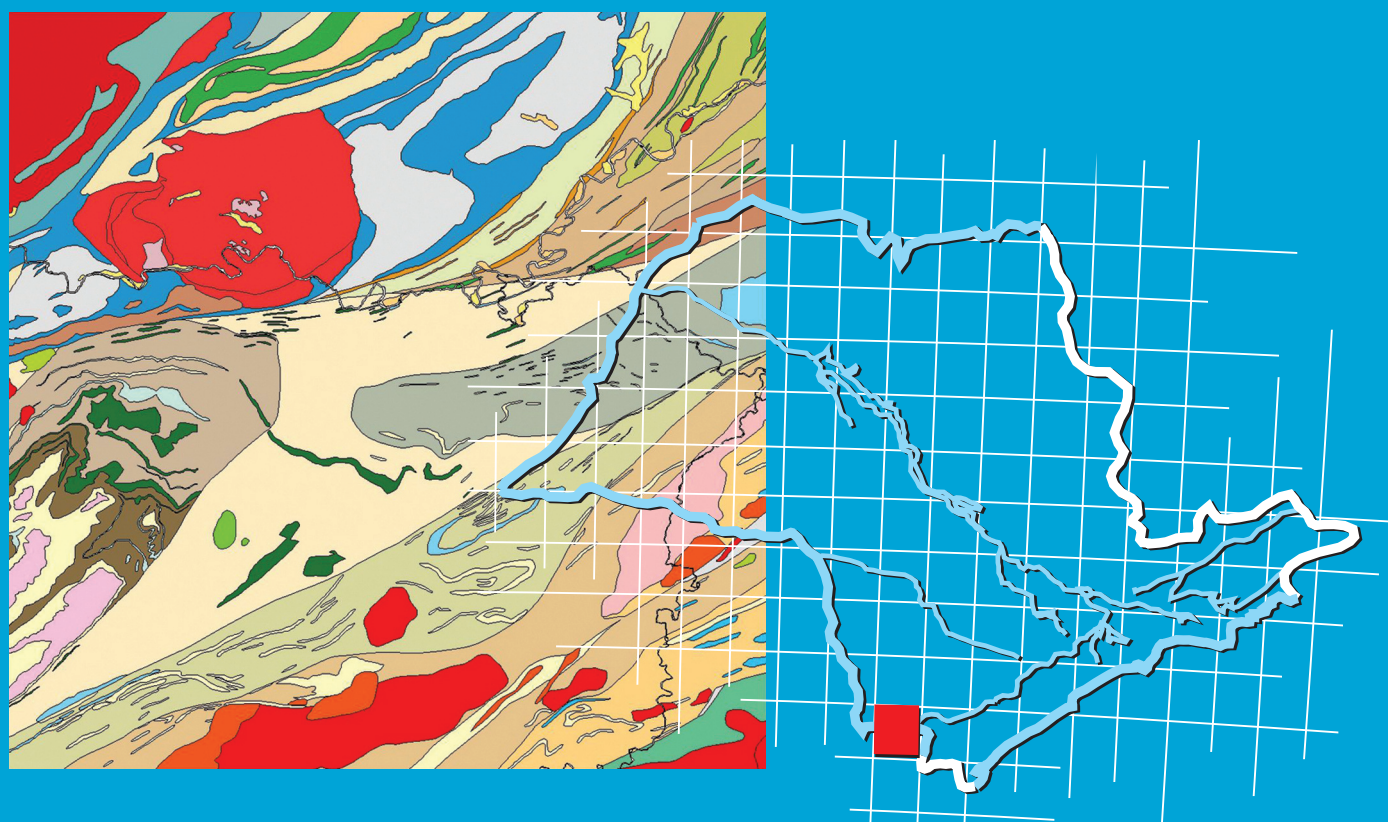


Programa Geologia do Brasil
Levantamentos Geológicos Básicos

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA
FOLHA APIAÍ – SG.22-X-B-V



Escala 1:100.000
2012

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 SÃO PAULO

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DA FOLHA APIAÍ
SG.22-X-B-V

ESCALA 1:100.000
ESTADOS DE SÃO PAULO E PARANÁ



SÃO PAULO

2012

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL - PGB
INTEGRAÇÃO, ATUALIZAÇÃO E DIFUSÃO DE DADOS DA GEOLOGIA DO BRASIL

CPRM - SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE SÃO PAULO
Rua Costa 55 – Cerqueira César
São Paulo – SP – 01304-010
FAX: (11) 3775-5165
TEL: (11) 3775-5101
<http://www.cprm.gov.br>

Faleiros, Frederico Meira

Geologia e recursos minerais da Folha Apiaí – SG.22-X-B-V, Estados de São Paulo e Paraná, Escala 1:100.000 / Faleiros, Frederico Meira ... [et al.] – São Paulo: CPRM, 2012. 107 p.: il. Color + DVD.

Programa Geologia do Brasil – PGB. Integração e Difusão de Dados de Geologia do Brasil.

ISBN 978-85-7499-167-2

1. Geologia Regional – São Paulo. 2. Recursos Minerais – São Paulo. 3. Estratigrafia – São Paulo. 4. Geotectônica – São Paulo. 5. Petrologia – São Paulo. I. Faleiros, Frederico Meira.

CDD 558.16

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 SÃO PAULO

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DA FOLHA APIAÍ
SG.22-X-B-V

ESCALA 1:100.000
ESTADOS DE SÃO PAULO E PARANÁ

Frederico Meira Faleiros
Silvia Maria Morais
Vicente Sérgio Costa



São Paulo
2012

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 SÃO PAULO

Programa Geologia do Brasil
GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA
FOLHA APIAÍ

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Edison Lobão
Ministro de Estado

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

Cláudio Scliar
Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM

Manoel Barretto da Rocha Neto
Diretor-Presidente

Roberto Ventura Santos
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Thales de Queiroz Sampaio
Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Antonio Carlos Bacelar Nunes
Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Eduardo Santa Helena
Diretor de Administração e Finanças

Reginaldo Alves dos Santos
Chefe do Departamento de Geologia

Francisco Valdir Silveira
Chefe do Departamento de Recursos Minerais

Edílton José 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 Henrique Soares
Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE SÃO PAULO

José Carlos Garcia Ferreira
Superintendente Regional

Elizete Domingues Salvador
Gerência de Geologia e Recursos Minerais

Lauro Gracindo Pizzatto
Gerência de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Ângela Maria de Godoy Theodorovicz
Gerência de Hidrologia e Gestão Territorial

Marcos Evaristo da Silva
Gerência 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 SÃO PAULO

CRÉDITOS AUTORAIS

CRÉDITOS DE AUTORIA DA NOTA EXPLICATIVA

RESUMO

Frederico Meira Faleiros

ABSTRACT

Frederico Meira Faleiros

1. INTRODUÇÃO

Frederico Meira Faleiros
Luiz Antônio Chieregati

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Frederico Meira Faleiros

3. GEOFÍSICA

Luiz Gustavo Rodrigues Pinto

4. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Frederico Meira Faleiros
Sílvia Maria Morais
Vicente Sérgio Costa

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL

Frederico Meira Faleiros
Sérgio Willians de Oliveira Rodrigues

6. RECURSOS MINERAIS

Frederico Meira Faleiros
Márcio José Remédio

7. GEOQUÍMICA PROSPECTIVA

Viviane Carillo Ferrari

8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Frederico Meira Faleiros

CRÉDITOS DE AUTORIA DA CARTOGRAFIA GEOLÓGICA

Sílvia Maria Morais (Chefe do Projeto)
Frederico Meira Faleiros
Vicente Sérgio Costa
Sylvio Dutra Gomes
Luiz Antônio Chieregati

RECURSOS MINERAIS

Márcio José Remédio
Rafael de Aguiar Furuie
Luiz Antônio Chieregati

GEOQUÍMICA PROSPECTIVA

Ídio Lopes Júnior
Viviane Carillo Ferrari

GEOFÍSICA

João Batista Freitas de Andrade
Luiz Gustavo Rodrigues Pinto

SIG GEOLÓGICO

Elizete Domingues Salvador
Marina das Graças Perin
Frederico Meira Faleiros
Gilberto Lima
Fabrício Prior Caltabeloti
José da Costa Pinto

COLABORAÇÃO

Nolan Maia Dehler
Fabrício Prior Caltabeloti
Eduardo Gazzoli Longo
Sérgio Willians de Oliveira Rodrigues
Maurício Pavan Silva
Vidyã Vieira de Almeida

APOIO TÉCNICO

Roylane Barbosa
(Técnico Geoquímica Prospectiva SUREG-SP)
Marcelo Januário de Sousa
(Estagiário de Geologia SUREG-SP)
Reinaldo Rodrigues da Gama
(Estagiário Técnico de Mineração SUREG-SP)

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 SÃO PAULO

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA
FOLHA APIAÍ

APOIO TÉCNICO DA CPRM

Reginaldo Alves dos Santos
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Edílton José dos Santos
DIVISÃO DE GEOLOGIA BÁSICA-DIGEOB

João Henrique Gonçalves
DIVISÃO DE GEOPROCESSAMENTO-DIGEOP

Antonio Carlos Bacelar Nunes
DIRETOR DE RELAÇÕES INSTITUCIONAIS
E DESENVOLVIMENTO

Ernesto Von Sperling
DEPARTAMENTO DE RELAÇÕES INSTITUCIONAIS
E DIVULGAÇÃO (DERID)

José Márcio Henriques Soares
DIVISÃO DE MARKETING (DIMARK)

Elizete Domingues Salvador
GERÊNCIA DE GEOLOGIA E RECURSOS
MINERAIS (GEREMI/SUREG-SP)

Lauro Gracindo Pizzatto
GERÊNCIA DE RELAÇÕES INSTITUCIONAIS
E DESENVOLVIMENTO (GERIDE/SUREG-SP)

Marcos Evaristo da Silva
GERÊNCIA DE ADMINISTRAÇÃO
E FINANÇAS (GERAFI/SUREG-SP)

Silvia Maria Morais
CHEFE DO PROJETO

Frederico Meira Faleiros
SUPERVISOR DE GEOLOGIA

Viviane Carillo Ferrari
SUPERVISORA DE RECURSOS MINERAIS

José Márcio Henriques Soares
REVISÃO DO TEXTO

Vicente Sérgio Costa
Frederico Meira Faleiros
Vidyã Vieira de Almeida
Marcelo Januário de Sousa
PETROGRAFIA

Ídio Lopes Júnior
Viviane Carillo Ferrari
GEOQUÍMICA

Marcelo Januário de Sousa
Reinaldo Rodrigues da Gama
ESTAGIÁRIOS

Sueli Cardoso de Araújo
REVISÃO LINGUÍSTICA

Elias Bernard da Silva do Espírito Santo
PROJETO DE MULTIMÍDIA E ARCEXIBE

APRESENTAÇÃO

O Programa Geologia do Brasil (PGB), desenvolvido pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, responsável pela retomada dos levantamentos geológicos básicos do país, teve início no Estado de São Paulo a partir de 2007. A Folha Apiaí foi a primeira a ser concluída no âmbito deste programa no Estado de São Paulo.

O mapeamento geológico desta folha na escala 1:100.000 integra, assim como os demais levantamentos geoquímicos e geofísicos realizados nos estados de São Paulo e Paraná, o planejamento de ações governamentais que visam a aceleração do conhecimento geológico do território brasileiro. Este mapeamento tem como finalidade fornecer subsídios geológicos que contribuam para o entendimento e avanço da pesquisa mineral, dos recursos hídricos e da gestão territorial, além de demais atividades aplicadas ao interesse social.

Os resultados alcançados demonstram verdadeiro avanço na cartografia geológica regional com refinamento na escala de trabalho adotada, a qual pode vir a contribuir na instalação de empreendimentos mineiros que resultam em geração de oportunidades de renda e empregabilidade.

O projeto foi totalmente desenvolvido em ambiente SIG e vinculado ao Banco de Dados Geológicos do SGB (GEOBANK), incorporando as atualizações mapeadas através de técnicas de geoprocessamento aplicadas à cartografia geológica. O GEOBANK encontra-se disponível no portal do SGB www.cprm.gov.br.

A Nota Explicativa e o Mapa Geológico na escala 1:100.000 da Folha Apiaí (SG.22-X-B-V), localizada na divisa dos estados de São Paulo e Paraná, em ambiente SIG, foram executados pela Superintendência Regional de São Paulo e encontram-se disponíveis conjuntamente em CD que acompanha este Relatório Final impresso.

MANOEL BARRETO DA ROCHA NETO
Diretor Presidente

ROBERTO VENTURA SANTOS
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

RESUMO

A Folha Apiaí (SG.22-X-B-V) abrange parte da porção sul do estado de São Paulo e leste do estado do Paraná. É limitada pelos meridianos 49°00'W e 48°30'W e paralelos 24°30'S e 25°00'S. O mapeamento geológico na escala 1:100.000 permitiu uma reformulação substancial da estratigrafia regional, com o refino de unidades previamente definidas e a cartografia de novas unidades. Em termos geológicos regionais, as unidades se relacionam aos terrenos (ou domínios tectônicos) Apiaí, Curitiba e Luís Alves. Os dois primeiros são segmentos do Cinturão Ribeira Meridional (Província Mantiqueira), enquanto o último representa um fragmento cratônico não afetado pelo Ciclo Brasileiro.

O Terreno Apiaí é dominado por sequências de rochas supracrustais, incluindo unidades metavulcanossedimentares e metassedimentares de fácies xisto-verde a anfibolito, inseridas no Supergrupo Açungui, aqui considerado como um terreno composto. O Supergrupo Açungui é dividido em quatro unidades, com subdivisões internas: (i) Formação Água Clara (ca. 1500 Ma), composta por mármore impuro, rochas calcissilicáticas, micaxisto e metabasitos, com corpos localizados de formações ferríferas e gondito; (ii) Grupo Votuverava (ca. 1450-1480 Ma), formado por metapelitos rítmicos (ardósia e filito) e micaxisto com intercalações de rochas metavulcânicas básicas; (iii) Sequência Serra das Andorinhas (Calimiano?), composta por filito rítmico e micaxisto, mármore e rochas calcissilicáticas; (iv) Grupo Lajeado (sedimentação entre 1400 e 880 Ma), composto por unidades de naturezas siliciclástica e carbonática alternadas. Compõem ainda o quadro estratigráfico rochas de embasamento gnáissico denominadas Gnaisse Tigre (ca. 1770 Ma), formado por granitos alcalinos heterogeneamente milonitizados, e Formação Iporanga (ca. 580 Ma), unidade metavulcanossedimentar dominada por rochas terrígenas imaturas.

O Terreno Curitiba é formado por rochas de embasamento do Complexo Atuba e por sequências supracrustais das formações Turvo-Cajati e Capiru. O Complexo Atuba (ca. 2200-2100 Ma) ocorre em uma janela estrutural e é formado por ortogneisse bandado migmatizado em condições de fácies anfibolito alto e milonitizado em condições de fácies xisto-verde. A Formação Turvo-Cajati, de idade máxima de sedimentação toniana (ca. 900 Ma), é composta por rochas metassedimentares siliciclásticas e carbonáticas metamorfizadas em condições de fácies xisto-verde a granulito. A Formação Capiru também é composta por rochas metassedimentares siliciclásticas e carbonáticas, porém metamorfizadas em condições de fácies xisto-verde inferior. O Terreno Curitiba apresenta ainda duas bacias vulcanossedimentares de transição Proterozoico-Fanerozoico denominadas neste trabalho de Formação Indaiatuba e Formação Córrego da Lavra.

O Terreno Luís Alves é formado pelo Complexo Serra Negra, de idade arqueana a paleoproterozoica, unidade mais antiga da folha. É constituído, predominantemente, por rochas gnáissico-granulíticas, de composição básica, retrometamorfizadas em condições de fácies xisto-verde superior a anfíbolito.

Os três terrenos tectônicos foram intrudidos por corpos graníticos ediacaranos de diferentes naturezas. O Terreno Apiaí é dominado por corpos de granito calcialcalino de alto potássio do tipo I, tais como os plútons associados ao Batólito Três Córregos. O Terreno Curitiba apresenta corpos de biotita-muscovita-leucogranito peraluminoso, possivelmente do tipo S, identificados neste trabalho. No Terreno Luís Alves ocorrem plútons graníticos sinorogênicos ainda pouco estudados e de granito alcalino do tipo A (Granito Alto Turvo, Província Graciosa).

Os principais recursos minerais da Folha Apiaí compreendem: (i) calcário para indústria de cimento e corretivo de solo (Grupo Lajeado); (ii) mineralizações sulfetadas de Pb-Zn-Ag do tipo Perau e mineralizações de barita (Formação Perau, Grupo Votuverava); (iii) mineralizações sulfetadas de Pb-Zn-Ag do tipo Panelas e mineralizações de fluorita (Grupo Lajeado); (iv) mineralizações de ouro epigenético e singenético (Formação Água Clara); (v) mineralizações de W-Mo-Cu, volastonita e fluorita (Granito Itaoca).

A área apresenta, ainda, potencial para rochas ornamentais e importante atividade de ecoturismo relacionada à província espeleológica do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR), relacionada ao Grupo Lajeado.

ABSTRACT

The Apiaí sheet (SG.22-X-B-V) comprises part of the southern portion of the São Paulo state and eastern Paraná state, southeastern Brazil. It is bounded by longitudes 49°00'W and 48°30'W and latitudes 24°30'S e 25°00'S. Geologic mapping at 1:100,000 scale allowed for a substantive reformulation of the regional stratigraphy with refinement of previously defined units and mapping of new units. The geolocial units are related with the terranes (or tectonic domains) Apiaí, Curitiba and Luís Alves. The first two are segments of the southeastern Ribeira Belt (Mantiqueira Province), while the latter represents a cratonic fragment did not affect by the Brasiliano Cycle.

The Apiaí Terrane is dominated by supracrustal rock sequences including metavolcanosedimentary and metasedimentary rock units metamorphosed under lower greenschist to amphibolite facies conditions included in the Açungui Supergroup, considered as a composite terrane. The Açungui Supergroup is divided into four units, with internal subdivisions: (i) the Água Clara Formation (ca. 1500 Ma), composed of impure marble, calc-silicate rocks, micaschist and metabasites, with restricted bodies of iron formation and gondite; (ii) the Votuverava Group (ca. 1450-1480 Ma), composed of rhythmic metapelites (slate and phyllite) and micaschist with intercalations of basic metavolcanic rocks; (iii) the Serra das Andorinhas Sequence (Calymmian?), composed of rhythmic phyllite and micaschist, marble and calc-silicatic rocks; and (iv) the Lajeado Group (age of sedimentation between 1400 and 880 Ma), composed of units of alternating carbonate and siliciclastic nature. Still make up the stratigraphic framework gneissic basement rocks called the Tigre Gneiss (ca. 1770 Ma), composed of heterogeneously mylonitized alkaline granite, and the Iporanga Formation (ca. 580 Ma) a metavolcanosedimentary rock unit dominated by immature terrigenous metasedimentary rocks.

The Curitiba Terrane is composed of basement rocks of the Atuba Complex and supracrustal sequences of the Turvo-Cajati and Capiru formations. The Atuba Complex (ca. 2200-2100 Ma) occurs in a structural window and it is composed of banded orthogneiss migmatized under upper amphibolite facies conditions and mylonitized under greenschist facies conditions. The Turvo-Cajati formation, of maximum age of sedimentation of ca. 900 Ma (Tonian), is composed of siliciclastic and carbonate metasedimentary rocks metamorphosed under greenschist to granulite facies conditions. The Capiru Formation also is composed of siliciclastic and carbonate metasedimentary rocks, but metamorphosed under lower greenschist facies conditions. The Curitiba Terrane also includes two volcanosedimentary basins of Proterozoic-Fanerozoic

transition, called in this work Indaiatuba Formation and Córrego da Lavra Formation.

The Luís Alves Terrane is formed by the Serra Negra Complex, of Archean to Paleoproterozoic age, the oldest unit of the Apiaí sheet. It is composed primarily of gneissic-granulitic rocks of basic composition retrometamorphosed under upper greenschist to amphibolite facies conditions.

The three tectonic terranes were intruded by Ediacaran granitic bodies of distinct nature. The Apiaí Terrane is dominated by bodies of I-type high potassium calcalkaline granite, such as those plutons associated with the Três Córregos Batholith. The Curitiba Terrane shows bodies of (S-type?) biotite-muscovite peraluminous granite identified in this work. The Luís Alves Terrane displays poorly studied synorogenic granitic plutons and a pluton of A-type alkaline granite (Alto Turvo Granite, Graciosa Province).

The main mineral resources of the Apiaí sheet include: (i) limestone for cement industry and soil correctives (Lajeado Group); (ii) Perau-type Pb-Zn-Ag sulfide mineralizations and barite mineralizations (Perau Formation, Votuverava Group); (iii) Panelas-type Pb-Zn-Ag sulfide mineralizations and fluorite mineralizations (Lajeado Group); (iv) epigenetic and syngenetic gold mineralizations (Água Clara Formation); (v) W-Mo-Cu, wollastonite and fluorite mineralizations (Itaóca Granite). The area still has potential for ornamental rocks and an important ecotourism activity related to the speleological province of the Tourist State Park of the Alto Ribeira (PETAR), related to the Lajeado Group.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	19
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	21
3. GEOFÍSICA	25
3.1 Interpretação Aerogeofísica Qualitativa	26
3.1.1 Magnetometria	26
3.1.1.1 Campo magnético total.....	26
3.1.1.2 Sinal analítico	27
3.1.1.3 Primeira derivada.....	27
3.1.2 Gamaespectrometria	28
4. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	31
4.1 Terreno Apiaí	31
4.1.1 Gnaiss Tigre (PP2t)	31
4.1.2 Supergrupo Açungui	31
4.1.2.1 Formação Água Clara	34
4.1.2.2 Grupo Votuverava	34
4.1.2.3 Sequência Serra das Andorinhas	48
4.1.2.4 Grupo Lajeado.....	49
4.1.2.5 Formação Iporanga (NP3ipp)	53
4.2 Terreno Curitiba	54
4.2.1 Complexo Atuba (PP2at)	54
4.2.1.1 Anfibólio Gnaisses Bandados (PP2atag).....	54
4.2.2 Formação Capiru	56
4.2.2.1 Metapelitos (NPcpp)	56
4.2.2.2 Mármore (NPcpm)	57
4.2.2.3 Unidade de Xisto (NPcpx)	57
4.2.3 Formação Turvo-Cajati (NPtc)	57
4.2.3.1 Unidade Paragnáissica (NPcp)	57
4.2.3.2 Unidade de Micaxistos de Baixo a Médio Grau (NPtcx)	58
4.2.4 Formações Indaiatuba (NP3id) e Córrego da Lavra (NP3cl)	59
4.3 Terreno Luís Alves	60
4.3.1 Complexo Serra Negra (A4sn)	60
4.4 Magmatismo Neoproterozóico	61
4.4.1 Gabro de Apiaí (NP1 δ a)	61
4.4.2 Granito Barra do Chapéu (NP3 γ 1lbc).....	62
4.4.3 Granito Apiaí (NP3 γ 2lap)	62
4.4.4 Granito Itaoca (NP3 γ 2lia,b,c,d,e).....	63
4.4.5 Granito Varginha (NP3 γ 3Ava).....	64

4.4.6 Granito Banhado (NP3γba)	64
4.4.7 Granito Alto Turvo (NP3γ3Aat)	64
4.4.8. Leucogranitos peraluminosos foliados indiscriminados (NP3γ1S)	64
4.4.9. Granitoides indiscriminados química e tectonicamente (NP3γ)	65
4.5 Magmatismo Mesozoico	65
4.6 Sedimentação Cenozoica	66
4.6.1. Formação Pariquera-Açu (N1pq)	66
4.6.2. Depósitos aluvionares (Q2a).....	66
5. GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	67
5.1 Terreno Apiaí	67
5.1.1 Formação Água Clara	67
5.1.2 Grupo Lajeado.....	68
5.1.3 Grupo Votuverava e Formação Iporanga	68
5.1.4 Sequência Serra das Andorinhas	70
5.2 Terreno Curitiba	71
5.2.1 Complexo Atuba.....	71
5.2.2 Formação Turvo-Cajati	71
5.2.3 Formação Capiru	73
5.3 Terreno Luís Alves.....	73
5.3.1 Complexo Serra Negra	73
6. RECURSOS MINERAIS	75
6.1 Metais Nobres	75
6.1.1 Ouro	75
6.1.2 Prata	78
6.2 Metais Não Ferrosos.....	78
6.2.1 Sulfetos de metais básicos (Pb-Zn-Ag-Cu).....	78
6.2.1.1 Depósitos de Pb-Zn-Ag tipo Perau	78
6.2.1.2 Depósitos de Pb-Zn-Ag tipo Pannels.....	78
6.2.2 Cobre	79
6.2.3 Tungstênio e molibdênio.....	79
6.3 Metais Ferrosos	79
6.3.1 Ferro	79
6.3.2 Manganês	80
6.4 ROCHAS E MINERAIS INDUSTRIAIS	80
6.4.1 Volastonita	80
6.4.2 Fluorita.....	80
6.4.3 Barita	80
6.4.4 Calcário e mármore	81
6.4.5 Rochas ornamentais	81
6.4.6 Quartzito.....	81
6.4.7 Pírita	81
6.4.8 Brita	81
6.4.9 Saibro e cascalho para pavimentação.....	81
7. GEOQUÍMICA PROPECTIVA	83
7.1 Métodos	83
7.1.1 Amostragem	83
7.1.2 Análises.....	84

7.2 Resultados	85
7.2.1 Sedimento de corrente	85
7.2.2 Concentrado de bateia	85
7.3 Conclusões e Recomendações	85
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES	99
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	101

**PROJETO GEOLOGIA E RECURSOS
MINERAIS DA FOLHA APIAÍ**
ESTADOS DE SÃO PAULO E PARANÁ

1. INTRODUÇÃO

A Folha Apiaí (SG.22-X-B-V) abrange parte da porção sul do estado de São Paulo e leste do estado do Paraná. É limitada pelos meridianos 49°00'W e 48°30'W e paralelos 24°30'S e 25°00'S, totalizando cerca de 2.800 km² de superfície. A região é drenada pelos rios Ribeira e Pardo e abrange parte dos municípios paulistas de Apiaí, Iporanga, Barra do Turvo, Ribeira e Itaoca, e dos municípios paranaenses de Adrianópolis e Tunas.

Os principais acessos rodoviários se dão pela Rodovia Régis Bittencourt (BR-116) (Figura 1.1), que liga a cidade de São Paulo à região sul brasileira ou, alternativamente, pela Rodovia Castelo Branco (BR-374/SP-280), até a cidade de Tatuí, a seguir pela Rodovia SP-127 até a cidade de Capão Bonito e, posteriormente, pela Rodovia SP-250 até a cidade de Apiaí (Figura 1.1).

O perfil socioeconômico de Apiaí, historicamente, sempre esteve fortemente ligado à mineração, inicialmente com o ouro, seguido de chumbo e prata e, depois, com minerais não metálicos, com destaque para o calcário calcítico, consubstanciado desde a década de 1960 por uma fábrica para cimento do Grupo Camargo Corrêa. Até o ano de 1954, a região foi responsável por todo o minério de chumbo produzido no país. A retração da extração mineral na região, seja por exaustão do minério, inviabilidade técnica, econômica ou por questões ambientais, deu ensejo ao desenvolvimento de outras áreas de trabalho e serviços, como agricultura (fruticultura), reflorestamento de pinus para a indústria de madeira, resina, celulose e papel, uma pecuária modesta, comércio regional e, mais recentemente, turismo de aventura.

O contexto geológico do Alto Vale do Ribeira é bastante favorável a esse tipo de exploração, uma vez que aloja uma das mais importantes províncias espeleológicas do Brasil – Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR) –, com mais de 300 cavernas

cadastradas pela Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE), das quais dezenas estão abertas à visitação pública.

Outra potencialidade da região está ligada à história da mineração. Entre os aspectos a serem explorados nessa área, temos a antiga mina de chumbo de Furnas, com sua vila operária preservada; o Morro do Ouro, com parte das antigas instalações; as minas de chumbo em Adrianópolis; vestígios de frentes exploratórias de barita e de fluorita; o antigo sítio da primeira usina de chumbo e prata do Brasil, onde hoje existe o Centro Integrado de Estudos Multidisciplinares de Apiaí (CIEM-Apiaí), centro de divulgação científica e cultural administrado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Serviço Geológico do Brasil (CPRM/SGB).

A região da Folha Apiaí (escala 1:100.000) já foi alvo de levantamentos geológicos, embora as informações tenham sido geradas por diferentes instituições, em diferentes escalas e com diferentes objetivos, o que gerou um acervo de dados heterogêneo, fragmentário e desconexo. Essas informações nunca haviam sido integradas nem disponibilizadas ao público de forma ampla e irrestrita. Adicionalmente, a maioria das informações encontrava-se desatualizada em período de tempo superior a 20 anos. Ressalta-se que boa parte da folha é recoberta por matas protegidas pelo PETAR (SP) e pelo Parque das Lauráceas (PR), esse último correspondendo a uma vasta região anteriormente com quase nenhuma informação do meio físico. Assim, este trabalho traz homogeneização de informações e uma atualização geológica de acordo com novos conhecimentos, além de novos levantamentos geoquímicos prospectivos. Os resultados alcançados e sintetizados neste relatório passam a fazer parte do SIG geológico final e do sistema de bancos de dados geológicos corporativo da CPRM/SGB (GEOBANK), estando disponibilizados ao público de forma irrestrita.

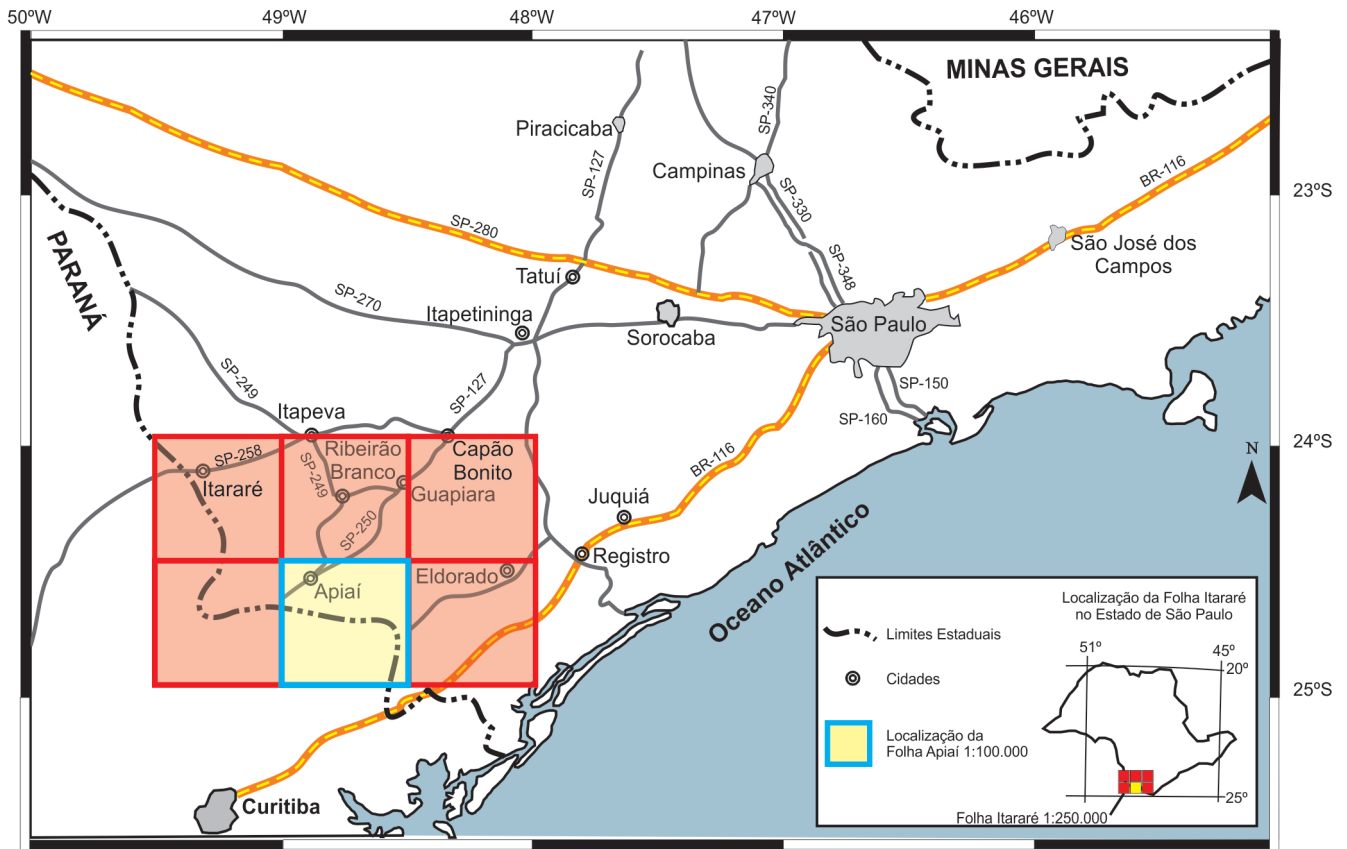


Figura 1.1 – Principais acessos rodoviários para o interior da folha Apiaí (SG.22-X-B-V) e sua articulação com a folha Itararé (escala 1:250.000).

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Folha Apiaí encontra-se inserida na porção meridional do Cinturão Ribeira (ALMEIDA et al., 1973), integrante da Província Mantiqueira (ALMEIDA et al., 1977, 1981), sendo constituída, predominantemente, por rochas pré-cambrianas, com menor ocorrência de rochas intrusivas mesozoicas e unidades sedimentares fanerozoicas (Figura 2.1).

O Cinturão Ribeira compreende um largo segmento crustal paralelo à linha costeira do sudeste brasileiro (Figura 2.1), tendo sido amalgamado, deformado e metamorfizado durante a Orogenia Brasileiro-Pan-Africana (Neoproterozoico ao início do Paleozoico). Consiste em um complexo orógeno colisional relacionado às colisões oblíquas entre os crátons Paranapanema, São Francisco e Congo e à consolidação do continente Gondwana Ocidental (BRITO NEVES et al., 1999; CAMPANHA e BRITO NEVES, 2004; FUCK et al., 2008). Atualmente, reconhece-se no Cinturão Ribeira a presença de diversos blocos retrabalhados de origens distintas, incluindo rochas antigas de embasamento alóctones, suítes de rochas vulcanossedimentares mesoproterozoicas e neoproterozoicas e suítes granitoides intrusivas de afinidade diversa.

Dentre as primeiras descrições e relatos geológicos históricos do Vale do Ribeira, destacam-se os trabalhos de Derby (1878), Oliveira (1916, 1925, 1927), Leonardos (1934, 1941), Moraes Rego (1933), Carvalho e Pinto (1937), Martins (1938) e Barbosa (1941, 1948).

Propostas de subdivisões estratigráficas iniciam-se nas décadas de 1950 na porção paranaense (BIGARELLA e SALAMUNI, 1956a, 1956b, 1958a, 1958b; MARINI et al., 1967) e de 1970 na porção paulista (ALGARTE et al., 1974; MORGENTAL et al., 1975; SILVA et al., 1977, 1978).

Mapeamentos sistemáticos em escalas regionais (ALGARTE et al., 1974; SILVA et al., 1981; SILVA e ALGARTE, 1981a, 1981b; CAMPANHA et al., 1988) e de semidetalle (MMAJ-JICA, 1981, 1982, 1983; CAMPANHA et al., 1985; VASCONCELOS et al., 1999) foram realizados, principalmente, entre as décadas de 1980 e 1990, bem como trabalhos acadêmicos ligados a universidades, resultando em notável avanço no conhecimento geológico da região.

Em termos de interpretações geotectônicas, os trabalhos regionais realizados na área de estudo classicamente apresentavam um enfoque de certa maneira fixista, onde se tentava correlacionar as diversas sequências de rochas metassedimentares e gnáissicas separadas por zonas de cisalhamento (ver discussões em Faleiros, 2008). Conceitos modernos de tectônica de placas foram aplicados a partir do final da década de 1980 (SOARES, 1987, 1988; CAMPANHA et al., 1987; CAMPANHA, 1991; BASEI et al., 1992; REIS NETO, 1994; SIGA JÚNIOR, 1995; FASSBINDER, 1996; CAMPANHA e SADOWSKI, 1999; VASCONCELOS et al., 1999), embora esses trabalhos geralmente assumam que as relações espaciais atualmente observadas entre diferentes domínios tectônicos implicam relações genéticas e geográficas originais preservadas ou parcialmente preservadas.

No século XXI, as unidades geológicas presentes na porção meridional do Cinturão Ribeira passaram a ser reinterpretadas segundo a concepção de terrenos tectonoestratigráficos (suspeitos e exóticos) (CONEY et al., 1980; McWILLIANS e HOWELL, 1982; JONES et al., 1983; SCHERMER et al., 1984; HOWELL, 1995), na qual um terreno constitui uma entidade geológica de extensão regional limitada por falhas, caracterizada por uma história geológica totalmente desvinculada da evolução de unidades adjacentes em períodos anteriores à justaposição entre elas. O principal conceito embutido no termo 'terreno' relaciona-se ao fato de que existem incertezas com respeito às relações paleogeográficas originais entre duas ou mais unidades geológicas adjacentes, ou entre um terreno e um cráton adjacente (HOWELL, 1995). Um terreno composto seria formado pela colagem entre dois ou mais terrenos, cada qual com histórias geológicas distintas anteriores à colagem (HOWELL, 1995). Heilbron et al. (2004), Campanha e Faleiros (2005) e Faleiros (2008) são pioneiros na aplicação desse modelo para a região em apreço.

Segundo Faleiros (2008), a região da Folha Apiaí compreende, de norte para sul, os terrenos compostos Apiaí, Curitiba e Luís Alves, limitados pelas zonas de cisalhamento Lancinha e Serra do Azeite (Figura 2.2). No

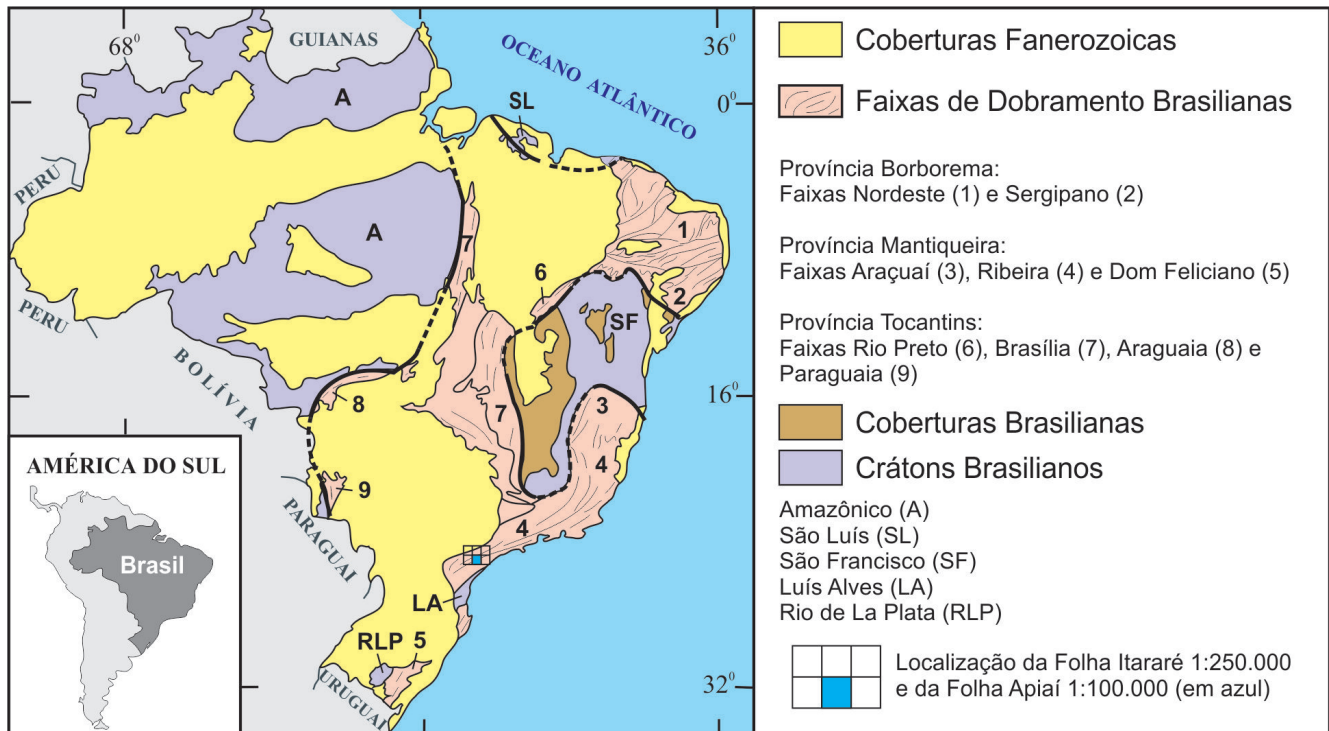


Figura 2.1 – Compartimentação tectônica do território brasileiro (com localização da folha Apiaí, escala 1:100.000).
Fonte: Adaptado de Schobbenhaus et al. (1984).

presente trabalho, a Folha Apiaí foi compartimentada segundo essa proposição.

O Terreno Apiaí (Figura 2.2) compreende sequências de rochas supracrustais de baixo a médio grau metamórfico, originalmente designadas como Grupo Açungui e, posteriormente, elevadas à categoria de supergrupo (CAMPANHA, 1991; CAMPANHA e SADOWSKI, 1999). Contudo, dados geocronológicos obtidos recentemente (BASEI et al., 2003, 2008; HACKSPACHER et al., 2000; SIGA JÚNIOR et al., 2009, 2010; WEBER et al., 2004; CAMPANHA et al., 2008a, 2008b, 2010; FALEIROS, 2008; FALEIROS et al., 2011) e novas interpretações indicam que essa unidade compreende uma associação de terrenos distintos de idades calimiana (ca. 1450-1500 Ma: Grupo Votuverava e Formação Água Clara), toniana (ca. 910-1030 Ma: parte do Grupo Itaiacoca) e ediacarana (ca. 630-580 Ma: Formação Iporanga, parte do Grupo Itaiacoca), além de terrenos de idade de sedimentação ainda pouco estabelecida (Grupo Lajeado e Sequência Serra das Andorinhas), acrescidos durante a Orogenia Brasiliano-Pan-Africana (CAMPANHA e FALEIROS, 2005; FALEIROS, 2008). Rochas de embasamento consistem de associações de ortognaisses migmatíticos e miloníticos estaterianos (ca. 1750-1800 Ma) (CURY et al., 2002; PRAZERES FILHO et al., 2003; RIBEIRO, 2006), aflorantes principalmente no núcleo de algumas estruturas antiforrais restritas.

O Terreno Curitiba (Figura 2.2) compreende ortognaisses migmatíticos de idade riaciana (ca. 2,1-2,2 Ga) (SIGA JÚNIOR, 1995; SIGA JÚNIOR et al., 1995,

2007; SATO et al., 2001, 2003, 2009), interpretados como uma faixa móvel paleoproterozoica, retrabalhada no Neoproterozoico, e duas unidades supracrustais de idades de sedimentação desconhecidas, sendo uma de baixo grau (Formação Capiçu) e outra de médio a alto grau metamórfico (Formação Turvo-Cajati).

O Terreno Luís Alves (Figura 2.2) representa a única exposição cratônica (em relação à Orogenia Brasiliano-Pan-Africana) na porção meridional do Cinturão Ribeira. Consiste de rochas gnáissico-granulíticas arqueanas a paleoproterozoicas (ca. 2720-2000 Ma) (SIGA JÚNIOR et al., 1993; SIGA JÚNIOR, 1995; BASEI et al., 1998; HARTMANN et al., 2000; HARARA, 2001), de composição predominantemente básica a intermediária, denominadas na região de Complexo Serra Negra (SILVA et al., 1981).

Suítes graníticas neoproterozoicas (ediacaranas, principalmente) intrudiram o conjunto dos três terrenos compostos, embora diferenças significativas tenham sido observadas entre as assinaturas geoquímicas das suítes presentes internamente em cada domínio (Figura 2.2). No Terreno Apiaí predomina um magmatismo calcialcalino de alto potássio, representado, principalmente, por três grandes batólitos posicionados segundo direção nordeste: Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes (PRAZERES FILHO, 2001, 2005; PRAZERES FILHO et al., 2003; JANASI et al., 2001; LEITE et al., 2007a, 2007b). No Terreno Curitiba, ocorrem batólitos e diversos stocks de muscovita-biotita-leucogranito peraluminoso, além de suítes calcialcalinas, ambos ainda muito pouco estudados (FALEIROS, 2008). O magmatismo neoprotero-

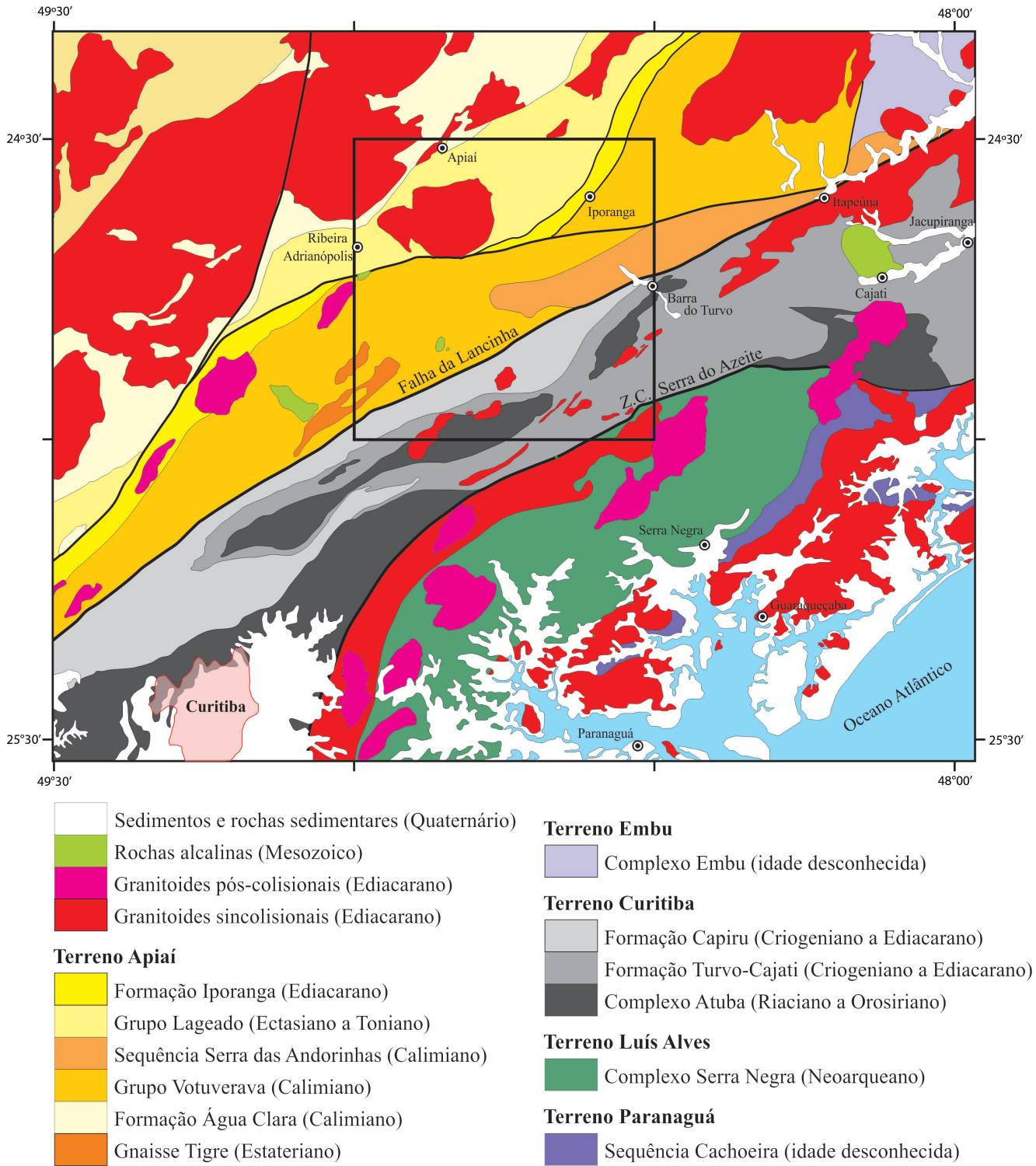


Figura 2.2 – Mapa tectônico simplificado, mostrando as relações entre o fragmento cratônico Luís Alves (domínio Luís Alves) e os domínios Apiaí, Curitiba e Paranaguá integrantes do cinturão Ribeira.

Fonte: Modificado de Faleiros (2008).

Nota: O retângulo na região central do mapa corresponde à folha Apiaí (escala 1:100.000).

zoico do Terreno Luís Alves é representado por intrusões de granitos e sienitos do tipo A agrupados na Província Graciosa (GUALDA e VLACH, 2007a, 2007b, 2007c; VLACH e GUALDA, 2007), anteriormente denominada Suíte Serra do Mar (KAUL, 1984).

O magmatismo mesozoico na região estudada é caracterizado por diques e *stocks* de rochas básico-alcálicas, destacando-se o enxame de diques de Guapiara (ALGARTE, 1972; FERREIRA et al., 1981),

além de diversas intrusões ultrabásico-alcálicas, como o maciço carbonatítico de Jacupiranga (GASPAR, 1989).

Unidades sedimentares fanerozoicas são representadas por depósitos cenozoicos da Formação Pariquera-Açu (BIGARELLA e MOUSINHO, 1965; MELO, 1990), na região restrita à calha do rio Ribeira e rede de drenagens subsidiárias, além de depósitos aluvionares.

3. GEOFÍSICA

Os dados aerogeofísicos disponíveis para a região da Folha Apiaí foram originados de dois projetos aerogeofísicos executados na década de 1970: Serra do Mar Sul (1025), do ano de 1975, e São Paulo-Rio de Janeiro, do ano de 1978 (Figura 3.1).

O Projeto São Paulo-Rio de Janeiro foi levantado com linhas de voo de direção N-S, espaçadas a cada 1 km, e linhas de controle espaçadas de 10 km. Os registros foram obtidos, aproximadamente, a cada 60 m voados, sendo a altura do voo de 150 m.

No Projeto Serra do Mar Sul, as linhas de voo apresentam direção N-S, com espaçamento de 2 km, e linhas de controle espaçadas de 10 km. Os registros foram obtidos, aproximadamente, a cada 1 s, sendo a altura de voo de 150 m.

O processamento de dados tem por objetivo a geração de diferentes temas sob a forma de *grids*, que são elaborados de acordo com a necessidade de utilização das informações aerogeofísicas. As dimensões desses *grids* obedecem a limitações que são estabelecidas por meio de parâmetros do levantamento aéreo.

Na geração dos *grids* utilizou-se o *software* Oasis Montaj (versão 6.3.1), da Geosoft, adotando-se para os diversos temas – magnetométrico e gamaespectrométrico – as dimensões de 250 x 250 m.

Os mapas gerados foram os seguintes:

- Magnetométricos: campo magnético residual (nT – nanoTesla), primeira derivada vertical (nT/m) e sinal analítico do campo magnético residual (nT/m).
- Gamaespectrométricos: contagem total ($\mu\text{R/h}$ – micro-Roentgen por hora), tório (ppm), urânio (ppm), potássio (%), as razões U/Th, U/K, Th/K e composição ternária dos três elementos (U, TH, K).

Neste relatório serão apresentadas apenas as imagens dos *grids* de maior importância para os trabalhos de interpretação: magnetométricos (campo magnético total, sinal analítico e primeira derivada) e gamaespectrométricos (tório, urânio, potássio e composição ternária).

Convém citar que, durante os trabalhos de integração geofísica, além dos *grids* reprocessados a partir do arquivo XYZ, utilizaram-se os *grids* gerados no Projeto Brazil Airborne Radiometric Mapping Project (BARMP), executado em parceria da CPRM com o Geological Survey of Canada e a empresa PGW (Paterson, Grant & Watson). Os valores gamaespectrométricos relativos aos elementos Th e U são fornecidos, neste projeto, em ppm, e para o elemento K, em porcentagem. Os valores do canal da contagem total apresentam-se em $\mu\text{R/h}$.

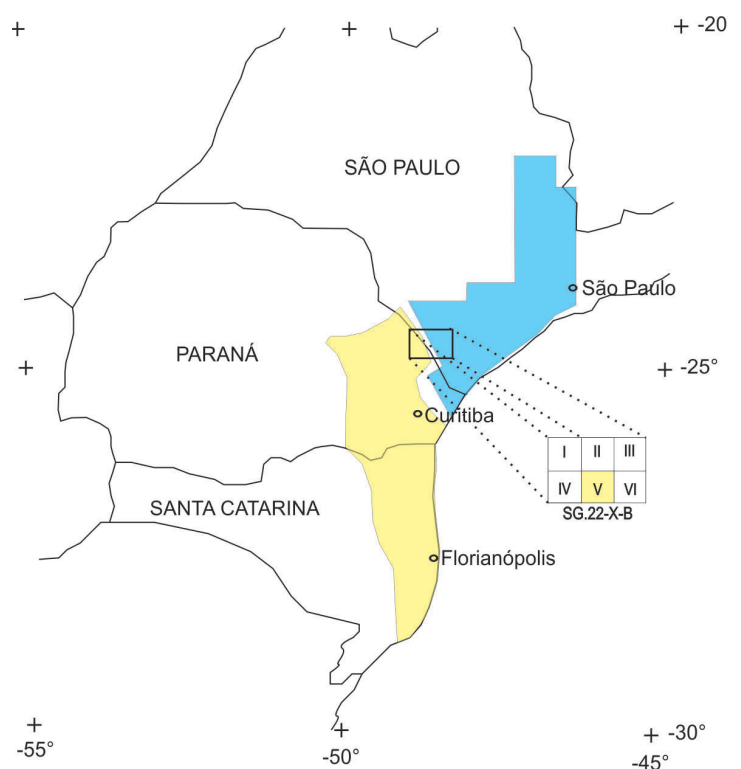


Figura 3.1 – Principais levantamentos aerogeofísicos disponíveis na região.

Nota: A região em azul é referente à área do projeto São Paulo-Rio de Janeiro (Área São Paulo) e a região em amarelo é referente à área do projeto Serra do Mar Sul. O retângulo em negrito representa a folha Itararé (1:250.000) (SG.22-X-B). No detalhe da folha Itararé, a representação da folha Apiaí (SG.22-X-B-V, escala 1:100.000) em destaque amarelo.

3.1 INTERPRETAÇÃO AEROGEOFÍSICA QUALITATIVA

A interpretação qualitativa dos dados aerogeofísicos de magnetometria e gamaespectrometria teve como finalidade auxiliar os trabalhos de atualização da cartografia geológica da Folha Apiaí (SG.22-X-B-V, escala 1:100.000).

De modo geral, o estudo restringiu-se à análise de feições geofísicas circunscritas, a partir dos contrastes laterais de propriedades físicas de minerais (susceptibilidade magnética e emissão de radiação gama – elementos Th, U e K) existentes na litologia do terreno. Os sinais físicos são emitidos pelo terreno e registrados por sensores diretamente abaixo da linha do levantamento aerogeofísico.

A partir de tabelas de propriedades físicas das rochas, juntamente com as intensidades e as formas das feições geofísicas obtidas no processamento dos dados aéreos (imagens dos *grids*), sugere-se a existência de determinados tipos litológicos ou estruturas geológicas nos terrenos.

Dessa forma, obteve-se, preliminarmente, um mapa litoestrutural (geológico), utilizando-se apenas os dados geofísicos.

A interpretação geofísica qualitativa foi, e deve ser, inicialmente realizada de maneira independente das informações geológicas disponíveis, pois, dessa maneira, evita-se a influência das primeiras durante a análise dos dados aerogeofísicos.

