

PROGRAMA GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

LEVANTAMENTO GEOLÓGICO E DE POTENCIAL MINERAL DE NOVAS FRONTEIRAS



Projeto Mapeamento Geológico e Integração Geológica-Geoquímica-Geofísica do Sudeste de Rondônia

Porto Velho – 2019



CPRM
Serviço Geológico do Brasil

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Ministro de Estado

Bento Albuquerque

Secretário de Geologia, Mineração e Transformação Mineral

Alexandre Vidigal de Oliveira

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

DIRETORIA EXECUTIVA

Diretor Presidente

Esteves Pedro Colnago

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

José Leonardo Silva Andriotti

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Antônio Carlos Bacelar Nunes

Diretor de Infraestrutura Geocientífica

Fernando Pereira de Carvalho

Diretor de Administração e Finanças

Juliano de Souza Oliveira

COORDENAÇÃO TÉCNICA

Chefe do Departamento de Geologia

Lúcia Travassos da Rosa Costa

Chefe da Divisão de Geologia Básica

Vladimir Cruz de Medeiros

Chefe da Divisão de Sensoriamento Remoto e Geofísica

Luiz Gustavo Rodrigues Pinto

Chefe do Departamento de Recursos Minerais

Marcelo Esteves Almeida

Chefe da Divisão de Geologia Econômica

Felipe Mattos Tavares

Chefe da Divisão de Geoquímica

Cassiano Costa e Castro

Chefe do Departamento de Informações Institucionais

Edgar Shinzato

Chefe da Divisão de Geoprocessamento

Hiran Silva Dias

Chefe da Divisão de Cartografia

Fábio Silva da Costa

Chefe do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação

Valter Alvarenga Barradas

Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

Washington José Ferreira Santos

Chefe do Departamento de Apoio Técnico

Maria Alice Ibanez Duarte

Chefe da Divisão de Editoração Geral

Ricardo Luiz Barreiros Motta

RESIDÊNCIA DE PORTO VELHO

Chefe da Residência

Júlio Daniel Cunha

Assistente de Produção de Geologia e Recursos Minerais

Carlos Eduardo Santos de Oliveira

Responsável Técnico do Projeto

Guilherme Ferreira da Silva

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM/SGB
DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
I PROGRAMA GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL I

LEVANTAMENTO GEOLÓGICO
E DE POTENCIAL MINERAL DE NOVAS FRONTEIRAS

PROJETO MAPEAMENTO GEOLÓGICO E
INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA-GEOQUÍMICA-
GEOFÍSICA DO SUDESTE DE RONDÔNIA

Estado de Rondônia

ORGANIZADORES

Guilherme Ferreira da Silva
Thyago de Jesus Ribeiro
Dalton Rosemberg Valentim da Silva
Carlos Eduardo Santos de Oliveira
Lívio Wagner Chaves Corrêa
Wilson Lopes de Oliveira Neto



Porto Velho
2019

REALIZAÇÃO

Residência de Porto Velho

ORGANIZAÇÃO

Guilherme Ferreira da Silva
Thyago de Jesus Ribeiro
Dalton Rosemberg Valentim da Silva
Carlos Eduardo Santos de Oliveira
Lívio Wagner Chaves Corrêa
Wilson Lopes de Oliveira Neto

TEXTO EXPLICATIVO

1. Introdução

Guilherme Ferreira da Silva

2. Contexto Geológico Regional

Guilherme Ferreira da Silva
Carlos Eduardo Santos de Oliveira
Rodrigo Rodrigues Adôrno

3. Unidades Estatigráficas

Thyago de Jesus Ribeiro
Guilherme Ferreira da Silva
Lívio Wagner Chaves Corrêa
Carlos Eduardo Santos de Oliveira
Rodrigo Rodrigues Adôrno
Dalton Rosemberg Valentim da Silva

4. Geologia Estrutural e Tectônica

Guilherme Ferreira da Silva
Thyago de Jesus Ribeiro

5. Geoquímica Prospectiva

Wilson Lopes de Oliveira Neto

6. Recursos Minerais

Lívio Wagner Chaves Corrêa
Guilherme Ferreira da Silva
Thyago de Jesus Ribeiro
Carlos Eduardo Santos de Oliveira
Wilson Lopes de Oliveira Neto

7. Geofísica

Carlos Eduardo Santos de Oliveira
Guilherme Ferreira da Silva

8. Conclusões e Recomendações

Guilherme Ferreira da Silva
Lívio Wagner Chaves Corrêa
Thyago de Jesus Ribeiro

9. Referências Bibliográficas

Teresa Cristina Sampaio Rosenhayme
Jéssica dos Santos Gonçalves

CARTOGRAFIA GEOLÓGICA (<http://geosgb.cprm.gov.br>)

Guilherme Ferreira da Silva
Thyago de Jesus Ribeiro
Carlos Eduardo Santos de Oliveira
Lívio Wagner Chaves Corrêa
Rodrigo Rodrigues Adôrno
Dalton Rosemberg Valentim da Silva

APOIO TÉCNICO

CARTOGRAFIA DIGITAL E GEOPROCESSAMENTO

Dalton Rosemberg Valentim da Silva

GEOQUÍMICA ESTATÍSTICA E MAPAS GEOQUÍMICOS

Wilson Lopes de Oliveira Neto

GEOCRONOLOGIA

Joseneusa Brilhante Rodrigues
Lynthener Bianca Takenaka de Oliveira

COLABORAÇÃO TÉCNICA

Aline da Silva Prado
Anderson Alves de Souza

Caio Gurgel de Medeiros
Cassiano Costa e Castro
Elias Martins Guerra Prado
Evandro Luiz Klein
Francisco Valdir Silveira
Gilmar José Rizzotto
Jaime Estevão Scandolara
Mário Sérgio dos Santos
Leandro Guimarães Silva
Michelle Cunha Graça
Reginaldo Alves dos Santos
Ruy Benedito Calliari Bahia

LABORATÓRIO DA REPO – REDE LAMIN DE LABORATÓRIOS

Boaz Delfino de Souza
João Herbert de O. Passarinho
Julio Rodrigues Walfredo
Luiz Rogério da Silva
Nadir Ceolin

PROJETO GRÁFICO/EDITORIAÇÃO

Capa (DIMARK)

Washington José Ferreira Santos

Miolo (DIEDIG)

Andréia Amado Continentino
Agmar Alves Lopes

Diagramação (ERJ)

Pedro da Silva

REVISÃO FINAL

Jaime Estevão Scandolara
Ruy Benedito Calliari Bahia
Luiz Gustavo Rodrigues Pinto
Cassiano Costa e Castro
Erison Soares de Lima
Dalton Rosemberg Valentim da Silva

FOTOS DA CAPA

Da esquerda para a direita:

1. Afloramento de anfibolito próximo a ponte do Rio Cabixi;
2. Levantamento gravimétrico com coleta de dados em tempo real;
3. Levantamento altimétrico;
4. Partículas de ouro obtidas em concentrado de bateia (escala: 1mm)
5. Fotomicrografia em lâmina polida com ouro livre em contato com pirita oxidada e quartzo;
6. Testemunho de sondagem com ouro visível;
7. Estrutura de lavas almofadadas (pillow lava) em metabasalto.

Serviço Geológico do Brasil - CPRM

www.cprm.gov.br
seus@cprm.gov.br

Levantamento geológico e potencial mineral de Novas
Fronteiras: estado de Rondônia / Organizadores: Guilherme
Ferreira da Silva [et al.]. – Porto Velho : CPRM, 2019.
169p.

ISBN (978-85-7499-501-4)
Projeto mapeamento geológico e integração geológica-geoquímica-
geofísica do sudeste de Rodônia

1. Geologia econômica – Brasil – Rondônia. 2. Metalogenia –
Brasil – Rondônia. I. Silva, Guilherme Ferreira da (org). II. Título.

CDD 553.098111

APRESENTAÇÃO

O conhecimento geológico do território brasileiro constitui um instrumento indispensável para o planejamento e a implementação das políticas públicas voltadas para o desenvolvimento sustentável dos recursos minerais, petrolíferos e hídricos do país e, simultaneamente, fonte de dados imprescindível para o conhecimento do meio físico tendo em vista a execução de estudos de zoneamento ecológico-econômico e de gestão ambiental do território nacional.

É com esta premissa que o Serviço Geológico do Brasil - CPRM tem a grata satisfação de disponibilizar a comunidade técnico-científica, aos empresários do setor mineral e à sociedade em geral os resultados alcançados pelo **PROJETO MAPEAMENTO GEOLÓGICO E INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA-GEOFÍSICA-GEOQUÍMICA DO SUDESTE DE RONDÔNIA**. Executado pela Residência de Porto Velho - Serviço Geológico do Brasil - CPRM, o projeto apresenta o estado da arte do conhecimento geológico e de recursos minerais na escala 1:100.000 de uma área de 15.000 km² abrangendo integralmente ou parcialmente os municípios rondonienses de Colorado do Oeste, Cerejeiras, Cabixi, Parecis, Pimenteiras do Oeste, Chupinguaia, Corumbiara e Vilhena, além de Comodoro, situado no estado de Mato Grosso.

Neste projeto foram compilados e integrados todos os dados e informações geológicas, tectônicas, geoquímicas, geofísicas e de recursos minerais disponíveis na região abrangida pelas 5 folhas em escala 1:100.000 denominadas: Rio Tanaru (SD.20-X-B-IV), Porto Triunfo (SD.20-X-B-V), Rio Escondido (SD.20-X-D-II), Ilha do Porto (SD.20-X-D-III) e Morro Sem Boné (SD.20-X-D-VI). Estes dados foram complementados com a interpretação de fotografias aéreas, de imagens de satélite e produtos de aerogeofísica, seguida de intensa programação de trabalhos de coleta de dados de campo, e aquisição de dados laboratoriais. Como produtos finais do projeto são apresentados um mapa geológico integrado, este texto explicativo, de um sistema de informações geográficas (SIG), além de bases de dados, todos disponibilizados banco de dados cooperativo da CPRM, o GEOSGB (<http://geosgb.cprm.gov.br>).

Este projeto é vinculado ao **PROGRAMA GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**, na ação Levantamentos Geológicos e do Potencial Mineral de Novas Fronteiras, que vem desenvolvendo trabalhos em todas as regiões do país e cujo objetivo é proporcionar o incremento do conhecimento geológico em áreas potenciais para novas descobertas minerais. Este projeto também recebeu suporte financeiro do PROGRAMA CARTOGRAFIA DA AMAZÔNIA (CPRM-CENSIPAM).

Com mais este lançamento, o Serviço Geológico do Brasil - CPRM dá continuidade à política governamental de atualizar o conhecimento geológico do país, seja através dos levantamentos geológicos básicos nas escalas 1:250.000 e 1:100.000 e dos levantamentos aerogeofísicos e geoquímicos, ou ainda pela integração de dados geológicos em escalas de detalhe, contribuindo desta forma com o avanço do conhecimento geológico, fundamental para o desenvolvimento regional e importante subsídio básico à formulação de políticas públicas e de apoio à tomada de decisão dos investimentos.

Esteves Pedro Colnago

Diretor-Presidente

José Leonardo Silva Andriotti

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

RESUMO

O Projeto Mapeamento Geológico e integração geológico-geofísico-geoquímico do Sudeste de Rondônia tem como principal contribuição o amadurecimento e consolidação de diversas hipóteses levantadas sobre a evolução geológica do sudoeste do Cráton Amazônico, região compreendida entre os estados de Mato Grosso, Rondônia e o centro-leste e nordeste boliviano. Este projeto concentrou esforços em uma área situada à margem direita do Rio Guaporé, onde rochas de idade mesoproterozoica são expostas ao longo de uma faixa estruturada na direção noroeste-sudeste, com área de aproximadamente 5.000 km², delimitada por sedimentos fanerozoicos. Dentre as diversas informações e interpretações geológicas elencadas neste texto, ressalta-se o surgimento de novos elementos que corroboram a existência de crosta oceânica obductada durante a evolução do que viria a se tornar o Cráton Amazônico, em um provável evento colisional que teve lugar entre os períodos Calimíniano e Ectasiano da Era Mesoproterozoica, durante o que se convencionou nominar “Evento Rondoniano - San Ignacio”. Além disso, foram caracterizados os domínios tectono-estratigráficos envolvidos no contexto que se desenvolveu ao longo de estágios deformacionais de um evento colisional, interpretado aqui como a junção do Terreno Paraguá ao então em desenvolvimento “Proto-Craton Amazônico”. Este texto apresenta um novo entendimento acerca dos magmatismos máficos e félsicos de idade ectasiana situados entre as cidades de Corumbiara e Colorado do Oeste, no estado de Rondônia. Novos dados de campo e laboratoriais de diversas naturezas (geocronologia, litogeoquímica, química mineral, petrografia, difração de raios-X, geoquímica exploratória e geofísica terrestre) são apresentados para embasar as interpretações e hipóteses delineadas sobre este objeto geológico. Foram individualizadas 42 unidades litoestratigráficas, cartografadas ao longo de 5 folhas em escala 1:100.000. A região mostra uma diversidade no potencial mineral, englobando as já conhecidas mineralizações primárias de ouro, ocorrências de níquel laterítico, matérias primas para construção civil como e novos indícios detectados durante este trabalho, incluindo rochas máfico-ultramáficas com teores relevantes de cromo, níquel, e cobalto, e indício de manganês de alto teor, associado com rocha vulcânica. Com este esforço e seus frutos, pretende-se encerrar um ciclo de trabalhos nesta região, que desde meados da década de 2000 vem sendo trabalhada pela Residência de Porto Velho, pelos Projetos Guaporé, Metalogenia das Províncias Mineraias do Brasil e agora, este trabalho.

