



**Universidade Federal de Minas Gerais
Instituto de Geociências
Departamento de Geologia**



**Universidade Federal de Minas Gerais
Instituto de Geociências
CPMTc – Centro de Pesquisa Professor
Manoel Teixeira da Costa**

Dissertação de Mestrado

SIGNIFICADO GEOTECTÔNICO DAS ROCHAS CHARNOCKÍTICAS DA REGIÃO DE CARANGOLA: IMPLICAÇÕES PARA A CONEXÃO ARAÇUAÍ-RIBEIRA

Tiago Amâncio Novo

Orientadores: Prof. Antônio Carlos Pedrosa Soares
Prof. Carlos Maurício Noce

Belo Horizonte, Fevereiro de 2009

Tiago Amâncio Novo

Dissertação de Mestrado

**SIGNIFICADO GEOTECTÔNICO DAS ROCHAS
CHARNOCKÍTICAS
DA REGIÃO DE CARANGOLA:
IMPLICAÇÕES PARA A CONEXÃO ARAÇUAÍ-RIBEIRA**

Trabalho apresentado à defesa de
dissertação de mestrado do
Departamento de Geologia do Instituto
de Geociências da Universidade Federal
de Minas Gerais.

Orientadores: Prof. Antônio Carlos Pedrosa Soares
Prof. Carlos Maurício Noce

Belo Horizonte, Fevereiro de 2009

AGRADECIMENTOS

A realização desta dissertação só foi possível graças à contribuição de diversas pessoas e entidades.

Primeiramente agradeço ao meu pai e minha mãe. Mesmo separados, cada um ao seu jeito, sempre esteve ao meu lado, apoiando minhas decisões, aturando meus papos de geologia e mostrando interesse mesmo sem entender direito o que eu falava, segurando a barra quando o dinheiro faltava, enfim, agradeço pelo amor e carinho incondicional que sempre me deram.

À Rafaela pela diversão nos momentos necessários e pela paciência nos momentos de estresse e nas ausências de campo.

Aos meus amigos da grande São Brás pelo companheirismo e pela execução da melhor terapia do mundo – bate papo em boteco.

Meu orientador, Antônio Carlos Pedrosa Soares, pelas críticas construtivas, sugestões e idéias para dissertação, pela confiança depositada, por estar presente e sempre disposto a ajudar, enfim, pelos momentos de geologia, descontração e amizade, sem os quais não seria possível a realização deste trabalho.

Ao co-orientador Carlos Maurício Noce, pela ajuda no campo e escritório, pelas discussões geológicas (ou sobre qualquer outro tema), pela grande ajuda na construção desta dissertação.

Aos companheiros do dia a dia Jorge Roncato, Célia Figueredo, Rodrigo Rocha, Francisco Vilela, Gláucia Queiroga pelas discussões e ajudas mútuas.

Aos companheiros de TG – Carangola, Apolo Pedrosa Bhering, Camila da Mota Carvalho, Eduardo Zenha Cordeiro, Gabriel Augusto Carneiro, Marco Aurélio Sequetto Pereira e Vanessa Pareja Coelho, onde todo o trabalho desta dissertação teve início.

Para o pessoal do TG – Tombos Carlos Ribeiro Luiz, Diego Barros Mairinck, Elaine Kelly Ferreira, Guilherme Alex S. C. de Freitas, meus primeiros orientandos, hoje colegas de profissão, eficientes e cruciais para continuidade deste trabalho.

Ao professor Fernando Alkmim pelo auxílio de campo e extra-campo.

Ao professor Ivo Dussin, pela compreensão e ajuda na correria da etapa final deste trabalho.

Ao professor Luiz Carlos da Silva pela contribuição no tratamento dos dados litoquímicos.

À graduanda Tálita Nola pelo auxílio em campo e na digitalização do mapa.

À graduanda Karin Voll pelo trabalho de digitalização.

Agradeço os recursos financeiros obtidos através dos projetos “ARRIBA – A Conexão Araçuaí-Ribeira nos Estados de Minas Gerais e Espírito Santo” (CNPq), coordenados pelo meu orientador Antônio Carlos Pedrosa Soares, "Tectônica e Paleogeografia do Arco Magmático do Orógeno Araçuaí" (CNPq) coordenado pelo professor doutor Fernando Alkmim e pelo Programa Geologia do Brasil-Contrato UFMG-CPRM (Folha Carangola) coordenado pelo meu co-orientador Carlos Maurício Noce.

Agradeço ao apoio financeiro do CNPq (bolsa de mestrado ao autor).

Agradeço ao CPMTIC-IGC-UFMG pelo apoio laboratorial.

RESUMO

Os Orógenos Araçuaí e Ribeira constituem um cinturão orogênico Neoproterozóico-Cambriano que se estende das bordas oriental e setentrional do cráton São Francisco até o Oceano Atlântico, a sul do paralelo 15°. A conexão entre esses orógenos situa-se em torno do paralelo 21°S, mas ainda não está caracterizada em detalhe. A identificação da continuidade dos arcos magmáticos destes orógenos é de grande valia para o modelamento paleoambiental e geotectônico. Este trabalho apresenta resultados decorrentes do mapeamento, em escala 1:100.000, da porção leste da folha Carangola (SF-23-X-B-VI), situada entre os paralelos 20°30'-21°S e meridianos 42°-42°15'. A característica fundamental da região é a abundância de rochas metamórficas de alto grau, ortoderivadas e paraderivadas, das fácies anfibolito e granulito, refletindo o profundo nível crustal ali exposto. O embasamento paleoproterozóico é constituído por ortognaisses granulíticos do Complexo Juiz de Fora. A cobertura neoproterozóica está representada por paragnaisses migmatíticos do Grupo Andrelândia. Ocorrem também granitóides tipo S, pouco deformados, e os granitóides charnockíticos (Suíte Divino) aqui focalizados. Rochas charnockíticas sensu lato possuem cor verde em decorrência da atuação de fluidos com alta pressão de CO₂ em relação à pressão de H₂O durante sua gênese, fator relativamente comum em níveis crustais profundos. Desta forma, granitóides cálcio-alcálinos representantes de arco magmático podem ser representados por rochas charnockíticas, desde que cristalizadas na crosta profunda, sob as condições acima referidas. A Suíte Divino tem as características de uma suíte cálcio-alcálica expandida, metaluminosa a ligeiramente peraluminosa (ACNK entre 0,7 e 1,1) com padrão de elementos traços que caracteriza uma associação derivada de magmatismo relacionado à subducção de litosfera oceânica. As datações U-Pb de amostras da Suíte Divino indicam se tratar de uma unidade tardi-neoproterozóica (idades 592 ± 7 Ma e 595 ± 3 Ma). A norte, na região de Galiléia, tonalitos foliados do arco magmático do Orógeno Araçuaí têm idade em ca. 594 Ma (i.e., pertencem à Suíte G1). A sul, na região de Cantagalo, tonalitos do arco magmático Rio Negro (Orógeno Ribeira) possuem idade de ca. 620 Ma. Desta forma, tendo em mente a posição geográfica atual do arco magmático pré-colisional do Orógeno Araçuaí, considera-se que a Suíte Divino representa a exposição da raiz

granulítica deste arco (com significativo envolvimento de fusões derivadas da crosta profunda de idade paleoproterozóica, representada pelo Complexo Juiz de Fora), cuja eventual continuidade para sul pode ser um elo de ligação entre os orógenos Araçuaí e Ribeira.

SUMÁRIO

Agradecimentos.....	iii
Resumo.....	v
1. Introdução.....	1
1.1. Objetivo.....	1
1.2. Localização e Acesso.....	2
1.3. Aspectos Fisiográficos.....	3
1.4. Metodologia.....	4
2. Geologia Regional.....	6
2.1. A Evolução do Orógeno Araçuaí.....	7
2.2. Estratigrafia.....	11
3. Geologia Local.....	15
3.1. Estratigrafia.....	15
3.1.1. <i>Embasamento: Complexo Juiz de Fora</i>	15
3.1.2. <i>Cobertura Neoproterozóica: Grupo Andrelândia</i>	19
3.1.3. <i>Suíte Divino</i>	22
<i>Sobre a Nomenclatura</i>	22
<i>Caracterização da Suíte Divino</i>	23
3.1.4. <i>Suíte Pangarito</i>	29
3.3. Geologia Estrutural	32
3.2.1. <i>Estruturas</i>	32
<i>Deformação D1</i>	32
<i>Deformação D2</i>	35
4. Litoquímica e Estudo Isotópico Sm-Nd.....	38
4.1. Metodologia.....	38
4.2. Interpretação dos dados.....	39
4.3. Resultados Analíticos Sm-Nd.....	46
5. Minerografia e Química Mineral.....	48
5.1. Metodologia.....	48
5.2. Interpretação dos dados.....	49
5.2.1. <i>Minerais Opacos</i>	49
5.2.2. <i>Feldspatos</i>	51
5.2.3. <i>Piroxênios</i>	53
6. Geocronologia.....	58
6.1. Métodos analíticos.....	58
6.2. Geocronologia U-Pb, amostra TJ-46.....	58
<i>Resultados Analíticos</i>	59
6.3. Geocronologia U-Pb, amostra TJ-16.....	63
<i>Resultados Analíticos</i>	63
6.4. Contextualização dos dados e seu significado regional.....	65
7. Conclusões.....	67
Uma Síntese Petrográfica.....	67
Suíte Divino versus Complexo Juiz de fora.....	67
Suíte Divino versus Granada Charnockito.....	73
Suíte Divino versus Arco magmático de margem continental.....	76
Qual é o significado geotectônico da Suíte Divino?	77
8. Referências Bibliográficas.....	78
Anexo 1 - Mapa Geológico	
Anexo 2 - Estações de Campo	
Anexo 3 - Fichas Petrográficas	
Anexo 4 - Tabelas com dados compilados para o Complexo Juiz de Fora e Granada Charnockito	

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Acesso e localização da região de Carangola.	3
Figura 2 - Localização aproximada da área em relação aos Orógenos Araçuaí-Congo Ocidental e Ribeira.	6
Figura 3: localização da área em estudo em relação à Província Mantiqueira Setentrional.	7
Figura 4: a tectônica quebra-nozes como um modelo para o Orógeno Araçuaí.	9
Figura 5: Ilustração da fase de convergência inicial das margens da Bacia Macaúbas, por volta de 600Ma.	10
Figura 6: Coluna estratigráfica esquemática do Orógeno Araçuaí.	11
Figura 7: mapa geológico simplificado do Orógeno Araçuaí.	12
Figura 8: fotos com diferentes feições das rochas do Complexo Juiz de Fora	18
Figura 9: fotos com diferentes feições das rochas do Grupo Andrelândia	21
Figura 10: fotos com diferentes feições das rochas da Suíte Divino	24
Figura 11: fotos com diferentes feições das rochas da Suíte Divino	26
Figura 12: Diagrama QAP mostrando a variação da composição modal na Suíte Divino	27
Figura 13: fotos com diferentes feições das rochas da Suíte Divino	28
Figura 14: fotos com diferentes feições das rochas da Suíte Pangarito	30
Figura 15: fotos com diferentes feições das rochas da Suíte Pangarito	31
Figura 16: afloramento localizado 1 km a norte de Pedra Bonita onde é possível visualizar o contato entre três litotipos, assim como seu comportamento reológico perante a deformação	33
Figura 17: estereogramas para foliação e lineação de todas as unidades	36
Figura 18: feições estruturais das diversas unidades	37
Figura 19: classificação das amostras da Suíte Divino no diagrama TAS de Wilson (1989) e Xianhua et al. (2000).	39
Figura 20 – Distribuição das amostras da Suíte Divino no diagrama AFM (Jensen, 1976).	40
Figura 21: Diagrama de séries cálcio-alcálinas e Índice de aluminosidade das amostras da Suíte Divino	41
Figura 22: Diagramas de variação tipo Harker para as rochas da Suíte Divino	42
em sílica	43
Figura 24: curvas de elementos terras raras das amostras da Suíte Divino normalizados para condrito.	44
Figura 25: Diagramas Discriminatórios para as rochas da Suíte Divino	45
Juiz de Fora	50
Figura 27: Fotomicrografias das rochas da Suíte Divino e do Complexo Juiz de Fora sob luz transmitida	52
Figura 28: diagrama ternário de soluções sólidas para feldspatos.	52
Figura 29: fotomicrografia de charnockito da Suíte Divino sob luz transmitida.	53
bars.	53
Figura 31 – diagrama composicional para análise química mineral em cristais de piroxênio	54
Figura 32: diagrama composicional para análise química mineral em cristais de piroxênio	55
Figura 33: Imagens de MEV e fotos de microscopia ótica dos zircões (Zr ₂₆ , Zr ₁₀ , Zr ₆ e Zr ₁) com <i>spots</i> de 25_μm produzidos pela microsonda a laser.	60
Figura 34: Diagrama concórdia Wetherill da amostra TJ-46.	61
Figura 35: Diagrama da concórdia Wetherill da amostra TJ-46.	61
Figura 36: Imagens de MEV e fotos de microscopia ótica dos zircões (Zr _{7B} , Zr _{11B} , Zr _{14B} e Zr _{20B}) com <i>spots</i> de 25_μm produzidos pela microsonda a laser.	64
Figura 37: Diagrama concórdia Wetherill da amostra TJ-16.	65
Figura 38: Distribuição de amostras do Complexo Juiz de Fora e da Suíte Divino no diagrama TAS de Wilson (1989) e Xianhua et al. (2000)	69
Figura 39 – A: distribuição das amostras no diagrama AFM (Jensen, 1976); B) Índice de aluminosidade para amostras da Suíte Divino e do Complexo Juiz de Fora.	69
Complexo Juiz de Fora.	71
Figura 41: Diagramas de variação multi-elementar de amostras da Suíte Divino normalizados para condrito de Taylor & McLennan (1985)	72
McLennan (1985)	73
diagrama TAS de Wilson (1989) e Xianhua et al. (2000); B)Índice de aluminosidade das amostras da Suíte Divino e do Granada Charnockito de Duarte et al. (2000).C)curvas de elementos terras raras das amostras da Suíte Divino normalizadas para condrito de Boyton (1984).	74
Figura 44: A e B: curvas de elementos terras raras das amostras da Suíte Divino, normalizados para condrito de Boyton (1984) e diagramas de variação multi-elementar para a Suíte Divino, discriminados quanto ao teor em sílica e normalizados para manto primitivo de Taylor & McLennan, (1985).	76

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Quadro estratigráfico das unidades delimitadas no mapa geológico.	15
Tabela 2: média das atitudes para medidas de foliação (Sn – medida Clar) para cada unidade.	35
Tabela 3: resultados analíticos Sm-Nd para amostras da Suíte Divino.	46
Tabela 4 - Composição química das rochas do Complexo Juiz de Fora discriminadas quanto ao teor em sílica	46
Tabela 5 - Composição química das rochas da Suíte Divino discriminadas quanto ao teor em sílica	47
Tabela 6: Elementos analisados e padrões utilizados para química mineral em microsonda eletrônica.	49
Tabela 7 – resultados de análise química mineral em cristais de minerais opacos para os ortognaisses do Complexo Juiz de Fora e os charnockitos da Suíte Divino	50
Tabela 8: resultados de análise química mineral em cristais de feldspatos para os ortognaisses do Complexo Juiz de Fora e os charnockitos da Suíte Divino	56
Tabela 9: resultados de análise química mineral em cristais de piroxênios para os ortognaisses do Complexo Juiz de Fora e os charnockitos da Suíte Divino	57
Tabela 10: dados isotópicos U-Pb-Th da amostra TJ-46 obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.	62
Tabela 11: dados isotópicos U-Pb-Th da amostra TJ-16 obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.	66
Tabela 12: Quadro comparativo para petrografia das rochas do Complexo Juiz de Fora, granada charnockito e da Suíte Divino.	75
Tabela 13 - Composição química das rochas do Complexo Juiz de Fora discriminadas quanto ao teor em sílica	anexo 4
Tabela 14 - Composição química dos Granulitos Máficos e intermediários, e gnaisses e migmatitos granulíticos (Duarte et al. 1997).	anexo 4
Tabela 15 - Composição química dos leucossomas e gnaisses charnockíticos e charnockitos intrusivos (Duarte et al. 1997), e granulitos máficos (Noce et al. 2007).	anexo 4

1. INTRODUÇÃO

A presente dissertação de mestrado apresenta estudos detalhados sobre rochas charnockíticas que ocorrem na região de Carangola, sudeste de Minas Gerais (Figura 1). Trata-se de uma região relativamente indefinida do ponto de vista geotectônico, que se situa na zona de fronteira entre os orógenos Araçuaí e Ribeira (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008). Em trabalhos anteriores realizados nas proximidades da área foram identificados dois grandes conjuntos de rochas charnockíticas *s.l.*: os ortognaisses granulíticos do Complexo Juiz de Fora, de idade paleoproterozóica, e corpos charnockítico-enderbíticos ou de granada charnockito neoproterozóicos (*e.g.*, Duarte *et al.* 2003; Heilbron *et al.* 2003; Noce *et al.* 2003, 2006, 2007).

Os corpos charnockítico-enderbíticos da região de Carangola são o objeto principal desta dissertação e aqui são referidos, genericamente, como rochas ou granitóides charnockíticos, e denominadas como Suíte Divino. Apesar da abundância destas rochas e de sua potencial importância para a interpretação geotectônica, inexistiam trabalhos aprofundados sobre a química, cronologia e tectônica destas rochas, além da falta de mapeamento geológico na região abordada.

Esta dissertação de mestrado foi financiada pelos projetos "ARRIBA – A Conexão Araçuaí-Ribeira nos Estados de Minas Gerais e Espírito Santo" (CNPq, coordenado por A.C. Pedrosa Soares), "Tectônica e Paleogeografia do Arco Magmático do Orógeno Araçuaí" (CNPq, coordenado por F. Alkmim) e Programa Geologia do Brasil-Contrato UFMG-CPRM (Folha Carangola, coordenada por C. M. Noce) e pela CNPq (bolsa de mestrado ao autor). O CPMTIC-IGC-UFMG deu apoio laboratorial ao autor, incluindo a confecção de lâminas polidas, preparação de amostras e análise litoquímica. O laboratório ACME também forneceu análises litoquímicas. No LOPAG-UFOP foi feita a preparação de amostras para análises geocronológicas, as quais foram realizadas no laboratório de geocronologia da UFRGS.

1.1. OBJETIVO

Granitóides charnockíticos, foco da presente dissertação, são rochas comuns no sudeste mineiro, que ocorrem em grande quantidade na região escolhida para este trabalho, situada na zona de conexão entre os orógenos Araçuaí e Ribeira.

As rochas charnockíticas *sensu lato* possuem cor verde relacionada, principalmente, à atuação de fluidos metamórficos anídricos ou à alta pressão de CO₂ em relação à pressão de H₂O durante sua gênese, fatores relativamente comuns em níveis crustais profundos. Desta forma, granitóides cálcio-alcálinos podem ser representados por

rochas charnockíticas-enderbíticas, desde que cristalizadas, sob as condições acima referidas, na crosta profunda.

Este trabalho tem como objetivo a caracterização detalhada de campo, e estudos petrográficos, químico-petroológicos e geocronológicos de granitóides charnockíticos da região de Carangola, englobados na Suíte Divino, com vistas ao entendimento do significado geotectônico desta suíte na evolução orogênica regional. Tal abordagem busca enquadrar as rochas estudadas em termos dos componentes geotectônicos e estágios evolutivos da região enfocada.

Arcos magmáticos cálcio-alcálinos são componentes geotectônicos previsíveis, pela Teoria da Tectônica Global, para a maioria dos orógenos. Neste sentido, após a caracterização dos arcos magmáticos dos orógenos Araçuaí e Ribeira, respectivamente a norte e a sul da área focada nesta dissertação, a caracterização geotectônica dos granitóides charnockíticos passa a ser de suma importância. Neste sentido, esta dissertação procura respostas para as seguintes indagações:

- As rochas charnockíticas da Suíte Divino corresponderiam à continuação, em crosta profunda, de um arco magmático neoproterozóico?
- Estas rochas teriam sido geradas durante a etapa sincolisional da Orogenia Brasileira, sendo produto da anatexia de ortognaisses do Complexo Juiz de Fora e/ou outras unidades regionais?
- Seriam as rochas da Suíte Divino mais velhas que a Orogenia Brasileira?

1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área mapeada está delimitada pelos meridianos 42°00' - 42°15' W e paralelos 20°00' - 20°30' S, e corresponde às folhas Carangola (SF-23-X-B-VI-2) e Porciúncula (SF-23-X-B-VI-4), na escala 1:50.000, que cobrem parte do sudeste de Minas Gerais e pequena área do noroeste do Estado do Rio de Janeiro. A área mapeada abrange partes dos municípios de Carangola, Divino, Faria Lemos, Fervedouro, Pedra Dourada, São Francisco do Glória, Porciúncula, Tombos e Vieiras.

A partir de Belo Horizonte, o acesso à área pode ser realizado percorrendo-se a BR-262 até o trevo de Realeza. Segue-se, então, pela BR-116 até o trevo para o município de Fervedouro, a partir do qual se acessa a BR-482 até Carangola, que se encontra na área de estudo (Figura 1). A partir da cidade do Rio de Janeiro, o acesso pode ser realizado pela Rodovia Presidente Dutra, cuja continuidade se dá na BR-116. Segue-se até o trevo da BR-356 em Muriaé. Após cerca de 20 km, em Patrocínio de Muriaé, toma-se a RJ-230 até Porciúncula.

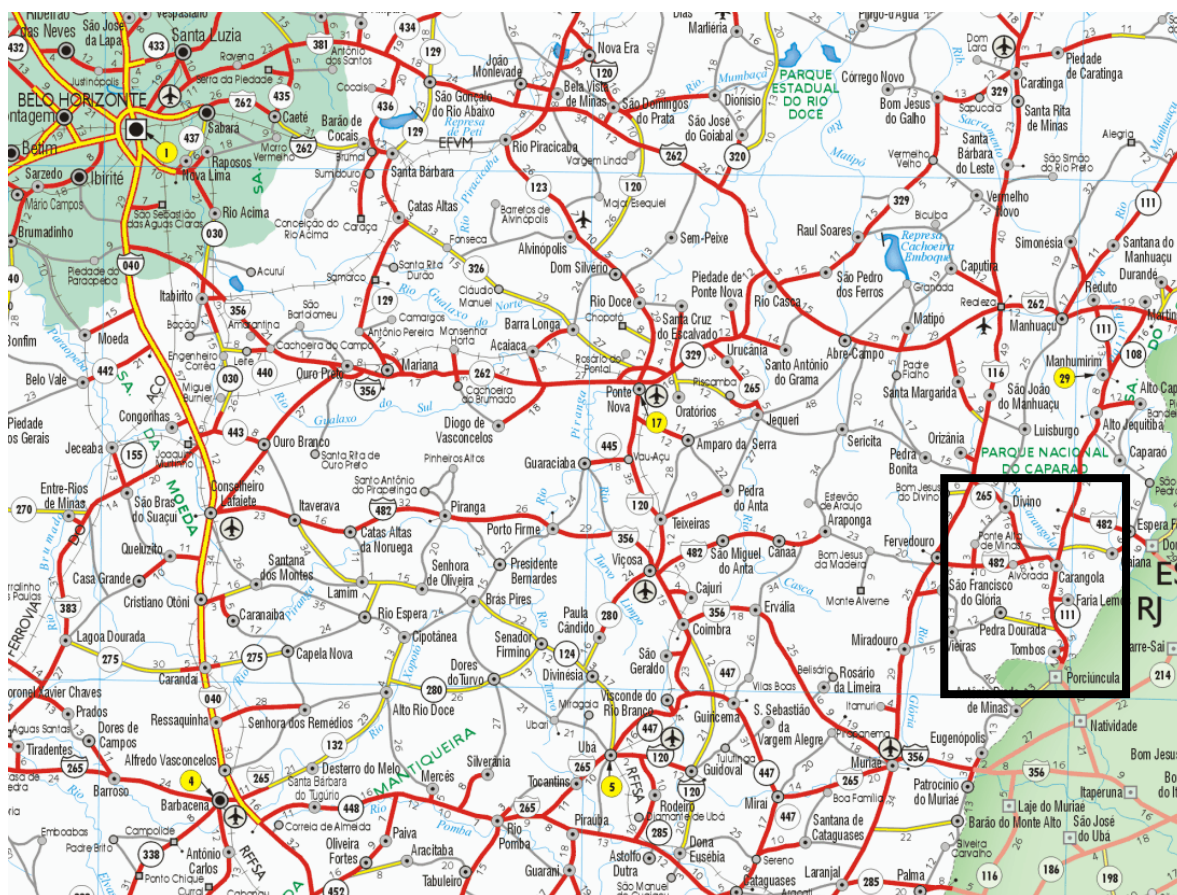


Figura 1 – Acesso e localização da região de Carangola. Retângulo em negro indica a área dos estudos desta dissertação.

1.3. ASPECTOS FISIOGRAFICOS

A região está inserida na faixa de clima tropical úmido, com chuvas no período de Novembro a Abril e uma estação seca no intervalo de Maio a Outubro (CETEC, 1983). A pluviosidade anual oscila em torno de 1.500mm, chegando a 2.000mm nas cotas mais elevadas. As temperaturas variam entre 36°C, nos períodos mais quentes, e 10°C, nos meses mais frios.

A floresta latifoliada tropical é o tipo de vegetação natural da região, composta por árvores de médio e grande porte, tendo sido, todavia, gradativamente substituída por plantios de café e pastagens.

O solo, resultante do intemperismo sobre paragnaisse, ortognaisse e granitóides é espesso e possui padrão regular, dificultando assim a diferenciação dessas rochas por relações pedológicas e em imagens de sensores remotos. De forma geral, o latossolo da região é arenoso a areno-argiloso, de coloração variando entre branco e castanho-amarelado, e tem seus horizontes facilmente distinguíveis em cortes de estrada.

A área mapeada está inserida no domínio geomorfológico das Serras da Zona da Mata Mineira (Gatto *et al.* 1983 *in* Noce *et al.*, 2006), caracterizada por relevos de formas alongadas, tipo cristas e linhas de cumeada. Ocorrem alinhamentos de serra paralelos, retilíneos e orientados a NNE, com escarpas íngremes, definidas pela foliação regional, e topos pontiformes, cujas cristas podem superar os 1.600m de altitude. O relevo torna-se dissecado para leste e oeste dessas serras, predominando colinas alongadas com topos convexos, cuja altitude média decresce progressivamente até 300m na região dos maiores rios. Nesse relevo colinoso destacam-se pontões e linhas de cume mais elevado (Noce *et al.*, 2006).

1.4. METODOLOGIA

Para cumprir o objetivo desta dissertação seguiu-se o seguinte roteiro metodológico:

- Levantamento bibliográfico e do material cartográfico disponível sobre a região: publicações, teses, relatórios, mapas e outros documentos sobre geologia regional e contexto geotectônico dos orógenos Araçuaí e Ribeira;
- Revisão bibliográfica sobre rochas charnockíticas;
- Interpretação de ortofotos, mapas geofísicos e imagens de satélite disponíveis para a área (o mapa geofísico utilizado foi extraído da Folha Carangola – escala 1:100.000 – e ampliado para escala 1:50.000). A base cartográfica utilizada durante o desenvolvimento do trabalho foram as folhas Carangola (SF-23-X-B-VI-2) e Porciúncula (SF-23-X-B-VI-4) em escala 1:50.000. Enfatiza-se que devido às particularidades geomorfológicas e pedológicas da região, as quais auxiliam muito pouco na interpretação fotogeológica, realizou-se detalhado controle de campo, com o objetivo de delimitar unidades litológicas e mapear estruturas. As imagens de relevo sombreado e modelo digital do terreno subsidiaram o traçado dos fotolineamentos;
- Realização de cerca de cem dias de trabalhos de campo, tendo sido descritos um total de 1398 afloramentos rochosos, distribuídos em aproximadamente 942 km², para confecção do mapa geológico (anexo I). Todos os afloramentos descritos e compilados estão registrados no banco de dados arquivado no CD em anexo. Do total de estações de campo, quinze são pedreiras voltadas à extração de rocha ornamental ou material para construção civil (duas ativas e treze inativas).
- Amostragem dos litotipos para análises, realizada durante o mapeamento;

- Descrição de 100 lâminas delgadas, sendo 30 das rochas charnockíticas da Suíte Divino, 21 dos paragneisses do Grupo Andrelândia, 33 da Suíte Pangarito e 16 do Complexo Juiz de Fora;

- Análise litoquímica de 39 amostras, sendo 30 amostras da Suíte Divino e 9 dos ortogneisses do Complexo Juiz de Fora, para elementos maiores e traços (a metodologia utilizada encontra-se no capítulo 4);

- Duas amostras da Suíte Divino foram enviadas para datação (a metodologia utilizada nesta etapa encontra-se no capítulo 6);

- Seis amostras foram analisadas em microsonda eletrônica (a metodologia utilizada encontra-se no capítulo 5).

2. ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO E GEOLOGIA REGIONAL

Neste capítulo apresenta-se uma compilação de trabalhos que abordam a definição, componentes geotectônicos, compartimentação tectônica e o modelo evolutivo adotados para a região estudada.

Algumas ressalvas são cruciais para o bom entendimento do que será dito a seguir a respeito dos conceitos adotados.

O foco desta dissertação é uma área tectonicamente indefinida, a conexão entre os orógenos Araçuaí e Ribeira (Figura 2). Por um lado tem-se a definição de Pedrosa-Soares *et al.* (2001) que baliza o limite meridional do Orógeno Araçuaí pelo limite sul do Cráton São Francisco, através do paralelo 21°. Porém, a ausência de estruturas marcantes que limitem diferentes evoluções tectônicas e a semelhança entre as unidades litológicas deixam o limite entre as faixas Araçuaí e Ribeira sujeito a questionamentos.

Com isso, o mais correto é explicitar a evolução geotectônica abordando a linha de raciocínio científico adotada para cada orógeno. Porém, as conceituações são muito distintas, ou seja, uma mesma região irá apresentar definições diferenciadas de acordo com cada linha de abordagem.

Em termos da compartimentação tectono-estratigráfica do Orógeno Ribeira, a área estudada situa-se no Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental, que engloba o embasamento paleoproterozóico, a cobertura neoproterozóica e granitóides (Heilbron *et al.* 2003). Por sua vez, na compartimentação do Orógeno Araçuaí, a região encontra-se no domínio orogênico interno que representa o núcleo do orógeno, onde se situam o arco magmático pré-colisional e bacias relacionadas. O metamorfismo é de médio a alto grau e os episódios de plutonismo são variados.

Independente do modelo de compartimentação tectônica, os charnockitos são rochas que ainda carecem de uma definição quanto à sua gênese e paleoambiente tectônico. Apesar de sua ampla ocorrência, ainda não se sabe com exatidão se estas

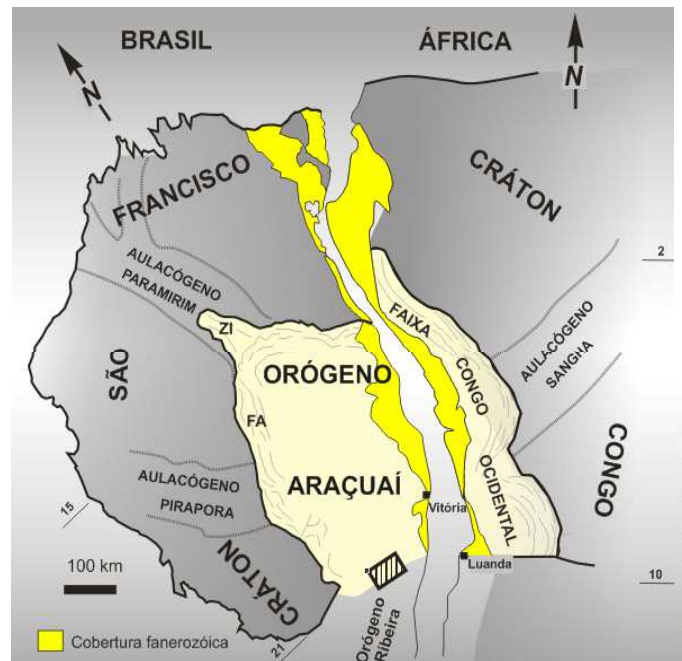


Figura 2 - Localização aproximada da área (retângulo hachurado) em relação aos orógenos Araçuaí e Ribeira (Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

rochas correspondem a granitóides pré-colsionais ou sincolsionais, ou até mesmo mais jovens.

O sistema orogênico brasileiro-panafricano do Paleocontinente Gondwana é um conjunto de orógenos neoproterozóicos diacrônicos, do qual faz parte a Província Mantiqueira (Brito-Neves *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2004; Silva *et al.*, 2005). Geograficamente, a Província está compreendida na porção sul-oriental do Continente Sul-Americano, estendendo-se do sul da Bahia até o Uruguai (Figura 3). O Orógeno Araçuaí (onde está inserida a área estudada, se considerado o limite meridional proposto por Pedrosa-Soares *et al.* 2001), representa o segmento setentrional da Província Mantiqueira (Heilbron *et al.*, 2004).

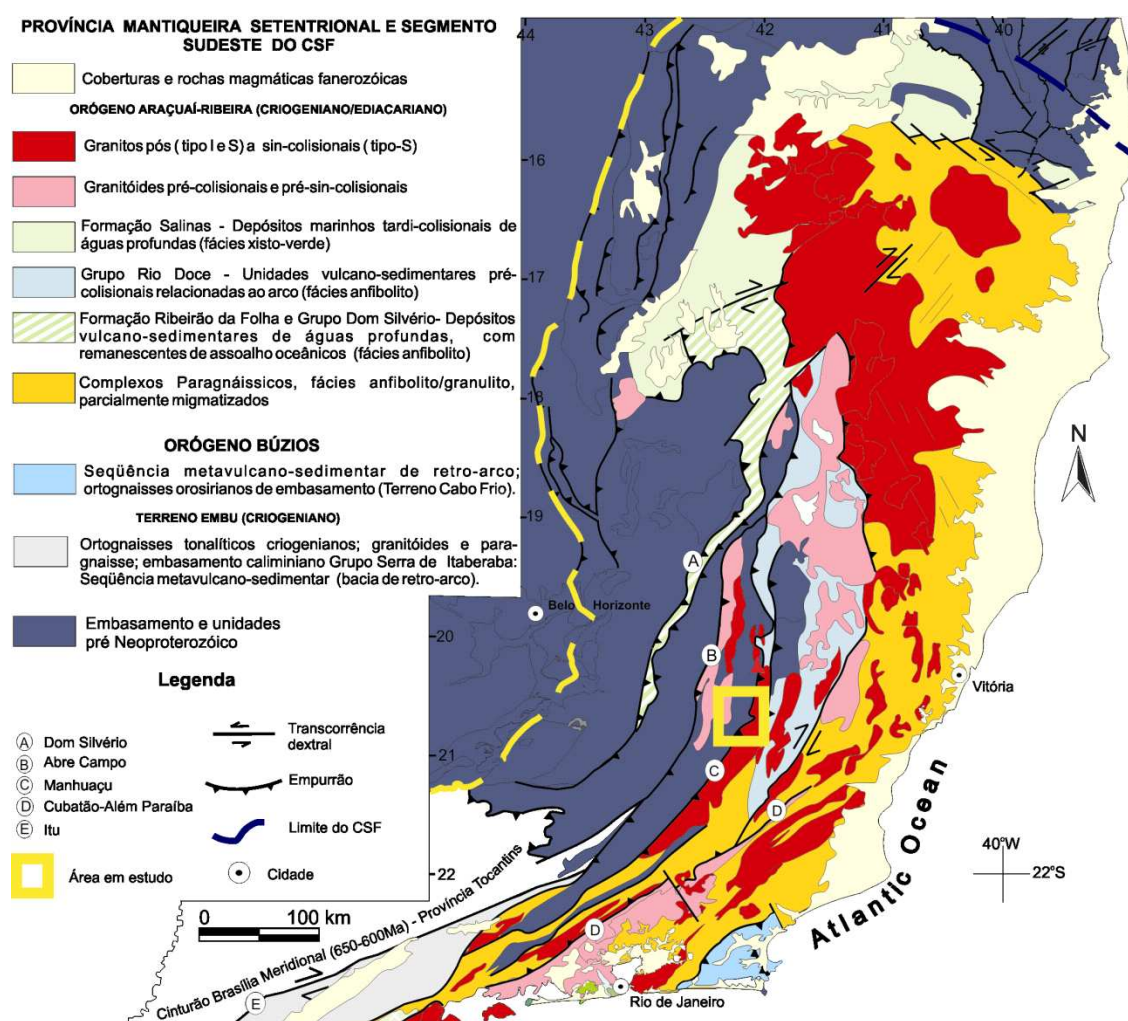


Figura 3: Localização da área de estudo em relação à Província Mantiqueira (modificado de Silva *et al.* 2005).

2.1. A EVOLUÇÃO DO ORÓGENO ARAÇUAÍ

Ao fim da década de 1980, início dos anos 90, surgiram os primeiros modelos evolutivos que apresentam a Faixa Araçuaí como produto da inversão orogênica de

uma bacia parcialmente oceanizada (Perosa-Soares *et al.* 1992). Anos depois, a descoberta do arco magmático neoproterozóico (Nalini 1997; Nalini *et al.*, 2000) ajudou a moldar uma anatomia mais completa da bacia precursora do Orógeno Araçuaí, caracterizada como um golfo ensialico a norte e oceanizado a sul, que desembocaria em amplo oceano onde hoje é o Orógeno Ribeira (Pedrosa-Soares *et al.*, 1998, 2001, 2008). Porém, uma questão permanecia obscura: como uma bacia parcialmente oceanizada, relativamente estreita e travada por uma ponte cratônica iria possuir força motriz suficiente para desencadear um processo de subducção? Para resolver isso, Alkmim *et al.* (2003, 2006, 2007) propuseram um modelo de subducção forçada, induzida por colisões à distância, em um mecanismo semelhante a um quebra-nozes (Figura 4). Segue nos parágrafos seguintes uma síntese que visa explicitar a evolução do Orógeno Araçuaí de acordo com os componentes e estágios geotectônicos até agora definidos (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007, 2008) e com o modelo de evolução tectônica chamado quebra-nozes (Alkmim *et al.* 2003, 2006, 2007).

Há ca. de 900 Ma tem-se início o estágio de rifte continental da bacia precursora do Orógeno Araçuaí (Figura 4A), bem registrado em seu domínio externo (proximal), particularmente na região a norte de Diamantina, onde as unidades proximais do Grupo Macaúbas ocorrem em larga extensão, e na área de ocorrência da Suíte Salto da Divisa (Figura 5). O magmatismo da fase rifte é representado pelos diques máficos da Suíte Pedro Lessa (906 ± 2 Ma, U-Pb TIMS, zircão e baddeleyita; Machado *et al.* 1989), granitos anorogênicos da Suíte Salto da Divisa (875 ± 9 Ma, U-Pb SHRIMP, zircão; Silva *et al.* 2002, 2008) e pelos xistos verdes basálticos do Membro Rio Preto da Formação Chapada Acauã (Gradim *et al.* 2005, Babinski *et al.* 2005, Martins 2006). As idades das suítes Pedro Lessa e Salto da Divisa definem o início do estágio de rifte continental da bacia precursora do Orógeno Araçuaí, entre ca. 906 e 875 Ma. Este estágio de abertura da bacia precursora se seguiu ao rifteamento continental, com deposição da pilha sedimentar da margem continental passiva e formação de litosfera oceânica (Figuras 4A e 6A), como indicam os registros litológicos da unidade superior da Formação Chapada Acauã, Formação Ribeirão da Folha, e lascas tectônicas de rochas máficas e ultramáficas ofiolíticas (Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2001, 2008; Aracema *et al.* 2000, Suita *et al.* 2004, Queiroga *et al.* 2006, 2007).

