

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Programa Geologia do Brasil

PROJETO SÃO GABRIEL
DA PALHA — LINHARES
ESTADOS DO ESPÍRITO SANTO E MINAS GERAIS



BELO HORIZONTE
2010

CPRM - SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE
AV. BRASIL 1731 – BAIRRO FUNCIONÁRIOS
BELO HORIZONTE – MG- 30.140-002
FAX: (31) 3878 -0383
TEL: (31) 3878-0307
HTTP://WWW.CPRM.GOV.BR
BIBLIOTECABH@BH.CPRM.GOV.BR

Companhia de Pesquisa de Recursos Mineral-CPRM

Folha São Gabriel da Palha e Linhares. Orivaldo Ferreira Baltazar, Márcia Zucchetti,
Sérgio Azevedo M. de Oliveira, Jaime Scandolara, Luiz Carlos da Silva - Belo Horizonte: CPRM-BH, 2010.

144p., 02 mapas geológicos, 1:100.000 (Série Programa Geologia do Brasil-PGB) impresso em papel e em meio digital.

Conteúdo: Projeto de Desenvolvimento em SIG – Sistema de Informações Geográficas utilizando o GEOBANK – Bancos de Dados Geoespacial da CPRM.

1. Geologia. 2. Espírito Santo - I – Título. II – Baltazar, O. F. III - Zucchetti, M. - IV. Oliveira, S. A. M. de. - V. Scandolara, J. - VI. Silva, L. C. da. - VII. Série.

CDU 551 (815.2 A/Z)

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA NA CPRM-BH POR BIBL. M. MADALENA COSTA FERREIRA – CRB-MG1393

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM
DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Programa Geologia do Brasil

**FOLHAS SÃO GABRIEL DA PALHA
E LINHARES**
(SE.24-Y-C-III/SE.24-Y-D-I)
ESTADOS DO ESPÍRITO SANTO E MINAS GERAIS

Orivaldo Ferreira Baltazar
Marcia Zucchetti
Sérgio Azevedo M. de Oliveira
Jaime Scandolara
Luiz Carlos da Silva



BELO HORIZONTE
2010

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Programa Geologia do Brasil
PROJETO SÃO GABRIEL DA PALHA E LINHARES

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
Márcio Pereira Zimmermann
Ministro de Estado

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
Cláudio Scliar
Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM

Agamenon Sergio Lucas Dantas
Diretor-Presidente

Manoel Barretto da Rocha Neto
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

José Ribeiro Mendes
Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Fernando Pereira de Carvalho
Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Eduardo Santa Helena da Silva
Diretor de Administração e Finanças

Inácio de Medeiros Delgado
Chefe do Departamento de Geologia

Reginaldo Alves dos Santos
Chefe da Divisão de Geologia Básica

João Henrique Gonçalves
Chefe da Divisão de Geoprocessamento

Paulo Roberto Macedo Bastos
Chefe da Divisão de Cartografia

Ernesto von Sperling

Chefe do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação

José Márcio Henriques Soares

Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Marco Antônio Fonseca

Superintendente Regional

Fernando Antônio Rodrigues de Oliveira

Gerente de Geologia e Recursos Minerais

Marcelo de Araujo Vieira

Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Marcio de Oliveira Cândido

Gerente de Hidrologia e Gestão Territorial

Silvia Efigênia Vieira de Melo

Gerente de Administração e Finanças

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Programa Geologia do Brasil

PROJETO SÃO GABRIEL DA PALHA E LINHARES

CRÉDITOS DE CARTOGRAFIA GEOLÓGICA

FOLHA SÃO GABRIEL DA PALHA (SE-24-Y-C-III)

Orivaldo Ferreira Baltazar

Participação: Sérgio Lima da Silva (Análise bibliográfica, Interpretação fotogeológica e Reconhecimento preliminar de campo).

Sérgio Azevedo Marques de Oliveira (Cadastramento de recursos minerais).

FOLHA LINHARES (SE-24-Y-D-I)

Orivaldo Ferreira Baltazar

Participação: Carlos Augusto Leite e Marcelo Cotta Rost (Geologia de campo).

Sérgio Azevedo Marques de Oliveira (Cadastramento de recursos minerais).

CRÉDITOS DE AUTORIA DO TEXTO EXPLICATIVO

FOLHA SÃO GABRIEL DA PALHA (SE-24-Y-C-III)

Orivaldo Ferreira Baltazar

Participação: Sérgio Azevedo Marques de Oliveira (Recursos Minerais e Controle das Mineralizações).

Luiz Carlos da Silva e Marcia Zucchetti (Petrografia/petrologia).

Jaime Scandola e Luiz Carlos da Silva (Litoquímica).

FOLHA LINHARES (SE-24-Y-D-I)

Orivaldo Ferreira Baltazar

Participação: Sérgio Azevedo Marques de Oliveira (Recursos Minerais e Controle das Mineralizações).

Marcia Zucchetti (Petrografia/petrologia).

Jaime Scandola, Luiz Carlos da Silva e Marcia Zucchetti (Litoquímica)

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Programa Geologia do Brasil

PROJETO SÃO GABRIEL DA PALHA E LINHARES

APOIO TÉCNICO DA CPRM

REGINALDO ALVES DOS SANTOS
DIVISÃO DE GEOLOGIA BÁSICA-DIGEOB

JOÃO HENRIQUE GONÇALVES
DIVISÃO DE GEOPROCESSAMENTO-DIGEOP

ERNESTO VON SPERLING DE LIMA - DERID
JOSÉ MÁRCIO HENRIQUES SOARES - DIMARK
EDIÇÃO DO PRODUTO

HÉLBIO PEREIRA
MARCO ANTÔNIO FONSECA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

FERNANDO ANTÔNIO RODRIGUES DE OLIVEIRA
VINÍCIUS JOSÉ DE CASTRO PAES
JÚLIO MURILO MARTINO DE PINHO
FREDERICO ANDRÉ FAVRE
MAGDA ELIANA G. DE OLIVEIRA
SÔNIA APARECIDA PESSOA DE OLIVEIRA
JOSIENE ORNELAS DE FREITAS
GERÊNCIA DE RECURSOS MINERAIS – GEREMI/ SUREG-BH

MARCELO DE ARAÚJO VIEIRA
MÁRCIO ANTÔNIO DA SILVA
MÁRCIO FERREIRA AUGUSTO
MAURÍCIO ALVES FERREIRA SANTOS
GERÊNCIA DE RELAÇÕES INSTITUCIONAIS E
DESENVOLVIMENTO - GERIDE/SUREG-BH

SILVIA EFIGÊNIA VIEIRA DE MELO
GERÊNCIA DE ADMINISTRAÇÃO E FINANÇAS – GERAFI/ SUREG-BH

ORIVALDO FERREIRA BALTAZAR
CHEFE DO PROJETO

LUIZ CARLOS DA SILVA
EDILTON JOSÉ DOS SANTOS
SUPERVISOR TÉCNICO

INÁCIO DE MEDEIROS DELGADO
COORDENAÇÃO

EDILTON JOSÉ DOS SANTOS (GEOLOGIA DE GRANITOS/
GEOTECTÔNICA)
LUIZ CARLOS DA SILVA (PETROLOGIA/GEOLOGIA REGIONAL)
CONSULTORIA TÉCNICA

MICHAEL G. PETER DREWS
GEOFÍSICA

APRESENTAÇÃO

O Programa Geologia do Brasil – PGB, desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM, é responsável pela retomada em larga escala dos levantamentos geológicos básicos do país. Esse programa tem por objetivo a ampliação acelerada do conhecimento geológico do território brasileiro, fornecendo subsídios para novos investimentos em pesquisa mineral e para a criação de novos empreendimentos mineiros, com a consequente geração de novas oportunidades de emprego e renda. Além disso, os novos dados de campo e laboratório obtidos na execução do trabalho podem ser utilizados em projetos de gestão territorial e de recursos hídricos, dentre inúmeras outras aplicações de interesse social.

Os resultados encontrados mostram um importante avanço no exercício de novas práticas, tanto na cartografia geológica quanto no estudo da potencialidade mineral e do conhecimento geológico em amplas áreas do território nacional. O refinamento da cartografia, na escala adotada, fornece aos potenciais usuários uma ferramenta básica indispensável aos futuros trabalhos de exploração mineral ou àqueles relacionados à gestão ambiental e à avaliação de potencialidades hídricas, dentre outros.

O projeto foi totalmente desenvolvido em ambiente SIG e vinculado ao banco de dados geológicos da CPRM, o GEOBANK, incorporando o que existe de mais atualizado em técnica de geoprocessamento aplicada à cartografia geológica. Também encontram-se disponíveis para consulta e *download* no Portal da CPRM - www.cprm.gov.br - os mapas em formato PDF das folhas que integram o projeto São Gabriel da Palha - Linhares.

Este relatório contém o *Texto Explicativo do Projeto São Gabriel da Palha - Linhares*, estruturado de forma integrada, abordando as especificidades mapeadas em todas as duas folhas *na escala 1:100.000* que integram o projeto (*SE.24-Y-C-III – São Gabriel da Palha e , SE.24-Y-D-I – Linhares*), localizadas na região setentrional do estado do Espírito Santo, com a folha São Gabriel da Palha abrangendo pequena porção do estado de Minas Gerais, no seu extremo oeste.

A área abrangida pelas folhas se estende sobre o domínio Leste da Faixa Araçuaí, de idade neoproterozóica-cambriana, gerada no Ciclo Brasileiro, relativamente ao Cráton do São Francisco.

Os recursos minerais da área são fundamentalmente representados por rochas ornamentais, incluindo ampla gama de tipos de rochas graníticas, charnockíticas, monzoníticas entre outras, sob a denominação comercial genérica de “granitos”, preferencialmente delimitados nos mapas geológicos e que servem, assim, como bom guia prospectivo.

AGAMENON DANTAS
Diretor Presidente

MANOEL BARRETTO
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

RESUMO

São apresentados aos dados relativos ao mapeamento geológico das folhas São Gabriel da Palha (SE-24-Y-C-III) e Linhares (SE-24-Y-D-I), em escala 1: 100.000, delimitadas, respectivamente, pelas coordenadas geográficas 19°00'S - 19°30'S / 40°30' - 41°00' W e 19°00'S - 19°30'S / 40°00' - 40°30'W. Situam-se na região setentrional do Estado do Espírito Santo, com a folha São Gabriel da Palha abrangendo pequena parte do Estado de Minas Gerais no seu extremo oeste. Geologicamente a área é parte do Orógeno Araçuaí, um Sistema Orogênico Brasileiro-Panafricano que inclui os cinturões Araçuaí, W-Congo, Brasília, Ribeira, Kaoko, Dom Feliciano, Damara e Gariep. O Orógeno Araçuaí tem limites, ocidental e setentrional, no Craton do São Francisco, estendendo-se para leste até o Oceano Atlântico. Para sul alcança o paralelo 21°, onde tem sua passagem para o Orógeno Ribeira marcada pela deflexão da estruturação brasileira da direção NNE para NE. O Cinturão W-Congo, na África Ocidental, constitui sua continuidade oriental, desmembrada pela abertura do Oceano Atlântico. A estratigrafia proposta para a área é a seguinte: (1) Complexo Nova Venécia representada por paragneisses aluminosas, migmatíticas (metatexitos e diatexitos), com intercalações de quartzitos e rochas calcissilicáticas, relacionados provavelmente a deposição em uma bacia de retroarco; (2) Rochas plutônicas pré-colisionais, representadas pelos hiperstênio granitóides da Suíte Mascarenhas; (3) Suíte Carlos Chagas constituída de granitóides megaporfiríticos foliados, peraluminosos, sincolisionais; (4) Suíte Ataléia constituída de tonalitos a granodioritos e leucogranitos granatíferos, foliados, tipo S, peraluminosos, também sincolisionais; (5) Leucogranitos tipo S, tardi- a pós-colisionais na forma de pequenos corpos tabulares e *stocks* intrusivos; (6) Suíte Intrusiva Aimorés composta de hornblenda-biotita granitos e hiperstênio granitóides relacionados a um plutonismo pós-colisional de idade cambriana; (7) Rochas básicas intrusivas; (8) Grupo Barreiras, de sedimentos fluviais cenozóicos; (9) Sedimentos fluviais recentes. O metamorfismo nos paragneisses migmatíticos do Complexo Nova Venécia, do Neoproterozóico (Ediacarano), atingiu a fácies anfibolito alto a granulito. A deformação, polifásica, relacionada à Orogênese Brasileira, é representada por uma tectônica tangencial inicial, com transporte tectônico de nordeste para sudoeste, responsável pela foliação regional, falhas de empurrão e falhas direcionais (*wrench faults*) associadas; tem superposta uma tectônica direcional dúctil, de direção geral preferencial norte-sul, com reativações em regime extensional e a colocação ao longo das mesmas de diques de diabásio, mesozóicos. Os bens minerais da área são representados por granitos lavrados como rocha ornamental oriundos principalmente das Suítes Ataléia e Aimorés e dos Leucogranitos Tardi- a Pós-colisionais; brita em gnaisses do Complexo Nova Venécia; e depósitos de areia e argila associados a sedimentos do Grupo Barreiras e aluviões recentes.

ABSTRACT

The São Gabriel da Palha and Linhares quadrangle (Carta do Brasil, 1:100.000 scale) are situated in the northeast and northern of the Espírito Santo and Minas Gerais States, eastern Brazil.

This area is part of the so called Neoproterozoic Araçuaí-West Congo Orogen. This orogen also encompasses the West Congo Belt of Africa.

Four Neoproterozoic units are recognized:

(1) Nova Venécia Complex is a metasedimentary gneissic unit likely deposited in a retro-arc basin; (2) Mascarenhas Suite encompasses hyperstene-bearing granitoids attributed to a arc-magmatic environment; (3) Ataléia and Carlos Chagas suites are constituted by peraluminous granitoids produced during the collisional period (period of maximum convergence) of the Araçuaí Orogen and; (4) Late- to post-collisional S-type Leucogranites.

The Cambrian Aimorés Suite is constituted by hornblend-biotite granite and hyperstene-bearing granitoids related to a post-collisional magmatism linked to large horizontal movements along major shear zones.

Cenozoic Barreiras Group a continental sedimentary sequence covers some 30% of the eastern part of the area. Pleistocene-Holocene alluvial deposits occurs along the Doce and São José Rivers.

The mapped area is marked by a compressive structural regime related to a continental collision during the Brasiliano (Pan-African) Araçuaí Orogen evolution.

The more important mineral resources are gneissic and granitoid rocks used as dimensional stones.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO.....	17
1.1. Localização e Acesso	17
1.2. Metodologia e Dados de Produção	17
1.3. Aspectos Fisiográficos	18
1.4. Agradecimentos	19
2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	21
2.1. Trabalhos Anteriores.....	21
2.2. Contexto Geotectônico e Geologia Regional	22
3 – UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	25
3.1. Complexo Nova Venécia	25
3.2. Suíte Mascarenhas	35
3.3. Suíte Ataléia.....	37
3.4. Suíte Carlos Chagas	43
3.5. Granitos Tardi - A Pós-Colisionais	45
3.6. Suíte Intrusiva Aimorés	48
3.7. Rocha Básica Intrusiva	54
3.8. Grupo Barreiras.....	54
3.9. Sedimentos Pleistoceno-Holocênicos	55
4 – PETROLOGIA E LITOQUÍMICA.....	57
4.1. Petrologia	57
4.1.1 Complexo Nova Venécia (NP3nv).....	57
4.1.2 Suíte Ataléia (NP3γ2at)	60
4.1.3 Suíte Carlos Chagas (NP3γ2cc).....	62
4.1.4 Granitos Tardi- a Pós-Colisionais (εγ3Slg)	62
4.1.5 Suíte Intrusiva Aimorés	63
4.2. Litogeoquímica em Rocha Total	64
4.2.1 Procedimentos analíticos.	64
4.2.2 Geoquímica dos elementos maiores, menores, traços e terras-raras.....	64
4.2.2.1 Granitóides tipo-I.	64
4.2.2.1.1 Suíte Intrusiva Aimorés.....	64
4.2.2.1.2 Mangeritos da Suíte Mascarenhas	80
4.2.2.1.3 Rochas máficas	80
4.2.2.1.4 Compartimentação tectônica, fontes e petrogênese.	81
4.2.2.2 Granitóides tipo-S.....	89
4.2.2.2.1 Suíte Ataléia	89
4.2.2.2.2 Granitos Tardi a pós-colisionais	89
4.2.2.2.3 Suíte Carlos Chagas	90
4.2.2.2.4 Ambientes tectônicos e fontes.....	94
5 – GEOCRONOLOGIA	101

6 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E GEOTECTÔNICA	103
7 – RECURSOS MINERAIS E CONTROLE DAS MINERALIZAÇÕES.....	115
7.1. Introdução.....	115
8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	131
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	137

PROJETO SÃO GABRIEL DA PALHA — LINHARES

ESTADOS DO ESPÍRITO SANTO E MINAS GERAIS

1 – INTRODUÇÃO

Este relatório é um texto explicativo complementar aos dados dos mapas geológicos das folhas São Gabriel da Palha (SE-24-Y-C-III) e Linhares (SE-24-Y-D-I), ora apresentadas em escala 1: 100.000. São integrantes do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, que contempla a cartografia geológica e o cadastramento de recursos minerais. Os produtos finais deste trabalho foram elaborados utilizando tecnologia de Sistema de Informações Geográficas, com dados cartográficos elaborados em plataforma ArcGIS e estrutura respaldada em bases de dados relacionais, que constituem o banco de dados corporativo da CPRM-Serviço Geológico do Brasil, denominado GEOBANK.

1.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

As folhas São Gabriel da Palha e Linhares são delimitadas, respectivamente, pelas coordenadas geográficas 19°00'S - 19°30'S / 40°30' - 41°00' W e 19°00'S - 19°30'S / 40°00' - 40°30'W. Situam-se na região setentrional do Estado do Espírito Santo, abrangendo pequena parte do Estado de Minas Gerais no seu extremo oeste (Figura 1.1).

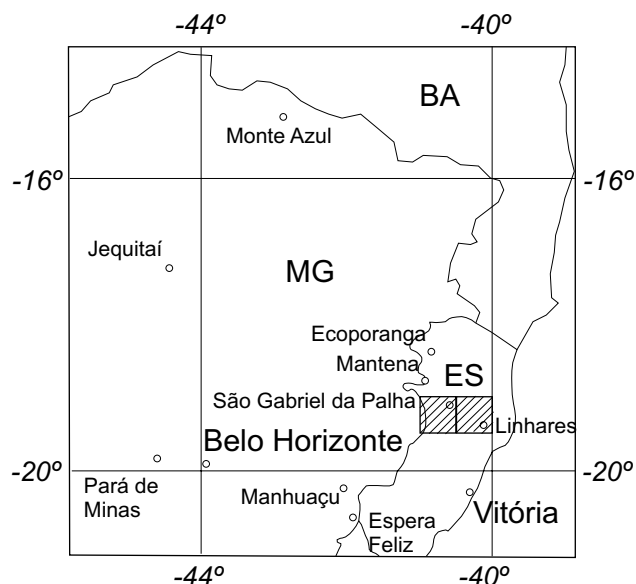


Figura 1.1. Localização das folhas São Gabriel da Palha e Linhares.

A Folha São Gabriel da Palha tem como principais cidades São Gabriel da Palha e Pancas e junto a seus limites as cidades de Aimorés e Resplendor, em Minas Gerais e Colatina no Estado do Espírito Santo. Na Folha Linhares destacam-se as cidades de Linhares, Sooretama, Rio Bananal, Governador Lindemberg e Vila Valério.

A partir de Belo Horizonte o acesso se faz pela rodovia federal BR-381, via Governador Valadares e Colatina. As principais rodovias pavimentadas dentro da área são a BR-101 que corta a folha Linhares na direção norte-sul; a rodovia ES-080 que liga Colatina a São Domingos do Norte e Águia Branca; a ES-137 de São Domingos do Norte para São Gabriel da Palha e Nova Venécia; a ES-341 que liga Colatina a Pancas a partir da localidade de Ângelo Frechiani na ES-080; a ES-164 que liga Pancas a Monte Carmelo, junto à divisa com Minas Gerais; a ES-245 que liga Novo Brasil, Governador Lindemberg, Rio Bananal e Linhares; a ES-248 que liga Colatina a Linhares; e a ES-358 de Sooretama para Vila Valério.

1.2. METODOLOGIA E DADOS DE PRODUÇÃO

A metodologia aplicada foi aquela classicamente utilizada em trabalhos de mapeamento geológico, constando de uma etapa inicial voltada para pesquisa e análise bibliográficas sobre a geologia da área, suas adjacências e outras áreas de geologia similar. Em paralelo desenvolveram-se os trabalhos de análise e interpretação das aerofotos disponíveis (FAB/IBGE – Escala 1: 100.000 – 1974/75) e de imagens digitais de satélite. Foram utilizados mapas aerogeofísicos de Sinal Analítico e Derivada Vertical, obtidos a partir de dados do Levantamento Aeromagnetométrico do Convênio Brasil-Alemanha, que auxiliaram principalmente na definição de corpos intrusivos e na visualização de grandes lineamentos estruturais, especialmente na área da folha São Gabriel da Palha. Para a Folha Linhares a cobertura aerogeofísica foi apenas parcial, excluindo a metade oriental da folha, coberta pelos sedimentos do Grupo Barreiras. Este trabalho resultou na obtenção dos mapas geológicos preliminares das duas folhas na escala desejada, com grande contribuição principalmente em relação aos traços estruturais da área. Em seguida foram realizados os trabalhos de geologia de campo, desenvolvidos em duas etapas.

Primeiramente foi cartografada a Folha São Gabriel da Palha com trabalhos de campo desenvolvidos em dois períodos: o primeiro de setembro a dezembro de 2005 e o segundo de março a abril de 2006, totalizando 148 dias de campo, quando foram descritos 408 afloramentos de rocha e cadastradas 44 ocorrências minerais, cobrindo uma área de aproximadamente 2.900 km². Foram selecionadas e descritas 128 lâminas delgadas para caracterização petrográfica das unidades cartografadas e analisadas quimicamente, para elementos maiores e traços, 32 amostras de rocha de

unidades mapeadas. Datação geocronológica, U/Pb em zircão (*laser ablation*), foi realizada em uma amostra de hiperstênio granitóide da Suíte Intrusiva Aimorés cartografado no extremo sudoeste da folha. Foram coletadas, ainda, mais 7 (sete) amostras, já preparadas para futura datação U-Pb por *laser ablation* em zircãos. São amostras de: hiperstênio quartzo-monzonito Mascarenhas (de idade incerta); de granitóides sincolisionais da Suíte Ataléia; de Leucogranitos Tardi- a Pós-colisionais; e de granitóides pós-colisionais da Suíte Intrusiva Aimorés.

A cartografia da Folha Linhares teve início em agosto de 2006 com os trabalhos de pesquisa bibliográfica e fotoanálise obedecendo à mesma sistemática adotada para a Folha São Gabriel da Palha; a cartografia geológica de campo ocorreu também em duas etapas: a primeira, de outubro a dezembro de 2006; e a segunda de março a outubro de 2007. Foram descritos 396 afloramentos de rocha e cadastradas 31 ocorrências minerais, cobrindo toda a área da folha, de aproximadamente 2900 km². Foram confeccionadas e descritas 84 lâminas delgadas e realizadas análises químicas de rocha para elementos maiores e traços em 20 amostras selecionadas como representativas dos corpos granitóides da Suíte Ataléia, de Leucogranitos Tardi- a Pós-Colisionais e da Suíte Intrusiva Aimorés. Foram coletadas para datação geocronológica (*laser ablation*, U/Pb em zircão), na folha Linhares, 3 (três) amostras, uma delas de um corpo de charno-enderbita atribuído à Suíte Intrusiva Aimorés e duas outras de corpos de prováveis Leucogranitos Tardi- a Pós-colisionais.

Todas as informações coletadas durante os trabalhos cartográficos, litológicos, estruturais e de recursos minerais, com ilustrações fotográficas, foram lançados no Banco de Dados GEOBANK da CPRM, nas bases **Aflora**, para cada uma das duas folhas mapeadas. Todas as fotografias tomadas no campo estão reunidas em um álbum fotográfico digital classificado por unidade geológica cartografada.

1.3. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

Podem ser facilmente visualizados, com o auxílio de imagens de satélite, e mesmo nos mapas planialtimétricos do IBGE em escala 1:100.000, seis domínios geomorfológicos na área (Figura 1.2). É significativo o controle litológico e estrutural na modelagem e distribuição geográfica destes domínios:

- 1 O Domínio 1, cobre a metade centro-norte da folha São Gabriel da Palha, onde são registradas as maiores altitudes médias, com cotas variando de 200m a até 950m, e com as maiores elevações ocorrendo na região

entre Pancas e Lajinha. O domínio tem um relevo de forma bem peculiar caracterizado por “pontões” e “pães-de-açúcar”, esculpidos em rocha nua e configurando um “mar de morros” bastante homogêneo que reflete as características da rocha na qual foram modelados. Esta é representada por granitóides megaporfiríticos da Suíte Carlos Chagas, composicional e estruturalmente muito homogêneos, com uma foliação tectônica de baixo ângulo refletida nas formas “pães-de-açúcar” de encostas íngremes e suaves, respectivamente com mergulhos contra e a favor desta estrutura planar. A rede de drenagem é estruturalmente controlada por sistemas de fraturas e zonas de cisalhamento de alto ângulo, com direções preferenciais NNW e WNW, desenhando um padrão retangular com vales estreitos e de fundo plano, construídos nas faixas de milonitos que demarcam as zonas de cisalhamento.

- 2 O Domínio 2 está representado no extremo oeste da área, limitado por quebra de relevo que serve parcialmente de limite entre os Estados de Minas Gerais e Espírito Santo. Constitui a área deprimida do território mineiro, com cotas variando desde 100m no sul junto ao vale do rio Doce, a até 400m na porção norte do domínio, nos arredores de Nicolândia, junto ao limite com o Domínio 1. Tem um relevo variado de morros arredondados de encostas convexas, tendendo a forma de “meias-laranja” ou de morros alongados, com cristas bem marcadas e sinuosas, com maior densidade de drenagem e predominando na parte sul do Domínio. O padrão de drenagem dominante é o dendrítico com os cursos d’água correndo para sul-sudoeste em direção ao rio Doce.
- 3 O Domínio 3 abrange toda a metade oriental e a porção centro-sul da folha São Gabriel da Palha e estendendo-se para a folha Linhares ocupando a sua porção central. É a área de domínio de ocorrência dos granitóides da Suíte Ataléia (e parcialmente dos gnaisses do Complexo Nova Venécia) e se caracteriza por um relevo colinoso com cotas variando de 150m de altitude na parte sul, até altitudes médias em torno de 600m. Predomina uma rede de drenagem de padrão dendrítico, parcialmente controlada pelos lineamentos estruturais e sistema de fraturas NNW na sua porção sul-sudoeste.
- 4 O Domínio 4 abrange a porção centro-sul da área, com elevações de até 850m que são sustentadas por núcleos migmatíticos mais homogêneos dos gnaisses regionais do Complexo Nova Venécia, sendo fortemente controlado por zonas de transposição de alto ângulo

- que reorientam as estruturas bandadas pré-existentes para a direção próxima a norte-sul.
- 5 Domínio 5 está representado pelas extensas chapadas pertinentes aos sedimentos cenozóicos do Grupo Barreiras que cobrem toda a metade oriental da Folha Linhares: são superfícies planares com leve inclinação no sentido leste (para o Oceano Atlântico);
- 6 Domínio 6 está relacionado à planície aluvionar do rio Doce, com maior expressão no extremo sul da Folha Linhares, onde interrompe os tabuleiros do Grupo Barreiras.

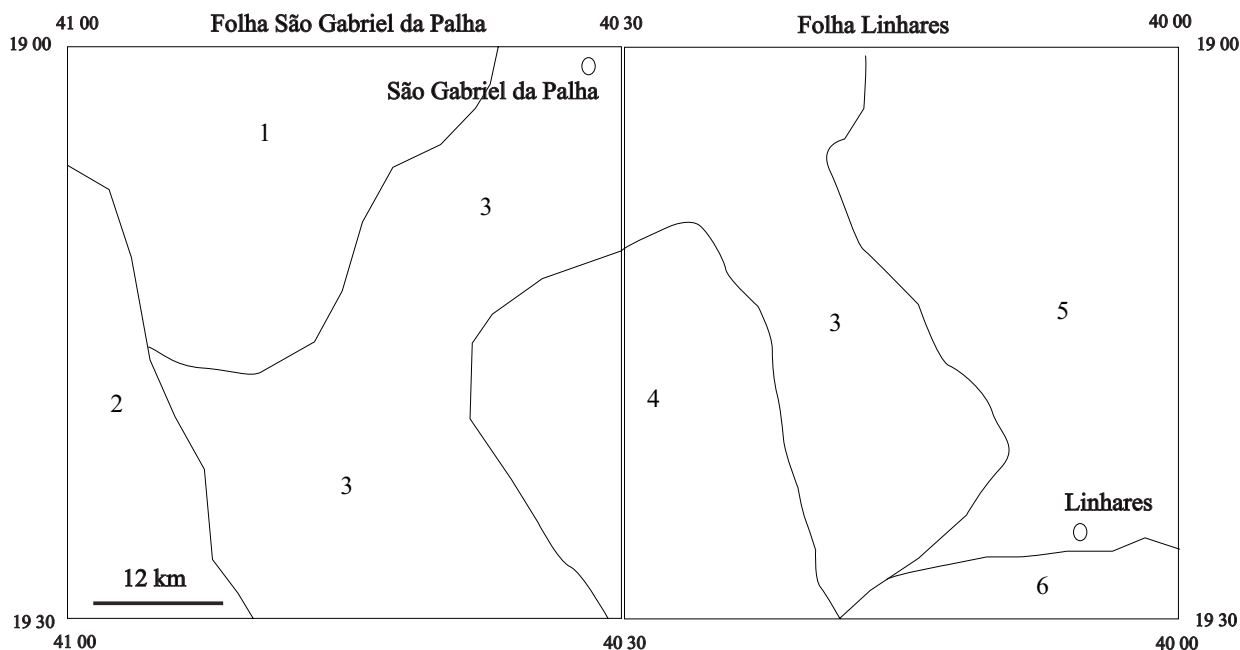


Figura 1.2. Domínios geomorfológicos da área.

1.4. AGRADECIMENTOS

A equipe de mapeamento das folhas São Gabriel da Palha e Linhares agradece aos proprietários rurais da área, que facilitaram o acesso às exposições rochosas, e às empresas de mineração detentoras de Alvarás de Pesquisa e Concessão de Lavra que apoiaram e facilitaram o acesso das

equipes às frentes de trabalho. Entre estas Empresas estão:

Mineração GRANRIVA, MARBRASA Ltda, Mineração GIMIRIM, Mineração GRANICAP, Mineração Guidoni, Mineração Sabadini, Mineração Grambel e Mineração Categran.

Os autores agradecem também a todos os colegas que colaboraram para a realização deste trabalho.

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. TRABALHOS ANTERIORES

A área situa-se na Província Mantiqueira definida por Almeida *et al.* (1977, 1981).

Entre os primeiros trabalhos de mapeamento geológico regional que incluem a área destacam-se:

Silva & Ferrari (1976) que, baseados somente em critérios petrográficos e estruturais, denominam regionalmente as rochas metamórficas de alto grau e polifasicamente deformadas da área de Associação Paraíba do Sul, subdividida localmente nos complexos Charnockítico e Migmatítico. A Associação Paraíba do Sul incluindo gnaisses e migmatitos, com intercalações de quartzitos, mármore, anfíbolitos, rochas calcissilicáticas e charnockitos; o Complexo Charnockítico englobando não só charnockitos, mas também metamorfitos de composição intermediária a básica; e o Complexo Migmatítico incluindo migmatitos granitóides e gnaisses embrechíticos.

Fontes *et al.* (1978) usando os mesmos critérios de Silva e Ferrari (1976) denominam estes metamorfitos de Associação Barbacena/Paraíba do Sul, agrupando-os nos complexos Gnáissico-Migmatítico, Gnáissico Kinzigítico, Granitóide e Charnockítico. O Complexo Gnáissico-Migmatítico representado por biotita gnaisses bandados, gnaisses granatíferos, gnaisses graníticos e com intercalações de micaxisto, quartzito, rocha calcissilicática e mármore; o Complexo Gnáissico-Kinzigítico incluindo gnaisses kinzigíticos migmatizados e ainda biotita gnaisses e raras intercalações de quartzitos; o Complexo Granitóide incluindo todas as rochas de composição granítica a granodiorítica e gnaisses embrechíticos; e finalmente o Complexo Charnockítico incluindo charnockitos porfiroblásticos maciços e gnáissicos, tendo associados gnaisses, leptinitos e rochas gabróides.

Fonseca *et al.* (1979) criam a designação informal *Faixa Costeira* para englobar todo o complexo de rochas granulíticas e migmatíticas ao longo de toda a costa sudeste, referenciando-as ao pré-cambriano não diferenciado devido à impossibilidade de correlação com outros conjuntos litológicos de posicionamento estratigráfico definido. A *Faixa Costeira* constituiu-se de migmatitos homogêneos e heterogêneos, associados a gnaisses kinzigíticos, gnaisses facoidais, rochas da associação charnockítica, rochas básicas e rochas alcalinas.

Machado Filho *et al.* (1983) dividiram a área em compartimentos tectônicos, um deles o Cinturão Móvel Atlântico incluindo o Complexo Paraíba do Sul este tendo individualizados em seu interior Gnaisses

Granitóides, Rochas Enderbíticas a Charnockíticas, Gnaisses Granatíferos e Gnaisses Kinzigíticos.

Siga-Júnior (1986) e Silva *et al.* (1987) descrevem, na região de interesse, as seguintes unidades litoestratigráficas: (1) o *Complexo Paraíba do Sul* incluindo metatexitos e diatexitos, com paleossomas gnáissicos e gnáissicos kinzigíticos, com intercalações de rochas calcissilicáticas, mármore, quartzitos e anfíbolitos; (2) o *Complexo Montanha*, um conjunto de *augen* granitóides gnáissicos, sintectônico; (3) o *Complexo Medina* um conjunto de biotita granito porfiróide, biotita granodiorito a tonalito gnaissificados e biotita granitóide, maciços a foliados, sin a tarditectônico; (4) a *Suíte Intrusiva Aimorés* exposta nos arredores de Aimorés e Baixo Guandu, no limite sudoeste da folha São Gabriel da Palha, representada por granitos e charnockitos tardi- a pós-tectônicos; (5) a *Suíte Intrusiva Guaratinga*, pós-tectônica a anorogênica, englobando de tonalitos a granitos equigranulares; e (6) a *Suíte Intrusiva Fundão* incluindo os diques de diabásio e gabros, com orientação preferencial na direção NNW-SSE.

Silva *et al.* (1987) incluem os paragnaisses da folha no Complexo Paraíba do Sul, constituído de “metatexitos com paleossoma composto principalmente de biotita e/ou hornblenda-granada gnaisses e kinzigitos, e secundariamente rocha calcissilicática, anfíbolitos e mármore”; agrupam granitos e charnockitos da porção oeste-sudoeste da folha na Suíte Intrusiva Aimorés, referidos como Ortopiroxênio-granitóides de composição tonalítica a granítica, maciços ou foliados; os granitóides megaporfíricos do norte da folha são denominados de Complexo Montanha, reunindo *augen* granitóides gnáissicos, a granada sillimanita e, eventualmente cordierita; rochas granitóides a leste e oeste deste Complexo foram incluídas no Complexo Medina e descritas como biotita granodioritos ou tonalitos gnaissificados, com ou sem granada, de granulação fina a grossa. Estes autores descrevem o “Alinhamento Vitória-Ecoporanga”, que corta a folha São Gabriel da Palha na sua porção central, e o caracterizam como um sistema de falhas de direção N20°W, essencialmente rupturais, associadas a esforços compressionais e tensionais. Associados a reativações sucessivas deste sistema de falhas foram interpretados a colocação dos plutões Eopaleozóicos da Suíte Intrusiva Guaratinga e de diques básicos da Suíte Intrusiva Fundão no período Jurássico (Mesozóico). Para leste deste lineamento descrevem outro domínio estrutural caracterizado pelo predomínio de direções N30°-40°E, com mergulhos variando de 30° a 70° para NW, indi-

cado por sistemas de falhas e traço axial de dobras, interceptados pelas estruturas acima.

Na folha Colatina, limítrofe ao sul com a folha São Gabriel da Palha, Tuller (1993) reúne os biotita-granada gnaisses no Complexo Paraíba do Sul, subdividindo-o em duas unidades, uma delas representando “uma seqüência pelito-areno-carbonático” e outra constituída de “um conjunto monótono de gnaisses aluminosos”. As rochas granitóides são agrupadas como: (1) Intrusivas ácidas a básicas sin - a tardi-tangenciais, incluindo os Gnaisses Enderbíticos tipo Santa Tereza, Granulitos tipo Mascarenhas, e os ortognaisses tipo Colatina, Córrego Grande, Jequitibá e Rio Guandú; (2) Intrusivas ácidas a básicas tardi - a pós-transcorrentes, de idade cambriana, representadas pelos maciços Várzea Alegre, Ibituba, Itapina e outros corpos menores; (3) Intrusivas básicas de idade jurássica representadas por diques de diabásio.

No mapeamento geológico da folha Conselheiro Pena e parte da folha São Gabriel da Palha inserida no Estado de Minas Gerais, em escala 1: 100.000, Oliveira (2000) descreve as seguintes unidades litoestratigráficas:

(1) Complexo Gnáissico-Kinzigítico constituído de gnaisses bandados, a cordierita, granada e sillimanita, com intercalações de rochas calcissilicáticas e granítica, representando seqüências supracrustais;

(2) *Suíte Intrusiva Galiléia* relacionada a um magmatismo sin- a tarditectônico e constituída do Tonalito Galiléia e os cronocorrelatos Granulitos Mascarenhas (hiperestênio granitos a tonalitos) e granitos da Suíte Ataléia (granitos granatíferos branco-acinzentados com restitos de biotita-granada gnaisses) e Nanuque (granito cinza-esbranquiçado, granatífero, foliado, com aspecto gnáissico) e;

(3) *Suíte Intrusiva Aimorés*, relacionada a um magmatismo tardi- a pós-tectônico e constituída do Granito Caladão e Charnockito Padre Paraíso.

Os contatos dos gnaisses kinzigíticos com os granitos Ataléia e Nanuque são posicionados ao longo de falha de empurrão sobrepondo as rochas graníticas aos gnaisses que ocorrem para oeste. Os granitos e charnockitos da *Suíte Intrusiva Aimorés* mostram relações de intrusão com os gnaisses e granitos circundantes. Os granitos Nanuque e Ataléia têm contatos aparentemente transicionais.

Pedrosa-Soares *et al.* (2006a,b) e Castañeda *et al.* (2006) adotam a designação “Complexo Nova Venécia” para os paragnaisses denominados Complexo Paraíba do Sul por Tuller (1993) e Complexo Gnáissico-Kinzigítico por Oliveira (2000). Segundo os autores isto se deve à completa semelhança litológica desta unidade, nas folhas Mantena e Ecoporanga (1: 100.000), com os paragnaisses dos arredores de Nova Venécia, onde a unidade foi da-

tada por Noce *et al.* (2004) que definem sua idade de sedimentação no intervalo 630-585 Ma. Denominam, ainda, de Suíte Ataléia aos granitos tipo S parcialmente incluídos no Complexo Montanha por Silva *et al.* (1987); e de Suíte Carlos Chagas os granitóides megaporfiríticos deste, correlacionando-os à Supersuíte G2, formada por granitóides tipo-S, sincolisionais, de cerca de 585-560 Ma, do Orógeno Araçuaí. A denominação Suíte Intrusiva Aimorés é mantida pelos autores para granitos e charnockitos intrusivos cujas orientações gerais indicam que estas intrusões aproveitaram algumas estruturas relacionadas ao sistema de lineamentos NW que corta as folhas Mantena e Ecoporanga. Foram correlacionados à supersuíte G5, de cerca de 520-490 Ma, formada por granitóides tipo-I, pós-colisionais. Estas unidades se estendem para as folhas São Gabriel da Palha e Linhares, situadas imediatamente ao sul da Folha Mantena ou são correlatas de litótipos nela cartografados.

Os sedimentos fluviais cenozóicos do Grupo Barreiras, que ocorrem em toda a metade oriental da Folha Linhares, foram descritos em maior detalhe por Amador (1982) e Amador & Dias (1978) em toda a extensão leste do Estado do Espírito Santo. Piazza *et al.* (1974) descrevem em detalhe os sedimentos aluvionares holocênicos da planície do rio Doce.

2.2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOLOGIA REGIONAL

A área está localizada no extremo norte do Estado do Espírito Santo, na região limítrofe com o Estado de Minas Gerais. Geologicamente é parte do Orógeno Araçuaí, um Sistema Orogênico Brasileiro-Pan-africano que inclui os cinturões Araçuaí, W-Congo, Brasília, Ribeira, Kaoko, Dom Feliciano, Damara e Gariep (Pedrosa-Soares *et al.* 2001). A caracterização deste orógeno, seu modelo evolutivo e dados recentes estão em Pedrosa-Soares & Wiedemann (2000), Pedrosa-Soares *et al.* (2001a,b, 2003, 2005, 2006, 2007), Lima *et al.* (2002), Silva *et al.* (2002, 2005), Wiedemann *et al.* (2002), Noce *et al.* (2004), Heilbron *et al.* (2004), Martins *et al.* (2004), Suita *et al.* (2004), Marshak *et al.* (2006), Munhá *et al.* (2005), Vieira (2005), Alkmim *et al.* (2006, 2007) e Jacobsohn (2006).

O Orógeno Araçuaí tem seus limites ocidental e setentrional no Craton do São Francisco, estendendo-se para leste até o Oceano Atlântico. Para sul alcança o paralelo 21°, onde tem sua passagem para o Orógeno Ribeira marcada pela deflexão da estruturação brasileira da direção NNE para NE (Figura 2.1). O Cinturão W-Congo, na África Ocidental, constitui sua continuidade oriental, desmembrada pela abertura do Oceano Atlântico.

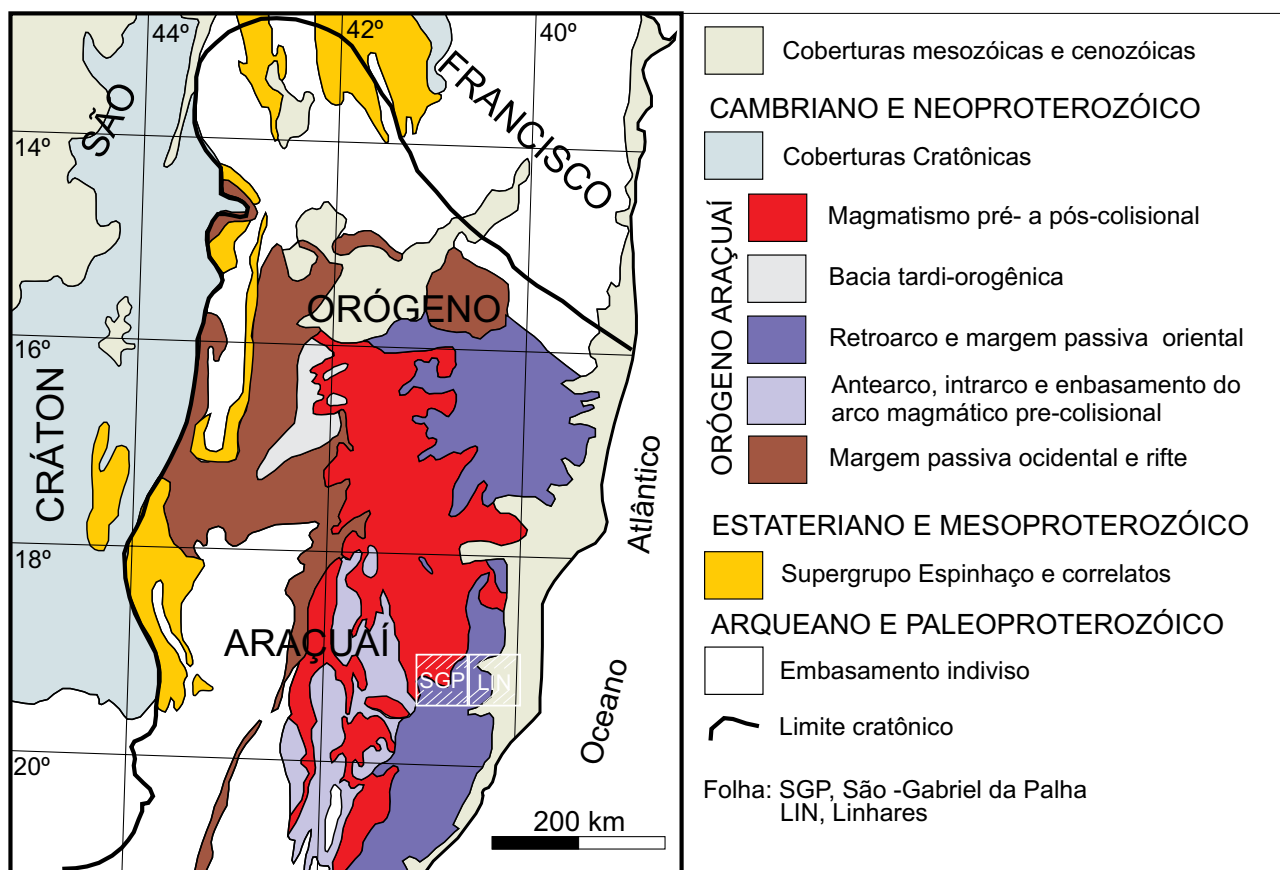


Figura 2.1. Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares et al. 2006) com a localização da área mapeada.

A seguir, uma síntese da evolução do Orógeno, baseada em Pedrosa-Soares et al. (2001), Noce et al. (2004, 2007), Pedrosa-Soares et al. (2006, 2007):

- O embasamento arqueano e paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí estão bem expostos no seu setor ocidental e compreende os complexos Guanhões, Gouveia, Porteirinha, Mantiqueira e Juiz de Fora;
- A fase *rift* da bacia precursora do Orógeno tem seu magmatismo representado pelos diques máficos da Suíte Pedro Lessa, granitos da Suíte Salto da Divisa e xistos basálticos da Formação Chapada do Acauã; sua sedimentação está representada pelos arenitos, pelitos, conglomerados e sedimentos glácio-marinhos terrestres do Grupo Macaúbas e correlatos, e se desenvolveu no intervalo 930-880 Ma;
- A transição fase rifte - margem passiva é representada pela seqüência glácio-marinha do Membro Rio Preto da Formação Chapada do Acauã, o, do Grupo Macaúbas, metamorfisada na fácies xisto verde;
- A fase de margem passiva da Bacia Macaúbas é representada por turbiditos areno-pelíticos da Formação Ribeirão da Folha (do Grupo Macaúbas) que contem remanescentes de crosta oceânica;
- O Grupo Rio Doce, unidade metassedimentar que embora ocorra na região do arco magmático do Orógeno Araçuaí, tem posicionamento geotectônico duvidoso, podendo ter-se originado do próprio arco ou ser parte de seu embasamento;
- O estágio pré-colisional do Orógeno, o arco magmático de margem continental, é representado pela suíte intrusiva G1, com idade entre 630 Ma e 585 Ma, na qual se incluem os batólitos tonalíticos a granodioríticos Galiléia, São Vítor e vários outros, além de rochas vulcânicas das unidades inferiores do Grupo Rio Doce;
- Deposição, em bacia de retroarco, dos sedimentos formadores dos atuais gnaisses migmatíticos da área (idades entre 630 Ma e 600 Ma); mais para norte, em direção ao sul da Bahia, a associação sedimentar é sugestiva de ambiente de margem passiva;
- O estágio sincolisional é representado por granitos tipo S, da suíte G2, que receberam nomes locais como Ataléia, Carlos Chagas, Colatina, Nanuque e Montanha; a deformação e metamorfismo regionais ocorreram neste estágio, no período 585-560 Ma, com o metamorfismo se estendendo desde a zona da clorita, nas zonas externas do orógeno, até a fácies anfíboli-to alto a granulito nas suas zonas internas;

- 9 O estágio tardi-colisional (intervalo provável de 560 Ma a 535 Ma) é representado por leucogranitos peraluminosos da suíte G3, diferenciados a partir dos granitos G2; granitos tipo I deste estágio, representando pulsos de magma calcoalcalino se posicionaram ao longo de zonas de cisalhamento, transcorrentes a oblíquas;
- 10 O estágio pós-colisional (530-490 ma) é representado pelas suítes graníticas G4 e G5 nas partes internas do orógeno e por uma clivagem de crenulação em suas zonas externas, estas duas feições relacionadas ao colapso orogênico próprio deste estágio;
- 11 Os granitos G4 são do tipo S, fontes de pegmatitos de importância econômica, e recebem nomes locais como Itaporé, Mangabeiras e Santa Rosa;
- 12 A Suíte G5 é constituída de intrusões predominantemente graníticas do tipo I, cuja ocorrência se limita ao núcleo do orógeno; podem conter charnockito, enderbite e termos mais básicos, sendo comuns, na porção sul do orógeno, os plútons zonados que mostram núcleos de composição básica. Feições de mistura mecânica (*mingling*) e química (*mixing*) de magmas são comuns. Os granitos G5 são fontes de pegmatitos ricos em água-marinha

e topázio. Algumas denominações locais são Aimorés, Caladão, Guaratinga, Medina, Padre Paraíso, Pedra Preta e Santa Angélica.

A evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental teria se desenvolvido em cinco estágios (Alkmim *et al.* 2006, 2007): 1) bacia precursora Macaúbas; 2) convergência inicial; 3) colisão; 4) escape lateral da porção sul; e 5) colapso gravitacional. Pelas suas características de um orógeno confinado, correspondendo a um grande golfo aberto para sul e parcialmente assoalhado por crosta oceânica, a convergência das margens opostas da bacia Macaúbas teria sido induzida à distância, com fechamento do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental similar ao funcionamento de um quebra-nozes. A península São Francisco teria rotacionado no sentido anti-horário contra o continente Congo (Alkmim *et al.* 2006, 2007). Registro do colapso extensional do orógeno está bem documentado em Marshak *et al.* (2006).

Em discordância sobre as unidades pré-cambrianas e cambrianas acima e sobre sedimentos continentais e marinhos de idades meso-cenozóicas do Grupo Espírito Santo, repousam os sedimentos fluviais do Grupo Barreiras e os sedimentos holocênicos da planície aluvionar do rio Doce.

3 – UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

Nos mapas geológicos das áreas cobertas pelas folhas São Gabriel da Palha e Linhares (Figuras 3.1, 3.2 e mapas anexos), escala 1:100.000, foram cartografadas as unidades estratigráficas referidas nas tabelas 3.1 e 3.2, respectivamente. A estratigrafia apresentada foi baseada em correlação com unidades estratigráficas já propostas em áreas contíguas e nas relações de campo entre as unidades cartografadas, apoiadas em dados de laboratório como estudo de lâminas delgadas, análises químicas de rocha e datação geocronológica.

Ocorrências minerais e litológicas locais, não representáveis na escala de mapeamento, estão assinaladas nos respectivos mapas como pontos ou com convenção cartográfica própria, como no caso de diques, ocorrências minerais e minas.

3.1. COMPLEXO NOVA VENÉCIA

Distribuição regional e evolução do conhecimento

O nome Complexo Nova Venécia foi proposto por Pedrosa-Soares et al. (2006a,b) e Castañeda et al. (2006) para a seqüência de gnaisses aluminosos (gnais- ses kinzigíticos *s.l.*), com intercalações de quartzitos, rochas calcissilicáticas e anfíbolitos, que ocorrem nas folhas Ecoporanga e Mantena, e com localidade-tipo na região de Nova Venécia. Estes gnaisses se estendem para sul, através das folhas São Gabriel da Palha e Linhares e adentram as folhas Colatina e Aracruz.

Os primeiros mapeamentos de cunho regional se devem a Silva & Ferrari (1976) que incluem estas rochas na Associação Paraíba do Sul. Posteriormente, Fontes et al. (1978) as incluíram em um Complexo Gnáissico-Migmatítico da Associação Barbacena/Paraíba do Sul. Silva et al. (1987) incluíram-nas parte no Complexo Paraíba do Sul (do Proterozóico Superior) e parte no Complexo Pocrane (do Proterozóico Inferior).

Pedrosa-Soares et al. (2001) incluem regionalmente estes gnaisses em uma seqüência sedimentar de margem passiva relacionada ao rifteamento da região paleocontinental São Francisco-Congo. Os sedimentos precursores do Complexo Nova Venécia teriam se depositado no setor distal de uma bacia retro-arco (Noce et al. 2004; Pedrosa-Soares et al. 2007). Para oeste de Aimorés, se estendendo até a altura de Governador Valadares, em uma faixa de direção NS, estes paragnaisses recebem a denominação de Grupo Rio Doce consistindo, segundo estes autores, de uma unidade pelítico-areno-carbonática inferior e uma unidade superior de arenito, provavelmente depositados no

Neoproterozóico e com a unidade inferior podendo ser correlacionada com a Formação Salinas (Pinto et al., 1997). De Aimorés para leste, em direção ao litoral onde estão encobertos por sedimentos terciários, são incluídos no Complexo Paraíba do Sul até a altura do rio Mucuri; para norte deste recebem a denominação de Complexo Jequitinhonha. O Complexo Jequitinhonha constituindo uma seqüência de gnaisses kinzigíticos com espessas intercalações de gnaisses ricos em grafita e subordinadamente quartzitos, rochas calcissilicáticas e leptinito; e o Complexo Paraíba do Sul, com gnaisses kinzigíticos *s.s.*, gnaisses grafitosos, leptinitos, sillimanita quartzito, granulito calcissilicático, mármore calcítico e dolomítico e ortoanfíbolito (Pedrosa-Soares et al. 2001).

Ao sul, na folha Colatina, Tuller (1993) inclui esta seqüência no Complexo Paraíba do Sul, de idade Proterozóica, dividindo-a em dois domínios: um correspondendo a uma seqüência pelito-areno-carbonática (Pps6) de ambiente marinho raso; e o outro, constituído de gnaisses aluminosos (Pps1) de ambiente marinho mais profundo. Este domínio Pps1, que adentra a Folha São Gabriel da Palha na sua porção centro-sul, cerca de 15 km a oeste de Colatina, é descrito como constituído de “gnais- ses aluminosos típicos”, bandados, migmatizados, com lentes de rochas calcissilicáticas. Embora configure uma faixa de direção NS ocupando a metade oriental da folha Colatina, sua estruturação geral tem direção N30W com foliação mergulhando de 40° a 70° ora para NE, ora para SW (Tuller, 1993). Foram cartografadas no interior deste domínio Pps1 diversas áreas de ocorrência de um gnaisse denominado de “Gnaisse Enderbítico Santa Tereza” que embora referenciados, pelo autor, como corpos intrusivos sin- a tardi-tangenciais, são descritos como resultantes de um processo de “enderbitização” dos gnaisses aluminosos devido ao aumento do grau metamórfico.

Para oeste, Oliveira (2000) inclui estes gnaisses no seu Complexo Gnáissico-Kinzigítico (Neoproterozóico), como uma seqüência correlacionável ao Grupo Rio Doce, cartografada mais para oeste (Folha Conselheiro Pena e parte da Folha São Gabriel da Palha, Projeto Lesta/CPRM, 2000), e a subdivide em unidades informais: Unidade 1 e Unidade 2, esta adentrando a Folha São Gabriel da Palha no seu extremo oeste.

Litologias

Na Folha São Gabriel da Palha, os gnaisses do Complexo Nova Venécia predominam na metade sul, configurando um arco com concavidade para norte, contornando

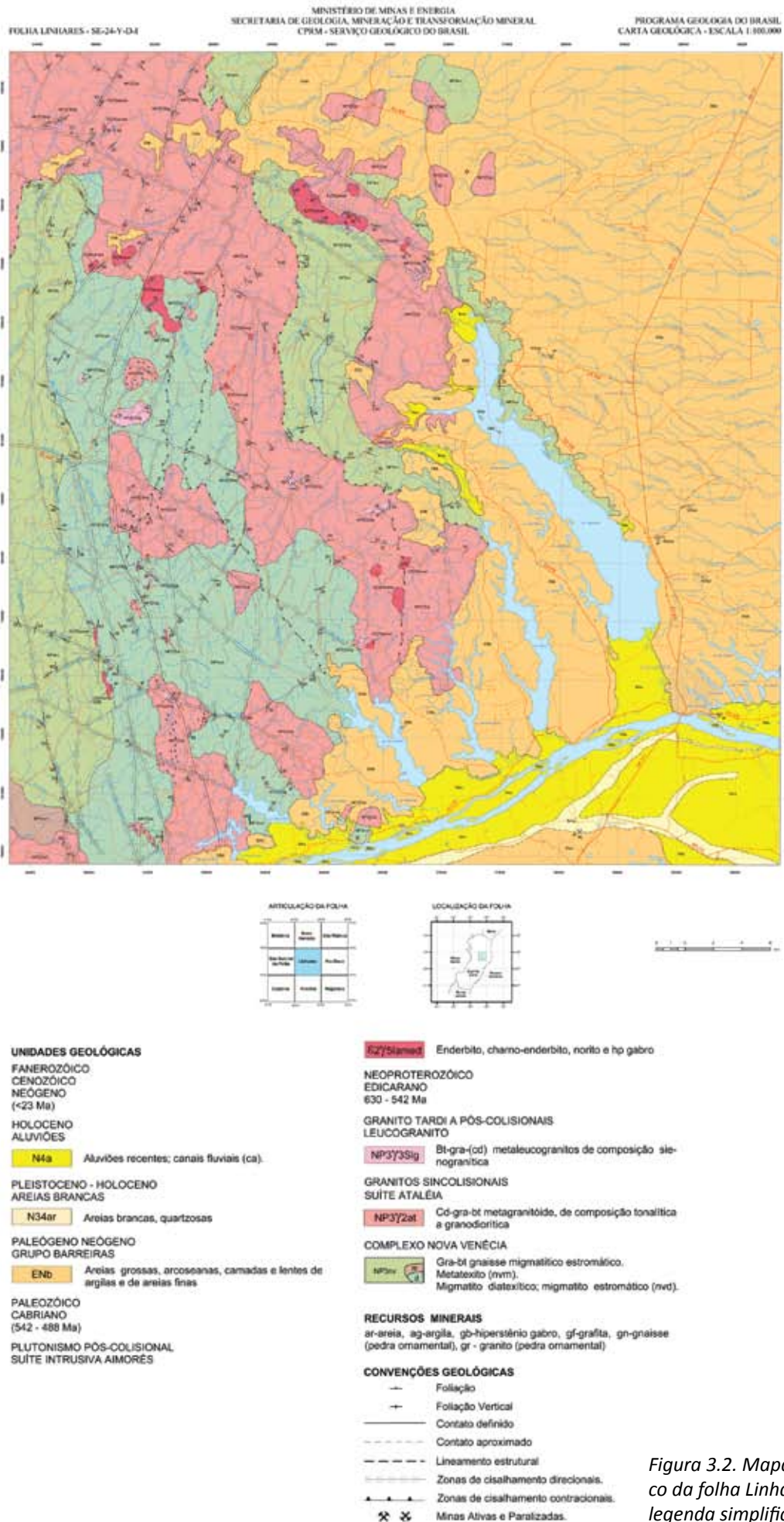


Figura 3.2. Mapa geológico da folha Linhares (com legenda simplificada).

a terminação meridional do batólito Carlos Chagas, que domina sua metade setentrional. No extremo sudeste estes gnaisses amoldam-se em torno de corpo granitóide da Suíte Ataléia e no extremo sudoeste estão tectonicamente sobrepostos aos hiperstênio-quartzo monzonitos Mascarenhas (Figura 3.1). Estes gnaisses têm continuidade para leste, adentrando a Folha Linhares e aflorando ainda em outra faixa na porção centro-oriental desta folha onde se encontram parcialmente encobertos pelos sedimentos do Grupo Barreiras (Figura 3.2).

O gnaiss característico desta faixa é um granada-biotita gnaiss migmatítico, com estrutura estromática frequente; sua composição mineral é de quartzo, feldspato, biotita e granada como minerais essenciais, e grafita, sillimanita e cordierita como minerais varietais. Variam composicional, textural e estruturalmente, desde tipos xistosos que predominam no extremo oeste da folha São Gabriel da Palha, passando por gnaisses quartzosos com quartzitos na sua porção centro-sul, até migmatitos bandados a homogêneos no sul e leste da Folha São Gabriel da Palha e no lado oeste da Folha Linhares. Estas características permitem a individualização de quatro subunidades dentro do Complexo Nova Venécia (NP3nv), assim discriminadas: (1) Gnaiss laminado a xistoso (*Subunidade NP3nvgnx*); (2) Gnaisses quartzosos com quartzitos intercalados (*Subunidade NP3nvgnq*); (3) Metatexitos bandados e dobrados (*Subunidade NP3nvmd*); e (4) Diatexitos (*Subunidade NP3nvd*). Não foi definido um posicionamento estratigráfico relativo para os dois primeiros domínios, devido ao alto grau metamórfico e à deformação polifásica presente, com pelo menos uma fase tangencial (de empurrões) seguida de transposição de alto ângulo (direcional) bastante notórias na área. Entretanto, pelas características lito-estruturais destes domínios pode-se visualizar um ambiente sedimentar original dominado por pelitos e grauvacas com os gnaisses quartzosos do rio Mutum Preto representando sedimentos siliciclásticos próximos. Os metatexitos e diatexitos, que têm como paleossoma e protólito estes gnaisses, representam processos de fusão em níveis crustais progressivamente cada vez mais profundos.

Complexo Nova Venécia (NP3nv), características mesoscópicas: Tem como litologia dominante biotita-granada gnaiss migmatítico, com estrutura estromática característica (Figura 3.3a,b) e ocupa a maior área de exposição do Complexo. Predomina nos extremos sul e leste da Folha São Gabriel da Palha adentrando a porção oeste da Folha Linhares e ocorrendo ainda na parte centro-norte desta, parcialmente encoberto por sedimentos do Grupo Barreiras. Tem suas melhores exposições nas regiões de Marilândia e Novo Brasil (Folha São Gabriel da Palha), e nas regiões de Morello e Governador Lindemberg (Folha Linhares).

O litotipo característico é um (sillimanita)-(grafita)-cordierita-granada-biotita gnaiss de cor cinza a cinza-escura, de granulação fina a média, foliado, constituindo o protólito principal (paleossoma) dos metatexitos e diatexitos associados; é um tipo bastante homogêneo, não apresentando grandes variações composicionais e granulométricas, embora localmente estejam presentes bandas centimétricas a métricas mais quartzosas ou de um tipo gnáissico-granítico mesocrático mais fino, foliado, também a biotita e granada, este bastante frequente nos gnaisses cartografados na porção centro-norte da Folha Linhares. Estas variações litológicas em geral com gradação rápida para o tipo dominante (em especial em relação às bandas mais quartzosas) e de constituição mineralógica similar são interpretados como variações faciológicas sedimentares originais preservadas, a despeito da transposição e do elevado grau de metamorfismo. Outro litotipo característico é representado por rocha calcissilicática na forma de bandas e lentes centimétricas, com contatos bruscos com o gnaiss dominante; são em geral cinza-escuras a pretas, de granulação muito fina, maciças ou foliadas por biotita muito fina e, eventualmente, laminadas milimetricamente.

Uma estrutura estromática é superimposta a um bandamento composicional prévio. É proporcionada por venulações concordantes, na forma de bandas ou lentes (Figura 3.3b). São de granulação mais grossa que o gnaiss, leucocráticas, variando de branco-amareladas a cinzentas, predominantemente quartzo-feldspáticas, com biotita e granada em proporções variáveis e eventualmente cordierita. Estes leucossomas têm, com freqüência, uma franja escura de biotitas recristalizadas (melanossoma) em seu contato com o gnaiss (paleossoma). Este contato é nítido, brusco, ora perfeitamente concordante com o bandamento gnáissico e a foliação, ora tendo uma relação de corte com estas estruturas, com ângulos variáveis, porém baixos (Figura 3.3a), não raro dobrados em isoclinais intrafoliais, o que atesta seu caráter de transposição.

Estes diferenciados granitóides são produzidos pela fusão parcial destes gnaisses, conforme se deduz destas relações neossoma-paleossoma. A presença de leucossomas de tipos diversificados, em relação à composição, constituição mineralógica e granulometria, resultando em bandas/leucossomas de granitóides de tipos diferenciados, desde leucogranitos granatíferos quase sem micas até tipos cinzentos e muito biotítico-granatíferos, podem ser atribuídos a diversas razões como: ao grau de intensidade de fusão; a variações composicionais do material original fundido; às condições de P e T; à presença ou não de fluidos durante a fusão.

No extremo sul da Folha São Gabriel da Palha estes gnaisses apresentam núcleos cinza-esverdeados, com foliação incipiente a maciços, com contatos aparentemente gradacionais em relação aos gnaisses

dominantes; estes núcleos têm composição tonalítica, com a presença de hiperstênio e granada. São freqüentes na Folha Colatina, ao sul, onde foram cartografados e denominados de “Gnaiss enderbítico tipo Santa Tereza” (Tuller 1993; Tuller *et al.* 1992).

Subunidade Metatexito bandado e dobrado (NP3nvm): é constituída de metatexitos onde a estrutura estromática se intensifica, ocorrendo preferencialmente junto ao contato com corpos granitóides, sejam eles da Suíte Ataléia ou de núcleos diatexíticos dentro dos gnaisses. Nestas zonas de contato é comum a ocorrência de tipos dobrados convolutamente. Estes, devido à natureza predominantemente plástica da rocha junto a núcleos antetexíticos, gradam a migmatitos com estruturas *schlieren*, representando os termos progressivamente mais evoluídos do processo de fusão até os núcleos graníticos individualizados. Estes mostram variações composicionais e texturais, devidas não somente a variações similares do próprio protólito (no caso os gnaisses pelíticos Nova Venécia), como também ao grau de evolução alcançado no processo de fusão.

Em torno do pluton granítico da Suíte Ataléia a leste de Colatina, no extremo sudeste da folha São Gabriel da Palha, há a tendência de sua estrutura estromática mostrar-se dobrada, no estilo de dobras em cascata, e estão injetados por corpos irregulares pegmatíticos, que muitas vezes descaracterizam sua estrutura (Figura 3.3c).

Subunidade Diatexito (NP3nvd): um núcleo diatexítico foi individualizado a sudeste de Novo Brasil (na Folha São Gabriel da Palha), dentro do domínio dos gnaisses migmatíticos do Complexo (Figura 3.3d), como resultado do processo de fusão avançada nas raízes do orógeno durante seu estágio colisional. Mais para oeste, na Folha Linhares, foi cartografada uma extensa área de domínio destes diatexitos, adjacentes aos tipos metatexíticos (estromáticos) dominantes. Este domínio foi individualizado por apresentar, progressivamente de oeste para leste, faixas com larguras desde métricas a até centenas de metros de migmatitos diatexíticos com estrutura *schlieren* passando a tipos nebulíticos, estes configurando verdadeiros granitos, intercaladas com os migmatitos estromáticos que predominam para oeste adentrando a Folha São Gabriel da Palha. Toda a área de domínio destes diatexitos é estruturalmente controlada apresentando uma direção geral norte-sul, com foliações subverticalizadas, resultado da transposição das foliações de baixo ângulo pretéritas, testemunhadas pelas frequentes dobras intrafoliais reliquias comuns nos migmatitos bandados intercalados com os diatexitos. Isto resultou numa extensa faixa de zonas de cisalhamento direcionais, na porção oeste da Folha Linhares semelhante à Zona Transcorrente Vitória-Ecoporanga, que corta a Folha São Gabriel da Palha na sua porção central.

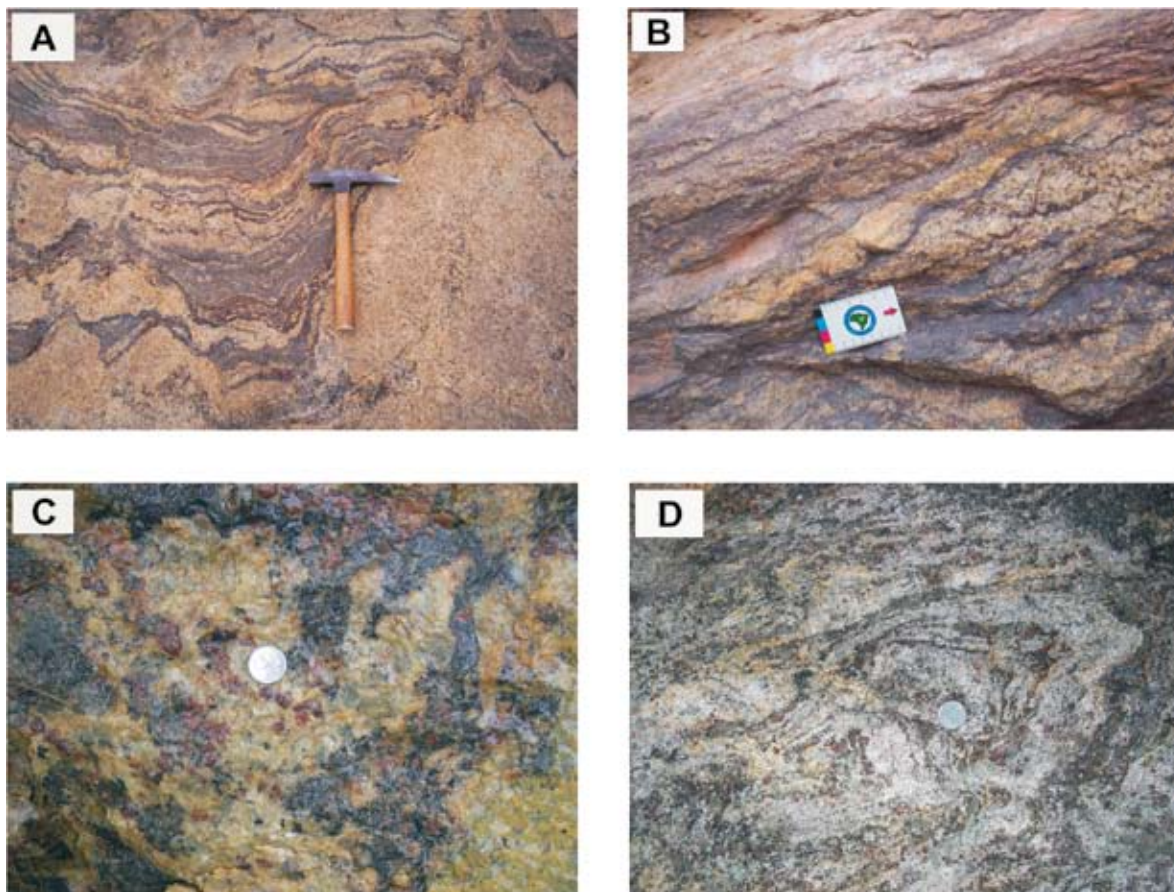


Figura 3.3. Complexo Nova Venécia: a) Migmatito estromático, contato paleossoma-neossoma; b) leucossomas cinza e branco tipo granitóides Ataléia; c) Diferenciados pegmatóides no contato com pluton de granitóide Ataléia; d) Migmatito diatexítico com estrutura *schlieren* a nebulítica. (Folha São Gabriel da Palha, estações: a – OF24; b – OF18; c – OF4; d – OF181).

Os migmatitos com estrutura *schlieren* são de granulação média, a biotita e granada, leuco a mesocráticos, variação esta devida ao teor de minerais máficos, principalmente biotitas. Estas variações ocorrem em um mesmo afloramento e seus contatos são difusos e gradacionais. De afloramento para afloramento variam de uma estrutura *schlieren* característica, marcada por fitas máficas ricas em biotitas paralelas entre si, a granitos com resquíscios de estruturas *schlieren* preservadas e com estruturas migmatíticas *schollen* e venular localizadas. Estas estruturas *schlieren* e nebulítica são resultantes de

processo avançado de fusão, superando seu ponto crítico de fracionamento e provocando a desagregação da estrutura estromática dominante, produzindo assim núcleos migmatíticos homogêneos. São muito comuns em todo o conjunto, bandas e lentes de rocha calcissilicática não migmatizadas.

A foliação geral no domínio destes diatexitos é concordante com a foliação e o bandamento do domínio estromático adjacente, estando ambos paralelizados segundo a direção geral norte-sul, resultante de tranposição que reorientou estruturas prévias (Figura 3.4).

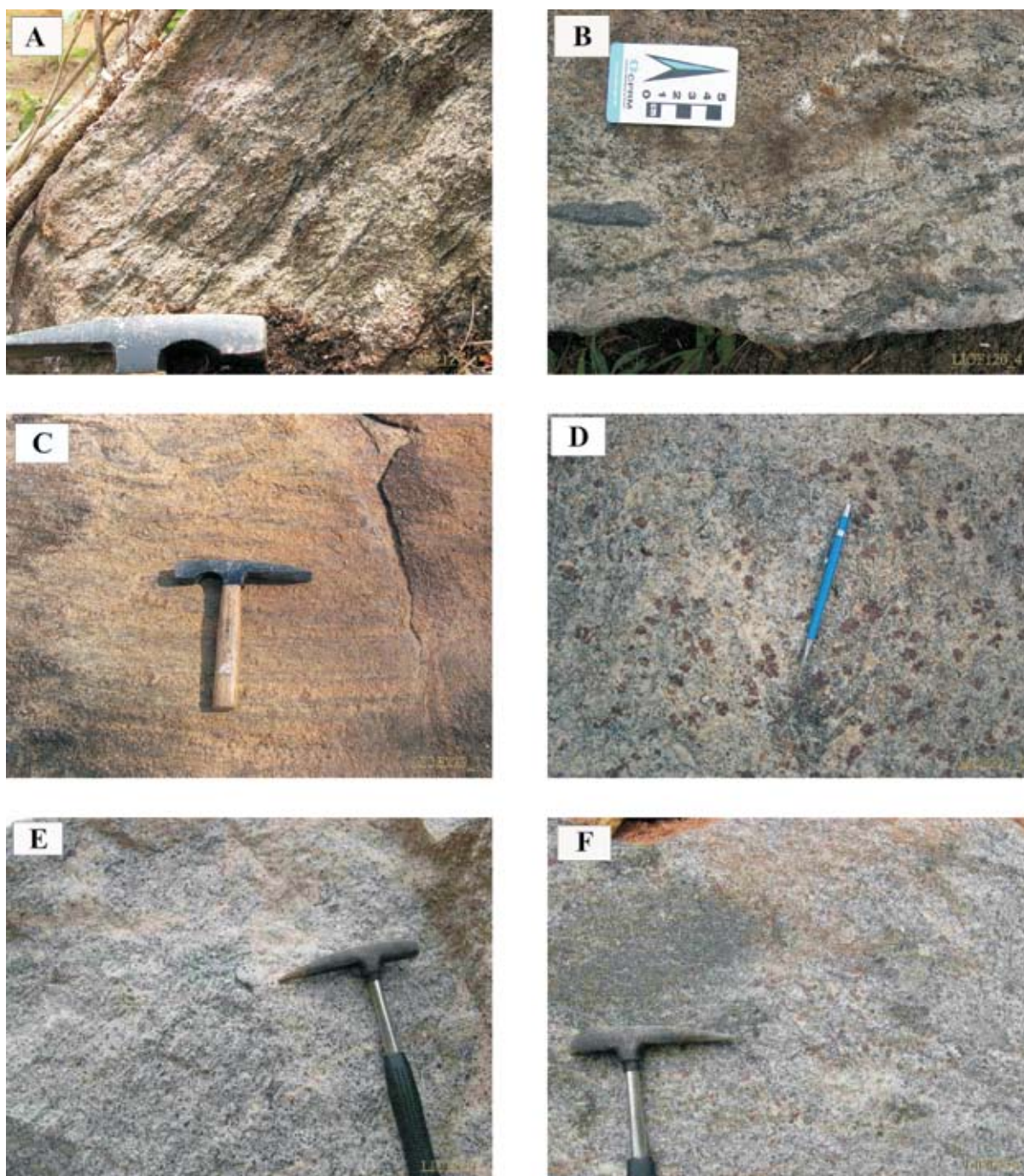


Figura 3.4. Complexo Nova Venécia, subunidade diatexitos: a,b,c) estruturas fitada a *schlieren* com restitos de fusão em b) onde a rocha é já um nebulito; d,e,f) estruturas nebulíticas representando o estágio mais avançado do processo de fusão, em f) mancha escura, esverdeada, com piroxênio, indicando fácies granulítico. (Folha Linhares, estações: a – OF129; b – OF120; c – OF279; d – OF275; e – OF50; f – OF350).

É possível acompanhar a transição do tipo bandado regional para o diatexitó final, através da descaracterização da estrutura estromática por efeito do maior aumento da fração leuco-neossomática, conjugada com aumento de plasticidade do conjunto. Isto gera migmatitos dobrados convolutamente, com contatos difusos entre paleossoma e neossoma, até o domínio progressivo deste e a definição de estruturas *schlieren* a nebulítica finais.