ABSTRACT

The Project Mapeamento Geológico e integração geológico-geofísico-geoquímico do Sudeste de Rondônia has as main goals the maturation and consolidation of several hypotheses raised about the geological evolution of the southwestern portion of the Amazonian Craton, a region between the states of Mato Grosso, Rondônia and the center and northeastern Bolivia. This project highlights an area located on the right margin of the Guaporé River, where rocks of Mesoproterozoic age are exposed along a belt structured in the northwest-southeast direction, with an area of approximately 5,000 km², delimited by Phanerozoic sediments. Among the various geological information and interpretations mentioned in this text, the rising of new elements supports the existence of oceanic crust obducted during the evolution of what would become the Amazonian Craton in a probable collision event that occurred between the Periods Calymmian and Ectasian of the Mesoproterozoic Era, during which it was agreed to nominate "Rondoniano-San Ignacio Event". In addition, the tectono-stratigraphic domains involved in the context that developed along the deformational stages of a collisional event, interpreted here as the junction of the Paraguá Terrain to the then-developing "Amazonian Proto-Craton" were characterized. This text presents a new understanding of the mafic and felsic magmatism of Ectasian age located between the cities of Corumbiara and Colorado do Oeste, in the state of Rondônia. New field and laboratory data of various natures (geochronology, litho-geochemistry, mineral chemistry, petrography, X-ray diffraction, exploratory geochemistry and terrestrial geophysics) are presented to support the interpretations and hypotheses delineated on this geological object. 42 lithostratigraphic units were recognized along five 1:100.000 scale map sheets. This region shows diversity in mineral potential, including already known primary gold mineralizations, lateritic nickel occurrences, industrial mineral resources and new evidences detected with the present work, such as relevant chrome, nickel and cobalt content in mafic to ultramafic rock and manganese evidences in volcanic rocks. With this effort and its results, it is intended to close a cycle of works in this region, which since the mid-2000s has been driven by the Geological Survey of Brazil, with the projects Guaporé, Metalogenesis of the Mineral Provinces of Brazil and now, this work.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	10
1.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO	10
1.2. HISTÓRICO	10
1.3. ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS	12
1.4. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS.....	13
1.4.1. Clima	13
1.4.2. Geomorfologia	13
1.4.3. Vegetação.....	13
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	15
2.1. CONTEXTO TECTÔNICO.....	15
2.2. GEOLOGIA REGIONAL	16
2.2.1. Terreno Paraguá	16
2.2.2. Terreno Jauru.....	16
2.2.3. Faixa Alto Guaporé	17
2.2.4. Coberturas sedimentares.....	18
3. UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	21
3.1. COMPLEXO RIO GALERA (PP4MP1rg)	23
3.1.1. Aspectos gerais.....	23
3.1.2. Geocronologia	23
3.1.3. Características geofísicas.....	24
3.2. PLAGIOGRANITO FAZENDA OLGA (MP1γfol)	24
3.2.1. Aspectos gerais.....	24
3.2.2. Petrografia.....	24
3.2.3. Litoquímica	25
3.2.4. Geocronologia	25
3.2.5. Características geofísicas	25
3.3. SUÍTE PINDAITUBA (MP1γpi)	27
3.3.1. Aspectos gerais.....	27
3.3.2. Granito Rio Piolho (MP1γpirp)	27
3.3.3. Granito Praia Alta (MP1γpipa)	27
3.3.4. Riolito São Mateus (MP1γpism).....	28
3.3.5. Litoquímica	28
3.3.6. Geocronologia	31
3.3.7. Características geofísicas.....	31
3.4. COMPLEXO TRINCHEIRA (MP1t).....	31
3.4.1. Aspectos gerais.....	31
3.4.2. Unidade Metabasalto (MP1tmb).....	32
3.4.3. Unidade Metapiroxenito (MP1tmp)	32
3.4.4. Unidade Xistos (MP1tx)	32
3.4.5. Petrografia.....	33
3.4.6. Litoquímica	35
3.4.7. Características geofísicas	35
3.5. FORMAÇÃO FAZENDA LIVRAMENTO (MP1f)	35
3.5.1. Aspectos gerais.....	35

3.5.2. Petrografia.....	35
3.5.3. Litoquímica.....	40
3.5.4. Características geofísicas.....	41
3.6. COMPLEXO ALTO TANARU (MP1at)	41
3.6.1. Aspectos gerais.....	41
3.6.2. Unidade Alto Tanaru, Filito (MP1atf).....	41
3.6.3. Unidade Alto Tanaru, Metadacito (MP1atd)	43
3.6.4. Unidade Alto Tanaru, Gnaiss (MP1atg).....	43
3.6.5. Petrografia.....	43
3.6.6. Litoquímica.....	44
3.6.7. Características geofísicas	44
3.7. COMPLEXO COLORADO (MP1co).....	44
3.7.1. Aspectos gerais	44
3.7.2. Unidade Ferro-Manganesífera (MP1cofm).....	45
3.7.3. Unidade Metapsamítica (MP1cogn)	45
3.7.4. Unidade Metapelítica (MP1comt).....	45
3.7.5. Unidade Psamo-pelítica margosa (MP1coppm)	47
3.7.6. Unidade Gnaiss Calciosilicático (MP1cogc)	47
3.7.7. Petrografia.....	47
3.7.8. Litoquímica	52
3.7.9. Geocronologia.....	58
3.7.10. – Características geofísicas	58
3.8. SUÍTE ANDREAZZA (MP1δa)	58
3.8.1. Aspectos gerais.....	58
3.8.2. Unidade Piroxenito (MP1δap)	59
3.8.3. Unidade Gabro (MP1δag).....	59
3.8.4. Petrografia.....	59
3.8.5. Litoquímica.....	61
3.8.6. Geocronologia	61
3.8.7. Características geofísicas.....	61
3.9. ULTRAMÁFICAS MORRO DO LEME (MP1μml).....	61
3.9.1. Aspectos gerais.....	61
3.9.2. Características geofísicas.....	64
3.10. ULTRAMÁFICAS MORRO SEM BONÉ (MP1μsb).....	64
3.10.1. Aspectos gerais.....	64
3.10.2. Características geofísicas.....	65
3.11. SUÍTE IGARAPÉ HERMES (MP1μih).....	65
3.11.1. Aspectos gerais.....	65
3.11.2. Petrografia.....	66
3.11.3. Litoquímica	69
3.11.4. Geocronologia	69
3.11.5. Características geofísicas.....	69
3.12. SUÍTE CEREJEIRAS (MP2γc)	72
3.12.1. Aspectos gerais.....	72
3.12.2. Petrografia.....	73
3.12.3. Litoquímica	74
3.12.4. Geocronologia	75
3.12.5. Características geofísicas.....	75
3.13. SUÍTE ALTO ESCONDIDO (MP2γae)	75
3.13.1. Aspectos gerais.....	75
3.13.2. Petrografia.....	76
3.13.3. Litoquímica	78

3.13.4. Características geofísicas.....	78
3.14. SUÍTE IGARAPÉ ENGANADO (MP2δie)	79
3.14.1. Aspectos gerais.....	79
3.14.2. Petrografia.....	82
3.14.3. Litoquímica.....	82
3.14.4. Características geofísicas.....	86
3.15. SUÍTE CIDADE DO COLORADO (MP2δcc).....	86
3.15.1. Aspectos gerais.....	86
3.15.2. Petrografia.....	89
3.15.3. Litoquímica.....	91
3.15.4. Características geofísicas.....	91
3.16. SUÍTE IGARAPÉ JABUTI (MP2γij).....	91
3.16.1. Aspectos gerais.....	91
3.16.2. Geocronologia.....	93
3.16.3. Características geofísicas.....	94
3.17. GABRO RANCHO DA PRATA (MNPδrp)	94
3.17.1. Aspectos gerais.....	94
3.18. GRUPO PIMENTA BUENO (NP3pb)	95
3.18.1. Aspectos gerais.....	95
3.18.2. Formação Pedra Redonda (NP3pr).....	96
3.18.3. Formação Fazenda da Casa Branca (NP3cb).....	96
3.18.4. Características geofísicas.....	97
3.19. GRUPO PARECIS	98
3.19.1. Aspectos gerais.....	98
3.19.2. Formação Anari (JKβa).....	98
3.19.3. Formação Salto das Nuvens (K2sn).....	98
3.19.4. Formação Utiariti (K2ut).....	98
3.19.5. Petrografia.....	98
3.19.6. Litoquímica.....	98
3.19.7. Características geofísicas.....	100
3.20. FORMAÇÃO GUAPORÉ (N2Q1g)	101
3.20.1. Aspectos gerais.....	101
3.20.2. Depósitos fluviais arenosos (N2Q1ga).....	101
3.20.3. Depósitos pantanosos (N2Q1gpa).....	101
3.20.4. Características geofísicas.....	101
3.21. COBERTURA DETRITO-LATERÍTICA (N2Q1dl)	101
3.21.1. Aspectos gerais.....	101
3.21.2. Características geofísicas.....	103
3.22. COBERTURA LATERÍTICA IMATURA (Q1lim).....	103
3.22.1. Aspectos gerais.....	103
3.22.2. Características geofísicas.....	103
3.23. COBERTURAS SEDIMENTARES INDIFERENCIADA (Q1ci)	103
3.23.1. Aspectos gerais.....	103
3.23.2. Características geofísicas.....	103
3.24. DEPÓSITOS ALUVIONARES (Q2a)	103
3.24.1. Aspectos gerais.....	103
3.24.2. Características geofísicas.....
4. GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA	104
4.1. HIERARQUIA DA DEFORMAÇÃO	104
4.2. DOMÍNIOS ESTRUTURAIIS.....	106
4.2.1. Domínio Livramento	106

4.2.2. Domínio Corumbiara	106
4.2.3. Domínio Colorado	110
4.2.4. Domínio Jauru.....	110
4.3. TERMOBAROMETRIA	111
4.4. MAGMATISMO	112
4.5. EVOLUÇÃO TECTÔNICA	114
5. GEOQUÍMICA PROSPECTIVA	117
5.1. TRATAMENTO ESTATÍSTICO UNIVARIADO	119
5.2. TRATAMENTO ESTATÍSTICO BIVARIADO	120
5.3. TRATAMENTO ESTATÍSTICO MULTIVARIADO	124
5.3.1. Análise de Principais Componentes (APC).....	124
5.4. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	127
6. RECURSOS MINERAIS	142
6.1. SUBSTÂNCIAS METÁLICAS.....	142
6.1.1. Ouro	142
6.1.2. Níquel e Cromo.....	142
6.1.3. Manganês.....	144
6.2. SUBSTÂNCIAS NÃO METÁLICAS.....	147
6.2.1. Rochas e Minerais Industriais.....	147
6.2.1.1. Calcário.....	147
6.2.1.2. Areia e Argila	147
6.2.1.3. Granitos	147
6.2.2. Diamante	148
6.2.3. Quartzo – SiO ₂	149
6.2.4. Granada	149
6.2.5. Rochagem.....	149
7. GEOFÍSICA	151
7.1. AEROGEOFÍSICA.....	151
7.1.1. Materiais e métodos	151
7.1.2. Processamento	151
7.1.2.1. Magnetometria.....	151
7.1.2.2. Gamaespectrometria.....	151
7.1.3. Interpretação	151
7.1.3.1. Magnetometria.....	151
7.1.3.2. Gamaespectrometria.....	153
7.2. GRAVIMETRIA	154
7.2.1. Materiais e métodos	155
7.2.2. Correções gravimétricas	157
7.2.2.1. Correção de deriva	157
7.2.2.2. Correção de latitude.....	157
7.2.2.3. Correção de elevação.....	157
7.2.2.4. Anomalia Ar Livre	158
7.2.2.5. Anomalia Bouguer	158
7.2.3. Interpretação regional.....	158
7.2.4. Modelagem direta 2D.....	158
8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	162
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	163

1. INTRODUÇÃO

O presente texto reúne as informações geológicas, geoquímicas, geofísicas e de recursos minerais obtidas pelo Serviço Geológico do Brasil (SBG/CPRM) durante o período de janeiro de 2015 a junho de 2017 no âmbito do Projeto Mapeamento Geológico e Integração Geológico-Geofísico-Geoquímico do Sudeste de Rondônia de execução da Residência de Porto Velho (REPO).