O início da orogenia se dá com a inversão da bacia seguindo o modelo quebra-nozes de subducção forçada. Instalada a convergência, tem início o estágio pré-colisional (acrescionário), caracterizado pela edificação do arco magmático do Orógeno Araçuaí. O arco é representado pela Suíte G1 e rochas vulcânicas do Grupo Rio Doce

(Figuras 5, 6 e 7). A Suíte G1 é constituída majoritariamente por tonalitos e granodioritos, com fácies e autólitos dioríticos e máficos, portadores de xenólitos de rochas metassedimentares.

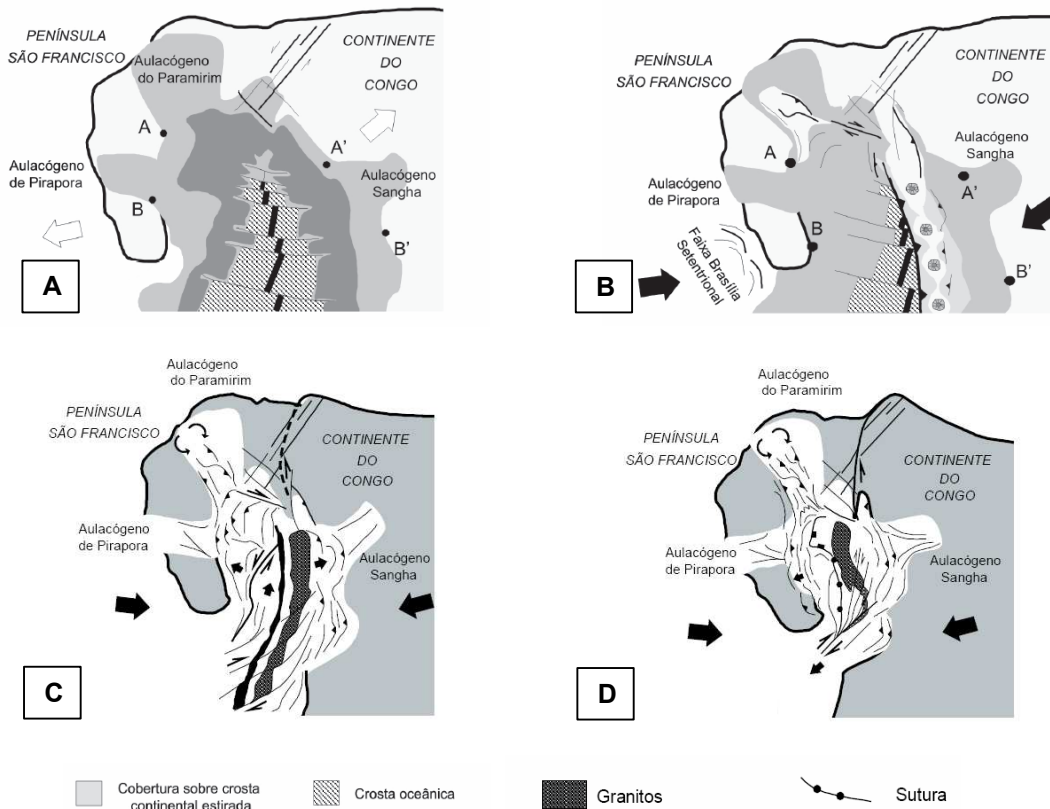


Figura 4: A tectônica quebra-nozes como um modelo para o Orógeno Araçuaí (Alkmim *et al.* 2006, 2007).

Com a continuidade da subducção tem-se o estágio sincolisional entre ca. 582 e 560 Ma (Figura 4 e 5). Esta fase foi responsável pela deformação e metamorfismo regionais. Neste estágio foram impressas as feições relacionadas ao dobramento e empurrões rumo a oeste, contra o Cráton do São Francisco, além do metamorfismo relacionado às paragêneses minerais que materializam a foliação regional (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008, Alkmim *et al.* 2006, 2007). Esta etapa está registrada no Orógeno Araçuaí pela suíte G2, que engloba a granitogênese tipo S, constituída essencialmente por granito peraluminoso (com granada onipresente e cordierita e/ou sillimanita freqüentes), tendo granito a duas micas e granodiorito granatífero subordinados.

Ao fim da etapa sincolisional, tem início o estágio tardicolisional, marcado pela granitogênese G3. As rochas típicas desta suíte são leucogranitos com granada e/ou cordierita, pobres em micas e livres da foliação regional.

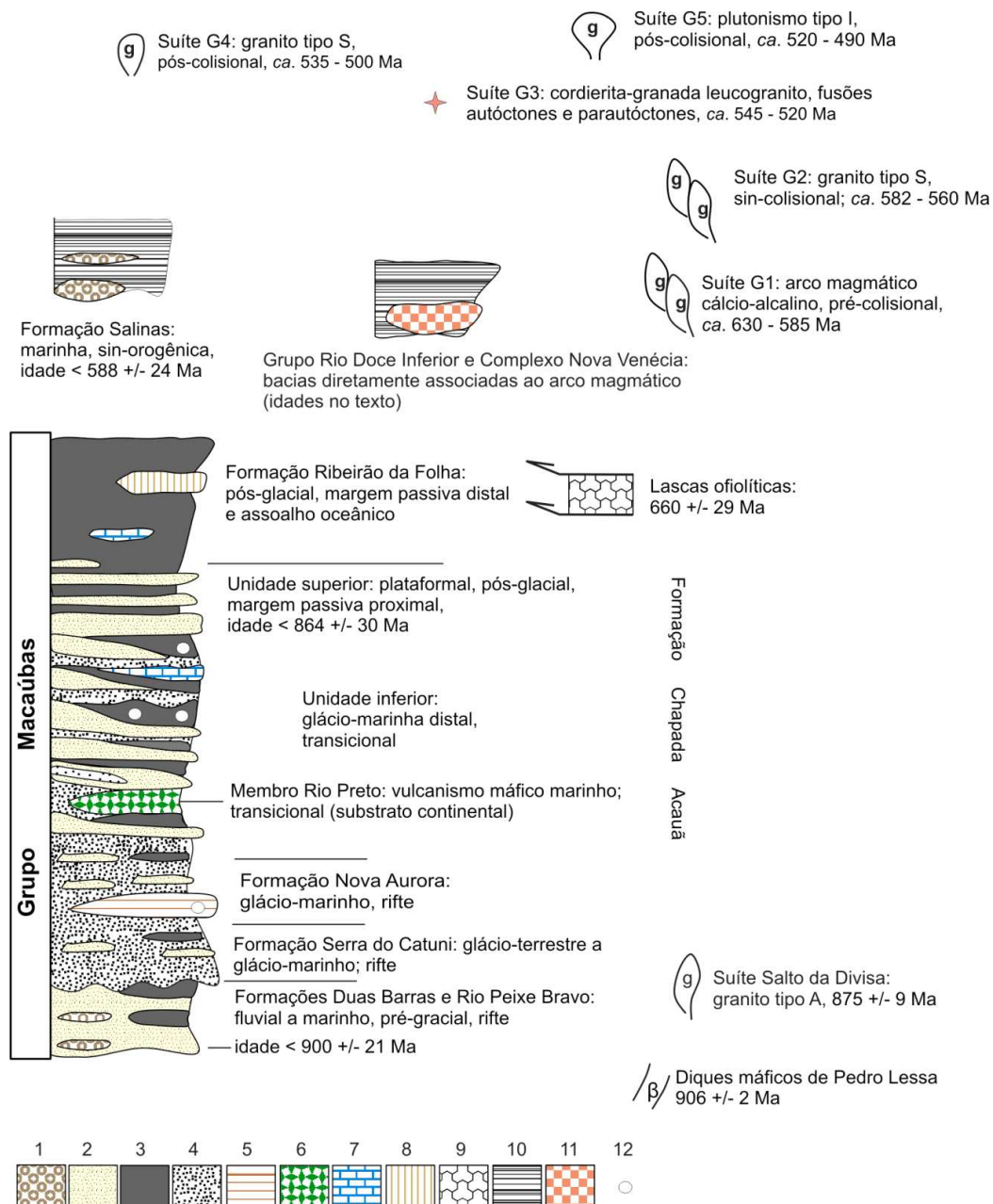


Figura 5: Coluna estratigráfica esquemática do Orógeno Araçuai. 1, conglomerados; 2, arenitos; 3, pelitos; 4, diamictitos; 5, formação ferrífera diamictítica; 6, basalto transicional; 7, calcário dolomítico; 8, sedimentos exalativos (chert sulfetado, sulfeto maciço, formações ferríferas e outros); 9, rochas máficas (com veios de plagiogranito) e ultramáficas oceânicas; 10, wackes e pelitos; 11, rochas piroclásticas e vulcanoclásticas dacíticas; 12, seixos e blocos pingados (Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

O grande espessamento crustal aliado à contínua convergência implicou num escape lateral de massa no sentido sul, rumo ao Orógeno Ribeira. Este escape imprimiu o sistema de transcorrências destrais do sudeste de Minas Gerais, Espírito Santo e Rio de Janeiro. Finalmente, tem-se o estágio pós-colisional, onde vigoram processos deformacionais e plutonismo relacionados ao colapso gravitacional (extensional) do orógeno (Marshak *et al.* 2006, Alkmim *et al.* 2007). Este estágio é representado pelas suítes G4 e G5 do Orógeno Araçuai, que são constituídas por

plútons intrusivos, livres da foliação regional. A Suíte G4, do tipo S, é composta essencialmente por granitos a duas micas que, localmente, preservam cúpulas de granito pegmatóide ou raízes de biotita granito. As intrusões G5 têm composição predominantemente granítica ou charnockítica, com termos enderbíticos e noríticos subordinados, que apresentam diversas evidências de misturas (*mingling* e *mixing*) de magmas e fluxo ígneo geralmente bem marcado.

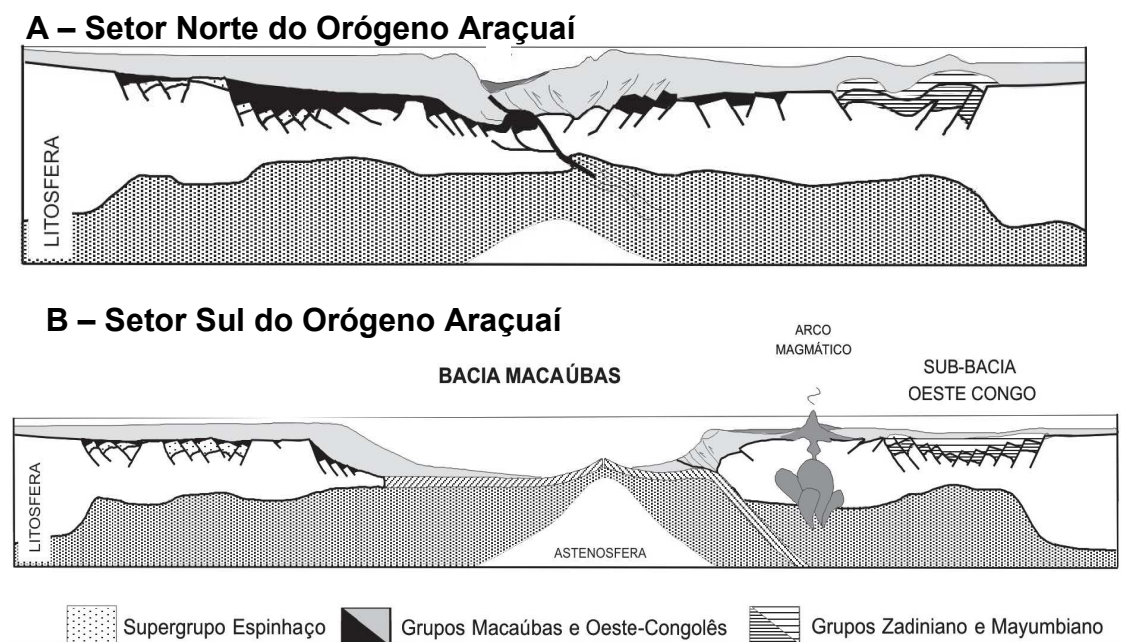


Figura 6: Ilustração da fase de convergência inicial das margens da Bacia Macaúbas, por volta de 600Ma. a) Interação inicial das margens do setor ensialico da bacia precursora, inicio da sedimentação sin-orogênia (flysch) da Formação Salinas e inversão tectônica da margem passiva leste. b) Subdução do assoalho do setor oceânico da bacia precursora e instalação do arco magmático na margem leste, agora convertida em placa superior (Alkmim *et al.* 2007).

2.2. ESTRATIGRAFIA

Neste tópico apresenta-se uma síntese da estratigrafia da região, abordando também as interpretações paleoambientais das unidades descritas.

Segundo Heilbron *et al.* (2003) a característica fundamental da região é a abundância de rochas metamórficas de alto grau, das fácies anfibolito e granulito, refletindo o profundo nível crustal ali exposto.

A unidade mais antiga da região corresponde aos ortognaisses do embasamento (Complexo Juiz de Fora). Esta unidade é constituída por rochas granulíticas paleoproterozóicas que afloram ao longo de uma extensa faixa de direção NE-SW, no limite dos estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro (Heilbron *et al.* 2003; Noce *et al.* 2007). O Complexo Juiz de Fora engloba ortognaisses e metabasitos metamorfisados

na fácies granulito, como demonstra a associação mineral ortopiroxênio + clinopiroxênio + quartzo + plagioclásio antipertítico $\pm$ feldspato potássico. Comumente, as rochas desse complexo apresentam efeitos de evento metamórfico retrógrado, dado pela formação de hornblenda e biotita a partir de piroxênio. Com base em análises geoquímicas, Duarte *et al.* (1997) e Heilbron *et al.* (1998 *in* Heilbron *et al.* 2003) dividiram esse complexo em quatro conjuntos: duas suítes cálcio-alcálinas com assinatura de arco cordilheirano e granitos colisionais; uma suíte básica alcalina; e uma suíte básica toleítica com assinatura variável de E-MORB a toleito de arco. A orientação principal do Complexo Juiz de Fora se deve a uma foliação relacionada ao evento Brasiliano, de direção NE-SW com mergulho para SE. Eventualmente, identifica-se uma foliação mais antiga dobrada e transposta pela foliação principal.

A cobertura metassedimentar neoproterozóica, denominada Grupo Andrelândia (Ebert 1956 *in* Heilbron *et al.* 2003 e Noce *et al.* 2006), apresenta-se amplamente disseminada em termos regionais. Este Grupo é definido por Noce *et al.* (2006), na região abordada, como constituído por rochas metamórficas de fácies anfibolito a granulito, cujos protolitos foram sedimentos pelíticos a psamíticos. Segundo os mesmos autores, a ocorrência de sillimanita e ortopiroxênio é indicadora de metamorfismo de alta temperatura, bem

como inclusões de espinélio (hercynita) em granada, que também indicam condições de metamorfismo da fácies granulito. Associadas a zonas de cisalhamento ocorrem paragêneses de metamorfismo retrógrado, com formação de biotita. A direção geral dos alinhamentos é NE-SW, estando as rochas tectonicamente interdigitadas aos ortogranulitos do embasamento. Paciullo *et al.* (1993 *in* Heilbron *et al.* 2003) concluem tratar-se de uma bacia depositada em ambiente de margem passiva (a Bacia Andrelândia), que evoluiu para condições orogênicas durante o evento Brasiliano. Em

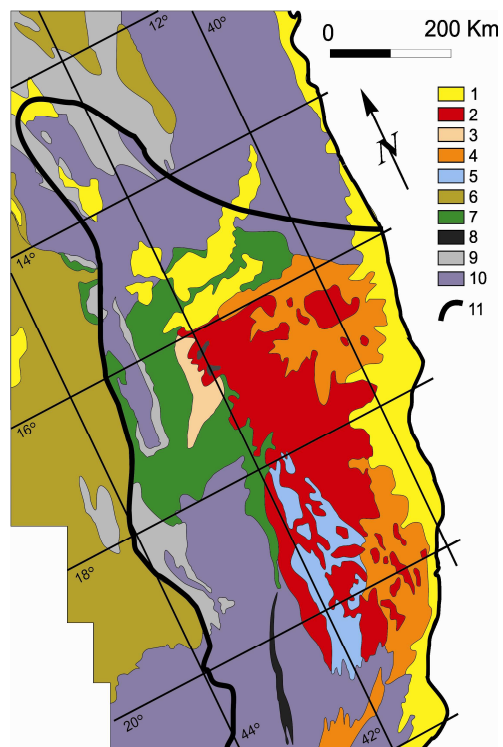


Figura 7: mapa geológico simplificado do Orógeno Araçuaí. 1)Cobertura Fanerozoica, 2)Granitos Neoproterozóicos a Cambrianos, 3)Formação Salinas, 4)Complexos Paragneissicos, 5)Grupo Rio Doce, 6)Grupo Bambuí, 7)Grupo Macaúbas, 8)Grupo Dom Silvério, 9)Supergrupo Espinhaço, 10)Embasamento, 11)Limite Orógeno/Cráton (modificado de Pedrosa-Soares *et al.* 2007)

trabalhos posteriores, Noce *et al.* (2003 e 2006) afirmam que os paragneisses com intercalações de rocha calcissilicática e quartzitos são os litotipos de mais ampla ocorrência regional no extremo sudeste de Minas Gerais.

Os granitóides charnockíticos, foco desta dissertação, possuem ampla ocorrência regional em meio às rochas do Grupo Andrelândia e do Complexo Juiz de Fora, podendo apresentar encraves destas. Estes granitóides apresentam composição charnockítica a enderbítica e são compostos essencialmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e ortopiroxênio. Em decorrência da granulação média a grossa e da ausência ou escassez de mica ou anfibólio, o desenvolvimento da foliação nessas rochas é bastante irregular (Heilbron *et al.* 2003; Noce *et al.* 2003, 2006). Granitóides que parecem ser semelhantes aos corpos charnockíticos mapeados na região de Carangola foram descritos por Duarte *et al.* (2000, 2003) na região de Juiz de Fora, sob a designação de granada charnockito. Esses autores interpretaram esse litotipo como de natureza autóctone a para-autóctone, gerado pela fusão parcial de paragneisses do Grupo Andrelândia com contribuição subordinada dos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora. A rocha descrita por Duarte *et al.* (2000, 2003) é isotrópica a fracamente foliada, de granulação média à grossa, com encraves de paragneisses, rochas calcissilicáticas e ortogranulitos bandados. A análise dos dados litogeoquímicos mostra que o granada charnockito tem composição pouco variável, predominantemente granodiorítica. Possui caráter cálcio-alcálico, levemente peraluminoso, padrões de elementos terras raras pouco fracionados e anomalias de Eu tanto negativas quanto positivas (Duarte *et al.*, 1999; Valladares *et al.*, 2000; Duarte *et al.*, 2000, 2003).

Dois termos graníticos tardi-neoproterozóicos, o biotita-hornblenda granito e o leucogranito granatífero, são também associados ao período sincolisional (Noce *et al.*, 2007). A primeira suíte apresenta corpos de composição granítica, não foliados ou com foliação incipiente, encaixados nos ortogranulitos ou circunscritos às rochas do Grupo Andrelândia. Podem ser distinguidos dois litotipos, classificados por Noce *et al.* (2003) como fases distintas de uma mesma granitogênese, sendo uma de granulação fina e outra com textura porfírica. Quanto à mineralogia, são observados, no granito porfírico, fenocristais de feldspato potássico perítico, biotita, plagioclásio saussuritizado, apatita e titanita. A composição é a mesma para os granitos finos, acrescentando-se ocasionalmente hornblenda. Em zonas de cisalhamento, internas ou nas bordas dos corpos, o granito porfírico transforma-se em um milonito rico em porfiroclastos de feldspato potássico (Noce *et al.* 2003).

O leucogranito granatífero apresenta granulação média, é rico em cristais bem desenvolvidos de granada e muito pobre em minerais máficos. Noce *et al.* (2006) descrevem-no como um pequeno corpo mapeável (Pedra do Godinho) na Folha Manhauçu, podendo ainda ser encontrado na forma de bolsões e veios anatéticos em parte das exposições do Grupo Andrelândia.

3. GEOLOGIA LOCAL

Esse tópico consiste da descrição e interpretação dos dados obtidos quanto à estratigrafia, geologia estrutural e metamorfismo na área desta dissertação e seus arredores.

3.1. ESTRATIGRAFIA

A compartimentação litoestratigráfica baseia-se parcialmente na nomenclatura adotada por Noce *et al.* (2003, 2006), em que se individualizam três compartimentos de relativa homogeneidade litológica: o embasamento, representado pelo Complexo Juiz de Fora; a cobertura neoproterozóica, representada pelo Grupo Andrelândia; os granitóides neoproterozóicos, representados pelos granitóides charnockíticos da Suíte Divino e pela Suíte Pangarito. A tabela 1 representa o empilhamento litoestratigráfico conforme proposto nesse trabalho.

Tabela 1 – Quadro estratigráfico das unidades delimitadas no mapa geológico do anexo 1.	
Neoproterozóico	
NPgpa	Suíte Pangarito
NPcke	Suíte Divino
NPa NPaq	Grupo Andrelândia – Paragnaisse (NPa) – Quartzito (NPaq)
Paleoproterozóico	
PPjf	Complexo Juiz de Fora

3.1.1. Embasamento: Complexo Juiz de Fora

O litotipo predominante nessa unidade é um gnaiss ortoderivado de composição charnockítica a enderbítica, que ocorre na forma de escamas tectonicamente interdigitadas às rochas do Grupo Andrelândia. Sua semelhança litológica e posição geográfica permite correlacioná-lo com o Complexo Juiz de Fora, no sentido proposto por Heilbron (1993, 1995).

O Complexo Juiz de Fora aflora em corpos alongados segundo NNE-SSW. Em afloramento esta direção é marcada pelo bandamento e foliação do ortognaiss. Esta rocha possui coloração esverdeada, porém ao mínimo intemperismo perde esta tonalidade e se torna acinzentada. Apresenta granulação predominantemente fina a média e bandamento milimétrico a centimétrico (Figura 8A). Este bandamento é

marcado pela alternância de porções félsicas, de composição quartzo-feldspática com raro ortopiroxênio, e máficas, constituídas essencialmente por ortopiroxênio, hornblenda e biotita, com clinopiroxênio e plagioclásio subordinado.

O ortognaisse do Complexo Juiz de Fora está migmatizado em intensidades diversas. Há afloramentos onde a rocha está simplesmente bandada, sem o menor sinal de anatexia, assim como há locais onde o ortognaisse ocorre completamente migmatítico (Figura 8B). Logicamente, os extremos supracitados coexistem com termos intermediários, onde a taxa de anatexia é variável. A migmatização é representada por um leucossoma quartzo-feldspático de composição charnockítica e granulação grossa. Pontualmente são observáveis porfiroblastos e porfiroclastos de anfibólio, piroxênio e feldspato no leucossoma, que chegam a atingir 7 cm de comprimento (Figura 8D e 8F). Este leucossoma ocorre em vênulas, bandas, lentes e veios comumente concordantes com a foliação. O melanossoma é enderbítico e possui granulação fina a média onde ortopiroxênio, plagioclásio e anfibólio são minerais principais, e clinopiroxênio, feldspato potássico, quartzo e biotita ocorrem em menor quantia. As estruturas migmatíticas predominantes são estromática (Figura 8C) e flebítica, mas estruturas *schöllen*, ptigmática e dobrada ocorrem subordinadamente. Localmente, onde a migmatização é mais intensa, são observáveis restitos do ortognaisse bandado completamente envolvidos pelo neossoma (Figura 8H).

Os ortognaisse do Complexo Juiz de Fora apresentam composição mineralógica essencial dada por plagioclásio, ortopiroxênio, biotita, hornblenda, quartzo, feldspato potássico e clinopiroxênio, em ordem decrescente de abundância. A foliação é materializada por piroxênio, anfibólio e biotita. A proporção variada destes minerais distingue as diferentes texturas que esta rocha pode apresentar. Quando a quantidade de anfibólio e piroxênio é superior à de biotita (mais comum), tem-se textura nematoblástica, em caso contrário, a textura é lepidoblástica. Tanto o quartzo quanto o feldspato ocorrem estirados ao longo da foliação, mas localmente formam mosaicos granoblásticos. O plagioclásio apresenta geminação polissintética segundo lei da albita, ora interrompida, ora recurvada, possui baixa saussuritização e intercrescimento antipertítico. Comumente este mineral apresenta fraturas preenchidas por material micáceo. A hornblenda apresenta coloração marrom a castanho, indicando enriquecimento em titânio confirmado pela associação com titanita. As palhetas de biotita ocorrem orientadas segundo a foliação e apresentam inclusões de apatita subédrica. Os cristais de piroxênio possuem baixa a moderada uralitização, gerando anfibólio (em geral, em forma de agregados fibrosos), biotita e clorita. O feldspato

potássico presente nestas rochas é o ortoclásio que apresenta intercrescimento pertítico e sericitização muito incipiente. No contato entre plagioclásio e feldspato potássico ocorre intercrescimento de quartzo vermiforme (mirmequita). O quartzo apresenta forte extinção ondulante e feições de recristalização metamórfica. Os minerais acessórios são ilmenita com corona de titanita, zircão, granada, apatita e opacos.

A paragênese mineral plagioclásio + quartzo + hiperstênio $\pm$ feldspato potássico $\pm$ clinopiroxênio indica que o ortognaisse do Complexo Juiz de Fora atingiu condições de estabilidade da fácies granulito. Entretanto, esta paragênese progressiva de alto grau foi parcialmente desestabilizada, devido à hidratação (relacionada a algum processo deformacional ou simples ascensão crustal, ou ambos), gerando uma paragênese regressiva marcada pela significativa presença de hornblenda e biotita como produtos da alteração dos piroxênios (Figura 8G). Este metamorfismo regressivo ocorreu na fácies anfibolito.

O Complexo Juiz de Fora comumente apresenta encraves de rocha máfica (Figura 8B). Estes encraves ocorrem como boudins centimétricos a métricos, alongados na direção NNE-SSW, paralelamente à foliação regional e ao bandamento. Quando o ortognaisse é muito migmatítico, os encraves máficos aparecem dispersos, sem estruturação definida (Figura 9B). Estas rochas têm cor cinza escuro esverdeado (em superfície fresca) e estrutura maciça isotrópica. Sua granulação é fina a muito fina e a textura granoblástica. A associação mineralógica dos encraves máficos encontrados no ortognaisse do Complexo Juiz de Fora é dada por plagioclásio + ortopiroxênio + clinopiroxênio $\pm$ anfibólio, caracterizando a fácies granulito. Assim como o ortognaisse, estes encraves apresentam paragênese regressiva (biotita e hornblenda oriundas da alteração dos piroxênios) da fácies anfibolito.

No contato com outras unidades da área, o ortognaisse do Complexo Juiz de Fora desenvolve textura milonítica caracterizada por fitas (ribbons) de quartzo e porfiroclastos sigmoidais (Figura 8E).

Veios tardios de composição ora granítica, ora quartzosa cortam o complexo sem direção preferencial. Estes veios são isotrópicos (não possuem foliação ou qualquer tipo de orientação preferencial) e de granulação variada.

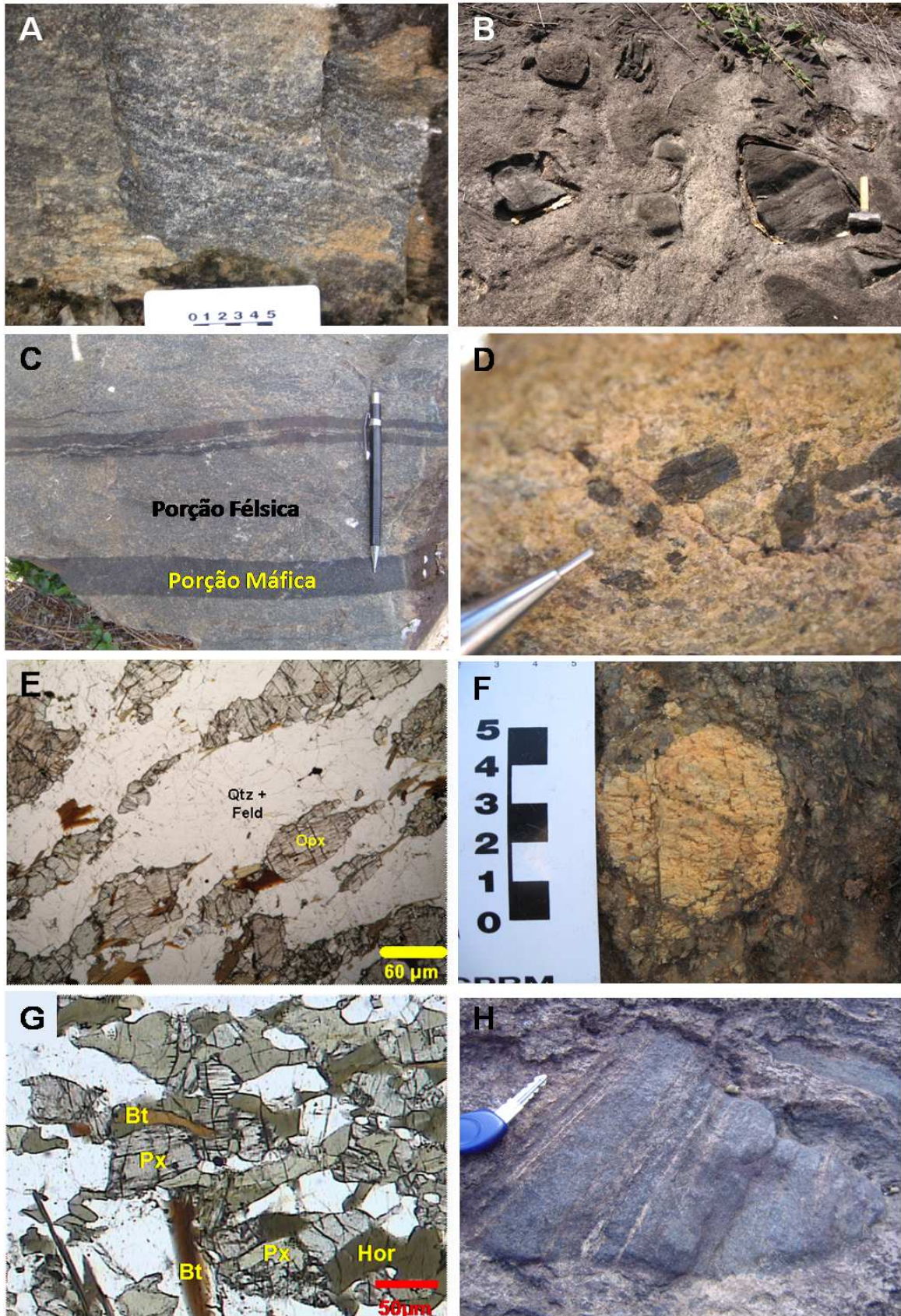


Figura 8: Fotos do Complexo Juiz de Fora. A) ortogneisse apresentando bandamento milimétrico (TJ-53); B) enclaves máficos dispersos em porção migmatítica do ortogneisse (TJ-47); C) estrutura estromática do ortogneisse (GV-170); D) porfiroblastos de anfibólio na fácies porfírica do ortogneisse (TJ-68); E) textura protomilonítica do ortogneisse; nicóis paralelos (Ponto TJ-17); F) porfiroclasto de feldspato potássico na fácies porfírica do ortogneisse (TJ-2); G) uralitização de piroxênios, gerando hornblenda e biotita em lâmina de ortogneisse; nicóis paralelos (GV-60); H) resto do paleossoma bandado, envolvido por mobilizado pegmatítico no ortogneisse (GV-12).

3.1.2. Cobertura Neoproterozóica: Grupo Andrelândia

Essa unidade consiste essencialmente de paragnaisse granadífero intercalado a quartzito, anfibolito e rocha calcissilicática. A ampla similaridade litológica destas rochas a paragnaisses do Grupo Andrelândia (topo da Megassequência Andrelândia, definida por Paciullo 1997 e Heilbron *et al.* 1993, 1995, *in* Heilbron *et al.* 2003) nos permite correlacioná-los. Sendo assim a unidade metassedimentar aqui apresentada não só faz um paralelo ao Grupo Andrelândia (proposto por Paciullo, Heilbron e colaboradores nos trabalhos supracitados) como também representa a continuidade a norte da cobertura metassedimentar descrita por Noce *et al.* (2003) na Folha Muriaé.

As rochas do Grupo Andrelândia ocorrem como escamas tectonicamente interdigitadas no Complexo Juiz de Fora. As intercalações de quartzito e de rocha calcissilicática refletem o caráter sedimentar de seu protólito. De acordo com Noce *et al.* (2006) esta unidade deriva de sedimentos pelíticos a psamíticos.

O litotipo predominante nesta é o granada-biotita gnaiss de granulação fina a média, coloração cinza a rósea e bandamento milimétrico a centimétrico (Figura 9B). Porém, nem sempre o paragnaisse é granadífero. Em escala de afloramento, é possível observar porções onde a granada é rara a inexistente. Em menor proporção, observam-se zonas empobrecidas em biotita. À semelhança do que ocorre no embasamento, os litotipos do Grupo Andrelândia são miloníticos junto ao contato com as demais unidades pré-cambrianas; feição esta observável da escala de afloramento à escala microscópica. As feições miloníticas presentes são porfiroblastos ocelares a sigmoidais de granada, feldspatos e quartzo, no entorno dos quais se desenvolvem sombras de pressão compostas por quartzo e biotita. Cristais de quartzo e plagioclásio ocorrem estirados paralelamente à foliação milonítica.

Grande parte das exposições do paragnaisse apresenta aspecto estratificado e claro bandamento composicional, com alternância de bandas leucocráticas de granulação média a grossa, ricas em quartzo e feldspatos, e bandas melanocráticas ou mesocráticas de granulação fina, ricas em biotita e granada. Geralmente, esta unidade mostra-se migmatizada (Figura 9A). Neste caso tem-se o desenvolvimento de porções leucocráticas pegmatóides de composição granada-quartzo-feldspática, assim como porções melanocráticas xistosas, ricas em biotita e granada. Mormente são observáveis restitos preservados do paleossoma bandado. As estruturas migmatíticas predominantes são estromatíticas, dobradas e ptigmáticas, mas localmente são encontradas estruturas *schöllen*.

Com o avanço do processo de migmatização, o paragnaisse dá origem a corpos graníticos tipo-S, compostos de leucogranito granatífero (Figura 9C) que grada para granada-biotita leucogranito e biotita granito. Esta granitogênese está descrita no tópico 3.1.4.

O paragnaisse apresenta textura lepidoblástica (Figura 9F). Sua mineralogia essencial é dada por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, granada, biotita, sillimanita e hercynita. A biotita se apresenta predominantemente em lamelas castanho-avermelhadas, refletindo um provável enriquecimento em titânio, também verificado pela cristalização de titanita. Os cristais de granada, predominantemente incolores a róseo pálidos, apresentam-se predominantemente em porfiroclastos e porfiroblastos, parcialmente alterados para biotita. A sillimanita ocorre com *habitus* fibroso, como inclusões em cristais de granada, e prismático, em cristais de granulação fina, associada à biotita, ao quartzo e aos feldspatos. Hercynita ocorre em finos agregados, predominantemente associados a granada e quartzo. O feldspato potássico apresenta intercrescimento pertítico e sericita como principal produto de alteração. Carbonato e sericita são os principais produtos de alteração do plagioclásio. A mineralogia acessória está associada principalmente às bandas máficas, sendo representada por opacos, apatita, monazita, titanita e zircão arredondado.

Os paragnaisse do Grupo Andrelândia apresentam paragênese mineral composta por plagioclásio + quartzo + granada + feldspato potássico + biotita $\pm$ sillimanita $\pm$ hercynita (Figura 9H). Segundo Jordt-Evangelista (1988), a cristalização de hercynita associada ao quartzo implica em condições de metamorfismo de alto grau, fácies granulito. Porém a biotita originada a partir da alteração da granada evidencia uma paragênese retrógrada, que estabiliza o paragnaisse do Grupo Andrelândia em condições de pressão e temperatura da fácies anfibolito.

Associado ao paragnaisse ocorre quartzito de cor branco-amarelada, granulação média a grossa e composição essencialmente quartzosa (Figura 9D). Pontualmente, estes quartzitos apresentam enriquecimento em biotita. Nestes casos tem-se o desenvolvimento de uma foliação incipiente. O quartzito é raro e ocorre em corpos alongados segundo a direção SW-NE. Em termos paleoambientais o quartzito representa uma fração arenosa da bacia, relacionada a um aumento da energia na deposição sedimentar.