3.1.1 Magnetometria

Os mapas magnetométricos foram os que mais contribuíram com informações relacionadas à geologia estrutural da área, podendo ser úteis para definição do arcabouço tectonoestrutural da região.

3.1.1.1 Campo magnético total

No mapa de campo magnético total da região da Folha Apiaí (1:100.000) (Figura 3.2), nota-se uma característica comum a esse tipo de mapa, que é a bipolaridade. Esta nada mais é que a existência de valores positivos (em vermelho) associados a valores negativos (em azul). Algumas dessas bipolaridades foram demarcadas por círculos pontilhados, as quais representam anomalias magnéticas do campo total geradas por corpos magnetizados.

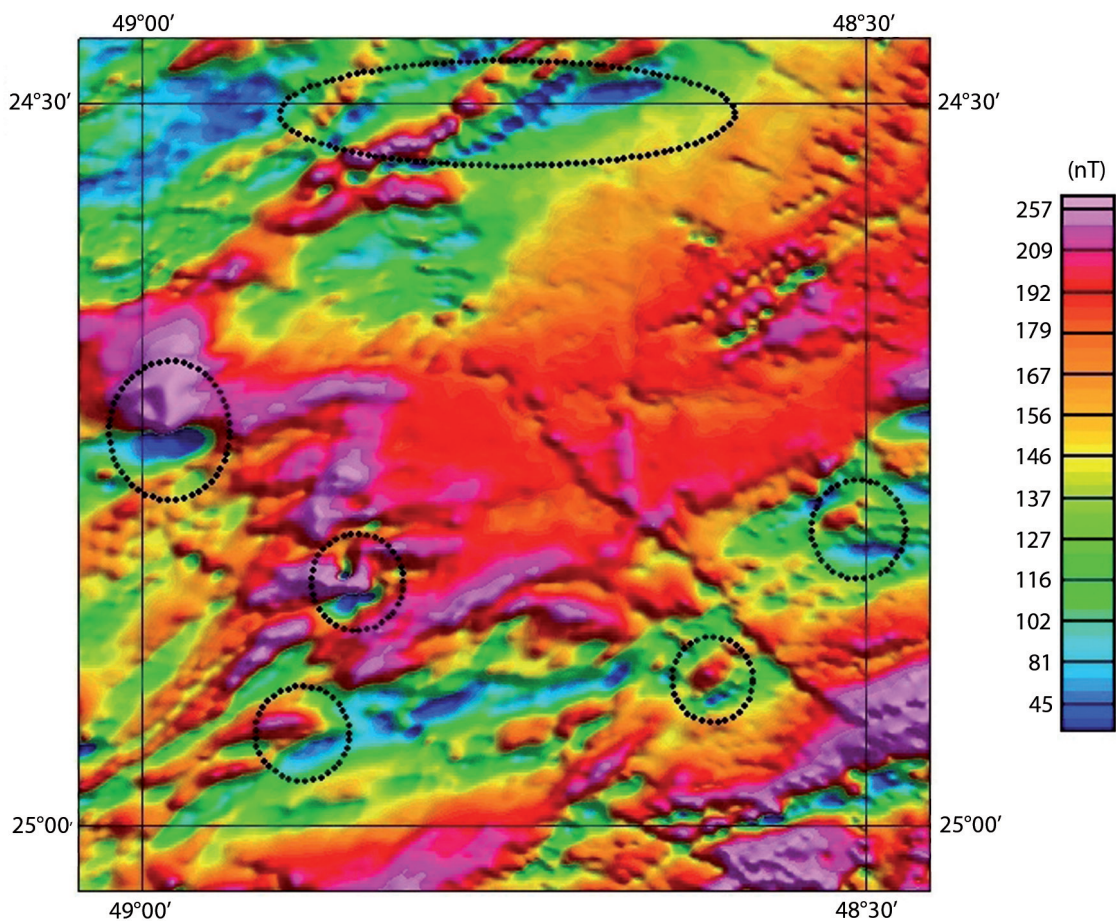


Figura 3.2 – Mapa magnetométrico do campo total da folha Apiaí (escala 1:100.000).

3.1.1.2 Sinal analítico

De maneira simplificada, a realização do sinal analítico em um mapa magnetométrico do campo total nada mais é que um artifício matemático utilizado para que as anomalias magnéticas que inicialmente possuem um caráter bipolar passem a monopolares. Outra utilidade desse método é que a amplitude do sinal é posicionada imediatamente acima dos limites de estruturas/corpos, facilitando a identificação e o posicionamento dos corpos magnéticos ou não magnéticos.

No mapa do sinal analítico do campo magnético total da Folha Apiaí (1:100.000) (Figura 3.3), nota-se a presença de uma região caracterizada por um domínio magnético predominantemente negativo (em azul), localizada no centro e estendendo-se a nordeste da área, assim como de algumas regiões com domínios magnéticos

positivos (em vermelho) mais limitados e dispersos. Dentre estes, vale ressaltar os localizados ao norte e a sudeste e alguns corpos com anomalias circulares localizados na parte oeste da região.

3.1.1.3 Primeira derivada

A aplicação da primeira derivada vertical do campo magnético total caracteriza-se por realçar as estruturas magnéticas (falhas/fraturas) (Figura 3.4). Nota-se que, na área, a predominância de alinhamentos magnéticos associados a falhas/fraturas dá-se na direção NE-SW; porém, existem dois alinhamentos magnéticos perpendiculares, cortando o *trend* principal dos alinhamentos magnéticos.

As discontinuidades com direção NW merecem atenção, uma vez que fogem ao padrão estrutural regional, que possui direção NE-SW.

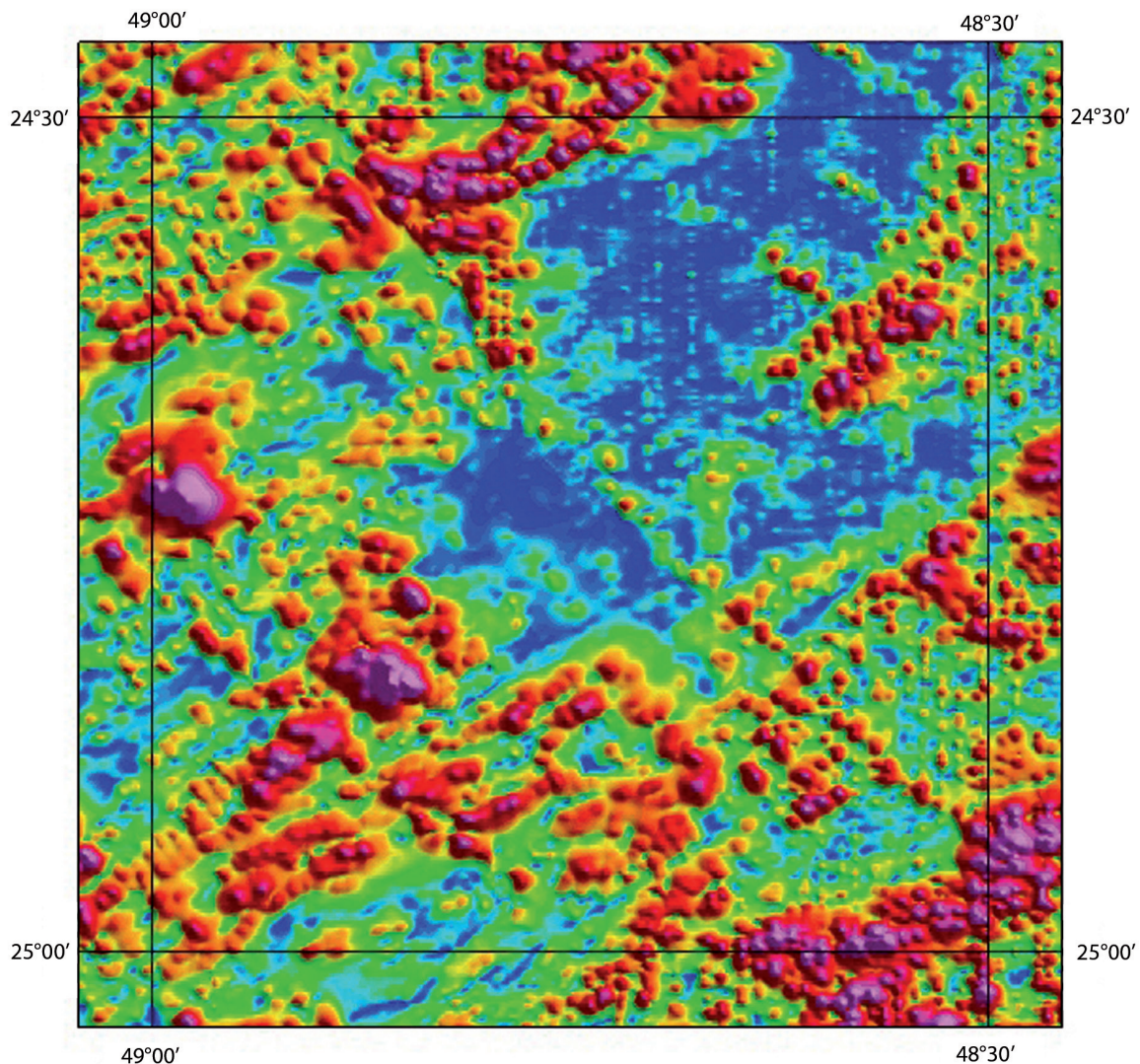


Figura 3.3 – Mapa do sinal analítico do campo magnético total da folha Apiaí (escala 1:100.000).
Nota: Anomalias em vermelho representam valores positivos e, em azul, valores negativos.

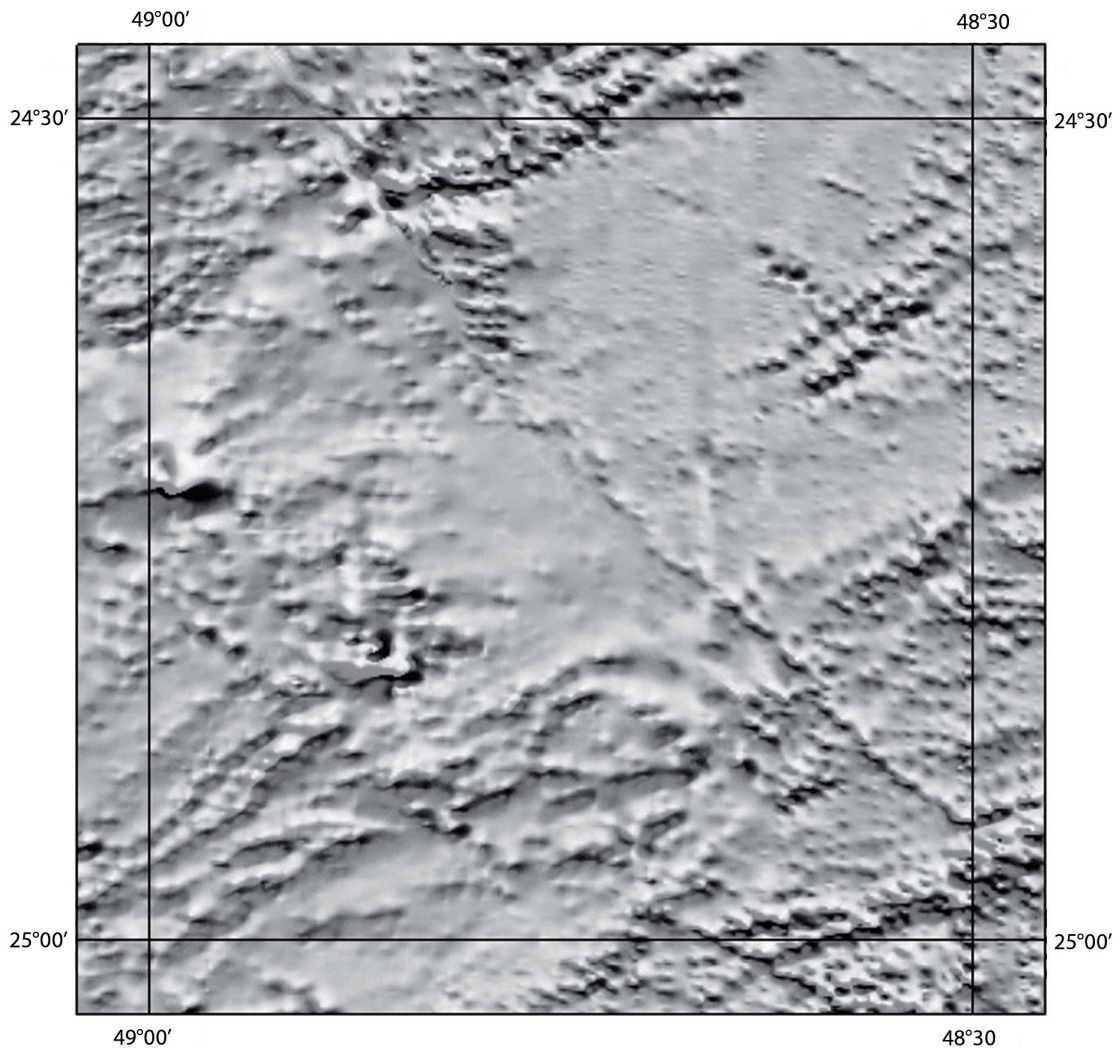


Figura 3.4 – Mapa da primeira derivada vertical do campo magnético total da folha Apiaí (escala 1:100.000).

3.1.2 Gamaespectrometria

Os mapas dos radioelementos Th, U e K correspondem à geologia de superfície e representam a distribuição de diferentes rochas e solos aflorantes. Na área dos projetos aerogeofísicos São Paulo-Rio de Janeiro e Serra do Mar Sul, os níveis radiométricos inicialmente medidos em cps (choques por segundo) estão convertidos para concentrações de U e Th, em ppm, e K, em porcentagem, por meio do método *backcalibration*. A contagem total é expressa, como taxa de exposição, em $\mu\text{R/h}$.

A gamaespectrometria ou radiometria costuma ser vista como um guia para localizar rochas com radioatividades acima do *background*, como granitoides e rochas alcalinas, mas não se deve esquecer de sua importância nas feições com radiação decrescente ou com baixas emissões de radiação gama, como muitas existentes na área.

Os mapas gamaespectrométricos da Folha Apiaí (escala 1:100.000) (contagem total, elementos potássio, tório e urânio e de composição ternária dos três elementos) são apresentados nas Figuras 3.5 e 3.6.

A faixa com ausência de informação gamaespectrométrica (Figuras 3.5 e 3.6) corresponde a uma área sem cobertura de voo, localizada no limite entre os dois projetos.

No geral, os mapas gamaespectrométricos apresentam-se com um índice relativamente alto de radioelementos. Poucas são as regiões onde a concentração de radioelementos é baixa. Destaca-se a região a noroeste da área, onde a concentração de elementos radiométricos torna-se muito elevada, principalmente com relação ao elemento potássio, observada pela tonalidade vermelha.

O mapa de composição ternária dos elementos radioativos potássio, tório e urânio (Figura 3.6) facilita a visualização integrada dos três elementos. De maneira

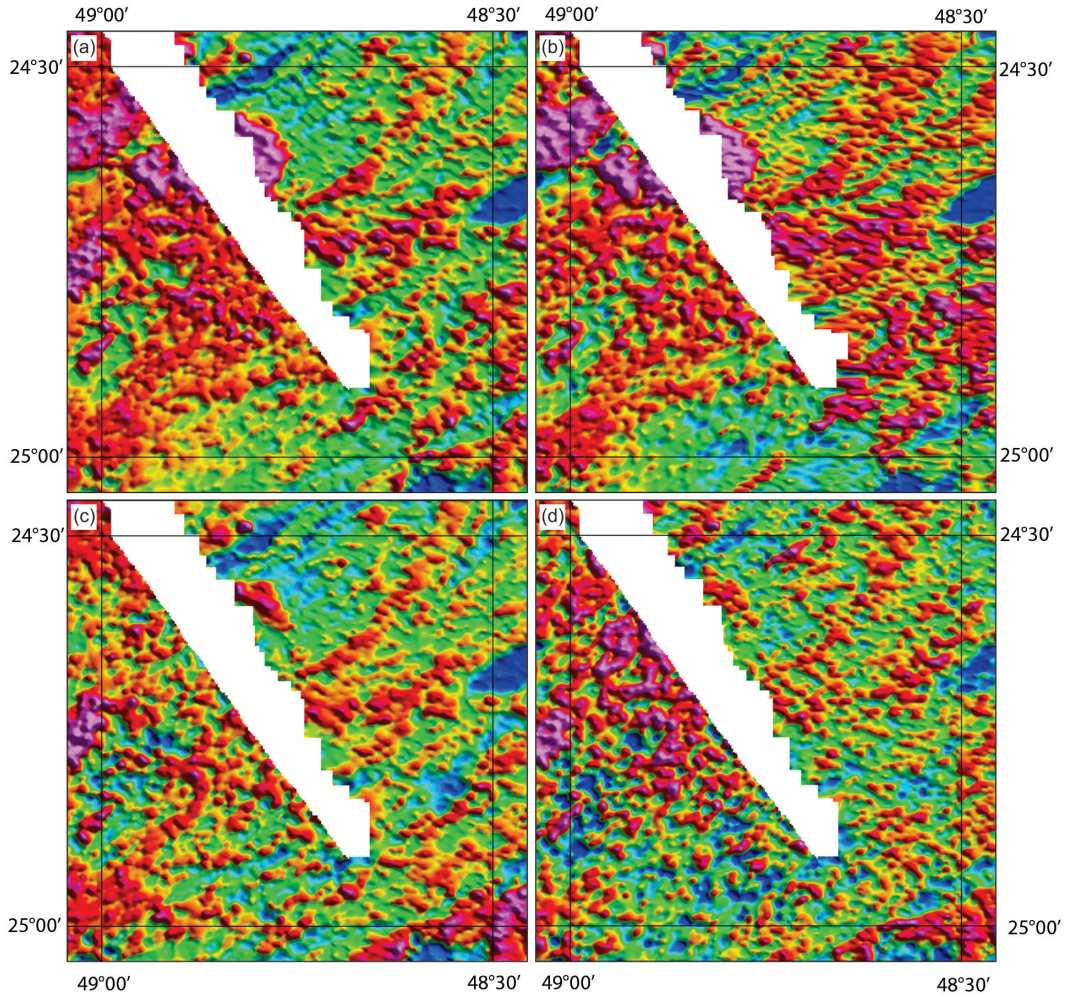


Figura 3.5 – Mapas gamaespectrométricos da região: (a) contagem total; (b) potássio; (c) tório; (d) urânio (folha Apiaí, escala 1:100.000).

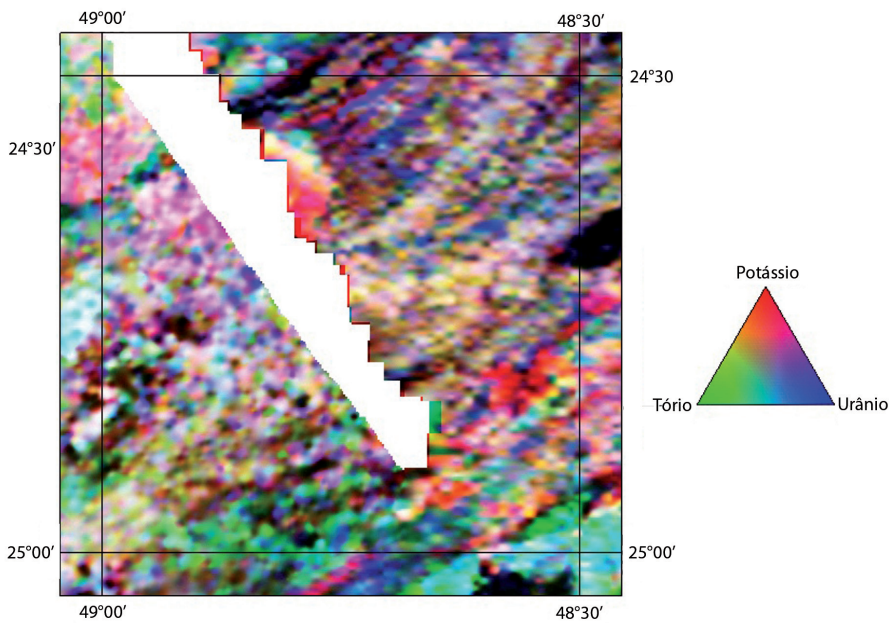


Figura 3.6 – Mapa de composição ternária dos elementos potássio, tório e urânio (folha Apiaí, escala 1:100.000).

geral, pode-se afirmar que esse mapa representaria uma aproximação da geologia superficial local.

Procedendo-se à análise do mapa de derivada vertical do campo magnético total (Figura 3.4) e traçando os principais alinhamentos, teremos o mapa de alinhamentos magnéticos da região (Figura 3.7).

A interpretação aerogeofísica dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos produziu um mapa qualitativo de feições geofísicas baseado nas propriedades geofísicas presentes em cada um dos corpos (Figura 3.8).

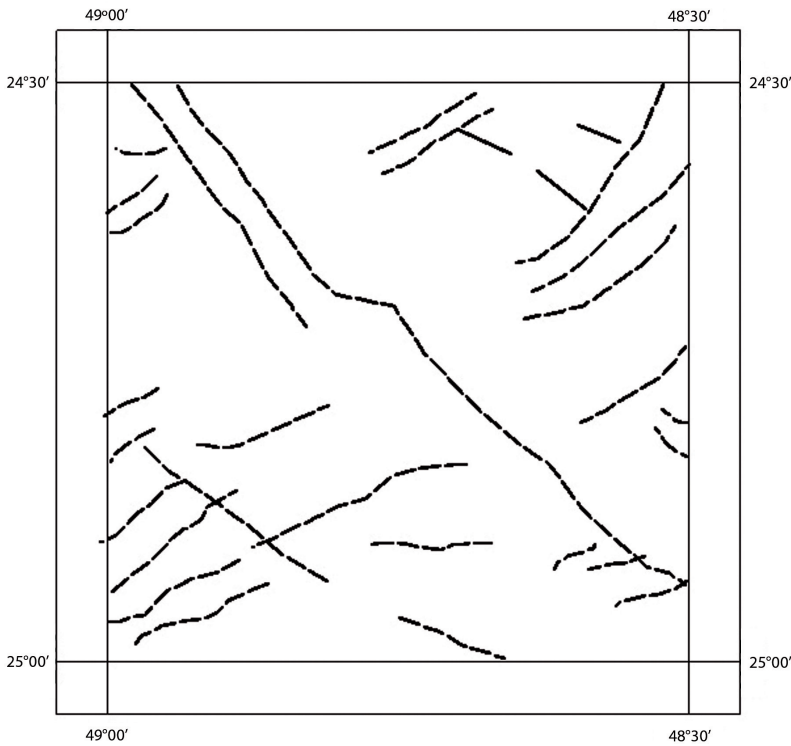


Figura 3.7 – Mapa de alinhamentos magnéticos na folha Apiaí (escala 1:100.000).
Nota: As linhas tracejadas indicam possíveis estruturas geológicas tipo falhas e fraturas; as linhas contínuas, possíveis diques.

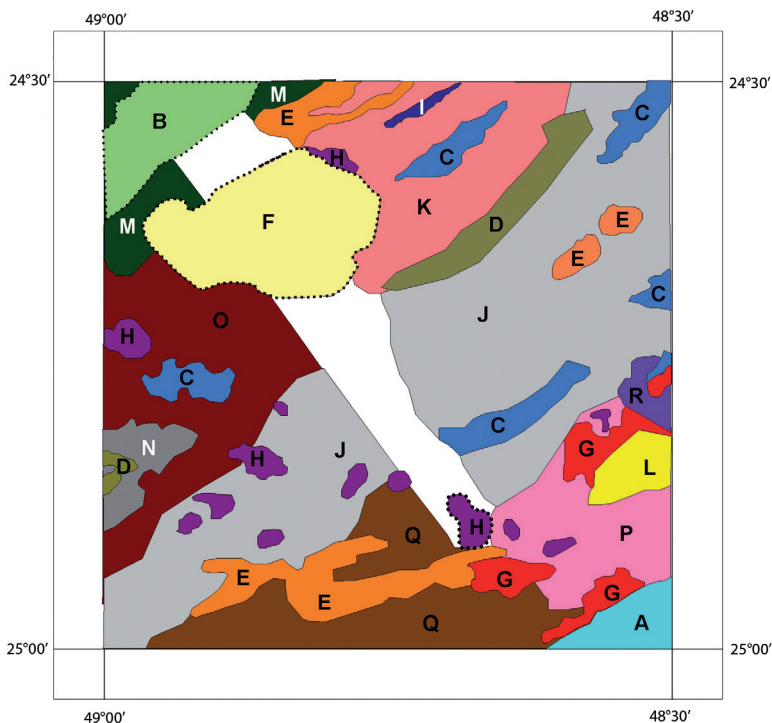


Figura 3.8 – Mapa de interpretação geofísica qualitativa da folha Apiaí (escala 1:100.000).
Nota: Os contornos tracejados dos corpos B e F indicam que parte de seu formato foi inferida.

4. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

A área de estudo apresenta grande complexidade geológica e diversas propostas de arranjo estratigráfico foram realizadas com base em trabalhos envolvendo mapeamento geológico e sínteses regionais (ver discussões e revisões detalhadas em Campanha (1991) e Fassbinder (1996)). Entretanto, os trabalhos geológicos desenvolvidos neste projeto, aliados à integração de grande número de dados geocronológicos, em parte inéditos, obtidos recentemente (HACKSPACHER et al., 2000; CURY et al., 2002; BASEI et al., 2003, 2008; SIGA JÚNIOR et al., 2009, 2010; CAMPANHA et al., 2008a, 2008b, 2010; FALEIROS, 2008; CURY, 2009), permitiram uma reformulação substancial do quadro estratigráfico da Folha Apiaí (Figura 4.1).

O critério de separação estratigráfica utilizado para as unidades pré-cambrianas segue a análise de terrenos tectonoestratigráficos segundo Howell (1995), no qual se tenta estabelecer colunas estratigráficas individuais internas para cada domínio tectônico (Figura 4.1). O magmatismo neoproterozoico será descrito em item separado, tendo em vista que ele transcende os limites entre os domínios supracitados.

4.1 TERRENO APIAÍ

O Terreno Apiaí ocupa a porção norte da folha homônima, sendo limitado, ao sul, pela Falha da Lancinha (Figura 4.2), que o separa do Terreno Curitiba. Compreende unidades de rochas metassedimentares agrupadas no Supergrupo Açungui, ocorrências restritas de rochas de embasamento gnáissico denominado Gnaiss Tigre, além de extenso magmatismo granítico brasileiro.

4.1.1 Gnaiss Tigre (PP2t)

O Gnaiss Tigre aflora no núcleo de três estruturas antiformais abertas principais que compõem o Anticlinório da Anta Gorda (Figura 4.2). Esses núcleos possuem formas elipsoidais e são recobertos pela unidade quartzítica da Formação Perau (MP1pqt).

Os dois corpos localizados na porção mais ao norte incluem rochas heterogeneamente milonitizadas, va-

riando de protomilonito a ultramilonito, de composição quartzomonzonítica a quartzomonzodiorítica, formados por plagioclásio epidotizado, feldspato potássico, biotita, hornblenda e quartzo. Os termos protomiloníticos apresentam estrutura blastoporfirítica, com megacrístais oclares de feldspato de até 2 cm de diâmetro em meio à matriz fina, enquanto nos termos miloníticos os porfiroclastos são menores que 4 mm. Restritamente, ocorrem gnaisses com bandamento definido pela alternância entre níveis quartzofeldspáticos e níveis máficos.

O corpo localizado ao sul (de maior expressão em mapa) é composto, predominantemente, por sienogranito heterogeneamente milonitizado, formado por feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e biotita. Os termos protomiloníticos apresentam porfiroclastos milimétricos a centimétricos de feldspato potássico em meio à matriz fina e restritamente transicionam para faixas centimétricas a decimétricas de milonitos a ultramilonitos com foliação marcada por alternâncias entre lâminas félsicas e máficas lenticularizadas.

Segundo Cury et al. (2002), os sienogranitos e rochas relacionadas presentes no núcleo Tigre apresentam assinaturas geoquímicas de granitos anorogênicos do tipo A. Esses autores obtiveram uma idade U-Pb em zircão de 1772 ± 10 Ma, interpretada como idade de cristalização da rocha. Kaulfuss (2001) reconhece heranças em zircões relativas ao Paleoproterozoico (2100 a 2200 Ma) e ao Arqueano (3100 Ma).

Análises K-Ar e Ar-Ar em amostras de quartzomonzodiorito milonítico realizadas por Kaulfuss (2001) apontaram idades de 618 ± 36 Ma e 598 ± 1 Ma (anfíbólio) e 557 ± 10 Ma e 555 ± 1 Ma (biotita) como épocas de resfriamento da unidade em temperaturas abaixo de 500°C (anfíbólio) e 300°C (biotita). Uma idade Sm-Nd (T_{DM}) de 2910 ± 41 Ma obtida para granitoide milonítico indica época de derivação do manto superior dos protólitos (KAULFUSS, 2001).

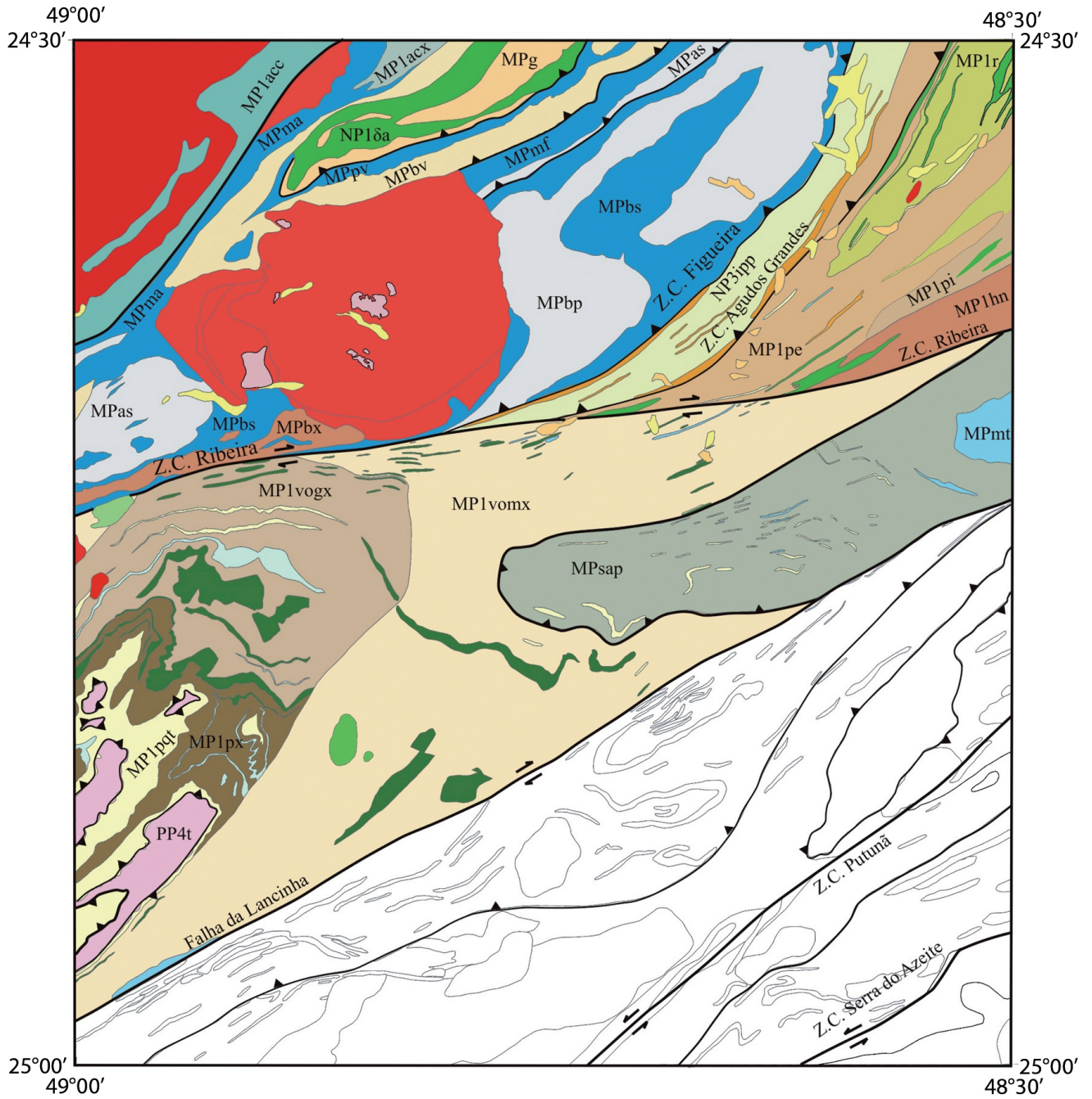
4.1.2 Supergrupo Açungui

A elevação do Grupo Açungui à categoria de supergrupo deve-se a Campanha (1991) e a Campanha e

RELAÇÕES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS

		DOMÍNIOS TECTÔNICOS		
		TERRENO APIAÍ	TERRENO CURITIBA	TERRENO LUÍS ALVES
FANEROZÓICO	MESOZÓICO	<p>Q2a Depósitos Aluvionares</p> <p>N1pq Formação Pariquera-Açu</p> <p>Magmatismo Mesozóico</p> <p>JKjpsc Gabro Serra do Corvo</p> <p>JKjpf Gabro de José Fernandes</p> <p>TRjbc Complexo Bairro da Cruz</p>		
	CENOZÓICO			
PROTEROZÓICO	NEOPROTEROZÓICO	<p>NP3/3Ava Granito Varginha</p> <p>NP3id Formação Indaiatuba</p> <p>NP3cl Formação Córrego da Lavra</p> <p>NP3ipp Formação Iporanga</p> <p>NP3 Granitos indiferenciados química e tectonicamente</p> <p>NP3/2iap Granito Apiaí</p> <p>NP3/2la-e Granito Itaoca</p> <p>NP3/1bc Granito Barra do Chapéu</p> <p>NP3/a Gabro de Apiaí</p>	<p>NP3/ba Granito Banhado</p> <p>NP3 Granitos indiferenciados</p> <p>NP3/1S Leucogranitos peraluminosos</p> <p>FORMAÇÃO CAPIRU</p> <p>NPcpm Unidade carbonática</p> <p>NPcpq Unidade metapelítica</p> <p>FORMAÇÃO TURVO-CAJATI</p> <p>NPtcx Unidade de micaxisto</p> <p>NPtcp Unidade paragnáissica</p>	<p>NP3/3Aa Granito Alto Turvo</p> <p>NP3 Granitos indiferenciados</p>
	MESOPROTEROZÓICO	<p>GRUPO LAJEADO</p> <p>MPg Formação Gorotuba</p> <p>MPpv Formação Passa Vinte</p> <p>MPbv Formação Serra da Boa Vista</p> <p>MPma Mármore Apiaí</p> <p>MPmf Formação Mina de Furnas</p> <p>MPas Formação Água Suja</p> <p>MPbs Formação Bairro da Serra</p> <p>Formação Betari</p> <p>MPbx Unidade de xisto</p> <p>MPbp Unidade de pelito</p> <p>MPba Unidade de arenito</p> <p>SEQÜÊNCIA SERRA DAS ANDORINHAS</p> <p>MPmt Mármore da Tapagem</p> <p>MPsaq Unidade Metapelítica</p> <p>GRUPO VOTUVERAVA</p> <p>MP1pec Formação Ribeirão das Pedras</p> <p>MP1pl Formação Piririca</p> <p>MP1nh Formação Nhunguara</p> <p>MP1r Formação Rubuquara</p> <p>MP1voms Unidade de micaxisto</p> <p>MP1vogx Unidade de granada micaxisto</p> <p>Formação Perau</p> <p>MP1px Unidade de xisto</p> <p>MP1pqt Unidade quartzítica</p> <p>FORMAÇÃO ÁGUA CLARA</p> <p>MP1acc Unidade carbonática</p> <p>MP1acx Unidade de xistos de Apiaí</p>	<p>Falha da Lancinha</p>	<p>Zona de Cisalhamento Serra do Azeite</p>
	PALEOPROTEROZÓICO	<p>GNAISSE TIGRE</p> <p>PP4t</p>	<p>COMPLEXO ATUBA</p> <p>PP2atgb</p>	
ARQUEANO				<p>COMPLEXO SERRA NEGRA</p> <p>A4sn</p>

Figura 4.1 – Coluna tectonoestratigráfica proposta para as unidades geológicas da folha Apiaí (escala 1:100.000).



Ediacarano

Formação Iporanga (NP3ipp)

Toniano

Gabro de Apiaí (NP1δa)

Ectasiano a Toniano

Grupo Lajeado

- Mármore de Apiaí (MPma)
- Formação Gorutuba (MPg)
- Formação Passa Vinte (MPpv)
- Formação Serra da Boa Vista (MPbv)
- Formação Mina de Furnas (MPmf)
- Formação Água Suja (MPas)
- Formação Bairro da Serra (MPbs)
- Formação Betari (MPbp, MPbx)

Calimiano

Sequência Serra das Andorinhas (MPsap)

Mármore da Tapagem (MPmt)

Grupo Votuverava

- Formação Ribeirão das Pedras (MP1pe)
- Formação Rubuquara (MP1r)
- Formação Piririca (MP1pi)
- Formação Nhunguara (MP1nh)
- Unidade de Micaxisto (MP1vomx)
- Unidade de Granada Micaxisto (MP1vqx)
- Formação Perau (MP1px, MP1pqt)

Formação Água Clara (MP1acc, MP1acx)

Estateriano

Gnaise Tigre (PP4t)

Figura 4.2 – Mapa geológico simplificado, ressaltando o terreno Apiaí e suas unidades internas.

Sadowski (1999). Entretanto, devido aos dados geocronológicos publicados nos últimos anos e ao grande avanço no conhecimento geológico regional, adotamos neste trabalho uma nova separação estratigráfica interna para o Supergrupo Açungui no âmbito da Folha Apiaí (por ordem de idade decrescente): Formação Água Clara (Calimiano), Grupo Votuverava (Calimiano), Sequência Serra das Andorinhas (Calimiano) e Grupo Lajeado (Ectasian a Toniano). Por outro lado, o Supergrupo Açungui é aqui considerado como um terreno composto (HOWELL, 1995) e as unidades supracitadas provavelmente não representam uma bacia sedimentar única.

4.1.2.1 Formação Água Clara

A Formação Água Clara, definida originalmente por Marini et al. (1967), aflora na Folha Apiaí como uma faixa alongada de direção NE-SW, envolvendo rochas graníticas do plúton Barra do Chapéu.

Na Folha Apiaí, a Formação Água Clara foi subdividida em duas unidades informais: unidade de xisto (MP1acx) e unidade carbonática (MP1acc). Ambas são constituídas, essencialmente, pelos mesmos litotipos, diferenciando-se pela dominância entre litotipos siliclásticos (MP1acx) e carbonáticos (MP1acc).

4.1.2.1.1 Unidade de Xisto (MP1acx)

A unidade de xisto compreende intercalações entre camadas de micaxisto, quartzo-micaxisto e xistos carbonáticos, além de intercalações subordinadas de camadas de xisto grafitoso, granada-biotita-xisto e quartzito. Na região da Mina Morro do Ouro (perímetro urbano de Apiaí, SP), ocorrem ainda alternâncias entre camadas de metamarga bandada, filito, quartzito, quartzo-filito, gondito e formações ferríferas bandadas, que hospedam mineralizações singenéticas e epigenéticas de ouro.

A mineralogia essencial do quartzo-micaxisto é representada por quartzo, muscovita, clorita e biotita porfiroblástica. Essa rocha apresenta granulação média a grossa e xistosidade penetrativa. Os micaxistos são finos a médios, formados, basicamente, por muscovita, biotita e, por vezes, granada. Os xistos carbonáticos mostram granulação média a grossa, muscovita e carbonato compondo a matriz, de granulação média, sendo a muscovita a responsável pela foliação xistosa. Ocorrem sulfetos disseminados em abundância (principalmente pirita).

Datações U-Pb em zircões de metabasitos interpretados como rochas vulcânicas forneceram idades do intercepto superior de 1593 ± 70 Ma, 1561 ± 18 Ma, 1484 ± 76 Ma e 1477 ± 47 Ma (WEBER et al., 2004). Essas idades são interpretadas como de sedimentação da unidade.

4.1.2.1.2 Unidade Carbonática (MP1acc)

A unidade carbonática é formada, predominantemente, por rochas calcissilicáticas e mármore, com inter-

calações subordinadas de biotita-quartzo-xisto, quartzito e metabasitos.

As rochas calcissilicáticas são bandadas e formadas por diopsídio, plagioclásio, quartzo, biotita e olivina. Ocorrem corpos de mármore calcítico puro e impuro, geralmente bandados, com acamamento sedimentar preservado, geralmente com dobras intrafoliais. Também ocorrem intercalações de quartzo-epidoto-actinolita-xisto.

Segundo Kops (1994), a Formação Água Clara está possivelmente relacionada a um ambiente de sedimentação de águas normalmente rasas, associado a uma plataforma continental, com vulcanismo básico e raramente ácido.

As rochas dessa unidade passaram por metamorfismo principalmente de grau médio, gradando de leste para oeste da zona da actinolita para a do diopsídio (ALMEIDA et al., 1986; ALMEIDA, 1989). Entretanto, a presença de olivina em rochas carbonáticas indica condições metamórficas de alto grau desenvolvidas localmente.

O metamorfismo de contato está representado por *hornfels* foliados com anfibólio, epidoto e carbonato, próximos aos contatos com o Granito Barra do Chapéu. Análises geoquímicas em anfibolitos indicaram fonte rica em elementos incompatíveis e terras-raras leves, característica de manto tipo subcontinental (E-MORB) (REIS NETO, 1994).

4.1.2.2 Grupo Votuverava

O Grupo Votuverava foi definido, originalmente, como formação, por Bigarella e Salamuni (1958b). É limitado, ao sul, pela Falha da Lancinha e, ao norte, pelas zonas de cisalhamento Figueira e Ribeira (Figura 4.2). Constitui uma sequência essencialmente vulcanossedimentar, com magmatismo básico expressivo, representado na forma de intercalações lenticulares, concordantes com a estrutura primária, de metabasitos (anfibólio xisto/*fels*, anfibolito).

Neste trabalho, o Grupo Votuverava foi subdividido em cinco formações – Perau, Rubuquara, Nhunguara, Piririca e Ribeirão das Pedras –, conforme Perrotta (1996), e duas unidades informais (unidades de micaxisto e granada-micaxisto).

4.1.2.2.1 Formação Perau

Definida, originalmente, como Sequência Perau por Takahashi et al. (1981), aflora na porção oeste da folha, recobrando as rochas do Gnaisse Tigre.

Neste trabalho, a Formação Perau foi subdividida em duas unidades informais:

- **Unidade quartzítica (MP1pqt):** Ocorre na base da Formação Perau, estando em contato tectônico com rochas miloníticas do Gnaisse Tigre (Estateriano). É composta por quartzito de granulação fina a média, com intercalações de níveis micáceos,

feldspáticos, conglomeráticos e, localmente, mármore dolomítico ou calcítico e xisto carbonático. Acamamento tabular e estratificações cruzadas representam as estruturas sedimentares preservadas. Uma xistosidade milonítica paralela ao acamamento sedimentar, uma intensa lineação de estiramento desenvolvida em níveis mais micáceos e camadas boudinadas constituem as estruturas tectônicas.

- **Unidade de xisto (MP1px):** Constituída por quartzo-biotita-muscovita-xisto, quartzo-micaxisto, grafita-micaxisto, localmente contendo granada e/ou estauroлита. Intercalações mapeáveis na escala de trabalho consistem de corpos lenticulares de anfibólito e biotita-anfibólito-xisto (MP1pxa) (Figuras 4.3 e 4.4) e rochas carbonáticas, incluindo rochas calcissilicáticas, mármore dolomítico e/ou calcítico e micaxisto carbonático (MP1pxc).



Figura 4.3 – Anfibólito grosso da unidade de xisto da formação Perau (ponto SM-346).

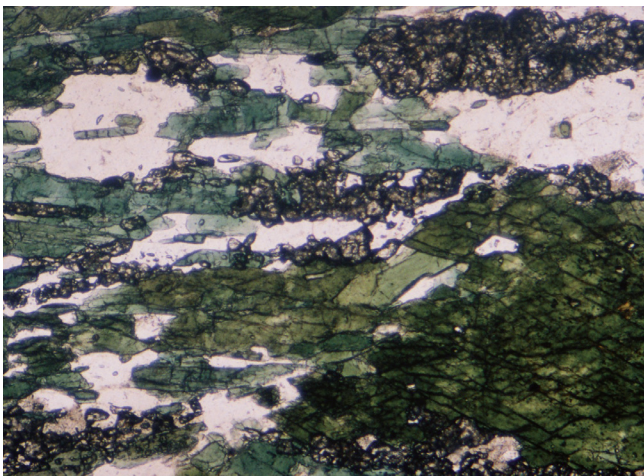


Figura 4.4 – Textura nematoblástica em titanita-anfibólito da unidade de xisto da formação Perau (ponto SM-501B).

Localmente, ocorrem intercalações de filito carbonoso, metatufos félsicos, lentes com sulfetos polimetálicos maciços ou disseminados de Pb-Zn-Ag-Fe (galena, esfalerita, pirita, pirrotita e calcopirita), lentes baritíferas, formações ferríferas fácies magnetita, metachert, turmalinito e conglomerado.

O ambiente dessa formação é propício a acumulações de Cu, Pb, Zn, Au, Ag e barita, como nas minas do Perau, Canoas e Pretinho. Daitx (1996) interpreta que a presença de litotipos regionalmente incomuns indica condições particulares de sedimentação e vulcanismo associados a bacias tectônicas restritas.

Basei et al. (2003) obtiveram uma idade U-Pb de 1484 ± 16 Ma em zircões extraídos de amostra de metabasito, interpretada como idade mínima de sedimentação.

4.1.2.2 Unidade de Granada Micaxisto (MP1vogx)

A unidade de granada-micaxisto aflora na porção centro-oeste da Folha Apiaí, ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira. Compreende micaxistos grossos (Figura 4.5), com porfiroblastos de granada e biotita.

A estrutura principal consiste de um bandamento metamórfico milimétrico a centimétrico bem marcado, definido pela alternância entre níveis quartzosos brancos e níveis micáceos cinza-escuro. A estrutura sedimentar primária somente é reconhecível quando camadas de quartzito, mármore, rochas calcissilicáticas e rochas metavulcânicas básicas estão presentes.

A mineralogia essencial dominante consiste de muscovita, quartzo, biotita e granada. Plagioclásio, turmalina, ilmenita e clorita são os acessórios mais comuns.

Seguindo a sudoeste, rumo à Formação Perau, ocorre aumento do grau metamórfico, marcado pela ocorrência de xistos com porfiroblastos centimétricos de estauroлита (Figura 4.6) e, localmente, cianita. Intercalações de corpos lenticulares com espessuras centimétricas a métricas de anfibólito e quartzito são comuns.

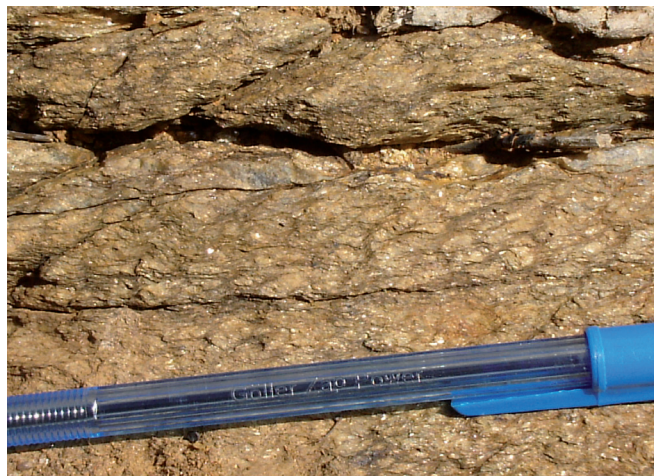


Figura 4.5 – Granada-micaxisto grosso crenulado da unidade de granada-xisto do grupo Votuverava (ponto SM-459B).



Figura 4.6 – Poiquiloblasto de estaurolita em paragênese com granada (parte superior da fotomicrografia); unidade de granada-xisto do grupo Votuverava (ponto SM-491A).

Intercalações mapeáveis na escala de trabalho incluem corpos lenticulares alongados de anfibolito (MP1vogxa), quartzito (MP1vogxq) e rochas calcissilicáticas (MP1vogxc).

O anfibolito apresenta granulação fina a grossa, cor verde-escuro a negra e estrutura xistosa geralmente lenticularizada (milonítica) e, localmente, bandada. É formado, essencialmente, por hornblenda e plagioclásio. Acessórios incluem epidoto, ilmenita, titanita e magnetita. Ao microscópio petrográfico, observa-se textura nematoblástica definida pela isorientação de cristais de hornblenda (Figura 4.7). Porfiroblastos de anfibólio normalmente apresentam núcleos de composição actinolítica e bordas de tschermakita refletindo reações ligadas ao metamorfismo progressivo.

O quartzito apresenta coloração branca, creme ou avermelhada e, em geral, granulação fina a média.

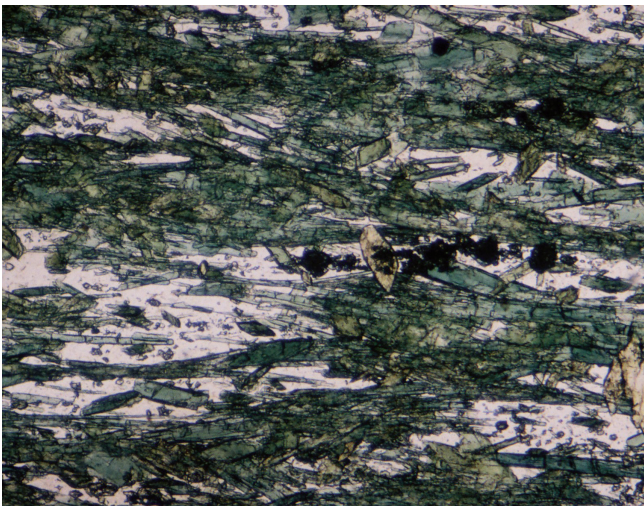


Figura 4.7 – Textura nematoblástica em anfibolito da unidade de granada-xisto do grupo Votuverava (ponto SM-401).

Normalmente, exibe estrutura maciça, embora ocorram corpos com foliação proeminente e acamamento sedimentar preservado localmente.

As rochas calcissilicáticas são bandadas, de cores esverdeada e esbranquiçada, com granulação fina a média. Ocorrem, também, corpos de mármore calcítico cinza-escuro em camadas de espessura submétrica. Internamente às camadas ocorrem estratificação planoparalela e bandamento milimétrico a centimétrico marcado por intercalações subordinadas de camadas de micaxisto.

Basei et al. (2003) apresentam idade U-Pb SHRIMP de 1479 ± 12 Ma em zircões extraídos de amostra de anfibolito dessa unidade, interpretada como a época de cristalização da rocha e idade mínima de sedimentação.

Zircões detríticos extraídos de granada-micaxisto forneceram idades U-Pb LA-ICP-MS mínimas ao redor de 1510 Ma, interpretadas como as idades máximas de sedimentação. A união dos dados disponíveis indica um intervalo restrito entre 1480 Ma e 1510 Ma para a sedimentação da unidade.

4.1.2.2.3 Unidade de Micaxisto (MP1vomx)

Essa unidade ocorre como cunha alongada limitada pelas zonas de cisalhamento Ribeira (ao norte) e Lancinha (ao sul).

Ao longo das zonas de cisalhamento ocorrem faixas com 3 a 4 km de espessura constituídas por sericita-xisto fino, cinza-escuro, prateado a esverdeado, geralmente carbonoso, com foliação principal caracterizada por xistosidade anastomosada e foliação lenticularizada milonítica. Predominam termos sem estrutura sedimentar preservada, embora localmente ocorra bandamento primário de espessura entre 1 e 3 cm, marcado por alternâncias entre leitos de cores de alteração contrastantes (arroxeado, cinza-escuro, amarelado e ocre), refletindo variação composicional. Localmente, micas submilimétricas são individualizáveis a olho nu. Veios de quartzo centimétricos a decimétricos concordantes e discordantes da estrutura estão presentes (Figura 4.8).

Na faixa milonítica da Zona de Cisalhamento Ribeira ocorrem micaxistos finos miloníticos, com granada, com intercalações de anfibolito milonítico constituído, essencialmente, por tschermakita e andesina, indicando metamorfismo e milonitização em condições de fácies anfibolito (FALEIROS e CAMPANHA, 2004; FALEIROS et al., 2010).

Fora das áreas de influência das zonas de cisalhamento transcorrentes predominam corpos de filito e ardósia rítmicos (metarritmito), cinza-escuro a negros, quando frescos, e amarelados, avermelhados, ocre ou violáceos, quando alterados, formados por camadas ricas em quartzo (metassiltito e metarenito) alternadas com camadas micáceas ricas em matéria carbonosa (metargilito). O acamamento sedimentar de espessura centimétrica (entre 1 e 10 cm) representa a estrutura principal. Esse acamamento é marcado, ora por variação na granu-

lação, ora na composição; nesse último caso, reconhecível pela alternância de camadas de cores diferentes. São comuns intercalações de camadas de 1-2 cm de espessura de metachert negro. Subordinadamente, ocorrem camadas de filito cinza-prateado, rico em porfiroblastos arredondados de mineral oxidado (cloritoide?) e níveis centimétricos limonitizados. Também ocorrem camadas de espessura centimétrica de turmalinitos.

Localmente, uma clivagem de crenulação espaçada constitui a estrutura principal (Figura 4.8).



Figura 4.8 – Micaxisto fino com acamamento sedimentar preservado, marcado por alternâncias de leitos de cores diferentes (notar uma clivagem espaçada, aproximadamente perpendicular ao acamamento); unidade de micaxisto do grupo Votuverava (ponto SM-394B).

Também ocorrem corpos expressivos de metasiltito branco a rosado, com acamamento centimétrico, com camadas subcentimétricas mais argilosas, de cores cinza-escuro e negro-violácea (carbonosa). Nessa última, desenvolveu-se uma clivagem oblíqua bem fina.

Intercalações de lentes alongadas de rochas metabásicas finas, de cor cinza-médio esverdeado (anfibolito, epidoto-anfibolito, epidoto-tremolita-actinolita-xisto/), são comuns e, por vezes, mapeáveis na escala de trabalho (MP1vomxb). Metabasitos de fácies anfibolito (hornblenda + plagioclásio ± epidoto) ocorrem na porção norte da unidade, nos arredores da Zona de Cisalhamento Ribeira (Figura 4.9). Na porção centro-sul da unidade, ocorrem metabasitos de fácies xisto-verde (actinolita-xisto ou actinolita-fels) (Figura 4.10). Lentes de rochas calcissilicáticas e mármore (MP1vomxc) ocorrem subordinadamente.

As associações de protólitos sugerem que as unidades de micaxisto (MP1vomx) e de granada-xisto (MP1vogx) do Grupo Votuverava podem representar a mesma unidade metamorfizada em níveis crustais diferentes.

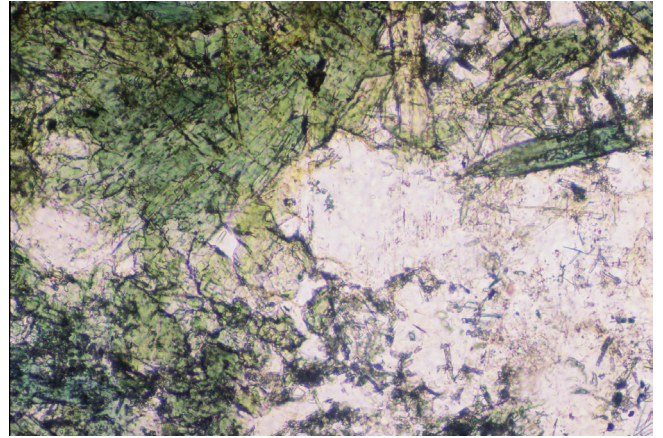


Figura 4.9 – Anfibolito constituído por hornblenda e plagioclásio da unidade de micaxisto do grupo Votuverava (ponto SM-480).