Subunidade Gnaisses quartzosos com quartzitos (NP3nvgngq): nesta predomina gnaisse quartzoso com intercalações de quartzitos. Estes gnaisses ocorrem apenas na porção centro-sul da Folha São Gabriel da Palha como uma faixa de forma lenticular arqueada, de direção leste-oeste, contornando a extremidade meridional do batólito Carlos Chagas. Tem suas melhores exposições ao longo do córrego Mutum Claro e ao norte da localidade Quilômetro Quatorze do Mutum nas margens do rio Mutum Preto (Figura 3.1).

São biotita-granada-(grafita) gnaisses que têm como características principais: a migmatização apenas incipiente revelada por esparsas bandas quartzofeldspático-granatíferas; e a presença significativa de bancos de rocha quartzosa intercalados.

Bancos de rocha quartzosa, com até 10 m de espessura onde observados, estão em geral cisalhados, muito recristalizados (sal-grosso). Estes podem alternar-se com bandas também de espessuras métricas a decimétricas por sua vez laminadas centimétrica a milimetricamente (Figura 3.5a); esta laminação, realçada por diferentes colorações em rocha alterada, é decorrente de variações granulométricas e ou composicionais (Figura 3.5b); são alternâncias de bandas quartzosas, quartzo-biotíticas, quartzo-feldspáticas e quartzo-feldspático-biotíticas. Esta laminação, com variações composicionais e granulométricas, lembra estratos sedimentares rítmicos preservados. Algumas bandas quartzosas são laminadas por níveis de concentração de granada vermelha mostrando variação granulométrica e composicional (modal). Bandas e lentes de rocha calcissilicática ocorrem como intercalações esparsas nos gnaisses encaixantes. É, portanto, uma característica marcante desta unidade um bandamento composicional e granulométrico, gradacional.

Estas bandas quartzosas são bons marcadores naturais da deformação apresentando dobras isoclinais intrafoliais, ratificando o caráter de transposição do bandamento gnáissico (Figura 3.5c). A foliação, paralela a este bandamento de transposição, é milonítica e marcada pela orientação das micas e particularmente pelo estiramento de minerais félsicos, em especial o quartzo, comum na forma de fitas (*quartz ribbons*) nestas porções quartzosas do gnaisse.

Esta laminação/bandamento e a foliação de transposição/milonítica têm direções gerais leste-oeste, com mergulhos baixos a medianos para norte, e com uma lineação mineral de alto *rake*, quase segundo o mergulho (*down dip*). São concordantes com a foliação milonítica dos granitos da Suíte Carlos Chagas com os quais estão em contato ao norte e com leucogranitos da Suíte Ataléia ao sul, ambos com lineações minerais de atitudes similares; dentro destes últimos, gnaisses da unidade ocorrem como megalentes (na região de Quilômetro Quatorze do Mutum, Folha São Gabriel da Palha). Estas relações estruturais caracterizam como do tipo intercalações tectônicas os contatos entre gnaisses e granitóides.

Subunidade Gnaisse laminado a xistoso (NP3nvgnx): nesta predomina biotita-granada gnaisse laminado a xistoso. É o tipo xistoso do lado ocidental da Folha São Gabriel da Palha (Figura 3.1), cartografado como um biotita-granada-sillimanita-(cordierita) gnaisse da Unidade 2 do Complexo Gnáissico-Kinzigtico por Oliveira (2000). É bastante homogêneo, de cor cinza escura, cinza-esverdeada quando fresco, de granulação fina a média. Contém freqüentes intercalações de rocha calcissilicática. Em alguns locais está presente uma laminação proporcionada por abundantes venulações de quartzo na forma de lentes e bandas concordantes com a xistosidade de biotitas, resultantes de segregação metamórfica característica de baixo grau de metamorfismo. É uma laminação transposta, processo evidenciado por freqüentes dobras intrafoliais reliquiares destes veios de quartzo segregados (Figura 3.5d).

Junto ao contato com os granitos da Suíte Ataléia, estes gnaisses já mostram migmatização moderada a intensa. Nestes locais é frequente a estrutura estromática proporcionada por bandas e lentes centimétricas de um leucossoma granítico quartzofeldspático-granatífero, foliado, com dobras isoclinais intrafoliares e em baixo ângulo de mergulho, similar a tipos graníticos incluídos naquela suíte (Figura 3.6a). Estas bandas leucograníticas dobradas conjuntamente, e interpenetradas com o gnaisse xistoso, muitas vezes resultam num tipo híbrido (Figura 3.6b).

A rocha calcissilicática é de cor cinza escura a cinza-esverdeada, em geral muito fina, aparentemente maciça, porém revelando uma laminação somente visível em superfícies de alteração intempélica, que parece devida a variações composicionais. Tem contato brusco com as bandas adjacentes.

A foliação e o bandamento são subparalelos tendo direção geral leste-oeste, com mergulhos moderados a baixos para norte, eventualmente com uma lineação de biotitas de alto *rake* a quase *down-dip*. Estes aspectos estruturais caracterizam esta foliação

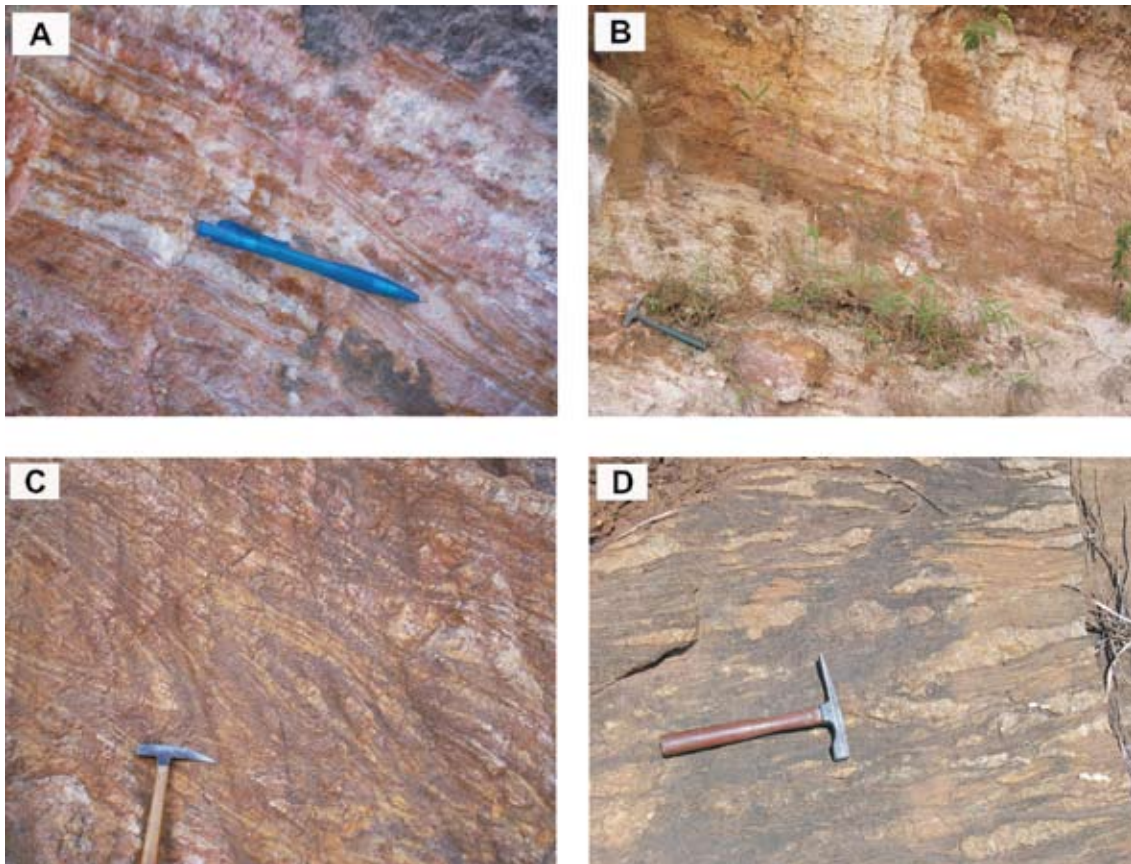


Figura 3.5. Complexo Nova Venécia: a) gnaíse quartzoso com intercalações de quartzitos; b) Bancos quartzíticos laminados por variações granulométrica e composicional; c) Dobra isoclinal intrafoliar em gnaíse quartzoso; d) Gnaíse muito micáceo, xistoso, com bandas de quartzo segregado, dobradas em isoclinais intrafoliais. (Folha São Gabriel da Palha, estações: a, c – OF42; b – OF242; d – OF64).

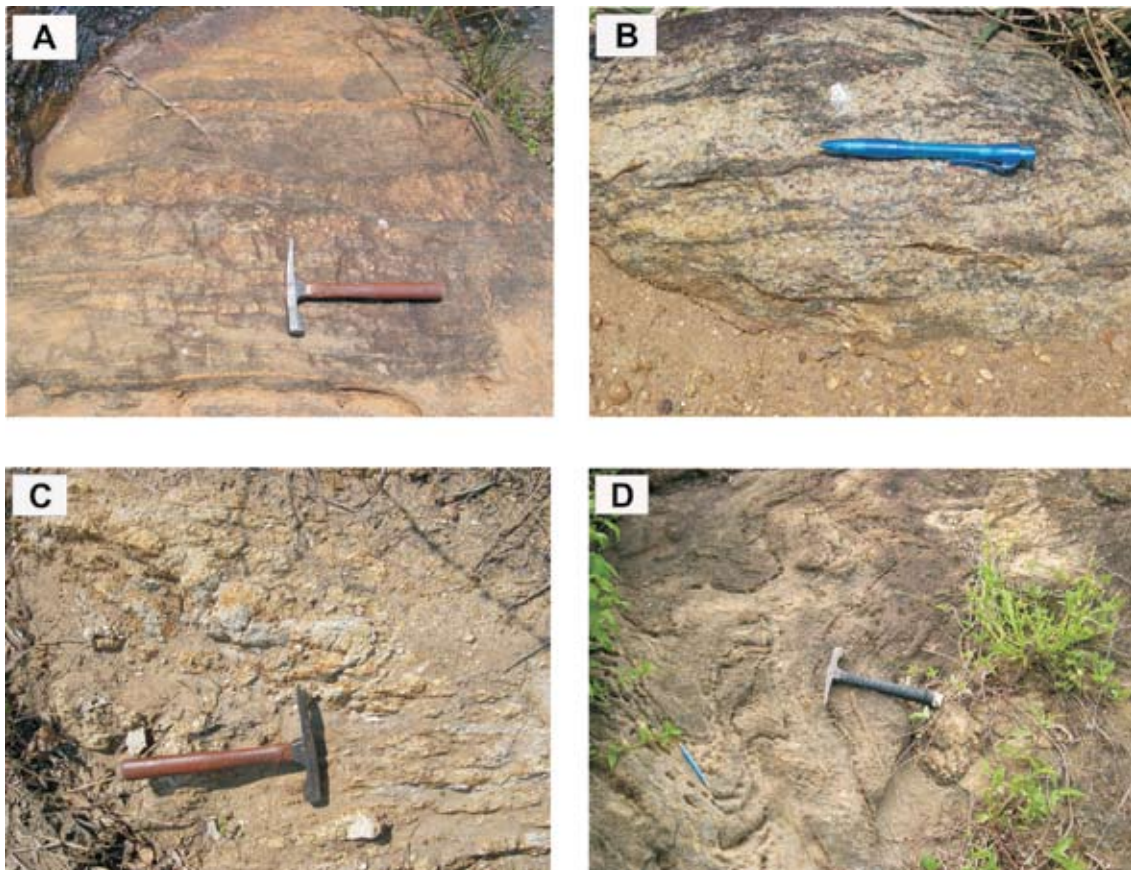


Figura 3.6. Complexo Nova Venécia: a) Leucossoma granítico no gnaíse micáceo, xistoso, da sub-unidade Gnaíse laminado a xistoso (NP3nvgnx); b) Gnaíse migmatítico, um tipo de transição para granitóides tipo Ataléia, pela interação granitóide-gnaíse xistoso; c) Dobras verticais junto a zona de cisalhamento de alto ângulo; d) Redobramento em laço no gnaíse migmatítico bandado. (Folha São Gabriel da Palha, estações: a, b, c – OF65; d – extremo sudoeste, fora dos limites da área).

de baixo ângulo como uma estrutura tectônica e de transposição. O conjunto é muito percolado por veios pegmatíticos, concordante e discordantemente em relação à foliação e ao bandamento. Uma transposição de alto ângulo superpõe-se a esta estrutura, dobrando-a e rotacionando-a, reorientando o contato, originalmente de baixo ângulo, para uma direção norte-sul subvertical, com frequentes dobras intrafoliais. Nestas zonas transpostas individualizam-se zonas de milonitos, com lineação de biotitas desde subhorizontal a até 35° de caimento para norte. Marcadores cinemáticos quartzo-feldspáticos sigmoidais indicam movimento oblíquo a predominantemente transcorrente e sinistral ao longo destes planos de transposição. No processo de transposição de alto ângulo as dobras inicialmente nucleadas com caimentos de eixos compatíveis com o mergulho baixo a moderado do bandamento gnáissico, sofrem rotação tornando-se verticalizadas nas zonas transpostas (Figura 3.6c).

Complexo Nova Venécia (NP3nv), características microscópicas: o litotipo dominante do Complexo Nova Venécia, um migmatito de estrutura estromática, caracteriza-se por apresentar bandamento composicional, de espessura centimétrica, formado por bandas escuras ricas em minerais aluminosos (mesossoma) intercaladas com bandas quartzo-feldspáticas (leucossoma).

O **mesossoma** está representado por uma rocha inequigranular, fina a média, bandada e com foliação bem marcada pelo alongamento de minerais máficos e félsicos. As texturas mais comuns são lepidogranoblástica, porfiroblástica e poiquiloblástica. Localmente, ocorrem exemplares equigranulares, com predomínio de granulação fina. É comum a presença de lentes félsicas (3-5 cm) de leucossoma no interior das bandas de mesossoma.

As rochas descritas são classificadas como cordierita-biotita gnaisse com sillimanita, sillimanita-biotita-cordierita gnaisse, granada-biotita-cordierita gnaisse com sillimanita, biotita-cordierita gnaisse com granada, granada gnaisse, sillimanita-granada-biotita-cordierita gnaisse, biotita-granada-cordierita gnaisse, cordierita-biotita-granada gnaisse e biotita-granada gnaisse. O **Ortoclásio** (0-40%) é micro- a mesopertítico, granoblásticos a xenoblásticos e sem maclas, de granulação fina a média, com raros cristais grossos (3 mm), estes têm inclusões poiquiloblásticas de quartzo, plagioclásio, biotita e rara sillimanita. **Plagioclásio** (1-50%) é granoblástico, fino a médio com inclusões de quartzo, biotita, ortoclásio e rara sillimanita. Localmente mirmequítico e anti-pertítico. **Quartzo** (10-35%) granoblástico, alongados segundo a foliação, fino a médio, com fraca extinção ondulante e inclusões de biotita, opacos, granada e

zircão. Cordierita (5-34%) granoblástica ou alongada segundo a foliação, neste caso, os cristais têm granulação grossa e formando lentes félsicas junto com sillimanita, hercinita e ortoclásio; são comuns na cordierita inclusões poiquiloblásticas, orientadas segundo a foliação, de sillimanita, biotita, hercinita e raro zircão; com alteração moderada para pinita. Em contato com granada e hercinita, a cordierita apresenta intercrescimentos simplectíticos com quartzo e/ou biotita. **Biotita** (4-20%) marrom ou marrom avermelhada, orientadas e com inclusões de zircão, quartzo e opacos; quando em contato com cordierita apresenta reações de instabilidade como simplectitos com quartzo e/ou com cordierita e opacos. **Sillimanita** (0-5%) acicular e prismática orientada segundo a foliação e geralmente inclusa na cordierita; pode ter-se formado a partir da biotita. **Hercinita** (0-3%) é xenoblástica e orientada segundo a foliação, sempre em intercrescimento com ilmenita e/ou magnetita (Figura 3.7a); está comumente associada à sillimanita e inclusa na cordierita e tem inclusões de quartzo, zircão, sillimanita e rara biotita; está envolvida por filme de cordierita quando em contato com quartzo e ortoclásio; localmente, ocorrem coronas de biotita envolvendo a hercinita. **Granada** (0-25%) em porfiroblastos alongados segunda a foliação com inclusões poiquiloblásticas orientadas de quartzo, biotita, hercinita, plagioclásio e sillimanita. Os minerais **acesórios** são zircão, apatita, epidoto e titanita. Os minerais **secundários** são mica branca, pinita, carbonato e clorita. **Microfraturas** com carbonato e mica branca cortam a rocha em várias direções.

O **leucossoma** está representado por uma rocha homogênea, com texturas consertal (Figura 3.7b) e granoblástica localizada e granulação grossa característica. Foram descritas 3 amostras, classificadas como ortoclásio leucogranito com cordierita e granada, cordierita ortoclásio leucogranito e leucogranodiorito. **Ortoclásio** (10-50 %) granulares ou intersticial, sem maclas, com micro- e mesopertitas, e com inclusões de quartzo, biotita, opacos, zircão e plagioclásio. **Quartzo** (30-40%) em cristais irregulares ou granoblásticos, fraca extinção ondulante, com inclusões de biotita e zircão. **Plagioclásio** (2-55%) subidiomórfico a xenomórfico, com anti-pertitas e mirmequitas, e inclusões de quartzo. **Microclina** (0-3%) é granoblástica e micropertítica. **Biotita** (1-20%) marrom-vermelhada subidioblástica, fina a média, com inclusões de opacos, zircão e provável rutilo. **Cordierita** (0-10%) como porfiroblastos grossos (até 6 mm), alterados para pinita e mica branca e com inclusões de zircão e biotita; quando em contato com granada, forma franjas de intercrescimento simplectítico com quartzo. **Granada** (0-3%) em porfiroblastos alongados segundo a

foliação da rocha e com inclusões poiquiloblásticas de biotita, quartzo, opacos e sillimanita; biotita e sillimanita estão alinhadas paralelamente à foliação da rocha e parecem ser reliquias do mesossoma, pois as inclusões poiquilíticas e a cordierita simplectítica associada à granada (e provável presença de hercinita) são típicos dos níveis mesossomáticos do

gnaisse Nova Venécia. **Hercinita** quando em contato com ortoclásio, aparece envolta por franja de cordierita simplectítica. Os minerais **acessórios** são opacos, zircão, apatita, sillimanita e microclina. Os minerais **secundários** são mica branca, pinita, carbonato e clorita. As rochas são cortadas por **microfraturas** com carbonato, mica branca e clorita.

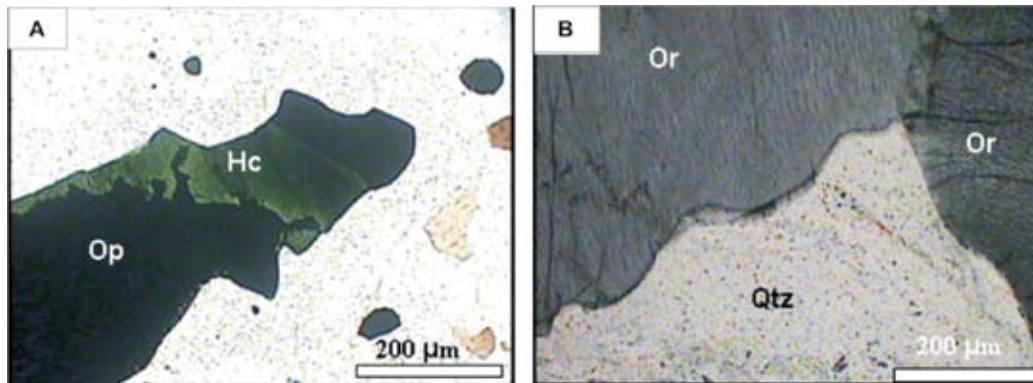


Figura 3.7. Fotomicrografias do Complexo Nova Venécia: a) Mesossoma de migmatito estromático. Hercinita-Hc intercrescida com opacos-Op (Amostra OF121A - Nicóis paralelos); b) Leucossoma do migmatito. Ortoclásio-Or e quartzo-Qtz com textura consertal. (Amostra OF2A(2). Nicóis cruzados).

O Complexo Nova Venécia têm autólitos de rochas calcissilicáticas, constituídas de diopsídio, carbonato, granada, titanita, plagioclásio, quartzo e raro hiperstênio. As rochas têm granulação fina e textura granoblástica característica.

Deformação

O bandamento composicional, a estrutura estromática e a foliação metamórfica destes gnaisses são em geral coincidentes, como resultado de transposição das duas primeiras, registrada pelas dobras isoclinais, intrafoliares, muito freqüentes em bancos de quartzitos, bandas de rochas calcissilicáticas e bandas de leucossomas graníticos. Junto a intercalações mais espessas de bandas graníticas diferenciadas, um baixo ângulo entre os contatos e a foliação metamórfica revela o caráter dobrado apertadamente do conjunto. Sua natureza tectônica, milonítica, é evidenciada pelo aspecto anastomosado da foliação e pelo aspecto boudinado, segmentado e lenticularizado de bandas mais competentes como as quartzosas, as calcissilicáticas e os leucossomas graníticos. Uma amostra com foliação milonítica é, ao microscópio, marcada pelo alinhamento de biotita e sillimanita e cristais alongados de quartzo, cordierita, hercinita e feldspato potássico. Apesar da foliação milonítica, a rocha não possui indicadores cinemáticos e minerais com bordas retas são comuns, sugerindo que sua cristalização foi concomitante com a milonitização.

Padrões de interferência relacionados a redobramento em laço foram identificados nestes gnaisses imediatamente ao sul da Folha São Gabriel da Palha (Figura 3.6d) na foliação/bandamento de baixo ângulo. Dobras intrafoliares, apertadas a isoclinais, com eixos subverticais, contidas em foliação de alto ângulo revelam transposição de bandamento de baixo ângulo pré-existente para WNW-ESE e para NNW-SSE, principais direções das zonas de cisalhamento de alto ângulo, não raro invertendo o sentido do mergulho da foliação/bandamento. Segundo Oliveira (2000), padrão semelhante é também observado mais para oeste nas rochas do Grupo Rio Doce (Folha Conselheiro Pena).

Idade e correlações

Os gnaisses da unidade foram datados por Noce *et al.* (2004), nas proximidades da área mapeada: uma amostra foi coletada em um cordierita-granada-gnaisse bandado na região de Nova Venécia, cerca de 60 km a nordeste de São Gabriel da Palha; outra foi obtida de um granada-biotita gnaisse bandado no centro da cidade de Colatina, junto ao limite sul da folha São Gabriel da Palha. A amostra de Nova Venécia forneceu idades mais jovens para um conjunto de cinco cristais de zircão tipicamente de rochas ígneas félsicas, cuja idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foi calculada em 631 ± 19 Ma, concordante com a média $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ calculada em 631 ± 11 Ma. Os autores concluem, portanto, que a idade de 631 Ma

obtida para estes zircões mais jovens determina a idade máxima de deposição para o protólito sedimentar destes gnaisses.

A amostra do gnaiss de Colatina forneceu monazitas neofornadas que plotaram em uma discordância com intercepto superior em 530+/-5 Ma e com uma média de idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ calculada em 542+/-22 Ma. Análises isotópicas efetuadas pelos métodos ID-TIMS e SHRIMP forneceram idades, em zircões (Söllner *et al.* 1991; Nalini 1997; Silva *et al.* 2002) e em monazita (Whittington *et al.* 2001) que dataram o estágio sincolisional do Orógeno Araçuaí no intervalo de 585-560 Ma (Noce *et al.* 2004). Considerando que a foliação regional foi impressa nestes gnaisses durante este estágio sincolisional Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) e Noce *et al.* (2004) sugerem que a idade das monazitas (542-530 Ma) indica a época de um episódio orogênico tardio, provavelmente relacionado ao início do colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí.

3.2. SUÍTE MASCARENHAS

Distribuição regional e evolução do conhecimento

Os litótipos desta unidade ocorrem no extremo sudoeste da Folha São Gabriel da Palha onde estão em contato concordante e tectônico com os paragneisses do Complexo Nova Venécia, com granitóides da Suíte Ataléia e com leucogranitos Tardi- a Pós-Colisionais. Tem continuidade física para a folha Colatina, imediatamente ao sul, onde está a localidade de Mascarenhas, que empresta o nome à unidade, na margem do rio Doce. Neste local foram originalmente descritos como *Granulitos tipo Mascarenhas* por Tuller *et al.* (1992) reunindo rochas “de cor cinza escura, esverdeada a amarelada, granulação fina a média, com foliação incipiente a bem pronunciada e composição mineral dada por quartzo, feldspato, biotita e hiperstênio”. Estes autores caracterizam estas rochas como granitóides tipo-I, pré-colisionais, intrusivos nos “gnaisses Paraíba do Sul” (ora denominados Complexo Nova Venécia) e com metamorfismo de fácies granulito.

O mapeamento deste tipo de associação requer cuidadosas observações de campo porque em cortes não intemperizados, a foliação nem sempre é facilmente reconhecida em campo, como ilustrado pelos cortes das figuras 3.8a e 3.8b do mesmo afloramento, onde a foliação só fica evidenciada na parte mais superficial, alterada. As características meso e microscópicas destes litótipos são muito similares às dos hiperstênio granitóides da Suíte Intrusiva Aimorés Pós-Colisional que ocorre em contato com a unidade e que foi denominada por Tuller *et al.* (1992) de

“Maciço de Itapina”. Esta unidade foi descrita pelos referidos autores como “rochas graníticas intrusivas ácidas a intermediárias, tipo-I, porfiríticas e isotrópicas, tardi- a pós-transcorrentes”.

Os estudos petrogenéticos, ora realizados, demonstraram a impropriedade do uso da nomenclatura *Granulitos tipo Mascarenhas* para as rochas desta unidade pelas seguintes razões: em primeiro lugar o ortopiroxênio presente é magmático e não metamórfico. Portanto, o termo granulito não é apropriado. Um segundo problema desse enfoque é que a composição modal não é charnockítica, como proposta para parte da unidade, devido à abundância de plagioclásio e escassez de quartzo. Além disso, distintamente dos charnockitos, que podem ter as mais diversas origens, tipo I (magnética), tipo I de refusão de ortognaisses, tipo S de refusão de meta-sedimentos, os hipertênio quartzo-monzonitos, que são os litótipos dominantes, são tipicamente cálcio-alcalinos (mantélicos).

Litologia

Hiperstênio-quartzo monzonitos Mascarenhas (NP3y1mc): o tipo litológico dominante é uma rocha de cor cinza-esverdeada, de granulação grossa, com composição mineral essencial à base de quartzo, feldspato, biotita, piroxênio/anfíbólio e magnetita, classificada petrograficamente como hiperstênio-quartzo monzonitos e quartzo monzodioritos. É em geral megaporfirítica, com foliação metamórfica bem desenvolvida definida por fitas de concentração de biotita (com magnetita) e porfiroclastos de feldspatos também orientados resultando em uma trama S-C (*augen* gnaiss). Há locais, em uma mesma exposição, onde os megacristais de feldspato têm distribuição caótica em uma matriz homogênea ou então definem uma foliação de fluxo, à qual se sobrepõe uma foliação metamórfica. Estes são megacristais verdes euédricos, hexagonais, tabulares ou quadráticos, com até 6x3 cm de tamanho, alguns caracteristicamente bem zonados (Figura 3.8c); outros tendem às formas arredondadas com sombras de pressão ou mesmo podem ser transversais à foliação. A alteração intempérica evidencia feições magmáticas preservadas, como fenocristais de ortoclásio perítico, euédricos e entelhamento de cristais resultante do fluxo magmático (Figura 3.8d).

Um bandamento, de atitude média N45W/60-85NE, paralelo à foliação milonítica, é de transposição e marcado por veios de quartzo e quartzo-feldspáticos diferenciados, lenticularizados e preservando, com frequência, charneiras de dobras intrafoliais rompidas. Bandas de cisalhamento de atitudes EW/65N, em sítio localizado junto à

represa do rio Doce, em Mascarenhas, têm componentes horizontais com movimentos sinistrais. Fraturamentos persistentes, também localizados, com atitudes N50-60E/90, são frequentemente preenchidos por quartzo ou veios róseos quartzo-feldspáticos. O bandamento pode estar ausente

com a rocha apresentando-se muito homogênea e com uma foliação milonítica. Veios pegmatóides, com espessuras centimétricas a decimétricas, concordantes com a foliação e dobrados (a foliação é PA das dobras), podem ser zonados com bordas graníticas finas.

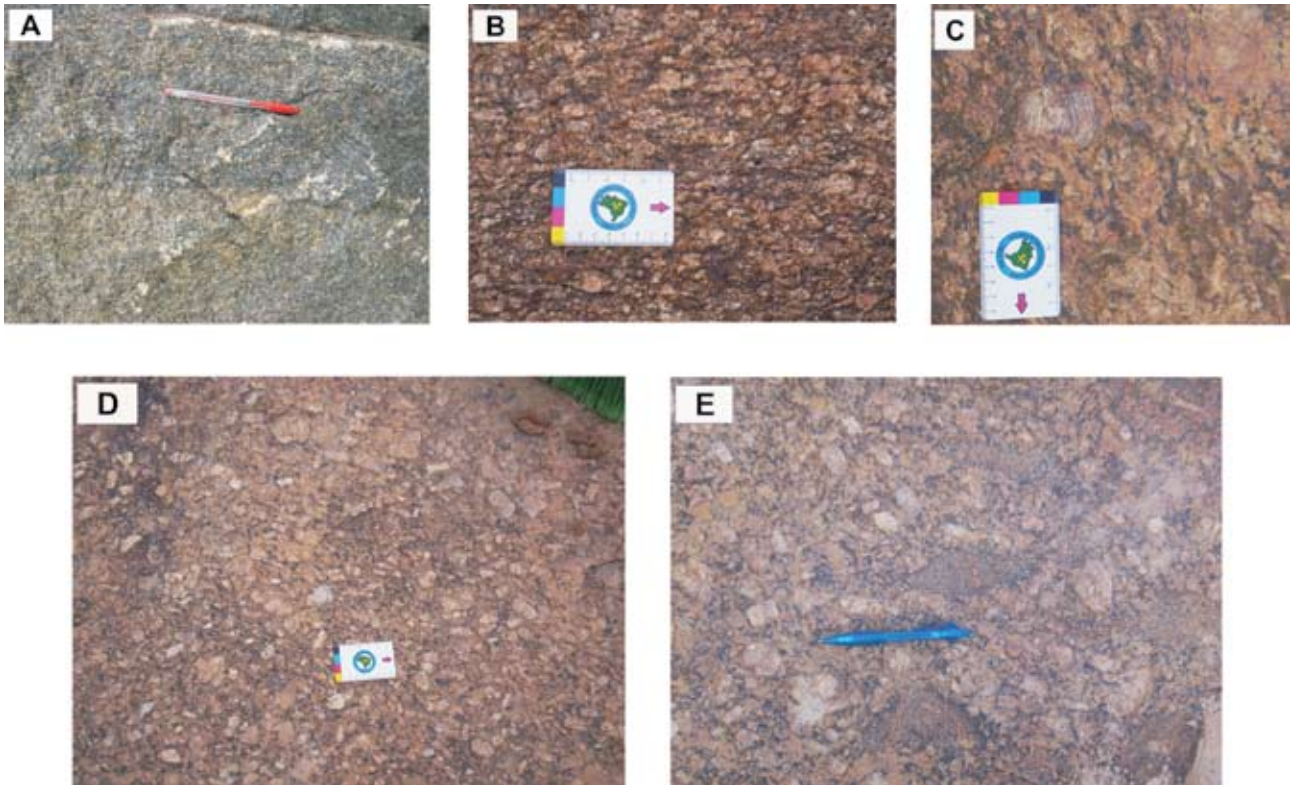


Figura 3.8. Hiperstênio quartzo-monzonito da Suite Mascarenhas: a) Corte em rocha com aspecto maciço; b) na mesma exposição foliação milonítica em superfície alterada; c) feições magmáticas preservadas, como pórfiro euédrico de feldspato zonado e d) foliação de fluxo, entelhamento de cristais; e) xenólitos/autólitos máficos. (Folha São Gabriel da Palha, estações: a, b – OF47; c – SS26; d, e – SS29).

Os máficos definem forte e contínua foliação que contorna os porfiroclastos, resultando em uma trama S-C (*augen* gnaiss). A hornblenda verde-marrom e a biotita substituem o ortopiroxênio magmático original sugerindo recristalização em fácies anfibolito superior.

São relativamente freqüentes encraves de rocha de cor cinza, granulação fina, foliada, quartzo-feldspática, com aspecto granítico. Têm formas angulosas ou lenticulares, os primeiros com contatos bruscos e estes com contatos difusos com a encaixante (Figura 3.8e).

Hiperstênio-quartzo monzonitos Mascarenhas (NP3γ1mc), características microscópicas: ao microscópio são hiperstênio-quartzo monzonitos e quartzo monzodioritos, parcialmente recristalizados em agregados granoblásticos poligonizados quartzo-feldspáticos, de granulação fina, preservando domínios com arranjos magmáticos interpenetrados de ortoclásio, plagioclásio, quartzo e máficos, caracte-

rizando uma textura hipidiomórfico-granular grossa. Os acessórios menores incluem apatita, zircão, titanita, allanita e minerais opacos. Alguns fenocristais lenticularizados (porfiroclastos) de feldspato, de até 1.5 cm, apresentam subgranulação/recuperação, e ainda mirmequitização periférica e encurvamento das lamelas de geminação, indicativas de deformação no estado sólido sob condições dúcteis. O ortopiroxênio também apresenta encurvamento das lamelas de geminação indicando forte deformação dúctil, no estado sólido. Os máficos definem forte e contínua foliação que contorna os porfiroclastos, resultando em uma trama S-C (*augen* gnaiss). A hornblenda verde-marrom e a biotita substituem o ortopiroxênio magmático original sugerindo recristalização em fácies anfibolito superior.

Constituem uma unidade saturada em sílica, porém deficiente em quartzo (QZ < 20%), cuja determinação da composição modal com precisão é dificilmente obtida em lâmina delgada devido à abundância

de cristais de granulometria grossa. Porém com o emprego de estimativa em amostra de mão, em adição à microscópica, pode-se estimar, com segurança, um intervalo modal preciso, nos campos 8* (quartzo monzonito) e 9* (quartzo monzodiorito) do diagrama QAPF da IUGS (Streckeisen, 1973). Além disso, a suíte é caracterizada pela presença de ortopiroxênio primário (magmático). Conseqüentemente, a classificação modal deve ser precedida do prefixo hipers-tênio (hiperstênio quartzo monzonito e hiperstênio quartzo monzodioritos).

Idade e Correlações

A despeito da grande similaridade petrográfica e mesmo química entre as rochas desta unidade e os hipers-tênio granitóides Cambrianos da Suíte Intrusiva Aimorés, o caráter fortemente deformado da unidade em questão com foliações, não raro bem desenvolvidas e concordantes com o *trend* dos gnaisses Nova Venécia aos quais estão associados induziram ao seu posicionamento como granitos pré-colisionais Proterozóicos, proposta já feita por Tuller *et al.* (1992). Este posicionamento foi confirmado por datação U/Pb em zircão na localidade tipo, em Mascarenhas.

3.3. SUÍTE ATALÉIA

Distribuição regional e evolução do conhecimento

A Suíte Ataléia é composta predominantemente de granitóides mesocráticos, eventualmente melano-cráticos, a biotita e granada, de composição tonalítico-granodiorítica (*Unidade NP3γ2at*); na Folha São Gabriel da Palha foram cartografados e incluídos nesta suíte corpos de granitóides meso a leucocráticos, a granada e biotita, de composição granítica (*Subunidade NP3γ2atlg*) que estão em íntima associação com os granitóides dominantes em contatos gradacionais ou conjuntamente dobrados e tectonicamente intercalados. Os granitos da Suíte Ataléia constituem uma auréola em torno do grande corpo granítico da Suíte Carlos Chagas que ocorre na metade setentrional da Folha São Gabriel da Palha (Figura 3.1). Têm continuidade para leste, adentrando a Folha Linhares onde ocorrem como uma faixa de direção NW-SE em sua porção central, na forma de “megabanda” intercalada nos gnaisses do Complexo Nova Venécia (Figura 3.2). No extremo sudeste da Folha São Gabriel da Palha ocorre a extremidade arredondada de outro corpo de granitóides da suíte, que se estende para a Folha Linhares e para fora de seus limites (Figura 3.9a). Corpos menores foram cartografados ainda nas porções centro-norte e sudeste da Folha Linhares, respectivamente como ilhas aflu-

rantes nas superfícies tabulares do Grupo Barreiras e como intercalações tectônicas em migmatitos do Complexo Nova Venécia.

Os granitos da *Subunidade NP3γ2atlg* têm suas melhores exposições junto às localidades de São José, Cachoeira da Onça (ao sul de São Gabriel da Palha) e ao norte de Ângelo Frechiani, na Folha São Gabriel da Palha (Figura 3.1). Embora em mapeamentos anteriores (Folha Conselheiro Pena/São Gabriel da Palha, Projeto Leste/CPRM, ano 2000) tenham sido denominados granitos Nanuque, essa designação é inadequada, porque a Suíte Nanuque (?) em sua localidade tipo (cidade homônima), onde foi datado em 575 ± 5 Ma (Silva *et al.* 2002), é um augen-gnaisse de granulação grossa, tipo Carlos Chagas.

A relação espacial entre os granitos das suítes Carlos Chagas e Ataléia é de natureza similar nas duas áreas cartografadas, com a Suíte Carlos Chagas ocupando as zonas internas destas áreas, como núcleos de granitos megaporfíricos circundados pelos granitos cinza da Suíte Ataléia. Os contatos são em geral tectônicos e controlados pelo batólito Carlos Chagas, que se apresenta nesta zona de contato com uma foliação protomilonítica a milonítica de bordo, sendo comum a estrutura de um *augen* gnaisse. A este se amolda o granitóide Ataléia compartilhando uma foliação que se paraleliza aos bordos do batólito mergulhando para o seu interior. Localmente parece haver também uma relação de transição entre os dois tipos, determinada pela diminuição gradual, que pode ser rápida, dos megacristais de feldspato característicos da Suíte Carlos Chagas, tanto em quantidade quanto em tamanho, até a sua quase total ausência (ver figura 3.15f). Esta relação pode ser observada na rodovia ES-341 (Colatina-Pancas) junto ao trevo para São Gabriel da Palha, e ao sul da Folha São Gabriel da Palha, na rodovia federal BR-259, trecho Colatina-João Neiva. Com os leucogranitos foram verificados dois tipos de contato: um deles mostra este leucogranito como bandas diferenciadas, do próprio processo de migmatização, dentro dos granitos Ataléia (Figura 3.9b); a outra relação constitui intercalações tectônicas entre os dois tipos, em zona de contato entre seus corpos individualizados, dando origem ao “Granito Jaguar” de grande valor comercial como rocha ornamental (Figura 3.9c).

Em relação aos gnaisses e migmatitos do Complexo Nova Venécia as relações de campo apontam para a geração destes granitóides a partir da fusão parcial dos paragnaisse, num processo de anatexia em níveis crustais profundos. São muito freqüentes nos granitos, ‘restitos’ do paragnaisse bandado, centimétricos a métricos, concordantes e orientados segundo a foliação dos granitos com terminações interpenetradas e contatos difusos (Fi-

gura 3.9d). Onde o granito ocorre como bandas no paragneisse há, no granito, uma auréola máfica rica em biotitas junto ao contato, caracterizando o par granito-salbanda máfica como a fração neossomática (leucossoma granítico; melanossoma biotítico) do processo de migmatização. A possibilidade de

parte dos granitos Ataléia serem resultantes de uma mistura de magmas (*magma mingling*) é sugerida pela presença local de autólitos máficos, contendo pórfiros de feldspato capturados do próprio granito, em uma relação típica deste processo genético (Figura 3.9e).

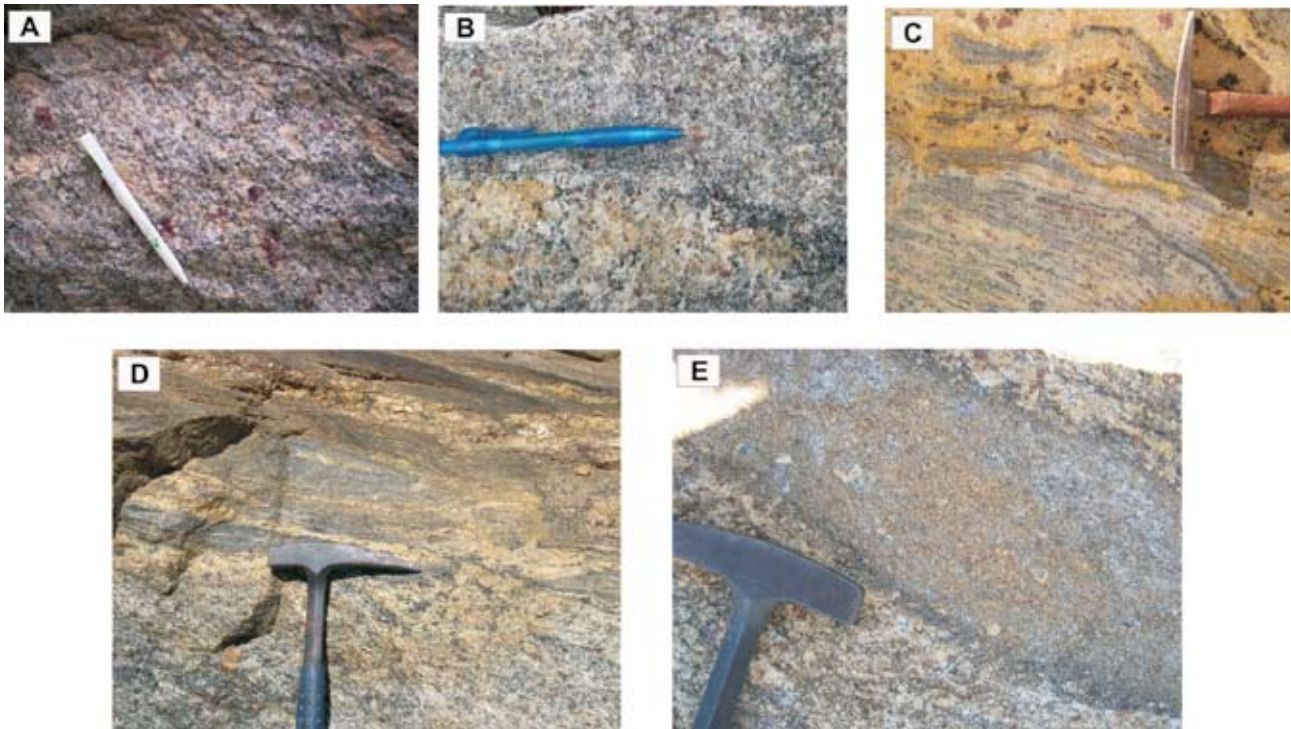


Figura 3.9. Suíte Ataléia: a) Granitóides Ataléia a leste de Colatina; b) Diferenciados de leucogranito (Subunidade NP3y2atlg) no granito cinza Ataléia dominante, em zona de contato com gnaisses Nova Venécia; c) Intercalação tectônica os granitos Ataléia cinza e branco (“granito jaguar”); d) Contato difuso de granito Ataléia com gnaiss, que ocorre como restito a leste de Colatina; e) Autólito máfico no granito Ataléia sugerindo mistura de magmas. (Folha São Gabriel da Palha, estações: a – OF2; b – OF164; c – OF171; d, e – extremo sudeste da folha, fora de seus limites).

Litologias

Na área predominam amplamente granitóides granatíferos de cor cinza, eventualmente porfiríticos (Unidade NP3y2at), entretanto, na Folha São Gabriel da Palha foram individualizados corpos de granitos leucocráticos, a biotita e granada, bem foliados e tectonicamente intercalados referidos como *Subunidade de Leucogranitos (NP3 y2atlg)*.

Unidade granitóide cinza (NP3y2at), características mesoscópicas: os granitóides Ataléia são de cor cinza-média, de granulação média a grossa, equigranulares, muito ricos em minerais máficos e aluminosos, variando em composição de tonalito a granodiorito e granito (Figura 3.10). Eventualmente são cinza-escuros devido ao maior teor de biotita, neste caso com tonalidade esverdeada devido à composição de plagioclásio e em geral contendo ortopiroxênio. Granada é um mineral onipresente e cordierite pode ser um mineral essencial ou mesmo estar ausente.

Em geral estes granitóides têm uma foliação tectônica bem desenvolvida (milonítica), mas podem apresentar estrutura maciça. Esta foliação é devida, preferencialmente, à orientação planar de biotita, que é o mineral máfico dominante. Estiramento de félsicos (quartzo e feldspatos) ocorre em zonas mais fortemente deformadas, miloníticas, notadamente em zonas de cisalhamento de alto ângulo, onde a rocha pode desenvolver uma laminação. Em zonas mais intensamente deformadas a foliação é acentuada por *ribbons* de quartzo, com bandas blastomiloníticas poligonizadas definindo um bandamento. Nestas zonas são freqüentes estruturas como boudinagem de bandas félsicas (leucograníticas), boudinagem de foliação, dobras assimétricas, intrafoliais, que são marcadores cinemáticos, porfiroclastos de granada rotacionados e formas sigmoidais de bandas graníticas e de rochas calcissilicáticas.

Nestes granitóides são comuns os diferenciados de leucogranito granatífero, em geral granulares, de granulação mais grossa que a hospedeira (ou encai-

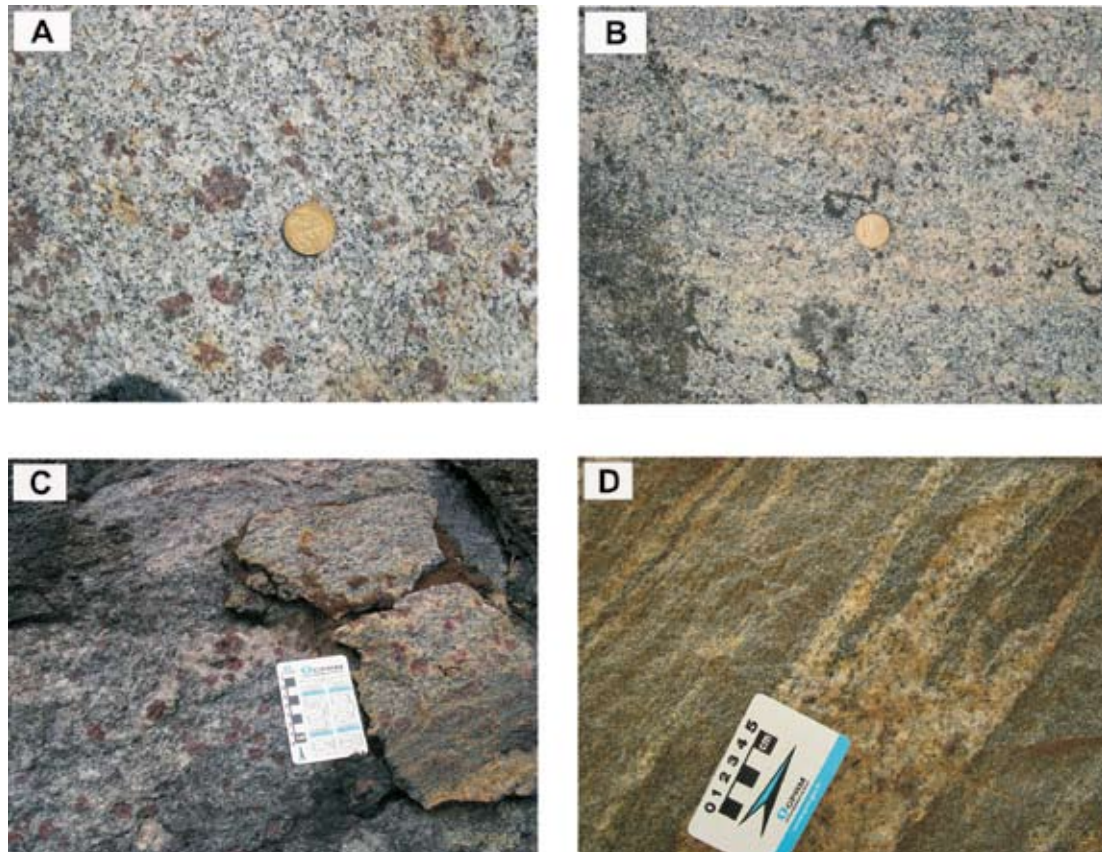


Figura 3.10. Suíte Ataléia: de a) para d) diferenciados de leucogranito granatífero que se tornam estruturalmente concordantes e interdigitados com a intensificação da deformação. (Folha Linhares, estações: a – OF187; b – OF262; c – OF94; d – OF108).

xante), com biotita rara ou ausente, dispostos tanto concordante quanto discordantemente em relação à foliação. No primeiro caso os contatos são preferencialmente bruscos, das lentes e bandas descontínuas de leucogranito no granito cinza, e no segundo difusos, ocorrendo como manchas disformes, digeridas e penetradas pela foliação. O alto percentual de incidência destes diferenciados de leucogranito granatífero é relativamente comum dando à rocha o aspecto de um migmatito estromático no primeiro caso, e uma estrutura diatexitica do tipo *schlieren* ou nebulítica no segundo. Há também corpos pegmatíticos, como bandas, veios irregulares, bolsões, e manchas irregulares, de granulação muito grossa, granatíferos ou a biotita e granada, eventualmente dobrados e concordantes em zonas de cisalhamento de alto ângulo. Variedades porfíricas são de ocorrência local e apresentam cristais de feldspato brancos tabulares com 1 cm de tamanho e raramente com 3 cm e até 5x4 cm.

Unidade granitóide cinza (NP3y2at), características microscópicas: a Suíte Ataléia é constituída por rochas graníticas, com variação composicional para granodiorito e tonalito. São rochas ricas em minerais máficos e aluminosos. O conjunto caracteriza-se por apresentar granulação preferencialmente grossa e

texturas granoblástica (Figura 3.11a) e lepidoblástica; a textura granular hipidiomórfica ocorre localmente preservada. As rochas mostram evidências de deformação, como quartzo com subgrãos e plagioclásio com maclas encurvadas. **Plagioclásio** em cristais límpidos subédricos, magmáticos (Figura 3.11b) e granoblásticos (metamórficos), com granulação fina a grossa, localmente antipertíticos, com inclusões de biotita, quartzo, apatita e zircão; rara mirmequita, maclas polissintética e, por vezes, Carlsbad; fraca alteração para mica branca e carbonato. **Quartzo** em cristais grossos, contornos irregulares (textura consertal) e cristais alongados segundo a foliação; inclusões de biotita, plagioclásio, apatita e opacos; fraca extinção ondulante; ocorrem também em finos cristais granoblásticos. **Ortoclásio** em cristais irregulares, às vezes porfiroblástico e micropertítico e raramente com a macla de Carlsbad; mostra incipiente microclinização, inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita e zircão; e leve alteração para muscovita. **Biotita** castanho-avermelhada (titanífera) marca uma foliação descontínua, forma intercrescimentos simplectíticos com quartzo e tem inclusões de apatita e zircão. **Granada** aparece em duas gerações: (a) porfiroblastos irregulares de granulação média a grossa, lobados e circundados por simplectitos de cordierita

e quartzo (Figuras 3.12a, b), com a foliação da rocha amoldando-se aos mesmos que apresentam sombra de pressão com quartzo; têm inclusões poiquiloblásticas de sillimanita (Figura 3.12c), quartzo, hercinita (Figura 3.12d), biotita, plagioclásio, zircão e apatita; alteram-se para biotita e clorita e localmente encontram-se recristalizadas sob a forma de lamelas de sillimanita; (b) cristais tardios, subidiomórficos, com tamanho máximo de 3,2 mm e quase sem inclusões. **Cordierita** em cristais comumente alongados, com intercrescimentos simplectíticos e com substituição por pinita e, localmente, fibrolita; altera-se para intercrescimento de biotita + quartzo (Figura 3.13a, b); possui inclusões de zircão, biotita e hercinita. **Hiperstênio** em cristais de granulação fina a média, parcial a totalmente substituídos por bastita, biotita e um fino agregado de clorita. **Sillimanita** aparece (a) como inclusões na granada, em prismas orientados, preservando a foliação mais antiga; e (b) na forma fibrolítica substituindo a cordierita. **Hercinita** em cristais irregulares inclusos em granada (Figura 3.12d) e cordierita, ou associados a cristais de hiperstênio (Figura 3.13c) ou intercrescida com ilmenita e/ou magnetita (Figura 3.13c); quando em contato com o ortoclásio, aparece envolta por filme cordierítico. Encontra-se, também, envolta por filme biotítico (Figura 3.13d). Os minerais **secundários** são opacos (alguns cristais em forma de palheta podem ser de grafita), zircão, apatita e cianita. Esta última aparece apenas em uma amostra, em cristais subidioblásticos, com tamanho de 2 mm e alteração para clorita, muscovita e carbonato. Em algumas amostras, a apatita aparece em percentuais elevados (5%), formando microbolsoes. Os minerais **secundários** são mica branca, muscovita, pinita, carbonato e clorita.

A Suíte Ataléia apresenta **restitos** de rochas calcissilicáticas, constituídas por diopsídio, carbonato, granada, titanita, plagioclásio e quartzo. As rochas têm granulação fina a média e textura granoblástica característica.

Nas variedades porfíricas do granitóide Ataléia o ortoclásio (até 18%) constitui porfiroblastos em geral centimétricos, euedrais e tabulares com alterações a muscovita. Biotita é o mineral máfico principal (10-25%) geralmente orientada, marcando uma foliação descontínua; é de cor castanho-avermelhada com inclusões de apatita e zircão; forma simplectitos com quartzo. A granada é mineral característico, variando de 5 a 16%, e ocorre em duas gerações: (a) como porfiroclastos irregulares, pré-tectônicos (?), com a foliação externa amoldada aos porfiroclastos e sombra de pressão com quartzo; (b) cristais pós-tectônicos, com tamanhos menores (3,2 mm), subidiomórficos e quase sem inclusões. Inclusões poiquiloblásticas de quartzo, opacos, hercinita, biotita, plagioclásio, zircão, apatita e rara sillimanita. A cordierita pode chegar a 5% (ou estar ausente) e ocorre como cristais alongados, pinitizados, simplectíticos; ou como porfiroblastos parcialmente pinitizados, localmente alterados para fibrolita e com inclusões de zircão, biotita e minerais opacos. Sillimanita, apenas como traços em lâminas delgadas, forma raras inclusões na granada como prismas orientados, preservando uma foliação pré-existente ou na forma de fibras e prismas substituindo a granada e cordierita. A apatita em algumas amostras pode ocorrer em percentuais elevados (5%), formando microbolsoes.

Fácies com ortopiroxênio têm o hiperstênio em pequenos cristais, parcial a totalmente substituídos por um fino agregado de minerais secundários.

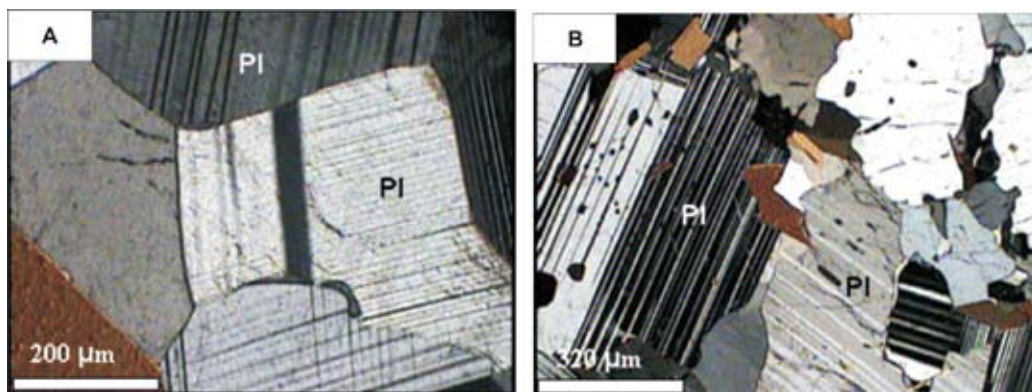


Figura 3.11. Fotomicrografias da Suíte Ataléia: a) Granada metatonalito. Plagioclásio-Pl com textura granoblástica (Amostra OF21A - Nicóis cruzados); b) Granada enderbito. Plagioclásio-Pl com textura granular hipidiomórfica preservada (Amostra OF103B - Nicóis cruzados).

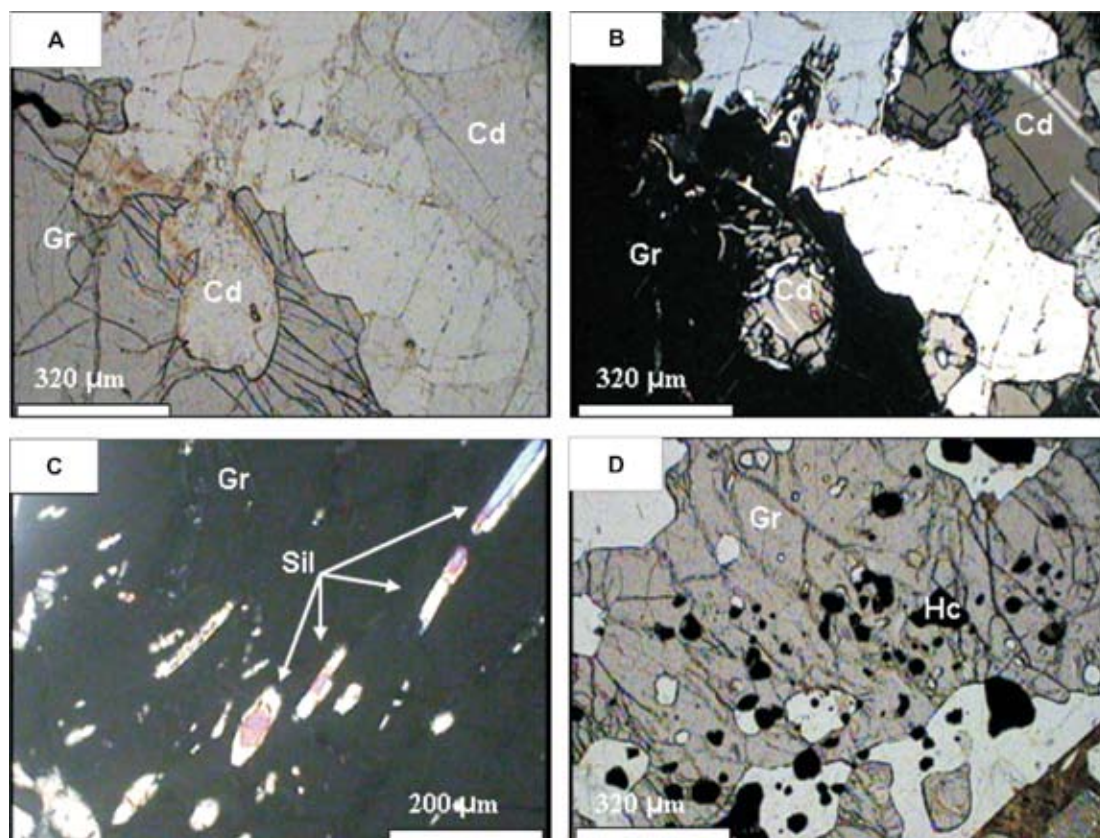


Figura 3.12. Fotomicrografias da Suíte Ataléia: a) Cordierita-granada metagranodiorito. Granada com bordas lobadas circundada por simplectitos de cordierita e quartzo (Amostra OF18D - Nicóis paralelos); b) Cord-granada metagranodiorito. Granada com bordas lobadas circundada por simplectitos de cordierita e quartzo (Amostra OF18D - Nicóis cruzados); c) Cordierita-granada metatona-lito. Granada-Gr poiquiloblástica com inclusões de sillimanita-Sil (Amostra OF6A - Nicóis cruzados); d) Granada enderbito. Granada-Gr poiquiloblástica com inclusões de hercinita-Hc e quartzo (Amostra OF32A - Nicóis paralelos).

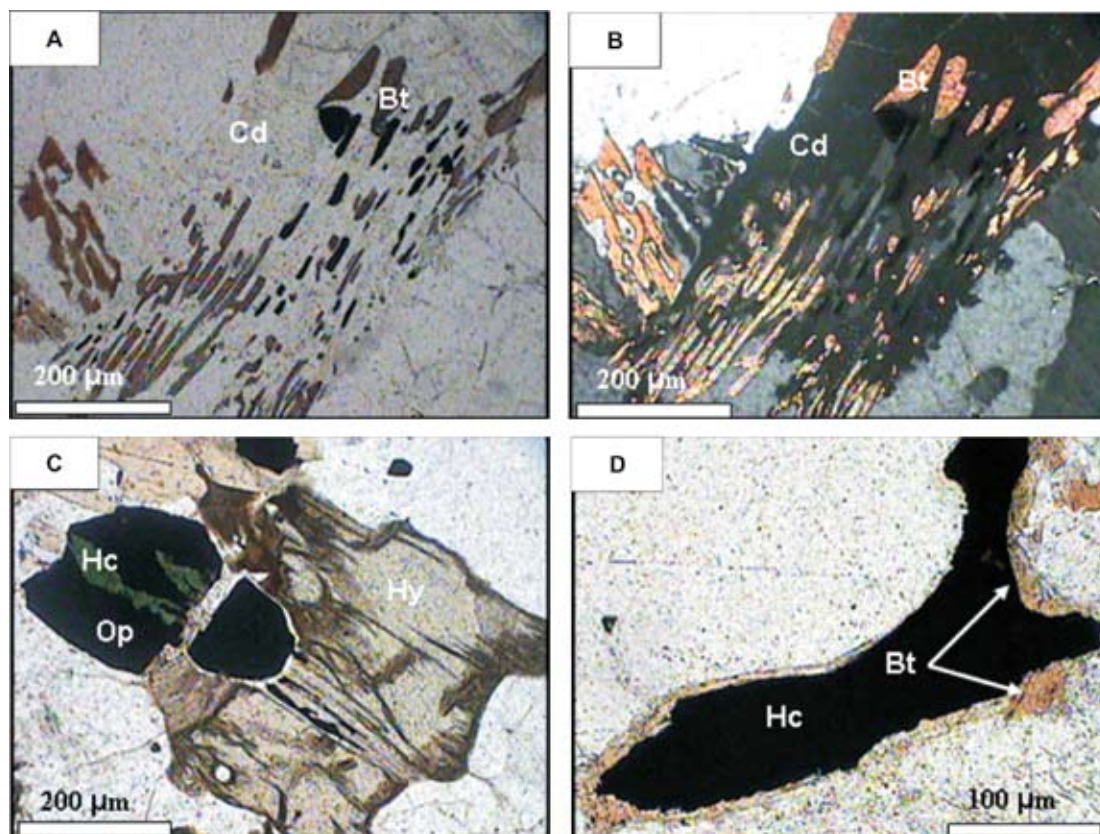


Figura 3.13. Fotomicrografias da Suíte Ataléia: a) Cordierita-granada metagranodiorito. Cordierita-Cd em intercrescimento sim-plectítico com biotita-Bt e quartzo (Amostra OF18D - Nicóis paralelos); b) Cordierita-granada metagranodiorito. Cordierita-Cd em intercrescimento simplectítico com biotita-Bt e quartzo (Amostra OF18D - Nicóis cruzados); c) Granada enderbito. Hiperstênio-Hy com hercinita-Hc, esta intercrescida com opacos-Op (Amostra OF32A - Nicóis paralelos); d) Granada metaleucotonalito. Hercinita-Hc bordejada por filme de biotita-Bt (Amostra OF39 - Nicóis paralelos).

Subunidade Leucogranitos (NP3y2atlg), características mesoscópicas: é um granito leucocrático, granatífero e quase sem biotita, intimamente relacionado aos paragneisses do Complexo Nova Venécia, tendo, também, relações cogenéticas com os granitos cinzentos da Suite Ataléia.

Constitui corpos com formas de bandas ou lentes nos paragneisses ou ocorrem como corpos alongados pouco expressivos em extensão superficial, parautoctones a alóctones, individualizados preferencialmente junto ao contato destes paragneisses com os granitos da Suite Ataléia.

Os corpos deste leucogranito cartografados e suas respectivas foliações distribuem-se em arco, acompanhando a forma da terminação meridional dos granitos Carlos Chagas e Ataléia.

São granitos de grande importância econômica pelo seu alto valor comercial atual como rochas ornamentais de revestimento. Os tipos mais nobres, conhecidos comercialmente com a denominação 'Granito Jaguar', são resultantes da interação leucogranito-granito cinza Ataléia, interbandados tectonicamente.

A principal característica deste litotipo é sua cor branco-amarelada com baixo conteúdo de biotitas, sendo uma rocha granítica essencialmente quartzo-feldspática-granatífera, com granulação média a grossa, predominantemente equigranular, foliada e localmente maciça (Figura 3.14a, b). Granada é um mineral comum, embora muito variável, podendo ser essencial ou quase ausente, ocorrendo como cristais disseminados ou estirados em cordões concordantes com a foliação; cordierita é eventual ou ausente.

Outro litotipo também associado é um granito de cor bege, também granatífero, interbandado e com salbanda máfica no contato, conjuntamente dobrado e cortado pela foliação.

A foliação, de baixo-médio ângulo, é notoriamente tectônica, milonítica (Figura 3.14c), proporcionada por orientação de placas de biotita e estiramento de félsicos (*ribbons* de quartzo e feldspatos estirados), com dobras isoclinais intrafoliais (Figura 3.14d). A foliação principal é também plano axial destas dobras, que são delineadas por uma foliação pretérita de micas e mesmo de bandas ou lâminas de concentração deste mineral e de intercalações leucogranito-granito bege. É comum a presença de forte lineação de micas nestes planos de foliação (Figura 3.14e). A foliação destes leucogranitos é cortada por zonas de cisalhamento direcionais dúcteis e dúctil-rúpteis de direções aproximadamente EW, e por zonas de cisalhamento extensionais de direção geral NS. Um dique de diabásio (Figura 6.10d) está encaixado em uma destas fraturas extensionais de direção NNW relacionada a reativação no Mesozóico de segmentos da zona de cisalhamento Vitória-Ecoporanga.

Em uma mesma exposição observa-se uma transição deste tipo para o granito cinza tipo Ataléia descrito acima pelo simples aumento na percentagem de minerais máficos, principalmente biotita, caracterizando uma passagem difusa de um tipo ao outro, resultante de um mesmo processo genético. Nestes leucogranitos são comuns restos de paragneisses e de seus níveis de rocha calcissilicática, na forma de bandas de dimensões métricas ou mesmo pequenos retalhos centimétricos, com contatos bruscos ou difusos e terminações interdigitadas, dependendo do grau de assimilação (Figura 3.14f). Xenólitos máficos são raros, com formas diversas ou com maior dimensão concordante com foliação de borda; outro tipo de enclave, também raro, é de granito fino, a granada e biotita, parecendo tratar-se de fragmentos das bordas de resfriamento do próprio leucogranito.

Seus termos mais diferenciados são rochas quartzo-feldspáticas esbranquiçadas a amareladas, de granulação muito grossa, com pouca granada disseminada e foliação incipiente ou ausente. Estes diferenciados, já pegmatóides, penetram e venulam os paragneisses e, por efeito de deformação, emprestam aos mesmos uma estrutura migmatítica estromática, onde têm contatos nítidos com os mesmos, sendo ora perfeitamente concordantes com a foliação, ora oblíquos à mesma, e frequentemente configurando dobras intrafoliais rompidas (Figura 3.14g). Nas zonas de contato onde é intensa a venulação pegmatóide, e também a deformação, individualiza-se um tipo híbrido, meio termo entre o paragneisse rico em biotita e as venulações quartzo-feldspático-granatíferas. Isto é sugestivo de um processo de fusão parcial do próprio gnaiss com mobilização apenas parcial de material fundido.

Subunidade Leucogranitos (NP3y2atlg), características microscópicas: é um granito com textura caracterizada por agregados granoblásticos de composição quartzo-feldspática parcialmente recristalizados – textura granoblástica – de granulação média, preservando domínios com arranjos magmáticos de feldspato e quartzo interpenetrados em uma textura granular xenomórfica com granulação grossa. Alguns cristais de microclina micropertítica apresentam subgranulação/recuperação bem como mirmequitização periféricas, indicativas de deformação no estado sólido, em fácies anfíbolito. Biotita titanífera define uma foliação e pode estar alterada a muscovita ou clorita ou ser substituída por prismas e fibras de sillimanita. A granada pode ocorrer na forma de porfiroblastos de até um centímetro. O feldspato potássico altera-se a muscovita, enquanto o plagioclásio está alterado a carbonato e saussurita. A cordierita pode passar de um mineral eventual a essencial em alguns locais, caracteristicamente ocorrendo na forma de agregados máficos junto com biotita e granada.

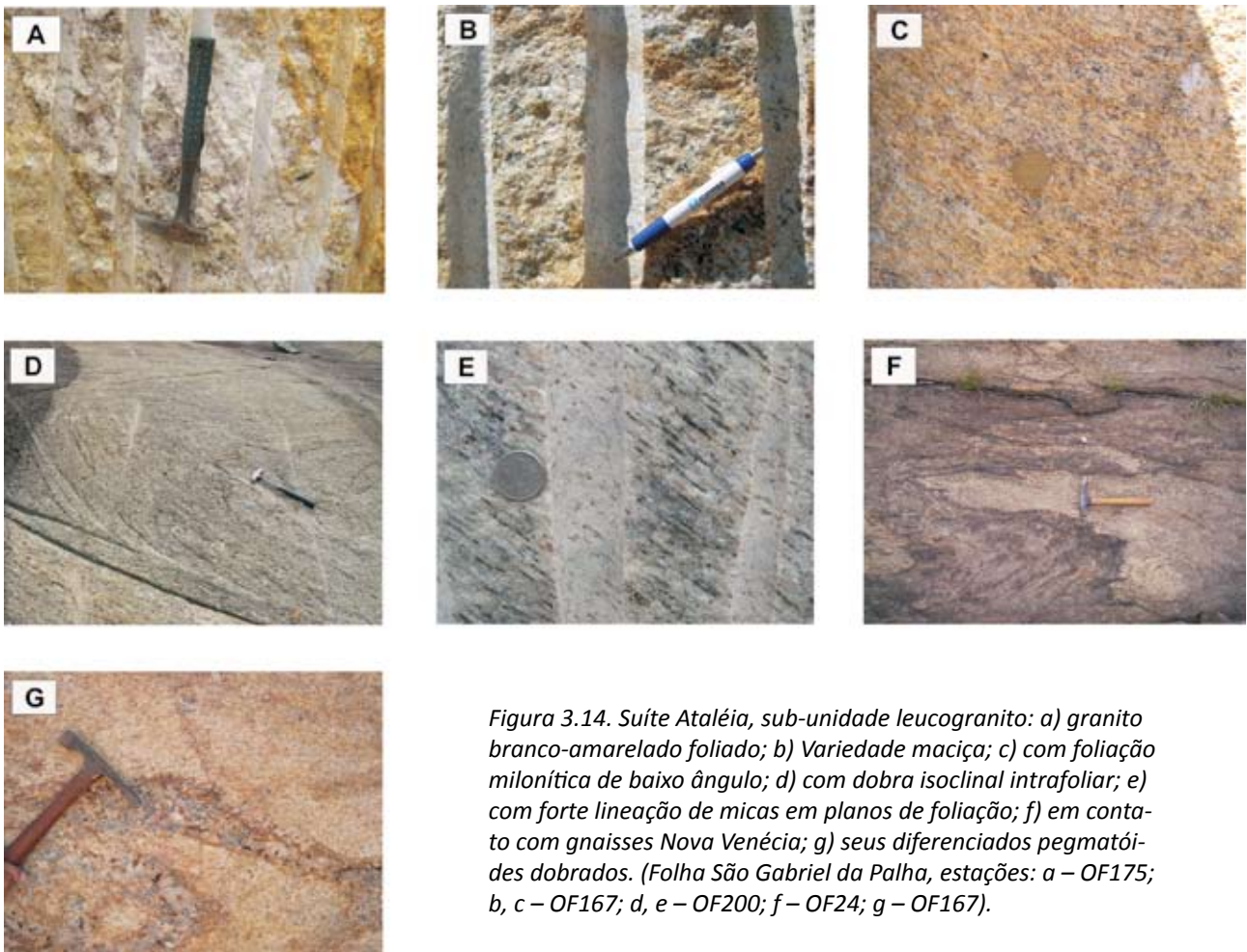


Figura 3.14. Suíte Ataléia, sub-unidade leucogranito: a) granito branco-amarelado foliado; b) Variedade maciça; c) com foliação milonítica de baixo ângulo; d) com dobra isoclinal intrafoliar; e) com forte lineação de micas em planos de foliação; f) em contato com gnaisses Nova Venécia; g) seus diferenciados pegmatóides dobrados. (Folha São Gabriel da Palha, estações: a – OF175; b, c – OF167; d, e – OF200; f – OF24; g – OF167).

Idade e Correlações

As características estruturais destes granitóides e as relações de contato, tanto entre as duas unidades que compõem a suíte quanto em relação aos paragneisses do Complexo Nova Venécia corroboram seu posicionamento sintectônico e sugerem sua natureza autóctone a parautóctone. Sua composição mineral, e relações com os paragneisses, dos quais constituem a fração neossomática de processo de migmatização, caracterizam-nos como granitos tipo S, fato corroborado pelo seu caráter peraluminoso evidenciado pelos resultados analíticos. São, portanto, correlacionados com a Supersuíte G2 de Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2006a,b) ou Suíte G2 de Pedrosa-Soares *et al.* (2007), que reúne granitos tipo-S, sin-colisionais com idades em torno de 585 a 560 Ma (e.g. Nalini *et al.* 2000; Noce *et al.* 2000; Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2005, 2006, 2007; Silva *et al.* 2002, 2005; Heilbron *et al.* 2004; Martins *et al.* 2004).

3.4. SUÍTE CARLOS CHAGAS

Constitui extenso corpo de forma provavelmente tabular, cuja extremidade meridional ocupa mais da

metade da folha São Gabriel da Palha em sua porção centro-norte, onde está em contato com os granitóides da Suíte Ataléia (Figura 3.1). Tem dimensões mínimas de 150 x 90 km de extensão geográfica, estendendo-se, de sul para norte, desde as proximidades da cidade de Ângelo Frechiani na porção central da Folha São Gabriel da Palha, até a altura da cidade de Carlos Chagas, da qual recebe o nome.

Originalmente denominado Complexo Montanha por Silva *et al.* (1987), reunindo augen-granitóides com área tipo na cidade de Montanha (ES), correspondendo aos migmatitos embrechíticos de Silva & Ferrari (1976), aos augen-granitóides de Fontes *et al.* (1978) e aos gnaisses facoidais de Silva *et al.* (1987). Foram posteriormente discriminados e denominados de Leucogranito Carlos Chagas (Silva 2000, Pinto *et al.* 2001), descritos na região de Carlos Chagas como 'rochas graníticas leuco a mesocráticas, de granulção grossa, foliados, com estrutura augen'.

Suíte Carlos Chagas (NP3γ2cc), características macroscópicas: o granito Carlos Chagas tem suas melhores exposições nos arredores de Lajinha e Pancas, e em cortes das rodovias Ângelo Frechiani-Pancas-Alto Rio Novo e Lajinha-Águia Branca. Sua área de ocorrência é caracterizada por um relevo peculiar

na forma de “pães de açúcar” (Figura 3.15a). É uma rocha de cor cinza-esbranquiçada, de granulação grossa, megaporfirítica, com composição média do sienogranito e com estrutura variando de maciça a foliada, neste caso por fluxo primário (Figura 3.15b) ou devido à deformação superposta (Figura 3.15c). Os fenocristais são de feldspatos bem formados, tabulares a quadráticos, com dimensões médias de 4x2 cm bastante freqüentes, podendo chegar, no entanto, a 12 cm de maior dimensão. Nas variedades com estrutura *augen* os porfiroclastos de feldspato têm formas ocelares ou tabulares biseladas, orientados e amoldados por biotitas da matriz, onde é comum quartzo em *ribbons* nas bandas mais miloníticas (Figura 3.15d). A matriz, de granulação grossa, é constituída de quartzo, feldspato, biotita e granada como minerais essenciais, podendo ter eventualmente sillimanita. A biotita ocorre em disposição

caótica na rocha maciça, orientada segundo o fluxo ígneo ou configurando fitas amoldadas em torno de porfiroclastos e agregados ocelares nas variedades deformadas. Granada é comum em aglomerados arredondados, dispersos na matriz, com 1-1,5 cm de diâmetro e quartzo e biotita inclusa. Ocorrem diferenciados pegmatóides a biotita e granada, de duas gerações a mais antiga venular e cortada pela foliação milonítica, e a segunda geração na forma de bolsões irregulares truncando esta foliação; diques de granito cinza, fino, a biotita e granada, são comuns mostrando uma foliação incipiente apenas no contato brusco com o granitóide (Figura 3.15e). A foliação secundária, em geral protomilonítica, ocorre preferencialmente ao longo da sua borda externa, junto ao contato com seus diferenciados não-porfiríticos ou com os granitóides cinza da Suíte Ataléia. É de baixo ângulo mergulhando para o interior do corpo.