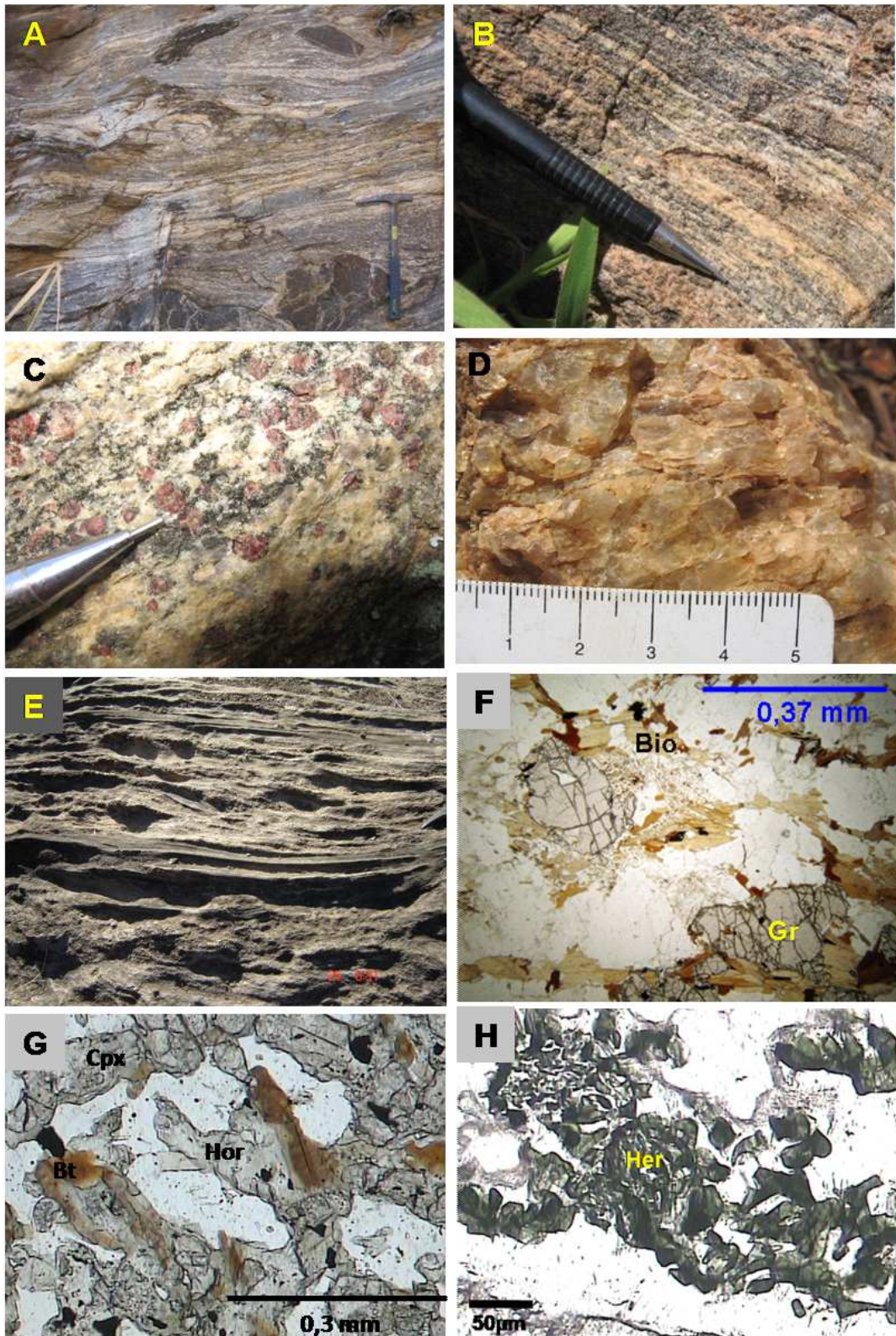


Figura 9: Fotos do Grupo Andreilândia. A) paragnaisse migmatítico com intercalações boudinadas de rocha calcissilicática (próximo ao cabo do martelo; TJ-40); B) paragnaisse do com apresentando bandamento milimétrico (TJ-137); C) granada leucogranito originado da anatexia do paragnaisse (TJ-40); D) quartzito de granulação grossa (TJ-109); E) rocha calcissilicática sobressaindo no relevo em relação ao paragnaisse (EC-76); F) fotomicrografia da foliação de granada-biotita paragnaisse; nicóis paralelos (EC-20); G) fotomicrografia de rocha calcissilicática, nicóis paralelos (GV-200); H) agregados irregulares de hercynita (Her), no paragnaisse granadífero; nicóis paralelos (GV-193).

Intercalados ao paragnaisse ocorrem rochas calcissilicáticas na forma de camadas delgadas, freqüentemente boudinadas. Como são mais resistentes ao intemperismo, usualmente destacam-se na superfície do afloramento (Figura 9E). Essas rochas, de granulação muito fina a fina, apresentam coloração cinza escura e aspecto maciço. Em exposições de granulação relativamente mais grossa (grão fino a médio) são observados cristais milimétricos de granada. A rocha calcissilicática apresenta textura nematoblástica, sendo constituída predominantemente por plagioclásio, quartzo, clinopiroxênio, granada e hiperstênio (Figura 9G). Hornblenda, biotita, epidoto e opacos são minerais de alteração.

3.1.3. Suíte Divino

Por ser o foco da presente dissertação esta unidade receberá atenção especial em sua descrição. Segue abaixo a caracterização detalhada destes granitóides charnockíticos, abordando uma descrição minuciosa tanto do ponto vista macroscópico quanto microscópico. Também será levantada a questão da nomenclatura a ser utilizada para estas rochas. Apesar de sua ampla ocorrência regional esta suíte ainda não possui uma terminologia definitiva. A denominação “granada charnockito” utilizada em outros trabalhos é imprópria, já que a grande maioria dos afloramentos desta unidade não apresenta tal mineral.

Sobre a Nomenclatura

Em qualquer campo da ciência a terminologia deve ser aplicada de modo a facilitar a troca de informações. Porém a nomenclatura utilizada para rochas charnockíticas é obscura e abre margem a interpretações dúbias que impossibilitam uma boa identificação sob a rocha abordada.

Visando facilitar a compreensão, termos como enderbite, jotunito, opdalito e manjerite serão evitados. A eliminação destes termos é embasada no fato da classificação da IUGS funcionar perfeitamente para qualquer tipo de rocha ígnea. A IUGS usa uma terminologia simples e fácil de aplicar, além de bem conhecida pela comunidade científica. Não há uma razão lógica que sustente diferentes classificações para granitóides com assembléia mineral hidratada ou seca. Desta forma, se utilizará o esquema de Frost *et al.* (2008) para classificação de rochas charnockíticas. Neste esquema usa-se o termo charnockito acompanhado do adjetivo apropriado de acordo com a classificação para rochas ígneas da IUGS. Deste modo, um termo como “opdalito” seria substituído por “charnockito granodiorítico”.

Esta nomenclatura foi sugerida por Frost *et al.* (2008) com base nos seguintes argumentos:

1. Os autores do “*AGI Glossary of Geology*” certamente reconhecem que termos como opdalito, manjerito e jotunito são obscuros, e são contra seu uso. Poucos petrologistas conhecem ou aplicam estes termos.
2. Se o leitor precisa buscar um glossário para entender os termos de um trabalho, então a informação não está sendo transmitida de forma conveniente.
3. A classificação da IUGS funciona perfeitamente bem e fornece a mesma informação, porém de forma muito mais simples e clara.

Caracterização da Suíte Divino

Visando denominar especificamente os charnockitos da região, adota-se uma terminologia referente à localização geográfica, de acordo com o Código de Nomenclatura Estratigráfica. Para tanto será levado em conta um local onde ocorre uma exposição característica desta unidade, a estação de campo C5 (UTM = 795441/7716977; Figura 10), na cidade de Divino. Por isso, sugere-se a designação Suíte Divino. Onde não especificado, os termos charnockito e granitóide charnockítico são usados em senso amplo para se referir à Suíte Divino.

Os granitóides charnockíticos da Suíte Divino afloram em corpos lenticulares a sigmoidais, de direção NNE-SSW, encaixados ao longo dos contatos entre o Grupo Andrelândia e o Complexo Juiz de Fora, ou no interior do embasamento.

Este granitóides possuem coloração esverdeada e ampla variação composicional e granulométrica (Figura 11A e 11B). A granulação varia de fina a grossa, enquanto a composição varia de granítica a tonalítica, passando por granodiorítica e diorítica (vide Capítulo 4). É interessante ressaltar que granulação e composição não são correlacionáveis, ou seja, independentemente de sua composição, a rocha pode apresentar grão fino, médio ou grosso.

O desenvolvimento da foliação é irregular, de tal forma que, em geral, as rochas desta unidade possuem aspecto maciço, à primeira vista (Figura 11A e 11B). Mas, em observação mais detalhada, ou em afloramento intemperizado, pode-se observar a foliação regional impressa na Suíte Divino (Figura 11D). Pontos onde a foliação encontra-se bem desenvolvida são raros. Neste caso, tem-se um alinhamento das paletas de biotita, com cristais de piroxênio, anfibólio, quartzo e feldspato estirados na mesma direção. Localmente, cristais centimétricos de plagioclásio, feldspato potássico, ortopiroxênio e anfibólio dão à rocha textura porfírica (o último mineral é

extremamente raro e só ocorre na porção centro-oeste da área). Quando foliada, a fácies porfirítica apresenta-se protomilonítica, mostrando porfiroclastos de anfibólio, plagioclásio, feldspato potássico e ortopiroxênio rotacionados e com formação de sombra de pressão (Figura 11D).



Figura 10: Pedreira de granitóide charnockítico da Suíte Divino na saída norte da cidade homônima (estação C5). (A) notar a homogeneidade do granitóide charnockítico; (B) encrave métrico de granada-biotita gnaiss bandado no granitóide charnockítico; (C) contato transicional entre encrave de granada-biotita gnaiss e granitóide charnockítico; (D) detalhe do encrave de granada-biotita gnaiss.

A associação mineralógica dos granitóides charnockíticos da Suíte Divino é dada por proporções variáveis de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, hornblenda,

hiperstênio e clinopiroxênio. Independentemente da sua granulação ou composição litoquímica, os granitóides charnockíticos sempre apresentam a associação mineralógica descrita acima. A textura varia de granoblástica a, subordinadamente, nematoblástica. Tanto a hornblenda quanto a biotita derivam da alteração dos piroxênios. A hornblenda possui coloração marrom a castanho, indicando enriquecimento em titânio (confirmado pela associação titanita). O hiperstênio é o piroxênio mais freqüente. Ambos os piroxênios (orto e clinopiroxênio) apresentam intensidade de alteração variável, de moderada a alta. O feldspato potássico apresenta-se parcialmente alterado, com formação de sericita. O plagioclásio encontra-se moderadamente saussuritizado (carbonato e sericita são os principais produtos desta alteração, epidoto ocorre de forma subordinada), apresenta geminação polissintética e raro intercrescimento antipertítico. Localmente, observa-se a cristalização de quartzo vermiforme no contato entre os feldspatos. O quartzo sempre apresenta extinção ondulante e outras feições de recristalização metamórfica, tais como quartzo fitado e subgranulação.

A mineralogia acessória dos granitóides charnockíticos da Suíte Divino consiste em apatita, zircão, opacos, titanita e granada. A apatita tem granulação fina e é o mineral acessório mais comum, sendo observado em todas as amostras, ocorrendo em cristais com o típico *habitus* hexagonal-arredondado. O zircão ocorre em cristais prismáticos curtos e em grãos arredondados. Os minerais opacos descritos foram ilmenita e hematita que ocorrem em cristais anédricos de granulação fina a média. Comumente, os minerais opacos apresentam-se associados aos piroxênios, como produto de alteração destes. A granada é rara a ausente. Em um único afloramento (C5) foi observada a cristalização de pequenos grãos de pirita no plano de uma fratura de alívio (Figura 11F).

Apesar da aparente homogeneidade da Suíte Divino, ela pode ser subdividida, em termos petrográficos, em três conjuntos de litotipos, conforme as proporções modais de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e minerais máficos (Figura 12). Após a confirmação dada pelos dados químicos, estes conjuntos foram denominados como ácido, intermediário e básico, em vista de seus diferentes conteúdos de SiO₂ (vide Capítulo 4). Em média, o conjunto ácido (Figuras 13A e 13B) é constituído de quartzo (38%), feldspato potássico (26%), minerais máficos (piroxênios + hornblenda + biotita + opacos = 21%) e plagioclásio (16%). O conjunto intermediário (Figuras 13C e 13D) é constituído, em média, por 33% de minerais máficos (piroxênios + hornblenda + biotita + opacos), 27% de plagioclásio, 26% de quartzo e 12% de feldspato potássico. A

proporção modal para o conjunto básico (Figuras 13E e 13F) é dada por 40% de minerais máficos (piroxênios + hornblenda + biotita + opacos), 29% de plagioclásio, 18% de quartzo e 13% de feldspato potássico. Apesar da variação na proporção modal dos conjuntos ácido, intermediário e básico, nota-se grande similaridade em suas características texturais e estruturais (Figuras 13B, 13D e 13F). Vale ressaltar que os afloramentos da Suíte Divino são muito homogêneos, ou seja, cada corpo apresenta uma única composição (a exceção do ponto EC-60, que é ácido com enclaves básicos).

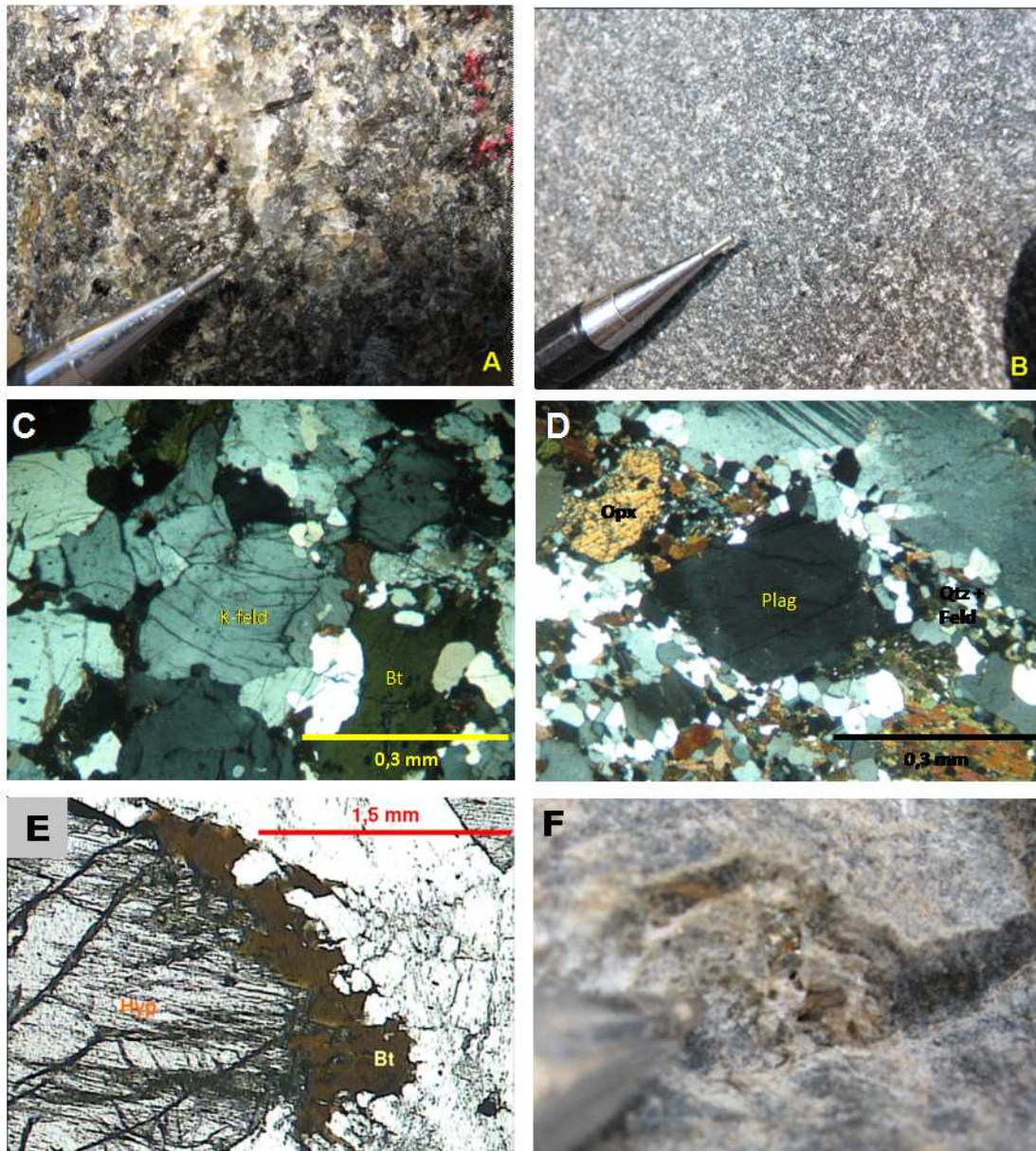


Figura 11: Feições dos granitóides charnockíticos da Suíte Divino. (A) charnockito de granulação grossa e (ponto TJ-111); e (B) charnockito de granulação fina também apresentando aspecto maciço isotrópico (ponto TJ-49); C) fotomicrografia de charnockito de granulação média e texturas de deformação intracristalina; nicóis cruzados (T9); D) fotomicrografia de charnockito protomilonítico, destaque para o cristal de plagioclásio rotacionado apresentando sombra de pressão; nicóis cruzados (T2); E) fotomicrografia mostrando alteração de hiperstênio para biotita; nicóis cruzados (T9); F) cristal de pirita em espelho de falha da Suíte Divino (C5).

A Suíte Divino apresenta encraves decimétricos a métricos de granada-biotita gnaiss bandado (Figuras 10B, 10C e 10D). A associação mineralógica deste gnaiss é dada por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, granada e biotita. Apresenta coloração esbranquiçada e granulação fina a média. O bandamento destes encraves está sempre orientado segundo o padrão regional (direção NNE com mergulho para ESE). O contato do enclave gnáissico com o granitóide charnockítico pode mostrar zona de contaminação do enclave sobre o granitóide, levando ao aparecimento de granada no charnockito (Figura 10C). Os encraves de granada-biotita gnaiss são interpretados como xenólitos do Grupo Andrelândia, no interior da Suíte Divino.

O termo metamorfismo deve ser abordado com cuidado quando as rochas em questão são granitóides, em particular aqueles que sofreram a deformação regional em condições PT similares àquelas da cristalização de suas paragêneses ígneas. Pode-se afirmar que os granitóides da Suíte Divino sofreram deformação e metamorfismo nestas condições. Os granitóides charnockíticos apresentam associação mineralógica dada por plagioclásio + quartzo + ortoclásio + hiperstênio + clinopiroxênio, orientados na foliação regional. Apesar de comumente ocorrerem deformados, estes granitóides podem apresentar características ígneas preservadas para a mesma paragênese, indicando que a deformação e recristalização associada se deram em condições similares e equivalentes à fácies granulito.

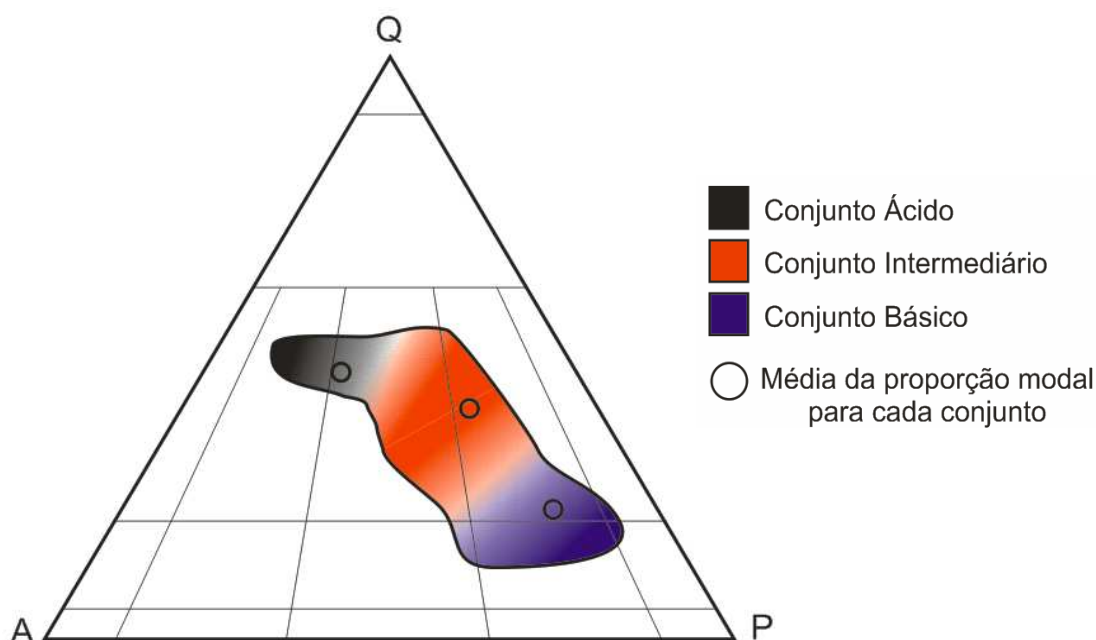


Figura 12: Diagrama QAP mostrando a variação da composição modal na Suíte Divino. As denominações ácido, intermediário e básico foram dadas com base nos dados litoquímicos.

Processos incipientes de metamorfismo regressivo em condições da fácies anfibolito levaram à cristalização de hornblenda e biotita a partir da alteração do clinopiroxênio e hiperstênio (Figura 11E).

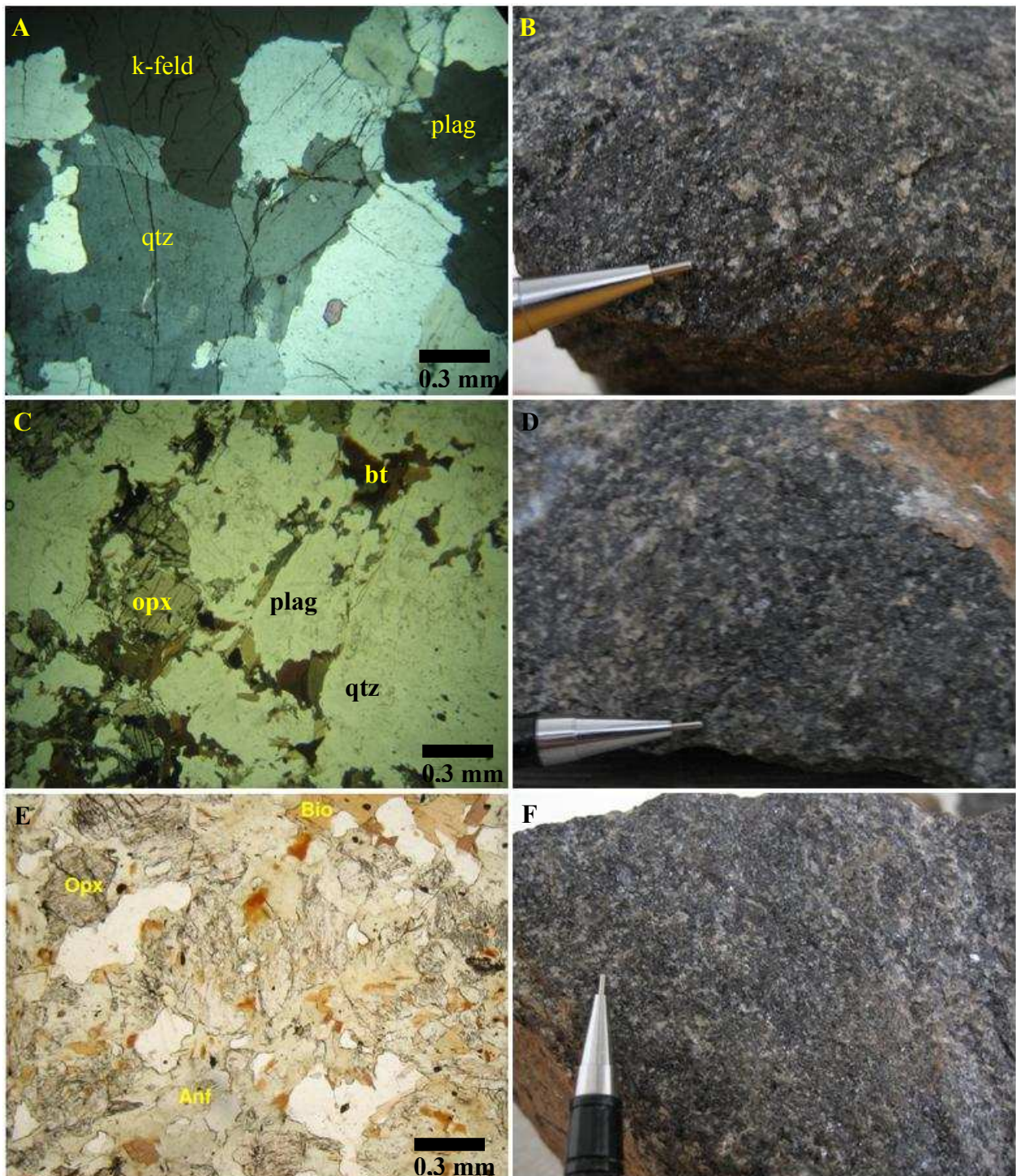


Figura 13: Fotos da Suíte Divino. A) fotomicrografia de amostra do conjunto ácido (EC-60; nicóis cruzados); B) amostra de mão de rocha do conjunto ácido (T-5); C) fotomicrografia de amostra do conjunto intermediário (T-4; nicóis paralelos); D) amostra de mão de rocha do conjunto intermediário (T-4); E) fotomicrografia de amostra do conjunto básico (EC-35C; nicóis paralelos); F) amostra de mão de rocha do conjunto básico (T-10).

3.1.3.2. Suíte Pangarito

A denominação Suíte Pangarito foi aplicada por Noce *et al.* (2003) para englobar granitóides tipo-S situados no sudeste de Minas Gerais (Folha Muriaé 1:100.000), na continuidade sul da área mapeada na presente dissertação. Esta unidade é representada por rochas graníticas granadíferas com marcante heterogeneidade composicional, que na área mapeada apresentam quatro fácies (em ordem decrescente de abundância): granada-biotita granito, granada leucogranito, leucogranito rosa gnaissificado e charnockito. Estas fácies não são delimitáveis em mapa na escala 1:50.000.

As rochas da Suíte Pangarito ocorrem encaixadas no Grupo Andrelândia e Complexo Juiz de Fora, aflorando por toda a região mapeada. Estes granitóides ocorrem ora foliados, ora isotrópicos e podem apresentar estruturas ígneas preservadas da deformação, tais como, fenocristais euédricos de feldspato e fluxo ígneo. Próximo ao contato com os demais litotipos esta unidade desenvolve textura milonítica.

A fácies granada-biotita granito (Figuras 14A e 14B) possui orientação marcante dada por fluxo ígneo (Figura 14D). A granulação da matriz é variável entre fina e grossa, e os fenocristais euédricos a subédricos de feldspato potássico são centimétricos. Localmente, ocorrem encraves de granada-biotita paragnaisse (do Grupo Andrelândia) que são interpretados como restitos da fusão parcial do protólito da Suíte Pangarito. O granada-biotita granito é composto essencialmente por quartzo, feldspato potássico, biotita e plagioclásio. Os minerais acessórios são apatita, zircão, granada, moscovita e opacos. Saussuritização é o processo de alteração mais comum nessa rocha, ocorrendo também substituição da biotita por muscovita. O feldspato potássico apresenta-se pertítico. No contato entre os feldspatos há o desenvolvimento de mirmequita.

O granada leucogranito possui cor branca e granulação fina a média (Figuras 14C 14E), podendo apresentar encraves máficos compostos por granada e biotita (Figura 14F). O leucogranito apresenta textura porfirítica dada por fenocristais euédricos centimétricos de feldspato potássico micropertítico e granada. A matriz consiste essencialmente de quartzo, plagioclásio, biotita, feldspato potássico e granada. Os minerais acessórios são zircão, titanita, apatita e opacos. Esta fácies desenvolve feição acamadada, caracterizada pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas com bandas constituídas por biotita e granada (Figura 15A). Esta feição foi observada

somente em blocos próximos à estação de campo TJ-86. O leucogranito relaciona-se por contatos irregulares com o granada-biotita granito (Figuras 15B e 15D).

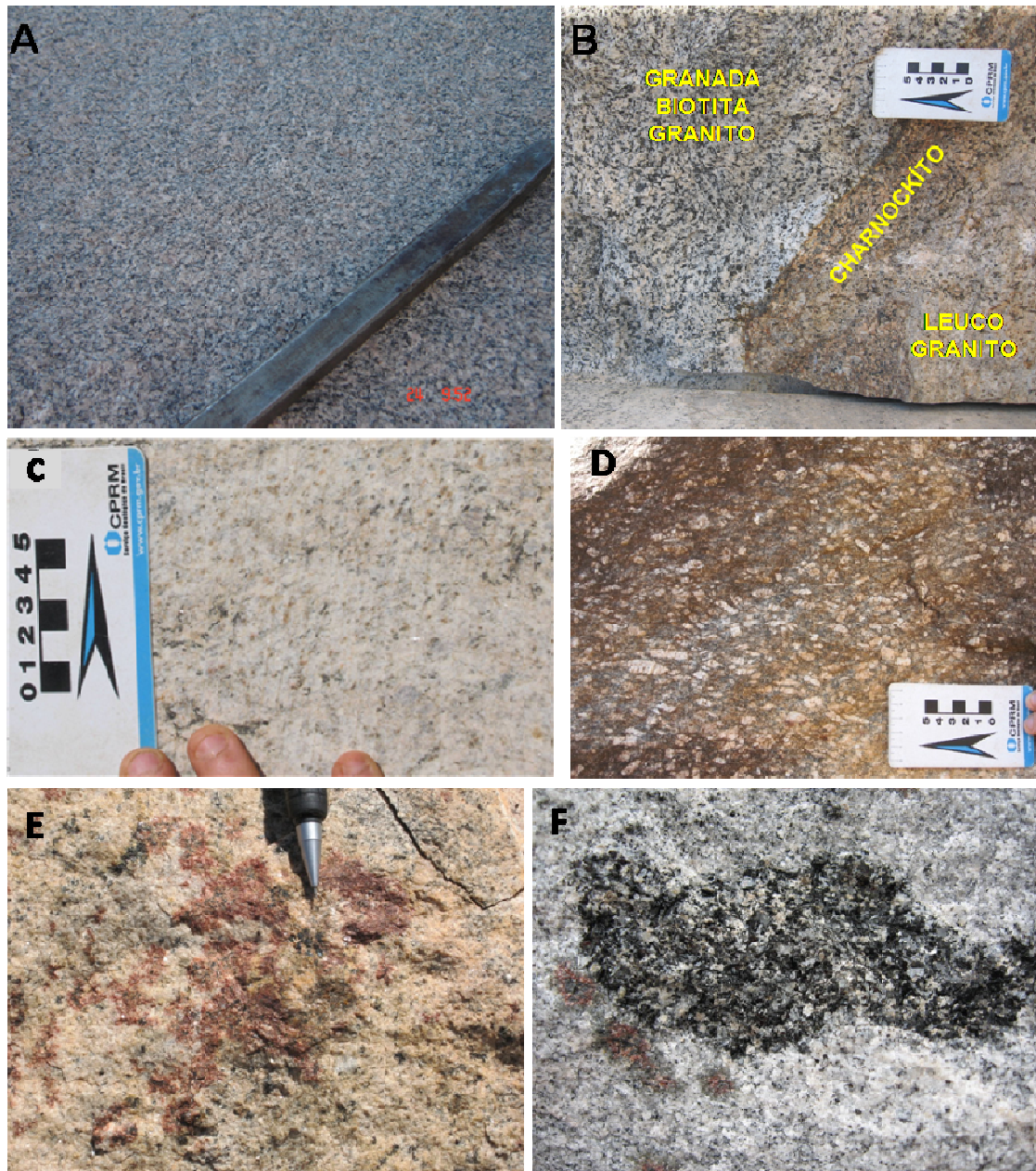


Figura 14: Feições da Suíte Pangarito. (A) feição isotrópica do granada-biotita granito de granulação fina (EC79); (B) desenvolvimento de fácies charnockítica no contato entre as fácies leucogranito e granada-biotita granito (TJ86); (C) detalhe da fácies leucogranito do Granitóide Ponte Alta de Minas (ponto TJ86); (D) orientação por fluxo ígneo de cristais de feldspato potássico no granada-biotita granito (TJ86); (E) detalhe da porção granadífera da fácies leucogranito (TJ86); e (F) enclave biotítico na fácies leucogranito (Ponto TJ216).

O leucogranito rosa gnaissificado tem ocorrência restrita (e.g., afloramento TJ19, UTM 794216/7698885) e sua relação de contato com as demais fácies não foi observável. Apresenta bandamento milimétrico a centimétrico e granulometria média a grossa. A coloração rosa é evidenciada nas bandas félsicas ricas em feldspato potássico. É a única fácies que apresenta claras feições de deformação tanto em escala de afloramento (e.g., cristais de quartzo e feldspato estirados, bandamento

marcante; figura 15C) quanto em escala microscópica (e.g., extinção ondulante, geminação recurvada ou interrompida e recristalização de subgrãos de quartzo). A rocha possui textura granoblástica e é composta por feldspato potássico (microclina e ortoclásio), quartzo, plagioclásio, biotita e apatita. A microclina comumente ocorre micropertítica. Muscovita, sericita e carbonato são produtos secundários da alteração dos feldspatos.

A fácies charnockítica se restringe a uma auréola desenvolvida no contato entre as fácies granada-biotita granito e granada leucogranito da Suíte Pangarito (figura 14B). Esta auréola é delgada, com espessura variável entre 5 e 20 cm, e possui ocorrência extremamente restrita (observável somente no afloramento TJ86, UTM 789173/7698542). A fácies charnockítica apresenta coloração esverdeada e granulação grossa. Sua composição mineralógica é dada por quartzo, biotita, plagioclásio, feldspato potássico, ortopiroxênio e rara granada. Por representar apenas uma auréola delgada restrita ao contato entre granada-biotita granito e leucogranito da Suíte Pangarito, esta fácies charnockítica não foi incluída na Suíte Divino.

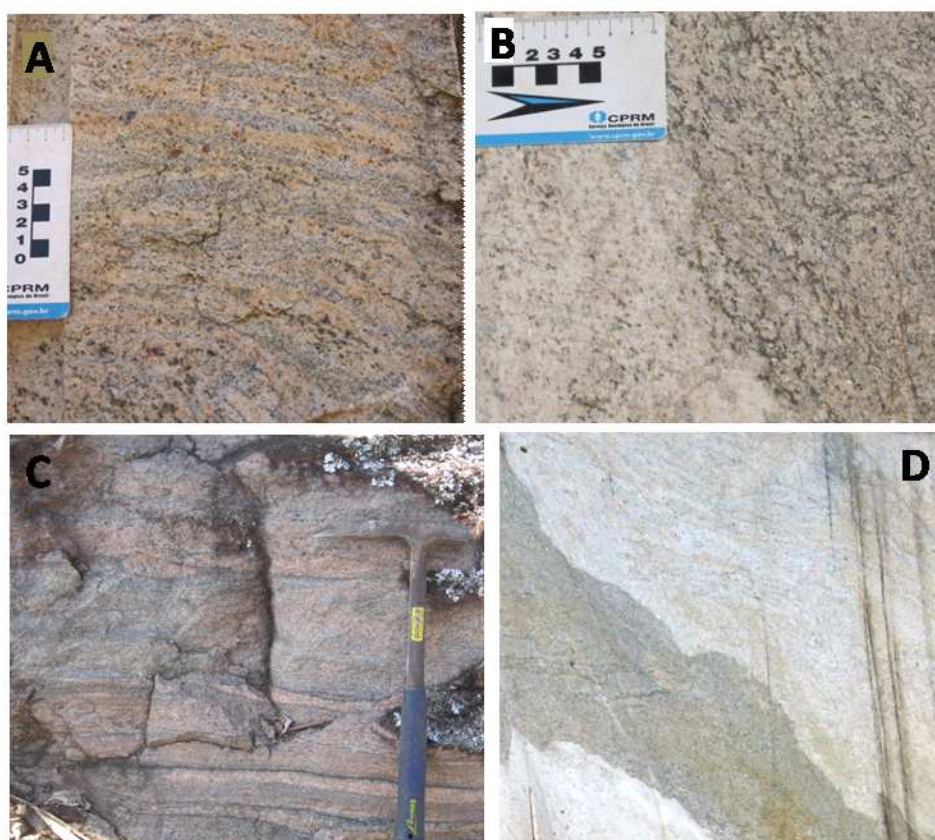


Figura 15: Feições da Suíte Pangarito: (A) estrutura bandada na fácies leucogranito (TJ86); (B) contato entre as fácies leucogranito e biotita granito (TJ86); (C) bandamento gnáissico da fácies leucogranito rosa (TJ19); e (D) contato irregular entre as fácies leucogranito e biotita granito (TJ86).

A foliação regional da Suíte Pangarito é materializada pela orientação dúctil de biotita, quartzo, feldspatos e granada. Como esta é também a paragênese ígnea

conclui-se que a implantação da foliação regional nestas rochas se deu sob condições da fácies anfibolito.

3.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Este item apresenta a descrição e interpretação dos acervos de estruturas observadas na área mapeada. A partir da análise dessas estruturas foram identificadas duas etapas deformacionais: a deformação D1, principal, e a deformação D2, tardia.

Em escala regional, a deformação principal (D1) representa a etapa de maior encurtamento crustal e foi responsável pela compartimentação tectônica da faixa orogênica (Heilbron *et al.* 2003; Alkmim *et al.* 2006; Noce *et al.* 2007). Durante D1 os litotipos do embasamento e da cobertura metassedimentar foram conformados em escamas tectonicamente interdigitadas, orientadas predominantemente na direção NE-SW. Esta interdigitação pode ser verificada tanto em afloramento, como na escala de mapa, resultando em um conjunto de lentes amendoadas. Muitos corpos granitóides também mostram tendência à forma amendoada, alongada segundo NE.

A segunda fase deformacional (D2) se manifesta em continuidade ao encurtamento crustal D1, quando ocorre o escape lateral de massa, hoje materializado nas grandes zonas de cisalhamento regionais de direção NNE-SSW (e.g., Zona de Cisalhamento de Manhauçu; Noce *et al.* 2003, 2007; Alkmim *et al.* 2006).

3.3.1. ESTRUTURAS

A deformação principal (D1) foi responsável pela geração da foliação principal (S_n), pela lineação mineral e de estiramento *downdip* a oblíqua contida em S_n, pelo dobramento e arqueamento de S_n e pela interdigitação e imbricamento de contatos tectônicos. A deformação D1 evoluiu sincronicamente ao metamorfismo progressivo regional, ambos desenvolvidos durante a Orogênese Brasileira.

A deformação D2, tardia, foi responsável por falhamentos dúcteis, que localmente chegam a transpor a foliação gerada por D1 (figura 18A). O desenvolvimento de D2 deu-se após o auge do metamorfismo progressivo regional. Segue abaixo a descrição detalhada das estruturas encontradas na área de estudo.

Deformação D1

O estilo estrutural da deformação principal varia muito nas diferentes unidades. A grande heterogeneidade reológica caracteriza o desenvolvimento de estruturas diferentes para cada litotipo (Figura 16). Por exemplo, enquanto a foliação é marcante

e penetrativa nos gnaisses da cobertura metassedimentar e do embasamento, nos charnockitos da Suíte Divino ela é incipiente a ausente. Portanto, para uma explicitação mais didática e organizada, os elementos estruturais gerados durante a deformação principal (D1) serão descritos separadamente para cada unidade.