Este estudo visa aumentar a compreensão sobre a geologia da região, com novas informações sobre sua evolução tectônica e verificando o seu potencial metalogenético. A área de trabalho recobre cinco cartas na escala 1:100.000, denominadas: Rio Tanaru (SD.20-X-B-IV), Porto Triunfo (SD.20-X-B-V), Rio Escondido (SD.20-X-D-II), Ilha do Porto (SD.20-X-D-III) e Morro Sem Boné (SD.20-X-D-VI).

Neste capítulo são apresentadas informações sobre a área objeto de estudo, sua localização, histórico de pesquisa, aspectos socioeconômicos e fisiográficos.

1.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de trabalho está situada entre o sudeste de Rondônia e Mato Grosso, região fronteira com a Bolívia. Inclui partes dos municípios rondonienses de Colorado do Oeste, Cerejeiras, Cabixi, Parecis, Pimenteiras do Oeste, Chupinguaia, Corumbiara e Vilhena, além de Comodoro, situado no estado de Mato Grosso. Sendo Colorado do Oeste considerada a cidade central do projeto, o acesso à mesma partindo da cidade de Porto Velho se dá através da BR-364, sentido Cuiabá, seguindo por 690 km até o acesso à via RO-399, seguindo por mais 71 km até o destino (Figura 1.1).

No estado de Mato Grosso as estradas são precárias e sem pavimentação, predominando estradas internas de fazenda que convergem para a rodovia estadual MT-270, que liga o quartel do Pelotão Especial de Fronteira do exército à cidade de Comodoro, todavia, sem pavimentação definitiva e condições precárias de tráfego.

A passagem do estado de Rondônia para o estado de Mato Grosso dentro da área de trabalho se dá através de estradas de acesso às fazendas, sendo estas as mantenedoras das pontes sobre o Rio Cabixi. Cita-se a ponte próxima a Cabixi como a de melhor acesso, pois até este momento as outras duas pontes (linhas 3 e 8) apresentam piores condições de passagem e segurança.

1.2. HISTÓRICO

A área objeto de estudo deste trabalho sobrepõe porções de áreas trabalhadas anteriormente pela CPRM. São citados os projetos Alto Guaporé e Sudeste de Rondônia (PINTO FILHO *et al.*, 1977), Platina-Rondônia (ROMANINI, 1997), Programa Nacional de Prospecção de Ouro (DALL'IGNA, 1998), Platina-MT (NUNES, 2000), Guaporé (RIZZOTTO, 2010; RIZZOTTO *et al.*, 2016) e Províncias Metalogenéticas do Brasil (CASTRO; SILVA, 2016). Destes, são aproveitadas as considerações de cada relatório e, quando disponíveis, dados de afloramentos, análises químicas de rocha, sedimento de corrente e concentrado de bateia.

Destacam-se os trabalhos de Dall'igna (1998), Nunes (2000) e Romanini (2001). O primeiro catalogou as principais ocorrências de ouro ao redor da cidade de Colorado do Oeste para a época, enquanto os dois últimos, nos projetos Platina Mato Grosso e Platina Rondônia, respectivamente, indicaram alvos prospectivos de EGP, Cr, Ni e Cu em corpos máficos e ultramáficos que mais tarde seriam associados à evolução geológica da Faixa Alto Guaporé.

Em meados da década de 2000, o Projeto Guaporé mapeou em escala regional, 1:250.000, as folhas Pimenteiras e Vilhena (RIZZOTTO, 2010; RIZZOTTO *et al.*, 2016), sendo mérito dos autores distinguirem os complexos metamórficos Colorado e Trincheira (de idade calimianiana, relacionada ao ciclo Rondoniano-San Ignácio) daqueles encontrados mais ao norte, como Migrantinópolis e Rio Branco de idade esteniana, relacionados ao Ciclo Sunsás. Os diversos trabalhos decorrentes deste projeto tiveram como principal mérito reconhecer a presença de fragmentos de crosta oceânica obductados durante a formação da Faixa Alto Guaporé, identificada pelos autores como Complexo Trincheira (RIZZOTTO; HARTMANN, 2012).

Historicamente, a procura por ouro na região de fronteira entre Brasil e Bolívia, remete aos relatos de expedições pioneiras como a de João Leme do Prado, na segunda metade do século XVIII, que culminou na construção do Forte Príncipe da Beira. O documento consultado mais antigo que constata atividade garimpeira nesta região é o Mapa Geológico do Território de Rondônia (LASA, 1966), indicando garimpo de ouro na margem esquerda de um afluente do Rio Corumbiara. Já em meados da década de 1980, surgiram garimpos nos

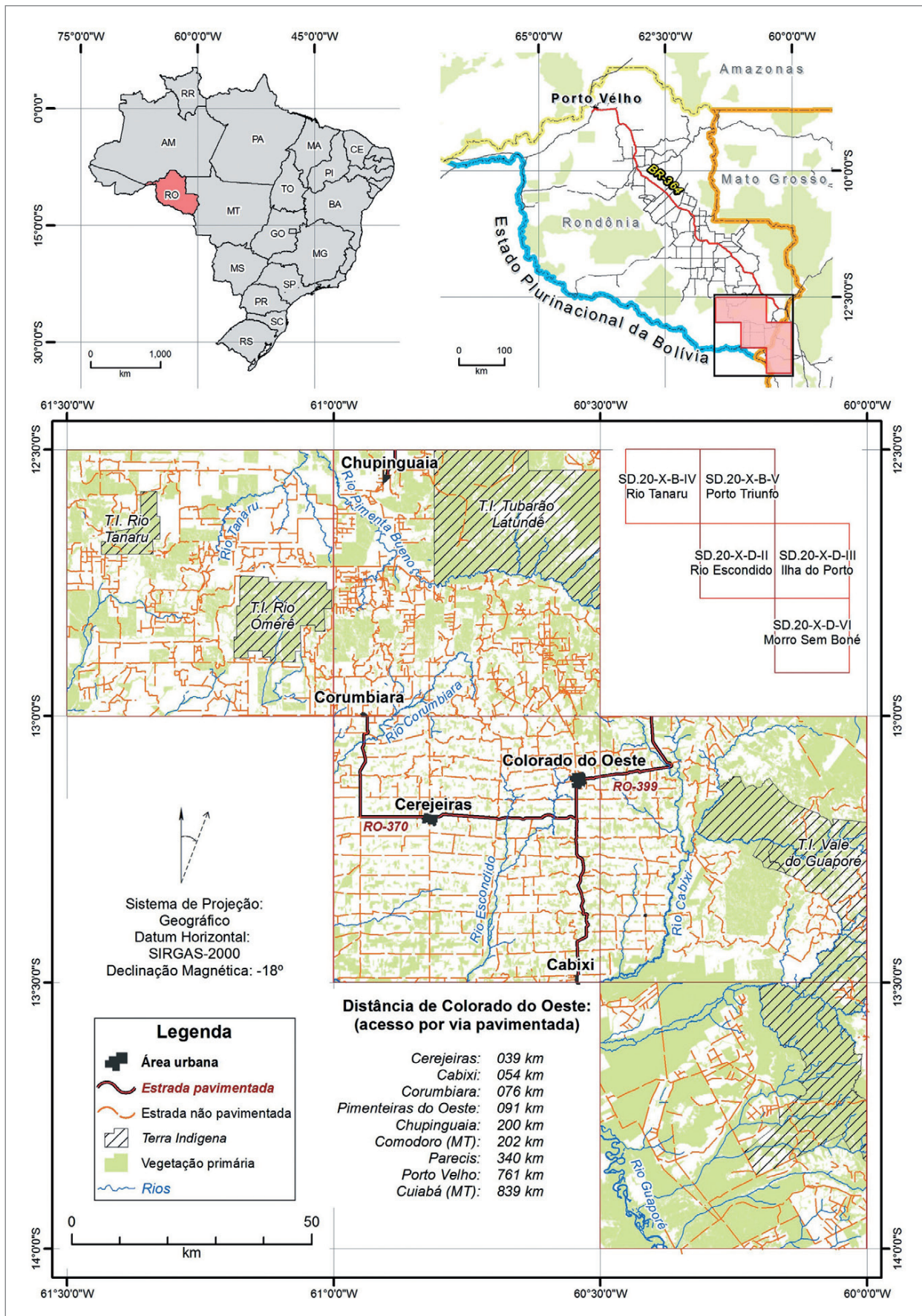


Figura 1.1 - Localização da área de trabalho no sudeste do estado de Rondônia e noroeste do estado de Mato Grosso e arranjo das folhas em escala 1:100.000 abrangidas.

arredores da cidade de Colorado do Oeste, que desenvolveram atividade até o começo da década de 1990, com destaque para os Garimpos do Zé Goiano (também conhecido como Serra do *Topless*), Capixaba e Isaque.

Desde o começo da década de 2000, nas áreas Morro Sem Boné e Morro do Leme são desenvolvidas pesquisas pela Anglo American Brasil, através da sua sucursal Guaporé Mineração LTDA, com reservas de 14.306.000 t de Ni a teor de 1,8% (LOURO; MANTOVANI; RIBEIRO, 2014), sendo estes os prospectos com pesquisa mais avançada dentro da área de trabalho.

1.3. ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS

As cinco folhas de escala 1:100.000 mapeadas abrangem porções das áreas dos municípios rondonienses de Colorado do Oeste, Cabixi, Cerejeiras, Chupinguaia, Corumbiara, Parecis, Pimenteiras do Oeste, Vilhena e do município mato-grossense de Comodoro. À exceção de Vilhena, cidade cuja história remete às expedições para construção da linha telegráfica durante as primeiras décadas do Século XX, as demais cidades foram fundadas a partir da década de 1980, com o crescente estímulo à migração e ocupação dos territórios fronteiriços do Brasil e o projeto de criação do estado de Rondônia, em 1982. Das cidades com sede dentro da área de trabalho, Colorado do Oeste – 18.591 habitantes em 2010 (IBGE, 2014) –, Cerejeiras – 17.029 habitantes em 2010 (IBGE, 2014) – e Chupinguaia – 8.301 habitantes em 2010 (IBGE, 2014) – apresentam melhor infra-estrutura, com algum serviço de postos de combustível, restaurantes, hotéis, bancos, rede de telefonia móvel, acesso por via pavimentada e hospitais municipais.

As comunidades indígenas remanescentes estão agrupadas em Terras Indígenas que juntas ocupam aproximadamente 20% da área do projeto. Deste modo, as Terras Indígenas Vale do Guaporé (Nambikwara) e Lagoa dos Brincos (Negarotê), no município de Comodoro, somam 1205 km². A Terra Indígena Tubarão Latundê (Aikanã e Laiana) em Chupinguaia soma 868 km² e a Terra Indígena Rio Omerê (Kanoê e Akuntsu) entre Corumbiara e Chupinguaia soma 261 km². Há ainda uma área de aproximadamente 80 km² bloqueada para estudo localizada no município de Pimenteiras do Oeste, denominada Terra Indígena Rio Tanaru. Há ocorrências de artefatos indígenas em regiões próximas onde hoje estão demarcadas as terras indígenas (Figura 1.2).

Esta região possui histórico de conflitos pela terra, seja pela questão de demarcação de terras indígenas ou pela questão de ocupação de “áreas improdutivas” – episódios como “Massacre de Corumbiara” (MESQUITA, 2001). Inicialmente, a ocupação da terra passou pelo convívio entre os povoados seringalistas (situados ao redor dos principais igarapés navegáveis) com os



Figura 1.2 - Fragmento de pedra polida utilizada em ferramenta indígena encontrada próximo à RO-370 no município de Pimenteiras do Oeste.

índios de diversas etnias que habitavam a região, como as famílias Aruak, Tupi e Nambikwara (BRASIL, 1952). Mais tarde, com o modelo de ocupação do território por loteamentos demarcados pelo INCRA (décadas de 1970 e 1980), houve um grande fluxo migratório de brasileiros oriundos principalmente do centro-sul do país, que adensaram os povoados na fronteira com a Bolívia. Recentemente, vem se estabelecendo um novo padrão agrário composto por grandes propriedades de terra em regiões de solos férteis, adquiridas principalmente por pecuaristas, fenômeno melhor observado nas cidades de Chupinguaia, Colorado do Oeste, Comodoro e Cerejeiras.