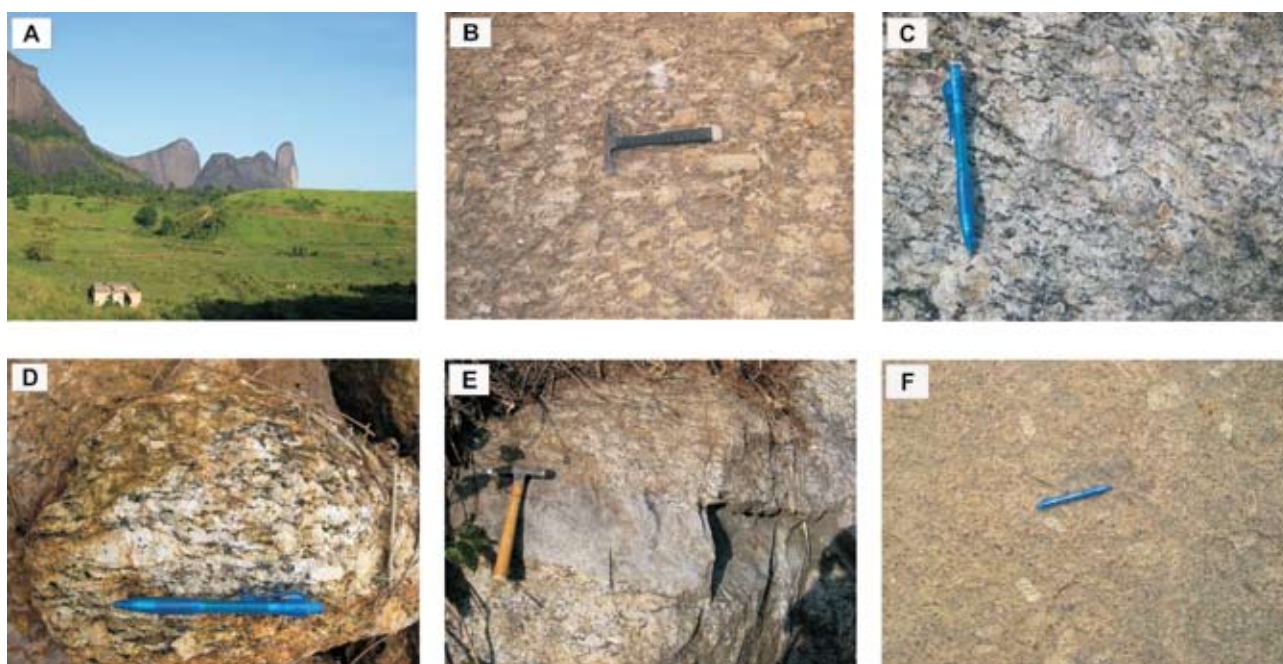


Figura 3.15. Suíte Carlos Chagas: a) Forma de relevo peculiar, nos arredores da cidade de Pancas; b) Estrutura maciça com discreta foliação de fluxo; c) Foliação metamórfica superimposta; d) Estrutura *augen* próxima à borda de corpo; e) Dique de granito da Suíte G5 cortando o granito Carlos Chagas; f) Fácies local, de borda, com fenocristais esparsos, sugerindo transição para os granitóides Ataléia. (Folha São Gabriel da Palha, estações: b – SS15; c, e – OF56; d, f – OF132).

Suíte Carlos Chagas (NP3y2cc), características microscópicas: petrograficamente trata-se de um granada-biotita leucogranito grosso, megaporfirítico, com abundantes fenocristais (>50%) de ortoclásio microclinizado pertítico, com comprimento médio de 3 a 6 cm atingindo até 10 cm. A matriz grossa é de composição “tonalítica”. A foliação/bandamento magmático é dada pelo alinhamento preferencial da biotita e dos megacristais de K-feldspato (*grain shape fabric*). Dependendo do grau de deformação e recristalização, a rocha adquire texturas protomiloníticas a miloníticas, dando origem à fácies dominante por-

firocláticas (*augen*-gnaisse) com forte subgranulação periférica dos pórfiros e recristalização da matriz. A matriz é de granulação média, parcialmente recristalizada (granoblástica), preservando localmente domínios com arranjos magmáticos interpenetrados de plagioclásio, ortoclásio e quartzo (textura hipidiomórfico-granular grossa). Alguns fenocristais lenticulares (porfiroclastos) de microclina micropertítica e quartzo têm comprimento de até 1.5 cm e podem apresentar subgranulação/recuperação bem como mirmequitização periféricas, indicativas de deformação no estado sólido em fácies anfibolito. A biotita, titanífera, define

uma foliação descontínua e altera-se a muscovita e, mais raramente, a fibrolita. A granada é o outro mineral importante, variando de essencial a acessória. Os acessórios menores incluem apatita, zircão, titanita e minerais opacos. Devido às características megaporfíricas, em lâminas delgadas é difícil o estabelecimento da composição modal precisa. Embora em lâmina possam ter uma composição média tonalítica a granodiorítica, refletindo apenas a composição da “matriz”, somando-se os grandes porfiroclastos de microclina a composição média será de sienogranito (campo 3A de Streckeisen).

Dados geotermométricos quantitativos forneceram temperaturas da ordem de 660-680°C para a deformação de protomilonito-gnaiss da Suíte Carlos Chagas (Castañeda *et al.* em preparação, *in* Pedrosa-Soares *et al.* 2006b, 2007).

Devido a suas características petrotectônicas – mineralógicas, texturais, estruturais e químicas - descritas no capítulo seguinte, e suas relações de campo com os granitóides da Suíte Ataléia, é possível classificar esta extensa unidade, que ocupa cerca de 30% da área mapeada, como granitos tipo S, sincolisionais. Em alguns afloramentos observa-se uma transição destes granitóides para os granitos da Suíte Ataléia (Figura 3.15f). Além disso, é possível correlacioná-lo a outros plútons de um mesmo batólito. Em Nanuque foram datados em cerca de 570 Ma pelo método U-Pb SHRIMP em zircão (Silva *et al.* 2002). São também correlacionáveis a outros granitos S, com a mesma idade, datados por Sölnner *et al.* (1991), Nalini *et al.* (2000) e Noce *et al.* (2000), hierarquizados no âmbito do orógeno como uma suíte de granitos intrusivos sincolisionais (γ_2) a partir dos trabalhos de Pedrosa Soares *et al.* (2001). Datação U-Pb de uma amostra desta suíte, executada por Gradim (em preparação, *in* Pedrosa-Soares *et al.* 2006b) forneceu idade em torno de 576 Ma para a cristalização magmática.

São pertencentes à Supersuíte G2 do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2006b) ou Suíte G2 (Pedrosa-Soares *et al.* 2007), com origem no intervalo 585-560 Ma.

3.5. GRANITOS TARDI - A PÓS-COLISIONAIS

LEUCOGRANITOS GRANATÍFEROS

Distribuição regional e evolução do conhecimento

Apenas quatro pequenos corpos, provavelmente configurando *stocks* anelares intrusivos, foram individualizados na Folha São Gabriel da Palha, todos no interior da Suíte Ataléia. Na Folha Linhares foram cartografados 22 (vinte e dois) pequenos corpos destes granitos, com formas tabulares a lenticulares, tanto associados aos gnaisses do Complexo

Nova Venécia quanto aos granitóides da Suíte Ataléia (Figuras 3.1 e 3.2).

Litologias

Unidade $\epsilon\gamma 3lg$, características mesoscópicas: são leucogranitos brancos, de granulação média a grossa, textura equigranular xenomórfica, isotrópicos (Figura 3.16a) a foliados. Há variedades de granulação fina, com granadas idiomórficas milimétricas, com biotita quase ausente, e são em geral isotrópicas, porém foliadas tectonicamente, e mesmo laminadas, em zonas de cisalhamento. Outra facies comum é de granulação média com *clusters* e *strings* de minerais máficos ricos em biotita e cordierita, que podem conter turmalina associada (Figura 3.16b, c).

Na Folha São Gabriel da Palha os corpos de leucogranito cartografados foram interpretados como *stocks* aproximadamente anelares a partir de observações de padrões forogeológicos texturais e de drenagem anelar, uma vez que seus contatos com as encaixantes não foram observados no campo. São mais restritos pequenos corpos tabulares não representados em mapa. Mesmo quando intrusivos em granitos da Suíte Ataléia contêm grandes xenólitos de gnaiss com os quais podem ter contatos nítidos, mostrando, neste caso, uma relação de intrusão, ou mesmo gradacionais e interpenetrados indicando sua origem a partir destes (Figura 3.16d, e).

Na Folha Linhares estes granitos têm formas tabulares a lenticulares e estão encaixados, concordante a subconcordantemente, com a foliação ou bandamento da rocha hospedeira, os gnaisses do Complexo Nova Venécia e granitóides da Suíte Ataléia. Estão relacionados tanto a zonas de cisalhamento contracionais de baixo ângulo quanto a zonas de cisalhamento direcionais. No primeiro caso são em geral concordantes em direção com a foliação regional podendo mostrar-se ligeiramente discordante ao longo do mergulho, não raro mostrando contatos digeridos e mesmo interdigitados em suas terminações (Figura 3.17a); em seção paralela a direção da foliação, portanto ortogonal ao mergulho torna-se evidente a relação de discordância estrutural entre os dois tipos (Figura 3.17b). Em relação às zonas de cisalhamento direcionais estes contatos são mais abruptos, com uma borda de reação rica em máficos com *strings* de granadas com biotitas e com uma relação de corte mais pronunciada entre a foliação da encaixante e as bordas do corpo granítico (Figura 3.17c, d). Em ambos os casos são comuns bordas bem foliadas nestes granitos junto ao contato. Devido à sua ocorrência muito restrita estes leucogranitos não receberam denominação formal. Todos são lavrados para rocha ornamental, sendo o mais importante bem mineral da área.

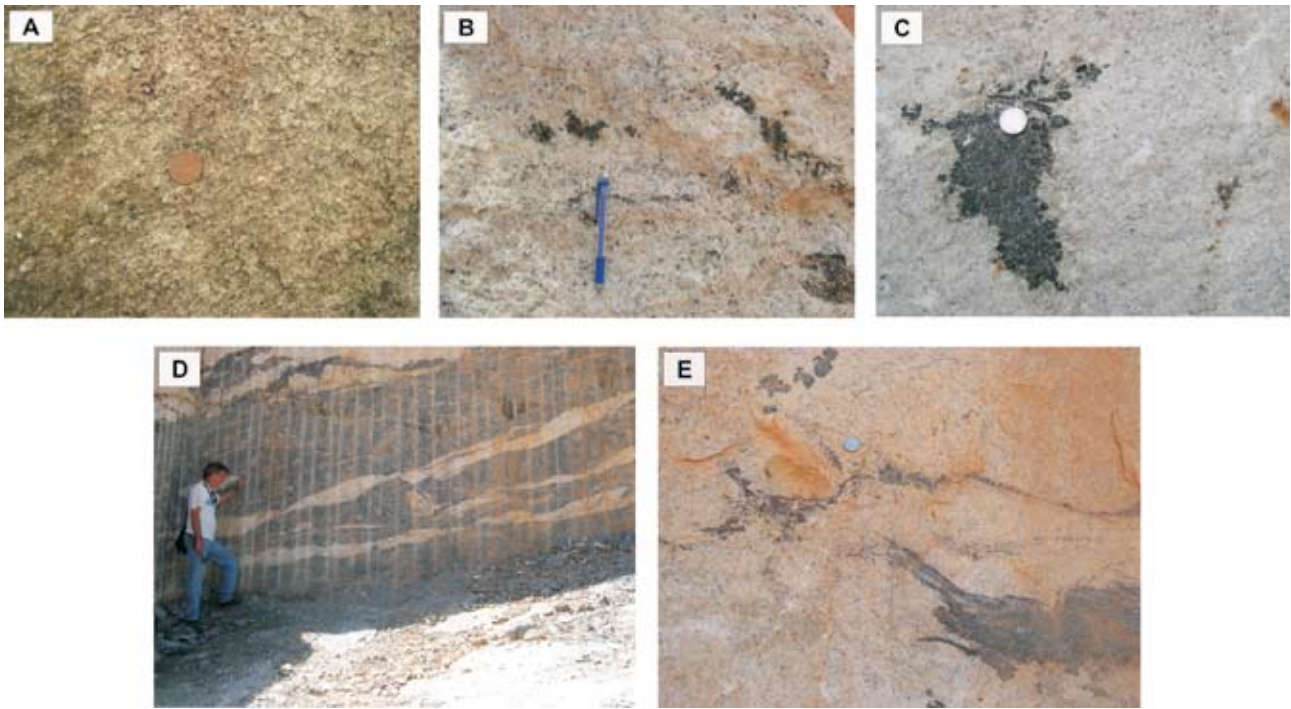


Figura 3.16. Granitos Tardi- a Pós-colisionais: a) leucogranitos maciços de granulação média a grossa; b) com aglomerados de cordierita; c) que podem conter turmalina; d) com xenólitos de gnaíse com contato brusco; e) gradacional e interdigitado. (Folha São Gabriel da Palha, estações: a – OF138; b, d, e – OF247; c – OF249).

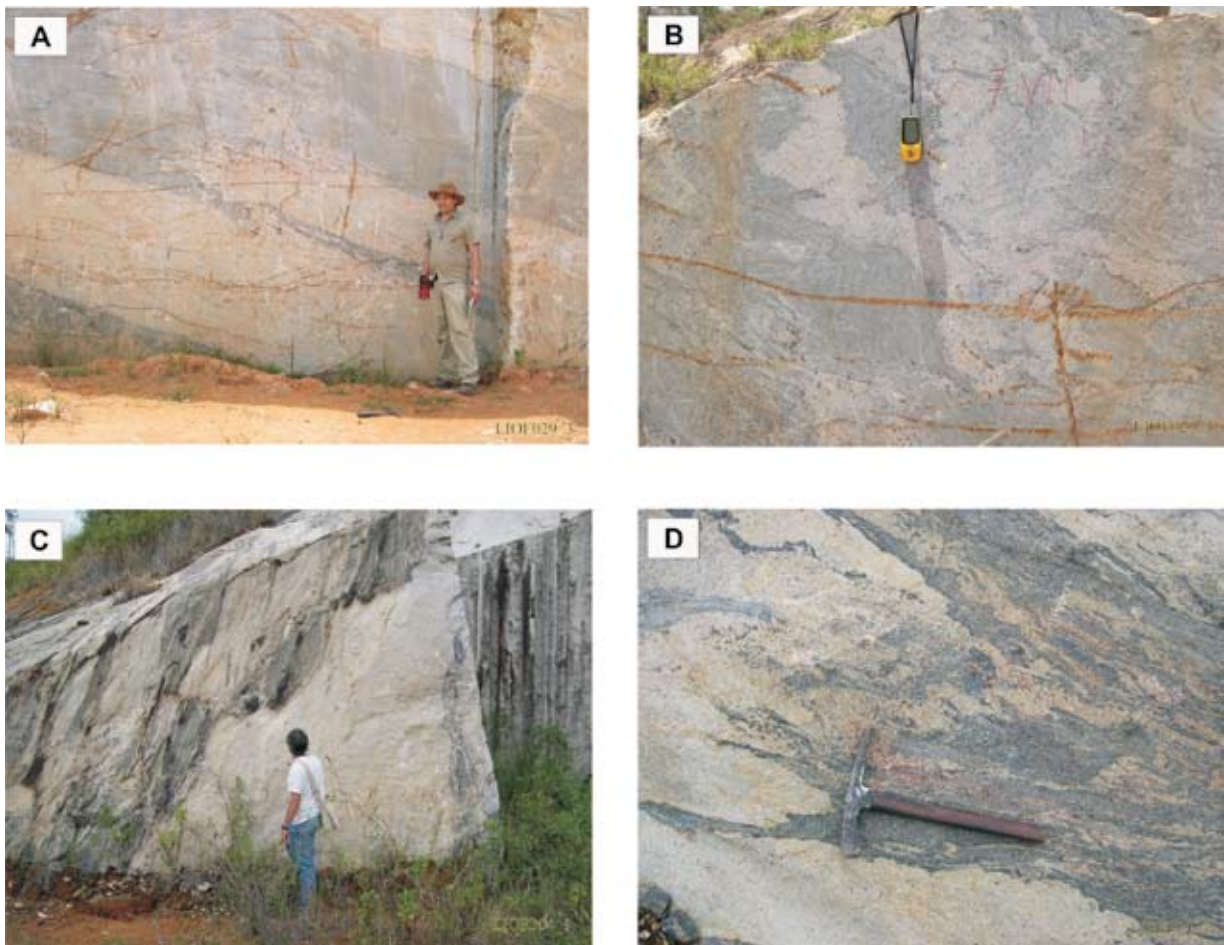


Figura 3.17. Granitos Tardi- a Pós-colisionais: cortes, em a) segundo o mergulho da foliação de baixo ângulo e em b) segundo o strike; em c) e d) situação similar, porém com o leucogranito encaixado em zona de cisalhamento de alto ângulo. (Folha Linhares, estações: a, b – OF29; c, d – OF304).

Granitos Tardi- a Pós-Colisionais (εγ3Slg), características microscópicas: são granitos leucocráticos, com granulação média a grossa e texturas granular hipidiomórfica predominante (Figura 3.18a), granoblástica (Figura 3.18b) e rara lepidoblástica. O conjunto é formado por sienogranito (13 amostras), com pequenas variações composicionais para monzogranito (3 amostras) e granodiorito (1 amostra). As rochas podem ser classificadas, de modo geral, como (biotita)-granada metaleucogranitos. **Ortoclásio** (2-50%) é micropertítico e geralmente sem maclas, com contornos irregulares e inclusões de quartzo, plagioclásio, zircão e granada; geralmente, com fraca alteração para mica branca. Alguns cristais mostram-se parcial a totalmente microclinizados (Figura 3.18c). **Plagioclásio** (5-40%) em cristais irregulares, granoblásticos ou subédricos e com antipertita; tem inclusões de quartzo, zircão e biotita. Apresentam textura mirmequítica (Figura 3.18d) e alteração para mica branca e carbonato. **Quartzo** (20-40%) em cristais irregulares, com granulação média a grossa e extinção ondulante, e inclusões de plagioclásio, ortoclásio, zircão e biotita. **Biotita** (traços a 10%) em palhetas avermelhadas (titaníferas) com inclusões de zircão e opacos; está

parcialmente substituída por muscovita, carbonato e clorita. **Granada** (traços a 15%) ocorre em (a) cristais porfiroblásticos irregulares, com inclusões poiquiloblásticas de quartzo, biotita e zircão; tamanho médio entre 3-7 mm; e (b) cristais subidiomórficos a idiomórficos (Figura 3.19a), com poucas inclusões ou ausentes e com tamanhos variando entre 1-3 mm. Apresentam substituição parcial por muscovita e clorita. **Sillimanita** rara e em finos prismas orientados entre os minerais quartzo-feldspáticos (Figura 3.19b). **Hercinita** como traços em quatro amostras, em intercrescimento com minerais opacos, ilmenita e/ou magnetita (Figura 3.19c). Quando em contato com quartzo ou ortoclásio, está bordejada por um filme cordierítico (Figura 3.19d). Os minerais **acessórios** são opacos, zircão e monazita. Os minerais **secundários** são mica branca, carbonato, clorita e muscovita, que ocorrem em maior quantidade do que aquela do Complexo Nova Venécia.

Algumas amostras apresentam evidências de deformação incipiente, tais como: quartzo com forte extinção ondulante, plagioclásio com maclas encurvadas e extinção ondulante. Microfraturas, vazias ou com minerais secundários, cortam estas rochas.

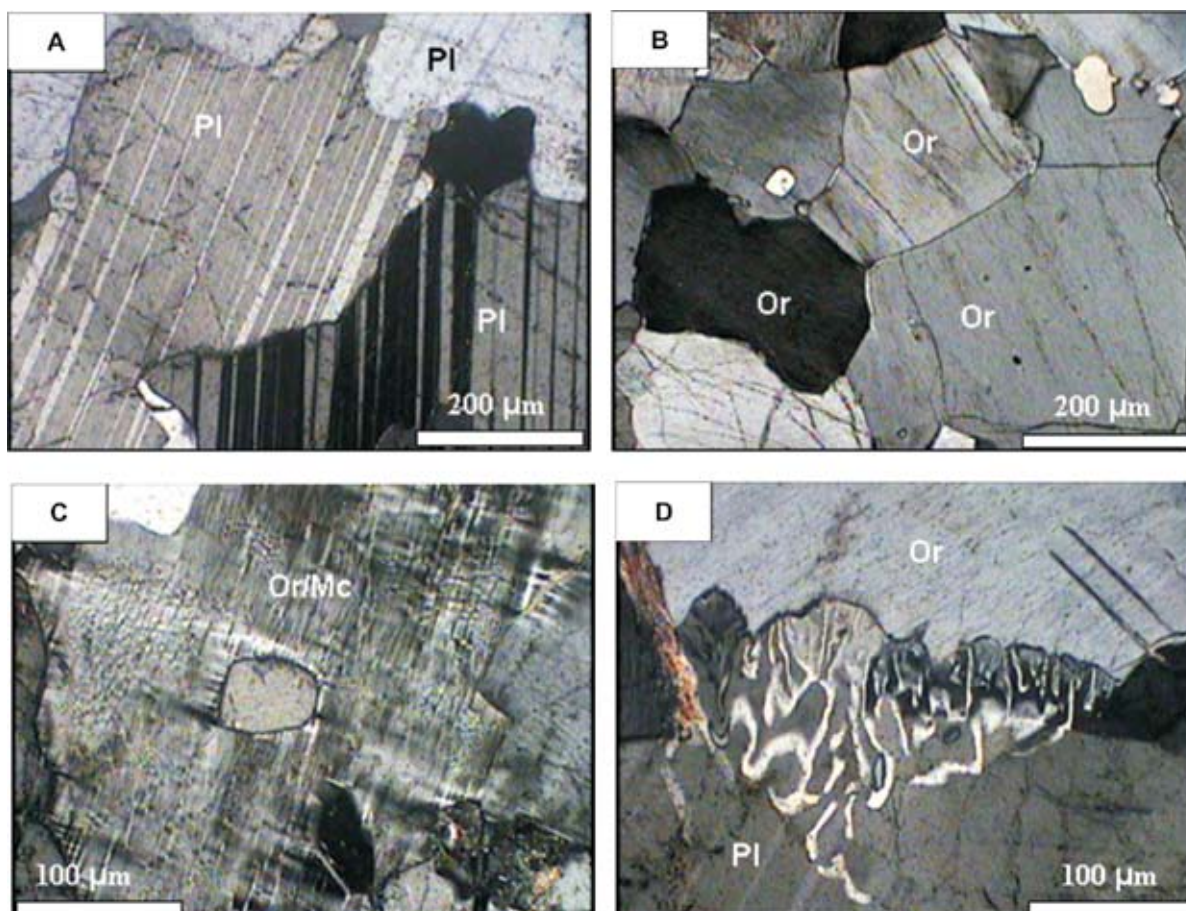


Figura 3.18. Fotomicrografias de Granitos Tardi- a Pós-Colisionais: a) Granada metagranodiorito. Plagioclásio-Pl com textura granular hipidiomórfica (Amostra OF4A - Nicóis cruzados); b) Granada metassienogranito. Ortoclásio-Or micropertítico com textura granoblástica (Amostra OF14 - Nicóis cruzados); c) Metaleucosyenogranito. Ortoclásio microclinizado (Amostra OF120A - Nicóis cruzados); d) Metaleucosyenogranito com granada. Plagioclásio-Pl mirmequítico em contato com ortoclásio-Or (Amostra OF122A - Nicóis cruzados).

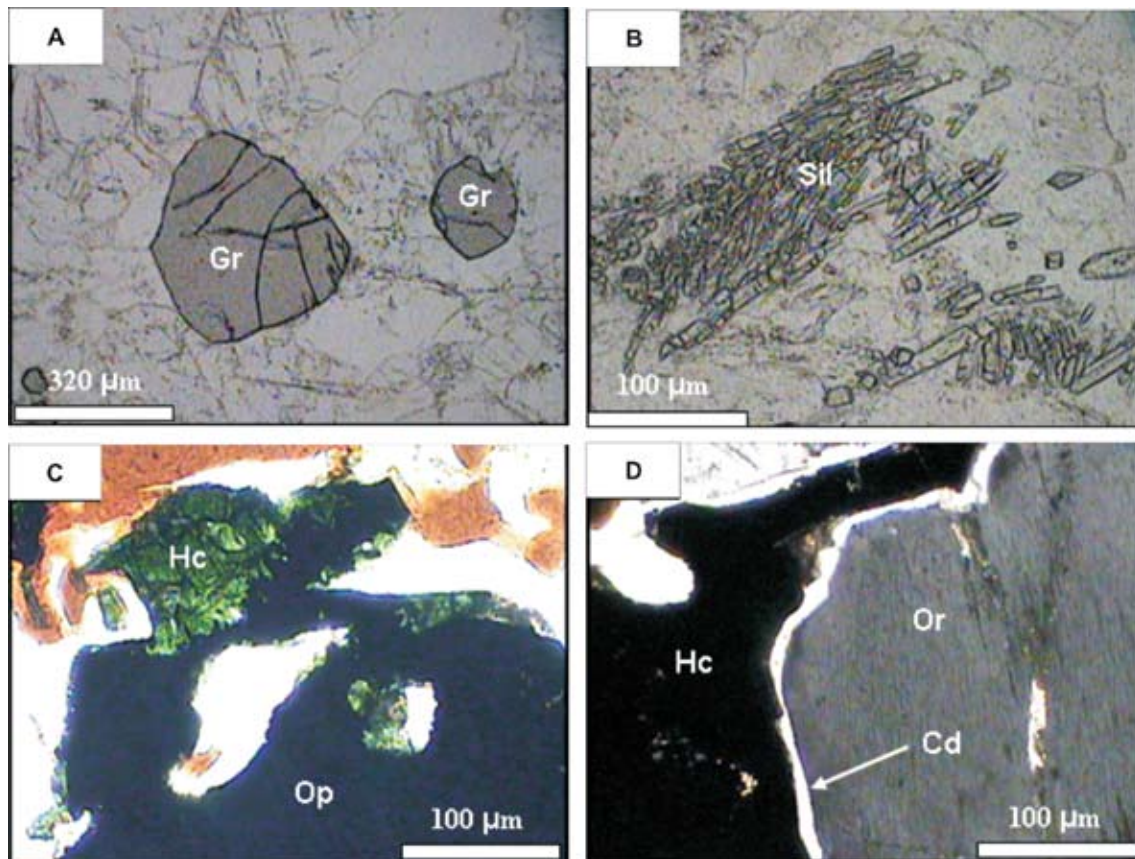


Figura 3.19. Fotomicrografias de Granitos Tardi- a Pós-Colisionais: a) Metaleucossienogranito com granada. Cristais subidioblásticos de granada-Gr (Amostra SA5A - Nicóis paralelos); b) Metaleucossienogranito com sillimanita-Sil reliquiar do mesossoma do Complexo Nova Venécia (Amostra OF119A - Nicóis paralelos); c) Metaleucossienogranito com granada. Hercinita-Hc em intercrescimento com opacos-Op (Amostra SA10A - Nicóis paralelos); d) Metaleucossienogranito com granada. Hercinita-Hc envolta em filme de cordierita-Cd, em contato com ortoclásio-Or (Amostra SA10A - Nicóis cruzados).

Idade e Correlações

Estes granitos são correlacionáveis aos “leucogranitos com granada e cordierita” de Pedrosa-Soares *et al.* (2006a, b; 2007) e Castañeda *et al.* (2006), cartografados nas folhas Mantena (SE-24-Y-A-VI) e Ecoporanga (SE-24-Y-A-III), escala 1: 100.000, imediatamente ao norte da Folha São Gabriel da Palha. Correspondem aos granitos da Suíte G3 de Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2005, 2006a, b; 2007) e Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000).

Idades U-PB indicam idades de cristalização no intervalo 545-520 Ma para os granitos da suíte G3 (Whittington *et al.* 2001, Silva *et al.* 2005, Castañeda *et al.* 2006, Pedrosa-Soares *et al.* 2006). Na folha Linhares foi datado (U-Pb em Zircão) um corpo destes leucogranitos, posicionado em zona de cisalhamento de alto ângulo (Figura 3.17c) tendo-se obtido a idade de 499+/-8 Ma para esta unidade.

3.6. SUÍTE INTRUSIVA AIMORÉS

Distribuição regional e evolução do conhecimento

A Suíte Intrusiva Aimorés foi definida por Silva *et al.* (1987) reunindo ortopiroxênio granitóides porfirí-

ticos, com noritos associados, que ocorrem próximo à Cidade de Aimorés (MG) e na região limítrofe entre os Estados de Minas Gerais e Espírito Santo. Pinto *et al.* (1997) individualizam na Suíte Aimorés o Granito Caladão e o Charnockito Padre Paraíso e Oliveira (2000) cartografou estes dois litotipos no extremo sudeste da folha Conselheiro Pena, no limite com a folha São Gabriel da Palha. Neste caso os dois litotipos estão intimamente associados, com os charnockitos circunscritos aos biotita granitos. Nas folhas Mantena e Ecoporanga, ao norte da área cartografada, as rochas desta suíte foram incluídas na Supersuíte G5 (Pedrosa-Soares *et al.* (2006a, b) e Castañeda *et al.* (2006).

Na Folha São Gabriel da Palha os corpos de rocha foram individualizados e referidos de acordo com o tipo litológico predominante, uma vez que é comum nesta suíte a ocorrência de biotita granitos leucocráticos a mesocráticos associados a hiperstênio granitóides em uma mesma exposição. Estão representados, portanto, corpos de granitos e hiperstênio granitóides, os primeiros referidos como *Granitos Caladão*, por constituírem a extensão de corpo cartografado e assim denominado por Oliveira (2000). Os corpos de domínio de hiperstênio granitóides podem ser correlacionados aos Charnockitos Padre Paraíso destes autores.

O principal corpo do Granito Caladão ocorre no extremo sudoeste da Folha São Gabriel da Palha, junto ao limite com a Folha Conselheiro Pena, constituindo extensão de corpo cartografado nesta por Oliveira (2000) assim denominado.

Os corpos de hiperstênio granitóide têm maior expressão na Folha São Gabriel da Palha onde ocorrem como plútons nas regiões de São Julião, Alto Mutum Preto, Paranazinho, Lajinha, ao norte de Lajinha, ao norte de São Domingos, a sudoeste de São Gabriel da Palha e a nordeste de Monte Carmelo. Na Folha Linhares foram cartografados 19 (dezenove) pequenos corpos de granitóides a hiperstênio atribuídos a esta suíte, localizados nas regiões de Araribóia, Vila Valério e Santo Izidro do Tiradentes na metade setentrional da folha e nas regiões de São Rafael e Córrego São Bento na sua porção meridional.

Litologias

A Suíte Intrusiva Aimorés é constituída pelos Granitos Caladão e por rochas granitóides a hiperstênio, de composição enderbítica predominante. Pequenos

corpos de biotita granito porfirítico que ocorrem esparsamente foram incluídos na suíte.

Granito Caladão ($\epsilon 2y5amcd$), características mesoscópicas: é um granito de cor bege-amarelada, de granulação grossa, porfirítico, geralmente maciço, eventualmente com uma foliação de micas (Figura 3.20a). Esta foliação é possivelmente primária, resultante de fluxo magmático, sugerido pelo entelhamento de fenocristais de feldspato (Figura 3.20b) também observado por Oliveira (2000). Contém diferenciados pegmatóides a biotita e allanita e encraves máficos (autólitos), foliados por biotita, de granulação fina, representados por biotita-hornblenda microquartzodiorito (Figura 3.20c).

A cor bege-amarelada destes granitos parece estar relacionada a um processo de alteração, uma vez que nas suas partes mais internas preservam-se núcleos irregulares, em geral arredondados, onde a rocha é cinza-esbranquiçada, possivelmente sua cor original (Figura 3.20d). Estas porções esbranquiçadas, por sua vez, também mantêm em suas partes mais internas, tonalidades esverdeadas claro-escuras, neste caso devido à cor dos feldspatos (Figura 3.20e), sugerindo a afinidade destes granitos com os tipos charnockíticos da suíte.

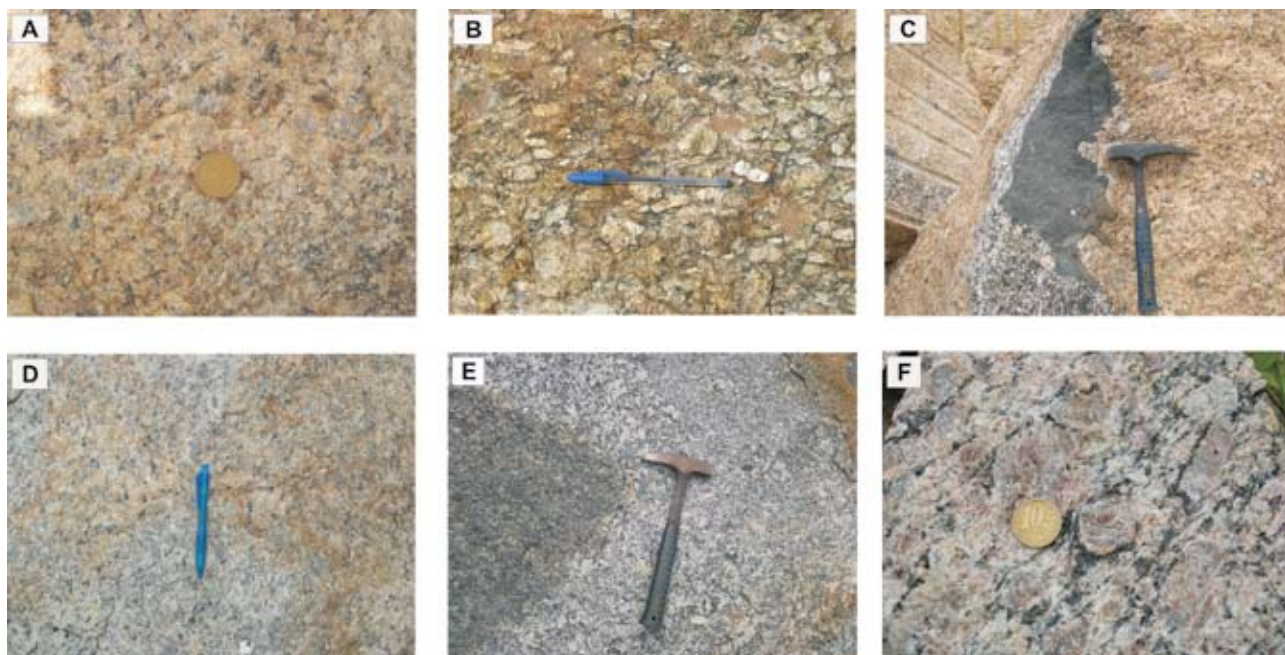


Figura 3.20. Suíte Aimorés, Granito Caladão: a) Granito bege-amarelado, grosso, porfirítico, maciço (eventualmente foliado); b) foliação de fluxo magmático com entelhamento de fenocristais de feldspato; c) encraves máficos (autólitos) microgranulares de composição quartzo-diorítica; d) a cor amarela, produto de alteração hidrotermal, grada para tons cinza-esbranquiçados, cor original da rocha; e) que, por sua vez, mostra núcleos esverdeados (cor dos feldspatos), mostrando a afinidade destes granitos com os tipos charnockíticos da suíte; f) textura rapakivi, também comum nos charnockitos da suíte. (Folha São Gabriel da Palha, estações: a, c, d, e, f – OF116; b – OF250).

Corpos menores de granitos, também com textura *rapakivi* característica, correlacionáveis a este Granito Caladão, ocorrem na região de Alto Mutum Preto (Figura 3.21a), na Folha São Gabriel da Palha, associados a corpos de hiperstênio quartzo-monzo-

nitos encaixados em zonas de cisalhamento trans-tensionais de alto ângulo (Figura 3.21b) que foram correlacionados a esta suíte. São allanita-biotita granitos, cinza-esverdeados, de granulação grossa, porfiríticos, maciços, com textura hidiomórfica.

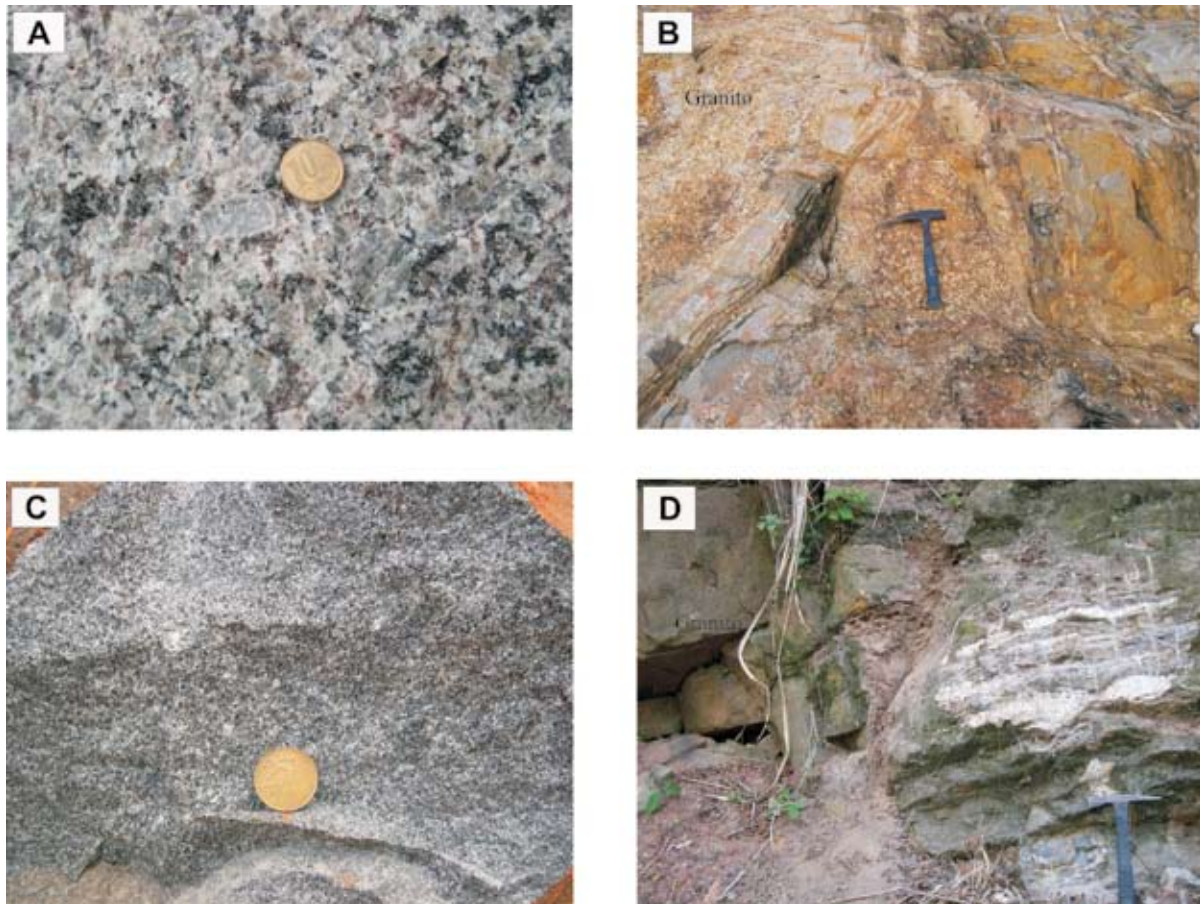


Figura 3.21. Suíte Aimorés, granitos: a) Granito com textura rapakivi, correlacionado ao Granito Caladão, associado a hiperstênio quartzo-monzonito; b) o mesmo granito em zona de cisalhamento transtensional; c) biotita-hornblenda granito cinza, porfirítico e d) seu contato intrusivo com gnaiss Nova Venécia. (Folha São Gabriel da Palha, estações: a, b – OF246; c, d – OF22).

Granito Caladão ($\epsilon 2\gamma 5amcd$), características microscópicas: é um hornblenda-biotita granito com textura granular hipidiomórfica, grossa, constituído por ortoclásio perítico, ou mesopertita, albita-oligoclásio e quartzo, tendo a biotita e hornblenda como acessórios principais, além de allanita, apatita, titanita, zircão e minerais opacos como acessórios menores. Carbonato é um mineral de alteração freqüente. Variedades leucocráticas também foram observadas.

Pela composição modal trata-se de uma fácies diferenciada de granito cálcio-alcalinos tipo I, com textura rapakivi (Figura 3.20f). A presença de autólito microgranular de composição quartzo diorítica é sugestiva de magma *mingling*.

Granitos porfiríticos ($\epsilon 2\gamma 5ambg$): duas pequenas intrusões de granitos também incluídos na Suite foram cartografadas a nordeste de Lajinha, na porção centro-norte da Folha São Gabriel da Palha.

São biotita-hornblenda granitos de cor cinza, porfiríticos, com textura hipidiomórfico-granular, de granulação média a grossa, com arranjos magmáticos interpenetrados de plagioclásio, microclina e quartzo

e raros fenocristais de microclina e plagioclásio com 0.6 cm de comprimento. A biotita altera-se a muscovita e substitui periféricamente a hornblenda.

Outros corpos menores (Figura 3.21c), não cartografados, são intrusivos tanto nos paragneisses do Complexo Nova Venécia (Figura 3.21d), quanto nos hiperstênio-quartzo monzonitos e quartzo monzodioritos Mascarenhas.

Granitos porfiríticos ($\epsilon 2\gamma 5ambg$), características microscópicas: são granitos porfiríticos, a biotita e hornblenda, com textura hipidiomórfico-granular, de granulação média a grossa, com arranjos magmáticos interpenetrados de plagioclásio, microclina e quartzo e raros fenocristais de microclina e plagioclásio com 0.6 cm de comp. A biotita altera-se a muscovita e substitui periféricamente a hornblenda.

Charnockitos ($\epsilon 2\gamma 5amck$), características mesoscópicas: os corpos de hiperstênio granitóides constituem granitos tipo-I. São rochas a hiperstênio, de composição enderbítica predominante, com variação composicional para charnockito, charno-enderbito, hiperstênio quartzo monzonito, hiperstênio

quartzo diorito, jotunito (hiperstênio monzodiorito), norito e hiperstênio gabro. O conjunto apresenta-se em corpos ora maciços ora foliados. As rochas têm granulação variando de média a grossa, com termos porfiríticos.

Na Folha São Gabriel da Palha é comum sua associação com leucogranitos estruturalmente concordantes e de composição mineral e textura similares, que ocorrem de forma subordinada.

Na Folha São Gabriel da Palha são rochas de cor verde clara a escura, com tonalidades bege-acarameladas quando alteradas, granulação grossa, maciças, porfiríticas (Figura 3.22a), com textura *rapakivi* em megapórfiros de feldspatos tabulares (Figura 3.22b), que podem ser hexagonais (média 2x3cm) zonados ou quadráticos (Figura 3.22c). Têm em geral estrutura maçica, mas é freqüente uma foliação de fluxo (Figura 3.22d) com direção de azimute 070-100 (aprox. E-W) em São Julião, com entelhamento

de megacristais de feldspato, e ainda uma foliação secundária, de micas, nas bordas dos corpos. Ocorrem em suas bordas xenólitos de gnaiss, de granitos e de rocha xistosa escura. Os primeiros são de biotita-granada gnaisses laminados e dobrados do Complexo Nova Venécia, na forma de lentes com maior dimensão paralela à laminação e com cotatos bruscos. Os xenólitos graníticos são de dois tipos: um de leucogranito foliado de granulação grossa de forma triangular com arestas arredondadas e com contato brusco; o outro tipo é de leucogranito fino, granatífero e foliado. Os xenólitos de xisto são microgranulares, com contatos bruscos, de provável composição quartzo diorítica que sugere processo de *magma mingling*, de forma similar ao que foi observado no Granito Caladão descrito acima (Figura 3.22e). Estes granitóides são composicionalmente muito similares aos hiperstênio granitóides Mascarenhas, de idade ainda indefinida.

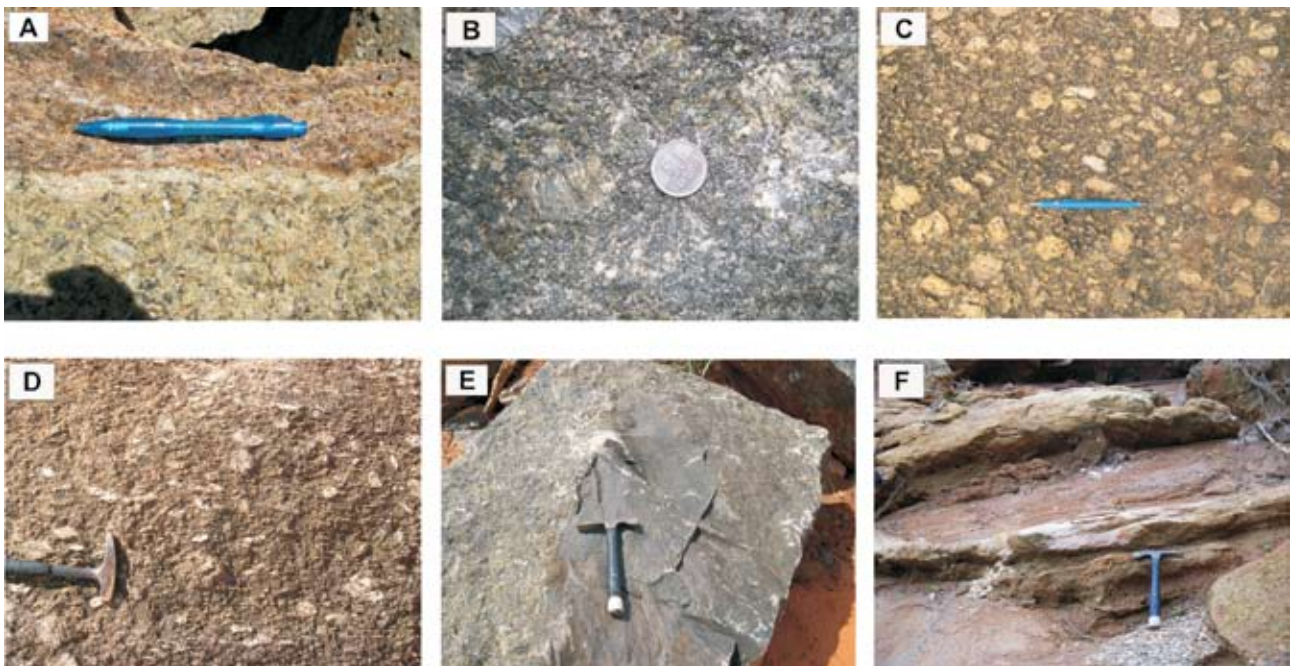


Figura 3.22. Suíte Intrusiva Aimorés, hiperstênio granitóides: a) hiperstênio quartzo-monzonito de granulação grossa, maciço, porfirítico; b) com textura rapakivi; c) os megapórfiros de feldspato são hexagonais, tabulares e quadráticos; d) com foliação de fluxo bem visível em superfície alterada; e) enclaves microgranulares quartzo-dioríticos; f) o par hiperstênio quartzo-monzonito/leucogranito, em zona de cisalhamento junto à borda do corpo intrusivo. (Folha São Gabriel da Palha, estações: a, f – OF172; b – OF214; c – OF210; d, e – OF198).

Na Folha Linhares estes hiperstênio granitóides constituem corpos menos expressivos, são de granulação média, não-porfiríticos, apresentando-se mais isotrópicos e localmente foliados (Figura 3.23), quase

sempre associados a zonas de cisalhamento de alto ângulo. Sua composição predominante é a enderbítica, mas apresenta variações do charnockito ao norito e hiperstênio gabro.

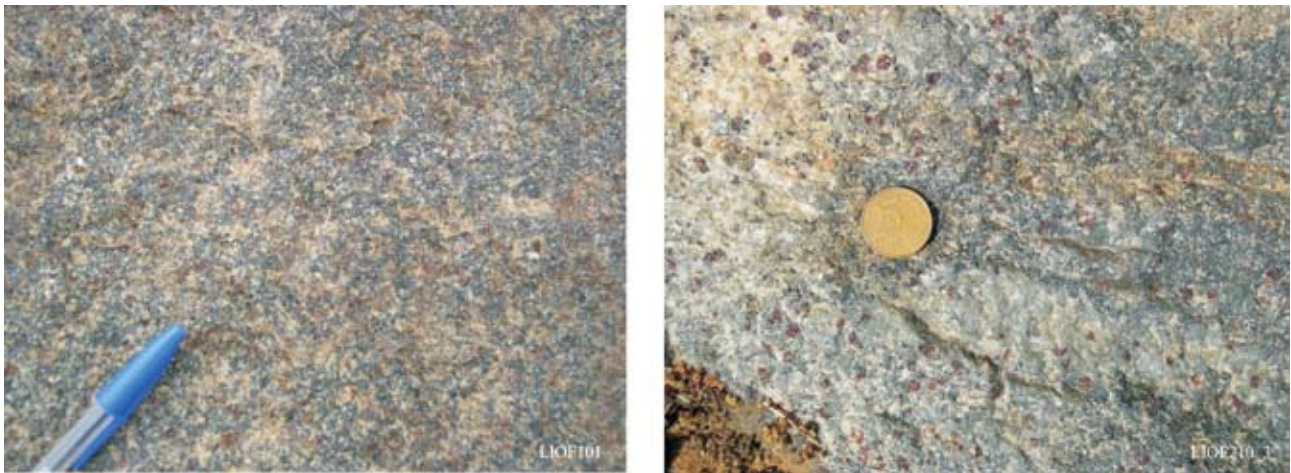


Figura 3.23. Aspecto do Enderbit e Charno-enderbit da Suíte Intrusiva Aimorés. (Folha Linhares, estações: a – OF101; b – OF210).

Charnockitos ($\epsilon 2\gamma 5amck$), características microscópicas: a composição enderbítica é predominante, com variação composicional para charnockito, charno-enderbit, hiperstênio quartzo monzonito, hiperstênio quartzo diorito, jotunito (hiperstênio monzodiorito), norito e hiperstênio gabro. O conjunto apresenta-se em corpos ora maciços ora foliados. As rochas têm granulação variando de média a grossa, com termos porfiríticos. O conjunto mostra texturas granular hipidiomórfica (Figura 3.24a), ofítica (Figura 3.24b), granoblástica (Figura 3.24c) e lepidoblástica subordinada (Figura 3.24d). Observam-se termos fortemente foliados, variando desde deformação localizada a termos protomiloníticos, com subgranulação e recristalização dos minerais quartzo-feldspáticos (Figura 3.25a). **Plagioclásio** (40-60%) de granulação fina a média, localmente grossa (6 mm), em cristais subédricos magmáticos, preservando a forma tabular, com as maclas polissintética e Carlsbad e com antipertitas (Figura 3.25b); também em cristais metamórficos granoblásticos; com textura mirmequítica quando em contato com o ortoclásio. Tem inclusões de quartzo, zircão, biotita, apatita, piroxênio e granada, e apresenta-se alterado para mica branca, epidoto e carbonato. Nos termos mais deformados mostra encurvamento das maclas. **Quartzo** (3-45%) em cristais irregulares a granoblásticos, por vezes alongados segundo a foliação, granulação fina a grossa, podendo chegar a 12 mm nos porfiroblastos alongados, com inclusões de plagioclásio, biotita, hiperstênio e apatita. **Ortoclásio** (traços a 16%) micropertítico, irregular a granoblástico (Figura 3.25c); granulação fina (0,7 mm) a média (3 mm), podendo chegar a 2,5 mm de tamanho. Têm inclusões de quartzo, hornblenda e apatita. **Biotita** (3-20%) marrom a marrom avermelhada; granulação fina a média (até 2 mm),

grossa (6,7 mm) em uma amostra. Apresenta inclusões de apatita, zircão e opacos, e leve substituição para clorita e carbonato. **Hiperstênio** (1-28%) de granulação fina a média (Figura 3.25d), alterado para serpentina, uralita e carbonato em planos de clivagem e de fratura. Quando a serpentinização é total, o mineral adquire cor bronze e é, então, denominado de bastita. Localmente, ocorrem cristais de granulação grossa, que atingem até 6 mm de comprimento. Inclusões de biotita, zircão, opacos, plagioclásio e quartzo. Observa-se exsolução de opacos nos planos de clivagem. **Diopsídio** (0-7%) é subordinado e subidioblásticos a xenoblásticos, com granulação fina a média e parcialmente alterado para serpentina/bastita, carbonato e hornblenda. **Granada** (0-10%) preferencialmente em porfiroblastos irregulares, granulação média a grossa, com inclusões poiquiloblásticas de quartzo, plagioclásio, ortoclásio, apatita, zircão, biotita e opacos. Também ocorre em cristais finos, subidioblásticos e sem inclusões. **Hornblenda** (0-10%) em cristais magmáticos, subidiomórficos e de granulação fina a grossa; inclusões de apatita, opacos e hiperstênio. Também em cristais secundários, formados por substituição do piroxênio. Os minerais **acessórios** são opacos, apatita, titanita e zircão; a apatita mostra-se em cristais euédricos bem desenvolvidos, com prismas de até 1 mm de comprimento. Mica branca e carbonato preenchem microfraturas que cortam a rocha.

Deformação

Na Folha São Gabriel da Palha ocorrem associados a estes hiperstênio granitóides corpos de leucogranito de granulação fina, com foliação incipiente a maciços, quartzo-feldspáticos, com pouca biotita e granada fina. Nos locais onde coexistem os dois li-

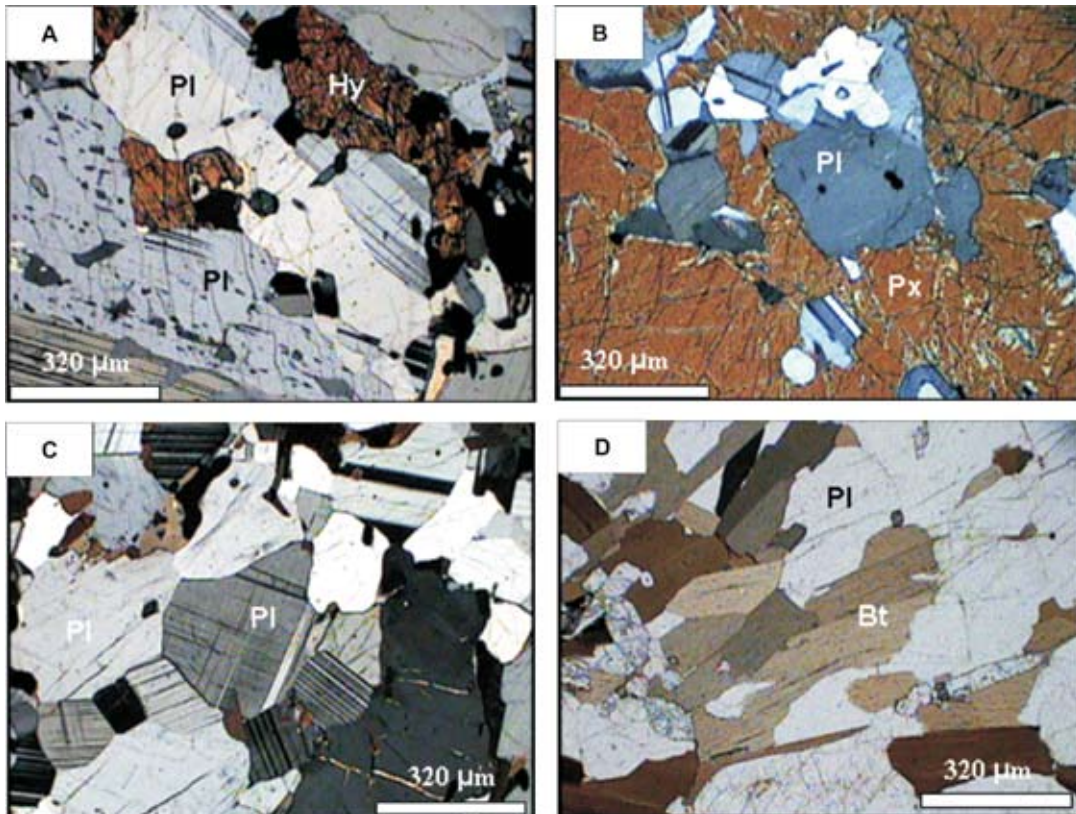


Figura 3.24. Fotomicrografias da Suíte Intrusiva Aimorés: a) Hipertênio quartzo monzonito com textura granular hipidiomórfica. Plagioclásio-Pl e hipertênio-Hy (Amostra SS44 - Nicóis cruzados); b) Norito com textura óptica. Plagioclásio-Pl e piroxênio-Px (Amostra OF4B - Nicóis cruzados); c) Charno-enderbita mostrando plagioclásio-Pl com textura granoblástica (Amostra SS23 - Nicóis cruzados); d) Enderbita com biotita-Bt lepidoblástica (Amostra OF93 - Nicóis paralelos).

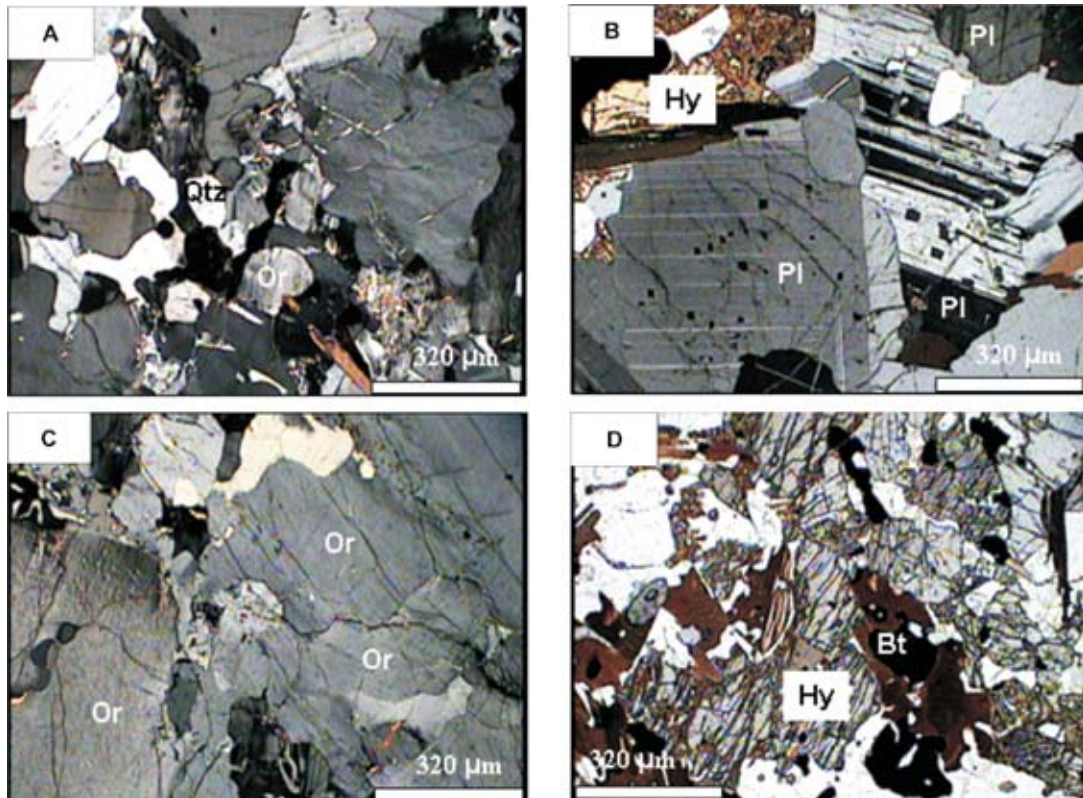


Figura 3.25. Fotomicrografias da Suíte Intrusiva Aimorés: a) Enderbita mostrando subgranulação e recrystalização de ortoclásio-Or e quartzo-Qtz (Amostra OF93 - Nicóis cruzados); b) Enderbita com textura granular hidiomórfica. Plagioclásio-Pl magmático com antipertitas e as maclas polissintética e Carlsbad (Amostra OF93 - Nicóis cruzados); c) Charnokito com ortoclásio-Or micropertítico em cristais irregulares (Amostra OF172A - Nicóis cruzados); d) Charnockito com cristais de hipertênio-Hy, biotita-Bt e granada-Gr (Amostra SS58 - Nicóis paralelos).

totipos – leucogranito e hiperstênio granitóide – observa-se um interbandamento entre os mesmos, em concordância estrutural.

Os dois litotipos encontram-se afetados por zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo. No plúton de São Julião este par charnockito-leucogranito está interceptado, junto a sua borda, por zona de cisalhamento de atitude N50E/75NW (Figura 3.22f); no plúton de Alto Mutum Preto o par charnockito-leucogranito encontra-se verticalizado, dobrado, milonitizado, em zona de cisalhamento dúctil-rúptil transcorrente dextral com a colocação de granito tipo Caladão em zonas transtensivas. No corpo de Paranazinho leucogranitos encontram-se localmente com foliação verticalizada junto ao grande lineamento estrutural de direção norte-sul que o corta.

As relações de campo sugerem que as fácies graníticas e de granitóides a hiperstênio formaram-se no mesmo episódio magmático, observação também feita por Castañeda *et al.* (2006) e Pedrosa-Soares *et al.* (2006). Atributos isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr evidenciam origem híbrida de magmas mantélico e crustal para esta Suíte (Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

O magmatismo G5 é relacionado ao colapso extensional do Orógeno Araçuaí por vários autores (e.g. Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2005, 2006, 2007; Wiedemann *et al.* 2002; Campos *et al.* 2004; Martins *et al.* 2004; Silva *et al.* 2005; Alkmim *et al.* 2006, 2007; Marshak *et al.* 2006).

As feições deformacionais observadas em escalas meso e microscópicas são atribuídas em parte ao mecanismo de intrusão dos plútons e em parte a uma tectônica tardia, resultado de reativação trans-tensiva, em zonas de cisalhamento transcorrentes, ao longo das quais houve a colocação destes plútons.

Idade e Correlações

Tanto o Granito Caladão quanto os hiperstênio granitóides da área são granitos tipo I correlacionáveis com a suite G5 de Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2007) ou Supersuite G5 de Pedrosa-Soares *et al.* (2006a, b) e Castañeda *et al.* (2006). Plútons gabro-charnockíticos-graníticos desta Supersuite, que cortam a estrutura do batólito sincolisional Carlos Chagas, foram delimitados por estes autores, respectivamente nas folhas Mantena e Ecoporanga, ao norte, onde foram subdividida em três unidades informais de: Biotita granitos; Charnockitos; e Noritos com Enderbitos. Datações U-Pb realizadas nestas áreas indicam que a cristalização magmática destas rochas ocorreu no intervalo 505-490 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2006a, b; 2007).

Siga Jr. (1986) obteve a idade de 520 ± 20 Ma, pelo método Rb/Sr, para rochas da região de Padre Paraíso;

as idades U/Pb de 505 ± 5 Ma foram atribuídas à cristalização do zircão nas rochas charnockíticas; e a idade de 457 ± 21 Ma foi atribuída ao resfriamento do charnockito de Padre Paraíso. Noce *et al.* (2000) obtiveram idades de 520 ± 2 Ma e 519 ± 2 Ma, pelo método Pb/Pb em zircão, respectivamente para o Granito Caladão e Charnockito Padre Paraíso.

3.7. ROCHA BÁSICA INTRUSIVA

Rocha básica, intrusiva em leucogranito da subunidade NP3γ2atlg da Suíte Ataléia, foi cartografada na porção centro-oriental da folha São Gabriel da Palha. É um dique de diabásio maciço, granulação média, com cerca de 3,5m de largura (Figura 6.10d). Está encaixado em fratura vertical de direção NNW interpretada como relacionada a reativação no Mesozóico, em regime rúptil extensional, de segmentos da zona de cisalhamento Vitória-Ecoporanga.

Novais *et al.* (2004) descrevem ocorrências destes diques de diabásio na “Faixa Colatina ou Alinhamento Vitória-Ecoporanga” entre Vitória e Nova Venécia aos quais atribuem idade Cretácea Inferior, por correlação com diques em situação similar datados na região de Santa Leopoldina nos arredores de Vitória (Teixeira & Rodarte, 2003). Estes autores também atribuem a colocação destes diques a uma reativação, em regime extensional, da estrutura pretérita. Idades de 174 Ma (Jurássico) foram obtidas pelo método K-Ar, para diques de diabásio correlacionáveis a estes (Machado Filho *et al.* 1983).

3.8. GRUPO BARREIRAS

Distribuição regional e evolução do conhecimento

Os sedimentos do Grupo Barreiras (ENb) ocupam toda a metade oriental da folha Linhares, na forma de extensos tabuleiros com suave inclinação para leste no sentido do Oceano Atlântico. Estão sobrepostos a gnaisses e granitóides, respectivamente do Complexo Nova Venécia e Suíte Ataléia.

Segundo Amador (1982) o termo “Barreiras” foi utilizado pela primeira vez por Branner (1902) para designar as camadas variegadas de sedimentos que constituem tabuleiros ao longo da costa brasileira; Oliveira & Leonardos (1943) os denominou de Série Barreiras; Oliveira & Andrade Ramos (1956) usaram pela primeira vez a denominação Formação Barreiras; e Mabessone *et al.* (1972) dividiram a sequência do Grupo Barreiras em formações nos estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. Mais para sul, pelo menos no Espírito Santo, estes sedimentos permaneceram indivisos (Amador 1982). Este autor propõe uma subdivisão estratigráfica para

os sedimentos do Grupo Barreiras do Estado do Espírito Santo, representado pela Formação Pedro Canário, basal (Barreiras Inferior na região de Vitória); e pelos depósitos do “Barreiras Pleistocênico”.

A Formação Pedro Canário (Grupo Barreiras Inferior), proposta por Amador & Dias (1978) é a unidade basal do Grupo Barreiras no norte do Espírito Santo. Predominam arenitos arcoseanos, granulação média a grossa, branco-acinzentados, quartzosos, subangulosos, com matriz caulínica, em camadas de até 10 m de espessura, com lentes e estreitas camadas de argilitos ou folhelhos. Sua espessura é superior a 300 m, com sedimentos encontrados em altitudes de até 200 m no interior (Governador Lindemberg). Os depósitos da formação são de ambiente fluvial do tipo anastomosado.

O Grupo Barreiras Pleistocênico (Grupo Barreiras Superior) se estende continuamente desde a região de Vitória ao extremo norte do Espírito Santo, interrompido apenas pelas aluviões recentes do rio Doce (Amador 1982). É capeado por depósitos colúvio-aluviais na área. Têm litologia variada com poucos metros de espessura, constituindo-se de areias com matriz argilosa com lentes irregulares argilo-arenosas e camadas de argila.

Litologias

O Grupo Barreiras dentro da área da Folha Linhares tem como litologia predominante sedimento arenoso de granulação grossa, arcoseano, mal selecionado, com grãos angulosos de quartzo de até 1cm, em geral com uma matriz areno-síltica. Ocorre em camadas de até cerca de 3m de espessura, às vezes com estratificação cruzada tabular e acanalada, e com frequentes intercalações de: camadas delgadas (até 1m espessura) e lentes de argila branca com as quais podem mostrar gradação rápida; camadas argilo-sílticas também brancas; sedimentos areno-sílticos com linha de seixos no contato. Em cortes na rodovia BR-101, cerca de 17 km ao norte de Sooretama, afloram arenitos grossos em camadas de espessuras métricas com estratificação gradacional granodecrescente. São conglomeráticos na base, com intercalações de argilas brancas com contatos gradacionais e uma intercalação de arenito microgonglomerático maciço, cerca de 2m espessura, com uma das terminações em cunha, representando provavelmente um canal fluvial. A sudoeste de Linhares, junto à lagoa das Palminhas, em grande corte de estrada, aflora uma sucessão de camadas métricas destes arenitos grossos, com estratificação gradacional granodecrescente, com algumas intercalações de areias mais finas e lentes de argila, argilo-sílticas e síltico-arenosas com espessuras desde centimétricas a

até 1,5 m. Na rodovia Linhares-Rio Bananal (ES-245) junto à localidade de Sangalli, sedimentos do Grupo Barreiras estão assentados sobre rochas granitóides granatíferas pré-cambrianas saprolitizadas.

Idade e Correlações

O Grupo Barreiras compreende uma sequência continental cenozóica, com deposição se estendendo do Paleógeno ao Pleistoceno Médio (Neógeno). A Formação Pedro Canário, base do Grupo está em contato com gnaisses e granitóides do embasamento pré-cambriano ou mesmo com sedimentos continentais da Formação Rio Doce. O contato da formação com as camadas pleistocênicas do Grupo Barreiras Superior é segundo nítida discordância erosiva e este, por sua vez, é capeado por depósitos colúvio-aluviais ou marinhos do Pleistoceno-Holoceno (Amador 1982 a, b).

3.9. SEDIMENTOS PLEISTOCENO-HOLOCÊNICOS

Distribuição regional e evolução do conhecimento

Estão representados por sedimentos aluvionares ao longo dos principais rios da área e por depósitos de areias que ocorrem sobre os sedimentos do Grupo Barreiras na Folha Linhares.

Os depósitos aluvionares mais importantes ocorrem no extremo sudeste da folha Linhares e estão relacionados à planície de inundação do rio Doce. Depósitos menores ocorrem junto às desembocaduras dos rios Bananal e São José, respectivamente nas lagoas Nova e Juparanã na folha Linhares. Na Folha São Gabriel da Palha ocorrem no seu extremo sudoeste e parte central, no primeiro caso ao longo do córrego Gimirim e no segundo ao longo do córrego São Bento e dos rios Graça Aranha e Pancas. Piazza *et al.* (1974) reconhecem duas unidades litoestratigráficas para o “Quaternário do Espírito Santo”: (1) unidade inferior de argilas marinhas à qual denominou de Formação Monsarás, e (2) unidade superior à qual denominou de Formação Linhares, com seção-tipo próxima à vila do Riacho, junto à foz do rio Doce. A formação foi subdividida nos membros Povoação basal, e Barro Novo. O Membro Povoação sendo constituído de areias grossas conglomeráticas e mal selecionadas de frente deltáica, e o Membro Barro Novo com litologia variada de areias finas a grossas, mal a regularmente selecionadas, com intercalações de siltes argilosos, argilas e turfas, correspondendo a depósitos de planície deltáica. O limite superior da Formação Linhares constitui a atual superfície neógeno-holocênica da planície aluvial do rio Doce.

Litologias

São de dois tipos: depósitos aluvionares e areias brancas.

Aluviões: os depósitos aluvionares do rio Doce na folha Linhares estão relacionados à sua planície de inundação onde predominam areias quartzosas grossas, de grãos angulosos mal selecionados, conglomeráticas, micáceas; intercalações argilo-sílticas e argilosas. Estão individualizados na sua margem direita, ao sul de Linhares, os limites de canais fluviais predominantemente arenosos (cartografia modificada de Piazza *et al.* 1974). Nas demais aluviões da área ocorrem depósitos de areia, cascalho e argila.

Areias brancas: são representadas por “areições” que ocorrem sobre os tabuleiros do Grupo Barreiras. São areias quartzosas, brancas, granulação média a grossa, mal selecionadas. Constituem depósitos ex-

plorados regularmente como material de construção, com algumas centenas de metros de extensão, em geral com maior dimensão segundo a direção leste-oeste, mesma do sentido da drenagem atual entalhada nos sedimentos Barreiras, parecendo representar antigos canais fluviais. Piazza *et al.* (1974) relatam serem comuns areições similares em mesma posição estratigráfica, por todo o Nordeste brasileiro, aos quais Mabesoone (1964) denominou informalmente de “areias brancas”.

Idade e Correlações

As aluviões da área que constituem a planície aluvionar do rio Doce pertencem à Formação Linhares, Membro Barro Novo de Piazza *et al.* (1974) que as consideram de idade holocênica (Neógeno-Holoceno - N4a), “com deposição iniciada após a relativa estabilização do nível do mar ao fim da Transgressão Flandriana”.

4 – PETROLOGIA E LITOQUÍMICA

4.1. PETROLOGIA

4.1.1 Complexo Nova Venécia (NP3nv)

O litotipo dominante é um gnaiss migmatítico com estrutura estromática com: (a) mesossoma (Figura 3.7a) inequigranular com texturas lepidogranoblástica porfiroblástica e poiquiloblástica, representado por gnaisses a biotita, granada, cordierita e sillimanita; e (b) leucossomas quartzo-feldspáticos, de granulação grossa, com textura consertal (Figura 3.7b) a granoblástica, com composição do granito ao granodiorito, com biotita, cordierita e granada acessórios. As granadas parecem ser reliquias do mesossoma, pois as inclusões poiquilíticas e a cordierita simplectítica associadas à granada (e provável presença de hercinita) são típicos do mesossoma.

Uma amostra de mesossoma distingue-se por apresentar foliação milonítica marcada pelo alinhamento de biotita e sillimanita e cristais alongados de quartzo, cordierita, hercinita e feldspato potássico (ortoclásio e microclina). Apesar da foliação milonítica, a rocha não possui indicadores cinemáticos e minerais com bordas retas são comuns, sugerindo que sua cristalização foi concomitante com a milonitização.

O Complexo Nova Venécia têm autólitos de rochas calcissilicáticas, de granulação fina e textura granoblástica característica, constituídas de diopsídio, car-

bonato, granada, titanita, plagioclásio, quartzo e raro hiperstênio.

Condições de metamorfismo: para definir com exatidão as condições metamórficas e os processos de formação de rochas de alto grau, são necessários estudos de detalhe como análises de química mineral, geoquímica de rocha total e inclusões fluidas (Passchier *et al.* 1990; Brown 2002). Entretanto, as condições aproximadas de pressão e temperatura do metamorfismo podem ser inferidas através das paragêneses minerais, microestruturas, texturas e reações minerais.

A paragênese mineral granada-biotita-cordierita-feldspato potássico-plagioclásio-quartzo ± (sillimanita, hercinita) presente no mesossoma do Complexo Nova Venécia é típica de metamorfismo de fácies granulito. As paragêneses de alto grau estão bem preservadas e não foi observada formação de muscovita retrógrada. A reação de fusão de desidratação descontínua (Spear *et al.* 1999), para o sistema KF-MASH (K_2O -FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O), pode ser aplicada às rochas estudadas:

Biotita+aluminossilicato+quartzo = granada + cordierita + feldspato potássico + líquido (1)

Porfiroblastos de granada com inclusões poiquiloblásticas de biotita, sillimanita e quartzo (Figura 4.1a, b) corroboram a reação (1), de fusão por desidratação da biotita.

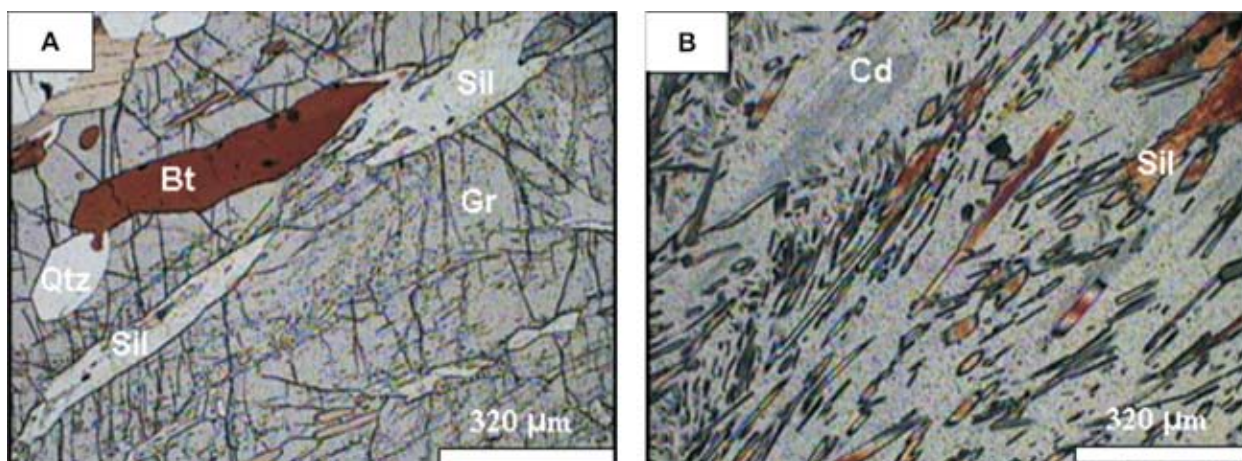


Figura 4.1. Fotomicrografias do Complexo Nova Venécia: a) Mesossoma do Complexo Nova Venécia. Granada-Gr com inclusões de biotita-Bt, sillimanita-Sil e quartzo-Qtz (Amostra OF64(1) - Nicóis paralelos); b) Mesossoma do Complexo Nova Venécia. Cordierita-Cd com inclusões de sillimanita-Sil (Amostra OF165A - Nicóis paralelos).