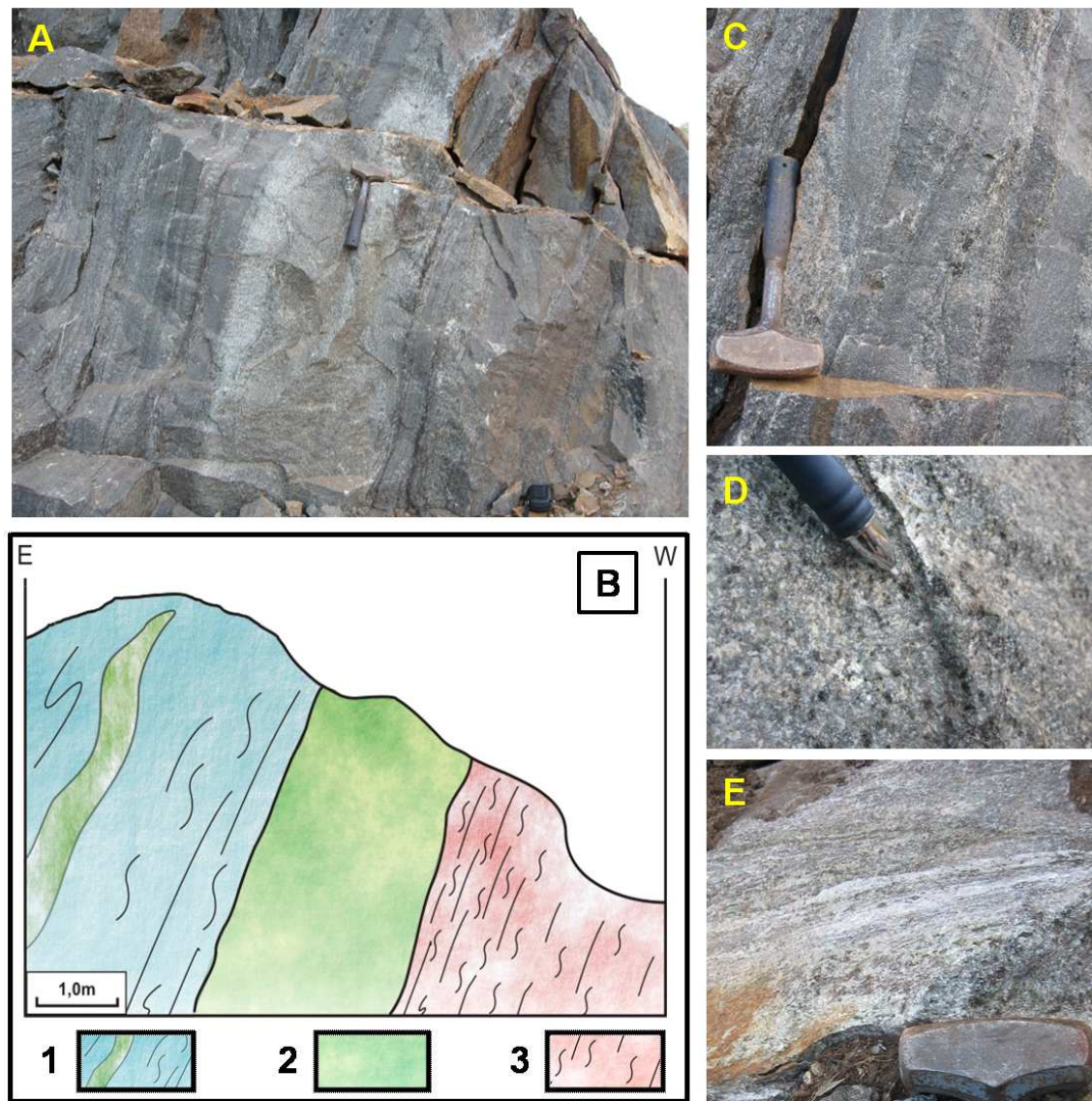


Figura 16: Afloramento localizado 1 km a norte de Pedra Bonita onde é possível visualizar o contato entre três litotipos, assim como seu comportamento reológico perante a deformação. A) foto mostrando visão geral do afloramento na região do contato, representado no perfil esquemático B (1, ortogneisse bandado do Complexo Juiz de Fora com veio charnockítico, 2, charnockito da Suíte Divino, e 3, paragneisse do Grupo Andrelândia); C) foto de detalhe do ortogneisse bandado do Complexo Juiz de Fora; D) foto do charnockito da Suíte Divino, maciço a pouco foliado, rico em granada junto ao contato com o paragneisse; E) foto do paragneisse milonítico do Grupo Andrelândia em contato com charnockito da Suíte Divino.

A foliação S_n é a principal estrutura da área, ocorre paralela ao bandamento e contém a lineação mineral e de estiramento. Apesar de S_n estar diferencialmente representada nas diferentes unidades (Figura 16 e 17), sua atitude apresenta grande regularidade nos diversos litotipos (direção entre NNW e NNE; mergulhos médios a

altos, com valores modais entre 30° e 40°; Figura 17A), impossibilitando a subdivisão da área em domínios estruturais distintos.

A figura 17 (17B a 17E) apresenta estereogramas individualizando as medidas da foliação S_n para cada unidade. Comparando o diagrama do Complexo Juiz de Fora ao do Grupo Andrelândia (figuras 17B e 17C), observa-se um espalhamento maior na distribuição dos pólos do primeiro em relação ao segundo. A atitude média de S_n no Complexo Juiz de Fora apresenta mergulho inferior à média geral das demais unidades (Tabela 2). A escassez de dados para as unidades granitóides (Suíte Pangarito e Suíte Divino) impossibilita um tratamento estatístico eficiente dos dados (Figuras 17D, 17E), mas nota-se que ambas as suítes seguem a tendência regional.

A foliação S_n no ortognaisse do Complexo Juiz de Fora é paralela ao bandamento composicional centimétrico, bem desenvolvido. Próximo ao contato com os demais litotipos (principalmente com o paragnaisse do Grupo Andrelândia) o ortognaisse adquire texturas miloníticas e o ângulo de mergulho da foliação S_n aumenta. O processo de milonitização desenvolveu-se tanto em na fase deformacional D1 quanto em D2, ou seja, relacionada tanto ao empacotamento das unidades em escamas tectônicas, quanto às zonas de cisalhamento transcorrentes tardias. As feições miloníticas desenvolvidas são porfiroclastos ocelares de ortopiroxênio, clinopiroxênio, quartzo, feldspato potássico e plagioclásio (vide Figura 8E, item 3.1.1). Os piroxênios comumente desenvolvem sombra de pressão preenchida por material quartzo-feldspático. Os feldspatos e o quartzo apresentam cauda de recristalização. O feldspato potássico e o quartzo apresentam evidências de desenvolvimento de subgrãos. Cristais de plagioclásio apresentam geminação recurvada (Figura 18E).

O paragnaisse do Grupo Andrelândia apresenta foliação S_n penetrativa, também paralela ao bandamento composicional centimétrico. Nas proximidades de contatos com as demais unidades (essencialmente com o ortognaisse do Complexo Juiz de Fora), o paragnaisse adquire caráter milonítico a ultramilonítico e, assim como o Complexo Juiz de Fora, apresenta tendência à verticalização de suas estruturas. As feições miloníticas observáveis são porfiroclastos ocelares de quartzo, feldspato potássico (Figura 18C), plagioclásio e granada. Estes cristais maiores comumente desenvolvem sombra de pressão preenchida por quartzo e biotita, bem como cauda de recristalização. O quartzo ocorre ainda em grãos fitados, subgranulados (Figura 18D), com extinção ondulante.

Nos granitóides neoproterozóicos a foliação desenvolve-se de maneira irregular. Alternam-se faixas com foliação penetrativa, e outras onde estruturas e texturas ígneas estão bem preservadas.

O desenvolvimento de uma lineação mineral e de estiramento associado à foliação S_n foi evidenciado em um número restrito de afloramentos (36 no total; Figura 17E). Nota-se uma variação na obliquidade da lineação em relação à foliação. Grosso modo, há predomínio de medidas indicando lineação *downdip* (relacionadas à D1) em relação à média geral. Porém, há uma quantidade relevante de *rakes* oblíquos, relacionados às transcorrências D2.

Tabela 2: média das atitudes para medidas de foliação (S_n – medida Clar) para cada unidade. Cálculo realizado pelo programa Stereowin.		
UNIDADE	Az.	Dip
GERAL	109	55
COMPLEXO JUIZ DE FORA	103	47
GRUPO ANDRELÂNDIA	110	55
SUÍTE PANGARITO	103	48
SUÍTE DIVINO	90	48

Os indicadores cinemáticos observados no Complexo Juiz de Fora e Grupo Andrelândia foram analisados sempre quando associados à lineação mineral e de estiramento. A partir desta análise conclui-se que a movimentação relacionada à fase de deformação D1 se deu por cavalgamento de SE para NW.

As dobras originadas na fase deformacional principal são raramente observadas e ocorrem principalmente no Complexo Juiz de Fora, e subordinadamente no Grupo Andrelândia. São dobras intrafoliais, decimétricas a métricas, apertadas a isoclinais, cujos eixos têm orientação ENE-SSW, com mergulhos baixos para um ou outro quadrante.

Deformação D2

A fase deformacional D2, tardia, imprimiu um acervo de estruturas dúcteis que inclui a foliação S_{n+1} e zonas de cisalhamento.

Localmente, a foliação S_{n+1} , originada em D2, se manifesta como foliação de crenulação (Figura 18A). Esta feição ocorre somente no Complexo Juiz de Fora e se restringe a dois afloramentos. A foliação S_{n+1} apresenta direção semelhante à S_n , porém com mergulho maior.

As zonas de cisalhamento (D2) apresentam alto ângulo de mergulho e marcante milonitização, mostrando cristais de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico

sigmoidais. A maioria destes indicadores cinemáticos aponta para uma movimentação destral.

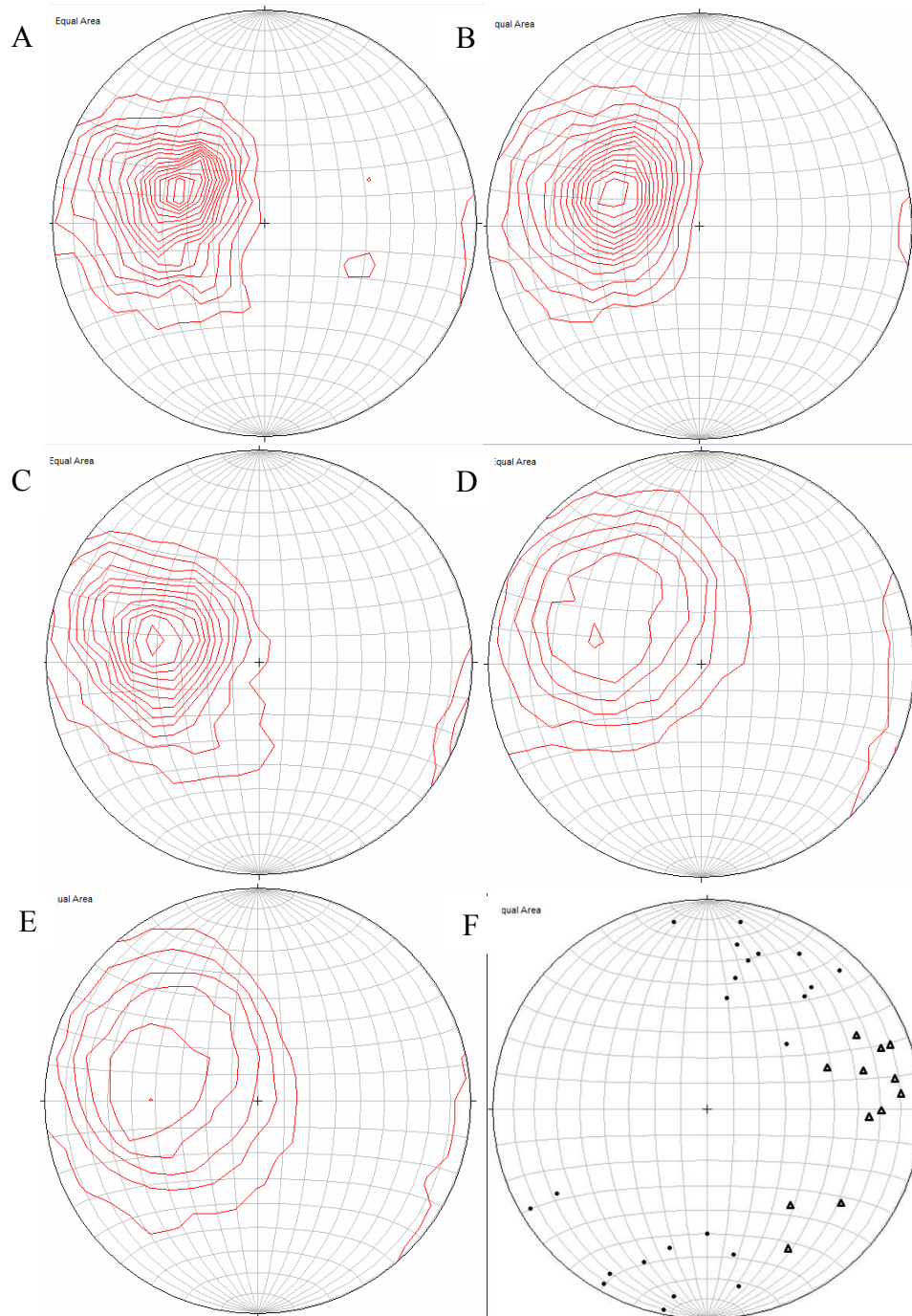


Figura 17: a) Diagrama de contorno de pólos para todas as 505 medidas de foliação; b) Diagrama de contorno de pólos para a foliação do paragneisses Andrelândia (211 pólos); c) Diagrama de contorno de pólos para a foliação do ortogneisse Juiz de Fora (215 pólos); d) Estereograma de pólos para a foliação da Suíte Pangarito (38 pólos); e) Estereograma de pólos para a foliação da Suíte Divino (31 pólos); f) Diagrama de pólos para todas medidas de lineação. Triângulos correspondem às medidas para lineação gerada em D1 e círculos correspondem às medidas para lineação gerada em D2 (36 medidas).

O empinamento das estruturas gerado em D2 levou ao desenvolvimento *rakes* entre a foliação e a lineação de média a alta obliquidade (como pode-se notar num

comparativo entre as figuras 17A e 17E), onde tem-se o desenvolvimento de transpressões e transtrações. Nas falhas transpressivas ocorrem estruturas assimétricas indicando uma movimentação inversa com componentes direcionais predominantemente destrais.

Localmente ocorrem *tension gashes*, estas são as únicas estruturas representantes do acervo dúctil-rúptil.

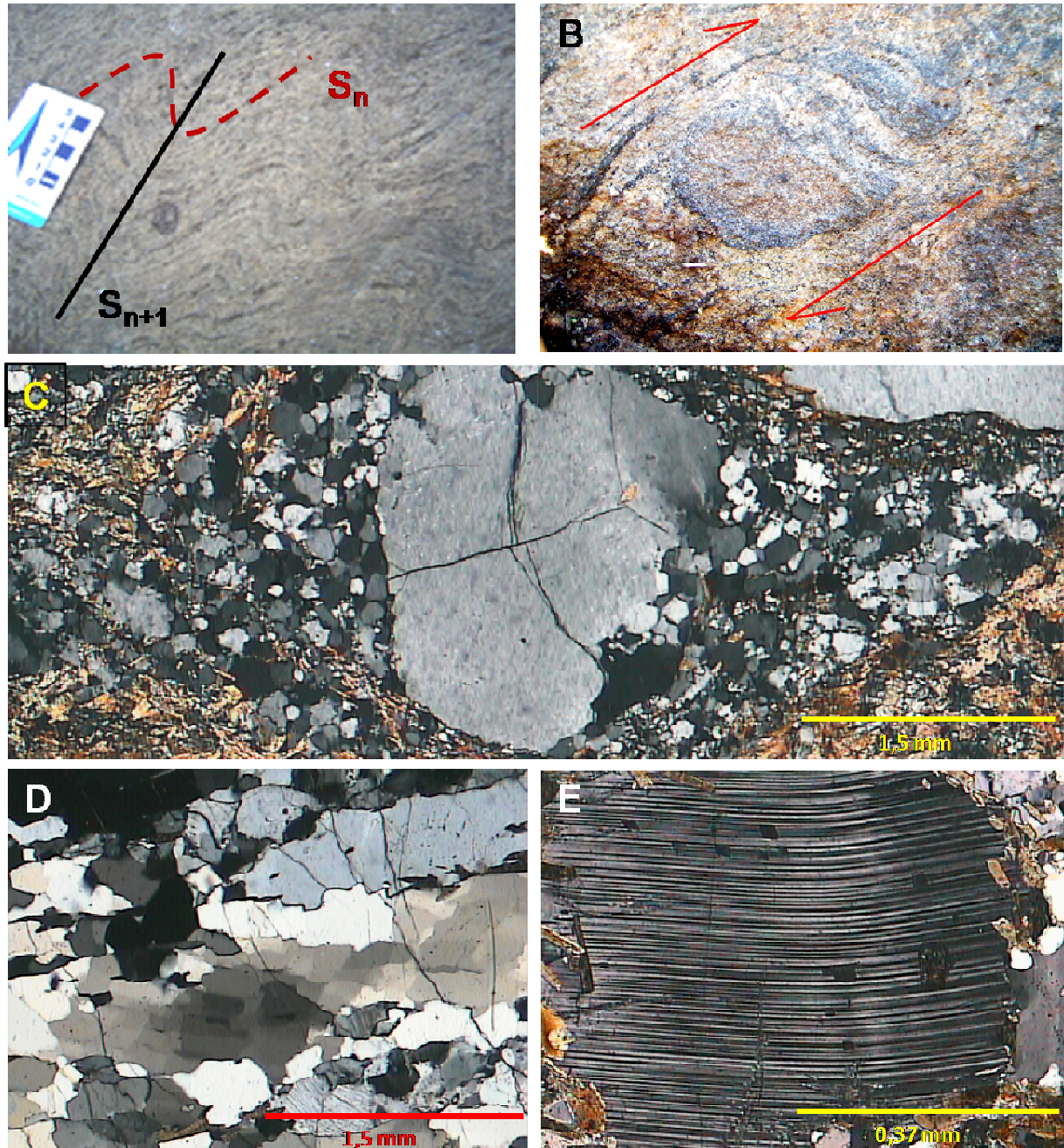


Figura 18: A) desenvolvimento de uma segunda foliação (S_{n+1}), cortando a foliação principal (S_n) no ortogneisse do Complexo Juiz de Fora (GV96); B) Porfiroblasto de granada rotacionado denotando movimento reverso no paragneisse do Grupo Andrelândia (Ponto AM2); C) Fotomicrografia de porfiroclasto de feldspato potássico pertítico exibindo sombra de pressão e cauda de recristalização no paragneisse milonítico do Grupo Andrelândia; nicóis cruzados (GV187); D) Fotomicrografia de quartzo fitado, subgranulado e com extinção ondulante em granito porfírtico milonitizado da Suíte Pangarito, nicóis cruzados (GV67); E) Fotomicrografia de cristal de plagioclásio com macla recurvada em paragneisse do Grupo Andrelândia; nicóis cruzados (GV188).

4. LITOQUÍMICA E ESTUDO ISOTÓPICO Sm-Nd

Este capítulo apresenta estudos litoquímicos que foram realizados sobre amostras da Suíte Divino e do Complexo Juiz de Fora. Trata-se de uma ferramenta imprescindível na busca de uma conclusão sólida sobre o papel paleotectônico das rochas charnockíticas desta suíte no contexto evolutivo regional.

Foram analisadas 9 amostras do Complexo Juiz de Fora (Tabela 3) e 31 amostras da Suíte Divino (Tabela 4). Os dados obtidos para as rochas do Complexo Juiz de Fora serão usados para fins comparativos no capítulo final desta dissertação. A localização das estações de campo onde as 40 amostras foram coletadas encontra-se no mapa geológico do Anexo 1. Os dados foram tratados no programa Minpet2.0 (1995).

4.1. METODOLOGIA

As análises geoquímicas foram realizadas em dois lotes. No primeiro lote, 11 amostras foram analisadas para elementos maiores, sendo nove pertencentes à Suíte Divino e duas representantes do Complexo Juiz de Fora. As análises litoquímicas quantitativas do primeiro lote de amostras foram realizadas por Fluorescência de Raios X, no CPMTC, somente para determinar elementos maiores. Para tal, as amostras passaram pelos processos de britagem, moagem e secagem, convencionais, e foram fundidas e diluídas com tetraborato de lítio, em recipientes de platina.

No segundo lote, 29 amostras foram analisadas para elementos maiores e traços (22 amostras da Suíte Divino e sete amostras do ortogneisse do Complexo Juiz de Fora). As 11 amostras do primeiro lote foram analisadas para elementos traços juntamente com o segundo lote. Estas 40 amostras passaram pelos processos de britagem, moagem e secagem, convencionais, incluindo as onze amostras do primeiro lote. Em seguida foram enviadas para o laboratório ACME, onde foram realizadas análises para elementos maiores, e traços. Análises de rocha total deram-se por meio de fusão com metaborato de lítio, digestão com HNO₃ e análise por ICP-ES para óxidos maiores e elementos menores. Elementos traços foram analisados por ICPMS (determinação de 45 elementos incluindo refratários e terras raras) por fusão

com metaborato/ e tetraborato de lítio. Metais-base foram digeridos com água régia e analisados por ICPMS.

Partes de duas amostras pulverizadas da Suíte Divino foram analisadas para isótopos de Sm e Nd, conforme metodologia convencional do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília.

4.2. INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

A despeito de sua aparente homogeneidade composicional, mesmo entre corpos distintos, as rochas da Suíte Divino mostram variações petrográficas que sugerem uma variação sistemática desde termos graníticos (ácidos), passando por termos intermediários até termos básicos (vide Capítulo 3). Por isto, para facilitar a avaliação dos dados, as amostras foram separadas em três grupos de acordo com seu conteúdo em sílica (ácidas com teor de $\text{SiO}_2 > 65\%$; intermediárias $52\% < \text{SiO}_2 < 65\%$ e básicas $45\% < \text{SiO}_2 < 52\%$). Estas subdivisões estão realçadas nas listagens de dados das tabelas 4 e 5, no final deste capítulo.

No diagrama TAS, as amostras das rochas charnockíticas da Suíte Divino mostram grande variabilidade composicional, de gabróica a granítica (Figura 19).

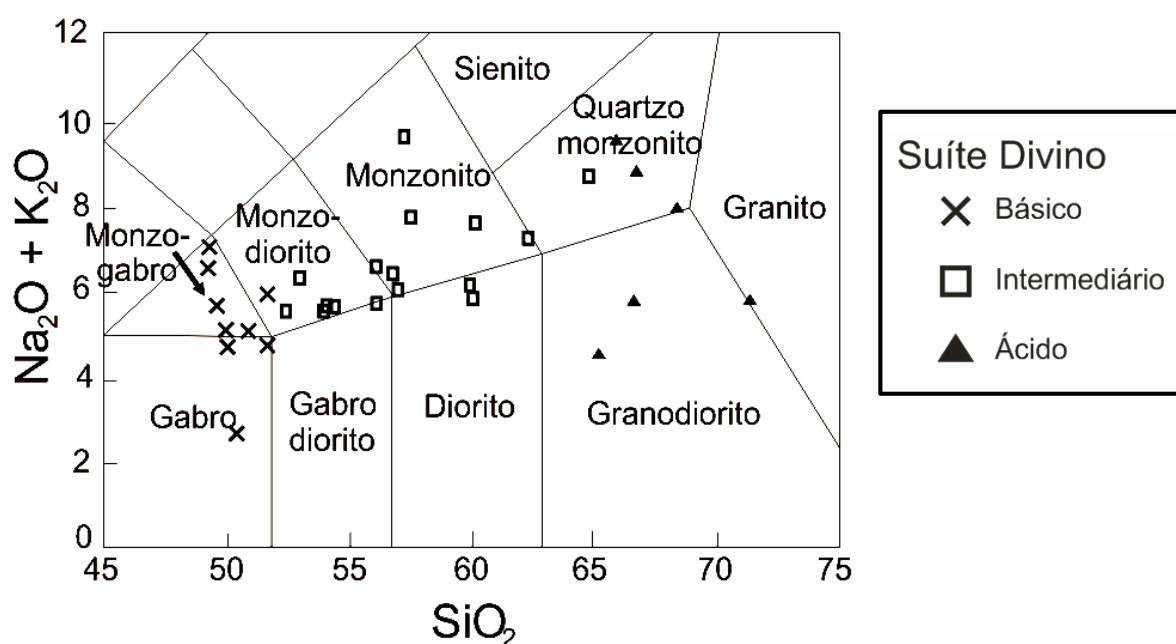


Figura 19. Classificação das amostras da Suíte Divino no diagrama TAS de Wilson (1989) e Xianhua *et al.* (2000), discriminadas quanto ao conteúdo em sílica (ácidas com teor de $\text{SiO}_2 > 65\%$; intermediárias $52\% < \text{SiO}_2 < 65\%$ e básicas $45\% < \text{SiO}_2 < 52\%$).

A distribuição das amostras da Suíte Divino no diagrama AFM mostra marcante tendência geoquímica similar a uma suíte cálcio-alcaina expandida (Figura 20).

No diagrama das séries cálcio-alcainas as amostras da Suíte Divino apresentam ampla distribuição pelos campos cálcio-alcaino de alto potássio e shoshonítico, à exceção de três amostras (duas básicas e uma ácida) que se situam na série cálcio-alcaina de médio potássio (Figura 21A).

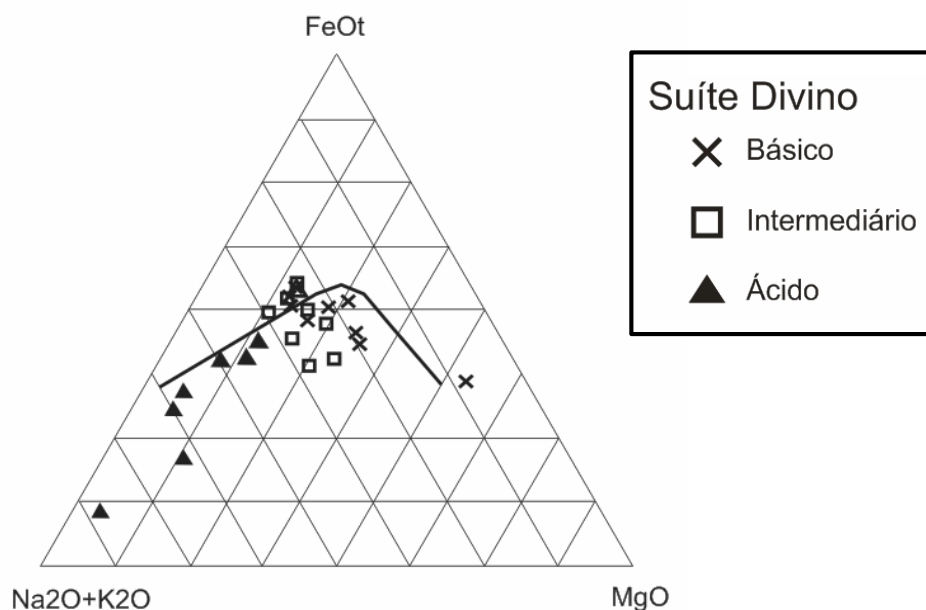


Figura 20 – Distribuição das amostras das rochas charnockíticas da Suíte Divino, discriminadas quanto ao teor em sílica, no diagrama AFM de Jensen (1976).

Quanto ao índice de aluminosidade, a maioria das amostras da Suíte Divino são marcadamente metaluminosas, sendo que apenas três delas, dentre trinta e uma, situam-se no campo peraluminoso (Fig. 21B).

Da avaliação conjunta dos diagramas TAS, AFM, séries cálcio-alcainas e índice de aluminosidade (Figuras 19 a 21), à luz dos dados petrográficos e de campo, pode-se tirar as seguintes conclusões e sugestões:

- A Suíte Divino representa uma série cálcio-alcaina expandida, metaluminosa, enriquecida em potássio, com composição predominantemente monzonítica a monzogabroica.

- O enriquecimento em potássio pode ser decorrente de um ou mais fatores, tais como, cristalização fracionada, mistura de magmas envolvendo um componente de magma originado com a participação de rochas ricas em

potássio (e.g., paragnaisse biotítico) no processo de fusão parcial e/ou contaminação por rochas encaixantes.

- O baixo índice de aluminosidade, juntamente com a assinatura cálcio-alcalina, denota que a Suíte Divino tem gênese relacionada a magmatismo tipo-I, envolvendo componente máfico (Chappel & White 2001). Por sua vez, a presença de algumas amostras peraluminosas, que contêm granada em sua composição, indica contaminação por encaixante peraluminosa (e.g., paragnaisse) ou metassomatismo intramagmático na fase tardia de cristalização. O aumento de Al_2O_3 , em meio anídrico, torna possível a formação de granada sobre o ortopiroxênio segundo a reação: $3(\text{Fe,Mg})\text{SiO}_3$ (ortopiroxênio) + Al_2O_3 (do contaminante ou da fusão) = $(\text{Fe,Mg})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (granada). Alternativamente, como estas rochas foram submetidas a metamorfismo de fácies granulito, a gênese da granada também pode estar ligada às reações metamórficas, relacionadas à estabilização da quebra de plagioclásio (liberando alumina) em meio anídrico (Frost *et al.* 2008).

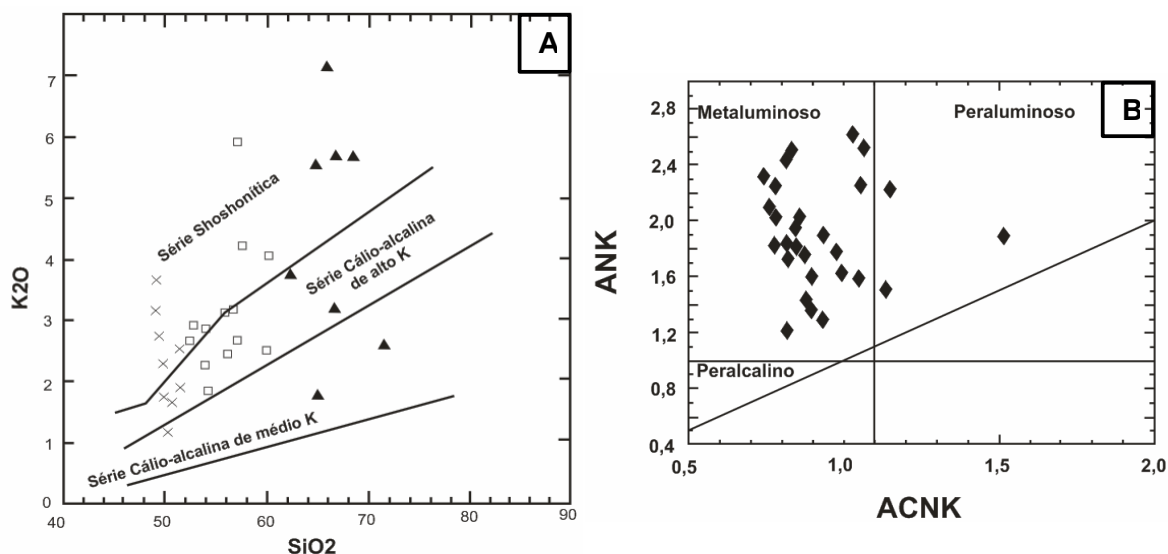


Figura 21: A) amostras da Suíte Divino, discriminadas quanto ao teor de sílica (símbolos iguais aos da figura 19), plotadas no diagrama de séries cálcio-alcalinas de Rickwood (1989) e Le Maitre *et al.* (1989). B) Índice de aluminosidade para as amostras da Suíte Divino (Shand 1947).

Nos diagramas de Harker (figura 22) tem-se que as boas correlações negativas de Fe, Ca, P, Mg, Ti e V, em relação à sílica, evidenciam cristalização fracionada (Al, Na, Ni, Y, Ba e Sr também apresentam correlações negativas, porém não tão marcantes quantos as primeiras). O potássio

apresenta uma sutil correlação positiva que contrasta com a regularidade do sódio e a marcante correlação negativa do cálcio (figura 22). Muitos dos padrões observados nos diagramas Harker da Suíte Divino são similares aos de séries cálcio-alcálicas de arco magmático (Nalini *et al.* 2000, Pons *et al.* 2007).

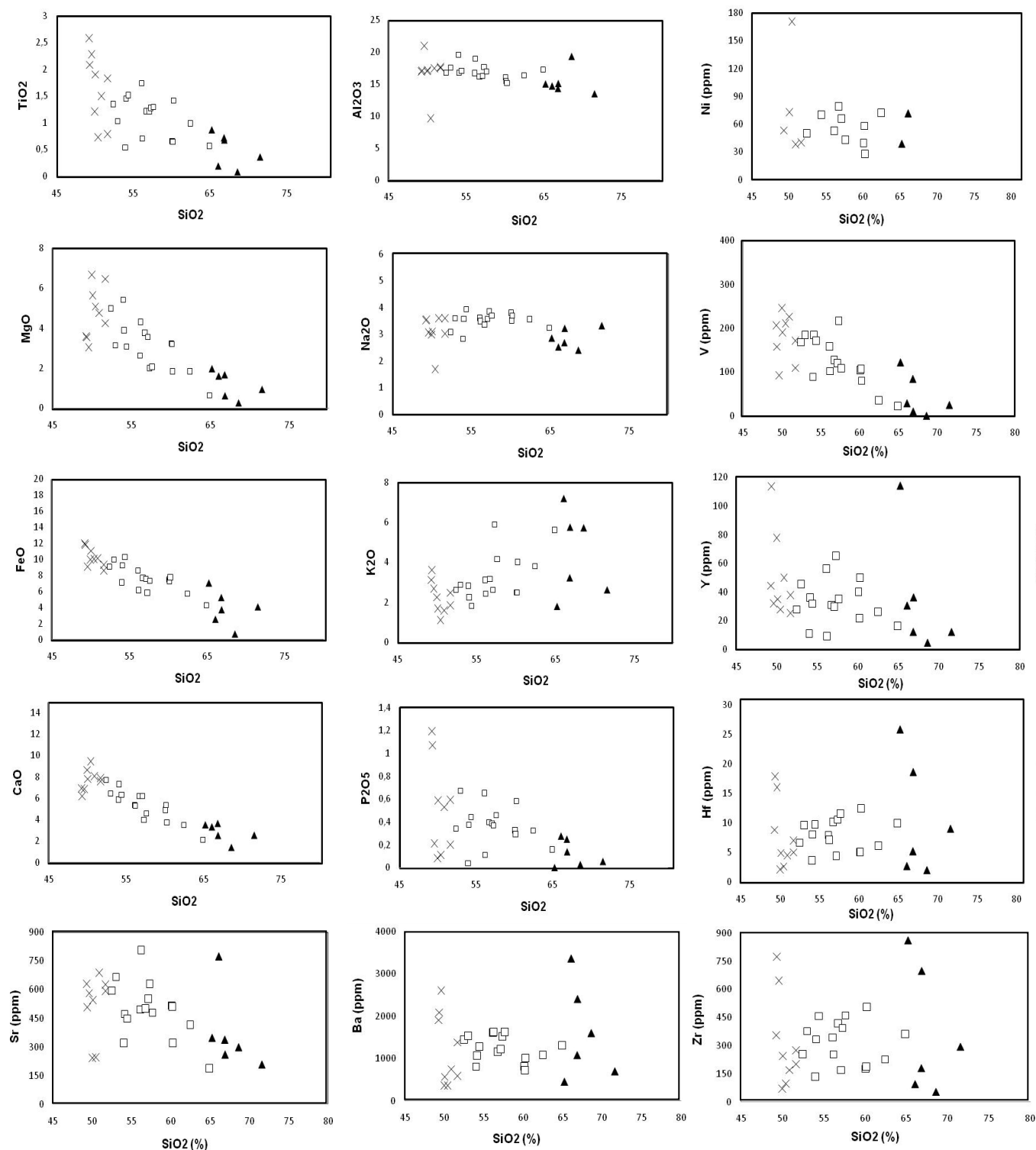


Figura 22: Diagramas de variação tipo Harker para as rochas da Suíte Divino (elementos maiores e traços - símbolos iguais aos da figura 19).

O diagrama de variação multi-elementar ("aranhograma") mostra que as rochas da Suíte Divino apresentam um enriquecimento em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE, figura 23). No aranhograma nota-se fortes anomalias negativas de Ti e P, além da anomalia negativa de Th (figura 23). Nd e Ta apresentam sutis anomalias, ora positivas, ora negativas. Anomalias negativas de Ti, Ta e Nb caracterizam uma associação derivada de magmatismo relacionado à subducção de litosfera oceânica. A anomalia negativa de Nb e Ti pode significar contaminação do magma mantélico original por componentes crustais, ou ainda um processo eficiente de fracionamento do anfibólio (Martin *et al.*, 1997). A anomalia negativa de P pode refletir o fracionamento da apatita e/ou plagioclásio.

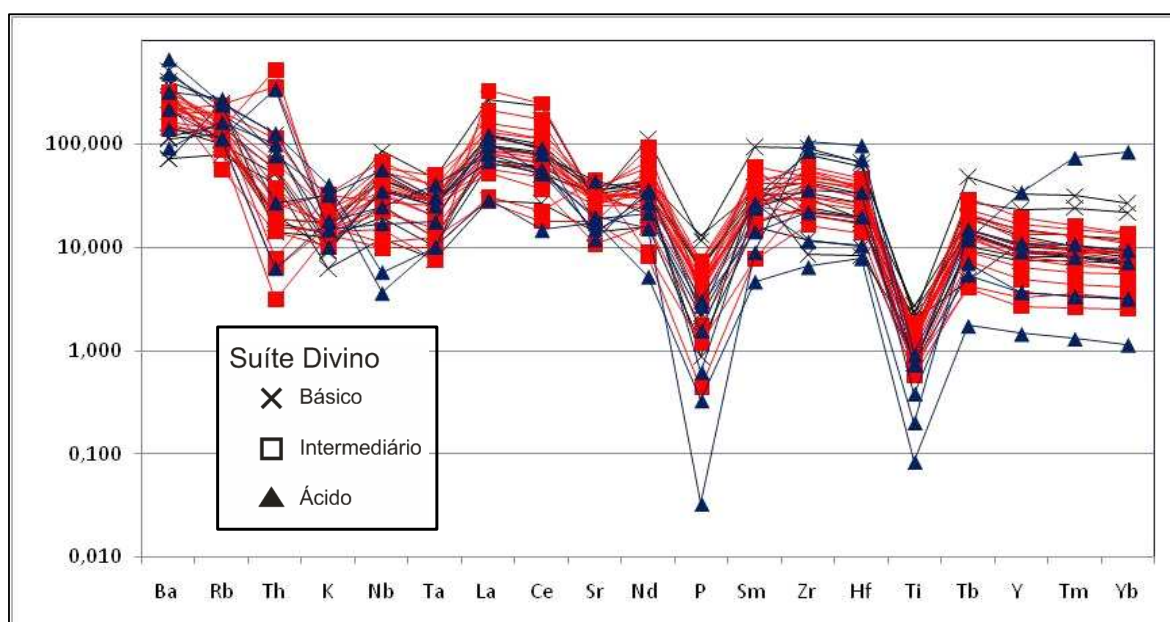


Figura 23: Diagrama de variação multi-elementar para os charnockitos da Suíte Divino, discriminados quanto ao teor em sílica e normalizados para o manto primitivo (Taylor & McLennan 1985, exceto P; fonte Sun, 1980).

As curvas de elementos terras raras são muito semelhantes entre si. Todas as amostras apresentam fracionamento similar, ocorrendo leve inclinação para direita, com enriquecimento em terras raras leves e empobrecimento em terras raras pesadas (à exceção da amostra GV-37, que apresenta enriquecimento em terras raras leves e pesadas; Fig. 24). As anomalias de Eu são variáveis. Amostras ácidas apresentam um predomínio de anomalias positivas. Já amostras básicas e intermediárias mostram predomínio

de anomalias negativas de Eu. Esta variabilidade indica diferentes estágios de fusão parcial, provavelmente relacionado a diferentes percentuais de mistura das diferentes fontes e/ou à retenção de fases minerais distintas na fonte (Rollinson, 1993; Duarte *et al.*, 1999; Valladares *et al.*, 2000).