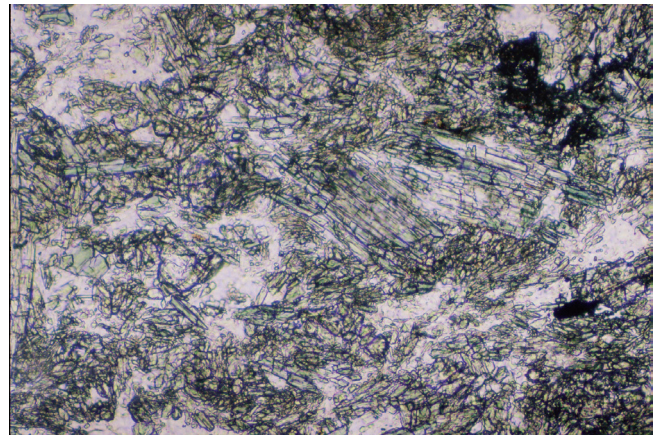


Figura 4.10 – Actinolita-fels (fácies xisto-verde) da unidade de micaxisto do grupo Votuverava (ponto SM-398).

4.1.2.2.4 Formação Rubuquara (MP1r)

Denominação usada originalmente de maneira informal por Perrotta (1996). Constitui uma unidade dominada por ardósia e filito violáceos, ricos em sericita, homogêneos ou bandados, com intercalações de camadas de metarenito microconglomerático. Perrotta (1996) descreve lentes de metabrecha polimítica (fragmentos de siltito, argilito, metarenito e rochas metassedimentares já metamórficas no momento da sedimentação) e metabrecha oligomítica (fragmentos de metachert e quartzito) na base da unidade, o que levou, posteriormente, Perrotta et al. (2005) à correlação dessa unidade com a Formação Iporanga, de idade ediacarana. Entretanto, Campanha et al. (2008b) obtêm uma idade U-Pb SHRIMP de 1439 ± 19 Ma em zircões de metabasitos presentes na Formação Rubuquara, interpretada como idade mínima de sedimentação. As metabrechas apresentam contatos bruscos ou gradacionais com metarenitos líticos e conglomeráticos, normalmen-

te mostrando acamamento gradacional. Duas intercalações mais expressivas de metarenito e/ou quartzito (MP1rq) foram cartografadas.

Ao microscópio petrográfico, os metapelitos são formados, essencialmente, por sericita e quartzo, geralmente representando 70 a 95% da rocha. Clorita e carbonato ocorrem em proporções entre 5 e 15%. Acessórios comuns compreendem turmalina, epidoto, biotita, titanita, minerais opacos, apatita e zircão. A biotita, quando presente, é essencialmente de natureza clástica. A mineralogia metamórfica presente indica metamorfismo em condições de fácies xisto-verde inferior, zona da clorita.

Ocorrem intercalações espessas de rochas subvulcânicas básicas (MP1rb), cinza-claro esverdeado, com estruturas e texturas ígneas (por exemplo, ofítica, subofítica) geralmente preservadas, metamorfizadas em condições de fácies xisto-verde. Ao microscópio petrográfico, reconhece-se que são formadas, essencialmente, por actinolita ou tremolita, clorita e epidoto e, raramente, plagioclásio ígneo reliquiar. Geralmente, ocorrem pseudomorfos de plagioclásio ripiforme ou tabular totalmente transformado em agregados de epidoto (\pm sericita).

4.1.2.2.5 Formação Nhunguara (MP1nh)

A Formação Nhunguara, definida informalmente por Perrotta (1996), localiza-se ao sul da cidade de Iporanga (SP), formando uma cunha em geral limitada pelas zonas de cisalhamento Agudos Grandes e Ribeira. Entretanto, sua porção NW é recoberta em contato erosivo pela Formação Iporanga (CAMPANHA, 1991).

É composta por (clorita)-sericita-metapelitos homogêneos a finamente laminados, com intercalações milimétricas a centimétricas de filito carbonoso e sericita-clorita-carbonato-filito. Raramente ocorrem intercalações de camadas de metamarga e bancos de metarenito maciço. Ocorrem, ainda, clorita-sericita-filito com intercalações métricas de rochas metabásicas, metamargas bandadas e mármore calcítico.

Ao microscópio petrográfico, os metapelitos são formados, essencialmente, por sericita (75-80%) e quartzo (15-20%). Clorita, carbonatos, biotita clástica, turmalina e minerais opacos são os acessórios mais comuns. Lâminas com concentrações de minerais opacos e biotita clástica definem uma laminação sedimentar preservada. Localmente, ocorre acamamento gradacional primário. Uma clivagem ardosiária penetrativa subparalela à laminação sedimentar é definida pela isorientação de sericita. A mineralogia metamórfica indica metamorfismo em condições de fácies xisto-verde inferior, zona da clorita.

Apenas uma lente de metabasito (MP1nhb) foi mapeável na escala 1:100.000.

Localmente, ocorrem camadas de espessuras centimétricas de metachert ferrífero bandado formado por quartzo, sericita, clorita, hematita e feldspato. Camadas quartzo-sericíticas se alternam com camadas ferruginosas ricas em hematita.

O ambiente característico dessa formação é o arco insular vulcânico (PERROTTA, 1996). Os depósitos terrígenos rítmicos, com leitos redutores e clásticos grossos, denotam domínios de deposição mais proximais à área-fonte. O aparecimento de níveis carbonáticos superiores expressa gradação para águas mais rasas.

4.1.2.2.6 Formação Piririca (MP1pi)

Também definida por Perrotta (1996). Predomina, na formação, corpos de filito carbonoso de origem metavulcanossedimentar, microporfiroclásticos, com espessas intercalações de lentes de rochas metabásicas e metaultrabásicas geralmente hidrotermalizadas (zonas de cloritização e carbonatação). Intercalações de camadas de sericita-quartzo-filito são frequentes, localmente formando lentes espessas. Subordinadamente, ocorrem bancos de metamarga bandada, no topo da unidade, associados a intercalações de filito carbonático. A foliação principal apresenta sericita, clorita e sericita em iso-orientação em leitos restritos, definindo uma clivagem de crenulação discreta que evolui para transposição. A alternância entre leitos ora micáceos, ora enriquecidos em quartzo ou carbonato define um bandamento paralelo à clivagem.

As rochas metabásicas dessa unidade distribuem-se em dois conjuntos distintos, ambos de afinidade toleítica (NOGUEIRA, 1990). Um tipo inclui rochas mais ricas em FeO e TiO₂ (ainda inferiores aos típicos de rochas básicas) e, outro, rochas mais ricas em CaO e MgO. Segundo Perrotta (1996), os teores médios de SiO₂ (43%) e MgO são compatíveis com rochas ultrabásicas de médio a baixo conteúdo de olivina (basanita), sugerindo ambiente de formação em arco insular vulcânico evoluído, com tendência alcalina em regime distensivo.

Nogueira (1990) obteve idades Pb-Pb de 1270 Ma e 1303 Ma para cristais de galena que ocorrem nas mineralizações da Formação Piririca. Essa unidade destaca-se por hospedar depósitos epigenéticos de ouro (BORIN JÚNIOR et al., 1980; MORGENTHAL et al., 1981; SILVA e CÂMARA, 1990; VASCONCELOS e CÂMARA, 1995; PERROTTA, 1996).

4.1.2.2.7 Formação Ribeirão das Pedras (MP1pe)

A Formação Ribeirão das Pedras foi definida como sequência por Campos Neto (1983) e se caracteriza por pacotes rítmicos de filito branco sericítico, metachert, metassilito e metarenito fino ferruginoso ou manganésífero, alternando-se em bancos centimétricos a decimétricos (PERROTTA, 1996).

Metapelitos ferromanganesíferos bandados e laminados, alternados com leitos de metachert e exibindo lentes carbonáticas no topo, indicam ambiente de deposição marinho profundo, que evoluiu para águas mais rasas em posição mais distal, protegidas dos aportes terrígenos do continente (PERROTTA, 1996).

Ao microscópio petrográfico, os metapelitos (geralmente ardósia) são formados, essencialmente, por

sericita (70-90%), quartzo (10-15%) e minerais opacos (5-20%). Biotita clástica e turmalina são os acessórios mais comuns. Lâminas com concentrações de minerais opacos definem uma laminação sedimentar primária preservada. Uma clivagem ardósiana penetrativa com iso-orientação de sericita é ligeiramente oblíqua à laminação sedimentar.

Ocorrem intercalações de rochas metabásicas (MP1peb) e lentes de rocha carbonática (MP1pec) e de conglomerado monomítico com seixos de quartzito (MP1pecg).

As rochas metabásicas são geralmente hidrotermalizadas, constituídas por calcita (40-50%), clorita (15-40%), plagioclásio ígneo reliquiar (10-20%), quartzo (< 5%), minerais opacos (5-10%) e traços de titanita.

4.1.2.2.8 Litogeoquímica e ambiência tectônica de metabasitos do grupo Votuverava

Análises químicas de 20 amostras de metabasito de unidades do Grupo Votuverava (Figura 4.11; Tabela

4.1) foram efetuadas, incluindo elementos maiores, traços e terras-raras nos laboratórios da ACME (Canadá). Foram analisadas oito amostras da unidade de micaxisto (UM), oito amostras da unidade de granada-micaxisto (UGM) e cinco amostras da unidade de xisto da Formação Perau (FP). Para análises químicas foram selecionadas amostras sem evidências de alteração intempérica ou metassomática. Óxidos maiores foram obtidos por espectrometria de emissão ICP (Inductively Coupled Plasma) e elementos traços e terras-raras por espectrometria de massa ICP. A perda ao fogo (PF) foi obtida por diferença após ignição a 1000°C.

Macroscopicamente, foram identificados dois tipos principais de metabasitos: um de granulação fina, estrutura xistosa, de cores verde-claro a verde-médio; outro de granulação média a grossa, estrutura lenticularizada (geralmente milonítica), de cor verde-escuro a negra. Ao microscópio petrográfico, esses dois litotipos correspondem a associações de graus metamórficos contrastantes, sendo o primeiro formado pela associação Act + Chl + Ep + Qtz ± Pl (fácies xisto-verde) e o outro pela associa-

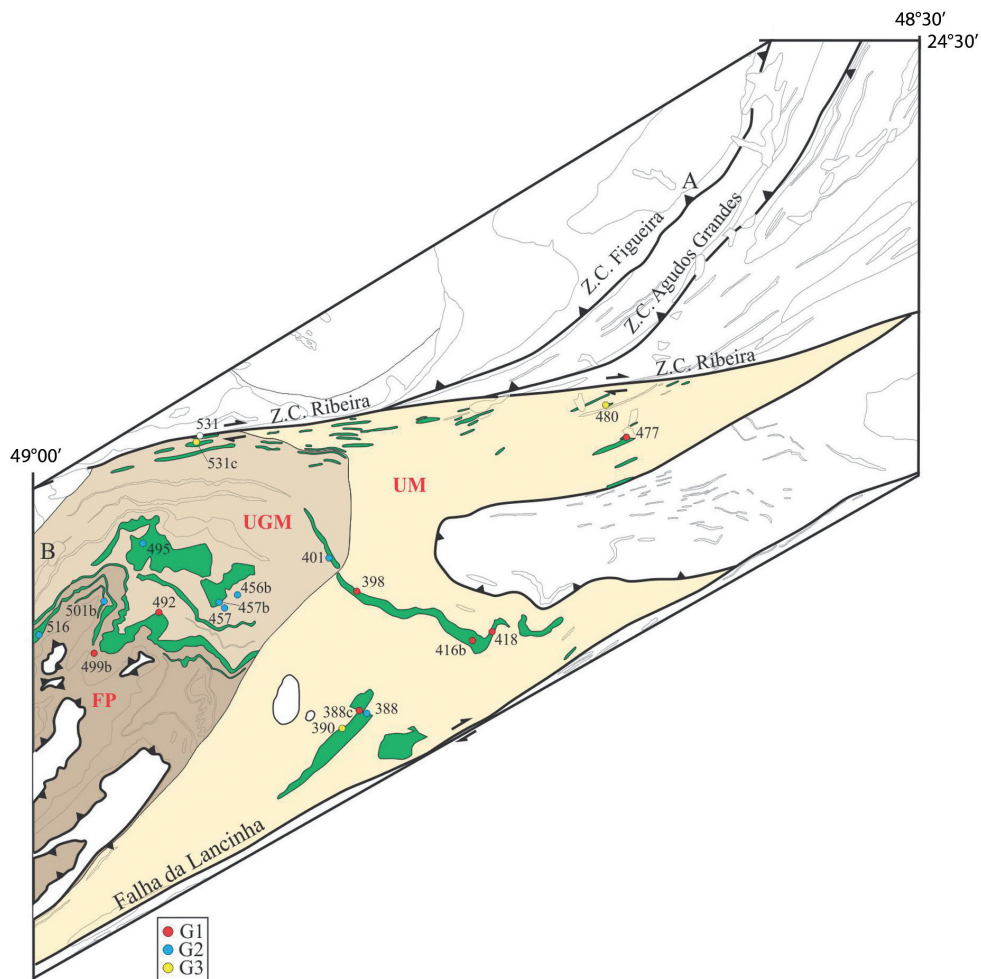


Figura 4.11 – Mapa geológico simplificado, com estações de amostragem de metabasitos do grupo Votuverava. Notas: FP = Formação Perau; UM = Unidade de Micaxisto; UGM = Unidade de Granada-Micaxisto.

Tabela 4.1 – Análises litogeoquímicas dos metabasitos do grupo Votuverava.

AMOSTRA	416D	456B	457	457B	471B	492	495	499B	501B	514B	516	531	531C	388	388C	390	398	401	418	477	480
Grupo	1	2	2	2		1	2	1	2		2		3	2	1	3	1	2	1	1	3
SiO ₂	47,33	49,62	48,63	47,59	46,73	50,43	46,85	49,73	51,24	49,74	49,55	45,82	49,90	47,61	51,78	43,63	46,51	47,79	44,56	48,10	48,94
Al ₂ O ₃	14,11	13,21	13,59	13,13	13,42	14,82	14,92	14,05	15,41	15,37	13,78	13,15	14,09	12,79	13,63	12,69	14,37	14,83	15,69	14,01	13,87
Fe ₂ O ₃	11,65	15,39	15,52	15,83	15,31	8,86	13,41	10,17	10,57	13,53	15,95	20,31	14,21	15,72	10,02	17,72	13,34	12,72	12,91	13,57	14,10
MgO	8,04	6,17	6,19	6,63	6,77	9,60	7,63	6,70	6,57	7,08	5,75	5,55	5,80	5,99	8,35	7,46	7,93	7,85	7,89	7,96	6,37
CaO	11,57	8,60	9,46	10,61	9,30	10,99	11,55	15,64	10,31	7,43	8,47	7,86	8,71	9,56	7,90	9,11	12,69	10,91	12,84	10,55	8,89
Na ₂ O	1,96	2,91	2,84	2,55	2,31	2,68	2,51	0,33	3,19	4,24	3,09	1,90	3,15	3,00	4,05	1,69	0,98	2,77	0,88	1,92	3,12
K ₂ O	0,15	0,13	0,20	0,19	0,20	0,11	0,21	0,24	0,37	0,12	0,16	0,21	0,18	0,12	0,18	0,06	0,17	0,17	0,06	0,09	0,29
TiO ₂	0,96	2,04	2,07	2,15	2,17	0,58	1,40	0,72	0,97	1,00	1,62	3,38	2,58	1,74	1,02	3,34	1,09	1,25	1,03	1,07	2,64
P ₂ O ₅	0,08	0,15	0,14	0,16	0,17	0,04	0,13	0,05	0,09	0,08	0,14	0,09	0,19	0,15	0,09	0,32	0,10	0,12	0,09	0,10	0,20
MnO	0,16	0,21	0,20	0,21	0,20	0,15	0,20	0,25	0,16	0,42	0,23	0,26	0,18	0,22	0,27	0,23	0,21	0,19	0,50	0,20	0,20
P.F	3,8	1,4	1,1	0,9	3,2	1,5	1	1,9	1,1	0,8	1,1	1,3	0,9	2,9	2,5	3,5	2,4	1,2	3,4	2,4	1,3
Total	99,8	99,83	99,9	100	99,8	99,8	99,8	99,8	100	99,8	99,8	99,8	99,9	99,8	99,8	99,8	99,8	99,8	99,9	100	99,9
Sc	48	41	41	42	45	41	41	38	37	46	48	55	33	43	46	36	50	41	47	47	35
V	302	424	437	429	453	221	320	254	259	358	377	942	383	430	297	523	346	309	348	344	412
Cr	133	48	48	48	92	294	106	164	14	17	14	3	3	41	168	92	144	127	120	62	51
Co	45	52	52	52	50	42	52	32	41	49	50	59	45	50	44	64	47	51	49	51	47
Ni	51	20	23	15	46	27	24	26	21	20	13	10	20	40	67	114	45	25	64	43	30
Cu	86	101	203	183	246	52	133	79	217	187	172	4	183	188	131	364	166	116	126	151	199
Zn	33	24	28	27	65	16	23	5	15	47	30	50	27	53	31	104	23	20	49	46	36
Ga	16,1	17	18	19,1	20,5	11,8	18,2	16,8	17,2	18,9	18,4	19,1	21,5	19,5	11,4	20,9	15,5	17,7	20,3	15,7	20,6
As	1,7	3,9	<,5	<,5	2,3	<,5	<,5	0,8	<,5	<,5	3,8	11,4	2	3,7	<,5	0,6	<,5	<,5	2,7	4,5	10
Rb	4	2	4	2	6	1	2	5	4	1	1	3	1	2	4	5	2	2	2	1	12
Sr	231	148	187	250	157	164	144	575	163	145	178	253	895	220	63	177	40	224	54	162	330
Y	20	29	28	29	34	12	25	15	23	22	28	29	30	31	22	45	25	24	22	24	28
Zr	48	93	94	96	107	25	80	25	67	48	88	58	134	81	53	186	56	71	52	63	143
Nb	3	7	7	7	4	2	5	2	4	3	5	3	15	6	3	13	4	5	3	4	16
Mo	<,1	0,2	0,1	0,2	0,3	0,5	0,2	0,3	0,3	0,3	0,1	0,2	0,4	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2	0,4	0,2	0,4
Ba	46	24	57	56	63	107	90	25	28	12	37	25	19	60	196	16	45	36	37	65	89
La	3,9	7,3	6,2	7,1	6,7	1,5	5,1	2,5	3,6	4	4,3	2,9	14,4	6,8	5,4	13,7	5,5	6,1	2,6	4,4	18,1
Ce	8,1	20,3	16,6	18,2	16,4	4,4	13,6	6,2	10,5	10,7	9,4	5,7	35,4	14	9,5	34,2	9,7	13	8,1	9,5	41,4
Pr	1,39	2,62	2,6	2,85	2,6	0,7	2,17	1,08	1,58	1,56	1,75	1,37	5,28	2,39	1,67	5,11	1,7	2,14	1,35	1,48	5,68
Nd	7	13,5	14	14,9	14,2	3,4	11,6	5,9	8,8	7,6	9,2	8	23,9	12,6	8,1	26,1	8,8	10,9	7,6	7,5	26,3
Sm	2,16	4,03	3,82	4	4,21	1,21	3,28	1,66	2,72	2,55	3,06	2,54	5,52	3,5	2,57	6,53	2,63	3,23	2,13	2,24	5,54
Eu	0,87	1,43	1,42	1,39	1,32	0,54	1,19	0,89	0,79	0,85	1,15	1,03	1,94	1,33	0,81	2,16	0,91	1,14	0,87	0,86	1,81
Gd	2,94	4,75	4,59	4,78	5,53	1,67	3,83	2,17	3,21	3,14	4,09	3,72	5,89	4,52	3,14	7,58	3,43	3,71	3,13	3,29	5,64
Tb	0,59	0,9	0,88	0,89	1,06	0,34	0,76	0,43	0,68	0,62	0,86	0,77	1,04	0,87	0,63	1,41	0,7	0,72	0,62	0,64	1,01
Dy	3,48	5,31	4,98	5,35	6,07	2,09	4,16	2,4	3,92	3,52	5,07	4,58	5,65	5,08	3,81	7,98	4,35	4,24	3,74	3,81	5,45
Ho	0,71	1,03	1,01	1,01	1,22	0,43	0,88	0,5	0,76	0,78	1,01	1	1,06	1,01	0,77	1,52	0,86	0,83	0,77	0,84	0,98
Er	2,07	2,85	2,89	2,76	3,39	1,24	2,45	1,44	2,25	2,34	3	2,85	2,89	2,93	2,07	4,24	2,51	2,28	2,19	2,3	2,67
Tm	0,32	0,48	0,46	0,48	0,55	0,21	0,39	0,22	0,36	0,38	0,48	0,47	0,45	0,48	0,36	0,66	0,39	0,35	0,36	0,38	0,39
Yb	1,88	2,6	2,64	2,59	3,24	1,16	2,29	1,38	2,12	2,18	2,76	2,84	2,49	2,87	2,01	4,01	2,43	2,26	2,01	2,37	2,32
Lu	0,29	0,38	0,4	0,39	0,49	0,18	0,36	0,21	0,33	0,33	0,42	0,45	0,38	0,43	0,3	0,59	0,37	0,32	0,32	0,38	0,33
Hf	1,6	2,9	3,2	3,2	3,4	0,7	2,6	0,7	2,2	1,4	2,9	1,9	4	2,5	1,7	5,7	1,9	2	1,6	1,9	4,3
Ta	0,2	0,4	0,4	0,4	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	0,9	0,4	0,2	0,8	0,2	0,2	0,2	0,2	1,1
W	<,1	0,3	0,3	0,2	0,3	0,1	0,1	5,8	0,9	0,6	0,4	0,6	0,7	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,8
Au	<,5	2,7	3	4,5	4,3	<,5	1,2	2	2,8	1,6	4,1	0,7	3,4	1,5	<,5	6,3	0,8	0,7	1,4	2,5	1,9
Pb	0,1	0,2	0,1	0,6	5,3	7,9	0,1	18,3	3,5	70,2	1,6	1,1	0,7	0,3	0,2	0,5	0,1	0,2	0,8	0,3	1,8
Th	0,2	0,8	0,7	0,7	0,5	0,2	0,4	0,4	0,6	1,3	1,2	0,4	1,7	0,4	0,2	1,6	0,5	0,5	0,2	0,6	2,3
U	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	<,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	<,1	0,5	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	<,1	0,2	0,6

ção Hbl + Pl + Qtz \pm Act \pm Ep (fácies anfíbolito). Minerais acessórios comuns compreendem titanita, óxidos de titânio (titanomagnetita, ilmenita e, localmente, rutilo) e apatita. Os metabasitos, principalmente de fácies anfíbolito, exibem textura nematoblástica formada por anfibólio prismático orientado segundo uma direção preferencial. Porfiroblastos (1 a 2 mm) de hornblenda, plagioclásio e minerais opacos destacam-se em algumas amostras. Nos anfíbolitos, o plagioclásio e o quartzo comumente formam leitos de textura granoblástica, definindo mosaicos alternados com bandas ricas em anfibólios. Texturas reliquias subofíticas e intercrescimentos micrográficos, por vezes, ocorrem em rochas de fácies xisto-verde.

Os metabasitos analisados podem ser subdivididos em três grupos (G1, G2 e G3), com base na variabilidade da razão Ti/V (Figura 4.12). G1 apresenta valores Ti/V entre 15 e 20, característicos de basaltos toléiticos de arcos de ilhas (SHERVAIS, 1982), enquanto G2 e G3 apresentam valores Ti/V de 22-28 e \sim 40, respectivamente, mostrando assinaturas de basaltos de fundo oceânico (MORB) (SHERVAIS, 1982). O possível significado geológico dessa subdivisão será discutido a seguir, com base nos comportamentos dos elementos maiores, traços e terras-raras. Petrograficamente, G1 e G2 são relativamente enriquecidos em titanita, plagioclásio e quartzo em relação ao G3, enquanto minerais opacos (titanomagnetita e ilmenita) são raros a ausentes. G3 é rico em minerais opacos.

Não ocorre correlação entre o grau metamórfico, a unidade geológica e a assinatura geoquímica (Figura 4.12).

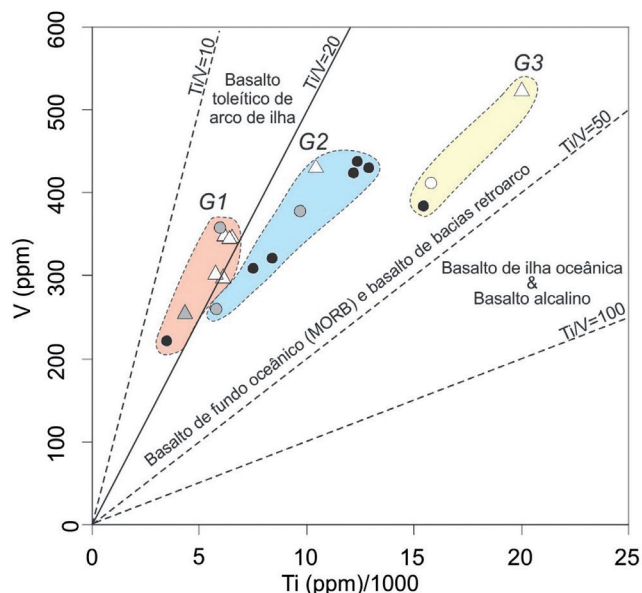


Figura 4.12 – Diagrama discriminante de basaltos de diferentes ambientes tectônicos, baseado na relação Ti/V, com dados dos metabasitos do grupo Votuverava.

Nota: Círculos = fácies anfíbolito; triângulos = fácies xisto-verde; preenchimento preto = unidade de granada-micaxisto; branco = unidade de micaxisto; cinza = formação Perau.

Elementos maiores

O teor de SiO₂ dos metabasitos varia de 44 a 51%, mostrando composição básica. Todas as amostras apresentam quartzo normativo. Do G1 ao G3 ocorre aumento relativo dos conteúdos de Fe₂O₃, TiO₂ e P₂O₅ e diminuição dos teores de MgO e CaO (Tabela 4.1).

Os diagramas binários relacionando ID e os elementos maiores (Figura 4.13) ilustram a evolução magmática dos três conjuntos de metabasitos. Desconsiderando algumas amostras com teores anômalos, ocorrem tendências magmáticas coerentes para a relação entre ID e todos os elementos maiores analisados (Figura 4.13). O comportamento de parte dos elementos maiores (SiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O, Fe₂O₃ e MgO) pode ser interpretado como sugestivo de uma evolução semelhante, e talvez cogenética, para os metabasitos G1, G2 e G3 (Figura 4.13), de forma que G1 representaria os líquidos mais primitivos e G2 e G3 os mais evoluídos. Entretanto, G3 apresenta conteúdos consideravelmente maiores de TiO₂ e P₂O₅, o que sugere uma evolução distinta (Figura 4.13).

Considerando os três grupos conjuntamente, ocorrem correlações negativas entre DI *versus* Al₂O₃ e CaO, o que sugere um controle pelo fracionamento de plagioclásio. Entretanto, as amostras G3 definem uma tendência de correlação positiva entre DI e Al₂O₃. O gráfico relacionando DI e MgO apresenta padrão horizontal para G1, à exceção da amostra 492, com teor anômalo de MgO, e correlação negativa para G2 e G3. TiO₂ e P₂O₅ tiveram comportamentos incompatíveis ao longo de toda a evolução de G1, G2 e G3.

Todas as amostras (G1, G2 e G3) se posicionam no campo toléitico no diagrama AFM (IRVINE e BARAGAR, 1971) (Figura 4.14). A análise dos elementos maiores no diagrama SiO₂ *versus* álcalis (Figura 4.15) mostra composições características de rochas básicas vulcânicas (conteúdo de sílica menor que 51%) classificadas como basaltos subalcalinos/toléiticos. O G1 apresenta alcalinidade menor que G2 e G3 (Figura 4.15).

Elementos traços

A principal característica mostrada pelo comportamento dos elementos traços é um aumento nos conteúdos dos elementos de alta força de campo (High Field Strength Elements (HFSE)) (Zr, Y, Hf, Nb, Nd, Ta) do G1 ao G3 (Tabela 4.1). Os diagramas relacionando DI e os elementos traços apresentam tendências de correlação condizentes com uma evolução ígnea na maioria dos casos. Ocorrem correlações negativas entre DI *versus* Cr e Ni (Figura 4.16a-b), mostrando que esses elementos se comportaram como compatíveis, o que é condizente com uma evolução de magmas básicos por cristalização fracionada de minerais máficos. Contudo, o aumento dos conteúdos da maioria dos HFSE do G1 ao G3 se dá em degraus (por exemplo, Zr e Nb) (Figura

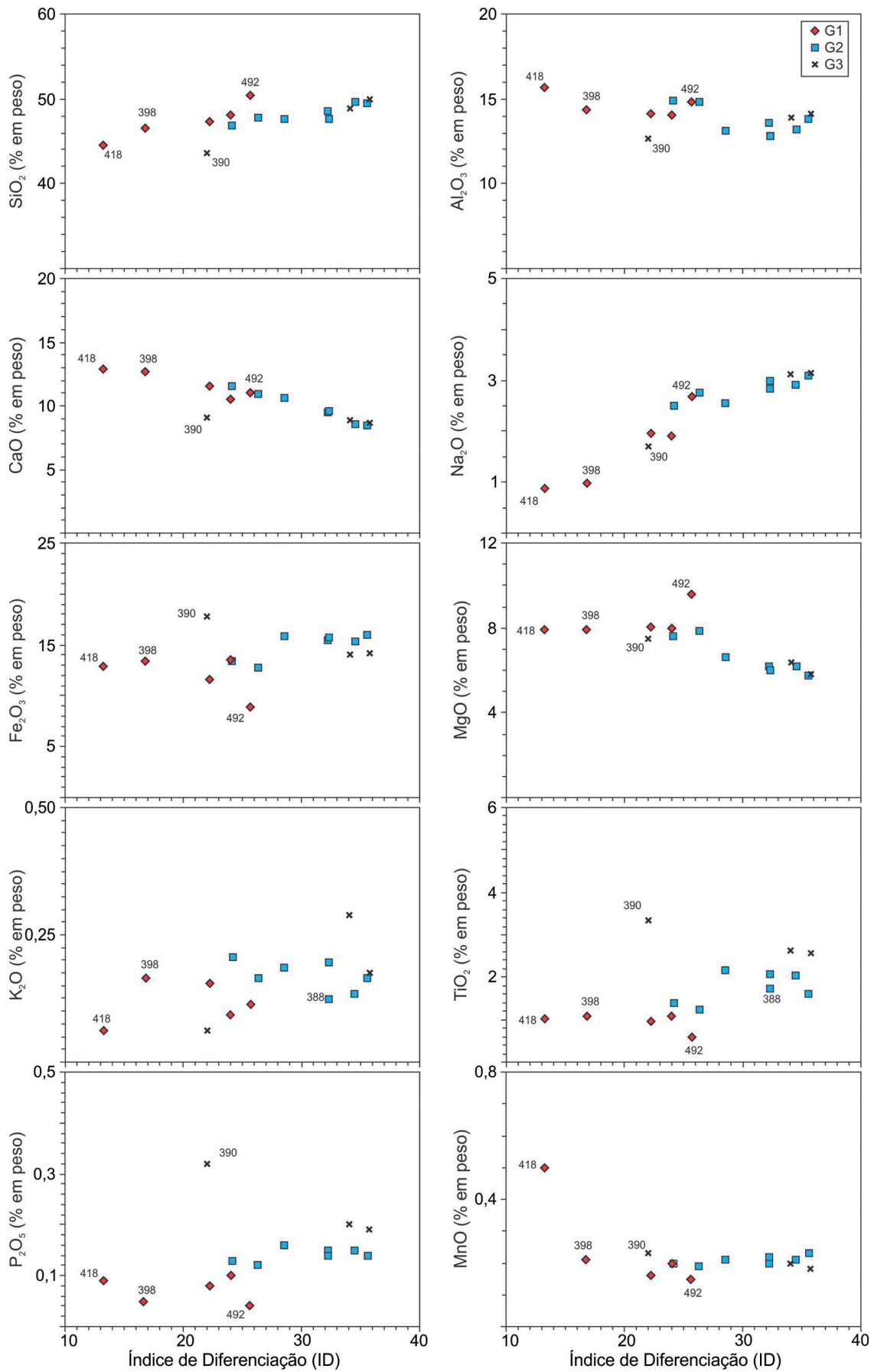


Figura 4.13 – Diagramas binários relacionando o índice de diferenciação de Thornton e Tuttle (1960) ($ID = Qtz + Ab + Or + Ne + Lct + Kfs$ normativos) e elementos maiores.

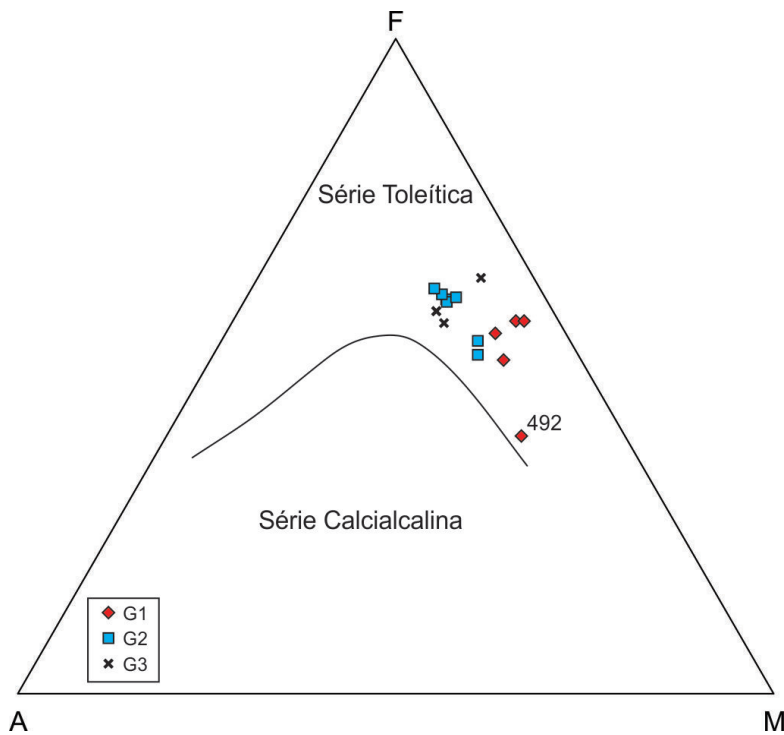


Figura 4.14 – Diagrama classificatório AFM, com dados dos metabasitos do grupo Votuverava.
Fonte: Irvine e Baragar (1971).

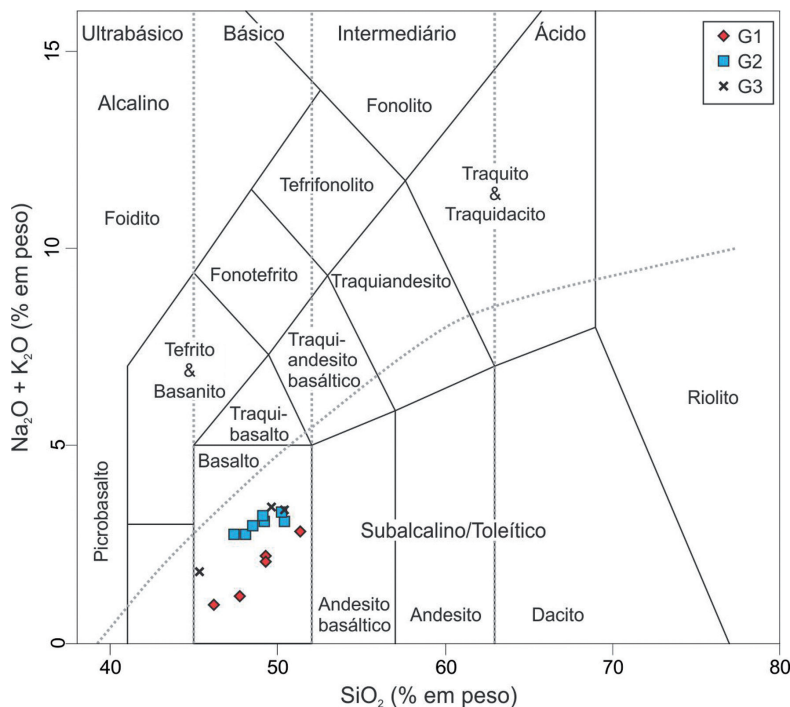


Figura 4.15 – Diagrama classificatório TAS, com dados dos metabasitos do grupo Votuverava.
Fonte: Le Bas et al. (1986).

da maioria desses elementos (por exemplo, Y, Nb e Zr) (Figura 4.16c-e; Tabela 4.1).

O diagrama de Winchester e Floyd (1977) (Figura 4.17), que usa a razão Zr/TiO_2 como índice de diferenciação e a razão Nb/Y como discriminante de alcalinidade, ressalta a assinatura subalcalina dos metabasitos do Grupo Votuverava. Nesse diagrama, a ampla maioria das amostras se posiciona no campo dos basaltos subalcalinos. Os três grupos apresentam agrupamentos distintos nesse gráfico, com aumento progressivo da alcalinidade do G1 ao G3.

Os elementos litófilos de grande raio iônico (Large Ion Lithophile Elements (LILE)), representados por Sr (Figura 4.16f), apresentam tendências com correlações positivas, confirmando o caráter incompatível.

Os padrões de ETR normalizados pelo condrito e multielementos normalizados pelo MORB mostram assinaturas distintas para os metabasitos de cada grupo (Figura 4.18).

As amostras G1 apresentam padrões de ETR sub-horizontais, em geral com fraco enriquecimento em ETR leves (ETRL) em relação aos ETR pesados (ETRP), com $(La/Yb)_N$ entre 1,3 e 1,8. Duas amostras apresentaram razão $(La/Yb)_N$ de 0,9. A concentração dos ETR é de 3 a 13 vezes os valores condriticos. Ocorrem fracas anomalias negativas de Ce e positivas de Tb e Tm. A amostra 492 apresenta anomalia positiva de Eu. No diagrama multielementos, normalizado pelo MORB, as amostras G1 mostram empobrecimento predominantemente moderado em HFSE (de Nb a Yb). A amostra 492 apresenta empobrecimento forte de Ta a Yb. Os valores de Ta e, em alguns casos, de Th e Nd, estão aproximadamente nos níveis dos valores N-MORB de normalização para a maioria das amostras. Os LILE apresentam comportamento complexo para o G1. O Ba e o Th apresentam comportamentos mais coerentes, com enriquecimento de até seis e sete vezes os valores do N-MORB, respectivamente.

As amostras G2 apresentam padrões ETR sub-horizontais com leve enriquecimento em ETRL, com razão $(La/Yb)_N$ entre 1,1 e 1,9. A concentração de ETR é de 10 a 25 vezes os valores do condrito. Ocorrem leves anomalias positivas de Nd, Tb e Tm. Os padrões multielementos mostram conteúdos dos HFSE de P a Ti próximos aos valores do N-MORB, com geral empobrecimento em Zr, Y e Yb e enriquecimento em Ta e Nb. Ocorre geral enriquecimento em LILE, com algumas exceções, e os teores de Th alcançam até sete vezes os valores N-MORB.

4.16d-e), sugerindo possível evolução distinta. Além de apresentar os maiores conteúdos de HFSE, as amostras G3 (390, 531C, 480) apresentam conteúdos anômalos

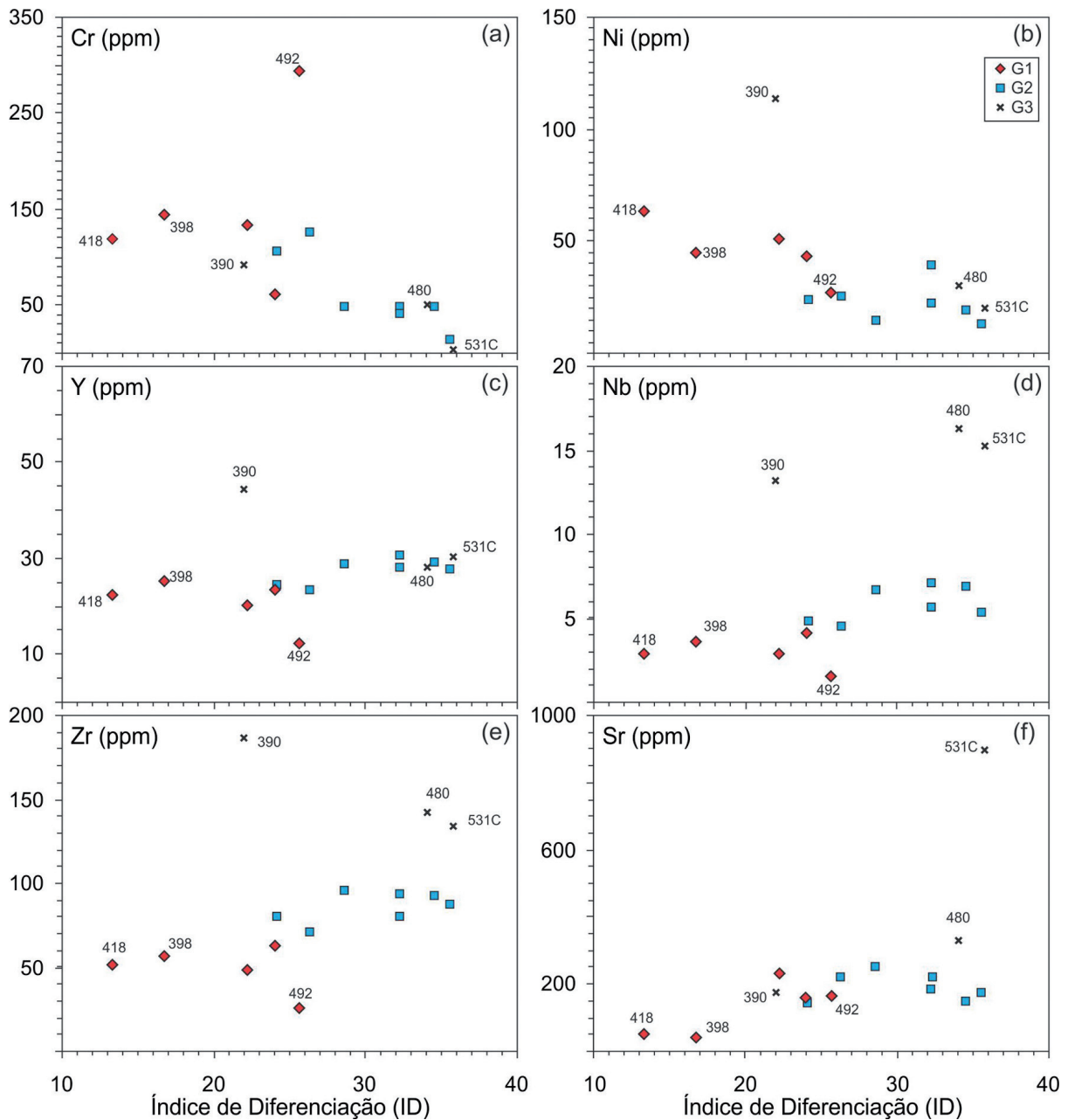


Figura 4.16 – Diagramas binários relacionando o índice de diferenciação de Thornton e Tuttle (1960) ($ID = Qtz + Ab + Or + Ne + Lct + Kfs$ normativos) e elementos traços.

As amostras G3 apresentam padrões ETR com forte enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP, com valores $(La/Yb)_N$ entre 2,3 e 5,3. A concentração de ETR é bem superior ao das amostras G1 e G2, com teores de até 60 vezes o condrito. A maioria das amostras apresenta leves anomalias positivas de Nd, Tb e Tm. Os metabasitos G3 apresentam padrões multielementos com enriquecimento moderado dos HFSE de Ta a Ti, leve empobrecimento em Yb e teores de Y próximos aos valores de normalização. Em geral, ocorre enriquecimento relativo dos LILE, embora as amostras apresentem empobrecimento em K e/ou Rb e/ou Ba. De maneira geral, o comportamento dos LILE denuncia fenômenos de transformação sofridos por essas rochas.

Evolução magmática

Em uma primeira análise, as variações dos conteúdos dos elementos maiores frente aos valores do índice de diferenciação (ID) das amostras estudadas se ajustam aos padrões esperados para evolução por cristalização fracionada, onde as rochas do G1 representariam os líquidos mais primitivos e as do G3, os mais evoluídos. Contudo, a análise do comportamento dos elementos traços, principalmente os HFSE, sugere evolução distinta para os três grupos. Tal distinção torna-se bastante evidente com relação aos valores da razão Ti/V (Figura 4.12). Shervais (1982) demonstra que os processos de cristalização fracionada de silicatos não afetam

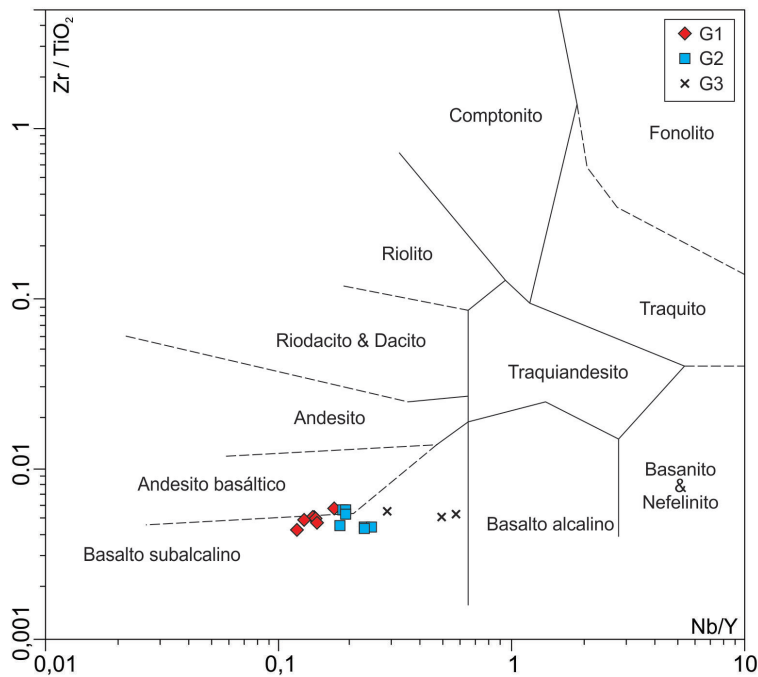


Figura 4.17 – Diagrama de classificação Nb/Y-Zr/TiO₂, com dados de metabasitos do grupo Votuverava.
Fonte: Winchester e Floyd (1977).

de maneira significativa a razão Ti/V, resultando em tendências de diferenciação paralelas ou subparalelas às linhas de Ti/V constante. Líquidos mais evoluídos tendem a apresentar maiores razões Ti/V, porém, associadas a menores abundâncias de Ti e V (SHERVAIS, 1982). Isso não ocorre para os grupos G1, G2 e G3. As amostras G1 e G2 formam alinhamentos seguindo razões Ti/V médias de aproximadamente 17 e 25, respectivamente, e G2 atinge abundâncias de Ti e V mais altas que G1. O G3 forma um agrupamento com valor Ti/V de aproximadamente 40.

A razão Ti/V pode ser fortemente afetada no caso de cristalização fracionada de magnetita e/ou hornblenda (SHERVAIS, 1982). Nesse caso, o gráfico relacionando Si (ou Zr) e Ti (ou V) deve apresentar tendência com correlação negativa. Entretanto, isso não ocorre no caso das amostras estudadas (Figura 4.19). No gráfico relacionando Zr e TiO₂, todos os grupos apresentam tendências com fortes correlações positivas, porém, com diferentes inclinações para cada grupo (Figura 4.19).

Por outro lado, considerando cada grupo geoquímico em separado, as variações composicionais sugerem que a diferenciação interna de cada grupo se deu por cristalização fracionada de silicatos (plagioclásio e minerais máficos).

Ambiência tectônica

Conforme demonstrado por Shervais (1982), as razões Ti/V são diagnósticas de ambientes tectônicos

distintos. A base do diagrama discriminante de ambiente tectônico relacionando Ti e V é a variação do coeficiente de partição cristal/líquido para o vanádio, que varia com aumento da fugacidade de oxigênio de > 1 a $<< 1$. O empobrecimento de V em relação ao Ti é função da fugacidade de oxigênio do magma e de sua fonte, do grau de fusão parcial e subsequente cristalização fracionada (SHERVAIS, 1982). Modelagens de fusão parcial e cristalização fracionada realizadas pelo autor indicam que a razão Ti/V de magmas primários derivados do manto aumenta com o decréscimo da fração de fundido produzida e com o aumento do coeficiente de partição do vanádio. Magmas primários produzidos por 20-30% de fusão parcial sob condições relativamente redutoras (tais como nas dorsais meso-oceânicas) terão razões Ti/V entre 20 e 50. Fundidos similares produzidos sob condições mais oxidantes (tais como no caso de arcos de ilhas) terão razões iniciais Ti/V entre 10 e 20. Rochas alcalinas apresentam razões Ti/V geralmente maiores que 50. Basaltos de bacias retroarco apresentam variações da razão Ti/V entre 10 e 50. Shervais (1982) ressalta que variação semelhante encontrada em uma suíte de amostras de uma área geograficamente restrita pode ser diagnóstica de ambiente de bacia retroarco. Variação semelhante ocorre nas amostras do Grupo Votuverava, sugerindo ambiente de bacia retroarco.

Os padrões multielementos, normalizados pelo MORB, do G1 indicam contribuição importante do "componente de subducção", que é caracterizado pelo enriquecimento em LILE e empobrecimento em HFSE (PEARCE e PEATE, 1995). O padrão é semelhante àqueles encontrados em basaltos de arcos vulcânicos modernos. A presença de metabasitos de fácies xisto-verde com hornblenda ígnea preservada no Grupo Votuverava (MANIESI, 1997; MANIESI e OLIVEIRA, 2002; OLIVEIRA et al., 2002; FALEIROS e CAMPANHA, 2004) pode ser considerada como outra evidência de basaltos relacionados a arco vulcânico, uma vez que a grande maioria das ocorrências de hornblenda-basalto está associada a esse ambiente tectônico (BARCLAY e CARMICHAEL, 2004).

Em geral, os padrões multielementos de G2 e G3 são semelhantes aos padrões MORB e MORB enriquecido, respectivamente, embora os padrões de G2 possam estar associados a uma pequena contribuição do componente de subducção (forte enriquecimento nos LILE Ba e Th e empobrecimento em alguns HFSE).

A coexistência entre magmas com afinidades geoquímicas de arco vulcânico e de fundo oceânico e a ampla variação entre os valores Ti/V (15-40) convergem para um ambiente de bacia retroarco para o magmatismo básico do Grupo Votuverava.

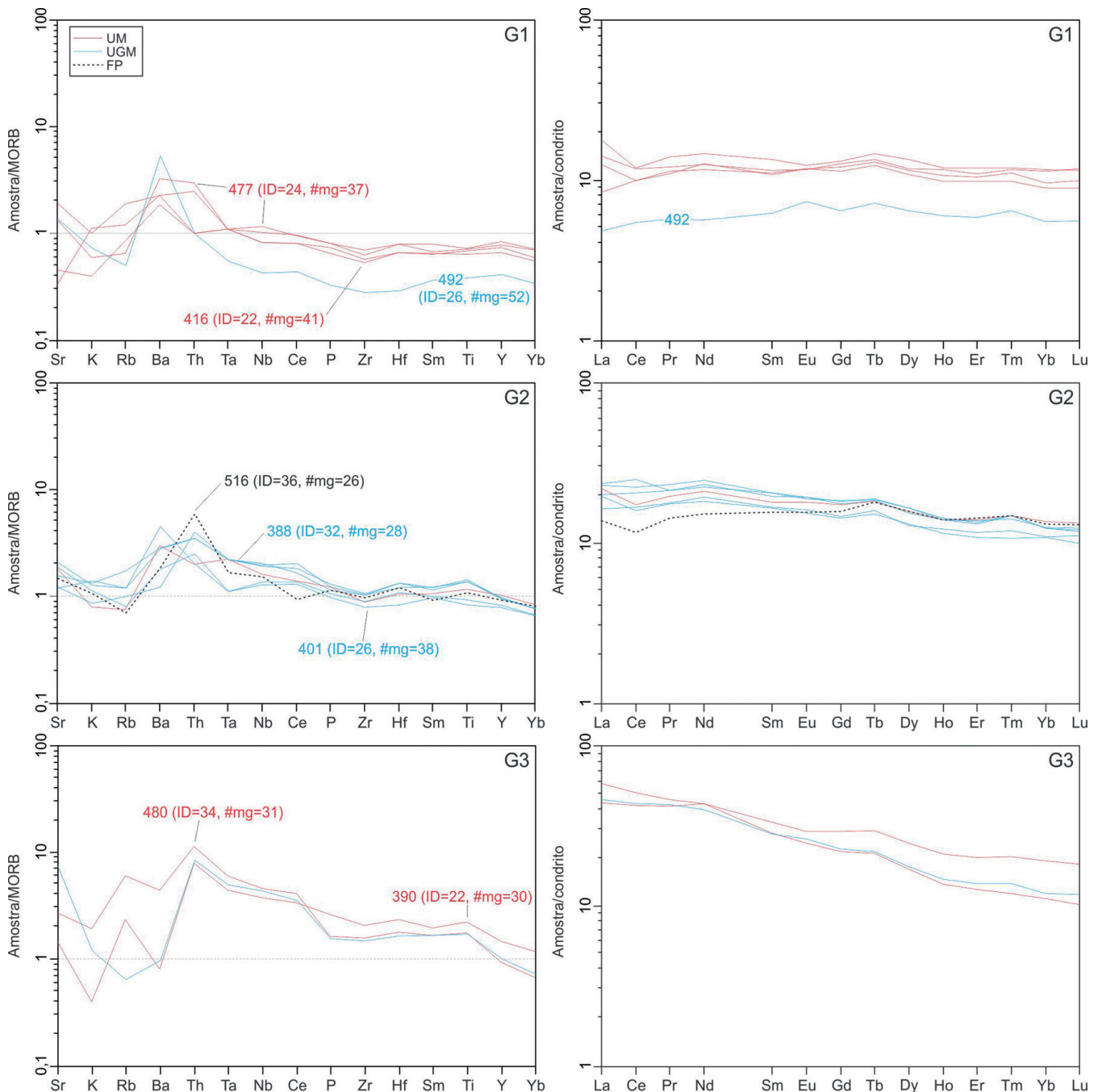


Figura 4.18 – Padrões multielementos normalizados pelo MORB e de ETR normalizados pelo condrito para os metabasitos do grupo Votuverava.

Nota: Valores das normalizações segundo Pearce (1983), para multielementos, e Boynton (1984), para ETR.

A coexistência entre magmas com afinidades de basaltos de arcos de ilhas e de dorsais meso-oceânicas já havia sido observada por Frascá et al. (1997) em estudo baseado principalmente na análise geoquímica de elementos maiores e poucos elementos traços. Entretanto, os autores observaram uma correlação espacial com metabasitos com assinaturas de basaltos de arcos de ilhas ao norte da Zona de Cisalhamento Ribeira e com assinaturas MORB ao sul. No presente estudo, realizado em amostras coletadas exclusivamente ao sul da

zona de cisalhamento, esse padrão não foi confirmado. Maniesi e Oliveira (2002) descrevem metabasitos com afinidades geoquímicas distintas associadas ao Grupo Votuverava na região de Rio Branco do Sul (PR), ao sul da área do presente trabalho. Os metabasitos dessa localidade apresentam teores de MgO de até 17,36% e, provavelmente, representam rochas cumuláticas dominadas por clinopiroxênio (MANIESI e OLIVEIRA, 2000).