Além desta, a presença de hercinita remete à reação de Spear *et al.* (1999):

Granada+sillimanita = espinélio + cordierita + quartzo (2);

ou à reação de Bucher e Frey (1994):

Cordierita+granada+sillimanita = espinélio + quartzo (3)

Hercinita com inclusões de sillimanita (Figura 4.2a) e granada rara ou ausente nas amostras com hercinita sugerem que a reação (3) operou durante o metamorfismo do Complexo Nova Venécia. Esta reação indica metamorfismo de alta temperatura, acima de 850° C, enquanto que a reação (1) sugere condições de baixa a média pressão (Bucher e Frey 1994). Assim, as condições de temperatura podem ser delimitadas entre 850 e 900° C (ausência de safirina limita a temperatura máxima). Aplicando-se o intervalo de temperatura 850-900° C à reação (3) na grade petrogenética apresentada por Spear *et al.*

(1999; Fig. 2), delimita-se a pressão aproximadamente entre 4,5 e 5,5 kbar. Estas condições de metamorfismo aproximam-se daquelas obtidas por Munhá *et al.* (2005) para os gnaisses migmatíticos da Faixa de Dobramentos Araçuaí (ES), da qual o Complexo Nova Venécia faz parte. Utilizando trabalhos de petrografia, geotermometria e geocronologia, os autores encontram temperaturas entre 800 e 820° C e pressões de $6,5 \pm 0,5$ kbar, que são parecidos com as condições inferidas para os gnaisses aqui descritos. Valores similares foram obtidos por Castañeda *et al.* (em preparação, in Pedrosa-Soares *et al.* 2006b, 2007).

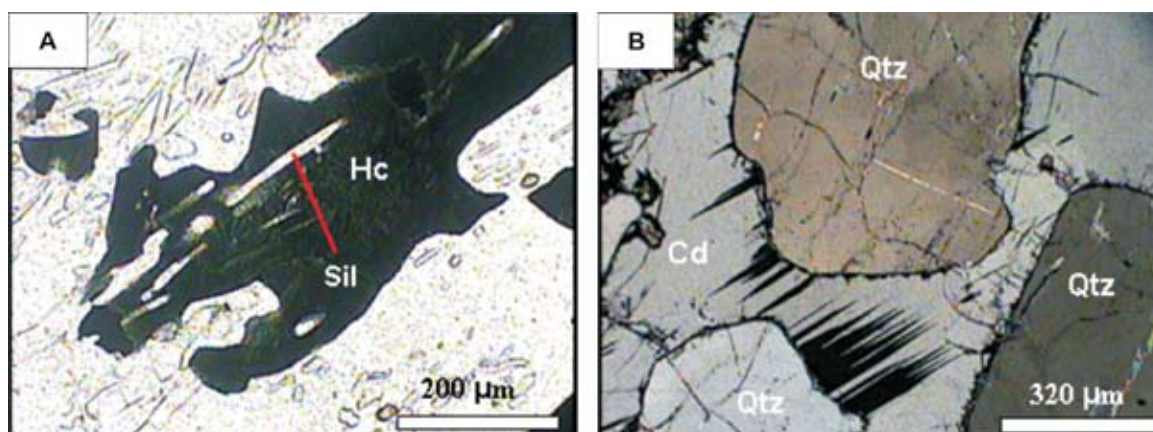


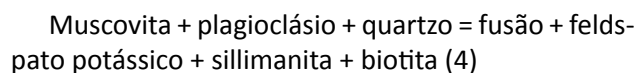
Figura 4.2. Fotomicrografias do Complexo Nova Venécia: a) Mesossoma do Complexo Nova Venécia. Hercinita-Hc com inclusões de sillimanita-Sil (Amostra OF121A - Nicóis paralelos); b) Leucossoma do Complexo Nova Venécia. Cordierita-Cd peritética oticamente contínua englobando cristais de quartzo-Qtz (Amostra OF18A - Nicóis cruzados).

De acordo com Brown (2002), em rochas anatómicas, as seguintes microestruturas são interpretadas como indicativas da presença de fusão: fenocristais euédricos e fases peritéticas no leucossoma; “pseudomorfos” que mimetizam as relações entre fusão e grãos sólidos; e grãos residuais fraturados. Nas amostras de leucossoma aqui estudadas, a fusão parcial a partir do metamorfismo de fácies granulito do mesossoma é indicada por (a) textura magmática consertal dos minerais quartzo-feldspáticos do leucossoma (Figura 3.7b), (b) cordierita peritética (Figura 4.2b) e (c) quartzo intersticial inferido como registro de cristalização a partir de fusão (Figura 4.3a). A ocorrência do leucossoma em lentes intercaladas no mesossoma indica sua cristalização *in situ*.

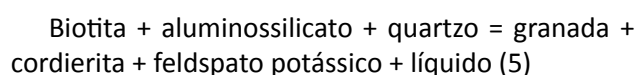
Em seções delgadas, orientadas perpendicular à foliação e paralela à lineação de alongação mineral, o leucossoma não apresenta evidências de deformação plástica no estado *sub-solidus*, exceto pela textura granoblástica localizada. Entretanto, em afloramento, é possível observar uma foliação biotítica e uma orientação preferencial dos minerais félsicos, ambos concordantes com a rocha hospedeira. De acordo com Brown e Solar (1999), pode-se interpretar o paralelismo entre o leucossoma e a trama

metamórfica do mesossoma como uma deformação sin-anatómica mais do que uma deformação imposta após a solidificação.

A fusão parcial ocorrida durante o metamorfismo de fácies granulito produziu um leucossoma predominantemente granítico, rico em ortoclásio, com pequena variação para composição granodiorítica. Metagrauvascas e metapelitos, sob condições de ausência de água, podem produzir fusões graníticas (potássicas) através de reações de fusão-desidratação da muscovita (Fornelli *et al.* 2002). Assim, as fusões graníticas podem formar-se como resultado da desidratação da muscovita pela reação (Patiño Douce e Harris 1998):



No caso das rochas aqui estudadas, a presença de leucossoma com granada e/ou cordierita, junto com feldspato e quartzo, sugere que a reação de fusão de desidratação descontínua de Spear *et al.* (1999) é mais adequada:



Esta reação é corroborada por intercrescimentos simplectíticos de biotita e quartzo no mesossoma (Figura 4.3b), textura que sugere fusão por desidratação da biotita (Fornelli *et al.* 2002).

As reações acima mostram o percurso de P-T dos gnaisses em um processo progressivo de metamorfismo e em condições de baixa atividade de água.

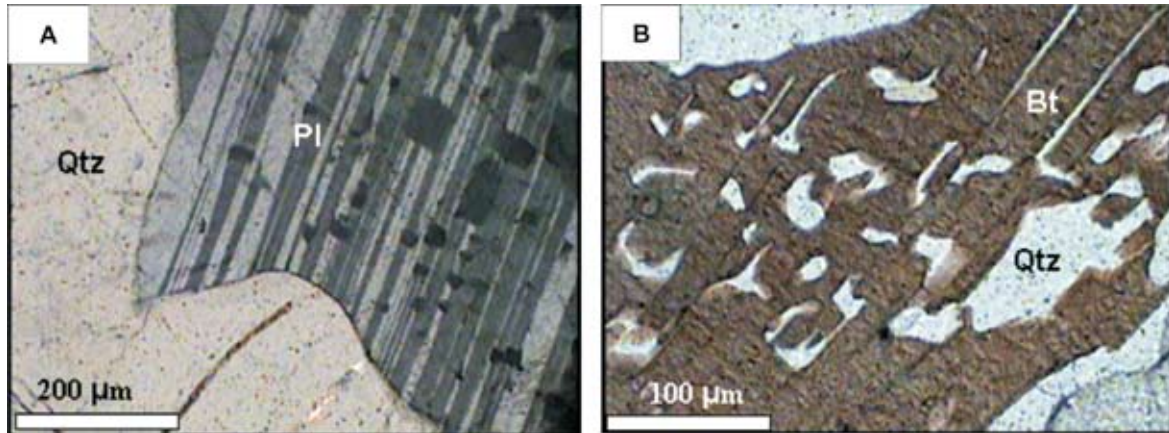


Figura 4.3. Fotomicrografias do Complexo Nova Venécia: a) Leucossoma do Complexo Nova Venécia. Plagioclásio-Pl subédrico e quartzo-Qtz intersticial; o quartzo é inferido como registro de cristalização a partir de fusão (Amostra OF64(2) - Nicóis cruzados); b) Leucossoma do Complexo Nova Venécia. Biotita-Bt em intercrescimento simplectítico com quartzo-Qtz (Amostra OF17C - Nicóis paralelos).

As condições de fácies granulito do Complexo Nova Venécia indicam ambiente de crosta continental inferior, que é considerada um fértil reservatório para a produção de fusões graníticas (Fornelli *et al.* 2002). Em temperaturas entre 700° C e 900° C, metapelitos, metagrauvas e anfibolitos podem fundir em diferentes proporções. As fusões podem cristalizar-se *in situ*, como é o caso dos leucossomas acima descritos, ou migrar através do sistema por distâncias variáveis (Brown 2001). Na área mapeada, os corpos graníticos que migraram estão representados por pequenos corpos leucograníticos descritos no item 5.1.5 (Granitos Tardi- a Pós-colisionais).

partir de condições metamórficas de pico têm formas complexas entre dois membros finais: resfriamento com pouca descompressão (resfriamento isobárico) e descompressão rápida com pouco resfriamento (descompressão isotérmica). Este último é considerado típico de soerguimento e erosão de crosta continental espessada por colisão.

Microestruturas pós-pico termal podem indicar os caminhos da retrogressão metamórfica. As porções mesossomáticas estudadas mostram as seguintes texturas sugestivas de resfriamento:

1. Estreitas coronas de cordierita ao redor dos cristais de hercinita, isolando-a dos cristais de quartzo e feldspato (Figura 4.4a);
2. Biotita substituindo hercinita e sillimanita (Figura 4.4b).

Reações de retrogressão: De acordo com Passchier *et al.* (1990), os caminhos de retrogressão a

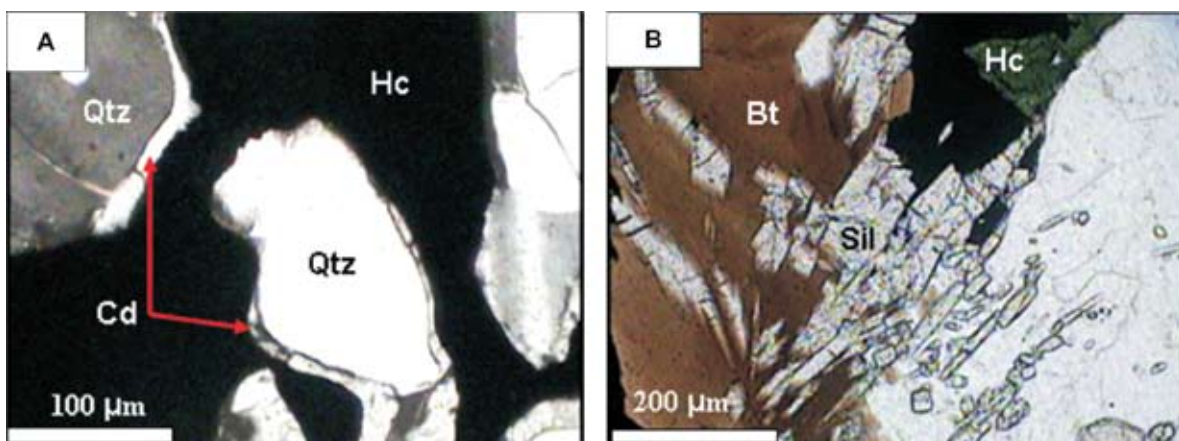


Figura 4.4. Fotomicrografias do Complexo Nova Venécia: a) Leucossoma do Complexo Nova Venécia. Hercinita-Hc envolta por filme de cordierita-Cd (Amostra OF148C - Nicóis cruzados); b) Leucossoma do Complexo Nova Venécia. Biotita-Bt substituindo sillimanita-Sil e hercinita-Hc (Amostra OF148B - Nicóis paralelos).

A substituição parcial de granada por cordierita pode ser interpretada como uma reação de decompressão de pressões de crosta inferior para pressões de crosta superior. Brown (2002) faz a ressalva que este não é o único meio de se produzir esta textura, que por si só não é suficiente para diagnosticar a decompressão. Entretanto, a preservação das texturas do pico metamórfico e de ortoclásio (microclina pouco freqüente) no mesossoma e leucossoma (Figura 3.7b) evidenciam elevadas taxas de soerguimento (por ex., Tallarico e Pereira 1997).

As substituições acima mostram que, no caso do Complexo Nova Venécia, o percurso metamórfico retrogressivo passou por decompressão e resfriamento, em um caminho seguindo o sentido horário na grade petrogenética apresentada por Spear *et al.* (1999; Fig. 2). Munhá *et al.* (2005) descrevem processos semelhantes de retrogressão para os gnaisses da Faixa de Dobramentos Araçuai, com intensa decompressão inicial e resfriamento final a $P \leq 3$ kbar.

4.1.2 Suíte Ataléia (NP3 γ 2at)

A Suíte Ataléia é constituída amplamente de granitóides cinza, a biotita e granada, que constituem a *Unidade NP3 γ 2at*, tendo subordinadamente granitos leuco a mesocráticos, a granada, biotita e eventual cordierita, que constituem a *Subunidade leucogranitos NP3 γ 2atlg*.

A unidade dominante é de composição granítica, com variações para granodiorito e tonalito, apresentando granulação grossa e texturas granoblástica (Figura 3.11a) e lepidoblástica, com textura granular hipidiomórfica localmente preservada. As rochas mostram evidências de deformação, como quartzo com subgrãos e plagioclásio com maclas encurvadas.

A composição modal rica em alumino-silicatos indica tratar-se de granito peraluminoso, tipo-S. A abundância em minerais máficos e aluminosos, que imprimem um caráter mesocrático, está relacionada a um grau de fusão parcial avançado, com o fundido granítico aproximando-se da composição original do protólito grauvaqueano.

A subunidade de leucogranitos tem textura granoblástica preservando domínios com arranjos magmáticos. Microclina micropertítica apresentam subgranulação/recuperação e mirmequitização periféricas, indicativas de deformação no estado sólido, em fácies anfibolito.

Condições de metamorfismo: a abundância em aluminossilicatos (granada, cordierita, sillimanita e hercinita) e o caráter químico peraluminoso dos granitóides cinza da Suíte Ataléia e também dos leucogranitos da *Subunidade NP3 γ 2atlg* permitem sua classificação como granitos tipo-S. As características geoquímicas e mineralógicas e suas relações de campo com os gnaisses do Complexo Nova Venécia, evidenciam sua origem a partir da fusão das rochas metassedimentares do complexo gnáissico. Os granitos ocorrem em (a) bolsões e veios associados aos gnaisses do Complexo Nova Venécia, formando fundidos *in situ* (leucossoma) e (b) em corpos alóctones (intrusivos), que formam plútons independentes.

As evidências de fusão parcial estão presentes nas texturas magmáticas preservadas, tais como textura granular hipidiomórfica (Figura 3.10b), cordierita peritética envolvendo fases mais antigas (Figura 4.5a) e quartzo que mimetiza a fusão leucossomática (Figura 4.5b). Estas características são semelhantes àquelas presentes nas porções leucossomáticas cristalizadas *in situ* no complexo gnáissico (Capítulo 3, item 3.1. Complexo Nova Venécia).

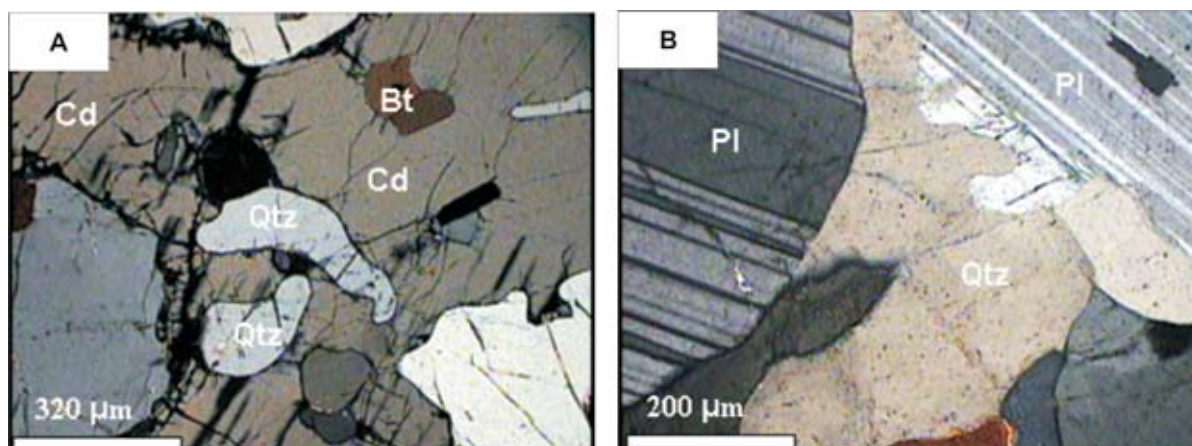
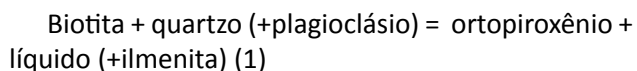


Figura 4.5. Fotomicrografias da Suíte Ataléia: a) Cordierita-granada metagranodiorito. Cordierita-Cd peritética opticamente contínua englobando quartzo-Qtz e biotita-Bt (Amostra OF18D - Nicóis cruzados); b) Granada metatonalito. Plagioclásio-Pl subédrico e quartzo-Qtz intersticial, este interpretado como registro de cristalização a partir de fusão (Amostra OF21A - Nicóis cruzados).

O Granito Ataléia retém em seu interior porções mesossomáticas, derivadas do metamorfismo do gnaiss grauvaqueano. A composição mineral e as relações texturais são comuns entre ambas as unidades litológicas, a saber:

- a) textura granoblástica (Figura 3.11a),
- b) granada com inclusões poiquiloblásticas de sillimanita, biotita, quartzo e hercinita (Figura 3.12c, d),
- c) hercinita intercrescida com ilmenita e/ou magnetita (Figura 3.13c),
- d) minerais aluminosos (Figura 3.12c, d).

Estas características indicam que as condições de fácies granulito que atuaram sobre os paragneisses do Complexo Nova Venécia também afetaram as rochas da Suíte Ataléia. Entretanto, os corpos da Suíte Ataléia podem apresentar hiperstênio em sua composição, o que não foi observado nos paragneisses. A formação de hiperstênio pode ter ocorrido pela reação (Cenki *et al.* 2002):



A ocorrência de hiperstênio associado com hercinita intercrescida com provável ilmenita (Figura 3.13c) corrobora a reação (1).

A presença de hiperstênio reforça as condições metamórficas de fácies granulito com altas temperaturas descritas para o Complexo Nova Venécia.

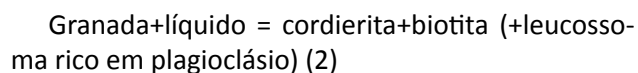
Dados geotermobarométricos quantitativos obtidos por Castañeda *et al.* (em preparação, *in* Pedrosa-Soares *et al.* 2006b, 2007) sugerem que os

biotita-granada granitos desta suíte se cristalizaram e adquiriram a foliação regional em temperaturas entre 640 e 680°C.

Reações de retrogressão: as condições de retrometamorfismo que afetaram as rochas da Suíte Ataléia são similares àquelas apresentadas pelos protólitos gnáissicos. Este fato é evidenciado por minerais e texturas comuns entre as unidades, como por exemplo:

- a) hercinita envolta por filme de biotita (Figura 3.13d) e cordierita,
- b) biotita com intercrescimentos simplectíticos (Figura 4.6a) e
- c) granada parcialmente substituída por cordierita (Figura 3.13a, b).

A formação de cordierita à custa da granada pode ser representada pela reação apresentada por Cenki *et al.* (2002):



Localmente, cristais bem desenvolvidos de hiperstênio aparecem lado a lado com grandes cristais de granada (Figura 4.6b); os minerais compartilham as faces cristalinas, mas não apresentam intercrescimento. Relictos de granada dentro do hiperstênio (Figura 4.6b) sugerem que este se formou a partir da quebra da granada, através da reação (Cenki *et al.* 2002):

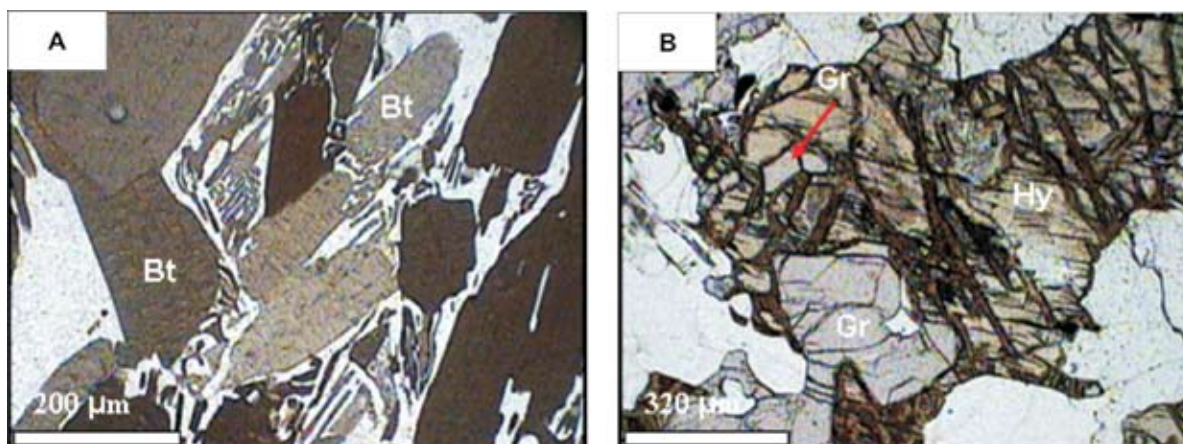


Figura 4.6. Fotomicrografias da Suíte Ataléia: a) Granada enderbito. Biotita-Bt em intercrescimento simplectítico com quartzo (Amostra OF32A - Nicóis paralelos); b) Granada enderbito. Hiperstênio-Hy formando-se a partir da granada-Gr (Amostra OF32A - Nicóis paralelos).

Entretanto, de acordo com estes autores, a formação de ortopiroxênio a partir de cristais de granada pode ter ocorrido através do envolvimento de consumo de fusão, segundo a reação:



A presença de muscovita tardia, formada a partir de cristais de biotita e/ou granada (Figura 4.7a, b),

pode indicar uma das seguintes reações de hidratação apresentadas por Bucher e Frey (1994):

Granada + biotita + H₂O = muscovita + clorita + quartzo (5)

Granada + feldspato potássico + H₂O = muscovita + biotita + quartzo (6)

As texturas de substituição acima descritas (itens a, b e c) mostram que houve rápida descompressão isoterma. A quebra da granada para cordierita (reação 2)

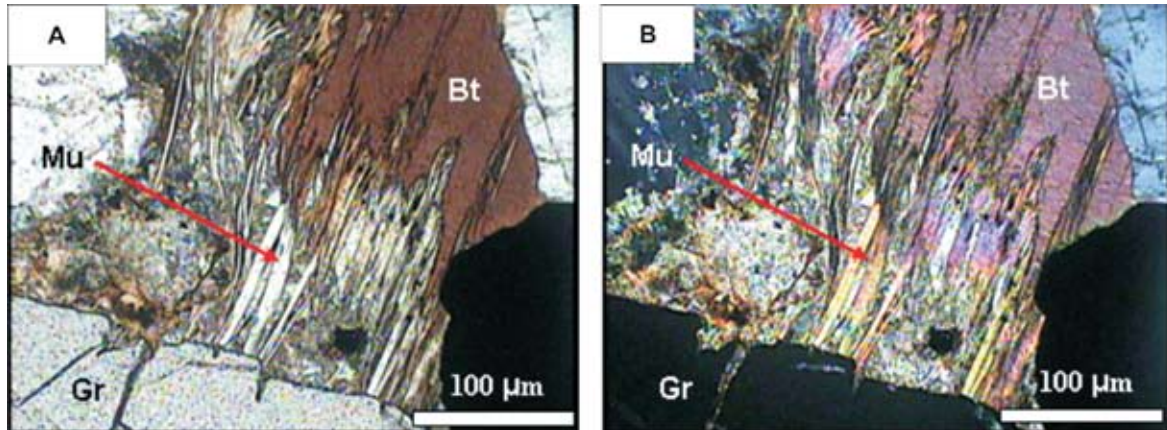


Figura 4.7. Fotomicrografias da Suíte Ataléia: a) Granada metaleucotonalito. Muscovita-Mu tardia formada a partir de granada-Gr e bitotita-Bt (Amostra OF39 - Nicóis paralelos); b) Granada metaleucotonalito. Muscovita-Mu tardia formada a partir de granada-Gr e bitotita-Bt (Amostra OF39 - Nicóis cruzados).

e para ortopiroxênio+plagioclásio (reações 3 e 4) sugere que houve descompressão para pressões em torno de 3 kbar a temperaturas ainda acima de 700° C (conforme Cenki et al. 2002). A presença de muscovita tardia indica as condições finais de retrogressão: a reação (5) ocorre em temperatura aproximada de 500° C e a reação (6) em temperatura de 550° C; ambas sob amplas condições de pressão, porém com P máxima de 3 kbar determinada pelas reações de quebra da granada.

4.1.3 Suíte Carlos Chagas (NP3γ2cc)

Petrograficamente trata-se de um granada-biotita leucogranito megaporfirítico com “matriz” de composição tonalítica-granodiorítica somando-se os grandes porfiroclastos de microclina a composição média será de sienogranito. Tem uma foliação de fluxo magmático. Dependendo do grau de deformação e recristalização, a rocha adquire texturas protomiloníticas a miloníticas, dando origem à fácies dominante porfirocláticas (*augen*-gnaiss). Alguns fenocristais lenticularizados de microclina micropertítica e quartzo podem apresentar subgranulação/recuperação bem como mirmequitização periféricas, indicativas de deformação no estado sólido em fácies anfíbolito. A granada é acessório a essencial, indicando a natureza peraluminosa, tipo-S, destes granitos.

Dados geotermométricos quantitativos forneceram temperaturas da ordem de 660-680°C para a deformação de protomilonito-gnaiss da Suíte Carlos Chagas (Castañeda *et al.* em preparação, *in* Pedrosa-Soares *et al.* 2006b, 2007).

4.1.4 Granitos Tardi- a Pós-Colisionais (εγ3Slg)

São (biotita)-granada leucogranitos com composição predominante do sienogranito com pequenas variações para monzogranito e granodiorito.

Condições de metamorfismo: os leucogranitos são interpretados como fusões formadas a partir dos pelitos e grauvas do Complexo Nova Venécia. Análises químicas de rocha total mostram o caráter peraluminoso destas rochas. As fusões migraram das porções mesossomáticas e cristalizaram-se em pequenos corpos isolados dentro da Suíte Ataléia, dentro do Complexo Nova Venécia e no contato entre ambos. Segundo Brown e Solar (1999), na zona anatética da crosta continental, grauvas e pelitos podem gerar volume significativo de granito por fusão de desidratação de mica, em baixa atividade de água. Estas fusões graníticas podem segregar-se do resíduo (mesossoma) e migrar em uma zona de calor sem solidificar-se. A deformação na crosta médio-inferior é acomodada por deformação plástica das rochas parcialmente fundidas, que pode envolver perda a partir da zona anatética (Brown e Solar 1999).

Os leucogranitos mostram características mineralógicas, texturais e metamórficas semelhantes àquelas do leucossoma do Complexo Nova Venécia. A cristalização magmática dos leucogranitos é evidenciada através de (a) textura granular hipidiomórfica característica (Figura 3.18a) e (b) quartzo que mimetiza a fusão leucossomática. Os granitos apresentam por-

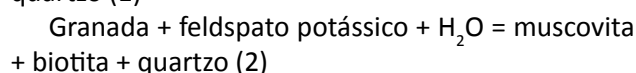
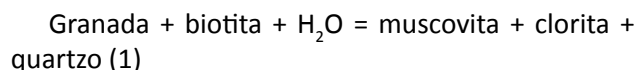
ções reliquias do mesossoma, tais como cristais de sillimanita (Figura 3.19b) e hercinita (Figuras 3.19c, d; Figura 4.8a).

Para os leucogranitos, podem ser aplicadas as mesmas condições, de metamorfismo de fácies granulito e fusão por desidratação da biotita, descritas para o Complexo Nova Venécia. Os limites de temperatura podem ser aproximadamente situados entre 850 °C e 900 °C, com pressões entre 4,5 e 5,5 kbar. Dados geotermobarométricos quantitativos obtidos por Castañeda *et al.* (em preparação, *in* Pedrosa-Soares *et al.* 2006b, 2007) indicam temperaturas em torno de 815°C a 5 kbar para a cristalização destes leucogranitos.

Reações de retrogressão: as porções mesossomáticas presentes nos leucogranitos apresentam as mesmas reações de retrogressão, sugestivas de resfriamento, observadas no mesossoma do Complexo Nova Venécia, como por exemplo:

- 1) hercinita envolta por cordierita (Figura 3.19d) e
- 2) hercinita envolta por filmes biotíticos (Figura 4.8a).

Deste modo, os leucogranitos passaram pelo mesmo percurso retrometamórfico do Complexo Nova Venécia, com descompressão e resfriamento seguindo o sentido horário na grade petrogenética apresentada por Spear *et al.* (1999; Fig. 2). Entretanto, os leucogranitos apresentam maior quantidade de minerais secundários de baixa temperatura, tais como muscovita, clorita e carbonato, sugerindo que estes corpos atingiram maior intensidade de reidratação. Muscovita formada a partir de cristais de granada (Figura 4.8b) e biotita podem representar uma das reações de hidratação apresentadas por Bucher e Frey (1994):



A reação (1) ocorre em temperatura aproximada de 500° C e a reação (2) em temperatura de 550° C, ambas sob amplas condições de pressão.

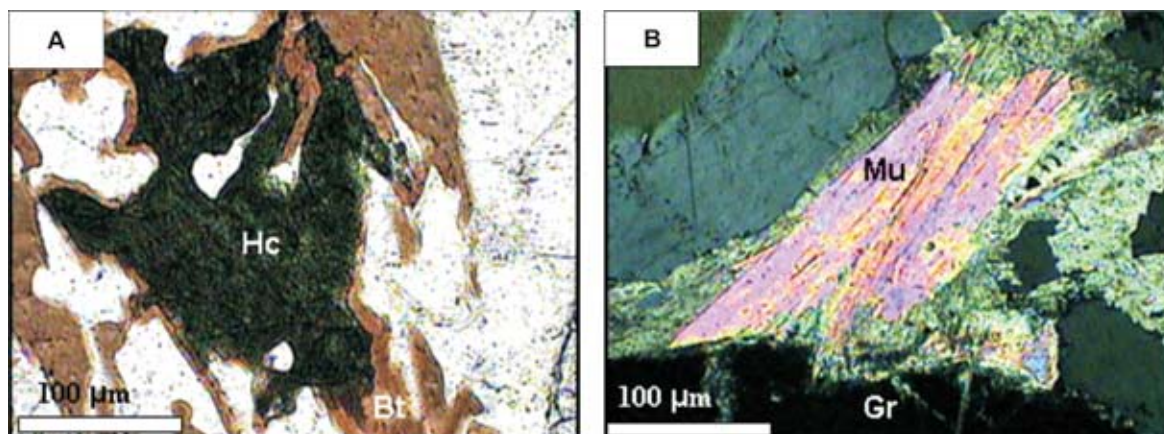


Figura 4.8. Fotomicrografias de Granitos Tardi- a Pós-Colisionais: a) Metaleucossienogranito com granada. Hercinita envolta por filme biotítico-Bt (Amostra SA10A - Nicóis paralelos); b) Granada metaleucomonzogranito. Muscovita-Mu tardia formada a partir da granada-Gr (Amostra OF56 - Nicóis paralelos).

4.1.5 Suíte Intrusiva Aimorés

Conforme anteriormente descrito foram cartografadas três unidades distintas na Suíte Intrusiva Aimorés: os Granitos Caladão ($\epsilon\gamma 5amcd$); rochas granitóides a hiperstênio, de composição enderbítica predominante ($\epsilon\gamma 5lamck$); e pequenos corpos de biotita granito porfirítico ($\epsilon\gamma 5ambg$) que ocorrem esparsamente.

Os hiperstênio granitóides, de composição enderbítica predominante, são rochas magmáticas, com textura granular hipidiomórfica característica (Figura

3.24a; Figura 3.25b) e textura offítica (Figura 3.24b). Ortopiroxênio e biotita de cor marrom avermelhada indicam a alta temperatura de formação destas rochas. O contato estável entre estes minerais corrobora sua cristalização magmática (Figura 4.9a). É notável a preservação destas rochas, indicada por piroxênio pouco alterado (Figura 4.9b) e ortoclásio com rara microlinização (Figura 3.25c). A preservação destes minerais e a ausência de reações de instabilidade (por ex., simplectitos) sugerem um soerguimento rápido dos corpos (descompressão isotérmica), impedindo mudanças texturais e/ou paragenéticas (Barker 1994).

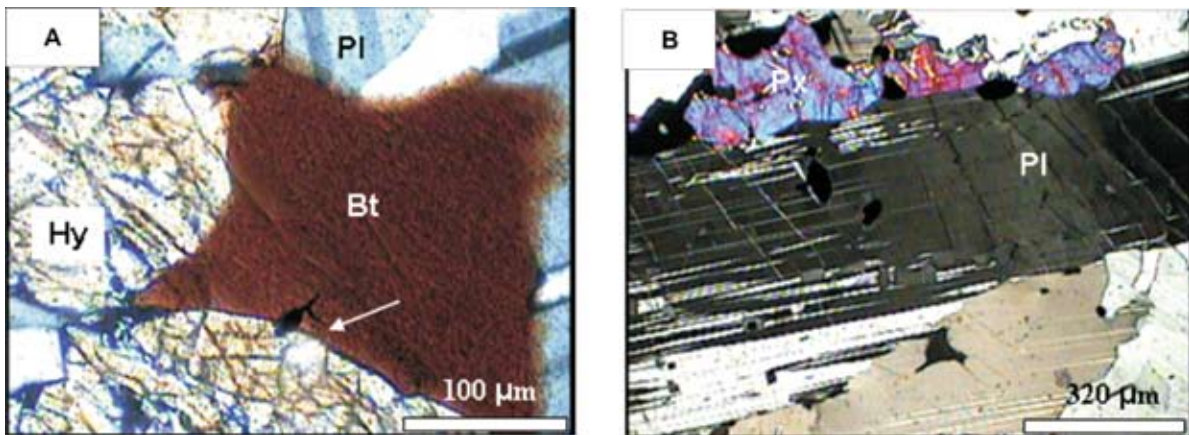


Figura 4.9. Fotomicrografias da Suíte Intrusiva Aimorés: a) Norito mostrando hiperstênio-Hy e biotita-Bt com contatos retos (Amostra OF172A - Nicóis paralelos); b) Hiperstênio quartz monzonito mostrando piroxênio-Px e plagioclásio-Pl preservados (Amostra SS44 - Nicóis cruzados).

Charnockitos (εγ5amck), metamorfismo: são rochas magmáticas, formadas em alta temperatura e de soerguimento rápido (descompressão isotérmica) dos corpos. Hornblenda verde-marrom e a biotita substituindo o ortopiroxênio magmático original sugerem recristalização em níveis crustais profundos, equivalentes à fácies anfibolito. Pedrosa-Soares *et al.* (2006b) descrevem metamorfismo de contato nas rochas encaixantes, representado por uma recristalização mineral com obliteração da foliação regional Sn.

4.2. LITOGEOQUÍMICA EM ROCHA TOTAL

Este capítulo apresenta dados analíticos e interpretações geoquímicas dos granitóides sin a pós-colisionais, separados inicialmente com base em características petrográficas e aspectos de campo. Visando caracterizar de forma qualitativa os mecanismos genéticos e evolutivos das suítes estudadas, serão aqui abordadas, de forma resumida, as principais feições inerentes à tipologia, inferências quanto às fontes, processos evolutivos e ambientes geotectônicos relacionados às rochas analisadas.

4.2.1 Procedimentos analíticos.

As análises foram realizadas no ACME Analytical Laboratories Ltd., em Vancouver, Canadá. Para os óxidos as amostras foram tratadas com fusão com LiBO_2 e analisadas por ICP-ES; para elementos menores as amostras foram atacadas com 3 ml de $\text{HCl-HNO}_3\text{-H}_2\text{O}$ 2-2-2 a 95°C por 1 hora e analisadas por ICP-MS; para os ETR o tratamento foi por fusão com $\text{LiBO}_2/\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ e análise por ICP-MS.

4.2.2 Geoquímica dos elementos maiores, menores, traços e terras-raras.

4.2.2.1 Granitóides tipo-I.

4.2.2.1.1 Suíte Intrusiva Aimorés.

Tipologia: foram realizadas 22 análises de rocha total (Tabela 4.1), sendo 6 na Folha Linhares e 16 na Folha São Gabriel da Palha. De acordo com a classificação química da Figura 4.10 (Winchester e Floyd, 1977) os granitóides a hiperstênio da Folha Linhares mostram composições eminentemente intermediárias (granodioritos e tonalitos) acompanhados por uma amostra de gabro, enquanto os granitóides a hiperstênio e a hornblenda da Folha São Gabriel da Palha apresentam ampla variação composicional (Figura 4.10), desde granitos, quartz monzonitos, monzonitos, granodioritos até tonalitos, com uma amostra de gabro e visível predomínio dos termos mais ácidos. Quando aplicado o diagrama geoquímico R1 x R2 de De la Roche *et al.* (1980) as rochas distribuem-se de forma expandida desde monzogranitos até monzodioritos, com uma amostra no campo do diorito (Figura 4.10b).

O diagrama de saturação de alumina ANK vs. ACNK (Índice de Shand, Figura 4.11) destaca que os granitóides são metaluminosos a fracamente peraluminosos (Maniar e Piccoli, 1974) com características tipo I (Chapell e White, 1974). O diagrama TAS da Figura 4.12 mostra que são rochas sub-alcálicas (Irvine e Baragar, 1971) preenchendo principalmente o campo das suítes cálcio-alcálicas de Kuno (1968), enquanto os teores de K_2O do diagrama da Figura 4.13 (Rickwood, 1979) permitem definir uma suíte com afinidade cálcio-alcálica de médio a alto-K.

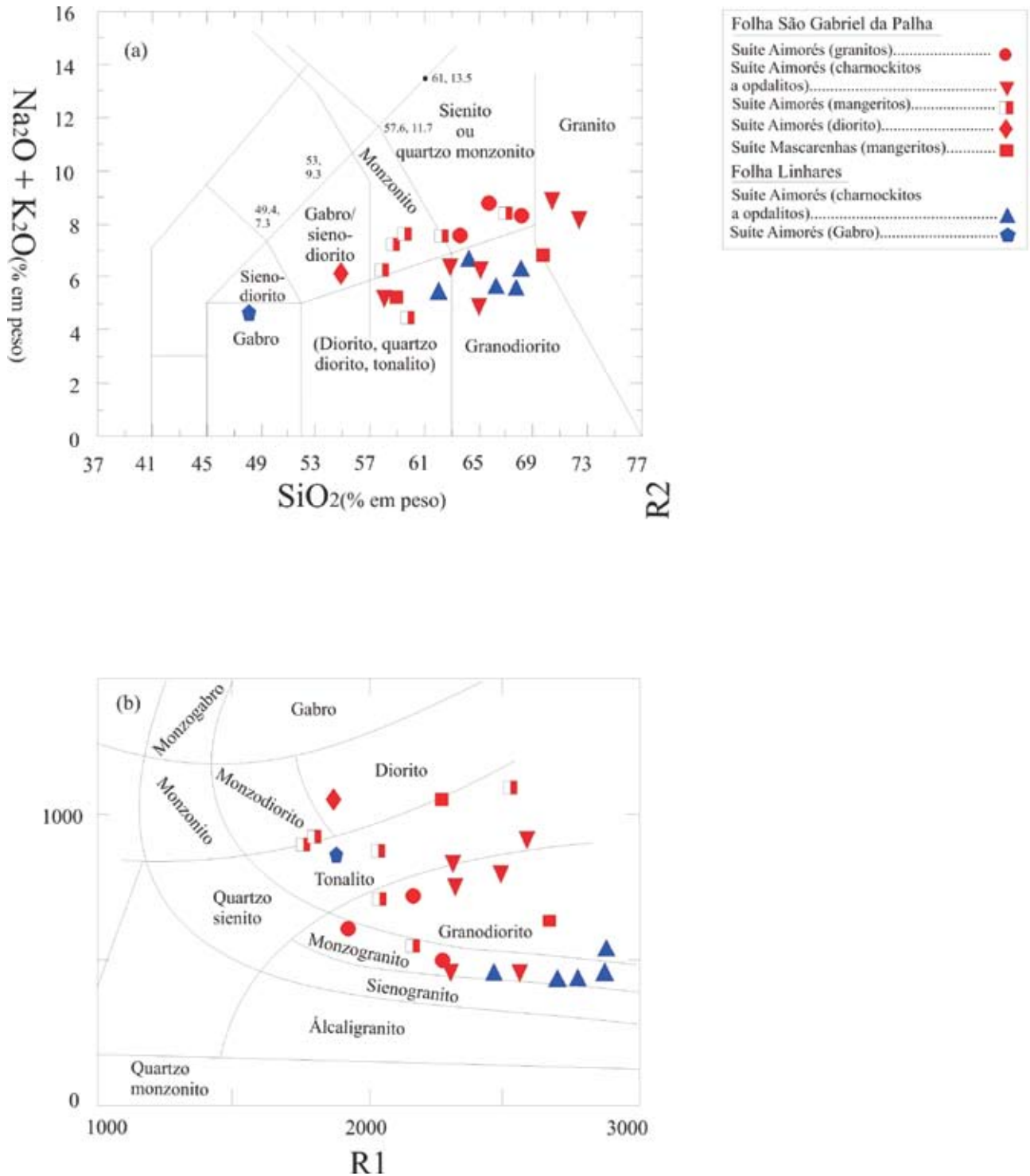


Figura 4.10 – Suítes Intrusivas Aimorés e Mascarenhas, folhas São Gabriel da Palha e Linhares. Em (a) diagrama de classificação química dos hiperstênio granitóides, granitos a hornblenda e rochas máficas (Winchester e Floyd, 1977) e em (b) classificação de rochas plutônicas usando parâmetros de proporção milicatiónica R1 e R2 (De la Roche et al., 1980).

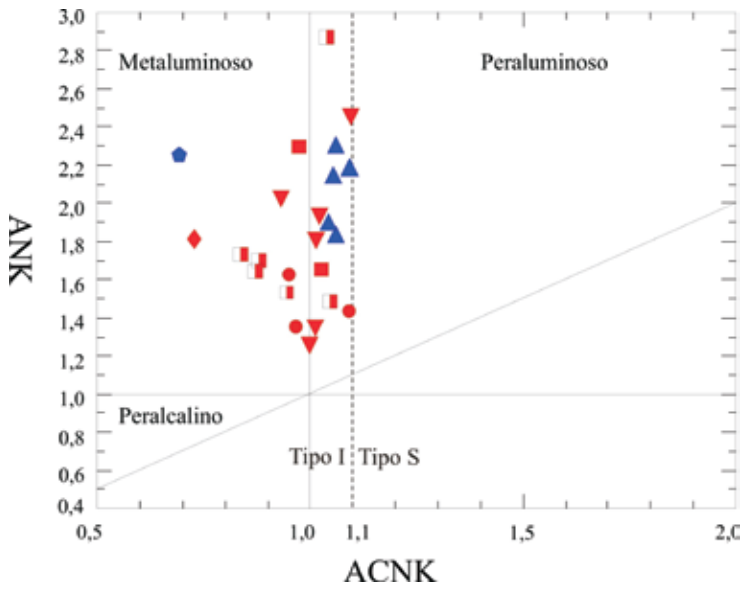


Figura 4.11 – Diagrama Saturação de Alumina vs. Alcalinidade para as rochas das suítes Aimorés e Mascarenhas (Maniari e Piccoli, 1974). Campos dos granitos tipo I e S de Chappel e White (1974). Símbolos como na Figura 4.10.

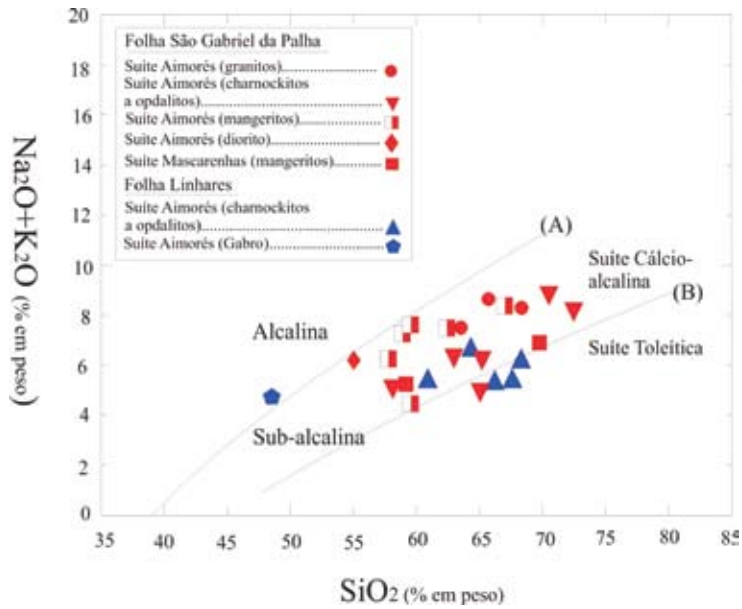


Figura 4.12 - Diagrama TAS, linha (A) limite das séries alcalina e sub-alcalina (Irvine e Baragar, 1971) e (B) suítes cálcio-alcalina e toleítica (Kuno, 1968). Segundo Girod (1978), modifica do.

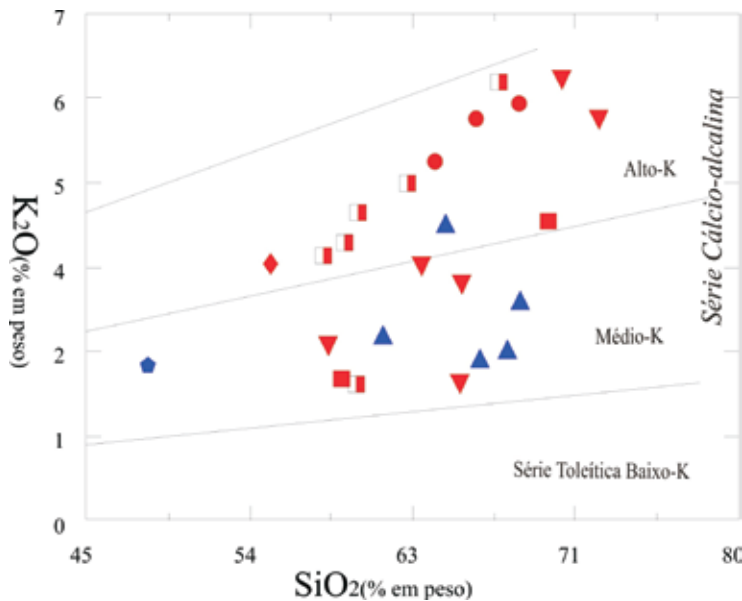


Figura 4.13 – Diagrama K₂O vs. SiO₂ indicando afinidade de médio a alto-K para as rochas das suítes Aimorés e Mascarenhas (Rickwood, 1989). Símbolos como na Figura 4.12.

No diagrama AFM (Figura 4.14) as amostras distribuem-se preferencialmente no campo cálcio-alcálico com fraca dispersão para o campo toleítico, ocupando parte do campo dos charnockitos ígneos de Kilpatrick e Ellis (1992). O caráter cálcio-alcálico da suíte

confirma-se nos diagramas de Peacock (1931) (não mostrado), enquanto no diagrama de alcalinidade modificado (MALI) de Frost et al. (2001) estas rochas distribuem-se nos campos álcali-cálcico e cálcio-alcálico (Figura 4.15a) e formam conjunto coerente com o campo dos granitóides Caledonianos pós-colisionais (Fi-

gura 4.15b). Na Figura 4.16 (Dall'Agnol e Oliveira, 2007) as amostras distribuem-se no campo das rochas cálcio-alcálicas, com exceção de duas amostras de charnockitos que ocupam o campo dos granitos tipo A reduzidos. No diagrama da Figura 4.17a, sílica vs. álcalis (Lameyre, 1987) as rochas da Suíte Aimorés mostram ampla distribuição composicional, com os termos mais sódicos seguindo o caminho da série cálcio-alcálica trondhjemítica e as demais amostras ocupando os campos dos *trends* transicional, cálcio-alcálico granodiorítico e dos granitóides monzoníticos.

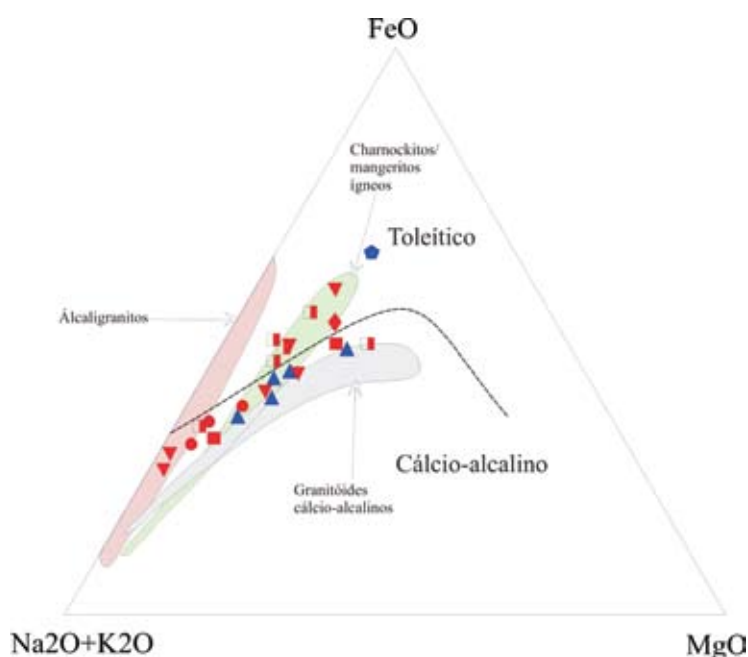


Figura 4.14 – Diagrama AFM com os campos toleítico e cálcio-alcálico (Irvine e Baragar, 1976); trends representativos dos granitóides cálcio-alcálicos, alcaligranitóides (tipo A) e charnockitos. Ver Bryant et al. (1997), Eby (1990) e Duchesne e Wilmart (1997). Campo dos charnockitos tipo C de Kilpatrick e Ellis (1992). Símbolos como na Figura 4.12.

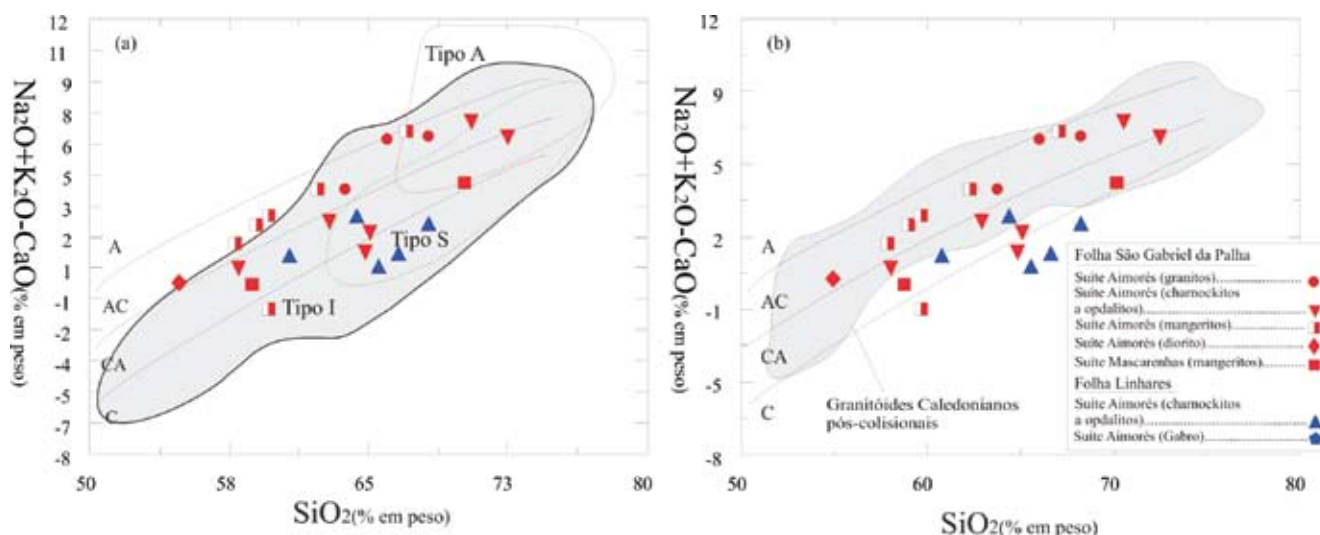


Figura 4.15 – Em (a) amostras da Suíte Aimorés ocupando o campo dos granitóides tipo I e em (b) campo dos granitóides Caledonianos pós-colisionais (ambos segundo Frost et al., 2001).

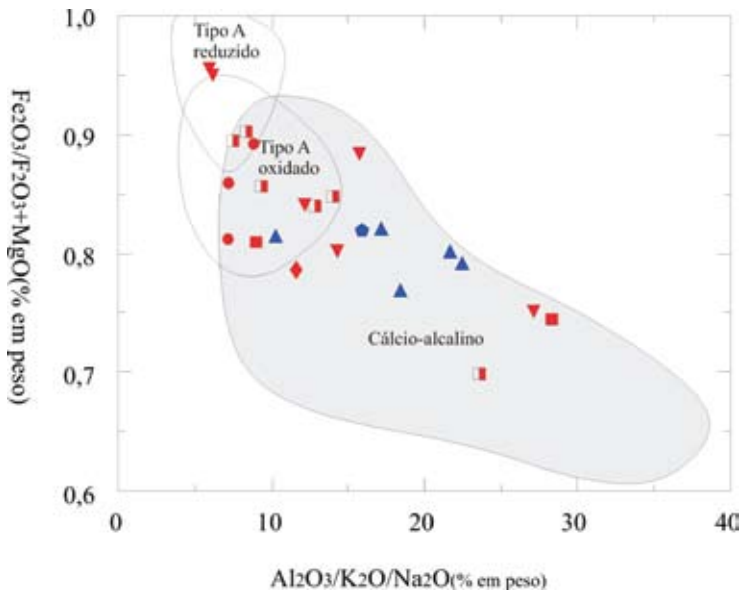


Figura 4.16 – $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O)$ vs. $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO)$, (Dall'Agnol e Oliveira, 2007), com os campos dos granitóides cálcio-alcálicos e tipo A oxidados e reduzidos. Símbolos como na Figura 4.15 (FeO^* como Fe_2O_3).

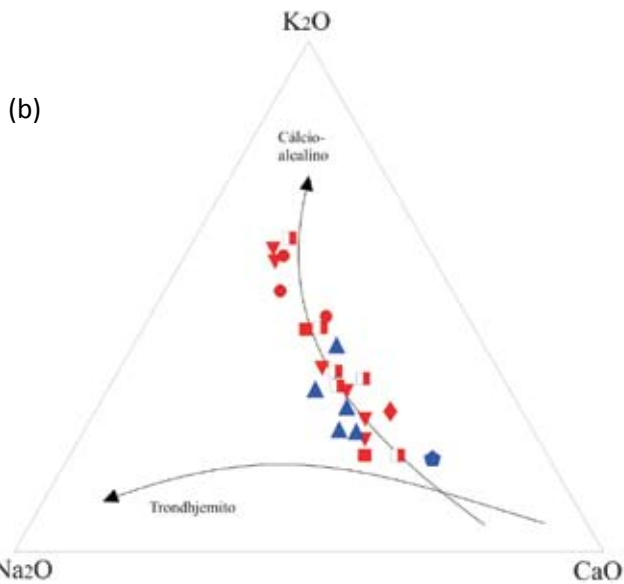
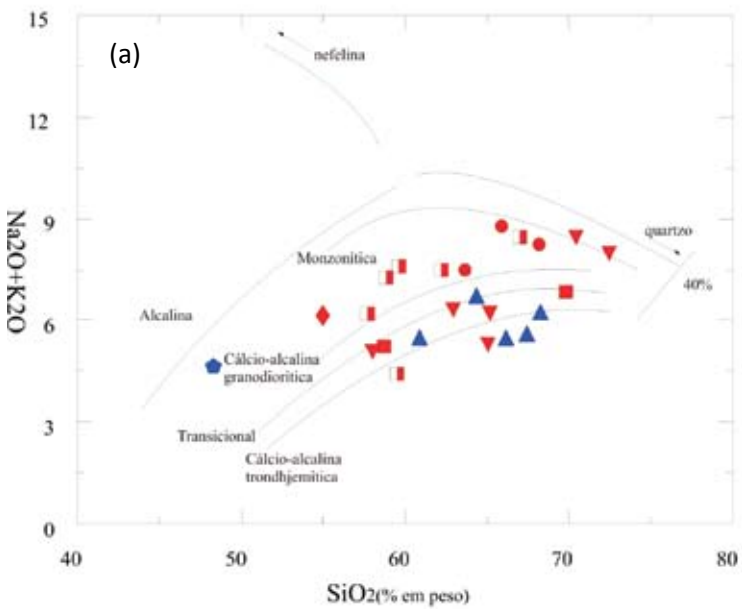


Figura 4.17 – Em (a) diagrama sílica vs. álcalis (Lameyre, 1987) e em (b) diagrama com os trends cálcio-alcálico e trondhjemítico de Barker e Arth (1971). Símbolos com na Figura 4.15.

Os dados geoquímicos obtidos nas análises em rocha-total para os granitóides da Suíte Aimorés exibem considerável variação composicional para os teores de SiO_2 , variando de 57,97 % a 72,48%, porém com nítida evolução contínua das rochas. Os Diagramas de Harker referentes aos elementos maiores (Figura 4.18) mostram *trends* de correlação negativa do CaO, MgO, P_2O_5 , TiO_2 , Fe_2O_3 e MnO com a evolução da diferenciação, enquanto os teores de K_2O têm correlação positiva com o aumento de SiO_2 . O Al_2O_3 mostra pouca variação a até valores de sílica em torno de 60% e, a partir daí mostra correlação negativa. Os valores de Na_2O mostram fracas oscilações em torno de uma evolução horizontal (conteúdo mais ou menos constante) o que se reflete em razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ em correlação positiva com a sílica (diagrama

não mostrado), variando de 0,5 a 2,8 na Folha São Gabriel da Palha e de 0,6 a 1,6 na Folha Linhares.

A análise dos elementos-traço (Figura 4.19) mostra que o Rb apresenta padrão aleatório ou com incipiente correlação positiva em diagrama binário com SiO_2 como índice de diferenciação, comportamento que pode refletir apenas a presença de fontes distintas na geração das rochas dessa suíte e não afinidades químicas diversas, padrão de evolução comum como sugerido pelo comportamento incompatível do Sc. Destaca-se, também, o expressivo comportamento compatível de elementos como Sr, Y, Nb, Zr, Zn, Ni, Co, Cr e V, enquanto o padrão do Ba mostra acentuada dispersão das análises, porém com tendência à correlação negativa. As razões Rb/Sr, Rb/Ba, Hf/Ta e Ce/Yb apresentam correlação positiva com o aumento da sílica.

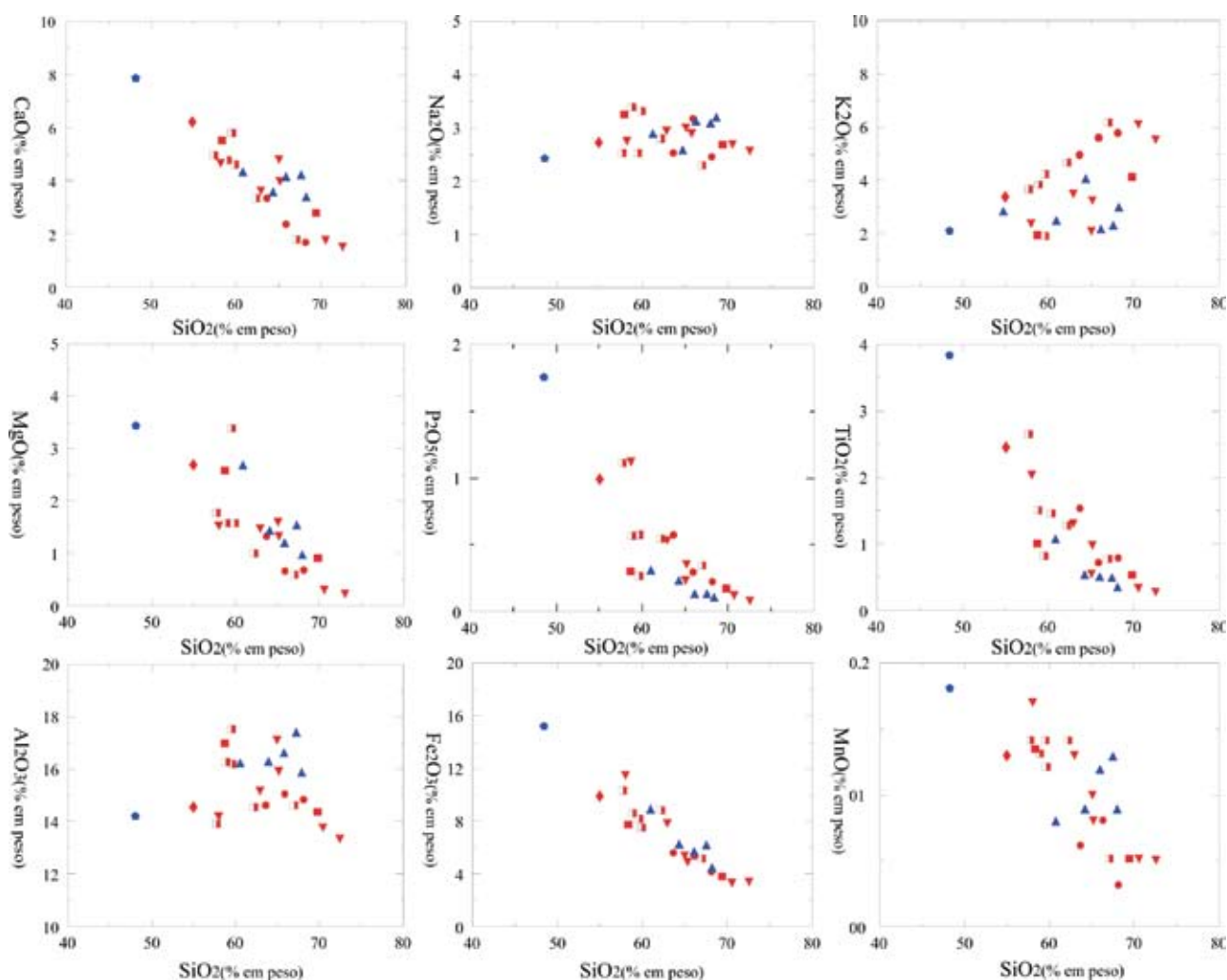


Figura 4.18 - Diagramas de Harker para os óxidos da Suíte Aimorés e Mascarenhas. Símbolos como na Figura 4.15.

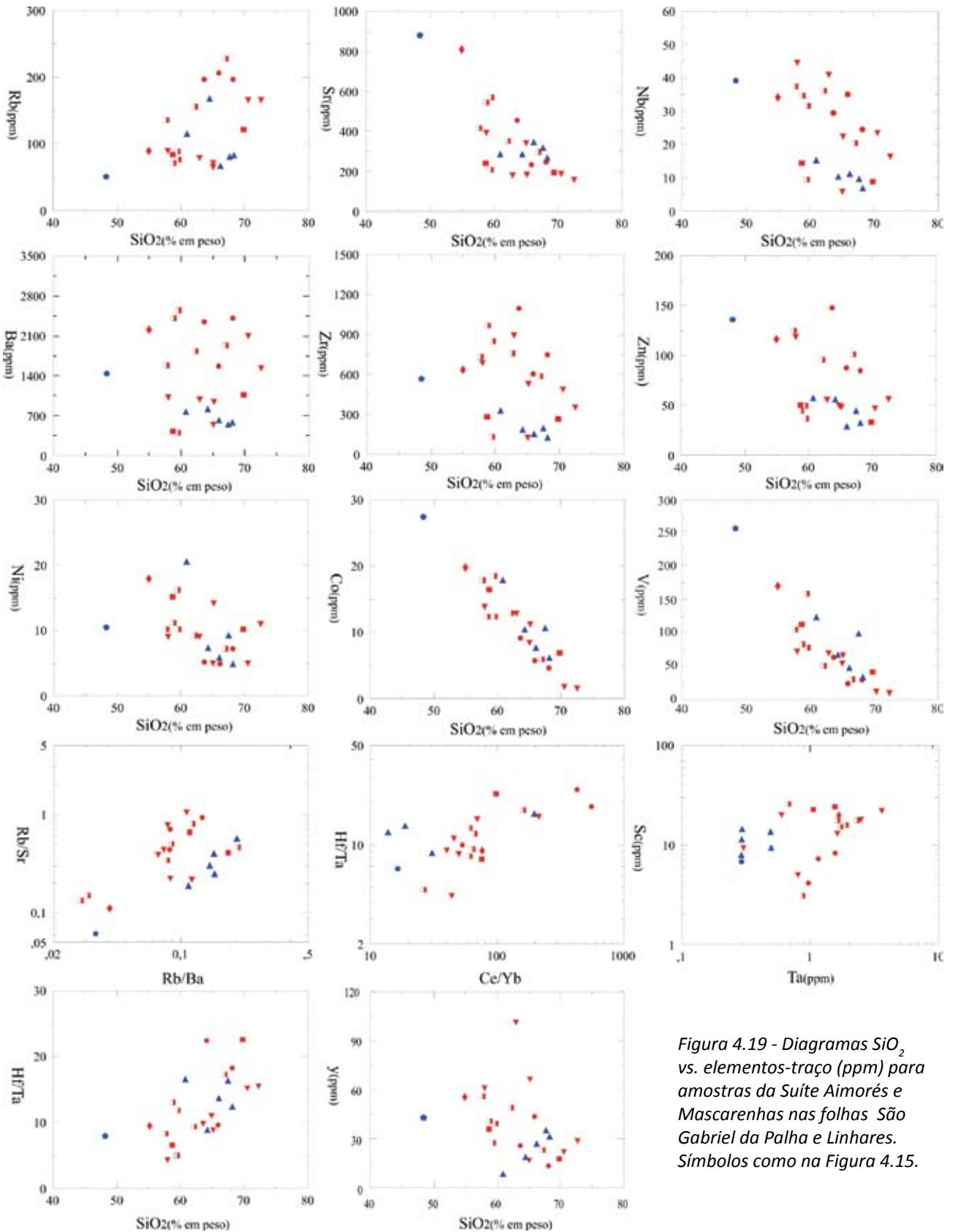


Figura 4.19 - Diagramas SiO_2 vs. elementos-traço (ppm) para amostras da Suíte Aimorés e Mascarenhas nas folhas São Gabriel da Palha e Linhares. Símbolos como na Figura 4.15.

O diagrama ternário da Figura 4.20a destaca que as amostras dessa suíte distribuem-se nos campos dos granitos normais, anômalos e dos granodioritos/quarzodioritos, demonstrando a tendência de diferenciação. Segundo os autores as rochas situadas no

campo dos granitos anômalos podem indicar processos metamórficos ou evoluções mais complexas, com mistura e assimilação de magmas. No diagrama da Figura 4.20b visualiza-se o caráter alto Ba-Sr dos granitóides da Suíte Intrusiva Aimorés.

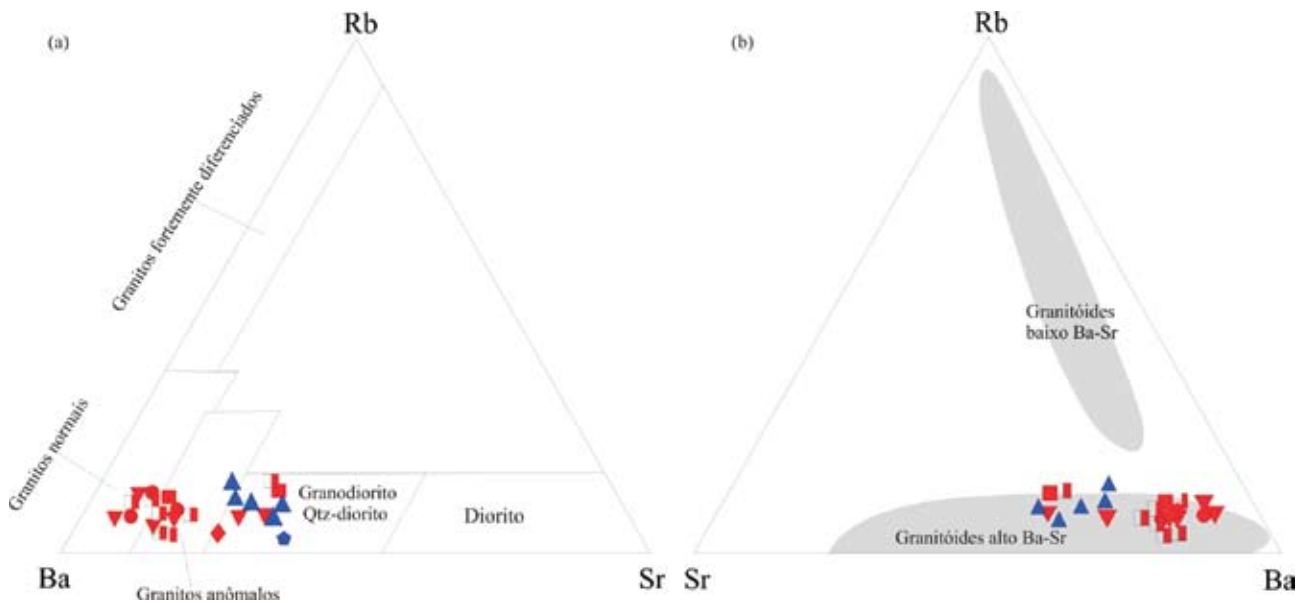


Figura 4.20 – Em (a) Distribuição dos granitoides das suíte Aimorés e Mascarenhas com relação aos teores relativos de Ba-Sr-Rb, indicando o seu grau de diferenciação (El Bouseily e El Sokyry, 1975) e em (b) diagrama ternário com os campos dos granitoides alto Ba-Sr (segundo dados de Fowler e Herney, 1996 e Fowler et al., 2001). Símbolos como na Figura 4.15.

Padrões de ETR e diagramas de multielementos

Mangeritos da Suíte Intrusiva Aimorés: a análise dos padrões de ETR normalizados ao condrito (Sun e McDonough, 1989) dos mangeritos da Suíte Aimorés (Figura 4.21a), destaca forte fracionamento (La/Yb) $n = 50$, com enriquecimento de ETRleves (350 a 590 vezes o condrito), depleção em ETRpesados (12 a 24 vezes o condrito) e anomalias de Eu inexistentes em parte das amostras até fracas a moderadas no restante da população. Os altos valores de ETR destas rochas (curva média padrão na Figura 4.22a) não coincidem com o campo dos mangeritos pós-colisionais da Coreia (Whong Og et al., 2006), normalizados segundo MORB (Sun e McDonough, 1989), apresentando-se mais enriquecidos em ETRtotal.

Quando comparados aos mangeritos, charnockitos e hornblenda granitos das suítes São Pedro de Caldas e Divinolândia, SE do Brasil (Janasi, 2002), (Figuras 4.23 b, f), observa-se que os padrões de ETR dos mangeritos da Suíte Aimorés assemelham-se no que se refere aos ETRpesados, porém são mais enriquecidos em ETR leves e mostram maior fracionamento, o que pode significar maior contribuição crustal ou seja, maior contaminação do magma-fonte por material de crosta continental. Em acréscimo, os padrões dos mangeritos Aimores mostram acentuada similaridade com o campo dos granitoides cálcio-alcálicos alto-K G5 tipo I de Iconha (Figura 4.24d), (Offman, 1990), porém não apresentam maior coincidência com as curvas médias dos granitos G5 muito alto-K tipos I e II e sienogranitos G5 de Venda Nova, sul do Espírito Santo (Offman, 1990), (Figura 4.24h).

Nas curvas de elementos-traço (diagramas multielementares) normalizadas ao condrito (Figura 4.25a) destacam-se a acentuada anomalia negativa de P, significativas anomalias negativas de Ti, Sr e Y, fracas anomalias negativas de Rb, U e K e anomalias positivas dos HFSE (Hf, Sm, Tb, Zr, Nd, Ce, La), Ba e Th, com anomalias ora positivas, ora negativas, de Nb e Ta. Quando normalizados ao MORB os padrões dos mangeritos Aimorés apresentam similaridades com o campo dos mangeritos pós-colisionais da Coreia (Figura 4.26a), porém com valores de LILE (Sr, K, Rb e Ba) levemente inferiores.

O conteúdo da maioria dos elementos-traço dos mangeritos Aimorés é similar ou levemente superior à média da crosta e, quando normalizados à média da crosta segundo Wedepohl (1995), mostram anomalias negativas de Cs, U, Sr, Nb-Ta, Sc e Ni, enriquecimento em Rb, Ba, Th, K, La, Ce, Nd, Sm, Hf e Zr enquanto Ti, Y, Yb, Th e Gd tem valores tanto mais altos quanto mais baixos que a média da crosta (**Figura 4.27a**). Quando comparados aos granitoides das suítes São Pedro de Caldas e Divinolândia (**Figuras 4.27a e 4.27e**, respectivamente) destacam-se os valores fortemente negativos de Nb e Ta e valores mais elevados de La, Ce, Sm, Nd, Hf, Zr, Gd e Ti.

Charnockitos e opdalitos da Suíte Intrusiva Aimorés na Folha São Gabriel da Palha: as curvas de ETR normalizadas ao condrito (Sun e McDonough, 1989) dos charnockitos/opdalitos da suíte Aimorés na Folha São Gabriel da Palha (Figura 4.21c), constituem duas populações distintas: no tipo (i) enriquecidas em ETRtotal, destaca-se pelo muito acentuado

fracionamento $(La/Yb)_n = 140$, com enriquecimento de ETRleves (500 a 700 vezes o condrito), depleção em ETRpesados (8 a 50 vezes o condrito) e forte anomalias negativas de Eu (amostras OF-174A, OF-198 e SS-058). Os altos valores de ETR destas rochas (curva média padrão na Figura 4.22b) e expressiva anomalia negativa de Eu não coincidem com o campo dos mangeritos pós-colisionais da Coreia (Whong Og et al., 2006). A população do tipo (ii) têm valores médios de ETRtotal inferiores ao tipo (i), com fracionamento igualmente expressivo – $(La/Yb)_n = 125$, enriquecimento em ETRleves (125 vezes condrito) em relação às pesadas (2 a 20 vezes o condrito) e anomalias de Eu fracamente positivas a fracamente negativas (amostras OF-172A, OF-245C e SS-023). Quando comparada com o campo dos valores dos mangeritos da Coreia (Figura 4.22b), normalizados segundo MORB (Sun e McDonough, 1989), a curva média desta população mostra acentuada coincidência.

Na comparação com os mangeritos, charnockitos e hornblenda granitos das suítes São Pedro de Caldas e Divinolândia, SE do Brasil (Janasi, 2002), (Figuras 4.23a,c,e), observa-se que os padrões de ETR dos charnockitos/opdalitos dos grupos (i) e (ii) da Suíte Aimorés não apresentam similaridade. As Figuras 4.24c,g, permitem interpretar que os charnockitos/opdalitos da Folha São Gabriel da Palha tipo (i) têm maior similaridade com os granitoides cálcio-alcálicos G5 alto-K tipo I de Iconha enquanto os tipo (ii) mostram maior coincidência com os granitoides cálcio-alcálicos G5 alto-K tipo II de Iconha, sul do Espírito Santo (Offman, 1990).

Nas curvas de elementos-traço (diagramas multielementares) normalizadas ao condrito (Sun e McDonough, 1989) (Figura 4.25c) destacam-se a acentuada anomalia negativa de P, significativas anomalias negativas de Ti, Sr, Rb e Y e anomalias positivas de Hf, Sm, Tb, Zr, Nd, Ce, La e Ba, com anomalias ora positivas, ora negativas, de Nb e Ta, K, U e Th. Quando normalizados ao MORB os padrões dos charnockitos/opdalitos tipo (ii) da Suíte Intrusiva Aimorés apresentam moderada similaridade com o campo dos mangeritos pós-colisionais da Coreia (Figura 4.26b), porém com valores de LILE (Sr, K, Rb, Th e Ba) levemente inferiores.