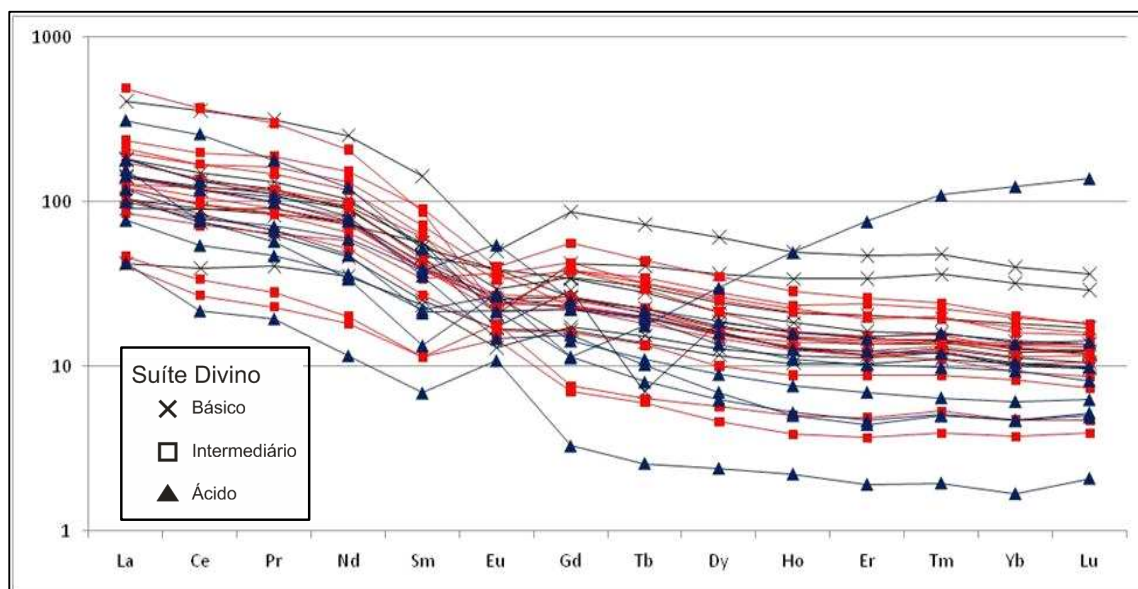


Figura 24. Padrões de elementos terras raras das amostras da Suíte Divino normalizados para condrito (Taylor & McLennan, 1985).

O empobrecimento de elementos terras raras pesados em relação às terras raras leves observada na maior parte das análises da Suíte Divino, indica fonte mantélica com granada residual, fusão parcial de crosta inferior e/ou precipitação de granada em porção profunda do magma. A hornblenda (oriunda da uralitização dos piroxênios) também contribui para o enriquecimento em elementos terras raras leves em relação aos pesados (Rollinson 1993; Vieira 2007).

As rochas da Suíte Divino apresentam grande dispersão na maioria dos diagramas discriminatórios de ambiente tectônico (Figuras 25A e B, principalmente na Figura 25C). Porém nas figuras 25A e B as análises mostram uma tendência aos campos de granitóides de arco e intraplaca, tendendo para granitóides de margem continental ativa.

Vale ressaltar que diagramas discriminantes muitas vezes acrescentam mais sobre os processos sofridos pela rocha do que seu ambiente petrogenético propriamente dito. Ou seja, os efeitos da cristalização fracionada,

mistura de magmas e mobilidade química dos elementos podem impor ambigüidades nos resultados.

Na figura 25E tem-se o diagrama metamórfico de Rudnick *et al.* (1985), indicando a perda de tório e chumbo sofrida pelos charnockítos da Suíte Divino. Tal fato sugere que estas rochas sofreram metamorfismo. O diagrama da figura 25D indica, conforme os dados petrográficos, que o metamorfismo atingido na Suíte Divino foi de fácies granulítico (vide capítulo 3, item 3.2).

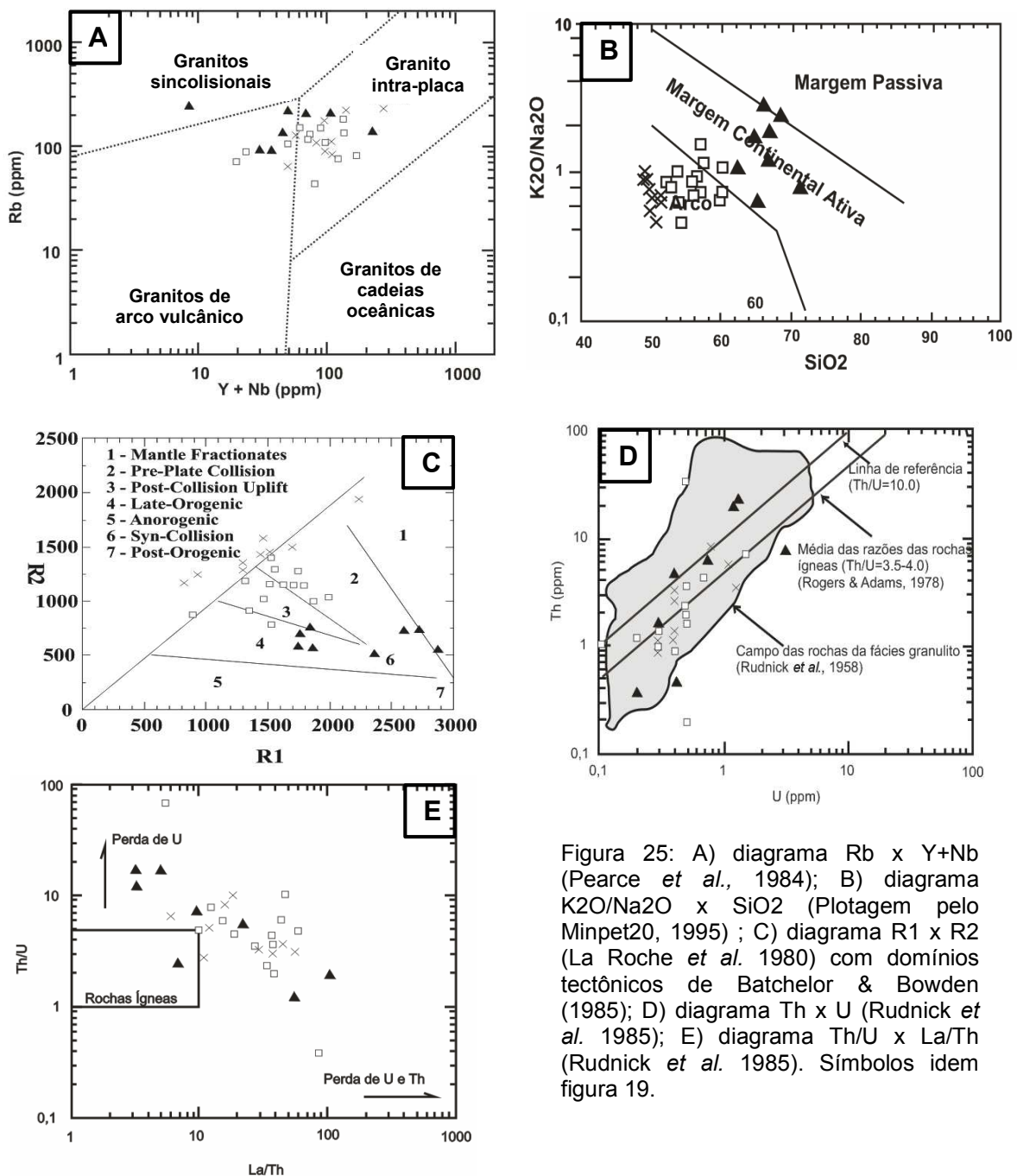


Figura 25: A) diagrama Rb x Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984); B) diagrama K₂O/Na₂O x SiO₂ (Plotagem pelo Minpet20, 1995); C) diagrama R₁ x R₂ (La Roche *et al.* 1980) com domínios tectônicos de Batchelor & Bowden (1985); D) diagrama Th x U (Rudnick *et al.* 1985); E) diagrama Th/U x La/Th (Rudnick *et al.* 1985). Símbolos idem figura 19.

4.3. RESULTADOS ANALÍTICOS Sm-Nd

Foram analisadas duas amostras da Suíte Divino (tabela 3), uma intermediária (TJ-46) e outra básica (T-7). A localização dos pontos analisados encontra-se no mapa geológico do Anexo 1.

Os valores fortemente negativos de ε_{Nd} obtidos para as amostras indicam alta contribuição crustal para o protólito da Suíte Divino. As idades-modelo Sm-Nd_{TDM} obtidas (2,09 e 1,96 Ga) indicam componentes paleoproterozóicos na formação da Suíte Divino.

Tabela 3: resultados analíticos Sm-Nd para amostras da Suíte Divino.

Amostra	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\text{SE}$	$\varepsilon(o)$	T_{DM} (Ga)
TJ-46	6,768	32,700	0,1251	0,511821+/-11	-10,6	2,09
T-7	24,107	122,566	0,1189	0,511815+/-4	-10,2	1,96

Tabela 4 - Composição química das rochas do Complexo Juiz de Fora discriminadas quanto ao teor em sílica (Ácidas SiO₂ > 65%; Intermediárias 52% < SiO₂ < 65%; Básicas 45% < SiO₂ < 52%).

Litotipo Amostra	COMPLEXO JF (gnaisse máfico)			COMPLEXO JF (gnaisse intermediário)					COMPLEXO JF (gnaisse ácido)
	AM-181	EC-46	GV-25	EC-8	AM-22	AM-27	GV-197	EC-74	R-6
MgT	46,22	48,36	50,49	56,7	57,2	58,31	62,73	64,29	65,31
SiO ₂	1,22	1,39	1,55	1,05	0,63	1,66	0,73	0,74	0,69
TiO ₂	17,58	16,69	15,62	18,6	19,6	15,9	14,68	15,07	16,27
Al ₂ O ₃	14,7	10,69	10,98	7,02	6,24	8,27	6,84	5,14	4,71
FeO	0,21	0,19	0,18	0,17	0,09	0,13	0,09	0,07	0,06
MnO	5,87	8,02	7,74	2,42	3,5	2,82	3,12	2,61	1,5
MgO	10,66	9,56	9,65	4,44	5,7	4,95	4,24	1,63	4,42
CaO	2,57	3,02	2,49	3,74	2,55	3,01	3,04	2,36	4,03
K ₂ O	0,51	0,73	0,62	2,73	3,58	3,61	2,83	6,8	1,79
P ₂ O ₅	0,074	0,221	0,192	0,27	0,18	0,601	0,172	0,139	0,174
LOI	0,2	0,8	0,2	2,11	0,5	0	1,2	0,7	0,8
Total	99,81	99,67	99,79	99,25	99,77	0	99,68	99,58	99,75
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	<0,002	0,032	0,058	0	0	0,006	0,011	0,004	0,006
Ni	21	78	128	0	0	29	46	<20	29
Co	86,3	101,2	86,6	90,8	113,4	98,9	119,9	107,5	124
Sc	38	33	39	0	0	17	13	9	8
V	490	207	223	111	98	133	75	72	97
Cu	53,6	42,1	1,5	18,5	10,2	28,6	32,4	35,3	6,8
Pb	1,9	0,9	1,9	2,5	1,7	1,4	1	3,2	0,9
Zn	25	26	15	76	36	37	28	40	24
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	8,4	15,6	9,9	76,6	86,9	78,7	55,8	197,1	42,2
Cs	<0,1	0,1	<0,1	0,1	0,2	0,2	<0,1	0,9	0,3
Ba	220	436	77	952	1171	1675	858	1908	788
Be	<1	<1	2	3	2	2	2	<1	2
Sr	202,8	388,1	281,4	429,6	529,2	520,6	401,5	361,1	575,4
Tl	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga	17,6	17,5	17,1	20,6	19,1	18,7	17,5	17,3	19,9
Ta	0,1	0,3	0,8	1,3	0,5	1,1	0,5	0,4	0,6
Nb	2,4	5,1	12,1	26,9	8,5	26,4	10,4	9,4	11,3
Hf	1,3	3,5	2	9	6,5	15,1	8	17,2	7,1
Zr	45,4	128,4	60,4	304,5	215,5	601,1	254,6	655,8	272,9
Ti	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,4	0,1
Y	13	33,4	20,8	43,4	24,8	39,3	13,7	14,3	10,7
Th	0,8	1	1,7	8,3	1	0,4	1,3	47,3	2,7
U	0,2	0,2	0,4	0,5	0,4	0,3	0,4	2,9	0,5
La	8,1	12,6	16,6	67	34,4	58,1	33,3	156,3	34,7
Ce	17,1	29,3	40,6	132,7	70,4	129,7	65,5	288,8	60,3
Pr	2,09	4,08	5,59	16,37	8,95	17,36	8,14	31,95	6,55
Nd	9,1	20,6	23,9	63,7	33,9	73,6	32,6	112,3	23,9
Sm	2,07	4,63	5,68	11,78	6,55	13,55	5,37	13,24	3,63
Eu	0,88	1,66	1,36	2,73	1,44	2,66	1,28	1,95	1,54
Gd	2,02	5,08	5,29	9,66	5,47	9,76	4	6,73	2,46
Tb	0,36	0,96	0,89	1,49	0,85	1,43	0,6	0,85	0,37
Dy	2,22	5,51	4,68	8,3	4,87	7,2	2,98	3,17	2
Ho	0,49	1,18	0,83	1,6	0,91	1,36	0,51	0,48	0,37
Er	1,45	3,54	2,01	4,56	2,51	3,68	1,37	1,05	0,96
Tm	0,23	0,51	0,3	0,67	0,34	0,53	0,19	0,15	0,15
Yb	1,49	3,27	1,75	4,21	2,25	2,92	1,28	1,04	0,97
Lu	0,23	0,48	0,24	0,62	0,34	0,45	0,21	0,18	0,16
(La/Yb) _N	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo	0,6	0,8	0,8	1,2	1,1	1,1	1,3	1,2	1,7
Ni	3,5	47,7	51,3	20,5	15,4	26,1	30,7	8,9	18
As	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	1,4	0,6	<0,5	<0,5	1,5	2,1	1,1	1	<0,5
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Se	<0,5	0,6	<0,5	0,6	<0,5	0,7	<0,5	<0,5	<0,5
Sn	<1	<1	3	2	2	<1	1	<1	<1
W	223,7	238,3	263,3	403,5	489,8	433,4	620,5	539,7	690,6

Tabela 5 - Composição química das rochas da Suíte Divino discriminadas quanto ao teor em sílica (Ácidas SiO2 > 65%;Intermediárias 52% < SiO2 < 65%;; Básicas 45% < SiO2 < 52%).

Liotipo	SUITE DIVINO (MÁFICO)						SUITE DIVINO (INTERMEDIARIO)										SUITE DIVINO (ACÍDO)														
	R-5	T-7	AM-30	EC-60 A	T-1	EC-32C	T-10	R-3	TJ-33	AM-148	TJ-38 B	GV-35	TJ-46	T-4	GV-6	T-16	T-15	TJ-38 A	AM-161	TJ-56	T-9	EC-89	GV-37	GV-152A	EC-63	EC-60 B	EC-164A				
Anostrita	49,26	49,33	49,6	50	50,08	50,44	50,9	51,69	51,7	52,44	53	54	54,09	54,4	56,11	56,2	56,73	57,1	57,3	57,64	60,08	60,17	60,25	62,45	64,9	65,22	66,07	66,83	66,87	68,6	71,57
SiO2	2,58	2,08	2,28	1,21	1,9	0,73	1,5	1,83	0,79	1,35	1,03	0,54	1,45	1,52	1,74	0,71	1,22	1,28	1,28	1,3	0,66	0,65	1,42	0,99	0,57	0,87	0,19	0,72	0,68	0,08	0,36
Al2O3	16,95	17,11	21	17	11,07	9,62	17,45	17,53	17,68	16,78	17,6	19,6	16,76	17,08	16,74	19	16,21	16,31	17,7	16,99	16,1	15,5	15,18	16,38	17,3	15	14,68	14,29	15,08	19,3	13,46
FeO	11,97	11,82	9,12	10	11,04	10,04	10,14	9,36	8,61	9,11	10	7,15	9,25	10,29	8,61	6,18	7,69	7,59	5,86	7,33	7,48	7,31	7,78	5,75	4,31	7,08	2,66	5,27	3,74	0,7	4,1
MnO	0,16	0,17	0,15	0,32	0,18	0,18	0,16	0,15	0,12	0,13	0,17	0,14	0,14	0,18	0,16	0,1	0,12	0,11	0,1	0,11	0,12	0,11	0,14	0,08	0,28	0,07	0,07	0,11	0,01	0,06	0,06
MgO	3,58	3,53	3,03	6,68	5,64	15,08	4,76	4,24	6,47	4,98	3,14	5,41	3,89	3,07	2,62	4,31	3,77	3,55	2	2,07	3,24	3,2	1,84	1,84	0,65	1,97	1,6	1,87	0,62	0,26	0,94
CaO	6,92	6,21	6,86	8,63	7,8	9,45	8,08	7,6	7,89	7,73	6,48	5,89	7,34	6,35	5,37	5,32	6,24	6,23	3,98	4,61	4,93	5,38	3,75	3,51	2,12	3,52	3,33	3,65	2,53	1,42	2,55
Na2O	3,54	3,56	3,08	2,99	3,11	1,69	3,6	3,61	3,03	3,08	3,59	2,83	3,57	3,93	3,61	3,49	3,35	3,57	3,85	3,69	3,8	3,51	3,7	3,56	3,24	2,86	2,63	2,69	3,22	2,41	3,32
K2O	3,11	3,61	2,69	2,25	1,69	1,12	1,61	2,48	1,86	2,61	2,86	2,82	2,24	1,81	3,11	2,41	3,15	2,82	5,89	4,15	2,49	2,48	4,01	3,81	5,62	1,8	7,19	3,23	5,76	5,73	2,63
P2O5	1,196	1,071	0,21	0,08	0,866	0,109	0,529	0,592	0,2	0,342	0,67	0,04	0,376	0,44	0,652	0,1	0,397	0,386	0,37	0,458	0,327	0,294	0,583	0,326	0,16	0,003	0,276	0,249	0,14	0,03	0,056
LOI	0,3	0,8	1,2	1,7	0,4	1	0,8	0,5	1,2	1	0,83	1,2	0,5	0,5	0,8	1,3	0,7	0,9	0,81	1,2	0,5	1	0,8	0,9	1	0,8	1	0,8	0,6	0,7	0,7
Total	99,57	99,32	99,22	100,86	99,63	99,61	99,58	99,62	99,55	99,62	99,37	99,6	99,6	99,57	99,5	99,13	99,59	99,57	99,14	99,55	99,73	99,63	99,47	99,58	99,75	99,66	99,32	99,71	99,6	99,14	99,78
Mg	<0,002	0,006	0	0	0,007	0,164	0,006	0,005	0	0,022	0	0	<0,002	0,011	0,006	0	0,015	0,009	0	0,003	0,008	0,012	<0,002	0,012	0,00	0,015	0,005	0,004	<0,002	0	<0,002
Cr	<20	53	0	0	73	171	38	40	0	50	0	0	<20	70	53	0	79	66	0	43	40	58	28	72	0,00	39	72	<20	0	<20	0
Ni	62,1	71,6	67,4	91,3	78	90,8	172,4	59,9	83,3	89,8	78,8	145,1	63	76,3	92,8	91,3	75,7	96,2	103,9	78,2	114,5	101,2	224,1	106,5	201,8	117,6	139,7	127,2	234,1	177,4	177,4
Sc	22	27	0	0	30	47	31	23	20	0	0	26	22	19	0	18	18	18	10	15	23	16	15	10	32	20	12	10	0	15	15
V	207	158	93	246	191	211	226	172	110	169	186	90	186	172	159	103	129	121	218	110	105	108	81	36	23	123	29	85	10	<8	25
Cu	23	22,4	13,9	16,2	28,9	89,3	24,8	29,8	25,6	17,5	25,7	75,5	18,5	25,6	15,3	14,1	23,9	23,1	27,4	12,8	24,9	14,7	16,9	11,7	6,6	17,8	40,9	35,1	6,3	3,7	30,2
Pb	0,8	2,2	2	2,1	2,5	1,2	1,8	1,1	2,5	1,7	1,5	1,8	1,1	0,9	1,6	1,4	1,1	1,1	1,7	1,3	2,9	0,9	4,1	2,1	3,3	2,8	1,7	2,1	4	2,3	6,1
Zn	48	112	50	111	42	17	49	40	31	65	59	20	59	31	64	19	52	49	61	48	57	27	82	64	31	40	21	27	54	11	61
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	71,1	138,8	108,3	134,1	68,7	42,8	54,7	58,9	81,1	95	50,5	59,4	71,5	30,8	85,9	48,2	83,1	76,1	53,8	95,7	75,7	69,2	114,8	128,7	87,5	88,6	134,9	60,9	129,6	148,4	62,1
Cs	0,3	1,3	0,8	0,8	0,9	0,4	0,4	0,3	2	1,3	0,3	0,3	0,4	0,1	0,5	0,1	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,2	1,2	1,8	0,1	0,8	1,6	<0,1	0,2	0,8	0,6
Ba	1906	2086	2609	358	562	360	745	1376	591	1447	1542	814	1078	1278	1613	1629	1160	1221	1525	1626	826	729	1011	1087	1308	461	3364	1088	2411	1607	706
Be	2	3	<1	2	2	<1	2	2	2	1	2	1	<1	<1	1	1	2	2	2	3	1	2	2	2	1	1	<1	2	1	<1	<1
Sr	633,2	509,3	582,9	243,4	547	247,8	691	629,9	594	594,6	666,8	321,6	472,3	449,1	496,3	808,3	500,5	551,4	630,1	478,9	516,8	512,4	320,4	416,7	187,9	349	775,3	339	261,4	298,6	209,1
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga	20	26,2	19,5	19,2	20,8	11,7	20,3	20	15,9	19,9	21,7	16,5	21,2	21,7	21,1	16,9	18,9	20	22,8	20,7	21,3	18,6	19,7	20,1	17,8	18,9	13,1	15,7	20,3	11,1	17,9
Ta	1,2	1,9	1,1	0,4	1,1	0,3	1,1	0,5	0,5	1,2	0,5	1,2	0,5	1,1	1,6	0,4	0,8	0,8	1,5	1,1	0,3	0,6	2	1,1	1	1	0,4	1,6	1,2	0,4	0,7
Nb	25,4	47,9	29,5	10,9	19,7	6,8	20,4	25,2	14,1	13,6	31,6	6,2	27,1	21,2	29,6	5,5	18,1	18,6	37,4	23,4	8,3	12,2	32,7	19,1	15	19,4	3,2	13,7	31,1	2	9,4
Hf	8,9	18	16,1	2,2	5	2,7	4,6	7,1	5,1	6,7	9,7	3,7	8,1	9,8	8	7,2	10,2	4,5	10,6	11,6	5,1	5,1	12,5	6,2	10	25,9	2,8	5,3	18,7	2,1	9,1
Zr	355	773,9	646,8	70	244,3	97,8	168,8	275,7	201,5	255,9	375,5	135,3	334,6	458,9	344,8	254,7	420,3	170,6	394,7	462,3	177,9	189,6	507,6	227,9	363,4	861,2	94,2	179,8	698	53	293,5
Tl	0,2	0,4	0,2	0,7	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,4	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	<0,1	0,4	0,1	<0,1	0,1	0,2	0,2	0,2
Y	44,3	113,7	31,9	77,8	34,9	27,6	50	37,8	25,1	27,8	45,5	21	36	31,9	56,3	9,2	31	29,7	65,2	35,1	40,2	21,8	49,8	26,3	16,5	114,3	30,8	12,5	36,5	4,9	12,4
Th	1,2	8	5,6	0,9	1,3	2,6	3,3	1,1	3,5	2,4	2,1	0,4	3,7	0,9	1,7	<0,2	1,2	1	1,5	4,2	33,6	1	7,2	22,8	0,5	6,3	8,1	0,4	1,7	4,9	21,4
U	0,4	0,8	1,1	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	1,3	0,5	0,5	0,2	0,5	0,4	0,5	0,2	0,2	<0,1	0,3	0,7	0,5	0,3	1,5	1,3	0,4	0,8	3,2	0,2	0,3	0,4	1,2
La	67	149,5	66,5	33,7	37,9	15,4	53	51,5	39	45,1	77,8	15	44,8	31,2	47	17	52,2	46,8													

5. MINERAGRAFIA E QUÍMICA MINERAL

Este capítulo apresenta estudos realizados sob amostras da Suíte Divino e do Complexo Juiz de Fora em microsonda eletrônica no Laboratório de Microanálises da UFMG. O objetivo principal é a obtenção de dados geotermométricos assim como a caracterização dos minerais opacos de ambas as unidades.

Como charnockitos são rochas relacionadas a setores crustais que experimentaram condições metamórficas de alto grau, a análise da química mineral de sua assembléia mineralógica (que possui minerais, tais como ortopiroxênio e clinopiroxênio, excelentes calibradores de PT) pode ser uma janela para os processos ígneos e metamórficos que ocorrem em crosta profunda e em raízes de plutons graníticos.

5.1. METODOLOGIA

Foram selecionadas quatro amostras para análise em microsonda eletrônica, duas do Complexo Juiz de Fora (uma básica, R6, e outra ácida, EC8) e duas amostras da Suíte Divino (uma básica, T15, e outra ácida, R5). As lâminas polidas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do CPMTC-UFMG. Após a seleção dos minerais a serem analisados, as lâminas foram metalizadas no Laboratório de Microanálises da UFMG. As microanálises foram realizadas em aparelho de microsonda eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8900RL, utilizando 15 kV de voltagem de aceleração e 20 nA de corrente. Os minerais analisados foram ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, feldspato potássico e minerais opacos, sendo obtida uma a três análises pontuais em cada cristal. A definição do local de cada análise foi realizada segundo a seguinte rotina: (i) identificação dos elementos presentes em cada mineral por meio do detector EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*); (ii) aquisição de imagens de elétrons secundários e retroespalhados, com resolução de alguns nanômetros, visando à observação de possíveis zonamentos químicos, exsoluções e/ou intercrescimento de fases minerais distintas; (iii) obtenção das microanálises. Os resultados das análises encontram-se nas tabelas 8 e 9 no fim deste capítulo, os dados de minerais opacos encontram-se na tabela 7. Os elementos analisados para todos os minerais foram Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K e Cr. Os padrões utilizados estão relacionados na Tabela 6.

Tabela 6: Elementos analisados e padrões utilizados para química mineral em microsonda eletrônica. Todos os padrões são da Coleção Ian Steele com exceção do rutilo que é da Coleção Astimex. Os resultados analíticos são expressos na forma de óxidos. Segundo padrão da microsonda JEOL modelo JXA-8900RL todo ferro obtido é expresso como Fe^{2+} . Para o alumínio foram utilizados dois padrões, anortita sintética para o feldspato potássico e óxido de alumínio (Al_2O_3) para os demais minerais.

ELEMENTO	PADRÃO
Na ₂ O	Jadeita
K ₂ O	Microclina Asbestos
Cr ₂ O ₃	Óxido de Cromo (Cr ₂ O ₃)
MgO	Óxido de Magnésio (MgO)
CaO	Anortita Sintética
MnO	Mn-Hortonolita
Al ₂ O ₃	Óxido de Alumínio (Al ₂ O ₃) / Anortita Sintética
TiO ₂	Rutilo
FeO	Magnetita
SiO ₂	Quartzo

O programa de correção de dados empregado foi ZAF. As fórmulas estruturais foram calculadas com base na exigência de seis cargas negativas da rede estrutural para os piroxênios e trinta e duas cargas negativas da rede estrutural para os feldspatos.

5.2. INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

A localização das estações de campo onde foram coletadas as amostras (R6 e EC8 do Complexo Juiz de Fora; T15 R5 da Suíte Divino) encontra-se no mapa geológico do Anexo 1. As descrições dos afloramentos e petrografia encontram-se nos anexos 2 e 3, respectivamente.

5.2.1. Minerais Opacos

A análise de microsonda indicou que o mineral opaco predominante nas amostras da Suíte Divino é a ilmenita (Tabela 7), ocorrendo hematita subordinadamente (associada à ilmenita). No Complexo Juiz de Fora os opacos predominantes são ilmenita e hematita, sendo que a hematita ocorre tanto associada à ilmenita como em exsolução nesta (Figura 27C), e magnetita subordinada (análise R6-C4-O-3). Apesar destes dados não permitirem afirmações com segurança estatística, tem-se uma noção mínima sobre a ocorrência dos minerais opacos nestas unidades (Figura 26).

Tabela 7 – Resultados de análise química mineral em cristais de minerais opacos de lâminas do Complexo Juiz de Fora (EC8 e R6) e da Suíte Divino (T15 e R5).

Análise	EC8-C3-O-1	EC8-C6-O-1	EC8-C6-O-2	R6-C4-O-1	R6-C4-O-2	R6-C4-O-3	R6-C9-O-1
Na ₂ O	0,000	0,000	0,025	0,011	0,000	0,000	0,017
K ₂ O	0,019	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,014
Cr ₂ O ₃	0,464	0,068	0,000	0,000	0,382	0,364	0,017
MgO	0,000	0,003	0,128	0,310	0,000	0,008	0,318
CaO	0,033	0,022	0,011	0,022	0,001	0,002	0,023
MnO	0,037	0,036	2,152	1,237	0,000	0,048	0,781
Al ₂ O ₃	0,217	0,232	0,010	0,000	0,256	0,181	0,000
TiO ₂	0,152	0,026	47,019	48,229	0,013	0,000	46,760
FeO	91,762	91,860	48,151	48,296	92,238	86,946	50,289
SiO ₂	0,000	0,007	0,004	0,008	0,030	0,018	0,003
Total	92,684	92,254	97,500	98,113	92,920	87,573	98,222
litotipo	Complexo JF	Complexo JF	Complexo JF	Complexo JF	Complexo JF	Complexo JF	Complexo JF

Análise	R5-C1-O-1	R5-C1-O-2	R5-C2-O-1	T15-C1-O-1	T15-C4-O-1	T15-C5-O-1
Na ₂ O	0,001	0,028	0,014	0,000	0,011	0,039
K ₂ O	0,000	0,002	0,000	0,001	0,019	0,000
Cr ₂ O ₃	0,000	0,038	0,000	0,021	0,047	0,012
MgO	0,527	0,033	0,338	0,270	0,338	0,178
CaO	0,000	0,000	0,044	0,010	0,007	0,014
MnO	0,861	0,011	0,678	0,717	0,766	0,682
Al ₂ O ₃	0,039	0,312	0,038	0,015	0,031	0,000
TiO ₂	48,974	0,074	46,575	47,315	46,503	47,433
FeO	48,334	90,956	49,427	48,811	50,332	49,619
SiO ₂	0,006	0,001	0,000	0,000	0,029	0,000
Total	98,742	91,455	97,114	97,160	98,083	97,977
litotipo	Suíte Divino	Suíte Divino	Suíte Divino	Suíte Divino	Suíte Divino	Suíte Divino

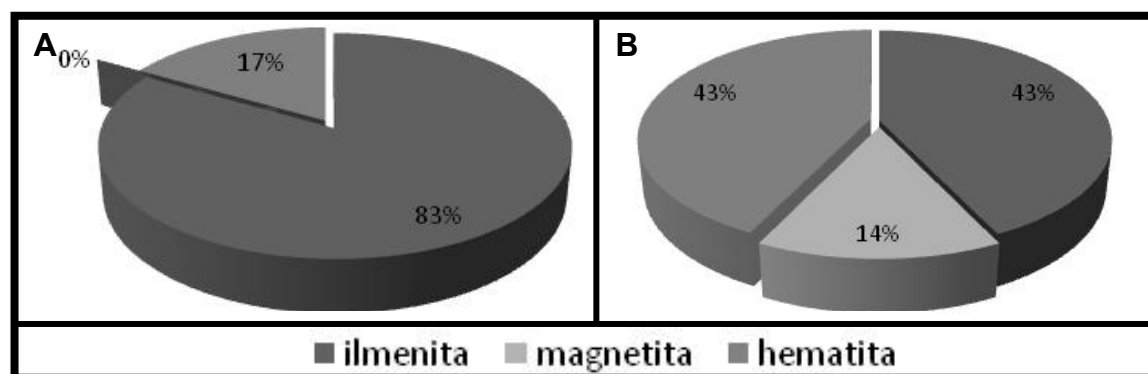


Figura 26: Percentual modal relativo da ocorrência de óxidos de ferro e titânio nas amostras da Suíte Divino (A) e Complexo Juiz de Fora (B).

A seguir tem-se a descrição de cada mineral opaco caracterizado, resumando suas particularidades para cada litotipo.

Ilmenita

Em ambas as unidades a ilmenita (FeTiO₃) apresenta clara correlação com os piroxênios, ocorrendo comumente inclusa nestes (Figura 27A). Quando inclusa em feldspato potássico a ilmenita apresenta uma borda de alteração para biotita (Figura 27B). No ortognaisse Juiz de Fora os cristais de ilmenita são xenoblásticos e têm granulação variável de 0,5 mm a 3,0 mm. Pontualmente, ocorrem inclusões de magnetita (Figura 27C; neste caso há um ligeiro aumento no teor de FeO). Nas

amostras da Suíte Divino a ilmenita ocorre hipidiomórfica a xenomórfica e apresenta granulação variando entre 0,2 mm e 3,5 mm.

Em termos gerais a química da ilmenita não apresenta variações significativas de uma unidade para outra, à exceção do MnO que apresenta sutil enriquecimento nas amostras do Complexo Juiz de Fora.

Hematita

As análises de hematita apresentaram notável homogeneidade composicional (à exceção da análise R6-C4-O-3), sendo que todas possuem teor de FeO em aproximadamente 91% e pequeno enriquecimento em Al_2O_3 e Cr_2O_3 . Quanto à forma, a hematita ocorre em palhetas finas, variando de 0,2 mm a 1,0 mm, em ambas as unidades.

Magnetita

O único cristal de magnetita encontrado está associado à hematita (Figura 27D). Possui forma xenoblástica e apresenta um pequeno enriquecimento em Al_2O_3 e Cr_2O_3 .

5.2.2. Feldspatos

Os feldspatos ocorrem em proporções muito variadas em ambas as unidades (vide Capítulo 3). Foram analisados dez cristais de feldspato potássico (quatro da Suíte Divino e seis do Complexo Juiz de Fora) e dez cristais de plagioclásio (seis da Suíte Divino e quatro do Complexo Juiz de Fora), com uma a duas análises pontuais realizadas em cada grão (Tabela 8).

Os cristais de plagioclásio analisado expressam certa homogeneidade composicional (Figura 28). Apesar da Suíte Divino ter composição variável entre termos graníticos a monzogabroica (vide Capítulo 4), os cristais de plagioclásio analisados correspondem a andesina (Figura 28). Uma análise realizada na borda de um cristal (T15-C8-F-; Figura 29) mostrou enriquecimento em CaO, possivelmente relacionado à alteração.

O feldspato potássico mostra maior variação composicional nas amostras do Complexo Juiz de Fora (Figura 28). Na Suíte Divino, o feldspato potássico apresenta composição marcadamente homogênea (Figura 28), compatível com o padrão de microclina micropertítica (Deer 1989).

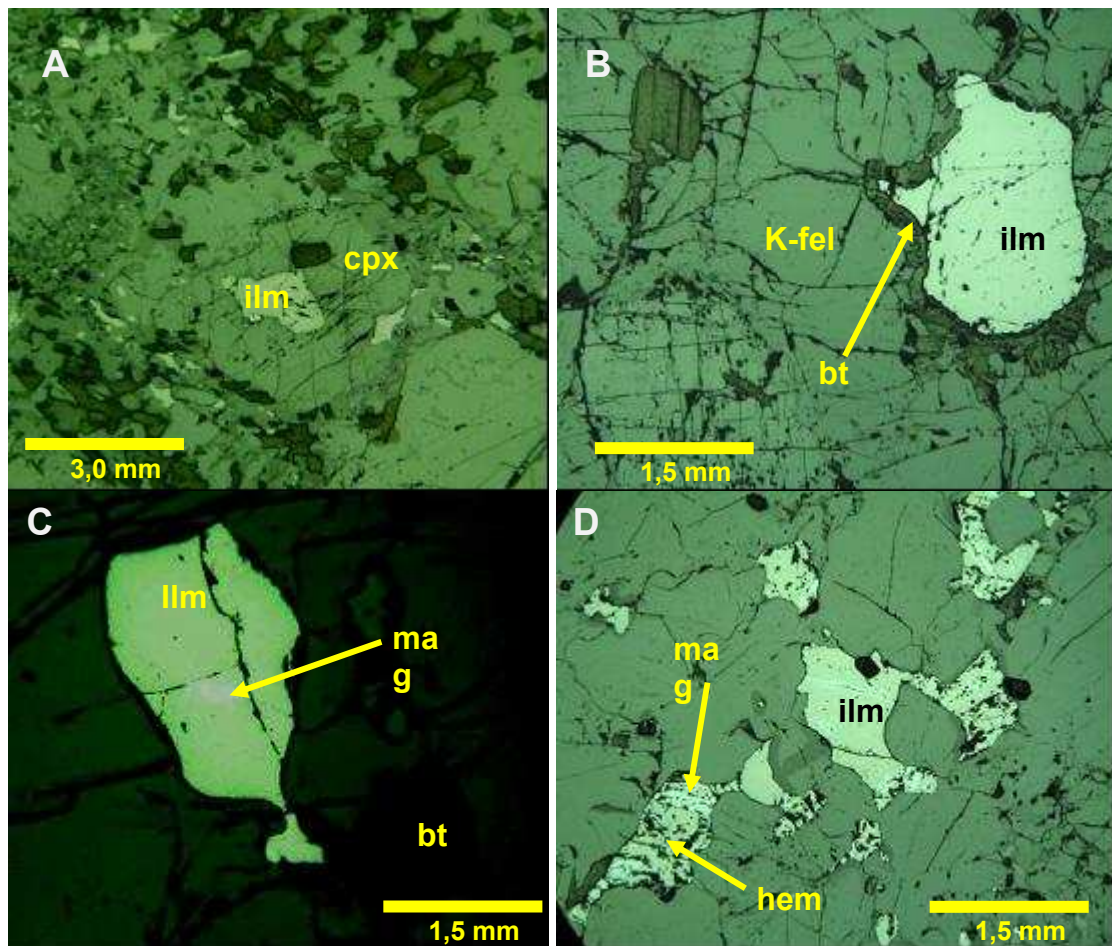


Figura 27: Fotomicrografias em luz refletidas. (A) fotomicrografia da lâmina R5 da Suíte Divino, análise R5-C1-O-1; (B) fotomicrografia da lâmina T15 da Suíte Divino, análise T15-C5-O-1; (C) fotomicrografia da lâmina R6 do Complexo Juiz de Fora, análise R6-C9-O-1; (D) fotomicrografia da lâmina R6 do Complexo Juiz de Fora, análises R6-C4-O-1, R6-C4-O-2, R6-C4-O-3.

