na sub-classe 1C dos níveis psamíticos alterna-se, nos níveis pelíticos, com dobras na classe 3 (abertura de arco interno maior que a do arco externo). Essas dobras (tipo isopácas achatadas) derivam-se do incremento de uma deformação homogênea sobre estratos competentes, já flexurados por *buckling* (Ramsay, 1967; Ramsay e Huber, 1983 e 1987). A amplitude e o comprimento de onda do dobramento estão controlados

pelos contrastes de competência-viscosidade entre os níveis dobrados (Ramberg, 1964; Ramsay, 1982).

As figuras 4.1 e 4.9 representam os padrões mais frequentes das pequenas dobras de segunda fase-D₂.

O caráter recumbente original destas estruturas, confirmado na geometria cilíndrica dos dobramentos subsequentes, dificulta, na ausência de critérios primários de polaridade, o estabelecimento da posição e da vergência das dobras. O sentido de transporte, em direção ao Cráton do São Francisco, é estabelecido, sobretudo, com base em relações indiretas, quais sejam:

- na sua organização, o metamorfismo barroviano decresce na direção do Cráton do São Francisco, até o domínio autóctone, isto é, do interior para o exterior do sistema de dobramentos;
- as dobras D₂, nas proximidades do limite externo do sistema de dobramentos, são, na origem, moderadamente inclinadas e admitem, como plano axial, uma clivagem ardoslana a fino bandamento diferenciado inclinado para sul (Valeriano, 1986; Noce, 1987), a vergência, aí, aponta para norte;
- a distribuição regional e coerente dos quartzitos plataformais da Seqüência Depositional Carrancas, mesmo que descolados sobre o complexo ortognáissico-gnáissico-migmatítico antigo (em parte Gnaisses Hellodora) permite, na relação "embasamento-cobertura", estabelecer um critério estratigráfico passível de definir a posição das dobras maiores, daí seu transporte.

A superposição, em orogêneses subsequentes e sob condições metamórficas de grau mais baixo, de importantes zonas de cisalhamento impede que se associe a esta fase, com razoável segurança, as pequenas estruturas com indicações cinemáticas. Verifica-se, ao contrário, que as mesoestruturas rúpteis, desenvolvidas nos estágios iniciais da deformação, possuem seus limites miloníticos mascarados pelo avanço da recristalização mineral e pelas condições dúcteis que se seguiram na deformação contínua (fig.4.10).

Assumindo-se então, que o transporte geral das estruturas de segunda fase se fez em direção ao Cráton do São Francisco, pode-se recuperar a posição dos dobramentos maiores D₂. O reconhecimento dos flancos inferiores e superiores, bem como das zonas de charneiras, definidas pelos dobramentos parasitas, permite caracterizar um padrão de megadobras anticlinais, antifórmicas ou sínfórmicas.

Estes anticlinais, que são estruturas essencialmente isoclinais nos intrados, chegam a possuir, com certa frequência, flancos inversos superiores a 10km. Empilham-se anticlinais sobre anticlinais, sem a interposição de dobras sinclinais. São recumbentes e/ou alóctones, do tipo nappes.

FIG. 4.9 ESQUEMAS DE PEQUENAS DOBRAS D_2

EXEMPLO DE CAVALGAMENTO CEDO - S_2 , INJEÇÃO GRANÍTICA E DOBRAMENTO SIN- S_2

FIG. 4.10- DEFORMAÇÃO RÚPTIL SEGUIDA DE DEFORMAÇÃO DÚCTIL AO LONGO DA S_2 .

Observa-se, que a despeito da intensa repetição estratigráfica decorrente do fatiamento pela orogênese Taguar, a maioria das nappes mapeadas (fig.4.11) possuem um núcleo ortognálssico-migmatítico mais antigo. Nappes, ou dobras recumbentes, com supra-crustais no interior, também podem ocorrer, graças a estas repetições estratigráficas precedentes.

As nappes anticlinalis, se passíveis de serem evidenciadas em perfis regionais detalhados, foram demonstradas nos mapeamentos de detalhe (Vasconcellos, 1988; Peloggia, 1990; Perrotta, 1991). O limite rúptil entre as estruturas, anticlinalis empilhadas não é, no entanto, marcado por falhas miloníticas. Se, no geral, encontra-se ligeiramente oblíquo ao plano axial das estruturas este limite é, em cada domínio analisado, essencialmente paralelo a S_2 e recuperado na sua recristalização metamórfica. Assim, o limite entre as nappes anticlinalis contíguas aparece, em mapa geológico, como um contato litológico a partir do qual repetem-se as unidades, após a preservação, local, de inversões da sequenciação litoestratigráfica.

O limite rúptil entre as nappes anticlinalis é, assim, uma estrutura precoce, cedo-metamórfica.

A história destas estruturas admite um estágio rúptil de cavalgamento, que paraleliza-se às camadas, mas que tende, na direção do transporte, a galgar as unidades estratigráficas superiores, em rampas. Gera duplexes com pilhas antiformalis imbricadas, onde o incremento do cisalhamento simples regional, com o aprofundamento crustal, leva ao encurtamento no interior do pacote em movimento, desenvolvendo dobras por *buckling* nos estratos mais competentes. O máximo da deformação por cisalhamento vai concentrar-se na base das nappes, levando os planos axiais das dobras a paralelizarem-se com o plano geral de deslocamento. Este modo de deformação é discutido por Ramsay e Huber (1987) para as nappes anticlinalis Helvéticas.

A forma essencialmente isoclinal e com poucas dobras parasitas, das nappes anticlinalis mapeadas na região de São Gonçalo do Sapucaí-MG (nappe Ribeirão do Cafundó, nappe Serra do Quilabelo e nappe Rio Sapucaí, Perrotta et al., 1989; Perrotta, 1991), é característica de domínios no intrado destas estruturas. Contrapõem-se a uma disposição de extrado, mapeadas em Ouro Fino-MG (Vasconcellos, 1988), onde as dobras são mais assimétricas e os limites rúptels truncam a sequenciação litoestratigráfica pós S_1 (fig.4.11).

A orientação das dobras e nappes D_2 , intensamente controlada pelas deformações subsequentes, é para E.NE-W.SW. Infiete-se, mais a oeste, após o "corredor" Ouro Fino- Pouso Alegre (MG), à direções próximas a NS e dobrando-se para EW a sul de Amparo (SP). As lineações de

FIG. 4.II-PERFÍS GEOLÓGICOS — NAPPES ANTICLINAIS D₂

Intersecção, os eixos B_2 e as lineações minerais são, estatisticamente, paralelas a essas direções (Campos Neto e Basel, 1983; Basel et al., 1986; Vasconcellos, 1988; Peloggia, 1990; Perrotta, 1991).

4.3.4. O registro geocronológico

Os micaxistos das Sequências Depositionais Andrelândia e Carrancas, que se encontram na região de Andrelândia-MG, constituem-se nos melhores traçadores da idade da foliação S_2 . Encontram-se na zona da clanita e, predominantemente, na zona da sillimanita e apresentam importante crescimento mineral tardi a pós-cinematismo. Gonçalves (1986) descreve as relações entre o metamorfismo e a história da foliação S_2 e não reconhece, com segurança, a mineralogia da foliação S_1 ; descreve, para esta estrutura, apenas raros fantasmas mimetizados de minerais micáceos. A foliação S_3 , posterior, é uma clivagem de crenulação não metamórfica, ou no grau muito fraco.

As isócronas Rb-Sr realizadas nestas rochas (Hellbron et al., 1989) dão valores em torno de 1.100 a 950 Ma., com razões iniciais entre 0,7016 e 0,722 (tabela 4.3). Um desequilíbrio isotópico há 980 ± 40 Ma. (r_0 de 0,7171) é obtido para os ortognaisses migmatíticos de Seritinga, metamorfisados no Proterozóico Inferior.

No domínio ocidental da Faixa Alto Rio Grande, Artur (1980) registrou, para o granito-gnaíssico tipo Taguar, um desequilíbrio isotópico a 1140 ± 88 Ma. (tabela 4.3).

Esses valores são coerentes com dados K-Ar em anfibólios em torno de 1.100 Ma. (Artur, 1980 e Hellbron et al., 1989) e em biotita e anfibólio com cerca de 950 Ma. (Cavalcante et al., 1979; Hellbron, 1989), também discriminados na tabela 4.3..

Valores K-Ar em micas entre 900 a 1.100 Ma. tem sido encontrados, sistematicamente, por Teixeira (com.verb.) no Complexo Campos Gerais, próximo ao contato alóctone do Grupo Canastra.

A comparação entre os dados isocronicos Rb-Sr e os valores K-Ar para o resfriamento das condições de fácies anfibolito, sugerem que o pico metamórfico da orogênese Andrelandiana foi obtido em torno de 1.100 Ma..

4.4. O CICLO URUAQUANO E ORÓGENESES SUPERPOSTAS NA FAIXA ALTO RIO GRANDE

Tabela 4.3 - Resultados isocrônicos Rb-Sr e valores K-Ar para o metamorfismo na foliação S₂ - Orogênese Andrelandiana na Faixa Alto Rio Grande.

Unidade	Resultado em milhões de anos	Relação Isotópica inicial	Ref.
Granodiorito gnaíse migmatito, provavelmente dos Migmatitos Amparo. Amostragem a sul de Seritinga (MG).	Rb-Sr 980 ± 40	0,7171	3
Granito Gnaíse tipo Taguar. Arredores da Pedreira da Fazenda Fortaleza, oeste de Águas de Lindóia (SP).	Rb-Sr 1140 ± 88	0,7343	1
Estauroilita-cianita-sillimanita-granada biotita xistos plagioclásticos. Sequência Depositional Andrelandiana. Andrelandia (MG).	Rb-Sr 1048 ± 60	0,70167	3
Granada-cianita-sillimanita-biotita gnaíse da Sequência Depositional Andrelandiana. Arantina (MG)	942 ± 72	0,7222	3
Cianita-sillimanita-granada-muscovita quartzo xisto da Sequência Depositional Carrancas. Leste de Arantina (MG)	1006 ± 84	0,71404	3
Anfibólio em anfibolito encravado em gnaisses do Complexo São Gonçalo do Sapucaí na janela estrutural de Itapira. Itapira (SP).	K-Ar 1103 ± 20		1
Anfibólio em anfibolito encravado em gnaisses localizados na extensão oriental dos Gnaisses Heliodora. Minduri (MG).	K-Ar 1086 ± 42		3
Anfibólio em anfibolito granítico ro descrito nas proximidades de Varginha (MG).	K-Ar 917 ± 23		2
Biotita em gnaíse do limite norte da Faixa Alto Rio Grande, a norte de Madre de Deus de Minas (MG).	K-Ar 946 ± 57		3

1. Artur (1980); 2. Cavalcante et al (1979); Heilbron et al (1989)

Os registros iniciais do ciclo Uruaçuano, condicionado por um fraturamento extensivo, por um magmatismo básico ou plutônico anorogênico, ou ainda por um vulcanismo associado ao estágio rifte inicial, são ainda desconhecidos. Granada anfibolitos (basaltos toleíticos continentais), intrusivos nos depósitos oriundos das bacias de *back-arc*, podem representar episódios avançados deste regime tectônico; no entanto não estão geocronologicamente assinalados.

Admite-se, indiretamente, que a fragmentação do microcontinente aglutinado nas orogêneses sucessivas do Proterozóico Inferior, responsável pela abertura dos espaços oceânicos do ciclo, tenha se dado a cerca de 1,7 bilhões de anos.

Dos distintos segmentos paleogeográficos deste ciclo, a Faixa Alto Rio Grande (FARG); representa os depósitos de uma bacia de *back-arc*, estabelecida em parte sobre substrato silático de uma microplaca a deriva; bem como os depósitos transgressivos de sistemas deposicionais costeiros, em uma bacia de margem divergente e sobre delgados registros de um estágio rifte precursor.

O período de maior expansão das bacias de deposição está registrado em associações litológicas do tipo "quartzito-pelito-carbonática" (QPC), no microcontinente e do tipo "vulcânica bimodal-arcólio-conglomerática" (BVAC), na microplaca (segundo os agrupamentos litológicos das sucessões supracrustais proterozóicas de Condle, 1981 e 1989).

No microcontinente, a sedimentação cíclica da Seqüência Depositional Carrancas (quartzito-pelítica, originada do intemperismo e erosão de um material silático de composição geral granítica) transiciona, para fora dos domínios FARG, aos ciclos deltálicos dos sistemas deposicionais costeiros tipo Canastra (estudados por Campos Neto, 1984a) e, em parte, aos metapelitos, metapsamitos e metacarbonatos tipo Araxá (da região de Pirenópolis, GO e sudoeste de Brasília, DF.).

Na microplaca, depósitos de origem vulcânica epiclástica (Fisher e Schmincke, 1984), de curta residência crustal, serviram de fonte para as seqüências vulcano-grauváquicas proximais e distais, em relação a um arco vulcânico cálcio-alcálico. Constituíram a Seqüência Depositional Andrelândia. Nos domínios mais distais, esses depósitos associaram-se aos ritmitos pelito-psamíticos, tipo turbidíticos. Delgadas e frequentes rochas metabásicas, denotando intenso magmatismo basáltico de diferentes ambientes tectônicos, estão intercaladas e, quando melhor estudadas, podem vir a constituir um excelente traçador da evolução da microplaca.

O espesso pacote metapelítico, também tido como Grupo Araxá, que se sobrepõem aos

metapsamitos Canastra, no sudoeste de Minas Gerais, na estrutura sinformal de Passos (Correia, 1986; Simões et al., 1988; Simões e Valeriano, 1990), pode corresponder à extensão do registro sedimentar destas bacias epi-suturais.

Os metapsamitos Imaturos da Sequência Depositional Itapira, associados a um episódio contraccional das bacias, sobrepuaram-se aos depósitos proximais da bacia de *back-arc*, a partir de uma sequência sedimentar condensada. Marcaram a estagnação da atividade vulcânica e, provavelmente, "conviveram" com um plutonismo maduro, terminal da evolução do arco magmático.

Esses últimos registros sedimentares podem corresponder aos estágios de fechamento da bacia marginal, aproximando o arco vulcânico do microcontinente. Não há evidências de obducção de crosta oceânica, mas existem testemunhos de basaltos toleíticos de fundo oceânico, nas delgadas lascas de rochas anfíbolíticas em meio às metagrauvacas. Admite-se então o consumo desta placa por subducção, deixando, na sua retaguarda, lascas em cunhas de empurrão (segundo modelo de Dewey e Bird, 1970).

O final dos estágios evolutivos (expansivos e contraccionais) das bacias de deposição do Ciclo Uruaçuano, no domínio da FARG, se deu com a colisão frontal da microplaca com o microcontinente. O fechamento do espaço oceânico da bacia marginal, com a colisão continente-arco, determinou, na FARG, a orogênese Taguar (sub-ciclo orogênico no sentido de Aubouin, 1984).

A orogênese Taguar, registrada há 1,4 bilhões de anos, lançou o domínio deposicional de *back-arc*, com seu substrato sílico, sobre os depósitos plataformais da margem divergente, avançando até os depósitos autóctones, na borda de um domínio estável - o Cráton do São Francisco (CSF).

Essa sequência de eventos, é análoga, nos seus traços gerais, a evolução ordoviciano e devoniano do cinturão cordilheirano do noroeste da América do Norte (Churkin, 1974).

O caráter de sub-ciclo, não terminal, da orogênese Taguar assemelha-se, no Mesozóico, ao fechamento do paleo-*Tethys*, com a colisão do continente Cimmeriano com a Laurásia (Sengor, 1979). Outros exemplos podem ser procurados nas pequenas e restritas colisões, que fecharam espaços marinhos do *Tethys*, do domínio mediterrâneo; devido a abertura atlântica, ao complexo rifteamento do sul da Europa e norte da África e devido a rotação anti-horária do continente africano (as colisões dos fragmentos de Apúlia, Carnícs, Pelagônia e Turquia; Dewey et al., 1973; Condle, 1989).

Na FARG a acreção do domínio de *back-arc* (com características de terrenos alóctones), sobre os depósitos costeiros do microcontinente, é a principal estrutura da orogênese Taguar. A linha de contato

entre essas unidades tectônicas incompatíveis representa a sutura, polideformada, desta colisão. A deformação se deu pelo avanço, tipo alpino, de um sistema de grandes empurrões, em um regime regional de cisalhamento dúctil. Este complexo de cavalgamentos chegou, na sua retaguarda, a profundidades crustais no limite com a anatexia, sob condições de média pressão (entre 20 e 30km de profundidade?). Isto, provavelmente, deveu-se ao soterramento sob a lasca (quente ?) do arco magmático.

A fig. 4.12 procura esquematizar as principais estruturas deste sistema colisional de cavalgamentos.

Para a preservação do registro metamórfico na foliação S_1 e, sobretudo de reações minerais desenvolvidas sob condições de pressão intermediária, foi necessário um rápido soerguimento da pilha metamórfica e intensa erosão das lascas alóctones superiores.

Na Faixa Brasília, fora da influência deste arco insular, os efeitos da orogênese Taguar foram brandos e, sobretudo, atuaram no controle da sedimentação. Teve-se o avanço marinho sobre o microcontinente subsidente e a evolução do margem continental passiva, após os sucessivos ciclos deltáicos, para o crescimento de complexos recifais e estabelecimento de rampas carbonáticas. Estas passaram, lateralmente e em direção ao mar aberto, às fácies turbidíticas terrígenas. Esse episódio deposicional, baseado no registro estromatolítico (Dardenne, 1979; Campos Neto, 1979) e limitado pela orogênese subsequente, se deu entre 1350 Ma. e 1150 Ma.. Ele foi característico do topo do Grupo Paranoá (Alvarenga e Dardenne, 1978; Marini e Fuck, 1981; Guimarães et al. 1986; Fuck et al., 1988).

Neste domínio, os depósitos costeiros Canastra sofreram um arqueamento anticlinal (paleo-arco Canastra, Campos Neto, 1979 e 1984b), promovendo uma bacia conglomerática na sua retaguarda (Formação Iblá) e uma bacia de *fore-land*, lagunar, sobre o complexo recifal Vazante (a Sequência de Cobertura; Campos Neto, 1984a). Este arqueamento anticlinal pode ter sido o precursor do rompimento e avanço, em empurrão, do Grupo do Canastra, na Faixa Brasília.

Cerca de 250 milhões de anos separaram a colisão do arco insular, do fechamento final das bacias de deposição do Ciclo Uruaçuano. A colisão entre o CSF com outra margem continental (a oeste), marcou o sub-ciclo orogênico terminal deste ciclo tectônico do Proterozóico Médio.

Na Faixa Brasília (centro-setentrional) essas deformações não se superpuseram, a um metamorfismo anterior. Campos Neto, (1984b), mapeou uma única foliação tectônica primária nos Grupos Canastra e Paranoá no oeste de Minas Gerais.

FIG. 4.12. ESQUEMA PARA O SUB-CICLO OROGÊNICO TAGUAR (1, 4b, d.)-COLISÃO ENTRE O ARCO MAGMÁTICO E A MARGEM PASSIVA.

Na FARG essa orogênese foi registrada há cerca de 1150 milhões de anos - a orogênese Andrelandiana, que voltou a soterrar, em mais um avanço contra o CSF, a pilha metamórfica.

No domínio interno da FARG estas deformações admitiram um estágio de sistema de cavalgamentos e evoluíram para a justaposição de nappes anticlinais. Incluíram-se em posições crustais elevadas e chegaram, no auge metamórfico, às condições da primeira isógrada da sillimanita em presença de cianita (isto é, em torno de 700°C de temperatura por 7,5 kbar de pressão). Geraram a foliação S_2 , dominante por toda a FARG.

O cisalhamento dúctil a que foi submetido todo o pacote ocidental da FARG, admitido no mecanismo de geração das nappes anticlinais), pressupõe uma placa, ou superior e em "vagem" contra o CSF.

O rápido soerguimento da pilha metamórfica, evidenciado pelo tipo de curva de retorno do metamorfismo andrelandiano, permitiu que o fluxo térmico e a subsidência migrassem para o CSF. Possibilitou, na frente do cinturão orogênico-montanhoso, a instalação do mar epicontinental Bambuí.

Um magmatismo básico, individualizado do manto há cerca de 1.000 Ma. (segundo as sugestões de idade modelo Sm/Nd em anfíbolitos na porção oriental da FARG, Hellbron et al., 1989), parece registrar o estágio pós-tectônico (ou anorogênico) do Ciclo Tectônico Uruaçuano.

CAPÍTULO 5 - A NAPPE DE EMPURRÃO SOCORRO-GUAXUPÉ E O CICLO TECTÔNICO BRASILIANO - ARCABOUÇO GERAL

5.1. CONTEXTO TECTÔNICO

Os terrenos da Nappe de Empurrão Socorro Guaxupé constituem-se, no seu conteúdo magmático-plutônico, metamórfico-deformacional e no conteúdo geocronológico, na principal província Brasiliense contígua à Faixa Alto Rio Grande.

No interior de seqüências metassedimentares e ortognáissico-migmatito-granulíticas mais antigas e intensamente retrabalhadas, organizam-se terrenos alóctones de distintos andares crustais profundos. Associam-se a uma granitogênese intrusiva, cuja disposição pode refletir um zoneamento composicional e de ambiente tectônico e pode sugerir a geometria de uma paleo-zona de Benliff.

Na ausência do registro sedimentar, a história magmática plutônica constitui-se no principal critério balizador da evolução tectônica. Marca do adelgamento, rifteamento e fragmentação continental, à instalação de um arco magmático por subducção de placa oceânica, até a sua destruição em um processo colisional. Preservado em níveis crustais profundos, a história metamórfica também acompanha esses processos. Os períodos finais da evolução do ciclo podem ser encontrados na granitogênese tardi-tectônica a pós-tectônica, que assinala a transição de regimes compressivos para novo adelgamento crustal.

A sistematização dos dados, o agrupamento e os ensaios de organização desta granitogênese, tem sido realizada, mais recentemente, por Janasi e Ulbrich (1985 e 1990), Wernick e Galembeck (1986), Wernick (1990) e por Vlach et al. (1990).

O início do Ciclo Brasileiro foi assumido no regime tectônico tracional, que possibilitou o rompimento continental e o estabelecimento, alhures, de bacias deposicionais. O critério para a identificação deste processo encontra-se preservado em posições infracrustais, na suíte mangerito-granítica São José do Rio Pardo, série magmática do tipo-A (Campos Neto et al., 1989).

A coalescência e a longa duração de um arco magmático encontra-se registrada no plutonismo cálcio-alcálico tonalito-diorítico (ainda pouco conhecido), na intensa fusão parcial em domínios infracrustais e nos batolitos cálcio-alcálicos potássicos de estágios mais maduros. Este arco magmático tem sido assumido, de diferentes formas, por Artur e Wernick (1986), Vasconcellos e Janasi (1989), Janasi et al. (1990) e por Wernick (1990).

Os aspectos geológicos de um regime de colisão continental foram descritos, genericamente, por Campos Neto e Basel (1983), Campos Neto (1985) e por Artur e Wernick (1986).

Um cinturão de granitos cálcio-alcálicos a sub-alcálicos, associados no espaço a granitos rapakivi (Vlach et al., 1990), marca a evolução do período pós-colisional à estabilização plataformar da província Brasileira. A identificação do plutonismo pós-tectônico remonta a Cordani e Kawashita (1971).

Da série mangerítica precursora à série wiborgítica terminal, o ciclo tectônico Brasileiro durou cerca de 700-720 milhões de anos, dos quais 650 milhões de anos antecederam os registros colisionais reconhecíveis e o empilhamento do arco magmático.

5.2. ORGANIZAÇÃO DOS DOMÍNIOS CRUSTAIS

5.2.1. Terrenos infracrustais granulito-migmatito-charnockíticos.

Rochas granulíticas, no geral bandadas e localmente com enclaves ou níveis calciossilicáticos, anfibolíticos e quartzíticos, que transicionam a granitóides gnáissicos e que são cortados por charnockitos e por granitóides diversos, ocorrem, com uma forma tabular, em uma faixa alongada na frente e na base da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (NESG). Aparecem também em núcleos isoclinais redobrados e em fatias alóctones (mapa geológico anexo 2).

Foram inicialmente descritos por Ebert (1968, 1971) e regionalmente mapeados por Cavalcante et al. (1979). Estudos locais, ou generalizações, foram realizados por Wernick e Penalva (1974), Wernick (1977), Choudhuri et al. (1980), Flori e Choudhuri (1979), Juliani (1983), Campos Neto et al. (1984), Oliveira (1980), Hasui e Oliveira (1984), Vasconcellos (1988) e Santos (1988).

Constituem um pacote predominantemente granulítico, com espessuras médias em torno de 5.000m e que cavalga, regionalmente, um nível granito-migmatítico. Os corpos são tabulares e estirados, de comportamento subhorizontal dobrado e contém, no geral, uma intensa foliação milonítica, plano linear e estruturalmente primária (S_1), ou secundária, superimposta a um bandamento e foliações pretéritas. A disposição tabular sub-horizontal destas unidades, se controlada pela foliação milonítica, deve também representar o arranjo original entre os corpos infracrustais (Smithson, 1986).

No pacote granulítico reconhece-se duas associações metamórficas principais: os granulitos gnáissicos e migmatíticos e os granada granulitos.

Os granulitos gnáissicos possuem uma estrutura listrada, ou um bandamento composicional, além de estrutura porfiroclástica (a feldspatos subcentimétricos) local. Representam uma série cálcio-alcalina que varia, composicionalmente, de quartzo norítica a charnockítica, em um *trend* que passa por enderbitos e por opdalitos (gnáissicos). Por vezes possuem porfiroblastos de até 5mm de granada e a biotita e o anfibólio ocorrem comumente. Bandas de hornblenda granulitos a dois piroxênios chegam a 10m de espessura. Subordinam-se as intercalações de rochas metabásicas, de granulitos básicos e, mais raramente de rochas de filiação supracrustal: gnaisses calciossilicáticos, gnaisses aluminosos e gnaisses quartzosos.

Os migmatitos granulíticos são estromáticos, com leucossoma subcentimétrico verde claro, charnockítico e hololeucocrático; com melanossoma milimétrico a máficos e granada e com mesossoma

charnockítico, localmente porfiroclástico e/ou a porfiroblastos de até 8mm de granada. Mesossomas de hiperstênio-diopsídio-hornblenda-biotita granulitos, de composição charnockítica e sem granada, também ocorrem. Passam a migmatitos cinza rosados e contém enclaves decimétricos de noritos ou de gnaisses dioríticos cinza escuros e de anfibolitos. Cummingtonita granito gnaisses porfiroclásticos ou inequigranulares, com relíquias de hiperstênio e de diopsídio, também ocorrem com fácies migmatíticas e com enclaves básicos.