O conteúdo da maioria dos elementos-traço dos charnockitos da Suíte Intrusiva Aimorés na Folha São Gabriel da Palha é similar ou levemente superior à média da crosta (Wedepohl, 1995), para Rb, Ba, K, La, Ce, Sm, Nd, Hf, Zr, Gd, Y e Yb, com anomalias negativas de Nb-Ta, Sc e Ni, enquanto Ti, Th e U tem valores tanto mais altos quanto mais baixos que a média da crosta (Figura 4.27c). Quando comparados aos granitoides das suítes São Pedro de Caldas e Divinolândia (Figuras 4.27a e 4.27g, respectivamente)

mostram maior similaridade com os primeiros, porém com diferenças importantes nos teores superiores de Th, Sr, Y e Yb para parte das amostras e valores menores de Nb e Ta.

Charnockitos a opdalitos da Suíte Intrusiva Aimorés na Folha Linhares: as curvas de ETR normalizadas ao condrito (Sun e McDonough, 1989) dos charnockitos/opdalitos da Suíte Aimorés na Folha Linhares (Figura 4.21c), pertencem a duas populações distintas: no tipo (i) quatro amostras destacam-se pelo baixo fracionamento $(La/Yb)_n = 6$, com empobrecimento de ETRleves (70 a 150 vezes o condrito), depleção em ETRpesados (12 a 45 vezes o condrito) e anomalias de Eu de fracamente positivas a fracamente negativas (amostras OF-23, OF-24 e OF-98A e OF-101). Os baixos valores de ETR destas rochas (curva média padrão na Figura 4.22b) não coincidem com o campo dos mangeritos pós-colisionais da Coreia (Whong Og et al., 2006), normalizados segundo MORB (Sun e McDonough, 1989), porém o padrão geral é muito similar. A curva tipo (ii) é mais enriquecida em ETRleves que o tipo (i), (250 vezes o condrito), é fortemente depletada em ETRpesados (4 vezes o condrito), com fracionamento expressivo – $(La/Yb)_n = 60$ e anomalia de Eu fracamente negativa (amostra OF-93). Quando comparada com o campo dos valores dos mangeritos da Coreia (Figura 4.22b) a curva média do tipo (ii) mostra acentuada coincidência para os ETRleves, porém com teores de ETRpesados expressivamente mais baixos.

Na comparação com os mangeritos, charnockitos e hornblenda granitos das suítes São Pedro de Caldas e Divinolândia, SE do Brasil (Janasi, 2002), (Figuras 4.23b,d,f), observa-se que os padrões de ETR dos charnockitos/opdalitos dos grupos (i) e (ii) da Suíte Aimorés na Folha Linhares não apresentam similaridade com a primeira, porém apresentam coincidência parcial com a curva dos mangeritos da Suíte Divinópolis, com exceção da acentuada anomalia positiva de Eu desta. A análise das Figuras 4.24c,g, permite interpretar que os charnockitos/opdalitos tipo (i) da Folha Linhares têm similaridade parcial com os granitoides cálcio-alcálicos G5 alto-K tipo II de Iconha e com os granitoides G5 tipo I de Venda Nova, enquanto o tipo (ii) mostram maior coincidência com os granitoides cálcio-alcálicos G5 alto-K tipo II de Iconha, sul do Espírito Santo (Offman, 1990).

Nas curvas de elementos-traço (diagramas multielementares) normalizadas ao condrito (Sun e McDonough, 1989) (Figura 4.25c), destacam-se a acentuada anomalia negativa de P, significativas anomalias negativas de Ti, Sr, Rb, Nb/Ta e Y e anomalias positivas de Hf, Sm, Tb, Zr, Nd, Ce, La e Ba, com anomalias ora positivas, ora negativas, de K, U e Th. Quando normalizados ao MORB (Sun e McDonough,

1989) os padrões dos charnockitos/opdalitos da Suíte Intrusiva Aimorés na Folha Linhares não apresentam similaridade com o campo dos mangeritos pós-colisionais da Coreia (Figura 4.26c).

O conteúdo de elementos-traços dos charnockitos a opdalitos da Suíte Intrusiva Aimorés na Folha Linhares é similar ou levemente inferior à média da crosta (Wedepohl, 1995) para Rb, Ba, K, La, Ce, Sm, Nd, Hf, Zr, Gd, Y, Ti e Yb, com anomalias negativas de Cs, Th, U, Nb-Ta, Sc e Ni (Figura 4.27c). Não mostram maiores similaridades com os granitóides das suítes São Pedro de Caldas e Divinolândia (Figuras 4.27c e 4.27g, respectivamente).

Granitos da Suíte Intrusiva Aimorés: as curvas de ETR normalizadas ao condrito (Sun e McDonough, 1989) dos granitos da suíte Aimorés (Figura 4.21), mostram expressivo enriquecimento em ETRleves (350 a 1000 vezes o condrito), depleção em ETRpesados (5 a 20 vezes o condrito) e, por isso, acentuado fracionamento $(La/Yb)_n = 140$, com fracas ou inexistente anomalias negativas de Eu. Os altos valores de ETR destas rochas (curva média padrão na Figura 4.22b) e expressivo fracionamento não coincidem com o campo dos mangeritos pós-colisionais da Coreia (Whong Og et al., 2006). Na comparação com os mangeritos, charnockitos e hornblenda granitos das suítes São Pedro de Caldas e Divinolândia, SE do

Brasil (Janasi, 2002), (Figuras 4.23b,d,e), observa-se que os padrões de ETR dos granitos da Suíte Aimorés, em virtude do seu conteúdo de ETR e maior fracionamento, não apresentam similaridade. As Figuras 4.24b,f, permitem interpretar que os granitos da Folha São Gabriel da Palha têm maior similaridade com os granitóides cálcio-alcálicos G5 alto-K tipo I de Iconha, sul do Espírito Santo (Offman, 1990).

Nas curvas de elementos-traço (diagramas multielementares) normalizadas ao condrito (Sun e McDonough, 1989) (Figura 4.25c,d) destacam-se a acentuada anomalia negativa de P, significativas anomalias negativas de Ti, Sr, Rb, U, Nb-Ta e Y e anomalias positivas de Hf, Sm, Tb, Zr, Nd, Ce, La e Ba, com anomalias ora positivas, ora negativas, de K, Ba, La, Ce, Hf, Zr, Sm, Nd, Tb e Th. Quando normalizados ao MORB os padrões dos granitos da Suíte Intrusiva Aimorés não apresentam similaridade conclusiva com o campo dos mangeritos pós-colisionais da Coreia (Figura 4.26d).

O conteúdo da maioria dos elementos-traços dos granitos da Suíte Intrusiva Aimorés na Folha São Gabriel da Palha é similar ou levemente superior à média da crosta (Wedepohl, 1995), com exceção dos valores de Cs, U, Nb, Sc e Ni que são inferiores (Figura 4.27d). Quando comparados aos granitóides das suítes São Pedro de Caldas e Divinolândia (Figuras 4.27d e 4.27h, respectivamente) mostram maior similaridade com os primeiros.

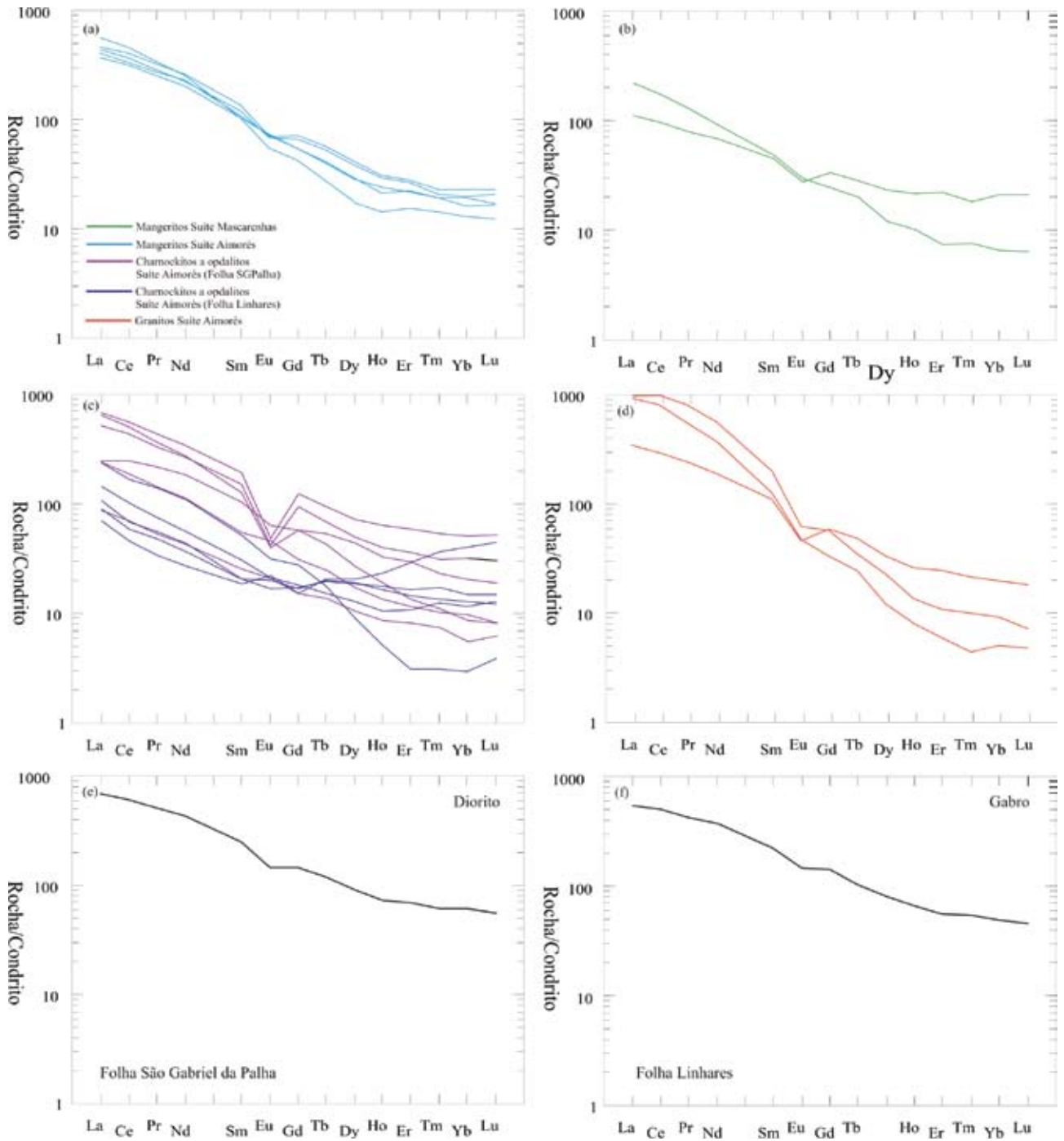


Figura 4.21 – Padrões de distribuição de ETR para as amostras das suítes Aimorés e Mascarenhas. Normalização segundo Sun e McDonough (1989).

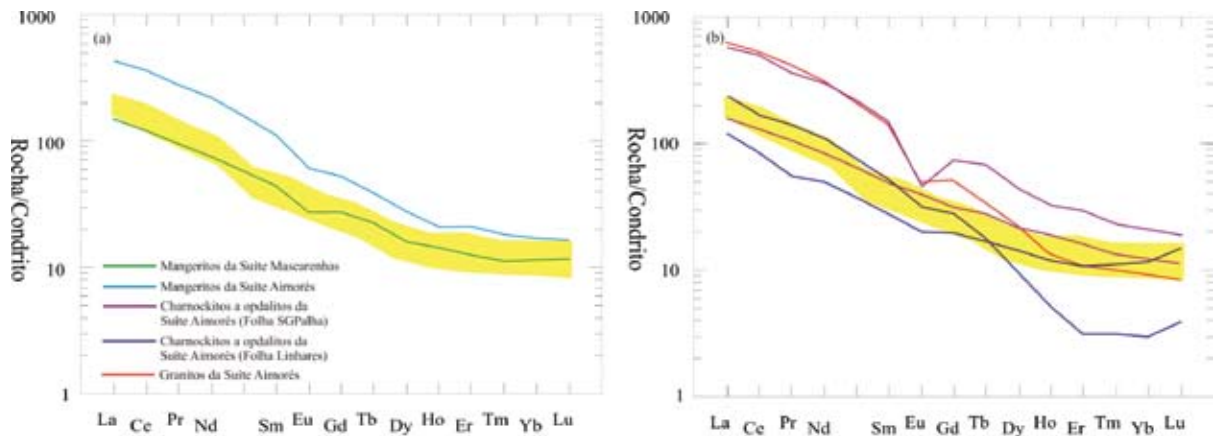


Figura 4.22 – Padrões de ETR médios dos grupos de rocha das suítes Aimorés e Mascarenhas e comparação com o campo dos mangeritos pós-colisionais da Coreia, em cor amarela (Whong Og et al., 2006). Normalização segundo Sun e McDonough (1989).

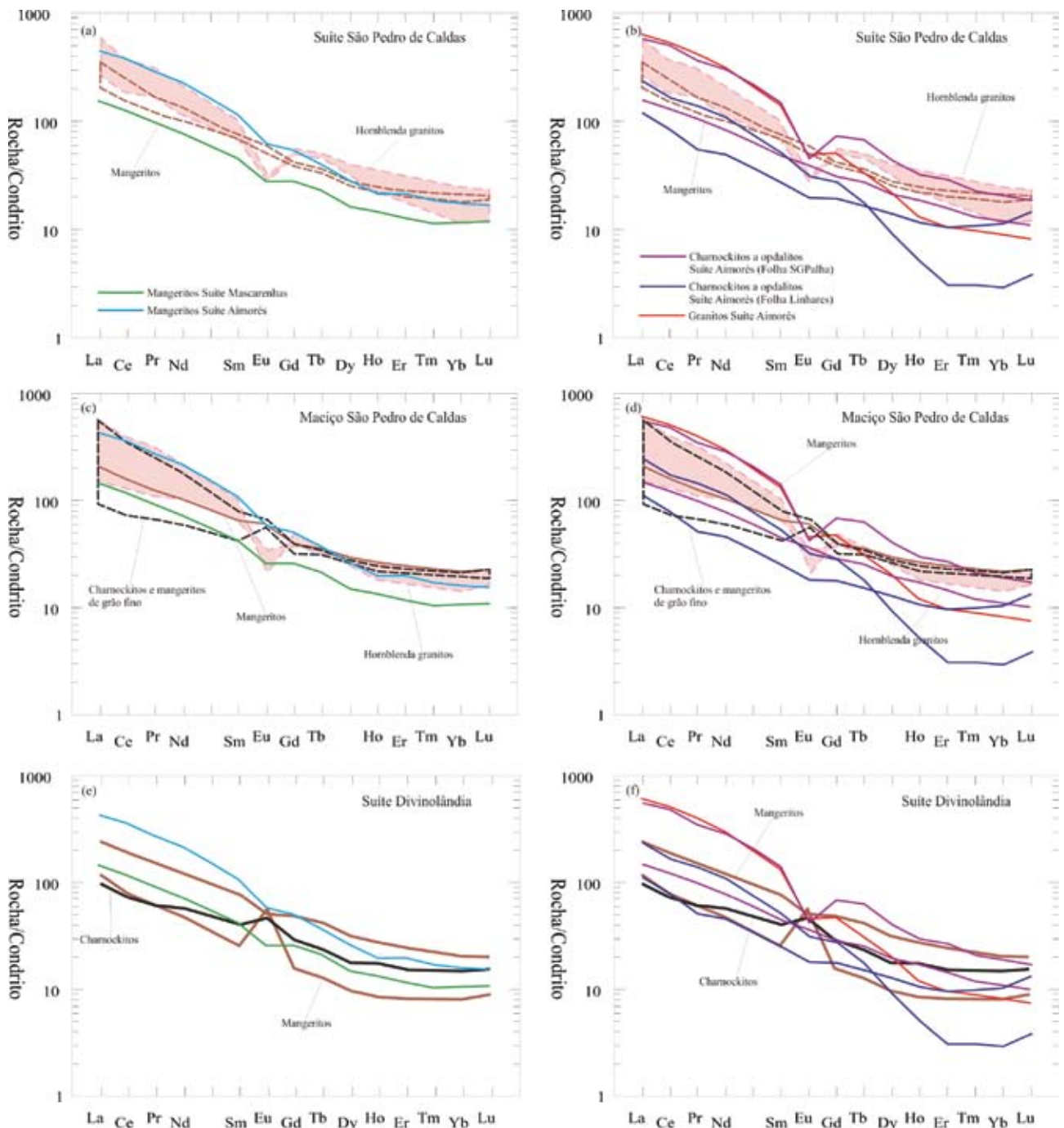


Figura 4.23 – Padrões de ETR em curvas médias das rochas das suítes Aimorés e Mascarenhas e comparação com os mangeritos, charnockitos e hornblenda granitos das suítes São Pedro de Caldas e Divinolândia, SE do Brasil (Janasi, 2002). Normalização segundo Sun e McDonough (1989).

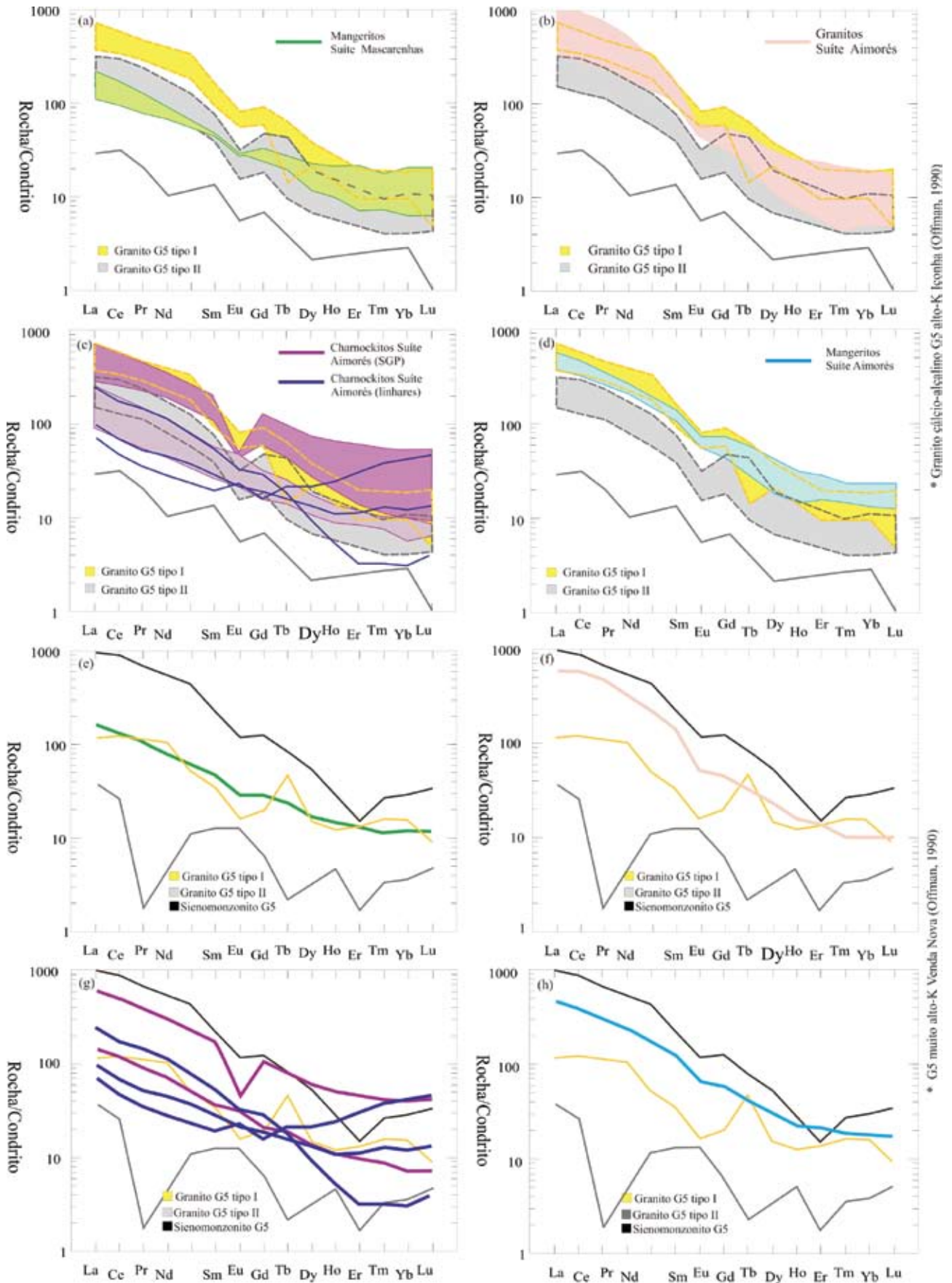


Figura 4.24 - Padrões de ETR em curvas médias das rochas das suítes Aimorés e Mascarenhas e comparação com os com os granitóides cálcio-alcálicos de Iconha e Venda Nova, sul do Espírito Santo (Offman, 1990). Normalização segundo Sun e McDonough (1989).

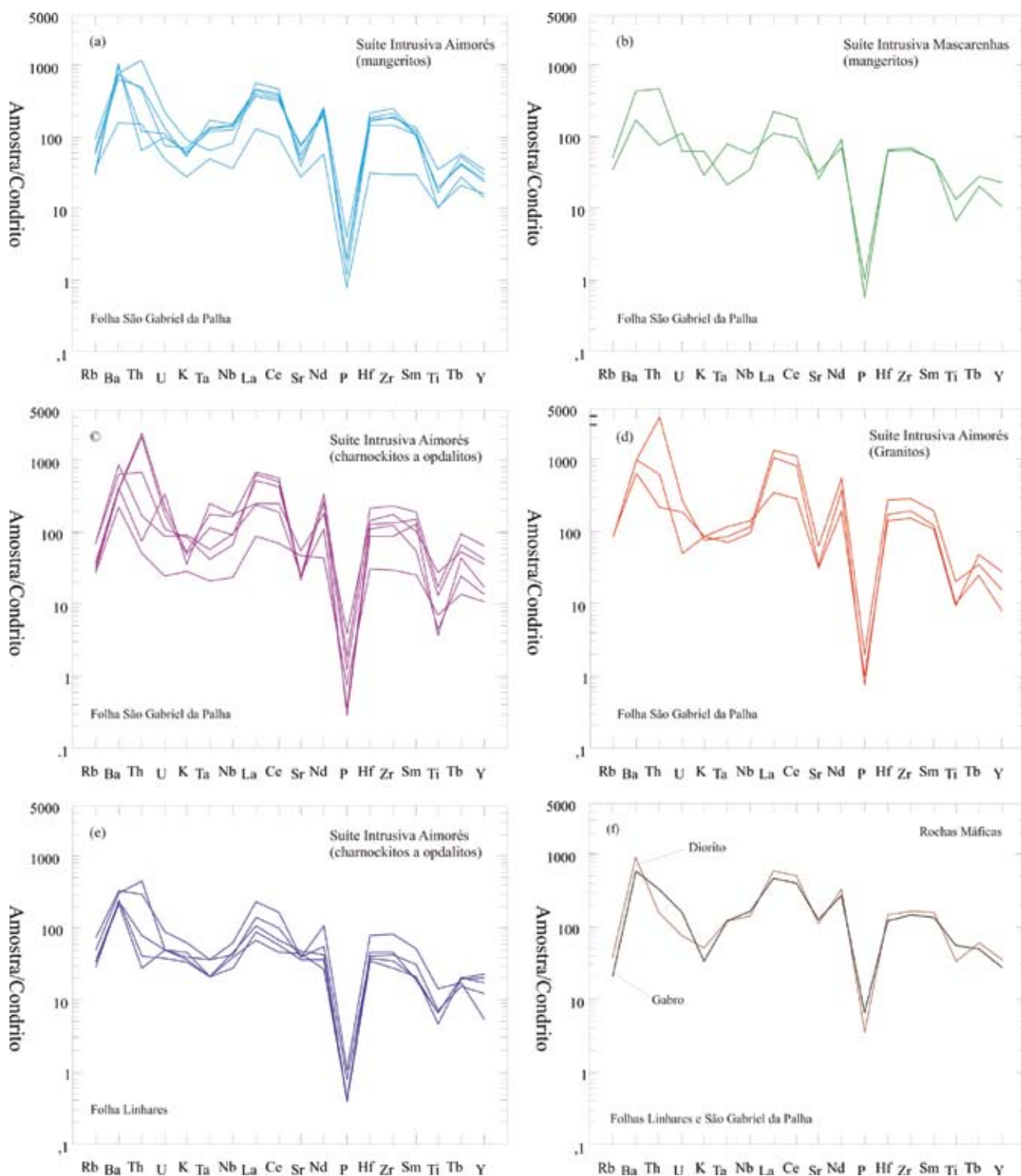


Figura 4.25 – Diagramas de multielementos das rochas das suites Aimorés e Mascarenhas nas folhas Linhares e São Gabriel da Palha. Normalização segundo Sun e McDonough (1989).

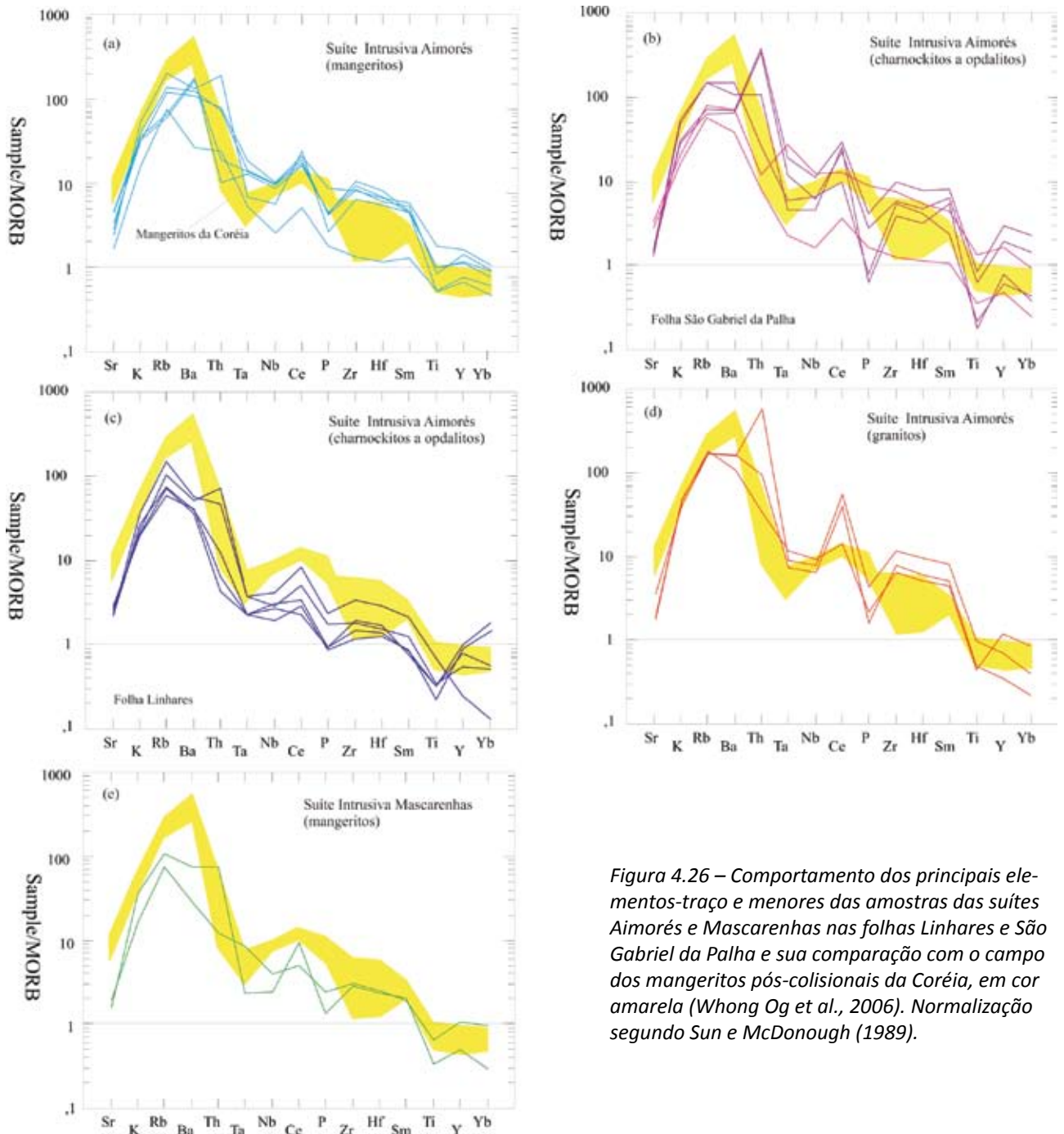


Figura 4.26 – Comportamento dos principais elementos-traço e menores das amostras das suítes Aimorés e Mascarenhas nas folhas Linhares e São Gabriel da Palha e sua comparação com o campo dos mangeritos pós-colisionais da Coréia, em cor amarela (Whong Og et al., 2006). Normalização segundo Sun e McDonough (1989).

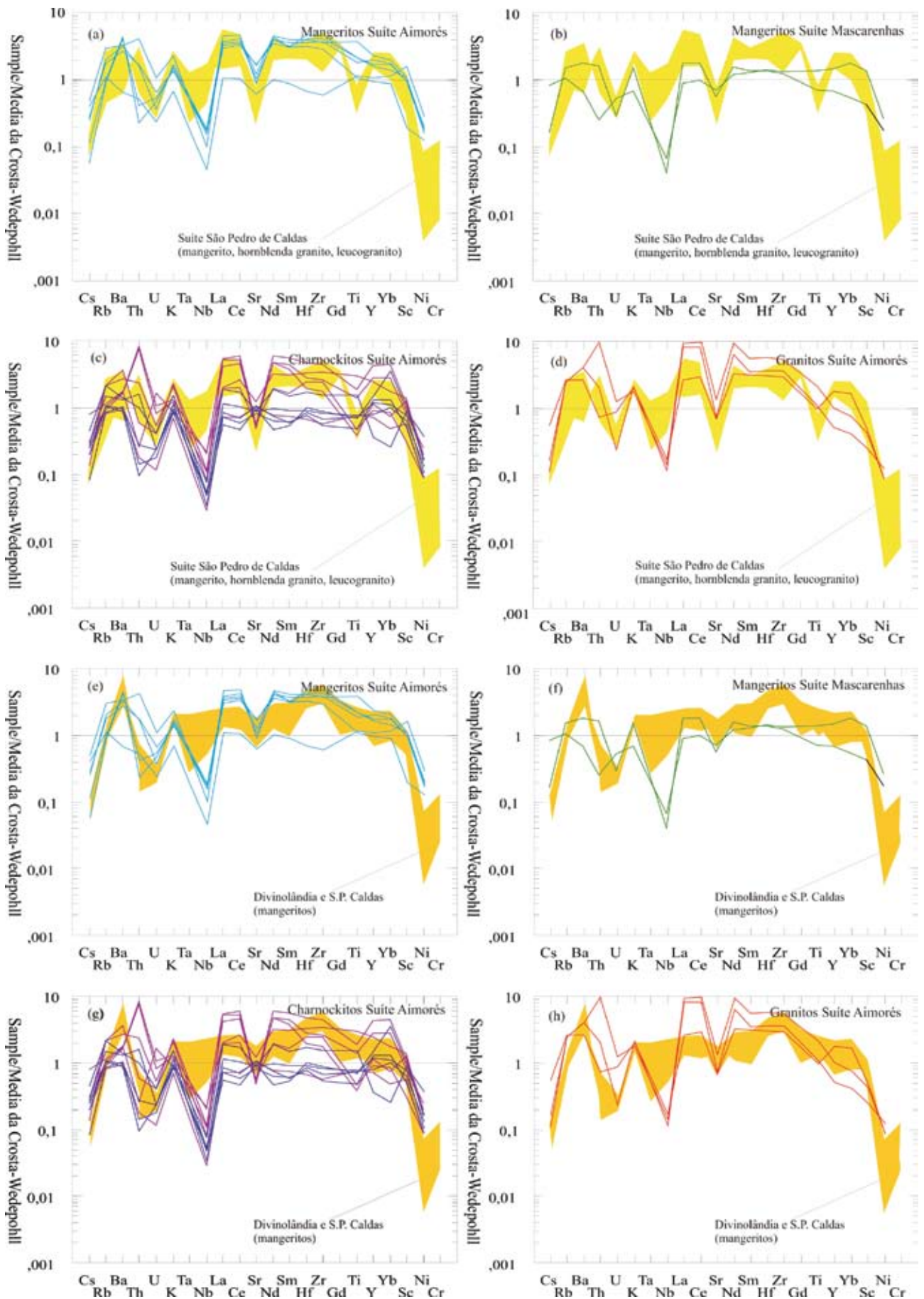


Figura 4.27 – Comportamento dos principais elementos-traço e menores das amostras das suítes Aimorés e Mascarenhas nas folhas Linhares e São Gabriel da Palha e sua comparação com os mangeritos, charnockitos e hornblenda granitos das suítes São Pedro de Caldas e Divinolândia, SE do Brasil (Janasi, 2002). Normalização segundo a média da crosta (Wedepohl, 1995).

4.2.2.1.2 Mangeritos da Suíte Mascarenhas

Tipologia: foram realizadas duas análises de rocha-total (Tabela 4.1), provenientes da Folha São Gabriel da Palha. De acordo com a classificação química da Figura 4.10a (Winchester e Floyd, 1977) e geoquímico R1 x R2 de De la Roche et al. (1980) (Figura 4.10b) os granitóides a hiperstênio dessa suíte têm composições intermediárias (granodiorito e tonalito).

O diagrama de saturação de alumina ANK vs. ACNK (Índice de Shand, Figura 4.11) ressalta que estes granitóides são fracamente metaluminosos a fracamente peraluminosos (Maniar e Piccoli, 1974) com características tipo I (Chapell e White, 1974). O diagrama TAS da Figura 4.12 mostra que são rochas sub-alcálicas (Irvine e Baragar, 1971) e caem no campo das suítes cálcio-alcálicas de Kuno (1968), enquanto os teores de K_2O do diagrama da Figura 4.13 (Rickwood, 1979) destacam afinidade cálcio-alcálica de médio a alto-K.

No diagrama AFM (Figura 4.14) as amostras encontram-se no campo cálcio-alcálico, da mesma forma que no diagrama de alcalinidade modificado (MALI) de Frost et al. (2001) (Figura 4.15a) e no diagrama de Dall'Agnol e Oliveira, 2007 (Figura 4.16), incluindo-se no campo dos granitóides Caledonianos pós-colisionais (Figura 4.15b).

O diagrama ternário da Figura 11a destaca que as amostras dessa suíte distribuem-se nos campos dos granitos anômalos e granodioritos/quarzodioritos e o da Figura 4.20b demonstra o caráter geoquímico de alto Ba-Sr.

Padrões de ETR e diagramas de multielementos

A análise dos padrões de ETR normalizados ao condrito (Sun e McDonough, 1989) dos mangeritos da Suíte Intrusiva Mascarenhas (Figura 4.21a), destaca médio fracionamento $(La/Yb)_n = 20$, ETRleves de 100 a 250 vezes o condrito, depleção em ETRpesados (6 a 20 vezes o condrito) e anomalia de Eu inexistente ou fraca. Os valores de ETR destas rochas (curva média padrão na Figura 13a) coincidem com o campo dos mangeritos pós-colisionais da Coreia (Whong Og et al., 2006), normalizados segundo MORB (Sun e McDonough, 1989).

Quando comparados aos mangeritos, charnockitos e hornblenda granitos das suítes São Pedro de Caldas e Divinolândia, SE do Brasil (Janasi, 2002), (Figuras 4.23 b,f), observa-se que os padrões de ETR dos mangeritos da Suíte Intrusiva Mascarenhas não apresentam maior similaridade. Em acréscimo, os padrões dos mangeritos Mascarenhas mostram acentuada similaridade com o campo dos granitóides cálcio-alcálicos alto-K G5 tipo I de Iconha (Figura

4.24a), (Offman, 1990), e mostram também coincidência com os granitóides G5 tipo I de Venda Nova, sul do Espírito Santo (Offman, 1990), (Figura 4.24e).

Nas curvas de elementos-traço (diagramas multielementares) normalizadas ao condrito (Figura 4.25b) destacam-se a acentuada anomalia negativa de P, significativas anomalias negativas de Ti, Rb, Sr e Y, anomalias positivas de Hf, Sm, Tb, Zr, Nd, Ce, La e Ba, com anomalias ora positivas, ora negativas, de Th, K, U, Nb e Ta. Quando normalizados ao MORB (Sun e McDonough, 1989) os padrões dos mangeritos Mascarenhas não apresentam maiores similaridades com o campo dos mangeritos pós-colisionais da Coreia (Figura 4.26a).

O conteúdo da maioria dos elementos-traço dos mangeritos Mascarenhas é similar ou levemente inferior à média da crosta e, quando normalizados à média da crosta segundo Wedepohl (1995), mostram anomalias negativas de Cs, U, Sr, Nb-Ta e Ni, enriquecimento em Nd, Sm, Hf e Zr enquanto La, Ce, K, Th, Rb, Ba, Ti, Y, Yb e Gd tem valores grosseiramente equivalentes ou levemente superiores a levemente inferiores à média da crosta (Figura 4.27a). Quando comparados aos granitóides das suítes São Pedro de Caldas e Divinolândia (Figuras 4.27b e 4.27f, respectivamente) percebe-se a inexistência de grandes similaridades.

4.2.2.1.3 Rochas máficas

As rochas máficas estudadas correspondem a um diorito (amostra OF-022) na Folha São Gabriel da Palha e a um gabro (amostra SA-16) na Folha Linhares. A sílica varia de 48,61 a 54,97 % em peso, CaO de 6,20 a 7,84 % em peso, Na₂O de 2,41 a 2,72 % em peso, TiO₂ de 2,45 a 4,00 % em peso, Fe₂O₃ de 9,89 a 15,22 % em peso e MgO de 2,69 a 3,43 % em peso.

Os padrões de ETR são similares para as duas rochas (Figura 4.21) e mostram alto valor de ETRleves (500 a 700 vezes o condrito), médio ETRpesados (40 a 50 vezes o condrito), fracionamento de valor moderado – $(La/Yb)_n \sim 15$, com fraca anomalia negativa de Eu. Os diagramas de multielementos são igualmente similares (Figura 4.25), com enriquecimento em Ba, La, Ce, Nd, Sm, Hf e Zr, anomalias negativas de Rb, U, Th, K, Nb, P, Sr, Ti e Y. As similaridades nos teores de ETR, elementos-traço e menores indicam rochas de uma mesma série magmática.

O diagrama discriminante AFM da Figura 4.28a indica que se trata de rochas de assinatura toleítica, enquanto os diagramas que usam elementos-traço (Figuras 4.28b,c,d,e) mostram a sua associação com ambientes intraplaca e a Figura 4.28f demonstra a sua natureza continental.

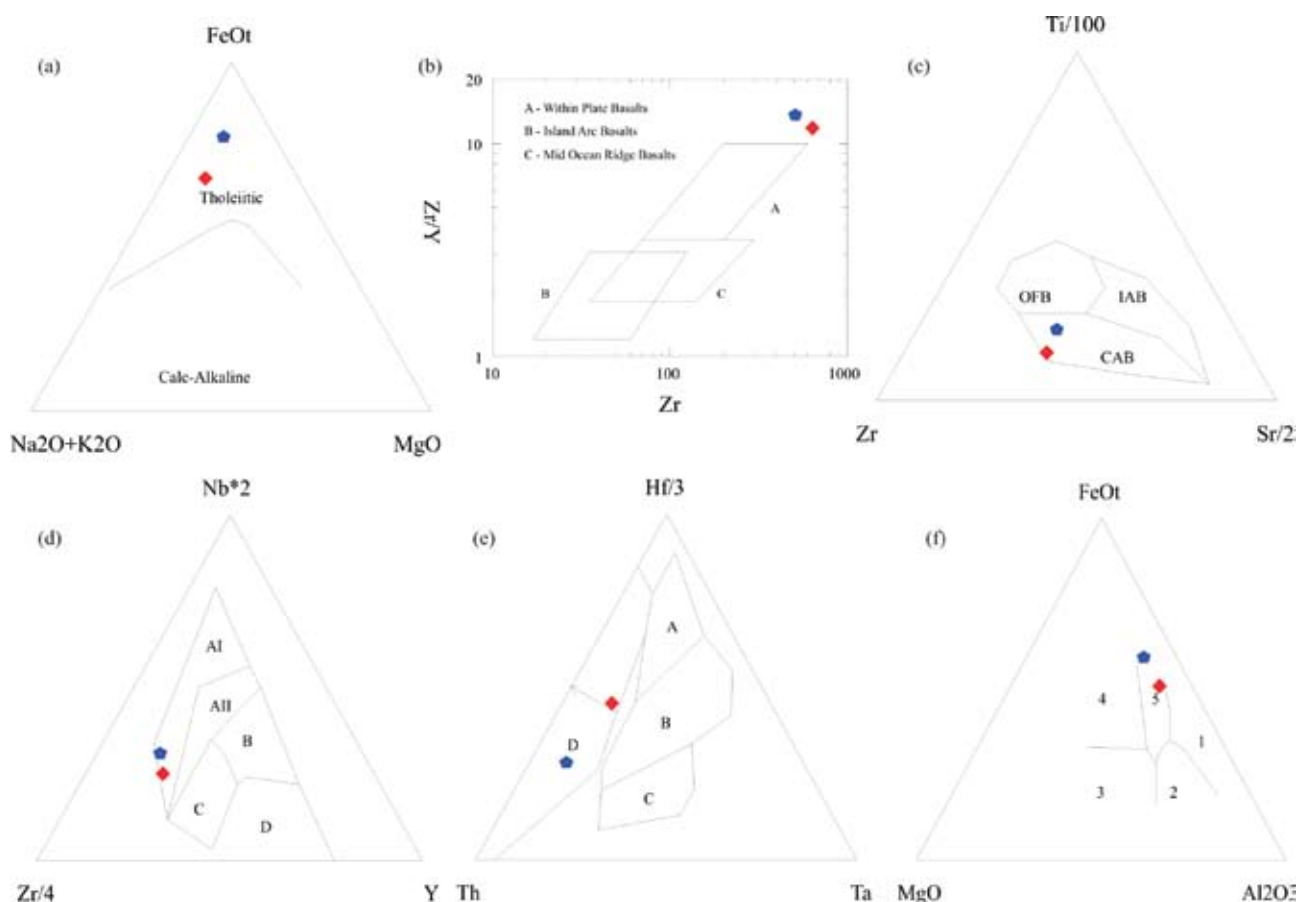


Figura 4.28 – Diagramas discriminantes para rochas máficas e seus respectivos ambientes: (a) Irvine e Baragar, 1971; (b) Pearce e Norris, 1979; (c) Pearce Caan, 1973; (d) Meschede, 1986; (e) Wood, 1980 e (f) Pearce, 1977. Símbolos como na Figura 4.15.

4.2.2.1.4 Compartimentação tectônica, fontes e petrogênese.

Os mangeritos e charnockitos/opdalitos cálcio-alcálicos de médio a alto-K da Suíte Intrusiva Aimorés e mangeritos da Suíte Intrusiva Mascarenhas têm altas concentrações de Ba e Sr, baixas razões Rb/Zr, K/Rb, Rb/Sr e alta Rb/Cs, com baixas concentrações de Ti, Y, Rb, e Nb-Ta, Pb e Hf baixos a moderados, porém com Zr e Zn altos. O comportamento do conjunto associa-se a magmas cálcio-alcálicos gerados tanto em ambientes geotectônicos de subducção quanto pós-colisionais (Brown et al., 1984, Harris et al., 1986, Pearce 1996, Barbarin 1999). Em contraste, o *trend* cálcio-alcálico de muito alto-K dos granitos da Suíte Intrusiva Aimorés relaciona-se tanto ao ambiente tectônico pós-colisional quanto intra-placa (Sylvester 1989, Pearce 1996).

Rochas granitóides são usadas para caracterizar ambientes tectônicos, sua relação com as condições de *emplacement* e natureza das fontes (Harris et al., 1986; Collins et al., 1982; Pearce et al., 1984; Whalen et al., 1987; Eby, 1990, 1992). Dentre as muitas subdivisões, em termos de geoquímica e petrologia, os diagramas de Pearce et al. (1984) e Batchelor &

Bowden (1985) permanecem como os mais usados, relacionando geoquímica a compartimentos tectônicos, conforme discussão em Barbarin (1999).

O ambiente pós-colisional caracteriza-se por grandes intrusões de magmas cálcio-alcálicos de alto-K. Neste ambiente tectônico os processos de gênese magmática finalizam com quantidades menores de magmas cálcio-alcálicos alto-K fortemente evoluídos, que marcam o final de uma orogenia. Magmatismo cálcio-alcálico alto-K fortemente evoluído mostra algumas similaridades com granitos tipo A (Liégeois et al., 1998). Como destacado por Pearce (1996), granitos pós-colisionais são os mais difíceis de classificar, assim alguns têm fontes matélicas ligadas à subducção com muitas características de arco vulcânico enquanto outros mostram características intra-placas. Em acréscimo, Pearce (1996) ressalta a complexidade na classificação de granitóides pós-colisionais; ele enfatiza que a composição dos fundidos pós-colisionais é controlada pela espessura da litosfera e composição da crosta envolvida na colisão, tempo de magmatismo e a sua posição no orógeno. A variação desses parâmetros pode fazer com que os fundidos pós-colisionais ocupem o campo de arco vulcânico ou mesmo intra-placa. Barbarin

(1999) mostrou que rochas cálcio-alcálicas alto-K podem ocorrer também em fases pós-orogênicas e na transição entre ambientes tectônicos convergentes e divergentes em margens de placas continentais.

Nos diagramas discriminantes para ambientes tectônicos (Pearce *et al.* 1984,1996), (Figuras 4.29a,b), as rochas pós-colisionais das suítes intrusivas Aimorés e Mascarenhas distribuem-se entre os campos dos gra-

nitos de arco vulcânico, sin-colisionais e intra-placas. O posicionamento das amostras nas proximidades das intersecções destes três campos sinaliza para comportamento ambíguo característico de ambientes pós-colisionais (Pearce, 1996), uma vez que a grande variedade de fontes possíveis para esses granitóides faz com que seu domínio composicional se superponha aos demais domínios do diagrama Rb x (Y+Nb).

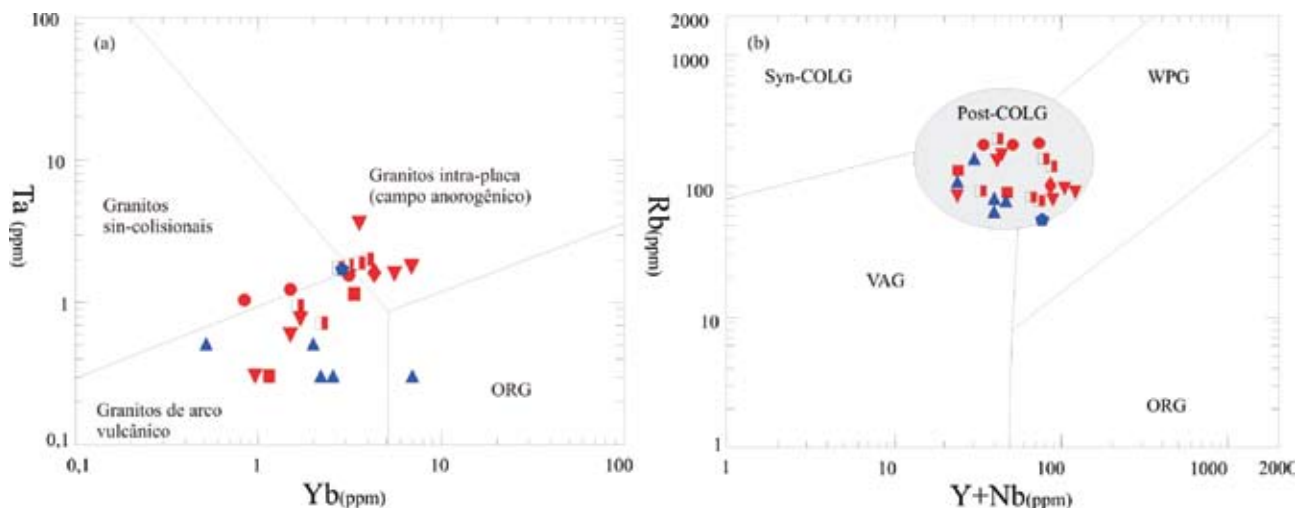


Figura 4.29 – Em (a) diagrama de discriminação tectônica de Pearce *et al.*(1984) a partir do cruzamento Yb x Ta e em (b) usando Y+Nb x Rb com a definição do ambiente pós-colisional (Pearce *et al.*, 1996). Símbolos como na Figura 4.15.

Harris *et al.* (1986), propõem a utilização dos elementos Ta e Hf no lugar de Nb e Y por considerarem que aqueles elementos refletem melhor a composição química das rochas-fonte dos magmas graníticos e os processos de diferenciação, porém mantém o Rb como um dos elementos

discriminantes, apesar desse elemento ser muito sensível a reequilíbrios tardios. Assim, no diagrama da Figura 4.30 as análises posicionam-se no campo dos granitos de arco sugerindo, principalmente, predomínio de fontes relacionadas a arcos vulcânicos.

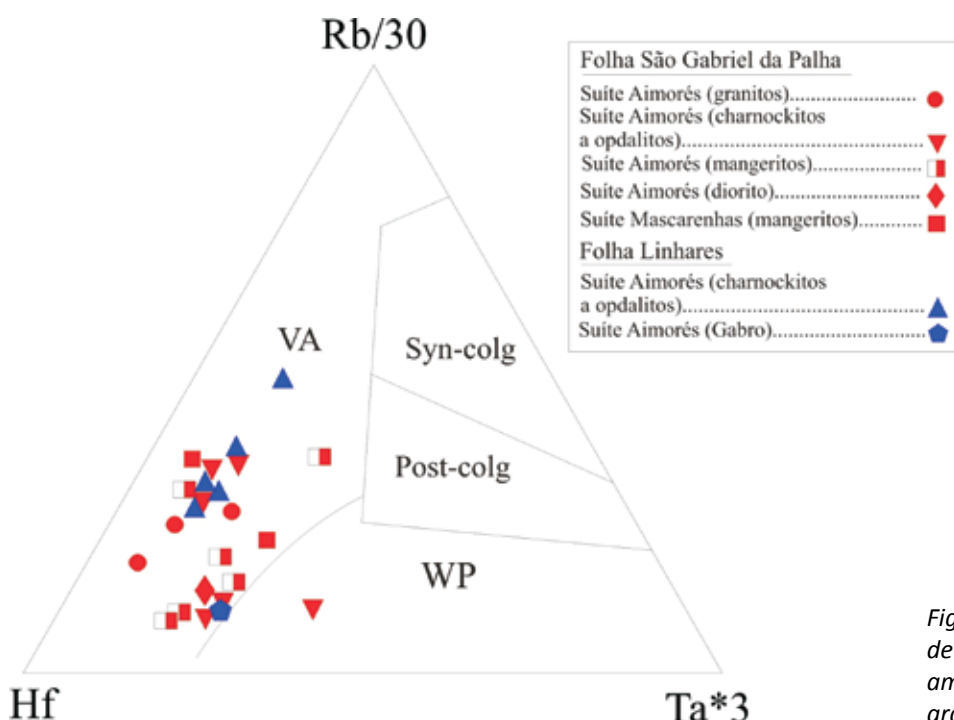


Figura 4.30 - Diagrama ternário de Harris *et al.* (1986) com as amostras ocupando o campo dos granitóides de arco vulcânico.

Hart e Reid (1991) mostraram que magmas de arcos vulcânicos têm baixas razões Rb/Cs (menores que 40). No diagrama da Figura 4.31a, as amostras das suítes intrusivas Aimorés e Mascarenhas apresentam valores com grande dispersão, porém elevados, sugerindo gênese associada a processos petrogenéticos mais apropriados a ambientes pós-colisionais, com contaminação de crosta continentalizada.

Harris et al. (1986), estudando rochas de várias zonas de colisão continente x continente de idade

fanerozóica, propuseram uma subdivisão em quatro grupos de intrusões, cada uma associada com um estágio particular da evolução tectônica e com características geoquímicas que as distinguem umas das outras. As rochas das suítes intrusivas Aimorés e Mascarenhas (Figura 4.31b) exibem baixas razões Rb/Zr (menores que 4), o que é característico de intrusões dos grupos I (intrusões pré-colisionais cálcio-alcalinas de arco vulcânico) e III (intrusões cálcio-alcalinas tardi a pós-colisionais).

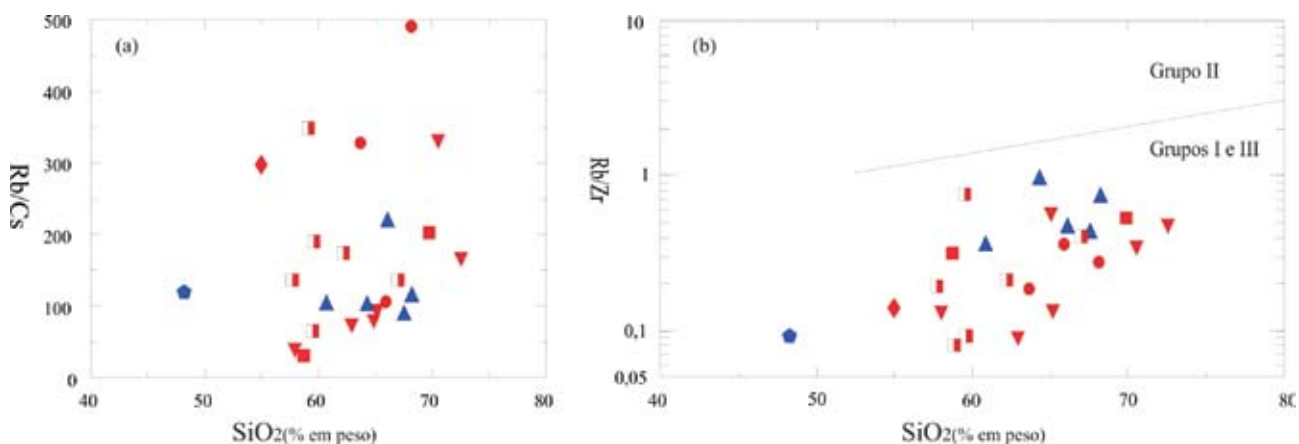


Figura 4.31 - Em (a) razão Rb/Cs vs. SiO₂ (Hart e Reid, 1991) e em (b) razão Rb/Zr vs. SiO₂ (Harris et al., 1986), usadas para caracterizar ambientes tectônicos. Símbolos como Figura 4.29.

No diagrama discriminante da Figura 4.32 (Zr vs. (Nb/Zr)_n, Thieblemont e Tegye, 1994) as rochas das suítes intrusivas Mascarenhas e Aimorés preenchem principalmente o campo dos magmas relacionados a colisões enquanto na Figura 4.33 os valores analíticos das amostras da Suíte Intrusiva

Aimorés da Folha São Gabriel da Palha distribuem-se nos campos dos magmas de fontes intra-placa e relacionados a arcos pós-colisionais, enquanto os charnockitos Aimorés e os mangeritos Mascarenhas ocupam o campo dos magmas de arcos pós-colisionais.

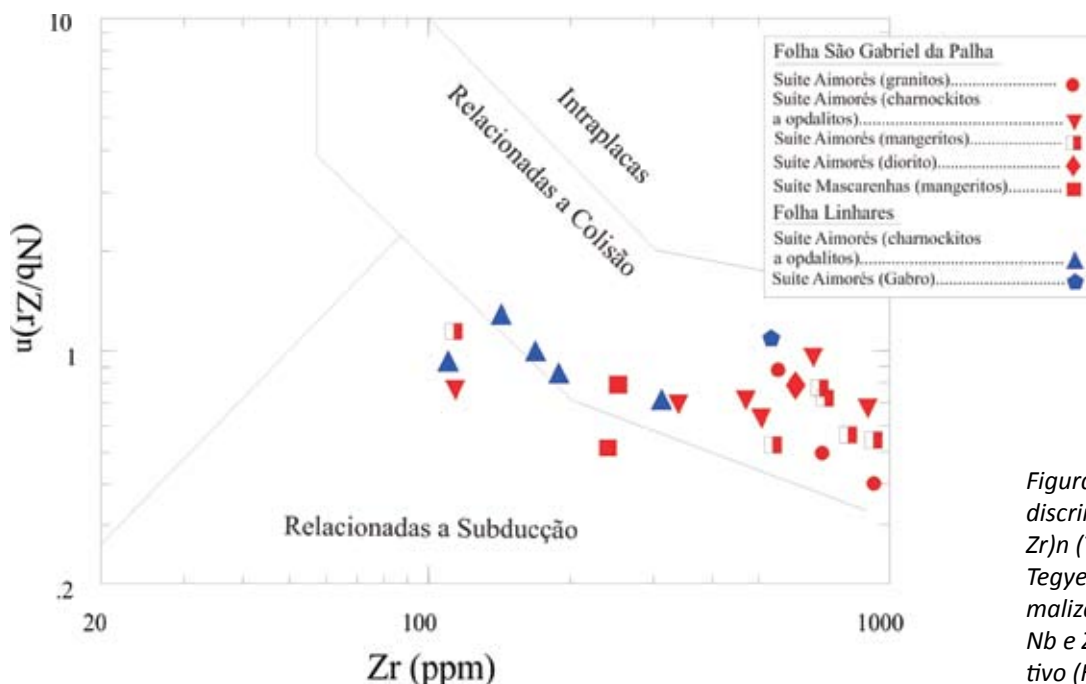


Figura 4.32 - Diagrama discriminante Zr vs. (Nb/Zr)_n (Thieblemont e Tegye, 1994) com normalização dos valores de Nb e Zr ao manto primitivo (Hofmann, 1988).

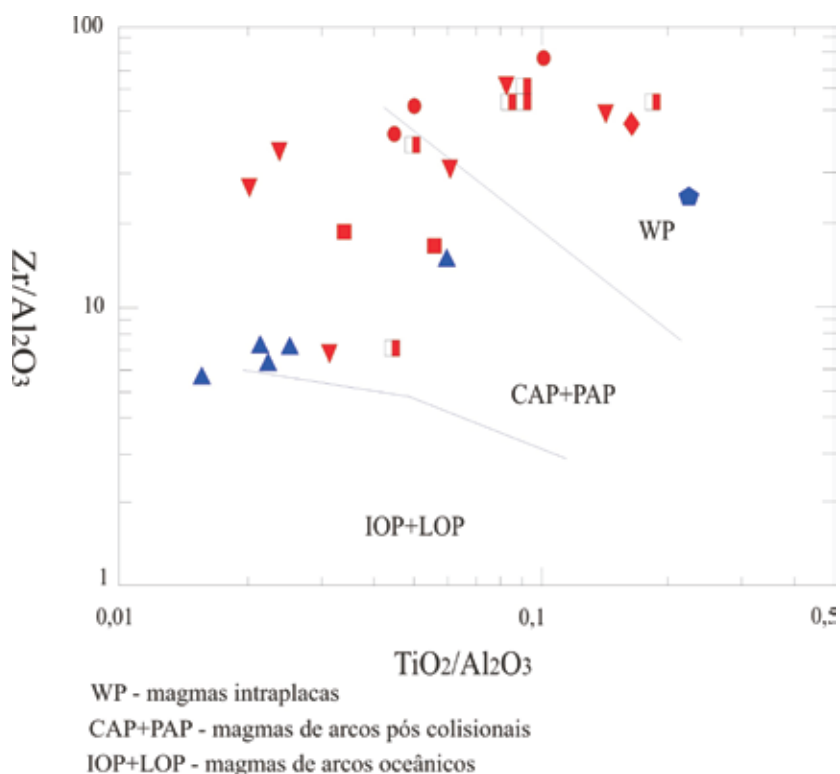


Figura 4.33 - Diagrama de discriminação tectônica para as rochas das suítes Aimorés e Mascarenhas (Muller et al., 1992). Ambientes geradores de magma. Símbolos como na Figura 4.31.

Elementos como U e Cs são consistentes marcadores de fontes e ressaltam muito bem quando há mistura de magmas. A crosta continental tem valores médios de U \approx 0,91 ppm e Cs \approx 1,0 ppm, a crosta superior com U \approx 2,8 ppm e Cs \approx 3,7 ppm e a crosta inferior mostra valores U \approx 0,28 ppm e Cs \approx 0,10 ppm. Analisando a Tabela 4.1 percebe-se que os valores de Cs dos mangeritos Mascarenhas indicam fontes localizadas em crosta inferior a média com participação subordinada de material de crosta superior, da mesma forma que os teores de U; os valores de Cs e U dos mangeritos Aimorés indicam fontes dominantes localizadas na crosta intermediária da mesma maneira que os valores de Cs e U dos charnockitos Aimorés (Folha São Gabriel da Palha). Os charnockitos Aimorés na Folha Linhares mostram valores de Cs compatíveis com fontes de crosta média a superior, porém os valores de U são coerentes com fontes de crosta inferior a média. Os granitos Aimorés, contudo, mostram valores de Cs e U provenientes tanto de fontes da crosta média quanto superior.

A razão Hf/Ta também é um indicador confiável sobre a natureza das fontes magmáticas. Para os mangeritos da Suíte Intrusiva Mascarenhas uma amostra apresenta valor 6 e a outra 23. A diferença nas razões Hf/Ta (altas e baixas) das rochas desta suíte possivelmente indicam mistura de magmas contaminados e não-contaminados por material de crosta continental.

Os mangeritos, charnockitos e granitos da Suíte Intrusiva Aimorés das Folhas São Gabriel da Palha e Linhares mostram o mesmo padrão com as razões

Hf/Ta configurando amplos intervalos (desde 4,5 até 24) e estas diferenças nas razões (altas e baixas), à semelhança dos mangeritos da Suíte Mascarenhas, configuram processo petrogenético com mistura de magmas contaminados e não-contaminados por material de crosta continental.

Embora processos tais como mistura de magmas, variados graus de fusão parcial, assimilação e/ou contaminação, entre outros, são propostos para explicar a diferenciação de corpos magmáticos, em geral a cristalização fracionada é tida como o processo dominante (Wilson, 1989). Na evolução dos corpos granitóides cálcio-alcálicos tipo-I das folhas Linhares e São Gabriel da Palha o empobrecimento gradativo em TiO₂, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO e P₂O₅ com o aumento do conteúdo de SiO₂ são consistentes com a progressiva remoção de silicatos máficos (biotita, clinopiroxênio e anfibólio), óxidos de Fe-Ti e apatita de um magma parental manto-derivado. Por outro lado, a convexidade voltada para cima na curva Al₂O₃ x SiO₂, com inflexão em torno dos 60% de SiO₂ sugere que o fracionamento do feldspato pode ter sido importante durante a formação dos granitóides. Nesse sentido, a co-variação das razões Rb/Sr e Rb/Ba, ambas aumentando com a evolução da diferenciação, reforçam a possibilidade que o plagioclásio e o K-feldspatos foram fases fracionadas importantes na evolução petrogenética da suíte.

A razão Hf/Ta em correlação positiva com SiO₂ sinaliza para a crescente participação de material crustal na geração do magma primário, hipótese corroborada pela evolução da razão

Rb/Th vs. Rb (Figura 4.34). Nesse sentido o amplo espalhamento composicional observado nas razões Th/Ta nas amostras dos charnockitos/opdalitos, granitos e mangeritos da Suíte Intrusiva Aimorés e nos mangeritos da Suíte Intrusiva Mascarenhas nas folhas São Gabriel da Palha e Linhares sugere magmas de fontes mantélicas com mistura de material de crosta continental e

crosta continental superior com possível contribuição de material sedimentar.

Valores de Rb x Sr podem ser usados para estimar a espessura da crosta em regiões orogênicas (Condie, 1973). No diagrama da Figura 4.35 o cruzamento destes dois elementos sugere espessura de crosta, na região que compreende as folhas Linhares e São Gabriel da Palha, entre 27 e 35 km.

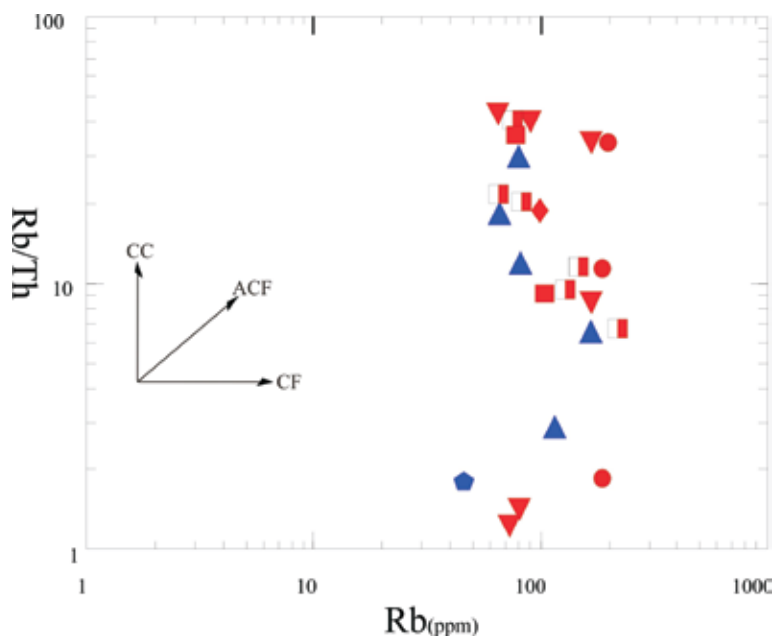


Figura 4.34 – Diagrama Rb/Th vs. Rb e a indicação de que o processo de contaminação crustal foi importante. CC-contaminação crustal; ACF-cristalização fracionada com assimilação; CF-cristalização fracionada. Símbolos como na Figura 4.31.

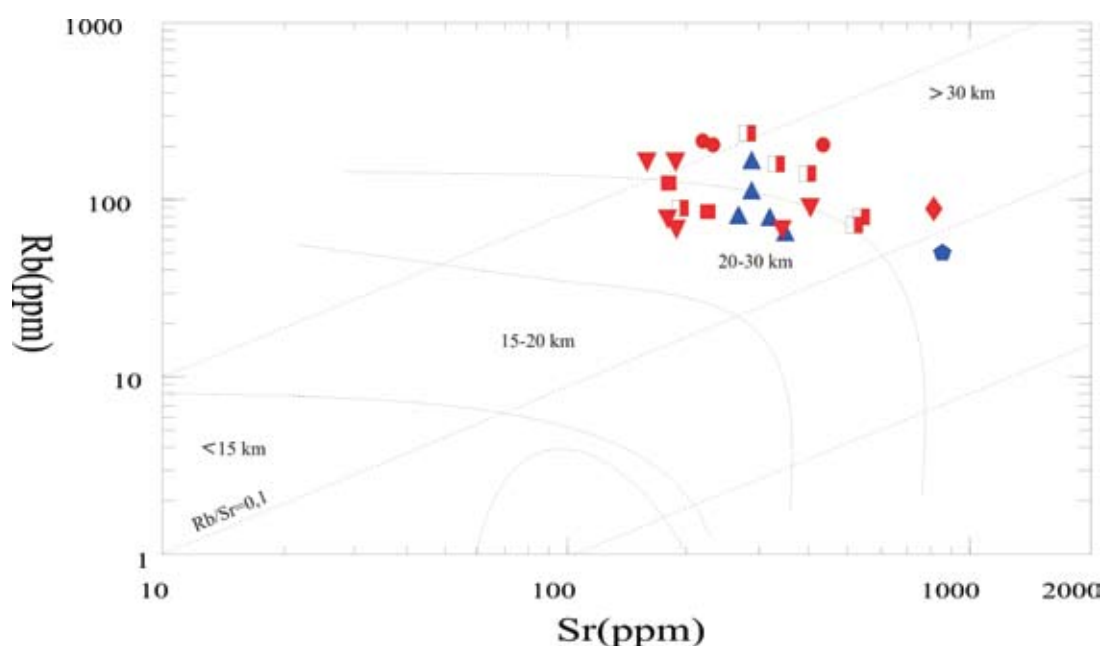


Figura 4.35 – Diagrama de estimativa de espessura da crosta considerando valores de Sr x Rb (Condie, Swenson e Hayslip, 1972; Condie, 1973). Símbolos como na Figura 4.31.

Tabela 4.1- Valores analíticos das amostras das suítes Aimorés e Mascarenhas nas folhas Linhares e São Gabriel da Palha.

São Gabriel da Palha									
Amostra	SS033	SS039	LC168	OF144	SS027A	OF051	OF022	OF074B	OF117
Rocha	Mangerito Mascarenhas	Mangerito Mascarenhas	Mangerito Aimorés	Mangerito Aimorés	Mangerito Aimorés	Mangerito Aimorés	Diorito	Mangerito Aimorés	Mangerito Aimorés
SiO2	58.95	70.05	59.10	59.80	59.83	57.99	54.97	67.28	62.51
TiO2	0.97	0.50	1.48	0.79	1.46	2.62	2.45	0.75	1.25
Al2O3	16.91	14.29	16.21	17.47	16.14	13.85	14.54	14.56	14.50
Fe2O3	7.88	3.70	8.47	7.70	8.04	10.17	9.89	5.06	8.66
MnO	0.13	0.05	0.13	0.14	0.12	0.14	0.13	0.05	0.14
MgO	2.54	0.88	1.55	3.36	1.54	1.74	2.69	0.56	0.97
CaO	5.45	2.72	4.74	5.76	4.61	4.71	6.20	1.65	3.28
Na2O	3.22	2.66	3.36	2.50	3.28	2.50	2.72	2.26	2.76
K2O	1.88	4.07	3.77	1.82	4.17	3.58	3.39	6.08	4.59
P2O5	0.29	0.16	0.55	0.22	0.56	1.10	0.99	0.33	0.53
TOTAL	99.93	99.88	99.57	99.96	99.55	99.71	99.57	99.68	99.69
Ba	406.30	1047.10	2384.90	381.40	2527.20	1554.20	2203.50	1901.90	1805.80
Rb	82.00	119.40	68.70	85.70	74.80	133.60	89.30	225.80	153.50
Sr	234.10	187.50	536.50	200.00	564.00	408.70	811.10	289.30	343.30
Y	35.60	16.50	39.70	25.80	38.00	55.00	53.90	22.30	47.60
Zr	268.40	253.10	958.20	118.10	838.00	720.90	635.20	575.40	745.80
Nb	14.00	8.50	34.30	9.00	31.20	36.90	34.30	20.00	35.70
Th	2.20	13.60	3.50	4.40	1.90	14.50	4.60	35.10	13.80
Pb	1.40	0.90	0.90	1.60	0.80	2.10	2.50	4.40	1.70
Ga	22.10	16.40	25.20	21.20	22.70	27.40	24.80	25.00	26.90
Zn	49.00	32.00	43.00	48.00	35.00	123.00	116.00	100.00	94.00
Cu	19.10	5.30	8.10	38.20	6.80	13.80	16.80	7.30	11.70
Ni	15.00	10.00	11.00	16.00	10.00	10.00	18.00	7.00	9.00
V	111.00	37.00	78.00	157.00	76.00	103.00	170.00	26.00	49.00
Hf	7.00	6.70	23.00	3.30	19.80	19.30	15.50	15.40	17.30
Cs	3.00	0.60	0.20	1.40	0.40	1.00	0.30	1.70	0.90
Sc	22.00	7.00	15.00	25.00	17.00	17.00	19.00	3.00	15.00
Ta	1.10	0.30	1.80	0.70	1.70	2.40	1.70	0.90	1.90
Co	16.20	6.70	12.20	18.30	12.20	17.60	19.80	5.70	12.70
Be	2.00	2.00	2.00	1.00	1.00	3.00	3.00	2.00	3.00
U	0.90	0.50	0.90	0.40	0.80	1.10	0.60	1.80	0.60
W	0.30	0.10	0.50	0.20	0.30	0.60	0.20	0.80	0.40
Sn	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	2.00	1.00	1.00
Mo	0.50	0.30	1.10	0.20	0.70	1.10	0.80	1.30	0.90
Au	1.40	0.50	1.60	5.60	0.50	0.50	0.70	0.90	0.50
La	26.90	53.60	96.10	31.50	88.00	111.00	142.20	134.60	105.30
Ce	59.00	109.30	207.50	61.50	193.80	248.00	314.70	283.30	225.30
Pr	7.52	12.52	25.88	7.12	24.04	31.00	38.78	32.89	27.49
Nd	32.50	43.00	107.30	26.70	94.90	122.80	153.70	119.90	106.20
Sm	6.90	7.40	16.70	4.60	16.00	21.10	23.90	16.20	18.80
Eu	1.62	1.72	4.17	1.20	4.31	4.14	4.43	3.21	4.03
Gd	6.89	5.00	11.22	4.44	11.24	15.03	15.53	8.88	13.98
Tb	1.05	0.75	1.56	0.79	1.53	2.16	2.22	1.05	2.00
Dy	5.91	3.05	7.61	4.48	7.42	10.65	10.46	4.60	9.97
Ho	1.21	0.57	1.23	0.83	1.38	1.79	1.73	0.71	1.67
Er	3.64	1.21	3.79	2.57	3.70	4.65	4.69	1.84	4.44
Tm	0.46	0.19	0.50	0.37	0.50	0.59	0.62	0.25	0.54
Yb	3.54	1.08	3.32	2.26	2.80	3.95	4.11	1.71	3.42
Lu	0.53	0.16	0.44	0.32	0.43	0.59	0.53	0.24	0.54

Tabela 4.1 – Continuação.

São Gabriel da Palha									
Amostra	OF174A	OF172A	OF198	SS058	SS023	OF245C	OF156	OF166B	SS094
Rocha	Charnockito Aimorés	Charnockito Aimorés	Charnockito Aimorés	Charnockito Aimorés	Charnockito Aimorés	Charnockito Aimorés	Granito Aimorés	Granito Aimorés	Granito Aimorés
SiO2	72.48	70.51	62.94	65.12	65.04	57.97	63.94	66.15	68.40
TiO2	0.27	0.33	1.31	0.97	0.54	2.03	1.51	0.69	0.76
Al2O3	13.32	13.76	15.18	15.93	17.09	14.13	14.55	14.97	14.78
Fe2O3	3.39	3.28	7.84	5.40	5.32	11.50	5.47	5.37	4.04
MnO	0.05	0.05	0.13	0.08	0.10	0.17	0.06	0.08	0.03
MgO	0.18	0.16	1.48	1.33	1.59	1.52	1.29	0.63	0.65
CaO	1.51	1.53	3.62	3.98	4.80	4.55	3.34	2.30	1.62
Na2O	2.57	2.68	2.83	2.93	2.99	2.67	2.50	3.14	2.42
K2O	5.51	6.10	3.49	3.24	1.86	2.38	4.89	5.53	5.70
P2O5	0.08	0.10	0.53	0.35	0.21	1.12	0.56	0.28	0.21
TOTAL	99.77	99.71	99.75	99.83	99.94	99.74	99.52	99.74	99.60
Ba	1536.50	2096.40	980.50	938.10	536.50	1019.10	2319.70	1539.60	2379.20
Rb	165.10	165.30	78.70	70.30	64.20	88.80	195.00	204.40	194.80
Sr	158.90	188.00	180.30	181.60	341.60	401.60	448.00	226.30	242.30
Y	27.30	21.30	101.20	66.10	17.00	57.40	24.70	42.80	12.50
Zr	347.60	486.40	894.60	528.20	114.10	682.70	1086.40	593.10	737.10
Nb	16.40	23.50	40.80	22.40	5.90	44.50	29.10	34.60	24.00
Th	19.70	4.90	68.40	62.60	1.50	2.20	108.90	6.30	17.70
Pb	1.90	1.00	2.60	2.70	1.00	1.60	7.50	1.80	2.80
Ga	20.80	20.00	22.30	21.90	18.30	24.40	26.60	24.10	22.60
Zn	56.00	47.00	55.00	48.00	48.00	118.00	146.00	86.00	83.00
Cu	5.80	3.30	17.90	14.70	6.40	21.90	9.40	4.30	6.80
Ni	11.00	5.00	9.00	14.00	5.00	9.00	5.00	5.00	7.00
V	5.00	5.00	69.00	66.00	54.00	72.00	62.00	22.00	28.00
Hf	9.30	12.00	22.80	13.70	3.30	15.70	28.70	15.00	18.10
Cs	1.00	0.50	1.10	0.90	0.70	2.80	0.60	2.00	0.40
Sc	20.00	5.00	18.00	13.00	9.00	22.00	7.00	8.00	4.00
Ta	0.60	0.80	2.50	1.60	0.30	3.60	1.20	1.60	1.00
Co	1.50	1.70	12.80	10.60	8.40	13.70	8.90	5.50	4.40
Be	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	3.00	4.00	2.00	2.00
U	0.90	0.70	1.80	1.40	0.20	2.80	2.10	1.50	0.40
W	0.10	0.20	0.80	0.50	0.10	1.70	0.20	0.50	0.10
Sn	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.00
Mo	0.70	0.80	0.90	0.60	0.10	0.90	0.70	2.70	0.90
Au	0.50	0.50	0.50	0.50	1.00	0.50	0.50	0.80	0.50
La	153.50	57.40	161.30	124.30	21.10	59.00	318.40	80.20	250.30
Ce	311.00	117.70	349.00	270.10	43.20	153.40	672.70	175.50	488.10
Pr	35.22	13.72	41.89	32.23	5.17	21.04	75.21	22.57	51.18
Nd	127.40	52.60	159.30	124.80	20.30	85.80	256.00	88.40	174.60
Sm	19.60	8.50	29.60	23.10	3.90	16.10	29.90	16.60	18.80
Eu	2.32	2.68	2.84	2.43	1.21	3.75	3.56	2.61	2.67
Gd	11.99	6.38	25.38	19.48	3.16	11.78	11.68	11.80	6.73
Tb	1.62	0.94	3.57	2.57	0.52	2.00	1.31	1.77	0.92
Dy	6.88	4.44	18.62	12.86	2.66	11.22	5.62	8.39	3.08
Ho	1.07	0.76	3.63	2.28	0.49	1.85	0.75	1.45	0.45
Er	2.26	1.92	9.84	5.96	1.36	4.91	1.78	4.03	0.97
Tm	0.28	0.26	1.36	0.80	0.19	0.59	0.25	0.54	0.11
Yb	1.46	1.68	8.68	5.42	0.95	3.48	1.53	3.34	0.85
Lu	0.21	0.21	1.33	0.78	0.16	0.48	0.18	0.46	0.12

Tabela 4.1 – Continuação.