Magmatismo básico associado a ambiente de bacia retroarco também foi interpretado para a For-

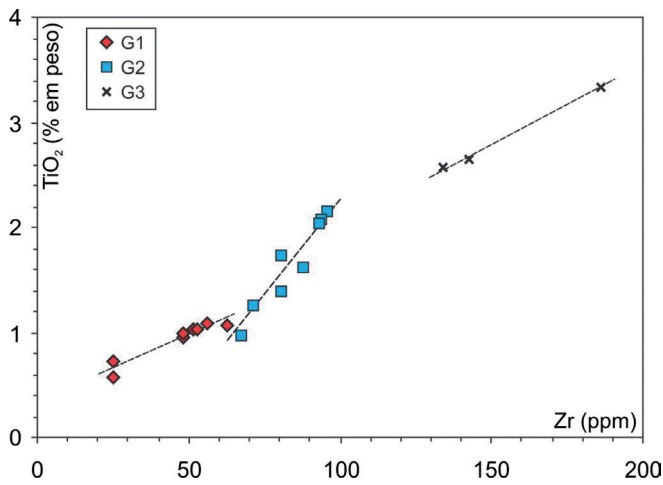


Figura 4.19 – Diagrama binário relacionando Zr e TiO_2 para as amostras de metabasito do grupo Votuverava.

mação Água Clara e para o Grupo Lajeado (MANIESI e OLIVEIRA, 2000), ambos integrantes do Terreno Apiaí. Contudo, os dados geocronológicos e de geoquímica isotópica disponíveis (OLIVEIRA et al., 2002; BASEI et al., 2003, 2008; WEBER et al., 2004; CAMPANHA et al., 2008a, 2008b, 2009; SIGA JÚNIOR et al., 2011) sugerem que essas duas unidades e o Grupo Votuverava não devem ter pertencido à mesma bacia (FALEIROS, 2008).

Fontes mantélicas e possíveis contaminações

A variabilidade da razão Ti/Yb é sensível à profundidade da fusão parcial que deu origem aos magmas básicos (PEARCE, 2008). No diagrama binário $Nb/Yb-TiO_2/Yb$, as amostras G1 e G2 se posicionam principalmente no campo de composição de fonte mantélica do tipo MORB (normal e levemente enriquecido, respectivamente) (Figura 4.20a), revelando geração por fusão rasa. Além dos basaltos de dorsais meso-oceânicas, esse padrão também é esperado para basaltos de arcos vulcânicos, uma vez que o titânio é um elemento conservativo para magmas de arco, ou seja, não existe contribuição detectável do componente de subducção para a fonte do magmatismo de arco com relação a esse elemento (PEARCE e PEATE, 1995). Por outro lado, as amostras G3 se posicionam acima do campo de variação das fontes mantélicas do tipo MORB, sugerindo fusão mais profunda relacionada à interação com pluma (PEARCE, 2008). O padrão de distribuição de todos os grupos nesse diagrama define uma tendência diagonal de variação entre as composições médias do MORB normal e de basaltos de ilhas oceânicas, o que é típico de ambientes de dorsais meso-oceânicas próximas a plumas (por exemplo, Sistema Galápagos, Sistema Islândia-Dorsal Reykjanes, Dorsal Sul-Americana-Antártica) (PEARCE, 2008). Padrão de variação semelhante ocorre na bacia retroarco oceânica East Scotia Ridge, com influência de magmatismo do tipo pluma associada à Ilha Bouvet (FRETZDORFF, 2002; PEARCE, 2008).

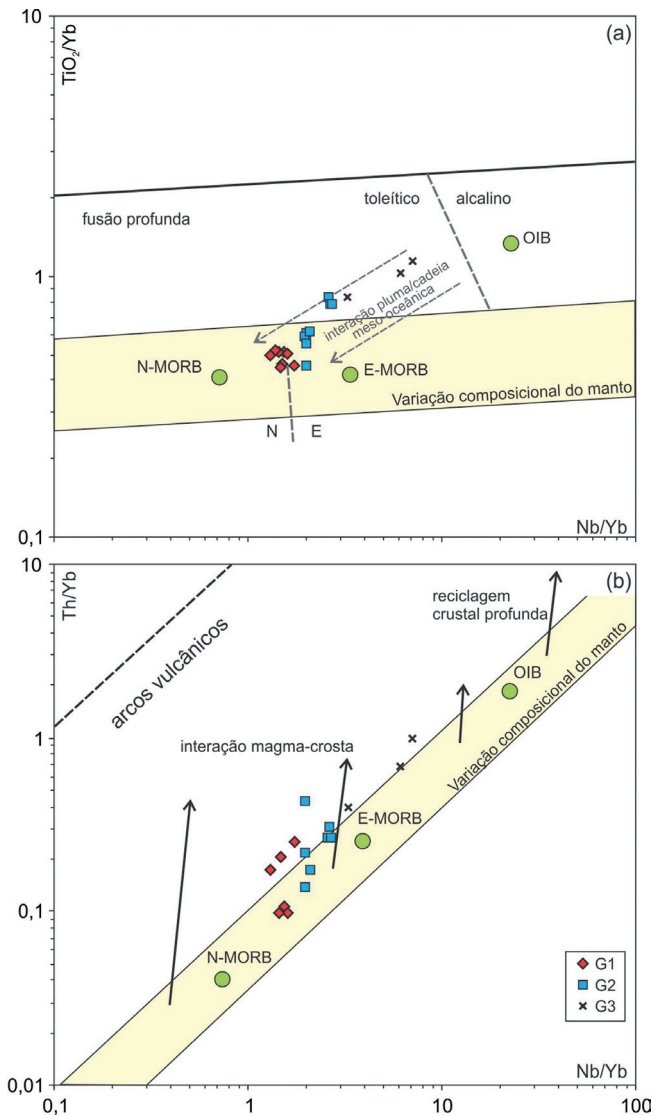


Figura 4.20 – Diagramas $Nb/Yb-TiO_2/Yb$ e $Nb/Yb-Th/Yb$ petrogenéticos.

Fonte: Pearce (2008).

Nota: N-MORB = basaltos de cadeia meso-oceânica normais; E-MORB = basaltos de cadeia meso-oceânica enriquecidos; OIB = basaltos de ilhas oceânicas.

A variabilidade da razão Th/Yb é sensível à composição da fonte do magmatismo básico e aos efeitos de contaminação crustal ou relacionados ao componente de subducção (PEARCE, 2008). O diagrama $Nb/Yb-Th/Yb$ (Figura 4.20b) mostra tendência de enriquecimento progressivo da fonte mantélica do G1 ao G3 (de MORB normal a enriquecido). As amostras dos grupos G1 e G2 apresentam grande variação da razão Th/Yb para valores aproximadamente constantes de Nb/Yb (Figura 4.20b). Como o Th é um elemento não conservativo para magmas de arco, ou seja, existe uma contribuição detectável do componente de subducção para a fonte do magmatismo de arco com relação a esse elemento (PEARCE e PEATE, 1995), os padrões de G1 e de G2 podem ser interpretados como relacionados ao componente de subducção. As amostras G3 se posicionam

essencialmente no limite entre o campo dos basaltos de arcos vulcânicos e o campo de variação do manto.

Uma comparação entre o comportamento geoquímico dos metabasitos do Grupo Votuverava, de basaltos da bacia retroarco East Scotia Ridge e de basaltos do Arco de Ilhas Sandwich do Sul é apresentada na Figura 4.21. Esse diagrama mostra grande semelhança entre o comportamento dos metabasitos do Grupo Votuverava e dos basaltos de East Scotia Ridge. A tendência (A) na Figura 4.21 foi interpretada como resultado de mistura de componentes de fonte MORB e pluma e/ou variado grau de fusão parcial do manto, enquanto a tendência (B), representada por mistura de fonte MORB e componente de subducção na geração dos basaltos da bacia retroarco East Scotia Ridge (FRETZDORFF et al., 2002). Os metabasitos do Grupo Votuverava parecem ter passado por evolução semelhante, na qual os metabasitos G1 e G2 teriam sido gerados por interação de fonte MORB e componente de subducção e G3 por interação entre fontes do tipo MORB e pluma.

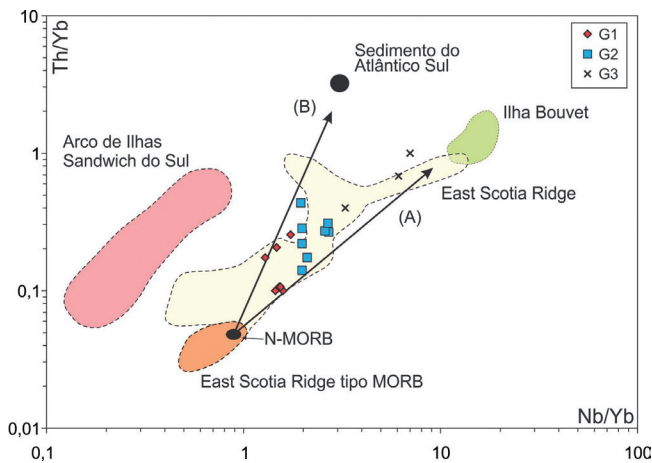


Figura 4.21 – Diagrama de variação Nb/Y-Th/Yb, com comparação entre os dados dos metabasitos do grupo Votuverava e basaltos da bacia retroarco East Scotia Ridge (ESR).
Fonte: Fretzdorff et al. (2002).

A variabilidade entre as razões Th/Nb e Ba/Th pode ser tentativamente utilizada para se distinguir as possíveis características do componente de subducção. Grandes variações de Th/Nb para valores pouco variáveis de Ba/Th sugerem adição de material sedimentar subductado, enquanto um padrão inverso sugere adição de fluido aquoso (LEAT et al., 2000; FRETZDORFF et al., 2002). O padrão de distribuição dos metabasitos G1 e G2 no diagrama Th/Nb-Ba/Th (Figura 4.22), com grande variabilidade da razão Ba/Th para valores constantes de Th/Nb, pode ser interpretado como resultado de adição de fluido aquoso durante subducção. O padrão de distribuição dos metabasitos G1 e G2 se assemelha ao padrão dos basaltos da bacia retroarco East Scotia Ridge (FRETZDORFF et al., 2002). As amostras G3 apresentam razões Ba/Th abaixo dos valores N-MORB.

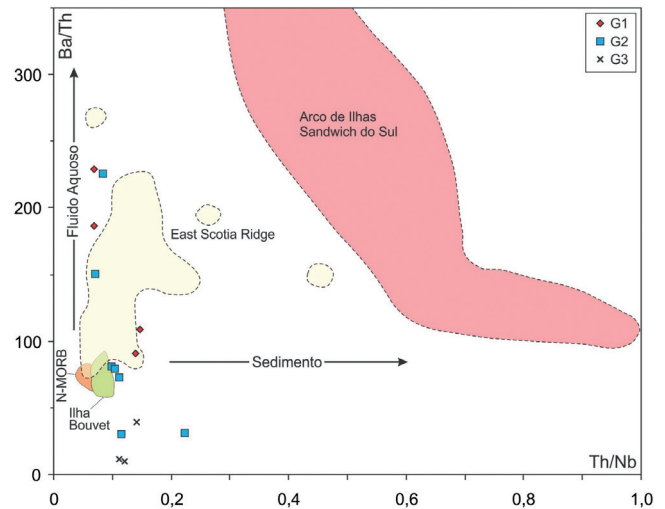


Figura 4.22 – Diagrama Th/Nb-Ba/Th.
Fonte: Modificado de Fretzdorff (2002).
Nota: Campos N-MORB de Hofmann (1988), Sandwich do Sul de Pearce et al. (1995), Ilha Bouvet de Weaver et al. (1987).
As setas indicam as trajetórias interpretadas como relacionadas ao enriquecimento devido à adição de fluido aquoso ou sedimento no componente de subducção (Leat et al., 2000).

4.1.2.3 Sequência Serra das Andorinhas

A Sequência Serra das Andorinhas foi definida por Campanha et al. (1985). De maneira geral, essa unidade é muito semelhante à unidade de micaxisto do Grupo Votuverava e foi separada deste em termos de associação de protólitos (CAMPANHA, 1991). A Sequência Serra das Andorinhas compreende uma associação de natureza tipicamente clástico-terrígena, enquanto todo o Grupo Votuverava representa uma associação metavulcanossedimentar com contribuição expressiva de rochas básicas.

Neste trabalho, a Sequência Serra das Andorinhas inclui uma unidade basal siliciclástica (Unidade Metapelítica – MPsap) e uma unidade carbonática no topo (Mármore da Tapagem).

4.1.2.3.1 Unidade Metapelítica (MPsap)

Compreende, predominantemente, corpos de filito (Figura 4.23) e xisto carbonático, com intercalações expressivas e, por vezes, mapeáveis, de quartzo-xisto e quartzito (MPsapq) e mármore (MPsapm).

Predominam rochas com xistosidade bem desenvolvida, geralmente com laminação diferenciada, onde se alternam leitões ricos em quartzo e leitões ricos em micas. Minerais essenciais compreendem muscovita, biotita e quartzo. Granada, turmalina, magnetita e clorita podem estar presentes em pequenas quantidades. Filito e xisto carbonático são variações faciológicas transitórias que apresentam como mineralogia essencial mus-

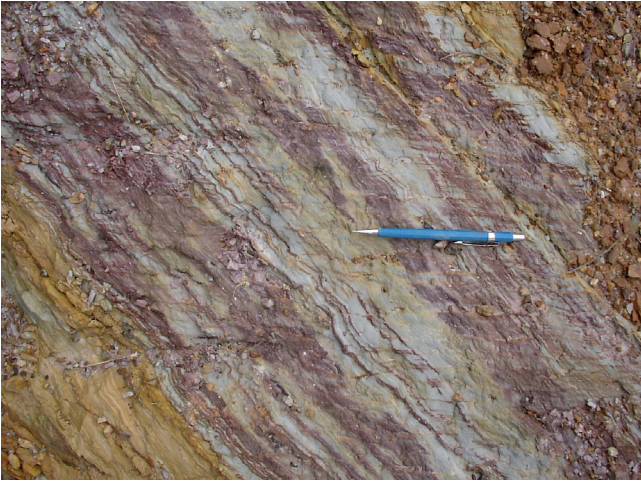


Figura 4.23 – Filito rítmico da unidade metapelítica da sequência Serra das Andorinhas (ponto SM-422B).

covita, dolomita, calcita, quartzo, feldspato e clorita, essa última em maior quantidade em relação às rochas anteriores.

Ocorrem raros metabasitos, caracterizados por quartzo-plagioclásio-clorita-xistos miloníticos bandados, denotando forte alteração hidrotermal.

4.1.2.3.2 Mármore da Tapagem (MPmt)

O Mármore da Tapagem assenta-se sobre a Unidade Metapelítica, formando uma sinforme, provavelmente com contatos tectônicos (CAMPANHA, 1991). Contudo, também ocorrem contatos interdigitados com xistos carbonáticos. O Mármore da Tapagem sustenta o planalto da serra da Bandeira e apresenta feições cársticas bem desenvolvidas, na forma de dolinas, cavernas, sumidouros, lagos, drenagens superficiais ralas e paredes verticais de mármore.

Predomina mármore dolomítico fino, branco, isótropo e homogêneo. Raramente ocorrem bandamentos composicionais, dobras e clivagens tectônicas (Figura 4.24). Localmente, observam-se cores acinzentadas, bandamento composicional e composições mais calcíticas.

Apesar da escassez de estruturas sedimentares preservadas, Campanha e Sadowski (1999) apontam como provável ambiente de sedimentação uma plataforma carbonática de águas rasas.

4.1.2.4 Grupo Lajeado

Definido originalmente como subgrupo, neste trabalho é considerado conforme compartimentação original proposta por Campanha et al. (1985), com adição do Mármore Apiaí.

O Grupo Lajeado passou por metamorfismo de fácies xisto-verde inferior, zona da clorita. Metapelitos ricos em porfiroblastos milimétricos de cloritoide ocorrem com frequência nas rochas metapelíticas.



Figura 4.24 – Mármore dolomítico com camadas centimétricas a decimétricas dobradas (notar foliação planoaxial sub-vertical espaçada).

4.1.2.4.1 Formação Betari (MPb)

A Formação Betari apresenta espessura estimada em torno de 600 m e constitui a unidade terrígena basal do Grupo Lajeado. As rochas apresentam metamorfismo em condições de fácies xisto-verde inferior e estruturas sedimentares primárias notadamente bem preservadas. Três subunidades foram individualizadas: Metapsamítica (MPba), Metapelítica (MPbp) e de Xistos (MPbx).

A Unidade Metapsamítica (MPba) aflora somente no vale do rio Betari e apresenta dois grupos de fácies principais: arenoconglomeráticas e arenosas. O grupo de fácies arenoconglomeráticas forma a base da coluna estratigráfica da Formação Betari e compreende alternâncias entre camadas de metaconglomerado oligomítico (Figura 4.25) na base, que transicionam para camadas de microconglomerado, e metarenito grosso no topo, interestratificadas por camadas métricas de metarenito fino a médio. As camadas apresentam extensão lateral da ordem de 50 m e espessura variando entre 2 e 3 m. Predomina metaconglomerado suportado pelos clastos, apresentando uma relação entre clastos e matriz de 55 para 45%. Os clastos são moderadamente arredondados e apresentam dimensões, em média, da ordem de 1 cm, podendo alcançar, no máximo, 2 cm de dimensão maior. São constituídos por quartzo e quartzito leitoso. A matriz é constituída por areia grossa micácea, quartzosa e, subordinadamente, arcoseana, malselecionada. Geralmente, ocorre nítida gradação ascendente dentro de camadas individuais, onde níveis de metaconglomerado

rado transicionam para níveis de metarenito grosso, moderadamente selecionado, da base em direção ao topo dos pacotes.

Esses pacotes encontram-se interestratificados com camadas submétricas de metarenito médio a fino, micáceo, muitas vezes arcoseano, com laminação de ondas truncadas por ondas e estratificação planoparalela. Os contatos, geralmente, são planares e bruscos.

As evidências indicam que correspondem a depósitos formados por alta concentração de correntes turbidíticas e fluxos associados. As intercalações de metarenito com laminações cruzadas de pequeno porte sugerem um ambiente afetado por ondas normais, sendo, portanto, relativamente raso.

O grupo de fácies arenosas inclui camadas com espessuras variando de métricas a subdecimétricas, da base para o topo da sequência constituída por pacotes de metarenito fino a médio, com gradação interna, e laminações planoparalela e cavalgante. A forma das camadas pode ser tabular ou lenticular. Incluem interestratificações de camadas centimétricas de metassiltito, internamente gradadas. Os contatos são em geral planos, podendo ocorrer estruturas de sobrecarga tipo chama e marcas onduladas (Figura 4.26). Eventualmente, ocorrem intercalações métricas de metarenito grosso maciço. Essa associação de fácies indica que foram depositadas por correntes turbidíticas de alta concentração, representando sequências completas de Bouma (1962).

A Unidade Metapelítica (MPbp) é formada por metarritmitos finos (ardósia e filito) (Figura 4.27), com bandamento muito contínuo, onde se alternam camadas subdecimétricas de metassiltito, camadas centimétricas subordinadas de metargilito e, eventualmente, metarenito fino a muito fino. As camadas de metassiltito apresentam estruturas como gradação interna e laminações planoparalela, ondulada e cavalgante, indicando que

foram depositadas por correntes de turbidez de baixa concentração. Quando presentes, finas camadas de metarenito fino podem apresentar contatos erosivos. Geralmente, essas camadas incluem gradação interna e laminação planoparalela, representando níveis Ta e Tb de Bouma (1962). Comumente, ocorrem intercalações de camadas com laminação convoluta, indicando rápida deposição (COLLINSON e THOMPSON, 1989). Essas camadas representam os níveis Tc de Bouma (1962).

A Unidade de Xistos (MPbx) é correlata à Unidade Metapelítica, porém, em grau mais elevado de deformação e metamorfismo. É formada por intercalações de corpos de sericita-xisto, quartzo-sericita-xisto, clorita-sericita-xisto e sericita-quartzo-xisto.



Figura 4.26 – Metarenito com acamamento métrico e marcas de leito onduladas da unidade metapsamítica da formação Betari; margem do rio Betari, proximidades do bairro da Serra (Iporanga, SP).

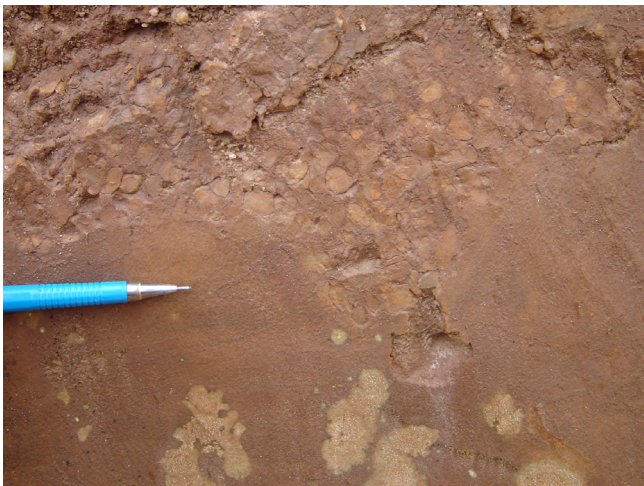


Figura 4.25 – Estrutura de sobrecarga no contato entre camadas de metaconglomerado (topo) e metarenito (base); unidade metapsamítica da formação Betari; estrada entre Iporanga e Apiaí, proximidades do bairro da Serra (Iporanga, SP).



Figura 4.27 – Ardósia com acamamento marcado por leitos de colorações em diferentes tons de cinza (notar clivagem de crenulação oblíqua, desenvolvida preferencialmente em alguns leitos, e porfiroblastos oxidados de cloritoide); unidade metapelítica da formação Betari; estrada entre Iporanga e Apiaí, proximidades do bairro da Serra (Iporanga, SP).

Utilizando os conceitos de Mutti e Normark (1987, 1991), a Formação Betari pode ser classificada como um sistema turbidítico. Por esse conceito, as três associações de fácies descritas representariam subestágios turbidíticos relacionados a uma diminuição crescente da concentração dos fluxos turbidíticos, provavelmente relacionada ao aumento da profundidade de deposição da base para o topo da unidade (FALEIROS, 2000). Walker (1967) observa variações nas características de sedimentos turbidíticos à medida que se afastavam do ponto onde a deposição fora iniciada e apresenta as seguintes evidências para esse reconhecimento: (i) a espessura das camadas decresce; (ii) o tamanho dos grãos decresce; (iii) aumenta a regularidade do acamamento; (iv) maior proporção de camadas gradacionais bem desenvolvidas; (v) decréscimo do número de camadas com topos e bases bem definidos; (vi) marcas mecânicas predominando em ocorrência em relação a marcas de escavação.

De acordo com os critérios supradiscutidos, a Formação Betari representa uma sequência retrogradacional (PIRES, 1990; CAMPANHA; 1991; FALEIROS, 2000).

Idades U-Pb SHRIMP em zircões detríticos coletados de metaconglomerado da Unidade Metapsamítica indicam idade máxima de sedimentação no Ectasiano (ca. 1400 Ma) (CAMPANHA et al., 2008b). Uma idade mínima de sedimentação de ca. 880 Ma (Toniano) é dada por idade U-Pb SHRIMP em zircões ígneos do Gabro de Apiaí (CAMPANHA et al., 2009).

4.1.2.4.2 Formação Bairro da Serra (MPbs)

A Formação Bairro da Serra é constituída, predominantemente, por metacalcarenito com camadas de metacalcilutito subordinadas. Destaca-se por hospedar mineralizações sulfetadas polimetálicas de Pb-Zn-Ag do tipo Painéis (FLEISCHER, 1976). Estruturas sedimentares primárias estão normalmente bem preservadas. Faleiros (2000) reconhece sete associações de fácies distintas (BS-1 a BS-7).

A associação BS-1 compreende alternâncias entre camadas decimétricas a submétricas de metacalcilutito (amarelado) e metacalcarenito (cinza-escuro), conferindo um aspecto rítmico à rocha. Os contatos entre as camadas são irregulares, normalmente com estruturas de sobrecarga. Também ocorrem pequenas falhas distensionais lítricas e dobras convolutas confinadas em estratos individuais, sugerindo deposição associada à atividade tectônica periódica e/ou rápida acumulação de sedimentos, provavelmente com correntes de turbidez associadas.

A associação BS-2 compreende camadas decimétricas de metacalcarenito fino cinza-escuro, com estratificação planoparalela interna. Essas camadas, normalmente, gradam para níveis centimétricos localizados com ondulações por migração de ondas (*climbings*). Localmente, ocorrem camadas submétricas pobres

em estruturas sedimentares, com intergradação para níveis decimétricos localizados, com estratificação planoparalela que transiciona para níveis com *climbings*.

A associação BS-3 engloba seis fácies carbonáticas distintas. Na base, ocorrem camadas com espessura ao redor de 50 cm de metacalcirruditos, com gradação interna, assentadas por contatos discordantes (estruturas de sobrecarga) sobre camadas de metacalcilutito maciço. As camadas de metacalcirrudito são sobrepostas concordantemente por camadas de metacalcarenito grosso, maciço ou com estratificação planoparalela incipiente, que transicionam para metacalcarenito fino com estratificação ondulada, passando a *climbing ripples* e terminando no topo com metacalcarenito muito fino com estratificação planoparalela (todas as camadas apresentam espessuras em torno de 20 cm). Constituem sequências Ta-e completas de Bouma (1962), depositadas por correntes turbidíticas de alta concentração assentadas sobre camadas de metacalcilutito maciço que constituem a sedimentação hemipelágica da bacia.

A associação BS-4 inclui metacalcilutito cinza-escuro maciço, com camadas de espessuras em geral submétricas. Ocasionalmente, apresentam intercalações decimétricas de, ou gradam internamente para, níveis mais grossos com estratificação planoparalela. Também ocorrem camadas subordinadas de filito carbonático finamente laminado. Essas associações são indícios de deposição em ambiente de baixa energia, com predomínio de suspensão sobre tração, e podem refletir profundidade relativamente alta.

A associação BS-5 é formada por metacalcarenito em camadas centimétricas a submétricas com estratificações planoparalela, cruzada acanalada, de ondas truncadas por ondas e cavalgante, todas de dimensões centimétricas. Essas associações de estruturas indicam deposição em ambiente afetado pela ação de ondas normais (ambiente raso).

A associação BS-6 é constituída por alternâncias entre camadas de metarritmito e metacalcário. A espessura dessas intercalações pode variar de um a dezenas de metros. O metarritmito compreende camadas centimétricas a subdecimétricas de metassiltito que incluem, internamente, estruturas como gradação normal e laminações planoparalela, ondulada, convoluta e cavalgante. Localmente, ocorrem camadas de folhelho. Essas características sugerem que representam turbiditos de baixa densidade, formados pelos níveis Tc, Td e Te de Bouma (1962) bem desenvolvidos.

A associação BS-7 compreende camadas decimétricas a métricas de metacalcarenito com estratificação de ondas truncadas, com comprimento de onda submétricos (*hummockies*). São interpretados como depósitos gerados por ação de tempestades.

Pires (1990) e Faleiros (2000) interpretam a Formação Bairro da Serra como uma sequência progradacional.

4.1.2.4.3 Formação Água Suja (MPas)

A Formação Água Suja apresenta espessura muito variável, devido a deformações tectônicas. Compreende metarrilitos cinzentos, com bandamento contínuo formado pela alternância entre camadas centimétricas de metassiltito, camadas milimétricas a subcentimétricas de metargilito e, subordinadamente, camadas centimétricas de metarenito muito fino. Apresentam, geralmente, acamamento gradacional. Localmente, ocorrem níveis com laminação convoluta. Basicamente, não existe diferença entre essas rochas e as rochas englobadas no grupo de fácies siltosas do topo da Formação Betari. Representam depósitos associados a um ambiente de baixa energia, provavelmente relacionados a fluxos turbidíticos de baixa densidade.

4.1.2.4.4 Formação Mina de Furnas (MPmf)

Apesar de à primeira vista os mármore Mina de Furnas apresentarem características de campo muito semelhantes aos mármore Bairro da Serra, uma análise mais cuidadosa revela diferenças marcantes. A Formação Mina de Furnas apresenta camadas de menores espessuras, com contatos planos mais bem definidos, estratificações planoparalelas mais desenvolvidas e intercalações terrígenas e carbonáticas impuras mais expressivas. Também hospeda mineralizações sulfetadas polimetálicas de Pb-Zn-Ag do tipo Painéis (FLEISCHER, 1976).

As fácies carbonáticas mais representativas dessa unidade apresentam-se como metacalcarenito fino, cinza-escuro, com intensa estratificação planoparalela em camadas tabulares com contatos bem definidos de espessuras não ultrapassando 40 cm. Estratificação de ondas truncadas ocorre com frequência (Figura 4.28). Alternam-se com camadas centimétricas de filito carbonático e, eventualmente, metarenito, com colorações em tons de creme e estrutura maciça. Podem representar tanto depósitos formados por correntes turbidíticas de baixa concentração como depósitos relacionados à sedimentação pelágica-hemipelágica.

Outro conjunto de fácies identificado inclui alternâncias entre camadas submétricas de metarenito grosso a fino, com acamamento gradacional, camadas decimétricas de metacalcarenito fino e camadas centimétricas de metassiltito. Todas as litologias apresentam estratificação planoparalela. Representam turbiditos formados por correntes de alta densidade evidenciada pela predominância dos níveis Ta-b (BOUMA, 1962) sobre os demais (FALEIROS, 2000). Ocorrem níveis restritos com laminação cavalgante e ondulações de ondas truncadas. Essas estruturas indicam ambiente de deposição no alcance de ondas normais.

Também ocorrem bancos de metacalcário bandado com falhas lítricas e dobras convolutas. Esse nível pode ser correlacionado ao grupo de fácies BS-1 da Formação Bairro da Serra, quanto a ambientes deposicionais. Nas duas unidades, esses níveis ocorrem próximos à base das colunas estratigráficas.

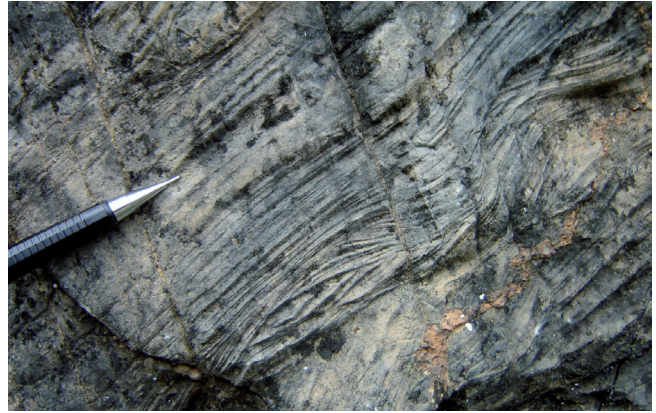


Figura 4.28 – Mármore calcítico cinza-escuro da formação Mina de Furnas, com estratificação de ondas truncadas; estrada entre Apiaí e Iporanga, proximidades da Mina de Furnas (Apiaí, SP).

4.1.2.4.5 Formação Serra da Boa Vista (MPbv)

A Formação Serra da Boa Vista apresenta contato aparentemente erosivo com a Formação Passa Vinete (sobrepota) e contato tectônico (empurrão) com a Formação Mina de Furnas (sotoposta). É dominada por metarenito fino rítmico, com camadas de espessura decimétrica a submétrica, com níveis de metassiltito e metarenito médio a conglomerático subordinados. A espessura das camadas varia pela unidade, ora dominando espessuras decimétricas, ora submétricas a métricas. Estruturas sedimentares, tais como estratificações planoparalela e cruzada cavalgante, estruturas de sobrecarga, turboglifos, marcas de sola retilíneas e estratificação gradacional normal ocorrem com frequência.

O ambiente interpretado para a deposição da Formação Serra da Boa Vista é um leque submarino de águas relativamente rasas, onde os turbiditos foram retrabalhados por ondas (PIRES, 1988). Os níveis de metassiltito (ardósia) normalmente apresentam abundantes porfiroblastos milimétricos e euédricos de cloritoide (sincinemático), indicando metamorfismo em condições de fácies xisto-verde.

4.1.2.4.6 Mármore de Apiaí (MPma)

O Mármore de Apiaí é recoberto pela Formação Serra da Boa Vista (MPbv) nos arredores da cidade de Apiaí. Nessa unidade predomina mármore calcítico cinza-escuro, com deformação tectônica intensa, frequentemente com níveis sulfetados, com raras estruturas sedimentares, em geral bem deformadas, tais como estratificações cruzadas. Apresenta camadas de diferentes espessuras e competências mecânicas que mostram diversos aspectos de dobramento por *buckling*. As camadas mais incompetentes são amoldadas entre as camadas mais competentes, as quais controlam o desenvolvimento do dobramento, característica importante de identificação dessa unidade (Figura 4.29).



Figura 4.29 – Mármore cinza-escuro dobrado (mármore de Apiaí); afloramento na cidade de Apiaí (SP), ao lado da estrada de ferro, próximo à rodoviária municipal.

4.1.2.4.7 Formação Passa Vinte (MPpv)

A Formação Passa Vinte está em contato concordante e interdigitado com a Formação Serra da Boa Vista (MPbv), na base, e em contato tectônico, no topo, com as fácies de turbiditos distais da Formação Gorutuba (MPg).

Nessa formação ocorrem mármore bandados calcíticos e dolomíticos, por vezes impuros, localmente com estruturas de esteiras algais, indicando deposição em águas bastante rasas. O mármore dolomítico apresenta cores cinza-claro a branca, diferenciando-se bastante em relação aos mármore cinza-escuro dominantes nas unidades carbonáticas do Grupo Lajeado. Observam-se laminações cruzadas de migração de ondas. Subordinadamente, ocorrem corpos de xisto carbonático, metamarga, metarenito e metassiltito (ardósia).

A Formação Passa Vinte representa um evento transgressivo em ambiente plataformal de águas rasas, com estruturas de planície de marés, como ondas truncadas, *wavys* e microssigmoides. Pires (1988) interpreta que a deposição se deu em leque submarino de águas relativamente rasas, onde os turbiditos foram retrabalhados por ondas

4.1.2.4.8 Formação Gorutuba (MPg)

A Formação Gorutuba compreende metarritmitos com estratos submilimétricos a centimétricos de metacalilito, metamarga, metassiltito, metarenito, metargilito e mármore. O acamamento sedimentar ou bandamento é dado pela alternância entre níveis de cores diferentes relacionadas a diferentes composições e/ou granulações (Figuras 4.30 e 4.31). Dominam rochas de cor cinza-escuro a cinza-médio esverdeado. Além do acamamento sedimentar, outras estruturas primárias compreendem laminações planoparalela e cruzada de baixo ângulo e dobras atectônicas concentradas em níveis decimétricos.

Os metarenitos mostram estratificações rítmicas e graduais típicas de turbiditos D e E, às vezes com laminações cruzadas cavalgantes. Os metapelitos indicam aumento da profundidade da água do mar em porções distais de leque submarino (PIRES, 1988). Nas regiões de contato com o Gabro de Apiaí, ocorre intenso metamorfismo de contato, com geração de anfibólio *hornfels*, onde cristais euédricos milimétricos de actinolita e/ou hornblenda se desenvolveram em orientação aleatória.

4.1.2.5. Formação Iporanga (NP3ipp)

Definida por Leonardos (1934), a Formação Iporanga ocorre em uma faixa estreita e alongada, balizada a noroeste pela Zona de Cisalhamento Figueira e, a



Figura 4.30 – Metamarga com acamamento milimétrico a centimétrico da formação Gorutuba; estrada entre Apiaí e Iporanga, proximidades do bairro Palmital (Apiaí, SP).



Figura 4.31 – Metamarga (*hornfels*) com acamamento milimétrico a centimétrico da formação Gorutuba, afetada por metamorfismo de contato relacionado à intrusão do gabro de Apiaí; estrada entre Apiaí e Iporanga; lavra de saibro próximo ao bairro Palmital (Apiaí, SP).

sudeste, em parte, pela Zona de Cisalhamento Agudos Grandes. Em parte, essa unidade assenta-se em discordância erosiva sobre a Formação Ribeirão das Pedras (CAMPANHA, 1991; CAMPANHA et al., 2008a).

A Formação Iporanga é constituída, principalmente, por metarritmitos, que englobam camadas de metassiltito (filito e ardósia), com clivagem ardosiana subparalela ao acamamento sedimentar. Ocorrem intercalações de camadas de metarenito, em geral arcoseano e sericitizado.

Afloramentos descritos na cidade de Iporanga e arredores consistem predominantemente de metapelitos rítmicos de baixo grau (ardósia), com bandamento centimétrico definido principalmente pela alternância de cores (amarelado, cinza-claro, arroxeadado, esbranquiçado), sugerindo ser reflexo da composição e não da granulagem, que se mostra em geral muito pouco variável (fração silte). Apesar da dominância desses litotipos, são comuns intercalações de camadas, por vezes mapeáveis em escala 1:100.000, de metaconglomerado polimítico (NPippcg). Localmente, ocorrem corpos de espessura métrica de rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas, exibindo cor roxa e pseudomorfos milimétricos de feldspato branco tabular sericitizado.

Várias associações de fácies entre os conglomerados polimíticos reconhecidas são descritas a seguir. Como as estruturas sedimentares se apresentam bem preservadas, preferimos omitir o prefixo 'meta' para facilitar a descrição dos litotipos.

- Bancos de conglomerado polimítico suportado pela matriz, com seixos bem arredondados a bem angulosos e, por vezes, facetados de arenito, quartzito, pelito, filito anteriormente deformado, granito milonítico e rochas vulcânicas de cor arroxeadada, com matriz arenosa e intercalações decimétricas de camadas de arenito médio arcoseano. Provavelmente, gerados por fluxo de detritos.
- Conglomerado polimítico, muito rico em seixos angulosos e fortemente alongados de pelito/filito, seixos arredondados e menos alongados de material ocre homogêneo muito alterado (provavelmente mármore) e blocos de metaconglomerado com matriz quartzosa aparentemente já metamórficos antes da deposição, em meio à matriz lamosa muito malselecionada. Provavelmente, gerados por fluxo de lama, e, em consequência, mais proximais em relação à fácies anteriormente descrita.
- Lamito conglomerático, com matriz roxa homogênea e seixos arredondados de pelito (intraclasto), que gradam, em direção ao topo, para lamito roxo, bandado, sem seixos; estes passam para arenito arcoseano com matriz argilosa.
- Conglomerado polimítico, sustentado pela matriz, com seixos arredondados a angulosos de granito milonítico, filito, arcóseo, arenito, quartzito e rochas vulcânicas de cor roxa (Figura 4.32), com intercala-

ções decimétricas lenticulares de arenito arcoseano fino a conglomerático, com topo em contato erosivo e estruturas de sobrecarga em relação ao conglomerado. Não é possível separar diferentes camadas de conglomerado, visto que os contatos só são vistos quando presentes essas intercalações de arenitos.

Campanha et al. (2008a) obtiveram idade U-Pb SHRIMP de 579 ± 34 Ma em zircões de rochas vulcânicas. Cristais de zircão extraídos de seixos de granito da brecha polimítica basal da unidade indicam 593 ± 15 Ma (U-Pb SHRIMP) como idade máxima para sedimentação da unidade.

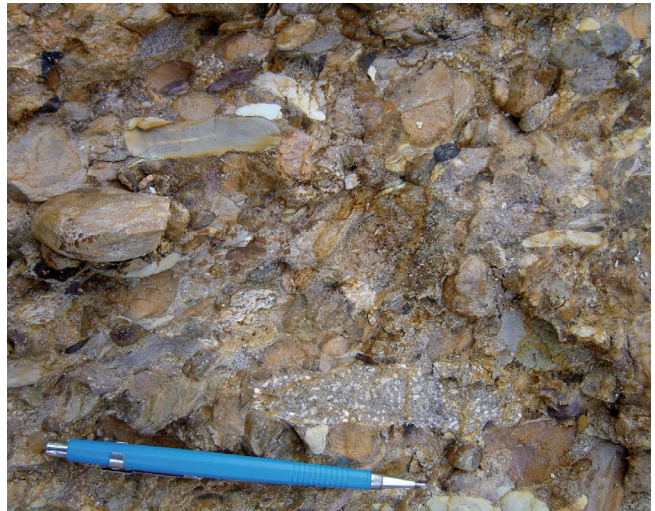


Figura 4.32 – Metaconglomerado polimítico da formação Iporanga; lavra de saibro na cidade de Iporanga (SP).

4.2 TERRENO CURITIBA

O Terreno Curitiba ocupa a porção centro-sul da Folha Apiaí, sendo limitado ao norte pela Falha da Lancinha (Figura 4.33), que o separa do Terreno Apiaí, e ao sul pela Zona de Cisalhamento Serra do Azeite, que o separa do Terreno Luís Alves. Compreende unidades de rochas metassedimentares agrupadas nas formações Capiru e Turvo-Cajati, rochas de embasamento gnáissico-migmatítico do Complexo Atuba e extenso magmatismo granítico brasileiro.

4.2.1 Complexo Atuba (PP2at)

4.2.1.1 Anfibólio Gnaisses Bandados (PP2atag)

O Complexo Atuba foi definido por Siga Júnior et al. (1995) em pedra homônima na Região Metropolitana de Curitiba (PR). Na Folha Apiaí, essa unidade ocorre em uma janela estrutural envolvida por rochas das formações Capiru e Turvo-Cajati. Apesar de apresentar certa variação

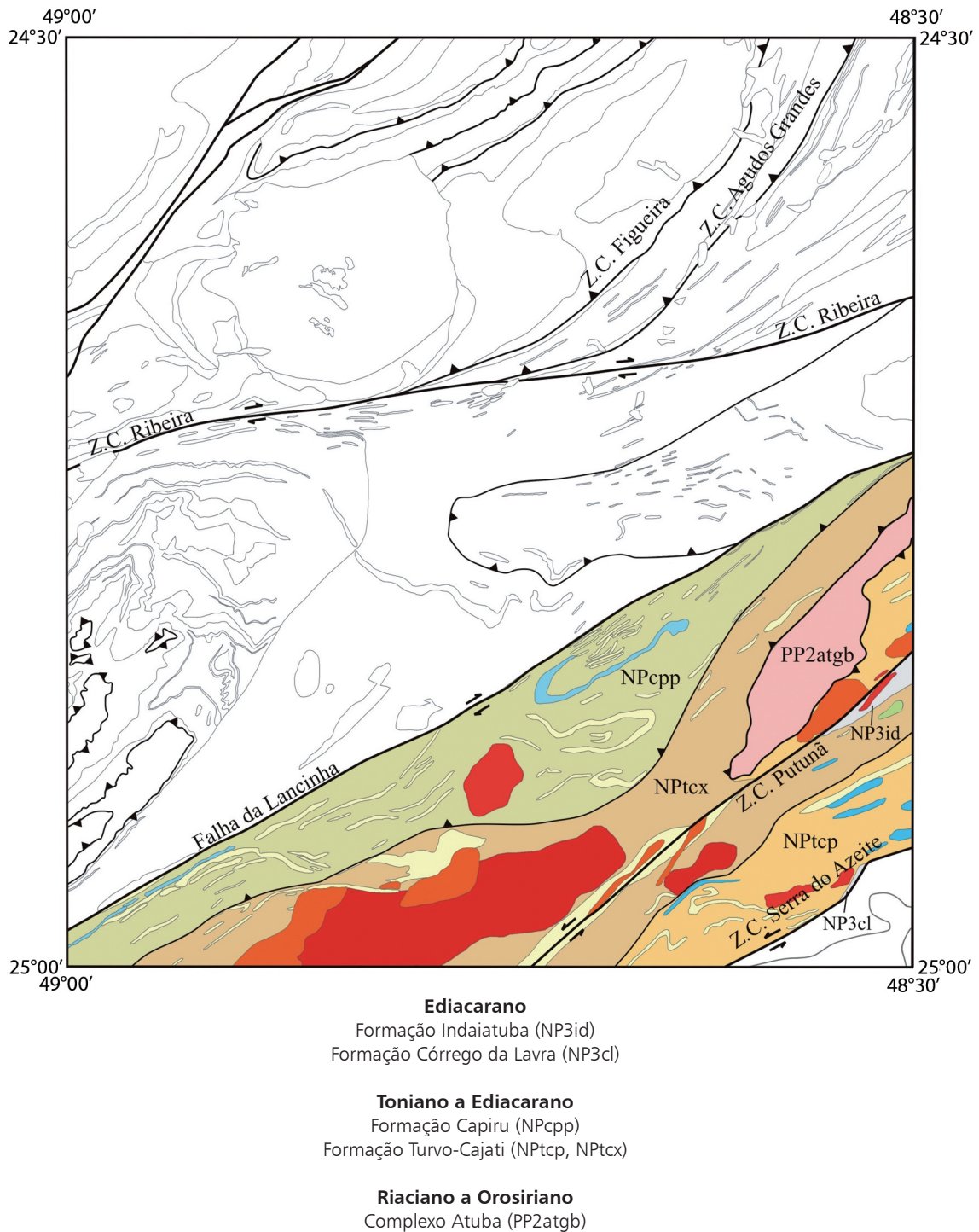


Figura 4.33 – Mapa geológico simplificado, ressaltando o terreno Curitiba e suas unidades internas.

litológica, não mapeável em escala 1:100.000, todos os litotipos foram agrupados em uma única unidade, composta por dois litotipos principais. O primeiro, observado no leito e nas margens do rio Pardo, corresponde a hornblenda-gnaiss bandado, formado por plagioclásio, quartzo, hornblenda, epidoto, clorita e biotita. O bandamento (Figura 4.34) é formado pela alternância entre leitões mesocráticos cinzentos, ricos em hornblenda e biotita, com lâminas milimétricas esbranquiçadas a raramente rosadas, formadas por quartzo e feldspato.

Comumente, esse bandamento se apresenta dobrado segundo padrão isoclinal com eixo sub-horizontal. São comuns bandas tabulares, sigmoidais ou *boudins* anfibolíticos (Figura 4.35), de granulação média a grossa, verde-escuro, com espessuras subdecimétricas, por vezes com estruturas típicas de diques preservadas. A ocorrência de porfiroclastos estirados, centimétricos, de hornblenda e feldspato, confere um aspecto de augengnaiss. Bandamento com leitões muito contínuos, porfiroclastos lenticulares assimétricos, forte estiramento

de leitos e veios de quartzo e quartzofeldspáticos deformados e incorporados à foliação indicam uma natureza milonítica para essa foliação.

O segundo litotipo consiste de gnaiss fino, verde-escuro, xistoso, composto por feldspato, quartzo, biotita, hornblenda e clorita, com bandamento subcentimétrico definido pela alternância entre leitos quartzofeldspáticos brancos a rosados e leitos de cor verde ricos em biotita, hornblenda e clorita. Ambos os leitos apresentam espessuras bastante contínuas e forte estiramento, indicando natureza milonítica para o bandamento.

Subordinadamente, ocorrem corpos de leucognaisse milonítico bandado a homogeneamente foliado.

4.2.2 Formação Capiru (NPcp)

Definida originalmente por Bigarella e Salamuni (1956a), a Formação Capiru aflora ao sul da Falha da

Lancinha como uma cunha alongada de direção NE-SW. Está representada por três litotipos principais, mapeáveis em escala 1:100.000: Metapelitos (filito rítmico, ardósia), Mármore e Micaxisto.

4.2.2.1 Metapelitos (NPcpp)

Unidade representada, principalmente, por ardósia e filito (metassiltito e metargilito), com fina laminação e bandamento sedimentar, com espessuras variando de submilimétrica a centimétrica, definidos pela alternância entre leitos de cor e/ou granulação diferentes (Figuras 4.36 e 4.37). Nos corpos de argilito predominam leitos micáceos de cor cinza-escuro (ricos em matéria orgânica) sobre leitos milimétricos amarelados, relativamente enriquecidos em quartzo e empobrecidos em matéria orgânica (Figura 4.36). Em rochas alteradas, alternam-se camadas de cores roxa, violácea, ocre, amarronzada,



Figura 4.34 – Ortognaiss bandado milonítico do complexo Atuba; leitos mesocráticos de composição tonalítica (ricos em biotita e hornblenda) e leucossomas brancos de composição granítica; bairro Três Canais (Adrianópolis, PR) (ponto SM-277).



Figura 4.36 – Metarritmito da formação Capiru, com intercalações entre camadas de metarenito (amarelo) e de metargilito (cinza-escuro); fazenda de reflorestamento da Rebrasa, bairro Pacas (Tunas, PR).



Figura 4.35 – Camada de anfibolito boudinada em ortognaiss do complexo Atuba; bairro Três Canais (Adrianópolis, PR) (ponto SM-277).

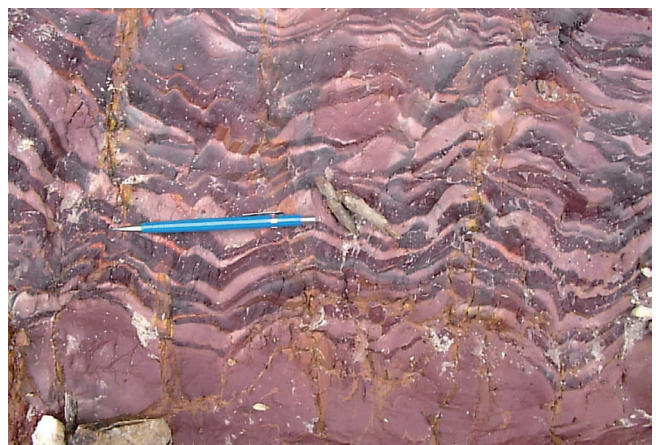


Figura 4.37 – Metarritmito intemperizado da formação Capiru (ponto SM-349B).

amarelada e esbranquiçada (Figura 4.37), como reflexo de variações composicionais importantes, não necessariamente associadas a variações granulométricas.

O filito apresenta granulação muito fina, brilho sedoso, cores cinza-médio prateado, cinza-claro e amarelado, duas clivagens metamórficas e uma laminação sedimentar milimétrica. Intercalações de quartzito fino a médio, esbranquiçado (NPcqq), por vezes não mapeáveis na escala de trabalho, ocorrem com frequência. Em afloramentos localizados, ocorrem transições entre filito, microconglomerado suportado por matriz muito fina sericítica e microconglomerado com clastos milimétricos bem arredondados e selecionados em meio à matriz quartzosa muito fina.

Litotipos raros compreendem corpos restritos de cloritoide-xisto, verde-escuro (80-90% de cloritoide), com bandamento milimétrico de espessura muito contínua; corpos de cianitito cinza-médio, laminado, com cristais aciculares de cianita milimétrica dispostos radialmente nos planos do acamamento sedimentar, e formações ferríferas bandadas fácies hematita.

Estruturas primárias, além do acamamento sedimentar, são representadas por estratificações cruzadas de pequeno porte.

Estruturas tectônicas compreendem uma clivagem ardosiana penetrativa, subparalela ao acamamento sedimentar, e uma clivagem de crenulação espaçada oblíqua. Ocasionalmente, observam-se dobras decimétricas com plano axial perpendicular à foliação principal.

Localmente, ocorrem superfícies S com indicação do movimento destrai.

Muscovita, quartzo e clorita representam a associação metamórfica principal, indicando metamorfismo em fácies xisto-verde, zona da clorita. Uma associação observada localmente consiste de cianita, mica branca e cloritoide, indicando condições de pressão no mínimo intermediárias.

São comuns fraturas e níveis milimétricos preenchidos por manganês.

4.2.2.2 Mármore (NPcpm)

Essa unidade está representada por pequeno corpo dobrado, limitado ao norte pela Zona de Cisalhamento Lancinha, além de lentes inseridas na Unidade Metapelítica (NPcppm). Consiste de mármore cinza-claro a branco, em geral calcarenítico, com acamamento sedimentar de espessura centimétrica a métrica, com intercalações frequentes de bandas e lentes de quartzito, muscovita-quartzito e sericita-quartzo-filito, geralmente em contatos bruscos. Internamente às camadas, ocorrem termos mais maciços (calcário mais puro) e bastantes estratificados/laminados (ricos em impurezas de quartzo).

Estruturas sedimentares, tais como laminação planoparalela e cruzada de baixo ângulo e pequeno porte, ocorrem internamente às camadas, tanto de mármore como nas intercalações terrígenas. O acamamento co-

mumente encontra-se estirado, boudinado e, por vezes, dobrado.

4.2.2.3 Unidade de Xisto (NPcpx)

Essa unidade é formada por micaxistos por vezes com intercalações de corpos de filito e quartzito (NPcpxq) e se diferencia da Unidade Metapelítica (NPcpp), principalmente, por metamorfismo e deformação ligeiramente mais intensos e escassez de intercalações de rochas carbonáticas. Os micaxistos compreendem, predominantemente, quartzo-muscovita-xisto, sericita-xisto e quartzo-biotita-muscovita-xisto, com intensa deformação resultante de tectônica de cavalgamento de baixo ângulo. Mostram-se geralmente muito alterados, com cor marrom-avermelhada. São comuns dobras suaves e níveis finos manganíferos.

4.2.3 Formação Turvo-Cajati (NPtc)

Definida originalmente por Silva et al. (1981) como sequência, foi posteriormente redefinida como Formação Turvo-Cajati por Perrotta et al. (2005).

Neste trabalho, foram cartografadas duas unidades litoestratigráficas principais.

4.2.3.1 Unidade Paragnáissica (NPtcp)

Constituída, predominantemente, por paragnáisses e micaxistos grossos migmatíticos (Figuras 4.38 e 4.39), com bandamento geralmente lenticularizado e difuso definido pela alternância entre leitões mesocráticos formados por biotita, silimanita e granada, leucossomas formados por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio e bandas subcentimétricas silimaníticas. São comuns veios lenticulares graníticos hololeucocráticos, de espessura centimétrica, concordantes a subconcordantes com a foliação principal, além de veios ricos em muscovita milimétrica euédrica e bolsões pegmatíticos (Figura 4.38) ricos em muscovita e turmalina, paralelos ou discordantes da estrutura da rocha. Também ocorrem variações compostas por micaxistos grossos homogêneos.

Dentro dessa unidade foram cartografadas intercalações de corpos lenticulares de rochas carbonáticas com espessura entre 200 e 1.800 m, compreendendo mármore e rochas calcissilicáticas (NPtcpm). As rochas calcissilicáticas são litologicamente bastante variadas: (i) mármore impuro bandado, com alternância entre leitões centimétricos ora cinzentos, formados principalmente por calcita e subordinadamente quartzo, ora esverdeados, formados por clinopiroxênio, feldspato potássico e quartzo; (ii) xisto carbonático, com bandamento definido pela alternância entre leitões cinzentos dominantes constituídos por epidoto, hornblenda, quartzo e biotita, leitões subcentimétricos rosados, formados por quartzo, feldspato e epidoto, e leitões esverdeados ricos em epidoto; (iii) para-anfibolito, médio a fino, negro, com bandas quart-



Figura 4.38 – Paragneisse com leucossomas graníticos e bolsões pegmatíticos da unidade paragnáissica da formação Turvo-Cajati; serra da Bironha, leito da estrada vicinal entre o km 553 da rodovia BR-116 e Barra do Turvo (SP).



Figura 4.39 – Aspecto microscópico de silimanita-granada-biotita-paragneisse da unidade paragnáissica da formação Turvo-Cajati (notar porfiroblastos de granada (porção inferior da fotomicrografia) e agregado de silimanita prismática (lado superior direito da fotomicrografia)).

zofeldspáticas brancas milimétricas; (iv) para-anfibolito grosso, verde, rico em granada centimétrica e clinopiroxênio; (v) hornblenda-gnaiss calcissilicático.