A associação dos granada granulitos corresponde a rochas a dois proxênios que, no geral, configuram uma camada espessa de cerca de 1000m. Constituem-se da alternância de corpos de granada-magnetita granulitos, charnockito (granito) verde (rosado) *flaser* e hololeucocrático, hiperstênio-diopsídio-granada granulito; (hornblenda)-granada-biotita gnaisses de composição tonalítica; (hornblenda)-granada-clinopiroxênio tonalito gnaiss cinza escuro. Nas intercalações, indissociáveis, de termos charnockíticos e enderbíticos com os termos tonalíticos, tem-se ora o predomínio dos primeiros, ora dos gnaisses acinzentados. Um granada-hornblenda enderbito gnáissico a dois proxênios, granoblástico fino e verde escuro, intercala, subordinadamente, quartzo-granada-diopsídio anfibolitos, hornblenda-granada-clinopiroxênio granulitos mesocráticos e gnaisses calciossilicáticos bandados. Ocorre em núcleos isoclinais ou em lascas alóctones.

Rochas da série charnockítica, de aspecto homogêneo e com intensa foliação tectônica primária, são intrusivas nas associações granulíticas precedentes. Configuram corpos contínuos, espessos de 200 - 500m e parecem representar uma série plutônica de afinidades alcali- cálcicas. São hiperstênio sienitos, hiperstênio-quartzo sienitos e charnockitos esverdeados, com ou sem granada e que possuem uma fácies de hornblenda granitos cinza rosados. Enclaves básicos (anfibolito-dioríticos) são frequentes.

Granitos rosados, hipidiomórficos grossos a porfíricos, hololeucocráticos a biotita e contendo estreitas faixas miloníticas, cortam tanto os granulitos quanto as rochas charnockíticas intrusivas.

Uma faixa migmatito-granítica constitui, no geral, a frente da Nappe e encontra-se, tectonicamente, recoberta pelos terrenos granulíticos inferiores. Corresponde a granada-biotita diatexitos, gnáissico-miloníticos cinza a brancos, leuco a hololeucocráticos e de granulação grossa; passam a hornblenda-biotita diatexitos, com as mesmas características estruturais. Possuem xenólitos, de dimensões variadas, das associações granulíticas anteriores.

Sillimanita-granada-microclínio quartzitos podem ocorrer com até 100m de espessura e

associam-se a granada anfibolitos (com ou sem diopsídio) e a granito cinza rosado, hololeucocrático grosso e milonítico linear ou a quartzo discóide.

Este domínio Infracrustal foi, nos seus traços gerais, denominado de Associação Alfenas por Ebert (1971) e de Complexo Cristina (fig.5.1) por Campos Neto (1985), respectivamente nos segmentos setentrionais e meridionais da Nappe Empurrão Socorro-Guaxupé.

5.2.2. Terrenos Infracrustais granito-migmatíticos

Migmatitos diatexíticos, com estruturas anatéticas polifásicas, transicionam, em contatos difusos, para granitóides variados. No geral são rochas metaluminosas, de fusão parcial *in situ* de estratos Infracrustais e que intercalam, muito subordinadamente, granitóides diatexíticos peraluminosos.

Não foram descritas transições a domínios de paleossoma e ocorrem enclaves, ou resístatos, de rochas gnáissicas dioríticas e de anfibolitos. Quartzitos e gnaisses calcossilicáticos encravam-se localmente.

No segmento meridional da NESG estão alóctones sobre os terrenos granulito-migmatito-charnockíticos, mas tanto lá quanto no segmento setentrional da Nappe, cavalgam os terrenos supracrustais migmatíticos (mapa geológico anexo 2).

Domínios exclusivos destes magmatitos foram mapeados por Oliveira (1973), Oliveira e Alves (1974), Wernick (1977), Oliveira et al.(1983 a e b), Julliani (1983), Campos Neto e Figueiredo (1985), Morales et al.(1988), Vasconcellos (1988), Oliveira e Negri (1990).

No segmento setentrional da NESG estão agrupados sob a denominação de Migmatitos Pinhal, emprestado de Wernick e Penalva (1974).

Os migmatitos estromáticos são rochas caracterizadas por intenso leucossoma centimétrico, em bandas contíguas e separadas por níveis subcentimétricos a milimétricos descontínuos de melanossoma negro. Foram gerados *in situ* a partir de gnaisses granodioríticos cinzas, graníticos cinza rosados, ou dioríticos cinza escuros, que estão localmente preservados como mesossoma.

Os neossomas são de composição distinta:

- leucossomas brancos, trondhjemiticos e melanossomas negros a biotita ou a biotita, hornblenda e clinopiroxênio. A hornblenda pode formar porfiroblastos de até 5 mm. Estes neossomas

FIG.5.1—PERFÍS GEOLÓGICOS NOS TERRENOS INFRACRUSTAIS DO COMPLEXO CRISTINA-NESG.

FIG.5.2- PERFÍS EM DOMÍNIOS DOS MIGMATITOS PINHAL NOS ARREDORES DE SÃO JOSÉ DO RIO PARDO (CAMPOS NETO E FIGUEIREDO, 1985).

envolvem localmente enclaves, poligonais e cinza escuros, de hornblenda-biotita quartzo diorito gnaisses.

- leucossomas róseos, graníticos a quartzo sieníticos, hololeucocráticos e melanossomas cinza escuros a biotita e hornblenda. Desenvolvem-se sobre mesossomas granodioríticos acinzentados;

- leucossomas graníticos a álcali graníticos róseos e hololeucocráticos com melanossomas biotíticos e mesossomas granito gnáissicos cinza claros.

Estes migmatitos estromáticos possuem, seja nos neossomas, seja nos mesossomas ou enclaves, uma única foliação tectônica, correlacionável à foliação regional - desenvolvida sob condições de cisalhamento dúctil. Parecem afetar uma série granitóide de afinidades cálcio-alcálicas e de curta residência pré-metamórfica.

Os gnaisses diatexiticos são composicionalmente mais homogêneos e correspondem a hornblenda biotita granitos 3b e granodioritos cinzas a cinza claros, localmente com estruturas nebulíticas e *schillerens*, bem preservadas e comumente cortadas por leucossomas estromáticos espaçados e de composição granítica a quartzo-sienítica rósea, hololeucocráticas e envolvidas por melanossoma a biotita e hornblenda.

Os granitóides são rochas homogêneas e foliadas, ou nebulíticas com estruturas *schillerens* locais. São rosados a rosa-acinzentados, localmente porfiroclásticos e hololeucocráticos a leucocráticos de baixo IC. Correspondem a (hornblenda)-biotita granodioritos, granitos e sienitos álcali-feldspáticos; monzonitos subordinam-se. Constituem corpos estreitos e alongados, flameformes e guardam xenólitos dos migmatitos anteriores. Normalmente são foliados, ou miloníticos e passam a domínios pouco deformados, à texturas hipidiomórficas preservadas.

Os granitóides peraluminosos formam corpos restritos, brancos predominantemente e róseos subordinadamente. Os primeiros são granada-biotita tonalitos leucocráticos a hololeucocráticos e os últimos são granitos hololeucocráticos a biotita e granada.

A fig. 5.2. mostra, em perfis, as relações entre estes migmatitos, na região de São José do Rio Pardo (SP).

Os enclaves ou resíditos destes migmatitos são de quatro associações litológicas principais: os enclaves gnáissico-granulíticos ou migmatíticos, os enclaves ígneos básicos, enclaves ígneos homogêneos e enclaves metassedimentares.

Os primeiros são granulitos bandados, no geral com uma foliação pretérita preservada

FIG.5.3. ESTRUTURAS DIAGNÓSTICAS DA ASSOCIAÇÃO LITOLÓGICA I DO COMPLEXO PIRACÁIA

(III): ASSOCIAÇÃO LITOLÓGICA III

FIG.5.4. PERFIL NA TRANSIÇÃO ENTRE AS ASSOCIAÇÕES LITOLÓGICAS DO COMPLEXO PIRACÁIA (EXTRAÍDO DE CAMPOS NETO ETAL, 1984)

FIG.5.5.- ISÓCRONA Rb-Sr EM GRANULITOS DA ASSOCIAÇÃO ALFENAS (DADOS FIGUEIREDO, INÉDITO)

reliquarmente. Compõem-se de bandas cinzas de composição leucodioríticas, trondhjemíticas ou anderbíticas e bandas cinza escuras dominantes, noríticas a mangeríticas. Os enclaves ígneos básicos correspondem a corpos de anfibolitos mesocráticos e/ou gabróides a clinopiroxênio e corpos de clinopiroxênio anfibolitos melanocráticos. Os enclaves ígneos homogêneos são dominantes e correspondem a rochas intermediárias, cinza escuras e de composição diorito-quartzo diorítica; são a hornblenda e biotita e, mais raramente, a clinopiroxênio. Os enclaves metassedimentares formam corpos, na centena de metros, de quartzitos feldspáticos, ou corpos, decimétricos, de gnaisses calciossilicáticos finos e bandados. Corpos de gnaisses kinzigiticos, cinza esverdeados, a granada, sillimanita e cordierita, ocorrem do decímetro a corpos de até 3 km de extensão.

No segmento meridional da Nappe estes terrenos constituem lascas mais descontínuas e estão agrupados na denominação de Migmatitos Bueno Brandão - Paraisópolis.

Predominam os gnaisses diatexiticos a hornblenda e biotita, ou a biotita, localmente porfiroclásticos e geralmente nebulíticos. Possuem um espaçado bandamento estromático superimposto e frequentes enclaves de gnaisses dioríticos.

Localmente predominam granada-sillimanita-biotita gnaisses, com cordierita e com fino bandamento félsico irregular. Contém lentes de cordierita-sillimanita-granada gnaisses kinzigiticos, a espinélio e intercalam, muito subordinadamente, quartzitos feldspáticos; quartzitos a granada, cordierita e sillimanita; granada quartzitos e gonditos, além de diopsídio-labradorita gnaisses calciossilicáticos.

Essa associação, descrita nas proximidades de Camanduaia-SP (Oliveira et al., 1983a e Oliveira e Negri, 1990), transiciona aos domínios migmatíticos supracrustais com paleossomas preservados.

5.2.3. Terrenos supracrustais migmatíticos

Correspondem a extensas fatias, com complexo empilhamento interno, de seqüências metassedimentares, relativamente preservadas como mesossomas de migmatitos, desenvolvidos sob condições metamórficas de baixa pressão. No segmento meridional da Nappe passam, a sul, no topo do edifício alóctone, a domínios de paleossoma metamorfisados no grau médio.

A distinção local entre migmatitos diatexiticos destes terrenos e aqueles peraluminosos dos terrenos infracrustais, não é possível. Correspondem a uma transição crustal que, por um conhecimento

ainda deficiente, é englobada em um ou em outro terreno.

Dois complexos gnáissico-granito-migmatíticos, fisicamente descontínuos e separados nos segmentos norte e sul da NESG, são descritos. O Complexo Caconde (Campos Neto, 1985) e o Complexo Piracala (Campos Neto et al., 1983).

5.2.3.1. O Complexo Caconde

Migmatitos, desenvolvidos sobre seqüências supracrustais, foram parcialmente mapeados nas regiões a norte de São José do Rio Pardo-SP e nas imediações de Caconde-MG, Botelhos-MG e Machado-MG (Oliveira, 1972 e 1973; Oliveira e Alves, 1964; Choudhuri et al., 1978b; Fiori e Choudhuri, 1979; Cavalcante et al., 1979; Fiori et al., 1981; Oliveira et al., 1983b; Campos Neto e Figueiredo, 1985). Foram regionalmente integrados como Complexo Caconde por Campos Neto (1985).

Constituem-se, a grosso modo, de três seqüências faciológicas distintas e reconhecidas como porções mesossomáticas desigualmente preservadas, em meio a profuso material neossomático.

Possuem a foliação regional S_n , de segunda geração, superimposta a uma foliação, ou bandamento gnáissico pretéritos. Nos neossomas migmatíticos esta foliação é tectonicamente primária e reconhece-se, como nos terrenos granito-migmatíticos contíguos, um leucossoma branco trondhjemitico, precoce em relação a leucossomas róseos e rosa-acinzentados, graníticos e sieníticos.

Caracterizam-se por uma seqüência basal metapelítica-aluminosa e metagrauváquica, possivelmente com corpos meta ígneos vulcânicos e plutônicos, seguida em aparente transição, por uma seqüência psamítica e, subordinadamente, metacarbonática, de um sistema costeiro de deposição. Gnaisse básico-intermediários, em meio a granitos recobrem o conjunto mas, aparentemente, correspondem a uma seqüência faciológica mais distal.

Nebulitos gnáissicos graníticos e ortognaisses intrusivos, pré a sin-anatexia, ocorrem com frequência.

São hornblenda-biotita granitos acinzentados, homogeneamente follados, granoblástico-hipidiomórficos e equigranulares médios; hornblenda-biotita granitóides róseos a rosa acinzentados, granoblásticos inequigranulares e composição granítica 3a e 3b e quartzo-sienítica, que, localmente, passam a rochas charnockíticas e guardam enclaves básicos e dioríticos; enclaves de clinopiroxênio-

hornblenda enderbítos e quartzo noritos; de clinoproxênio blotita-hornblenda granitóides *schilleren*, gnáissicos, inequigranulares grossos e de composição tonalítica, granodiorítica, granítica 3b e granítica álcali-feldspática; dioritos a quartzo noritos cinza escuros.

A unidade gnáissica, pelito-grauvágulca, corresponde a um (cordierita)-sillimanita-granada-plagioclásio gnaísse cinza a cinza escuro, granolepidoblástico a granoblástico de granulação média e bandado; por vezes possui níveis de granada blotita gnaísse de composição granítica. Intercala bancos de clinoproxênio-hornblenda gnaísse, cinza escuros a esverdeados, granoblásticos finos e com bandamento composicional diorito (dominante)-tonalítico, localmente a granada e/ou hiperstênio. Próximo a unidade psamítica ocorrem diversas lentes quartzíticas, que chegam a espessuras na centena de metros.

A unidade metapsamítica, com espessuras aparentes entre 200 e 500m, está representada por gnaísse quartzosos, com bancos de quartitos puros, de granada quartzitos e de (hornblenda)-blotita quartzitos. Intercala, restritamente, rochas calciossilicáticas e mármore dolomíticos, bem como admitem lascas de rochas metabásicas e meta-ultramáficas.

A unidade gnáissica básico-intermediária ocorre no interior de estruturas sinformais invertidas e corresponde a (granada)-hornblenda gnaísse bandado, com intercalações decimétricas de anfibólio-piroxênio gnaísse finos e cinza escuros e de quartzitos impuros.

Nas proximidades dos núcleos granulito charnockíticos de Machado (MG) ocorrem corpos dispersos de rocha metabásica diferenciada, que possuem texturas cumuláticas de piroxênios e hornblendas. Choudhuri e Szabó (1982) os consideram como de um único corpo, fragmentado tectonicamente e Choudhuri e Carvalho (1983) reconhecem, com base em elementos traços, afinidades à basaltos de cadeias meso-oceânicas.

5.2.3.2. O Complexo Piracala

Os pelitos, psamitos, gnaísse e ortognaísse, em meio a um complexo migmatítico, que ocorrem no segmento meridional da Nappe, foram mapeados em diferentes escalas e por diversos geólogos (Wernick, 1977; Hasui et al., 1978; Cavalcante et al., 1979; Coutinho, 1980; Hasui et al., 1981; Campos Neto et al., 1983; Oliveira et al., 1983a; Julliani, 1983; Campos Neto et al., 1984; Dantas e Teixeira, 1984; Oliveira et al., 1985; Basel et al., 1986; Vasconcellos, 1988; Campos Neto et al., 1988a). Foram denominados de Complexo Piracala por Campos Neto et al. (1983).

Encontram-se balizados pela zona de cisalhamento transcorrente Jundivira, que os separam do Grupo São Roque. Cavalgam, a norte, os terrenos infracrustais. Estão invadidos por granitóides diversos, batolíticos ou não e transicionam a domínios predominantemente diatexiticos.

Apesar dos vários e recentes trabalhos de mapeamento geológico, o Complexo Piracala continua mal definido e pouco conhecido. Este fato deve-se, em parte, a intensa alteração intempérica e descontinuidade de seus litótipos, a polifásica e generalizada anatexia e a abundante presença de rochas granitóides.

Tomando-se por base a foliação metamórfica principal que, fora das zonas de cisalhamento, é contínua a todos os conjuntos litológicos, pode-se reconhecer três associações principais:

- a associação litológica I, ortognáissico-gnáissico-migmatítica, onde a foliação S_n é pelo menos, de 3ª geração. Superimpõe-se e redobra um intenso bandamento anatético pretérito (fig.5.3.);
- a associação litológica II, de migmatitos a paleossoma metassedimentar, onde a foliação é caracteristicamente de segunda geração (S_2);
- a associação litológica III, granitóide gnáissica, com foliação tectônica primária (S_1).

Representam, no tempo, diferentes andares estratigráficos, policíclicos, intimamente relacionados e regionalmente ainda indivisos. Alternam-se através de delgadas a espessas pilhas de cavalgamentos, que são, em parte anteriores ao auge metamórfico na foliação principal, em parte tardios a posteriores e, nestes casos, estão marcados por faixas miloníticas (fig. 5.4).

5.2.3.2.1. A associação litológica I - ortognáissico-gnáissico-migmatítica

São migmatitos estromáticos com passagem a migmatito, febríticos ou nebulíticos. Ocorrem em fatias alóctones, ou em núcleos de dobras recumbentes isoclinais. O bandamento leucossomático é centi-decímétrico, contínuo ou lenticular, a limites bem marcados e no geral retilíneos, contornado por um melanossoma negro enriquecido em biotita, biotita e anfibólio e em minerais opacos. Possui um índice de cor baixo (hololeucocrático) e composições trondhjemiticas, granodioríticas ou graníticas.

O mesossoma destes migmatitos são gnaisses cinza a cinza escuros, de composições tonalíticas a granodioríticas, leucocráticos e com IC variando entre 5 e 15. A textura é granoblástica equigranular médio-fina a inequigranular grossa. A estrutura é homogeneamente

bandada, sendo o bandamento félsico, milimétrico e descontínuo. Ocorrem também corpos de biotita-hornblenda gnáissos cinza escuros a verdes, que transicionam a termos anfibolíticos; são granonematoblásticos a nematoblásticos médio-grossos e possuem a estrutura listrada pelo enfileiramento dos minerais máficos. Granada-biotita gnáissos cinza, leucocráticos e de textura granoblástica, também configuram domínios contínuos de afloramentos.

Esses três agrupamentos composicionais de mesossomas, que ocorrem como unidades gnáissicas independentes e controlam a composição dos mobilizados leucossomáticos, alternam-se, localmente, em bandas decimétricas a sub-centimétricas com limites abruptos e retilíneos. Parecem representar a intensa deformação de padrões intrusivos. Adicionam-se bandas, *boudins* e lentes de granada anfibolitos e bandas de gnáisse cinza claro, fino hololeucocrático a biotita e de aspecto aplítico.

Neossomas contemporâneos a foliação principal, quando abundantes, complicam e mascaram essas relações.

5.2.3.2.2. Associação litológica II - migmatitos a paleossomas metassedimentares

Corresponde a espesso pacote metapelítico, que contém frequentes e localmente possantes, intercalações calciossilicáticas e diferentes níveis e/ou fácies metapsamíticas. Metabásicas em corpos sub-métricos são comuns e delgadas camadas de meta-andesitos e de meta-dacitos tem sido descritas. Ocorrem em um complexo arranjo metamórfico, no geral de grau forte e do tipo baixa pressão. No geral o metamorfismo decresce para sul sudoeste e chega ao limite do grau médio com biotita e granada.

O metamorfismo, contemporâneo a foliação S_2 , atinge condições de anatexia sin-cinematicamente e admite episódios tardi-cinemáticos, que circunscrevem massas graníticas peraluminosas. Injeções graníticas pós- cinemáticas são frequentes. O caráter polifásico desta anatexia, aliado a sua superposição sobre leucossomas pré- S_2 (ou tardi- S_1), geram um conjunto variado de estruturas, de estromáticas a agmatíticas, passando por diferentes tipos de estruturas dicioníticas, por estruturas flebíticas e estictolíticas (fig.5.4.). Migmatitos schollen, *schillieren* e nebulitos marcam, por vezes, a gradação para o interior de granitos peraluminosos.

Os paleossomas, mais ou menos preservados, correspondem a pacotes de:

- cordierita-sillimanita-granada-biotita gnaisses granolepidoblásticos a granoblásticos, com intercalações decimétricas a métricas de gnaisses calcossilicáticos e de granada-biotita-plagioclásio gnaisses cinzas. Hornblenda-biotita granito-gnássicos, porfiroclásticos, ou granoblástico-inequigranulares, intercalam-se em lentes estiradas;
- granada-biotita gnaisses cinzas, granolepidoblásticos e com bandas granoblásticas finas, cinza avermelhadas; contém alternâncias métricas de biotita xistos e até decamétricas de granada-clinoproxênio-hornblenda gnaisses calcossilicáticos bandados, cinza claros a verdes, granoblástico-equigranulares médio-finos. Quartzitos e anfibolitos são intercalações secundárias frequentes;
- sillimanita-granada-biotita gnaisses/xistos, localmente muscovíticos. Possuem intercalações métricas repetitivas, ou esparsas, de quartzitos micáceos, quartzitos arcoseanos e micáceos, de anfibolitos, diopsíditos e de gnaisses calcossilicáticos. Decimetricamente ocorrem gonditos, mármore brancos, e lentes de quartzitos calcossilicáticos. Estes são pretos a verdes escuros, finos e contém andesina-labradorita, hornblenda, granada além de epidoto, titanita e opacos. Meta-ultramáficas (antofilita-actinolita-talco xistos) e metavulcânicas intermediárias, são descritas localmente. Neste conjunto os anfibolitos possuem afinidades toleíticas, de ambientes de arcos insulares (Oliveira et al., 1987). Gnaisses aluminosos a sillimanita, granada e muscovita, bandados ou com bandamento félsico milimétrico e descontínuo, podem ocorrer na base de níveis de micaxistos;
- granada-biotita gnaisse quartzoso, com intercalações de 20-30cm de granada quartzitos, se alternam com hornblenda-biotita gnaisse acinzentado, granoblástico fino e com passagens calcossilicáticas transicionais. Rochas manganíferas, bandadas e alteradas, associam-se aos gnaisses calcossilicáticos; gonditos ocorrem junto aos granada quartzitos;
- quartzitos, quartzitos micáceos e quartzitos micáceos e feldspáticos, podem ocorrer em pacotes espessos (como na Serra do Japi) e passam (na base?) para sillimanita-granada-mica-quartzo xistos.

5.2.3.2.3. Associação litológica III - granitóide gnássica

São granitóides gnássicos em corpos alongados e deformados, que chegam a 5km de

extensão linear conhecida, intrusivos nas associações anteriores, mas com os contatos mascarados pela anatexia. A foliação metamórfica regional é, nestas rochas, uma estrutura primária S_1 .

Três tipos de ambientes tectônicos estão contemplados neste magmatismo:

- granitóides de afinidades álcali-cálcicas, de regimes tracionais, estão representados por corpos pouco expressivos (extensos de até 500m) de clinopiroxênio gnaisse de composição sienítica e de magnetita-hornblenda sienito gnaisse rosado, ambos granoblásticos, inequigranulares grossos;
- granitóides cálcio-alcálicos, de regimes compressivos, ocorrem em corpos alongados, de até 5 km de extensão linear. São biotita tonalito gnaisses cinzas a cinza escuros, granoblásticos equi a inequigranulares médio. No geral estão migmatizados e possuem um leucossoma de granito branco, hololeucocrático, por vezes a granada. Ocorrem também hornblenda biotita granodiorito gnaisses cinzas, granoblásticos inequigranulares e porfiroclásticos, a megacristais subcentimétricos de feldspatos brancos;
- granitóides gnáissicos sin-colisionais, peraluminosos: (granada-muscovita)-biotita granitóides brancos a cinza claros, leucocráticos e granoblásticos inequigranulares médio-grossos, a porfiroclástico-ocelares; possuem uma composição tonalito-granodiorítica e a granada ocorre como cristais poliquilíticos de até 5mm. Biotita granito gnaisses cinzas, localmente granatíferos e de texturas granoblásticas e equigranulares médio-finas, também se associam.

A seqüência metapelito-psamítica e metacarbonática impura do Complexo Piracala, com o magmatismo basáltico toleítico, assemelha-se aos metassedimentos do Proterozóico Médio do Grupo São Roque, unidade estratigráfica contígua. Campos Neto et al. (1988) reconheceram, nestas duas unidades, lentes decimétricas de quartzitos calciossilicáticos verde escuros a pretos, finos e compostos por granada, hornblenda e clinopiroxênio, além do quartzo e plagioclásio.

5.2.4. Conteúdo geocronológico do arcabouço pré-Brasiliano.

Admite-se, pelo acúmulo dos dados geocronológicos, que a assembléa magmática e migmatítica, de distintos regimes tectônicos, que se reúne na coerência estrutural de uma foliação

tectônica primária (S_1), correlacionável e contínua à foliação S_2 das demais unidades do interior da Nappe, corresponda às manifestações do Proterozóico Superior, relacionadas a história do Ciclo Tectônico Brasileiro.

Tanto os terrenos supra-crustais, quanto os terrenos infracrustais granulíticos, registram, em texturas metamórficas e em estruturas planares, ambas reliquias, eventos orogênicos mais antigos.

Nos terrenos infra-crustais granulito-migmatito-charnockíticos, os poucos e imprecisos dados geocronológicos sugerem uma evolução pré-brasileira prolongada. Migmatitos estromáticos granulíticos e granada granulitos gnáissicos, do Complexo Cristina, localizado na fátia da região de Pinhalzinho (SP), arredores de Bragança Paulista (SP), fornecem resultados isocrônicos Pb-Pb, imprecisos, no Proterozóico Médio-Inferior, com relações isotópicas de retrabalhamento metamórfico (Basel, *com.verb.* - tabela 5.1.). Granulitos grosseiramente bandados, verdes leucocráticos e cinza escuros mesocráticos, a dois piroxênios, hornblenda e biotita, que ocorrem nas proximidades de Muzambinho (MG), na Associação Alfenas, foram analisados pelo método Rb-Sr (Figueiredo, *inédito*) e não se encontram isotopicamente homogêneos. Uma prévia seleção destes dados isotópicos, em um diagrama de mistura ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 1/\text{Sr} \times 10^3$, Faure, 1986) permitiu um diagrama isocrônico (fig.5.5). Este diagrama sugere o Proterozóico Inferior, com baixa razão inicial ($2.250 \pm 25 \text{ Ma.}$, com r_0 de 0,7006). Como o Sr encontra-se empobrecido no manto superior e nos andares granulíticos inferiores da crosta continental, ele tende, nos materiais ortoderivados destes ambientes, a refletir, isotopicamente, as relações originais, quando não enriquecidos pela residência no retrabalhamento prolongado e em distintos níveis crustais.

Migmatitos estromáticos associados aos terrenos supracrustais do Complexo Piracala, com valores Rb-Sr no Proterozóico Superior, possuem idades isocrônicas Pb-Pb no Proterozóico Médio (cerca de 1,4 Ga.) e relações isotópicas de retrabalhamento metamórfico (Kawashita, *com.verb.*, tabela 5.1). Esses dados acumulam no sentido de apontar o Complexo Piracala como uma unidade cronocorrelata ao Grupo São Roque.