Folha Linhares						
Amostra	OF23	OF24	OF93	OF98A	OF101	SA16
Rocha	Charnockito Aimorés	Charnockito Aimorés	Charnockito Aimorés	Charnockito Aimorés	Charnockito Aimorés	Gabro
SiO ₂	67.56	64.38	60.89	68.28	66.09	48.61
TiO ₂	0.49	0.53	1.07	0.34	0.50	4.00
Al ₂ O ₃	17.36	16.27	16.17	15.80	16.56	14.06
Fe ₂ O ₃	6.29	6.38	9.06	4.59	5.85	15.22
MnO	0.13	0.09	0.08	0.09	0.12	0.18
MgO	1.56	1.45	2.71	0.99	1.22	3.43
CaO	4.50	3.64	4.27	3.48	4.18	7.84
Na ₂ O	3.10	2.60	2.91	3.20	3.14	2.41
K ₂ O	2.36	4.12	2.56	3.05	2.24	2.09
P ₂ O ₅	0.12	0.22	0.30	0.11	0.12	1.75
TOTAL	103.49	99.78	99.73	99.84	99.85	99.49
Ba	511.00	797.00	742.00	559.00	590.00	1375.00
Rb	79.40	166.80	114.40	81.70	65.60	47.90
Sr	318.00	286.00	285.90	268.80	349.50	883.10
Y	35.20	19.10	8.60	31.40	27.60	41.20
Zr	178.40	167.50	312.70	109.00	135.70	544.70
Nb	9.70	10.40	15.20	6.90	11.20	38.80
Th	0.80	8.50	13.30	2.30	1.20	9.30
Pb	1.20	2.00	2.30	1.70	1.10	4.60
Ga	19.20	16.80	20.60	15.70	16.20	22.50
Zn	44.00	55.00	57.00	32.00	28.00	134.00
Cu	11.30	12.70	19.80	2.10	3.40	23.40
Ni	9.40	7.40	20.60	5.00	5.90	10.30
V	100.00	68.00	125.00	35.00	49.00	256.00
Hf	4.90	4.40	8.30	3.70	4.10	12.30
Cs	0.90	1.60	1.10	0.70	0.30	0.40
Sc	15.00	10.00	14.00	8.00	12.00	24.00
Ta	0.30	0.50	0.50	0.30	0.30	1.60
Co	10.50	10.30	17.80	6.00	7.50	27.20
Be	3.00	2.00	1.00	2.00	1.00	2.00
U	0.40	0.70	0.40	0.40	0.30	1.20
W	0.40	0.50	0.30	0.30	0.30	0.90
Sn	1.00	0.60	2.00	0.50	0.50	2.00
Mo	0.20	0.30	0.10	3.80	0.10	0.90
Au	1.60	0.40	0.40	2.70	0.40	0.40
La	16.30	33.60	55.50	21.10	25.10	105.20
Ce	28.00	61.60	101.60	35.30	41.40	238.50
Pr	3.22	7.06	13.02	4.49	5.21	30.06
Nd	12.60	26.00	49.80	17.10	20.10	122.60
Sm	2.83	4.69	7.77	3.18	3.15	20.17
Eu	1.28	1.23	1.83	0.97	1.16	4.46
Gd	3.14	3.75	5.62	3.51	3.48	15.10
Tb	0.77	0.57	0.66	0.73	0.75	1.80
Dy	5.22	3.30	2.29	4.70	4.83	8.66
Ho	1.30	0.59	0.29	1.01	0.92	1.48
Er	4.85	1.77	0.52	2.74	2.41	3.43
Tm	0.93	0.32	0.08	0.44	0.34	0.52
Yb	6.89	1.98	0.51	2.56	2.17	3.00
Lu	1.12	0.33	0.10	0.38	0.31	0.41

4.2.2.2 Granitóides tipo-S.

Análises de elementos maiores e traço em rocha total dos granitos tipo S nas folhas Linhares e São Gabriel da Palha constam da Tabela 4.2.

4.2.2.2.1 Suíte Ataléia

Tipologia: as rochas da Suíte Ataléia exibem composição química que as classificam no intervalo dos granitos, granodioritos e gabro/sienodiorito no diagrama classificatório da Figura 4.36a e como granitos/granodioritos/quartzo-monzonitos no diagrama da Figura 4.36b.

O diagrama A/CNK vs. A/NK (Figura 4.37) define as rochas desta suíte como peraluminosas, com química compatível com granitos do tipo-S, característica confirmada nos diagramas Na₂O vs. K₂O e Pb vs. SiO₂ das Figuras 4.38a,b, respectivamente.

Os granitóides da Suíte Ataléia são caracterizados por amplo intervalo de SiO₂ (52,58 a 75,48 % em peso), baixos valores de Na₂O (1,37 a 3,31 % em peso), K₂O (2,45 a 4,60 % em peso, porém com três amostras de valores considerados altos – 5,83 a 5,88 % em peso), CaO (0,59 a 1,32 % em peso, mas com quatro amostras de valores mais elevados – 3,66 a 4,01 % em peso) e MnO, com alto P₂O₅ (0,03 a 0,45 % em peso). No diagrama da Figura 4.39 (Frost et al., 2001) as rochas dessa suíte efetivamente preenchem o campo dos granitos tipo S.

A variação dos elementos maiores pode ser visualizada nos diagramas de Harker das Figuras 4.40, com correlação positiva para K₂O e Na₂O e negativa para CaO, MgO, P₂O₅, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ e MnO.

Padrões de ETR e diagramas de multielementos.

As curvas de ETR das rochas da Suíte Ataléia têm padrão heterogêneo e indicam três tipos distintos de protólitos (Figura 4.41):

- tipo (i) – baixo conteúdo de ETRleves (~ 70 vezes o condrito) e ETRpesados (~ 10 vezes o condrito) e, portanto, com baixo fracionamento – (La/Yb)_n = 7 e anomalia positiva de Eu;
- tipo (ii) – valores de ETRleves mais elevados que no tipo (i) (~ 150 vezes o condrito), da mesma forma que para os ETRpesados (~ 70 vezes o condrito) e, conseqüentemente, com maior grau de fracionamento – (La/Yb)_n = 75 e anomalia de Eu ausente;
- tipo (iii) – alto conteúdo de ETRleves (~ 180 vezes o condrito), baixos valores de ETRpesados (~ 15 vezes o condrito) com fracionamento de valor médio – (La/Yb)_n = 15 e forte anomalia negativa de Eu.

Os diagramas de multielementos das Figuras 4.42 (normalização segundo Manto Primitivo de McDonough et al., 1985) mostram que os granitos tipo S desta suíte estão enriquecidos em Y, Nd, K, La, Ce, Hf, Zr e Rb, depletados em Ti, P, Sr, Nb-Ta e Ba com U e Th ora positivos ora negativos. Quando comparados com a média dos granitos tipo S normais de Chapell e White (1992) no LFB, Austrália, destaca-se nos granitos tipo S da Suíte Ataléia, caráter mais empobrecido em Rb, K, U, Th, Nb-Ta e Ti, enriquecimento em Ba, Nd com valores de La, Ce, P, Hf, Zr, Sm, Ti e Y similares.

4.2.2.2.2 Granitos Tardi a pós-colisionais

Tipologia: no diagrama de classificação química da Figura 4.36a os granitóides tardi a pós-colisionais definem-se como granitos, granodioritos e quartzo-monzonitos, enquanto na Figura 4.36b distribuem-se nos campos dos alcaligranitos, quartzo-monzonitos e sieno-monzogranitos.

O diagrama A/CNK vs. A/NK (Figura 4.37) define as rochas desta suíte como peraluminosas, com química compatível com granitos do tipo-S, característica confirmada nos diagramas Na₂O vs. K₂O e Pb vs. SiO₂ das Figuras 4.38a,b, respectivamente.

Os granitóides Tardi a pós-colisionais das folhas Linhares e São Gabriel da Palha são caracterizados por valores elevados de SiO₂ (67,01 a 74,10 % em peso), baixos valores de Na₂O baixo (2,01 a 4,26 % em peso), K₂O (1,03 a 4,75 % em peso, porém com três amostras de valores considerados altos – 5,35 a 5,28 % em peso) e MnO, CaO com predomínio de valores altos (1,41 a 3,85 % em peso) porém com quatro amostras de teores mais baixos (0,80 a 1,35 % em peso) e alto P₂O₅ (0,04 a 0,27 % em peso). No diagrama da Figura 4.39 (Frost et al., 2001) as rochas dessa suíte efetivamente preenchem o campo dos granitos tipo S.

A variação dos elementos maiores pode ser visualizada nos diagramas de Harker das Figuras 4.40, com correlação positiva para K₂O e Na₂O e negativa para CaO, MgO, P₂O₅, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ e MnO.

Padrões de ETR e diagramas de multielementos

As rochas dessa unidade notabilizam-se pela acentuada heterogeneidade de padrões ETR (Figura 4.41), que podem ser assim divididos:

- tipo (i) – teores de ETRleves elevados (200 a 380 vezes o condrito) porém muito empobrecidos em ETRpesados (5 a 8 vezes o condrito), produzindo forte fracionamento – (La/Yb)_n ~ 40 a 47 e anomalia negativa de Eu variando desde fraca a expressiva;
- tipo (ii) – baixo fracionamento ETRleves (25 vezes o condrito) e ETRpesados (20 vezes o con-

drito) com fraca anomalia positiva de Eu;

- tipo (iii) – valores de ETRleves médios (80 vezes o condrito) e ETRpesados baixos (7 vezes o condrito) com baixo grau de fracionamento $(La/Yb)_n \sim 11$ e anomalias positivas de Eu leve a acentuada;
- tipo (iv) – teores de ETR leves variando de 100 a 150 vezes o condrito, ETRpesados de 20 a 25 vezes o condrito, baixo fracionamento- $(La/Yb)_n \sim 28$ e forte anomalia negativa de Eu. Variação nesse padrão mostra ETRleves de 28 vezes o condrito e ETRpesados de 8 vezes o condrito, com muito baixo grau de fracionamento – $(La/Yb)_n \sim 3,5$ e forte anomalia negativa de Eu.

A Figura 4.42 mostra diagramas de multielementos com granitos tipo S tardi a pós-colisionais enriquecidos em Y, Rb, La, Ce, Hf, Zr, Sm, Nd e K, depletados em Ti, P, Sr, Nb-Ta e Ba com U e Th ora positivos ora negativos. Quando comparados com a média dos granitos tipo S normais de Chapell e White (1992) no LFB, Austrália, destaca-se nos granitos tipo S tardi a pós-colisionais caráter mais empobrecido em Hf, Zr, Sm, Ti, P, Rb e Nb-Ta Ba, Nd com valores de Ba, Th, U, K, La, Ce, e Y ora superiores, ora inferiores.

4.2.2.2.3 Suíte Carlos Chagas

Tipologia: os diagramas de classificação química das Figuras 4.36a,b permitem nomear as rochas da Suíte Carlos Chagas como granitos e granodioritos.

O diagrama A/CNK vs. A/NK (Figura 4.37) define

as rochas desta suíte como peraluminosas, com química que as posiciona no limite dos campos dos granitos tipo I e S, característica que reforçada no diagrama Na_2O vs. K_2O da Figura 4.38a.

Os granitóides da Suíte Carlos Chagas são caracterizados por intervalo de SiO_2 entre 63,42 e 73,48 % em peso, baixos valores de Na_2O (2,51 a 3,02 % em peso) e MnO , porém com K_2O de baixo (2,67 % em peso) a alto valor (5,21 % em peso), da mesma forma que o CaO , com uma amostra de baixo teor (1,32 % em peso) e outra com valor considerado elevado (4,12 % em peso) e altos valores de P_2O_5 (0,21 a 0,42 % em peso). No diagrama da Figura 4.39 (Frost et al., 2001) as rochas dessa suíte efetivamente preenchem o campo dos granitos tipo S.

Padrões de ETR e diagramas de multielementos

Os padrões de ETR leves das rochas da Suíte Carlos Chagas (Figura 4.41) variam de 120 a 180 vezes o condrito, ETRpesados de 15 a 18 vezes o condrito, baixo fracionamento – $(La/Yb) \sim 9$ e forte anomalia negativa de Eu.

Os diagramas de multielementos da Figura 4.42 mostram que os granitos tipo S desta suíte são enriquecidos em Th, K, La, Ce, Nd, Hf, Zr, Y e Rb, com depleção em U, Nb-Ta, Sr, P, Ti e Ba. Quando comparados com a média dos granitos tipo S normais de Chapell e White (1992) no LFB, Austrália, destaca-se nos granitos tipo S da Suíte Carlos Chagas caráter mais empobrecido em U, K e Nb-Ta, com os demais elementos levemente enriquecidos ou com valores similares.

1.1.1.1.1

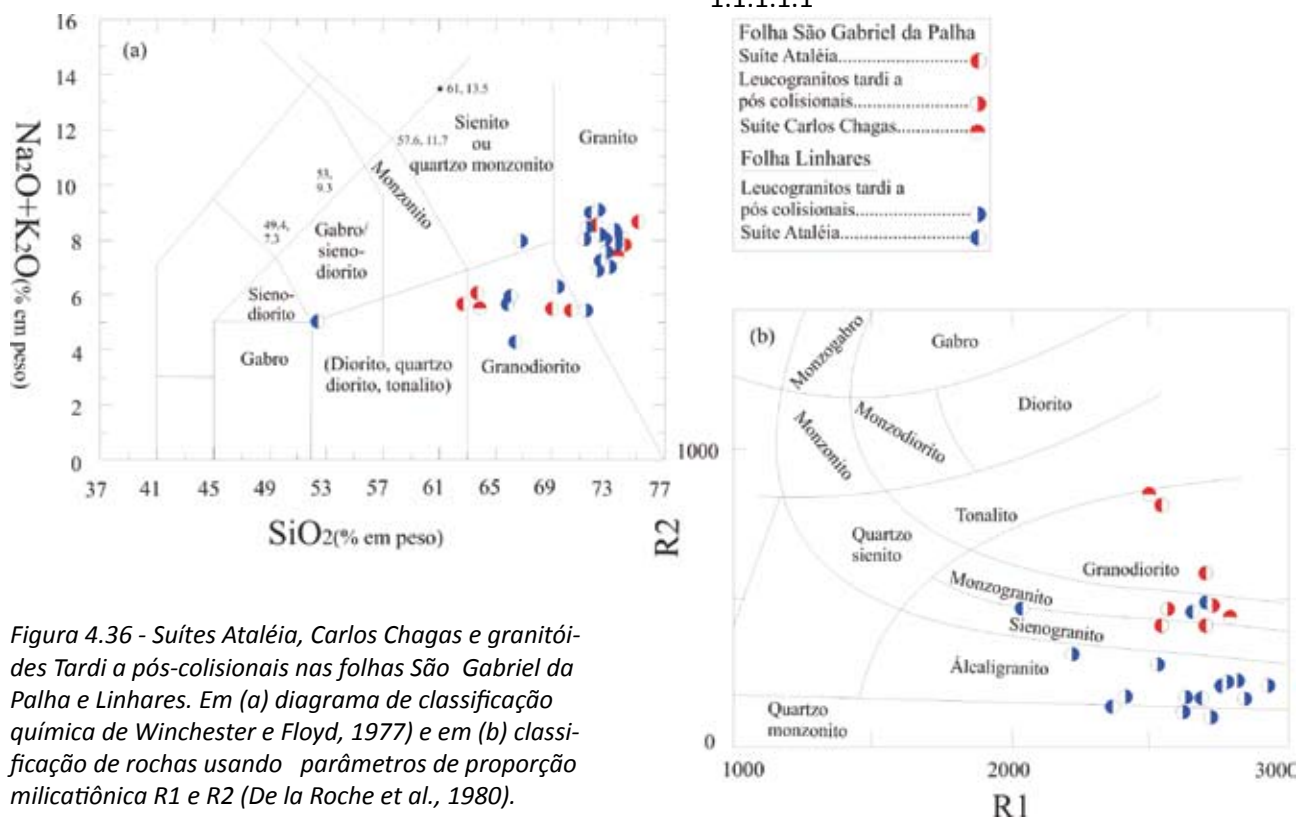


Figura 4.36 - Suítes Ataléia, Carlos Chagas e granitóides Tardi a pós-colisionais nas folhas São Gabriel da Palha e Linhares. Em (a) diagrama de classificação química de Winchester e Floyd, 1977) e em (b) classificação de rochas usando parâmetros de proporção milicatônica R1 e R2 (De la Roche et al., 1980).

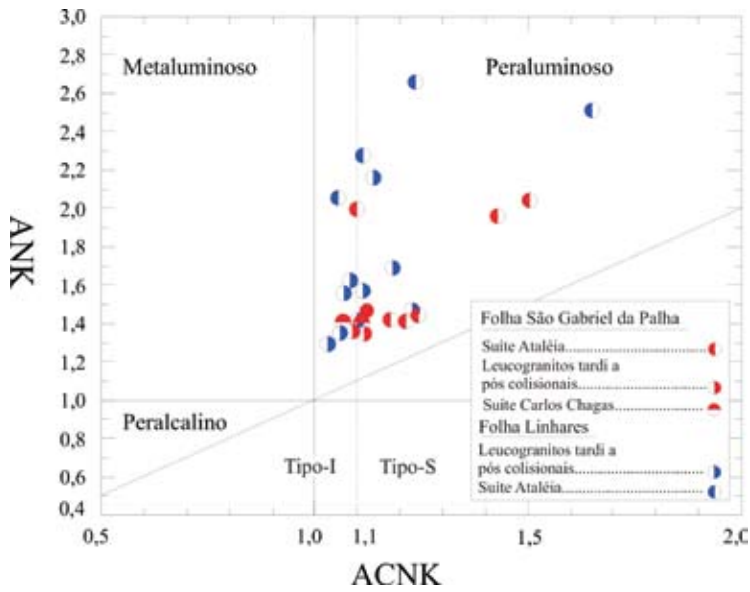


Figura 4.37 - Diagrama Saturação de Alumina vs. Alcalinidade para as rochas das suítes Ataléia, Carlos Chagas e granitóides Tardi a pós-colisionais (Maniar e Piccoli, 1974). Campos dos granitos tipo I e S de Chappel e White (1974).

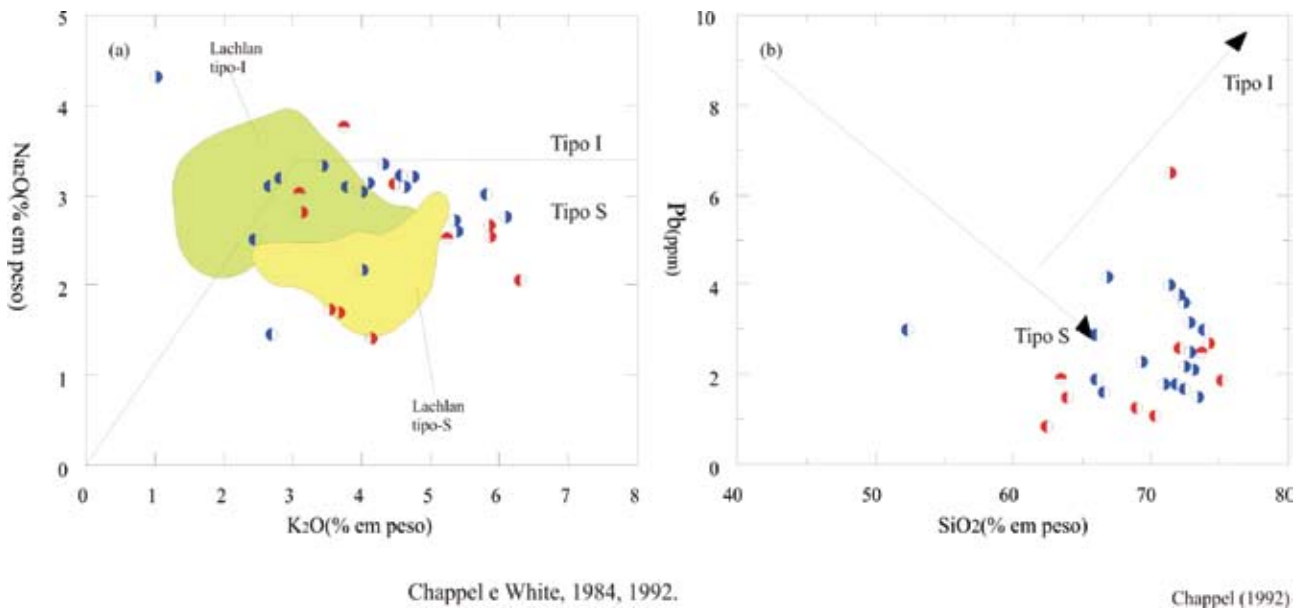


Figura 4.38 – Diagramas discriminatórios de granitóides tipos I e S, em (a) Na₂O vs. K₂O (Chappel e White, 1984,1992) e Pb vs. SiO₂ (Chappel, 1992). Símbolos como na Figura 4.36.

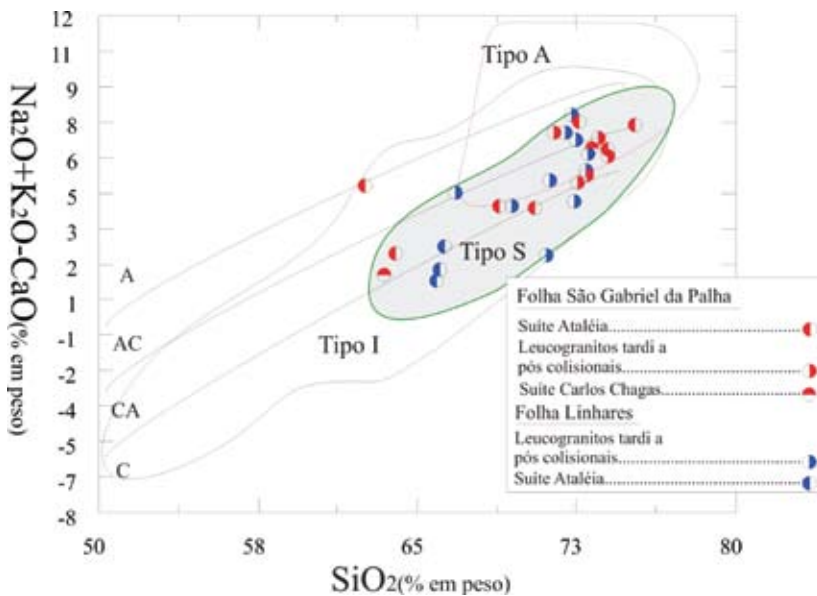


Figura 4.39 – Diagrama MALI vs. SiO₂, com o campo dos granitóides tipo S (Frost et al., 2001).

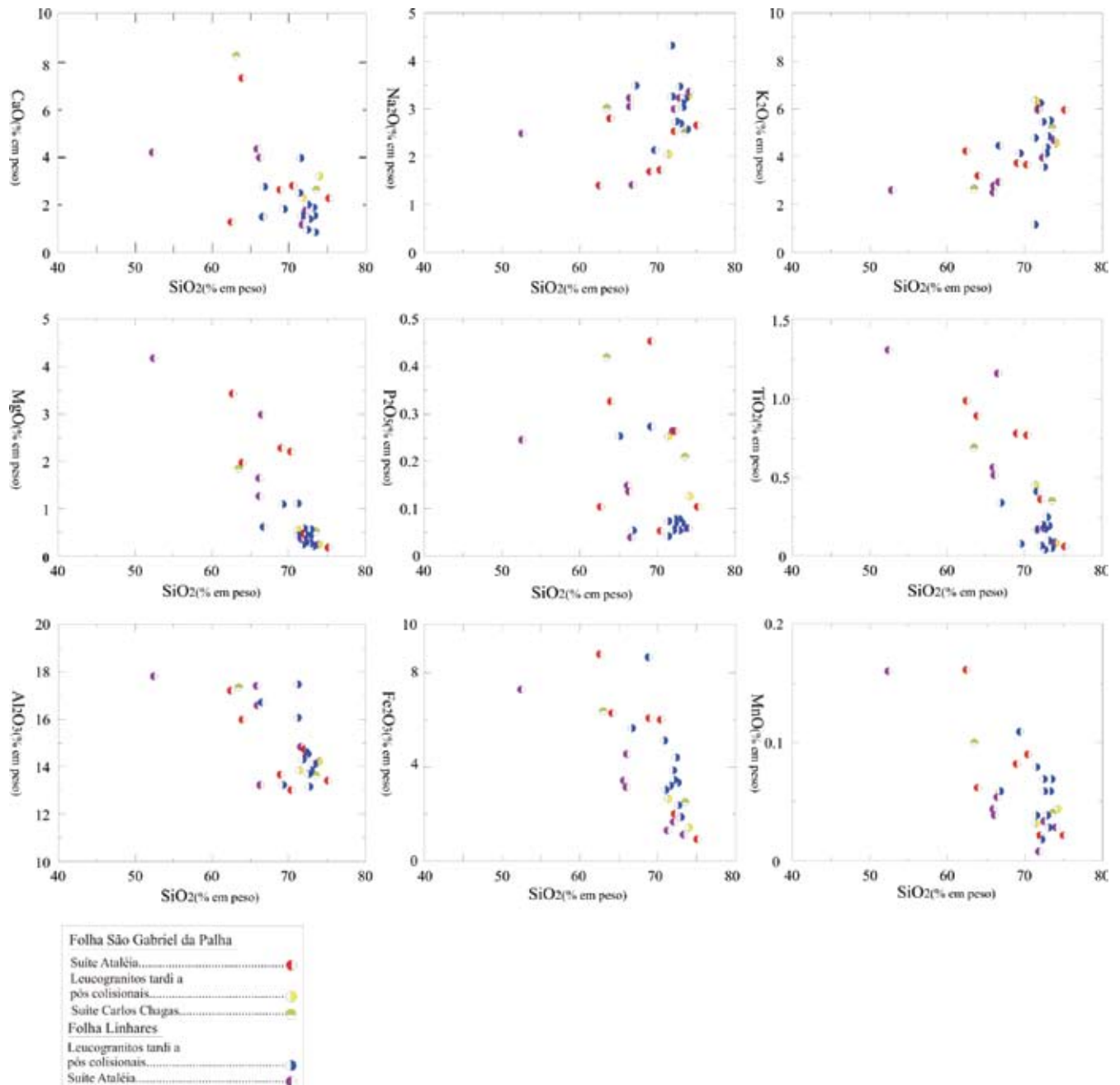


Figura 4.40 – Diagramas de Harker para os óxidos das suítes de granitóides tipo S das Folhas Linhares e São Gabriel da Palha.

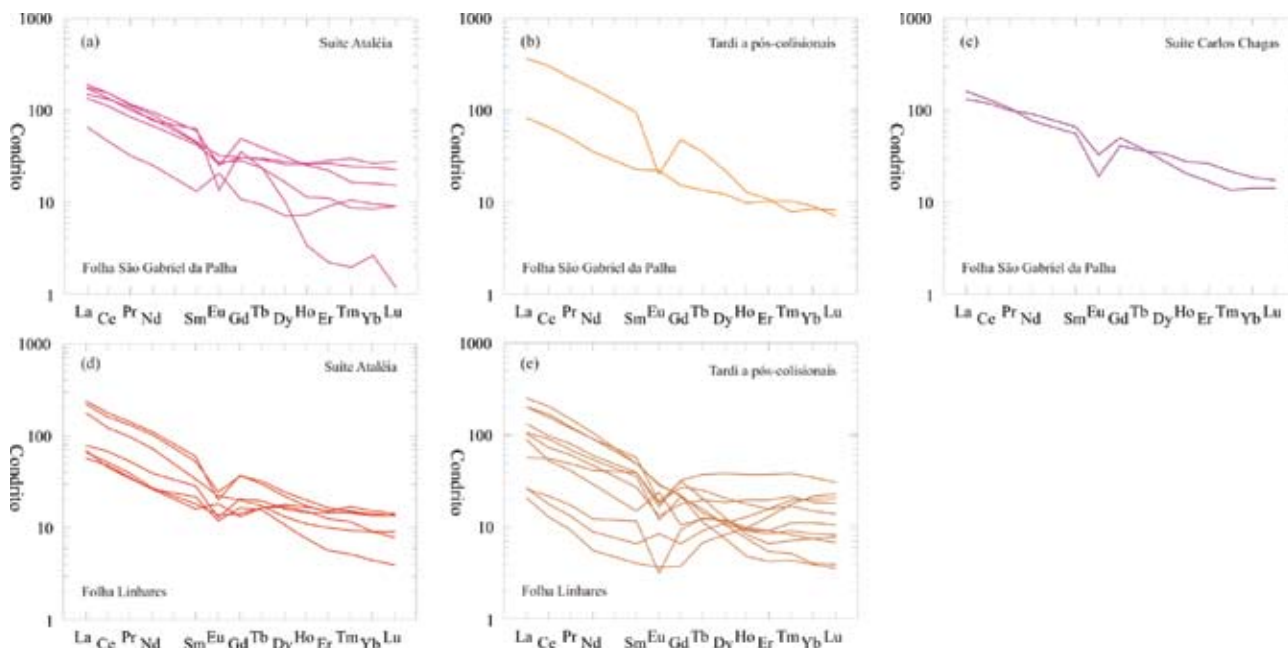


Figura 4.41 - Padrões de ETR dos granitóides tipo S das suítes Ataléia, Carlos Chagas e Tardi a pós-colisionais nas folhas Linhares e São Gabriel da Palha. Normalização segundo Sun e McDonough (1989).

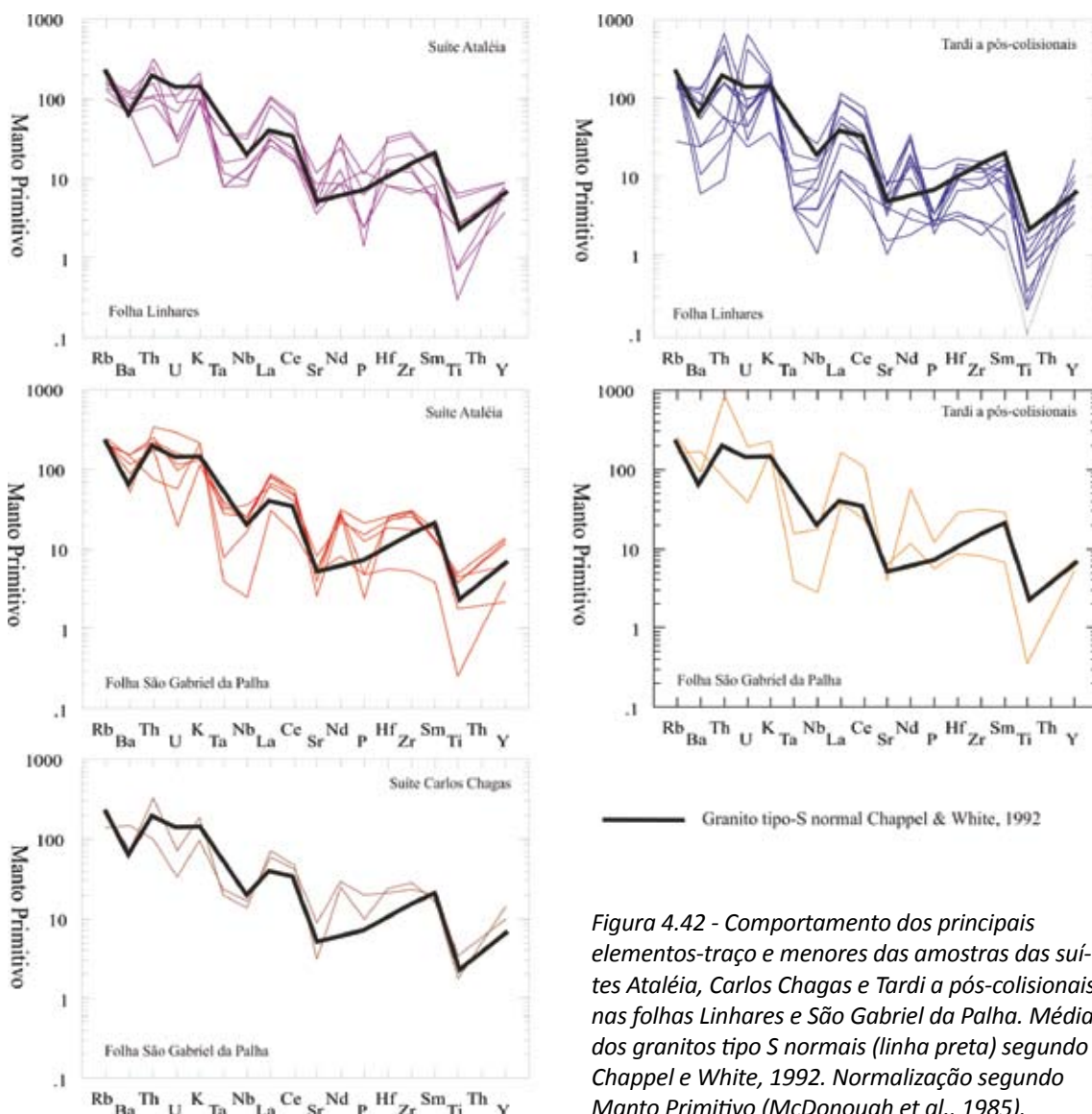


Figura 4.42 - Comportamento dos principais elementos-traço e menores das amostras das suítes Ataléia, Carlos Chagas e Tardi a pós-colisionais nas folhas Linhares e São Gabriel da Palha. Média dos granitos tipo S normais (linha preta) segundo Chappel e White, 1992. Normalização segundo Manto Primitivo (McDonough et al., 1985).

4.2.2.2.4 Ambientes tectônicos e fontes

Numerosos estudos sugerem que elementos-traço podem ser utilizados como ferramentas discriminatórias para distinguir entre diferentes ambientes tectônicos e os magmas granitoides neles gerados. Pearce et al. (1984) usando Rb, Y, Nb e Ta como elementos discriminantes, propõe uma

subdivisão em granitos de dorsais (ORG), granitos intra-placas (WPG), granitos de arco vulcânico (VAG) e granitos sin-colisionais (sin-COLG). Na Figura 4.43a,b os granitoides tipo S das folhas Linhares e São Gabriel da Palha ocupam o campo dos granitos de arco vulcânico, refletindo a química dos protólitos ígneos/sedimentares relacionados a áreas-fontes com esta assinatura.

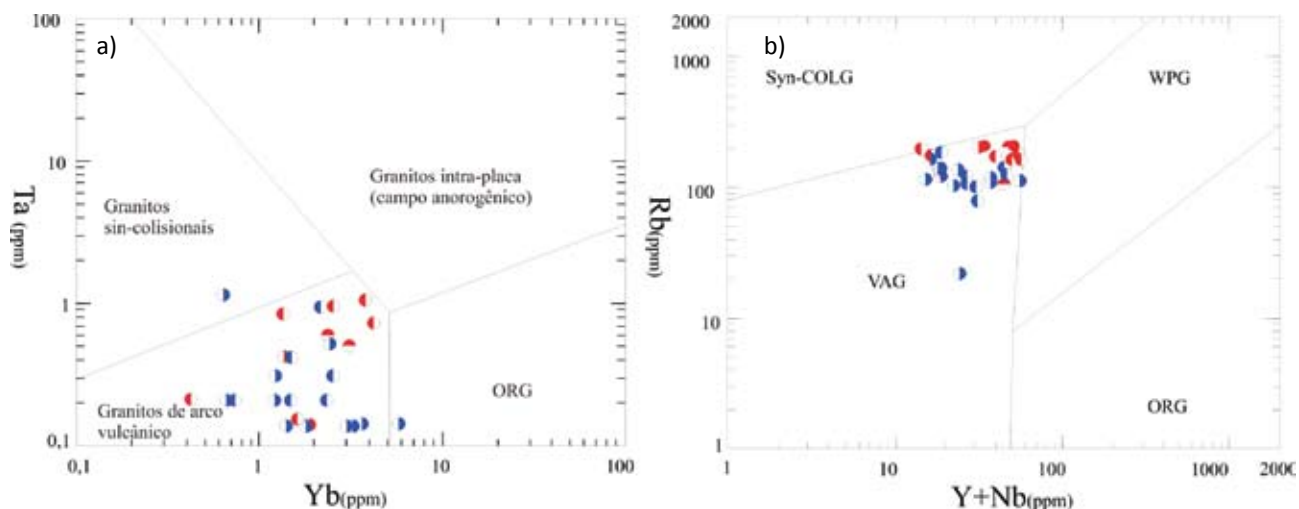


Figura 4.43 – Em (a) diagrama de discriminação tectônica de Pearce et al.(1984) a partir do cruzamento Yb x Ta e em (b) usando Y+Nb x Rb. Símbolos como na Figura 4.39.

No diagrama R1 R2 de Batchelor e Bowden (1985) é possível observar pequena diferença na relação composição química x ambiente, onde as rochas das suítes de granitoides tipo S estudadas na Folha Li-

nhares ocupam preferencialmente o sub-campo pós-orogênico enquanto na Folha São Gabriel da Palha o sub-campo sin-colisional com extensão para o campo pré-colisional (Figura 4.44).

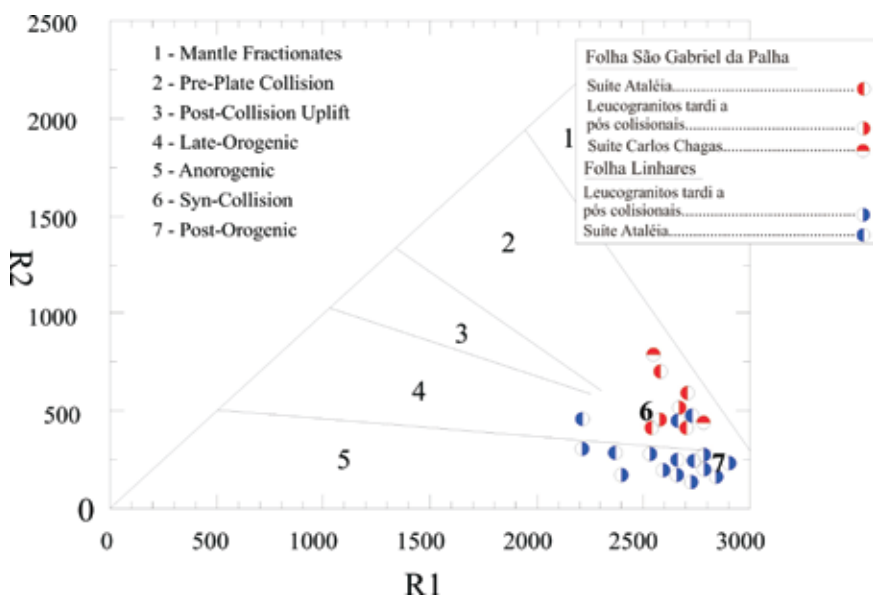


Figura 4.44 – Diagrama multitectônico R1 e R2 adaptado para definição de ambientes tectônicos (Batchelor e Bowden, 1985).

Na Figura 4.45, Roser e Korsch (1986) utilizam os valores da razão de álcalis vs. SiO₂ para definir os ambientes tectônicos aos quais as bacias sedimentares se associam. Neste diagrama as bacias que alojam

os protólitos dos granitoides tipo S das folhas Linhares e São Gabriel da Palha relacionam-se principalmente a uma margem continental ativa em evolução para uma margem passiva.

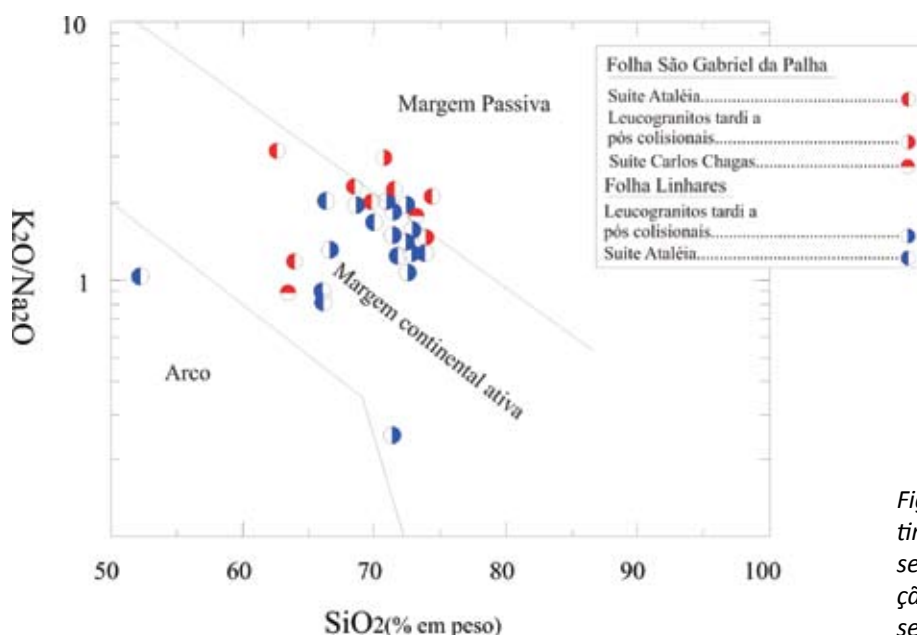


Figura 4.45 – Diagrama de compartimentação tectônica para as bacias sedimentares relacionadas à deposição e retrabalhamento dos protólitos, segundo Roser e Korsch (1986).

Diferenças composicionais de magmas produzidos por fusão parcial sob condições variáveis de participação de diferentes rochas-fonte crustais como anfibólitos, gnaisses, metagrauvascas e metapelitos podem ser visualizadas em termos de razões de óxidos. Na Figura 4.46 as análises dos granitoides tipo S das folhas Linhares e São Gabriel da Palha indicam protólitos predominantemente do tipo grauvascas, enquanto os diagramas da Figura 4.47, que incluem óxidos de Fe, Mg e Ti, sugerem que houve participação de anfibólitos-metabasaltos ou metatonalitos na fusão das fontes.

Granitos tipo S são comumente considerados como sin ou pós-colisionais (Pearce et al., 1984; Harris et al., 1986; Barbarin, 1988; Sylvester, 1998). A história tectônica que envolve o segmento litoférico do qual faz parte a região das folhas Linhares e São Gabriel da Palha pode ter se desenvolvido a partir de prolongadas fases extensionais e curtas fases compressivas. Isto é consistente com crosta pouco espessada, de acordo com o diagrama da Figura 4.48, que estima para a região crosta com 27 a 30 km de espessura.

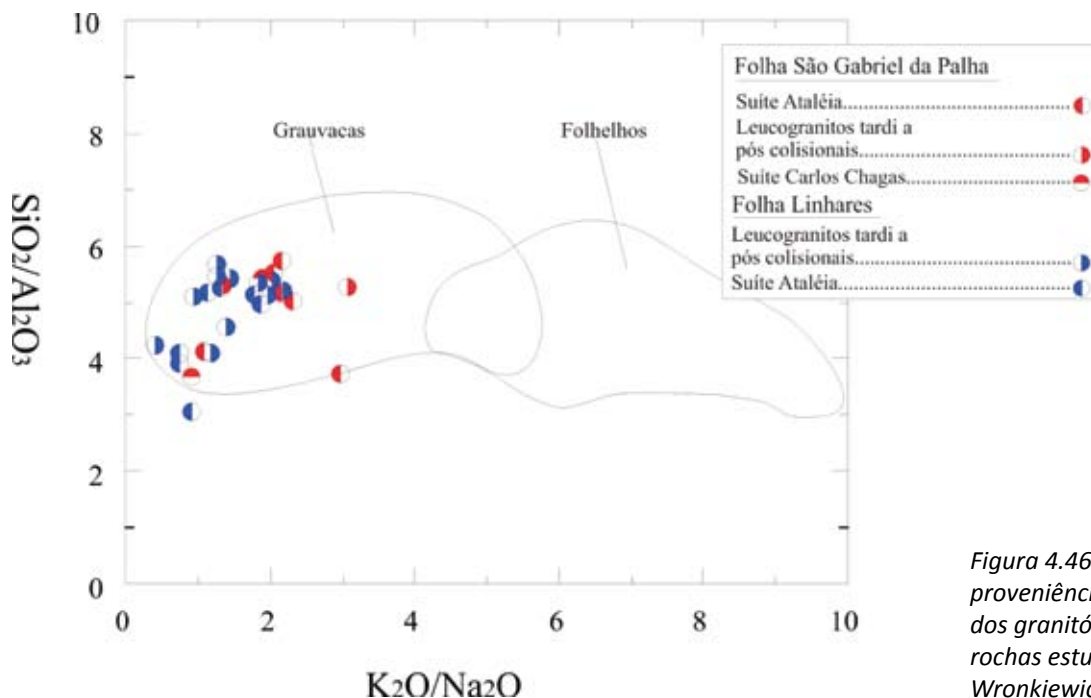


Figura 4.46 – Diagrama de proveniência dos protólitos dos granitoides tipo S das rochas estudadas, segundo Wronkiewicz e Condie (1987).

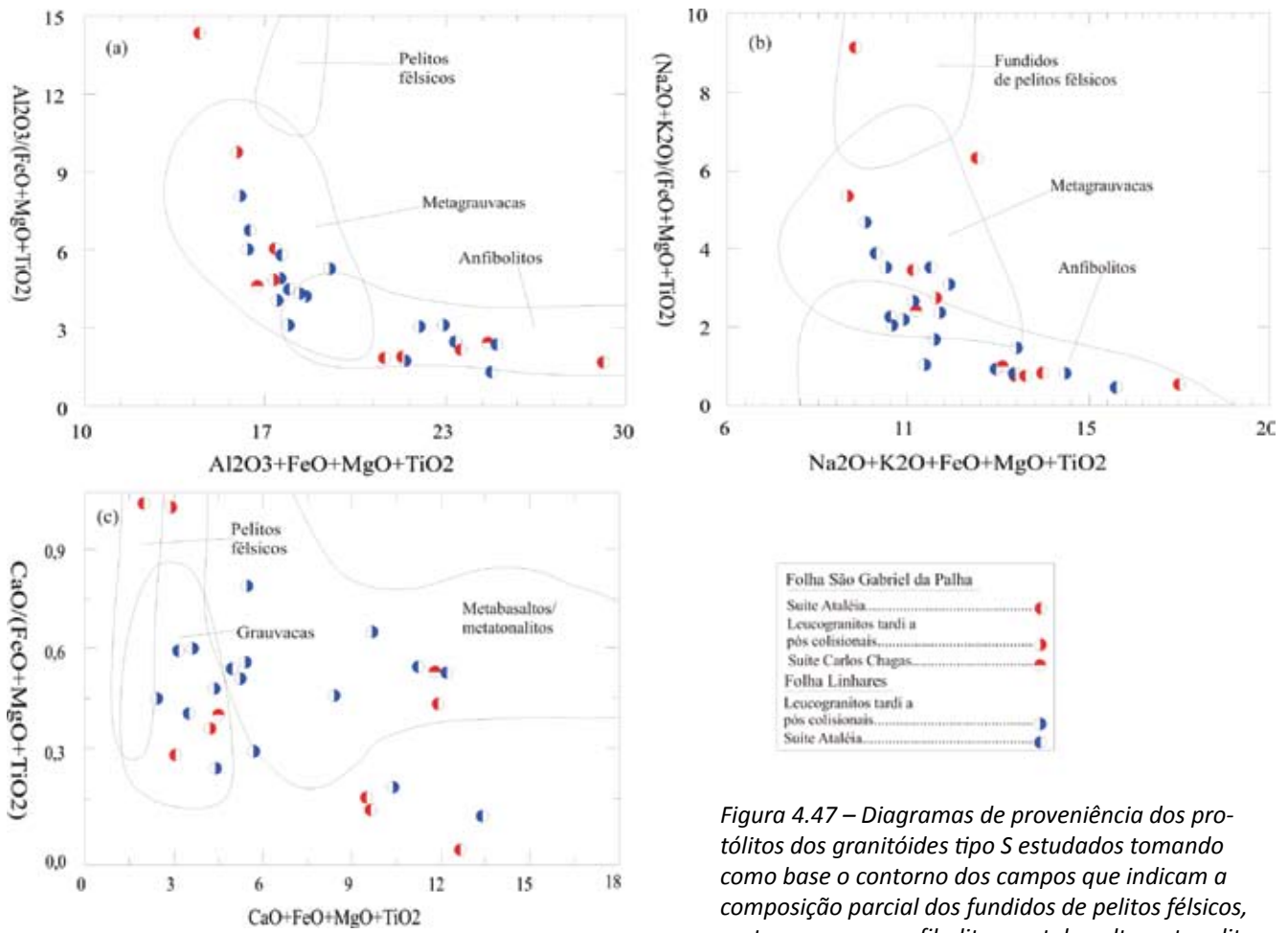


Figura 4.47 – Diagramas de proveniência dos protólitos dos granitóides tipo S estudados tomando como base o contorno dos campos que indicam a composição parcial dos fundidos de pelitos félsicos, metagrauvascas, anfibolitos-metabasaltos e tonalitos (Wolf e Wyllie, 1984; Patiño-Douce e Beard, 1996; Thompson, 1996).

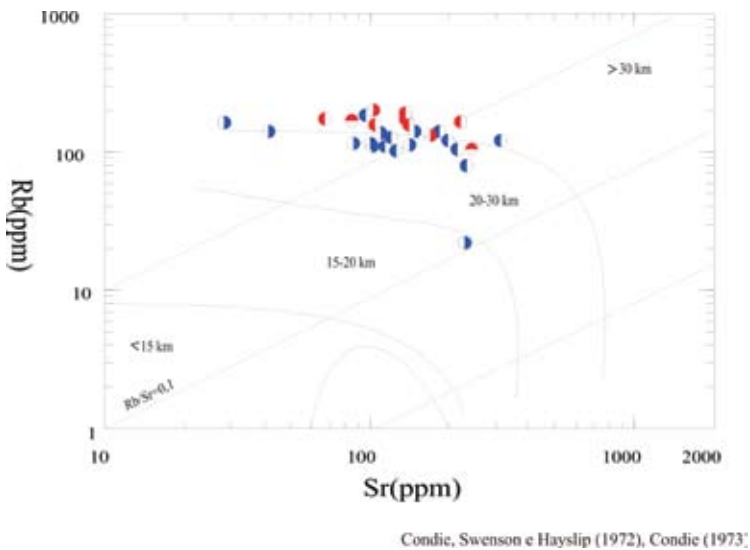


Figura 4.48 – Diagrama de estimativa de espessura da crosta considerando valores de $\text{Sr} \times \text{Rb}$ (Condíe, Swenson e Hayslip, 1972; Condíe, 1973). Símbolos como na Figura 4.47.

Tabela 4.2 – Valores analíticos das amostras das suítes Ataléia e Carlos Chagas e dos granitóides Tardi a pós-colisionais das folhas Linhares e São Gabriel da Palha.

Folha Linhares									
Amostra	OF6A	OF21A	OF32A	OF41	OF199	SA17	SA32	OF14	OF29A
Rocha	Suíte Ataléia	Suíte Ataléia	Suíte Ataléia	Suíte Ataléia	Suíte Ataléia	Suíte Ataléia	Suíte Ataléia	Tardi a Pós-colisionais	Tardi a Pós-colisionais
SiO ₂	66.67	66.32	52.58	66.28	72.02	72.79	74.18	73.08	73.06
TiO ₂	1.14	0.49	1.29	0.54	0.14	0.15	0.06	0.22	0.17
Al ₂ O ₃	13.07	16.45	17.68	17.29	14.70	14.30	14.02	13.10	13.63
Fe ₂ O ₃	8.90	6.25	14.32	6.55	2.42	3.19	2.09	4.29	3.27
MnO	0.11	0.08	0.32	0.09	0.02	0.07	0.06	0.06	0.04
MgO	2.95	1.22	4.14	1.59	0.30	0.32	0.18	0.41	0.39
CaO	1.44	4.01	4.13	4.25	1.08	1.81	1.26	1.36	1.82
Na ₂ O	1.40	3.13	2.45	3.04	2.95	3.19	3.31	3.00	3.08
K ₂ O	2.72	2.65	2.45	2.49	5.83	3.83	4.60	4.02	4.12
P ₂ O ₅	0.03	0.13	0.24	0.14	0.26	0.05	0.05	0.05	0.07
TOTAL	99.81	99.84	99.71	102.27	99.91	99.92	99.92	99.96	99.86
Ba	452.00	377.00	678.00	636.00	430.00	370.00	581.00	310.00	466.00
Rb	119.30	74.40	129.90	112.90	172.70	95.20	103.50	107.50	129.80
Sr	122.90	242.00	185.90	324.50	98.80	129.90	118.60	89.20	152.90
Y	29.10	25.10	30.60	18.60	12.60	27.00	23.60	35.30	14.10
Zr	313.90	114.60	285.10	167.70	61.70	99.40	53.50	103.70	94.50
Nb	19.70	7.60	17.50	10.00	7.40	5.10	4.60	3.80	5.20
Th	20.20	0.90	16.00	10.10	7.00	5.40	6.60	10.10	43.00
Pb	1.50	1.80	2.90	2.80	1.70	1.60	2.90	2.40	3.10
Ga	17.60	15.80	21.30	17.80	15.50	14.50	13.70	12.70	13.00
Zn	84.00	42.00	67.00	62.00	15.00	9.00	9.00	14.00	11.00
Cu	39.60	7.40	38.70	5.00	0.90	1.10	0.80	3.90	2.70
Ni	44.80	7.50	32.30	7.50	2.40	2.70	1.40	4.80	5.00
V	129.00	65.00	174.00	73.00	14.00	20.00	10.00	20.00	26.00
Hf	9.00	3.30	7.90	5.00	2.30	3.60	2.30	3.60	3.50
Cs	1.20	0.80	2.00	2.80	0.70	0.30	0.50	0.30	0.80
Sc	16.00	12.00	43.00	14.00	2.00	8.00	5.00	5.00	3.00
Ta	0.90	0.20	0.90	0.40	0.20	0.30	0.20	0.10	0.20
Co	20.50	7.40	24.10	8.70	2.00	2.30	1.20	2.90	3.20
Be	2.00	2.00	2.00	3.00	1.00	0.50	1.00	2.00	0.50
U	1.90	0.40	0.60	0.60	2.30	0.70	1.40	1.50	1.60
W	0.40	0.40	0.40	0.30	0.30	1.00	0.60	0.40	0.30
Sn	0.60	0.60	5.00	0.50	1.00	0.50	1.00	0.60	2.00
Mo	0.50	0.20	0.30	0.20	0.10	0.10	0.20	0.20	0.10
Au	0.90	3.30	1.00	0.40	16.70	26.20	16.50	0.60	0.40
La	55.80	16.20	52.30	41.90	13.50	15.60	18.30	24.50	47.80
Ce	107.40	27.40	98.50	73.80	29.20	31.40	40.70	44.60	95.90
Pr	13.41	3.28	12.32	9.17	3.39	3.69	4.94	5.77	11.39
Nd	51.50	12.20	47.80	34.00	12.20	12.50	18.40	21.90	42.50
Sm	9.11	2.46	8.06	5.20	3.28	2.81	4.29	4.13	8.66
Eu	1.17	1.06	1.43	1.27	0.69	0.80	0.75	0.76	1.08
Gd	7.61	2.68	7.46	4.15	3.36	2.91	4.19	3.67	6.38
Tb	1.12	0.61	1.21	0.65	0.59	0.62	0.73	0.74	0.77
Dy	5.57	4.32	6.21	3.36	2.73	4.52	4.09	4.71	3.19
Ho	0.97	0.86	1.14	0.62	0.43	0.96	0.83	1.10	0.47
Er	2.48	2.09	2.71	1.64	0.95	2.53	2.42	3.22	1.10
Tm	0.37	0.30	0.39	0.24	0.13	0.43	0.38	0.55	0.18
Yb	2.28	1.54	2.27	1.54	0.75	2.58	2.40	3.17	1.26
Lu	0.35	0.20	0.34	0.23	0.10	0.36	0.34	0.46	0.20

Tabela 4.2 – Continuação.

Folha Linhares								
Amostra	OF39	OF119A	OF120A	OF122B	OF162A	SA5A	SA10A	SA12
Rocha	Tardi a Pós-colisionais	Tardi a Pós-colisionais	Tardi a Pós-colisionais	Tardi a Pós-colisionais	Tardi a Pós-colisionais	Tardi a Pós-colisionais	Tardi a Pós-colisionais	Tardi a Pós-colisionais
SiO ₂	71.64	72.66	72.24	72.73	69.61	73.28	67.01	71.57
TiO ₂	0.39	0.02	0.04	0.17	0.05	0.07	0.31	0.14
Al ₂ O ₃	17.38	14.57	14.22	14.49	13.17	13.76	16.62	15.98
Fe ₂ O ₃	5.03	3.77	3.13	3.29	8.54	2.31	5.55	2.94
MnO	0.08	0.07	0.02	0.06	0.11	0.03	0.06	0.04
MgO	1.03	0.20	0.15	0.37	1.01	0.19	0.53	0.35
CaO	3.85	0.92	1.46	1.95	1.76	1.41	2.70	2.45
Na ₂ O	4.26	2.67	2.71	3.42	2.11	3.15	3.44	3.19
K ₂ O	1.03	5.35	6.14	3.45	4.02	4.75	4.34	4.65
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.05	0.07	0.27	0.07	0.05	0.04
TOTAL	104.76	99.99	99.97	99.91	99.87	99.95	99.83	101.38
Ba	133.00	34.00	137.00	380.00	639.00	458.00	701.00	766.00
Rb	20.60	130.00	127.80	102.40	106.10	107.80	113.10	97.40
Sr	233.00	42.30	112.70	104.50	146.20	103.20	202.40	219.50
Y	18.20	17.70	23.20	30.00	56.50	12.30	14.70	8.90
Zr	108.40	21.70	22.80	107.90	129.20	58.80	77.20	60.20
Nb	7.40	1.30	2.10	9.00	2.20	3.70	5.20	14.80
Th	3.80	0.60	2.40	9.80	3.50	9.90	29.90	24.70
Pb	1.70	3.50	3.70	2.10	2.20	2.00	4.10	3.90
Ga	18.00	13.60	10.60	17.00	11.50	13.70	17.00	16.20
Zn	20.00	3.00	6.00	13.00	10.00	4.00	7.00	8.00
Cu	2.70	3.10	2.30	1.70	3.50	0.80	5.40	1.80
Ni	4.50	5.00	3.10	3.90	3.90	2.20	4.90	3.50
V	34.00	18.00	16.00	23.00	24.00	12.00	40.00	21.00
Hf	3.10	1.00	0.90	4.10	4.80	2.60	2.50	1.90
Cs	0.10	0.40	1.10	0.40	0.20	0.30	0.40	0.20
Sc	9.00	7.00	0.50	5.00	17.00	4.00	5.00	3.00
Ta	0.30	0.10	0.10	0.50	0.10	0.20	0.10	1.10
Co	6.00	1.40	1.20	2.50	5.60	1.30	4.40	2.40
Be	3.00	0.50	1.00	2.00	1.00	0.50	2.00	2.00
U	0.50	8.90	13.70	2.00	0.90	1.50	0.60	0.90
W	0.30	0.50	0.30	0.30	0.30	0.30	0.70	0.30
Sn	0.50	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	0.50
Mo	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10	0.10	0.20
Au	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40
La	20.90	4.90	6.30	30.80	13.50	24.70	59.70	47.90
Ce	32.40	7.90	10.90	59.90	34.20	55.60	126.70	102.30
Pr	3.89	0.88	1.24	7.66	4.65	6.58	14.25	11.66
Nd	13.40	2.60	4.10	27.80	19.40	24.90	49.60	42.80
Sm	2.26	0.62	1.01	5.99	5.94	5.41	7.50	7.43
Eu	1.38	0.21	0.49	1.04	0.95	0.69	1.63	1.70
Gd	2.16	0.77	1.34	5.57	6.65	4.30	4.53	4.42
Tb	0.46	0.25	0.34	0.93	1.39	0.58	0.53	0.42
Dy	3.02	2.11	2.82	5.21	9.64	2.67	2.75	1.89
Ho	0.55	0.56	0.73	0.99	2.08	0.42	0.51	0.27
Er	1.50	2.13	2.60	2.61	6.08	0.90	1.39	0.69
Tm	0.21	0.45	0.50	0.43	0.97	0.13	0.23	0.11
Yb	1.28	3.70	3.42	2.51	5.81	0.69	1.45	0.66
Lu	0.17	0.57	0.52	0.35	0.78	0.10	0.21	0.09

Tabela 4.2 – Continuação.

Folha São Gabriel da Palha									
Amostra	OF02	OF027	OF164	OF171C	SS84A	SS120	OF056B	OF247A	OF249A
Rocha	Suíte Ataléia	Suíte Ataléia	Suíte Ataléia	Suíte Ataléia	Suíte Ataléia	Suíte Ataléia	Tardi a Pós- colisionais	Tardi a Pós- colisionais	Tardi a Pós- colisionais
SiO ₂	64.2	62.8	70.63	72.45	75.48	69.3	71.6	74.16	73.68
TiO ₂	0.88	0.98	0.76	0.35	0.05	0.77	0.44	0.07	0.02
Al ₂ O ₃	15.8	17.14	12.93	14.67	13.32	13.6	13.75	14.15	14.02
Fe ₂ O ₃	6.14	8.7	5.89	1.9	0.83	5.95	2.51	1.33	1.81
MnO	0.06	0.16	0.09	0.02	0.02	0.08	0.03	0.04	0.07
MgO	1.94	3.38	2.17	0.46	0.15	2.24	0.47	0.21	0.11
CaO	3.66	0.59	1.32	0.72	1.09	1.26	1.17	1.53	0.80
Na ₂ O	2.76	1.37	1.69	2.49	2.62	1.65	2.01	3.22	2.54
K ₂ O	3.14	4.16	3.57	5.88	5.88	3.67	6.28	4.49	5.41
P ₂ O ₅	0.32	0.1	0.05	0.26	0.1	0.45	0.25	0.12	0.06
TOTAL	99.91	99.9	99.91	100	99.94	99.89	99.92	99.92	98.53
Ba	642.7	860.4	486.8	291.6	804.3	862.5	523.1	927.2	60.00
Rb	156.6	149	164.3	164.2	179.6	149.8	188.7	120.5	153.10
Sr	226.3	109	140.4	70.7	141.4	146	107.3	173.7	28.90
Y	21.4	46.2	44.2	7.4	13.1	40.1	23.7	17.7	16.50
Zr	233.2	211.4	241.4	144	43.5	247.8	256.6	66.7	14.90
Nb	20.1	14.3	13.7	9.2	1.4	12.6	9.6	1.6	0.60
Th	11.1	15.8	14.2	21.2	4.7	13.8	63.8	4.9	1.50
Pb	1.4	0.8	1	2.5	1.8	1.2	6.4	2.5	1.40
Ga	21.9	22.1	18.7	24	13.6	20.5	17.4	14	17.40
Zn	85	91	69	39	9	65	39	4	3.00
Cu	14.4	42.7	28.2	3.5	1.3	31.3	9.6	1.3	0.70
Ni	19	56	31	6	6	36	12	10	1.90
V	100	157	94	5	5	103	11	5	< 8.00
Hf	6.2	6.4	7	5.1	1.6	7.2	7.8	2.4	0.80
Cs	1.2	5.4	1.5	0.8	1.7	1.5	1.7	0.3	0.60
Sc	13	23	14	2	2	12	4	4	4.00
Ta	0.8	0.7	1	0.2	0.1	0.9	0.4	0.1	0.10
Co	12.2	23.6	13.7	2.7	0.7	14.2	3.3	0.9	1.10
Be	1	3	1	1	1	1	1	1	0.50
U	0.4	2	2.4	6	1.2	3.3	4	0.8	1.50
W	0.1	0.2	0.1	0.4	0.1	0.1	0.1	0.1	0.30
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1.00
Mo	0.2	0.3	0.3	0.2	0.1	0.5	1.3	0.2	0.10
Au	3.3	1.8	1.5	0.5	0.8	0.5	0.7	2.6	14.50
La	31.7	44.9	40.9	34.9	15.7	42.2	85.3	19.3	6.10
Ce	67.6	93.6	81.7	81.3	27.4	93.5	184.1	39.8	13.20
Pr	7.98	10.64	9.44	10.21	3.07	11.15	21.71	4.74	1.63
Nd	31.5	41.5	37.6	35.4	11.7	44.6	79.7	16.7	5.70
Sm	6.5	7	6.8	9.6	2	9	14.6	3.5	1.80
Eu	1.57	1.88	1.47	0.79	1.2	1.45	1.16	1.29	0.18
Gd	5.85	6.2	6.25	7.23	2.24	9.93	9.74	3.15	1.91
Tb	0.86	1.12	1.08	0.87	0.35	1.46	1.31	0.5	0.47
Dy	4.13	7.09	6.59	2.55	1.8	7.92	5.59	3.12	2.95
Ho	0.64	1.49	1.45	0.19	0.41	1.41	0.72	0.56	0.53
Er	1.81	4.71	4.3	0.37	1.49	3.69	1.8	1.7	1.51
Tm	0.22	0.75	0.63	0.05	0.27	0.42	0.2	0.26	0.28
Yb	1.43	4.47	4.09	0.45	1.63	2.71	1.44	1.56	1.88
Lu	0.23	0.7	0.57	0.03	0.23	0.39	0.21	0.18	0.27

Tabela 4.2 – Continuação.

Folha São Gabriel da Palha		
Amostra	OF147	SS083
Rocha	Suite Carlos Chagas	Suite Carlos Chagas
SiO ₂	63.42	73.48
TiO ₂	0.69	0.35
Al ₂ O ₃	17.33	13.61
Fe ₂ O ₃	5.69	2.53
MnO	0.1	0.04
MgO	1.84	0.52
CaO	4.12	1.32
Na ₂ O	3.02	2.51
K ₂ O	2.67	5.21
P ₂ O ₅	0.42	0.21
TOTAL	99.9	99.98
Ba	812.9	396.6
Rb	102.8	169.2
Sr	244.9	85.6
Y	33.2	48.5
Zr	191.8	231.9
Nb	9.2	7.7
Th	6.4	20.7
Pb	1.9	2.5
Ga	20.8	17.1
Zn	71	25
Cu	15.6	4.7
Ni	13	11
V	87	18
Hf	5.9	6.8
Cs	0.9	1.6
Sc	17	4
Ta	0.6	0.5
Co	11.8	3.9
Be	2	1
U	0.7	1.5
W	0.1	0.2
Sn	1	1
Mo	0.2	0.2
Au	1.4	0.5
La	30.9	37.6
Ce	72.2	80.1
Pr	9.54	10.01
Nd	42.3	35.7
Sm	10.1	8.5
Eu	1.92	1.11
Gd	10.38	8.46
Tb	1.44	1.35
Dy	6.94	8.61
Ho	1.15	1.57
Er	2.79	4.38
Tm	0.34	0.55
Yb	2.43	3.16
Lu	0.36	0.44

5 – GEOCRONOLOGIA

O posicionamento estratigráfico relativo das diversas unidades mapeadas pôde ser estabelecido com boa precisão através da observação de suas relações de campo, complementadas com estudos petrográficos e litogeoquímicos. A adoção de uma nomenclatura e o posicionamento estratigráfico formal se fez através de correlações com unidades semelhantes cartografadas a oeste por Oliveira (2000) e ao norte por Pedrosa-Soares et al. (2006) e Castañeda *et al.* (2006) estas apoiadas por determinações geocronológicas recentes realizadas por estes autores nas folhas Mantena e Ecoporanga, respectivamente.

Três amostras foram datadas na área, duas delas da Suíte Intrusiva Aimorés e uma da Suíte Mascarenhas. A preparação das amostras foi feita no Laboratório de Preparação de Amostras – LOPAG do Departamento de Geologia da Escola de Minas da UFOP. Os concentrados de minerais pesados foram enviados para o laboratório do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da UFRGS (LGI-UFRS) onde os zircões foram separados dos concentrados de minerais pesados com separador isodinâmico e líquidos densos e montados em seções polidas. Todas as análises foram feitas com equipamento LA-MC-ICP-MS (*Neptune*) com Microsonda a *Laser* acoplada (*New Wave* UP213).

No extremo sudoeste da folha São Gabriel da Palha foram coletadas e datadas duas amostras de hiperstênio granitóides da Suíte Intrusiva Aimorés (Amostras 2107-LC-168 e OF-172A). As idades U-Pb obtidas em zircões foram de 513 Ma e 502 Ma, respectivamente, ratificando o posicionamento Pós-Colisional proposto para estes granitóides.

Ainda no extremo sudoeste da folha São Gabriel da Palha foi datada, também pelo método U-Pb em zircão, amostra coletada de hiperstênio granitóide da Suíte Mascarenhas em sua localidade tipo (Amostra 2107-OF-047) para a qual se obteve idade de cerca de 590 Ma, confirmando a natureza pré-colisional proposta para estes granitóides.

Na folha Linhares foi datado um corpo de leucogranito (Amostra 1544-OF-304) atribuído ao magmatismo Tardi- a Pós-colisional (método U-Pb em Zircão), posicionado em zona de cisalhamento de alto ângulo, tendo-se obtido a idade de 499 \pm 8 Ma para o mesmo.

Na área cartografada foram coletadas, ainda, mais 7 (sete) amostras que estão em preparação, com separação de zircões para análise U-Pb por *laser ablation* e separação de pó para Sm-Nd. O objetivo é consolidar o posicionamento estratigráfico de alguns corpos granitóides e definir o posicionamento de outros. São as seguintes:

Folha São Gabriel da Palha
2107-OF-022: Granito intrusivo (Suíte Intrusiva Aimorés).

2107-OF-164: Granito cinza (Suíte Ataléia).

2107-OF-171 C: Leucogranito (Suíte Ataléia)

2107-OF-199: Leucogranito (Suíte Ataléia)

2107-SA-17: Leucogranito G3?

Folha Linhares

1544-OF-98A: Charno-enderbitto foliado

1544-OF-292: Leucogranito G3 (?) encaixado em foliação baixo ângulo

Os estudos isotópicos realizados por Pedrosa-Soares *et al.* (2006) referem-se aos métodos Sm-Nd em amostras de rocha total, U-Pb (TIMS) em zircão e monazita, e U-Pb (SHRIMP) em zircão. A partir de seus resultados parciais em conjunto com as demais informações os autores evidenciam que:

- As intrusões de granitos e charnockitos da Suíte Aimorés se cristalizaram em torno de 500 Ma; suas fácies graníticas (492 \pm 9 Ma) e charnockíticas (506 \pm 18 Ma) têm idades de cristalização muito próximas, indicando serem cogenéticas; as idades-modelo (TDM), em torno de 1398-1591 Ma, assim como a herança indicada pelo intercepto superior do diagrama da amostra de hornblenda-biotita granito porfirítico da Suíte Aimorés, indicam o envolvimento de rochas neoproterozóicas com o embasamento paleoproterozóico na origem do(s) magma(s) desta suíte; envolvimento de material crustal na gênese dos granitos e charnockitos da Suíte Aimorés, embora rochas derivadas de magma mantélico associadas.
- O espalhamento de idades entre *ca.* 580 Ma e *ca.* 500 Ma sugere que as rochas da Suíte Carlos Chagas permaneceram a alta temperatura por longo período; o intervalo de idades U-Pb em *ca.* 580-570 Ma se correlaciona à época do metamorfismo regional e ao primeiro episódio de granitogênese sincolisional, enquanto as idades em torno de 540 Ma correlacionam-se à idade da granitogênese G3 do Orógeno Araçuá (*e.g.*, Silva *et al.* 2005) e os valores em torno de 500 Ma refletem a influência térmica relacionada ao magmatismo pós-colisional G5 (*e.g.*, Munhá *et al.* 2005).
- Para os leucogranitos G3 idades U-Pb em monazita sugerem cristalização magmática em *ca.* 541 \pm 2,6 Ma, em concordância com idade U-Pb similar obtida de zircão de granada leucogranito G3 dos arredores de Nanuque (Silva *et al.* 2002).

6 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E GEOTECTÔNICA

A Estrutura Regional: a área se situa no interior do Cinturão Araçuaí, neoproterozóico (Almeida, 1977), localizado no Brasil oriental. O cinturão é parte do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental que, para sul, conecta-se com os cinturões Ribeira, Kakoko, Dom Feliciano, Damara e Gariep. O Craton do São Francisco define seus limites ao norte e a oeste; seu limite sul, entretanto, é de forma aproximada posicionado à altura do paralelo 21° S, onde o *trend* estrutural inflete de NE, direção do Cinturão Ribeira, para NNE, direção do Cinturão Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2001). Em escala regional suas estruturas planares têm mergulhos moderados a suaves para leste, representadas por uma foliação metamórfica e zonas de cisalhamento dúctil de empurrão, com suas dobras associadas, com vergências gerais para oeste, no sentido do Craton do São Francisco. O arranjo geométrico-estrutural se modifica junto à Zona de Cisalhamento Transcorrente Vitória-Ecoporanga de direção NNW, que reorienta as estruturas planares pré-existentes provocando a inversão das vergências na sua área de influência.

Os granitos sincolisionais do cinturão, alguns de extensão regional, tendem a orientar-se também segundo a direção NNW da Zona de Cisalhamento Transcorrente Vitória-Ecoporanga que os intercepta. Entre eles destacam-se os da Suíte Carlos Chagas, com dimensões mínimas de 150 x 90 km de área, que se estende desde os arredores da cidade de Pancas na porção central da Folha São Gabriel da Palha, até a cidade de Carlos Chagas, junto à divisa entre Minas Gerais e Bahia. A foliação milonítica impressa nestes granitos, e nos granitos cinza da Suíte Ataléia que os envolve, mostra distribuição acompanhando suas bordas, mergulhando no sentido destes corpos e paralelizadas com a foliação e bandamento metamórficos dos gnaisses encaixantes do Complexo Nova Venécia. Este arranjo geométrico é também responsável pela inversão das vergências das estruturas planares, corroborando o caráter sintectônico da foliação destes granitóides, e reorientando as estruturas planares pretéritas dos gnaisses regionais em torno destes corpos, paralelizando-as com suas foliações sintectônicas.

A Estrutura Local: em escala de mapa observa-se que é marcante o controle estrutural na distribuição das unidades litológicas cartografadas na área. Estas unidades constituem-se dos gnaisses regionais e gerações de granitóides de idades diversas. As formas destes corpos granitóides, de posicionamento sincolisional a pós-colisional, condicionam, em parte, o arranjo espacial das faixas de gnaisses que constituem seu embasamento, cujas atitudes de foliação metamórfica e acamadamento primário pré-existentes foram reorientadas por movimentos de rotação e translação, provocados pela colocação (ascensão e espalhamento) destes corpos. Assim, a porção noroeste da área, na Folha São Gabriel da Palha, é ocupada pela extremidade meridional do batólito Carlos Chagas circundado pelos granitos cinzentos da Suíte Ataléia. Estes últimos também ocorrem no extremo centro-sul da folha, se estendendo para as folhas Colatina e Aracruz, ao sul, onde foram denominados de “Granitóides tipo Colatina” (Tuller *et al.* 1992). A mesma faixa de granitóide Ataléia que circunda o batólito Carlos Chagas se estende para a Folha Linhares ocorrendo na sua porção central onde está encaixada em concordância estrutural nos gnaisses Nova Venécia com direção geral NW-SE e mergulhos tanto para NE quanto para SW.