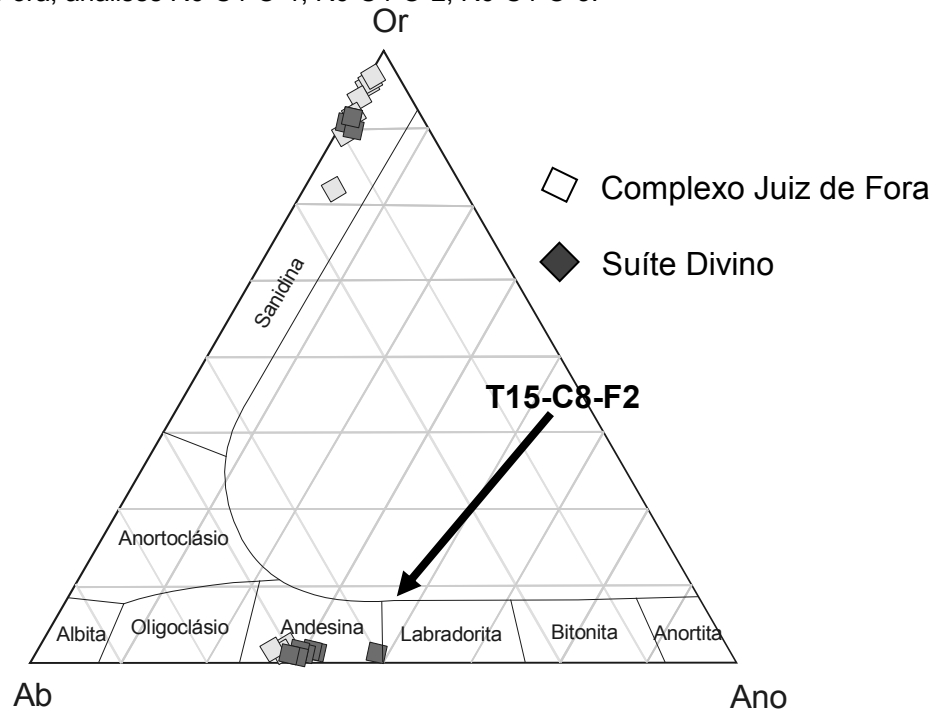


Figura 28. Análises de feldspatos analisados plotadas no diagrama ternário ortoclásio-albite-anortita de Deer (1989).

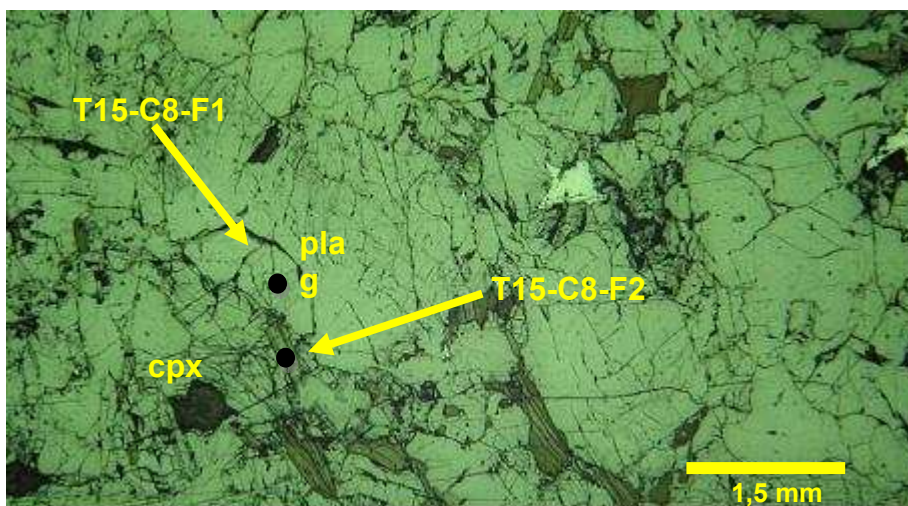


Figura 29. Fotomicrografia da lâmina T15 da Suíte Divino, análises T15-C8-F-1 e T15-C8-F-1; nicóis descruzados.

A figura 30 apresenta a projeção dos feldspatos analisados no sistema $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - H_2O (Deer 1989). Os valores de temperatura **não** têm significado para esta dissertação. Charnockitos são rochas anidras, e este diagrama corresponde a experimentos realizados em condições magmáticas sob pressão de H_2O de 5000 bars.

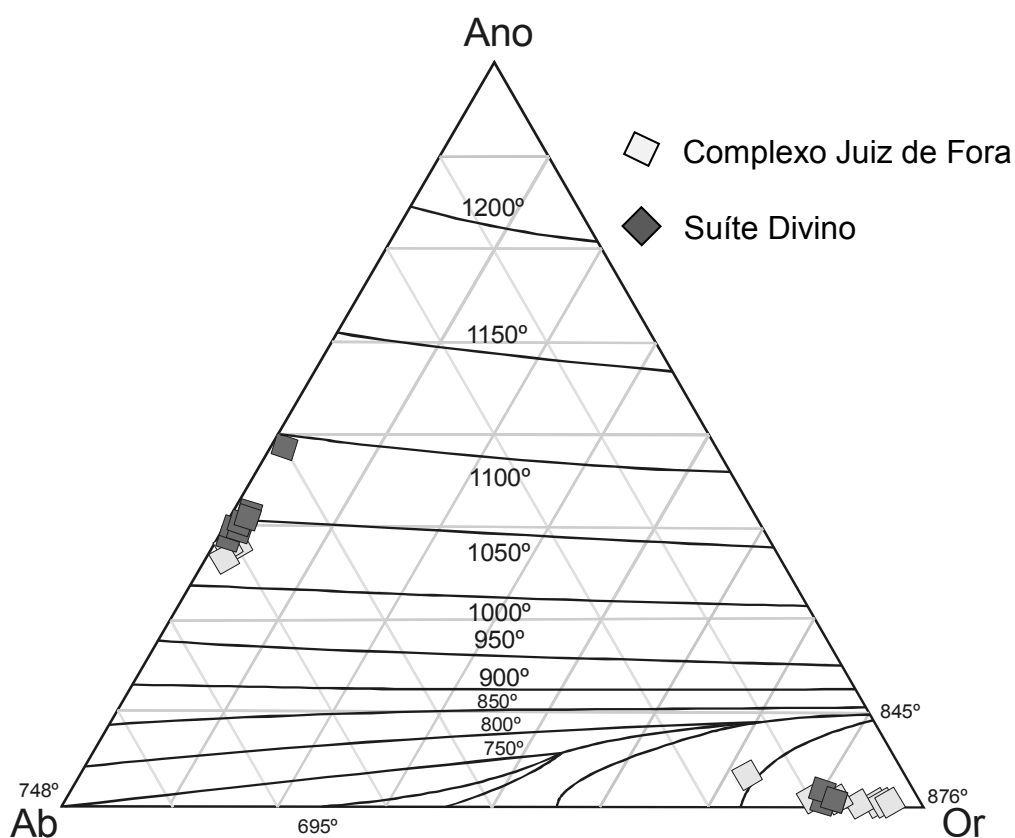


Figura 30: Projeção dos feldspatos analisados no sistema $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - H_2O (Deer 1989).

5.2.3. Piroxênios

Os piroxênios ocorrem em proporções variadas tanto no Complexo Juiz de Fora quanto na Suíte Divino (vide Capítulo 3). Foram analisados dezesseis cristais de piroxênio, sete de clinopiroxênio (cinco da Suíte Divino e dois do Complexo Juiz de Fora) e nove de ortopiroxênio (quatro da Suíte Divino e cinco do Complexo Juiz de Fora) com uma a três análises pontuais realizadas em cada grão. Os dados estão dispostos na Tabela 9.

Quanto à composição, os piroxênios analisados agruparam-se em duas regiões do diagrama composicional (Figura 31). As análises com maior teor em CaO, correspondentes aos cristais de clinopiroxênio, concentram-se nos campos da salita e augita. As análises pobres em CaO, correspondentes aos cristais de ortopiroxênio, agrupam-se no setor do hyperstênio. Neste grupo tem-se que as amostras da Suíte Divino apresentam pequeno enriquecimento em FeO em relação às amostras do Complexo Juiz de Fora. Duas análises (R5-C9-CP-2 e T15-C7-OP-3; Figura 31) apresentaram composição discrepante das demais. São análises de bordas de cristais, possivelmente alteradas.

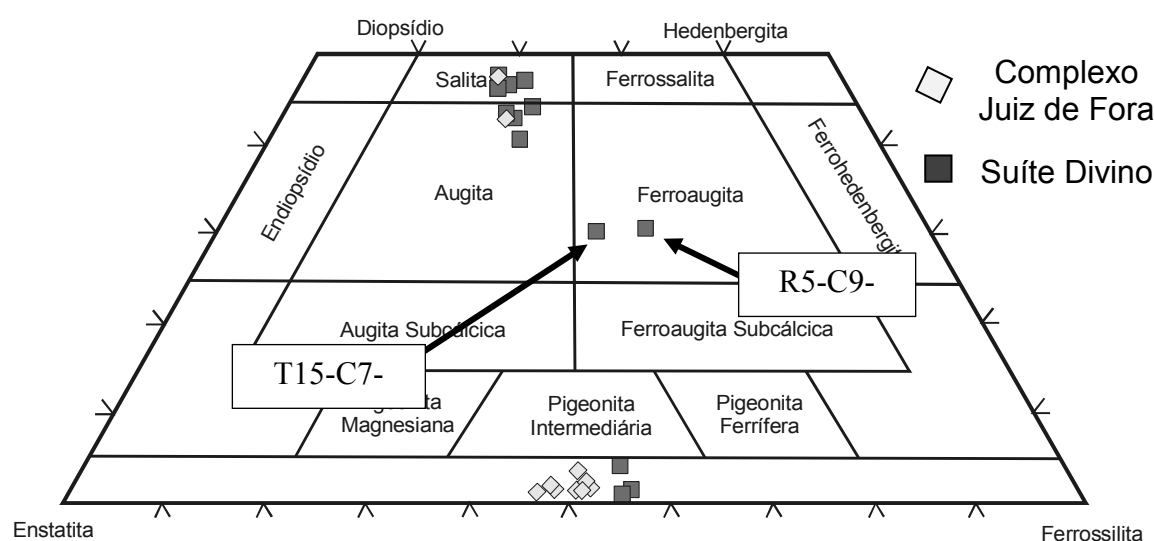


Figura 31. Diagrama composicional para análise química mineral em cristais de piroxênio do Complexo Juiz de Fora e da Suíte Divino.

O diagrama da Figura 32 traça isotermas para a temperatura de cristalização de piroxênios analisados em charnockitos de diversas partes do mundo (Frost, *et al.* 2008). As análises de piroxênio da Suíte Divino tendem aos campos da Suíte Utsalik (Quebec, Canadá). Por comparação, a análise dos dados indica uma temperatura em torno de 775-800 °C, variando para isoterma de 808 a 967°C (temperatura compatível às obtidas para o plagioclásio). As duas medidas equivalentes à isoterma de 808 a

967°C (R5-C9-CP-2 e T15-C7-OP-3; Figura 32) são análises de borda de cristal, podendo representar recristalização metamórfica na fácies granulito. Porém este tipo de análise é pouco preciso, podendo proporcionar erros significativos. Para um cálculo geotermométrico mais minucioso foi utilizado o programa PTmafic (2.0), que aborda a metodologia descrita por Brey & Köhler (1990) com número de íons baseado em seis cargas negativas de oxigênio. A temperatura obtida para análises realizadas no centro dos cristais de piroxênio foi de $1006,71 \pm 26^\circ\text{C}$ (considerada temperatura de cristalização magmática da Suíte Divino), e a temperatura obtida para análises realizadas na borda dos cristais foi de $741,48 \pm 26^\circ\text{C}$ (considerada a temperatura de estabilidade para o metamorfismo granulítico).

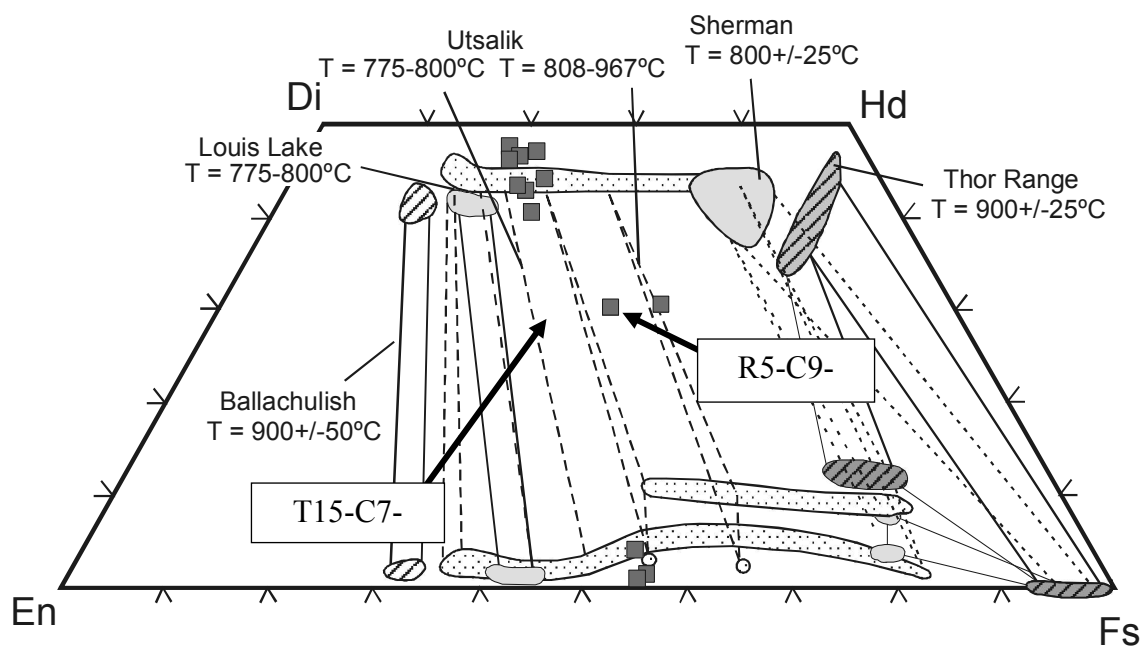


Figura 32: Diagrama composicional para análise química mineral em cristais de piroxênio para a Suíte Divino (quadrados verdes) e algumas suítes charnockíticas do mundo (Frost, *et al.* 2008)

Tabela 8: resultados de análise química mineral em cristais de feldspatos para os ortognaisses do Complexo Juiz de Fora e os charnockitos da Suíte Divino.													Número de Ions baseado em 32 bases negativas de O						
Análise	Na2O	K2O	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	Al2O3	TiO2	FeO	SiO2	Total	Litotipo	Na	K	Ca	Al	Fe	Si	Ba
R5-C7-F-1	6,592	0,325	0,000	0,000	7,547	0,000	25,348	0,026	0,067	58,136	98,041	Suíte Divino	0,5815	0,0189	0,3679	1,3596	0,0026	2,6450	0,0000
R5-C7-F-2	6,691	0,291	0,035	0,018	7,486	0,000	25,978	0,042	0,078	58,646	99,265	Suíte Divino	0,5831	0,0167	0,3605	1,3765	0,0029	2,6359	0,0000
R5-C8-F-1	6,524	0,314	0,008	0,004	7,803	0,021	25,548	0,074	0,069	57,828	98,193	Suíte Divino	0,5757	0,0182	0,3805	1,3708	0,0026	2,6319	0,0000
T15-C5-F-1	7,015	0,125	0,000	0,008	7,467	0,000	26,039	0,000	0,045	60,371	101,070	Suíte Divino	0,5988	0,0070	0,3523	1,3515	0,0017	2,6579	0,0000
T15-C6-F-1	6,907	0,238	0,000	0,000	6,732	0,004	25,578	0,000	0,051	60,605	100,115	Suíte Divino	0,5934	0,0135	0,3196	1,3362	0,0019	2,6854	0,0000
T15-C7-F-1	6,408	0,299	0,056	0,000	7,820	0,018	26,710	0,000	0,085	59,994	101,390	Suíte Divino	0,5459	0,0168	0,3682	1,3836	0,0031	2,6360	0,0000
T15-C8-F-1	6,855	0,349	0,000	0,010	7,321	0,012	26,652	0,000	0,082	61,358	102,639	Suíte Divino	0,5759	0,0193	0,3399	1,3615	0,0030	2,6587	0,0000
T15-C8-F-2	5,580	0,251	0,000	0,002	9,626	0,000	28,571	0,000	0,075	57,463	101,568	Suíte Divino	0,4772	0,0141	0,4549	1,4855	0,0028	2,5342	0,0000
R5-C10-K-1	1,182	14,618	0,000	0,001	0,122	0,027	18,544	0,000	0,006	62,495	96,995	Suíte Divino	0,1089	0,8860	0,0062	1,0386	0,0002	2,9691	0,0000
R5-C10-K-2	1,137	14,744	0,054	0,005	0,111	0,000	18,185	0,000	0,027	62,567	96,830	Suíte Divino	0,1050	0,8960	0,0057	1,0213	0,0011	2,9804	0,0000
R5-C6-K-1	1,188	14,611	0,000	0,000	0,071	0,032	18,535	0,000	0,000	64,033	98,470	Suíte Divino	0,1075	0,8701	0,0036	1,0200	0,0000	2,9889	0,0000
R5-C6-K-2	1,128	14,379	0,059	0,011	0,085	0,000	18,570	0,000	0,045	63,725	98,002	Suíte Divino	0,1025	0,8598	0,0043	1,0261	0,0018	2,9868	0,0000
T15-C5-K-1	1,207	14,708	0,000	0,003	0,078	0,003	19,165	0,026	0,041	65,833	101,064	Suíte Divino	0,1062	0,8518	0,0038	1,0257	0,0016	2,9885	0,0000
T15-C6-K-1	1,209	14,650	0,059	0,004	0,069	0,008	19,337	0,000	0,007	66,825	102,168	Suíte Divino	0,1051	0,8379	0,0033	1,0220	0,0003	2,9959	0,0000
T15-C6-K-2	1,285	14,483	0,008	0,000	0,070	0,003	19,239	0,005	0,054	66,691	101,838	Suíte Divino	0,1120	0,8304	0,0034	1,0193	0,0020	2,9972	0,0000
EC8-C2-F-1	7,053	0,388	0,000	0,008	6,702	0,013	25,691	0,000	0,064	60,957	100,876	Complexo JF	0,6022	0,0218	0,3162	1,3338	0,0024	2,6844	0,0000
R6-C3-F-1	6,847	0,395	0,000	0,004	6,832	0,000	25,022	0,000	0,042	59,198	98,340	Complexo JF	0,6004	0,0228	0,3311	1,3341	0,0016	2,6773	0,0000
R6-C5-F-1	6,649	0,416	0,000	0,000	6,805	0,006	25,957	0,042	0,048	60,789	100,712	Complexo JF	0,5682	0,0234	0,3214	1,3487	0,0018	2,6791	0,0000
R6-C7-F-1	6,833	0,462	0,000	0,012	6,799	0,000	26,069	0,084	0,021	61,021	101,301	Complexo JF	0,5812	0,0259	0,3196	1,3482	0,0008	2,6769	0,0000
EC8-C12-K-1	1,017	14,990	0,000	0,000	0,091	0,000	19,227	0,000	0,052	64,735	100,112	Complexo JF	0,0906	0,8785	0,0045	1,0412	0,0020	2,9736	0,0000
EC8-C9-K-1	1,981	13,165	0,000	0,000	0,917	0,000	20,034	0,021	0,012	66,096	102,226	Complexo JF	0,1717	0,7509	0,0439	1,0560	0,0004	2,9551	0,0000
R6-C3-K-1	0,359	16,050	0,000	0,016	0,041	0,046	18,645	0,000	0,053	64,089	99,299	Complexo JF	0,0324	0,9534	0,0020	1,0234	0,0021	2,9839	0,0000
R6-C5-K-1	0,445	15,911	0,000	0,000	0,041	0,023	19,302	0,000	0,001	66,676	102,399	Complexo JF	0,0388	0,9118	0,0020	1,0221	0,0000	2,9948	0,0000
R6-C5-K-2	0,531	15,778	0,013	0,009	0,041	0,000	19,216	0,000	0,031	65,876	101,495	Complexo JF	0,0467	0,9130	0,0020	1,0275	0,0012	2,9879	0,0000
R6-C7-K-1	0,727	15,313	0,003	0,007	0,072	0,015	19,427	0,016	0,038	64,964	100,582	Complexo JF	0,0645	0,8938	0,0035	1,0478	0,0015	2,9721	0,0000
R6-C8-K-1	1,019	11,160	0,000	0,013	0,102	0,000	19,801	0,053	0,010	67,093	99,251	Complexo JF	0,0891	0,6420	0,0049	1,0526	0,0004	3,0252	0,0000

Tabela 9: resultados de análise química mineral em cristais de piroxênios para os ortognaisses do Complexo Juiz de Fora e os charnockitos da Suíte Divino.

Análises	Número de íons baseado em 6 bases negativas de O															
	Na2O	K2O	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	Al2O3	TiO2	FeO	SiO2	Total	litotipo	Na2O	K2O	MgO	CaO
R5-C1-CP-1	0,489	0,000	0,000	10,245	21,743	0,306	1,400	0,089	12,632	50,845	97,749	Suíte Divino	0,008	0,000	0,284	0,398
R5-C2-CP-1	0,023	0,000	0,000	14,940	0,531	1,009	0,644	0,010	32,064	50,837	100,058	Suíte Divino	0,000	0,000	0,371	0,009
R5-C2-OP-2	0,000	0,007	0,024	14,865	0,512	0,943	0,683	0,144	31,437	50,491	99,106	Suíte Divino	0,000	0,000	0,369	0,009
R5-C4-CP-1	0,030	0,008	0,026	14,508	0,835	0,890	0,724	0,000	31,659	50,330	99,010	Suíte Divino	0,000	0,000	0,360	0,015
R5-C5-OP-1	0,074	0,000	0,012	14,337	1,985	0,859	0,741	0,120	30,185	50,656	98,969	Suíte Divino	0,001	0,000	0,356	0,035
R5-C9-CP-1	0,373	0,000	0,003	10,655	20,486	0,466	1,149	0,193	14,185	50,813	98,323	Suíte Divino	0,006	0,000	0,264	0,365
R5-C9-CP-2	1,446	1,951	0,000	7,187	11,227	0,215	12,659	2,024	19,167	39,415	95,291	Suíte Divino	0,023	0,021	0,178	0,200
T15-C3-CP-1	0,413	0,009	0,016	11,457	20,318	0,385	1,373	0,199	13,696	52,289	100,155	Suíte Divino	0,007	0,000	0,284	0,362
T15-C3-CP-2	0,498	0,000	0,000	11,470	22,377	0,434	1,426	0,106	11,727	52,729	100,767	Suíte Divino	0,008	0,000	0,284	0,399
T15-C3-CP-3	0,479	0,000	0,050	11,598	21,998	0,443	1,363	0,116	11,925	51,986	99,958	Suíte Divino	0,008	0,000	0,288	0,392
T15-C4-OP-1	0,441	0,000	0,013	11,414	20,203	0,471	1,342	0,131	13,641	51,858	99,514	Suíte Divino	0,007	0,000	0,283	0,360
T15-C4-OP-2	0,426	0,000	0,000	11,370	22,305	0,385	1,310	0,000	11,579	52,259	99,634	Suíte Divino	0,007	0,000	0,282	0,398
T15-C5-CP-1	0,433	0,005	0,000	11,192	22,023	0,385	1,250	0,058	12,400	51,731	99,477	Suíte Divino	0,007	0,000	0,278	0,393
T15-C5-CP-2	0,425	0,005	0,042	11,448	22,548	0,309	1,110	0,000	11,807	51,988	99,652	Suíte Divino	0,007	0,000	0,284	0,402
T15-C7-OP-1	0,391	0,008	0,000	11,892	19,214	0,512	1,242	0,089	14,821	52,603	100,772	Suíte Divino	0,006	0,000	0,295	0,343
T15-C7-OP-2	0,364	0,000	0,000	11,847	20,599	0,477	1,289	0,099	13,340	52,439	100,454	Suíte Divino	0,006	0,000	0,294	0,367
T15-C7-OP-3	0,896	1,629	0,000	9,029	11,793	0,211	12,100	1,592	18,236	42,719	98,205	Suíte Divino	0,014	0,017	0,224	0,210
EC8-C11-CP-1	0,361	0,004	0,036	12,099	19,776	0,772	1,657	0,225	13,058	51,011	98,999	Complexo JF	0,006	0,000	0,300	0,353
EC8-C11-CP-2	0,422	0,008	0,052	11,694	21,873	0,650	1,707	0,105	11,406	51,523	99,440	Complexo JF	0,007	0,000	0,290	0,390
EC8-C3-OP-1	0,015	0,000	0,017	16,494	0,640	1,739	0,659	0,119	29,023	50,573	99,279	Complexo JF	0,000	0,000	0,409	0,011
EC8-C3-OP-2	0,014	0,000	0,010	16,303	0,720	1,640	0,728	0,065	29,212	50,489	99,181	Complexo JF	0,000	0,000	0,404	0,013
EC8-C7-OP-1	0,035	0,017	0,000	16,047	1,000	1,751	0,727	0,110	29,271	51,501	100,459	Complexo JF	0,001	0,000	0,398	0,018
EC8-C7-OP-2	0,021	0,025	0,002	15,908	0,743	1,803	0,803	0,000	29,584	51,511	100,400	Complexo JF	0,000	0,000	0,395	0,013
EC8-C8-CP-1	0,025	0,000	0,000	16,015	0,781	1,631	0,744	0,000	29,160	50,905	99,261	Complexo JF	0,000	0,000	0,397	0,014
EC8-C8-CP-2	0,050	0,000	0,024	16,049	1,696	1,595	0,669	0,359	28,687	50,378	99,507	Complexo JF	0,001	0,000	0,398	0,030
EC8-C9-OP-1	0,048	0,000	0,051	16,057	0,916	1,435	0,788	0,075	29,253	51,060	99,683	Complexo JF	0,001	0,000	0,398	0,016
R6-C2-OP-1	0,000	0,000	0,041	17,111	0,747	0,852	0,735	0,005	27,759	50,778	98,028	Complexo JF	0,000	0,000	0,424	0,013
R6-C2-OP-2	0,026	0,003	0,024	17,115	0,896	0,830	0,689	0,423	27,176	49,810	96,992	Complexo JF	0,000	0,000	0,424	0,016
R6-C6-OP-1	0,008	0,010	0,019	18,670	0,546	0,874	0,785	0,000	28,072	52,471	101,455	Complexo JF	0,000	0,000	0,463	0,010

6. GEOCRONOLOGIA

Este capítulo apresenta estudos geocronológicos pelo método U-Pb sobre cristais de zircão de amostras da Suíte Divino, coletadas nas estações de campo TJ-46 (UTM - 808351/7698996) e T-16 (792215/7676845), com o objetivo principal de determinar a idade de cristalização magmática desta suíte.

6.1. MÉTODOS ANALÍTICOS

Foram coletados aproximadamente 25 kg de amostra livre de intemperismo no afloramento TJ-46 (UTM 808351/7698996; vide mapa geológico – anexo 1). A amostra foi processada pelos métodos convencionais. A britagem primária foi realizada no laboratório do CPMTC-UFMG e os fragmentos em torno de 5 cm foram lavados e secados. Esta brita foi processada no laboratório LOPAG-UFOP, em processos de britagem, moagem, peneiramento e concentração da fração de 80 a 120# por bateia. A fração menos magnética do concentrado de minerais pesados foi separada por meios magnéticos pelo emprego de equipamento Frantz no CPMTC-UFMG. O excesso de apatita na amostra TJ-46 foi eliminado com auxílio de iodeto de metileno (líquido pesado de densidade 3,32 g/cm³). Os cristais de zircão foram catados com auxílio de lupa na fração menos magnética do concentrado. As amostras de zircão puro foram enviadas para o Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, onde foram montados para imageamento em MEV e realização das análises isotópicas U-Pb em equipamento pelo método LA-ICPMS, conforme a rotina deste laboratório. Todas as etapas foram realizadas sob extrema preocupação quanto à contaminação. O Tratamento dos dados isotópicos e cálculo da idade foi feito pelo programa ISOPLOT-Ex (Ludwig 2001). Os desvios das razões isotópicas são de 1 σ .

6.2. GEOCRONOLOGIA U-Pb, AMOSTRA TJ-46

O estudo foi realizado sobre uma amostra de composição intermediária da Suíte Divino. Trata-se de um charnockito monzodiorítico com aspecto macroscópico maciço, mas que mostra feições de deformação microscópicas.

Foram datados 34 *spots* em 34 cristais de zircão, cujas imagens estão exemplificadas na Figura 33. A população de zircões apresenta alta

homogeneidade, sendo constituída por cristais prismáticos curtos, freqüentemente quebrados, límpidos, transparentes e com tamanho médio entre 90 e 100 μm . Na maior parte dos cristais é possível visualizar textura de crescimento magmático (zonamento oscilatório; figuras 33E e 33G), mas se há sobrecrecimentos metamórficos eles são de difícil visualização (nas figuras 33C e 33E é possível identificar uma sutil borda metamórfica). A Figura 33A mostra um caso particular, onde um núcleo herdado é englobado por um sobrecrecimento magmático (o *spot* foi realizado entre o núcleo e o sobrecrecimento, resultando na idade mista de 677 Ma).

Resultados Analíticos

Foram datados 34 zircões, sendo os resultados mostrados na Tabela 10 e plotados no diagrama concórdia Wetherill (Figura 34 e 35).

A grande maioria das análises apresenta razões Th/U altas ($>0,8$) que são típicas de zircões magmáticos. Apenas sete amostras apresentaram razões Th/U abaixo de 0,8 e destas somente duas possuem razão inferior a 0,2 (Zr32 e Zr34), característica de zircão metamórfico. Na análise dos dados é possível identificar a presença de dois zircões herdados (Zr33 e Zr34). A grande maioria das idades $^{238}\text{U}\text{-Pb}^{206}$ é praticamente concordante ($< 10\%$), mas o arranjo delas ao longo da concórdia descreve nitidamente uma curva de perda de Pb (Figura 34).

O cálculo da idade foi realizado no diagrama concórdia Wetherill (Figura 34) a partir dos cinco *spots* de maior idade dentre os concordantes (cristais Zr17, Zr27, Zr28, Zr30 e Zr32), excluídos os dados de zircão metamórfico e grãos herdados. O resultado obtido foi $591,8 \pm 6,9 \text{ Ma}$ (1σ), interpretado como a idade de cristalização magmática do charnockito monzodiorítico. Os demais dados concordantes não foram levados em conta, pois o sistema parcialmente aberto destes cristais levaria a uma idade média aparente, sem valor geológico.

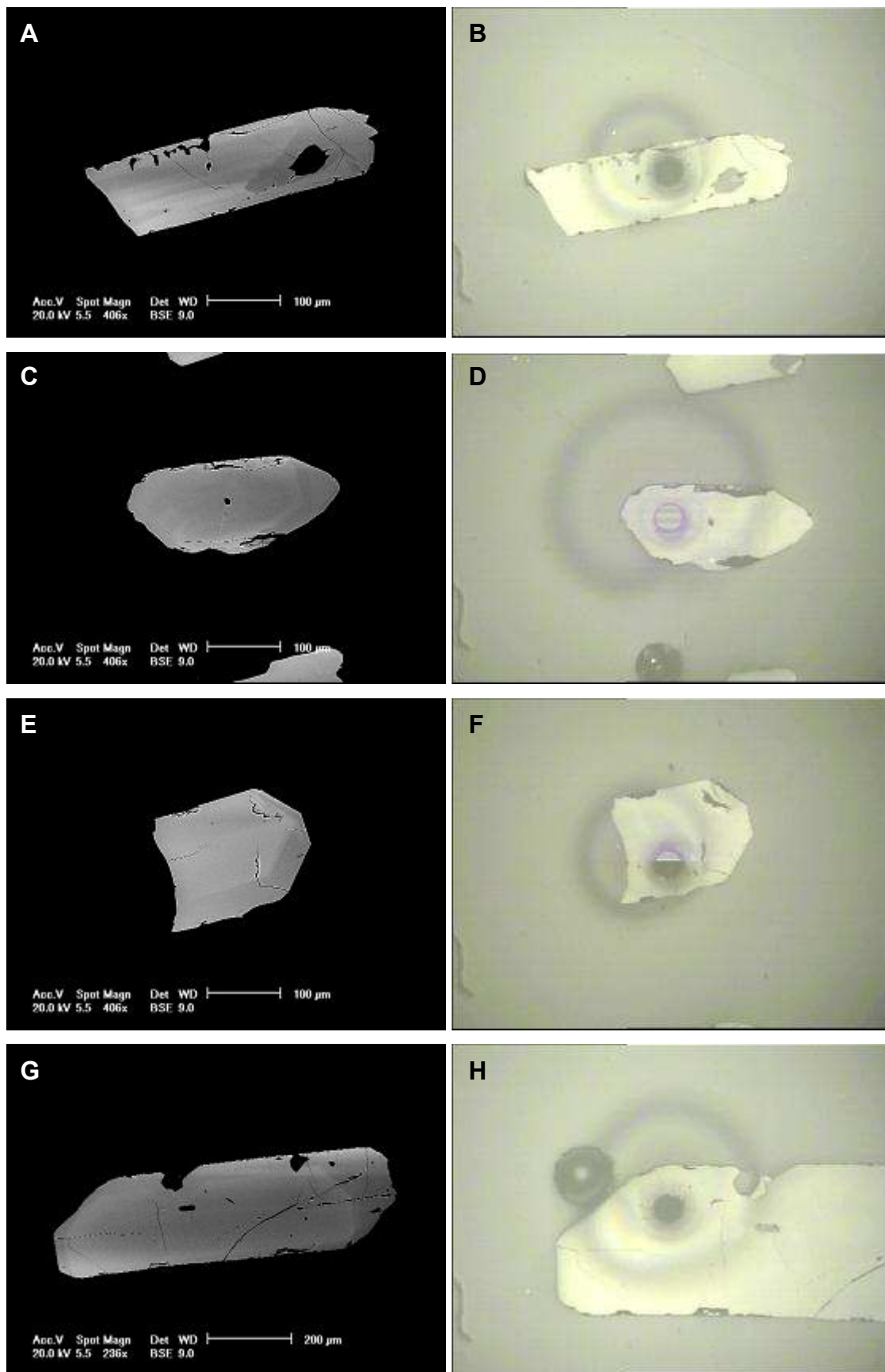


Figura 33: Imagens de MEV (A, C, E, G) e fotos de microscopia ótica (B, D, F, H) dos cristais de zircão (Zr26, Zr10, Zr6 e Zr1) com *spots* de 25 µm do LA-ICPMS, da amostra TJ-46.

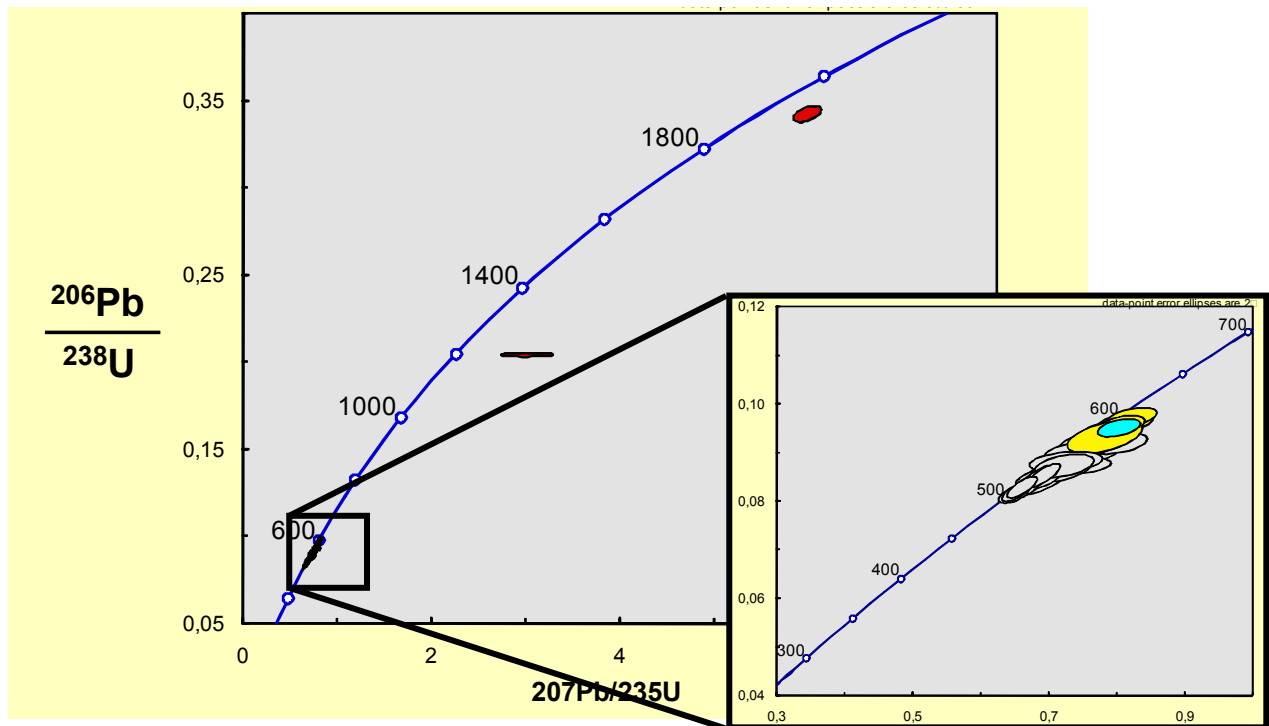


Figura 34: Diagrama concórdia Wetherill da amostra TJ-46. Em destaque, a sucessão de *spots* concordantes.

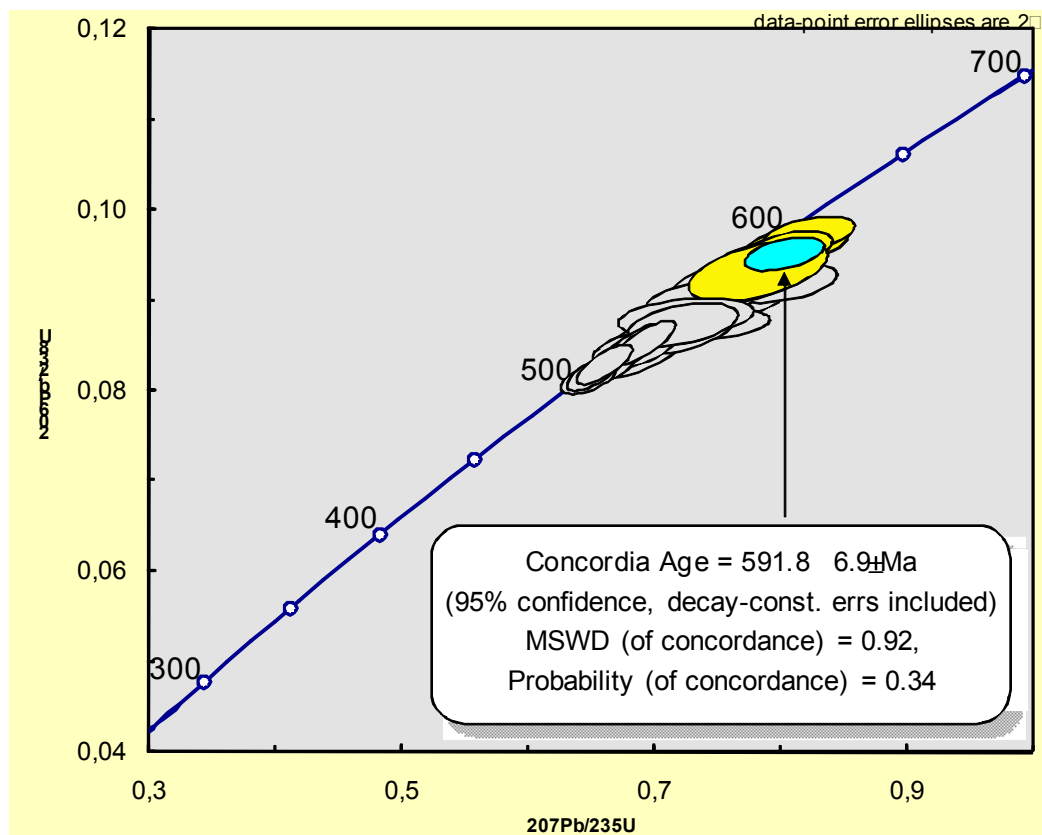


Figura 35: Idade da amostra TJ-46 em diagrama da concórdia Wetherill.