Não há dados isocrônicos no Complexo Caconde; sua correlação com o Complexo Piracala é, unicamente, em termos de posição crustal.

Tabela 5.1. - Resultados isocrônicos Rb-Sr e Pb-Pb, pré-Brasilianos, nos terrenos infra-crustais e supra-crustais da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé.

Ref.	Unidade	Idade em Ma.	Relação Isotópica
2	Granulitos bandados da Pedreira Cantiére- terrenos infra-crustais da Associação Alfenas.	2253 ± 22	$r_o = 0,70062$
1	Granulitos dos terrenos infracrustais do Complexo Cristina - arredores de Pinhalzinho - SP.	$1583 + 935 - 1583$	$\mu_1 = 8,151$
3	Migmatitos do Complexo Piracala nos arredores de Delfim Moreira - MG	$1394 + 170 - 192$ $1371 + 504 - 759$	$\mu_1 = 8,011$ $\mu_1 = 8,126$

1. Basei (com.verbal); 2. NT.; 3.Kawashita (com./verbal).

5.3. REGISTROS DO CICLO TECTÔNICO BRASILIANO

5.3.1. Estágio de adelgaçamento crustal

Um magmatismo plutônico, pré-metamórfico e de origem em regimes tectônicos traconais, é o único critério, nos terrenos da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, que aponta para o estabelecimento de novas bacias de deposição, com abertura de espaços oceânicos e, portanto, de nascimento de um novo ciclo tectônico (Aubouin, 1984).

Corpos ainda pouco conhecidos de sienitos gnáissicos no Interior do Complexo Piracala; bem como os enclaves e restos mesossomáticos de gnaisses dioríticos nos Migmatitos Pinhal, ou intrusivos no Complexo Caconde; ambos, contrastando com os metassedimentos encaixantes pela ausência da foliação metamórfica rellquar, podem representar testemunhos deste estágio tectônico.

A Suíte Mangerito-granítica São José do Rio Pardo (Campos Neto et al., 1988b) representa, pelo

FIG.5.6 - MAPA GEOLÓGICO DA SUITE MANGERITO-GRANÍTICA SÃO JOSÉ DO RIO PARDO (ÁREA TIPO). EXTRAÍDO DE CAMPOS NETO ET AL.(1988)

seu conteúdo litológico e geoquímico, pelo seu comportamento estrutural e pelo registro geocronológico, o magmatismo plutônico melhor conhecido deste estágio tectônico. Suas rochas foram parcialmente descritas em diversos mapeamentos geológicos de semi-detalle (Oliveira, 1972, 1973; Oliveira e Alves, 1974; Oliveira et al., 1988b; Oliveira et al., 1984; Campos Neto e Figueiredo, 1985) e reunidos, geograficamente em dois corpos de dimensões batolíticas, deformados, alongados e paralelos entre si (Campos Neto, 1985). A fig. 5.6 apresenta o mapa geológico da área tipo desta série magmática plutônica (veja os perfis da fig.5.11).

Caracteristicamente configuram corpos de formas tabulares, sub-horizontais, com contatos bruscos e controlados, na forma e limite, por uma intensa foliação planar primária. Ela é a quartzo discóide e passa às zonas plano-lineares e lineares, com intenso estiramento mineral. As relações de contato, controladas pela foliação, dificilmente são diagnósticas de relações intrusivas. Localmente os mobilizados anatéticos afetam intensamente os mangeritos nas bordas e xenólitos de gnaisses, relacionados aos migmatitos do Complexo Caconde, foram descritos por V.A.Janasi em São Pedro de Caldas - MG (com.verb.).

Os corpos tabulares alongados possuem, na porção inferior, hornblenda granitos róseos, inequigranulares grossos, sobre os quais encontram-se os mangeritos (fig.5.11), em aparente inversão da sequência normal de diferenciação.

Estes são, petrograficamente, quartzo mangeritos verdes, de granulação médio-grossa, leucocráticos e de índice de cor médio. Os feldspatos potássicos são mesoperfíticos e o plagioclásio é o oligoclásio, ocasionalmente com exsoluções antiperfíticas. Os minerais máficos são clinopiroxênio e hiperstênio, com anfibólio verde oliva nas bordas ou em cristais isolados; zircão, magnetita, apatita, biotita, allanita e esfero são minerais acessórios.

Charnockitos e piroxênio ou anfibólio-quartzo sienitos álcali-feldspáticos, ocorrem em corpos subordinados (Morales, 1988; Morales et al., 1988; Janasi, com.verbal).

Granitos e granitos álcali-feldspáticos hololeucocráticos, formam delgados e extensos corpos, em meio aos hornblenda granitos. São gnáissicos, de granulação médio-grossa e com pronunciada textura *flaser*.

A Suíte Mangerito-Granítica São José do Rio Pardo foi estudada quimicamente por Campos Neto et al. (1988b). Destacam-se, da série mangerítica normal, os mangeritos ácidos (com cerca de 65% de

Tabela 5.2 - Quadro histórico dos terrenos Brasileiros da NESG, com base no registro geocronológico.

Estágios Orogênicos e Tafrogênicos	Idade em	Ref.
Unidade	Ma.	
Fragmentação Continental		
Mangeritos da Suite Mangerito-Granítica São José do Rio Pardo	1270 $\pm$ 182	0,70483 1
Metamorfismo no Arco Magmático		
Mangeritos da Suite Mangerito-Granítica São José do Rio Pardo	932,9 $\pm$ 15,6	0,70671 1
Granito Gnássico Nebulítico-Migmatitos Pí-nhal	833 $\pm$ 8	0,7057 1
Suite Mangerito-Granítica São José do Rio Pardo	780	U-Pb zircões 2
Granulito a megacrístais de feldspato-K Associação Alfenas	745 $\pm$ 7	0,70677 3
Granada-biotita granito porfiroclástico -As sociação Alfenas	690 $\pm$ 40	0,7555 4
Suíte Mangerito-Granítica São José do Rio Pardo - Charnockitos e hiperstênio sienitos	660 $\pm$ 125 650 $\pm$ 40	0,7093 2 0,7078 2
Batolito Cálcio-Alcalino de Arco Magmático Maduro		
Granitóides profiróides da Suite Bragança Paulista	650	U-Pb zircões 5
Metamorfismo Sin Colisional		
Migmatito estromático em associações tipo Complexo Piracaia, em Delfim Moreira-MG	635	0,718 6
Migmatito estromático - Complexo Piracaia	621 $\pm$ 24	0,7292 7
Plutonismo Tardi a Pós Orogênico		
Granitóides inequigranulares-porfiróides do Maciço Morungaba	611 $\pm$ 18,4	0,7072 8
Granitos róseos intrusivos na Associação Alfenas	591 $\pm$ 2	0,70752 3
Granito róseo porfirítico do Maciço Itú	586 $\pm$ 10	0,7066 7
Granitos róseos do Maciço Morungaba	582 $\pm$ 10	0,7066 8

1.Campos Neto et al (1988b); 2.Oliveira et al (1986); 3.Figueiredo (com.verbal); 4.Artur (1988), 5.Tassinari (com.verbal); 6.Kawashita (com.verbal); 7.Tassinari (1988); 8.Vlach (1985).

SiO_2) e os mangeritos de alto Fe. Encontram-se no limite alcalino do diagrama AFM e comparam-se com os mangeritos e hornblenda granitos anorogênicos do Proterozóico Médio.

Os mangeritos (tabela 6.2.) assemelham-se àqueles do SW do Maciço Lofoten-Vesteraalen, Noruega (Ormaasen, 1977), enquanto que os mangeritos de alto Fe comparam-se com o maciço de Lofoten-Raftsund, Noruega (Griffin et al., 1974) e com os falalitas-clinoproxênio granitóides, "adamellitos" do complexo anortosítico de Harpe Lake, Canadá (Emslie, 1980).

Os hornblenda granitos (tabela 6.4.) comparam-se com os granito tipo "Rapakivi", a texturas wiborgíticas da área tipo (Maciço de Wiborg, Finlândia, Simonen e Vormaa, 1969), além dos "adamellitos" de Harpe Lake (Emslie, 1980) e do batólito de Wolf River, Wisconsin, USA (Anderson, 1983). O mesmo ocorre com os granitos hololeucocráticos (tabela 6.3.).

Os dados geocronológicos, além daqueles no Proterozóico terminal (Oliveira et al., 1986), restringem-se a Isócrona Rb-Sr com valor de 930 ± 16 Ma. e r_0 0,7067 (Campos Neto et al., 1988b e tabela 5.2.) para os mangeritos. Esse valor, pela razão inicial relativamente alta, parece refletir um evento metamórfico. Os dados de Oliveira et al. (1986), recalculados com base no diagrama de mistura (Faure, 1986) sugerem um valor isocrônico próximo a 1,3 Ga. (tabela 5.2.) com baixa razão inicial (0,7048).

É possível que a Idade no Proterozóico Médio (há cerca de 1,3 Ga.), represente a intrusão da suíte mangerito-granítica São José do Rio Pardo, marcando aí o limite inferior do Ciclo Tectônico Brasiliiano, em um expressivo estágio de estiramento e adelgaçamento crustal.

Destaca-se que na Faixa Alto Rio Grande, contígua e sobreposta por estes terrenos, ocorriam, neste período, os eventos orogênicos do fechamento do espaço oceânico Uruçuano. Estes movimentos relativamente opostos indicam, além de distâncias consideráveis entre estes dois domínios tectônicos, uma íntima relação, na cinemática de placas, entre a abertura das bacias deposicionais brasileiras e o fechamento do Ciclo Tectônico Uruçuano.

O nascimento deste outro oceano não representou assim uma herança tectônica do antigo. Sua abertura foi uma estrutura nova e independente que, provavelmente, responde pela dinâmica de destruição do anterior.

FIG.5.7-DISCRIMINAÇÃO DE AMBIENTES TECTÔNICOS PARA GRANITÓIDES PRÉ-COLISIONAIS
 (RELAÇÕES ENTRE ELEMENTOS TRAÇOS PROPOSTOS POR PEARCE ET AL, 1984)
 OS DADOS QUÍMICOS ENCONTRAM-SE EM CAMPOS NETO ET AL (1984), CAMPOS NETO E
 FIGUEIREDO (1985) E WERNICK ET AL (1984a)

5.3.2. Estágio arco magmático

As evidências do estabelecimento e da evolução de um arco magmático é o critério, no interior da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, que permite supor o estabelecimento de um novo oceano e o consumo de sua placa por subducção.

Diversos corpos, de dimensões desconhecidas, de gnaisses tonalito-granodiorito-graníticos, a hornblenda e biotita ou a biotita, porfiroclásticos ou equigranulares, tem sido descritos com frequência e mapeados localmente, em domínios do Complexo Piracala (Campos Neto et al., 1983; Oliveira et al., 1988a, M.M.Melhen, em prep.). São no geral rochas com intensa foliação metamórfica primária e que guardam porções isótropas, preservadas da deformação.

(Clinopiroxênio)-hornblenda granitóides cinzas, hipidiomórficos inequigranulares grossos a granoblástico-porfiroclásticos, contendo estruturas *schilleren* e diferencialmente migmatizados, ocorrem intrusivos no Complexo Caconde. Conformam corpos tabulares, contínuos, alongados e com zonas adelgaçadas. Possuem dimensões variáveis, chegando a extensões conhecidas de 10km por cerca de 800-1000m de possança. Correspondem a uma série magmática expansiva (tonalitos, granodioritos e granitos 3b, com corpos de leucogabros subordinados), cálcio-alcálica, rica em CaO e pobre em K₂O, Rb, Sr, Zr e Ba (Campos Neto e Figueiredo, 1985). Encontram-se em domínios crustais profundos e admitem transições para enderbitos, além de fácies mesocráticas, tonalito-graníticas. Associam-se, em um mesmo corpo, com uma série magmática distinta, provavelmente sub-alcálica ou álcali-cálcica, sem que se conheçam as relações de contato. São hornblenda granitos róseos a rosa acinzentados, inequigranulares grossos e com passagens a quartzo sienitos e a granitos álcali-feldspáticos, gnaissificados.

Os dados químicos para a série granitóide cálcio-alcálica, se ainda insuficientes, posicionam-na, sugestivamente, em ambientes de granitos de arcos vulcânicos (fig.5.7) imaturos (fig.5.8).

Expressivos corpos batolíticos, a contatos bem definidos, encontram-se mapeados na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (mapa geológico anexo 2). São maciços com dimensões de até 2000 km², constituídos de diferentes fácies de hornblenda-biotita granitóides, no geral porfiróides, no interior dos quais tem-se intrusões múltiplas de granitos diferenciados e de granitóides peraluminosos.

Correspondem a uma série magmática plutônica expansiva, cálcio-alcálica, com tendência modal de alto potássio e admitida como resultado da interação manto-crosta (Wernick, 1982; 1984 e Wernick et

FIG. 5.8- DIAGRAMA DA RAZÃO CÁLCIO-ALCALINA VERSUS SÍLICA PARA GRANITÓIDES PRÉ-COLISIONAIS

CONTORNO DE 186 LINEAÇÕES DE ESTIRAMENTO NOS MIGMATITOS
PINHAL E NO COMPLEXO CACONDE NA REGIÃO DE SÃO JOSÉ DO
RIO PARDO (SP) - CAMPOS NETO E FIGUEIREDO (1985).

- INDICAÇÃO DE TRANSPORTE PARA N38W

279 LINEAÇÕES DE ESTIRAMENTO NO COMPLEXO CRISTINA E NOS
MIGMATITOS BUENO BRANDÃO A SUL DE OURO FINO(MG) - VASCONCELLOS
(1988)

- INDICAÇÃO DE TRANSPORTE PARA N47W

FIG 5.9 - ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DA LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO MINERAL

al., 1984c).

São quartzo-monzodioritos a granitos 3b, passando por tonalitos e por granodioritos; corpos restritos de gabros foram descritos no batolito Socorro (Campos Neto et al., 1984a). Neste batolito, na sua porção meridional, diversos agrupamentos de fácies foram reconhecidos e atribuídos a Suíte Bragança Paulista (Campos Neto, 1984b). Distintos agrupamentos faciológicos, mas dentro do mesmo espectro composicional, foram mapeados por Vasconcellos e Janasi (1989) no batolito Ipuiúna.

Esses granitóides são porfíróides a porfíricos, leucocráticos, com índice de cor variável e com variável teor em megacristais. Estes são de feldspato-K róseo a cinza claro (ou de oligoclásio cinza claro) e guardam "anéis" de inclusões de Frals de biotita. Possuem em média 2cm e chegam a atingir 7cm, dispõem-se caoticamente ou orientados, em fluxo magmático linear ou turbilhonar. A estrutura, de fracamente foliada, passa a gnáissica porfiroclástica ocelar e a milonítica recristalizada, nas zonas de cisalhamento dúctil.

São frequentes os enclaves escuros, microgranulares, de composição básica a intermediária, no geral dioríticos e que possuem contornos nítidos em formas alongadas e ovaladas, ou contornos difusos, confundindo-se irregularmente com a matriz. Possuem fácies ou intrusões charnockíticas muito subordinadas (Wernick et al., 1984b; Campos Neto et al., 1984a; Oliveira e Negri, 1990).

São intrusivos nos migmatitos supracrustais do Complexo Piracala e sofrem a intrusão de corpos de pequenas dimensões de granada-biotita granitos brancos, peraluminosos, bem como de granitos mais diferenciados. No geral cavalgam os Migmatitos Bueno Brandão-Paraisópolis, na região próxima a Bueno Brandão(MG). Nos terrenos infracrustais dos Migmatitos Pinhal, - encontram-se profusamente migmatizados e exibem contatos difusos com os migmatitos estromáticos a enclaves ou resistatos de composição diorítica; conformam-se como corpos tabulares e, aí, a hornblenda e o clinopiroxênio são minerais máficos expressivos.

O espectro composicional desta série magmática, aliada ao seu comportamento químico, sua composição mineralógica, sua forma, dimensões e multiplicidade de maciços, além da abundância e composição dos enclaves, são características de granitóides de ambientes de arco magmático continental tipo Andino ou do tipo-I Cordilherano de Pitcher, 1982 (fig.5.7).

Estes granitóides, no batolito Socorro, analisados em um domínio restrito entre Bragança Paulista e Socorro (SP), dão conta de importante variação na razão cálcio-alkalina, indicando um aumento

na maturidade do arco e/ou uma maior interação crustal (fig.5.9). Essa relação sugere a evolução, no tempo, de episódios magmáticos sucessivos, em um arco relativamente estático (Silver e Chappel, 1988).

Após os estudos sobre a estrutura térmica em arcos insulares (Oxburgh e Turcotte, 1970) e a extensão destas estruturas para margens continentais ativas antigas (Ernst, 1974), sabe-se que estes ambientes são sítios de um aumento considerável do fluxo térmico na crosta continental.

Os regimes de extensão e compressão a que os arcos magmáticos cordilheranos encontram-se submetidos, no geral registrados no seu magmatismo, levam a árduas condições metamórficas e deformacionais que, segundo Bartholomew e Tarney (1984) e Windley e Tarney (1986), são independentes de impactos colisionais.

Os terrenos infracrustais da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, sobretudo aqueles granito-migmatíticos mais jovens, podem ter sido, na sua maioria, gerados neste processo metamórfico. As assembléias de rochas diatexiticas, predominantemente meta-aluminosas, originam-se de magmas infracrustais, por fusão parcial de rochas ígneas sem alteração química significativa (White e Chappell, 1977; Chappell e Stephens, 1988).

Representam a raiz do arco magmático e os alicerces deste edifício crustal, constituído pelo andar inferior granulítico e superior granito-migmatítico (Harris et al., 1982; Friend, 1983), em transição metamórfica (Schiotte et al., 1986), que no caso está mascarado pela tectônica de cavalgamentos superimposta.

Os resultados geocronológicos Rb-Sr e U/Pb em zircões (tabela 5.2), indicam processos de ultrametamorfismo a partir de 900 milhões de anos. Os batolitos cálcio-alcálicos potássicos, expansivos e de arco maduro, possuem 650 Ma. (tabela 5.2).

5.3.3. Estágio Colisional

O estágio colisional caracterizou-se por expressivo encurtamento, com repetições entre todos os andares crustais. Iniciou-se aí a história do deslocamento, para noroeste, da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé.

Na base da crosta, provavelmente próximo ao limite com o manto superior, os terrenos granulito-migmatito-charnockíticos romperam-se, possivelmente ao longo de níveis mais básicos (localmente

FIG.5.10. ESTRUTURAS LIGADAS AO TRANSPORTE DA NESG

preservados), e assentaram-se, como uma grande fatia alóctone, sobre terrenos infracrustais granito-migmatíticos. Essa estrutura, generalizada na base e frente da Nappe, foi responsável, na Associação Alfenas, pela justaposição regional e horizontal dos terrenos granulíticos sobre espessa lasca granito-migmatítica.

Espessas fatias alóctones dos terrenos granito-migmatíticos foram levadas sobre os terrenos supracrustais, desenvolvendo intensa foliação planar e plano-linear, por cisalhamento dúctil. O contato dos Migmatitos Pinhal, "horizontais" sobre o Complexo Caconde, é a estrutura melhor preservada (fig. 5.11).

Nos terrenos migmatíticos supra-crustais tem-se repetições sistemáticas entre fatias alóctones ortognáissico-migmatíticas (com registros metamórfico-deformacionais mais antigos) e unidades metassedimentares. Aí a foliação metamórfica planar é plano axial de um intenso dobramento mesoscópico, isoclinal, simétrico e assimétrico, localmente evidenciado como parasita de dobras recumbentes, ou de nappes de dobramento.

O transporte, na direção noroeste-sudeste das estruturas colisionais, é demonstrado pela direção preferencial e regional de estiramento mineral, sobretudo de porfiroclastos feldspáticos na foliação de cisalhamento dúctil. Essa estrutura, (fig.5.9), presente em todos os terrenos da Nappe, é melhor desenvolvida nos terrenos infracrustais. (Campos Neto e Basel, 1983; Campos Neto et al., 1984a e 1984c; Campos Neto e Figueiredo, 1985; Morales, 1988; Vasconcellos, 1988; Zanardo et al., 1990a e Zanardo et al., 1990b).

O sentido de transporte, para noroeste, pode ser obtido diretamente através da análise das macro-estruturas desenvolvidas pelo cisalhamento dúctil (fig.5.10) e, indiretamente, pela organização estrutural do conjunto dos terrenos alóctones. Isto é, níveis crustais mais profundos cavalgam níveis relativamente mais rasos e, por outro lado, tem-se, ortogonalmente a direção de transporte, um decréscimo do metamorfismo em direção ao topo e retaguarda do edifício alóctone.

Estas estruturas não possuem referencial no Cráton do São Francisco. Avançaram em direção a um núcleo estável admitido sob a Bacia do Paraná (Fyfe e Leonardos, 1974; Campos Neto e Basel, 1983; Brito Neves et al., 1983), cujos contornos foram sugeridos, com base no registro K-Ar em testemunhos de sondagem em rochas sedimentares, por Cordani et al., 1984.

O soterramento dos metassedimentos e ascensão das isotermas, respondeu por um metamorfismo do tipo baixa pressão, a cordierita como mineral índice e generalizada anatexia. Esse

FIG 5.11 -LASCA INFRACRUSTAL (DOMÍNIO MIGMATITOS PINHAL) SOBRE O COMPLEXO CACONDE
E DOBRAMENTO D₃ INCLINADO E NORMAL
(PERFÍS LOCALIZADOS NA FIG. 5.6)

metamorfismo encontra-se estável na foliação regional dominante que, nos metassedimentos é uma S_2 (S_1 nos neossomas migmatíticos), plano axial de mesdobras parasitas e de grandes dobras recumbentes; paraleliza-se aos limites alóctones entre lascas de cavalgamento.

Um plutonismo peraluminoso, do tipo S no sentido de Chappell e White (1974), é muito frequente nos terrenos do Complexo Piracala. Conformam corpos, gnaissificados ou não, de granada-biotita e/ou biotita granitos a contornos difusos e transicionais com os migmatitos (fig.5.4). Vários corpos, de dimensões reduzidas, contínuos por até 80 km², para-autóctones e muito ricos em xenólitos metassedimentares, são frequentes. Destes, o granada-biotita granito cinza claro, nebulítico-agmatítico e a glomérulos máficos, tipo Nazaré Paulista, é o melhor conhecido (Campos Neto et al., 1983; Campos Neto e Basel, 1983; Campos Neto et al., 1984b; Wernick et al., 1987). Este controla, em metassedimentos do Complexo Piracala, a disposição da isógrada da sillimanita, tardi- S_2 .

Nos terrenos infracrustais, a paragênese metamórfica de fácies granulito encontra-se estável na foliação principal. Observa-se, em rochas charnockíticas, ortopiroxênio fragmentado mas sem retrometamorfismo e texturas em coronas, evidenciando a transição direta da assembléa mineral ígnea à metamórfica, sem intervenção de condições térmicas e barométricas mais baixas. A paragênese ortopiroxênio-clinopiroxênio-plagioclásio é a mais comum e diagnóstica de granulitos de baixa pressão (Yardley, 1989). É compatível com os inúmeros corpos de cordierita-sillimanita-granada gnaisses klnsigíticos encontrados nos terrenos granito-migmatíticos contíguos. A hidratação de piroxênios, substituídos por anfibólio (hastingsita, Fe-hastingsita, cummingtonita-grunerita) ou por simplectitas de biotita marrom-vermelha e quartzo, configuram, na evolução da foliação por cisalhamento dúctil, reações retrometamórficas no grau médio-alto.

Oliveira e Hypólito (1978) e Santos (1988) determinaram, no par clinopiroxênio-ortopiroxênio em metagabros granulíticos, condições de temperaturas entre 750°C-860°C e de pressões entre 7 e 8 kbares. Descrevem wollastonita estável neste metamorfismo (Oliveira e Alves, 1976).

No entanto, paragêneses locais, preservadas na foliação milonítica, a granada-clinopiroxênio-quartzo em granulitos a ortopiroxênio e plagioclásio, nas proximidades de rochas calciossilicáticas (Campos Neto et al., 1984a), sugerem condições locais de alta pressão (Winkler, 1979). Choudhuri (1984), baseado em texturas simplectíticas em granulitos básicos, sugeriu pressões superiores a 10 kbar. No entanto, Choudhuri et al. (1990) descrevem a reação entre olivina e plagioclásio, fornecendo simplectitas

de clinopiroxênio e espinélio verde, além da passagem da olivina para agregados poligonais de ortopiroxênios. A reação simplectítica observada é compatível com condições de baixa pressão, sob um amplo espectro de temperatura (Kushiro e Yoder, 1966).

O rompimento da "camada" infracrustal granulítica, a nível dos granulitos básicos do limite mantélico, quando da colisão continental (Weber, 1986; Newton, 1987), está na origem das estruturas da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé e pode admitir condições mais árduas de pressão.

Nos perfis da fig.5.11, quando do cavalgamento dos Migmatitos Pinhal sobre o Complexo Caconde tem-se uma inversão das isógrads metamórficas naquele Complexo (devido a aproximação da lasca quente superior), chegando à zona regional do hiperstênio (Campos Neto e Figueiredo, 1985).

Por outro lado, este "estágio Brasilliano" da história cinemática da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé se deu em domínios ainda distantes da Faixa Alto Rio Grande. Toda essa espessa pilha crustal, oriunda de um arco magmático, imbricada e aquecida, não afetou sobremaneira as unidades da FARG. A sua instalação sobre aqueles terrenos se fez através de zonas miloníticas no grau médio-baixo a baixo, posteriormente.

Este estágio orogênico colisional, que marcou o início do fechamento do Ciclo Brasilliano está registrado, em vários resultados isocrônicos Rb-Sr entre 650 e 620 Ma. (tabela 5.2). O resultado de 790 Ma. (t_0 de 0,7135) para o granito Nazaré Paulista (Tassinari, 1988) deve refletir uma homogeneização isotópica incompleta; na medida em que a colocação deste corpo é tardi-cinemática, evidenciada pelas suas relações de contato e deformação interna.

5.3.4. Estágio Tardi-Pós Orogênico

O principal critério para a identificação do estágio tardi-pós orogênico está na íntima associação geográfica (muitas vezes no mesmo maciço), entre um magmatismo granitóide cálcio-alcalino potássico e outro, de afinidades anorogênicas a estruturas wiborgíticas, ou com granitos róseos diferenciados. O conjunto é intrusivo na foliação metamórfica regional e corta as estruturas desenvolvidas no estágio colisional.

Enquadram-se, em parte, no plutonismo pós-colisional do "grupo III" de Harris et al. (1986), híbridos e de gênese relacionada aos efeitos de sobrevivência da subducção e ao incremento de temperatura,

FIG.5.12. ZONEAMENTO DO MAGMATISMO PLUTÔNICO BRASILEIRO - ESTÁGIOS ARCO MAGMÁTICO MADURO E TARDI-PÓS-OROGÊNICOS.

em domínios infra-crustais, controlado pela taxa de soergulmento. O manto superior pode ser induzido a fusão parcial, por descompressão adiabática, quando do soergulmento (England e Thompson, 1986).