Estas foliações, portanto, distribuem-se em arco acompanhando os limites dos corpos intrusivos, com mergulhos de médio a baixo ângulo para o interior destes, ou se distribuem segundo a direção geral NW-SE. Esta última é interpretada como a direção geral das estruturas nos gnaisses Nova Venécia, antes da colocação dos corpos intrusivos e da sua reorientação pela tectônica transcorrente NS. É, portanto, a estrutura planar mais antiga registrada tendo superposta esta foliação milonítica norte-sul, relacionada às zonas de cisalhamento direcionais, com destaque para a Zona de Cisalhamento Transcorrente Vitória-Ecoporanga. Temos, assim, duas fases de deformação, uma de baixo ângulo tangencial, superposta por outra de alto ângulo, direcional, ambas relacionadas à Orogênese Brasileira. Esta última, além das direções em torno de NS, que são as mais notáveis, também tem direções nordeste e próximas a leste-oeste (Figura 6.1).

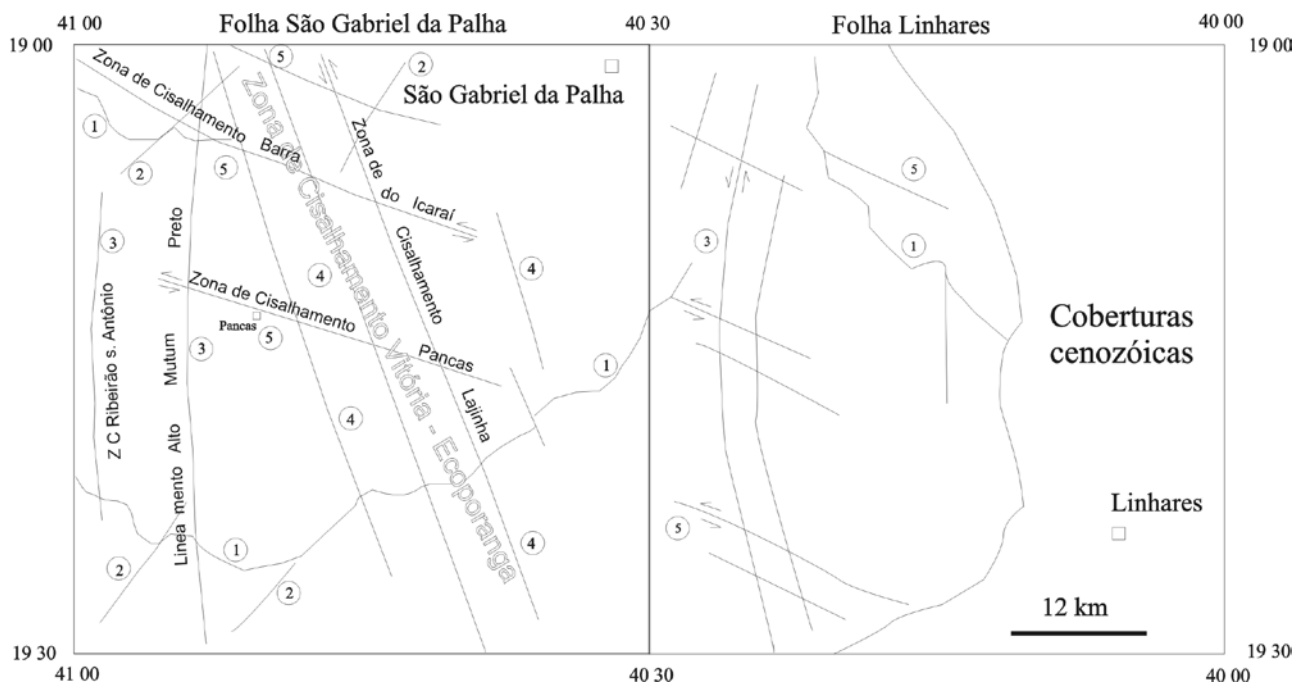


Figura 6.1. Principais traços estruturais da área, do mais antigo para o mais novo: 1) Falhas contracionais regionais da deformação tangencial; 2) falhas direcionais relacionadas ao avanço diferencial de blocos de empurrão; 3) zonas de cisalhamento NS, que truncam e deslocam as anteriores; 4) zona de cisalhamento transcorrente Vitória-Ecoporanga; 5) zonas de cisalhamento WNW, tardias (ver discussão no texto).

A fim de facilitar a análise geométrica das estruturas levantadas no campo, a área foi dividida em domínios estruturais, seguindo a proposta metodológica de Turner & Weiss (1963), e consistiu na defini-

ção de domínios de homogeneidade de distribuição das foliações. Foram individualizados seis domínios estruturais, denominados de domínios A, B, C, D, E, F (Figura 6.2).

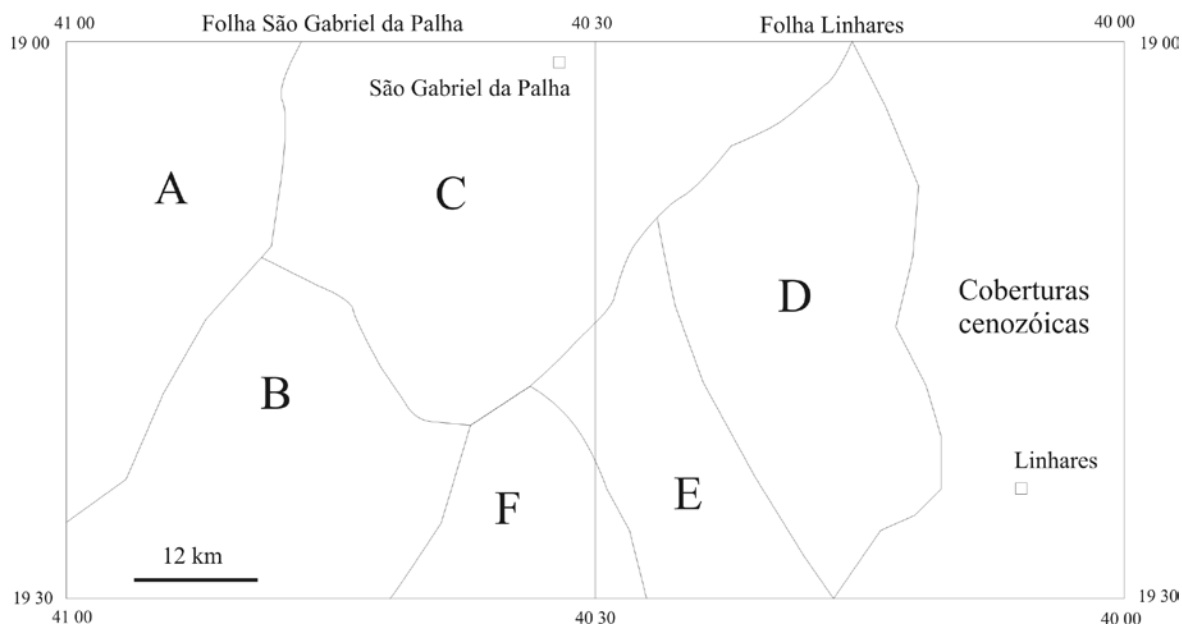


Figura 6.2. Domínios estruturais para as folhas São Gabriel da Palha e Linhares.

Os dados planares e lineares dos domínios individualizados foram tratados em diagramas de projeção polar Schmidt-Lambert, com o uso do programa *StereoNet*.

Foram construídos diagramas de contorno para pólos de foliação para os seis domínios propostos (Figura 6.3, 6.4, 6.5). As estruturas lineares (lineações minerais e de eixos de minidobras intrafoliares) tiveram o mesmo tratamento estatístico das foliações (Figura 6.6).

Os domínios A, B e C foram construídos para medidas de foliação levantadas na área de influência do Batólito Carlos Chagas. Assim, no domínio A foram

obtidos dois máximos de atitudes 190/56 e 260/05 e um submáximo em 245/55, que representam foliações médias em torno de 010/34, 080/85 e 065/35, respectivamente (Figura 6.3a); o domínio B mostra atitudes médias de foliações segundo 048/27 e 326/32 representadas, respectivamente, pelos máximos em 228/63 e 146/58 (Figura 6.3b); e finalmente o domínio C, com máximo em 150/52, traduzindo-se em média de foliações segundo 330/38 (Figura 6.4a). Neste domínio foram elaborados diagramas também para foliações de alto ângulo com máximo em 315/00 referente a planos de atitude 135/90 (Figura 6.4b).

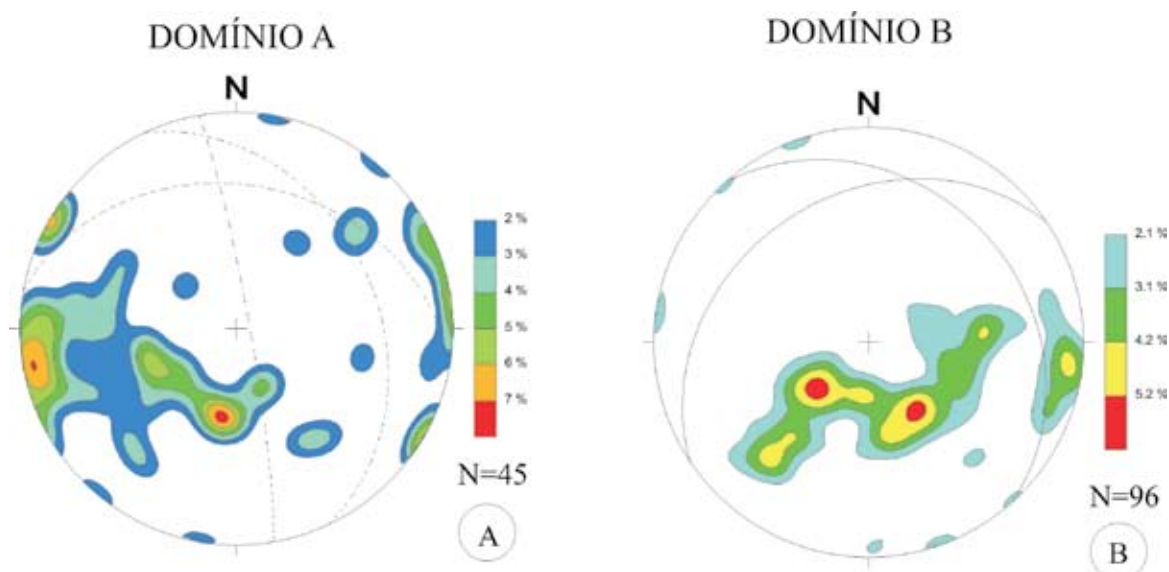


Figura 6.3. Diagramas de contorno para pólos de foliação: a) máximos em 190/56 e 260/05 representando os planos 010/34 e 080/85, e um submáximo em 245/55 representando o plano 065/35; b) máximos em 228/63 e 146/58 representando os planos 048/27 e 326/32.

Fazendo-se a composição das médias de foliações de baixo ângulo destes três domínios fica bem caracterizada a distribuição das foliações em arco, com mergulhos para norte, no sentido do corpo batolítico e acompanhando suas bordas. Fica, também, caracterizada a inversão no sentido de vergência das foliações neste último domínio (domínio C), por efeito da colocação do batólito. Os altos mergulhos e as direções próximas a norte-sul das foliações no domínio A (Figura 6.3a) são atribuídas à superposição de zonas de cisalhamento de alto ângulo que reorientam a foliação regional, conforme se deduz do outro máximo obtido (260/05), representando foliações de atitudes médias 080/85. Esta reorientação é atribuída neste caso à Zona de Cisalhamento Ribeirão Santo Antônio.

No domínio D, que ocupa a porção central da Folha Linhares e inclui gnaisses do Complexo Nova

Venécia e granitóides da Suíte Ataléia, um máximo de polos de foliações em 023/43 indica a tendência geral destas se orientarem para 203/47 (N67W/47SW). Há também submáximos que revelam foliações com mesma direção geral, porém com uma tendência de mergulhos para o quadrante oposto e com ângulos mais baixos (Figura 6.4c). Esta atitude das foliações está bem caracterizada ao sul da Folha São Gabriel da Palha, em seção levantada por Karniol & Machado (2004) ao longo do rio Doce, entre Aimorés (MG) e Colatina (ES), em domínio de gnaisses do Complexo Nova Venécia e hiperstênio granitóides de posição estratigráfica indefinida. A seção está fora da área de influência do grande corpo granitóide da Suíte Carlos Chagas e a oeste da Zona de Cisalhamento Transcorrente Vitória-Ecoporanga.

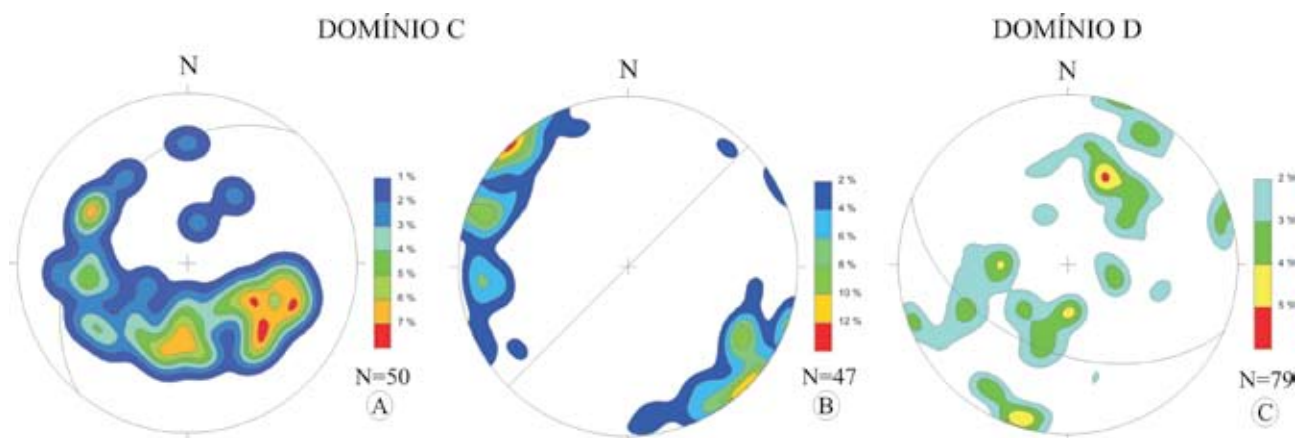


Figura 6.4. Diagramas de contorno para pólos de foliação: a) foliações de baixo ângulo do domínio C com máximo 150/52 referente a plano 310/38; b) foliações de alto ângulo deste domínio com máximo em 315/00 referente a plano 135/90; c) foliações para o domínio D com máximo em 023/43 representando plano 203/47.

Para o domínio E, que abrange o extremo sudoeste da Folha Linhares, foram construídos diagramas distintos para foliações de baixo e de alto ângulo. Para o primeiro caso o máximo obtido revela foliações com atitudes gerais segundo 280/30 (N10E/30NW) (Figura 6.5a) e no segundo os dois máximos obtidos indicam foliações para 060/85 (N30W/85NE) e 250/82 (N20W/82SW) (Figura 6.5b). Estas atitudes de foliações de alto ângulo correspondem a zonas de cisalhamento direcionais, de traços nítidos em imagens de sensores remotos, verificadas no campo, onde se observa a transposição das foliações de baixo ângulo representadas neste domínio pelos valores acima

(N10E/30NW) já rotacionada e quase paralelizada às zonas de cisalhamento NS.

Finalmente o domínio F, foi individualizado no extremo sul da área no entorno da extremidade de corpo granitóide da Suíte Ataléia, que aflora no limite entre as folhas São Gabriel da Palha e Linhares (Figura 6.2). Embora o estereograma obtido para os polos das foliações revele um máximo em 196/47, portanto com o predomínio das foliações para 016/43 (N74W/43NE), dois outros submáximos indicam a sua distribuição em arco, tendendo a um pequeno círculo, com mergulhos para norte (Figura 6.5c), sugerindo a influência da colocação do mesmo na distribuição destas foliações.

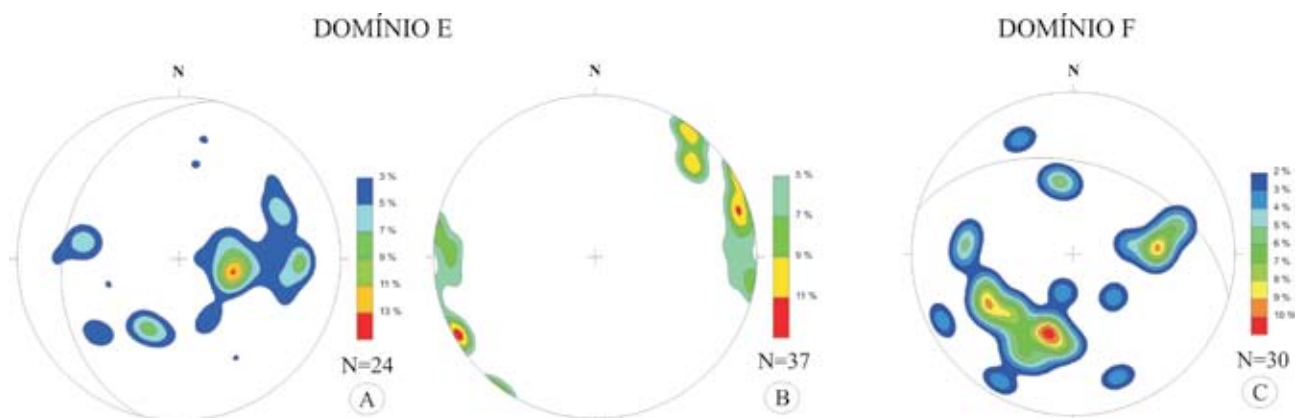


Figura 6.5. Diagramas de contorno para pólos de foliação: a) foliações de baixo ângulo do domínio E com máximo representando plano de atitude 280/30; b) foliações de alto ângulo do mesmo domínio com máximos 240/05 e 070/08 referentes a planos médios 060/85 e 250/82; c) foliações do domínio F com máximo em 196/47 referente a plano 016/43.

O estereograma para lineações minerais medidas em planos de foliação de médio a baixo ângulo com dois máximos segundo 015/20 e 342/26, em torno de N-S (Figura 6.6), mostra que estas estão numa posição quase *down dip* em relação à média destas

foliações. Na seção levantada por Karniol & Machado (2004) a lineação mineral apresenta um máximo em 060/48 para uma foliação média em torno de N40W/60NE, também numa posição quase *down dip*, no trecho Baixo Guandú-Mascarenhas, fora da

zona de influência dos granitóides sincolisionais e da zona transcorrente. Portanto esta atitude de foliação deve refletir a posição espacial original destas rochas antes da colocação dos granitos sincolisionais G2 e da implantação das zonas de cisalhamento direcionais NS. Assim, a direção de transporte tectônico teria

sido de NE para SW, com dobras mostrando vergências para este quadrante. Este transporte tectônico é responsável pelos contatos entre os gnaisses Nova Venécia e rochas granitóides da Suíte Ataléia marcados em geral por zonas de cisalhamento contracionais (empurrões).

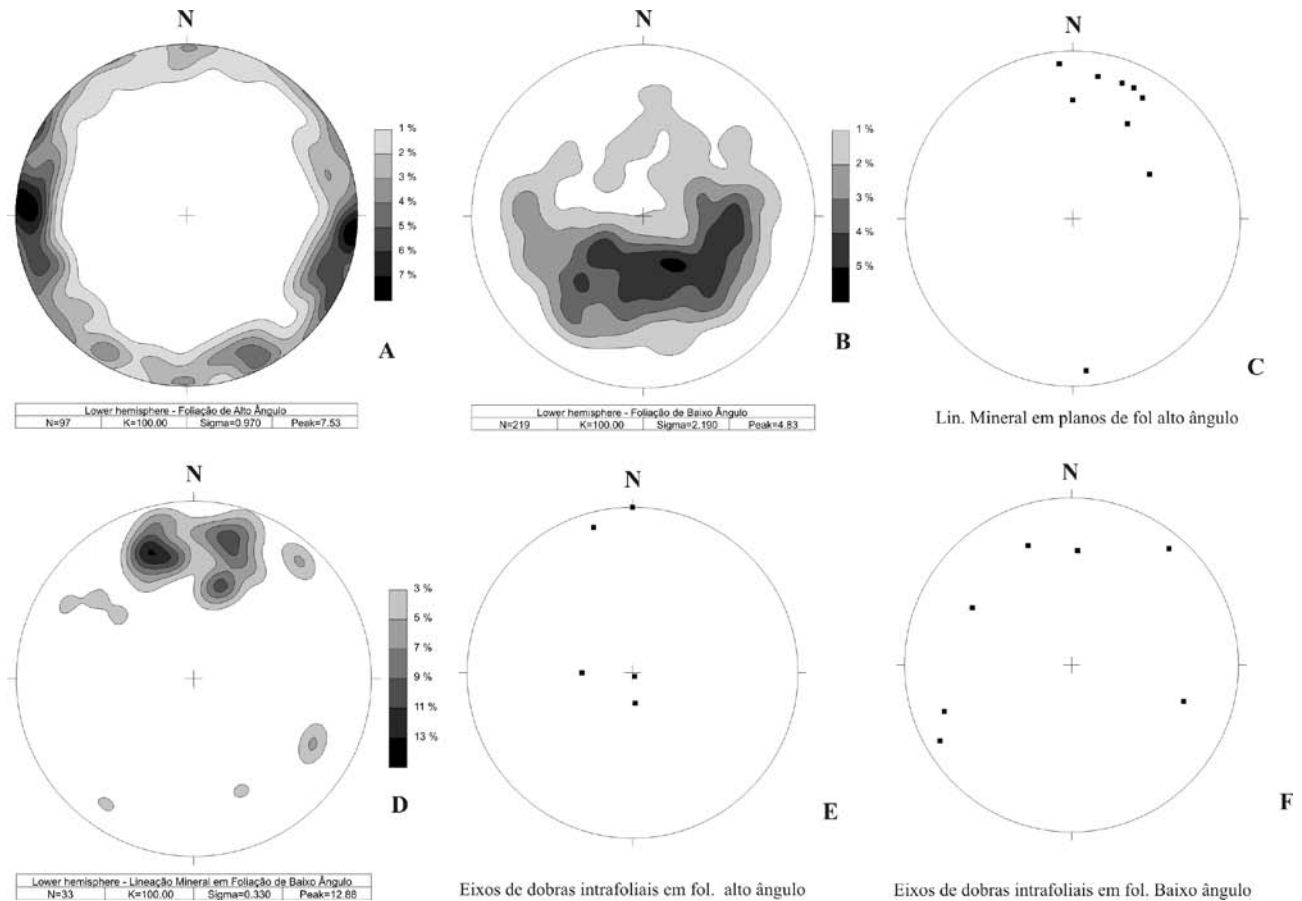


Figura 6.6. Diagramas de contorno para pólos de foliação de alto ângulo (a) e baixo ângulo (b), e para as respectivas lineações minerais (c) e (d) e de eixos de minidobras intrafoliares (e) e (f).

Deformação tangencial

Responsável pela foliação regional impressa nos granitóides sincolisionais das suítes Ataléia e Carlos Chagas e seus gnaisses encaixantes, e nos leucogranitos tardi-colisionais a sincolisionais (Figura 6.7).

Nas rochas granitóides sincolisionais esta foliação é de natureza protomilonítica a milonítica, é pervasiva, mas desenvolvida com maior intensidade junto à borda destes corpos. Seu caráter milonítico é caracte-

terizado pela estrutura anastomosada da foliação e pela abundância de fitas de quartzo (*quartz ribbons*), formas oclares de porfiroclastos de feldspatos (estrutura *augen*), granadas oclares e ou rotacionadas e foliação de micas. Para o interior dos corpos, principalmente nos granitos da Suíte Carlos Chagas, está superposta a uma foliação primária, de fluxo magmático, bem preservada em muitos locais, com feições características como entelhamento de megacristais de feldspato contornados por micas.

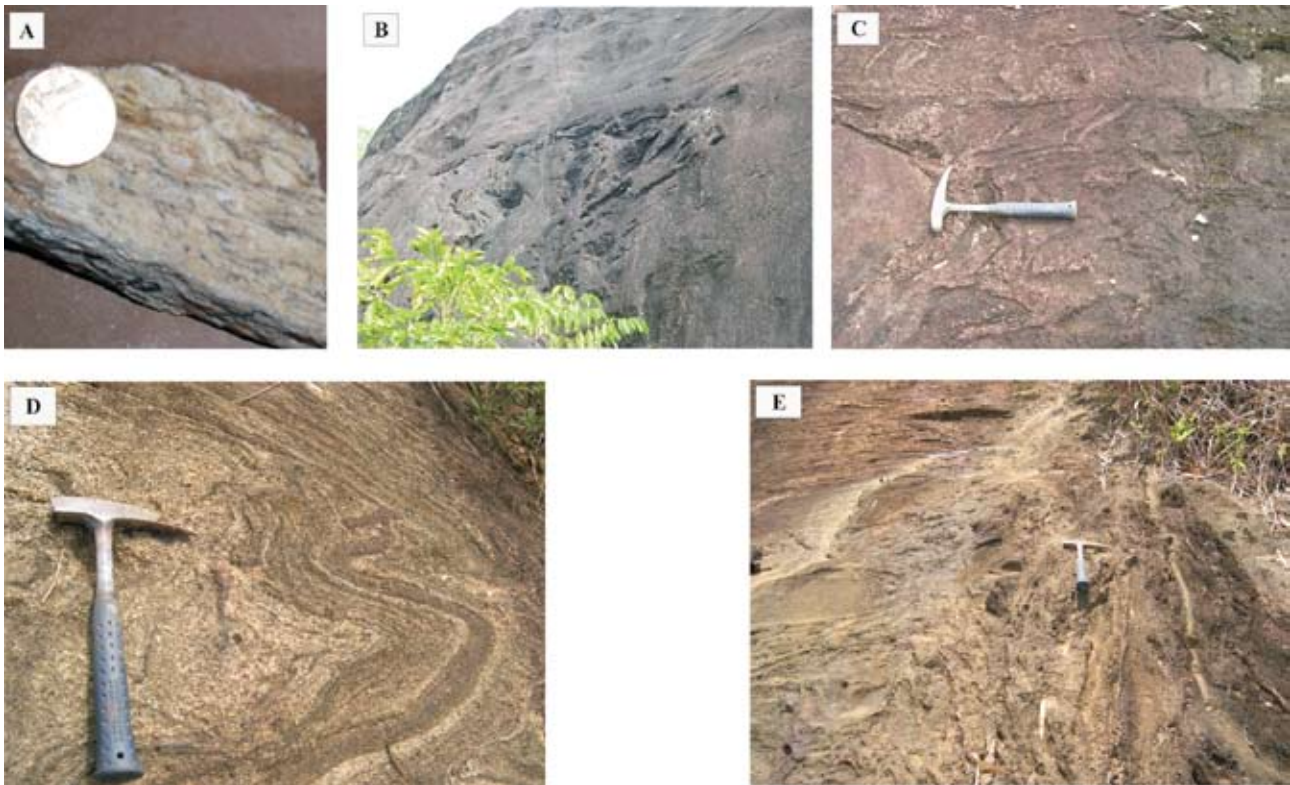


Figura 6.7. Zonas de Cisalhamento, Contracional e Transcorrente NS: a) amostra orientada de gnaiss protomilonítico, com feldspatos sigmoidais indicando empurrão junto ao contato gnaiss Nova Venécia/Granitóide Ataléia; b) laminação milonítica em zona de empurrão dobrada com atitude 280/30 com dobra intrafolial em S; c) discretas zonas de cisalhamento de empurrão de atitudes 020/50; d) zona de cisalhamento/transposição de bandamento, com atitude 230/50, próximo ao afloramento anterior, sugerindo dobramento destas superfícies de empurrão/transposição; e) zona de cisalhamento transcorrente EW, defletindo dextralmente a laminação do gnaiss Nova Venécia da foto anterior. (Folha São Gabriel da Palha, estação: a – OF140; Folha Linhares, estações: b – OF264; c – OF79; d – OF80; e – OF82).

Os gnaisses do Complexo Nova Venécia têm como estrutura planar uma foliação paralelizada a um bandamento composicional, transposto durante a colocação dos granitóides sincolisionais, que mostra um padrão de distribuição espacial que acompanha o contato destes. Seu contato com os granitóides sincolisionais é tectônico, ao longo de zonas de cisalhamento contracionais (empurrões – ver figura 6.7a). Estes gnaisses, ao sul da área, já na folha Colatina, longe da influência destes corpos granitóides sincolisionais, mostra bandamento redobrado em laço (ver figura 3.4e).

Deformação transcorrente

Zonas de cisalhamento de alto ângulo estão superpostas à deformação tangencial regional. Em imagens de satélite identificam-se regionalmente cinco direções principais de lineamentos estruturais: NE, NS, NNW, WNW e EW (Figura 6.1). Monteiro & Baltazar (2001) hierarquizaram estes lineamentos, nesta ordem, do mais antigo para o mais novo.

Os lineamentos NE: estes ocorrem de forma discreta, apenas no lado ocidental e preferencialmen-

te no quadrante noroeste da folha São Gabriel da Palha. Têm direção geral N60°-70°E não tendo sido possíveis observações sobre suas características. Entretanto posicionam-se ao longo do *Alinhamento Ipanema-Nova Venécia* de Silva *et al.* (1987) que sugerem uma origem relacionada a movimentos compressoriais, em vista da ocorrência de falhamentos direcionais ao longo do lineamento. Monteiro & Baltazar (2001) definem-na como uma deformação dúctil, milonítica, não-coaxial, concentrando-se em estreitas faixas lineares de direção geral NE-SW, com fortes mergulhos preferencialmente para NW, com lineações minerais oblíquas a subhorizontais. Em vista das observações acima são aqui interpretadas como falhas de rasgamento (*tear faults*) relacionadas ao avanço diferencial de blocos da tectônica tangencial com transporte de NE para SW reponsável pela foliação regional descrita acima.

Os lineamentos NS: configuram zonas de cisalhamento de alto ângulo de natureza dúctil que interceptam e reorientam nitidamente as estruturas anteriores (Monteiro & Baltazar 2001). Têm sua principal ocorrência na metade ocidental da

Folha São Gabriel da Palha e na Folha Linhares junto a seu limite com aquela. Estes lineamentos estão representados na Folha São Gabriel da Palha pela *Zona de Cisalhamento Ribeirão Santo Antônio* e pelo *Lineamento Alto Mutum Preto*, que se estende para norte através das folhas Mantena e Ecoporanga nas quais estes lineamentos são marcantes, principalmente em suas porções ocidentais. A *Zona de Cisalhamento Ribeirão Santo Antônio* (Figura 6.8) posicionada no extremo oeste da folha, é uma zona de cisalhamento dúctil, de direção norte-sul, subvertical, com movimento transcorrente a oblíquo e deslocamento sinistral transpressivo. Estas características são sugeridas por forma sigmoidal de lente de leucossoma granítico de gnaiss migmatítico do Complexo Nova Venécia, em seção horizontal de plano de foliação milonítica (Figura 6.8b), na qual lineação de biotitas é subhorizontal ou tem caimento de até 30°N.

O *Lineamento Alto Mutum Preto* posicionado paralelamente ao anterior parece manter características deformacionais similares, embora não tenham sido observados elementos estruturais característicos ao longo do mesmo. Entretanto, leucogranito com foliação milonítica verticalizada paralelamente e junto a este lineamento (Figura 6.8c) e o caráter milonítico e subverticalizado, também com mesma direção, em granitóides da Suíte Carlos Chagas e em gnaisses Nova Venécia – neste caso com deslocamento sinistral - entre as duas estruturas (Figuras 6.8d, e), são altamente sugestivos desta semelhança.

Na Folha Linhares estes cisalhamentos NS constituem uma faixa com largura em torno de 10 km, estendendo-se de sul para norte deste as regiões ao sul do rio Doce, com direção NNW, infletindo para NNE na altura de Governador Lindemberg e projetando-se para a Folha São Mateus, ao norte.

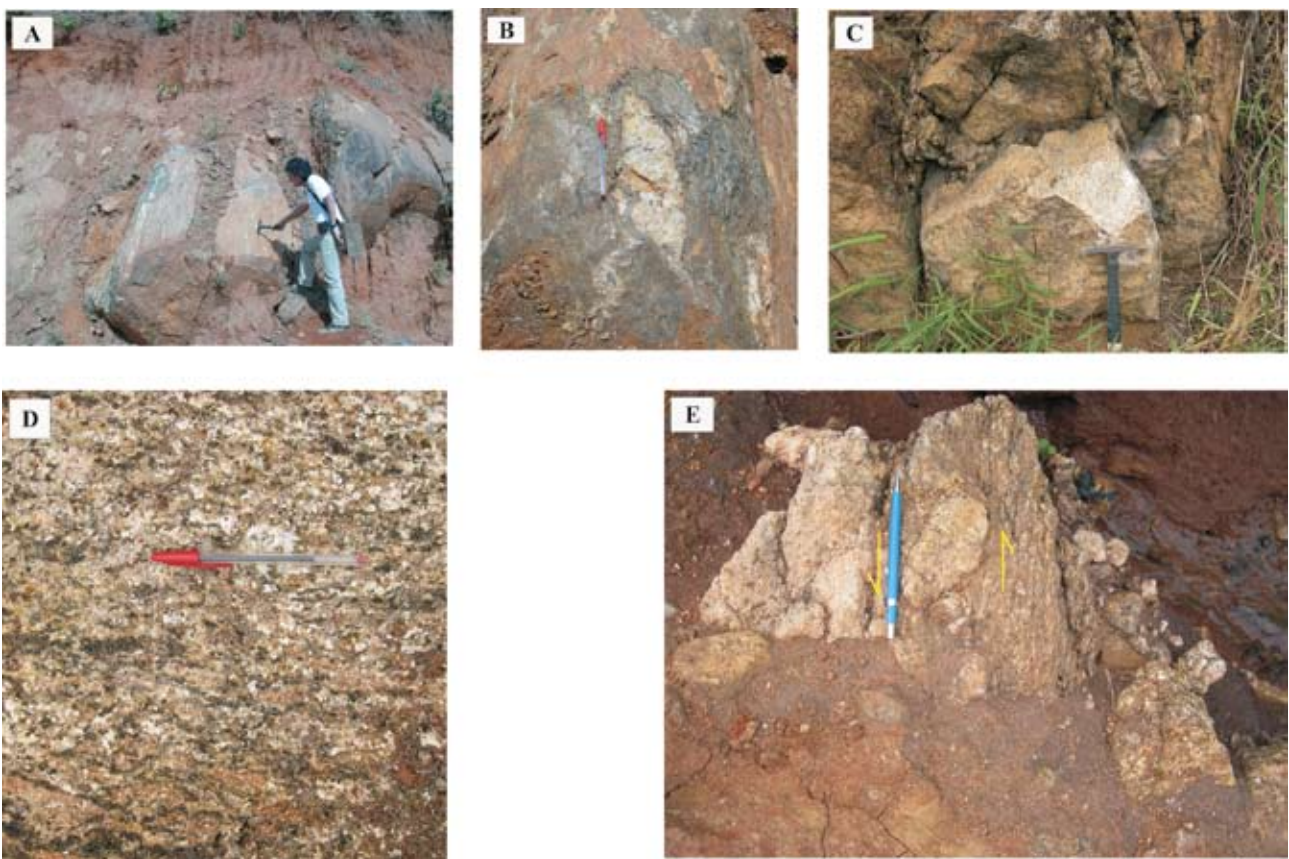


Figura 6.8. Zonas de Cisalhamento Transcorrente NS: Zona de Cisalhamento Ribeirão Santo Antônio (a), com banda granítica sigmoidal (b) indicando movimento sinistral, em gnaiss do Complexo Nova Venécia; leucogranito com foliação verticalizada (c) de direção NS, junto ao Lineamento Alto Mutum Preto; foliação milonítica NS, vertical, no granito megaporfirítico da Suíte Carlos Chagas (d), visto em seção horizontal; pequena zona de cisalhamento vertical NS, com sigmóide granítico indicando movimento sinistral (e), entre as duas zonas de cisalhamento acima. (Folha São Gabriel da Palha, estações: a, b – OF26; c – OF53; d – OF255; e – OF54).

Nestas zonas de cisalhamento, caracterizadas por planos de foliação e laminação miloníticas subverticais, predominam movimentos direcionais sinistrais, deduzidos a partir de marcadores cinemáticos como bandas de cisalhamento, formas sigmoidais de porfiroclastos e lentes de leucogranitos e rochas calcissilicáticas, dobras intrafoliais assimé-

tricas, visualizados em superfícies subhorizontais (Figura 6.9). Embora sejam escassas as medidas de lineações minerais subhorizontais nos planos de foliação, os eixos de minidobras S e de boudins em posição subvertical nestes planos de foliação, são fortemente indicativos de movimentos direcionais ao longo da zona.

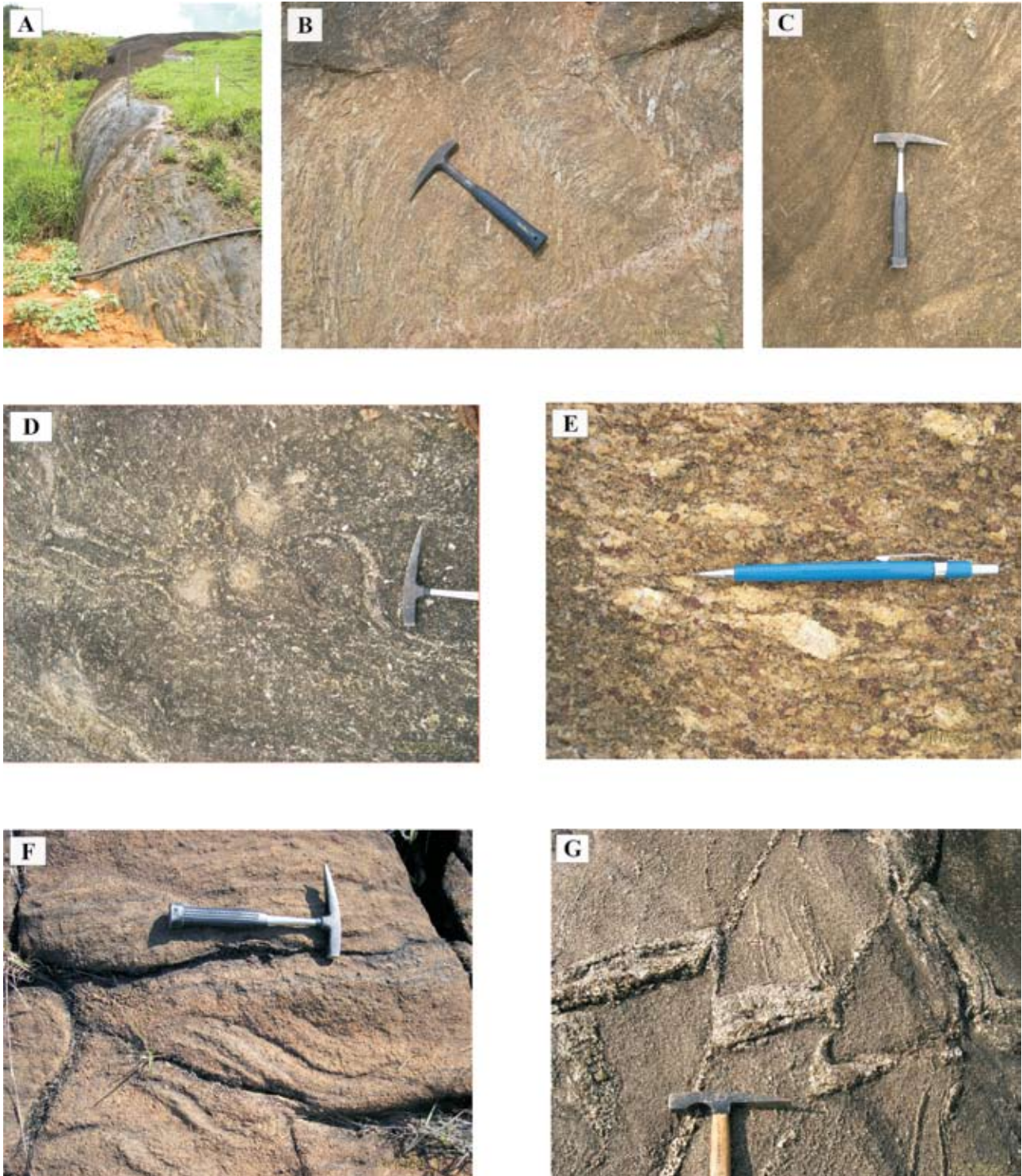


Figura 6.9. Marcadores cinemáticos indicando movimento sinistral em zonas de cisalhamento direcionais NS, em migmatitos do Complexo Nova Venécia e em granitóides da Suíte Ataléia, na Folha Linhares: na Zona de Cisalhamento Transcorrente Pedrolândia-São Rafael aspectos de afloramento e de foliação milonítica de atitude 270/70-90, com pórfiros estirados de feldspatos em (a) e (b); marcadores cinemáticos em outra exposição da mesma zona de cisalhamento com atitude 240-250/90 (c), (d), (e); sigmóide de foliação indicando movimento sinistral, em zona de cisalhamento de atitude 240/90, poucos quilômetros a leste (f); zona de cisalhamento rúptil de atitude 275/90, com deslocamento dextral (g). (Folha Linhares, estações: a, b – OF60; c, d, e – OF330; f – OF140; g – OF165).

Os lineamentos NNW: constituem a zona de cisalhamento dúctil de alto ângulo Vitória-Ecoporanga, de características transcorrentes, com extensão e largura aproximadas de 280 km por 20 km, se estendendo desde Vitória (ES) até a região de Ataléia (MG). Foram denominados de *Alinhamento Vitória-Ecoporanga* por Silva *et al.* (1987) que os define como uma zona de reativação à qual se teriam associado plutões graníticos intrusivos no Eopaleozóico, posteriormente ativadas no Mesozóico (Jurássico) com a colocação de diques básicos. Nalini (1997) os denomina de Zona de Cisalhamento de Vitória. A zona de cisalhamento Vitória-Ecoporanga é formada por um conjunto de lineamentos notáveis, às vezes coalescentes e assumindo padrão anastomosado. Na área destacam-se os lineamentos Montes Claros, Córrego Laranja da Terra, Córrego Palmital, Córrego São Luiz e São João Pequeno e a *Zona de Cisalhamento Transcorrente Lajinha*, assim caracterizada devido a bom controle baseado em observações de campo.

A *Zona de Cisalhamento Transcorrente Lajinha* tem direção N20°W, cortando a Folha São Gabriel da Palha na sua porção mediana e se estendendo para as folhas Colatina e Mantena, respectivamente ao sul e ao norte. Recebe o nome da localidade de Lajinha, município de Pancas, centro-norte da área. É uma zona de cisalhamento caracterizada por faixas descontínuas de milonitos, portanto de natureza dúctil, duas delas verificadas no campo com larguras de cerca de 15 m e 3 m (Figura 6.10a). Uma lineação de biotitas subhorizontal ou com caimento de até 30° para norte, em

plano de foliação milonítica (Figura 6.10b) subvertical, caracterizam-na como direcional, com movimento sinistral sugerido por formas sigmoidais de porfiroclastos de feldspatos, observadas em seção horizontal em afloramentos de protomilonitos (*augen* gnaisses) de granitóides da Suíte Carlos Chagas (Figura 6.10c). Reativação em regime rúptil, também com deslocamento direcional sinistral, é sugerida por estrias (caimentos até 20° S) e *steps* em minerais félsicos nos planos de foliação milonítica. Reativação no Mesozóico, em regime rúptil e extensional, é também indicada pela colocação de diques de diabásio não deformados ao longo das mesmas (Figura 6.10d). Outros lineamentos importantes da Zona de Cisalhamento Vitória-Ecoporanga são denominados de: Montes Claros, Córrego Laranja da Terra, Córrego Palmital, Córrego São Luis e São João Pequeno. A maioria destes necessita de estudos mais detalhados em suas características geométricas, cinemáticas e mecanismos de deformação, embora se possa postular, com boa margem de segurança, terem as mesmas características da *Zona de Cisalhamento Lajinha* que representa apenas um segmento da grande estrutura. Acrescente-se a isto que em estereogramas elaborados para foliações de alto ângulo e respectivas lineações minerais, foram obtidos máximos compatíveis com as atitudes dos lineamentos NNW subverticais e com lineações minerais subhorizontais, o que sustenta a interpretação de cisalhamento transcorrente para toda a zona de cisalhamento Vitória-Ecoporanga (ver Figura 6.6).

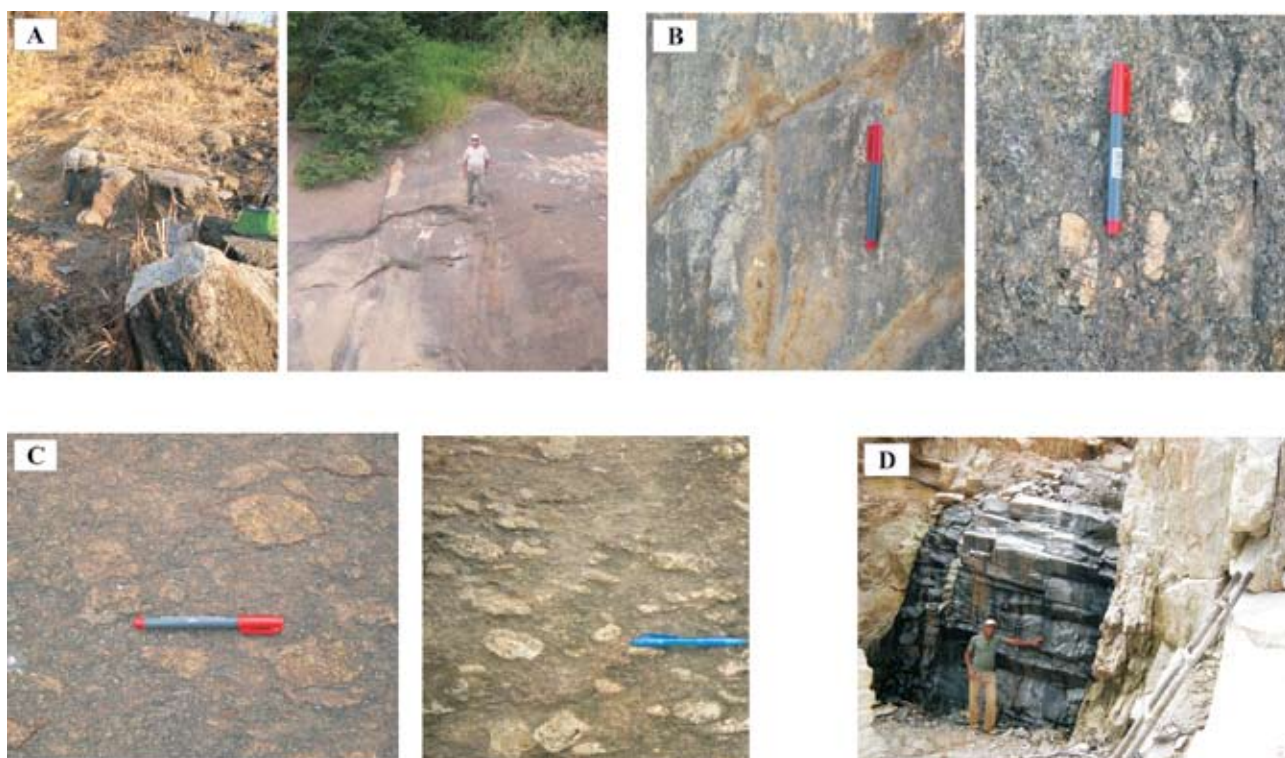


Figura 6.10. Zonas de Cisalhamento NNW: duas faixas sucessivas da Zona de Cisalhamento Lajinha (a); milonito/protomilonito do granito Carlos Chagas (b) no mesmo local, com movimento sinistral sugerido por porfiroclastos sigmoidais de feldspatos (c); reativação em regime extensional rúptil ocorreu no Mesozóico com a intrusão de diques de diabásio (d). (Folha São Gabriel da Palha, estações: a, b – OF130; c – OF131; d – OF175).

Os lineamentos WNW: constituem outro conjunto de zonas de cisalhamento transcorrente, menos penetrativo e que intercepta o anterior. São caracterizadas por Monteiro & Baltazar (2001) como zonas de cisalhamento dúctil, de médio a alto ângulo, que truncam e deslocam as estruturas anteriores indicando reativação posterior em regime de deformação rúptil. São frequentes tanto na Folha Linhares quanto na Folha São Gabriel da Palha havendo, em ambas, evidências de reativação destas estruturas em regime dúctil-rúptil, cujos deslocamentos são perfeitamente visíveis em imagens de satélite na escala 1: 100.000. Esta reativação se deu em regime transtensivo, conforme se deduz da presença, em escala de afloramento, de pequenos corpos graníticos não deformados alojados em seus planos e da colocação dos plútons pós-colisionais da Suíte Intrusiva Aimorés ao longo destas estruturas. Entre estas zonas de cisalhamento de direção WNW destacam-se a *Zona de Cisalhamento Pancas* e a *Zona de Cisalhamento Barra do Icarai*, ambas na Folha São Gabriel da Palha.

A *Zona de Cisalhamento Transcorrente Pancas* tem direção geral N60°-70°W, cortando a área a partir da

sua porção centro-ocidental, passando pela cidade de Pancas e adentrando a Folha Conselheiro Pena a oeste. É uma zona de cisalhamento dúctil de alto ângulo (Figura 6.11a), com notável foliação milonítica (Figura 6.11b) com mergulhos variando de 60° para norte a subverticais. Alguns marcadores cinemáticos, como relações entre foliações S/C, bandas de cisalhamento (Figura 6.11c) e formas sigmoidais de porfiroclastos de feldspatos (Figura 6.11d), observados em seções subhorizontais de afloramentos, indicam deslocamento sinistral para a componente horizontal de movimento. Embora não tenham sido observadas com nitidez lineações minerais nos planos de foliação milonítica, a ausência de marcadores cinemáticos em seções segundo o mergulho e seu aspecto pouco característico em seções oblíquas sugere fortemente a natureza essencialmente direcional do deslocamento. Reativação em regime rúptil, também direcional e com deslocamento anti-horário, é sugerida pela presença junto ao lineamento, de planos de fratura subverticais e paralelos, em granitóides megaporfíricos (*augen gnaisses*) da Suíte Carlos Chagas, com estrias subhorizontais e degraus (*chatter marks*).

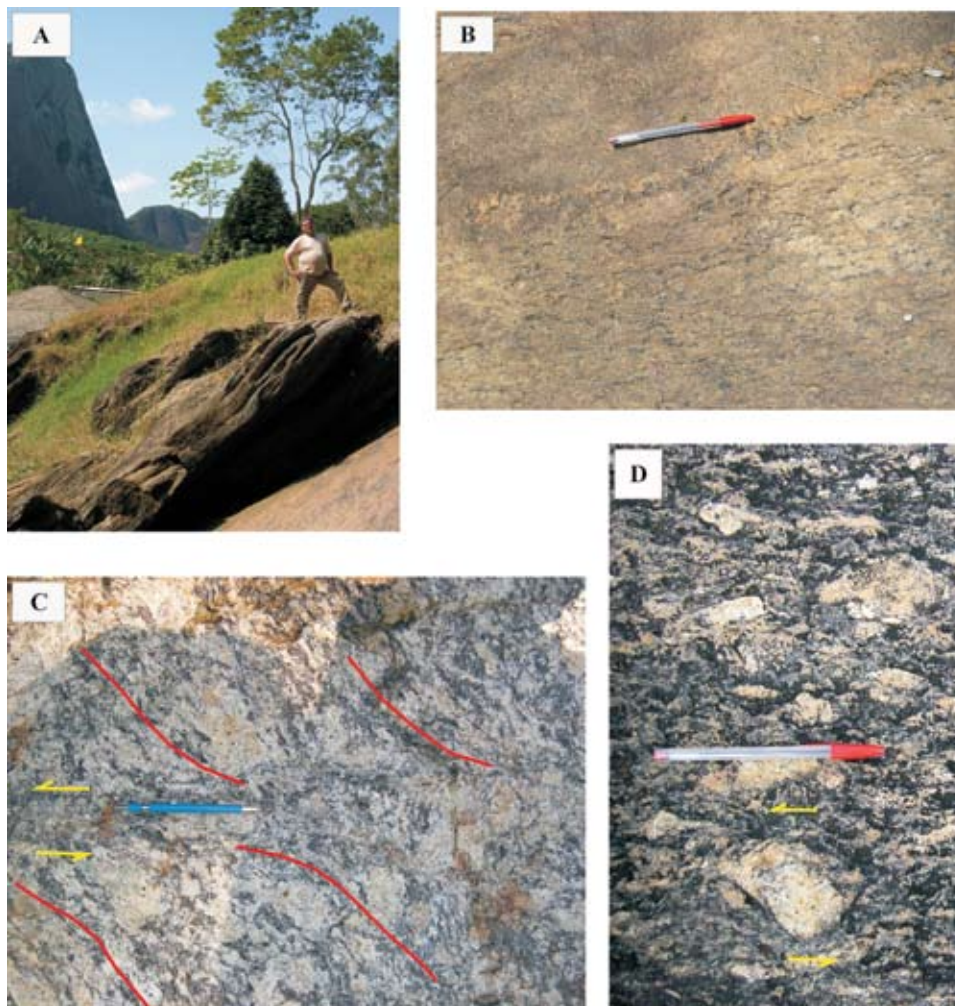


Figura 6.11. Zonas de Cisalhamento WNW: a *Zona de Cisalhamento Pancas*, aspecto de afloramento (a); milonito do granito megaporfírico da Suíte Carlos Chagas nesta zona (b), com banda de cisalhamento (c), formas sigmoidais de porfiroclastos de feldspato, em seção horizontal, indicando deslocamento sinistral (d). (Folha São Gabriel da Palha, estações: a, b – OF273; c, d – OF193).

A Zona de Cisalhamento Transcorrente Barra do Icarai na Folha São Gabriel da Palha tem direção geral N70°W e faz parte do mesmo sistema da zona de cisalhamento Pancas estando cerca de 14 km ao norte desta. A foliação milonítica ao longo da zona está verticalizada ou mergulha 60° para norte ou para sul. É uma zona de cisalhamento com movimento sinistral dúctil indicado por marcadores cinemáticos como sigmóides de foliação (Figura 6.12a) e dobras de arrasto em bandas de leucossoma (Figura 6.12b), visualizados em seção horizontal de afloramentos. Estes marcadores

foram observados a cerca de 2 km do lineamento principal, em granitóide porfiroclástico e granitos cinza das suítes Carlos Chagas e Ataléia. Nestes locais os planos de foliação milonítica têm direção próxima a E-W e mergulhos de pelo menos 60°S, com eixos de dobras intrafoliais e de boudins segundo o mergulho, indicando movimentos preferencialmente direcionais. Em uma mesma exposição além da deformação dúctil, há marcadores com deslocamento em regime rúptil, também sinistral o que sugere deformação em regime dúctil-rúptil (Figura 6.12c).

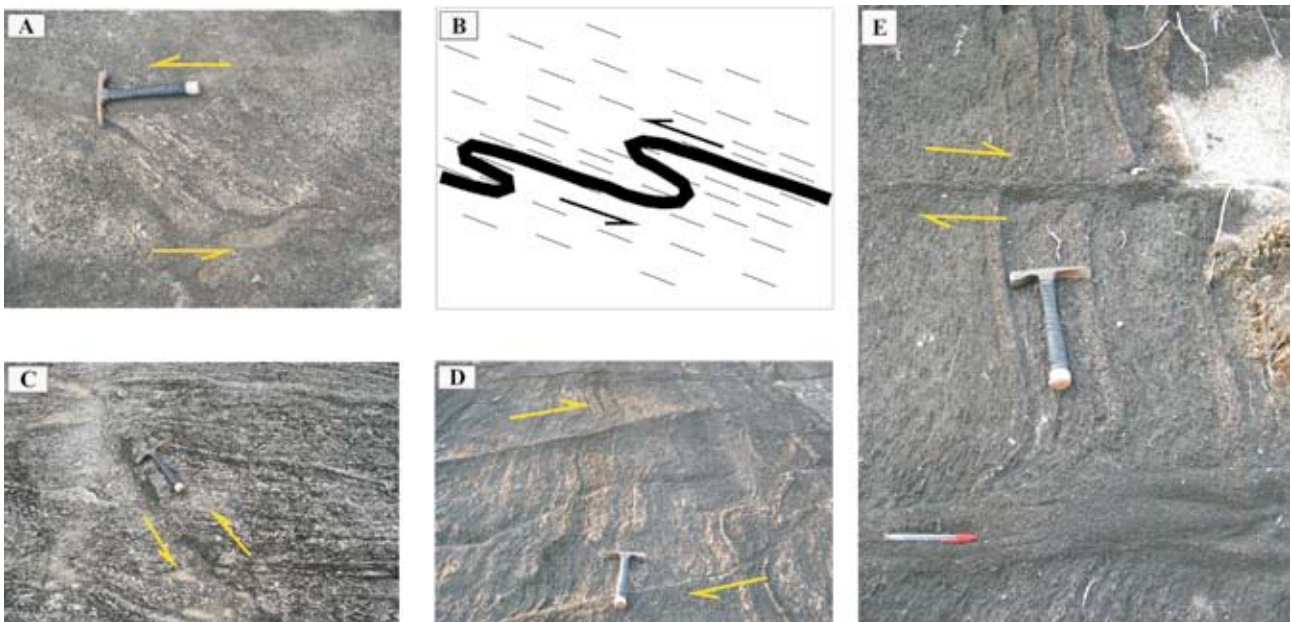


Figura 6.12. Zonas de Cisalhamento WNW: marcadores cinemáticos na Zona de Cisalhamento Barra do Icarai, a) sigmóide de foliação e b) dobras assimétricas sin-cisalhamento com movimento indicado; c) reativação dúctil-rúptil com mesmo sentido de movimento; d, e) reativação em regime rúptil com movimento transtensivo dextral. Em granitos megaporfiríticos da Suíte Carlos Chagas. (Folha São Gabriel da Palha, estações: a, b, c – SS92; d, e – OF271).

Uma reativação em regime rúptil é, entretanto, observada cerca de 2 km ao sul do lineamento principal onde os marcadores cinemáticos estão representados por uma deflexão da foliação milonítica e separação de bandas das zonas de cisalhamento N20°W, com deslocamento dextral ao longo de planos de atitudes N80°W/60NE – N70°W/90°. A natureza transtensional desta reativação em regime rúptil é sugerida pela colocação de bandas centimétricas de granitos finos não deformados nestes planos de cisalhamento (Figura 6.12d, e).

Na folha Linhares as principais zonas de cisalhamento deste sistema ocorrem nas regiões de Cedro-

Lacrimal, Panorama e Pedrolândia, tendo em geral movimento sinistral, porém também dextral na região de Panorama, e com reativação em regime rúptil em Pedrolândia (Figura 6.13).

Uma tectônica extensional rúptil, em geral reativando estruturas prévias é observada muito localmente, por isso não cartografada. É representada por fraturas e falhas normais. As falhas orientam-se preferencialmente para EW, N25-50E e NS. As falhas EW, observadas na porção sul da área, são direcionais e as demais são normais, em geral subverticais e mergulhando para leste (ver Monteiro & Baltazar 2001).

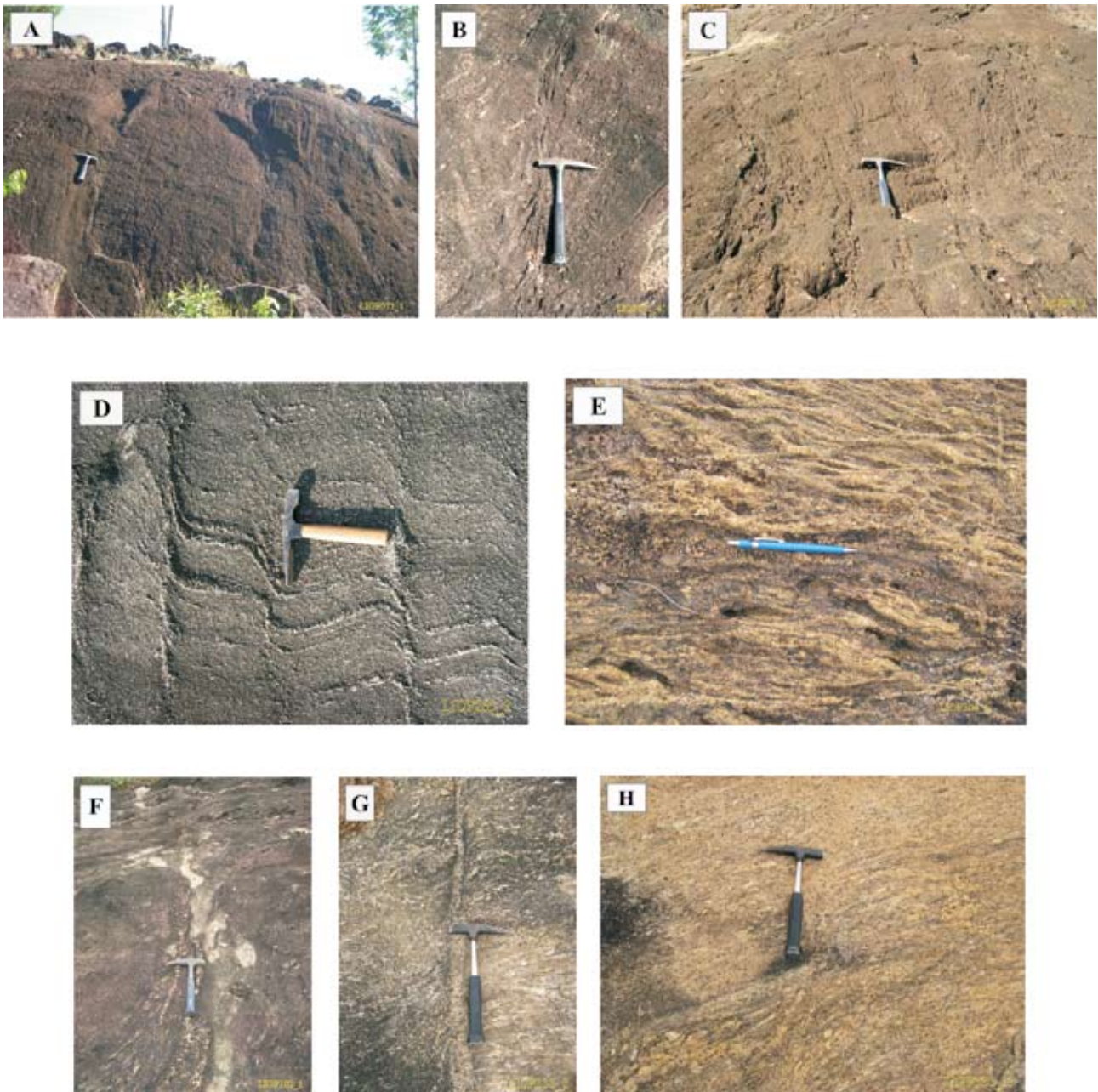


Figura 6.13. Zonas de Cisalhamento WNW: a, b, c) Zonas de cisalhamento na região de Panorama, com movimento sinistral; d) zona de cisalhamento com movimento dextral, também na região de Panorama, em gnaisses do Complexo Nova Venécia; e, f) zonas de cisalhamento na região de Cedro-Lacrimal, com foliações SxC e banda de cisalhamento indicando movimento sinistral, em gnaisses Nova Venécia e granitóides Ataléia; g, h) na região de Pedrolândia, também com marcadores indicando movimentos sinistrais, porém rúptil em h), em gnaisses Nova Venécia. (Folha Linhares, fotos em superfície horizontal, estações: a, b – OF72; c – OF74; d – OF265; e – OF304; f – OF102; g, h – OF330).

7 – RECURSOS MINERAIS E CONTROLE DAS MINERALIZAÇÕES

7.1. INTRODUÇÃO

Segundo o Informe Mineral do DNPM (1º Sem.-2007), “A análise do desempenho recente da economia mundial evidencia quatro anos consecutivos de resultados vigorosos, alcançando em 2006 a impressionante marca de 5,4% de crescimento. Conforme relatório do FMI (World Economic Outlook, abril-2007), a expectativa é de cenário otimista de crescimento acima de 4% a.a. por dois anos consecutivos. Esta perspectiva da economia mundial é extremamente favorável ao Brasil, pois favorecerá o aumento da liquidez no mercado financeiro internacional e aumento do consumo de *commodities* minerais como os minérios de ferro, caulim, cobre, estanho, nióbio, níquel e rochas ornamentais. Nestes segmentos o país possui reconhecidas vantagens competitivas e excedentes exportáveis significativos.”

Considerando a produção mineral brasileira de 2006, o Fluxo de Comércio Exterior (FCE) do Setor Mineral foi da ordem de US\$ 68,4 bilhões (27,9% do FCE do País). Neste contexto, o valor das exportações minerais de US\$ 40,1 bilhões, significa uma participação de 26,9% do total brasileiro exportado; enquanto as importações com US\$ 28,3 bilhões representam 29,4%. O saldo positivo de US\$ 11,8 bilhões significa 21,3% do total da Balança Comercial do País.

Com a finalidade de se mostrar a importância do setor de rochas ornamentais no contexto nacional, registra-se que a categoria dos Bens Primários respondeu por US\$ 17,9 bilhões, ou cerca de 26,2% das exportações. O minério de ferro (49,9%) mantém a hegemonia, seguido do petróleo (38,5%). Rochas ornamentais e de revestimento (4,4%), minério de cobre (2,8%), caulim (1,5%), bauxita (1,1%) e manganês (0,3%), compõem o restante da pauta de exportação de bens primários minerais do Brasil (Figura 7.1).

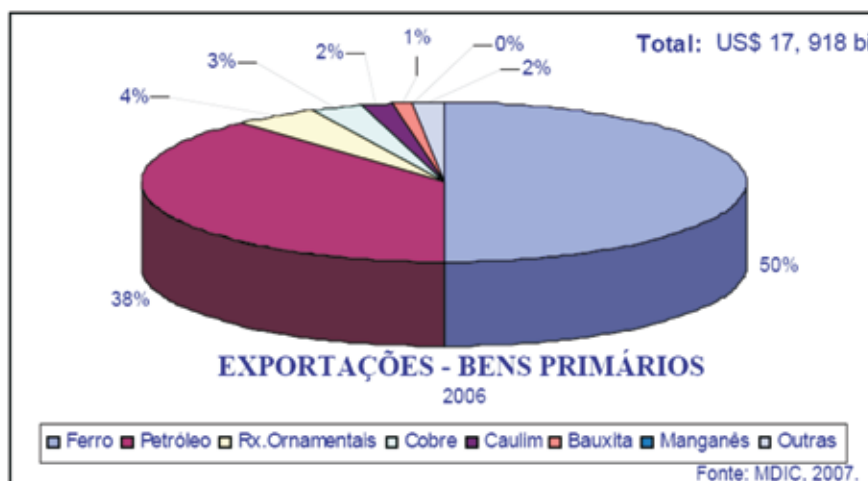


Figura 7.1. Exportações – Bens Primários (fonte: DNPM - Informe Mineral - 1º Sem. – 2007).

Por outro lado, na perspectiva da importância da mineração para o desenvolvimento social, observa-se que tradicionais municípios mineradores apresentam IDHs acima da média nacional (0,769) e muito acima da maioria de municípios não mineradores. A CFEM (*royalty* mineral), que alcançou uma cifra global da ordem de R\$ 465,9 milhões em 2006 (a expectativa é alcançar R\$ 540 milhões em 2007), contribui significativamente para a melhoria da qualidade de vida e para a formação das receitas municipais (63% da CFEM), não raramente

mais significativa do que o FPM - Fundo de Participação Municipal.

O Brasil possui em torno de 1,2 mil variedades de rochas ornamentais, sendo o quinto maior exportador de blocos e o oitavo de rochas manufaturadas. Já o Estado do Espírito Santo responde por 83% das rochas manufaturadas exportadas e detém 57% dos teares instalados no Brasil.

O Estado do Espírito Santo possui uma das maiores reservas de mármore e granito do país, estes últimos com uma variedade de cores bem diversificada.

Atualmente, a mineração das rochas concentra-se em dois centros principais: o mais antigo localiza-se na parte sul do estado, especificamente no município de Cachoeiro do Itapemirim, onde ocorrem diversas jazidas de mármore e granito e a maior parte do parque industrial de beneficiamento. O outro, no município de Nova Venécia ao norte da folha Linhares, destaca-se pela produção de granitos em diversas tonalidades.

Rochas Ornamentais no Estado do Espírito Santo

O crescimento significativo do setor de rochas ornamentais no Espírito Santo deve ser destacado, apesar de que essa expansão tenha acontecido de forma relativamente desordenada, sem um tipo de planejamento estratégico das entidades envolvidas com o setor e do próprio executivo estadual e municipal.

A produção de bens complementares e de apoio ao setor, como insumos, máquinas e equipamentos necessários ao funcionamento da cadeia produtiva principal, além dos impactos gerados no número de empregos diretos e indiretos decorrentes desta atividade produtiva, ampliaram a importância desta atividade econômica para a economia estadual.

Nos últimos dois anos, os investimentos da cadeia produtiva de rochas (máquinas, equipamentos, infra-estrutura, etc) do Estado atingiram a casa de R\$ 1 bilhão.

O setor de rochas ornamentais capixaba ganha cada vez mais destaque no cenário nacional e internacional. Com um acervo de aproximadamente 200 variedades de rochas ornamentais, que atraem compradores de todo o mundo, o Espírito Santo é responsável por cerca de 65% das exportações de rochas brasileiras.

O mercado de rochas ornamentais corresponde à aproximadamente 7% do Produto Interno Bruto (PIB) do Estado. São cerca de 1,2 mil empresas que contribuem, não só para o desenvolvimento econômico e social do Espírito Santo, mas para a descentralização desse desenvolvimento rumo às cidades do interior.

Além de se destacar pelo grande volume de extração e pelo número de teares em operação, pouco mais da metade do total de equipamentos existentes no Brasil, o Estado conta ainda com a infra-estrutura logística do Porto de Vitória, que responde pela crescente participação nas exportações nacionais de rochas ornamentais.

E, além disso, futuramente as empresas do setor de rochas ornamentais do Sul e Norte do Espírito Santo poderão contar com mais um auxílio para agilizar o processo de exportação, já que foi encaminhada ao Governo Federal uma proposta de implantação

de dois portos secos alfandegados, sendo um em Cachoeiro do Itapemirim e outro em Colatina, visando atender principalmente ao setor de rochas ornamentais. Esses portos estarão interligados à Ferrovia Litorânea Sul, que deverá ter suas obras iniciadas no segundo semestre de 2008.

Por outro lado, uma antiga reivindicação dos empresários do Norte capixaba, foi atendida com a inauguração do Terminal Rodoferroviário de Colatina, um empreendimento construído pela Companhia Vale do Rio Doce e a Centronorte, com as parcerias da prefeitura municipal e do governo estadual.

Esse terminal envolve um importante avanço no escoamento da produção de granito, já que o transporte da produção até o Porto de Vitória, por meio de ramal ferroviário, significa custos menores para as empresas da região. Além disso, deve-se levar em conta a provável atração de novas empresas e, principalmente, o fator segurança, já que o fato deve garantir a retirada de centenas de caminhões das rodovias.

Segundo informações da Agência SEBRAE de Notícias - ASN, o Espírito Santo consolidou-se como o principal produtor e exportador de rochas ornamentais do país. Atualmente, o setor gera cerca de 25 mil empregos diretos e outros 130 mil indiretos, abrangendo praticamente todos os municípios capixabas.

Em termos financeiros, as exportações brasileiras de Rochas Ornamentais fecharam o primeiro quadrimestre/2007 com um faturamento de US\$ 322,90 milhões, equivalente a 768.915 toneladas, dando sinais de reaquecimento do mercado, especialmente considerando a desvalorização cambial e o propagado desaquecimento do mercado imobiliário residencial americano. Comparado com o mesmo período de 2006 houve uma variação positiva na ordem de 13,31% em dólares e 8,16% em peso, tendo o preço médio variado apenas 4,76%, projetando-se uma expansão moderada na faixa de 15% a 20% para o ano de 2007.

Neste período, o volume de exportações brasileiras de blocos cresceu 8,91% no faturamento e os produtos processados (mármore e granitos) cresceram 12,64%, comparado com o 1º quadrimestre de 2006.

A participação do Estado do Espírito Santo no total geral das exportações brasileiras de Rochas Ornamentais continua sendo expressiva, representando 65,46% do total geral no 1º quadrimestre/07, com um faturamento superior a US\$ 211 milhões. Mais expressiva ainda é a sua participação no volume das exportações brasileiras manufaturadas (mármore e granitos), mantendo a posição de maior estado exportador de rochas processadas, superando o índice de 83% de participação nesse 1º quadrimestre em relação ao mesmo período de 2006.

Atualmente, os principais países consumidores das rochas capixabas são os Estados Unidos, China, Espanha, Portugal, Itália e Japão, respondendo, conjuntamente, por cerca de 90% do consumo realizado. Apesar da crise norte-americana nos setores imobiliário e de construção civil, o grande destaque continua sendo os EUA, que consomem praticamente 80% das exportações de produtos beneficiados. Cabe destacar que todos esses países são extremamente rigorosos e exigentes quanto à qualidade dos produtos.

Rochas Ornamentais na Folha São Gabriel da Palha: na área da folha, foram cadastrados 44 pontos com ocorrências de atividades relacionadas à extração de rochas ornamentais, como frentes de lavra em atividade, pedreiras paralisadas e/ou abandonadas e frentes abertas para prospecção de material. Pelo visto, esta é a única atividade minerária economicamente ativa na região. Por outro lado, nos trabalhos de campo foram observados túneis e catas abandonadas, possivelmente para garimpo de pedras preciosas, associados à ocorrência de veios pegmatíticos e/ou diques máficos que cortam os tipos graníticos locais.

Em relação aos aspectos legais do setor produtivo de rochas ornamentais, os principais municípios produtores, com abrangência na área da folha são: Águia Branca, Baixo Guandu, Colatina, Pancas e São Domingos do Norte, no Estado do Espírito Santo; e Aimorés, Itueta e Resplendor, em Minas Gerais.

Na Figura 7.2, são mostradas todas as áreas requeridas relacionadas a rochas ornamentais, disponibilizadas no site do DNPM em dezembro/2007. Esses títulos minerários, no total de 2.176 áreas, envolvem as fases de: Requerimento de Pesquisa (249); Autorização de Pesquisa (1479); Requerimento de Lavra (336) e Concessão de Lavra (112).

As rochas ornamentais e de revestimento, segundo uma classificação simplificada utilizada pela indústria de transformação, são basicamente subdivididas em granitos e mármore (Chiodi Filho 1995). O termo granito designa um amplo conjunto de rochas silicáticas, enquanto os mármore englobam, lato sensu, as rochas carbonáticas. Desta forma, como granitos, são considerados não apenas os granitos propriamente ditos, mas também gnaisses, migmatitos, monzonitos, granodioritos, charnockitos, sienitos, dioritos, diabásios/basaltos, etc.

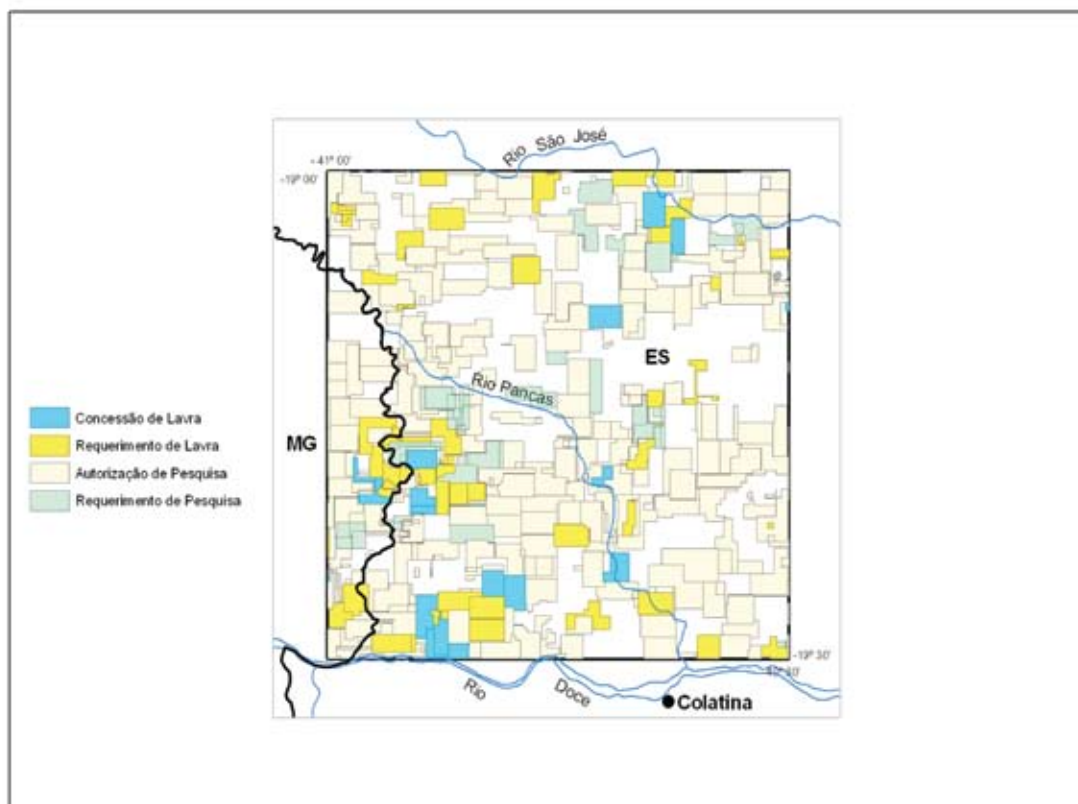


Figura 7.2. Áreas requeridas para rochas ornamentais, na folha São Gabriel da Palha.