O agronegócio tem importante participação na produção econômica da região, juntamente com os setores de serviços, administração pública e indústria (Figura

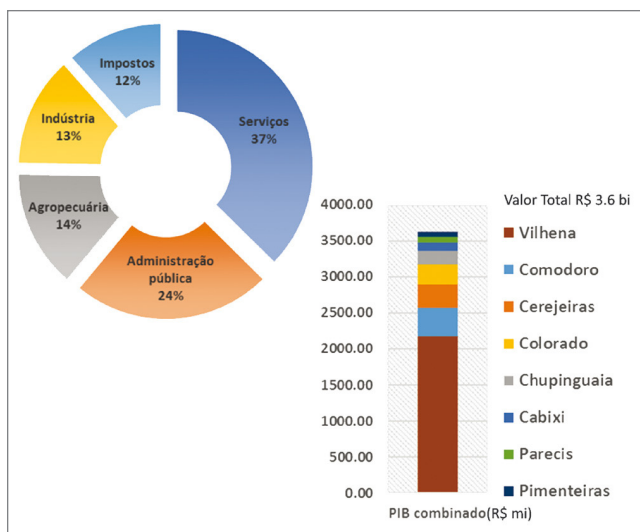


Figura 1.3 - Setorização da economia e PIB combinado dos municípios rondonienses de Cabixi, Cerejeiras, Chupinguaia, Colorado do Oeste, Parecis, Pimenteiras do Oeste, Vilhena e Comodoro (MT) para valores brutos adicionados no ano de 2013 (IBGE, 2014).

1.3) (IBGE, 2014). A mineração tem papel reduzido na economia local, predominando a extrações de insumos para material de construção, desenvolvidas em aluviões ou em pláceres da Chapada dos Parecis, que abastece a demanda regional, incluindo a cidade de Vilhena. A exceção se dá pela empresa Guaporé Mineração LTDA., que desenvolve em Comodoro os alvos de níquel Morro Sem Boné e Morro do Leme, à aproximadamente 20 km da fronteira com a Bolívia.

1.4. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

A região entre o sudeste de Rondônia e noroeste de Mato Grosso está inserida na região da “Amazônia Brasileira”, o que tem implicações em termos climáticos de evolução da paisagem e do bioma. O forte intemperismo, característico de zonas de baixas latitudes, associado à quiescência geológica, somente perturbada, possivelmente, por pequenos reflexos da tectônica andina, em tempos geológicos recentes, fazem desta região única no cenário nacional e continental, apresentando alguns desafios para o estudo de campo das geociências.

1.4.1. Clima

O clima do sudeste do estado de Rondônia é classificado como tropical quente com períodos secos no inverno, ou classe “Aw” de acordo com a classificação de Köppen (1948). Esta região apresenta uma precipitação pluviométrica média anual variando entre 1900 e 2400 mm (CPRM, 2009), com um período chuvoso (entre os meses de outubro a março) e um período seco bem definido (entre os meses de abril a setembro).

A temperatura média anual varia entre 26 e 28°C, com temperaturas máximas atingindo até 38°C, e as temperaturas mínimas geralmente superiores à 18°C, com a exceção dos períodos de “friagem”, geralmente ocorrendo em meses da estação seca, onde durante poucos dias a temperatura mínima pode ser inferior a esta marca.

1.4.2. Geomorfologia

A área de trabalho está inserida entre dois grandes domínios geomorfológicos do sudeste do estado de Rondônia: o Planalto dos Parecis e a Depressão do Rio Guaporé (ADAMY, 2010).

A Depressão do Rio Guaporé é constituída por superfícies aplainadas, situadas no interior de uma vasta região rebaixada por subsidência tectônica, cujas cotas variam entre 150 e 250 m. Essa depressão apresenta-se, em parte, entulhada por uma sedimentação fluviolacustre recente, sendo delimitada, a norte e a nordeste, pelas Superfícies Aplainadas do Sul da Amazônia e pelo Planalto dos Parecis. O domínio

é representado por extensas superfícies aplainadas levemente dissecadas e vastos tabuleiros de baixa amplitude de relevo (invariavelmente inferiores a 30 m), sulcados por rios meândricos de padrão predominantemente dendrítico em uma rede de canais de baixa densidade de drenagem. Esporadicamente, emergem desses terrenos baixos inselbergs e raros maciços montanhosos isolados, tais como as serras da Conceição, dos Reis e do Colorado (ADAMY, 2010).

O Planalto dos Parecis está localizado no sudeste do estado de Rondônia e representa um conjunto de formas de relevo dispostas em superfícies tabulares ou localmente dissecadas em colinas (com desnivelamentos locais inferiores a 50 m) subdivididas em patamares litoestruturais, posicionadas em cotas que variam entre 300 e 600 m. A Chapada dos Parecis, propriamente dita, ocupa apenas esparsos platôs de relevo plano sustentados por couraças detritolateríticas, com cotas em torno de 600 m de altitude, representando uma superfície cimeira regional (ADAMY, 2010).

O contato entre o Planalto dos Parecis e a Depressão do Rio Guaporé demonstra o intenso recuo das superfícies tabulares, marcadas por escarpas abruptas ou degradadas, evidenciando nítido controle tectônico do Vale do Guaporé, caracterizado pela subsidência desse vale em relação às zonas planálticas adjacentes (ADAMY, 2010).

1.4.3. Vegetação

Reconhecem-se quatro tipos de vegetação na área de trabalho: floresta tropical, cerrado, campos limpos e mata de galeria (BARRETO; COSTA, 1974).

As zonas de florestas tropicais são divididas em igapó (matas alagadas durante a época de maior pluviosidade) e matas de terra firme. São compostas por vegetação arbórea com altura entre 15 e 40 metros, grande parte das quais perde parcialmente as folhas na estação seca. Destacam-se a aroeira, a paineira, a jatobeira, a umburana e a seringueira (BARRETO; COSTA, 1974).

As zonas de cerrado ocupam os terrenos arenosos da Chapada dos Parecis e as superfícies terció-quadernárias laterizadas. Apresentam vegetação arbustiva (tronco retorcido e altura máxima de 3 metros) muito espaçada com estrato herbáceo, onde predominam gramíneas em disposição contínua ou em tufos (BARRETO; COSTA, 1974).

As zonas de campos limpos ocorrem nas partes baixas e alagadiças da Planície do Guaporé. Aparecem como campo sujo devido à intercalação com subarbusto. Constituem-se de coberturas herbáceas, dispostas em tufos isolados, com plantas baixas, como o capim -limoso, capim-flexa ou barba-de-bode (BARRETO; COSTA, 1974).

A vegetação de mata de galeria desenvolve-se em solos úmidos distribuídos ao longo das principais

drenagens. São representados por densas coberturas arbóreas que formam um estrato regular com altura entre 20 e 30 metros (BARRETO; COSTA, 1974).

A partir da análise do NDVI (Índice de Vegetação por Diferença Normalizada) calculado utilizando a imagem de satélite LANDSAT-8, estima-se que 6.300 km², ou 40%

da área do projeto seja coberta por zonas de vegetação arbórea. Porém, este valor pode ser superestimado, uma vez que a resolução de trabalho é superior às dimensões da copa das árvores, portanto, pequenas clareiras causadas pela derrubada parcial não devem causar contraste no processamento, não sendo consideradas.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. CONTEXTO TECTÔNICO

A porção sudoeste do Cráton Amazônico, nos estados de Rondônia e Mato Grosso, contém o registro de evolução geotectônica policíclica, no período 1,82 e 0,95 Ga, resultante de sucessivos episódios de magmatismo, metamorfismo, sedimentação e deformação que o afetaram (SCANDOLARA, 1999). Três províncias geocronológicas (sensu CORDANI *et al.*, 1979; LITHERLAND *et al.*, 1989; TASSINARI; MACAMBIRA, 1999; TEIXEIRA *et al.*, 1989) constituem o arcabouço geotectônico do sudoeste do Cráton Amazônico (Figura 2.1): províncias Rio Negro-Juruena (1800-1550 Ma), Rondoniana-San Ignácio (1450-1250 Ma) e Sunsás (1300-1000 Ma).

O termo Província Rondoniana-San Ignácio foi introduzido por Cordani *et al.* (1979) para designar região definida por idades Rb-Sr e K-Ar, produto de um evento metamórfico e deformacional entre 1,45 e 1,25 Ga no sudoeste do Cráton Amazônico. Posteriormente, Teixeira e Tassinari (1984) e Teixeira *et al.* (1989) interpretaram a província

como cinturão móvel do norte de Rondônia até a região de San Ignácio, na Bolívia. A designação Província Rondoniana-San Ignácio foi proposta por Tassinari *et al.* (1996), com base em análises U-Pb TIMS e SHRIMP. Tassinari *et al.* (2000), baseados em novos dados U-Pb e investigações geológicas, propõem a subdivisão da província em: Terreno Rio Alegre (1,50 Ga), Orógeno Santa Helena (1,47 – 1,42 Ga), posteriormente designado como “cinturão acrescionário Santa Helena”, e Orógeno Rondoniano-San Ignácio (1,40 – 1,29 Ga). Bettencourt *et al.* (2010), em revisão da Província Rondoniana-San Ignácio, destacam as principais orogenias e o arranjo tectônico desta região, separando em três terrenos e acrescentando a Faixa Alto Guaporé. Assim, a Província Rondoniana-San Ignácio, por definição inclui: (1) Terreno Jauru (1,78 – 1,42 Ga); (2) Terreno Paraguá (1,74 – 1,32 Ga); (3) Terreno Rio Alegre (1,51 – 1,38 Ga) e (4) Faixa Alto Guaporé (1,42 – 1,34 Ga).

A área de trabalho faz parte da Faixa Alto Guaporé (ou Terreno Alto Guaporé) e inclui pequena parte do Terreno Jauru.

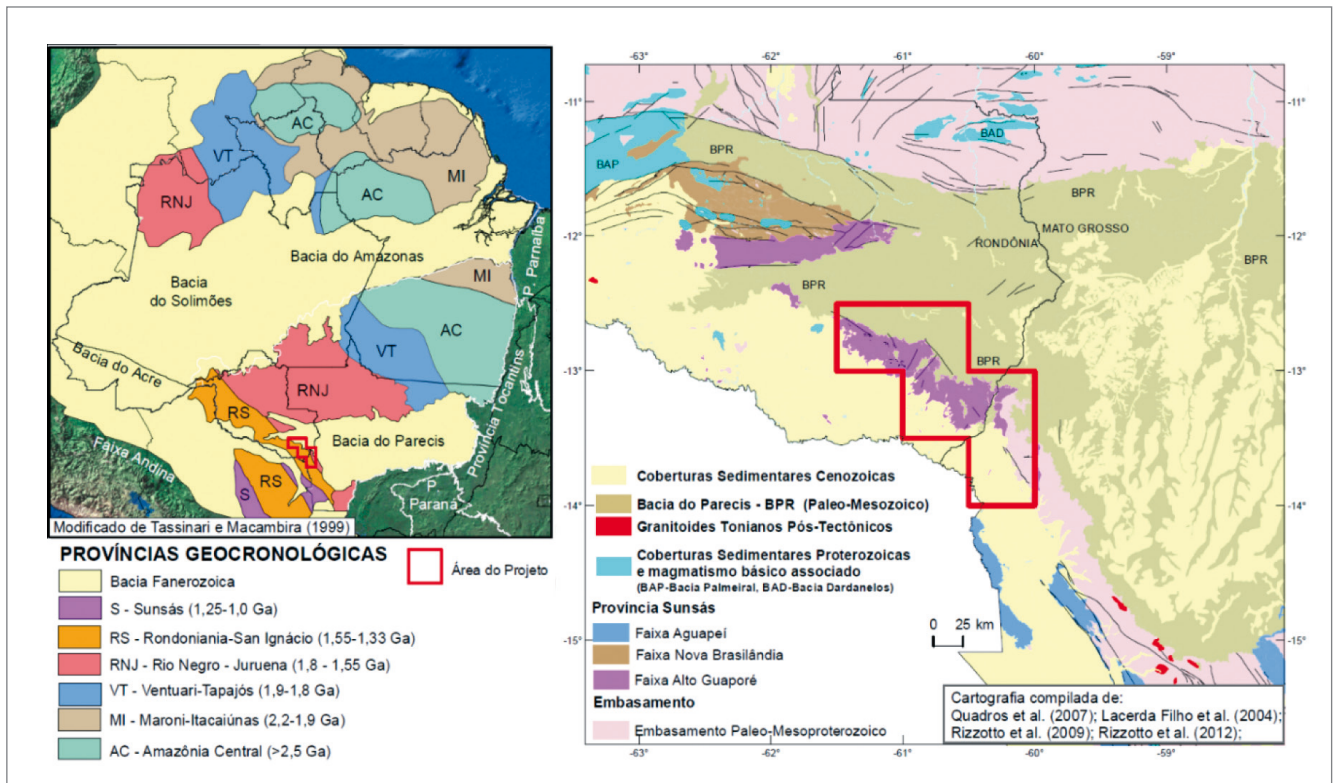


Figura 2.1 - Províncias geocronológicas e geotectônicas do Cráton Amazônico. Modelos comparativos a partir da evolução dos trabalhos de Teixeira *et al.* (1989) e Tassinari e Macambira (1999).