Estão localmente afetados por faixas de uma foliação milonítica sub-verticalizada e metamórfica no grau fraco, que por vezes controlam a forma de amplos dobramentos antiformais. Encontram-se essencialmente no Interior da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé e foram transportados, nesta estrutura, sobre os terrenos da Faixa Alto Rio Grande.

Assim, além de caracterizarem os regimes tectônicos terminais do Ciclo Brasileiro, evidenciam a superposição de novo evento orogênico.

O magmatismo plutônico cálcio-alcálico potássico a sub-alcálico, de fusão predominantemente de material orto-metamórfico infracrustal (tipo I- Caledoniano de Pitcher, 1982), como evidenciado em dados morfológicos de zircão (Wernick e Rueda, 1987), é predominantemente constituído por biotita monzogranitos e quartzo monzonitos porfíricos. São leucocráticos, de baixo índice de cor e com hornblenda subordinada nos termos mais máficos; granitos equigranulares associam-se. Os plútons setentrionais do maciço granitóide Morungaba (Wernick, 1972; Vlach, 1989), o maciço granítico de Atibaia (Campos Neto et al., 1983; Oliveira et al., 1985) e o maciço monzonítico-monzodiorítico de Piracema (Cavalcante e Kaefer, 1984; Campos Neto e Artur, 1983; Janasi, 1986; Janasi e Ulbrich, 1990), além da suíte Pinhalzinho no interior do batólito Socorro (Campos Neto et al., 1984b), são alguns dos corpos granitóides, tardi-orogênicos e intrusivos nos domínios meridionais da Nappe.

O maciço granítico de Itú (Pascholati, 1970; Pascholati et al., 1987 e 1990) possui fácies porfíricas ovóides a texturas wiborgíticas, em Fe-hastingsita-biotita granitos. Essas fácies são correlatas aos granitos tipo-A (Pitcher, 1986), como também podem ser os granitos inequigranulares a biotita e os granitos róseos diferenciados, dominantes na porção sul do Maciço de Morungaba (Vlach, 1985). Os maciços sieníticos tipo Pedra Branca e São Pedro de Caldas (Winters e Ebert, 1978; Winters, 1981), de ambientes tracionais, não necessariamente correspondem a este estágio tectônico, podem refletir o relaxamento final à instalação da Nappe, no Cambro - Ordoviciano.

Os dados geocronológicos (tabela 5.2) situam essas atividades magmáticas no final do Proterozóico Terminal. As séries cálcio-alcálicas, do tipo I Caledoniano, tardi-orogênicas, encontram-se próximas ^a há 610 milhões de anos (Vlach e Kawashita, 1984; Vlach, 1985).

O final do ciclo tectônico Brasileiro, com a estabilização plataformar e início de regimes

tracionais, encontrou-se entre 580 e 600 milhões de anos (Vlach e Kawashita, 1984; Vlach, 1985; Vlach e Cordaní, 1986). Os granitos 3a, associados às fácies wiborgílicas do maciço granítico Itú foram datados há cerca de 585 milhões de anos (Tassinari, 1988).

Parte destes granitóides foram incluídos em uma associação magmática plutônica regional, presente nos terrenos da Nappe do Empurrão Socorro-Guaxupé e da Faixa Aplaí. Ocorrem, independente dos limites tectônicos entre essas unidades e conformam um cinturão denominado de Cinturão Itú (Vlach et al., 1990).

O cinturão Itú define, junto com os batólitos cálcio-alcalinos pré-colisionais, um zoneamento (fig.5.12) e uma distribuição que, nos seus traços gerais, deve refletir a paleogeografia dos limites de placas do Brasileiro. Acompanham, grosselramente os contatos atuais da Bacia do Paraná, com uma forma côncava para noroeste, em um alinhamento nordeste mais geral. Essa distribuição sugere, na microplaca ou no arco magmático do Proterozóico Superior, que o domínio mais estável, ou mais distal, em relação a zona de subducção, encontrava-se sob a bacia do Paraná. Sugere também uma posição tectônica do tipo platô tibetano, ou semelhante aos imbricamentos da sutura setentrional, na retaguarda do arco de Kohistan, na zona Himalaiana (Coward et al., 1986).

CAPÍTULO 6 - OS REFLEXOS OROGÊNICOS BRASILEANOS NA FAIXA ALTO RIO GRANDE

6.1. - CONTEXTO GEOCRONOLÓGICO E ZONAS DE CISALHAMENTO

Se geocronologicamente o Proterozóico Superior encontra-se noticiado na Faixa Alto Rio Grande, a sua relação com a história estrutural, metamórfica e sedimentar ainda não está bem estabelecida.

A Faixa Alto Rio Grande constitui-se em um sítio privilegiado para retrabalhamento crustal durante o período orogênico principal do Ciclo Brasileiro. Foi submetida a regimes compressivos e metamórficos e, provavelmente, a regimes tracionais com sedimentação restrita e tardia.

Os resultados K-Ar em anfibólios (fig.6.1) mostram que a história de seu soergulimento começou a deixar marcas a partir de 750 milhões de anos e seguiu, lentamente, até cerca de 650 milhões de anos; neste período o arrefecimento térmico ultrapassou temperaturas de 535°C (Harrison e MacDougall, 1980).

FIG. 6.1. HISTOGRAMA DE VALORES K-Ar NA FARG (13 DADOS EM ANFIBÓLIO E 21 EM BIOTITAS)

DADOS COLETADOS POR: ARTUR (1980), CAVALCANTE ET AL (1979), CORDANI E BITTENCOURT (1967), HAMA E CUNHA (1977), HAMA ET AL (1979), HEILBRON ET AL (1988) E VASCONCELLOS (1988)

TABELA 6.1. - Resultados isocrônicos Rb-Sr, no Proterozóico Superior, Cambriano e Ordoviciano Inferior na Faixa Alto Rio Grande.

Unidade	Valor Isocrônico	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	Ref.
Zona de Cisalhamento Transcorrente Monte Sião - Milonito granítico róseo. Proximidades de Monte Sião (MG) - Inconfidentes (MG).	620 ± 100	0,7102	1
Mica Xisto - Sequência Depositional Carrancas (?) - sudoeste de Madre de Deus de Minas -MG	636 ± 34	0,7303	2
Zona de Cisalhamento Transcorrentes Três Corações - Migmatito estromático em "pods" - Congonhal-MG.	680 ± 80	0,706	1
Filão granítico róseo nas imediações da Zona de Cisalhamento Transcorrente Monte Sião - NE de Águas de Lindóia -SP.	767 ± 32	0,7595	1
Mica xistos grafitosos . Sequência Depositional Carrancas. Sudoeste de Madre de Deus de Minas - MG	775 ± 40	0,7243	3
Cianita - estaurolita - granada - biotita xistos. Sequência Depositional Carrancas - Santana do Garambéu - MG.	814 ± 32	0,7034	3
Quartzo - biotita xistos - Sequência Depositional Carrancas. Região de Arantina (MG) e Bom Jardim de Minas(MG).	865 ± 55	0,7198	3
Nebulitos em migmatito estromático-flebitico. Migmatito Amparo. Monte Sião (MG).	880 ± 20	0,709	1

Referências: 1. Artur (1988); 2. Heilbron et al, 1989

Entre 650 e 600 milhões de anos a Faixa Alto Rio Grande saltou daquelas condições térmicas à uma predominância de temperaturas inferiores a 310°C (Harrison et al., 1985), evidenciadas nos resultados K-Ar em biotitas (fig.6.1). Neste último período a taxa média de soerguimento, se admitido um gradiente geotérmico de $30^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ (Zettler, 1985 in Zimbres et al., 1990), foi de cerca de $140\text{m}/\text{Ma}$. (compatível com a taxa obtida por Anderson, 1988, para o cinturão grenvilliano, no período de 1.100-900 Ma.).

Os dados Isocrônicos Rb-Sr constituem um espectro entre 880 e 620 milhões de anos (tabela 6.1.), os mais antigos em micaxistos e migmatitos e os mais jovens em filões graníticos e em milonitos de zonas transcorrentes.

Sobre as estruturas da orogênese anterior (Andrelândia) se superpôs uma complexa evolução de cinturões de cisalhamento transcorrentes, destruindo-as completamente ao longo de faixas miloníticas subverticais, orientadas E.NE-W.SW.

No limite setentrional das unidades Uruaúanas da Faixa Alto Rio Grande, junto ao Complexo Campos Gerais, ocorre a zona transcorrente Cássia-Barbacena (Wernick et al., 1981). Apesar de sempre descrita, mas com diferentes denominações, essa zona de cisalhamento é pouco conhecida. Para a compatibilização de modelos tectônicos, tem sido assumida, para ela, uma movimentação sinistral, no entanto sem nenhuma comprovação cinemática (Wernick et al., 1981; Hasui et al., 1990). Correia (1986) admitiu um rejeito dextral no interior do Grupo Araxá; baseou-se na deformação e forma de dobras que Heilbron et al. (1987) reconheceram como penecontemporâneas a zona de cisalhamento. Por outro lado, esses últimos autores, além de Simões et al. (1988) e Simões e Valeriano (1990), mostram, em mapas geológicos de detalhe, o contato entre a Nappe Araxá-Canastra e o substrato gnáissico-migmatítico, bem como as isógradas de metamorfismo, rejeitados dextralmente. No esboço de traços estruturais extraídos de imagens LAND-SAT-TM banda 4 (Hasui et al., 1990) e utilizando-se dos mesmos critérios dos autores, observa-se movimentos destrais nesta zona de cisalhamento, nas proximidades de Lavras-MG.

6.2. O CINTURÃO TRANSPRESSIONAL

Exposto entre os segmentos setentrionais e meridionais da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé tem-se um largo e extenso cinturão transcorrente dextral. Com distintas denominações (Cavalcante et al., 1979; Wernick et al., 1981; Artur, 1988; Hasui et al., 1990) ele constitui-se de 4 faixas

FIG. 6.2 - MAPA COM DESTAQUE PARA AS ESTRUTURAS DO PROTEROZÓICO SUPERIOR E DO CAMBRIANO.

principais de cisalhamento: a zona de cisalhamento transcorrente Três Corações, a zona de cisalhamento transcorrente Lambari; a zona de cisalhamento transcorrente Jacutinga-Natércia e a zona de cisalhamento transcorrente Monte Sião (mapas geológicos em anexo e fig.6.2). Cada uma delas admite um sistema discreto de direções dúcteis-rúpteis (semelhante aos arranjos evidenciados por Wilcox et al., 1973) e determinam domínios em compressão e domínios em tração.

Geram rochas miloníticas recristalizadas, no geral acinzentadas, finas, homogêneas, bandadas ou porfiroclásticas, exhaustivamente descritas, no aspecto petrográfico, por Artur (1988). Biotita marrom esverdeada, sericita, clorita, quartzo e plagioclásio, titanita, epidoto e magnetita, além de anfibólios verde claros (tremolita-actinolita), são os minerais metamórficos estáveis nestes milonitos (Vasconcellos, 1988; Zanardo, 1990a; Perrotta, 1991). Quartzo em *ribbons*, a grãos equidimensionais, poligonais e a junções triplíceis, são muito frequentes; representam (como ressaltou Perrotta, 1991) a restauração mineral tardi-cinemática, pela manutenção de temperaturas superiores a 400°C, de grãos alongados sin-cinematicamente (Boullier e Bouchez, 1978). Localmente reconhece-se que essa assembléa mineral adveio de reações de estabilização de uma paragênese, recristalizada em mosaico, de plagioclásio, microclínio, quartzo, biotita e hornblenda (Zanardo, 1987).

As relações e associações minerais acima são compatíveis com condições metamórficas no grau médio, evoluindo (tardi-cinematicamente?) a uma estabilização no grau fraco - zona da biotita. Evidenciam um episódio essencialmente dúctil de deformação ao longo das zonas transcorrentes.

Granitos rosados hololeucocráticos e granitos a biotita e mais raramente a duas micas, acinzentados, leuco a hololeucocráticos, filonéanos e em diques, no geral decimétricos, são intrusivos no interior das zonas transcorrentes. São cedo a sin-cinmáticos, diferencialmente deformados (fig.6.3) e cortados por filões tardi a pós-cinmáticos, intrusivos e isótopos, nas texturas miloníticas. Configuram localmente, sobretudo nos domínios sul-ocidentais mais profundos da zona de cisalhamento Monte Sião, aspectos de migmatitos estromáticos de injeção.

O transporte destral ao longo destas faixas miloníticas foi demonstrado, por Trouw et al. (1982) e por Perrotta (1991), na zona transcorrente Três Corações. Macroestruturas na zona transcorrente Monte Sião (fig.6.3) indicam a mesma relação cinemática. A um transporte e encurtamento sob condições dúcteis, seguiram-se pelo menos 7km de rejeto rúptil, ao longo da zona transcorrente Três Corações em São Gonçalo do Sapucaí (a partir do mapa geológico de Perrotta, 1991).

PORFIROCLASTOS σ E δ DE SIMPSON (1986)

"PODS" COM DOBRA ASSIMÉTRICA D_3 SUPERPOSTA A ISOCLINAL D_2 . (MOVIMENTAÇÃO DESTAL)

FIG. 6.3—ESTRUTURAS CINEMÁTICAS NA ZONA DE CISALHAMENTO TRANSCORRENTE DESTAL DE MONTE SÃO (ENTRE MONTE ALEGRE DO SUL E ÁGUAS DE LINDÓIA - SP).

Φ T CAVALGAMENTO DA SUTURA TAGUAR

PERFIL SERRA DAS ÁGUAS A NORTE DE SANTA QUITÉRIA (MG)

PERFIL ENTRE A SERRA DO CAMPO REDONDO E SERRA DE SANTA RITA A SUL DE SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ

FIG.6.4-DOBRAS D₃ E ESTRUTURAS ASSOCIADAS.

A predominância de movimentos dextrais em um padrão amendoado e estreito das faixas miloníticas, contribuíram para o estabelecimento de domínios em transpressão (Harland, 1971). Milonitos sub-horizontais e subsequentemente dobrados, comuns nas zonas transcorrentes Jacutinga-Natércia e Monte Sião, correspondem a segmentos acavalados de estruturas em flôr, de domínios transpressionais. O "cavalgamento Ribeiros", sul da folha São Gonçalo do Sapucaí (Perrota, 1991), pode representar uma megaestrutura deste tipo, na zona transcorrente Lambari (não há controle de estruturas com indicação cinemática).

Uma lineação de estiramento mineral que, de leste para oeste, orienta-se para E-NE, para E-W e para N-NE, paralelamente às faixas transcorrentes, predomina neste cinturão e incrementa-se junto às zonas miloníticas, sejam elas sub-verticais ou sub-horizontais. Possuem um fraco caimento, no geral entre 0° e 20° .

Um dobramento assimétrico, inclinado a normal, com fraco caimento, ocorre no interior dos domínios em transpressão. São dobras anisopacas, na sub-classe 1C, que chegam a isoclinais de formas próximas a classe 2. São de subcentimétricas a estruturas antiformais e sinformais contínuas e com cerca de 1000m de comprimento de onda, por 750m de amplitude média. As megaestruturas contínuas exibem formas assimétricas e inclinadas, em S e em Z, convergentes para o interior da zona de cisalhamento dúctil. Lá dispõem-se com um padrão em M, onde o plano axial encontra-se subverticalizado. Representam um dobramento sem vergência unidirecional e é controlado, nos domínios transpressionais, pelo encurtamento contra a zona de cisalhamento. Essas dobras arrefecem-se e desaparecem fora destes domínios.

Constituem, na hierarquia dos dobramentos superpostos da Faixa Alto Rio Grande, dobras de 3ª fase (fig.6.4). Desenvolvem figuras de interferência do tipo 3 (dobramentos homoaxiais) com as pequenas dobras D_2 da orogênese Andrelandiana. Admitem uma lineação-B de intersecção mineral e localmente de estiramento (lineação a) paralelas as zonas de charneira.

Uma xistosidade define o plano axial metamórfico destas dobras anisopacas. É uma foliação (S_3) penetrativa, nos domínios em transpressão, planar e que evolui a corredores de foliação milonítica. O metamorfismo, ao longo desta foliação, caracteriza-se pela reorientação de granadas e pela recristalização de biotita marrom esverdeada e de muscovita. A hornblenda, sillimanita e clanita encontram-se instáveis, parcialmente substituídas por tremolita-actinolita, biotita verde clara, ou sericita e clorita. Os plagioclásios

FIG. 7.1 - MAPA TECTÔNICO DO SUDESTE CENTRO-MERIDIONAL

são saussuritizados.

As condições metamórficas dos domínios encurtados pela transpressão encontram-se, como na instabilização tardi-cinemática das zonas transcorrentes, no grau fraco de Winkler (1976), zona da biotita.

O registro geocronológico Rb-Sr, situado entre 750 e 650 milhões de anos (tabela 6.1.) e geograficamente localizado no interior e nos limites deste cinturão de cisalhamento, é aqui admitido como o período principal das deformações transpresssionais da orogênese Brasileira na Faixa Alto Rio Grande. O soergulimento, penecontemporâneo ao dobramento antiformal foi sendo assinalado na passagem metamórfica das condições de grau médio ao grau fraco, portanto na retenção do argônio radiogênico pelos anfibólios (fig.6.1.). O início dos deslocamentos dúcteis dextrais, que na Faixa Alto Rio Grande ocidental se fez na fácies anfibolito, parece ser um pouco mais antigo, como sugere o registro geocronológico (tabela 6.1.).

O desenvolvimento deste cinturão dúctil transcorrente destal e transpresssional pode ser resultado do campo de esforços oriundo do estiramento e compressão unidirecional que agiam quando da evolução pré e sin-colisional no arco magmático da província Brasileira. A compressão, advinda do transporte para NW daquela microplaca, é dinamicamente compatível com o desenvolvimento de zonas transcorrentes destrais e orientadas E.NE-W.SW.

6.3. OS DOMÍNIOS TRANSTENSIONAIS E A SEDIMENTAÇÃO

Os maiores domínios em extensão, que permitiram o estabelecimento de pequenas depressões alongadas, encontram-se diretamente relacionados com a forma das zonas de cisalhamento. As inflexões destas faixas na direção do sentido de movimento (Ramsay e Hubert, 1987) facilitaram, no esquema simples de cisalhamento destal-Inflexão para a direita, a abertura de bacias transpresssionais, do tipo *pull apart* (Crowell, 1974 a e b), de pequenas dimensões e pouco subsidentes.

É o caso da estreita (1,3km) e alongada (7,5km) "bacia", a noroeste de Pouso Alegre (MG), estabelecida entre a zona transcorrente Jacutinga-Natércia, encurvada para a direita (sudeste) e uma ramificação sintética da zona transcorrente Monte Sião (fig.6.2).

Testemunhos de rochas de baixo grau metamórfico foram mapeados (Vasconcellos, 1988) a sul da inflexão para a direita da zona transcorrente Jacutinga-Natércia, a nordeste de Ouro Fino-MG (mapa

geológico anexo 1 e fig.6.2.). Podem corresponder a restos da denudação de uma "bacia", desenvolvida em um campo sob transtensão.

A norte de Eleutério-MG, outra estreita "bacia" (1 x 5km); limitada a norte pela flexão para a direita de um ramo destal da zona transcorrente Três Corações (mapa geológico anexo 1 e fig.6.2); parece ter seu comprimento controlado pelo movimento de e uma faixa antitética de cisalhamento.

Estas estreitas faixas lineares metassedimentares, discordantes sobre as unidades pré-Uruaçu e Uruaçu da Faixa Alto Rio Grande, correspondem às Formações Pouso Alegre (Leonardos Jr. et al., 1971) e Eleutério (Ebert, 1968; 1971), correlacionadas, entre si, nos mapeamentos regionais e nas sínteses geológicas (Cavalcante et al., 1979; Hasui e Oliveira, 1984).

Constituem-se de metaconglomerados e metabrechas polimíticas e intraformacionais, de metassiltitos, metarcóseos, metarenitos, filitos e muito subordinadamente de metamargas.

As rochas rudáceas possuem pouca matriz (arcoseana ou pelítica) e seixos angulosos (localmente arredondados), centimétricos a métricos e dispostos caoticamente ou imbricados. Predominam seixos de quartzitos e de quartzitos micáceos e, subordinam-se, seixos de gnaisses quartzosos, de biotita gnaisses acinzentados, de migmatitos cinza, pegmatitos e rochas miloníticas. Representam uma assembléia clástica de curto transporte e rápida deposição, originada na erosão de unidades da Faixa Alto Rio Grande.

O posicionamento estratigráfico destas faixas metassedimentares é ainda incerto. Baseia-se na não descrição de seixos oriundos de unidades da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (Campanha et al., 1983 a e b; Artur, 1988; Zanardo, 1987).

Os metassiltitos são cinza esverdeados, onde os grãos arredondados de quartzo (em fina matriz ardosiária, sericito-clorítica e com carbonato) definem estratificações plano paralelas, gradacionais e cruzadas, aparentemente controladas por influxos turbidíticos. Contém, repetidamente, depósitos ressedimentados mais grossos, como as brechas intraformacionais. Delgadas metamargas intercalam-se na Formação Pouso Alegre.

Metarenitos feldspáticos e metarcóseos ocorrem por toda a coluna litoestratigráfica destas formações. São rochas de granulação fina a média, que contém estruturas de corte e preenchimento, *clay balls* e estratificações gradacionais e cruzadas de pequenos portes. Podem intercalar lentes de (magnetita)-clorita-quartzo-sericita filitos ou ardósias.

As superfícies de estratificação possuem mergulhos médio a fortes para norte (na Formação Eleutério) e para sul (na Formação Pouso Alegre) e a clivagem ardosiana é subvertical, a levemente inclinada no sentido oposto ao mergulho das camadas. Este arranjo acompanha estruturas anticlinoriais do evento orogênico-deformacional posterior.

As condições de metamorfismo (grau fraco-zona da clorita) são mais baixas que aquelas na foliação dos domínios transpressionais e nos milonitos. Os resultados K-Ar em clorita obtidos na Formação Pouso Alegre (530 Ma., Hama e Cunha, 1977 e 485 Ma., Cavalcante et al., 1979) refletem soerguimento no evento orogênico subsequente.

Assim, as relações geológicas sugerem que a abertura das bacias de *pull apart* (nos domínios em transtensão e preenchidas por influxos fluviais em ambientes lacustrinos) ocorreu tardiamente ao evento transpressional principal. Por outro lado, ela parece ter antecedido a estruturação regional em mega-antiformes e sinformes e a chegada da Nappe (na medida em que ocorrem exclusivamente na Faixa Alto Rio Grande e não possuem clastos daquela unidade).

O período de máximo soerguimento da Faixa Alto Rio Grande, no final da orogênese Brasílica, há cerca de 600 milhões de anos (fig.6.1.), parece ser o mais favorável para a deposição destas Formações.

Estes cinturões de cisalhamento transcorrente refletem os regimes de esforços na província Brasílica, que preparava seu avanço contra a Faixa Alto Rio Grande. Geométrica e cinematicamente podem ter, também, condicionado o limite meridional da bacia epicontinental Bambuí e permitido o avanço, em nappe, da ruga Araxá-Canastra. Possuía assim, uma complexa e longa história evolutiva, com conteúdo de (raiz) uma rampa lateral e de limite "transformante" continental.

Desconhece-se, na Faixa Alto Rio Grande, um critério seguro para o fim da orogênese Brasílica.

CAPÍTULO 7 - A OROGÊNESE RIO DOCE E A ESTABILIZAÇÃO DOS DOMÍNIOS DA FAIXA ALTO RIO GRANDE E DA NAPPE DE EMPURRÃO SOCORRO-GUAXUPÉ

7.1. - OROGÊNESE RIO DOCE - UMA APRESENTAÇÃO

Findas as manifestações plutônicas cálcio-alcálicas/ peralcalinas, pós-colisionais, no arco

magmático Brasileiro e a evolução para o soerguimento e regimes tracionais registrados na granitogênese tipo-A (há 585-600 Ma.), teve-se a estabilização desta província tectônica brasileira.

A abertura e subducção de novo espaço oceânico, na retaguarda (em relação ao sentido de transporte) e distante destes terrenos Brasileiros, parece remontar há 600 Ma., com o estabelecimento de novo arco magmático cálcio-alcálico nos domínios Juiz de Fora e Paraíba do Sul (Campos Neto e Figueiredo, 1990).

A história desta nova expansão e consumo de placa oceânica ainda é pouco conhecida. Pode ter controlado o fechamento completo das condições oceânicas brasileiras, constituindo-se em outro ciclo tectônico. Pode, no entanto, representar processos, sucessivos no tempo e no espaço, de fechamento de bacias marginais, colisão de arcos magmáticos e migração das zonas de subducção, em um espaço oceânico "permanente", constituindo-se assim em um sub-ciclo orogênico.

Os inúmeros dados geocronológicos Rb-Sr, U-Pb em zircões e K-Ar, no extremo setentrional deste cinturão (Siga Jr., 1986; Siga Jr. et al., 1982), permitem - juntamente com os dados obtidos nos domínios Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Costeiro (Delhal et al., 1969; Cordani e Teixeira, 1979; Machado Filho et al., 1983; Batista, 1984; Fonseca et al., 1984; Sollner et al., 1987 e 1989; Tassinari, 1988; Wiedemann, 1989) - visualizar uma história orogênica compatível com um ciclo tectônico.

Campos Neto e Figueiredo (1990), aliando o contexto metamórfico-deformacional de diferentes séries magmáticas plutônicas, ao controle geocronológico pré-existente, permitiram-se um ensaio de reconstrução:

- da evolução de um arco magmático cálcio-alcálico no Proterozóico Superior Terminal/Eo-Cambriano;
- de uma colisão no início do Cambriano Inferior;
- de novo pulso metamórfico-deformacional no Cambriano Médio Superior;
- de um plutonismo tardi a pós-orogênico, bimodal, básico alcálico e ácido cálcio-alcálico, no limite Cambro-Ordoviciano;
- de um plutonismo do tipo-A no Ordoviciano Inferior;
- e de soerguimento final do cinturão no limite superior do Ordoviciano Inferior.

Este cinturão orogênico, que no tempo foi quase contemporâneo ao cinturão Paraguai-Araguaia, representa os terrenos suspeitos de uma microplaca, acrescida frontal e lateralmente ao Cinturão

Brasiliiano, provavelmente há 550 Ma. (período metamórfico principal). Constitui um evento orogênico maior e independente, aqui denominado de Orogênese Rio Doce (sítio geográfico de maior acúmulo de informações geocronológicas, Silva Jr., 1986).

A organização tectônica deste conjunto de terrenos acrescionados (fig.7.1), assemelha-se a evolução apalachiana (Williams e Hatcher, 1982), sendo que, no tempo, o período orogênico Rio Doce se superpôs aos estágios pré-tacônicos dos Apalaches e pré-Caradoc (Ordoviciano Médio) da história do Oceano Iapetus, do caledoniano britânico (Watson e Dunning, 1979).

A progressão para noroeste destas estruturas colisionais, levou ao retrabalhamento da borda sudeste do Cráton do São Francisco, que, aparentemente, mergulhou, em uma subducção do tipo A, sob a espessa e imbricada escama infra-crustal dos terrenos Juiz de Fora.