Dois variações de mármore foram identificadas. A mais abundante compreende mármore dolomítico cinza-claro a branco, fortemente recristalizado, com acamamento de espessura centimétrica a métrica, localmente com lâminas ricas em biotita definindo uma estratificação planoparalela interna às camadas, com intercalações métricas de micaxisto e rochas calcissilicáticas granatíferas (metamarga). Nos planos de acamamento observa-se uma lineação de estiramento mineral definida pelo alongamento preferencial de micas. A variação menos abundante corresponde a mármore calcítico rosa-esverdeado, com acamamento e laminação ondulada semelhante a estruturas de esteiras algais.

Também foram cartografadas dentro dessa unidade lentes de quartzito com espessuras entre 100 e 400 m (NPtcpq), correspondendo a quartzito esbranquiçado, fino, com acamamento sedimentar centimétrico e laminação interna. Os paragneisses apresentam tendência de enriquecimento em quartzo nas proximidades dos contatos com corpos de quartzito, sugerindo transição de ambientes de deposição.

4.2.3.2. Unidade de micaxistos de baixo a médio grau (NPtcx)

Predominam nessa unidade corpos de micaxisto fino ou filito (Figura 4.40), de cor cinza-escuro, formados por biotita, muscovita, quartzo e clorita, usualmente com porfiroblastos de granada milimétrica disseminada e, localmente, estaurólita (Figura 4.41). A estrutura principal consiste de xistosidade anastomosada de natureza milonítica e bandamento milimétrico a centimétrico, onde se alternam leitões mais quartzosos e mais micáceos, além de porções restritas ricas em muscovita milimétrica. São comuns intercalações de camadas métricas de quartzito fino bandado e laminado, camadas ricas em biotita e porções quartzofeldspáticas irregulares com turmalina idiomórfica. Também ocorre, subordinadamente, micaxisto médio a grosso, prateado, com muscovita milimétrica euédrica orientada segundo a xistosidade principal, além de bandas quartzofeldspáticas muito ricas em muscovita. Duas lentes maiores de mármore e rochas calcissilicáticas foram cartografadas (NPtcxm).

Algumas lentes de quartzito são mapeáveis na escala de trabalho (NPtcxq), com destaque para a lente alongada de direção NE e espessura média em torno de 1.200 m seguindo a Zona de Cisalhamento Putunã. Essa lente inclui corpos de quartzito puro, sericita-quartzito e quartzo-xisto fino, miloníticos. Predomina quartzito fino rítmico com acamamento centimétrico e laminação com

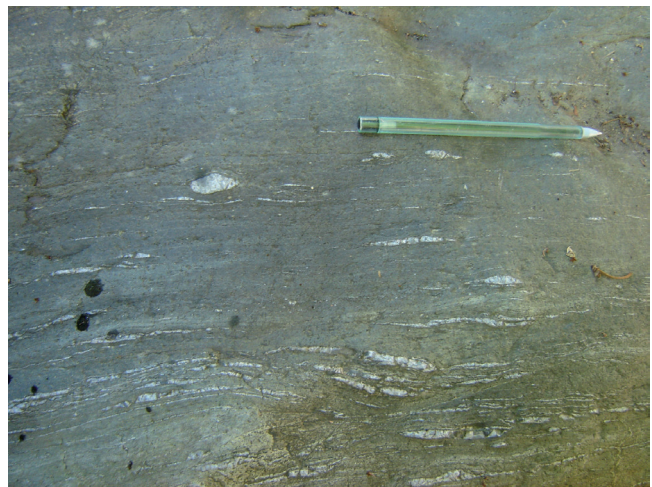


Figura 4.40 – Filito milonítico da unidade de micaxistos da formação Turvo-Cajati, na zona de cisalhamento Putunã (notar uma foliação SC sinistral).



Figura 4.41 – Porfiroblastos de granada (centro) e estaurolita (cristais menores dispersos) em filito milonítico da unidade de micaxistos da formação Turvo-Cajati, na zona de cisalhamento Putunã.

leitos de espessuras bastante contínuas, embora em padrão anastomosado. O bandamento primário é marcado pela alternância entre leitos de granulação e coloração contrastantes, com variações entre branco, amarronzado, rosado e negro (Figura 4.42). Os leitos negros apresentam menor granulação, sendo mais enriquecidos em micas. Localmente, alguns leitos apresentam grânulos e seixos indicando camadas pouco espessas de conglomerado. Apresentam superposição de uma xistosidade lenticularizada milonítica com intensa lineação de estiramento mineral, além de dobras abertas a fechadas aproximadamente simétricas, com plano axial subvertical paralelo ao acamamento geral e eixo sub-horizontal.

Também são comuns corpos de sericita-quartzito fino, de cores cinza-escuro a cinza-esverdeado, com bandamento difuso e anastomosado.

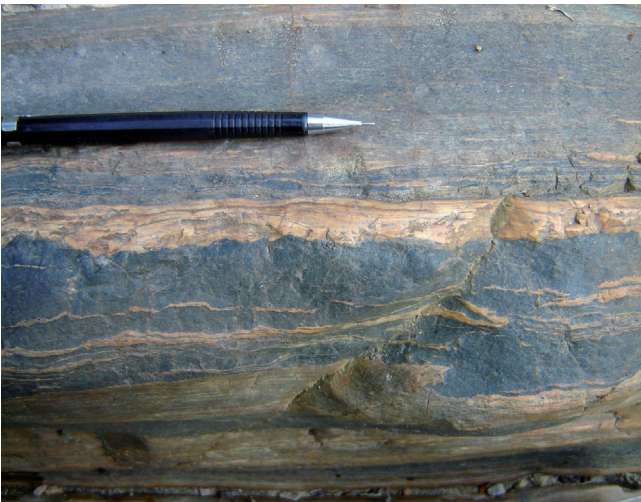


Figura 4.42 – Quartzito bandado da unidade de micaxistos da formação Turvo-Cajati.

Ao longo da Zona de Cisalhamento Putunã, essa unidade apresenta, notadamente, abundantes intrusões de pequenas dimensões, não mapeáveis na escala de trabalho, de biotita-muscovita-granito leucocrático a holo-leucocrático, róseo, milonitizado.

Vasconcelos et al. (1999) consideram que o ambiente de deposição da Formação Turvo-Cajati seja marinho plataformar, de águas não muito profundas, com importante contribuição carbonática. Segundo os autores, os primeiros ciclos de sedimentação tiveram início com a formação da plataforma carbonática de águas rasas com restritas faixas arenosas litorâneas, evoluindo para sedimentação terrígeno-pelítica, onde o ambiente tectônico é de difícil caracterização.

Dados geocronológicos recentes indicam idades próximas ao pico metamórfico (em alto grau) associado à anatexia de 589 ± 12 Ma (datações químicas em monazita metamórfica) (FALEIROS, 2008; FALEIROS et al., 2011) e época relacionada à fase final de resfriamento do último evento metamórfico de 555 ± 4 Ma (idades ^{40}Ar - ^{39}Ar em biotita de paragneisse milonítico) (FALEIROS et al., 2011). Idades U-Pb (LA-ICP-MS) em zircões detríticos presentes em quartzitos indicam idade máxima de sedimentação no Toniano (CAMPANHA e FALEIROS, dados inéditos).

4.2.4 Formações Indaiatuba (NP3id) e Córrego da Lavra (NP3cl)

As formações Indaiatuba e Córrego da Lavra, definidas neste trabalho, consistem de bacias de transição Proterozoico-Fanerozoico (TEIXEIRA, 2000), aparentemente desenvolvidas ao longo de falhas transcorrentes. Suas geometrias sugerem que são do tipo *pull-apart*, embora essa questão mereça estudos detalhados posteriores.

A Formação Indaiatuba, descrita no bairro Indaiatuba (Barra do Turvo, SP), ocorre no domínio da Zona de Cisalhamento Putunã, de natureza transcorrente sinistral, estando em contato com leucogranitos peraluminosos miloníticos e paragneisses de alto grau da Formação Turvo-Cajati. A primeira descrição de uma ocorrência relacionada a essa unidade deve-se a Teixeira e Negri (2003). É formada, predominantemente, por metapelito rítmico (ardósia), com acamamento sedimentar centimétrico e cor violácea a roxa ou porcelânica. O metapelito apresenta uma clivagem ardosiana subvertical bem marcada, subparalela ao acamamento sedimentar, e intercalações de camadas de arenito arcoseano esbranquiçado, de granulação variando transicionalmente de grossa a fina. As camadas de arenito, localmente, constituem-se de fragmentos angulosos e fortemente irregulares, centimétricos a decimétricos, de metapelito. Esses litotipos estão em contato com camada de dezenas de metros de espessura de rocha vulcânica félsica brechada com fenocristais de quartzo em matriz afanítica amarronzada (riolito). Nos arredores da unidade ocorrem diques de riolito porfirítico com fenocristais de quartzo e feldspato róseo.

A Formação Córrego da Lavra ocorre associada à Zona de Cisalhamento Serra do Azeite, que separa os terrenos Curitiba e Luís Alves. É formada, essencialmente, por metapelito rítmico silto-argiloso (ardósia) de cores cinza a violácea, com foliação principal definida por clivagem de crenulação com bandamento milimétrico a submilimétrico diferenciado associado.

4.3 TERRENO LUÍS ALVES

Uma pequena porção do Terreno Luís Alves ocorre no extremo-sudeste da Folha Apiaí (Figura 4.43). Esse terreno inclui rochas gnáissicas do Complexo Serra Negra e granitoides sin- e pós-colisionais intrusivos.

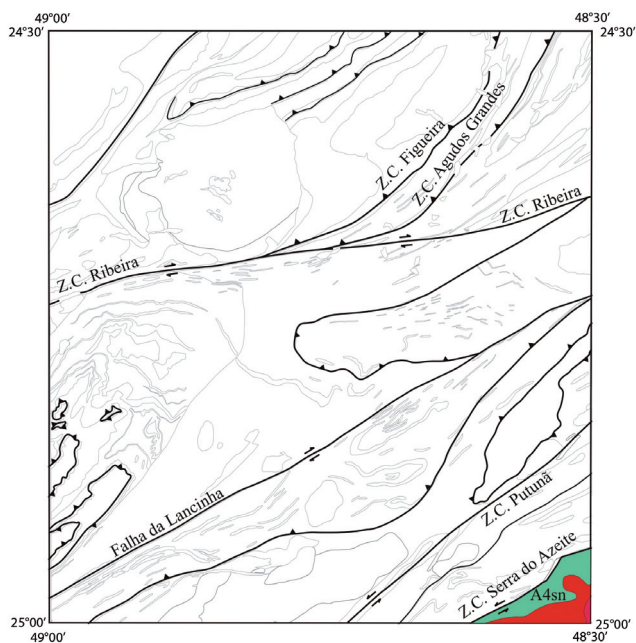


Figura 4.43 – Mapa geológico simplificado, ressaltando o terreno Luís Alves.

Nota: A4sn = Complexo Serra Negra.

4.3.1. Complexo Serra Negra (A4sn)

O Complexo Serra Negra foi definido por Silva e Algarte (1981a, 1981b). Compreende, principalmente, rochas de composição básica a intermediária, muitas vezes com características aparentemente ígneas. Embora frequentemente seja difícil saber ao certo a natureza da rocha (ígneas não metamorfizadas ou metamorfizadas), em alguns casos efeitos de metamorfismo em fácies anfibolito e granulito e migmatização são bem evidentes.

O litotipo principal descrito em campo consiste de hornblenda-gnaiss básico, cinza-escuro, de granulacão fina a média, que pode apresentar foliação definida por orientação preferencial de forma dos minerais, sem bandamento diferenciado bem formado, ou bandamen-

to gnáissico milimétrico a centimétrico, de espessura bastante contínua, em leitos individuais, com alternância entre leitos anfibolíticos de cor cinza-escuro e leitos anortosíticos esbranquiçados (Figura 4.44).

Feições indicativas de migmatização observadas incluem bandas irregulares e bolsões leucossomáticos de composição tonalítica, que podem ser paralelas ou discordantes do bandamento gnáissico, e bolsões pegmatoides hololeucocráticos tipicamente truncando a foliação. Localmente, o bandamento gnáissico aparece dobrado em padrão isoclinal intrafolial.

Alguns corpos anfibolíticos alongados, de espessuras centimétricas a métricas, truncam o bandamento gnáissico, embora apresentem foliação interna de maneira geral concordante. Também ocorrem variações estruturais dos anfibolitos com termos isótipos a pouco foliados e, mais raramente, com texturas blastoporfíricas, onde cristais centimétricos de feldspato encontram-se envolvidos por matriz fina a muito fina, rica em hornblenda e biotita.

Por vezes, ocorrem corpos tabulares intrusivos, de espessuras métricas, constituídos por granitoide blastoporfírico, protomilonítico, com megacristais centimétricos de feldspato róseo tabular. A foliação principal, de natureza milonítica, está associada a forte estiramento de minerais, o que confere uma intensa lineação.



Figura 4.44 – Gnaiss básico do complexo Serra Negra; alternâncias entre bandas anfibolíticas (cinza-escuro) e anortosíticas (branco); km 551 da rodovia Régis Bittencourt (BR-116).

Outras variações litológicas incluem ortognaise granítico leucocrático, branco a cinza-claro, grosso, bastante heterogêneo, embora não bandado, com intensa foliação definida pela orientação de forma dos minerais. Bandas, enclaves e bolsões irregulares constituídos por rocha anfibolítica grossa ocorrem frequentemente. Também ocorrem corpos intrusivos de granitoides brancos, hololeucocráticos, isotropos a pouco foliados.

Ao longo da Zona de Cisalhamento Serra do Azeite, ocorre expressivo corpo de centenas de metros de espessura, constituído, predominantemente, por anfibolito fino a médio, negro, homogêneo, foliado a pouco foliado. Nas proximidades da zona de cisalhamento, os corpos de anfibolito se alternam com camadas e lentes pouco espessas (decímetros a metros), heterogeneamente cisalhadas, de filito, formação ferrífera fácies magnetita, rochas metavulcanossedimentares metamorfizadas em fácies xisto-verde inferior e rochas graníticas róseas. À exceção dos corpos graníticos, as demais intercalações aparentemente são exóticas (FALEIROS, 2008).

No interior da Zona de Cisalhamento Serra do Azeite ocorre uma faixa, de centenas de metros de espessura, constituída por hornblenda-gnaiss cinza-esverdeado, milonítico a ultramilonítico, bandado e laminado, onde leitões ricos em hornblenda e, subordinadamente, biotita, alternam-se com leitões quartzofeldspáticos. O bandamento milonítico se apresenta dobrado segundo padrão isoclinal com eixo sub-horizontal paralelo à lineação de estiramento. Em lâmina petrográfica, observam-se porfiroclastos lenticulares de feldspato como pseudomorfo totalmente sericitizados/saussuritizados, envolvidos por matriz recristalizada de granulação média, composta por *ribbons* de quartzo em leitões muito contínuos, alternados por leitões ricos em hornblenda, epidoto e feldspato (sericitizado/saussuritizado). A hornblenda é metamórfica, encontra-se em equilíbrio e orientada na foliação milonítica, indicando uma milonitização em fácies anfibolito. Localmente, ocorrem leitões ricos em clorita tardia, indicando retrometamorfismo em fácies xisto-verde inferior.

4.4 MAGMATISMO NEOPROTEROZOICO

O magmatismo neoproterozoico na Folha Apiaí é constituído, principalmente, por vários corpos graníticos (Figura 4.45), essencialmente ediacaranos, com dimensões e formas variadas (diques, *stocks* e batólitos). Entretanto, o Gabro de Apiaí é representante único de um magmatismo básico toniano, ainda sem correlações regionais.

4.4.1 Gabro de Apiaí (NP1δa)

O Gabro de Apiaí (MORGENTAL et al., 1975) intruiu a porção superior do Grupo Lajeado, estando em contato com as formações Gorutuba (MPg), Serra da Boa Vista (MPbv) e Passa Vinte (MPpv).

É composto por gabro, microgranogabro ou diabásio formados por clinopiroxênio e ortopiroxênio (augita e hiperstênio) e plagioclásio (andesina e labradorita). Minerais opacos ocorrem como acessórios. Apresenta leve alteração hidrotermal, com hornblenda e biotita desenvolvidas nas bordas de augita e hiperstênio. Apresenta teores de 49 a 52% de SiO₂ e pode ser classificado como de filiação toleítica com base nos teores de FeO₂, MgO e (Na₂O ± K₂O). Os óxidos e elementos traços mostram características similares às dos basaltos de cadeias meso-oceânicas (FRASCÁ et al., 1997).

O Gabro de Apiaí provocou metamorfismo de contato nas rochas encaixantes, principalmente em metarritmitos da Formação Gorutuba.

Campanha et al. (2009, 2010) obtiveram idade U-Pb SHRIMP em zircão ígneo de 877 ± 8 Ma, interpretada como idade de cristalização do corpo. Esses dados contradizem uma idade U-Pb em frações de zircão e mo-

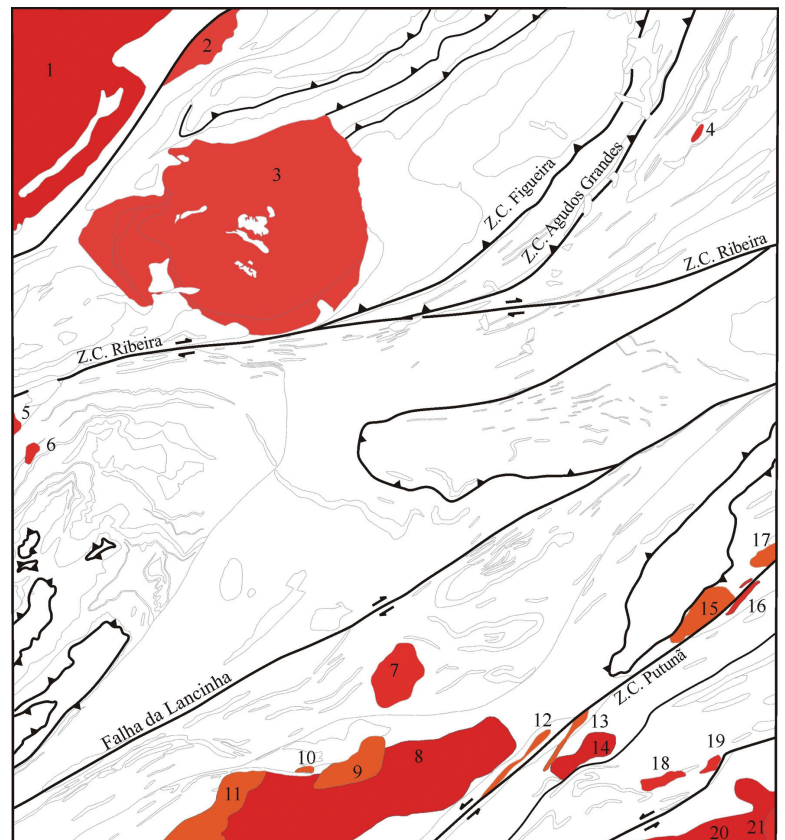


Figura 4.45 – Mapa com plútons graníticos brasileiros da folha Apiaí. 1 – Barra do Chapéu; 2 – Apiaí; 3 – Itaoca; 5 – Varginha; 7 – Banhado; 21 – Alto Turvo.

9-13, 15, 17 – Leucogranitos peraluminosos indiscriminados.

4, 6, 8, 14, 18, 19, 20 – Indiscriminados química e tectonicamente.

nazita de 617 ± 4 Ma obtidas anteriormente por Hacks-paker et al. (2000).

4.4.2 Granito Barra do Chapéu (NP3 γ 11bc)

O Granito Barra do Chapéu (BISTRICHI et al., 1985) aflora no limite noroeste da Folha Apiaí (Figura 4.45). Esse plúton faz parte do Batólito Três Córregos, com dimensão acima de uma centena de quilômetros. O litotipo dominante consiste de granito porfirítico róseo a cinza, com megacristais de feldspato alcalino róseo. Ocorrem termos isótopos (Figura 4.46) e foliados (Figura 4.47). Apresenta índice M de aproximadamente 15%, com hornblenda e biotita representando os principais minerais máficos. A mineralogia essencial compreende plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. Titanita, apatita, epidoto, alanita, zircão, magnetita e sulfetos são os acessórios principais. A composição modal varia de sienogranítica a granodiorítica. Uma amostra descrita em lâmina apresentou composição monzogranítica (Figura



Figura 4.46 – Fácies porfirítica isótopa do granito Barra do Chapéu (notar enclave microgranular cinza-escuro (diórítico)).



Figura 4.47 – Fácies porfirítica foliada do granito Barra do Chapéu.

4.48). Enclaves microgranulares máficos centimétricos (Figura 4.46), de cor cinza-claro a cinza-escuro e composição diórítica são frequentes. Ocorrem, ainda, veios e bolsões aplíticos e pegmatíticos. Também ocorrem fácies miloníticas e cataclásicas, geralmente associadas a forte alteração hidrotermal.

O Granito Barra do Chapéu apresenta corpos mapeáveis de micaxisto, rochas calcissilicáticas e anfibolitos, interpretados como tetos pendentes, e xenólitos da Formação Água Clara.

Segundo Prazeres Filho (2005), o Granito Barra do Chapéu pertence à série calcialcalina de alto potássio expandida (SiO_2 entre 60 a 70%), do tipo I, e compreende rochas metaluminosas a fracamente peraluminosas.

Gimenez Filho et al. (2000) obtiveram idade U-Pb (ID-TIMS, zircões) de 610 ± 3 Ma em granito leucocrático foliado da borda do maciço, enquanto Prazeres Filho (2005) obteve idades U-Pb (ID-TIMS, zircão) de 611 ± 1 Ma, 589 ± 4 Ma e 589 ± 4 Ma em monzogranito e quartzo-monzonito porfirítico.

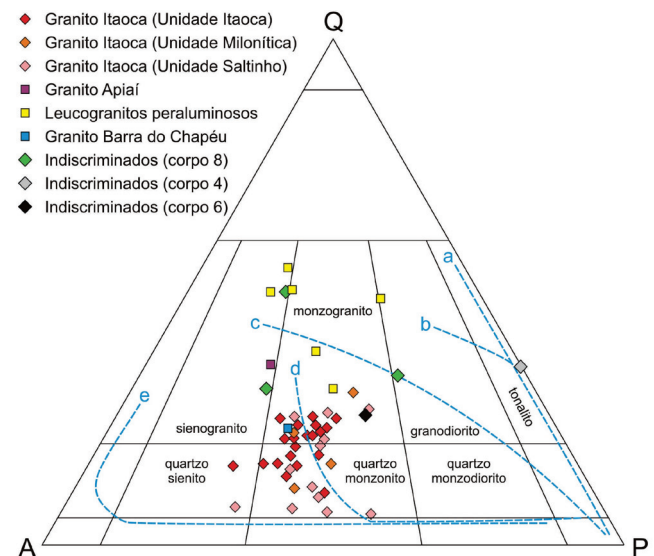


Figura 4.48 – Diagrama QAP, com amostras da folha Apiaí. Fonte: Streckeisen (1976).

Nota: Dados do granito Itaoca compilados de Mello e Bertencourt (1998); séries granitoides (Lameyre e Bowden, 1982; Bowden et al., 1984).

a = toleítica; b = calcialcalina ou trondhjemítica; c = calcialcalina; d = subalcalina monzonítica ou shoshonítica; e = alcalina e peralcalina.

4.4.3 Granito Apiaí (NP3 γ 21ap)

Ocorre na porção norte da área mapeada, a oeste da cidade de Apiaí. Apresenta cerca de 68 km² e forma alongada segundo direção NE, acompanhando a Zona de Cisalhamento Quarenta-Oitava. Predomina hornblenda-biotita-granito maciço, porfirítico, com megacristais anédricos de feldspato potássico róseo, imersos em ma-

triz cinza. Os acessórios são representados por titanita, alanita, epidoto e óxidos. São granitos quimicamente indiferenciados, de colocação tardicolisional.

Hackspacher et al. (2000) obtiveram idade U-Pb de 605 ± 3 Ma para a cristalização desse granito.

4.4.4 Granito Itaoca (NP3γ2lia,b,c,d,e)

O Granito Itaoca foi estudado em detalhe por Mello (1995). Esse plúton compreende rochas metaluminosas correlacionáveis à série calcialcalina de alto potássio, de natureza tardi- a pós-orogênica, do tipo I Cordilherano.

Mello (1995) caracterizou cinco associações de fácies magmáticas principais no maciço, denominadas neste trabalho pelas letras *a* a *e*. Mello (1995) agrupou essas fácies em três unidades principais: Itaoca (fácies *a*), Milonítica (fácies *b*) e Saltinho (fácies *c* a *e*). As unidades Itaoca e Saltinho se distinguem basicamente pela cor – cinzenta a amarronzada na primeira e rosa na segunda. A Unidade Milonítica representa a Unidade Itaoca heterogeneamente deformada/milonitizada na Zona de Cisalhamento Ribeira.

A Unidade Itaoca (fácies *a*) representa cerca de 70% da área do batólito e aflora principalmente nas partes central e leste do plúton. É constituída por monzogranito, quartzo-monzonito e, localmente, quartzo-sienito (Figura 4.48), de cor cinza a levemente amarronzada, e estrutura maciça (Figura 4.49), embora ocorram tipos suborientados. Apresenta textura porfirítica com megacristais de feldspato potássico (7 a 20 mm) idiomórficos a hipidiomórficos, cinzentos ou amarronzados, distribuídos em matriz de granulação média (3 a 6 mm), na qual se associam feldspatos, quartzo e minerais máficos. Os três tipos composicionais apresentam variações melanocráticas. A mineralogia essencial é composta por oligoclásio, feldspato alcalino, biotita, hornblenda e quartzo. Apatita, titanita, alanita e zircão ocorrem como acessórios. Biotita e hornblenda alcançam até 12 e 8% em volume, respectivamente.

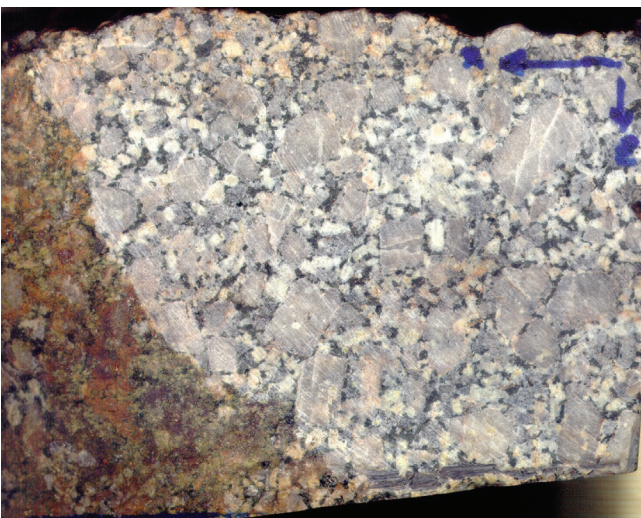


Figura 4.49 – Fácies porfirítica isótropa (*a*) do granito Itaoca.

A Unidade Milonítica (fácies *b*) ocorre na borda sul do plúton, na região de influência da Zona de Cisalhamento Ribeira. Representa cerca de 10% da área do plúton. Compreende monzogranito e quartzo-monzonito foliados a gnáissicos, protomiloníticos a miloníticos, de cor cinzenta a rósea, em geral com orientação preferencial de forma de megacristais de feldspato (8 a 20 mm). A matriz apresenta estrutura foliada e granulação média a grossa. Além de feldspatos (oligoclásio e feldspato potássico) e quartzo, hornblenda e biotita geralmente são essenciais. Minerais acessórios compreendem titanita, apatita, epidoto e magnetita. No interior da Zona de Cisalhamento Ribeira, ocorrem protomilonitos com xenólitos de rochas metassedimentares previamente milonitizadas (FALEIROS e CAMPANHA, 2004; FALEIROS et al., 2007), conferindo aspecto gnáissico às rochas miloníticas. Essa feição sugere que a zona de cisalhamento já estava ativa antes da colocação do plúton.

A fácies *c* (Unidade Saltinho) inclui duas variações principais, sendo uma constituída por biotita-hornblenda-monzogranito róseo, equigranular a inequigranular médio; outra por hornblenda-biotita-monzogranito a quartzo-monzonito hololeucocrático, rosa-esbranquiçado, equigranular a inequigranular médio. A estrutura é isótropa a fracamente foliada. Localmente, raros megacristais de feldspato potássico (4 a 12 mm) destacam-se da matriz de granulação fina a média (1 a 6 mm), constituída por quartzo, plagioclásio e máficos. Ao microscópio, a mineralogia da rocha é formada por quartzo, biotita, microclínio, oligoclásio, hornblenda e minerais acessórios, como titanita, magnetita, epidoto, clorita, apatita e zircão.

A fácies *d* (Unidade Saltinho) compreende hornblenda-biotita-quartzo-monzonito mesocrático róseo a levemente esbranquiçado, fino, inequigranular a porfirítico (cristais maiores de feldspato potássico), isótropo a suborientado. Alguns cristais de feldspato potássico alcançam 8 mm de diâmetro maior. A composição mineralógica compreende quartzo, hornblenda, oligoclásio, microclínio, biotita e minerais acessórios como titanita, magnetita e hidróxidos de ferro.

A fácies *e* (Unidade Saltinho) consiste de biotita-hornblenda-quartzo-monzonito a quartzo-sienito róseo, isótropo a suborientado, inequigranular, grosso a médio, com variações porfiríticas de granulação fina a média. Comumente, apresentam megacristais de feldspato potássico (5 a 10 mm) dispersos em matriz de granulação fina a média (2 a 5 mm), composta por plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. Ao microscópio, a mineralogia essencial é constituída por quartzo, microclínio, oligoclásio-albita, biotita, hornblenda. O teor de hornblenda alcança até em torno de 20%. Alanita, titanita, magnetita e apatita ocorrem como acessórios.

Salazar et al. (2008) obtiveram idade U-Pb SHRIMP em zircão de 623 ± 10 Ma para amostra de granito da fácies *a*, interpretada como idade de cristalização do plúton.

4.4.5 Granito Varginha (NP3 γ 3Ava)

Apenas uma pequena parte de sua borda nordeste aparece no limite centro-oeste da Folha Apiaí. Compreende rochas graníticas leucocráticas de granulação grossa, equigranular ou porfírica, nessa última com fenocristais de microclínio. Quanto à composição, essas rochas se classificam como monzonito, monzodiorito e granodiorito. Biotita representa o principal mineral máfico.

4.4.6 Granito Banhado (NP3 γ ba)

Consiste de pequeno *stock* granítico elipsoidal alongado segundo direção NNE, provavelmente pós-colisional, intrudido na unidade metapelítica da Formação Capiru (NPc_{pp}). Macroscopicamente, foi descrito como granito isótropo, leucocrático, amarronzado a acinzentado, com fenocristais de feldspato alcalino, com dimensões entre 0,2 e 0,5 mm, em meio a matriz equigranular média composta por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita disseminada. Ao microscópio, observam-se, essencialmente, quartzo, microclínio, ortoclásio e oligoclásio, além de biotita, muscovita, zircão, apatita, titanita e minerais opacos como acessórios; clorita, sericita e epidoto, como minerais secundários. Nas zonas de borda do plúton, ocorrem rochas foliadas, com indícios microestruturais de deformação em estado sólido. Enclaves ou tetos pendentes representados por andaluzita *hornfels* de protólito relacionado à Formação Capiru foram identificados no interior do plúton.

4.4.7 Granito Alto Turvo (NP3 γ 3Aat)

O Granito Alto Turvo faz parte da Província Graciosa, de Gualda e Vlach (2007a, 2007b, 2007c), tida como formada por plútons graníticos alcalinos do tipo A, pós-colisionais, sendo encaixado em rochas do Complexo Serra Negra. Apenas uma pequena borda do Granito Alto Turvo aparece no canto SE da Folha Apiaí.

A fácies dominante descrita (Figura 4.50) é composta por um granito equigranular grosso, isótropo, cor rósea a levemente amarronzada e aproximadamente 10-15% de minerais máficos disseminados dominados por biotita e hornblenda. Ao microscópio petrográfico, a rocha é formada por feldspato alcalino mesoperfítico, quartzo, biotita verde, riebequita e fluorita, caracterizando um granito peralcalino hipersolúvel.

Localmente, nas zonas de contato com o Complexo Serra Negra, ocorrem enclaves de charnoquito. Outra fácies descrita em campo consiste de granito cinza-claro a cinza-escuro, de granulação média a grossa, equigranular a inequigranular, pouco ou não deformado, mostrando textura hipidiomórfica, granular, e, às vezes, porfírica. Como acessórios ocorrem titanita, zircão, apatita e minerais opacos.



Figura 4.50 – Aspecto macroscópico do granito Alto Turvo.

Datações recentes (VLACH et al., 2011) têm fornecido idades U-Pb convencionais, em zircão, concordantes e bastante precisas em torno de 580 Ma para o Granito Alto Turvo e outros plútons da Província Graciosa.

4.4.8 Leucogranitos peraluminosos foliados indiscriminados (NP3 γ 1S)

São representados por cinco corpos principais, com formas ovaladas a fortemente alongadas, de orientação NE, encaixados em rochas da Formação Turvo-Cajati, principalmente ao longo e no entorno da Zona de Cisalhamento Putunã.

São formados por leucogranito róseo heterogeneamente milonitizado, predominantemente hololeucocrático. Dominam rochas equigranulares de granulação fina e textura milonítica representada por intensa foliação lenticularizada.

Entretanto, outras três fácies principais foram reconhecidas: (i) leucogranito equigranular médio a grosso, róseo a cinza-claro, isótropo; (ii) riolito vermelho isótropo, com fenocristais de quartzo milimétrico e matriz afanítica vermelha; (iii) granito-gnaise milonítico, blastoporfírico, róseo, com estrutura oftálmica definida por olhos assimétricos milimétricos a centimétricos (alcançando até 4 cm de diâmetro maior) de feldspato róseo e agregados de feldspato e quartzo amoldados por matriz muito fina de cor cinza-escuro (Figura 4.51), onde lentes ricas em biotita se alternam com lentes brancas quartzosas. Por vezes, essas quatro fácies principais descritas ocorrem em plútons individuais.

A mineralogia essencial observada ao microscópio petrográfico consiste de quartzo (35-45%), feldspato potássico (15-25%), plagioclásio (10-29%), muscovita (3-16%), biotita (2-8%). Acessórios incluem minerais opacos e apatita.

Localmente, ocorrem faixas de centenas de metros de filonito e ultramilonito róseo muito finos no in-

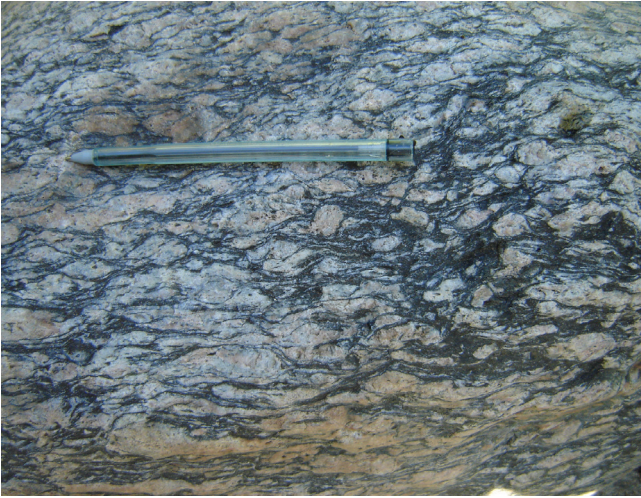


Figura 4.51 – Granito milonítico blastoporfírico da suíte de leucogranitos peraluminosos.

terior da Zona de Cisalhamento Putunã (corpos 12 e 13) (Figura 4.47).

Os corpos identificados com os números 9, 10 e 11 na Figura 4.45 apresentam diversos enclaves (xenólitos e tetos pendentes) de quartzo-micaxisto relacionados à Formação Turvo-Cajati.

4.4.9 Granitoides indiscriminados química e tectonicamente (NP3 γ)

Compreendem *stocks* e plútons de rochas graníticas química e tectonicamente indiscriminadas.

No Terreno Apiaí, ocorrem dois desses corpos: um na porção nordeste da área (Figura 4.45, corpo 4), encaixado por rochas da Formação Rubuquara, e outro na porção centro-oeste (Figura 4.45, corpo 6), encaixado por rochas da unidade de granada-micaxisto do Grupo Votuverava. O primeiro corpo inclui microtrondjemito, formado por oligoclásio (50-60%), quartzo (25-35%), clorita (10-20%), além de traços de minerais opacos e carbonato; microgranito, formado por oligoclásio (35-40%), microclínio (25-30%), quartzo (20-25%), clorita (10%) e traços de minerais opacos e zircão. São rochas isotrópicas de textura equigranular fina. Em lâminas de seções delgadas foram identificadas feições deformacionais, tais como fraturas preenchidas por clorita, sericita e, eventualmente, carbonato, extinção ondulante, geminações curvadas e grãos de quartzo manteados por grãos recristalizados dinamicamente.

No Terreno Curitiba, foram mapeados quatro *stocks* (Figura 4.45, corpos 14, 16, 18 e 19) e um plúton maior (Figura 4.45, corpo 8), todos encaixados em rochas da Formação Turvo-Cajati. À exceção do corpo 16, o restante é dominado por biotita-hornblenda-granito-gnaíse leucocrático, rosado, milonítico, por vezes blastoporfírico, com textura oftálmica definida por megacristais de feldspato potássico róseo, amoldados

por matriz fina. O “plúton” 8 apresenta, também, termos com bandamento gnáissico bem formado, definido pela alternância entre leitões milimétricos de cor branca ou rosada, de composição granítica, leitões mesocráticos cinzentos, de granulação muito fina, e melanossomas negros ricos em biotita. Alguns leitões mesocráticos apresentam porfiroclastos centimétricos (até 3 cm) de feldspato com textura pisciforme envolto por matriz muito fina, dinamicamente recristalizada.

Ao microscópio petrográfico, os minerais essenciais incluem quartzo (20-30%), feldspato alcalino (20-30%), plagioclásio (10-15%), biotita (10-15%), hornblenda (5-15%); as rochas caem no campo dos monzogranitos no diagrama QAP (Figura 4.48). Titanita, alanita, zircão e apatita são os acessórios mais comuns.

As rochas do “plúton” 8 apresentam foliação milonítica e bandamento gnáissico de baixo mergulho (geralmente < 35°), condizente com uma tectônica de cavalgamentos dominante no Terreno Curitiba (FALEIROS, 2008). Em mapas anteriores, essas rochas haviam sido correlacionadas às rochas do Complexo Atuba. Contudo, as características de campo são bastante distintas e, embora essa questão mereça estudos detalhados *a posteriori*, preferimos interpretar as rochas do “plúton” 8 como relacionadas ao magmatismo brasileiro.

O *stock* 16 (Figura 4.45) é formado, principalmente, por rochas subvulcânicas, predominando riolito róseo porfírico, com fenocristais euédricos de quartzo bipiramidal e feldspato rosado. Ocorrem sulfetos disseminados ou formando pequenos agregados (principalmente piritita). Localmente, ocorrem domínios com granito hololeucocrático róseo, fino e isotrópico.

4.5 MAGMATISMO MESOZOICO

Representado por diques de diabásio, diabásio porfírico e lamprófito (Diques Básicos Jurocretáceos (JK β)). São esparsos na área de estudo, cortando generalizadamente quase todos os litotipos. Ocorrem, também, *stocks* de rochas gábricas alcalinas (olivina-gabro), com dimensões menores que 2 km de diâmetro, representados por três corpos principais: Complexo Bairro da Cruz (TR β bc), Gabro de José Fernandes (JK β jf) e Gabro Serra do Corvo (JK β sc). O último corpo apresenta-se fortemente hidrotermalizado.

Os diques ocorrem sob a forma de corpos tabulares, com espessuras que variam de poucos centímetros a algumas dezenas de metros, mas geralmente métricas. Dominam orientações NW e NNW e para NE e ENE, com mergulhos subverticais. O Dique do Betari, composto de diabásio, constitui o corpo mais expressivo, com vários segmentos mapeados associados a um proeminente lineamento de direção NW, que condiciona os vales retilíneos dos rios Pedra Branca, Betari e das Pedras (CAMPANHA, 1991). Atinge espessura máxima da ordem de 70 m.

Os diques de lamprófito são tabulares, geralmente de espessura decimétrica e ocorrem em menor abundância em relação aos diques de diabásio. Consistem de rochas negras com textura porfírica. Fenocristais de clinopiroxênio, biotita, olivina e ortopiroxênio aparecem dispersos em matriz muito fina, constituída, essencialmente, por clinopiroxênio, biotita, minerais opacos e plagioclásio (Figuras 4.52 e 4.53). Nefelina e apatita são os principais acessórios, enquanto clorita, sericita e carbonatos são minerais secundários.

4.6 SEDIMENTAÇÃO CENOZOICA

4.6.1 Formação Pariquera-Açu (N1pq)

O termo Formação Pariquera-Açu foi introduzido por Bigarella e Mousinho (1965). Essa formação compreende depósitos fanglomeráticos de leques aluviais co-

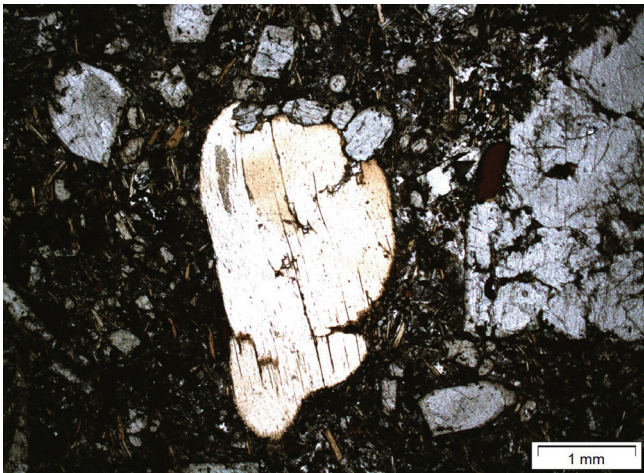


Figura 4.52 – Textura porfírica com fenocristais de biotita (laranja) e clinopiroxênio (cinza) em matriz constituída por clinopiroxênio, biotita e plagioclásio em biotita lamprófito.

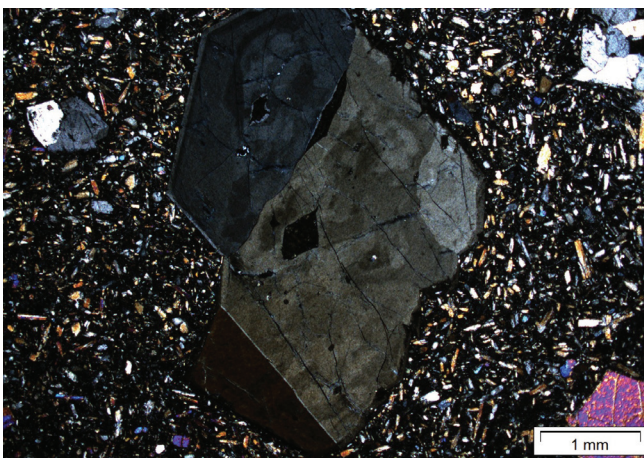


Figura 4.53 – Fenocristal de clinopiroxênio, com zonação textural oscilatória em matriz constituída essencialmente por clinopiroxênio, biotita e plagioclásio em biotita lamprófito.

alescentes, que gradam lateralmente para depósitos de planície fluvial meandrante e de lagos.

Os leques aluviais são constituídos por lentes de paraconglomerado (Figura 4.54), lamito e, subordinadamente, ortoconglomerado e arenito com estratificação cruzada tabular. A planície de inundação do sistema fluvial meandrante, com barras de pontal, depósitos de rompimento de diques marginais e inunditos é caracterizada por depósitos em forma de bancos com granodecrescência ascendente, variando de ortoconglomerado a areia, areia e argila laminada e argila sem estratificação. Os depósitos lacustres são constituídos por argila e argila siltosa com intercalações arenosas subordinadas (MELO, 1990).

A geração dos sedimentos da Formação Pariquera-Açu, bem como sua preservação, estaria associada à reativação de falhas normais relacionadas ao alinhamento de Guapiara, sugerindo atividade tectônica sinsedimentar de idade miocênica (MELO, 1990).



Figura 4.54 – Paraconglomerado com lentes de arenito com estratificação cruzada (formação Pariquera-Açu).

4.6.2 Depósitos aluvionares (Q2a)

Constituem depósitos nas margens, fundos de canal e planícies de inundação de rios, as areias, cascalheiras, siltes, argilas e, localmente, turfas, resultantes dos processos de erosão, transporte e deposição a partir de áreas-fonte diversas.

Os depósitos arenosos e cascalheiras assumem importância devido a sua utilização na indústria da construção civil, enquanto as áreas de planície de inundação podem fornecer material argiloso para a indústria cerâmica.

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL

A análise estrutural foi realizada com base em procedimentos clássicos (TURNER e WEISS, 1968; RAMSAY e HUBER, 1983, 1987), envolvendo a descrição e a análise, em campo, das relações geométricas e cinemáticas das estruturas tectônicas, tomada de atitude de estruturas com bússola, hierarquização destas com base em critérios de superposição, além de tratamento em escritório com auxílio de estereogramas, seções e mapas. Cada unidade litotectônica foi tratada separadamente.

5.1 TERRENO APIAÍ

5.1.1 Formação Água Clara

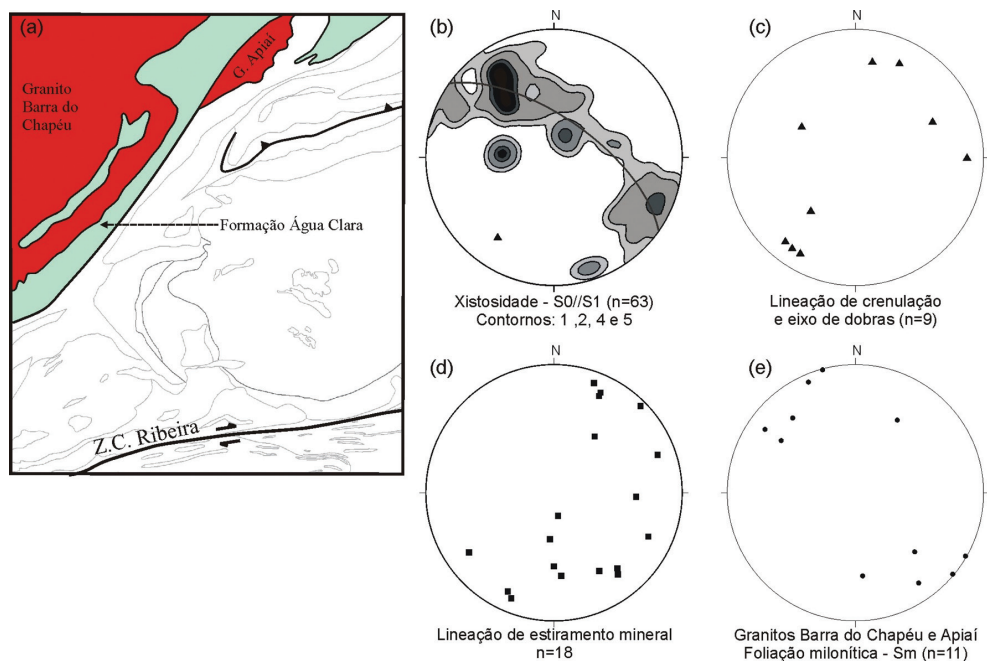
A Formação Água Clara apresenta estruturação de direção nordeste (Figura 5.1a), com predomínio de foliações de médio a alto mergulho. Apresenta padrão de deformação intensa, com a foliação principal definida por bandamento composicional sedimentar (S_0), em geral paralelo a uma xistosidade penetrativa (S_1), associada a dobras isoclinais, por vezes com flancos rompidos. Nas

proximidades da Zona de Cisalhamento Quarenta-Oitava, a xistosidade foi obliterada por uma foliação lenticularizada milonítica.

Em estereograma, os polos da xistosidade nas rochas metassedimentares (S_0/S_1) apresentam-se distribuídos ao longo de uma guirlanda de círculo máximo com orientação aproximada N55°W/65°NE (plano AC), indicando dobramento cilíndrico segundo eixo estimado S35°W/25° (Figura 5.1b). Ocorrem concentrações preferenciais de polos no quadrante NW do estereograma, sugerindo dobras fechadas com leve assimetria para sudeste. Eixos de dobras e crenulação medidos em campo são compatíveis com o eixo estimado pela análise de orientação das estruturas regionais (Figura 5.1c).

As atitudes da lineação de estiramento se apresentam bastante dispersas (Figura 5.1d).

Os granitos que intrudem a Formação Água Clara (Barra do Chapéu e Apiaí) apresentam foliações sub-verticais, de orientação nordeste, associadas às zonas de cisalhamento Quarenta-Oitava e Carumbé (Figura 5.1e).



5.1.2. Grupo Lajeado

O Grupo Lajeado apresenta um padrão estrutural relativamente simples, conforme descrito em trabalhos prévios (CAMPANHA et al., 1987; CAMPANHA, 1991; CAMPANHA e SADOWSKI, 1999, 2002; FALEIROS, 2000). Em mapa, essa unidade se apresenta na forma de um macroboudin limitado por zonas de cisalhamento transcorrentes (Ribeira, Carumbé, Quarenta-Oitava) e inversa (Figueira) (Figura 5.2).

A macroestrutura do Grupo Lajeado compreende anticlinais e sinclinais abertos, com eixos sub-horizontais de direção nordeste e comprimento de onda da ordem de centenas de metros a poucos quilômetros (Figura 5.2a). A superfície dobrada é representada pelo acamamento sedimentar (S_0). Associa-se às dobras uma clivagem ardosiana planoaxial (S_1), com mergulhos altos para noroeste, geralmente oblíqua ou perpendicular ao acamamento sedimentar. Essa clivagem encontra-se bem desenvolvida nos litotipos siliciclásticos, onde define uma foliação fina penetrativa. Nos litotipos carbonáticos, a mesma estrutura forma uma clivagem espaçada. Uma clivagem de crenulação (S_2), localmente desenvolvida, pode ser observada em metarritmicos finos (ardósia e filito), onde, por vezes, forma um bandamento diferenciado submilimétrico, com alternâncias entre lâminas ricas em micas e lâminas quartzosas. Localmente, a crenulação S_2 representa a estrutura principal. Nas proximidades das zonas de cisalhamento, todas as foliações anteriormente descritas foram obliteradas por uma foliação lenticularizada milonítica.

As camadas sedimentares das formações do Grupo Lajeado estão quase sempre em posição normal, à exceção das proximidades da Zona de Cisalhamento Figueira, onde estão invertidas e com mergulhos altos para noroeste (Figura 5.2). Os contatos entre algumas formações do Grupo Lajeado são marcados por zonas de cavalgamento de direção nordeste e sentido de transporte para sudeste (Figura 5.2a).

A Figura 5.2b-d apresenta estereogramas contendo os dados estruturais do Grupo Lajeado. Os polos do acamamento (S_0) se distribuem ao longo de uma guirlanda de círculo máximo de orientação N30°W/vertical (plano AC), refletindo dobramento cilíndrico segundo eixo aproximado N60°E/horizontal (Figura 5.2b). Ocorre uma concentração preferencial de polos no quadrante SE do diagrama (máxima densidade em S55°W/55°). Esse padrão geométrico indica dobras suaves e fracamente assimétricas com vergência para sudeste.

Os polos da clivagem ardosiana (S_1) formam agrupamentos próximos à concentração máxima de polos do acamamento sedimentar

(S_0) (Figura 5.2c), sendo, portanto, condizentes com o plano axial das macrodobras observadas regionalmente.

Os eixos de dobras e as lineações de crenulação (L_p) medidos em campo apresentam direção nordeste e baixos caimentos (Figura 5.2d), sendo compatíveis com as macrodobras regionais.

5.1.3 Grupo Votuverava e Formação Iporanga

Embora o Grupo Votuverava e a Formação Iporanga sejam de idades distintas, o padrão estrutural da última é muito semelhante ao domínio estrutural da primeira. Assim, ambos serão descritos e discutidos conjuntamente.

As unidades do Grupo Votuverava e a Formação Iporanga apresentam deformação mais intensa em relação ao Grupo Lajeado, conforme descrito em trabalhos prévios (CAMPANHA et al., 1987; CAMPANHA, 1991;

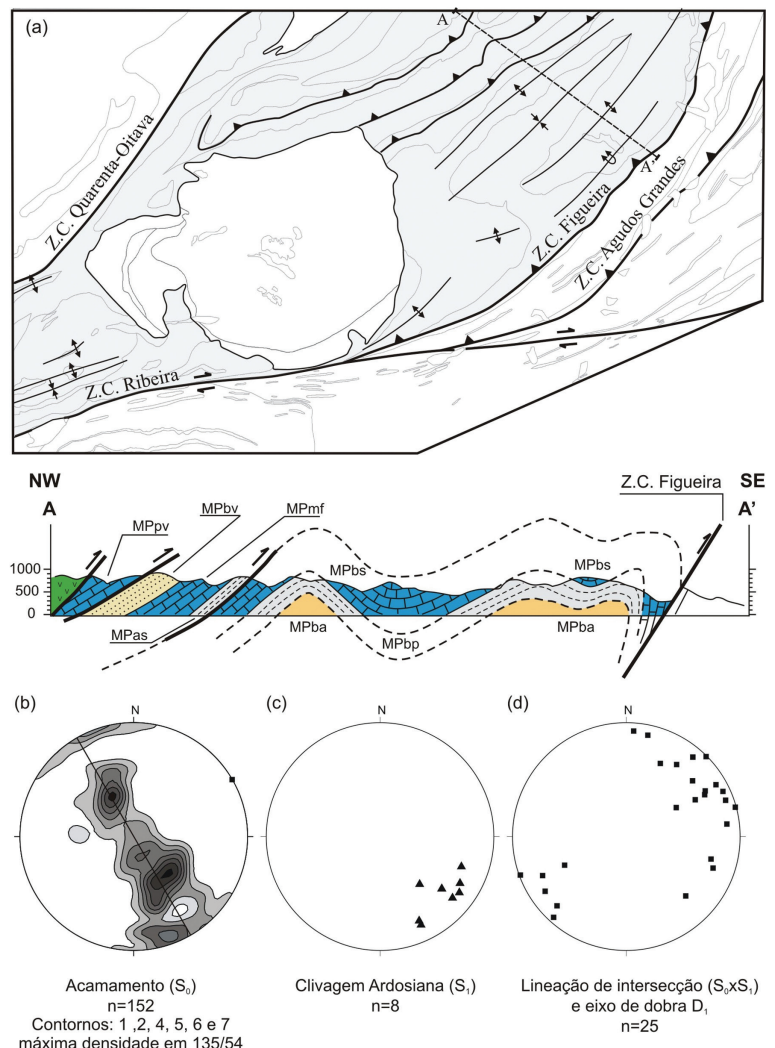


Figura 5.2 – Dados estruturais do grupo Lajeado. (a) Mapa estrutural e perfil geológico-estrutural; (b-d) Diagramas de igual área, semiesfera inferior, contendo linhas de isofrequência de polos do acamamento sedimentar S_0 (b), polos da clivagem ardosiana S_1 (c) e eixos de dobra D_1 e de crenulação (d).

CAMPANHA e SADOWSKI, 1999, 2002; FALEIROS, 2003, 2008). Essa deformação é caracterizada por dobramento fechado a isoclinal e transposição das camadas sedimentares para a posição de uma clivagem ardósiana empinada. Dessa forma, o que se observa em campo como estrutura principal é um acamamento sedimentar reliquiar (S_0) paralelo a uma clivagem ardósiana (S_1) penetrativa.