2.2. GEOLOGIA REGIONAL

2.2.1. Terreno Paraguá

O Terreno ou Bloco Paraguá não ocorre na área do projeto, porém a sua geologia é crucial para o entendimento da evolução do sudoeste do Cráton Amazônico. O Terreno Paraguá é formado por embasamento paleoproterozoico constituído pelo Complexo Granulítico Lomas-Manechis, Complexo Gnáissico Chiquitania, Grupo San Ignacio e intrusões mesoproterozoicas do Complexo Pensamiento (LITHERLAND *et al.*, 1986). Estes autores, com base nos dados estruturais e idades K-Ar, distinguiram na parte norte dos terrenos pré-cambrianos da Bolívia segmento crustal não deformado pela Orogenia Sunsás. Esta área já estável no final do Mesoproterozoico foi então denominada “Cráton Paraguá” e seus limites, foram definidos pelos *fronts* tectônicos Santa Catalina-Rio Negro e Aguapeí (RUIZ *et al.*, 2013).

Santos *et al.* (2006) e Ramos (2008) descartam a existência do Cráton Paraguá, considerando que cerca de 70% da área cratônica é composta por rochas graníticas

do Complexo Pensamiento, cujas idades mesoproterozoicas seriam muito jovens para constituírem um cráton.

Tohver *et al.* (2004) ampliam a área e a definição do Terreno ou Cráton Paraguá ao admitir que todas as regiões a sul do Cinturão Móvel Nova Brasilândia constituiriam o Bloco Paraguá, aglutinado ao Cráton Amazônico, ao longo da Faixa Móvel Nova Brasilândia, com direção EW e idade toniana (Figura 2.2). Já Ruiz *et al.* (2013) restringe este terreno ao fragmento de crosta pré-cambriana aflorante no leste da Bolívia e sudoeste do Mato Grosso, limitado por zonas de cisalhamento dúcteis com o Terreno Rio Alegre.

2.2.2. Terreno Jauru

O Terreno Jauru foi definido por Saes e Fragoso César (1996) e, segundo Saes (1999) inclui complexos vulcanossedimentares e gnaissomigmatíticos, sendo intrudidos por corpos básico-ultrabásicos e graníticos com idades entre 1,8 e 1,45 Ga (Figura 2.3). Na porção sudeste da área de estudo, o embasamento metamórfico é representado pelo Complexo Rio Galera e por granitos cálcioalcalinos da Suíte Pindaituba.

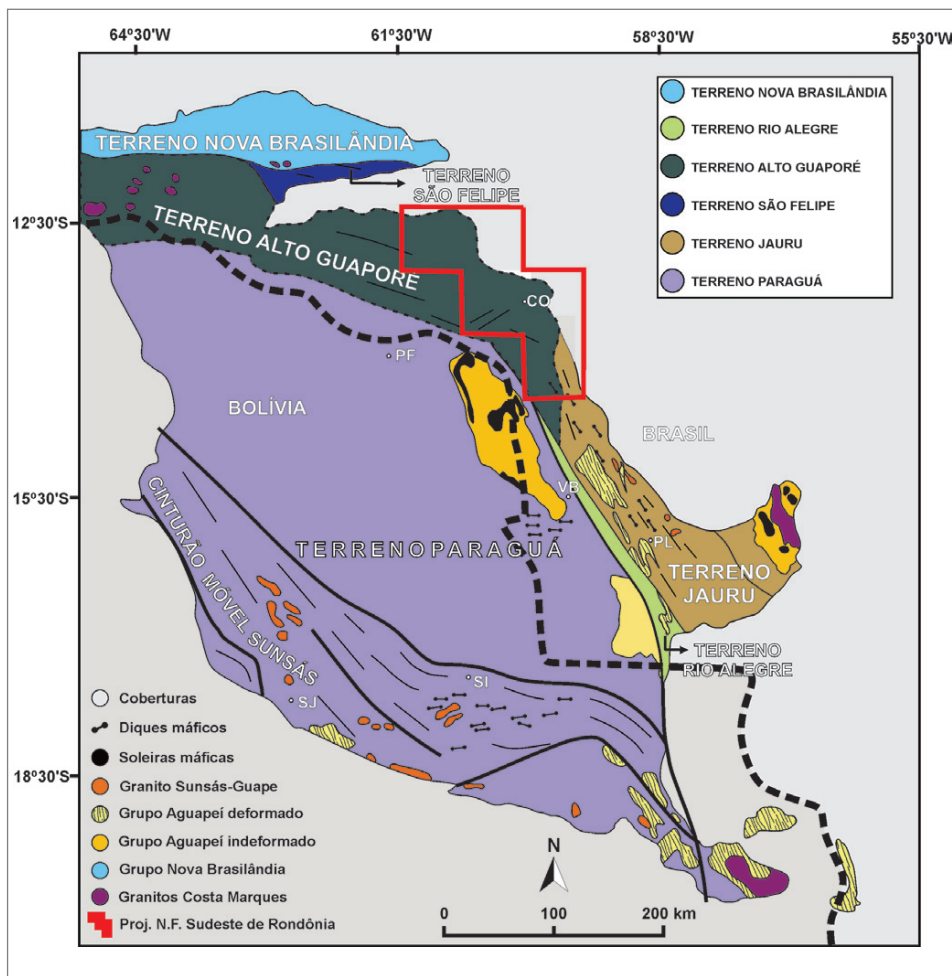


Figura 2.2 - Compartimentação tectônica do Sudoeste do Cráton Amazônico com localização dos limites deste projeto (modificado de LIMA *et al.*, 2012). Siglas das cidades: PF – Piso Firme (Bolívia), SI – San Ignacio (Bolívia), SJ – San Javier (Bolívia), PL – Pontes e Lacerda (Mato Grosso) e CO – Colorado do Oeste (Rondônia).

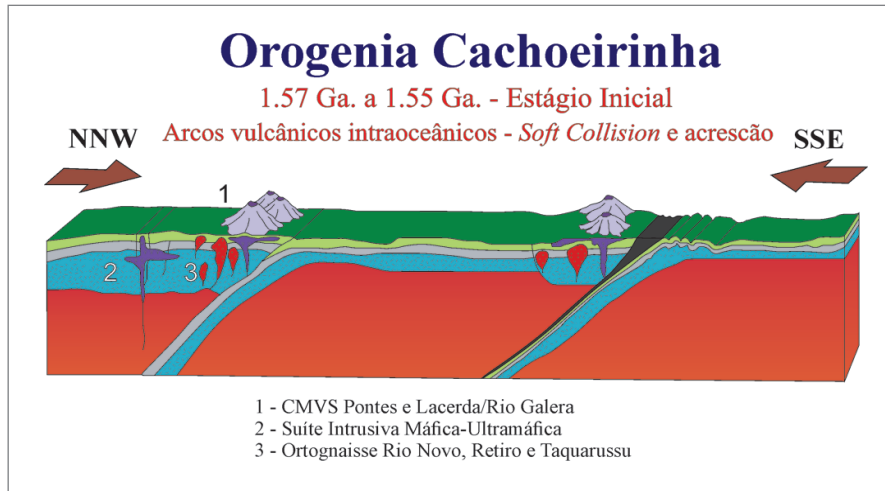


Figura 2.3 - Evolução tectônica do Terreno Jauru durante a Orogenia Cachoeirinha (1,57 a 1,5 Ga) em regime de formação e acreção de arcos oceânicos a uma crosta continental em formação (RUIZ, 2005).

O Complexo Rio Galera é constituído por biotita-muscovita xistos, biotita gnaisses, hornblenda-biotita gnaisses, diopsídio-hornblenda gnaisses, silimanita-quartzo xistos e hornblenda anfíbolitos. Dados de Ruiz (2005) mostram idades $T_{DM} = 1,8$ Ga, $\epsilon_{Nd(t)} = +3,68$ e dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sugerindo idades plateau em biotita de 1208 ± 2 Ma., interpretado pelo autor como abertura do sistema por um evento sobreposto.

A Suíte Pindaituba constitui conjunto de intrusões granitoides alojadas nos terrenos supracrustais e ortogneissos do Terreno Jauru. É representada pelos granitos Praia Alta e Rio Piolho. Estes ocorrem como batólitos com *trend* regional $N20^\circ-40^\circ W$, composicionalmente variando de tonalitos a sienogranitos. Ruiz (2005) obteve idade SHRIMP de 1423 ± 11 Ma (U/Pb), interpretada como cristalização da rocha.

2.2.3. Faixa Alto Guaporé

A Faixa Alto Guaporé, assim denominada por Rizzotto e Dehler (2007), mostra estruturação WNW-ESSE e, segundo os autores, é produto de orogenia acrecionária-colisional com metamorfismo de médio a alto grau (Figura 2.4) e idades que permitem associá-la à orogenia Rondoniano-San Ignácio. (LITHERLAND *et al.*, 1986, 1989). A Faixa Alto Guaporé é representada principalmente por rochas máfico-ultramáficas (RIZZOTTO *et al.*, 2013; ROMANINI, 2001) e rochas metassedimentares. É intrudida por diversos plutons gabroicos e graníticos de características tardi-a-pós cinemáticos. Este orógeno tem história evolutiva ligada aos períodos Calimíniano e Ectasiano (Tabela 2.1).

O Complexo Trincheira é fundamental para o entendimento desta porção do Cráton. A definição proposta por Romanini (2001), inclui gabro, gabronorito, "bronzitito" (ortopiroxenito), websteritos e tremolititos, com estruturas primárias parcialmente preservadas. Rizzotto e Hartmann

(2012), dividem o complexo em três subunidades: rochas cumuláticas em fácies granulito; anfíbolitos bandados com protólitos de gabro, gabronorito e anortosito e anfíbolitos finos com *pillow-lavas*. Romanini (2001) correlacionou este conjunto de rochas à Sequência Nova Brasilândia, cuja estruturação principal é de direção NW-SE, gerada em condições de alto grau metamórfico, variando de anfíbolito a granulito. Dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotita mostram idades de média ponderada (*total gas age*) de 1319 ± 10 Ma, interpretadas como resfriamento metamórfico do Cinturão Alto Guaporé (RIZZOTTO *et al.*, 2002).

O Complexo Colorado é constituído por rochas clástico-químicas bandadas e parcialmente migmatizadas com plagioclásio-biotita-quartzo gnaiss, granada-silimanita gnaiss, formação ferrífera bandada, gnaiss calcissilicático e talco xisto. Dados geocronológicos obtidos a partir da datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de hornblendas de duas amostras de anfíbolito mostraram idades entre 1330 ± 3 Ma e 1313 ± 4 Ma (RIZZOTTO *et al.*, 2002). Segundo os autores, a idade média de 1319 ± 10 Ma, é interpretada como a época de resfriamento metamórfico regional.

As suítes intrusivas graníticas da Faixa Alto Guaporé podem ser classificadas como: (a) granitos sin a tardi tectônicos e (b) granitos tardi a pós tectônicos. Os granitos sin a tardi tectônicos das suítes Igarapé Enganado e Cerejeiras incluem sienogranitos, monzogranitos, granodioritos e raros tonalitos. Apresentam cor cinza clara, róseo e cinza-escuro, granulação variando de média a grossa e como principal característica a foliação de fluxo magmático. Rizzotto *et al.* (2002) em análise do granodiorito/tonalito e anfíbolito (método Rb-Sr) definiram a idade de 1360 ± 45 Ma. Os granitos da Suíte Alto Escondido, considerados tardi a pós-tectônicos, são homogêneos, leucocráticos, com incipiente trama de fluxo magmático, granulação fina e cores cinza a rosa, variando de biotita monzogranitos a granada biotita sienogranitos.