A frente dos terrenos Brasiliianos retomou, já em outro nível crustal, o avanço para noroeste da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, "depositando-a", como um terreno suspenso, sobre a Faixa Alto Rio Grande e sobre parte da margem retrabalhada do Cráton do São Francisco.

O limite desta estrutura alóctone está registrado, sob a Bacia do Paraná, na anomalia gravimétrica positiva e linear (Almeida et al., 1980), contínua do sul mineiro a Goiás, ligando os terrenos infra-crustais da Nappe, aos terrenos infra-crustais, alóctones, do "Maciço Central de Goiás".

A "fronteira" entre os dados K-Ar Cambrianos e aqueles no Proterozóico Médio-Superior, esboçado no anexo 2 (segundo Teixeira inédito, com.verb.), marca o limite do avanço da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, em parte contra a Faixa Brasília que, no Brasiliiano, chegou completamente alóctone sobre o Grupo Bambuí (bacia do tipo *foreland*, de estágio tectônico compressional, Klang et al., 1988; Simões e Valeriano, 1990).

Os dados gravimétricos analisados por Almeida et al. (1980) e por Davino et al. (1986) mostram a expressiva anomalia linear e negativa, que marca o espessamento crustal e a frente, subductada, do antigo Cráton do São Francisco.

7.2. A INSTALAÇÃO DA NAPPE DE EMPURRÃO SOCORRO-GUAXUPÉ

Os dados K-Ar, seja na Faixa Alto Rio Grande (fig.6.1), seja na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (fig.7.2), mostram um salto no soerguimento destes terrenos no fim do Ciclo Brasiliiano. No

Tabela 7.1. - Resultados isocrônicos Rb-SR na FARG e na NESG, compatíveis com a orogênese Rio Doce.

Unidade	Valor Isocrônico em MA.	T_0	Ref
FAIXA ALTO RIO GRANDE			
Milonito gnáissico bandado, cinza escuro. Arredores de Silvanópolis, desenvolvido sob a NESG.	490 ± 10	0,7319	1
Filão granítico hololeucocrático a granada, cinza claro e não foliado, em Migmatito Amparo-Amparo-SP.	496 ± 33	0,7382	NT
Filão granítico hololeucocrático cinza-rosado e não foliado, em Migmatito Amparo - Borda da Mata-SP.	500 ± 30	0,7273	1
Filão granítico hololeucocrático cinza e não foliado, em Migmatito Amparo - Águas de Lindóia-SP.	570 ± 14	0,7121	1
Micaxisto da Sequência Depositional Carrancas (?) a SW de Madre de Deus de Minas.	578 ± 31	0,7322	3
NAPPE DE EMPURRÃO SOCORRO-GUAXUPÉ			
Granito 3b róseo e hololeucocrático. Complexo Granítico Morungaba.	$495 \pm 3,5$	0,7099	9
Filão Granítico intrusivo em migmatito. Complexo Piracaia (?) - Delfim Moreira-MG.	500	0,723	5
Granada biotita granito porfiroclástico. Terrenos infracrustais entre Machado e Alfenas-MG.	510 ± 50	0,7109	1
Hiperstênio sienito. Terrenos infracrustais granulito-migmatito-charnockíticos - Aceburgo-MG.	550 ± 55	0,714	8
Enderbitito gnáissico a feldspato-K rosado. Terrenos infracrustais granulito-migmatito-charnockíticos.	553 ± 14	0,7101	7
Charnockito milonítico. Terrenos infracrustais granulito-migmatito-charnockíticos. Paraguaçu-MG.	560 ± 20	0,7107	1
Charnockito milonítico dos terrenos infracrustais granulito-migmatito-charnockíticos. Machado-MG.	565 ± 35	0,7076	1
Série monzodiorito-monzonítica Piracaia intrusiva no Complexo Piracaia e no batolito Socorro - Piracaia-SP.	582 ± 13	0,7058	4
Granada biotita granito porfiroclástico. Terrenos infracrustais granulito-migmatíticos. Areado-MG.	585 ± 40	0,7588	2
Filão granítico intrusivo em migmatitos do Complexo Piracaia (?) - Delfim Moreira-MG.	588 ± 35	0,7185	6

1. Artur (1988); 2. Artur et al. (1988); 3. Heilbron et al. (1989); 4. Janasi (1986); 5. Kawashita (com.verbal); 6. Kawashita in Tassinari (1988); 7. Teixeira (com.verbal); 8. Oliveira et al. (1986); 9. Vlach (1985).

entanto, mostram também que esses mesmos terrenos voltaram a árduas condições térmicas, para retomarem, há cerca de 550 milhões de anos, o soergulimento final.

Resultados Isocrônicos Rb-Sr também encontram-se coerentemente distribuídos neste período (tabela 7.1). Estão ligados a produção de material granítico filoneano (fig.7.3) e a um evento metamórfico-deformacional que, situado entre 580 e 490 milhões de anos, deve ter representando o reflexo frontal da orogênese Rio Doce.

Se estes dados contribuem para a evolução geológica conjunta, no tempo e no espaço, destes dois domínios tectônicos, eles ainda encontravam-se distantes até o final do Ciclo Brasiliano. Os dados isotópicos de Sr mostram que o conjunto do magmatismo plutônico Brasiliano, exclusivo da Nappe e que admitiu a fusão parcial de um grande volume de material infra-crustal, não teve contribuição dos terrenos gnáissico-migmatíticos antigos da Faixa Alto Rio Grande (fig.7.4). Por outro lado, todo esse plutonismo, que, sem respeitar os limites meridionais da Nappe, encontra-se também na Faixa Aplai, não ocorre na Faixa Alto Rio Grande. Chegou, alóctone, no interior da estrutura da NESG, em tempos pós-Brasilianos.

O registro estrutural, da evolução conjunta destes terrenos, inicia-se com as estruturas desenvolvidas ao longo das espessas faixas miloníticas de baixo ângulo de mergulho. Elas contém os indicadores cinemáticos da direção e/ou do sentido de transporte (para noroeste). Encontram-se nos terrenos da NESG e sobretudo na FARG nas proximidades dos contatos da Nappe (fig.7.5). Às estruturas de estiramento, de porfiroclastos rotacionados, de dobras intrafoliais com a zona de charneira na direção cinemática-a (à NW) e de dobras em bainha, associam-se dobras anisopacas, achatadas e estiradas, isoclinais e com dimensões na centena de metros. Distinguem-se dos demais dobramentos, por ocorrerem no interior da zona de cisalhamento e por indicarem o transporte, através de sua assimetria e sua relação com outras estruturas cinemáticas.

São faixas com altas taxas deformacionais, desenvolvidas sob condições metamórficas de grau médio. Este registro metamórfico está assinalado em texturas retrometamórficas, associadas a intensos processos de cominuição, de estiramento e rompimento/boudinage mineral. Os piroxênios, instáveis, passam a anfibólios hastingsíticos, ou cummingtoníticos e estes a biotita verde clara-marrom. Locais incrementos metamórficos, por *shear heating*, ocorrem em delgadas (centimétricas) faixas miloníticas, a sillimanita, em quartzitos tipo Serra dos Felixos.

Uma intensa reativação das zonas de cisalhamento transcorrentes, mantendo a predominância

FIG.7.2-HISTOGRAMA DE VALORES K-Ar NOS TERRENOS DA NESG (15 DADOS EM ANFIBÓLIO E 23 EM BIOTITA)

DADOS COLETADOS POR: CAVALCANTE ET AL (1979), CORDANI E BITTENCOURT (1967), CORDANI E TEIXEIRA (1979), EBERT E BROCHINI (1968), HASUI E HAMA (1972), OLIVEIRA (1972) E VLACH (1985)

FIG 7.3-ISÓCRONA Rb-Sr PARA GRANITO FILONEANO EM MIGMATITO AMPARO (DADOS FIGUEIREDO, INÉDITOS)

- GRANULITOS E CHARNOCKITO GNAISSES DOS TERRENOS INFRACRUSTAIS DA NESG
- CHARNOCKITO, MANGERITO E HIPERSTÊNIO SIENITO DA SUITE SÃO JOSÉ DO RIO PARDO
- GRANADA GRANITO GNAISSES
- ⊙ MIGMATITO COMPLEXO PIRACAIA
- ⊕ DIATEXITOS-MIGMATITOS PINHAL
- ⊖ GRANADA GRANITO NAZARÉ PAULISTA
- GRANITOS MORUNGABA E ITU E MONZODIORITO PIRACAIA

FIG.7.4-DIAGRAMA ISOTÓPICO DO Sr PARA A NESG.

AFLORAMENTO NAS IMEDIAÇÕES DE CONCEIÇÃO DA PEDRA (MG)

PEQUENAS ESTRUTURAS CINEMÁTICAS EM MILONITO GNAISSES TIPO SERRA NEGRA A SW DE SOCORRO (SP)

FIG.7.5-PEQUENAS ESTRUTURAS NA FARG, DEVIDAS AO TRANSPORTE DA NESG

do transporte destal, se deu tardiamente a chegada da Nappe, sob condições metamórficas no grau fraco. Milonitos de assembléas litológicas de terrenos infra-crustais da NESG encontram-se, na zona transcorrente Três Corações, nestas condições de metamorfismo e deformação (Zanardo, 1987).

Essa imponente lasca crustal, que se instalou sobre a Faixa Alto Rio Grande (e, alhures, sobre a Faixa Brasília), resulta (ou é o reflexo frontal) de uma sutura que acrescionou, a retaguarda de um arco magmático (microplaca) Rio Doce, a terrenos orogênicos Brasília. Possui a qualidade, ela também, de um novo limite acrescionário.

Em toda a história de seu transporte não foram gerados novos planos de deslocamento. A foliação milonítica, iniciada no empilhamento colisional do arco magmático Brasília, foi reaproveitada, sob condições metamórficas cada vez mais brandas, na viagem para noroeste desta lasca crustal.

Na faixa Alto Rio Grande, a foliação Andrelandiana - S_2 , orientada sub-horizontalmente, também foi reaproveitada e recuperada, comunída e estirada, passando, transicionalmente, a uma estrutura milonítica. Essa transição, superimposta após um lapso de tempo admitido em cerca de 720 milhões de anos, cria, no campo, a falsa impressão de degeneramento da estrutura planar antiga, por cisalhamento, em um único evento.

7.3. O DOBRAMENTO CILÍNDRICO E AS ESTRUTURAS ANTICLINORIAIS

A compressão responsável pelo avanço da Nappe gerou, já em um andar crustal superior, um dobramento, por *buckling*, orientado quase ortogonalmente a direção de transporte, e contínuo através da NESG e da FARG.

São dobras anisopacas a isopacas, com relação variável entre comprimento de onda e amplitude, classificadas na subclasse 1C, tendendo a subclasse 1B. São assimétricas e inclinadas nos flancos das estruturas maiores, com os planos axiais convergindo, discretamente, para o intrado antiformal, em cuja zona de charneira predominam dobras quase simétricas, normais (fig.7.6).

As superfícies dobradas são os bandamentos pretéritos e a foliação S_2 - (Andrelandiana) na FARG, a foliação S_2 (Brasília) nos Complexos Caconde e Piracala e nos terrenos granulíticos infra-crustais da NESG, a foliação milonítica da Nappe e a foliação milonítica impressa pela Nappe na Faixa Alto Rio Grande. As dobras destas superfícies são de geometria predominantemente cilíndrica, sugerindo o

MIGMATITO AMPARO-PEDREIRA DE AMPARO- SP- FARG.

ZONA DE CISALHAMENTO (NESG) PÓS-D4

a- "PODS" COM FIGURA DE INTERFERÊNCIA

TIPO 3 ENTRE D3 E D2

b- "PODS" COM FIGURA DE INTERFERÊNCIA

TIPO 3 ENTRE D4 E D2

DOBRA D3 (SUBCLASSE 1C), SEM XITOSIDADE PLANO AXIAL.

HORNBLENDA GRANITÓIDES SÃO JOSÉ DO RIO PARDO (FORA DE DOMÍNIOS TRANSPRESSIVOS)-NESG

FIG-76- ESQUEMAS DE PEQUENAS DOBRAS DA OROGÊNESE RIO DOCE

predomínio de uma disposição sub-horizontal, anterior a este dobramento.

No domínio norte-oriental da Faixa Alto Rio Grande e, através daí para o interior do segmento setentrional da Nappe do Empurrão Socorro-Guaxupé, as megadobras orientam-se para E.NE-W.SW, com suave calamento para W.SW (fig.6.2). Essa orientação predomina na FARG a norte da zona de cisalhamento transcorrente Três Corações e, entre esta e a zona de cisalhamento transcorrente Monte Sião, no "corredor" Ouro Fino - Natércia (Perrotta, 1991 e Vasconcellos, 1988). O substrato da Sequência Depositional Carrancas, Gnálsses Heliodora, aflora no núcleo de um redobramento anticlinal com discreto calamento para W (fig.7.7A). No segmento meridional da NESG, incluindo seus milonitos frontais e os milonitos de seu substrato (na FARG), esse dobramento orienta-se sensivelmente para NE-SW (fig.7.7B, C, D e E).

No interior da Nappe do Empurrão Socorro-Guaxupé e na Faixa Alto Rio Grande, fora do domínio do cinturão de cisalhamento transcorrente, essas estruturas constituem, no aspecto puramente geométrico da hierarquia geral dos dobramentos superpostos, dobras de 3ª fase (Trouw et al., 1980; 1982; 1982a; 1986; Fiori e Choudhuri, 1979; Campos Neto e Basel, 1983; Campos Neto et al., 1984a; 1984c; Morales et al. 1985; Morales, 1988).

Na Faixa Alto Rio Grande ocidental, no interior do cinturão de cisalhamento transcorrente, entre as zonas miloníticas Monte Sião e Três Corações, essas dobras tem sido descritas como de 4ª fase (Campos Neto, 1985; Basel et al., 1986; Vasconcellos, 1988; Peloggia, 1990; Perrotta, 1991). Superimpõem-se a dobras de geometria, forma e dimensões semelhantes, descontínuas, mas intensas nos domínios transpressionais; são quase homoaxiais e de difícil distinção. Os critérios básicos na separação destas dobras, daquelas da transpressão, estão nas figuras de interferência (tipo 3) e na qualidade do plano axial.

O dobramento da Orogênese Rio Doce, na FARG e na NESG, desenvolve uma clivagem plano axial S_3 (ou S_4), de crenulação zonal, discreta ou rústica (segundo a classificação de Gray, 1977), nos termos mais pelíticos ou incompetentes e uma clivagem espaçada, plano paralela e polida, anastomosada ou rústica (segundo a classificação de Powell, 1979), nos termos mais competentes. Ambas desenvolveram-se, sob distintas intensidades de encurtamento, em um campo deformacional de dissolução por pressão. Nos metassedimentos pelíticos finos, das Formações Pouso Alegre e Eleutério, a discreta clivagem ardosiária, ou xistosidade filítica $-S_1$, que encontra-se no grau fraco- zona da clorita,

A. ANTICLINÓRIO HELIODORA
(D4) FARG
CURVAS DE CONTORNO DE 212 PÓLOS
DE FOLIAÇÃO S₂: 2,4-3,8-5,7-7,6
8,7 %.

B. MILONITO GNAISSES (FARG) NA ZONA DE CISA-
LHAMENTO DÚCTIL SOB A NESG

CURVAS DE CONTORNO DE 180 PÓLOS DE FOLIA-
ÇÃO MILONÍTICA: 1,6-3,2-5,4-7,5-9,7-10,8 %.

C. MILONITOS DA NESG
CURVAS DE CONTORNO DE 168 PÓLOS DE
FOLIAÇÃO MILONÍTICA: 1,7-3,5-5,3-10,1-11,9 %.

D. GRANULITOS E MIGMATITOS DO COMPLEXO
CRISTINA A NORTE DE BRAGANÇA PAULISTA-SP
CURVAS DE CONTORNO DE 120 PÓLOS DE FO-
LIAÇÃO S₂: 0-3,3-7,5-11,6-15,8-18,3 %.

E. MIGMATITOS DO COMPLEXO PIRACAIA A NORTE
DE BRAGANÇA PAULISTA (SP).
CURVAS DE CONTORNO 124 PÓLOS DE FOLIAÇÃO
S₂ (S₁): 0-2,4-5,6-9,6-11,2 %.

FIG. 7.7-GEOMETRIA CILÍNDRICA E ORIENTAÇÃO NE-SW A E-W DO DOBRAMENTO NORMAL
DA OROGÊNESE RIO DOCE (LOCALIZAÇÃO NA FIG 7.8)

dispõe-se, regionalmente, no plano axial de mega estrutura antiformal que, a grosso modo, parece representar a continuidade para oeste, do anticlinório Heliadora.

Assim, esse dobramento cilíndrico, que consolidou a justaposição estrutural dos terrenos suspeitos da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, sobre os terrenos alóctones da Faixa Alto Rio Grande, foi gerado em um nível estrutural (ou crustal) mais alto que aquele dos dobramentos de domínios transpressionais.

Um importante soergulimento ocorreu, no conjunto destes terrenos agora justapostos, quando deste dobramento cilíndrico. O expressivo registro K-Ar em biotitas (fig.7.2) e isocrônico Rb-Sr (tabela 7.1), há cerca de 550 milhões de anos (nos estágios inferiores do Cambriano Inferior), deve marcar este episódio.

Toda a exposição da FARG ocidental, entre os limites miloníticos da NESG, descontada as removimentações verticais das zonas transcorrentes, está controlada por um megadobramento anticlinorial desta fase (em parte o anticlinal de Amparo de Ebert, 1978; em parte o anticlinório de Heliadora).

7.4. A INFLEXÃO BUENO BRANDÃO-SAPUCAÍ

A forma atual em bumerangue da Faixa Alto Rio Grande ocidental, está controlada por uma mega-inflexão, com traço axial noroeste-sudeste, denominada de inflexão Bueno Brandão-Sapucaí (Campos Neto, 1985). Corresponde a uma grande estrutura dúctil, que se superpõe aos dobramentos cilíndricos anteriores, às zonas transcorrentes e suas dobras transpressionais e às estruturas da Orogênese Andrelandiana. Todas elas foram reorientadas, no sentido anti-horário, de E.NE-W.SW para N.NE-S.SE (a N-S), na faixa entre Amparo e Itapira-Águas de Lindóia (fig.6.2 e mapas geológicos anexos 1 e 2).

As direções, aí sub-meridianas (reorientadas) dos dobramentos cilíndricos da estrutura anticlinorial de Amparo, bem controlada na sua terminação periantiformal (fig.7.8), foram evidenciadas em diversos trabalhos localizados (Artur et al., 1979; Artur, 1980; Basel et al., 1986; Peloggia, 1990).

As pequenas estruturas, que se relacionam com a inflexão Bueno Brandão - Sapucaí, são dobras isopacas a anisopacas, acilíndricas e normalmente com fortes calamentos para leste, ou pra oeste

FIG.7.8

F: GEOMETRIA E ORIENTAÇÃO DA TERMINAÇÃO PERIANTIFORMAL DA ANTIFORMA DE AMPARO (MIGMATITOS AMPARO E ORTOGNAISSES SERRA NEGRA)

(conforme a orientação dos flancos do dobramento anterior). O plano axial é uma clivagem espaçada, ou de crenulação discreta, ou rústica e a ele associam-se *kink bands* e *kinks* conjugados.

Os elementos estruturais lineares menores, das estruturas anteriores deformadas, ao contrário das grandes estruturas, sofreram uma maior rotação anti-horária, chegando ao paralelismo com a direção NW-SE, axial desta inflexão. É o caso dos eixos e lineações B das pequenas dobras do anticlinório de Amparo, dos eixos B das dobras dos domínios transpressionais e os eixos e lineações B das dobras recumbentes da orogênese Andrelandiana (fig.7.9).

A rotação para noroeste, dos elementos lineares no interior desta inflexão, deve-se a uma retomada do avanço para noroeste, ou a um incremento, local, do cisalhamento dúctil no substrato da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, já instalada sobre a Faixa Alto Rio Grande.

Estruturas do tipo *mica-fish*, com recristalização fina de mica branca; de arranjos entre superfícies S e C, onde as foliações S correspondem a discretos planos de dissolução por pressão, ou de arranjos entre superfícies S e T, onde as direções T correspondem a vênulas preenchidas por quartzo, ocorrem com frequência. No geral são sigmoides e indicam um cisalhamento dúctil com transporte para noroeste.

As condições de formação destas estruturas cinemáticas são compatíveis com um retrometamorfismo, no grau fraco, das zonas miloníticas da Nappe (são frequentes as passagens de biotita para clorita e/ou mica branca, saussuritizações dos plagioclásios e venulações de epidoto).

O cavalgamento de Santana do Garambéu, na porção oriental da FARG (Gonçalves, 1988), que trunca as isógrads metamórficas D_2 (Trouw et al., 1986) desenvolve microestruturas semelhantes a estas aqui descritas.

Assim, a inflexão Bueno Brandão - Sapucaí parece corresponder a uma megadobra em bacia da Faixa Alto Rio Grande ocidental, gerada sob a Nappe e após a sua instalação.

O avanço episódico da Nappe, cada vez em um nível estrutural mais alto, chega a gerar sistemas imbricados de cavalgamentos (fig.7.11), característicos de domínios crustais mais altos.

7.5. AS ÚLTIMAS DEFORMAÇÕES

Um plutonismo (pontual?) álcali-cálcico, de posicionamento estratigráfico ainda desconhecido

G (LOCALIZAÇÃO NA FIG 7.8)

FIG 7.9- REORIENTAÇÃO À NW DAS LINEAÇÕES L₂ E L₃, PRÉ NESG, NA FARG (REGIÃO A NORDESTE DE AMPARO-SP).

PERFIL CONTROLADO POR FUROS DE PROSPECÇÃO

FIG 7.11- MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA SÉRIE QUARTZO SIENITO-GRANÍTICA.

(Brasiliano pós-tectônico?), foi cortado por filões granitóides álcali-cálcicos a cálcio-alcalinos potássicos, que podem representar a última manifestação magmática da evolução Pré-Cambriano/Cambro-Ordoviciano destes terrenos.

Aquela série ocorre como um pequeno corpo tabular, espesso de no mínimo 100m, com cerca de 4,5km de comprimento e largura de 1,5km. Constitui uma associação quartzo sienito-granítica, intrusiva no interior do batolito Socorro, próximo a Bragança Paulista-SP (fig.7.11). São rochas isotrópicas, intrusivas em milonitos de faixa transcorrente e cortadas pelas removimentações rúpteis, tracionais da zona de cisalhamento.

Constituem-se de duas fácies principais: uma equigranular, cinza médio e hipidiomórfica de granulação média e outra microgranular porfírica, cinza escura. Ambas são, predominantemente, de composição quartzo sienítica; granitos 3a subordinam-se na fácies microgranular porfírica. Petrograficamente essas rochas situam-se no campo dos granitóides aluminosos de províncias alcalinas (Lameyre e Bowden, 1982).

Filões e pequenos corpos circulares, de até 2,5km², de granitóides, mais próximos ao campo cálcio-alcalino, são intrusivos na associação anterior. Correspondem a quartzo monzonitos róseos microporfíricos e a granitóides equigranulares fino-médios, constituídos por granodioritos cinza rosados, monzogranitos cinza e por sienogranitos esbranquiçados e hololeucocráticos. A biotita é o mineral máfico em todas essas rochas.

Os dados químicos para a associação sienito-granítica (Campos Neto et al., 1984b) situam-na no campo do magmatismo álcali-cálcico de províncias extensionais (Brown, 1982). A série que lhe é intrusiva tende ao campo dos regimes compressivos.

Esforços compressivos, quase ortogonais a orientação regional E-W a NE, deformaram, dúctil e rúptilmente, a Faixa Alto Rio Grande e a Nappe de Empurrão Socorro Guaxupé.

Um amplo e suave dobramento isopaco, de grande comprimento de onda em relação a amplitude e orientado N-S, foi a resposta, em *buckling*, a estes esforços. Redobra as estruturas anteriores e responde, em mapa geológico, por um padrão de interferência em domos e bacias (tipo 1). Estas dobras estão bem controladas por Vasconcellos (1988), Nummer (1990) e por Perrotta (1991). Uma mega antiforma nos terrenos infra-crustais dos Migmatitos Pinhal e no Complexo Caconde, nas proximidades de São José do Rio Pardo - SP (Campos Neto e Figueiredo, 1985), é a estrutura maior e mais apertada desta

última fase de dobramentos. Reorienta os antiformes e sinformes cilíndricos anteriores que, da direção NE, passam para dobras orientadas NW (fig.7.12).

Este dobramento, aí mais apertado, encontra-se na extensão meridional de um sistema rúptil de cisalhamento transcorrente dextral (Areado-Cabo Verde, Cavalcante et al., 1979; anexo 2), orientado NE.

É provável que este conjunto de deformações se encontre em um mesmo campo de esforços, possivelmente também responsável pela reativação vertical, em tração, das zonas transcorrentes anteriores. Essas zonas cortam, em regimes rúpteis, os limites da Nappe. A falha normal, que rebaixou o bloco norte (NESH) em relação ao bloco sul (FARG), ao longo da extensão ocidental da zona de cisalhamento Três Corações, é o exemplo mais notável.

Assim, pode-se admitir que a associação quartzo sienito-granítica já marcava os regimes tracionais pós-tectônicos da orogênese Rio Doce quando, o reflexo de uma nova compressão, fora do campo de esforços da orogênese, gerou um magmatismo granítico residual. Foi responsável também por zonas oblíquas de cisalhamento transcorrente, por um amplo dobramento ortogonal e pela reativação, em tração, dos lineamentos orientados próximos a sua direção de compressão.

Essas últimas manifestações, provavelmente já Cambro-Ordovicianas, são de origem ainda desconhecida. Devem-se ligar a um ajuste final na amalgamação das massas continentais, agora aglutinadas neste domínio do Gondwana.

CAPÍTULO 8 - CONCLUSÕES: A FAIXA ALTO RIO GRANDE E AS COLAGENS OROGÊNICAS SUCESSIVAS

A Faixa Alto Rio Grande é um domínio do Ciclo Tectônico Uruaçuano, caracterizado pela acreção, contra uma margem continental passiva, na borda sudoeste do Cráton do São Francisco, de terrenos alóctones, oriundos de bacias na retaguarda de um arco vulcânico.

Seu substrato slálico, engajado na pilha colisional, registra uma pretérita sucessão de processos orogênicos, do Arqueano ao Proterozóico Inferior, responsáveis pela constituição, deriva e aglutinação de micropalacas.

H: 225 POLOS DA FOLIAÇÃO S_1 (SUITE SÃO JOSÉ DO RIO PARDO E MIGMATITOS PINHAL): 1,3-4,2-5,6-7,1-8,0-8,7%.

I: 341 POLOS DA FOLIAÇÃO S_2 NO COMPLEXO CACONDE: 1,1-2,0-6,5-8,5-10,2-11,7%.

J: FOLIAÇÃO S_1 EM MANGERITOS DA SUITE SÃO JOSÉ DO RIO PARDO.