O padrão estrutural do Grupo Votuverava pode ser subdividido em três domínios: GV-1, GV-2 e GV-3 (Figuras 5.3 e 5.4).

O domínio GV-1 situa-se ao norte da Zona de Cisalhamento Ribeira e a oeste da Zona de Cisalhamento Figueira (incluindo a Formação Iporanga). Caracteriza-se por metamorfismo em fácies xisto-verde inferior (zona da clorita), pela presença de estruturas primárias preservadas e ausência de lineações minerais e de estiramento. Um bandamento composicional (S_0), marcado por leitos centimétricos a decimétricos, com cores e/ou granulação contrastantes, define a estrutura principal. Em geral, esse bandamento é paralelo a subparalelo a uma clivagem ardósiana (S_1) penetrativa, associada a dobras isoclinais fechadas observadas em escala de afloramento. Localmente, ocorre uma clivagem de crenulação espaçada (S_2).

Os polos das foliações S_0/S_1 apresentam distribuição principalmente pontual com foliação média N40°E/vertical (Figura 5.3b). Entretanto, ocorre uma distribuição de foliações subordinadas, com mergulhos moderados a baixos, ao longo de uma guirlanda de círculo máximo de atitude aproximada N45°W/85°SW (plano AC), sugerindo dobramento cilíndrico segundo eixo estimado N45°E/05° (Figura 5.3b).

A ampla dominância de foliações subverticais corrobora as dobras fechadas a isoclinais. A maior concentração de polos no quadrante SE do estereograma sugere vergência para esse rumo.

Ao longo da Zona de Cisalhamento Ribeira, as foliações S_0/S_1 são defletidas para direção ENE e transpostas por uma foliação lenticularizada milonítica subvertical (S_3) de direção entre N70°-85°E (FALEIROS e CAMPANHA, 2004; FALEIROS et al., 2007, 2010). Associa-se a essa última uma lineação de estiramento mineral ENE/sub-horizontal (FALEIROS e CAMPANHA, 2004; FALEIROS et al., 2007, 2010).

O domínio GV-2 (Figura 5.3a) apresenta orientação estrutural distinta em relação ao domínio anterior, além de ausência ou escassez de estruturas primárias preservadas. Sua macroestrutura é representada por uma sinforme com flanco invertido, com a Sequência Serra das Andorinhas aflorando no núcleo (Figura 5.4a). A foliação principal, nesse caso, consiste de uma xistosidade penetrativa (Sx), por vezes associada a um bandamento

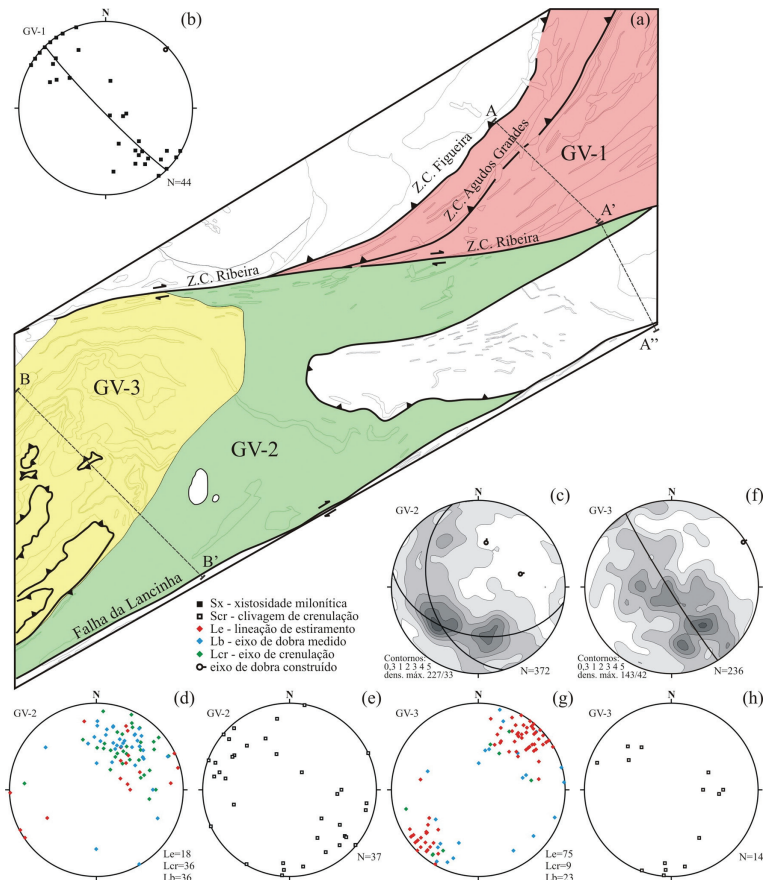


Figura 5.3 – Dados estruturais do grupo Votuverava.

Fonte: Modificado de Faleiros (2008).

(a) Mapa de domínios estruturais; (b-h) Diagramas de igual área, semi-esfera inferior, contendo polos da xistosidade S_1/S_0 do domínio GV-1 (a), linhas de isofrequência de polos da xistosidade S_2 dos domínios GV-2 (c) e GV-3 (f), lineações de estiramento e eixos de dobra e crenulação dos domínios GV-2 (d) e GV-3 (g) e polos de clivagem de crenulação Sx dos domínios GV-2 (e) e GV-3 (h).

metamórfico diferenciado definido pela alternância entre leitos quartzosos e micáceos. Ao microscópio petrográfico, essa xistosidade foi caracterizada como foliação pré- S_3 , totalmente obliterada pela foliação milonítica S_3 nos domínios da Zona de Cisalhamento Ribeira (FALEIROS, 2008). O metamorfismo associado é predominantemente de fácies anfíbolito inferior (zona da granada) (FALEIROS, 2008; FALEIROS et al., 2010).

A distribuição dos polos da xistosidade principal do domínio GV-2 sugere interação entre duas guirlandas de círculo máximo segundo eixos aproximados N70°E/50° e N10°E/50° (Figura 5.3c). Não é possível, com a distribuição geral da xistosidade, ajustar uma guirlanda única. Duas concentrações principais de polos nos quadrantes SW (densidade máxima em S45°W/30°) e SE (densidade em S80°E/40°) do estereograma sugerem dobras abertas com leve assimetria para SE (Figura 5.3c). Os eixos de dobras e lineações de crenulação medidos em campo apresentam caimentos moderados a baixos para nordeste, com densidades máximas

contidas em N30°E/40° e N35°E/50°, respectivamente, sendo consistentes com superposição de duas fases de dobramento quase coaxiais (Figura 5.3d). Esses dados corroboram a distribuição dos polos da xistosidade principal segundo duas guirlandas de círculo máximo. Uma clivagem de crenulação espaçada medida em campo apresenta direção NE e mergulho predominantemente subvertical, com densidade máxima ao redor da atitude N50°W/vertical (Figura 5.3e), sendo consistente com o plano axial das dobras interpretadas pela análise de orientação em estereograma. Uma lineação de estiramento definida pelo alongamento preferencial de grãos de quartzo e micas apresenta caimentos principalmente baixos para NE ou SW (Figura 5.3d).

O domínio GV-3 compreende xistos grossos metamorfizados em condições de fácies anfibolito inferior (zona da granada) a anfibolito médio (zona da cianita) (FALEIROS, 2008; FALEIROS et al., 2010). Sua macroestrutura é caracterizada por um anticlinório sustentado pelos quartzitos basais da Formação Perau (Figura 5.4b). Nesse domínio, a foliação principal, caracterizada como pré-S₃ (S_x) ao microscópio petrográfico, consiste de um bandamento milimétrico diferenciado, de natureza metamórfica, marcado por alternâncias entre leitões micáceos e quartzosos. Ocorre xistosidade paralela associada. São comuns porfiroblastos de granada e estauroлита.

Os polos de xistosidade principal distribuem-se ao longo de uma guirlanda de círculo máximo com polo aproximado N55°E/05° (Figura 5.3f), sugerindo dobramento cilíndrico. Concentrações pontuais máxi-

mas de polos no quadrante SE do estereograma (densidade máxima em S40°E/40°) e submáximas ao redor de S25°W/80° sugerem dobras inclinadas abertas com vergência para SE (Figura 5.3f). Eixos de dobras em escalas de afloramento e amostra de mão identificadas em campo apresentam atitudes bastante dispersas (Figura 5.3g). Predominam caimentos baixos para SW (densidade máxima contida em S35°W/20°), embora ocorram atitudes com caimentos altos ($\leq 65^\circ$) a sub-horizontais para NE (Figura 5.3g). Apesar da dispersão, os eixos são coerentes com o padrão de dobramento interpretado em estereograma. Lineações de crenulação medidas em campo são coaxiais em relação aos eixos de dobra, apresentando caimentos baixos a moderados para SW ou NE (densidade máxima em S35°W/10°) (Figura 5.3g). Uma clivagem de crenulação espaçada (Scr) observada localmente em campo pode ser dividida em dois grupos com base na orientação. Um grupo apresenta mergulhos entre 30° e 50° para SE, enquanto outro, entre 40° e 80° para W (Figura 5.3h). Uma lineação de estiramento mineral definida pelo alongamento preferencial de grãos de quartzo e micas apresenta atitude bastante constante, com caimentos baixos para NE ou SW (Figura 5.3g). A densidade máxima está contida em N45°E/05° (Figura 5.3g).

5.1.4 Sequência Serra das Andorinhas

A Sequência Serra das Andorinhas apresenta orientação estrutural e características metamórficas muito semelhantes ao domínio GV-2 do Grupo Votu-

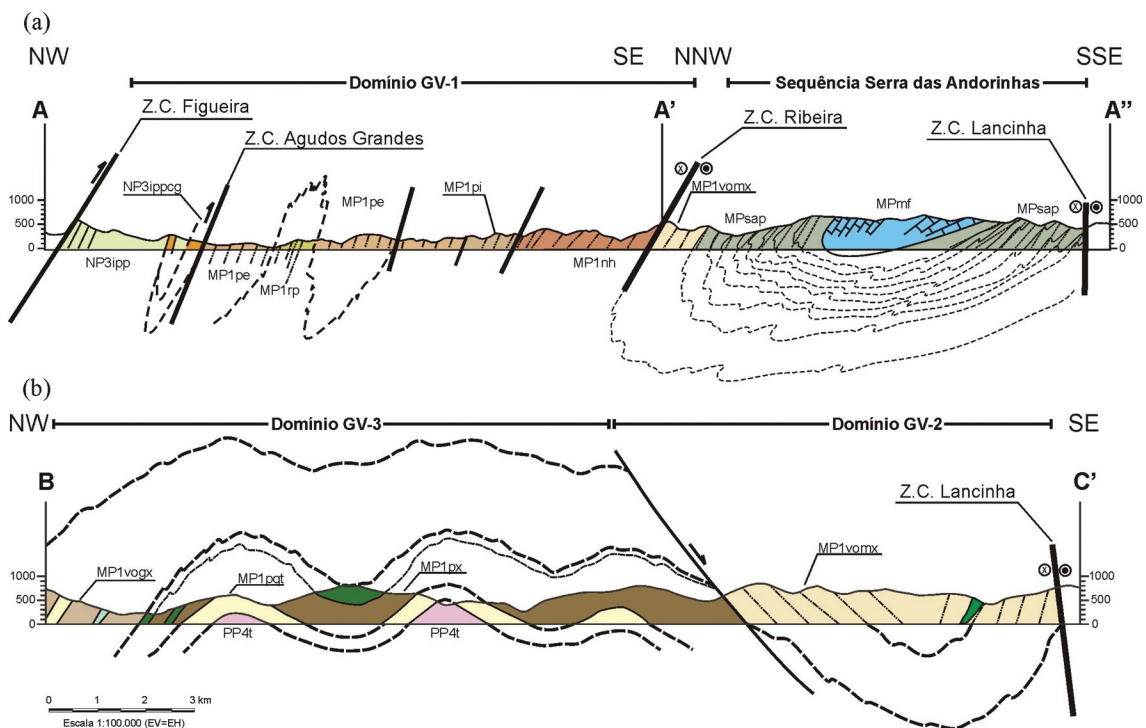


Figura 5.4 – Perfis geológico-estruturais do grupo Votuverava e da sequência Serra das Andorinhas, com indicação dos domínios estruturais (localização dos perfis na figura 5.3a).

verava (Figuras 5.3 e 5.4). Sua macroestrutura consiste de uma sinforme com flanco invertido (Figura 5.4a). Estruturas primárias são escassas e a foliação principal é caracterizada por xistosidade penetrativa (S_x), por vezes associada a um bandamento metamórfico diferenciado definido pela alternância entre leitos quartzosos, micáceos e carbonáticos. O metamorfismo associado é predominantemente de fácies anfibolito inferior (zona da granada).

Os polos da xistosidade principal distribuem-se ao longo de uma guirlanda de círculo máximo ajustada de atitude $N60^\circ W/30^\circ SW$, correspondendo ao plano AC de dobras cilíndricas segundo eixo aproximado $N30^\circ E/60^\circ$ (Figura 5.5). Duas concentrações pontuais máximas, fracamente assimétricas, próximas à charneira sugerida pelo plano AC ajustado, sugerem dobras abertas com leve assimetria (Figura 5.5). Os poucos dados de eixos de dobras medidos em campo sugerem duas concentrações ao redor de $N10^\circ W/40^\circ$ e $N55^\circ E/60^\circ$ (Figura 5.5), sendo a última consistente com o polo da guirlanda AC ajustada. As atitudes de lineações de crenulação medidas apresentam-se dispersas, porém com concentração máxima em torno de $N40^\circ E/50^\circ$, também consistente com as dobras interpretadas no estereograma (Figura 5.5). Apesar de poucos dados, uma clivagem de crenulação espaçada observada em campo apresenta distribuição segundo dois grupos distintos quanto à orientação. Um grupo apresenta direção NNE com mergulho subvertical, enquanto o outro mostra direção EW com mergulhos altos para N, (Figura 5.5). O primeiro grupo é coerente com o plano axial das dobras caracterizadas pela análise de orientação (Figura 5.5). Somente duas medidas de lineação de estiramento foram obtidas, com atitudes de $N10^\circ W/50^\circ$ e $N25^\circ E/45^\circ$.

5.2 TERRENO CURITIBA

5.2.1 Complexo Atuba

O Complexo Atuba, na Folha Apiaí, ocorre no núcleo de uma antiforme regional aberta, correspondendo a uma janela estrutural envolvida por rochas da Formação Turvo-Cajati (Figuras 5.6 e 5.7). A distribuição das atitudes da foliação principal do Complexo Atuba em mapa também indica uma estrutura antiformal. A superfície dobrada (foliação principal) compreende um bandamento gnáissico tabular paralelo a uma foliação lenticularizada milonítica penetrativa (S_m). Essa foliação, de orientação NNE e mergulhos altos a moderados (Figura 5.6), está associada a dobras isoclinais observadas em escala de afloramento e amostra de mão. Apesar de distribuição principalmente pontual, concentrações subordinadas de foliações de mergulho moderado permitem ajustar uma guirlanda de círculo máximo de atitude aproximada $N65^\circ W/85^\circ NE$, sugerindo dobramento cilíndrico segundo eixo estimado $S25^\circ W/05^\circ$ (Figura 5.6). A distribuição dos polos da foliação sugere dobras apertadas a isoclinais, corroborando o padrão de dobras observado em campo. A lineação de estiramento exhibe caimentos principalmente baixos para SSW, com quantidade máxima de medidas em torno de $S20^\circ W/25^\circ$ (Figura 5.6), sendo paralela ao eixo de dobra interpretado no estereograma.

5.2.2 Formação Turvo-Cajati

A macroestrutura da Formação Turvo-Cajati é caracterizada por dobras fechadas a isoclinais, com traço axial NE, desenhadas por camadas de mármore e quartzito (Figura 5.8a). Em perfil, observam-se dobras

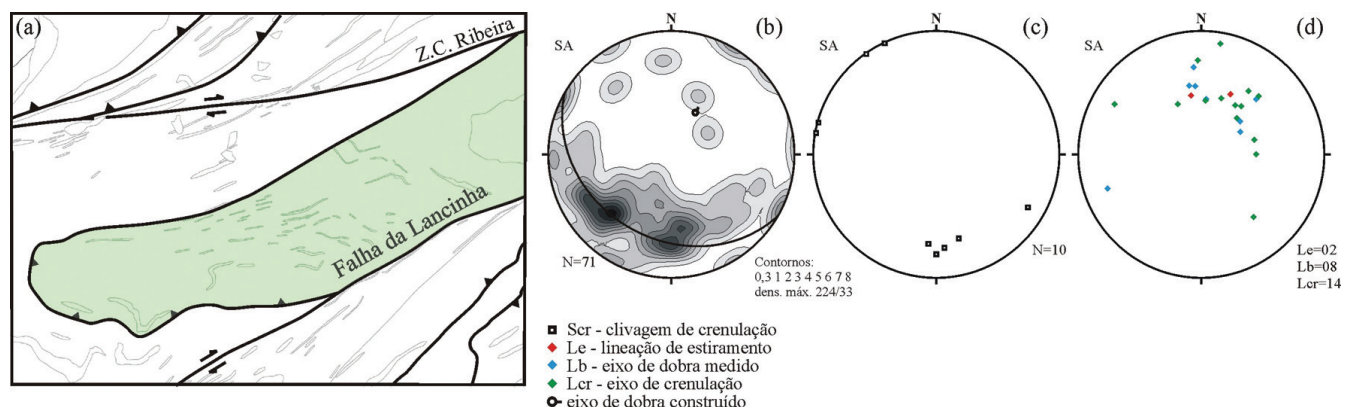


Figura 5.5 – Dados estruturais da seqüência Serra das Andorinhas.

Fonte: Modificado de Faleiros (2008).

(a) Localização da unidade; (b-d) Diagramas de igual área, semiesfera inferior, contendo linhas de isofrequência de polos da xistosidade principal S_x (b), polos da clivagem de crenulação S_c (c) e eixos de dobra, de crenulação e lineação de estiramento (d).

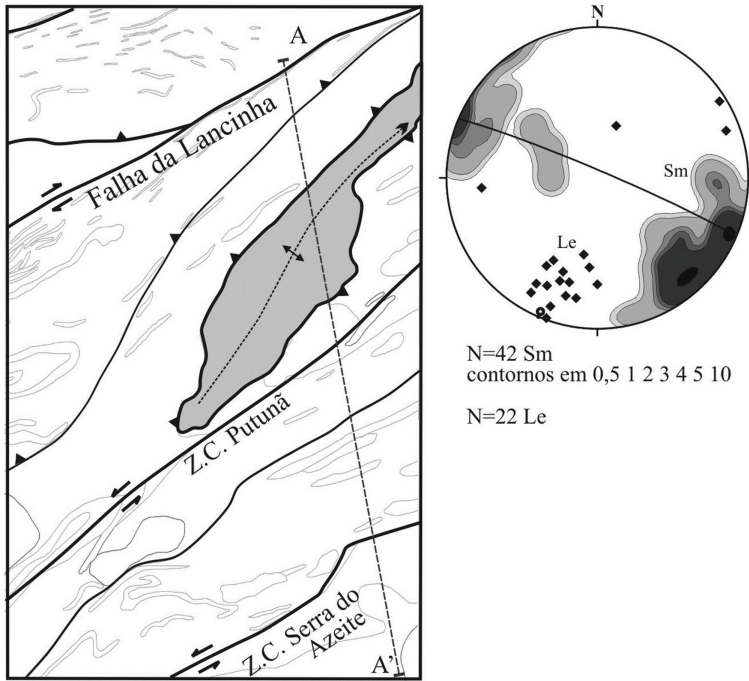


Figura 5.6 – Localização e diagrama de igual área, semiesfera inferior, com polos da foliação milonítica (S_m) e com lineação de estiramento (L_e) do complexo Atuba.

Fonte: Modificado de Faleiros (2008).

levemente assimétricas (Figura 5.7). A estrutura principal observada em campo consiste de uma xistosidade lenticularizada de natureza milonítica e bandamento composicional paralelo definido pela orientação preferencial de minerais micáceos e lentes/lâminas estiradas de composição quartzofeldspática e micácea alternadas. No caso de intercalações de mármore, a xistosidade é paralela ao acamamento sedimentar, comumente preservado.

A xistosidade principal é predominantemente subvertical, com direção geral ENE (Figura 5.8b). Foliações de mergulho baixo a moderado ocorrem subordinadamente. Em estereograma, os polos da xistosidade principal distribuem-se ao longo de uma guirlanda de círculo máximo com plano AC aproximado de atitude $N10^{\circ}W/70^{\circ}SW$, refletindo dobramento cilíndrico segundo eixo estimado $N80^{\circ}E/20^{\circ}$ (Figura 5.8b). Ocorre concentração pontual máxima dos polos da xistosidade ao redor das extremidades da guirlanda, sugerindo dobras fechadas a isoclinais, pouco inclinadas, com vergência para norte. Em afloramentos, ocorrem dobras decimétricas, fechadas a isoclinais, com eixo sub-horizontal e plano axial subvertical.

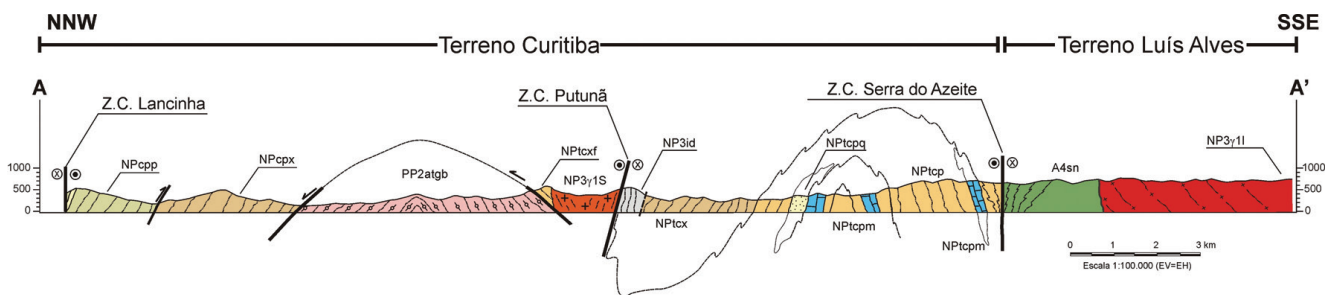


Figura 5.7 – Perfil geológico-estrutural dos terrenos Curitiba e Luís Alves (folha Apiaí, escala 1:100.000).

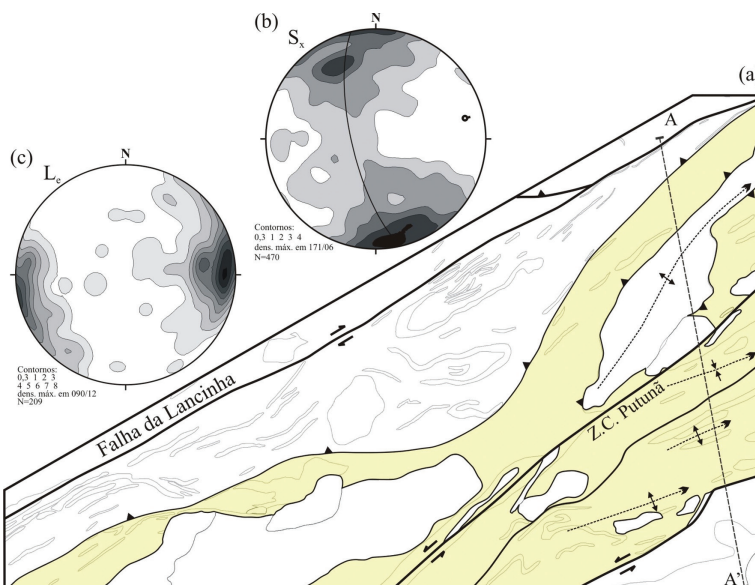


Figura 5.8 – Dados estruturais da formação Turvo-Cajati.

Fonte: Modificado de Faleiros (2008).

(a) Mapa de localização e diagramas de igual área, semiesfera inferior, com linhas de isofrequência de polos da xistosidade principal (S_x) e lineação de estiramento (L_c).

Uma lineação de estiramento mineral bem desenvolvida apresenta caimentos predominantemente baixos para ENE ou WSW, embora existam lineações com caimentos moderados a subverticais (Figura 5.8c). A densidade máxima de dados se dá ao redor da atitude $N90^{\circ}E/10^{\circ}$.

5.2.3 Formação Capirú

As rochas da Formação Capirú apresentam o acamamento sedimentar (S_0) bem preservado, marcado por leitões centimétricos a decimétricos, com cores e/ou granulação contrastantes. Também podem ser reconhecidas alternâncias entre pacotes ora mais arenosos, ora mais argilosos, além de intercalações de mármore dolomítico branco. Em geral, o acamamento primário é paralelo a subparalelo a uma xistosidade ou clivagem ardosiária (S_1), embora ocorram localmente dobras em *chevron*, em escala de afloramento, com a xistosidade (S_1) em posição planoaxial.

Em estereograma, polos da foliação $S_1//S_0$ apresentam-se distribuídos ao longo de uma guirlanda de círculo máximo de atitude aproximada $N55^{\circ}W/85^{\circ}NE$, sugerindo dobramento cilíndrico segundo eixo $S55^{\circ}W/05^{\circ}$ (Figura 5.9b). Concentrações preferenciais de polos no quadrante SE do estereograma indicam dobras assimétricas.

As lineações de crenulação e os eixos de dobras distribuem-se ao longo da direção NE-SW, com predominância de lineações de baixo caimento (Figura 5.9c). Contudo, ocorre um conjunto secundário de lineações de médio a alto caimento.

As lineações de estiramento mineral apresentam orientação NE-SW. Apesar de certa dispersão, observa-se uma concentração preferencial no quadrante SW do estereograma, com lineações de baixo caimento (Figura 5.9d).

5.3 TERRENO LUÍS ALVES

5.3.1 Complexo Serra Negra

As rochas do Complexo Serra Negra, em geral, apresentam foliação pouco marcada, definida pela orientação preferencial de forma dos minerais. Entretanto, localmente, ocorrem gnaisses com bandamento bem marcado e intercalações métricas de anfibolito com intensa xistosidade penetrativa.

Em termos de orientação, o Complexo Serra Negra foi dividido em dois domínios: AT-1 e AT-2 (Figura 5.10).

A foliação no domínio AT-1 é predominantemente subvertical, de direção em torno de N-S, com distribuição pontual e densidade máxima de medidas ao redor da atitude $N25^{\circ}E/80^{\circ}SE$ (diagrama AT-1) (Figura 5.10). A lineação de estiramento pode ser dividida em dois grupos com orientações diferentes: SSW/sub-horizontal (densidade máxima em $S20^{\circ}W/10^{\circ}$) e SSW/subvertical (concentração máxima em torno de $S35^{\circ}W/80^{\circ}$) (Figura 5.10).

O domínio AT-2 corresponde aos arredores da Zona de Cisalhamento Serra do Azeite (Figura 5.10), onde a foliação e a lineação de estiramento são defletidas para a direção geral E-W. A foliação milonítica apresenta direção ENE com mergulhos altos a moderados

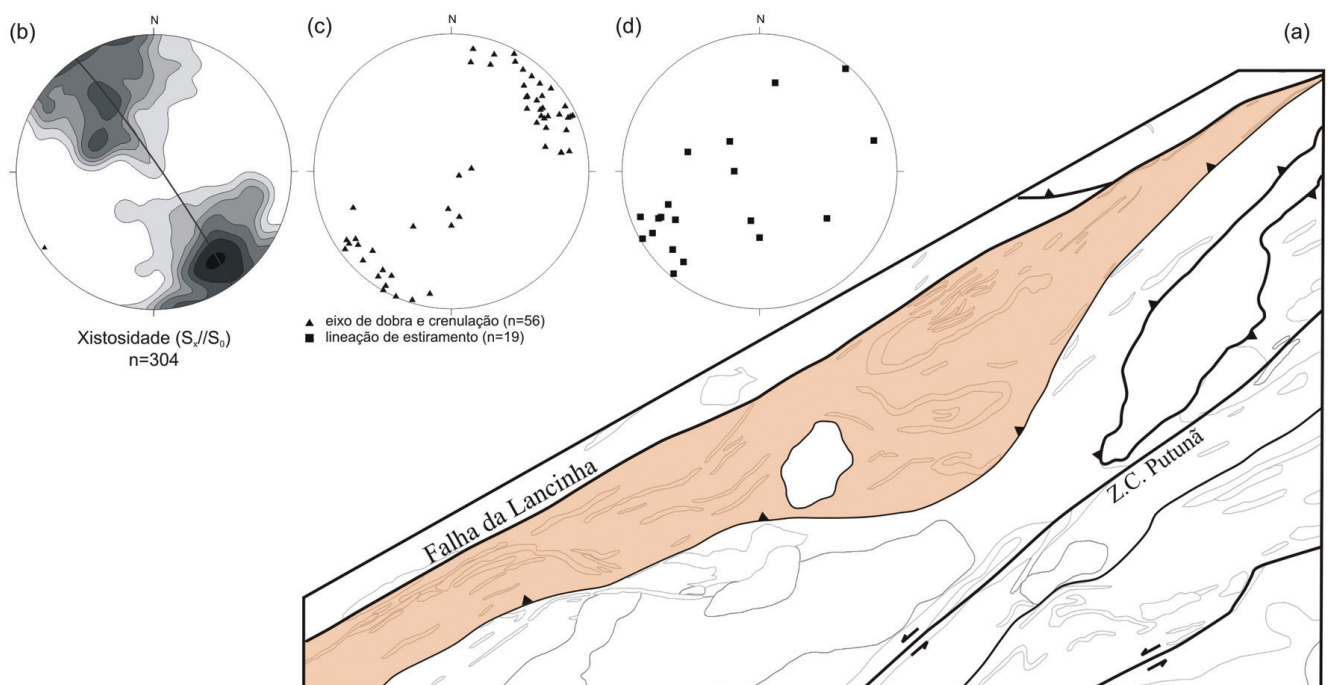


Figura 5.9 – Dados estruturais da formação Capirú.

(a) Mapa de localização da unidade e diagramas de igual área, semiesfera inferior, com linhas de isofrequência de polos da xistosidade principal S_1/S_0 (b), eixos de dobras e crenulação (c) e lineação de estiramento (d).

($\geq 35^\circ$), principalmente para SSE, com densidade máxima de medidas em torno de $N80^\circ E/85^\circ SE$ (Figura 5.10). Contudo, a foliação milonítica apresenta-se dobrada em padrão apertado a isoclinal com eixo sub-horizontal. Embora não tenham sido medidas dobras individuais em afloramento, a distribuição dos polos da foliação

milonítica permite ajustar uma guirlanda de círculo máximo de atitude $N-S/70^\circ W$, sugerindo dobramento cilíndrico segundo eixo $N90^\circ E/20^\circ$ (Figura 5.10). A lineação de estiramento cai para rumo em torno de E, com densidade máxima de medidas ao redor de $N90^\circ E/20^\circ$ (Figura 5.10).

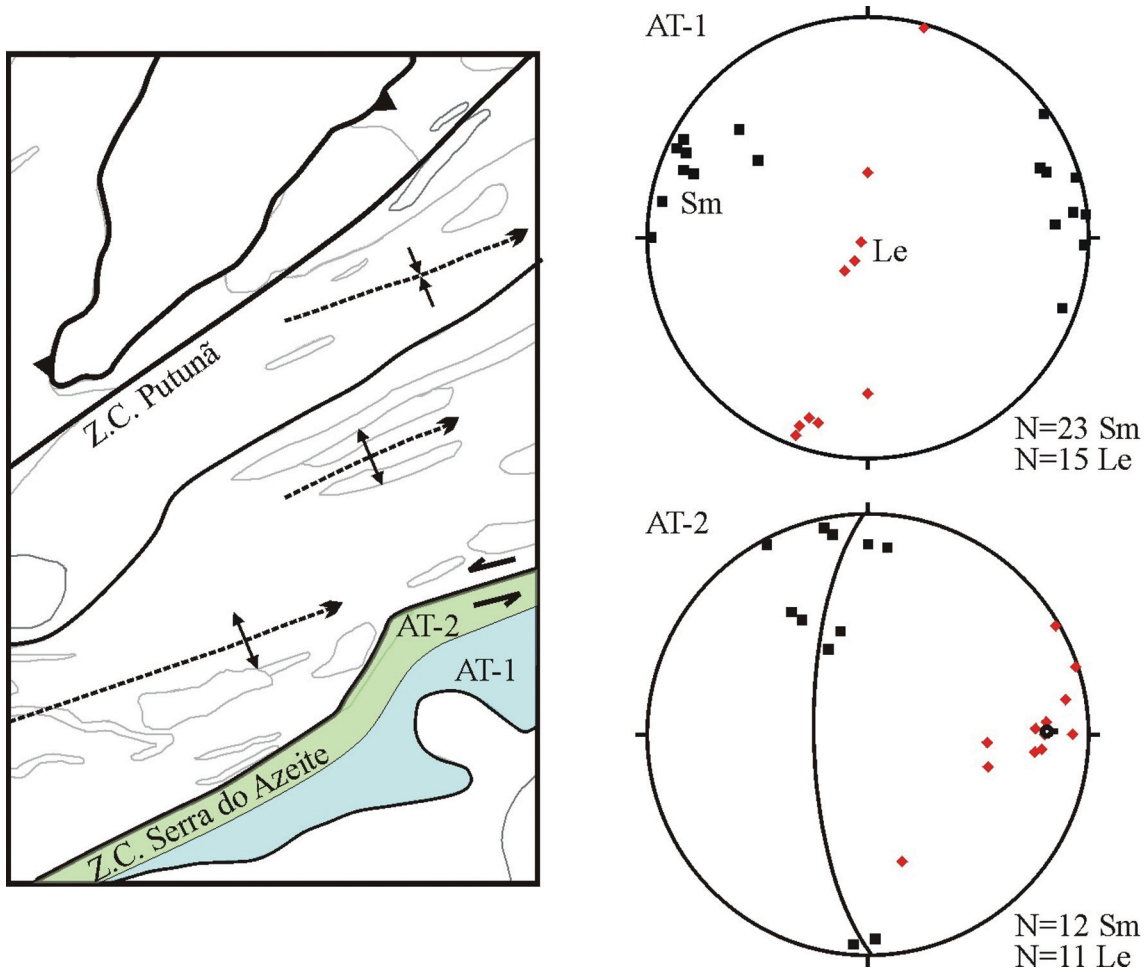


Figura 5.10 – Mapa de domínios estruturais do complexo Serra Negra e diagramas de igual área, semiesfera inferior, com dados de foliação milonítica (S_m) e lineação de estiramento mineral (L_e).
 Fonte: Modificado de Faleiros (2008).

6. RECURSOS MINERAIS

Foram cadastrados, na Folha Apiaí, 128 jazimentos minerais de diferentes classes utilitárias (Quadro 6.1). As ocorrências minerais foram agrupadas nas seguintes classes utilitárias: (i) metais nobres; (ii) metais não ferrosos; (iii) metais ferrosos; (iv) rochas e minerais industriais. Os dados cadastrados incluem jazimentos visitados durante os trabalhos de campo de mapeamento geológico, assim como dados compilados da literatura.

6.1 METAIS NOBRES

6.1.1 Ouro

A existência de ouro no Vale do Ribeira é conhecida desde o século XVI, quando os bandeirantes exploravam depósitos aluviais do rio Ribeira e seus afluentes principais. Entretanto, a atividade relacionada à extração sistemática de ouro na Folha Apiaí está limitada à Mina Morro do Ouro. Contudo, Mello e Bettencourt (1998) descrevem uma ocorrência de ouro (até 11 ppm de Au) associado a uma mineralização de cobre, molibdênio e tungstênio em escarnito associado ao Granito Itaoca.

A Mina Morro do Ouro, localizada dentro do atual perímetro urbano da cidade de Apiaí, representa o principal depósito de ouro da região do Vale do Ribeira – a origem da cidade sempre esteve associada à explo-

ração de seus depósitos superficiais. Atualmente, a área da mina encontra-se transformada em parque natural municipal, com algumas galerias subterrâneas abertas à visitação turística.

A mineralização da Mina Morro do Ouro está encaixada em rochas metassedimentares de baixo grau, integrantes da unidade de xistos da Formação Água Clara (Calimiano). As rochas encaixantes apresentam-se bastante intemperizadas e são constituídas por intercalações de camadas de metamarga bandada, filito, quartzito, quartzo-filito, gondito e formações ferríferas.

O ouro ocorre em dois tipos de mineralização: camadas limoníticas e veios de quartzo (PAIVA e MORGENTAL, 1980).

O minério limonítico consiste de camadas de espessura milimétrica a métrica (máximo de 2,5 m), com média de 1,25 m, concordantes com o acamamento sedimentar das encaixantes. As camadas limoníticas apresentam cor amarelada ou vermelho-escura e, geralmente, ocorrem associadas a camadas de filito negro que servem como guias prospectivos do minério (FALEIROS, A.M., 2009). São formadas por óxido de ferro e quartzo microcristalino, com diminutos grãos de sulfetos disseminados. Análises químicas revelaram anomalias de Cu (1.500 ppm), Ag (2 ppm) e um teor de 20% de ferro (PAIVA e MORGENTAL, 1980).

Quadro 6.1 – Relação e classificação das ocorrências minerais cadastradas na folha Apiaí.

Ponto	Substância	Classe Utilitária	Importância	Status	Situação	Latitude	Longitude
SM-693	Au	Metais nobres	Secundário 1	Não explorado	Sem informação	-24,649	-48,875
SM-001	Au	Metais nobres	Principal	Mina	Inativa	-24,517	-48,839
SM-650	Cu	Metais não ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,718	-48,830
SM-677	Cu	Metais não ferrosos	Principal	Não determinado	Sem informação	-24,655	-48,838
SM-678	Cu	Metais não ferrosos	Principal	Não determinado	Sem informação	-24,648	-48,841
SM-688	Cu	Metais não ferrosos	Principal	Não explorado	Sem informação	-24,632	-48,838
SM-693	Cu	Metais não ferrosos	Principal	Não explorado	Sem informação	-24,649	-48,875
SM-695	Cu	Metais não ferrosos	Principal	Não explorado	Sem informação	-24,657	-48,844
SM-697	Cu	Metais não ferrosos	Principal	Não explorado	Sem informação	-24,659	-48,841
SM-707	Cu	Metais não ferrosos	Principal	Não explorado	Sem informação	-24,667	-48,912
SM-712	Cu	Metais não ferrosos	Principal	Não explorado	Sem informação	-24,637	-48,934
SM-713	Cu	Metais não ferrosos	Principal	Não explorado	Sem informação	-24,649	-48,935

Ponto	Substância	Classe Utilitária	Importância	Status	Situação	Latitude	Longitude
RF-006	Cu	Metais não ferrosos	Secundário 2	Mina	Sem informação	-24,709	-48,998
SM-693	Mo	Metais não ferrosos	Secundário 3	Não explotado	Sem informação	-24,649	-48,875
SM-646	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,536	-48,720
SM-652	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,707	-48,997
SM-661	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Não determinado	Sem informação	-24,556	-48,790
SM-662	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Não determinado	Sem informação	-24,527	-48,752
SM-665	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,592	-48,737
SM-666	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,587	-48,735
SM-667	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,585	-48,735
SM-668	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,582	-48,735
SM-669	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,582	-48,731
SM-670	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,536	-48,739
SM-671	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,576	-48,726
SM-672	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,555	-48,731
SM-673	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Não determinado	Sem informação	-24,568	-48,729
SM-674	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Não determinado	Sem informação	-24,563	-48,725
SM-675	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Não determinado	Sem informação	-24,560	-48,726
SM-680	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,640	-48,763
SM-681	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Não determinado	Sem informação	-24,623	-48,793
SM-708	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,683	-48,925
SM-710	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Não explotado	Sem informação	-24,634	-48,953
SM-469	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,683	-48,914
RF-003	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Mina	Sem informação	-24,688	-48,910
RF-006	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Mina	Sem informação	-24,709	-48,998
RF-007	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,794	-48,953
RF-009	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,536	-48,720
RF-011	Pb	Metais não ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,582	-48,710
SM-684	W	Metais não ferrosos	Principal	Não explotado	Sem informação	-24,622	-48,830
SM-685	W	Metais não ferrosos	Principal	Não determinado	Sem informação	-24,622	-48,832
SM-693	W	Metais não ferrosos	Secundário 2	Não explotado	Sem informação	-24,649	-48,875
SM-696	W	Metais não ferrosos	Principal	Não explotado	Sem informação	-24,658	-48,841
SM-696	W	Metais não ferrosos	Principal	Não explotado	Sem informação	-24,658	-48,841
SM-698	W	Metais não ferrosos	Principal	Não explotado	Sem informação	-24,660	-48,843
SM-699	W	Metais não ferrosos	Principal	Não explotado	Sem informação	-24,659	-48,843
SM-700	W	Metais não ferrosos	Principal	Não explotado	Sem informação	-24,658	-48,846
SM-701	W	Metais não ferrosos	Principal	Não explotado	Sem informação	-24,656	-48,848
SM-703	W	Metais não ferrosos	Principal	Não explotado	Sem informação	-24,668	-48,847
SM-704	W	Metais não ferrosos	Principal	Não explotado	Sem informação	-24,676	-48,849
SM-650	Zn	Metais não ferrosos	Secundário 1	Mina	Inativa	-24,718	-48,830
SM-715	Zn	Metais não ferrosos	Secundário 1	Mina	Inativa	-24,869	-48,946
SM-718	Zn	Metais não ferrosos	Secundário 1	Mina	Inativa	-24,857	-48,931
FM-054	Fe	Metais ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,976	-48,929
SM-645	Fe	Metais ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,617	-48,584
SM-664	Fe	Metais ferrosos	Principal	Não determinado	Sem informação	-24,538	-48,783
SM-714	Fe	Metais ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,961	-48,912
SM-716	Fe	Metais ferrosos	Secundário 1	Não explotado	Sem informação	-24,880	-48,839
SM-644	Mn	Metais ferrosos	Principal	Mina	Inativa	-24,656	-48,650
SM-716	Mn	Metais ferrosos	Principal	Não explotado	Sem informação	-24,880	-48,839
SM-084	Argillito	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Ativa	-24,529	-48,849
SM-718	Ba	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,857	-48,931
RF-017	Calcário	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Ativa	-24,628	-48,956
SM-649	Calcário	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,953	-48,956
SM-651	Calcário	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,700	-48,948
SM-655	Calcário	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Mina	Inativa	-24,566	-48,874
SM-656	Calcário	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,522	-48,856
SM-657	Calcário	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,525	-48,844
SM-658	Calcário	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,528	-48,853
SM-662	Calcário	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Não determinado	Sem informação	-24,527	-48,752

Ponto	Substância	Classe Utilitária	Importância	Status	Situação	Latitude	Longitude
SM-677	Calcário	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Não determinado	Sem informação	-24,655	-48,838
SM-678	Calcário	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Não determinado	Sem informação	-24,648	-48,841
SM-679	Calcário	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,598	-48,907
SM-681	Calcário	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Não determinado	Sem informação	-24,623	-48,793
SM-682	Calcário	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Não determinado	Sem informação	-24,638	-48,793
SM-683	Calcário	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Não determinado	Sem informação	-24,645	-48,791
SM-693	Calcário	Rochas e minerais industriais	Secundário 4	Não explotado	Sem informação	-24,649	-48,875
SM-695	Calcário	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Não explotado	Sem informação	-24,657	-48,844
SM-698	Calcário	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Não explotado	Sem informação	-24,660	-48,843
SM-700	Calcário	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Não explotado	Sem informação	-24,658	-48,846
SM-701	Calcário	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Não explotado	Sem informação	-24,656	-48,848
SM-702	Calcário	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Não explotado	Sem informação	-24,656	-48,858
SM-706	Calcário	Rochas e minerais industriais	Principal	Não explotado	Sem informação	-24,599	-48,911
SM-707	Calcário	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Não explotado	Sem informação	-24,667	-48,912
SM-709	Calcário	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Não explotado	Sem informação	-24,634	-48,958
SM-710	Calcário	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Não explotado	Sem informação	-24,634	-48,953
SM-712	Calcário	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Não explotado	Sem informação	-24,637	-48,934
SM-713	Calcário	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Não explotado	Sem informação	-24,649	-48,935
RF-013	Calcário	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Ativa	-24,513	-48,777
RF-014	Calcário	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,954	-48,956
RF-016	Calcário	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Sem informação	-24,662	-48,999
RF-019	Calcário	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Ativa	-24,602	-48,906
SM-085	Calcário	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Ativa	-24,600	-48,905
SM-654	Calcita	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,576	-48,893
RF-010	Calcita	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,583	-48,708
RF-015	Calcita	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Sem informação	-24,550	-48,802
RF-018	Calcita	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,655	-48,983
RF-008	Cascalho	Rochas e minerais industriais	Principal	Garimpo	Sem informação	-24,832	-48,948
RF-020	Cascalho	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Sem informação	-24,623	-48,581
SM-676	F	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,696	-48,822
SM-682	F	Rochas e minerais industriais	Principal	Não determinado	Sem informação	-24,638	-48,793
SM-683	F	Rochas e minerais industriais	Principal	Não determinado	Sem informação	-24,645	-48,791
SM-705	F	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,695	-48,820
SM-709	F	Rochas e minerais industriais	Principal	Não explotado	Sem informação	-24,634	-48,958
SM-711	F	Rochas e minerais industriais	Principal	Não explotado	Sem informação	-24,630	-48,957
RF-001	F	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,697	-48,828
SM-642	Granito	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,986	-48,504
RF-002	Granito	Rochas e minerais industriais	Principal	Não explotado	Sem informação	-24,638	-48,781
SM-643	Mármore	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,685	-48,526
SM-653	Mármore	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,580	-48,897
RF-004	Mármore	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,701	-48,949
RF-012	Mármore	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,685	-48,526
SM-689	Pirita	Rochas e minerais industriais	Principal	Não explotado	Sem informação	-24,634	-48,838
SM-702	Pirita	Rochas e minerais industriais	Principal	Não explotado	Sem informação	-24,656	-48,858
RF-006	Pirita	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Mina	Sem informação	-24,709	-48,998
RF-007	Pirita	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Mina	Inativa	-24,794	-48,953
RF-009	Pirita	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Mina	Inativa	-24,536	-48,720
RF-011	Pirita	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Mina	Inativa	-24,582	-48,710
SM-715	Quartzito	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,869	-48,946
SM-717	Quartzito	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,966	-48,931
SM-317A	Saibro	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,959	-48,911
SM-648	Saibro	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,954	-48,912
SM-655	Saibro	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,566	-48,874
SM-659	Saibro	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,533	-48,790
SM-660	Saibro	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,533	-48,729
SM-663	Saibro	Rochas e minerais industriais	Principal	Mina	Inativa	-24,523	-48,749
SM-664	Saibro	Rochas e minerais industriais	Secundário 1	Não determinado	Sem informação	-24,538	-48,783
RF-005	Saibro	Rochas e minerais industriais	Principal	Garimpo	Sem informação	-24,672	-48,885

Os veios de quartzo mineralizados são divididos em duas famílias de orientação estrutural distinta: (i) veios paralelos à xistosidade principal da encaixante, de orientação média N30°E/75°W e (ii) veios extensionais de atitude média N40°W/75°NE. Além de quartzo, os veios apresentam traços de pirita, calcopirita, pirrotita e ouro livre. O quartzo dos veios é dominado por uma associação de inclusões fluidas carbônicas e aquocarbônicas primárias aprisionadas em condições subsolvus. A salinidade das inclusões aquocarbônicas é bastante variável (de 1 a 29% em peso eq. NaCl), sugerindo mistura mecânica de fluidos de diferentes salinidades. Também ocorrem inclusões aquosas multifásicas com sólidos de saturação (sistema H₂O-NaCl-CaCl₂), de salinidades muito altas (31-50% em peso eq. NaCl) (FALEIROS, A.M., 2009). As temperaturas de aprisionamento das inclusões primárias sugerem que a mineralização aurífera se formou em temperaturas entre 250 e 350°C (FALEIROS, A.M., 2009; FALEIROS, A.M. et al., 2010).

O teor de Au nos veios varia de 1,95 a 17,4 g/t, com teor médio de 5,87 g/t. A média do minério extraído na mina até 1940 foi de cerca de 10 mil t, com um teor de 5 g/t (PAIVA e MORGENTAL, 1980). A extração se deu por meio de lavra a céu aberto e subterrânea. A primeira consistiu na exploração de coberturas lateríticas, as quais se encontram exauridas. A extração subterrânea foi realizada por meio de 24 túneis, totalizando 1.874 m de galerias, segundo direção aproximadamente perpendicular à orientação das estruturas regionais. Paiva e Morgental (1980) constataram que ambos os tipos de mineralização foram explorados na mesma proporção enquanto a mina estava ativa. Segundo os autores, as camadas limoníticas indicariam uma mineralização singenética que, posteriormente, teria sido remobilizada pela circulação de fluidos metamórficos e/ou magmáticos, dando origem aos veios de quartzo mineralizados.

6.1.2 Prata

A prata ocorre como subproduto das mineralizações sulfetadas de chumbo dos tipos Perau e Panelas, como também da mineralização aurífera da Mina Morro do Ouro.

6.2 METAIS NÃO FERROSOS

6.2.1 Sulfetos de metais básicos (Pb-Zn-Ag-Cu)

As principais mineralizações de sulfetos de metais básicos na região podem ser agrupadas em dois tipos: Perau e Panelas (FLEISCHER, 1976).

6.2.1.1 Depósitos de Pb-Zn-Ag tipo Perau

Dentro da área mapeada, a Mina de Canoas representa o único depósito do tipo Perau, caracterizado por mineralizações sulfetadas polimetálicas de chumbo,

zinco, prata e ferro e corpos baritíferos. Segundo Daitx (1996), algumas das características principais desse depósito são: (i) ocorrência restrita na Formação Perau (Grupo Votuverava); (ii) disposição estratiforme ou *stratabound*; (iii) associações com outros tipos litológicos característicos, tais como formações ferríferas fácies magnetita e turmalinitos; (iv) encaixantes representadas por rochas carbonáticas e calcissilicáticas e micaxistos; (v) zonação mineralógica vertical e lateral das mineralizações estratiformes.

A mineralização na jazida de Canoas é principalmente disseminada, com associações de sulfetos (galeña, esfalerita, pirrotita, calcopirita, sulfossais) associados a horizontes baritíferos e rochas calcissilicáticas e silicáticas. A geometria dos corpos foi bastante influenciada por processos tectônicos, gerando lenticularização da mineralização estratiforme, formação de zonas enriquecidas orientadas e truncamentos de corpos de minérios (DAITX, 1996; DARDENNE e SHOBBENHAUS, 2001).

Os depósitos do tipo Perau foram interpretados como depósitos sedimentares-exalativos (*sedex*), formados por processos hidrotermais-exalativos em fundo oceânico (DAITX, 1996; DARDENNE e SHOBBENHAUS, 2001).

No período entre 1988 e 1995, a Mina de Canoas produziu 343 mil t de minério, com 2,8% Pb, 2,6% Zn e 61 g/t Ag. As reservas foram avaliadas em 967.800 t de minério, com 3,1% Pb, 3,5% Zn e 63 g/t Ag (DARDENNE e SHOBBENHAUS, 2001).

6.2.1.2 Depósitos de Pb-Zn-Ag tipo Panelas

As mineralizações de Pb-Zn-Ag do tipo Panelas são caracterizadas, principalmente, por veios encaixados em calcários e dolomitos do Grupo Lajeado. A geometria do minério é variável, com veios, lentes e charutos, geralmente discordantes da estrutura sedimentar da encaixante, e também com corpos subconcordantes a concordantes ao acamamento.

Na região mapeada foram cadastradas 12 minas inativas e cinco ocorrências do tipo Panelas. Das minas inativas, sete localizam-se na Formação Bairro da Serra, duas na Formação Betari e uma em cada uma das formações Mina de Furnas, Passa Vinte e Gorutuba. Conclui-se, assim, que todas as unidades carbonáticas do Grupo Lajeado hospedam mineralizações desse tipo. As jazidas mais importantes na Folha Apiaí são aquelas das minas de Panelas, Furnas, Barrinha e Lajeado.

Apesar do forte controle estrutural, o padrão estrutural das mineralizações é característico para cada jazida. Os veios mineralizados podem ocorrer em zonas de intersecção entre fraturas e acamamento sedimentar, fraturas em zonas axiais de dobras e fraturas extensionais associadas a zonas de cisalhamento (DARDENNE e SHOBBENHAUS, 2001). Dentre as características comuns a todas as jazidas, estão o caráter *stratabound* da mineralização e a dominância dos veios e lentes discordantes

das estruturas (BARBOUR et al., 1990). Características observadas localmente incluem leitos carbonáticos enriquecidos singeneticamente com metais-base (Painéis), lentes de minério concordante com o acamamento sedimentar (Barrinha) e zonas de alteração da encaixante dos veios mineralizados, principalmente com silicificação das paredes (Furnas) (BARBOUR et al., 1990).

O minério é principalmente maciço, de granulação grossa, constituído, essencialmente, por galena, pirita e esfalerita. Calcopirita, arsenopirita, tetradrita-tenantita, estibinita, bornita, pirrotita, boulangerita, calcosina, argenteína, prata nativa, antimônio nativo e ouro ocorrem como acessórios ou traços (BARBOUR et al., 1990; DARDENNE e SHOBENHAUS, 2001). Minerais de ganga compreendem calcita, dolomita, anquerita, quartzo, sericita e fluorita. Os veios mineralizados apresentam zanação mineralógica característica composta por uma zona rica em pirita nas bordas, esfalerita em zonas intermediárias e galena em porções centrais. Podem ocorrer, também, zanações verticais, geralmente com aumento dos conteúdos de pirita e esfalerita em profundidade.

Embora boa parte da mineralização seja de natureza epigenética, Barbour et al. (1984, 1990) ressaltam várias evidências de uma mineralização disseminada de origem sedimentar-exalativa, que, posteriormente, teria sido remobilizada, culminando com a formação dos veios hidrotermais. Dentre as evidências estão minérios estratiformes na jazida de Barrinha, calcários negros enriquecidos em metais-base na jazida de Painéis, mineralizações desenvolvidas em zonas de transição entre metacalcários subjacentes e metadolomitos definindo uma jazida *stratabound* ou com controle estratigráfico na jazida de Furnas.

As jazidas do tipo Painéis foram responsáveis por cerca de 90% de chumbo e prata produzidos no Vale do Ribeira até 1976 (DARDENNE e SHOBENHAUS, 2001). As minas de Painéis, Furnas e Barrinha produziram 105.000, 13.000 e 13.000 t de Pb, respectivamente.

6.2.2 Cobre

Foram cadastradas 10 ocorrências e uma mina desativada de cobre. A mina desativada está relacionada a um corpo de anfibolito da unidade de granada-xisto do Grupo Votuverava, enquanto as ocorrências, ao Granito Itaoca (Ediacarano).

As ocorrências de Cu dentro do Granito Itaoca foram descritas por Mello (1995) e Mello e Bettencourt (1998). Segundo os autores, as mineralizações de cobre ocorrem de quatro formas principais:

- Veios de quartzo associados a zonas de cisalhamento que cortam o batólito, com disseminações localizadas de sulfetos (calcopirita, pirita, pirrotita, molibdenita, galena). Filões brechados com turmalina, calcopirita e pirita apresentam teores de até 0,1% de Cu.

- Disseminações e níveis de sulfeto maciço contendo calcopirita, bornita e pirita em milonitos derivados de granito no interior do batólito, com teores de Cu entre 0,2 e 0,4%.
- Disseminações ou filmes em fraturas com pirita, calcopirita, molibdenita, pirrotita, marcassita e covelina em granito não milonítico. Os teores de Cu nesse tipo de mineralização chegam a 300 ppm.
- Disseminações localizadas de sulfetos (calcopirita, bornita, pirita e molibdenita) em escarnitos, com carbonatos supérgenos (malaquita e azurita) e ouro associados. Alguns trechos centimétricos de escarnito chegam a conter até 4% de Cu e 11 ppm de ouro.