Na área de trabalho, os litotipos explorados como rochas ornamentais estão associados sequencialmente à Suíte Ataléia, aos Granitos Tardi a Pós-Colisionais e à Suíte Intrusiva Aimorés.

As pedreiras onde ocorrem os tipos graníticos associados à Suíte Ataléia (**NP3γ2at**) situam-se na região centro-norte da área, nas proximidades da localidade de São José e ao norte de Ângelo Frechiani. Conforme descrição geológica neste relatório, “os Granitos Ataléia são de cor cinza a cinza-esbranquiçada, de granulação média a grossa, equigranulares, muito ricos em minerais máficos e aluminosos, variando em composição de tonalitos a granodioritos, em geral com uma foliação tectônica bem desenvolvida (milonítica), mas podendo apresentar estrutura maciça. A foliação é devida, preferencialmente, à orientação planar da biotita, que é o mineral máfico dominante. Têm composição mineralógica constituída de granada, biotita, feldspato-k, plagioclásio e quartzo; eventualmente contém cordierita.

Uma subunidade formada por corpos de leucogranitos granatíferos (**NP3γ2atlg – Leucogranitos**), quase sem biotita, possui relações cogenéticas com aqueles granitos cinzentos dominantes da Suíte Ataléia, conforme observações de campo efetuadas em afloramentos e nas frentes de lavra pela equipe de

mapeamento geológico. Isto pode ser evidenciado pela identificação de um tipo granítico, classificado comercialmente como “Granito Jaguar” (Figura 7.3), que é resultado de uma intercalação tectônica deste leucogranito com o granito cinza Ataléia. Nas pedreiras, este granito “mesclado” pode ocorrer com tons amarelados, fornecido pela coloração dada pela alteração dos feldspatos e granadas, destacando a grande presença de granada em concentrações de cristais bem desenvolvidos. No caso de não alteração, em que sobressai uma tonalidade cinza claro, este litotipo toma a denominação comercial de “Blue Jaguar”.

Classificada como “movimentada” pelo setor de rochas ornamentais, essa característica anisotrópica, gerando cores e desenhos fornecidos pela composição, alteração e orientação mineralógica, é muito valorizada por sua beleza estética, sendo a rocha amplamente aproveitada principalmente como produto de exportação. Este tipo de rocha, com pequenas diferenças locais, ocorre em diversas lavras na área da folha São Gabriel da Palha.

Ocorrem ainda na área algumas pedreiras correlacionadas aos granitos classificados informalmente como Tardi- a Pós-Colisionais (**εγ3Slg**), envolvendo quatro pequenos corpos individualizados no interior da Suíte Ataléia.

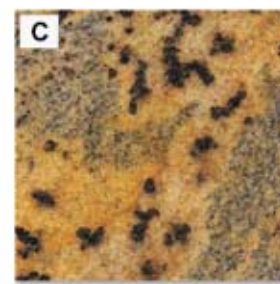


Figura 7.3. Granito tipo “Jaguar”: (a) Pedreira; (b) chapa beneficiada e (c) amostra comercial (Mineração Guidoni).

Esses corpos de leucogranito cartografados, foram interpretados como *stocks* aproximadamente anelares a partir de observações de padrões fotogeológicos texturais e de drenagem, uma vez que seus contatos com as encaixantes não foram observados no campo. São mais restritos pequenos corpos tabulares não representados em mapa. Mesmo quando intrusivos em granitos da Suíte Ataléia contêm grandes xenólitos de gnaiss com os quais podem ter contatos nítidos, mostrando uma relação de intrusão, ou mesmo gradacionais e interpenetrados indicando sua origem a partir destes.

Esses tipos, identificados como leucogranitos brancos, isotrópicos, de granulação média a grossa, textura equigranular xenomórfica, por suas características estéticas e maior homogeneidade fornecem produtos de feições relevantes para uso em obras de revestimento, muito embora não sejam muito aproveitados economicamente na área.

A maior concentração de pedreiras em atividade na folha São Gabriel da Palha, encontra-se no quadrante sudoeste desta folha, entre as localidades de Baixo Guandu e Alto Mutum Preto, estando associada a rochas da Suíte Intrusiva Aimorés (**ey5lam**). São basicamente dois litotipos: um granítico, denominado de Granito Caladão, que ocorre preferencialmente no extremo sudoeste da folha e um hiperstênio granitóide (charnockito) cujas melhores exposições se encontram em um corpo plutônico nos arredores de Alto Mutum Preto.

De modo geral, o Granito Caladão (**ey5amgc**) apresenta coloração bege-amarelada, granulação grossa, textura porfirítica e foliação fornecida pela orientação de minerais micáceos e fenocristais feldspáticos. Para o mercado de rochas ornamentais, este granito típico recebe comercialmente o nome fantasia de “Amarelo Ornamental” (Figura 7.4).



Figura 7.4. Granito “Amarelo Ornamental”: (a) Chapa beneficiada e (b) amostra comercial (Mineração Guidoni).

Conforme observações de campo, “a cor bege-amarelada desses granitos parece estar relacionada a um processo de alteração, uma vez que nas suas partes mais internas preservam-se núcleos irregulares, em geral arredondados, onde a rocha é cinza-esbranquiçada, possivelmente sua cor original. Estas porções esbranquiçadas, por sua vez, também mantêm em suas partes mais internas tonalidades esverdeadas claro-escuras, neste caso devido à cor dos feldspatos, sugerindo a afinidade destes granitos com os tipos charnockíticos da Suíte”.

Nas pedreiras da região, observa-se essa grande variedade de aspecto, mesmo numa única frente de

lavra, o que leva o minerador à incerteza quanto ao direcionamento dos trabalhos de exploração.

Por último, as rochas “charnockíticas” pertencentes a esta Suíte Intrusiva Aimorés, que são classificadas mineralogicamente como hiperstênio-quartzo monzonitos e quartzo monzodioritos mesocráticos, constituem o litotipo dominante nas pedreiras em exploração na folha São Gabriel da Palha.

Essas rochas apresentam em geral coloração verde escura, granulação grossa, textura porfirítica, por vezes com fenocristais de feldspatos zonados ou com textura ‘rapakivi’. A estrutura desses corpos em geral é maciça, podendo, localmente, apresentar sutil foliação de fluxo.

A rocha típica, de tonalidade verde escura, explorada pelas diversas pedreiras da região, recebe co-

mercialmente o nome fantasia de “Verde Labrador” (Figura 7.5).



Figura 7.5. Granito “Verde Labrador”: (a) Frente de lavra; (b) detalhe da rocha e (c) amostra comercial (Mineração Granriva).

Embora apresente feições estéticas apreciáveis sua exploração ampla, somada à homogeneidade aparente, limita o seu uso comercial como rocha ornamental, tornando seu valor econômico inferior ao dos granitos regionais, já que o mercado consumidor, para efeitos de decoração e embelezamento, valoriza mais as feições notáveis atribuídas a estes.

Rochas Ornamentais e outros recursos minerais na folha Linhares: Consultando o site do DNPM, pode-se verificar que, ao final do ano de 2007, estão registradas na folha Linhares 315 áreas requeridas para atividades minerárias em geral (Figura 7.6). Os títulos minerários que estão disponibilizados correspondem a: Requerimentos de Pesquisa (23); Autorizações de Pesquisa (282); Licenciamentos (10); Requerimentos de Lavra (19) e Concessões de Lavra (6).

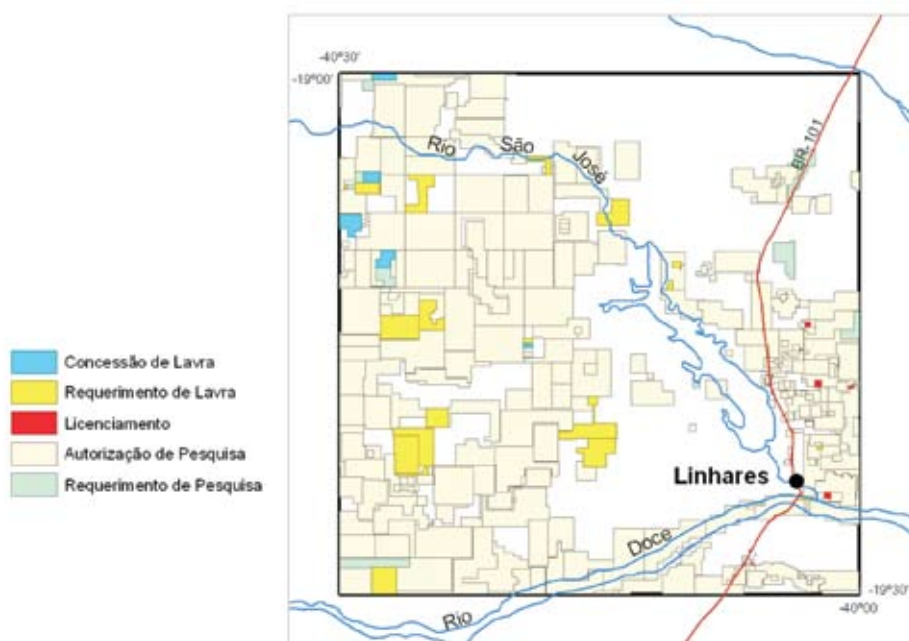


Figura 7.6. Áreas requeridas para atividades minerárias na folha Linhares.

Foram registradas 31 ocorrências minerais na Folha Linhares, a maioria relacionada à extração de rochas ornamentais (22 pontos), envolvendo frentes de lavra em atividade, pedreiras paralisadas e/ou abandonadas e possivelmente frentes abertas apenas para prospecção do material, pois não apresentam evidências de aproveitamento econômico em larga escala.

Em relação a outras atividades de mineração, podemos destacar inicialmente que um cordierita-biotita-granada gnaisse bandado cinza-escuro do Complexo Nova Venécia é explorado comercialmente para extração de brita (Figura 7.7) em uma pedreira no município de Linhares, às margens da lagoa de Juparanã. Materiais de construção são explorados de forma restrita e estão representados por areia e argila.



Figura 7.7. Pedreira de brita Britanorte Ltda.

Materiais de Construção na folha Linhares: Areia e argila são os bens minerais desta categoria explorados na folha Linhares. Foram registrados seis pontos em que se verifica a existência de areia com potencialidade para exploração comercial.

Na porção centro-leste da folha, ocorrem duas lavras onde a extração da areia é feita em camadas arenosas sobrejacentes aos sedimentos da Formação Barreiras. Estas camadas ('areias brancas') estão correlacionadas estratigraficamente aos Sedimentos Pleistoceno-Holocênicos (N34ar); são formadas

por material arenoso de granulação média a grossa, apresentam coloração esbranquiçada e são possivelmente associadas a canais fluviais que migraram e se espalharam com a deposição e consolidação dos sedimentos da Formação Barreiras. Localmente não mostram evidências de estratificação e apresentam espessuras máximas em torno de 3 metros com extensão variável de dezenas a centenas de metros, sendo que as maiores dimensões ocorrem principalmente nas diversas frentes de lavra do Areal Juparanã, situado à margem da BR-101 (Figura 7.8).



Figura 7.8. Extração de areia: (a) Areal Salvador; (b) Areal Juparanã.

Outros três pontos cadastrados mostram a atividade extrativa comercial da areia sendo feita através de balsas com bomba de sucção (dragas), operando em leito ativo dos rios Doce (01 lavra) e

São José (02 lavras). Nestes casos, o material extraído é depositado às margens dos rios (Figura 7.9) e transportado “in natura” por caminhões basculante.



Figura 7.9. Extração de areia no leito ativo do rio São José: (a) draga; (b) área de deposição do material.

Outro ponto de ocorrência de areia, sem evidências de exploração comercial, foi observado em aluviões da várzea do rio Doce, em diversas escavações feitas com o objetivo da formação de reservatórios para captação de água para irrigação.

No caso da extração de argila, apesar de se observar na área diversas olarias para fabricação de tijolos refratários, a matéria prima utilizada em geral é proveniente de locais de fora da folha mapeada. Apenas uma ocorrência de extração de argila, em pequena escala, foi verificada em níveis argilosos superficiais da planície aluvionar do rio Doce, próximo à localidade de Bebedouro.

E, apenas para efeito de registro histórico, uma antiga mina de grafita foi cadastrada e referenciada em GPS. Neste caso, os túneis e galerias encontram-se soterrados pelo fato da rocha local encontrar-se em avançado estágio de intemperização e a mina estar desativada há mais de 20 anos, não sendo possível verificar os locais de extração do minério. Esta mina abandonada localiza-se às margens da lagoa Terra Alta, no domínio do Complexo Nova Venécia, cujo litotipo característico é um “biotita-granada gnaiss bandado a laminado, migmatítico, com estrutura estromática frequente, cuja composição mineral é de quartzo, feldspato, biotita e granada como minerais essenciais, contendo como minerais varietais grafita, sillimanita e cordierita”. Relatos de antigos moradores com acesso à mina indicam que a grafita era extraída de veios (bandas) na rocha alterada.

Rochas Ornamentais na área da folha Linhares:

Em relação ao setor produtivo de rochas ornamentais, os principais municípios envolvidos são: Linha-

res, Governador Lindenberg, Rio Bananal e Sooretama, sendo a distribuição geográfica das ocorrências de pedreiras, em atividade e/ou paralizadas, verificada de modo bem disperso. A falta de um projeto básico de lavra, com a definição do conjunto de estudos técnicos e econômicos necessários à implantação de uma indústria de mineração, leva o minerador muitas vezes a abandonar as áreas de extração ao primeiro sinal de dificuldade operacional.

Dentre as rochas ornamentais que ocorrem na área de trabalho, os litotipos explorados estão correlacionados ao Complexo Nova Venécia; Suíte Ataléia; Granitos Tardi a Pós-Colisionais e Suíte Intrusiva Aimorés.

A exploração das rochas ornamentais dentro do domínio do Complexo Nova Venécia (**NP3nv**) ocorre, em sua maioria, na grande área de exposição deste Complexo que predomina na porção oeste da folha Linhares, sendo que a ocorrência das pedreiras está distribuída desde o extremo norte do corpo, na região de Morello até a parte sul, junto às margens do rio Doce. Na área de exposição do Complexo que ocorre na parte centro-norte da folha, registrou-se apenas uma pedreira, no momento paralizada.

De acordo com o levantamento geológico da área, “o gnaiss característico destas faixas é um biotita-granada gnaiss bandado a laminado, migmatítico, com estrutura estromática freqüente; sua composição mineral é de quartzo, feldspato, biotita e granada como minerais essenciais, contendo como minerais varietais grafita, sillimanita e cordierita. Varia composicional, textural e estruturalmente até termos migmatíticos bandados a laminados por deformação e a migmatitos homogêneos.”

O litotipo característico é um (sillimanita)-(grafita)-cordierita-granada-biotita gnaïsse de cor cinza a cinza-escuro, granulação fina a média, constituindo o protólito principal (paleossoma) dos metatexitos e diatexitos associados. É um tipo bastante homogêneo, não apresentando grandes variações composicionais e granulométricas.

Em termos estéticos, uma maior proporção da cordierita gera tons azulados à rocha e, conse-

qüentemente, às chapas laminadas obtidas no beneficiamento dos blocos extraídos das pedreiras, o que é um fator positivo para o mercado de rochas ornamentais, pois valoriza substancialmente o material extraído. Nestes casos estão as pedreiras situadas nas regiões central (Figura 7.10) e no extremo noroeste da folha, cujos produtos finais beneficiados recebem o sugestivo nome fantasia de “Blue Brasil”.



Figura 7.10. Pedreira do gnaïsse rico em cordierita “Blue Brasil” (Pedreira Scarton).

Entretanto, a maior parte das pedreiras lavradas dentro deste Complexo, aproveita comercialmente graitóides leucocráticos, que ocorrem como espessas bandas e lentes, concordantes ou subconcordantes com o bandamento gnáïssico, logicamente dependendo das dimensões e comportamento dessas exposições. Observações em afloramentos e nas pedreiras mostram que “a presença desses leucos-

somas de tipos diversificados, em relação à composição, constituição mineralógica e granulometria, resultam em bandas/leucossomas de graitóides de tipos diferenciados, desde leucogranitos granatíferos quase sem micas até tipos cinzentos e muito biotítico-granatíferos” (Figura 7.11). Estes litotipos são interpretados como Leucogranitos Tardi- a Pós-colisionais ($\epsilon\gamma 3S1g$).



Figura 7.11. Corte em pedreira explorando banda leucocrática do Gnaïsse Nova Venécia.

Os litotipos associados à Suíte Ataléia (**NP3γ2at**) utilizados como rocha ornamental, ocorrem em duas pedreiras, atualmente paralizadas, localizadas uma na

grande faixa de direção NW-SE que ocorre na parte central da área e outra em um corpo isolado desta Suíte, na porção centro-leste da folha mapeada (Figura 7.12).



Figura 7.12. Corte em frente de lavra paralizada do leucogranito da Suíte Ataléia.

Os granitóides Ataléia possuem coloração cinza-média, são equigranulares, de granulação média a grossa, granatíferos, apresentando ainda abundância de minerais máficos e aluminosos. A estrutura em geral é foliada, mas pode apresentar-se maciça.

Nas pedreiras, verifica-se que nesses granitóides “são comuns os diferenciados de leucogranito granatífero, em geral granulares, de granulação mais grossa que a hospedeira (ou encaixante), com biotita rara ou ausente, dispostos tanto concordante quanto discordantemente em relação à foliação. No primeiro caso os contatos são preferencialmente bruscos, das lentes e bandas descontínuas de leucogranito no granito cinza, e no segundo difusos, ocorrendo como manchas disformes, digeridas e penetradas pela foliação. O alto percentual de incidência destes diferenciados de leucogranito granatífero é relativamente comum dando à rocha o aspecto de um migmatito estromático no primeiro caso, e uma estrutura diateixítica do tipo *schlieren* ou nebulítica no segundo”.

Quando isso ocorre, seu aspecto mesclado fornece desenhos originais muito utilizados em detalhes de revestimento de paredes e em decoração de ambientes, permitindo a criação de texturas e padrões diversos, se adaptando a diferentes estilos arquitetônicos e padrões de custos, dando assim, grande valor comercial ao material. No entanto, quanto ao seu aproveitamento econômico, isto logicamente depende das condições gerais de viabilidade inerentes ao local de ocorrência da jazida.

Levando-se em conta um aspecto quantitativo das atividades exploratórias comerciais relacionadas ao mercado produtivo de rochas ornamentais, na área

de estudo a maioria das pedreiras de rochas ornamentais cadastradas, estando em fase de exploração ou abandonadas, estão correlacionadas aos corpos de Granito Tardi a Pós-Colicionais (**εγ3Slg**).

Esses corpos aparecem na folha Linhares em diversos locais, tanto associados aos gnaisses do Complexo Nova Venécia quanto aos granitóides tonalíticos da Suíte Ataléia. São geralmente corpos de pequenas dimensões, apresentando formas tabulares a lenticulares e quase todos são explorados para rochas ornamentais.

De acordo com a descrição neste relatório, baseado em observações de afloramentos e nas pedreiras, esses leucogranitos “são brancos, de granulação média a grossa, textura equigranular xenomórfica, isotrópicos a foliados. Há variedades de granulação fina, com granadas idiomórficas milimétricas, com biotita quase ausente, e são em geral isotrópicas, porém foliadas tectonicamente, e mesmo laminadas em zonas de cisalhamento. Outro facies comum é de granulação média com *clusters* e *strings* de minerais máficos ricos em biotita e cordierita, que podem conter turmalina associada”.

Quanto ao seu posicionamento, “na Folha Linhares estes granitos têm formas tabulares a lenticulares e estão encaixados, concordante a subconcordantemente, com a foliação ou bandamento da rocha hospedeira. Estão relacionados tanto a zonas de cisalhamento contracionais de baixo ângulo quanto a cisalhamentos direcionais. No primeiro caso são em geral concordantes em direção com a foliação regional podendo mostrar-se ligeiramente discordantes segundo o mergulho, não raro mostrando

contatos digeridos e mesmo interdigitados em suas terminações. Em relação às zonas de cisalhamento direcionais estes contatos são mais abruptos, com uma borda de reação rica em máficos com *strings* de granadas com biotitas e com uma relação de corte mais pronunciada entre a foliação da encaixante e as bordas do corpo granítico. Em ambos os casos são comuns bordas bem foliadas nestes granitos junto ao contato. Devido à sua ocorrência muito restrita não receberam denominação formal”.

Possivelmente devido às características desses maciços rochosos, em função da geologia,

homogeneidade, comportamento e estética dos mesmos, aliado às condições topográficas, que permitem um avanço adequado da lavra sem perda significativa de rendimento, verifica-se, ainda, que as maiores pedreiras cadastradas nesta folha, em termos dimensionais e potenciais, são nestes litotipos. Como exemplo pode ser citada a pedreira Categran/Sabadini (Figuras 7.13), próximo a Governador Lindenberg, onde duas empresas de mineração, antes unificadas, acabaram dividindo uma mesma frente de lavra após a sua separação.

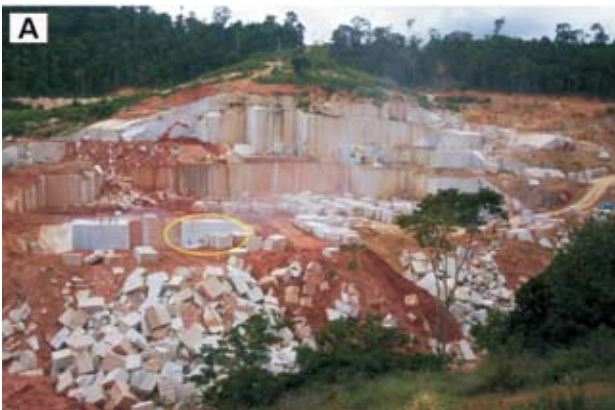


Figura 7.13. Pedreira Categran/Sabadini: a) Frente de lavra; b) Detalhe da foto anterior, mostrando esquadramento de prancha (pedreira Categran/Sabadini).

Outra pedreira de grande porte (Figura 7.14), explorada pela MARBRASA Ltda, situa-se próximo à cidade de Rio Bananal. Nessas pedreiras observa-se que os métodos de lavra utilizados consistem num conjunto específico dos trabalhos de planejamento, dimensionamento e execução de tarefas, existindo uma harmonia entre essas tarefas e os equipamentos dimensionados.

E, por último, verificaram-se na região de São Rafael, ao sul da área de trabalho, duas pedrei-

ras trabalhando hiperstênio gabros. São rochas de cor cinza-escuro esverdeada, granulação fina a média, estrutura maciça, com textura granoblástica a granular hipidiomórfica, tendo como máficos principais biotita, diopsídio, hiperstênio e rara hornblenda (Figura 7.15). Devido a essa coloração, a rocha beneficiada recebe os nomes fantasias de “Preto São Rafael” e “Preto São Gabriel”. Foram atribuídos à Suíte Intrusiva Aimorés (**ey5amck**).



Figura 7.14. Frente de lavra da pedreira Marbrasa, região de Rio Bananal.

De um modo geral, segundo a descrição geológica, “esses corpos de hiperstênio granitóides constituem granitos tipo-I, de composição enderbítica predominante, com variação composicional para charnockito, charno-enderbitito, hiperstênio quartzo-

monzonito, hiperstênio quartzo-diorito, hiperstênio monzodiorito (jotunito), norito e hiperstênio gabro. O conjunto apresenta-se em corpos ora maciços ora foliados. As rochas têm granulação variando de média a grossa, com termos porfíricos”.



Figura 7.15. Carreta carregando bloco na pedreira Thomazini, região de São Rafael.

Metodologia de Lavra de Rocha Ornamental

Na indústria moderna das rochas ornamentais, as operações podem ser agrupadas em duas fases: Lavra e Beneficiamento. A metodologia de lavra envolve o planejamento, dimensionamento e execução de atividades relacionadas ao desenvolvimento físico de uma pedreira, o que depende basicamente dos aspectos morfológicos e geológicos do maciço rochoso, estabelecendo as técnicas adequadas ao melhor aproveitamento dos volumes que serão isolados e posteriormente aproveitados.

É importante verificar, durante a fase do planejamento, as condições topográficas locais e as características do maciço rochoso ou dos matacões em relação ao aproveitamento econômico na lavra, como a existência de impurezas, trincas, alterações, etc. Um planejamento de lavra bem elaborado for-

necerá o dimensionamento dos equipamentos e instalações, cálculo de custos, seqüência de atividades, além de prever as implicações econômicas do impacto ambiental.

Na área dos projetos, as atividades de extração acontecem exclusivamente a céu aberto, sendo realizadas em maciços rochosos, através de bancadas com alturas variáveis (bancadas baixas e bancadas altas) e, em matacões.

Nos maciços rochosos, a lavra se desenvolve nas vertentes pouco ou muito íngremes, permitindo uma gradativa ampliação lateral da superfície explotável, com maior possibilidade de um progressivo rebaixamento da frente de lavra. Nessa modalidade, classificada como pedreiras em flanco de encosta, o escoamento da produção de blocos se faz ao nível do terreno de base ou através de rampas (Figura 7.16).



Figura 7.16. Pedreiras em flanco de encosta: a) Pedreira de charnockito (Mineração Gesel Ltda, região de Alto Mutum Preto); b) Pedreira de leucogranito (Mineração Categran/Sabadini, região de Governador Lindenberg).

Segundo Pinheiro (2003), a extração nas pedreiras localizadas em flanco de encosta é feita progressivamente através de níveis de rocha, procedendo de cima para baixo, de forma a se obter um progressivo rebaixamento da jazida. Os níveis de rocha a serem extraídos tomam a forma de bancadas, cujas paredes verticais representam as frentes de lavra propriamente ditas. As atividades de extração podem acontecer em uma única bancada ou em bancadas múltiplas, dependendo das condições morfológicas da área da jazida e, principalmente, das exigências produtivas.

Nas lavras por bancadas baixas, a altura das paredes gira em torno da dimensão maior dos blocos finais (3,00 m), adequados ao uso nos teares. Esse método é recomendado para materiais homogêneos, sendo muito flexível para a identificação das

partes sãs que serão utilizadas durante o processo de beneficiamento. No caso de maciços que apresentam grande incidência de fraturas subparalelas e esfoliação (Figura 7.17a) esta metodologia é a mais indicada, permitindo a lavra por desabamento.

No caso das lavras por bancadas altas (Figura 7.17b) a altura dos painéis verticais (pranchas) corresponde a um valor múltiplo de uma das dimensões do bloco comercializável, girando em torno de 6 a 12 metros, sendo a espessura igual a uma das dimensões desse bloco (Figura 7.17c). Esta metodologia oferece maiores opções de avanço da frente de lavra, e permite o selecionamento de blocos de qualidade. Os blocos comerciais são produzidos pelo esquadrejamento dessas pranchas (ver Figura 7.13).

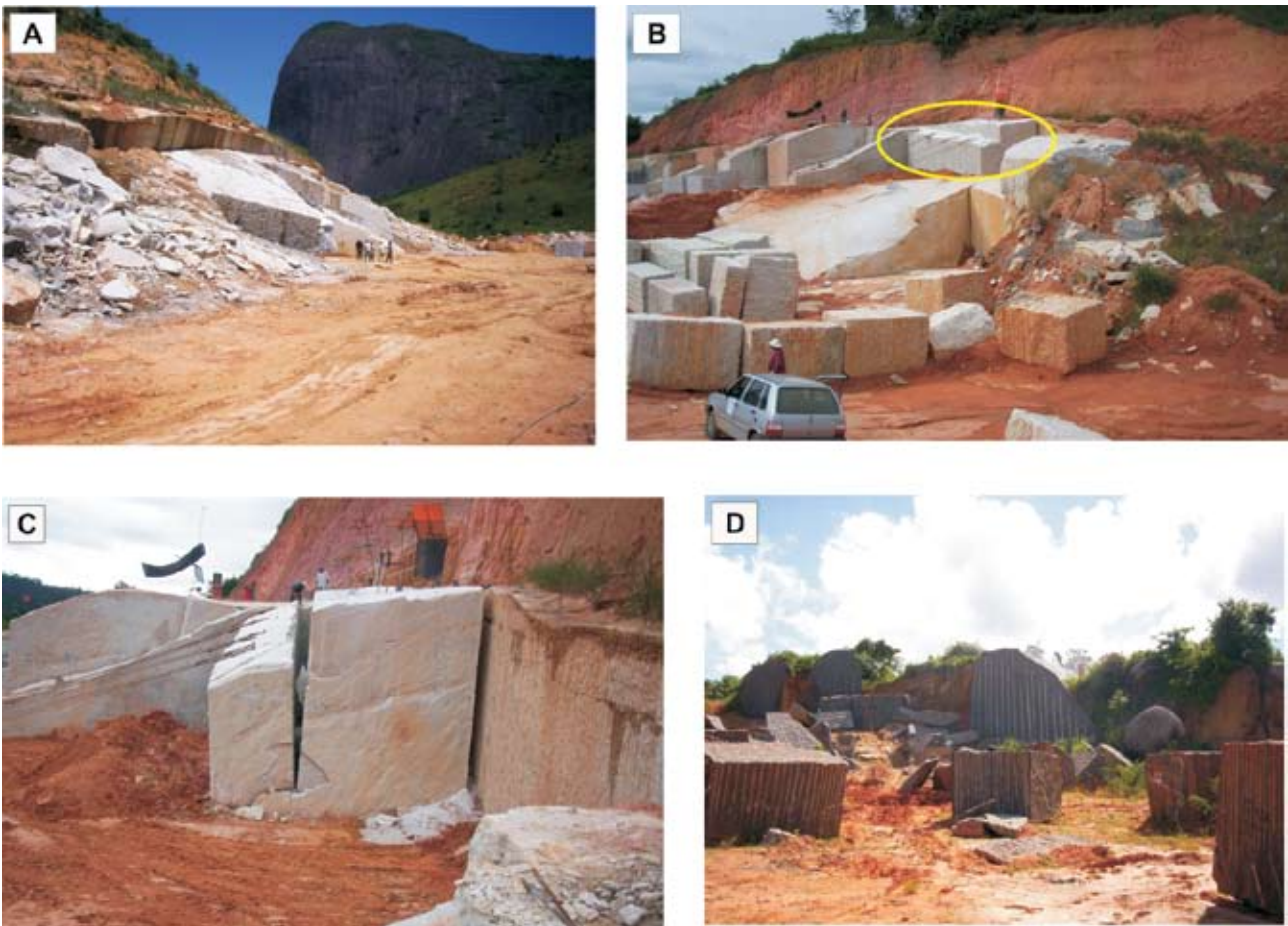


Figura 7.17. Tipos de lavra: a) Pedreira de granito com lavra em bancadas baixas (Mármore e Granitos Mimosa, região de Pancas, folha São Gabriel da Palha); b) Pedreira de Granito, com bancadas altas (Mineração Marbrasa, região de São Domingos, folha São Gabriel da Palha); c) Detalhe da mesma pedreira, derrubando prancha (Mineração Marbrasa); d) Lavra de matações de Charnockito (Mineração Schulz, região de Lajinha, folha São Gabriel da Palha).

A lavra de matação geralmente ocorre em frentes mais reduzidas, consistindo em um método menos oneroso por apresentar custos baixos para abertura de acessos, mão-de-obra pouco qualificada e gastos operacionais menores (Figura 7.17d). Por outro lado, este tipo de extração produz grande volume de estéril, pela grande movimentação de solo para desaterro

desses volumes de rocha individualizados, possui baixa recuperação de material e gera dificuldades para realização de um planejamento mais abrangente. Na área das duas folhas os depósitos de matação são geralmente de charnockito, ocorrendo *in situ*, como produto da esfoliação esferoidal do maciço rochoso, ou ainda, depositados em flancos ou vales de encostas.

Quanto às técnicas de extração, a escolha da tecnologia de corte a ser empregada, que envolve o complexo de máquinas, equipamentos e ferramentas, depende de fatores diversos, como características petrográficas e estruturais do maciço, método de lavra, valor mercadológico do material e disponibilidade financeira da empresa.

As metodologias de corte observadas na área envolvem duas categorias principais: as tecnologias de corte contínuo, utilizando o *flame jet* e o fio diamantado

(Figura 7.18a, b) e as tecnologias cíclicas, consistindo estas em perfurações descontínuas, com a realização de furos a distâncias pré-determinadas para a posterior utilização de explosivos ou argamassa expansiva. No caso da possibilidade de investimentos financeiros mais elevados, como se verifica na Mineração Sabadini, pode-se utilizar uma perfuratriz hidráulica, que conta com a vantagem de promover a redução de custos de mão-de-obra, com aumento da produtividade e uma maior regularidade dos furos realizados (Figura 7.18c).



Figura 7.18. Tecnologias de corte: a) *flame jet*; b) fio diamantado; c) perfuratriz hidráulica operando em lavra de leucogranito (Mineração Sabadini).

Beneficiamento

O beneficiamento das rochas ornamentais tem em vista a transformação de materiais brutos, extraídos das pedreiras na forma de blocos, em produtos utilizados para ornamentação e revestimento.

Para valorização do material, a indústria de transformação inicia uma operação envolvendo a obtenção de chapas a partir dos blocos. Isto é feito através da serragem dos blocos por teares multilâminas, que produzem chapas com dimensões em torno de 1,80 x 3,00 m e pequena espessura, sendo mais comuns as chapas com 2 ou 3 centímetros de espessura.

Em seguida, são realizados procedimentos visando ao acabamento superficial das chapas. Al-

guns processos básicos efetuados em serrarias e marmorarias são o levigamento, polimento e resinação. O processo de levigamento gera um desengrossamento das chapas, criando superfícies mais planares e paralelas, enquanto o polimento visa o desbaste fino e o fechamento dos grãos minerais, criando uma superfície lisa, opaca e mais impermeável que a de uma face natural da mesma rocha. A resinação consiste na aplicação de resina sobre a superfície das chapas para conferir melhor resistência mecânica, impermeabilização, fechamento, brilho e coloração. Por último, o produto final é estocado e transportado em contêineres para atender o mercado interno ou para exportação (Figura 7.19).



Figura 7.19. Beneficiamento e transporte: a) Processo de resinagem em chapas de granito; b) estocagem de chapas encavaletadas e transporte em contêiner (Mineração Guidoni).

As serrarias que efetuam esses processos de beneficiamento ocorrem apenas na área da folha São Gabriel da Palha, onde existem duas empresas que executam esses tipos de serviço nos materiais extraídos de suas próprias jazidas ou adquiridos de outras pe-

dreiras: Mineração Guidoni, cujas instalações estão situadas no Km 48 da Rodovia do Café, que liga Colatina a São Gabriel da Palha, no município de São Domingos do Norte e Mineração Grambel, Km 67 da Rodovia 259 (Colatina-Baixo Guandu), município de Colatina.

8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

As observações de campo apoiadas em estudos petrográficos e correlações permitem deduzir que:

- Geologicamente a área cartografada é parte do Orógeno Araçuai, um Sistema Orogênico Brasileiro-Panafricano que inclui os cinturões Araçuai, W-Congo, Brasília, Ribeira, Kaoko, Dom Feliciano, Damara e Gariep. O Orógeno tem seu limite ocidental e setentrional no Craton do São Francisco, estendendo-se para leste até o Oceano Atlântico. Para sul alcança o paralelo 21°, onde tem sua passagem para o Orógeno Ribeira marcada pela deflexão da estruturação brasileira da direção NNE para NE. O Cinturão W-Congo, na África Ocidental, constitui sua continuidade oriental, desmembrada pela abertura do Oceano Atlântico.

- No processo de evolução do orógeno a fase de abertura da bacia e sua sedimentação estão representadas pela deposição, em uma bacia de retroarco, dos gnaisses e migmatitos do Complexo Nova Venécia, com subducção, inversão da bacia, colisão e metamorfismo atingindo a fácies anfibolito alto a granulito. A análise da composição quartzo-plagioclásica “tonalítica” destes (metagrauvacas), sugere tratar-se de sedimentos imaturos, oriundos da rápida erosão e redeposição de rochas cálcio-alcalinas intermediárias. Essas características petrográficas estão de acordo com a idade máxima de deposição desses paragneisses de ca. 630 Ma (U-Pb em zircão) obtida por Noce *et al.* (2004), indicando tratar-se de rocha depositada em provável ambiente de retroarco. Por esse motivo foi sugerida sua hierarquização como uma unidade distinta do Complexo Paraíba do Sul, tomando o nome da localidade de datação (Complexo Nova Venécia).

- O gnaiss característico do Complexo Nova Venécia (NP3nv) é um biotita-granada-cordierita gnaiss bandado, migmatítico. Foram individualizadas quatro subunidades dentro do Complexo Nova Venécia, assim discriminadas: (1) Gnaiss laminado a xistoso (*Subunidade NP3nvgnx*); (2) Gnaisses quartzosos com quartzitos intercalados (*Subunidade NP3nvgnq*); (3) Metatexitos bandados e dobrados (*Subunidade NP3nvnm*); e (4) Diatexitos (*Subunidade NP3nvd*).

- A deformação é polifásica, com pelo menos uma fase tangencial seguida de transposição de alto ângulo dificultam um posicionamento estratigráfico

relativo das unidades. Entretanto, pelas características lito-estruturais deduz-se um ambiente sedimentar original dominado por pelitos e grauvacas com os gnaisses quartzosos representando sedimentos siliciclásticos proximais. Os metatexitos e diatexitos, que têm como paleossoma e protólito estes gnaisses, representam processos de fusão em níveis crustais progressivamente cada vez mais profundos.

- O bandamento composicional destes gnaisses, sua estrutura estromática e foliação metamórfica e milonítica são coincidentes, devido à deformação e transposição de estruturas, com dobras isoclinais intrafoliares freqüentes e o aspecto anastomosado da foliação com boudinagem, segmentação e lenticularização de bandas.

- O metamorfismo é de fácies anfibolito alto a granulito. A paragênese mineral granada-biotita-cordierita-felspató potássico-plagioclásio-quartzo ± (sillimanita, hercinita) presente no mesossoma do Complexo Nova Venécia é típica de metamorfismo de fácies granulito. As condições de temperatura podem ser delimitadas entre 850 e 900°C (ausência de safirina limita a temperatura máxima) com pressão aproximadamente entre 4,5 e 5,5 kbar. Microestruturas e texturas de substituição mostram que no Complexo Nova Venécia o percurso metamórfico retrogressivo passou por descompressão e resfriamento, em um caminho seguindo o sentido horário na grade petrogenética apresentada por Spear *et al.* (1999; Fig. 2). Estas condições de metamorfismo, deduzidas dos estudos petrográficos e petrológicos, aproximam-se daquelas obtidas por Munhá *et al.* (2005) para os gnaisses migmatíticos da Faixa de Dobramentos Araçuai (ES), da qual o Complexo Nova Venécia faz parte.

- A idade de 631 Ma (U/Pb em zircões) foi obtida e interpretada por Noce *et al.* (2004) como a idade máxima de deposição para o protólito sedimentar dos gnaisses do Complexo Nova Venécia.

- Os granitóides da Suíte Mascarenhas fortemente deformados e concordantes com o *trend* dos gnaisses Nova Venécia aos quais estão associados são pré-colisionais com este posicionamento confirmado por datação U/Pb em Zircão de amostra da localidade tipo, em Mascarenhas.

- A Suíte Ataléia é composta de granitóides

cinza, a biotita e granada, de composição tonalítico-granodiorítica (*Unidade NP3γ2at*); foram incluídos nesta suíte corpos de leucogranito a granada e biotita (*Subunidade NP3γ2atlg*) que estão em íntima associação com os granitóides dominantes em contatos gradacionais, conjuntamente dobrados e tectonicamente intercalados. Em relação aos gnaisses do Complexo Nova Venécia as relações de campo apontam para a geração destes granitóides a partir da fusão parcial dos paragnaisses, num processo de anatexia em níveis crustais profundos. São muito frequentes nestes granitóides, 'restitos' do paragnaisse bandado.

- As condições de fácies granulito que atuaram sobre os paragnaisses do Complexo Nova Venécia também afetaram as rochas da Suíte Ataléia. A abundância em aluminossilicatos e o caráter químico peraluminoso dos granitóides cinza da Suíte Ataléia e também dos leucogranitos da *Subunidade NP3γ2atlg* permitem sua classificação como granitos tipo-S.

- As condições de retrometamorfismo que afetaram as rochas da Suíte Ataléia são similares àquelas apresentadas pelos protólitos gnáissicos. As texturas de substituição indicam rápida descompressão isoterma. A presença de muscovita tardia indica as condições finais de retrogressão.

- A possibilidade de parte dos granitos Ataléia ser resultante de uma mistura de magmas é sugerida pela presença local de autólitos máficos, contendo pórfiros de feldspato capturados do próprio granito, em uma relação típica deste processo genético.

- A Suíte Carlos Chagas é constituída de granitóide megaporfirítico (fenocristais de ortoclásio microclinizado), de granulação grossa, com estrutura maciça a foliada. A foliação, protomilonítica, de baixo ângulo e mergulhando para o interior do corpo, ocorre preferencialmente ao longo da sua borda. Embora em lâmina possam ter uma composição média granodiorítica, refletindo apenas a composição da "matriz", somando-se os grandes porfiroclastos de microclina a composição média será de sienogranito (campo 3A de Streckeisen). Pelas características petrográficas, químicas e relações de campo com as encaixantes é possível classificar esta unidade como granitos tipo S, sintangenciais.

- As suítes Carlos Chagas e Ataléia, constituídas de granitóides peraluminosos, tipo S, representam o magmatismo sincolisional, resultantes em sua maior parte, de processo de fusão crustal e diferenciação a partir dos paragnaisses do Complexo Nova Venécia;

são, respectivamente, biotita-granada granitóides megaporfiríticos e granada-biotita granitos cinzentos e leucogranitos granatíferos; a deformação e metamorfismo regionais ocorreram durante a colocação destes granitos. São, portanto, correlacionáveis com a suíte G2 de Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2006), que reúne granitos tipo-S, sin-colisionais (591 a 575 Ma, idades U-Pb e Pb-Pb em zircão) em relação ao Ciclo Orogênico Brasileiro.

- O estágio tardi- a pós-colisional é representado por leucogranitos, peraluminosos, do tipo S, equigranulares, maciços a foliados. Com base na composição de ETR se dividem em dois grupos: a) grupo I com padrões similares aos dos granitóides cinza da Suíte Ataléia; e b) grupo II com padrões similares aos de leucossomas graníticos.

- São pequenos *stocks* intrusivos na Suíte Ataléia ou com formas tabulares a lenticulares concordantes a subconcordantes, com a foliação ou bandamento da rocha hospedeira, tanto em zonas de cisalhamento contracionais de baixo ângulo quanto em zonas de cisalhamento direcionais.

- Estes leucogranitos mostram características mineralógicas, texturais e metamórficas semelhantes àquelas do leucossoma do Complexo Nova Venécia. Sua cristalização magmática é evidenciada através de textura granular hipidiomórfica e quartzo que mimitiza a fusão leucossomática; são correlacionados à suíte G3-S de Pedrosa-Soares *et al.* (2001), com intervalo provável de 560 Ma a 535 Ma, e aos "leucogranitos com granada e cordierita" de Pedrosa-Soares *et al.* (2006).

- O plutonismo pós-colisional é representado por corpos de granitóides correlacionados com a Suíte Intrusiva Aimorés. A composição enderbítica é predominante, com variação composicional para charnockito, charno-enderbita, hiperstênio quartzo-monzonito, hiperstênio quartzo-diorito, jotunito (hiperstênio monzodiorito), norito e hiperstênio gabro; são granitóides do tipo I, maciços a eventualmente foliados. Ocorrem associados hornblenda-biotita granitos porfiríticos, de cor bege, granulação grossa, também do tipo I (Granito Caladão) e corpos menores de biotita-hornblenda granito cinza, equigranular, maciço, granulação média, porfiríticos. A presença de autólitos microgranulares de composição quartzo diorítica, tanto nos granitos Caladão quanto nos Hiperstênio quartzo-monzonitos, é indicativa de processo de *magma mingling*.

- Os hiperstênio granitóides são rochas mag-

máticas, formadas em alta temperatura e de soerguimento rápido (descompressão isotérmica) dos corpos. Hornblenda verde-marrom e a biotita substituindo o ortopiroxênio magmático original sugerem recristalização em níveis crustais profundos, equivalentes à fácies anfíbolito.

- São corpos arredondados posicionados ao logo de zonas de cisalhamento transcorrentes, intrudidos em gnaisses do Complexo Nova Venécia e nos granitos das suítes Carlos Chagas e Ataléia. As feições deformacionais observadas em escalas meso e microscópicas são atribuídas em parte ao mecanismo de intrusão dos plútons e em parte a uma tectônica tardia, resultado de reativação transtensiva, em zonas de cisalhamento transcorrentes, ao longo das quais houve a colocação destes plútons. No extremo sudoeste da folha São Gabriel da Palha foram obtidas idades de 513 Ma e 502 Ma (U/Pb em zircão) para duas amostras de hiperstênio granitóides desta suíte. Corresponde à suíte G5 de Pedrosa-Soares *et al.* (2001). Plútons gabro-charnockíticos-graníticos pós-colisionais, correlacionados à Suíte Aimorés, foram delimitados na forma de intrusões que cortam a estrutura do batólito sincolisional Carlos Chagas por Pedrosa-Soares *et al.* (2006), na folha Mantena, ao norte.

- Sedimentos do Grupo Barreiras ocupam toda a metade oriental da folha Linhares, na forma de extensos tabuleiros com suave inclinação para leste no sentido do Oceano Atlântico. São sedimentos arenosos de granulação grossa, arcoseanos, mal selecionados, com uma matriz areno-síltica, às vezes com estratificação cruzada tabular e acanalada, e com frequentes intercalações de camadas e lentes de argila.

- O Grupo Barreiras compreende uma sequência continental com idade cenozóica. Seu contato basal é com gnaisses e granitóides do embasamento pré-cambriano ou mesmo com sedimentos continentais da Formação Rio Doce. É capeado por depósitos colúvio-aluviais ou marinhos do Pleistoceno-Holoceno (Amador 1982 a, b).

- Sedimentos pleistoceno-holocênicos estão representados por areias aluvionares ao longo dos rios Doce e São José e por depósitos de “areias brancas” que ocorrem sobre os sedimentos do Grupo Barreiras na Folha Linhares.

A interpretação dos dados geoquímicos provenientes de análises representativas das rochas das suítes de granitóides tipo I e S nas folhas Linhares e

São Gabriel da Palha permitem deduzir que:

- Os granitóides das suítes Aimorés e Mascarenhas têm características tipo I e pertencem a uma série cálcio-alcálica de médio a alto-K enriquecida em LILEs como Rb, Ba, K e Th em relação aos HFSE, especialmente Nb-Ta, Ti, Y e Pb;

- Os granitóides tipo I têm características químicas que mostram altas concentrações de Ba e Sr, baixas razões Rb/Zr, K/Rb, Rb/Sr e alta Rb/Cs, com baixas concentrações de Ti, Y, Rb, e Nb-Ta, Pb e Hf, porém com Zr e Zn altos. O comportamento do conjunto associa-se a magmas cálcio-alcálicos gerados em ambientes pós-colisionais;

- Os altos teores de Ba-Sr dos granitóides pós-colisionais das folhas Linhares e São Gabriel da Palha são consistentes com diferenciação de magmas máficos a partir de manto litosférico subcontinental enriquecido com contaminação crustal como mostrado pelos altos valores de Th/Yb e Rb/Th quando comparadas com conteúdo de Rb. A possibilidade de participação de material pelágico, através de metassomatismo destas fontes mantélicas em zonas de subducção também é um mecanismo provável;

- A razão Hf/Ta em correlação positiva com SiO₂ sinaliza para a crescente participação de material crustal na geração do magma primário, hipótese corroborada pela evolução da razão Rb/Th vs. Rb. Nesse sentido o amplo espalhamento composicional observado nas razões Th/Ta nas amostras dos charnockitos/opdalitos, granitos e mangeritos da Suíte Intrusiva Aimorés e nos mangeritos da Suíte Intrusiva Mascarenhas nas folhas São Gabriel da Palha e Linhares sugere magmas de fontes mantélicas com mistura de material de crosta continental e crosta continental superior com possível contribuição de material sedimentar;

- Na evolução dos corpos granitóides cálcio-alcálicos tipo-I das folhas Linhares e São Gabriel da Palha o empobrecimento gradativo em TiO₂, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO e P₂O₅ com o aumento do conteúdo de SiO₂ são consistentes com a progressiva remoção de silicatos máficos (biotita, clinopiroxênio e anfíbolio), óxidos de Fe-Ti e apatita de um magma parental manto-derivado. A convexidade voltada para cima na curva Al₂O₃ x SiO₂, com inflexão em torno dos 60% de SiO₂ sugere que o fracionamento do feldspato pode ter sido importante durante a formação dos granitóides. Nesse sentido, a co-variação das razões Rb/Sr e Rb/Ba, ambas aumentando com a evolução

da diferenciação, reforçam a possibilidade que o plagioclásio e o K-feldspatos foram fases fracionadas importantes na evolução petrogenética da suíte;

- Valores de Rb x Sr, usados para estimar a espessura da crosta em regiões orogênicas, sugere espessura de crosta, na região que compreende as folhas Linhares e São Gabriel da Palha, entre 27 e 35 km;

- Os padrões ETR dos mangeritos, charnockitos/opdalitos e granitos da Suíte Aimores mostram acentuada similaridade com o campo dos granitoides cálcio-alcálicos alto-K G5 tipo I de Iconha (Figura 4.24d), (Offman, 1990);

- Os padrões ETR dos mangeritos Mascarenhas mostram acentuada similaridade com o campo dos granitoides cálcio-alcálicos alto-K G5 tipo I de Iconha (Figura 4.24a), (Offman, 1990), e mostram também fraca coincidência com os granitoides G5 tipo I de Venda Nova, sul do Espírito Santo (Offman, 1990);

- O diagrama discriminante AFM que as rochas máficas aqui estudadas têm assinatura toleítica, e o conteúdo de elementos-traço mostram a sua associação com ambiente intraplaca de natureza continental;

- As análises dos granitoides tipo S das folhas Linhares e São Gabriel da Palha indicam protólitos dominantes do tipo grauvacas, porém diagramas que incluem óxidos de Fe, Mg e Ti, sugerem que houve participação de anfibólitos-metabasaltos ou metatonalitos na fusão das fontes, o que também é sugerido pelo fato de que parte significativa destas rochas estão na área de composição transicional entre os tipos I e S;

- Os dados geoquímicos indicam que as bacias que alojaram os protólitos dos granitoides tipo S das folhas Linhares e São Gabriel da Palha relacionam-se principalmente a uma margem continental ativa em evolução para margem passiva;

- No diagrama R1 R2 é possível observar pequena diferença na relação composição química x ambiente, onde as rochas das suítes de granitoides tipo S estudadas na Folha Linhares ocupam preferencialmente o sub-campo pós-orogênico enquanto na Folha São Gabriel da Palha o sub-campo sin-colisional com extensão para o campo pré-colisional;

- Com base nos granitoides tipo S a história tectônica que envolve o segmento litosférico do qual

faz parte a região das folhas Linhares e São Gabriel da Palha, pode ter se desenvolvido a partir de prolongadas fases extensionais e curtas fases compressionais, o que é consistente com crosta pouco espessada, de acordo com o diagrama Rb vs. Sr, que estima, para a época de geração desses granitoides, crosta com 27 a 30 km de espessura.

Foram observadas duas fases de deformação, uma de baixo ângulo, tangencial, e outra de alto ângulo, transcorrente, superposta; ambas relacionadas à Orogênese Brasileira:

- A deformação tangencial foi responsável pela foliação regional, impressa nos granitoides sin-colisionais da Suíte Ataléia e seus gnaisses encaixantes, e nos leucogranitos tardi- a pós-colisionais. Nos gnaisses Nova Venécia o bandamento gnáissico-migmatítico é de transposição, paralelizado a uma foliação metamórfica, tendo sido observado redobramento em laço. Os granitos sincolisionais também com foliação milonítica, superposta à foliação de fluxo, porém melhor desenvolvida junto ao contato com os gnaisses encaixantes.

- A deformação transcorrente tem regionalmente cinco direções principais de lineamentos estruturais: NE, NS, NNW, WNW e EW hierarquizados nesta ordem, do mais antigo para o mais novo.

- Os lineamentos de direção geral NE-SW foram interpretados como falhas de rasgamento (*tear faults*), relacionadas ao avanço diferencial de blocos da tectônica tangencial.

- Os lineamentos NS são zonas de cisalhamento de alto ângulo de natureza dúctil que interceptam e reorientam as estruturas anteriores. Destaca-se a *Zona de Cisalhamento Ribeirão Santo Antônio* e o *Lineamento Alto Mutum Preto*. A primeira é uma zona de cisalhamento dúctil, de direção norte-sul, subvertical, com movimento transcorrente a oblíquo e deslocamento sinistral transpressivo. Sofreu reativação em regime rúptil, também com deslocamento direcional sinistral. No Mesozóico foram reativados, em regime rúptil e extensional, com a colocação de diques de diabásio não deformados ao longo dos mesmos.

- Os lineamentos NNW constituem a *Zona de Cisalhamento Vitória-Ecoporanga*, dúctil de alto ângulo, de características transcorrentes, com direção NNW, formada por um conjunto de lineamentos entre os quais se destaca a *Zona de Cisalhamento Transcorrente Lajinha*. É uma zona de cisalhamento

dúctil, subvertical, de direção N20°W, com movimento transcorrente sinistral. Reativação em regime extensional.

- Os lineamentos WNW constituem outro conjunto de zonas de cisalhamento transcorrente, menos penetrativo e conjugado ao anterior. São caracterizadas como zonas de cisalhamento dúctil, de médio a alto ângulo, que truncam e deslocam as estruturas anteriores com componente horizontal de movimento sinistral. Entre elas destacam-se a *Zona de Cisalhamento Pancas* e a *Zona de Cisalhamento Barra do Icarai*, ambas na folha São Gabriel da Palha. Na folha Linhares as principais zonas de cisalhamento deste sistema têm em geral movimento também sinistral, porém localmente dextral e com reativação em regime rúptil.

- Uma tectônica extensional, em regime rúptil, é observada muito localmente em geral reativando as estruturas anteriores. É representada por falhas normais e sistemas de fraturas. As falhas orientam-se preferencialmente para EW, N25-50E e NS.

Os recursos minerais da área são representados em sua quase totalidade por 'granitos' utilizados como rocha ornamental:

- Incluem-se, sob esta denominação comercial, granitos, hiperstênio-quartzo monzonitos, quartzo monzodioritos e charno-enderbitos lavrados principalmente nos domínios da Suíte Ataléia e Suíte Intrusiva Aimorés. É de grande importância comercial o "granito jaguar" resultante de interbandamento tectônico de leucogranitos com granitos cinza da Suíte Ataléia, em zona de contato entre os dois litotipos. São, também, de grande importância econômica os granitos bege-amarelados tipo Caladão, da Suíte Intrusiva Aimorés, cartografados no extremo sudoeste da área e leucogranitos brancos, granatíferos, tard- a sin-colisionais.

- Na área foram cadastradas 66 (sessenta e seis) ocorrências de atividades relacionadas à extração de rochas ornamentais, 44 delas na folha São Gabriel da Palha, e 22 na folha Linhares, envolvendo frentes de lavra em atividade, pedreiras paralisadas e/ou abandonadas. Algumas frentes parecem ter sido abertas apenas para prospecção do material, pois não apresentam evidências de aproveitamento econômico em larga escala.

- Ainda na folha Linhares é explorada comercialmente, para extração de brita, uma pedreira em gnaisse bandado cinza-escuro do Complexo Nova Ve-

nécia e oito depósitos de material para construção civil representados por areia e argila. Duas lavras de extração da areia são feitas em camadas de 'areias brancas' Pleistoceno-Holocênicas, sobrejacentes aos sedimentos da Formação Barreiras. Outros três pontos cadastrados mostram a atividade extrativa comercial da areia sendo feita através de balsas com bomba de sucção, operando em leito ativo dos rios Doce e São José. Outro ponto de ocorrência de areia, sem evidências de exploração comercial, foi observado em aluviões da várzea do rio Doce. Apenas uma ocorrência de extração de argila, em pequena escala, foi verificada em níveis argilosos superficiais da planície aluvionar do rio Doce.

- E, apenas para efeito de registro histórico, uma antiga mina abandonada de grafita foi cadastrada, localizando-se às margens da lagoa Terra Alta, na porção sul da folha Linhares, no domínio do Complexo Nova Venécia.

- Embora o posicionamento estratigráfico relativo das diversas unidades mapeadas tenha sido estabelecido com boa precisão através de suas relações de campo, estudos petrográficos e correlações com unidades cartografadas em áreas adjacentes, a sua consolidação necessita ainda de estudos complementares, tanto de natureza estratigráfica quanto estrutural. Para tanto, recomenda-se um maior detalhamento da cartografia geológica e amostragem para análise litoquímica e datações geocronológicas das diversas gerações de granitóides, preferencialmente em áreas de lavra, onde as rochas e suas relações estão bem expostas. Estudos de detalhe de campo dos principais lineamentos estruturais também são recomendados, importantes para auxiliar no esclarecimento da evolução tectono-estrutural da área.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1977. As províncias estruturais brasileiras. *In*: SBG, Simp. Geol. do Nordeste, 8, Campina Grande, 1977. *Atas...*, Campina Grande, p. 363-391.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Sci. Reviews*, **17**: 1-21.
- 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**: 43-64.
- 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** (1): 25-43.
- Amador, E.S. 1982a. Depósitos relacionados à unidade inferior do Grupo Barreiras no Estado do Espírito Santo. Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, v. 4: 1451-1461. Salvador – BA.
- Amador, E.S. 1982b. O Barreiras Pleistocênico no Estado do Espírito Santo e seu relacionamento com depósitos de minerais pesados. Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, v. 4: 1462-1473. Salvador – BA
- Amador, E.S., Dias, G.T.M. 1978. Considerações preliminares sobre depósitos do terciário superior do norte do Espírito Santo. An. Acad. Brasil. Ciênc. **50** (1): 121-122.
- Asmus, H.E.; Gomes, J.B.; Pereira, A.C.B. 1971. Integração geológica regional da bacia do Espírito Santo. An. XXV Congr. Brasil. Geol. v. 3: 235-252.
- ASN - Agência Sebrae de Notícias. Sebrae/ES divulga Feira de Mármore e Granito em Brasília. ASN, Brasília, 14/06/2007. Disponível em: < <http://asn.interjournal.com.br/> >. Acesso em 03/07/2007.
- Bandeira Jr, A.N.; Petri, S.; Suguio, K. 1975. Projeto Rio Doce. Relatório Final. Petrobras, CPD, 203 p.
- Bailey, J.C., 1981. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chem. Geol.*, **32**, 139-154.
- Barker, F. 1979. Trondhjemite: definition environment and hypotheses of origin. *In*: Barker, F. (ed.). *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Amsterdam: Elsevier, p.1-12.
- Barker, F., & Arth, J.G., 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Achaean bimodal trondhjemites-basalt suites. *Geology* **4**: 596-600.
- Barker, A.J. 1994. *Metamorphic Textures and Microstructures*. Blackie Academic & Professional, Glasgow, 162 pp.
- Barker, D.S. 1983. *Igneous Petrology*. Prentice Hall, New Jersey. 417 p.
- Batchelor, R.A., Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology* **48**:43-55.
- Blein, O., LaFlèche, M.R., Corriveau, L. 2003. Geochemistry of the granulitic Bondy gneiss complex: a 1.4 Ga arc in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Canada. *Precambrian Research*, **120**: 193-217.
- Branner, J.C. 1902. Geology of the north-east coast of Brasil. *Bull. Geol. Am. Soc.* **13**: 41-98.
- BRASIL. Ministério de Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. Informe Mineral - 1º Sem. - 2007. Brasília: DIDEM, 2007. 33 p.
- Brown, M. 2001. Orogeny, migmatites and leucogranites: A review. *Earth Planetary Science*, **110**: 313-336.
- Brown, M. 2002. Retrograde processes in migmatites and granulites revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**: 25-40.
- Brown, M., Solar, G.S. 1999. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. *Tectonophysics*, **312**: 1-33.
- Bucher, K., Frey, M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 318 pp.
- Castañeda, C., Pedrosa-Soares, A.C., Belém, J., Gradim, D., Dias, P.H.A., Medeiros, S.R., Oliveira, L. 2006. Programa Geologia do Brasil. Mapeamento geológico e nota explicativa da Folha Ecoporanga (SE. 24-Y-A-III), escala 1:100.000. Contrato CPRM 059/PR/05-UFMG (IGC/CPMTC). CD-ROM.
- Cenki, B., Kriegsman, L.M., Braun, I. 2002. Mel-producing and mel-consuming reactions in the Achankovil cordierite gneisses, South India. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**: 543-561.
- Chiodi Filho, C. 1995. Aspectos técnicos e econômicos do setor de rochas ornamentais. CNPq/CETEM, Série Estudos e Documentos, nº 28, 75 p.

- Corriveau, L. & Gorton, M.P. 1993. Coexisting K-rich alkaline and shoshonitic magmatism arc affinities in the Proterozoic: reassessment of syenitic stocks in the southwestern Grenville Province. *Cont. Mineral. Petrol.* 113: 262-279.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen and Unwin.
- Dall'Agnol, R., Scaillet, B., Pichvant, M., 1999. An experimental study of a lower Proterozoic A-type granite from eastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology* 40, 1673-1698.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.P., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., Oiveira, D.C., 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites, of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos* 80, 101-129.
- Defant, M.J. & Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*. 347: 662-665.
- De La Roche, H; Laterrier, J.; Grandclaude, P.; Marchal, M. A., 1980. classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2 diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.* 29,182-210.
- DePaolo, D.J. 1988. Neodymium Isotope Geochemistry. Berlin, Springer-Verlag, 187p.
- Eby, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20: 641-644.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 1199– 1212.
- Fonseca, M.J.G., Silva, Z.C.G., Campos, D.A., Tossato, P. 1979. Texto Explicativo da Carta geológica do Brasil ao milionésimo; folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23). Brasília, DNPM, 240 p.
- Fontes, C.Q., Netto, C., Costa, M.R.A., Baltazar, O.F., Silva, S.L., Vieira, V.S. 1978. *Projeto Jequitinhonha*; relatório final DNPM-CPRM, Belo Horizonte, 1978, 12v. (Relatório do arquivo técnico da DGM, 2787)
- Fornelli, A., Piccarreta, G., Del Moro, A., Acquafredda. 2002. Multi-stage melting in the lower crust of the Serre (Southern Italy). *Journal of Petrology*, 43: 2191-2217.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033-2048.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. Eds. *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Pub. No. 19, pp. 67–81.
- 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. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito-Neves (org.), *Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Beca, cap. XIII, p. 203-234.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523–548.
- Jacobsohn, T. 2006. Comportamento dos sistemas isotópicos em processos tectono-metamórficos de alto grau: Faixa Araçuaí, MG-ES. Tese de Doutorado (em conclusão), Instituto de Geociências, USP.
- Jung, S., Hoernes, S., Mezger, K. 2000. Geochronology and petrogenesis of Pan-African, syn-tectonic, S-type and post-tectonic A-type granite (Namibia): products of melting of crustal sources, fractional crystallization and wall rock entrainment. *Lithos*, 50: 259-287.
- Karniol, T.R. & Machado, R. 2004. Análise geométrica e cinemática de um segmento na região do baixo rio Doce entre Aimorés (MG/ES) e Colatina (ES). *Revista Brasileira de Geociências*, 34 (3): 373-382.
- Kilpatrick, J.A., Ellis, D.J. 1992. C-type magmas: igneous charnockites and their extrusive equivalents. *Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83: 155-164.
- Lima, S.A.A., Martins Neto, M.A., Pedrosa-Soares, A.C., Cordani, U.G., Nutman, A. 2002. A Formação Salinas na área-tipo, NE de Minas Gerais: Uma proposta de revisão da estratigrafia da Faixa Araçuaí com base em evidências sedimentares, metamórficas e idades U-Pb SHRIMP. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 491-500.
- Mabessone, J.M.; Campos e Silva, A.; Beurlen, K. 1972. Estratigrafia e Origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Ver. Brasil. Geoc.*, 2 (3): 173-188.
- Machado Filho, L., Ribeiro, M.W., Gonzáles, S.R., Schenini, C.A., Santos Neto, A., Palmeira, R.C.B., Pires, J.L., Teixeira, W., Castro, H.E.F. 1983. *Geologia. In: BRASIL - Ministério das Minas e Energia. PROJETO RADAMBRASIL, Folhas SF. 23/24, Rio de Janeiro/Vitória*; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, MME. p. 27-304 (Levantamento de recursos naturais, 32).

- Maniar, P.D. & Picolli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101: 635-643.
- 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 of Structural Geology*, 28: 129-147.
- Martin, H., 1993. The mechanism of petrogenesis of the Archean continental crust-Comparison with modern process. *Lithos*, 30: 373-388.
- Martin, H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 46: 411-429.
- Martins, V.T.S.; Teixeira, W.; Noce, C.M.; Pedrosa-Soares, A.C. 2004. Sr and Nd characteristics of Brasiliano/Pan-African granitoid plutons of the Araçuaí Orogen, Southeastern Brazil: Tectonic implications. *Gondwana Research*, 7: 75-89.
- Monteiro, E.A. & Baltazar, O.F. 2001. Projeto Levantamento Hidrogeológico do Norte do Estado do Espírito Santo: Levantamento Estrutural. Relatório interno da CPRM, Belo Horizonte (MG).
- Munhá, J.M.U, Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G, Palácios, T. 2005. Petrologia e termocronologia de gnaisses migmatíticos da Faixa de Dobramentos Araçuaí (Espírito Santo, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 35(1): 123-134.
- Nalini, A.N. 1997. *Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil): étude géochimique et structurales des suites Galiléia et Urucum et leur relation avec les pegmatites à éléments rares associées*. Tese de Doutorado. École des Mines de Saint-Étienne et École des Mines de Paris, França, 237 p.
- Nalini, A.N., Bilal, E., Paquette, J-L., Pin, C., Machado, R. 2000. *Géochronologie U-Pb et géochimie isotopique Sr-Nd des granitoïdes néoproterozoïques des suites Galiléia et Urucum, vallées du Rio Doce, Sud-Est du Brésil*. *C.R. Acad. Sci.Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 331: 459-466.
- Noce, C.M.; Macambira, M.J.B.; Pedrosa-Soares, A.C. 2000. Chronology of Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí Belt, eastern Brazil, based on single zircon evaporation dating. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (1): 25-29.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Piuzana, D, Armstrong, R., Laux, J.H., Campos, C.M., Medeiros, S.R. 2004. Ages of Sedimentation of the Kinzigitic Complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí Orogen, northern Espírito Santo State, Brazil: Zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. *Revista Brasileira de Geociências*, 34 (4): 587-592.
- Novais, L.C.C.; Teixeira, L.B.; Neves, M.T.; Rodarte, J.B.M.; Almeida, J.C.H.; Valeriano, C.M. 2004. Novas ocorrências de diques de diabásio na faixa Colatina – ES: estruturas rúpteis associadas e implicações tectônicas para as bacias de Campos e do Espírito Santo. *Bol. Geoci.*, 12 (1): 191-194.
- Oliveira, M.J.R. 2000. Folha Conselheiro Pena-São Gabriel da Palha, escala 1:100.000. *In: C.P. Pinto et al.* 2001. Projeto Leste. CD-ROM e mapas impressos, CPRM-CODEMIG, Belo Horizonte.
- Oliveira, A.I.; Leonardos, O.H. 1943. *Geologia do Brasil (2ª ad.)*. Rio de Janeiro, Min. Agricultura, Serv. Inform., 813 pp.
- Passchier, C.W., Myers, J.S., Kröner, A. 1990. *Geologia de Campo de Terrenos Gnáissicos de Alto Grau*. Edusp, São Paulo, 188 pp.
- Patiño Douce, A.E., Harris, N. 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, 39: 202-218.
- Pearce J. A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In: C.J. Hawkesworth & M.J. Norry (eds.)*, Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich., 230-249
- Pearce, J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19,120-125
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956-983.
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern turkey. *Cont. Mineral. Petrol.* 58: 63-81.
- Pedrosa-Soares, A.C. & Wiedemann-Leonardos, C.; 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. *In: U.G Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz-Filho, D.A. Campos, D.A. (orgs)*, Tectonic Evolution of South America. SBG, São Paulo, p. 265-285.
- Pedrosa-Soares, A.C, Noce, C.M.; Wiedemann, C.M.; Pinto, C.P.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., Wiedemann C., Pinto C.P. 2001a. 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., Pinto, C.P., Custódio-Netto, J., Araújo, M.C., Castañeda, C., Achtschin, A.B., Basílio, M.S. 2001b. A Província Gemológica Oriental do Brasil. In: C. Castañeda, J.E. Addad, A. Liccardo (orgs.), *Gemas de Minas Gerais*. SBG, Belo Horizonte, p. 16-33.
- Pedrosa-Soares, A.C.; Noce, C.M.; Alkmim, F.F.; Silva, L.C.; Cordani, U.G.; Marshak, S.; Whittington, A.G.; Martins-Neto, M.A.; Campos, C.M. 2003. Orógeno Confinado: conceito, exemplo e candidatos. In: SNET, 9, Búzios. SBG, anais, p.36-39.
- Pedrosa-Soares, A.C.; Noce, C. M.; Silva, L.C.; Cordani, U.; Alkmim, F.F.; Babinski, M. 2005. Orógeno Araçuaí: Estágio atual do conhecimento geotectônico. In: Simpósio Cráton do São Francisco, 3, Salvador. SBG, Anais, p. 243-246.
- Pedrosa-Soares, A.C., Queiroga, G.N., Gradim, C.T., Roncato, J.G., Novo, T.A., Jacobsohn, T., Silva, K.L. 2006a. Programa Geologia do Brasil. Mapeamento geológico e nota explicativa da Folha Mantena (SE.24-Y-A-VI), escala 1:100.000. Contrato CPRM 059/PR/05-UFGM (IGC/CPMTC). CD-ROM.
- Pedrosa-Soares, A.C., Castañeda, C., Queiroga, G., Gradim, C., Belém, J., Roncato, J., Novo, T., Dias, P., Gradim, D., Medeiros, S., Jacobsohn, T., Babinski, M., Vieira, V. 2006b. Magmatismo e tectônica do Orógeno Araçuaí no extremo leste de Minas e norte do Espírito Santo (18°–19°S, 41°–40°30'W). *GEONOMOS*, 14 (1, 2): 97-111.
- 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): 1-16.
- Piazza, H.D., Araújo, M.B., Bandeira Jr., A.N. 1974. Litoestratigrafia do Quaternário do Espírito Santo. Relatório Técnico Interno. Petrobras – CENPES, p. 159-171. Rio de Janeiro-RJ.
- Pinheiro, J.R. 2003. A indústria extrativa de rochas ornamentais no Brasil. Apostila do módulo I, do curso de especialização em rochas ornamentais. 55 p., n/ed., CETEM/UFRJ/CETEMAG, Rio de Janeiro.
- Pinto, C.P., Drumond, J.B.V., Féboli, W.L. 1997. Projeto Leste: mapeamento geológico, cadastramento de recursos minerais da região leste de Minas Gerais: Etapa 1. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, Brasil, 154 p.
- Pinto, C.P., Drumond, J.B.V., Féboli, W.L. 2001. Projeto Leste. CD-ROM e mapas impressos, CPRM-CODEMIG, Belo Horizonte.
- Rämö, O.T. & Haapala, I., 1995. One hundred years of rapakivi granite. *Mineral. Petrol.*, 52, 129-185.
- Rudnick, R.L, McLennan, S.M., Taylor, S.R., 1985. Large ion lithophile elements in rock from high- pressure granulites facies terrains.. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 1645-1655.
- Siga Jr., O. 1986. A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. São Paulo: USP/Instituto de Geociências. 140 p. (Dissertação de mestrado).
- Silva, J.M.R, Lima, M.I.C., Veronese, V.F., Ribeiro Junior, R.N. & Siga-Júnior, O. 1987. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SE.24 Rio Doce. IBGE, Rio de Janeiro, 1987 (Levantamento de Recursos Naturais, 34).
- Silva, J.N. & Ferrari, P.G. 1976. Projeto Espírito Santo; relatório final. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1976. 408p. (Relatório do arquivo técnico da DGM, 2596).
- Silva, J.N. 2000. Folhas Carlos Chagas, Mantena e Eco-poranga, escala 1:100.000. In: C.P. Pinto *et al.* 2001. Projeto Leste. CD-ROM e mapas impressos, CPRM-CODEMIG, Belo Horizonte.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Noce, C.M., Carneiro, M.A., Pimentel, M.M., Pedrosa-Soares, A.C., Leite, C.A., Vieira, V.S., Silva, M.A., Paes, V.J.C.; Cardoso-Filho, J.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32: 513-528.
- Silva, L.C., Mcnaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A., Fletcher, I. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Basiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136: 203-240.
- Silva, Luiz Carlos da. 2006. Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros. Brasília: CPRM, 132 p. (Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil; 1) Disponível em: < www.cprm.gov.br >
- Söllner, H.S., Lammerer, B., Weber-Diefenbach, K. 1991. Die Krustenentwicklung in der Küstenregion nördlich von Rio de Janeiro, Brasilien. *Müncher Geologische Hefte* 4, 1-100.
- Spear, F.S., Kohn, M.J., Cheney, J.T. 1999. P-T paths from anatectic pelites. *Contrib. Mineral Petrol.*, 134: 17-32.

- Streckeisen, A. 1973. Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, **18** (10): 26-30.
- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* **12**, 1–33.
- 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 Araçuai e Brasília. *In*: E. Pereira, R. Castroviejo, F. Ortiz (org.), Complejos Ofiolíticos en Iberoamérica: Guías de prospección para metales preciosos. Madrid, p. 101-132.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In*: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London Spec. Publ., **42**, p. 313– 345.
- Tallarico, J.B.C., Pereira, L.M.M., 1997. Petrografia da Região Leste de Minas Gerais, Etapa 1. *In*: Projeto Leste, Província Pegmatítica Oriental, CPRM, Belo Horizonte, 60 pp.
- Taylor, R.P., Strong, D.F., Fryer, B.J., 1981. Volatile control of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* **77**, 267–271.
- Teixeira, L.B.; Rodarte, J.B.M. 2003. Datações de diques de diabásios na faixa Colatina. Rio de Janeiro. PETROBRAS. CENPES. PDEXP. MB. Relatório interno.
- Tuller, M.P., Heineck, C.A., Drumond, J.B.V., Ribeiro, J.H. 1992. Folha Colatina, escala 1: 100.000. Projeto Cachoeiro do Itapemirim. Carta Geológica impressa, CPRM-DNPM, Belo Horizonte, 1992.
- Tuller, M.P. (Org.) 1993. Folha Colatina, escala 1: 100.000. Projeto Cachoeiro do Itapemirim. Texto explicativo e Carta Geológica impressos, CPRM-DNPM, Brasília, 1993.
- Turner, F.J. & Weiss, L.E. 1963. *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. McGraw Hill, New York, 545 p.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib Mineral Petrol.*, **95**: 407-419.
- Whittington, A.G., Connelly, J., Pedrosa-Soares, A.C., Marshak, S., Akkmim, F.F. 2001. Collapse and melting in a confined orogenic belt: preliminary results from the neoproterozoic Araçuai belt of eastern Brazil. *In*: AGU, Meeting, v.82, p. 1181-1182.
- Wiedemann, C.M., Medeiros, S.R., Mendes, J.C., Ludka, I.P., Moura, J.C. 2002. Architecture of Late Orogenic Plutons in the Aracuaí-Ribeira Folded Belt, Southeast Brazil. *Gondwana Research*, **5**(2): 381-399.
- Zhao, J;X., Shiraishi, K., Ellis, D.J., Sheraton, J.W., 1995. Geochemical studies from the Yamoto Mountains, east Antarctica: implications for the origin of syenitic magmas. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **59**: 1363-1382.