FIG 7.12 - REORIENTAÇÃO DO DOBRAMENTO D_3

8.1 - A CONSTRUÇÃO DO ARCABOUÇO CONTINENTAL PRIMÁRIO

Os Migmatitos Amparo desenvolveram-se sobre uma série cálcio-alcálica, granodiorito-tonalítica e empobrecida em elementos litófilos, constituindo parte de um fragmento crustal, cuja origem está registrada a 3,4 Ga.. Em seu interior ocorrem estreitas faixas máfico-ultramáficas, de afinidades komatíticas, que representam a abertura e o fechamento de bacias, em ambientes ativos e de convergência de placas (Associação Máfico-Ultramáfica Arcadas). Batólitos de uma série cálcio-alcálica tonalítica, já enriquecida em litófilos, foi intrusiva e representa os últimos registros magmáticos, no final do Arqueano, da evolução orogênica desta microplaca.

Outra, também arqueana, foi responsável por um arco magmático, constituído por uma série plutônica cálcio-alcálica expansiva, também já enriquecida em elementos litófilos. Associa-se a rochas básicas, provavelmente vulcânicas, de séries cálcio-alcálicas e toleíticas; e a rochas monzonito-graníticas de características sin-collisionais (Complexo São Gonçalo do Sapucaí). Migmatitos e outro conjunto ortognáissico tonalito-granítico, associado a rochas máfico-ultramáficas (Gnáisses Hellodora), configuram uma microplaca independente, ou a extensão de crosta silícea na retaguarda do arco magmático anterior.

A colagem destes fragmentos crustais, em uma microplaca única, se deu nas orogêneses do Proterozóico Inferior. Culminaram, há cerca de 1,85Ga., com os batólitos de séries cálcio-alcálicas granodiorito-granito porfíricas (Suíte Serra de São Gonçalo), ou granodiorito-tonalíticas (Ortognáisses Serra do Quiabeiro). Intensa deformação e metamorfismo marcaram o final desta amalgamação tectônica.

8.2. O CICLO TECTÔNICO URUAQUANO

Da fragmentação deste microcontinente aglutinado no Proterozóico Inferior, provavelmente há 1,7-1,8 Ga., abriram-se as bacias de deposição do Ciclo Uruaçuano.

Um sistema de deposição costeiro e transgressivo sobre vestígios de um estágio rifte, foi dominado por pacotes psamíticos e constituiu a Sequência Depositional Carrancas. Estabeleceu-se sobre os Gnáisses Hellodora, em um domínio de margem continental passiva, na borda sul-ocidental do microcontinente (Cráton do São Francisco).

Depósitos vulcano-grauváquicos, ressedimentados em cunhas clásticas turbidíticas, admitiram,

ao contrário, uma origem em bacias epi-suturais. Desenvolveram-se em domínios de *back-arc*, de um arco a vulcanismo cálcio-alcálico, provavelmente separado da margem passiva por uma bacia marginal. Constituíram a Seqüência Depositional Andrelândia, cujas unidades devem ter evoluído em duas bacias distintas: uma proximal, onde os depósitos caracterizaram-se por um maior conteúdo vulcano-grauváquico e estão associados aos terrenos dos Migmatitos Amparo; e outra, distal, a grauvacas vulcanoclásticas mais maduras, juntas com turbiditos pelito-psamíticos. Os depósitos desta bacia imbricam-se com os ortognáisses e migmatitos do domínio do Complexo São Gonçalo do Sapucaí. A evolução sin-sedimentar de um alto fundo, ou a ascensão de um arco vulcânico remanescente, separou as duas bacias e controlou a sedimentação, sobretudo no domínio distal. Uma seqüência clasto-química condensada, na bacia proximal (ou de retro-arco) e depósitos com dominância psamítica imatura, na bacia distal (inter-arco), registraram uma estagnação na atividade vulcânica e o início do fechamento compressivo deste ambiente.

Os depósitos que se seguiram restringem-se a uma cobertura psamítica progradante ou regressiva, que assorreu, preferencialmente, a bacia de retro-arco. Constituiu a Seqüência Depositional Itapira.

Um plutonismo de afinidades alcali-cálcicas a, possivelmente cálcio-alcálicas (Granito Gnáisses Taguar), pode ter sido intrusivo durante este estágio orogênico. Representaria assim os episódios magmáticos maduros e terminais do arco.

Dois sub-ciclos orogênicos, colisionais, fecharam o espaço oceânico Uruaçuano.

O choque frontal entre o arco vulcânico e a margem divergente, há cerca de 1,4 Ga., está na origem da Orogênese Taguar. Um complexo sistema de cavalgamentos empilhou as seqüências deposicionais das bacias do domínio de *back-arc*, juntamente com o substrato slático antigo e com prováveis lascas restritas (e muito reduzidas) de fundo oceânico, sobre a seqüência deposicional do sistema plataformar costeiro. Esse empilhamento gerou intensa foliação metamórfica que, na porção ocidental, interna, da Faixa Alto Rio Grande, atingiu o limite entre o grau médio-forte, sob condições intermediárias de pressão. O soerguimento deste orógeno colisional, restringiu-se, no sistema Uruaçuano, à Faixa Alto Rio Grande.

A orogênese Andrelandiana, há cerca de 1,1 Ga., possuiu um caráter terminal, fechando por completo as bacias remanescentes do espaço oceânico Uruaçuano. Possuiu também uma qualidade colisional e, na Faixa Alto Rio Grande, retomou o transporte horizontal contra o Cráton do São Francisco.

Estas estruturas evoluíram, no interior de grandes lascas de cisalhamento dúctil, para o empilhamento de nappes anticlinais. O soterramento destes terrenos conduziu, este domínio ocidental, a um metamorfismo do tipo Barroviano, no grau médio, zona da sillimanita, que foi materializado na foliação regional (S_2), plano axial das nappes anticlinais.

A Faixa Alto Rio Grande foi retrabalhada, sucessivamente, nos eventos subsequentes.

8.3. O CICLO TECTÔNICO BRASILIANO

Registrados nos terrenos da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, o Ciclo Tectônico Brasileiro admitiu um período tafrogênico precursor, há 1,3 Ga., que contrastou, na dinâmica de placas, com os regimes vigentes na Faixa Alto Rio Grande.

Uma longa evolução do tipo arco magmático, com características compressivas, perdurou até 650 Ma. com o plutonismo batolítico cálcio-alcálico potássico. Uma intensa fusão parcial, de domínios infra-crustais, acompanhou a evolução tipo arco magmático. Construiu um andar granito-migmatítico, com mobilizados diatexíticos metaluminosos e mais restritamente peraluminosos, e outro andar, inferior, submetido a árduas condições anóxicas de metamorfismo.

O fechamento colisional deste espaço oceânico está na origem do transporte do domínio do arco, em direção a domínios situados em sua retaguarda. Esta orogênese levou ao rompimento da raiz do arco magmático, provavelmente sob condições metamórficas de alta pressão, e a repetição, em lascas alóctones, dos distintos andares crustais profundos. Com o avanço (atualmente registrado para noroeste) e ascensão desta pilha crustal, o metamorfismo estabilizou-se sob pressões mais baixas e retrabalhou, com anatexia, as lascas supra-crustais mais antigas, hospedeiras do arco magmático.

Um plutonismo do tipo I - Caledoniano, pós colisional, ocorreu há cerca de 610 Ma. e associou-se, geograficamente, com as séries graníticas subalcalinas e com sieno-granitos a fácies viborgíticas. Marcaram, entre 585-600 Ma., a transição entre o plutonismo tardi - pós orogênico, para o plutonismo de características anorogênicas, do tipo-A.

Este domínio Brasileiro tornou-se estável no final do Proterozóico Superior.

Nenhuma destas manifestações magmáticas foram encontradas na Faixa Alto Rio Grande. Nela os eventos Brasileiros possuem um caráter de retrabalhamento.

Zonas transcorrentes destrais, orientadas para E.NE-W-SW, parecem ter sido geradas, na Faixa Alto Rio Grande, a partir de uma compressão orientada para noroeste. Este campo de esforços pode ter sido causado pela dinâmica de placas na província do arco magmático; também pelo seu avanço, nas lascas crustais precursoras da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé.

A predominância de movimentos na mesma direção (destrais) caracterizou, a porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande, como um cinturão transpressional. Desenvolveram-se dobras com uma xistosidade plano axial (S_3), metamórfica no grau fraco, zona da biotita, que gradou, nas faixas transcorrentes, a uma foliação milonítica. Os milonitos também encontram-se recristalizados no grau fraco e, localmente, tem-se relíquias instáveis de paragêneses no grau médio. Este dobramento, além de segmentos em cavalgamento de estruturas em flor, são restritos ao domínio em transpressão. As dobras são anisopacas, assimétricas e inclinadas e convergem para zonas mais encurtadas, onde assumem formas em M, sem vergência definida.

Nos segmentos das faixas transcorrentes infletidos em uma direção compatível com o movimento, ou junto a sistemas antitéticos locais, desenvolveram-se domínios transtensionais. Neles estabeleceram-se, ao contrário das rugas de transpressão, pequenas e estreitas depressões do tipo *pull apart*, preenchidas por influxos fluviais e turbidíticos em ambientes lacustrinos (Formações Pouso Alegre e Eleutério).

A Faixa Alto Rio Grande, submetida assim ao retrabalhamento Brasileiro, comportou-se como um orógeno transpressivo intra-continental. Os critérios limítrofes desta orogênese na Faixa Alto Rio Grande, ainda não estão indentificados.

8.4. A OROGÊNESE RIO DOCE

Contemporaneamente aos regimes divergentes e tafrogênicos finais, no orógeno colisional Brasileiro, teve-se, alhures, a coalescência de novo arco magmático cálcio-alcálico, oriundo de processos de convergência de placas por subducção. Em sítios distantes, hoje orientais em relação àquele orógeno, uma microplaca estabeleceu-se sobre os segmentos crustais mais antigos dos domínios Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Costeiro. Evoluiu para um orógeno colisional no Cambriano, sofreu um plutonismo de características tardi-pós orogênicas no limite Cambro-Ordoviciano e entrou em fase tafrogênica, com as

séries plutônicas tipo A, no Ordoviciano Inferior.

Essa assembléia de processos tectônicos, reunida na denominação de Orogênese Rio Doce, foi responsável pela acreção, cambriana, dos sistemas orogênicos mais jovens sobre (ou lateralmente) os mais antigos, definindo uma organização linear de terrenos suspeitos.

A província tipo arco magmático Brasileiro retomou seu avanço (para noroeste) contra a Faixa Alto Rio Grande, instalando-se sobre esta, como os terrenos da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé.

Amplios dobramentos, orientados E.NE-W.SW, normais e sob condições metamórficas no grau muito fraco ou fraco, afetaram, em continuidade, os terrenos da Faixa Alto Rio Grande retrabalhados e os terrenos da Nappe. Geraram uma clivagem de crenulação a ardosiária S_3 que, nos antigos domínios transpressoriais da Faixa Alto Rio Grande, se superpôs como uma superfície S_4 .

Em pulsos deformacionais episódicos, os terrenos da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé continuaram o seu transporte, ou intensificaram, localmente, a deformação dúctil. Injetaram, no sentido anti-horário, todo o extremo sul-ocidental exposto da Faixa Alto Rio Grande, dispondo-o como uma megadobra em bainha, estirada para noroeste. Todas as estruturas anteriores, inclusive os dobramentos desta orogênese (D_4), foram aí reorientadas (Inflexão Bueno Brandão-Sapucaí).

Pequenos registros de uma série alcali-cálcica, sienito-granítica, de domínios extensionais, foram encontrados no interior da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé.

Reflexos compressivos, da aglutinação final deste domínio do continente gondwânico, geraram um campo de esforços, com orientação fortemente oblíqua aos anteriores, na direção próxima a E-W. Essa compressão causou, por *buckling*, um dobramento de pequena amplitude e grande comprimento de onda, orientado N-S. As zonas de cisalhamento transcorrente, sub-paralelas a direção de compressão, foram reativadas, em tração. Possibilitaram grandes rejeitos verticais e contribuíram para a exposição do "corredor" ocidental da Faixa Alto Rio Grande, entre a Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé. Zonas transcorrentes rúpteis destrais, orientadas nordeste, podem ter sido geradas ou reativadas, nesta compressão final.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. *Bol. Div. Geol. Mineral, DNPM*, **241**: 1-36.
- ALMEIDA, F.F.M. 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. *Rev. Bras. Geoc.*, **1**(1): 13-21.
- ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**(4): 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1984. Introdução. In: ALMEIDA, F.F.M & HASUI, Y. coord. *O pré-cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher Ltda. p. 1-5.
- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1973. The precambrian evolution of South America cratonic margin, south of the Amazon River. In: NAIRN, A.E. & STEHLI, F.G. ed. *The ocean, basins and margins*. New York, Plenum Publ. Co., **1**, p. 411-446.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. 1976. The upper Precambrian of South America. *Boletim IG-USP*. São Paulo, **7**: 45-80.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; DAVINO, A.; HALARYI, N.L.E. 1980. Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **52**(1): 49-60.
- ALVARENGA, C.J.S. & DARDENNE, M.A. 1978. Geologia dos Grupos Bambuí e Paranoá na Serra de São Domingos, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais ... Recife, SBG*. v. **2**, p. 546-556.
- ALVAREZ, W.; COCOZZA, T.; WEZE, F.C. 1974. Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal. *Nature*, **248**(5446): 309-313.
- ANDERSON, J.L. 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **161**: 133-154.
- ANDERSON, S.L. 1988. Interpretation of K-Ar mineral dates from the Greenville orogenic belt. *Amer. J. Sci.*, **288**: 701-734.
- ARNDT, N.T.; MALDRETT, A.J.; PYKE, D.R. 1977. Komatiitic and Iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario. *Journ. Petrol.*, **18**(2): 319-369.
- ARTUR, A.C. 1980. Rochas metamórficas dos arredores de Itapira, SP. Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo, 193p. (Inédito).

- ARTUR, A.C. 1988. Evolução políciclica da Infra-estrutura da porção sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo, 231p. (Inédito).
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E. 1986. Interpretação geotectônica de alguns aspectos do embasamento cristalino do Estado de São Paulo e áreas adjacentes do Estado de Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais ... Goiânia, SBG.* v. 3, p. 1285-1295.
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E.; KAWASHITA, K. 1979. Dobramentos superimpostos na região de Itapira (SP): caracterização e cronologia. In: SIMP. REG. GEOL., 2, Rio Claro, 1979. *Atas ... Rio Claro, SBG-Núcleo São Paulo.* v. 1, p. 59-69.
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E.; KAWASHITA, K. 1988. Geocronologia de unidades litoestratigráficas do embasamento cristalino da região sul de Minas Gerais e áreas adjacentes do Estado de São Paulo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais ... Belém, SBG.* v. 6, p. 2854-2869.
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E.; KAWASHITA, K. 1990. Migmatitos políciclicos do sul de Minas Gerais e áreas adjacentes do Estado de São Paulo: caracterização estrutural/petrográfica e dados geocronológicos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais ... Natal, SBG.* v. 6, p. 2827-2842.
- ASHWORTH, J.R. & McLELLAN, E.L. 1985. Textures. In: ASHWORTH, J.R. ed. *Migmatites*. London, Blackie & Son Ltd. p. 180-203.
- AUBOUIN, J. 1965. *Geosynclines. Developments in Geotectonics 1*. Amsterdam, Elsevier Publishing Company. 355p.
- AUBOUIN, J. 1973. Des tectoniques superposées et leur signification par rapport aux modèles géophysiques: l'exemple des Dinarides; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. *Bull. Soc. Geol. Fr.* (7) XV: 426-460.
- AUBOUIN, J. 1975. *Tectonique, tectonophysique et morphologie*. Précis de Géologie 3. 3 ed., Paris, Dunod. 719p.
- AUBOUIN, J. 1984. Looking for criteria of orogenic divisions. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 27, Moscow, URSS, 1984. *Proceedings...* Moscow, URSS, VNV Science Press, Utrecht. v. 7, p. 27-42.
- BABINSKI, M. 1988. Metodologia Isotópica Pb-Pb. Aplicação aos migmatitos e rochas associadas da região de São José dos Campos, São Paulo. Dissertação de Mestrado, IPEN, São Paulo, 101p. (Inédito).

- BALLY, A.W. & SNELSON, S. 1980. Realms of subsidence. In: MIAL, A.D. ed. *Facts and principles of world petroleum occurrence*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 6: 9-94.
- BARBOSA, O. 1954. Évolution du Géosynclinal Espinhaço: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, Argel, 1952, Section XII, p. 2-37.
- BARD, J.P. 1980. *Microtextures des Roches Magmatiques et Métamorphiques*. Paris, Masson. 192 p.
- BARNICOAT, A.C. & TREOLAR, P.J. 1989. Himalayan metamorphism - an Introduction. *Jour. Met. Petrology*, 7(1): 3-8.
- BARTHOLOMEW, D.S. & TARNEY, J. 1984. Geochemical characteristics of magmatism in the southern Andes (45°O - 46°S). In: BARREIRO, B. & HARMON, R.S. ed. *Andean Magmatism*. Nantwich, Shiva. p. 220-229.
- BARTLETT, W.L.; FRIEDMAN, M.; LOGAN, J.M. 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX. Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*, 79: 255-277.
- BASEI, M.A.S.; CAMPOS NETO, M.C.; BERGMANN, M.; FIGUEIREDO, M.C.H. 1986. Geologia da Folha Amparo (SP). 1:50.000. Relatório Final, Convênio IG-USP/PRÓ-MINÉRIO; V. 1, 109 p. (Inédito).
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.
- BATHIA, M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.*, 91(6): 611-627.
- BATISTA, J.J. 1984. Caracterização dos processos geológico-evolutivos precambrianos na região de São Fidélis, norte do Estado do Rio de Janeiro. Tese de doutoramento, IG-USP, São Paulo, 123 p. (Inédito).
- BATTACHARYYA, D.S. 1981. Geometry of isograds in metamorphic terrains. *Tectonophysics*, 73(4): 385-396.
- BELL, T.H. 1985. Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation. *Journal of Metamorphic Geology*, 3: 109-118.
- BELL, T.H. & RUBENACH, M.J. 1983. Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation. *Tectonophysics*, 92: 171-194.
- BITTAR, S.M.B. 1989. Mapeamento geológico-estrutural da folha Caxambu e da parte sul da folha Luminárias. Dissertação de Mestrado, UFRJ, Rio de Janeiro, 226p. (Inédito).

- BITTAR, S.M.B. 1990. Mapa geológico-estrutural da folha Caxambu e da parte sul da folha Luminárias, Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais ... Natal*, SBG. v. 6, p. 2798-2812.
- BOULLIER, A.M. & BOUCHEZ, J.L. 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7(3): 253-262.
- BOUMA, A.H. 1962. *Sedimentology of some flysh deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam, Elsevier. 168p.
- BOYER, S.E. & ELLIOT, D. 1982. Thrust systems. *A.A.P.G. Bull.*, 66(9): 1196-1230.
- BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G.; DELHAL, J. 1979. A evolução geológica da Cordilheira Espinhaço; dados novos e Integração. *Rev. Bras. Geoc.*, 9(1): 71-86.
- BRITO NEVES, B.B.; TOMAZ FILHO, A.; CORDANI, U.G.; FUCK, R.A. 1983. Influence of basement structures in the evolution of the major sedimentary basins of Brazil. A case of tectonic heritage. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM IN PRECAMBRIAN CRUSTAL EVOLUTION, Beijing-China. *Abstracts ... Beijing*. p. 83.
- BROOKS, C & HART, S.R. 1974. On the significance of komatiite. *Geology*, 2: 107-110.
- BROUW, G.C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: THORPE, R.S. ed. *Andesites*. London, John Wiley & Sons. p. 437-461.
- CABY, R.; DOSTAL, J. & DUPUY, C. 1977. Upper Proterozoic volcanic graywackes from northwestern Hoggar (Algeria). *Geology and Geochemistry. Precambrian Research* 5: 283-297.
- CAMPANHA, G.A.C.; FERNANDES, L.A.; GIMENEZ FILHO, A. 1983a. Quadrículas Mogi-Guaçu e Águas de Lindóia. In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000, 1, São Paulo, 1983. *Atas ... São Paulo*, Secretaria da Indústria, Comércio e Tecnologia SP, Pró-Minério, IPT. p. 137-170.
- CAMPANHA, G.A.C.; GIMENEZ FILHO, A.; FERNANDES, L.A. 1983b. Caracterização do estilo estrutural e discussão de aspectos estratigráficos do Complexo Amparo na região de Itapira e Águas de Lindóia (SP). In: SIMP. REG. GEOL., 4, São Paulo, 1983. *Atas ... São Paulo*, SBG-Núcleo São Paulo. p. 3-16.
- CAMPOS NETO, M.C. 1979. Contribution a l'étude des Brasíliaes. Lithostratigraphie et structure des Groupes Canastra, Paranoá et Bambuí dans l'ouest - nord-ouest de l'Etat de Minas Gerais (Brasil). Tese Dout., Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, Paris. 155p. (Inédito).

- CAMPOS NETO, M.C. 1984a. Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos Grupos Canastra e Paranoá (região de Vazante e Lagamar, MG). *Rev. Bras. Geoc.*, 14(2): 81-91.
- CAMPOS NETO, M.C. 1984b. Geometria e fases de dobramentos brasíllanos superpostos no oeste de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, 14(1): 60-68.
- CAMPOS NETO, M.C. 1985. Evolução do pré-cambriano paulista e regiões adjacentes. In: SIMP. REG. GEOL., 5, São Paulo, 1985. *Atas ... São Paulo, SBG-Núcleo São Paulo*. v. 2, p. 561-571.
- CAMPOS NETO, M.C. & ARTUR, A.C. 1983. A suíte quartzo-monzonítica a diorítica de Piracala (SP). In: SIMP. REG. GEOL., 4, São Paulo, 1983. *Atas ... São Paulo, SBG-Núcleo São Paulo*. p. 79-90.
- CAMPOS NETO, M.C. & BASEI, M.A.S. 1983. Evolução estrutural brasíllana do nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. In: SIMP. REG. GEOL., 4, São Paulo, 1983. *Atas ... São Paulo, SBG-Núcleo São Paulo*. p. 61-78.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1985. Geologia das folhas de São José do Rio Pardo e Guaranésia (porção paulista). 1:50.000. Relatório Final, Convênio IG-USP/PRÓ- MINÉRIO, V. 1. Geologia, 123 p. (Inédito).
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1990. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais ... Natal, SBG*. v. 6, p. 2631-2648.
- CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ARTUR, A.C.; SILVA, M.E.; MACHADO, R.; DIAS NETO, C.M.; FRAGOSO CESAR, A.R. 1983. Geologia das Folhas Piracala e Igaratá. In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000, 1, São Paulo, 1983. *Atas ... São Paulo, Secretaria da Indústria, Comércio e Tecnologia SP, Pró-Minério, IPT*. p. 61-78.
- CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R.; FIGUEIREDO, M.C.H. 1984a. Geologia da Folha Bragança Paulista, 1:50.000. Relatório Final, Convênio IG-USP/PRÓ- MINÉRIO, V. 1. 162 p. (Inédito).
- CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R. 1984b. Os granitóides da região de Bragança Paulista, SP. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais ... Rio de Janeiro, SBG*. v. 6, p. 2854-2868.
- CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R.; VASCONCELLOS, A.C.B.C. 1984c. A Nappe de Cavalcamento Socorro (SP-MG). In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais ... Rio de Janeiro, SBG*. v. 4, p. 1809-1822.

- CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; BERGMANN, M. 1988a. Geologia da folha de Ribeirão do Engenho, 1:25.000. Relatório Final, Convênio IG-USP/PRÓ-MINÉRIO, V. 1, Geologia, 71 p. (Inédito).
- CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H.; JANASI, V.A.; BASEI, M.A.S.; FRYER, B.J. 1988b. The São José do Rio Pardo Mangeritic-granitic suite, southeastern Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, 2(2): 185-189.
- CAMPOS NETO, M.C.; PERROTTA, M.M.; PELOGGIA, A.U.G.; FIGUEIREDO, M.C.H. 1990. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande (SP-MG). In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais ... Natal, SBG. v. 6*, p. 2615-2630.
- CAVALCANTE, J.C. & KAEFER, L.Q. 1974. Complexo de Piracala - estudos preliminares. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. *Anais ... Porto Alegre, SBG. v. 5*, p. 101-106.
- CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; DAITX, E.C.; RAMALHO, R. 1979. Projeto Sapucaí. Relatório Final, MME/DNPM, *Série Geologia 4, Seção Geologia Básica 2*, 299 p.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- CHAPPELL, B.W. & STEPHENS, W.E. 1988. Origin of Infracrystal (I-Type) granite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79: 71-86.
- CHOUDHURI, A. 1984. Paragenesis and stability of hornblende in charnockitic gneiss and mafic granulite - examples from Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Ciên.*, 56: 155-161.
- CHOUDHURI, A. & CARVALHO, S.G. 1983. Estudo baseado nos elementos traços das rochas metabásicas diferenciadas da região de Machado - MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS - Geol. Pré-Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais ... Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais. Boletim 3*, p. 85-99.
- CHOUDHURI, A. & SZABÓ, G.J.A. 1982. Metamorphosed and differentiated basic intrusives in the Poço Fundo area, south Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. *Anais ... Salvador, SBG. v. 2*, p. 426-439.
- CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P.; BETTENCOURT, J.S. 1978a. Charnockitic gneisses and granulites of the Botelhos region, southern Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais ... Recife, SBG. v. 1*, p. 1236-1249.
- CHOUDHURI, A.; EVERT, H.; WINTERS, A.A.M. 1978b. Os metassedimentos e paragneisses da região norte de Pouso Alegre, sul de Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais ... Recife, SBG. v. 1*, p. 69-82.

- CHOUDHURI, A.; CARVALHO, E.D.R.; GOMES, E.P. 1990. The reaction olivine + plagioclase = orthopyroxene + clinopyroxene + spinel in metagabbro from the Guaxupé and its bearing on P-T conditions of granulite facies metamorphism. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais ... Natal, SBG.* v. 4, p. 2018-2024.
- CHRISPIM, S.J. 1983. Dados preliminares sobre a geologia estrutural das Serras da Bocaina e Faria - Lavras, MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS - Geol. Pré-Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais ... Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais. Boletim* 3, p. 376-386.
- CHRISTIE-BLICK, N.; GROTZINGER, J.P.; BORCH, C.C. von der. 1988. Sequence stratigraphy in Proterozoic successions. *Geology*, 16:100-104.
- CHURKIN, M., Jr. 1974. Paleozoic marginal ocean basin-volcanic arc systems in the Cordilleran foldbelt. In: DOTT, R.H., Jr. & SHAVER, R.H. ed. *Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Sp. Publ.* 19: 174-192.
- COBBOLD, P.R. & QUINQUIS, H. 1980. Development of sheath fold in shear regions. *J. Str. Geol.*, 2: 119-126.
- CONDIE, K.C. 1967. Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31: 2135-2149.
- CONDIE, K.C. 1982. Early and Middle Proterozoic supracrustal successions and their tectonic settings. *Am. J. Sci.*, 282: 341-357.
- CONDIE, K.C. 1989. *Plate tectonics and crustal evolution*. 3 ed. Pergamon Press, 476 p.
- CONDIE, K.C.; MACKE, J.E.; REIMER, T.O. 1970. Petrology and geochemistry of Early Precambrian graywackes from the Fig Tree Group, South Africa. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 2759-2776.
- CONEY, P.J.; JONES, D.L.; MONGER, J.W.H. 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, 288: 239-333.
- CORDANI, U.G. & BITTENCOURT, I. 1967. Determinações de idade K-Ar em rochas do Grupo Açungui. In: CONGR. BRAS. GEOL., 21, Curitiba, 1967. *Anais ... Curitiba, SBG.* v. 1, p. 219-233.
- CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. 1971. Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25, São Paulo, 1971. *Anais ... São Paulo, SBG.* v. 1, p. 105-110.
- CORDANI, U.G. & TEIXEIRA, W. 1979. Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. In: SCHOBENHAUS FILHO, C. ed. *Carta Geológica do Brasil ao milionésimo. Texto Explicativo*. DNPM, Brasília, DF. p. 172-207.