Tabela 10: Dados isotópicos U-Pb-Th da amostra TJ-46 obtidos no Laboratório de Geoloia Isotópica do Instituto de Geociências da UFRGS.																				
Spot number	Concordia 1					Concordia 2					Age (Ma)						%			
	207Pb/235U	±	206Pb/238U	±	Rho 1	238U/206Pb	±	207Pb/206Pb	±	Rho 2	206Pb/238U	±	207Pb/235U	±	207Pb/206Pb	±	232Th/238U	Disc.	%	
Zr1	0,71484	2,45	0,08763	1,21	0,49	11,41176	1,21	0,05916	2,13	0,57	541	7	548	13	573	12	0,89	6	0,0007	
Zr2	0,74841	1,36	0,09140	0,74	0,54	10,94140	0,74	0,05939	1,14	0,65	564	4	567	8	581	7	0,86	3	0,0007	
Zr3	0,71918	3,05	0,08901	0,96	0,31	11,23414	0,96	0,05860	2,90	0,33	550	5	550	17	552	16	0,86	0	0,0012	
Zr4	0,67737	1,96	0,08543	0,99	0,51	11,70530	0,99	0,05751	1,69	0,59	528	5	525	10	511	9	0,89	-3	0,0003	
Zr5	0,69819	1,48	0,08713	0,74	0,50	11,47750	0,74	0,05812	1,29	0,57	539	4	538	8	534	7	0,86	-1	0,0003	
Zr6	0,66605	1,27	0,08430	0,94	0,74	11,86278	0,94	0,05731	0,85	1,11	522	5	518	7	503	4	1,31	-4	0,0003	
Zr7	0,71639	2,52	0,08817	1,10	0,44	11,34211	1,10	0,05893	2,26	0,49	545	6	549	14	565	13	0,68	4	0,0009	
Zr8	0,72762	2,02	0,08916	1,38	0,69	11,21539	1,38	0,05919	1,47	0,94	551	8	555	11	574	8	0,94	4	0,0004	
Zr9	0,65820	1,28	0,08332	0,87	0,68	12,00231	0,87	0,05730	0,94	0,92	516	4	514	7	503	5	0,93	-3	0,0009	
Zr10	0,74168	2,01	0,09090	1,35	0,67	11,00055	1,35	0,05917	1,49	0,90	561	8	563	11	574	9	1,02	2	0,0006	
Zr11	0,64163	1,43	0,08216	0,82	0,58	12,17119	0,82	0,05664	1,16	0,71	509	4	503	7	478	6	0,95	-7	0,0010	
Zr12	0,67768	1,44	0,08606	1,13	0,78	11,61994	1,13	0,05711	0,90	1,26	532	6	525	8	496	4	0,88	-7	0,0005	
Zr13	0,68584	1,50	0,08619	1,20	0,80	11,60213	1,20	0,05771	0,91	1,31	533	6	530	8	519	5	1,42	-3	0,0004	
Zr14	0,72753	2,30	0,08943	1,10	0,48	11,18189	1,10	0,05900	2,02	0,55	552	6	555	13	567	11	1,28	3	0,0006	
Zr15	0,75305	2,61	0,09259	1,36	0,52	10,80001	1,36	0,05899	2,23	0,61	571	8	570	15	567	13	0,83	-1	0,0007	
Zr16	0,64577	1,31	0,08283	0,93	0,71	12,07250	0,93	0,05654	0,92	1,01	513	5	506	7	474	4	1,06	-8	0,0004	
Zr17	0,65472	1,38	0,08378	1,06	0,76	11,93606	1,06	0,05668	0,89	1,18	519	5	511	7	479	4	1,50	-8	0,0002	
Zr18	0,72756	2,08	0,08953	1,03	0,49	11,16949	1,03	0,05894	1,81	0,57	553	6	555	12	565	10	1,04	2	0,0004	
Zr19	0,73003	1,97	0,08863	1,17	0,59	11,28349	1,17	0,05974	1,58	0,74	547	6	557	11	594	9	1,08	8	0,0003	
Zr20	0,74119	1,76	0,08977	1,21	0,69	11,13957	1,21	0,05988	1,29	0,94	554	7	563	10	599	8	1,67	8	0,0004	
Zr21	0,68934	2,53	0,08604	1,80	0,71	11,62312	1,80	0,05811	1,77	1,02	532	10	532	13	534	9	0,56	0	0,0008	
Zr22	0,74184	3,03	0,09092	1,05	0,35	10,99927	1,05	0,05918	2,84	0,37	561	6	563	17	574	16	2,23	2	0,0007	
Zr23	0,72451	2,09	0,08885	1,08	0,52	11,25554	1,08	0,05914	1,79	0,60	549	6	553	12	572	10	1,12	4	0,0004	
Zr24	0,72815	4,24	0,08932	1,97	0,46	11,19597	1,97	0,05913	3,76	0,52	552	11	555	24	572	21	0,95	4	0,0024	
Zr25	0,80638	2,11	0,09712	0,94	0,45	10,29697	0,94	0,06022	1,89	0,50	597	6	600	13	612	12	1,49	2	0,0002	
Zr26	0,79439	2,28	0,09279	0,94	0,41	10,77743	0,94	0,06209	2,08	0,45	572	5	594	14	677	14	1,03	16	0,0010	
Zr27	0,81677	1,81	0,09820	0,81	0,45	10,18288	0,81	0,06032	1,62	0,50	604	5	606	11	615	10	0,87	2	0,0003	
Zr28	0,78199	2,25	0,09513	0,98	0,43	10,51209	0,98	0,05962	2,03	0,48	586	6	587	13	590	12	0,42	1	0,0003	
Zr29	0,77565	2,06	0,09323	1,13	0,55	10,72616	1,13	0,06034	1,72	0,66	575	6	583	12	616	11	1,30	7	0,0004	
Zr30	0,79691	1,94	0,09623	0,99	0,51	10,39201	0,99	0,06006	1,67	0,60	592	6	595	12	606	10	0,40	2	0,0008	
Zr31	0,72859	3,15	0,08817	0,85	0,27	11,34210	0,85	0,05993	3,04	0,28	545	5	556	18	601	18	1,04	9	0,0013	
Zr32	0,77580	2,91	0,09407	1,48	0,51	10,62995	1,48	0,05981	2,51	0,59	580	9	583	17	597	15	0,10	3	0,0024	
Zr33	5,97379	1,65	0,34238	0,86	0,52	2,92076	0,86	0,12655	1,41	0,61	1898	16	1972	33	2051	29	0,36	7	0,0001	
Zr34	3,00466	6,05	0,20405	0,47	0,08	4,90064	0,47	0,10679	6,03	0,08	1197	6	1409	85	1745	105	0,13	Disc.	0,0006	

6.3. GEOCRONOLOGIA U-Pb, AMOSTRA T-16

O estudo foi realizado sobre uma amostra de composição monzodiorítica da Suíte Divino, coletada em pedreira. A rocha tem coloração esverdeada, granulação fina a média e, apesar de apresentar textura macroscópica maciça, mostra feições de deformação microscópicas.

Resultados Analíticos

Da amostra T-16 foram datados 33 *spots* em 33 cristais (Tabela 11).

A população de zircões é muito homogênea, não apresentando grãos herdados. Os cristais são prismáticos curtos a sutilmente alongados, freqüentemente quebrados, límpidos, transparentes e com tamanho médio entre 100 e 200 μm . Zonamento oscilatório indicador de crescimento magmático é observável em alguns cristais (Figura 36; imagens selecionadas que melhor representam a população). Possível sobrecrecimento metamórfico é raro e de difícil visualização (Figura 36B). Todos os zircões analisados apresentam razões Th/U elevadas, indicando origem magmática.

Os dados e distribuição dos *spots* ao longo da concórdia indicam perda de chumbo episódica (Figura 34, Tabela 11). Desta forma, o cálculo da idade foi realizado a partir dos treze *spots* de maior idade dentre os concordantes ou quase concordantes. O resultado obtido foi $595 \pm 3,8$ Ma, interpretado como a idade de cristalização magmática do charnockito monzodiorítico. Os demais *spots* indicam que houve perda de chumbo em decorrência de fenômenos térmicos sucessivos à cristalização da rocha. De fato, se sabe que o metamorfismo regional granulítico teve início em torno de 585 Ma e episódios de granitogênese se sucederam até cerca de 500 Ma (Pedrosa-Soares et al. 2001, 2008; Heilbron et al. 2003, 2004; Silva et al. 2005; Noce et al. 2007).

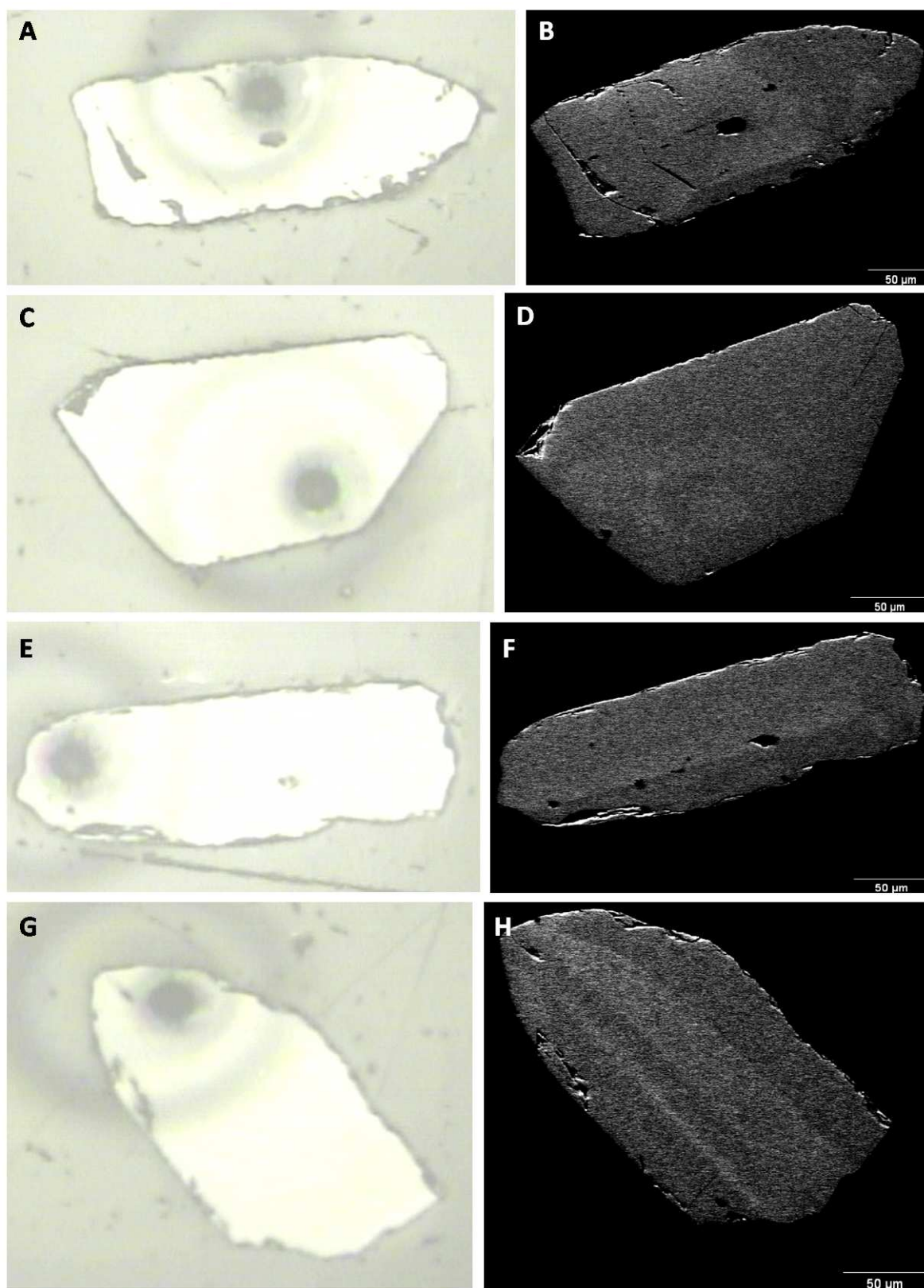


Figura 36: Imagens de MEV (A, C, E, G) e fotos de microscopia ótica (B, D, F, H) de cristais de zircão (Zr7B, Zr11B, Zr14B e Zr20B) com *spots* de 25 µm do LA-ICPMS, da amostra T-16.

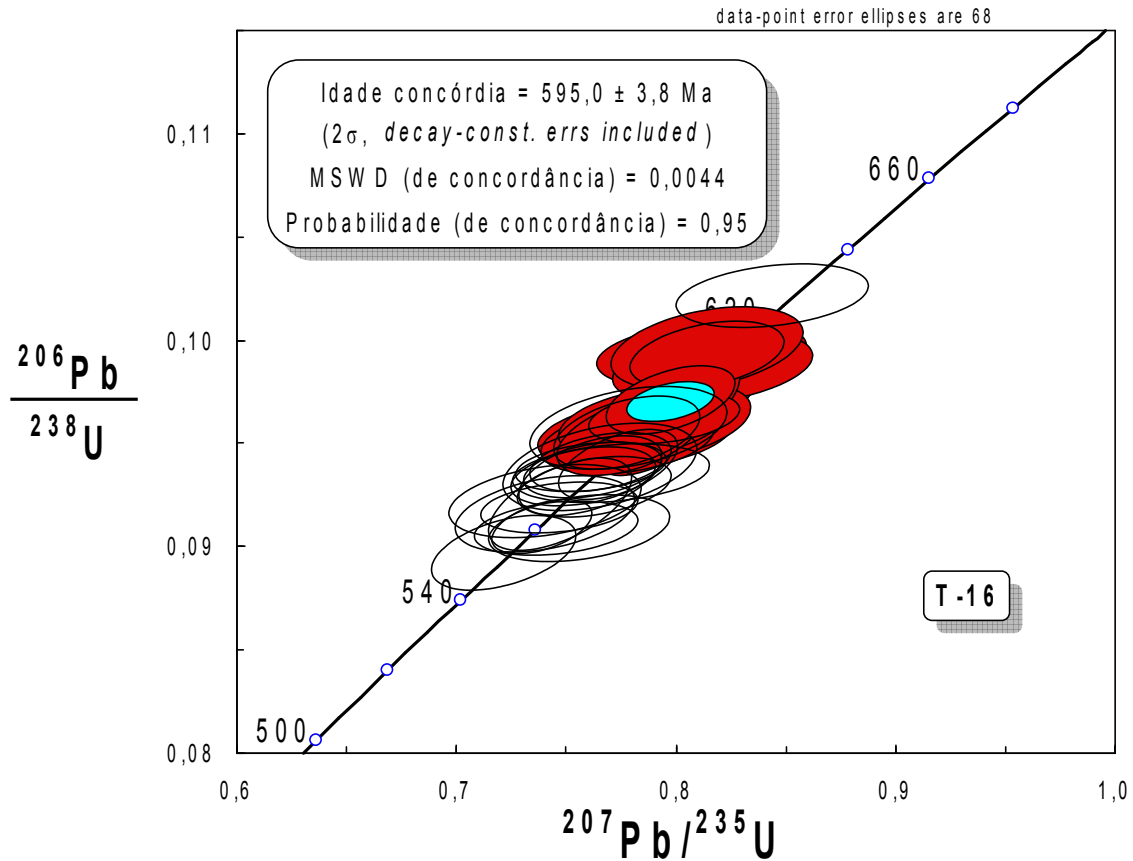


Figura 37: Diagrama concórdia Wetherill da amostra T-16.

6.4. CONTEXTUALIZAÇÃO DOS DADOS E SEU SIGNIFICADO REGIONAL

A idade de cristalização magmática das amostras da Suíte Divino (ca. 592 Ma e 595 Ma) enquadra-se no intervalo de tempo (630-582 Ma) atribuído ao estágio pré-colisional do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008; Silva *et al.* 2005).

Estes valores de idade da Suíte Divino são, portanto, compatíveis com as idades de cristalização magmática de outras suítes plutônicas cálcio-alcalinas do Orógeno Araçuaí, tais como Galiléia (ca. 594 Ma; Nalini *et al.* 2000) e Teófilo Otoni (586 Ma; Whittington *et al.* 2001; Martins *et al.* 2004), e do vulcanismo dacítico (ca. 585 Ma) associado ao Grupo Rio Doce (Vieira 2007).

Tabela 11: dados isotópicos U-Pb-Th da amostra T-16 obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Spot number	Concórdia					Age (Ma)										%
	207Pb*/235U	±	206Pb*/238U	±	Rho 1	207Pb*/206Pb*	±	206Pb/238U	±	207Pb/235U	±	207Pb/206Pb	±	232Th/238U	Disc.	
Zr-1B	0,811330134	3,89	0,099008377	1,09	0,28	0,059432553	3,74	608,5949924	6,60	603,1999348	23,48	582,9777688	21,79	1,226236143	-4	0,0014
Zr-2B	0,814029798	2,85	0,099008377	1,09	0,38	0,059630312	2,63	608,5949924	6,60	604,7121675	17,21	590,1862467	15,53	0,59416529	-3	0,0015
Zr-3B	0,843720597	3,41	0,101880152	1,04	0,30	0,060063107	3,25	625,4178865	6,49	621,1967237	21,18	605,8487896	19,68	0,470056331	-3	0,0010
Zr-4B	0,813750766	3,57	0,099313645	1,33	0,37	0,059426645	3,31	610,3853395	8,14	604,5559704	21,55	582,7619162	19,27	1,153397666	-5	0,0023
Zr-5B	0,816458932	3,67	0,098352618	1,20	0,33	0,060207022	3,46	604,7473793	7,26	606,0709386	22,23	611,0229432	21,17	0,45928681	1	0,0019
Zr-6B	0,777684863	3,34	0,094772543	1,12	0,34	0,059514095	3,14	583,7010056	6,56	584,1619325	19,49	585,9540056	18,40	0,615453959	0	0,0014
Zr-7B	0,784619302	3,26	0,095617519	1,18	0,36	0,059514151	3,04	588,6746107	6,96	588,1150595	19,19	585,9560223	17,82	1,325364561	0	0,0014
Zr-8B	0,755653595	3,58	0,090468797	1,19	0,33	0,060579078	3,38	558,3090595	6,63	571,4994226	20,46	624,3217881	21,08	1,027801649	11	0,0034
Zr-9B	0,769971992	3,83	0,093138922	1,01	0,26	0,059957352	3,70	574,0744747	5,81	579,7468882	22,23	602,0358299	22,27	0,895415196	5	0,0022
Zr-10B	0,791907558	3,46	0,095673851	1,29	0,37	0,060031605	3,21	589,0060479	7,60	592,2533656	20,49	604,713966	19,41	0,669234629	3	0,0016
Zr-11B	0,745042097	3,30	0,090434998	0,95	0,29	0,059750701	3,16	558,1092499	5,30	565,3436357	18,64	594,5585494	18,78	0,470735699	6	0,0023
Zr-12B	0,802578933	3,15	0,09641743	2,30	0,73	0,060371356	2,15	593,3794237	13,65	598,2823577	18,83	616,9106627	13,26	0,775283804	4	0,0014
Zr-13B	0,794108282	2,86	0,095910445	0,88	0,31	0,060049936	2,72	590,3978984	5,21	593,4996393	16,97	605,3744066	16,46	1,558061725	2	0,0015
Zr-14B	0,781337399	3,77	0,095088001	1,18	0,31	0,059595247	3,58	585,5582671	6,89	586,2460576	22,11	588,9104488	21,10	1,110550672	1	0,0035
Zr-15B	0,762394146	3,03	0,092474208	1,09	0,36	0,059794007	2,83	570,153354	6,20	575,390359	17,42	596,1284265	16,84	0,427917766	4	0,0017
Zr-16B	0,746739176	2,86	0,091604287	1,63	0,57	0,059122374	2,35	565,0181291	9,20	566,330631	16,17	571,6052473	13,41	0,850988208	1	0,0011
Zr-17B	0,778750237	2,80	0,095001622	1,36	0,48	0,059451922	2,45	585,0497614	7,95	584,7702733	16,39	583,6852151	14,30	0,602114007	0	0,0013
Zr-18B	0,76065136	2,84	0,093044217	1,39	0,49	0,059291848	2,48	573,5159588	7,96	574,385776	16,30	577,828976	14,30	0,75703697	1	0,0009
Zr-19B	0,773369279	2,34	0,093617939	1,23	0,53	0,059913759	1,99	576,8986945	7,08	581,6939479	13,60	600,4614078	11,94	0,661320199	4	0,0006
Zr-20B	0,795671625	2,71	0,096430302	1,61	0,60	0,059843787	2,17	593,455103	9,57	594,3840347	16,08	597,9310515	12,99	0,756321924	1	0,0005
Zr-21B	0,738644294	2,04	0,09052434	0,97	0,48	0,059179148	1,79	558,6373973	5,44	561,6141223	11,45	573,6929176	10,28	1,31216141	3	0,0007
Zr-22B	0,777175093	2,84	0,095190914	1,24	0,44	0,059213687	2,56	586,1640509	7,27	583,8707189	16,58	574,9616425	14,69	0,578112845	-2	0,0008
Zr-23B	0,757827612	2,87	0,092975151	1,01	0,35	0,059115621	2,69	573,1086154	5,77	572,7559884	16,44	571,3567749	15,36	0,675925725	-1	0,0009
Zr-24B	0,761670178	2,72	0,093322721	0,99	0,36	0,059194081	2,54	575,1582761	5,68	574,9731674	15,66	574,2415818	14,57	0,948066352	0	0,0008
Zr-25B	0,761098761	2,98	0,093474783	0,88	0,29	0,05905345	2,85	576,0547978	5,06	574,6437632	17,14	569,0671184	16,22	0,542319407	-2	0,0012
Zr-26B	0,740432961	3,64	0,091150405	1,35	0,37	0,058914998	3,38	562,3371917	7,59	562,6581818	20,46	563,9563709	19,05	1,422668589	0	0,0021
Zr-27B	0,740521094	3,88	0,091758653	1,30	0,33	0,058531429	3,66	565,9296664	7,33	562,709598	21,86	549,7111924	20,13	0,933343432	-4	0,0041
Zr-28B	0,778389835	3,79	0,095386422	1,40	0,37	0,059184683	3,52	587,3147327	8,21	584,5645204	22,16	573,8962922	20,22	1,397598857	-3	0,0038
Zr-29B	0,746737141	3,13	0,091454529	0,88	0,28	0,059219026	3,01	564,1336793	4,95	566,3294477	17,75	575,1576656	17,30	0,326958186	2	0,0020
Zr-30B	0,764970536	3,81	0,093471696	1,53	0,40	0,05935582	3,49	576,0365971	8,81	576,8736325	21,98	580,1719589	20,25	0,655739547	1	0,0010
Zr-31B	0,721224218	2,99	0,089230653	1,35	0,45	0,058621234	2,66	550,9854887	7,45	551,3893411	16,47	553,0578544	14,73	0,674547307	0	0,0008
Zr-32B	0,797364289	2,40	0,096779035	1,16	0,49	0,059754996	2,10	595,5051375	6,93	595,3407196	14,27	594,7143038	12,46	0,524444324	0	0,0010
Zr-33B	0,76598922	2,78	0,093662937	1,07	0,38	0,059313508	2,56	577,1639321	6,16	577,4595095	16,03	578,6226704	14,82	1,288417549	0	0,0008

7. CONCLUSÃO

Qual é o significado geotectônico da Suíte Divino? Responder a esta pergunta é o principal desafio da presente dissertação. Para que isto seja feito de forma clara e objetiva, este capítulo está dividido em itens referentes às questões fundamentais em relação à Suíte Divino.

Uma Síntese Petrográfica

A abordagem comparativa que se apresenta adiante também inclui dados compilados de Duarte *et al.* (1997) e Noce *et al.* (2007), além daqueles obtidos pela presente dissertação. A petrografia das rochas da Suíte Divino, dos diversos litotipos do Complexo Juiz de Fora (os litotipos analisados foram: charnockitos intrusivos (Duarte *et al.* 1997); granulitos máficos (Duarte *et al.* 1997); gnaisses e migmatitos granulíticos (Duarte *et al.* 1997); granulitos máficos (Noce *et al.* 2007); granulitos intermediários (Duarte *et al.* 1997); leucossomas e gnaisses charnockíticos (Duarte *et al.* 1997); e ortogneisse bandado (dados obtidos nesta dissertação)) e do granada charnockito apresenta muitas similaridades. Grande parte dos litotipos são granulitos a dois piroxênios de textura granoblástica. Entretanto, o granada charnockito (Duarte *et al.* 2000), o granulito máfico (Noce *et al.* 2007), o charnockito intrusivo, e os leucossomas e gnaisses charnockíticos (Duarte *et al.* 1997) diferenciam-se da Suíte Divino por não apresentarem clinopiroxênio (Tabela 12).

Entretanto, há marcante semelhança petrográfica da Suíte Divino com gnaisses e migmatitos granulíticos intermediários e granulitos intermediários (Duarte *et al.* 1997), embora as feições de campo sejam bem diferentes. Os gnaisses e migmatitos granulíticos intermediários e granulitos intermediários ocorrem intercalados uns aos outros, caracterizando o bandamento muito deformado do Complexo Juiz de Fora, e apresentam freqüentes feições migmatíticas. Por sua vez, a Suíte Divino ocorre em corpos de grande porte, decamétricos a quilométricos, e apresenta aspecto maciço, com foliação geralmente incipiente (à exceção de onde está envolvida nas grandes zonas de cisalhamento dúctil).

Suíte Divino *versus* Complexo Juiz de Fora

As datações U-Pb de amostras da Suíte Divino deixam claro que ela é uma unidade tardi-neoproterozóica (vide Capítulo 6). Estas idades (592 ± 7 Ma e 595 ± 3 Ma) também situam a Suíte Divino no intervalo de tempo (630-582 Ma) que se tem

considerado para o estágio pré-colisional do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2008).

Entretanto, qual é a relação genética entre a Suíte Divino e o Complexo Juiz de Fora, já que ambos estão intimamente relacionados no campo? A abordagem comparativa que se apresenta adiante também inclui dados compilados de Duarte *et al.* (1997) e Noce *et al.* (2007), além daqueles obtidos pela presente dissertação (Tabelas 4 e 5 do Capítulo 4 e tabelas 13, 14 e 15 do anexo 4).

O diagrama TAS mostra que a Suíte Divino é enriquecida em álcalis e tem uma distribuição uniforme de termos ácidos, intermediários e básicos, enquanto as amostras do Complexo Juiz de Fora se concentram em duas populações distintas, uma granítica a diorítica-monzonítica e outra gabróica (Figura 38).

A distribuição das amostras no diagrama AFM evidencia a assinatura única, cálcio-alcálica expandida, da Suíte Divino em contraposição à dupla assinatura, cálcio-alcálica e tholeítica, do Complexo Juiz de Fora (Figura 39A).

Os índices de aluminosidade (Figura 39B) são semelhantes para as amostras da Suíte Divino e Complexo Juiz de Fora, ambos colocando-se essencialmente no campo metaluminoso.

Nos diagramas de Harker observa-se semelhança na distribuição geral dos elementos maiores da Suíte Divino e do Complexo Juiz de Fora, à exceção de K e Na, o primeiro enriquecido nas rochas da Suíte Divino e o segundo no Complexo Juiz de Fora (Figura 40). Apesar da maior dispersão na maioria dos diagramas e de um pequeno enriquecimento geral dos elementos traços na Suíte Divino, os padrões gerais de distribuição são também similares. Contudo, a Suíte Divino sempre mostra distribuição mais uniforme, sem intervalos marcantes, compatível com sua assinatura cálcio-alcálica expandida. Enquanto o Complexo Juiz de Fora apresenta descontinuidades entre concentrações de amostras, decorrentes do fato dele incluir suítes toleítica e cálcio-alcálica.

Em termos gerais, a Suíte Divino apresenta pequeno enriquecimento em elementos incompatíveis e intermediários relativamente ao Complexo Juiz de Fora (Figura 41). Entretanto, nestes aranhogramas, as envoltórias de distribuição apresentadas pela Suíte Divino são, no geral, similares às do Complexo Juiz de Fora, à exceção de raros contrastes muito marcantes (*e.g.*, Ti; Figura 41).

A Suíte Divino apresenta maior espalhamento das curvas de terras raras em relação ao Complexo Juiz de Fora (Figura 42). Mas, à exceção dos granulitos máficos e charnockitos (Figuras 42B e 42F), as formas gerais das envoltórias são similares e

compatíveis com as assinaturas cálcio-alcálinas apresentadas pela Suíte Divino e parte do Complexo Juiz de Fora.

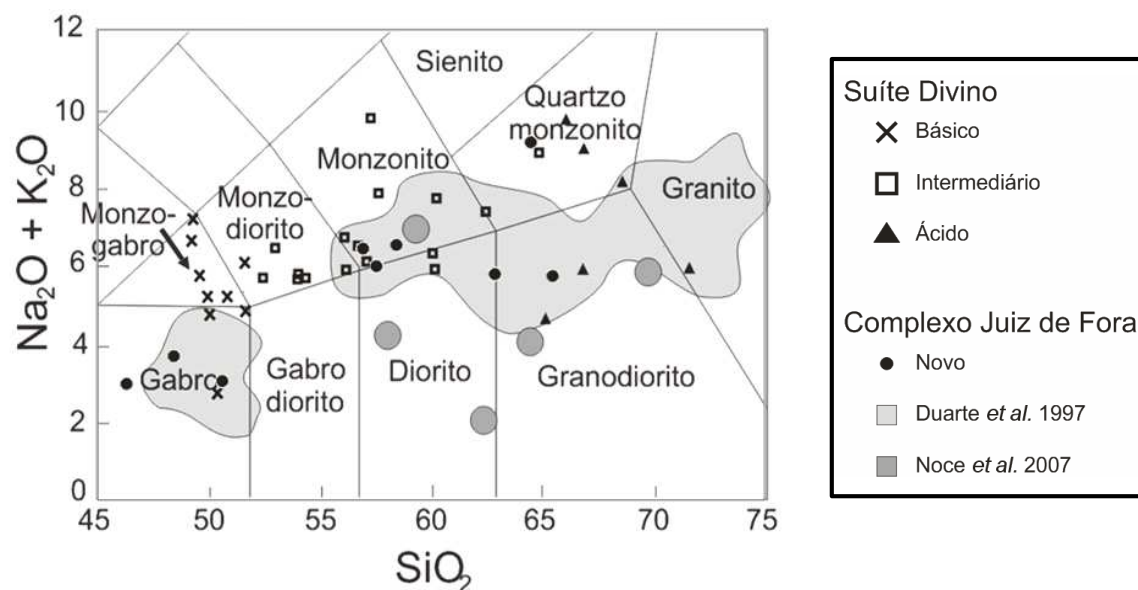


Figura 38: Distribuição de amostras do Complexo Juiz de Fora e da Suíte Divino no diagrama TAS de Wilson (1989) e Xianhua *et al.* (2000), incluindo dados desta dissertação (Novo), e de Duarte *et al.* (1997; cinza claro) e Noce *et al.* (2007; cinza escuro) para rochas do Complexo Juiz de Fora.

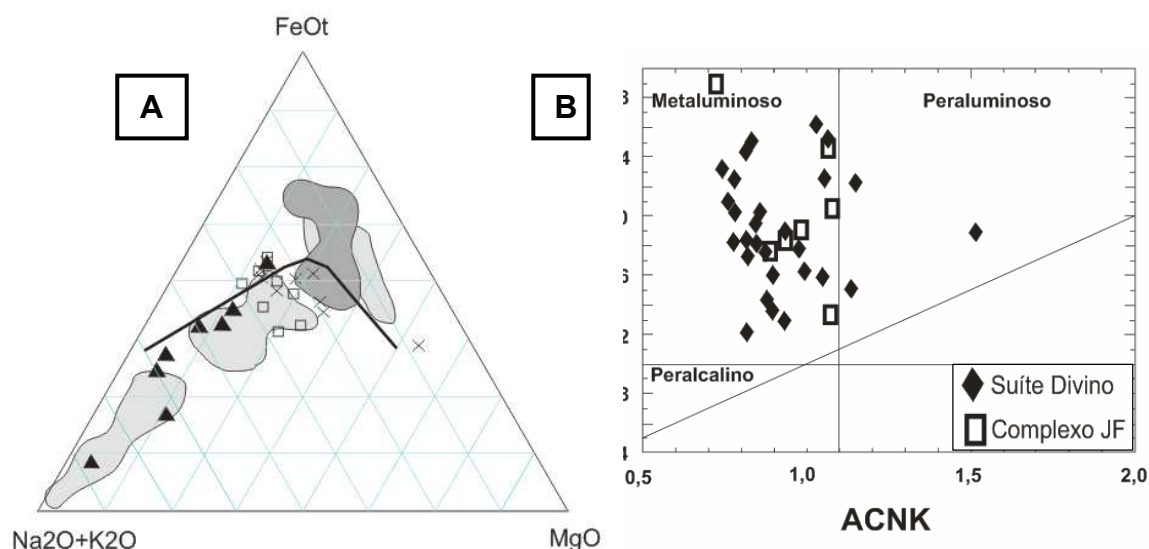


Figura 39 – A: distribuição das amostras no diagrama AFM (Jensen, 1976). Charnockitos da Suíte Divino discriminados quanto ao teor em sílica (legenda na Figura 38), em comparação com dados do Complexo Juiz de Fora (campos em cinza; incluindo os desta dissertação e de Duarte *et al.* 1997 e Noce *et al.* 2007); B) Índice de aluminosidade para amostras da Suíte Divino e do Complexo Juiz de Fora.

Em conclusão, os dados litoquímicos sugerem que a Suíte Divino tem semelhanças marcantes com o Complexo Juiz de Fora, refletindo o fato de que em

ambos os casos está registrada uma assinatura cálcio-alkalina. Mas, a Suíte Divino **não** inclui o componente tholeítico apresentado pelo Complexo Juiz de Fora. Por sua vez, os enriquecimentos em K (em vez de Na) e diversos elementos traços na Suíte Divino, relativamente ao Complexo Juiz de Fora, são mais uma evidência de que este complexo participou da gênese daquela suíte. Esta participação está claramente indicada pelas idades-modelo Sm-Nd da Suíte Divino (ca. 2 Ga), similares a muitas idades registradas pelo embasamento paleoproterozóico regional, incluindo o Complexo Juiz de Fora (Noce *et al.* 2007). Contudo a composição regularmente expandida da Suíte Divino, bem como sua marcante assinatura cálcio-alkalina, é um forte argumento contra uma gênese a partir da simples anatexia sincolisional do Complexo Juiz de Fora. Sem embargo, no caso de anatexia sincolisional seria de se esperar que a Suíte Divino tivesse uma abundância muito maior de termos ácidos, já que o Complexo Juiz de Fora é essencialmente de composição enderbítica (*i.e.*, tonalítica) e seus mobilizados migmatíticos são charnockíticos (graníticos) a opdalíticos (granodioríticos). Além disso, as idades de cristalização magmática da Suíte Divino a situam no período pré-colisional do Orógeno Araçuai.

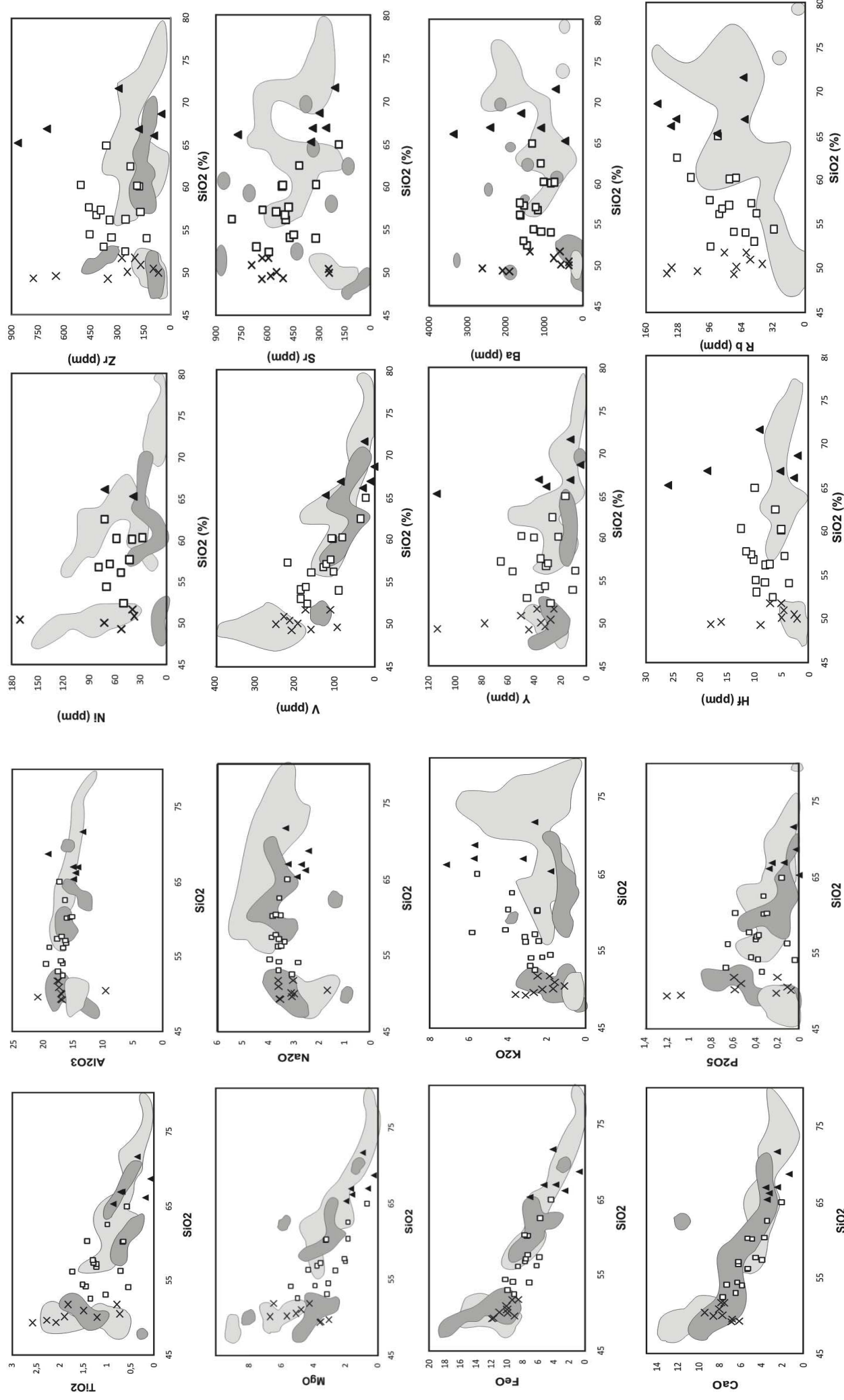


Figura 40: Diagramas de variação tipo Harker para elementos maiores e traços das rochas da Suíte Divino e Complexo Juiz de Fora. As nuvens representam os dados desta dissertação, juntamente com os de Duarte *et al.* (1997) e Noce *et al.* (2007) para rochas do Complexo Juiz de Fora. Símbolos como na Figura 19.