6.2.3 Tungstênio e molibdênio

O Granito Itaoca apresenta 11 ocorrências de tungstênio, sendo duas associadas a mineralizações de volastonita, uma associada à mineralização de molibdênio e uma associada a mineralizações de volastonita, cobre, ouro e molibdênio.

As mineralizações de tungstênio e molibdênio do Granito Itaoca são representadas por depósitos metasomáticos de scheelita-povelita e molibdenita associados a corpos de granada-salita-escarnito. As mineralizações ocorrem de duas formas (MELLO e BETTENCOURT, 1998):

- Disseminações de cristais submilimétricos dispersos na matriz de escarnitos salíticos.
- Agregados submilimétricos a subcentimétricos concentrados em níveis granatíferos ou preenchendo fraturas em tais níveis.

Nos escarnitos volastoníticos a mineralização é muito rara e representada por disseminações erráticas de scheelita-povelita muito fina, preferencialmente concentrada em fraturas em níveis granatíferos.

O teor de WO_3 varia entre 0,1 e 2% nos escarnitos não volastoníticos e decresce para 0,03-0,05% nos volastoníticos. Os teores de MoO_3 alcançam valores de até 0,5% em granada-salita-escarnitos e *hornfels* calcissilicáticos, enquanto os escarnitos volastoníticos são estéreis quanto a esse elemento. O Granito Itaoca possui uma reserva medida de 115 mil t de minério, com teor médio de 0,3% de WO_3 (MELLO e BETTENCOURT, 1998).

6.3 METAIS FERROSOS

6.3.1 Ferro

Foram cadastrados cinco jazimentos de ferro, correspondendo a uma mina inativa e quatro ocorrências.

Na mina inativa (Colônia Marquês de Abrantes, município de Tunas, PR) era lavrada uma crosta laterítica ferruginosa desenvolvida sobre rochas metassedimentares da Formação Capiú. Essas rochas, na área da lavra, são representadas por camadas de filito com

intercalações de camadas de quartzito grosso cinza-escuro, com matriz rica em mineral de brilho metálico (aparentemente hematita), e também intercalações de filito carbonoso cinza-escuro. Moradores antigos da região relatam que a mina está inativa há mais de 50 anos.

Registra-se, ainda, uma ocorrência no município de Apiaí (SP), relacionada a minério laterítico desenvolvido na região de contato entre o Gabro de Apiaí e a Formação Gorutuba, assim como uma ocorrência no município de Iporanga (SP), onde a mineralização é caracterizada por filões de hematita compacta criptocristalina, com alto teor de Fe_2O_3 , preenchendo fraturas em metapelitos da Formação Ribeirão das Pedras (Grupo Votuverava, Calimiano).

6.3.2 Manganês

Foram cadastradas duas ocorrências de manganês, próximas aos municípios de Iporanga (SP) e Adrianópolis (PR).

A ocorrência de Iporanga foi explorada por meio de galerias subterrâneas e o depósito foi praticamente exaurido. A mineralização era encontrada na forma de veios de pirolusita e psilomelano encaixados em rochas quartzosas.

A ocorrência de Adrianópolis foi descoberta no Projeto Leste do Paraná (BATOLLA JÚNIOR, 1977) e, até o momento, foi muito pouco estudada. A mineralização é composta por blocos e seixos de quartzito rico em minerais ferruginosos e manganésíferos.

6.4 ROCHAS E MINERAIS INDUSTRIAIS

6.4.1 Volastonita

Cinco ocorrências e dois depósitos de volastonita foram catalogados. Correspondem a mineralizações metassomáticas em escarnitos (granada-volastonita-escarnito) associados ao Granito Itaoca. A mineralização ocorre de duas formas (MELLO e BETTENCOURT, 1998):

- Nos escarnitos mineralizados, a volastonita forma agregados fibrorradiados milimétricos ou acículas submilimétricas a milimétricas disseminadas, com teores médios de 45%.
- Bolsões ricos em volastonita fibrorradiada em agregados milimétricos a centimétricos, associados a granada e vesuvianita, com teores de até 80% de volastonita.

O Granito Itaoca apresenta uma reserva medida de cerca de 850 mil t de escarnitos, contendo 450 mil t de volastonita (MELLO e BETTENCOURT, 1998).

6.4.2 Fluorita

A região da Folha Apiaí apresenta sete jazimentos de fluorita, correspondendo a duas minas inativas

(Sete Barras), dois depósitos (Mato Dentro) e três ocorrências (Granito Itaoca).

Os depósitos de Sete Barras e Mato Dentro estão hospedados em rochas carbonáticas (mármore) do Grupo Lajeado (Ectasiano a Toniano), podendo ser classificados como do tipo *stratabound*.

O depósito de Sete Barras está hospedado em mármore da Formação Bairro da Serra, na zona de contato entre o limite sul do Granito Itaoca. Essa zona é também marcada pela faixa milonítica da Zona de Cisalhamento Ribeira. A mineralização ocorre na forma de lentes alongadas de direção N60°E, espessura em torno de 15-20 m e extensão lateral acima de 2 km, encaixadas em mármore. O depósito possui uma reserva estimada de 2,5 milhões de t de minério, com 50-60% de CaF_2 . Ocorrem dois tipos de mineralização (DARDENNE e SHOBENHAUS, 2001):

- Minério criptocristalino cinza-escuro a negro, constituído por fluorita e quartzo, tendo muscovita, carbonatos e minerais opacos como acessórios. Apresenta estrutura laminada e, por vezes, textura coliforme.
- Minério macrocristalino, formado por fluorita amarela idiomórfica (prismática), milimétrica a centimétrica. Esse minério cresceu sobre o minério criptocristalino formando concreções botroidais.

Segundo Ronchi et al. (1993), ambos os tipos de mineralização se formaram após deformação e metamorfismo regional e também a intrusão do Granito Itaoca.

O depósito de Mato Dentro (RONCHI et al., 1993; CARVALHO et al., 1997) está hospedado no Mármore Apiaí. O minério é microcristalino e formado, essencialmente, por fluorita e quartzo. Muscovita, carbonatos, pirita e minerais opacos ocorrem como acessórios. O depósito apresenta uma reserva estimada de 1,5 milhões de t de minério com 40-50% de CaF_2 (DARDENNE e SHOBENHAUS, 2001).

Duas ocorrências associadas ao Granito Itaoca estão relacionadas a uma zona de cisalhamento de direção norte-sul. A fluorita é roxa, amarela ou branca e ocorre disseminada em milonitos, veios de quartzo e *graisens*. Os teores alcançam 4% de CaF_2 , embora corpos de *greisen* possam, localmente, conter mais de 80% de fluorita roxa (MELLO e BETTENCOURT, 1998).

Faleiros (2003) descreve, também, uma ocorrência de fluorita em veios de quartzo lenticulares, de espessura centimétrica e atitude aproximada N60°W/vertical, encaixados em granito protomilonítico associado à Zona de Cisalhamento Ribeira. Essa última ocorrência localiza-se a menos de 1 km do depósito de Sete Barras.

6.4.3 Barita

Ocorre uma mina inativa de barita na região centro-oeste da área mapeada. O depósito é conhecido

como Mina do Pretinho e a mineralização é hospedada por rochas metassedimentares carbonáticas da unidade de xistos da Formação Perau (Grupo Votuverava, Calimiano). O minério é composto por uma camada mineralizada em barita com espessura variando de 80 a 150 cm e extensão lateral superior a 1 km. Além da barita, o minério apresenta camadas milimétricas ricas em galena e calcopirita.

Em 1980, a produção anual do depósito era de 140 t de minério cru.

6.4.4 Calcário e mármore

Atualmente, os jazimentos de calcário representam o principal recurso mineral do Vale do Ribeira, correspondendo à maior reserva do estado de São Paulo. A maior parte da extração atual é destinada à produção de cimento, cal e insumos agrícolas.

A região da Folha Apiaí, atualmente, apresenta 31 jazimentos de calcário e/ou mármore, correspondendo a quatro minas ativas, 11 minas inativas e vários depósitos (Quadro 6.1). Dos nove jazimentos principais, sete estão relacionados a formações do Grupo Lajeado, principalmente no município de Apiaí (SP):

- Formação Mina de Furnas (Mina Serrinha – ativa; um depósito).
- Formação Passa Vinte (duas minas inativas).
- Mármore Apiaí (duas minas inativas).
- Formação Bairro da Serra (uma mina inativa).

Os dois jazimentos restantes estão relacionados a uma lente de mármore na unidade de micaxisto do Grupo Votuverava (mina inativa – município de Adrianópolis, PR) e ao Mármore da Tapagem (Mina Minervale (ativa) – município de Iporanga, SP).

Na Mina Serrinha são lavrados corpos de calcário calcítico cinza-escuro, utilizado para fabricação de cimento *portland* pela Camargo Corrêa Cimentos S.A.

Na Mina Minervale foram lavrados corpos de mármore dolomítico branco pela Minervale Minérios Industriais Ltda. até a década de 1990. O minério foi utilizado como rocha ornamental sob a denominação comercial “Branco do Vale”. Atualmente, o mesmo minério está sendo utilizado por essa empresa para fabricação do suplemento nutricional Gran White (registro MS 4.9045.0035.001-0), utilizado principalmente no tratamento de osteoporose.

6.4.5 Rochas ornamentais

Uma ocorrência de rocha ornamental é registrada na área, embora a Folha Apiaí apresente grande potencial para esse bem mineral. A ocorrência está localizada nas proximidades da cidade de Apiaí (SP) e é representada por um gabro isótropo (Gabro de Apiaí, Neoproterozoico), com a denominação comercial “Preto Apiaí” (FRASCÁ, 2000).

6.4.6 Quartzito

Foram registradas três minas de quartzito.

Na cidade de Apiaí, ocorre uma mina ativa de quartzito friável (Sítio Vieira), utilizado pela Camargo Corrêa Cimentos S.A. como matéria-prima na fabricação de cimento *portland*. A mina apresenta uma área de 9,07 ha e uma reserva de aproximadamente 9 t. A produção mensal é de cerca de 4.900 m³.

Ocorrem duas minas inativas de quartzito nos municípios de Adrianópolis e Tunas (PR). Uma ocorrência está localizada na unidade de quartzito da Formação Perau e outra em uma lente de quartzito da unidade de xistos da Formação Turvo-Cajati. O quartzito lavrado em ambas as minas era utilizado para fins ornamentais, como calçamento e revestimento, e também como brita.

6.4.7 Pirita

Foram cadastradas duas ocorrências de pirita associadas ao Granito Itaoca. O minério pode ser utilizado na fabricação de ácido sulfúrico e de explosivos, dentre outros produtos químicos.

6.4.8 Brita

Uma mina desativada de brita presente no extremo-sudeste da área mapeada foi catalogada. Eram lavradas rochas do Granito Alto Turvo, correspondendo, na área da mina, a um granito alcalino cinza, equigranular médio, isótropo, com biotita e hornblenda disseminada. Ocorrem, também, enclaves de rochas charnoquíticas provavelmente associadas ao Complexo Serra Negra (encaixante).

A brita foi utilizada, essencialmente, para pavimentação da Rodovia Régis Bittencourt (BR-116).

6.4.9 Saibro e cascalho para pavimentação

Foram cadastrados, na Folha Apiaí, sete depósitos de saibro e um de cascalho.

Dos depósitos de saibro, quatro representam metapelitos intemperizados da Formação Gorutuba (Grupo Lajeado, Ectasiano a Criogeniano), ao noroeste da folha (município de Apiaí, SP). Em dois depósitos, no sudoeste da folha (município de Tunas), são lavrados metapelitos intemperizados da Formação Turvo-Cajati (Toniano a Ediacarano). Na cidade de Iporanga (SP), ocorre uma lava de metaconglomerado polimítico fortemente intemperizado da Formação Iporanga (Ediacarano).

Um depósito de cascalho é representado por uma lava ativa do DERSA, onde são lavrados, principalmente, corpos de metaconglomerado oligomítico com matriz arenosa da Formação Ribeirão das Pedras (Grupo Votuverava, Calimiano). O metaconglomerado, bastante intem-

perizado, apresenta seixos essencialmente de quartzito, embora ocorram seixos de filito e, localmente, mármore. São lavradas, também, camadas de metapelito (ardósia), utilizadas como saibro.

As lavras de saibro e cascalho são bastante rudimentares e funcionam de forma esporádica. O cascalho e o saibro são utilizados *in natura*, essencialmente para pavimentação de estradas vicinais da região.

7. GEOQUÍMICA PROSPECTIVA

A região da Folha Apiaí já havia sido objeto de levantamentos geoquímicos pela CPRM/SGB, com amostragem de sedimento de corrente, concentrado de bateia, solo, rocha e minério (Quadro 7.1).

Entretanto, não foi possível aproveitar as análises químicas efetuadas nos projetos anteriores, pois a sistemática de coleta e a metodologia analítica então adotadas diferem das empregadas atualmente. Muitas das coletas foram executadas com finalidades específicas e em uma escala de detalhe. As análises aplicadas apresentam baixa sensibilidade, com poucos elementos químicos analisados. Atualmente, é possível analisar, simultaneamente, 53 elementos com limites de detecção mais baixos.

Neste trabalho, os dados analíticos obtidos foram inicialmente ordenados e, posteriormente, sofreram tratamento estatístico com o cálculo dos estimadores da população e aplicação de estatística multivariada. Os resultados foram verificados com a litologia e o arcabouço estrutural da área, para dar suporte ao mapeamento geológico.

O levantamento geoquímico-mineralógico também visou a disponibilizar os dados para serem retomados e reinterpretados em trabalhos futuros.

7.1 MÉTODOS

7.1.1 Amostragem

O planejamento das estações de coleta foi executado em papel cronaflex transparente sobre base planialtimétrica, na escala 1:100.000, com rede hidrográfica destacada. Para cada estação planejada foi traçada, por meio de linhas de crista, a correspondente sub-bacia a montante. Esse material foi posteriormente transferido para meio digital e vetorizado, utilizando-se o programa ArcGIS, gerando-se, assim, os mapas de planejamento de coletas geoquímicas (Figura 7.1).

Nos trabalhos de campo foi prevista a coleta em uma densidade média de 1 amostra/10 km², adensando até 1 amostra/5 km². O mapa de planejamento geoquímico, com a localização das amostras e suas respectivas bacias hidrográficas, é apresentado na Figura 7.1. Em cada estação de coleta foram amostrados sedimentos de corrente e concentrados de bateia.

Foram realizadas seis etapas de campo, nos períodos: 20.09.2005 a 13.10.2005; 25.10.2005 a 17.11.2005; 11.12.2005 a 19.12.2005; 13.03.2006 a 06.04.2006; 21.09.2006 a 13.10.2006; 27.02.2007 a

Quadro 7.1 – Projetos desenvolvidos pela CPRM/SGB na folha Apiaí.

PROJETOS CPRM/SGB	ESCALA	ANO	SEDIMENTO DE CORRENTE	CONCENTRADO DE BATEIA	ROCHA	SOLO	MINÉRIO
Adrianópolis	1:10.000	1981	347	6	49	-	-
Barra do Mendes	1:15.000	1976	15	-	-	104	-
Eldorado	1:10.000	1982	296	1	60	-	-
Integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira	1:100.000	1981	9	-	36	861	9
Itaoca*	1:25.000	1978	140	1	28	105	-
Platina São Paulo/Paraná*			8	25	5	27	-
Seleção de Áreas/SP*			119		15	96	-
Sudelpa	1:50.000	1975	110	-	-	-	-
Vale do Ribeira*		1994	1353	74	3	15	-
Pesquisas Próprias/SP*			-	1		13	-

(*) Projetos não cadastrados no Geobank.

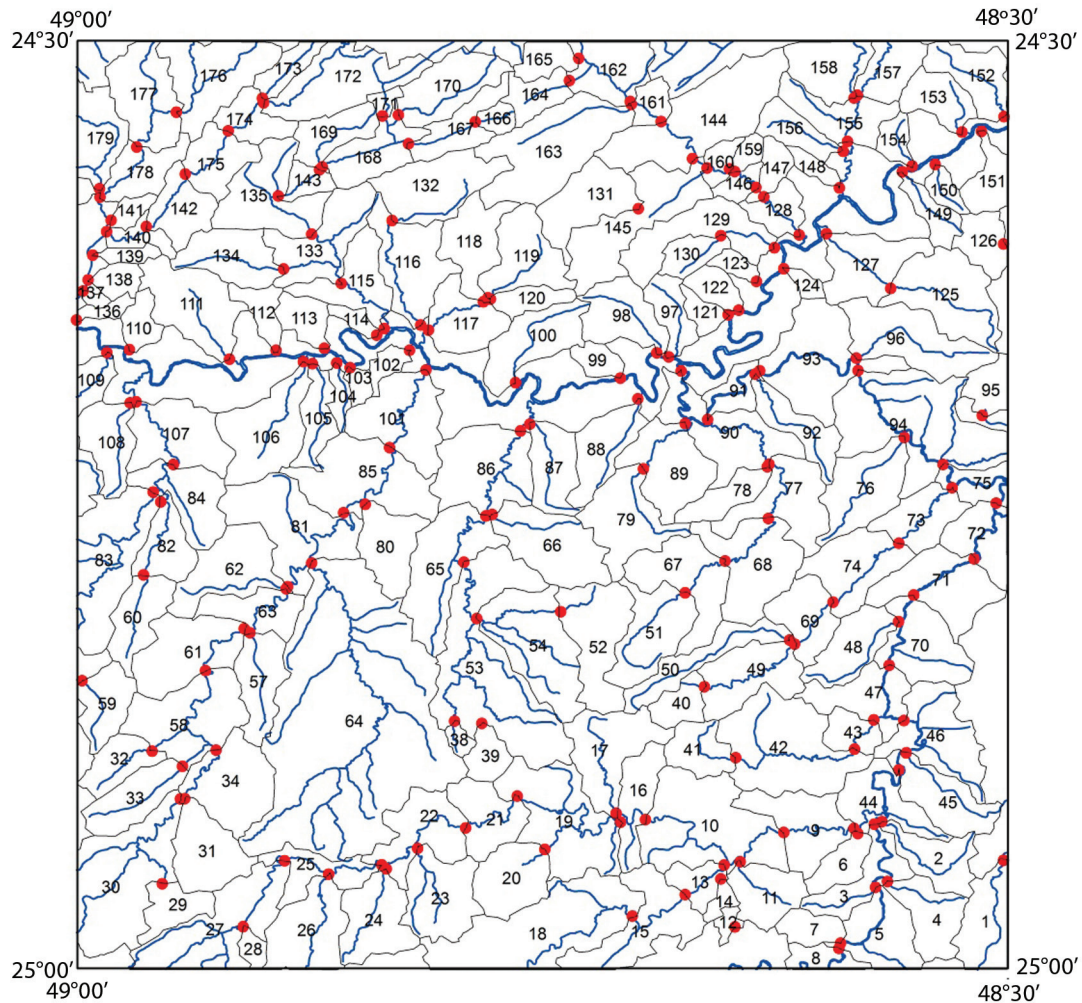


Figura 7.1 – Mapa de amostragem geoquímica prospectiva da folha Apiaí (escala 1:100.000).

12.03.2007. Algumas amostras planejadas não puderam ser coletadas, devido às limitações de acesso.

As amostras de sedimentos de corrente foram coletadas manualmente nos leitos ativos das drenagens, em geral ao longo de 30 m, colocadas em uma vasilha plástica, misturadas para melhor homogeneização e quarteadas; um dos quartos, com cerca de 250 g, foi embalado em sacos plásticos devidamente identificados.

Em cada estação de coleta o técnico preencheu uma ficha de geoquímica padronizada pela CPRM/SGB, com dados de localização, utilizando um Sistema de Posicionamento Global (GPS), além de dados referentes ao meio físico-geológico.

7.1.2 Análises

As análises químicas foram realizadas no ACME Analítica Laboratórios Ltda., localizado no Canadá. As amostras de sedimentos de corrente foram preparadas no laboratório, com secagem em estufa a 400°C, peneiradas a menos 80 mesh e digeridas com água-régia (0,5 g com 3 ml 2-2-2 HCl-HNO₃-H₂O a 95°C por uma hora, diluída para 10 ml). Posteriormente, foram analisa-

das por Espectrometria de Emissão com Fonte de Plasma (ICP-AES). Os elementos analisados e respectivos limites de detecção são apresentados no Quadro 7.2.

Os concentrados de bateia foram secos e as fases mais densas que 2,89 g/cm³ separadas por bromofórmio. A fração dos minerais pesados foi submetida à separação magnética, utilizando-se o eletroímã Frantz.

As análises mineralógicas semiquantitativas foram efetuadas utilizando-se lupa e microscópio petrográfico. Foram escolhidas seis classes de valores: < 1%, entre 1 e 5%, entre 5 e 25%, entre 25 e 50%, entre 50 e 75% e > 75%. Os teores < 1% são considerados 1% e os demais, 3, 15, 45, 60 e 85%, respectivamente.

Para o tratamento estatístico dos dados geoquímicos foram utilizados os programas Excel-MS (cálculo dos estimadores estatísticos e seleção das amostras anômalas) e Statistica – Statsoft (análise multivariada). No caso das análises químicas, foram considerados valores anômalos àqueles acima do limiar dado pelo produto entre média geométrica e o quadrado do desvio-padrão (MG*DG²).

Os mapas geoquímicos e de destaques minerais foram efetuados no programa ArcGIS.

Quadro 7.2 – Limites de detecção dos elementos analisados.

ELEMENTOS	LIMITE DE DETECÇÃO
B, In, Mn	1 ppm
Ag, Pt	2 ppb
V	2 ppm
Hg	5 ppb
Li	2 ppm
Pd	2 ppb
Na, P, Ti	0.001%
Al, Ca, Fe, K, Mg, S	0.01%
Cd, Cu, Mo, Pb, Zr	0,01 ppm
Bi, Ce, Ge, Te, Tl	0,02 ppm
Sn	0,05 ppm
As, Be, Co, Cs, Ga, Nb, Ni	0,1 ppm
Rb, Sc, Se, Tl, Th, U, Y, Zn	0,1 ppm
Au	0,2 ppb
W	0,2 ppm
Ba, Cr, La, Sr	0,5 ppm

7.2 RESULTADOS

7.2.1 Sedimento de corrente

As análises químicas dos sedimentos de corrente mostram que a maioria dos elementos foi totalmente detectada, sendo B, Ge, In, Re, Ta e Te os elementos de menor grau de detecção ou com muitos teores próximos do limite de detecção, portanto, excluídos do tratamento estatístico.

Foram calculados os estimadores estatísticos apresentados na Tabela 7.1.

A matriz de correlação e a análise de grupamento (Figuras 7.2 e 7.3) sugerem a presença de quatro grupos de associações geoquímicas:

- Grupo 1: rochas graníticas (Mo-Cr-W-Sr-Sn-Hf-Zr-Ti-Na-P) (Figura 7.4).
- Grupo 2: rochas básico-ultrabásicas (Cu-Co-Sc-Ni-Al-Ga-Mg-K-Rb-Cs-Li) (Figura 7.5).
- Grupo 3: sulfetos (Pb-Zn-Cd-In-As-Sb-Ag) (Figura 7.6).
- Grupo 4: rochas pegmatíticas (U-Th-La-Ce) (Figura 7.7).

Outras associações mostram a presença de determinados minerais nos sedimentos de corrente, como: feldspatos e plagioclásios (Al-Ga); sulfetos (Zn-Cd); minerais de zircônio (Hf-Zr); barita (Ba-S).

A ausência de correlação de Fe e Mn com Pb, Zn, Ag e Cu mostra que os óxidos de Fe/Mn não estão influenciando na concentração dos elementos metálicos de interesse econômico.

As amostras com anomalias geoquímicas, isto é, com valores acima do limiar (MG*DG2), são apresentadas no Quadro 7.3.

7.2.2 Concentrado de bateia

Os minerais mais frequentes nesses materiais foram hematita e ilmenita, detectados em todas as amostras, seguidos de magnetita, zircão, rutilo, anfíbólio, apatita, turmalina, epidoto e limonita (Tabela 7.2). Minerais de minério estão presentes em algumas amostras, com variação de 0 a 1%, como cassiterita (3%), scheelita (10%), cromita (5%) e pirita oxidada (15%) (Figura 7.8).

Algumas amostras apresentaram minerais indicativos de grau metamórfico, tais como granada, estaurocita, cianita e silimanita (Figura 7.9). As bacias anômalas coincidem com unidades litológicas mapeadas. Algumas estações trouxeram informações complementares ao levantamento geológico (Quadro 7.4).

7.3 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A partir da análise dos mapas de associações geoquímicas e de destaques mineralógicos, algumas conclusões podem ser admitidas.

- Anomalias pontuais e zonas anômalas de Ag-Pb-Zn estão associadas a sulfetos que cortam as sequências carbonáticas proterozoicas.
- Zonas anômalas de Cu-Co-Ni estão associadas a rochas metabásicas e ocorrem no noroeste e sudoeste da área.
- Em bacias onde ocorre o Gabro de Apiaí intercalado a sequências carbonáticas proterozoicas, os pesados da bateia apresentaram pintas de ouro.
- Ouro também é encontrado nos concentrados de bateia de drenagens que cortam rochas graníticas.
- Anomalias de Th, U, La, Ce sugerem presença de granitoides especializados em terras-raras.
- Anomalias de P foram observadas em rochas graníticas no noroeste e sudeste da área.
- Cassiterita e scheelita estão associadas ao Granito Itaoca. Também foram encontradas em drenagens que cortam os metapelitos da Sequência Serra das Andorinhas.
- Galena foi encontrada nos minerais pesados das drenagens que cortam sequências carbonáticas das formações Perau, sudoeste da área, e Bairro da Serra, noroeste da área.

Como principais recomendações para futuros trabalhos geoquímicos na área, sugere-se:

- Estudo da especialização dos principais litotipos responsáveis pela presença de ouro, cassiterita e scheelita nas frações pesadas dos concentrados de bateia.
- Detalhamentos das principais regiões com concentrações de zonas anômalas de Pb-Zn, Au, Cu-Ni, P, com adensamento da amostragem de sedimentos de corrente, concentrados de bateia e solos.

Tabela 7.1 – Sumário estatístico dos estimadores dos elementos analisados.

ELEMENTO	GRAU DE DETECÇÃO (%)	ABAIXO DO LIMITE	ACIMA DO LIMITE	MÍNIMO	MÁXIMO	MÉDIA ARITIMÉTICA	MÉDIA GEOMÉTRICA	DESVIO ARITIMÉTRICO	DESVIO GEOMÉTRICO	ANOMALIAS
Ag (ppb)	100	0	174	3	1567	61	26	174	3	8
Al (%)	100	0	174	0,11	3,73	1,25	1,12	0,57	1,65	2
As (ppm)	97	5	169	0,0	110,6	6,7	2,4	14,3	4,3	4
Au (ppb)	90	18	156	0,0	8105,8	48,8	1,0	614,4	3,5	5
B (ppm)	55	79	95	0	7	2	3	2	2	0
Ba (ppm)	100	0	174	2,7	2400,5	139,8	101,7	231,2	2,0	4
Be (ppm)	99	1	173	0,0	1,5	0,6	0,6	0,3	1,6	1
Bi (ppm)	100	0	174	0,03	1,74	0,18	0,15	0,17	1,89	4
Ca (%)	100	0	174	0,01	1,87	0,22	0,13	0,25	2,81	3
Cd (ppm)	100	0	174	0,01	0,79	0,07	0,05	0,10	1,99	4
Ce (ppm)	100	0	174	2,70	141,50	49,65	45,28	20,58	1,59	2
Co (ppm)	100	0	174	0,7	64,0	12,4	10,8	7,2	1,7	4
Cr (ppm)	100	0	174	2,3	251,0	85,8	59,9	62,2	2,6	0
Cs (ppm)	100	0	174	0,2	4,6	1,3	1,2	0,7	1,7	3
Cu (ppm)	100	0	174	1,55	114,64	23,50	18,16	18,26	2,07	5
Fe (%)	100	0	174	0,59	8,61	3,42	3,15	1,41	1,52	4
Ga (ppm)	100	0	174	0,4	11,8	4,7	4,3	1,8	1,6	2
Ge (ppm)	26	129	45	0,00	0,10	0,03	0,10	0,04	1,00	0
Hf (ppm)	91	15	159	0,00	0,44	0,11	0,09	0,09	2,21	2
Hg (ppb)	100	0	174	8	83	25	23	11	1	6
In (ppm)	65	61	113	0	1	0	0	0	2	5
K (%)	99	1	173	0,00	0,77	0,24	0,21	0,12	1,68	2
La (ppm)	100	0	174	0,6	82	25,44	22,806	11,783	1,6753	2
Li (ppm)	100	0	174	1,1	21,9	9,0	8,4	3,3	1,5	2
Mg (%)	100	0	174	0,02	1,06	0,28	0,22	0,18	2,18	1
Mn (ppm)	100	0	174	66	6666	662	514	668	2	9
Mo (ppm)	100	0	174	0,04	1,65	0,49	0,40	0,29	1,96	1
Na (%)	99	1	173	0,000	0,310	0,029	0,019	0,035	2,471	5
Nb (ppm)	100	0	174	0,0	1,8	0,5	0,4	0,4	2,2	0
Ni (ppm)	100	0	174	1,1	54,6	17,4	15,7	8,2	1,6	4
P (%)	100	0	174	0,003	0,104	0,030	0,026	0,016	1,675	7
Pb (ppm)	100	0	174	1,42	824,01	33,67	13,29	106,39	2,54	9
Pd (ppb)	10	157	17	0	33	1	14	5	1	1
Pt (ppb)	23	134	40	0	13	1	3	2	2	2
Rb (ppm)	100	0	174	0,6	81,2	18,6	15,6	10,9	1,9	1
Re (ppb)	7	162	12	0,0	1,0	0,1	1,0	0,3	1,0	0
S (%)	37	110	64	0,00	0,08	0,00	0,01	0,01	1,47	3
Sb (ppm)	100	0	174	0,03	4,66	0,46	0,21	0,75	3,14	6
Sc (ppm)	100	0	174	0,4	18,8	3,6	3,1	2,5	1,8	4
Se (ppm)	78	39	135	0,0	0,6	0,2	0,2	0,1	1,7	2
Sn (ppm)	99	1	173	0,00	3,00	0,81	0,69	0,47	1,81	2
Sr (ppm)	100	0	174	0,7	83,1	18,7	13,5	17,3	2,2	6
Ta (ppm)	0	174	0	0	0					0
Te (ppm)	47	92	82	0,00	0,31	0,02	0,04	0,04	1,78	4
Th (ppm)	100	0	174	0,2	33,6	7,8	6,8	4,5	1,7	4
Ti (%)	100	0	174	0,002	0,398	0,101	0,070	0,074	2,768	0
Tl (ppm)	99	1	173	0,00	0,37	0,12	0,11	0,06	1,68	1
U (ppm)	99	1	173	0,0	4,7	0,9	0,8	0,6	1,7	6
V (ppm)	100	0	174	2	508	59	41	71	2	8
W (ppm)	56	76	98	0,0	9,9	0,7	0,8	1,4	2,9	2
Y (ppm)	100	0	174	0,35	16,01	5,77	5,29	2,43	1,56	2
Zn (ppm)	100	0	174	5,8	496,4	55,0	46,0	57,0	1,7	5
Zr (ppm)	100	0	174	0,20	11,60	4,09	3,21	2,59	2,14	0

Dendrograma para 43 Variáveis
 Ligação Simples
 1-Pearson r

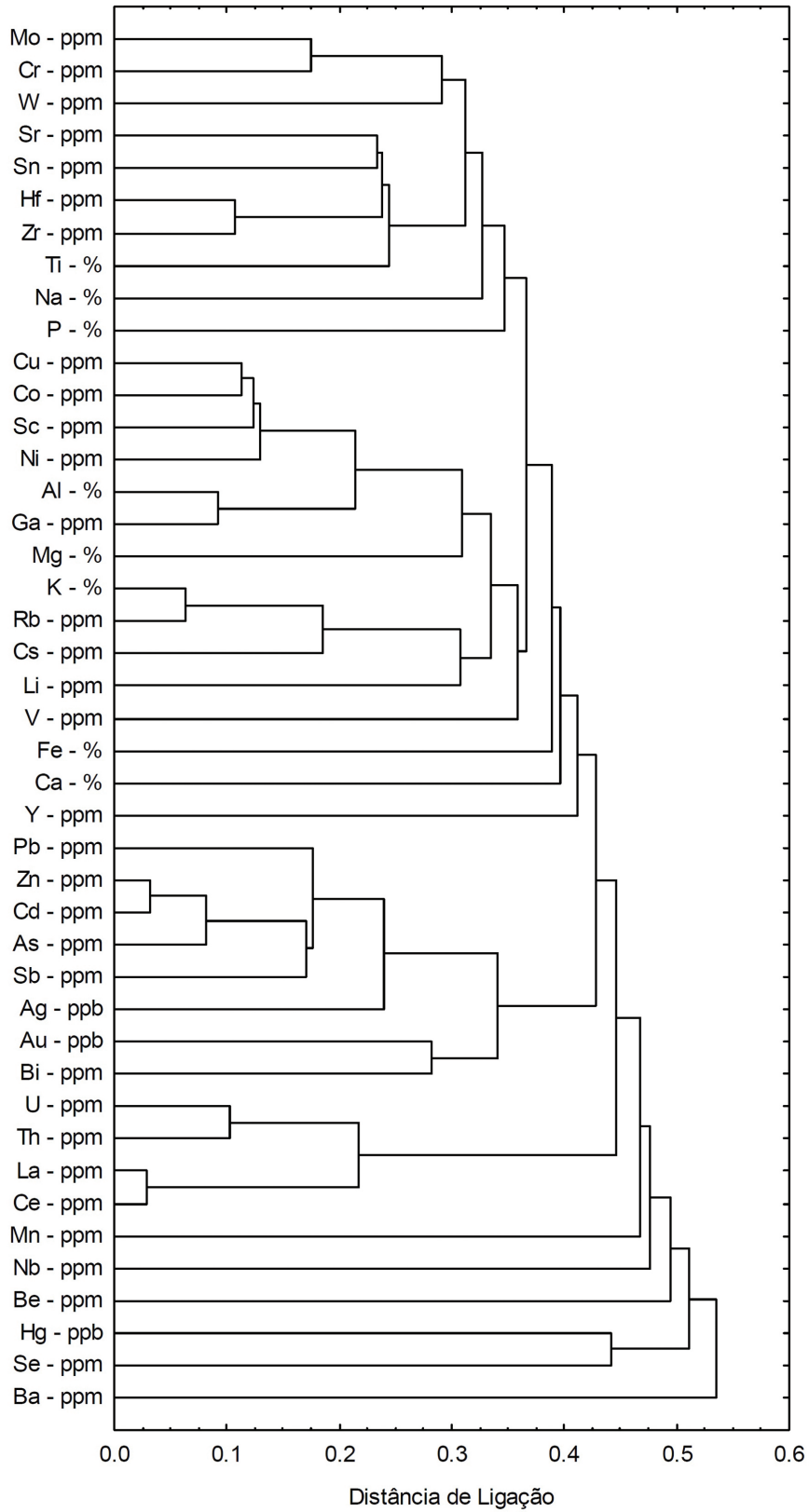


Figura 7.3 – Dendrograma.

Anomalias Geoquímicas
Grupo 1 (Nb, W, Mo, Cr, Sr, Sn, Hf, Zr, Na, Ti)

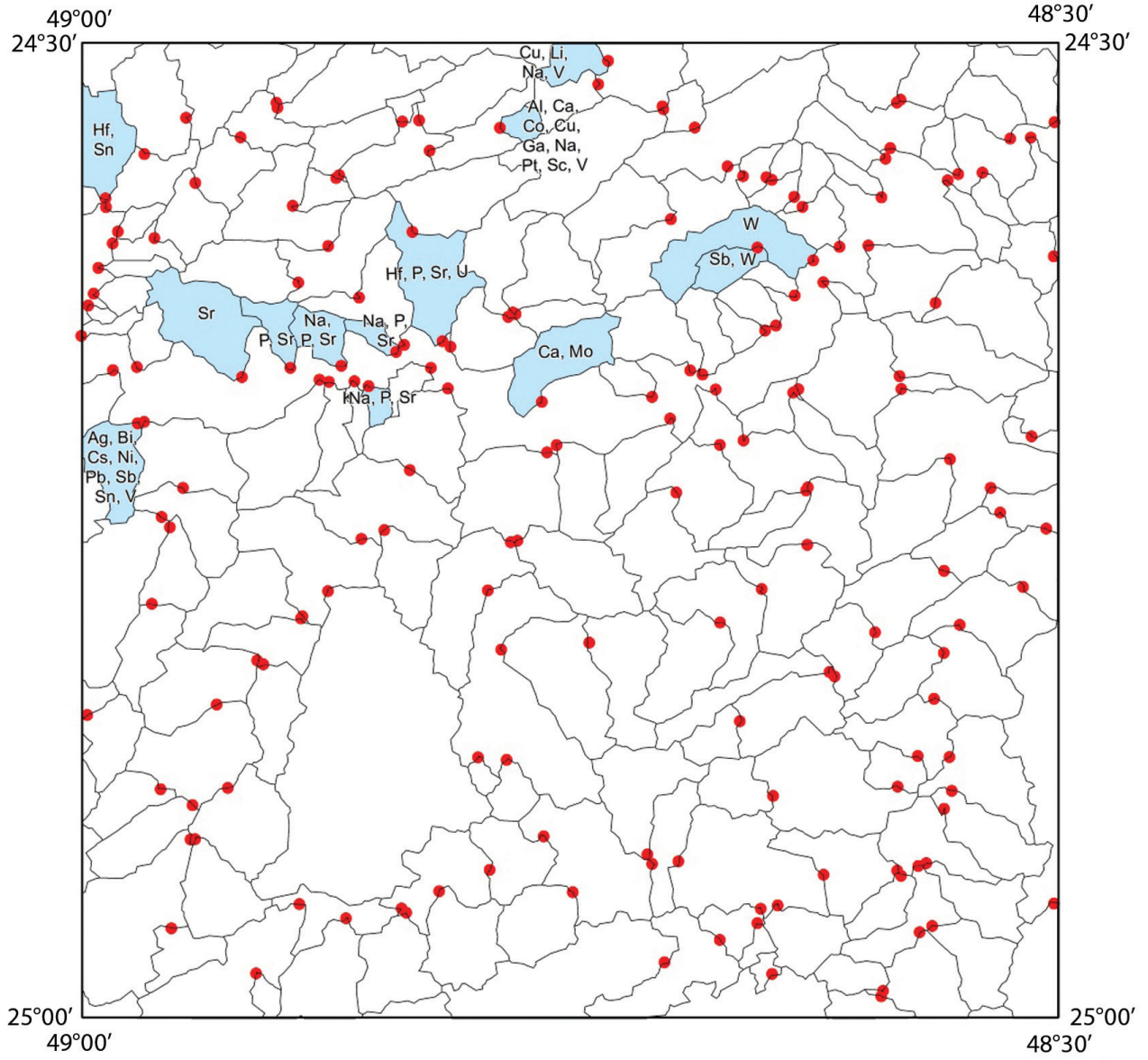


Figura 7.4 – Mapa de anomalias geoquímicas (grupo 1) dos sedimentos de corrente.

Anomalias Geoquímicas Grupo 2 (Cu, Co, Sc, Ni, Al, Ga, Mg, K, Rb, Cs, Li)

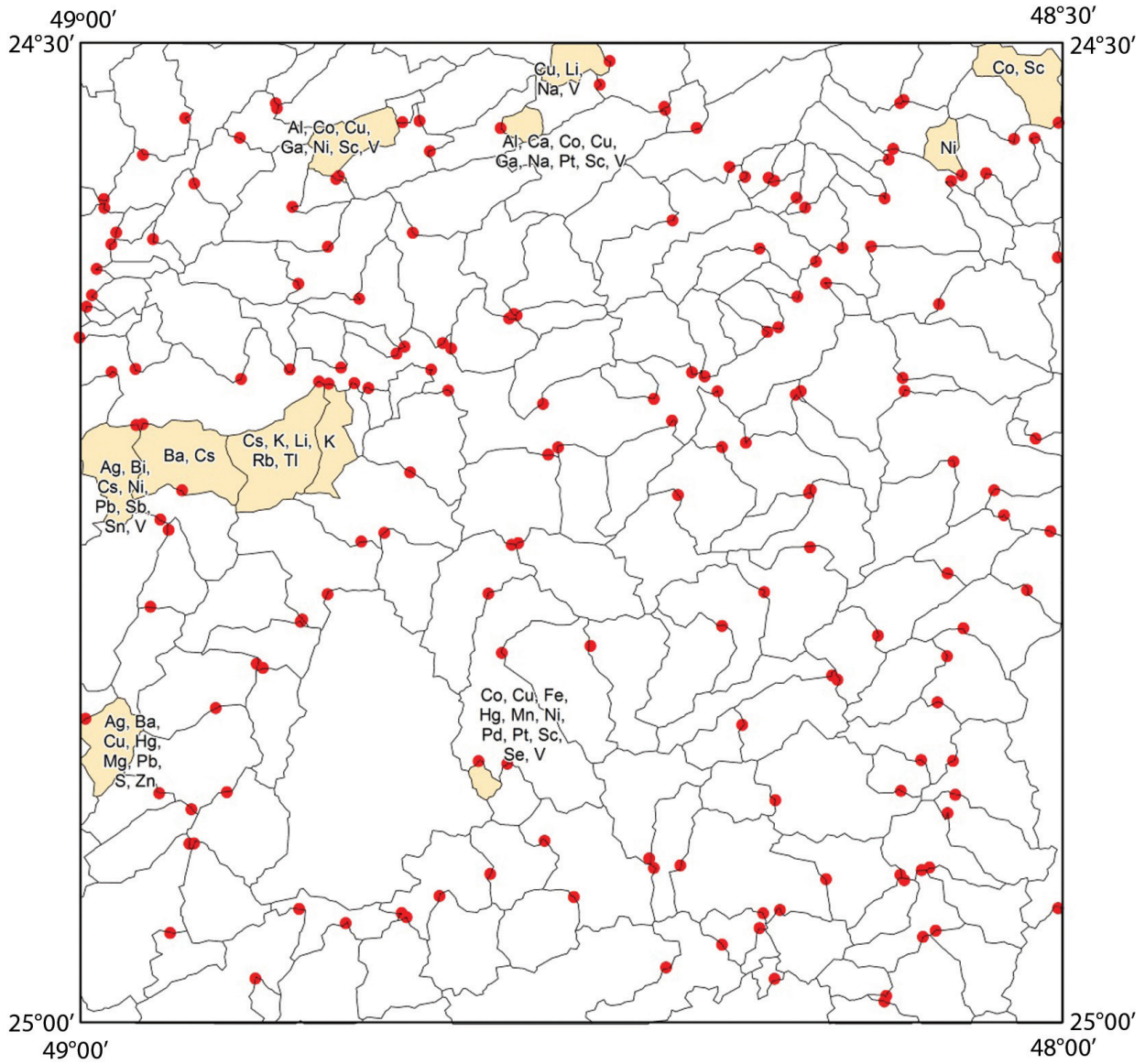


Figura 7.5 – Mapa de anomalias geoquímicas (grupo 2) dos sedimentos de corrente.

Anomalias Geoquímicas Grupo 3 (As, Sb, Ag, Cd, Zn, Pb, Au, Bi)

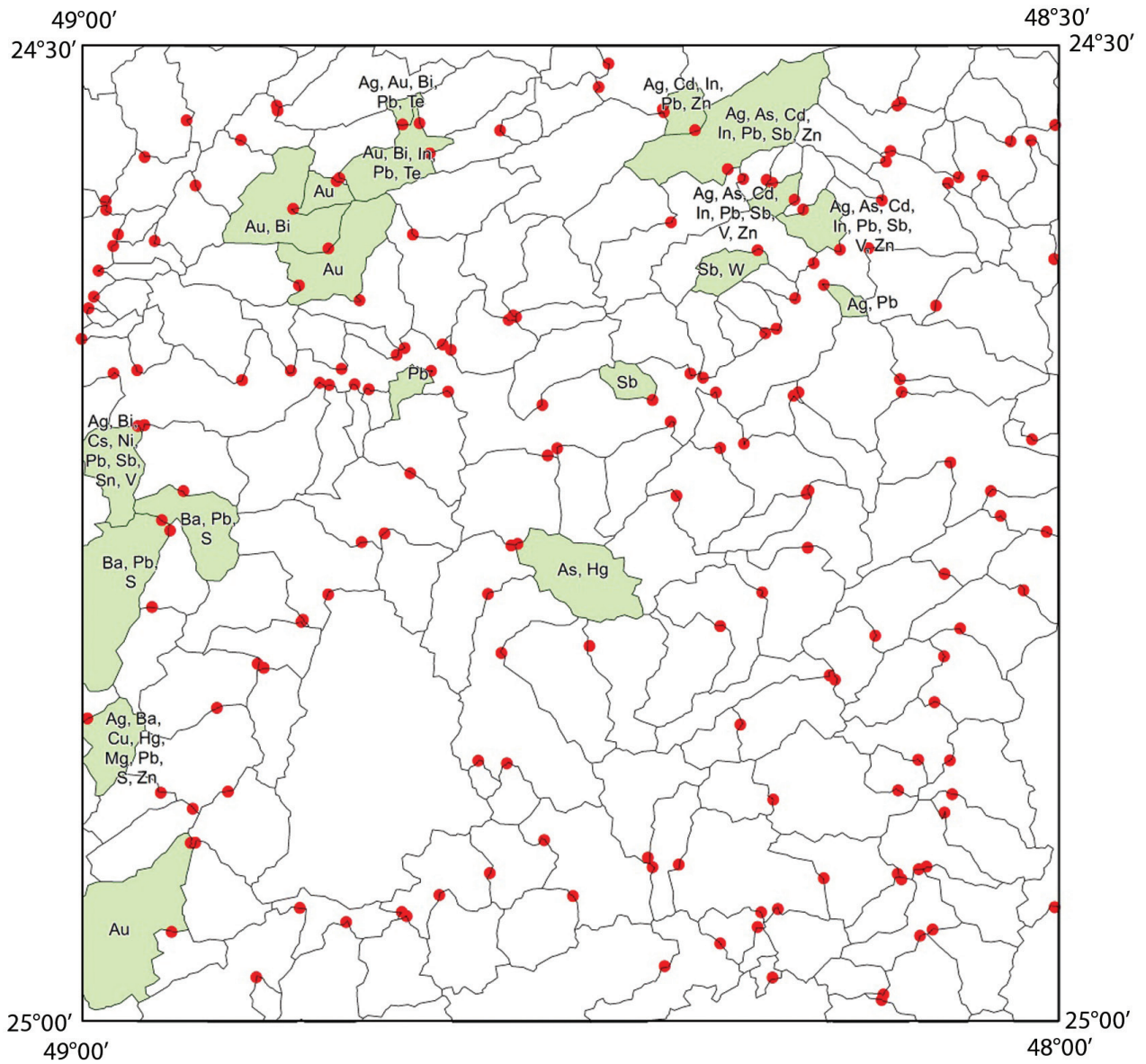


Figura 7.6 – Mapa de anomalias geoquímicas (grupo 3) dos sedimentos de corrente.

Anomalias Geoquímicas Grupo 4 (U, Th, La, Ce)

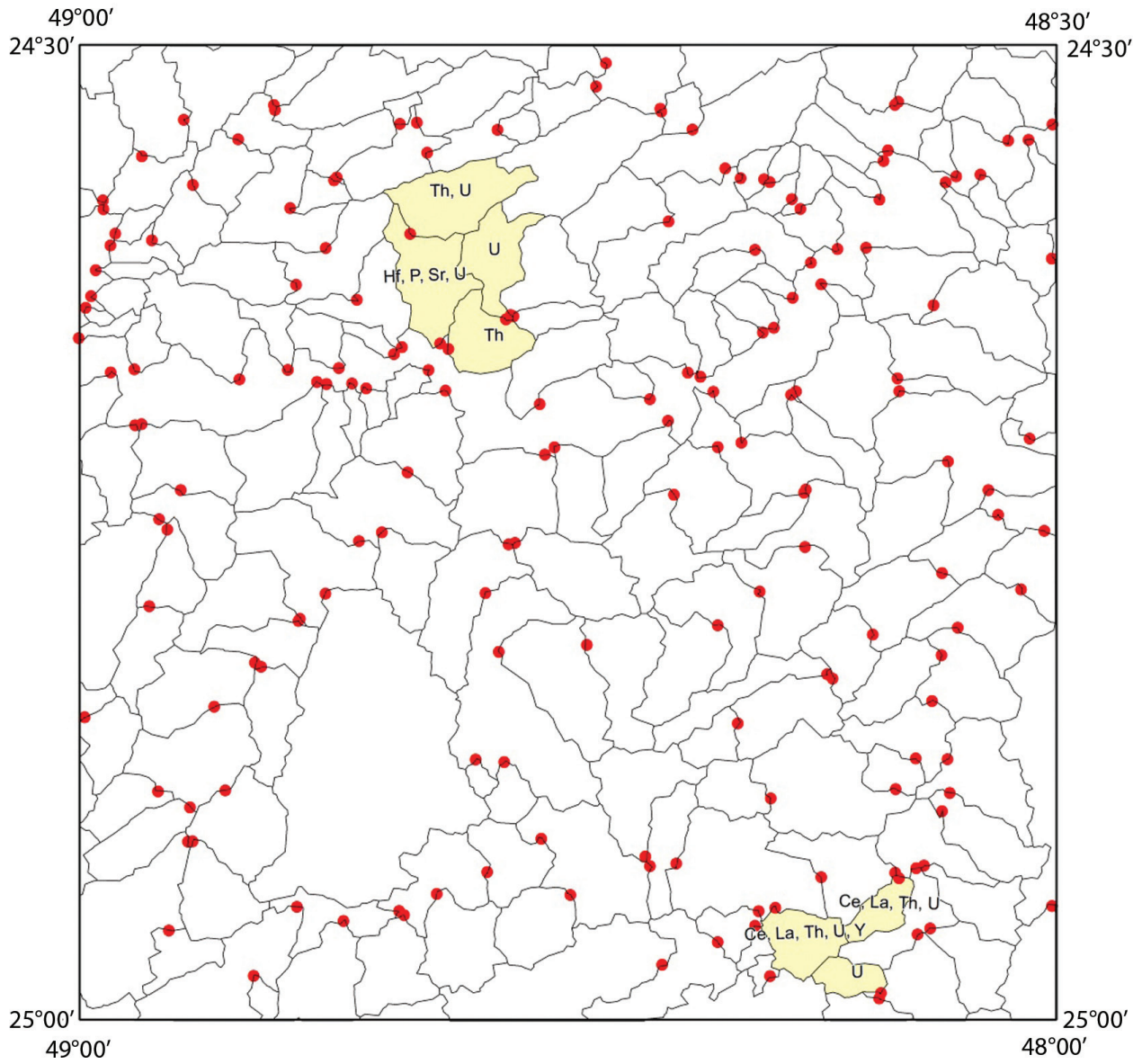


Figura 7.7 – Mapa de anomalias geoquímicas (grupo 4) dos sedimentos de corrente.

Quadro 7.3 – Estações com anomalias geoquímicas (coordenadas em UTM), zona 22S (WGS1984).

ORDEM	LATITUDE	LONGITUDE	AMOSTRA	ANOMALIAS
1	7239135	752142	RB-001	P, Y
2	7241053	744441	RB-006	Ce, La, Th, U
3	7234385	743314	RB-007	U
4	7239374	738118	RB-011	Ce, La, Th, U, Y
5	7243625	707641	RB-030	Au
6	7247925	722691	RB-038	Co, Cu, Fe, Hg, Mn, Ni, Sc, V
7	7247889	724169	RB-039	Hg
8	7252693	740875	RB-050	Hg
9	7255417	735256	RB-051	Fe
10	7250815	702830	RB-059	Ag, Ba, Cu, Hg, Mg, Pb, Zn
11	7257615	714979	RB-064	Mn
12	7260343	724850	RB-066	As, Hg
13	7261878	706452	RB-083	Ba, Pb
14	7263583	707614	RB-084	Ba, Pb
15	7268343	732112	RB-099	Sb
16	7268239	726254	RB-100	Ca, Mo
17	7270121	720943	RB-102	Pb
18	7269136	717332	RB-103	Na, P, Sr
19	7269550	715341	RB-105	K
20	7269643	714850	RB-106	Cs, K, Tl, Li
21	7267374	705584	RB-107	Ba, Cs
22	7267323	705313	RB-108	Ag, Bi, Cs, Ni, Pb, Sb, Sn, V
23	7269890	710725	RB-111	Sr
24	7270310	713325	RB-112	P, Sr
25	7270297	716016	RB-113	Na, Sr, P
26	7271209	718733	RB-114	Na, Sr, P
27	7271739	721256	RB-116	Hf, P, Sr, U
28	7271423	721555	RB-117	Th
29	7273267	724735	RB-118	U
30	7274757	740843	RB-124	Ag, Pb
31	7273505	746709	RB-125	Be, Fe, Mn
32	7276011	752952	RB-126	Mn
33	7276809	743359	RB-127	Mn
34	7276814	741906	RB-128	Ag, As, Cd, In, Pb, Sb, V, Zn
35	7275918	740471	RB-129	W
36	7276818	737550	RB-130	Sb, W
37	7277895	719679	RB-132	Th, U
38	7274428	716913	RB-133	Au
39	7277283	715319	RB-135	Au, Bi
40	7272033	702289	RB-136	Ca
41	7274641	703092	RB-138	Mn
42	7279557	713492	RB-143	Au
43	7281452	736177	RB-144	Ag, As, Cd, In, Pb, Sb, Zn
44	7279639	739543	RB-146	Ag, As, Cd, In, Pb, Sb, V, Zn
45	7280443	747539	RB-149	Mn
46	7281080	749246	RB-150	Fe, Hg, Mn, Se, Te
47	7282774	751858	RB-151	Mn, Te
48	7283533	753024	RB-152	Co, Sc
49	7280652	748090	RB-154	Ni
50	7283702	734486	RB-161	Ag, Cd, In, Pb, Zn
51	7284878	732769	RB-162	V
52	7287539	729985	RB-165	Cu, Li, Na, V
53	7283748	724314	RB-166	Al, Ca, Co, Cu, Ga, Na, Pt, Sc, V
54	7281106	716008	RB-168	Au, Bi, In, Pb, Te
55	7281010	715902	RB-169	Al, Co, Cu, Ga, Ni, Sc, V
56	7284185	719291	RB-171	Ag, Au, Bi, Pb, Te
57	7280076	703844	RB-179	Hf, Sn

Tabela 7.2 – Dados mineralógicos dos concentrados de bateia.