- CORDANI, U.G.; DELHAL, J.; LEDENT, D. 1973. Orogenèses superposées dans le précambrien du Brésil sud-oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Rev. Bras. Geoc.*, **3**: 1-22.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MÜLLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V.; ROESLER, H. 1980. Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento no bordo sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. *An. Acad. Bras. Ciên.*, **52**(4): 785-799.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.D. 1984. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica Petróleo, seção Exploração de Petróleo, Petrobrás*, **15**: 1-70.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; SATO, K. 1988. The growth of the Brazilian shield. *Episodes*, **11**(3): 163-167.
- CORREIA, C. T. 1986. Geologia da Folha de Cássia-MG e petrologia de seus anfibolitos. Dissertação de Mestrado, IG-USP, 123 p. (Inédito).
- COUTINHO, J.M.V. 1980. Carta geológica da região metropolitana da Grande São Paulo. 1:100.000. EMPLASA, São Paulo.
- COWARD, M.P.; WINDLEY, B.F.; BROUGHTON, R.D.; LUFF, I.W.; PETTERSON, M.G.; PUDSEY, C.J.; REX, D.C.; ASIF KHAN, M. 1986. Collision tectonics in the NW Himalayas. In: COWARD, M.P. e RIES, A.C. ed. *Collision Tectonics. Geological Society Special Publication*, **19**. Blackwell Scientific Publications. p. 203-219.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London, George Allen & Unwin. 450p.
- CROWELL, J.C. 1974a. Origin of late Cenozoic basins in southern California. In: DICKINSON, W.R. ed. *Tectonic and Sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, **22**: 190-204.
- CROWELL, J.C. 1974b. Sedimentation along the San Andreas fault, California. In: DOTT, R.H. & SHAVER, R.H. ed. *Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, **19**: 292-303.
- DAHLSTRON, C.D.A. 1969. Balanced cross sections. *Can. J. Earth Sci.*, **6**: 743-747.
- DANTAS, A.S.L. & TEIXEIRA, A.L. 1984. Geologia da folha Guarulhos na escala 1:50.000. Relatório Final. Convênio IPT/PRÓ-MINÉRIO, V. 1, 195 p. (Inédito).

- DARDENNE, M.A. 1979. Les minéralisations plomb-zinc du Groupe Bambuí et leur contexte géologique. Thèse de Doctorat d'État, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), 275 p.
- DAVINO, A.; CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; FIGUEIREDO, M.C.H. 1986. Gravimetria da região sudeste do Estado de São Paulo e considerações sobre os limites entre os cinturões móveis Paraíba e Ribeira. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais ... Goiânia, SBG.* v. 5, p. 2673-2683.
- DAVIS, G.H. 1984. *Structural geology of rocks and regions*. New York, John Wiley & Sons. 492 p.
- DAVY, P. & GILLET, P. 1986. The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. *Tectonics*, 5(6): 913-929.
- DAYAN, H. & BATISTA FILHO, J. 1984. Caracterização de fabrics tridimensionais nos rochas de quartzo da base da Serra das Carrancas, SE de Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais ... Rio de Janeiro, SBG.* v. 7, p. 3371-3380.
- DELHAL, J.; LEDENT, D.; CORDANI, U.G. 1969. Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K des formations métamorphiques e granitiques du sudeste du Brésil (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *An. Soc. Geol. Belg.*, 92: 271-283.
- DEWEY, J.F. & BIRD, J.M. 1970. Mountain belts and new global tectonics. *Jour. Geophys. Res.*, 75: 2625-2647.
- DEWEY, J.F.; PITMAN III, W.C.; RYAN, W.B.F.; BONNIN, J. 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 3137-3180.
- DICKINSON, W.R. 1974. Plate tectonic and sedimentation. In: DICKINSON, W.R. ed. *Tectonic and Sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 22: 1-27.
- DURNEY, D.W. 1972. Solution transfer, an important geological deformation mechanism. *Nature*, 235: 315-317.
- EBERT, H. 1955a. Relatório sobre as atividades durante o ano de 1954. *Relat. An. Dir., Div. Geol. Mineral., DNPM, Ano de 1954*, 78-79.
- EBERT, H. 1955b. Sedimentos metamórficos de origem clástica e seus significados para o esclarecimento de estrutura geológica do Escudo Cristalino Brasileiro. *Min. Metal.*, 22(7): 39-40.
- EBERT, H. 1956a. Relatório sobre as atividades durante o ano de 1955. *Relat. An. Dir., Div. Geol. Mineral., DNPM, Ano de 1955*, 62-81.

- EBERT, H. 1956b. Relatório sobre as atividades durante o ano de 1956. *Relat. An. Dir., Div. Geol. Mineral., Ano de 1956*, 97-107.
- EBERT, H. 1957. Discordâncias pré-cambrianas em Carandaí, Minas Gerais. *Bol. Div. Geol. Mineral., DNPM*, 183: 1-46.
- EBERT, H. 1968. Ocorrências da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Ciên.* 40 (supl.): 215-229.
- EBERT, H. 1971. Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais, e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxáides. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25, São Paulo, 1971. *Resumo Comun. ... São Paulo, SBG. Bol. Esp.*, 1: 177-178.
- EBERT, H. 1984 (In memoriam). Aspectos principais da geologia da região de São João del Rei, Estado de Minas Gerais. Os Paraibides entre São João del Rei (Minas Gerais) e Itapira (São Paulo) e a bifurcação entre Paraibides e Araxáides. *Publ. Esp., SBG-SP*, 12: 1-103.
- EBERT, H. & BROCHINI, M.F. 1968. Estudos estratigráficos e geocronológicos no Escudo Cristalino Brasileiro. *Revista Ciência e Cultura*, 20(31): 621-625.
- ELLIOTT, T. 1978a. Deltas. In: READING, H.G. ed. *Sedimentary environments and facies*. Repr. 1981. Oxford, Blackwell Scientific publ. p. 97-142.
- ELLIOTT, T. 1978b. Clastic shorelines. In: READING, H.G. ed. *Sedimentary environments and facies*. Repr. 1981. Oxford, Blackwell Scientific publ. p. 143-177.
- EMSLIE, R.F. 1980. Geology and petrology of the Harpe Lake Complex, central Labrador: an example of elsonian magmatism. *Geol. Surv. Canada Mem.*, 293, 136 p.
- ENGLAND, P.C. & RICHARDSON, S.W. 1977. The influence of erosion upon mineral facies from different metamorphic environments. *J. Geol. Soc. London*, 134: 201-213.
- ENGLAND, P.C. & THOMPSON, A. 1986. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. In: COWARD, M.P. e RIES, A.C. ed. *Collision Tectonics. Geological Society Special Publication*, 19. Blackwell Scientific Publications. p. 83-94.
- ERNST, W.G. 1974. Metamorphism and ancient continental margins. In: BURK, C.A. & DRAKE, C.L. ed. *The geology of continental margins*. Berlin, Springer-Verlag. p. 907-919.
- FAURE, G. 1986. *Principles of isotope geology*. 2 ed. New York, John Wiley and sons. 587 p.

- FIORI, A.P. 1979. Análise estrutural de dobramentos superpostos: região de Pouso Alegre - Machado (MG). Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo, 200 p. (Inédito).
- FIORI, A.P. & CHOUDHURI, A. 1979. Fases de migmatização e dobramentos superpostos nas rochas granulíticas e nos migmatitos de Serrania e Machado (MG). In: SIMP. REG. GEOL., 2, Rio Claro, 1979. Atas ... Rio Claro, SBG-Núcleo São Paulo. v. 1, p. 47-58.
- FIORI, A.P.; LANDIM, P.M.B.; BETTENCOURT, J.S. 1981. Geologia da região de Pouso Alegre-Machado: análise geométrica de dobramentos superpostos. *Rev. Bras. Geoc.*, 11(1): 22-35.
- FISHER, R.V. 1984. Submarine volcanoclastic rocks. In: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.F. (ed.). *Marginal Basin Geology. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 16, Blackwell Scienc. Publ.: 5-27.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer Verlag. 471p.
- FLEUTY, M.J. 1964. *The description of folds*. *Proc. Geol. Ass.*, 75: 461-492.
- FLOYD, P.A.; WINCHESTER, J.A.; PARK, R.G. 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, NW Scotland. *Precambrian Research*, 45: 203-214.
- FONSECA, A.C.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1984. Dados preliminares sobre a geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na cidade do Rio de Janeiro. Método Rb/Sr. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais ... Rio de Janeiro, SBG*. v. 6, p. 2333-2345.
- FONTEILLES, M. 1965. L'équilibre chimique dans le métamorphisme. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, VII(7): 136-146.
- FRIEND, C.R.L. 1983. The link between charnockite formation and granite production: evidence from Kabbaldurga, Karnataka, southern India. In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. ed. *Migmatites, melting and metamorphism*. Nantwich, Shiva Publishing Ltd. p. 246-276.
- FUCK, R.A. & MARINI, O.J. 1981. O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. In: SIMP. DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1979. *Publ. Esp. SBG-Núcleo da Bahia, Salvador*, p. 118-129.
- FUCK, R.A. & MARINI, O.J.; DARDENNE, M.A.; FIGUEIREDO, A.N. 1988. Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio: Os Grupos Araá e Paranoá na região de Niquelândia-Collinas, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, 18(1): 54-62.
- FYFE, W.S. & LEONARDOS, O.H.Jr. 1973. Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian African coasts. *Nature*, 244(5417): 501-502.

- FYFE, W.S. & LEONARDOS, O.H.Jr. 1974. Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian Atlantic Coast: the African connection. *Rev. Bras. Geoc.*, 4(4): 247-251.
- GONÇALVES, M.L. 1986. A geologia da área de Santana do Garambéu, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais ... Goiânia, SBG.* v. 2, p. 1096-1109.
- GONÇALVES, M.L. 1988. O estudo da falha de empurrão na região de Santana do Garambéu - sul do Estado de Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais ... Belém, SBG.* v. 5, p. 2332-2342.
- GOODWIN, A.M. 1982. Distribution and origin of precambrian banded Iron-formation. *Rev. Bras. Geoc.*, 12 (1-3): 457-462.
- GRAY, D.R. 1977. Morphologic classification of crenulation cleavages. *J. Geol.*, 85: 229-235.
- GRAY, D.R. 1979. Microstructures of crenulation cleavages: an indication of cleavage origin. *Am. Journ. Scienc.*, 279: 97-128.
- GRAY, D.R. & DURNEY, D.W. 1979. Crenulation cleavage differentiation: implication of solution-deposition processes. *J. Str. Geol.*, 1(1): 73-80.
- GRIFFIN, W.L.; HEIER, K.S.; TAYLOR, P.N.; WEIGAND, P.W. 1974. General geology, age and chemistry of the Raftsund mangerite intrusion, Lofoten-Vesteraalen. *Norges Geol. Unders.*, 312: 1-30.
- GUIMARÃES, E.M. DARDENNE, M.A.; FARIA, A. de; COELHO, C.E.S. PIAULINO, P.O.V. 1986. Relações do Grupo Paranoá, Formação Jequitá e Grupo Bambuí na região de Bezerra, GO. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais ... Goiânia, SBG.* v. 2, p. 853-860.
- GUIARD, G. 1970. Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées Orientales). *Mémoires BRGM*, 63, 353 p.
- GUIARD, G. 1976. Quelques aspects des relations entre tectonique et métamorphisme. *Bull. B.R.G.M.* (2 sér.)-I, 4: 321-340.
- HAMA, M. & 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. In: SIMP. REG. GEOL., 1, São Paulo, 1977. *Atas ... São Paulo, SBG-Núcleo São Paulo.* p. 48-58.
- HAMA, M.; ALGARTE, J.P.; KAEFER, L.Q.; ARTUR, A.C. 1979. Idades Rb-Sr e K-Ar na região sul de Minas Gerais e leste de São Paulo. In: SIMP. REG. GEOL., 2, São Paulo, 1979. *Atas ... São Paulo, SBG-Núcleo São Paulo.* p. 71-86.

- HARLAND, W.B. 1971 Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. *Geol. Mag.*, **108**: 27-42.
- HARRIS, N.B.W.; HOLT, R.W.; DRURY, S.A. 1982. Geobarometry, geothermometry and late Archean geotherms from the granulite facies terrain of south India. *J. Geol.*, **90**: 509-528.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: COWARD, M.P. e RIES, A.C. ed. *Collision Tectonics. Geological Society Special Publication*, 19. Blackwell Scientific Publications. p. 67-82.
- HARRISON, T.M. & MACDOUGALL, I. 1980. Investigation of an intrusive contact, northwest Nelson, Newzealand, II: diffusion of radiogenic and excess ^{40}Ar - ^{39}Ar age spectrum analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**: 2005-2020.
- HARRISON, T.M.; DUNCAN, I.; MACDOUGALL, I. 1985. Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**: 2461-2468.
- HASUI, Y. 1983. Aspectos geológicos essenciais da seção Caconde-Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do Pré-Cambriano do leste paulista. In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000, 1, São Paulo, 1983. Atas ... São Paulo, Secretaria da Indústria, Comércio e Tecnologia SP, Pró-Minério, IPT. p. 227-252.
- HASUI, Y. & HAMA, M. 1972. Geocronologia do Grupo São Roque pelo método K-Ar. *Rev. Bras. Geoc.*, **2**: 18-24.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. 1984. Província Mantiqueira - setor central. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. coord. *O pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher Ltda. p. 308-344.
- HASUI, Y.; TOGNON, A.A.; SOARES, L.; CSORDAS, S.M. 1978. Geologia e tectônica da Serra do Japi. *Bol. IGUSP*, **9**: 17-24.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. 1980. Estruturas e tectônica do Pré-Cambriano de São Paulo e Paraná. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **52**(1): 61-76.
- HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. 1981. O embasamento pré-cambriano e eopaleozóico em São Paulo. In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S.; BISTRICHI, C.A. ed. *Nota explicativa do mapa geológico do Estado de São Paulo - 1:50.000*, IPT, 1: 4-45.
- HASUI, Y.; FONSECA, M.J.G.; RAMALHO, R. 1984. A parte central da Região de Dobramentos Sudeste e o Maciço Médio de Guaxupé. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E., coord. *Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, 1:2.500.000*. Brasília, MME/DNPM. p. 308-328.

- HASUI, Y.; EBERT, H.D.; COSTA, J.B.S. 1990. Estruturação da extremidade oriental da chamada Cunha de Guaxupé: dados preliminares. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais ... Natal, SBG.* v. 5, p. 2296-2308.
- HEIKEN, G.H. 1984. An atlas of volcanic ash. *Smithsonian Contr. Earth Sciences*, 12, 101p.
- HEILBRON, M. 1983. Dados preliminares sobre a geologia e o metamorfismo da área entre Itutinga e Madre de Deus (MG). In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS - Geol. Pré-Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais ... Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais. Boletim* 3, p. 387-401.
- HEILBRON, M. 1984. Evolução metamórfico-estrutural da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas, MG. Dissertação de Mestrado, IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 151 p. (Inédito).
- HEILBRON, M. 1990. O limite entre as faixas de dobramento Alto Rio Grande e Ribeira na secção geotransversal Bom Jardim de Minas (MG)/Barra do Piraí (RJ). In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais ... Natal, SBG.* v. 6, p. 2813-2826.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; ZIMBRES, E.; CHRISPIN, S.J.; SIMÕES, L.S.A.; SOUZA, M.A.T. 1987. O contato basal do Grupo Canastra entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, MG, 1987. *Atas ... Minas Gerais, SBG-Núcleo Minas Gerais.* p. 179-198.
- HEILBRON, M.; GONÇALVES, M.L.; TEIXEIRA, T.; TROUW, R.A.J.; PADILHA, A.V.; KAWASHITA, K. 1989. Geocronologia da região entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambu (MG). *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 61(2):177-200.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F. 1976. *An Outline of Structural Geology*. New York, John Wiley & Sons, Inc. 571p.
- HOSSACK, J.R. 1979. The use of balanced cross-sections in calculation of orogenic contraction, a review. *J. Geol. Soc. Lond.*, 136: 705-711.
- HOWELL, D.G. 1985. Terranes. *Scient. Am.*, 253(5):90-103.
- HOWELL, D.G. & JONES, D.L. 1983. Tectonostratigraphic terrane analysis and some terrane vernacular. In: HOWELL, D.G.; JONES, D.L.; COX, A.; NUR, A. ed. THE CIRCUM-PACIFIC TERRANE CONFERENCE, Stanford, 1983. *Proceedings... Stanford, Stanford University Publications*, XVIII: 6-9.

- INDA, H.A.V.; SCHORCHER, H.D.; DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C.; HARALYI, N.E.; BRANCO, P.C.A.; RAMALHO, R. 1984. O Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. ed. *Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da Área Oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000*. Brasília, DNPM/MME. p. 193-248.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Sciences*, **8**: 523-548.
- JAMIESON, R.A. & VERNON, R.H. 1987. Timing of porphyroblast growth in the Fleur de Lys Supergroup, Newfoundland. *Journal of Metamorphic Geology*, **5**(2): 273-288.
- JANASI, V.A. 1986. Geologia e petrologia do maciço monzodiorítico-monzonítico de Piracala - SP. Dissertação de Mestrado, IGC-USP, São Paulo, 281 p. (Inédito).
- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. 1985. Avaliação das informações disponíveis para os granitóides do Estado de São Paulo. In: SIMP. REG. GEOL., **5**, São Paulo, 1985. *Atas ...* São Paulo, SBG-Núcleo São Paulo. p. 1-14.
- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. 1987. Petrogenesis of the monzonitic-monzodioritic Piracala massif, state of São Paulo, southern Brazil: field and petrographic aspects. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**(4): 524-534.
- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. 1990. Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southern Brazil. In: SYMPOSIUM PRECAMBRIAN GRANITOIDES, Helsinki, 1990. *Proceedings ...* Helsinki, *Precambrian Research*. (submitted).
- JANASI, V.A.; VASCONCELLOS, A.C.B.C.; VLACH, S.R.F.; MOTIDOME, M.J. 1990. Granitóides da região entre as cidades de São Paulo e Piedade (SP): faciologia e contexto tectônico. In: CONGR. BRAS. GEOL., **36**, Natal, 1990. *Anais ...* Natal, SBG. v. **4**, p. 1925-1935.
- JENKINS, H.C. 1978. Pelagic Environments. In: READING, H.G. ed. *Sedimentary environments and facies*. Repr. 1981. Oxford, Blackwell Scientific publ. p. 314-371.
- JOHANNES, W. 1983. On the origin of layered migmatites. In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. ed. *Migmatites, melting and metamorphism*. Nantwich, Shiva Publishing Ltd. p. 234-249.
- JOHANNES, W. & GUPTA, L.N. 1982. Origin and evolution of migmatite. *Contr. Mineral. Petrol.*, **79**: 114-123.
- JULIANI, C. 1983. Geologia e evolução estrutural da faixa granulítica Socorro - SP. In: SIMP. REG. GEOL., **4**, São Paulo, 1983. *Atas ...* São Paulo, SBG-Núcleo São Paulo. p. 33-45.

- KARIG, D.E. 1970. Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system. *Journ. Geophys. Res.*, **75**: 239-254.
- KIANG, C.H.; MIRANDA, F.P.; MAGALHÃES, L.; ALKMIN, F.F. 1988. Considerações sobre a evolução tectônica da Bacia do São Francisco. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais ...* Belém, SBG. v. 5, p. 2076-2090.
- KUSHIRO, I. & YODER, H.S. Jr. 1966. Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. *J. Petrol.*, **7**: 353-362.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **14**: 169-186.
- LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 -diagram and major-element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical geology*, **29**:183-210.
- LEAKE, B.E. 1964. The chemical distinction between ortho and para-amphibolites. *J. Petrol.*, **5**(2): 238-254.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R.C.B.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F. 1983. Projeto RADAM - Brasil, Folhas SF 23/24, Rio de Janeiro/Vitória, **1**, Geologia, p. 27-304.
- MACIEL, R.R. 1983. Geologia estrutural da Serra de Três Pontas, MG: dados preliminares. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS - *Geol. Pré-Cambriano*, **2**, Belo Horizonte, 1983. *Anais' ...* Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais. *Boletim* **3**, p. 402-410.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A. 1981. A Formação Minaçu: estratigrafia, tectônica e metamorfismo. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, **1**, Goiânia, 1981. *Atas...* Goiânia, SBG- Núcleo Centro-Oeste. p. 716-744.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A.; LOGUERCIO, S.O.C. & RAMALHO, R. 1984a. As Faixas de Dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. ed. *Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da Área Oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*, escala 1:2.500.00. Brasília, DNPM/MME. p. 251-299.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; DANNI, J.C.M. 1984b. Província Tocantins- Setores Central e Sudeste. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. coord. *O pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher Ltda. p. 205-264.
- MEHNERT, K.R. 1968. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier, New York. 393 p.

- MIALL, A.D. 1984. *Principles of sedimentary basin analysis*. New York, Springer-Verlag. 490 p.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by gravity flows. In: STANLEY, D.G. & SWIFT, D.J.P. ed. *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. New York, John Wiley. p. 197-218.
- MIYASHIRO, A. 1961. Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.*, 2: 277-311.
- MOHAN, A.; WINDLEY, B.F.; SEARLE, M.P. 1989. Geothermobarometry and development of inverted metamorphism in the Darjeeling-Sikkim region of the eastern Himalaya. *Journal of Metamorphic Geology*, 7(1): 95-110.
- MOINE, B. & LA ROCHE, H. 1968. Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *C. R. Acad., Sc. Paris*, 267(D): 2084-2087.
- MOORBATH, S. TAYLOR, P.N. 1981. Isotopic evidence for continental growth in the precambrian. In: KRÖNER, A. ed. *Precambrian Plate Tectonics*. Amsterdam, Elsevier. p. 491-525.
- MORALES, N. 1988. Evolução lito-estrutural das rochas pré-cambrianas da região de São João da Boa Vista. Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo, 157 p. (Inédito).
- MORALES, N.; OLIVEIRA, M.A.F.; SIMÕES, L.S.A. 1985. As estruturas dobradas na região de Atibala - SP. In: SIMP. REG. GEOL., 5, São Paulo, 1985. Atas ... São Paulo, SBG-Núcleo São Paulo. v. 1, p. 159-168.
- MORALES, N.; OLIVEIRA, M.A.F.; ZANARDO, A. 1988. Gnaisses de alto grau e migmatitos da porção sudoeste do Complexo Varginha, nordeste do Estado de São Paulo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais ...* Belém, SBG. v. 3, p. 1216-1229.
- MORRIS, A.P. 1981. Competing deformation mechanisms and slaty cleavage in deformed quartzose meta-sediments. *J. Geol. Soc. Lond.*, 138: 455-462.
- MUTTI, E. & RICCI-LUCCHI, F. 1978. Turbidites of the Northern Apennine: Introduction to facies analysis. *Intern. Geol. Review*, 20(2): 125-166.
- NEWTON, R.C. 1987. Petrologic aspect of precambrian granulite facies terrain bearing on their origins. In: KRONER, A. ed. *Proterozoic Lithospheric Evolution*. American Geophysical Union e Geological Society of America, *Geodynamics series*, 17: 11-26.
- NICHOLSON, R. 1966. Metamorphic differentiation in crenulated schists. *Nature*, 209: 68-69.

- NOCE, C.M. 1987. Estudo geológico-estrutural do Grupo São João del Rei na região de Tiradentes - Barroso - Barbacena (Minas Gerais), e considerações sobre seu embasamento. Dissertação de Mestrado. IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 156 p. (Inédito).
- NORMARK, W.R. 1970. Growth patterns of deep-sea fans. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 54: 2140-2195.
- NORMARK, W.R. 1978. Fan-valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: character for the recognition of sandy turbidite environments. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 61: 912-931.
- NUMMER, A.R. 1990. Estratigrafia e estruturas do Grupo Andrelândia na região de Santa Rita do Ibitipoca - Lima Duarte (sul de Minas Gerais). In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais ... Natal, SBG.* v. 6, p. 2786-2797.
- O'HARA, M.J. 1967. Mineral facies in ultrabasic rocks. In: WYLLIE, P.J. ed. *Ultramafic and related rocks*. New York, John Wiley & Sons. p. 7-18.
- OLIVEIRA, M.A.F. 1973. Petrologia das rochas metamórficas da região de São José do Rio Pardo, SP. *Rev. Bras. Geoc.*, 3(4): 257-278.
- OLIVEIRA, M.A.F. 1984. Considerações sobre a evolução geológica do Complexo Varginha. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais ... Rio de Janeiro, SBG.* v. 6, p. 2302-2304.
- OLIVEIRA, M.A.F. & ALVES, F.R. 1974. Geologia e petrografia da região de Caconde, SP. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. *Anais ... Porto Alegre, SBG.* v. 5, p. 133-143.
- OLIVEIRA, M.A.F. & ALVES, F.R. 1976. Wollastonita em associações cálcicas de fácies granulito, Caconde, SP. *Rev. Bras. Geoc.*, 6(1): 43-52.
- OLIVEIRA, M.A.F. & HYPÓLITO, R. 1978. Ortopiroxênios e clinopiroxênios nos granulitos de São José do Rio Pardo, SP. *Rev. Bras. Geoc.*, 8: 249-261.
- OLIVEIRA, M.A.F. & NEGRI, F.A. 1990. Petrologia dos charnockitos e kinzigitos da porção sudeste da quadrícula de Camanducaia, SP. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais ... Natal, SBG.* v. 4, p. 1968-1978.
- OLIVEIRA, M.A.F.; CARVALHO, S.G.; MORALES, N.; CHOUDHURI, A.; ZANARDO, A.; ANGELI, N.; GODOY, A.M.; RUEDA, J.R.J. 1983a. Geologia da porção paulista das quadrículas Camanducaia e Monteiro Lobato. In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000, 1, São Paulo, 1983. *Atas ... São Paulo, Secretaria da Indústria, Comércio e Tecnologia SP, Pró-Minério, IPT.* p. 81-107.