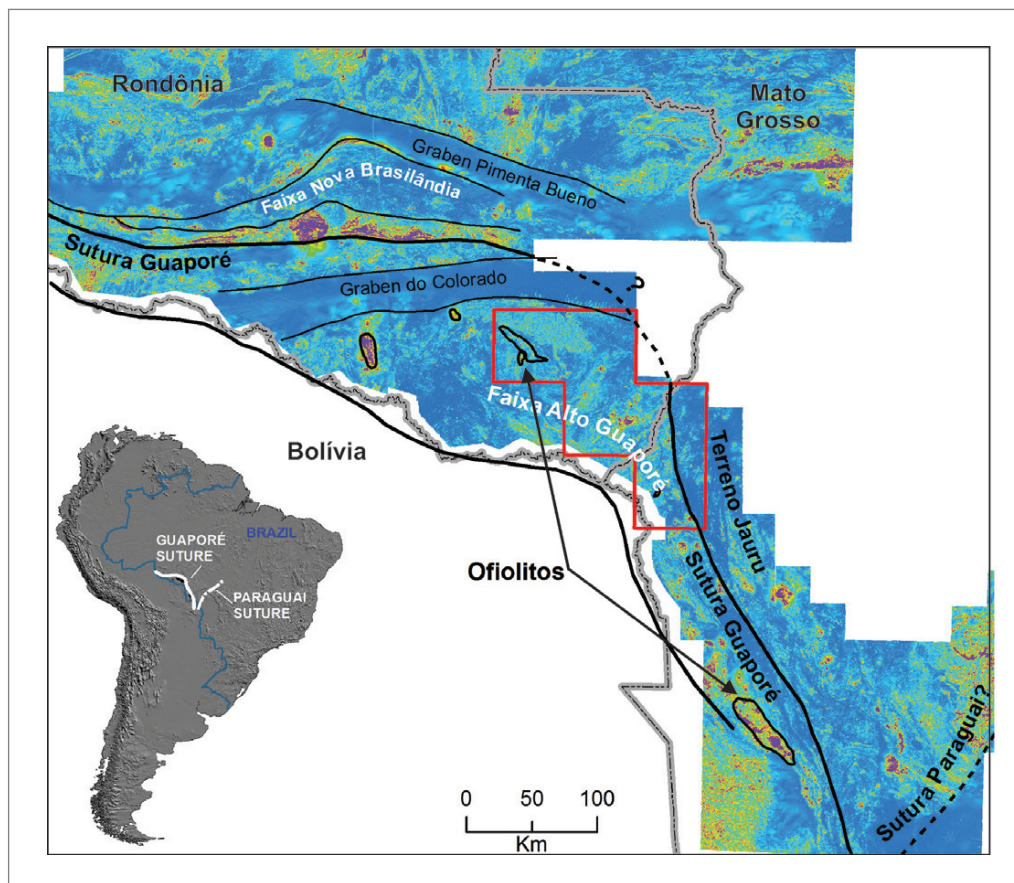


Figura 2.4 - Compartimentação tectônica do sudoeste do Cráton Amazônico sobreposto ao mapa aeromagnético de amplitude do sinal analítico (modificado de RIZZOTTO *et al.*, 2013). O polígono vermelho indica a área de trabalho. Os círculos pretos indicados pela seta como “ofiolitos” correspondem aos anfibolitos Santa Bárbara e Trincheira (sensu RIZZOTTO; HARTMANN, 2012)

A este contexto são relacionadas às unidades máficas (Cidade do Colorado), representados por gabros e metagabro acamadados, com incipiente deformação regional e as rochas máfico-ultramáficas Igarapé Hermes são constituídas por metagabros e hornblenditos, de granulação grossa. Rizzotto *et al.* (2002) dataram leucogabro da unidade Máficas Cidade do Colorado, com o método U-Pb TIMS em zircão e obteve idade 1352 ± 4 Ma, interpretada como cristalização da rocha.

2.2.4. Coberturas sedimentares

Na região sudoeste do Cráton Amazônico encontram-se rochas sedimentares confinadas em estruturas alongadas com direção aproximadamente EW, denominadas de grabens de Pimenta Bueno (norte) e Colorado (sul). Estas rochas sedimentares têm sido tratadas como pertencente à Bacia dos Parecis de idade fanerozoica há décadas (SOEIRO *et al.*, 1981; SIQUEIRA, 1989; BAHIA; PEDREIRA, 1996; BAHIA *et al.*, 2006; BAHIA, 2007; QUADROS; RIZZOTTO, 2007) e originalmente interpretadas como correlatas ao Grupo Alto Paraguai do Neoproterozoico com base em observações de campo (OLIVEIRA, 1915; DEQUECH, 1943; LEAL *et al.*, 1978). Trabalhos mais

recentes baseados em dados de afloramentos e de perfurações profundas na região de Rondônia e Mato Grosso sugerem que o Grupo Pimenta Bueno pertence ao Neoproterozoico, sendo, portanto, correlacionado ao Grupo Alto Paraguai como apresentado pelos trabalhos desenvolvidos antes de Soeiro, 1981 (GAIA, 2014; ADÔRNO *et al.*, 2016). O Grupo Pimenta Bueno é constituído pelos diamictitos, pelitos com *dropstones* e lentes de calcário da Formação Pedra Redonda e pelos siltitos, ritmitos e arenitos da Formação Fazenda da Casa Branca (ADÔRNO *et al.*, 2017). Segundo estes autores o Grupo Pimenta Bueno é apenas uma pequena porção do que restou de uma plataforma glaciomarinha (Formação Pedra Redonda) e posteriormente marinha pós-glacial rasa (Formação Fazenda da Casa Branca), muito mais ampla, que foi poupada da erosão devido ao seu encaixe nos dois grábens.

A Bacia dos Parecis inclui além do Grupo Pimenta Bueno, rochas do Grupo Parecis de idade Mesozoica e é coberta por sedimentos cenozoicos, se estendendo em formato alongado na direção E-W por uma área de aproximadamente 500.000 km² no norte do MATO GROSSO e sudeste de Rondônia (Figura 2.5). Esta bacia é subdividida em três sub-bacias de oeste para leste: sub-bacia Rondônia, sub-bacia Juruena e sub-bacia do Alto Xingu (SIQUEIRA, 1989; BAHIA, 2007).

Tabela 2.1 - Compilação de dados geocronológicos (modificado de OLIVEIRA, 2014).

ZUNIDADE	AMOSTRA	U/Pb (a)	Ar/Ar (B)	Sm/Nd (c)		INTERPRETAÇÃO
		IDADE (Ma)	IDADE (Ma)	T _{DM}	εNd(t)	
Granito Igarapé Jabuti	Granito [1]	1.235 ± 4	-	1,61 Ga	-	(a) Cristalização ígnea; (c) Extração do magma.
Suíte Cidade de Colorado	Leucogabro [2]	1.352 ± 4	-	-	-	(a) Cristalização ígnea
Suíte Igarapé Enganado	Tonalito [3]	1.354 ± 4	-	-	-	(a) Cristalização ígnea
	Granodiorito [1]	1.340 ± 5	-	1,58 Ga	(+) 2,3	(a) Cristalização ígnea;
	Monzogranito [2], [4]	1.340 ± 5	-	1,63 Ga	(+) 2,8	(c) Extração do magma (a) Cristalização ígnea; (c) Extração do magma
Suíte Alto Escondido	Biotita sienogranito [1]	1.340 ± 3	-	1,51 Ga	(+) 2,3	(a) Cristalização ígnea;
	Sienogranito [1]	1.337 ± 4	-	1,58 Ga	(+) 1,5	(c) Extração do magma
	Leucogranito aplítico [1]	-	1.312 ± 3	-	-	(b) Resfriamento metamórfico regional
Complexo Colorado	Paragnaisse [1]	1.544 ± 21	-	-	-	(a) Idade máxima de sedimentação.
	Paragnaisse [1]	1.340 ± 30	-	-	-	(a) Época de fusão ou o pico metamórfico da Faixa Alto Guaporé
	Gnaiss Diorítico [4]	1.344 ± 7	-	-	-	(a) Metamorfismo.
	Gnaiss Diorítico [4]	1.469 ± 5	-	-	-	(a) Idade herdada
	Gnaiss Diorítico [4]	1.539 ± 9	-	-	-	(b) Resfriamento metamórfico regional (média ponderada).
	Leucogranito [2]	-	1.289 ± 2	-	-	
	Anfibolito [2]	-	1.211 ± 9	-	-	
Complexo Trincheira	Granulito máfico [4]	1.447 ± 12	-	-	-	(a) Cristalização ígnea
	Granulito máfico [4]	1.468 ± 24	-	-	-	(a) Metamorfismo.
	Anfibolito [4]	1.435 ± 6	-	-	-	(a) Metamorfismo;
	Anfibolito [4]	1.435 ± 9	-	-	(+) 2,6	(c) Fonte manto depletado
	Metagabro [1]	-	-	1,56 Ga	-	(c) Extração do magma.
Granito Praia Alta	Biotita monzogranito [5]	1.423 ± 11	-	2,0 Ga	(-) 0,91	(a) Cristalização ígnea;
	Sienogranito [1]	1.432 ± 13	-	-	-	(c) Extração do magma
	Biotita sienogranito [4]	1.436 ± 7	-	-	-	(a) Cristalização ígnea
	Sienogranito [4]	1.426 ± 5	-	-	-	
Granito Rio Piolho	Sienogranito [1]	1.439 ± 23	-	-	-	(a) Cristalização ígnea
	Sienogranito [4]	1.442 ± 16	-	-	-	
Complexo Rio Galera	Gnaiss tonalítico [4]	1.433 ± 2	-	-	-	(a) Metamorfismo (b) Idade do resfriamento metamórfico regional
	Gnaiss calcissilicático [5]	-	1.208 ± 2,5	-	-	

[1] – Rizzotto (2010); [2] Rizzotto et al. (2002); [3] – Castro e Silva (2016); [4] – Rizzotto et al. (2013); [5] – Ruiz (2005)

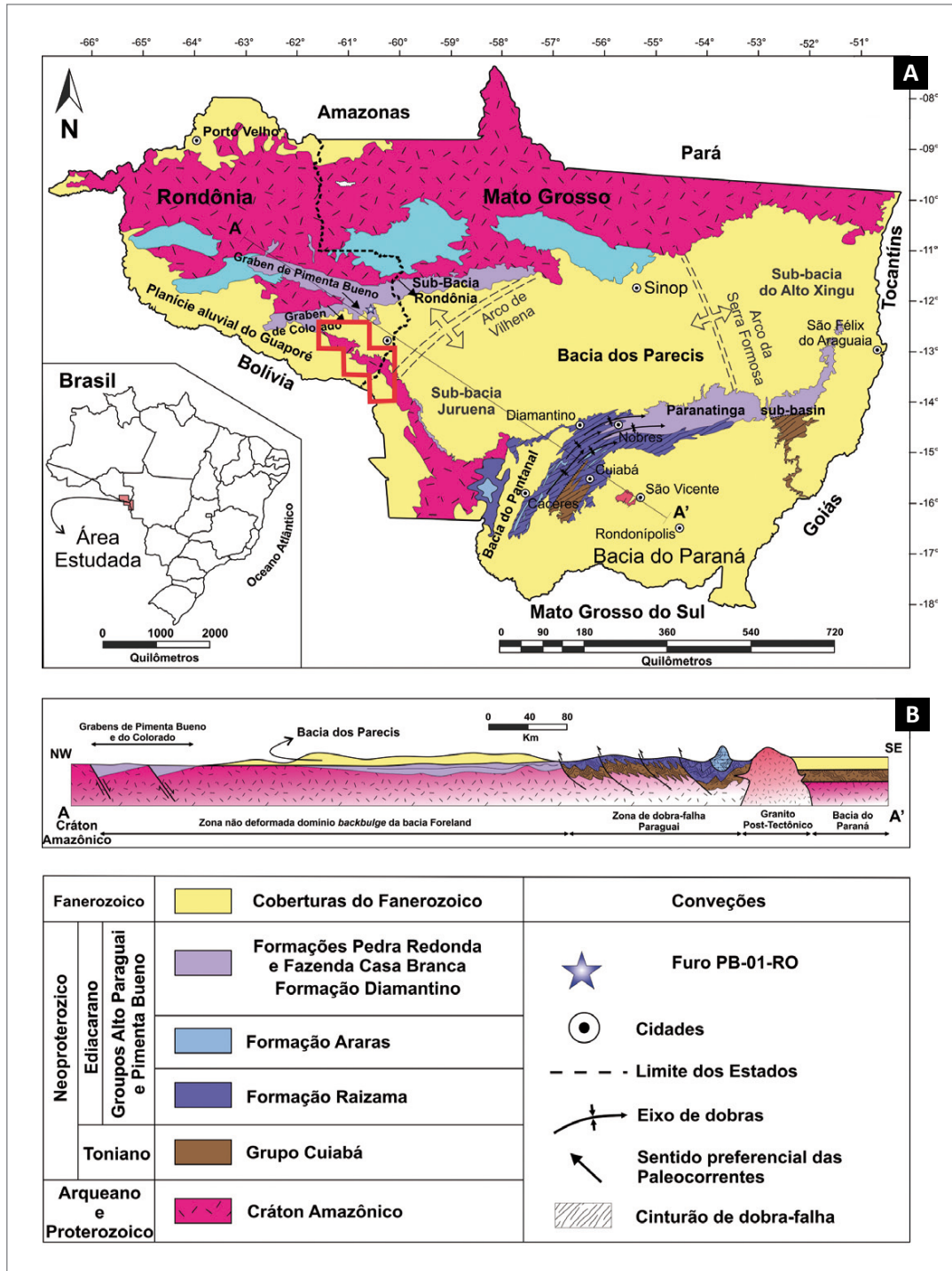


Figura 2.5 - Coberturas sedimentares Neoproterozoicas-Fanerozoicas do SW do Craton Amazônico. Grupo Pimenta Bueno, e seu correlato Grupo Alto Paraguai na Faixa Paraguai e Bacia dos Parecis (ADÓRNO *et al.*, 2017).

3. UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

Neste capítulo são sintetizadas as informações da geologia da área de trabalho com dados de campo, petrográficos, litoquímicos, geocronológicos e aerogeofísicos. O texto organiza informações geológicas de 559 afloramentos de rocha, concentrados principalmente na região do embasamento e em informações de afloramentos estudados em trabalhos anteriores do Serviço Geológico do Brasil.

No Figura 3.1 observa-se a área do Projeto Novas Fronteiras - Sudeste de Rondônia, onde foram cartogra-

fadas 40 unidades litoestratigráficas incluindo complexos, formações, suítes, membros e corpos. Estas unidades abrangem rochas que registram a evolução do terreno desde o embasamento proterozoico até os sedimentos recentes associados à planície do rio Guaporé (Figura 3.2).

As análises químicas apresentadas neste capítulo foram realizadas nos laboratórios da SGS-Geosol. Os valores dos óxidos são apresentados em porcentagem, obtidos por leitura em Fluorescência de Raios-X, em

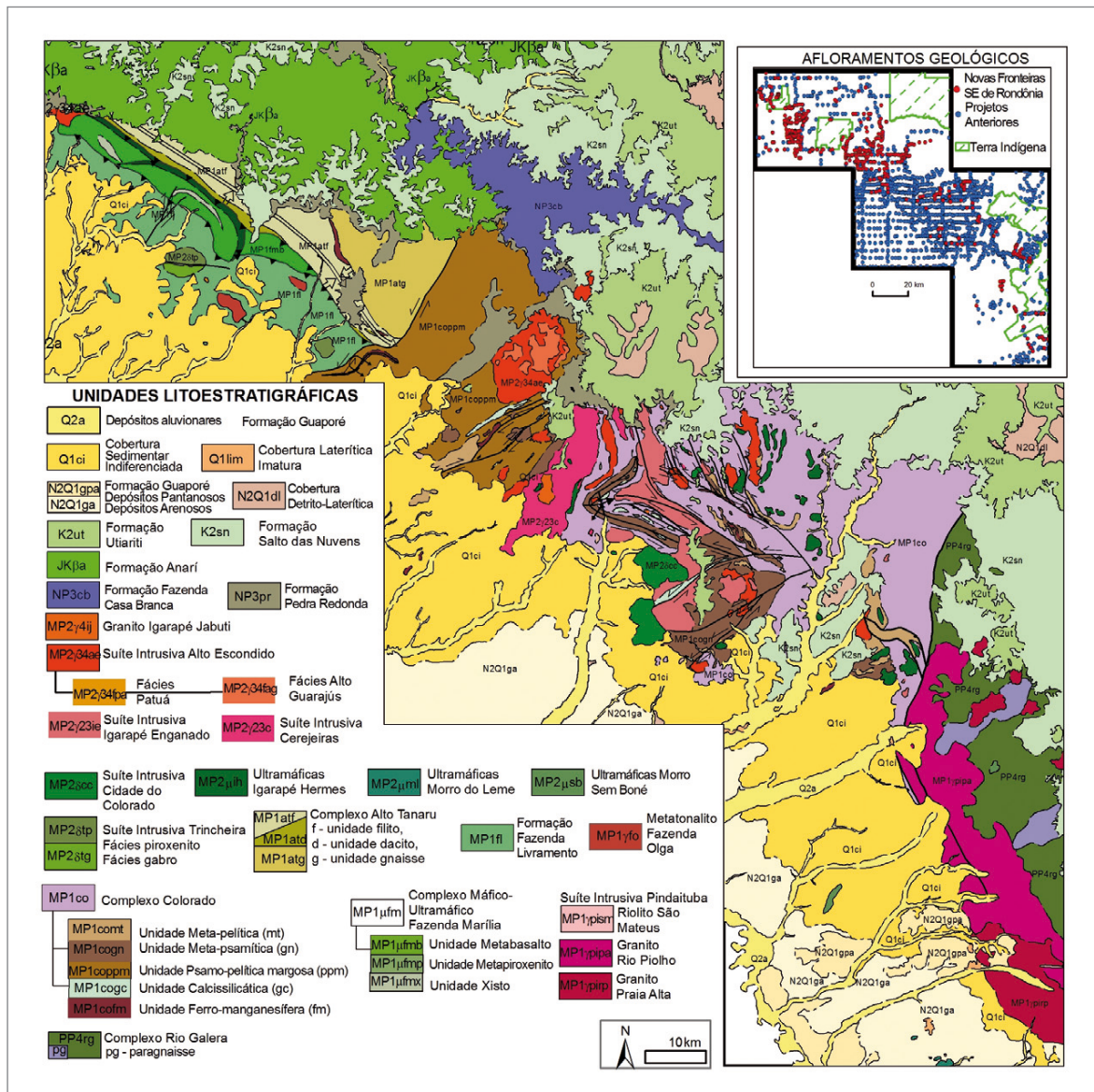


Figura 3.1 - Mapa geológico simplificado da área do Projeto Sudeste de Rondônia (legenda na Figura 3.2). No encarte, mapa de afloramentos geológicos deste projeto e de projetos anteriores utilizados para a construção do mapa geológico.

RELAÇÕES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS

ERA	PERÍODO	IDADE (Ma)	CORBETURAS SUPERFICIAIS	
CENOZOICO	QUATERNÁRIO	2,58	Q2a Depósitos aluvionares	Q1lim Cobertura laterítica imatura
	NEÓGENO		23,03	
			Formação Guaporé	N2Q1dl Cobertura detrito laterítica
			N2Q1gpa Depósitos pantanosos	N2Q1ga Depósitos fluviais arenosos
ERA	PERÍODO	IDADE (Ma)	BACIA DOS PARECIS	MAGMATISMO
MESOZOICO	CRETÁCEO	60	Grupo Parecis	JKpa Formação Anari
		145	K2ut Formação Utiariti	
	JURÁSSICO	201,3	K2sn Formação Salto das Nuvens	
NEO-PROTEROZOICO	EDIIACARANO	541	Grupo Pimenta Bueno	
		635	NP3fcb Formação Fazenda Casa Branca	
			NP3pr Formação Pedra Redonda	

ERA	PERÍODO	IDADE (Ma)	FAIXA ALTO GUAPORÉ	TERRENO JAURU
MESOPROTEROZOICO	ECTASIANO	1200	Granitoides pós-tectônicos MP2γij Suíte Igarapé Jabuti MP2αcc Máficas tardi a pós tectônicas Suíte Cidade do Colorado Granitoides tardi a pós-tectônicos MP2γae Suíte Alto Escondido MP2γaep Pegmatito Patuá → MP2γaeg Maciço Porto Triunfo, Fácies Alto Guarajús Granitoides sin a tardi tectônicos MP2γje Suíte Igarapé Enganado MP2γc Suíte Cerejeiras	
	CALIMIANO	1400	MP1μjh Suíte Igarapé Hermes MP1μsb Ultramáficas Morro Sem Boné MP1μml Ultramáficas Morro do Leme MP1δap Suíte Andreazza, Fácies piroxenito MP1δag Suíte Andreazza, Fácies gabro MP1atf Complexo Alto Tanaru MP1atd f - unidade filito, d - unidade dacito, MP1atg g - unidade gnaisse MP1co Complexo Colorado MP1comt Unidade meta-pelítica MP1cogn Unidade meta-psamítica MP1coppm Unidade psamo-pelítica margosa MP1cogc Unidade calcissilicática MP1cofm Unidade ferro-manganesífera MP1fl Formação Fazenda Livramento MP1t Complexo Trincheira MP1tmb Unidade Metabasalto MP1tmp Unidade Metapiroxenito MP1tx Unidade Xisto MP1γfol Plagiogranito Fazenda Olga	Suíte Pindaituba MP1γpsm Riolito São Mateus MP1γpapa Monzogranito Praia Alta MP1γpirp Granito Rio Piolho
PALEOPROTEROZOICO	ESTATERIANO	1600		MP1rgpg Complexo Rio Galera, paragnaisse PP4MP1rg Complexo Rio Galera

Figura 3.2 - Tabela tectonoestratigráfica e legenda das unidades mapeadas exibidas na Figura 3.1.

amostras preparadas com fusão por metaborato. Já os valores de elementos traço são apresentados em partes por milhão, obtidos utilizando-se o ICP-MS, após abertura por digestão multiácida. Os diagramas de litotímica foram gerados com auxílio do programa GCDKit 3.2 – *Geochemistry Data Toolkit* (JANOUSEK; FARROW; ERBAN, 2006).

As análises de microsonda eletrônica (EPMA) foram realizadas sobre lâminas delgadas polidas e recobertas com material condutor. O tempo de análise variou de 10 a 30 segundos, de acordo com a abundância esperada de cada elemento no mineral. A espectroscopia por dispersão de comprimento de onda (WDS) foi realizada em uma microsonda eletrônica JEOL JXA-8230 do Laboratório da Universidade Federal de Goiás (UFG), operando a 15 kV e 20 nA com abertura de feixe de 10µm para silicatos e 15 kV (CRTI, 2016).

As análises de U/Pb em zircão foram realizadas pela Divisão de Geodinâmica – DIGEOD da CPRM. Os cristais foram fixados em fita dupla face para a confecção dos mounts, embutidos em resina a frio, desgastados para a exposição do interior dos grãos e polidos em pasta de diamante 0,25 µm. As análises foram efetuadas no laboratório CPGeo da Universidade de São Paulo (USP), LAM-MC-ICP-MS Neptune (Thermo-Finnigan), com ablação em spots de 32 µm, com frequência de 6 Hz e intensidade de 6mJ (CPRM, 2017).

Neste trabalho, foram adotadas as diretrizes do código estratigráfico indicadas pelo Guia Estratigráfico Internacional (MURPHY; SALVADOR, 2003), tanto no que diz respeito à hierarquia formal da subdivisão das unidades, quanto no processo de nomeação ou alteração de nomes e ou hierarquias.

3.1. COMPLEXO RIO GALERA (PP4MP1rg)

3.1.1. Aspectos gerais

O Complexo Rio Galera aflora na porção sudeste da área mapeada, no limite leste das folhas Morro Sem Boné e Ilha do Porto. Rizzotto (2010) descreve que esta unidade como constituída por uma associação de anfíbolitos e xistos, com raras intercalações de ortognaisses leucocráticos, gnaisses calciossilicáticos e biotita paragnaisses. Os ortognaisses leucocráticos exibem trama ígnea parcialmente preservada da deformação. Apresentam cor cinza clara, granulação média, de composição monzo a granodiorítica, e por vezes, mostrando lentes contínuas de pegmatoides paralelos ao bandamento gnáissico. Os xistos mostram granulação média a grossa, compostos de muscovita, biotita e quartzo. Apresentam alternância de níveis mais finos, sugerindo acamamento sedimentar parcialmente preservado. Os biotita-paragnaisses mostram-se também bastante transformados pela ação intempérica,

entretanto, consegue-se identificar domínios de textura granolepidoblástica com granulação fina. Os mesmos são compostos por de quartzo, plagioclásio, biotita e rara muscovita (Figura 3.3). Estes paragnaisses foram cartografados neste trabalho recebendo a sigla MP1rgp.



Figura 3.3 - Exposição de paragnaisse alterado do Complexo Rio Galera em forma de afloramento típico da região mapeada. Afloramento 4308-GS-0185.

O contato com o Complexo Colorado, localizado a oeste, ocorre através de zona de cisalhamento Cabixi-Piolho de natureza transpressional dextral. A leste, as rochas sedimentares das formações Salto das Nuvens e Utariti encontram-se em discordância sobre o Complexo Rio Galera. Os granitos Praia Alta e Rio Piolho são intrusivos nas rochas do Complexo Rio Galera (LIMA *et al.*, 2012; RIZZOTTO, 2010; RUIZ, 2005).

3.1.2. Geocronologia

O paragnaisse do afloramento 4308-GS-0185 foi selecionado para estudo de proveniência de zircão. Ao todo foram analisados 56 pontos em cristais em geral arredondados, alguns com borda de sobrecrecimento e bastante fraturados. O histograma e o diagrama de probabilidade (Figura 3.4) apresentaram idades variando desde o Paleoproterozoico (2390 Ma) até o Ectasiano (1399 Ma), porém a principal contribuição tem idade em torno de 1564 Ma, com uma população de dezesseis zircões. Esta informação permite interpretar que houve contribuição importante das rochas do Orógeno Cachoeirinha para a sedimentação do Complexo Rio Galera, sendo possivelmente oriundas do Ortognaisse Rio Novo (LIMA *et al.*, 2012). Dentre a população de zircões mais novos, a exceção de um zircão de idade 1399 Ma., agrupam-se quatro zircões ao redor da idade 1490 Ma., sendo esta melhor estimativa para a idade máxima de sedimentação da unidade.