MINERAIS	NÃO DETECTADO %	DISTRIBUIÇÃO			VARIÇÃO
		1 - 3	15 - 40	60 - 85	
Cassiterita	97	5	0	0	0-1
Scheelita	90	18	0	0	0-1
Rutilo	13	152	0	0	0-1
Cromita	95	8	0	0	0-1
Monazita	79	36	0	0	0-1
Zircão	12	143	10	0	0-15
Xenotima	99	1	0	0	0-1
Anatásio	48	91	0	0	0-1
Pirita	97	5	0	0	0-1
Pirita ox.	58	70	3	0	0-15
Ouro	93	13	0	0	0-1
Granada	66	53	7	0	0-15
Piroxênio	65	61	0	0	0-3
Magnetita	3	32	122	13	0-85
Hematita	0	93	77	3	1-60
Ilmenita	0	24	134	16	1-85
Limonita	21	131	8	0	0-40
Anfibólio	13	103	43	4	0-85
Turmalina	19	140	2	0	0-15
Cianita	95	8	0	0	0-1
Estaurolita	60	58	12	0	0-40
Silimanita	99	2	0	0	0-1
Epidoto	20	121	18	0	0-40
Espinélio	72	48	0	0	0-1
Titanita	87	22	0	0	0-3
Carbonato	99	1	0	0	0-1
Leucóxênio	27	123	5	0	0-40
Apatita	14	149	0	0	0-1
Barita	99	1	0	0	0-1
Micas	41	103	0	0	0-3
Galena	99	2	0	0	0-3
Promorfita	93	13	0	0	0-1

Destaques Minerais
Minérios

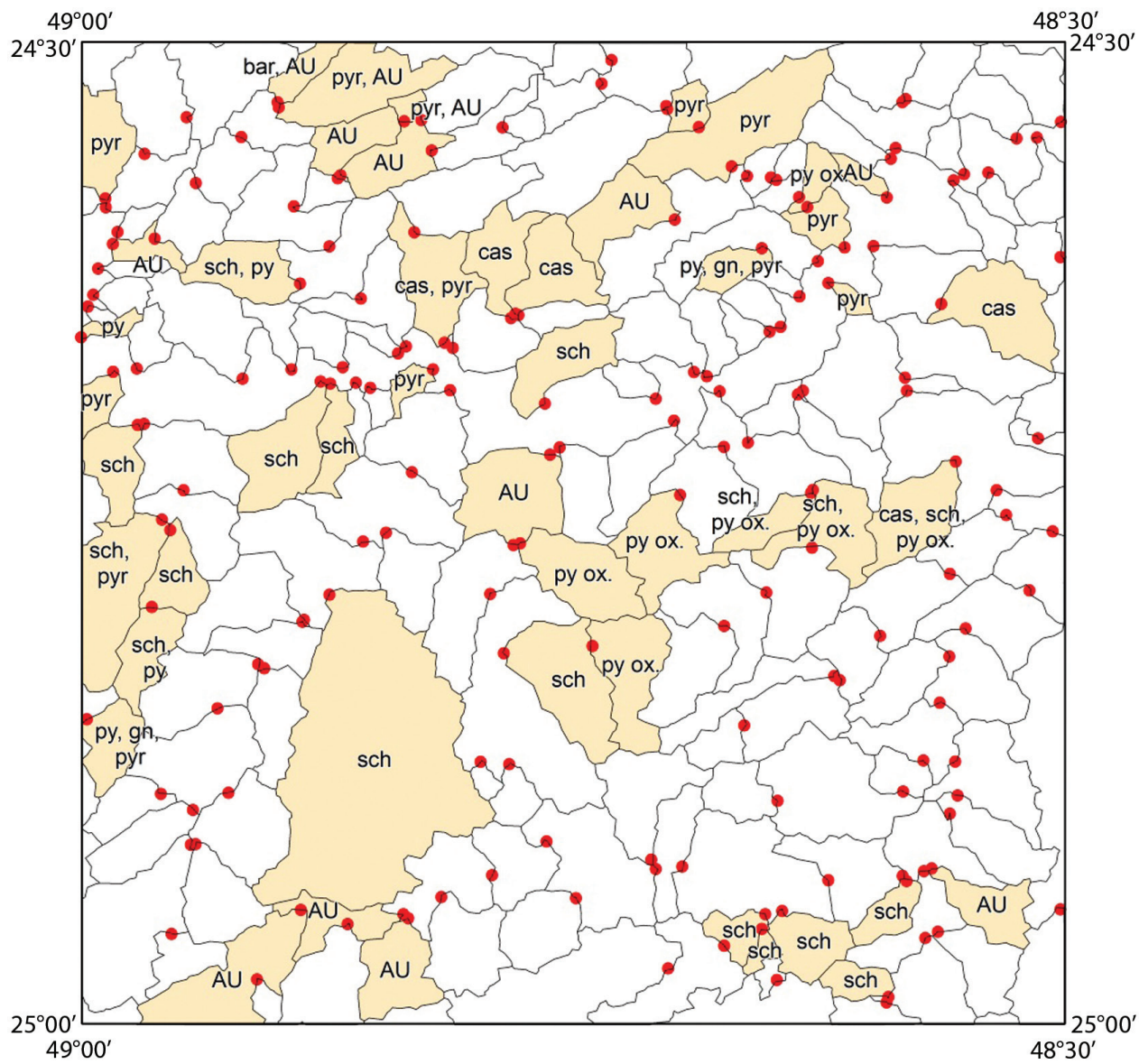


Figura 7.8 – Mapa de destaques minerais: minério.

Destaques Minerais Aluminossilicatos

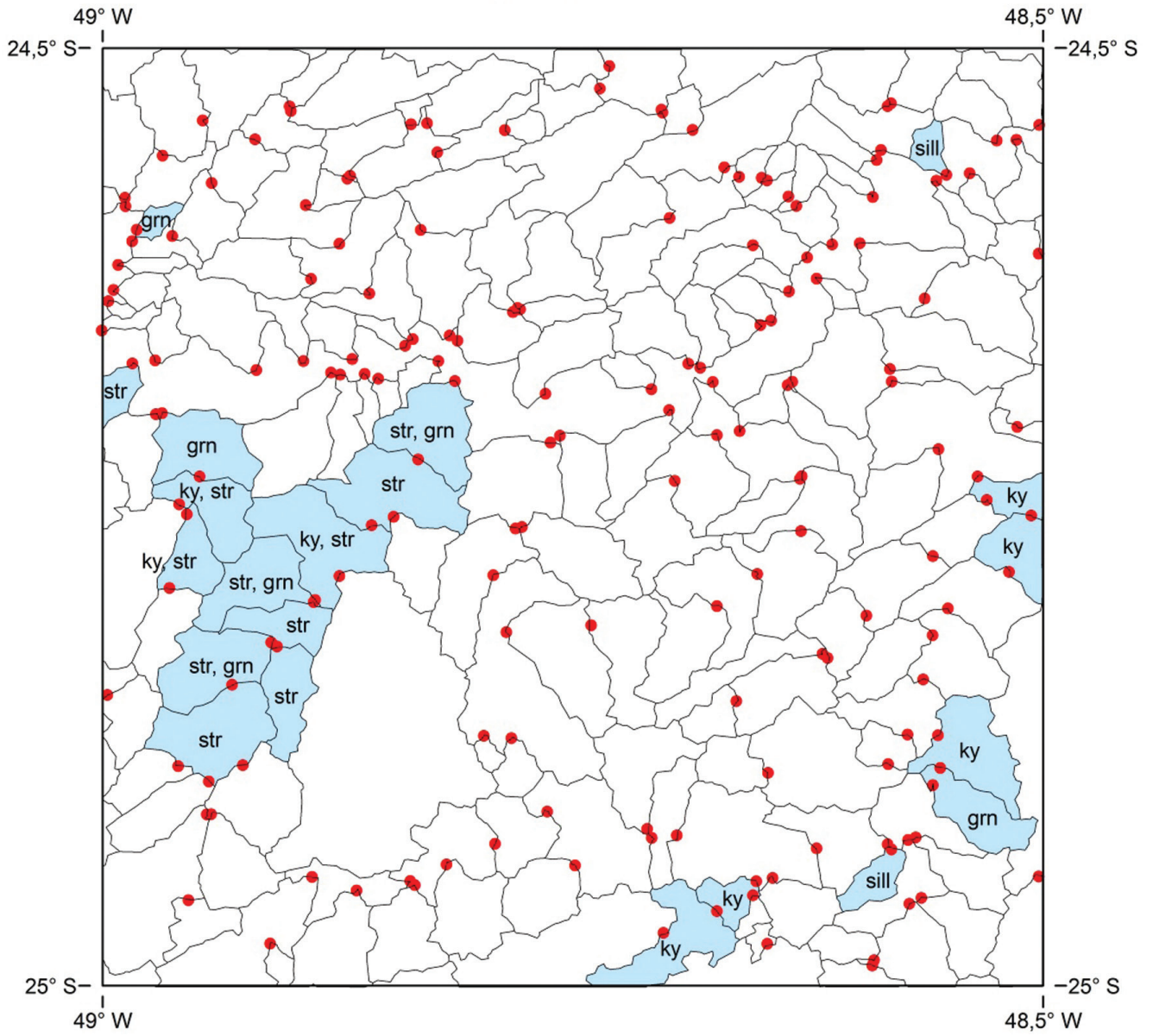


Figura 7.9 – Mapa de destaques minerais metamórficos – índice

Quadro 7.4 – Estações de coleta e seus destaques minerais.

AMOSTRA	MINERAL	MINÉRIO
RB-02	mic	AU
RB-03	mic	
RB-04	anat	
RB-05	anat, px, mic	
RB-06	anat, sil, spi	W
RB-07	anat	W
RB-09	spi	
RB-10	anat, spi	
RB-11	anat, spi	W
RB-13	zr, ky, spi	W
RB-14	anat	W
RB-15	anat, ky, spi	
RB-17	anat, spi	
RB-21	chr, spi	
RB-23	anat, ep	
RB-24		AU
RB-25	chr, anat, spi	AU
RB-26	spi	
RB-27	spi	AU
RB-29	anat, ilm, spi	
RB-30	anat, spi	
RB-31	anat, spi	
RB-32	spi	
RB-33	anat	
RB-34	anat	
RB-39	chr, anat	
RB-40	anat, spi	
RB-41	spi	
RB-42	chr anat spi	
RB-43	anat	
RB-44	mnz, anat, tour, ep	
RB-45	mnz, anat, grn, ilm, tour	
RB-46	mnz, anat, ilm, ky	
RB-47	mnz, anat, ilm	
RB-48	ep	
RB-49	anat, mt	
RB-50	anat	
RB-52	py, chr, anat	
RB-53	anat	
RB-54	anat	W
RB-57	anat, str	
RB-58	anat, str	
RB-59	py, anat, tour,	Pb
RB-60	py, tour	W
RB-61	anat, grn, str	

AMOSTRA	MINERAL	MINÉRIO
RB-62	anat, grn, str	
RB-63	anat, str	
RB-64	anat, px	W
RB-65	anat	
RB-66	py, spi, lcx	
RB-67	anat, spi	
RB-68	anat	
RB-69	anat, mt, spi	
RB-70	mnz, zr, anat, ep, spi	
RB-71	zr, anat, ep	
RB-72	chr, zr, anat, ky, ep, spi	
RB-73	anat	
RB-74	anat, spi	
RB-75	zr, anat, tour, ky, spi	
RB-76	py, anat, spi	W, Sn
RB-77	py, anat	W
RB-78	py	W
RB-79	py	
RB-80	spi	
RB-81	anat, ky, str, mic	
RB-82	anat, ky, str	W
RB-83	anat, ep, spi, pyr	W
RB-84	anat, ky, str	
RB-85	anat, str, spi	
RB-86	anat	AU
RB-87	anat, lcx	
RB-88	lcx	
RB-89	tour	
RB-90	tour	
RB-91	mnz, anat, tour, lcx	
RB-92	zr, anat, tour	
RB-93	zr, tour	
RB-94	zr	
RB-96	anat, lm	
RB-97	anat	
RB-98	anat, lm	
RB-99	hm	
RB-100	anat, ilm	W
RB-101	mnz, anat, grn, str	
RB-102	mnz, anat, pyr	
RB-103	mnz, mt, tit	
RB-104	mnz, anat, ilm	
RB-105	mnz, anat	W
RB-106	anat, mic	W
RB-107	anat, grn	

AMOSTRA	MINERAL	MINÉRIO
RB-108	anat	W
RB-109	chr, anat, str, spi, pyr	
RB-110	anat, hm	
RB-111	mnz, mt, ep	
RB-112	amph, ep	
RB-113	mnz, mt	
RB-114	mnz, anat, amph, ep	
RB-115	anat, spi	
RB-116	mnz, anat, mt, spi, pyr	Sn
RB-117	mnz, anat	
RB-118	mnz, mt	Sn
RB-119	mnz, anat	Sn
RB-120	mnz, ilm	
RB-121	anat, ilm	
RB-123	hm, ilm, spi	
RB-124	anat, hm, spi, pyr	
RB-125	anat, hm, spi	Sn
RB-126	anat, lm, lcx	
RB-127	lm	
RB-128	pyr	
RB-129	mnz, lm	
RB-130	anat, lm, py	Pb
RB-131	ilm, lm, lcx	AU
RB-132	mnz, mt	
RB-133	mnz, tit	
RB-134	anat, mt, py	W
RB-135	anat ,	
RB-136	zr, anat, ilm, carb, py	
RB-137	mnz, ep	
RB-138	amph	
RB-139	mnz, ep	

AMOSTRA	MINERAL	MINÉRIO
RB-140	mnz, ep	AU
RB-141	mnz, grn, mt	
RB-142	mnz	
RB-143	mnz	
RB-144	pyr	
RB-145	ilm, lcx	
RB-146	mnz, spi	
RB-147	anat, hm, py	
RB-148	mnz	AU
RB-149	xnt	
RB-151	hm	
RB-154	sill	
RB-155	spi	
RB-158	chr	
RB-159	ilm, lcx	
RB-160	ilm, lcx	
RB-161	lcx	
RB-166	spi	
RB-167	spi	
RB-168	spi	AU
RB-169		AU
RB-170	mnz, ilm	
RB-171	mnz, anat, hm, spi	AU
RB-172	anat, spi	AU
RB-173	spi, bar	AU
RB-174	mnz, spi	
RB-175	anat, spi	
RB-176	anat, ep, spi	
RB-177	mnz, anat, ep, spi	
RB-178	mnz, anat, mt, ep, spi	
RB-179	mnz, anat, mt, ep, mic	

Abreviaturas:

AU: ouro; W: scheelita; Sn: cassiterita; Pb: galena; amph: anfibólio; anat: anatásio; bar: barita; chr: cromita; cas: cassiterita; di: diopsídio; gn: galena; grt: granada; hbl: hornblenda; hm: hematita; il: ilita; ilm: ilmenita; ky: cianita; lcx: leucoxênio; lm: limonita; mic: mica (grupo); mnz: monazita; ms: muscovita; mt: magnetita; py: pirita; pyr: piromorfita; sch: scheelita; sil: silimanita; spi:espinélio; str: estauroлита; tour: turmalina (grupo); tit: titanita; xnt: xenotima; zr: zircão

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES

O levantamento geológico efetuado na escala 1:100.000, incluindo novos dados petrográficos e litogeoquímicos, aliado a informações disponíveis na literatura recente, permitiu melhor entendimento das relações tectonoestratigráficas das unidades geológicas presentes na Folha Apiaí. Esse entendimento resultou em uma reformulação substancial do quadro estratigráfico.

A Folha Apiaí compreende três domínios tectônicos justapostos, com histórias evolutivas distintas em período anterior às suas justaposições: Terreno Apiaí, Terreno Curitiba e Terreno Luís Alves. Os dois primeiros são segmentos do Cinturão Ribeira Meridional, enquanto o último representa um fragmento cratônico não afetado pelo Ciclo Brasileiro.

O Terreno Apiaí representa algo em torno de 70% da área da folha e é limitado, ao sul, pela Falha da Lancinha, que o separa do Terreno Curitiba. É composto por rochas de embasamento denominadas Gnaiss Tigre e seqüências de rochas supracrustais do Supergrupo Açungui e da Formação Iporanga. Apresenta orientação estrutural NE a ENE controlada por zonas de cisalhamento principalmente transcorrentes.

O Gnaiss Tigre é formado, predominantemente, por granitos alcalinos com assinaturas do tipo A, heterogeneamente milonitizados, de idade estateriana (ca. 1770 Ma). Afiora de maneira restrita no núcleo de estruturas antiforrais amplas, caracterizando janelas estruturais.

Apresentamos uma nova proposta de subdivisão do Supergrupo Açungui, neste trabalho considerado um terreno tectonoestratigráfico formado por unidades principalmente mesoproterozoicas: Formação Água Clara (ca. 1500 Ma), Grupo Votuverava (ca. 1440-1480 Ma), Sequência Serra das Andorinhas (Calimiano?) e Grupo Lajeado (sedimentação entre 1400 e 880 Ma).

A Formação Água Clara é formada por mármore impuros, rochas metassedimentares siliciclásticas e rochas básicas subvulcânicas e vulcânicas metamorfolizadas em condições de fácies xisto-verde a anfibolito superior. Localmente, ocorrem associações de metapelitos, formações ferríferas e gonditos, onde se encaixam as mineralizações auríferas epigenéticas e singenéticas da Mina Morro do Ouro.

O Grupo Votuverava foi subdividido em sete subunidades: Formação Perau, Unidade de Granada-Micaxisto, Unidade de Micaxisto, Formação Nhunguara, Formação Piririca, Formação Rubuquara e Formação Ribeirão das Pedras. A característica mais importante do Grupo Votuverava é a associação de metapelitos rítmicos (turbiditos distais) com rochas metabásicas presumivelmente de origem vulcânica. O metamorfismo varia de condições de fácies xisto-verde superior a anfibolito nas três primeiras subunidades a condições de fácies xisto-verde inferior nas quatro últimas. Os dados litogeoquímicos obtidos neste trabalho mostram que os metabasitos representam basaltos subalcalinos de afinidade toleítica. Ocorrem associações de rochas com assinaturas de basaltos de arcos vulcânicos e basaltos de cadeias meso-oceânicas, sugerindo um ambiente de bacia retroarco. Corroborar essa interpretação o ambiente de deposição das rochas metassedimentares associadas e as mineralizações sedimentares exalativas sulfetadas de Pb-Zn-Ag do tipo Perau presentes na formação homônima.

A Sequência Serra das Andorinhas difere das unidades do Grupo Votuverava principalmente pela escassez de metabasitos. Foi subdividida em duas unidades: (i) Unidade Metapelítica, formada por micaxisto com intercalações de rochas calcissilicáticas e carbonáticas; (ii) Mármore da Tapagem. O metamorfismo atingiu condições de fácies xisto-verde superior a anfibolito.

O Grupo Lajeado é formado por oito unidades de naturezas siliciclástica e carbonática metamorfolizadas em condições de fácies xisto-verde inferior (da base para o topo): Formação Betari (siliciclástica), Formação Bairro da Serra (carbonática), Formação Água Suja (siliciclástica), Formação Mina de Furnas (carbonática), Formação Serra da Boa Vista (siliciclástica), Formação Passa Vinte (carbonática), Formação Gorutuba (siliciclástica e carbonática) e Mármore de Apiaí (carbonática). Apresenta ambiente de sedimentação compatível com plataforma de margem continental passiva. Suas seqüências carbonáticas hospedam mineralizações sulfetadas de Pb-Zn-Ag do tipo Panelas. Atualmente, têm sido extensivamente exploradas para indústria de cal e cimento e de calcário para corretivo de solo. As unidades carbonáticas abrigam, ainda,

uma das mais importantes províncias espeleológicas do Brasil (Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira – PETAR), com mais de 300 cavernas cadastradas pela Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE). O ecoturismo relacionado às cavernas, atualmente, representa uma das principais atividades econômicas da região.

A Formação Iporanga, de idade ediacarana (ca. 580 Ma), compreende metapelitos rítmicos com importantes intercalações de metapsamitos e metapsefitos. Também ocorrem rochas vulcânicas ácidas.

O Terreno Curitiba representa algo em torno de 28% da área da folha. Limitado ao norte pela Falha da Lancinha e ao sul pela Zona de Cisalhamento Serra do Azeite, é formado por rochas de embasamento do Complexo Atuba e por sequências supracrustais das formações Turvo-Cajati e Capiru.

O Complexo Atuba, de idade riaciana a orosiriana (ca. 2200-2000 Ma), ocorre em uma janela estrutural e é formado por ortognaisse bandado migmatítico metamorfizado em condições de fácies anfibolito alto e milonitizado em condições de fácies xisto-verde. Apresenta orientação estrutural NNE, discordante da estruturação regional.

A Formação Turvo-Cajati, de idade máxima de sedimentação toniana (ca. 900 Ma), é composta por rochas metassedimentares siliciclásticas e carbonáticas e foi subdividida em duas unidades interpretadas como tectonofácies: (i) unidade de micaxisto, formada por rochas de fácies xisto-verde a anfibolito; (ii) unidade paragnáissica, formada por paragnaisse e silimanita-granada-biotita-xisto migmatíticos metamorfizados em condições de fácies anfibolito alto a granulito. A Formação Capiru também é composta por rochas metassedimentares siliciclásticas e carbonáticas, porém metamorfizadas em condições de fácies xisto-verde inferior. A definição da idade de sedimentação dessa unidade merece estudos posteriores. As formações Turvo-Cajati e Capiru apresentam associações de fácies compatíveis com ambientes de sedimentação em plataformas de margens continentais

passivas e possuem estruturação associada a uma tectônica de cavalgamentos.

O Terreno Curitiba apresenta, ainda, duas bacias vulcanossedimentares de transição Proterozoico-Fanerozoico, associadas a zonas de cisalhamento transcorrentes, denominadas, neste trabalho, Formação Indaiatuba e Formação Córrego da Lavra.

O Terreno Luís Alves representa apenas 2% da área da folha. É limitado, ao norte, pela Zona de Cisalhamento Serra do Azeite e é formado pelo Complexo Serra Negra, que pode ser correlacionado ao Complexo Granulítico de Santa Catarina. O Complexo Serra Negra, de idade arqueana a paleoproterozoica, representa a unidade mais antiga da Folha Apiaí. É constituído, predominantemente, por rochas gnáissico-granulíticas predominantemente básicas, retrometamorfizadas em condições de fácies xisto-verde superior a anfibolito. Apresenta orientação estrutural NNE, fortemente discordante da orientação regional (NE a ENE).

A Folha Apiaí apresenta, ainda, um grande volume de corpos graníticos essencialmente ediacaranos, com dimensões e formas variadas (diques, *stocks* e batólitos). No Terreno Apiaí predominam rochas da série calcalina de alto potássio do tipo I. No Terreno Curitiba ocorrem diversos *stocks* de leucogranito peraluminoso com muscovita e biotita, aparentemente do tipo S, encaixados em rochas da Formação Turvo-Cajati. Análises de concentrado de bateia revelaram ocorrências de scheelita associadas, um potencial anteriormente desconhecido. Esse magmatismo granítico peraluminoso é incomum regionalmente e merece estudos petrológicos e geocronológicos posteriores. O Terreno Luís Alves é dominado por plútons de granitos alcalinos do tipo A da Província Graciosa.

Em termos de recursos minerais, o Granito Itaoca (Terreno Apiaí) merece destaque, com diversas ocorrências de W-Mo-Cu, fluorita e volastonita. Contudo, a área da folha, como um todo, apresenta grande potencial, ainda não explorado, para rochas ornamentais.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALGARTE, J.P. A influência dos arqueamentos cratônicos no condicionamento das alcalinas dos estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1972. v. 1, p. 65-69.
- ALGARTE, J.P. et al. **Projeto sudeste do estado de São Paulo**: relatório final. São Paulo: DNPM/CPRM, 1974.
- ALMEIDA, F.F.M. de et al. The Precambrian evolution of South American cratonic margin south of Amazon river. In: NAIRN, A.E.; STEHLI, F.G. (Eds.). The ocean basins and margins. **Plenum Publ.**, New York, v. 1, p. 411-446, 1973.
- ALMEIDA, F.F.M. de et al. As províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. **Atas...** Campina Grande: Sociedade Brasileira de Geologia, 1977. p. 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. de et al. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 17, p. 1-21, 1981.
- ALMEIDA, M.A. **Geologia da formação Água Clara na região de Araçáiba, SP**. 1989. 184 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.
- ALMEIDA, M.A.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P. A formação Água Clara na região de Araçáiba, estado de São Paulo: litotipos, metamorfismo e deformação. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986. v. 2, p. 905-918.
- BARBOSA, O. **Geologia e petrologia na região de Apiaí, estado de São Paulo**. 1941. Tese (Concurso para a cadeira de Geologia, Petrografia e Mineralogia) – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1941.
- BARBOSA, O. A chamada série Ribeira. **Eng. Min. e Met.**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 79, p. 187-189, 1948.
- BARBOUR, A.P.; OLIVEIRA, M.A.D.; HYPOLITO, R. Geologia e gênese do depósito estratiforme de Pb da mina da Barrinha, vale do Ribeira, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. p. 3641-3657.
- BARBOUR, A.P.; BRITO NEVES, B.B.; MEDEIROS, R.A. Algumas implicações tectônicas na gênese das mineralizações sulfetadas do tipo Panelas no vale do Ribeira, SP, PR. **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v. 20, p. 46-54, 1990.
- BARCLAY, J.; CARMICHAEL, I.S.E. A hornblende basalt from western Mexico: water-saturated phase relations constrain a pressure-temperature window of eruptibility. **Journal of Petrology**, v. 45, p. 485-506, 2004.
- BASEI, M.A.S. et al. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v. 22, p. 216-221, 1992.
- BASEI, M.A.S.; MCREATH, I.; SIGA JÚNIOR, O. The Santa Catarina granulite complex of Southern Brazil. **Gondwana Research**, v. 1, p. 383-391, 1998.
- BASEI, M.A.S. et al. Geochronology and isotope geochemistry of Votuverava and Perau mesoproterozoic basins, southern Ribeira belt, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., **Short Papers**, p. 501-504, 2003.
- BASEI, M.A.S. et al. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 294, p. 239-256, 2008.
- BATOLLA JÚNIOR, F. **Projeto Leste do Paraná**: folha Apiaí. Relatório Final. Geologia. Anexos 1 e 2. São Paulo: CPRM, 1977. 228 p.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. Estudos preliminares na série Açungui. V – Estruturas organógenas nos dolomitos da formação Capiru (estado do Paraná). **Dusenya**, Curitiba, v. 7, p. 317-323, 1956a.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. Estudos preliminares na série Açungui. VII. Algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da formação Capiru. **Arq. Biol. Tecnol.**, Curitiba, v. 11, p. 197-205, 1956b.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. Contribuição à geologia da região sul da série Açungui (estado do Paraná). **Bol. Paul. Geogr.**, São Paulo, v. 29, p. 1-14, 1958a.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. Estudos preliminares na série Açungui. VIII – A formação Votuverava. **Boletim do Instituto de História Natural. Geologia**, v. 2, p. 1-6, 1958b.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas e colúvios e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia**, v. 16/17, p. 153-197, 1965.

- BISTRICHI, C.A. et al. **Estudos geológico-geotécnicos e levantamento do meio físico na área de interesse à implantação de barragens e reservatórios no vale do rio Ribeira de Iguape (SP-PR)**. Fase de Inventário. São Paulo: IPT, 1985.
- BORIN JÚNIOR, T. et al. Mineralizações filoneas polimetálicas contendo ouro e prata associados a metais básicos descobertos pelo projeto Eldorado, vale do Ribeira, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Anais...** Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980, v. 3, p. 144-1458.
- BOUMA, A.H. **Sedimentology of some Flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation**. Amsterdam: Elsevier, 1962.
- BOWDEN, P. et al. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 35, p. 1-11, 1984.
- BOYNTON, W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (Ed.). **Rare Earth Element Geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 1984. p. 63-114.
- BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; FUCK, R.A. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. **Episodes**, v. 22, p. 155-166, 1999.
- CAMPANHA, G.A.C. **Tectônica proterozoica no alto e médio vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná**. 296 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- CAMPANHA G.A.C.; SADOWSKI, G.R. Tectonics of the southern portion of the Ribeira belt (Apiá domain). **Precambrian Research**, v. 98, p. 31-51, 1999.
- CAMPANHA, G.A.C.; BRITO NEVES, B.B. Frontal and oblique tectonics in the Brazilian shield. **Episodes**, v. 27, p. 255-259, 2004.
- CAMPANHA, G.A.C.; FALEIROS, F.M. Neoproterozoic terrane collage in the southern and central Ribeira belt, Brazil. In: GONDWANA 12 CONFERENCE: GEOLOGICAL AND BIOLOGICAL HERITAGE OF GONDWANA. National Academy of Sciences (Argentina), Mendoza, 2005. **Abstracts...** v. 1, p. 81, 2005.
- CAMPANHA, G.A.C. et al. **Geologia das folhas Iporanga (SG.22-X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG.22-X-B-VI-1), estado de São Paulo**. São Paulo: Contrato IPT/Pró-Minério, 1985. (IPT. Relatório, 22.352) (inédito).
- CAMPANHA, G.A.C.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da faixa de dobramentos Apiá. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1987. **Atas...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1987. v. 2, p. 725-742.
- CAMPANHA, G.A.C. et al. **Avaliação preliminar da geologia das folhas (em 1:50.000) Taquaral, Mina do Espírito Santo, Ribeirão Itacolomi, Serra do Aboboral, Jacupiranga (Eldorado Paulista), Rio Guaraú (Barra do Azeite), Rio Turvo (Serra do Aleixo) – Vale do Ribeira, SP**. São Paulo: Convênio IPT/SICCT-Pró-Minério, 1988. V. 1-4 (IPT. Relatório, 26 863, inédito).
- CAMPANHA, G.A.C.; SADOWSKI, G.R. Determinações da deformação finita em metassedimentos da faixa Ribeira. **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v. 32, p. 107-118, 2002.
- CAMPANHA, G.A.C. et al. Constraining the age of the Iporanga formation with SHRIMP U-Pb zircon: implications for possible ediacaran glaciation in the Ribeira belt, SE Brazil. **Gondwana Research**, v. 13, p. 117-125, 2008a.
- CAMPANHA, G.A.C. et al. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd analysis for Ribeira belt mesoproterozoic and neoproterozoic terranes. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 6., 2008, San Carlos de Bariloche. **Short Paper**. Buenos Aires: Ingeis, CD-ROM, 2008b.
- CAMPANHA, G.A.C. et al. Geocronologia do terreno Apiá no sul do estado de São Paulo. In: 45 ANOS DE GEOCRONOLOGIA NO BRASIL, 2009, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos**, São Paulo: IGC-USP, 2009. p. 220-221.
- CAMPANHA, G.A.C. et al. Geocronologia da porção meridional da faixa Ribeira no sul do estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010.
- CAMPOS NETO, M.C. Contribuição à litoestratigrafia e estrutura do grupo Açungui no sudoeste do estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4., São Paulo, 1983. **Atas...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1983. 11 p.
- CARVALHO, M.S. et al. Depósito de fluorita de Mato Dentro, Apiá, São Paulo. In: SCHOBENHAUS, C.; QUEIROZ, E.T.; COELHO, C.E.S. (Coords.). **Principais depósitos minerais do Brasil**. Brasília: DNPM/CPRM, 1997. v. IV (B). p. 575-589.
- CARVALHO, P.I.; PINTO, E.A. Reconhecimento geológico da série Assunguy, Brasil. **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil**, n. 71, 1937. 29 p.
- COLLINSON, J.D.; THOMPSON, D.B. **Sedimentary structures**. 2. ed. London: Unwin Hyman, 1989.
- CONEY, P.J.; JONES, D.L.; MONGER, J.W.H. Cordilleran suspect terranes. **Nature**, v. 288, p. 329-333, 1980.
- CURY, L.F. **Geologia do terreno Paranaguá**. 2009. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.
- CURY, L.F. et al. Idades U-Pb (zircões) de 1.75 Ga em granitoides alcalinos deformados dos núcleos Betara e Tigre: evidências de regimes extensionais do Estateriano na faixa Apiá. **Geol. USP, Sér. cient.**, São Paulo, v. 2, p. 95-108, 2002.
- DAITX, E.C. **Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo Perau (Pb-Zn-Ag), com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR)**. 1996. 453 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita, Rio Claro, 1996.
- DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C. **Metalogênese do Brasil**. Brasília: EDUnB, 2001. v. 1.
- DERBY, O.A. Geologia da região diamantífera da província do Paraná no Brasil. **Arq. Mus. Nac.**, Rio de Janeiro, v. 3, p. 89-96, 1878.
- FALEIROS, A.M. **Mineralizações auríferas do Morro do Ouro, Apiá**: evolução do sistema hidrotermal e mecanismos

- de deposição do minério. 2009. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita, Rio Claro, 2009.
- FALEIROS, A.M. et al. Inclusões fluidas em quartzo de veios auríferos da jazida Morro do Ouro, Apiaí-SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010.
- FALEIROS, F.M. **Estratigrafia e tectônica de parte do subgrupo Lajeado, Iporanga, SP.** 2000. 41 f. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.
- FALEIROS, F.M. **Zona de cisalhamento Ribeira:** deformação, metamorfismo e termobarometria de veios sintectônicos. 2003. 146 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.
- FALEIROS, F.M. **Evolução de terrenos tectonometamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR).** 2008. 306 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.
- FALEIROS, F.M.; CAMPANHA, G.A.C. Petrografia e microestruturas de tectonitos da zona de cisalhamento Ribeira, vale do Ribeira, SP e PR: implicações no zoneamento metamórfico e estrutural do supergrupo Açungui e unidades correlatas. **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v. 34, p. 419-430, 2004.
- FALEIROS, F.M. et al. Fault-valve action and vein development during strike-slip faulting: an example from the Ribeira Shear Zone, southeastern Brazil. **Tectonophysics**, v. 438, p. 1-32, 2007.
- FALEIROS, F.M. et al. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). **Tectonophysics**, v. 485, p. 193-214, 2010.
- FALEIROS, F.M. et al. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira belt (SE Brazil): evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. **Precambrian Research**, doi:10.1016/j.precamres.2011.07.013, 2011.
- FASSBINDER, E. **A unidade Água Clara no contexto do grupo Açungui:** um modelo transpressivo de colisão oblíqua no neoproterozoico paranaense. 1996. 207 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.
- FERREIRA, F.J.F. et al. Contribuição ao estudo do alinhamento estrutural de Guapiara. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1981. **Anais...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1981. v. 3, p. 226-240.
- FLEISCHER, R. A pesquisa de chumbo no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Ouro Preto, 1976. **Anais...** Ouro Preto: Sociedade Brasileira de Geologia, 1976. v. 1. p. 19-32.
- FRASCÁ, M.H.B.O. **Rochas ornamentais e de revestimento do estado de São Paulo.** São Paulo: IPT, 2000. (Publicação IPT, 2651). 1 CD-ROM.
- FRASCÁ, M.H.B.O. et al. Geoquímica e ambiência tectônica de metabasitos do alto e médio vale do Ribeira, São Paulo e Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v. 27, n. 1, p. 41-48, 1997.
- FRETZDORFF, S. et al. Petrogenesis of the Back-arc East Scotia Ridge, South Atlantic Ocean. **Jornal of Petrology**, v. 43, p. 1435-1467, 2002.
- FUCK, R.A.; BRITO NEVES, B.B.; SCHOBENHAUS, C. Rodinia descendants in South América. **Precambrian Research**, v. 160, p. 108-126, 2008.
- GASPAR, J.C. **Géologie et minéralogie du complexe carbonatitique de Jacupiranga, Brésil.** 1989. Tese (Doutorado) – Universidade de Orléans, Orléans, França, 1989.
- GIMENEZ FILHO, A. et al. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the eastern portion of the Três Córregos batholith, Ribeira fold belt, São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v. 30, p. 45-50, 2000.
- GUALDA, G.A.R.; VLACH, S.R.F. The serra da Graciosa A-type granites & syenites, southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 79, p. 405-430, 2007a.
- GUALDA, G.A.R.; VLACH, S.R.F. The serra da Graciosa A-type granites & syenites, southern Brazil. Part 2: Petrographic and mineralogical evolution of the alkaline and aluminous associations. **Lithos**, v. 93, p. 310-327, 2007b.
- GUALDA, G.A.R.; VLACH, S.R.F. The serra da Graciosa A-type granites & syenites, southern Brazil. Part 3: Magmatic evolution and post-magmatic breakdown of amphiboles of the alkaline association. **Lithos**, v. 93, p. 328-339, 2007c.
- HACKSPACHER, P.C. et al. Evidence for Neoproterozoic backarc basin development in the central Ribeira belt, southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from the São Roque-Açungui groups. **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v. 30, p. 110-114, 2000.
- HARARA, O.M.M. **Mapeamento e investigação petrológica e geocronológica dos litotipos da região do alto rio Negro (PR-SC):** um exemplo de sucessivas e distintas atividades magmáticas durante o Neoproterozoico III. 2001. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.
- HARTMANN, L.A. et al. Ion microprobe (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 72, p. 560-572, 2000.
- HEILBRON, M. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (Orgs.). **Geologia do continente sul-americano:** evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 203-234.
- HOFMANN, A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 90, p. 297-314, 1988.
- HOWELL, G.H. **Principles of terranes analysis:** new applications for global tectonics. London: Chapman & Hall, 1995. 245 p.

- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, p. 523-548, 1971.
- JANASI, V.A.; LEITE, R.J.; VAN SCHMUS, W.R. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes batholith (west of São Paulo, Brazil): implications for the evolution of the Ribeira belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 363-376, 2001.
- JONES, D.L. et al. Recognition character, and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America. In: HASHIMOTO, M.; UYEDA, S. (Eds.). **Advances in Earth and Planetary Sciences**. Tokyo: Terra Sci. Pub. Co, 1983. p. 21-35.
- KAUL, P.F.T. Significado dos granitos anorogênicos da suíte intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sul-sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG.22 – Curitiba e SG.23 – Iguape. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. v. 6, p. 2815-2825.
- KAULFUSS, G.A. **Geocronologia dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, norte de Curitiba, PR**. 2001. 115 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.
- KOPS, P.T. **Geologia das formações Antinha, Votuverava e Água Clara a sudeste do complexo granítico Três Córregos, estado do Paraná**. 1994. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita, Rio Claro, 1994.
- LAMEYRE, J.; BOWDEN, P. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 14, p. 169-186, 1982.
- LEAT, P.T. et al. Magma supply in back-arc spreading centre segment E2, East Scotia Ridge. **Journal of Petrology**, v. 41, p. 845-866, 2000.
- LE BAS, M.J. et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. **Journal of Petrology**, v. 27, p. 745-750, 1986.
- LEITE, R.J. et al. The late- to postorogenic transition in the Neoproterozoic Agudos Grandes granite batholith (Apiá domain, SE Brazil): Constraints from geology, mineralogy, and U-Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 23, p. 193-212, 2007a.
- LEITE, R.J. et al. The late- to postorogenic transition in the Apiá domain, SE Brazil: constraints from the petrogenesis of the Neoproterozoic Agudos Grandes Granite Batholith. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 23, p. 213-235, 2007b.
- LEONARDOS, O.H. **Nota sobre a geologia do distrito de Iporanga, SP**. DNPM: Rio de Janeiro, 1934. (Relatório, 564).
- LEONARDOS, O.H. **Notas petrográficas sobre a série Ribeira do sul do estado de São Paulo**. São Paulo, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras – USP, p. 7-13. (Boletim, 21, Mineralogia, 4), 1941.
- MANIESI, V. **Petrologia das rochas anfibolíticas das regiões de Adrianópolis, Campo Largo e Rio Branco do Sul/PR**. 1997. 215 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1997.
- MANIESI, V.; OLIVEIRA, M.A.F. Petrogênese dos metabasitos com afinidades dos toleitos de fundo oceânico das regiões de Adrianópolis e Campo Largo/PR. **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v. 30, p. 607-614, 2000.
- MANIESI, V.; OLIVEIRA, M.A.F. Metabasitos com afinidades dos basaltos komatiíticos da região de Rio Branco do Sul/PR. **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v. 32, p. 163-168, 2002.
- MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R.A. O grupo Açungui no estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 23-25, p. 43-104, 1967.
- MARTINS, G.R. Recursos minerais do Ribeira de Iguape. **Min. e Metal.**, São Paulo, v. 3, p. 13, 1938.
- MCWILLIAMS, M.O.; HOWELL, D.G. Exotic terranes of western California. **Nature**, v. 297, p. 215-217, 1982.
- MELLO, I.S.C. **Geologia e estudo metalogenético do maciço Itaoca, vale do Ribeira (SP e PR)**. 1995. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- MELLO, I.S.C.; BETTENCOURT, J.S. Geologia e gênese das mineralizações associadas ao maciço Itaoca, vale do Ribeira, SP e PR. **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v. 28, n. 3, p. 269-284, 1998.
- MELO, M.S. **A formação Pariqueira-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese**. 1990. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990.
- MESCHÉDE, M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. **Chemical Geology**, v. 56, p. 207-218, 1986.
- MMAJ/JICA. **Report on Geological Survey of Anta Gorda (Phase 1)**. Brasília: Convênio Departamento Nacional de Produção Mineral/Metal Mining Agency of Japan-Japan-International Cooperation Agency, 1981.
- MMAJ/JICA. **Report on Geological Survey of Anta Gorda (Phase 2)**. Brasília: Convênio Departamento Nacional de Produção Mineral/Metal Mining Agency of Japan-Japan International Cooperation Agency, 1982.
- MMAJ/JICA. **Report on Geological Survey of Anta Gorda (Phase 3)**. Brasília: Convênio Departamento Nacional de Produção Mineral/Metal Mining Agency of Japan-Japan International Cooperation Agency, 1983.
- MORAES REGO, L.F. de. **Contribuição ao estudo das formações pré-devoneanas de São Paulo**. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico de São Paulo, 1933. 60 p.
- MORGENTAL, A. et al. **Projeto Sudelpa**. Relatório final: geologia. São Paulo: Convênio SUDELPA/CPRM, 1975. 18 v.
- MORGENTAL, A. et al. Pesquisa de ouro no vale do Ribeira: atuação da CPRM. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1981. **Atas...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1981. p. 56-70.

- MUTTI, E.; NORMARK, W.R. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In: LEGGET, J.K.; ZUFFA, G.G. (Eds.). **Marine clastic sedimentology**. London: Graham and Trotman, 1987. p. 1-38.
- MUTTI E.; NORMARK, W.R. An integrated approach to the study of turbidite systems. In: WEIMER, P.; LINK, M.H. (Eds.). **Seismic facies and sedimentary processes of modern and ancient submarine fans**, New York: SpringerVerlag, 1991. p. 75-106.
- NELSON, J.L. et al. Canadian cordilleran Mississippi valley-type deposits: a case study for Devonian-Mississippian back-arc hydrothermal origin. **Economic Geology**, v. 97, p. 1013-1036, 2002.
- NOGUEIRA, S.A.A. **Estudo das mineralizações filoneanas auríferas do depósito de Piririca, vale do Ribeira, SP**. 1990. 91 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990.
- OLIVEIRA, E.P. Geologia do estado do Paraná. **Bol.Min.Agric. Ind.Com.**, Rio de Janeiro, v. 5, p. 77-143, 1916.
- OLIVEIRA, E.P. **Mapa geológico do estado do Paraná, escala 1:1.000.000**. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 1925.
- OLIVEIRA, E.P. **Geologia e recursos minerais do estado do Paraná**. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 1927. 172 p. (Monografia, 6).
- OLIVEIRA, M.A.F. et al. Caracterização isotópica de metabasitos e anfibolitos dos grupos Açungui e Setuva na porção sul da faixa Ribeira. **Geol. USP**, Sér. cient., São Paulo, v. 2, p. 161-170, 2002.
- PAIVA, I.P.; MORGENTHAU, A. **Prospecto ouro nas regiões auríferas dos Agudos Grandes e Morro do Ouro, Vale do Ribeira**. São Paulo: CPRM, 1980.
- PEARCE, J.A. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKESWORTH, C.J.; NURRY, M.J. (Eds.). **Continental basalts and mantle xenoliths**. Nantwich: Shiva Publishing, 1983. p. 230-249.
- PEARCE, J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. **Lithos**, v. 100, p. 14-48, 2008.
- PEARCE, J.A.; PEATE, D.W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. **Annu. Rev. Earth Planet. Sci.**, v. 23, p. 251-285, 1995.
- PEARCE, J.A. et al. Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich island arc. **Journal of Petrology**, v. 36, 1073-1109, 1995.
- PERROTTA, M.M. **Potencial aurífero de uma região no vale do Ribeira, São Paulo, estimado por modelagem de dados geológicos, geofísicos, geoquímicos e de sensores remotos num sistema de informações geográficas**. 1996. 149 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.
- PERROTTA, M.M. et al. **Mapa geológico do estado de São Paulo: escala 1:750.000**. São Paulo: CPRM, 2005. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- PETRI, S.; SUGUIO, K. **Sobre os metassedimentos do grupo Açungui do extremo sul do estado de São Paulo**. São Paulo: Secretaria de Serviços e Obras Públicas/Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP, 1969. p. 1-98.
- PIERCEY, S.J. et al. Geological characteristics of high-level sub-volcanic porphyritic intrusions associated with the wolverine Zn-Pb-Cu volcanic-hosted massive sulphide deposit, Finlayson Lake District, Yukon, Canada. In: **EMOND, D.S.; WESTON, L.H. (Eds.). Yukon exploration and geology 2000**. Yukon, Indian and Northern Affairs Canada: Exploration and Geological Services Division, p. 335-346, 2001.
- PIERCEY, S.J. et al. Petrology and U-Pb geochronology of footwall porphyritic rhyolites from the wolverine volcanogenic massive sulfide deposit, Yukon, Canada: implications for the genesis of massive sulfide deposits in continental margin environments. **Economic Geology**, v. 103, p. 5-33, 2008.
- PIRES, F.A. Uma nova concepção para os ambientes do grupo Açungui, na região de Iporanga e Apiaí, sul de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988. v. 2, p. 606-616.
- PIRES, F.A. **Análise paleoambiental e estratigráfica de sequências metassedimentares (grupo Açungui), na região de Iporanga e Apiaí-SP**. 1990. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1990.
- PRAZERES FILHO, H.J. **Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geologia isotópica dos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, estado do Paraná**. 2001. 180 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.
- PRAZERES FILHO, H.J. **Caracterização geológica e petrogenética do batólito granítico Três Córregos (PR-SP): geoquímica isotópica (Nd-Sr-Pb), idades (ID-TIMS/SHRIMP) e $\delta^{18}O$ em zircão**. 2005. 207 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.
- PRAZERES FILHO, H.J. et al. Litoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, estado do Paraná. **Geol. USP**. Sér. cient., São Paulo, v. 3, n. 1, p. 51-70, 2003.
- RAMSAY, J.G.; HUBERT, M.I. **The techniques of modern structural geology**. Vol. 1: Strain analysis. New York: Academic Press, 1983. 307 p.
- RAMSAY, J.G.; HUBERT, M.I. **The techniques of modern structural geology**. Vol. 2: Folds and fractures. New York: Academic Press, 1987. 700 p.
- RAMSAY, J.G.; LISLE, R.J. **The techniques of modern structural geology**. Vol. 3: Applications of continuum mechanics in structural geology. New York: Academic Press, 2000. 560 p.
- REIS NETO, J.M. **Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozoico**. 1994. 296 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.
- RIBEIRO, L.M.A.L. **Estudo geológico e geocronológico dos terrenos granito-gnáissicos e sequências metavulcanos-**

- sedimentares da região do Betara, PR.** 2006. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.
- RONCHI, L.H. et al. The Ribeira fluorite district, Southern Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 28, p. 210-252, 1993.
- SALAZAR, C.A. et al. The magnetic fabric and zircon U-Pb geochronology of the Itaoca pluton: implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira belt (SE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 26, p. 286-299, 2008.
- SATO, K. et al. Mesoarchean orthogneiss in the Atuba complex in a Neoproterozoic Brasiliano mobile belt in SE Brazil: an integrated IDTIMS, EVTIMS and SHRIMP zircon dating study. **Gondwana Research**, v. 4, p. 775-777, 2001.
- SATO, K. et al. The Atuba complex, Southern South American platform: archean components and paleoproterozoic to neoproterozoic tectonothermal events. **Gondwana Research**, v. 6, p. 251-263, 2003.
- SATO, K. et al. In situ isotopic analyses of U and Pb in zircon by remotely operated SHRIMP II, and Hf by LA-ICP-MS: an example of dating and genetic evolution of zircon by $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ from the Ita Quarry in the Atuba complex, SE Brazil. **Geol. USP. Série cient.**, São Paulo, v. 9, p. 61-69, 2009.
- SCHERMER, E.R.; HOWELL, D.G.; JONES, D.L. The origin of allochthonous terranes: perspectives on the growth and shaping of continents. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 2, p. 107-131, 1984.
- SHERVAIS, J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 57, p. 101-118, 1982.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM, 1984. 501 p. il.
- SIGA JÚNIOR, O. **Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina:** geocronologia e evolução crustal. 1995. 212 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- SIGA JÚNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; MACHIAVELLI, A. Evolução geotectônica da porção nordeste de Santa Catarina e sudeste do Paraná com base em interpretações geocronológicas. **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v. 23, p. 215-223, 1993.
- SIGA JÚNIOR, O. et al. O complexo Atuba: um cinturão paleoproterozoico intensamente retrabalhado no Neoproterozoico. **Boletim IG-USP, Série cient.**, São Paulo, v. 26, p. 69-98, 1995.
- SIGA JÚNIOR, O. et al. Geocronologia de rochas gnáissico-migmatíticas e sienograníticas do núcleo Setuva (PR): implicações tectônicas. **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v. 37, p. 114-128, 2007.
- SIGA JUNIOR, O. et al. Lower and upper neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca belt (Paraná-Brazil): zircon ages and lithostratigraphy studies. **Gondwana Research**, v. 15, p. 197-208, 2009.
- SIGA JÚNIOR, O. et al. Geology and geochronology of the Betara region in south-southeastern Brazil: evidence for possible Statherian (1.80-1.75 Ga) and Calymmian (1.50-1.45 Ga) extension events. **Gondwana Research**, v. 19, p. 260-274, 2011.
- SILVA, A.T.S.F.; ALGARTE, J.P. Contribuição à geologia da sequência Turvo-Cajati entre o rio Pardo e Pariquera-Açu, estado de São Paulo. I – Litologia e Petrografia. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1981. **Atas...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1981a. v. 1, p. 109-119.
- SILVA, A.T.S.F.; ALGARTE, J.P. Contribuição à geologia da sequência Turvo-Cajati entre o rio Pardo e Pariquera-Açu, estado de São Paulo. II – Estrutura, metamorfismo e evolução geotectônica. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1981. **Atas...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1981b. v. 1, p. 121-132.
- SILVA, A.T.S.F. et al. **Projeto Santos-Iguape:** relatório final de geologia. São Paulo: DNPM/CPRM, 1977.
- SILVA, A.T.S.F. et al. Geologia integrada das folhas Iguape e Cananéia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. **Anais...** Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. v. 1, p. 222-235.
- SILVA, A.T.S.F. et al. Projeto integração e detalhe geológico no vale do Ribeira: relatório final de integração geológica. São Paulo: DNPM/CPRM, 1981.
- SILVA, C.R.; CÂMARA, M.M. Depósito de Au e Ag do Ivaporunduva, município de Eldorado Paulista (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais...** Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990.
- SILVA, L.C. et al. The Neoproterozoic Mantiqueira province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research**, v. 136, p. 203-240, 2005.
- SOARES, P.C. Sequências tectonossedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1987. **Atas...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1987. v. 2, p. 743-771.
- SOARES, P.C. Tectônica colisional em torno do bloco Paraná, Brasil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988. v. 1, p. 63-79.
- STRECKEISEN, A.L. To each plutonic rock its proper name. **Earth Science Review**, v. 12, p. 1-33, 1976.
- TAKAHASHI, A.T. et. al. **Projeto integração e detalhe do vale do Ribeira, área Ribeirão do Perau.** São Paulo: DNPM/CPRM, 1991.
- TEIXEIRA, A.L. **Análise das bacias da transição Proterozoico-Fanerozoico do estado de São Paulo e adjacências.** 2000. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.
- TEIXEIRA, A.L.; NEGRI, F.A. Novas ocorrências de depósitos da transição Neoproterozoico-Cambriano na região de Barra do Turvo, sul do estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 8., São Pedro, 2003. **Boletim de Resumos...** São Pedro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2003. p. 51.

- THIÉBLEMONT, D. et al. La discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques par les éléments traces: réévaluation d'après une base de données et application à la chaîne panafricaine du Togo. **Geodinamica Acta**, v. 7, p. 139-157, 1994.
- THORNTON, C.P.; TUTTLE, O.F. Chemistry of igneous rocks I. Differentiation index. **American Journal of Science**, v. 258, p. 664-684, 1960.
- TURNER, F.J.; WEISS, L.E. **Structural analysis of metamorphic tectonites**. New York: McGraw Hill, 1968.
- VASCONCELOS, C.S.; CÂMARA, M.M. **Projeto vale do Ribeira: relatório final de pesquisa**. São Paulo: CPRM, 1995.
- VASCONCELOS, C.S. et al. **Projeto Jacupiranga-Rio Guaraú: mapeamento geológico na escala 1:50.000**. São Paulo: Convênio Secretaria de Estado de Energia/CPRM, 1999.
- VLACH, S.R.F.; GUALDA, G.A.R. Allanite and chevkinite in A-type granites and syenites of the Graciosa Province, southern Brazil. **Lithos**, v. 97, p. 98-121, 2007.
- VLACH, S.R.F. et al. Crystallization ages of the A-type magmatism of the Graciosa province (Southern Brazil): constraints from U-Pb (ID-TIMS) dating of coeval K-rich gabbro-dioritic rocks. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 32, p. 407-415, 2011.
- WALKER, R.G. Facies models. **Geoscience Canada**, Reprint Series 1. Ontário, Canadá, 1967.
- WEAVER, B.L. et al. Geochemistry of ocean island basalts from the South Atlantic: Ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunha. In: FITTON, J.G.; UPTON, B.G.J. (Eds.). Alkaline igneous rocks. **Geological Society**, London, Special Publication 30, p. 253-267, 1987.
- WEBER, W. et al. A formação Água Clara na região de Araçá-iba-SP: registro U-Pb de uma bacia mesoproterozoica. **Geol. USP. Série cient.**, São Paulo, v. 4, p. 101-110, 2004.
- WINCHESTER, J.A.; FLOYD, P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, v. 20, p. 325-343, 1977.
- WOOD, D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 50, p. 11-30, 1980.



A elaboração do mapa Geológico e de Recursos Minerais da Folha Apiaí na escala 1:100.000, resulta de uma ação de governo por intermédio do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, empresa pública vinculada à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral do Ministério de Minas e Energia.

O produto foi executado pela Superintendência Regional de São Paulo, no âmbito do Programa Geologia do Brasil. Conta com levantamentos e análises de dados geológicos, geoquímicos e aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria), estudos petrográficos, análises químicas de rochas, geoquímica de sedimentos ativos de corrente e análises mineralométricas de concentrados de bateia.

Esse produto deverá auxiliar os governos dos estados de São Paulo e do Paraná e seus respectivos municípios no estabelecimento de políticas públicas de desenvolvimento regional, na medida em que serve de base para novos estudos mais detalhados de prospecção e exploração mineral de substâncias potenciais para a indústria do cimento e corretivo de solos como calcário, além de mineralizações de Pb-Zn-Ag, W-Mo-Cu, Au, barita e fluorita, bem como outros temas correlatos ao meio físico.

O conhecimento geológico e a divulgação de áreas potencialmente favoráveis à presença de substâncias minerais de valor econômico deverão atrair investimentos por parte de empresas de prospecção e pesquisa mineral, com vistas a contribuir e alavancar a atividade de mineração no país.

GELOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA APIAÍ – SG.22-X-B-V

Escala 1:100.000

ESTADOS DE SÃO PAULO E PARANÁ



FOLHA APIAÍ – SG.22-X-B-V
JULHO DE 2012

PAC PROGRAMA DE
ACELERAÇÃO DO
CRESCIMENTO

www.cprm.gov.br

SERVIÇO DE ATENDIMENTO AO USUÁRIO - SEUS

Tel: 21 2295-5997 – Fax: 21 2295-5897

E-mail: seus@cprm.gov.br

OUVIDORIA

Tel: 21 2295-4697 – Fax: 21 2295-0495

E-mail: ouvidoria@cprm.gov.br