- OLIVEIRA, M.A.F.; FRANCESCONI, R.; CORDEIRO, C.M.; INGLEZ, A.G.; OLIVEIRA, E.G.; SENA, C.A.S. 1983b. Geologia da porção paulista das quadrículas de Caconde e Guaxupé. In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000, 1, São Paulo, 1983. Atas ... São Paulo, Secretaria da Indústria, Comércio e Tecnologia SP, Pró-Minério, IPT. p. 171-190.
- OLIVEIRA, M.A.F.; MORALES, N.; FULFARO, V.J. 1984. Projeto Boa Vista. Relatório Final, Convênio IGCE-UNESP/PRÓ-MINÉRIO, V. 1., 85 p. (Inédito).
- OLIVEIRA, M.A.F.; MORALES, N.; FULFARO, V.J.; CAMPOS, E.G. 1985. Geologia da Folha Atibala, escala 1:50.000. Relatório Final, Convênio IGCE-UNESP/PRÓ-MINÉRIO, V. 1., 177 p. (Inédito).
- OLIVEIRA, M.A.F.; KAWASHITA, K.; KIHARA, Y.; DELHAL, J. 1986. Novos dados geocronológicos para rochas charnockíticas da Associação Guaxupé, Complexo Varginha. *Rev. Bras. Geoc.*, **13**(3): 301-305.
- OLIVEIRA, M.A.F.; BATISTA, J.J.; MORALES, N. 1987. Caracterização geoquímica de rochas anfíbolíticas do Grupo Itapira nas Folhas de Atibala e Jundiá (SP). In: SIMP. REG. GEOL., 6, Rio Claro, 1987. Atas ... Rio Claro, SBG-Núcleo São Paulo. v. 1, p. 23-32.
- OLSEN, S.N. 1983. A quantitative approach to local mass balance in migmatites. In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. ed. *Migmatites, melting and metamorphism*. Nantwich, Shiva Publishing Ltd. p. 201-203.
- ORMAASEN, D.E. 1977. Petrology of the Hopen mangerite-charnockite intrusion, Lofoten, north Norway. *Lithos*, **10**: 291-310.
- OXBURGH, E.R. & TURCOTTE, D.L. 1970. Thermal structure of island arcs. *Geol. Soc. Am. Bull.* **81**: 1665-1688.
- PACIULLO, F.V.P. 1980. Mapeamento geológico-estrutural da área de Minduri, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 151p. (Inédito).
- PACIULLO, F.V.P. 1983. Mapeamento geológico-estrutural da área de Minduri - MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS - Geol. Pré-Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais ...* Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais. **Boletim 3**, p. 440-448.
- PASCHOLATTI, E.M. 1990. Caracterização geofísica da suíte intrusiva de Itu. Tese de doutoramento, IAG-USP, São Paulo, 135 p. (Inédito).
- PASCHOLATTI, E.M.; VLACH, S.R.F.; AMARAL, G. 1987. Contribuição ao conhecimento da suíte intrusiva de Itu. In: SIMP. REG. GEOL., 6, Rio Claro, 1987. Atas ... Rio Claro, SBG-Núcleo São Paulo. v. 1, p. 47-62.

- PASCHOLATTI, E.M.; AMARAL, G.; VLACH, S.R.F.; FUJIMORI, K. 1990. Sulte Intrusiva de Itu: aspectos geológicos e geofísicos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais ... Natal*, SBG. v. 4, p. 1936-1941.
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Str. Geol.*, 8: 831-843.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planet. Sci. Let.*, 19: 290-300.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E.; BIRCKETT, T.C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planet. Sci. Let.*, 36: 121-132.
- PECHER, A. 1989. The metamorphism in the Central Himalaya. *Journal of Metamorphic Geology*, 7(1): 31-42.
- PELOGGIA, A.U.G. 1990. A Faixa Alto Rio Grande na região de Amparo. Dissertação de Mestrado, IGC-USP, São Paulo, 124p. (Inédito).
- PERROTTA, M.M. 1991. A Faixa Alto Rio Grande na região de São Gonçalo do Sapucaí, MG. Dissertação de Mestrado, IGC-USP, São Paulo, 158 p. (Inédito).
- PERROTTA, M. M.; CAMPOS NETO, M.C.; BRITO NEVES, B.B. 1989. Geologia da região a sul de São Gonçalo do Sapucaí (MG). In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5, Belo Horizonte, MG. *Boletim de resumos expandidos ...* Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais. *Boletim* 7, p. 233-237.
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E.; SIEVER, R. 1973. *Sand and sandstones*. New York, Springer-Verlag. 618 p.
- PFLUG, R. & RENGGER, F. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Cráton do São Francisco. In: CONGR. BRAS. GEOL., 27, Aracaju, 1973. *Anais ... Aracaju*, SBG. v. 2, p. 5-19.
- PITCHER, W.S. 1982. Granite type and tectonic environment. In: Hsü, K.J. ed. *Mountain Building Processes*. London, Academic Press Inc. p. 19-40.
- PLUMB, K.A. & JAMES, H.L. 1986. Subdivision of precambrian time: recommendations and suggestions by the subcommission on precambrian stratigraphy. *Precambrian Research*, 32(1): 65-92.
- POWELL, C. McA. 1979. A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, 58: 21-34.

- QUINQUIS, H.; AUDREN, C.; BRUN, J.P.; COBBOLD, P.R. 1978. Intense progressive shear in the Grolx blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, 273: 43-45.
- RAMBERG, H. 1964. Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties, a theory for simultaneous formation of several orders of folds. *Tectonophysics*, 1: 307-341.
- RAMSAY, J.G. 1958. Superimposed folding at Loch Monar, Inverness-shire and Ross-shire. *Qt. J. Geol. Soc. Lond.*, 113: 271-308.
- RAMSAY, J.G. 1962. Interference patterns produced by the superposition of folds of similar types. *J. Geol.*, 70: 466-481.
- RAMSAY, J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. New York, MacGraw-Hill. 568 p.
- RAMSAY, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. *J. Str. Geol.*, 2: 83-99.
- RAMSAY, J.G. 1982. Rock ductility and its influence on the development of tectonic structures in mountain belts. In: Hsü, K.J. ed. *Mountain Building Processes*. London, Academic Press Inc. p. 111-127.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology. Strain analysis*. London, Academic Press Inc. 307 p.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology. Folds and fractures*. London, Academic Press Inc. p. 309-700.
- READING, H.G. 1978. Facies. In: READING, H.G. ed. *Sedimentary environments and facies*. Repr. 1981. Oxford, Blackwell Scientific publ. p. 4-14.
- RIBEIRO, A. 1983. Dados atuais do mapeamento geológico-estrutural da Folha Itumirim-MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS - Geol. Pré-Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais ...* Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais. **Boletim 3**, p. 461-468.
- RIBEIRO, A. & HEILBRON, M. 1982. Estratigrafia e metamorfismo dos Grupos Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. *Anais ...* Salvador, SBG. v. 1, p. 177-186.
- RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; ANDREIS, R.R.; TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M. 1990. Evolução policíclica proterozóica no sul do Cráton do São Francisco. Análise da região de São João del Rei e Andrelândia, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais ...* Natal, SBG. v. 6, p. 2605-2614.

- SAD, J.H.G. & BARBOSA, H.L.M. 1983. Síntese geológica da Folha Socorro-São Paulo. In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000, 1, São Paulo, 1983. Atas ... São Paulo, Secretaria da Indústria, Comércio e Tecnologia SP, Pró-Minério, IPT. p. 109-135.
- SANTOS, A.M.M.M. 1988. Caracterização petrológica dos granulitos básicos da Folha de Guaranésia (MG). Dissertação de Mestrado, IGUSP, São Paulo, 106 p. (Inédito).
- SCHIOTTE, L.; BRIDGEWATER, D.; COLLERSON, K.D.; NUTMAN, A.P.; RYAN, A.B. 1986. Chemical and isotopic effects of late Archaean high-grade metamorphism and granite injection on early Archaean gneisses, Saglek-Hebron, northern Labrador. In: DAWSON, J.B.; CARSWELL, D.A.; WEDEPOHL, K.H. ed. *The nature of the lower continental crust*. Geological Society Special Publication, 24: 261-273.
- SEELY, D.R.; VAIL, P.R.; WALTON, G.G. 1974. Trench slope model. In: BURK, C.A. & DRAKE, C.L. ed. *The geology of continental margins*. Berlin, Springer-Verlag. p. 249-260.
- SENGÖR, A.M.C. 1979. Mid-mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, 279: 590-593.
- SENGÖR, A.M.C. 1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: a Tethyan perspective. *Earth-Science Reviews*, 27(1-2): 1-201.
- SHAND, S.J. 1945. Coronas and coronites. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 56: 247.
- SHI, Y. & WANG, C. 1987. Two-dimensional modeling of the P-T-t paths of regional metamorphism in simple overthrust terrains. *Geology*, 15: 1048-1051.
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, 133(2): 191-213.
- SIGA JR., O. 1986. A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. Dissertação de Mestrado, IGUSP, São Paulo. 140 p. (Inédito).
- SIGA JR., O.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; DELHAL, J. 1982. Padrão geológico-geocronológico das rochas de alto grau da parte setentrional da Faixa Ribeira, a norte do Rio de Janeiro, Brasil. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5, Buenos Aires, Argentina, 1982. Atas ... Buenos Aires, v. 1, p. 349-370.
- SILVA, R.R. 1984. Padrão de interferência entre três (3) fases de dobramento em Luminárias, sul de Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais ... Rio de Janeiro, SBG. v. 7, p. 3284-3296.

- SILVA, S.L.; BALTAZAR, O.F. & PADILHA, A.V. 1988. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha São Gonçalo do Sapucaí - SF. 23-V-D-V-4-V Estado de Minas Gerais. Escala 1:50.000. 102 p. DNPM/CPRM, Brasília.
- SILVER, L.T. & CHAPPELL, B.W. 1988. The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **79**: 105-121.
- SIMÕES, L.S.A.; VALERIANO, C. M.; ZANARDO, A. MORALES, R. GOMI, C.Y. 1988. Zonação metamórfica inversa do Grupo Araxá-Canastra na região de São Sebastião do Paraíso- Alpinópolis, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais ...* Belém, SBG. v. **3**, p. 1203-1215.
- SIMÕES, L.S.A. & VALERIANO, C. M. 1990. Porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais ...* Natal, SBG. v. **6**, p. 2564-2575.
- SIMONEN, A. & VORMA, A. 1969. Amphibole and biotite from rapakivi. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, **238**, 28 p.
- SIMPSON, C. 1986. Determination of movement sense in mylonites. *Journal of Geological Education*, **34**: 246-261.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S. 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**: 1281-1288.
- SMITHSON, S.B. 1986. A physical model of the lower crust from North America based on seismic reflection data. In: DAWSON, J.B.; CARSWELL, D.A.; WEDEPOHL, K.H. ed. *The nature of the lower continental crust*. Geological Society Special Publication, **24**: 23-34.
- SOLLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K.; HANSEN, B.T. 1987. The Brasiliano Orogenesis: age determinations (Rb-Sr and U-Pb) in the coastal mountain region of Espírito Santo, Brazil. *Zbl. Geol. Palaeont. Teil. I*, **H. 7/8**: 729-741.
- SOLLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K. 1989. Brasiliano age of a charnoenderbitic rock suite in the Complexo Costeiro (Ribeira Mobile Belt), Espírito Santo-Brazil: evidence from U-Pb geochronology on zircons. *Zbl. Geol. Palaeont. Teil. I*, **H. 5/6**: 933-945.
- SUGDEN, T. 1987. Kinematic indicators: structures that record the sense of movement in mountain chain. *Geology Today*: 93-99.
- TASSINARI, C.C.G. 1988. As Idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal. Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo, 236p. (Inédito).

- TASSINARI, C.C.G. & CAMPOS NETO, M.C. 1988. Precambrian continental crust evolution of southeastern São Paulo State-Brazil: based on isotopic evidences. *Geoch. Brasil.*, 2(2): 175-183.
- TASSINARI, C.C.G.; CAMPOS NETO, M.C.; VIDAL, P. 1989. Idades e natureza da crosta continental primitiva da região leste do Estado de São Paulo: evidências a partir dos isótopos de Nb, Sr e Pb. In: SIMP. GEOL. SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, 1989. *Boletim de Resumos ... Rio de Janeiro-São Paulo*, SBG. p. 103-104.
- TEIXEIRA, W. 1985. A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo, 207 p. (Inédito).
- TEIXEIRA, W.; DOSSIN, I.A.; DOSSIN, T.M.; SALVADOR, E.D.; SIGA JR., O.; SATO, K. 1990. Interpretação do contexto geotectônico do embasamento na borda leste do Sistema Espinhaço, região de Guanhanes e Gouvela, MG., com base numa interpretação do seu conjunto geocronológico U/Pb, Rb/Sr e K/Ar. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais ... Natal*, SBG. v. 6, p. 2711-2722.
- THIESSEN, R.L. & MEANS, W.D. 1980. Classification of fold interference patterns: a re-examination. *J. Str. Geol.*, 2: 311-326.
- THOMPSON, A.B. 1976. Isograd pattern and pressure-temperature distribution during regional metamorphism. *Contr. Miner. Petrol.*, 57: 277-295.
- THOMPSON, A.B. 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, 282: 1567-1595.
- THOMPSON, A.B. & RIDLEY, J.R. 1987. Pressure-temperature time (P-T-t) histories of orogenic belts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 321: 27-45.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. 1980. Evolução estrutural e metamórfica de uma área a SE de Lavras, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Camboriú, 1980. *Anais ... Camboriú*, SBG. v. 5, p. 2273-2784.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; CHRISPIM, S.J.; DAYAN, H. 1982. Análise da deformação numa área a SE de Lavras, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. *Anais ... Salvador*, SBG. v. 1, p. 187-198.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. 1983. Geologia estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelandia, sul de Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 55(1): 71-85.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; HEILBRON, M. 1984. Os Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelandia como a continuação dos Grupos Araxá e Canastra. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais ... Rio de Janeiro*, SBG. v. 7, p. 3227-3240.

- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. 1986. Contribuição à geologia da Folha Barbacena 1:250.000. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais ... Goiânia*, SBG. v. 2, p. 974-986.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. Jr.; THOMPSON, S. III. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 26: 83-98.
- VALERIANO, C.M. 1983. Geologia de uma área a sudoeste de Aluroca, sul do Estado de Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS - Geol. Pré-Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais ... Belo Horizonte*, SBG - Núcleo Minas Gerais. **Boletim 3**, p. 209-213.
- VALERIANO, C.M. 1985. Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João del Rei na região de São João del Rei, MG. Dissertação de Mestrado, IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 99p. (Inédito).
- VALERIANO, C.M. 1986. Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João del Rei na região de São João del Rei, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais ... Goiânia*, SBG. v. 2, p. 999-1018.
- VAN SCHMUS, W.R.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G. 1986. Estudo geocronológico da parte inferior do Grupo São Roque. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais ... Goiânia*, SBG. v. 3, p. 1399-1405.
- VASCONCELLOS, A.C.B.C. 1988. O Grupo Andrelândia na região a norte de Ouro Fino, MG. Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo, 199 p. (Inédito).
- VASCONCELLOS, A.C.B.C. & JANASI, V.A. 1989. Mapeamento faciológico do batólito granitóide calcioalcalino de Pinhal-Ipuiúna (MG). In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5, Belo Horizonte, MG. *Boletim de resumos expandidos ... Belo Horizonte*, SBG - Núcleo Minas Gerais. **Boletim 7**, p. 65-69.
- VLACH, S.R.F. 1985. Geologia, petrografia e geocronologia das partes meridional e oriental do Complexo Morungaba, SP. Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo, 253 p. (Inédito).
- VLACH, S.R.F. 1989. Granitóides da região de Morungaba (leste do Estado de São Paulo): complexos, plutons e stocks. In: SIMP. GEOL. SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, 1989. *Boletim de Resumos ... Rio de Janeiro-São Paulo*, SBG. p. 163-164.
- VLACH, S.R.F.; JANASI, V.A.; VASCONCELLOS, A.C.B.C. 1990. The Itu Belt: associated calc-alkaline and aluminous A-type late Brasiliano granitoids in the states of São Paulo and Paraná, southern Brazil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais ... Natal*, SBG. v. 6, p. 1700-1711.

- WALKER, R.G. 1967. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *J. Sedim. Petrol.*, **37**: 25-43.
- WALKER, R.G. 1978. Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: model for exploration for stratigraphic traps. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **62**: 932-966.
- WALKER, R.G.; MUTTI, E. 1973. Turbidite facies and facies association. In: *Turbidites and deep water sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific section. Short course*, Anaheim. p. 119-157.
- WATSON, J.V. & DUNNING, P.W. 1979. Basement cover relations in the British Caledonides. In: HOLLAND, C.H. & LEAKE, B.E. ed. *The Caledonides of the British Isles-reviewed*. Edinburgh, Scottish Academic Press. p. 67-92.
- WEBER, K. 1986. Metamorphism and crustal rheology implications for the structural development of the continental crust during prograde metamorphism. In: DAWSON, J.B.; CARSWELL, D.A.; HALL, J.; WEPOHL, K.H. ed. *The nature of the lower continental crust. Geological Society Special Publication*, **24**: 95-106.
- WERNICK, E. 1967. A geologia da região de Amparo - leste do Estado de São Paulo. Tese Dout. FFCL Rio Claro, 140 p. (inédito).
- WERNICK, E. 1972. A geologia do maciço granítico de Morungaba, leste do Estado de São Paulo. *Boletim de Geologia da Escola de Engenharia USP-São Carlos*, v. **16**, 110 p.
- WERNICK, E. 1977. Projeto Ouro Fino. Relatório Final, Convênio FFCL-Rio Claro/DNPM, v. 1, 97 p. (inédito).
- WERNICK, E. 1982. Contribuição à caracterização das linhagens de granitóides brasileiros do sul do Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. *Anais ...* Salvador, SBG. v. **2**, p. 490-499.
- WERNICK, E. 1984. Caracterização genética de alguns granitóides brasileiros dos estados de São Paulo e Minas Gerais e implicações geotectônicas preliminares. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais ...* Rio de Janeiro, SBG. v. **6**, p. 2902-2918.
- WERNICK, E. 1990. Zoneamento magmático regional de granitóides brasileiros no sudeste/sul do Brasil: implicações geotectônicas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais ...* Natal, SBG. v. **4**, p. 1668-1683.
- WERNICK, E. & ARTUR, A.C. 1983. Evolução policíclica de terrenos arqueanos no leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS - Geol. Pré-Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais ...* Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais. *Boletim* **3**, p. 50-62.

- WERNICK, E. & GALEMBECK, T.M.B. 1985. Contribuição à caracterização de granitóides do Estado de São Paulo através do mineral acessório zircão. In: SIMP. REG. GEOL., 5, São Paulo, 1985. *Atas ...* São Paulo, SBG-Núcleo São Paulo. v. 1, p. 119-132.
- WERNICK, E. & GALEMBECK, T.M.B. 1986. Caracterização do plutonismo granitóide do Ciclo Brasileiro através do método da tipologia do zircão. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais ...* Goiânia, SBG. v. 3, p. 1369-1383.
- WERNICK, E. & OLIVEIRA, M.A.F. de 1986. Novos dados geocronológicos U-Pb para rochas arqueanas do Complexo Amparo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Resumos e Breves Comunicações*, SBG. Bol. 1, p. 151.
- WERNICK, E. & PENALVA, F. 1974. Migmatização e feldspatização de charnockitos e granulitos no leste paulista e sul de Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. *Anais ...* Porto Alegre, SBG. v. 5, p. 155-160.
- WERNICK, E. & RUEDA, J.R.J. 1987. Alguns granitóides sub-alcalinos/alcalinos do Estado de São Paulo: dados de tipologia de zircão e uma interpretação preliminar. In: SIMP. REG. GEOL., 6, Rio Claro, 1987. *Atas ...* Rio Claro, SBG-Núcleo São Paulo. v. 1, p. 13-21.
- WERNICK, E.; HASUI, Y. BRITO NEVES, B.B. 1978. As regiões de dobramentos nordeste e sudeste. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais ...* Recife, SBG. v. 6, p. 2493-2507.
- WERNICK, E.; FIORI, A.P.; BETTENCOURT, J.S.; CHOUDHURI, A. 1981. A tectônica rígida do fim do ciclo Brasileiro e sua implicação na estruturação da borda sul e sudeste do Cráton do São Francisco: tentativa de um modelo preliminar. In: SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1978. *Anais ...* SBG. p. 164-168.
- WERNICK, E.; HORMANN, P.K.; ARTUR, A.C.; EULERT, H. 1984a. Aspectos petrológicos do Complexo Granítico Socorro (SP/MG): dados analíticos e discussão preliminar. *Rev. Bras. Geoc.*, 14(1): 23-29.
- WERNICK, E.; DIDIER, J.; ARTUR, A.C.; HORMANN, P.K. 1984b. Caracterização da zona marginal charnockítica do Complexo Socorro nos arredores da cidade homônima, SP/MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais ...* Rio de Janeiro, SBG. v. 6, p. 2919-2934.
- WERNICK, E.; WEBER-DIEFENBACH, K.; CORREIA, P.R. 1987. O granitóide Nazaré Paulista: dados petrográficos, químicos e de tipologia de zircão. In: SIMP. REG. GEOL., 6, Rio Claro, 1987. *Atas ...* Rio Claro, SBG-Núcleo São Paulo. v. 1, p. 123-134.

- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, **43**: 7-22.
- WIEDEMANN, C.M. 1989. Estado atual do conhecimento sobre a evolução do cinturão móvel Brasillano no Estado do Espírito Santo. In: SIMP. GEOL. SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, 1989. *Boletim de Resumos ... Rio de Janeiro-São Paulo*, SBG. p. 95-96.
- WILCOX, R.E.; HARDING, T.P.; SEELY, D.R. 1973. Basic wrench tectonics. *A.A.P.G. Bulletin*, **57**(1): 74-96.
- WILLIAMS, H. & HATCHER JR., R.D. 1982. Suspect terranes and accretionary history of the Appalachian orogen: *Geology*, **10**: 530-536.
- WILLIAMS, H. & HATCHER JR., R.D. 1983. Appalachian suspect terranes. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, **158**: 33-53.
- WILLIAMS, P.F. 1972. Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *Am. Journ. Scienc.*, **272**: 423-548.
- WINDLEY, B.F. 1984. *The evolving continents*. 2 ed. New York, John Wiley and Sons. 399 p.
- WINDLEY, B.F. & TARNEY, J. 1986. The structural evolution of the lower crust of orogenic belts, present and past. In: DAWSON, J.B.; CARSWELL, D.A.; HALL, J.; WEPOHL, K.H. ed. *The nature of the lower continental crust. Geological Society Special Publication*, **24**: 221-230.
- WINTERS, A.A.M. 1981. A geologia do maciço sienítico da Pedra Branca, Caldas (MG). Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo, 92 p. (Inédito).
- WINTERS, A.A.M. & EBERT, E. 1978. O maciço sienítico da Pedra Branca, Município de Caldas, MG. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais ... Recife*, SBG. v. 3, p. 1364-1370.
- WINKLER, H.G.F. 1976. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 4 ed. New York, Springer - Verlag. 334 p.
- WOODLAND, B.G. 1982. Gradational development of domainal slaty cleavage, its origin and relation to chlorite porphyroblasts in the Martinsburg Formation, eastern Pennsylvania. *Tectonophysics*, **82**: 89-124.
- YAMADA, E. 1984. Subaqueous pyroclastic flows: their development and their deposits. In: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.F. (ed.). *Marginal Basin Geology. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 16*, Blackwell Scienc. Publ.: 29-35.
- YARDLEY, B.W.D. 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. Singapore, Longman. 248 p.

- YARDLEY, B.W.D.; SHEPHERD, T.J.; BARBER, J.P. 1983. Fluid Inclusion studies of high-grade rocks from Connemara, Ireland. In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. ed. *Migmatites, melting and metamorphism*. Nantwich, Shiva Publishing Ltd. p. 110-126.
- ZANARDO, A. 1987. Análise petrográfica e microestrutural das rochas da folha de Águas de Lindóla. Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo, 270 p. (Inédito).
- ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M.A.F.; MORALES, N. 1990a. Evolução geológica das rochas pré-cambrianas da região de Águas de Lindóla. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais ... Natal, SBG. v. 4*, p. 1956-1967.
- ZANARDO, A.; MORALES, N.; CARVALHO, S.G.; SIMÕES, L.S.A.; OLIVEIRA, M.A.F. 1990b. Evolução metamórfica da porção sul do Cráton Paramirim. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais ... Natal, SBG. v. 5*, p. 1945-1955.
- ZIMBRES, E.; MOTOKI, A.; KAWASHITA, K. 1990. História do soergulimento regional da Faixa Ribeira com base em datações K-Ar. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais ... Natal, SBG. v. 6*, p. .

F			FANEROZÓICO INDIVISO
PSs			SIENTITOS
PSmz			SÉRIE MONZODIORITO-MONZONÍTICA
PSg			GRANITOS
PSgg			GRANADA-BIOTITA GRANITOS
PSgp			HORNBLENDA-BIOTITA GRANITÓIDES PORFIRÓIDES
PSch			SÉRIE CHARNOKÍTICA
PScg			(CLINOPIROXÊNIO)-HORNBLENDA GRANITÓIDE.
PSmp			MIGMATITO PINHAL
PSbb			MIGMATITO BUENO BRANDÃO
PSd			MIGMATITO E GRANADA DIATEXITOS
PMm			SÉRIE MANGERÍTICA
PMp			COMPLEXO PIRACAIÁ
PMc			COMPLEXO GACONDE
PIa			ASSOCIAÇÃO ALFENAS
PIcr			COMPLEXO CRISTINA
FAIXA ALTO RIO GRANDE			
PSga			FORMAÇÕES POUSO ALEGRE E ELEUTÉRIO
PMia			SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS DE DOMÍNIO DE ARCO VULCÂNICO (ITAPIRA E ANDRELÂNDIA)
PMca			SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL DE DOMÍNIO DE MARGEM PASSIVA (CARRANCAS)
PMclt			SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS DE ESTÁGIO RIFTE (CARANDAÍ, LENHEIRO E TIRADENTES)
API			ORTOGNAISSES E MIGMATITOS

"FRONT" DOS RESULTADOS ANALÍTICOS K-Ar NO CAMBRIANO E PROTEROZÓICO TERMINAL

MAPA GEOLÓGICO DA PORÇÃO OCIDENTAL DA FAIXA ALTO RIO GRANDE

ANEXO 1

GEOLOGIA E INTERPRETAÇÃO: MARIO DA COSTA CAMPOS NETO
BASES GEOLÓGICAS EM 1:50.000 CONSULTADAS: ARTUR, 1980; CAMPOLINA ET AL., 1983; SÁD E BARBOSA, 1983; BASEI ET AL., 1986; ZANADO, 1987; VASCONCELLOS, 1988; PELDOL, 1990 E PERROTA, 1991
BASES TOPOGRÁFICAS 1886, 1:250.000, FOLHAS SF-23-Y-A, SF-23-Y-B, SF-23-Y-D, PARCIAIS