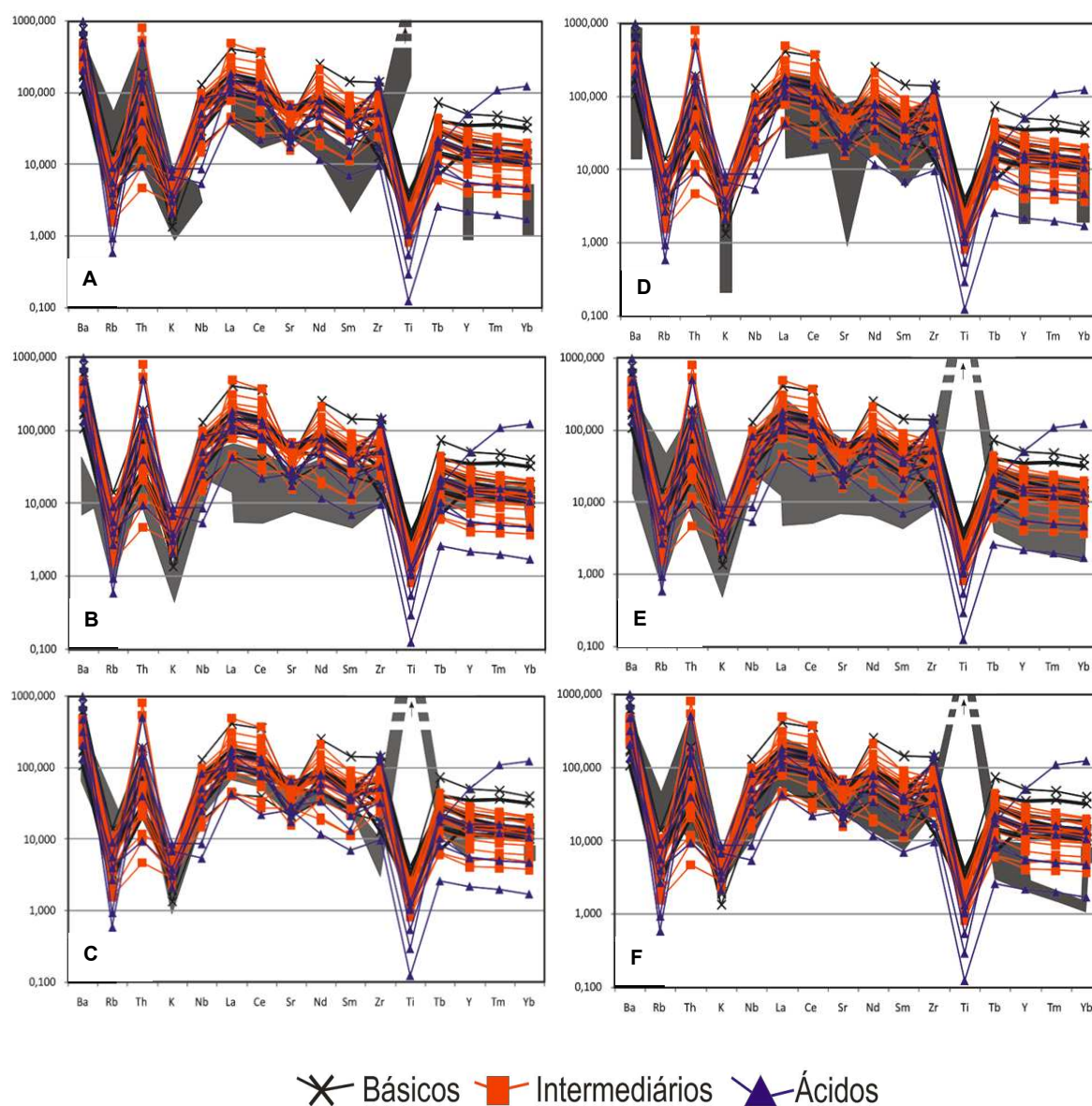


Figura 41: Diagramas de variação multi-elementar (normalizados para condrito; Taylor & McLennan 1985) para amostras da Suíte Divino, discriminadas quanto ao teor em sílica e, Campos negros representam amostras do Complexo Juiz de Fora: A) charnockitos intrusivos (Duarte *et al.* 1997); B) granulitos máficos (Duarte *et al.* 1997); C) gnaisses e migmatitos granulíticos (Duarte *et al.* 1997); D) granulitos máficos (Noce *et al.* 2007); E) granulitos intermediários (Duarte *et al.* 1997); F) leucossomas e gnaisses charnockíticos (Duarte *et al.* 1997).

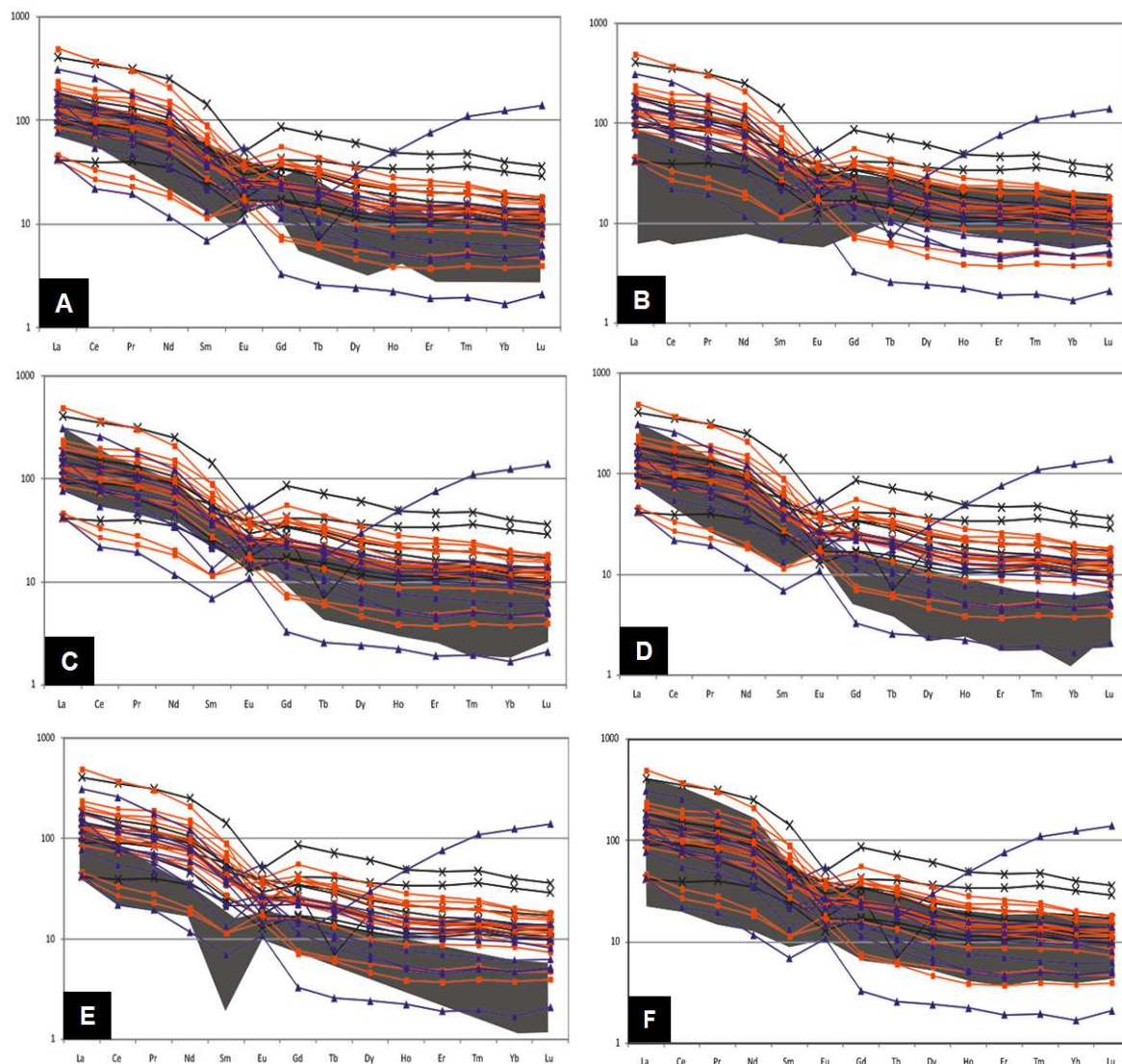


Figura 42: Padrões de elementos terras raras das amostras da Suíte Divino (símbolos conforme Figura 41), normalizados para condrito de Taylor & McLennan (1985). Campos negros representam amostras do Complexo Juiz de Fora: A) granulitos máficos (Noce *et al.* 2007); B) granulitos máficos (Duarte *et al.* 1997); C) granulitos intermediários (Duarte *et al.* 1997); D) gnaisses e leucossoma charnockítico (Duarte *et al.* 1997); E) charnockito intrusivo (Duarte *et al.* 1997); F) dados obtidos nesta dissertação.

Suíte Divino *versus* Granada Charnockito

Esta abordagem levou em conta os dados de Duarte *et al.* (2000, 2003), dentre outros trabalhos desta pesquisadora que caracterizaram o granada charnockito como rocha tardi-neoproterozóica na região da cidade de Juiz de Fora, MG.

Do ponto de vista litoquímico, o granada charnockito é uma rocha de composição essencialmente granodiorítica, com índice de aluminosidade na zona limítrofe entre os campos metaluminoso e peraluminoso (Figuras 43A e 43B).

Quanto aos elementos terras raras, o granada charnockito apresenta empobrecimento em terras raras leves em relação às pesadas, porém não mostra a variação observada na Suíte Divino (Figura 43C).

Em conclusão, a Suíte Divino difere marcadamente do granada charnockito e este é, de fato, um bom candidato a ser produto da anatexia sincolisional do Complexo Juiz de Flora (Duarte *et al.* 2000, 2003).

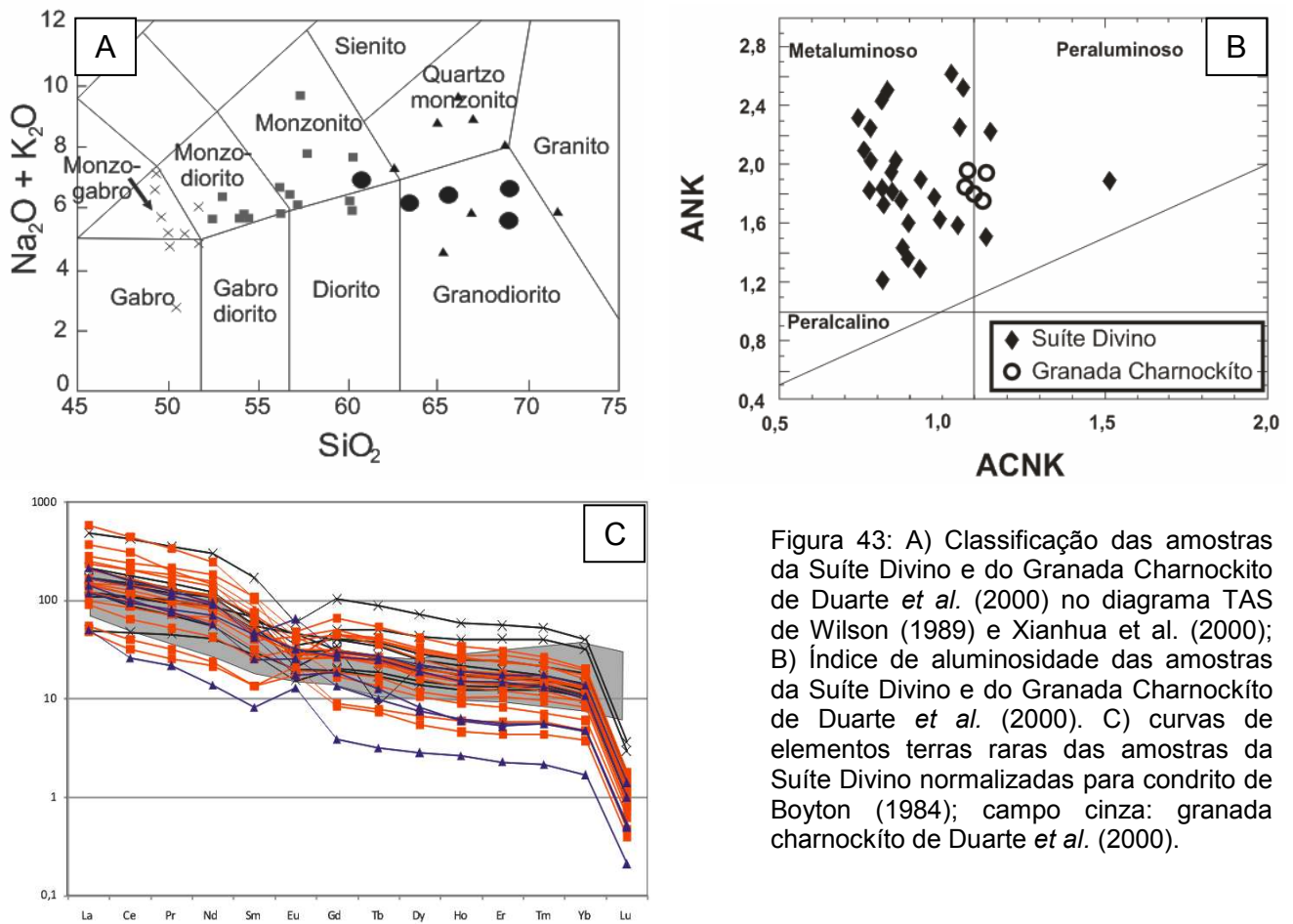


Figura 43: A) Classificação das amostras da Suíte Divino e do Granada Charnockito de Duarte *et al.* (2000) no diagrama TAS de Wilson (1989) e Xianhua *et al.* (2000); B) Índice de aluminosidade das amostras da Suíte Divino e do Granada Charnockito de Duarte *et al.* (2000). C) curvas de elementos terras raras das amostras da Suíte Divino normalizadas para condrito de Boyton (1984); campo cinza: granada charnockito de Duarte *et al.* (2000).

Tabela 12: Quadro comparativo para petrografia das rochas do Complexo Juiz de Fora (dados de Duarte *et al.*, 1997 e Noce *et al.* 2007), granada charnockito (dados de Duarte *et al.* 2000) e da Suíte Divino (esta dissertação).

LITOTIPO MINERAL	SUÍTE DIVINO	COMPLEXO JF (ORTOGNAISSE)	GRANADA CHARNOCKITO (DUARTE <i>et al.</i> 2000)	GRANULITOS MÁFICOS (DUARTE <i>et al.</i> 1997)	GRANULITOS INTERMEDIÁRIOS (DUARTE <i>et al.</i> 1997)	GNAISSES E MIGMATITOS GRANULÍTICOS INTERMEDIÁRIOS (DUARTE <i>et al.</i> 1997)	LEUCOSSOMAS E GNAISSES CHARNOCKÍTICOS (DUARTE <i>et al.</i> 1997)	CHARNOCKITOS INTRUSIVOS (DUARTE <i>et al.</i> 1997)	GRANULITOS MÁFICOS (NOCE <i>et al.</i> 2007)
plagioclásio	andesina	X	X	X	X	X	X	?	X
feldspato potássico	X	X	X		X	X	X	?	X
quartzo	X	X	X	X	X	X	X	X	X
biotita			X						
ortopiroxênio	X	X	X	X	X	X	X	X	ferrossilita
granada	rara a ausente		X	X			rara		X (por vezes ausente)
clinopiroxênio	X	X		X	X	X			
hornblenda		X		X			X		
ALTERAÇÃO									
biotita	X	X			X	X	X	?	X
hornblenda	X			X		X		?	X
sericita	X								X
epidoto									X
carbonato	X								X
granada				X					
ACESSÓRIOS									
zircão	X	X	X						X
mineral opaco	ilmenita e hematita	ilmenita, magnetita, hematita	X						X
apatita	X	X	X						X
alanita									X
granada	X	X							
titanita	X	X							X
TEXTURA	granoblástica/ nematoblástica	nematoblástica	granoblástica/ grano-porfiroblástica	granoblástica	granoblástica	?	?	?	granoblástica

Suíte Divino *versus* Suítes de Arco Magmático de Margem Continental

Visando averiguar a compatibilidade da Suíte Divino com rochas de arco magmático continental apresenta-se este estudo comparativo com outras suítes cálcio-alcalinas expandidas: a Suíte Galiléia (594 ± 6 Ma), representante do arco magmático do Orógeno Araçuaí (Nalini *et al.* 2000), e a Suíte Cerro de las Minas, do arco magmático andino (Pons *et al.* 2007).

A partir da análise do diagrama da Figura 44A, nota-se que a Suíte Divino apresenta o mesmo padrão de fracionamento de elementos terras raras exibido pela Suíte Galiléia. Porém, a Suíte Divino é enriquecida nestes elementos quando comparada à Suíte Cerro de las Minas, embora as envoltórias sejam similares (à exceção das anomalias de Eu; Figura 44B).

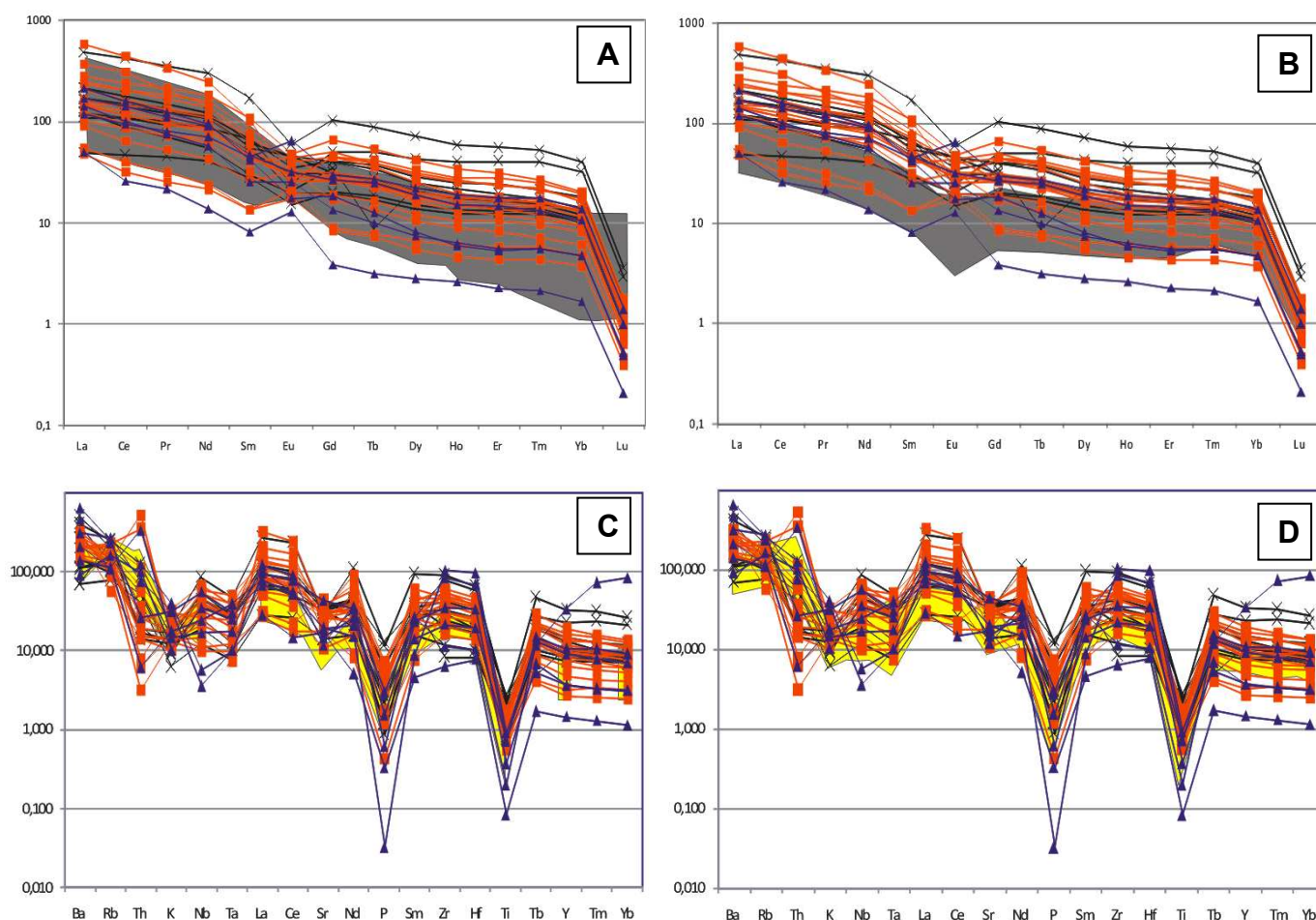


Figura 44: A e B: curvas de elementos terras raras das amostras da Suíte Divino, normalizados para condrito de Boyton (1984). Campos em cinza: A, Suíte Galiléia; B, Suíte Cerro de las Minas. C e D: diagramas de variação multi-elementar para a Suíte Divino, discriminados quanto ao teor em sílica e normalizados para manto primitivo de Taylor & McLennan, (1985). Campos em cinza: C, Suíte Galiléia; e D, Suíte Cerro de las Minas.

Na análise dos aranhogramas (Figuras 44C e 44D) nota-se extrema compatibilidade das curvas da Suíte Divino com as das demais suítes de arco

magmático representadas. O padrão de arco magmático exibido pela Suíte Divino fica claro quando comparado à Suíte Cerro de las Minas (Figura 44D). As anomalias negativas de Ti, Ta e P, além da sutil anomalia negativa de Nb, são idênticas. Ou seja, de acordo com os padrões de elementos terras raras e outros traços apresentados, a Suíte Divino é similar a outras suítes cálcio-alcálinas expandidas e se caracteriza como representante de arco magmático.

Ademais, os valores de ϵNd , calculados para 590 Ma, da Suíte Divino (-10,6 e -10,2; Tabela 2, Capítulo 4) são similares aos da Suíte Galiléia (-8,3 a -9,3; Nalini *et al.* 2000). As idades-modelo Sm-Nd (TDM) destas suítes são também semelhantes e variam entre 1,8 e 2,1 Ga, à exceção de uma amostra da Suíte Galiléia que tem idade-modelo em 3 Ga (Nalini *et al.* 2000). Mas, valores de ϵNd mais baixos, em torno de -6, e idades-modelo Sm-Nd (TDM) em torno de 1,3 Ga são reportadas para outros batólitos do arco magmático do Orógeno Araçuaí (Martins *et al.* 2004).

Finalmente, as análises da química mineral de cristais de piroxênio da Suíte Divino projetam-se nos campos da Suíte Utsalik (Quebec, Canadá) que também representa uma unidade charnockítica de arco magmático de margem continental, embora de idade neoarqueana (Frost *et al.* 2008; Maurice *et al.* 2009; vide Figura 32, Capítulo 5).

Qual é o significado geotectônico da Suíte Divino?

Embora o assunto não se encerre nesta dissertação, as informações de campo e dados laboratoriais aqui contidos, bem como as comparações e interpretações apresentadas, são alicerces sólidos para se responder a esta questão.

À luz destas informações, a Suíte Divino, uma unidade plutônica que pela primeira vez é caracterizada na região de fronteira entre os orógenos Araçuaí e Ribeira, tem as características de uma suíte cálcio-alcálica expandida, originada em arco magmático de margem continental ativa, com significativo envolvimento de fusões derivadas da crosta profunda de idade paleoproterozóica, representada pelo Complexo Juiz de Fora.

Desta forma, tendo em mente a posição geográfica atual do arco magmático pré-colisional do Orógeno Araçuaí, considera-se que a Suíte Divino representa a exposição da raiz granulítica deste arco, cuja eventual continuidade para sul pode ser um elo de ligação entre os orógenos Araçuaí e Ribeira.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aracema, L.W., Neves, A.C., Ferreira, J.C., Pedrosa-Soares, A.C., Lobato, L.M. & Noce, C.M. 2000. Novas evidências de remanescentes oceânicos na Faixa Araçuaí: As rochas metaultramáficas de São José da Safira. *Geonomos*, 8 (1): 55-61.
- Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Cruz, S.C.P.; Peres, G.G. & Whittington, A.G. 2003. Tectônica Quebra-Nozes e a Gênese do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, Búzios. SBG-RJ, Boletim de Resumos, p. 40-43.
- Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S.C.P. & Whittington, A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149: 43-63.
- Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M. & Cruz, S.C.P. 2007. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, 15: 25-43.
- Almeida, F. F. M.; Brito Neves, B. B.; Carneiro, C. D. R. 2000. The origin and evolution of the South American platform. *Earth Science Review*, v. 50, p. 77-111.
- Babinski, M., Gradim, R.J., Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Noce, C.M. & Liu, D. 2005. Geocronologia U–Pb (SHRIMP) e Sm–Nd de xistos verdes basálticos do Orógeno Araçuaí: Implicações para a idade do Grupo Macaúbas. *Revista Brasileira de Geociências*, 35 (4-suplemento): 77-81.
- Bhering, Apolo Pedrosa; Carvalho, Camila Da Mota; Cordeiro, Eduardo Zenha; Carneiro, Gabriel Augusto; Roncato Júnior, Jorge Geraldo; Pereira,

Marco Aurélio Sequetto; Novo, Tiago Amâncio; Coelho, Vanessa Pareja. Geologia da conexão Araçuaí-Ribeira na região de Carangola, MG. 2006. 75 f, [3 f.]2 mapas, 1 CD-ROM.

Boynton, W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.). Rare earth element geochemistry. Developments in geochemistry. Elsevier Sci. Publ. Co. Amsterdam, Netherlands, pp. 63-114.

Brey GP, Köhler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites: II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometry. *Journal of Petrology* (1990) 31:1352–1378.

Brito-Neves, B.B., Campos-Neto, M.C. & Fuck, R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano- Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22: 155-199.

CETEC, 1983. Diagnóstico ambiental do estado de Minas Gerais. CETEC, Belo Horizonte.

Chappell, B.W. & White, A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48, 489-499.

Deer, W. A., Howre, R. A; Zussman, J. 1989. An introduction to the rock-forming minerals. 2nd ed. London, 696.

De La Roche, H.; Leterrier, P.; Grandclaude, P.; Marchal, M. A. 1980. Classification of volcanic and plutonic using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183 – 210.

Duarte B. P., Figueiredo M.C.H., Campos Neto M., Heilbron M. 1997. Geochemistry of the Granulite Fácies Orthogneisses of Juiz de Fora

Complex, Central Segment of Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Rev. Brás. Geoc.*, 27: 67-82.

Duarte B.P., Heilbron M., Campos Neto M. C., Porto Jr. R. 1999. The Garnet Charnockite Plutonic Body of the Juiz de Fora Region, Central Segment of the Pan-African- Brasileiro Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: SBG/BA, Simp. Nac. de Estudos Tectonicos, 7, Boletim de Resumos Expandidos. 2:56-57.

Duarte, B.P., Heilbron, M., Campos Neto, M.C. 2000. Granulite/Charnockite From the Juiz de Fora Domain, Central Segment of the Brasileiro Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:358-362.

Duarte, B.P., Heilbron M., Valladares C., Nogueira J.R., Tupinambá M., Eirado L.G., Almeida, J.C., Almeida, G.C. 2003. Geologia das Folhas Juiz de Fora e Chiador. In: A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coord.). Projeto Sul de Minas, Belo Horizonte, COMIG/SEME, vol. 1, cap. 6, p. 153-258.

Frost, B.R., and Frost, C.D., 2008, On Charnockites. *Gondwana Research* 12, 30-44.

Gradim, R.J., Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares, A.C., Babinski, M. & Noce, C.M. 2005. Xistos Verdes do Alto Araçuaí, Minas Gerais: Vulcanismo Básico do Rifte Neoproterozóico Macaúbas. *Revista Brasileira de Geociências*, 35 (4-suplemento): 59-69.

Grossi-Sad, J.H., Lobato, L.M., Pedrosa-Soares, A.C. & Soares-Filho, B.S. 1997 (eds). Projeto Espinhaço em CD-ROM. CODEMIG, Belo Horizonte, 2693 p. e 23 mapas.

Haralay, N. L. E. ; Hasui, Y. 1982. The Gravimetric Information and the Archean-Proterozoic Structural Framework. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 12, p. 160-166.

- Heilbron M., Valeriano C.M., Almeida J.C.H, Tupinambá M., Valladares C.S., Silva, L.G.E., Nava D.B., Dios F.B. 1993. Compartimentação tectônica e evolução geológica do segmento central da Faixa Ribeira, ao sul do Cráton do São Francisco. In: SBG, Simp. Sobre Cráton São Francisco, 2, Salvador, Anais, 263-265.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Valladares C.S., Machado N. 1995. A orogenese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. Rev. Bras. Geoc. 25:245-266.
- Heilbron M, Duarte B.P., Nogueira J.R. 1998. The Juiz de Fora complex of the Central Ribeira belt, SE Brazil: a segment of Palaeoproterozoic granulitic crust thrust during the Pan-African Orogen. Gondwana Research, 1: 373-382.
- Heilbron M., Duarte B., Valladares C., Nogueira J.R., Tupinambá M., Eirado L.G. 2003. Síntese Geológica do Bloco Oriental (Zona da Mata). In: A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coord.). Projeto Sul de Minas, Belo Horizonte, COMIG/SEME, vol. 1, cap. 2, p. 8-50.
- Heilbron M. & Machado N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). Precambrian Res., 125: 87-112.
- Heilbron, M.L., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C., Trouw, R. & Janasi, V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: V.M. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & Brito-Neves, B.B. (orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Editora Beca, p. 203-234.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C.; Campos-Neto, M.C.; Silva, L.C.; Trouw, R., Janasi, V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A.

- Bartrelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito-Neves (org.). Geologia do Continente Sul-Americano. São Paulo, Beca, cap. XIII, p.203-234.
- Hobbs, B.E.; Winthrop, D.M.; Williams, P.F. 1976. An Outline of Structural Geology. John Wiley & Sons, 571p.
- Jensen, L. S. 1976. A new cation plot for classifying sbalkalic volcanic rocks. Ontario Div. Mines. Misc. Pap. 66.
- Jordt-Evangelista, H. 1988. Minerais Petrográficos de Rochas Ígneas e Metamórficas. Ufop, 125p.
- Le Maitre, R.; Bateman, P.; Dudek, A.; Keller, J.; Lameyre, J.; Le Bas, M.; Sabine, P.; Schmid, R.; Sorensen, H.; Streckeisen, A.; Woolley, A.; Zanettin, B. 1989. A classification of ingeous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of ingeous rocks (Le Maitre, R.W.; editor). Blackwell, 193 p. Oxford.
- Marshak, S., Alkmim, F.F., Whittington, A. & Pedrosa-Soares, A.C. 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: A setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. Journal Structural Geology, 28: 129-147.
- Martin, H., Peucat, J.J., Sabate, P., Cunha, J.C., 1997. Crustal evolution in the early Archaean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State Brazil. Precambrian Research 82, 35–62.
- Martins, V.T. de S. (2000) Geologia Isotópica do Plutonismo Neoproterozóico da Faixa Araquai, região nordeste de Minas Gerais. M.Sc. thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brasil, 187p.

- Martins, M.S. 2006. Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do Rio Macaúbas, MG. Belo Horizonte, IGC-UFMG, Tese de Doutorado.
- Maurice, C., et al., Evidence for a widespread mafic cover sequence and its implications for continental growth in the Northeastern Superior Province. *Precambrian Research* (2008), doi:10.1016/j.precamres.2008.04.010.
- Nalini, H.A. 1997. Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil) : étude géochimique et structurale des suites Galiléia et Urucum et leur relation avec les pegmatites à éléments rares associées. École des Mines de Saint-Étienne et École des Mines de Paris, Thèse.
- Nalini, H.A., Bilal, E., Paquette, J.L., Pin, C. & Machado, R. 2000. Geochronologie U-Pb et géochimie isotopique Sr-Nd des granitoides neoproterozoïques des suites Galiléia et Urucum, vallée du Rio Doce, Sud-Est du Brésil. *Compte Rendu Academie Science Paris*, 331: 459-466.
- Noce, C.M.; Romano, A.W.; Pinheiro, C.M.; Mol, V.S., Pedrosa-Soares, A.C. 2003. Geologia das Folhas Ubá e Muriaé. In: A.C. Pedrosa-Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coords.). Projeto Sul de Minas – Etapa I: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro. COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, Belo Horizonte, cap.12, p.623-659.
- Noce, C.M., Costa, A.G., Piuzana, D., Vieira, V.S. & Carvalho, C. 2006. Geologia da Folha Manhauçu 1:100.000. Rio de Janeiro, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, UFMG-Programa Geologia do Brasil.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C. & Alkmim, F.F. 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15: 17-23.

- Novo, T.A., Roncato, J., Bhering, A.P., Carvalho, C.M., Cordeiro, E.Z., Carneiro, G.A., Pereira, M.A.S., Coelho, V.P., Pedrosa-Soares, A.C. & Noce, C.M. 2007. Rochas charno-enderbíticas da região de Carangola: Implicações para a conexão Araçuaí-Ribeira. *In*: Simpósio de Geologia do Sudeste, 10, Diamantina.SBG-MG, Resumos.
- Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Vidal, P., Monteiro, R. & Leonardos, O. H. 1992. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 6: 33-47.
- Pedrosa-Soares, A.C. & Grossi-Sad, J.H. 1997. Geologia da Folha Minas Novas. *In*: J.H. Grossi-Sad, L.M. Lobato, A.C. Pedrosa-Soares & B.S. Soares-Filho (eds), Projeto Espinhaço em CDROM. Belo Horizonte, CODEMIG, p. 952-1052.
- Pedrosa-Soares, A.C. & Noce, C.M. 1998. Where is the suture zone of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo Orogen? *In*: Conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto. UFOP, Extended Abstracts, p. 35-37.
- Pedrosa-Soares A.C., Vidal Ph., Leonardos O.H., Brito-Neves B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in Eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West-Congo Orogen. *Geology*, 26: 519-522.
- Pedrosa-Soares, A. C., Cordani And, U., Nutman, A. 2000. Constraining the age of neoproterozoic glaciation in eastern Brazil: first u-pb (shrimp) data of detrital zircons. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 58-61.
- Pedrosa-Soares, A.C. & Wiedemann-Leonardos, C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. *In*: U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho & D. A. Campos (eds), *Tectonic*

Evolution of South America. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265-285.

Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Wiedemann, C.M. & Pinto, C.P. 2001. The Araçuaí–West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110: 307-323.

Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Alkmim, F. F., Silva, L. C., Babinski, M., Cordani, U., Castañeda, C. 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após almeida 1977. *Geonomos*, 15: 1-16.

Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Tack, L., Noce, C.M., Babinski, M., Silva, L.C., Martins-Neto, M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogen. Geological Society, London, Special Publications, 294: 153-172.

Pearce, J.; Harris, N.; Tindle, A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, Vol. 25, p. 956-983.

Pons, M. J., Franchini, M. B., López Escobar, L. 2007. Los cuerpos ígneos neógenos del Cerro de las Minas (35,3°s - 69,9°o), cordillera principal de los Andes, so de mendoza: geología, petrografía y Geoquímica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62 (2): 267- 282.

Queiroga, G.N., Pedrosa-Soares, A.C., Quéméneur, J. & Castañeda, C. 2006. A unidade metassedimentar do ofiolito de Ribeirão da Folha, Orógeno Araçuaí, Minas Gerais: petrografia, geotermobarometria e calcografia. *Geonomos*, 14 (1): 25-35.

Queiroga, G.N., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Pimentel, M.M., Dantas, E., Martins, M., Castañeda, C., Suita, M.T.F. & Prichard,

- H. 2007. Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Araçuaí Orogen: The U-Pb Zircon (la-icpms) dating of a plagiogranite. *Geonomos*, 15: 61-65.
- Ribeiro, Carlos Luiz; Mairinck, Diego Barros; Ferreira, Elaine Kelly; Freitas, Guilherme Alex Sander Cardoso De; Soares, Antônio Carlos Pedrosa; Novo, Tiago Amâncio; Universidade Federal de Minas Gerais. *Geologia da Conexão Araçuaí-Ribeira na região de Tombos-MG*. 2007. 38 f., [2] f.2 mapas, 1 CD-ROM.
- Rickwood, P. C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22: 247-263.
- Rollinson, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, 352 p. London.
- Rudnick R. L., Mclennan S. M., Taylor S. R. 1985. Large ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terrains. *Geochemica et Cosmochimica Acta* – Pergamon Press Ltda, v. 49, 1645-1655.
- Shand, S. J. 1947. *Eruptive Rocks*, 3rd Edition (London), 488p.
- Silva, L.C., Armstrong, R, Noce, C.M., Carneiro, M., Pimentel, M., Pedrosa-Soares, A. C., Leite, C., Vieira, V. S., Silva, M., Paes, V. & Cardoso-Filho, J. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Móvel Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 513-528.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L. & Fletcher, I. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections. *Precambrian Research*, 136: 203-240.
- Suita, M.T.F., Pedrosa-Soares, A.C., Leite, C., Nilson, A.A. & Prichard, H. 2004. *Complexos Ofiolíticos do Brasil e a Metalogenia Comparada das Faixas*

- Araçuaí e Brasília. In: E. Pereira, R. Castroviejo & Ortiz, F. (eds), *Complejos Ofiolíticos en Iberoamérica: guías de prospección para metales preciosos*. Ciencia y Tecnología para el Desarrollo-CYTED, Madrid, p. 101-132.
- Sun, S. S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc.*, A297: 409-445.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M. (1985). *The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Blackwell, Oxford. 312.
- Uhlein, A., Trompette, R. & Egydio-Silva, M. 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 191-203.
- Valladares C., Duarte B.P., Heilbron M., Ragatky D. 2000 - Tectono-magmatic evolution of the Occidental terrane and the Paraíba do Sul Klippe of the Neoproterozoic Ribeira Orogenic belt, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 1-6.
- Vieira, V.S. 2007. *Significado do Grupo Rio Doce no Contexto do Orógeno Araçuaí*. Belo Horizonte, IGC-UFMG, Tese de Doutorado.
- Xinhua, Z; Yin, A; Ryerson, f.j. 2000. The Zedong Window: A record of superposed Tertiary convergence in southeastern Tibet. *Jour. of Geoph. Research*, vol. 105, 19,211–19,230pp.
- Wiedemann-Leonardos, C.M., Ludka, I.P., Medeiros, S.R., Mendes, J.C. & Moura, J.C. 2000. Arquitetura de plútons zonados da Faixa Araçuaí-Ribeira. *Geonomos*, 8: 25-38.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 470p.