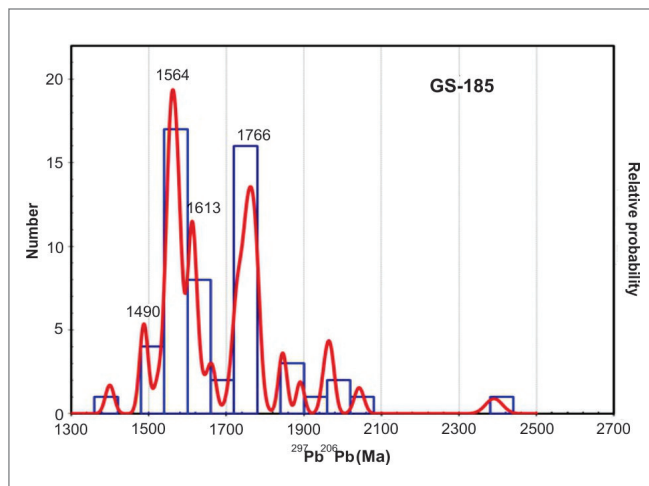


Figura 3.4 - Diagrama de probabilidade relativa e histograma de idades Pb/Pb em zircão de paragnaisse do Complexo Rio Galera, amostra 4308-GS-R-0185.

3.1.3. Características geofísicas

No mapa magnético da Amplitude do Sinal Analítico possui um *background* variando de 0,008 a 0,02 nT, com algumas porções com anomalias de pico de até 0,134 nT. Essas anomalias podem ser relacionadas aos *plugs* graníticos da Suíte Pindaituba e a própria diversidade de rochas do complexo. Nos mapas gama-espectrométricos os litotipos desta unidade possuem alta concentração nos canais de potássio, tório e urânio, que no mapa RGB apresentam cores variando de tons brancos a vermelhos.

3.2. PLAGIOGRANITO FAZENDA OLGA (MP1γfol)

3.2.1. Aspectos gerais

Esta unidade aflora na porção sudeste da Folha Rio Tanaru, noroeste da região mapeada. Bem marcada por

sua feição em relevo como elevação com altura superior a 120 metros e formato elipsoidal em planta, com eixo maior na direção WNW/ESE, em contato tectônico ou intrusivo com as calciossilicáticas da Formação Fazenda Livramento.

A unidade é composta por plagiogranitos, leucotonalitos com magnetita, granodioritos e trondhjemitos oceânicos foliados (Figura 3.5). É interpretado aqui como produto félsico da fusão de crosta oceânica. Predominam rochas deformadas, leucocráticas, com pouco anfibólio marcando a foliação juntamente com feldspatos e magnetita dispersamente orientados na matriz. Nota-se também segregação félsica, produto de um bandamento incipiente na rocha, ou até de produto de fusão parcial *in situ*.

Com base na similaridade de assinatura geofísica e de relevo, atribui-se esta denominação a um segundo corpo na Terra Indígena Rio Omerê.

3.2.2. Petrografia

As amostras desta unidade que foram observadas em lâmina delgada são classificadas como anfibólio-tonalitos foliados, constituídas essencialmente por quartzo (25% - 35%), plagioclásio (40% - 45%) e anfibólio verde acastanhado (20% - 25%), zircão como acessório e traços de biotita e microclina. Estes minerais distribuem-se numa petrotrama alotriomórfica média e apresentam uma foliação discreta (Figura 3.6).

A origem dos anfibólios é atribuída a uma cristalização a partir de um magma félsico hidratado rico em sódio. Em contrapartida as relações de contato entre os plagioclásios e anfibólios sugere um reequilíbrio metamórfico associado com deformação tectônica (Figura 3.6).

Os leucotonalitos ocorrem em associação com granodioritos subordinados, e de modo geral apresentam alto teor de SiO₂, associados a valores muito baixos de K₂O e sugere uma fonte de fusão mantélica ou de crosta oceânica.

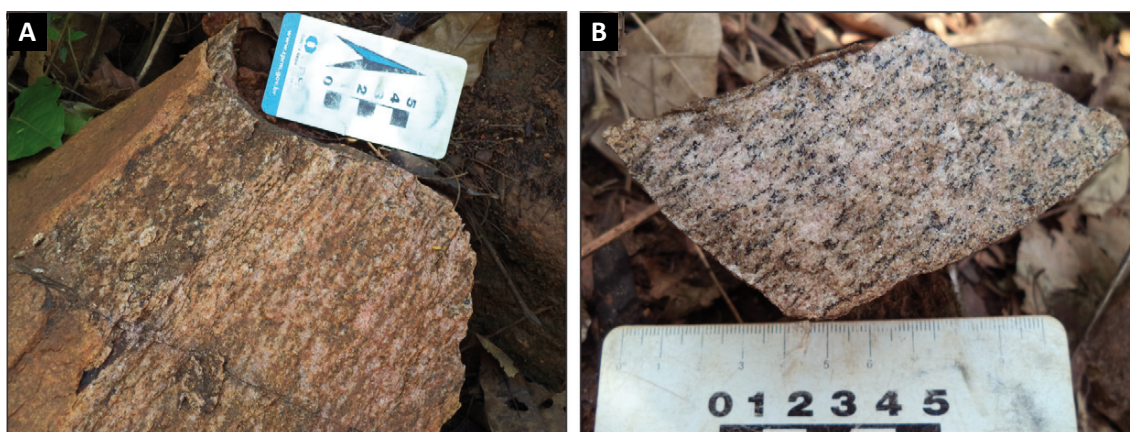


Figura 3.5 - Diagrama de probabilidade relativa e histograma de idades Pb/Pb em zircão de paragnaisse do Complexo Rio Galera, amostra 4308-GS-R-0185.

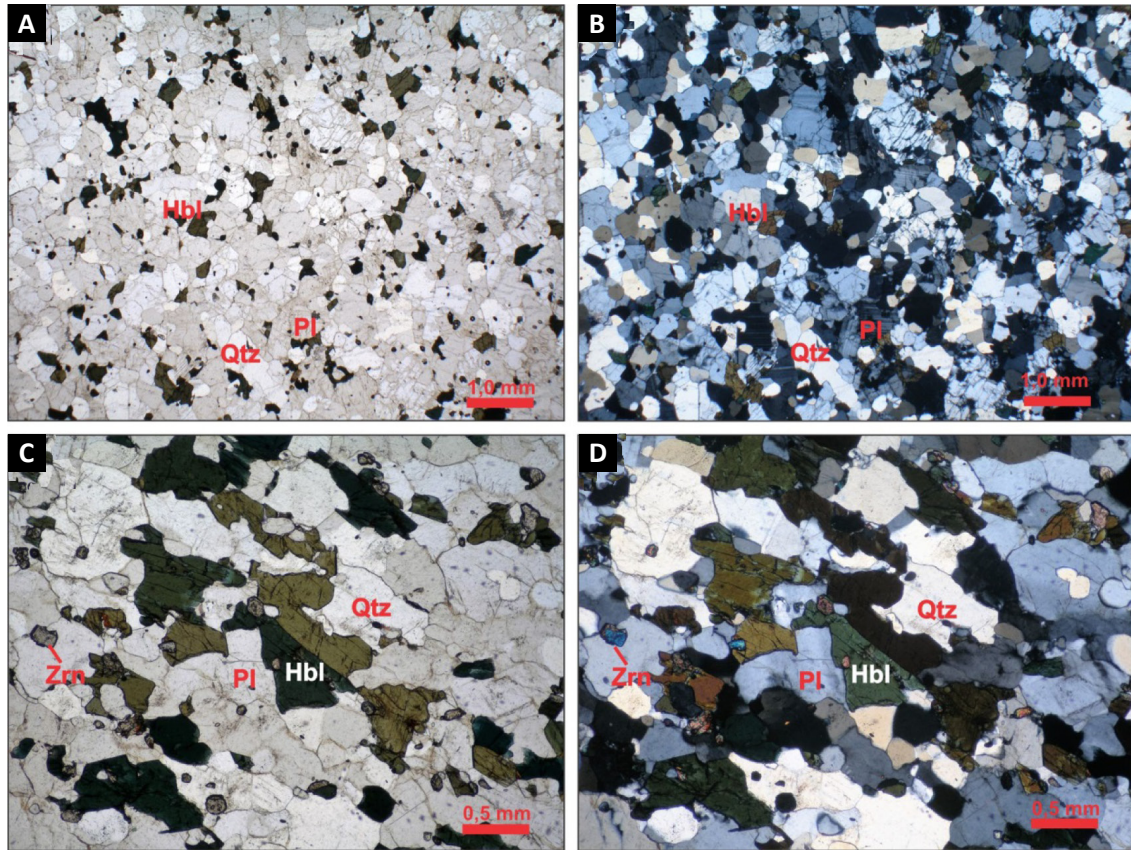


Figura 3.6 - Fotomicrografia do metatonalito Fazenda Olga. (A) e (B) aspecto da rocha com textura xenomórfica, (C) e (D) detalhe da mineralogia da rocha, constituída basicamente por plagioclásio, quartzo, hornblenda e zircão

3.2.3. Litoquímica

Foram selecionadas três amostras do Plagiogranito Fazenda Olga para análise litoquímica (Tabela 3.1). Os teores de SiO_2 variam de 74 a 79%, com baixos valores de MgO e K_2O e valores altos de Na_2O , chegando a superar 5%. A química destas rochas guarda semelhança com a química de plagiogranitos (trondhjemitos oceânicos) e albita granitos, produtos de diferenciação de basaltos toleíticos oceânicos que acompanham ofiolitos. São rochas ricas em plagioclásio com máficos tipo hornblenda e piroxênios.

As amostras são agrupadas no campo dos granitos no diagrama de álcalis totais por sílica (Figura 3.7). Apresentam características de magmatismo cálcico pela classificação de Frost *et al.* (2001), variando de peraluminoso a metaluminoso. Quanto à classificação genética, sugere-se que estas rochas tenham sido cristalizadas a partir de um oriundo de fracionamento mantélico (BACHELOR; BOWDEN, 1985), possivelmente em ambiente de cordilheira mesoocêânica (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984).

No diagrama de elementos terras raras normalizadas ao condrito de Boynton (1984) é possível notar leve tendência em enriquecimento em elementos terras raras pesados (ETR-P) de até cento e cinquenta vezes o condrito, com anomalias negativas pronunciadas em Ce e La,

com exceção da amostra 4308-GS-R-0078 que apresenta uma anomalia positiva de Ce. Já para o aranhograma normalizado para o Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989), destacam-se pronunciadas anomalias negativas de Th, Sr, P e Ti (Figura 3.8).

3.2.4. Geocronologia

A análise via LA-ICP-MS em zircão na amostra 4308-GS-R-0041 classificada como metatonalito forneceu uma idade de intercepto superior de 1447 ± 5 Ma (Figura 3.9), com valores da razão Th/U variando entre 0,31-0,47 geralmente encontradas em rochas ígneas félsicas. Apesar das características petrográficas apresentarem indícios de metamorfismo na amostra, não foi possível definir uma idade para este evento nesta amostra.

3.2.5. Características geofísicas

No mapa de anomalia magnética da Amplitude do Sinal Analítico não é bem claro o formato do corpo intrusivo, onde, aparentemente, a média de anomalias é da ordem de 0,014 nT. No mapa RGB o corpo corresponde a cores vermelhas, variando com tons de azul, que evidencia maior concentração no canal de potássio e secundariamente no canal do urânio.

Tabela 3.1 - Resultado das análises litoquímicas do Plagiogranito Fazenda Olga.

MP1yfol - TRONDHJEMITO FAZENDA OLGA			
ELEMENTO	4308-GS-R-0041A	4308-GS-R-0078	4308-GS-R-0079
SiO ₂ (% wt)	74	79,5	75,8
Al ₂ O ₃	13,7	11	12,7
Fe ₂ O ₃	3,54	1,97	3,24
MgO	0,61	<0,1	0,29
CaO	2,51	1,82	1,23
Na ₂ O	5,27	4,39	5,26
K ₂ O	0,39	0,15	2,11
MnO	0,06	0,02	0,04
TiO ₂	0,33	0,18	0,26
P ₂ O ₅	0,047	0,013	0,041
BaO	0,01	<0,01	0,04
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	<0,01
Nb ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05
FeO	1,41	1,21	1,61
LOI	0,58	0,21	0,13
Soma	100,53	99,21	101,07
Ba (ppm)	104	23	621
Rb	3	1	26,5
Co	1,9	<0,5	2,3
Ni	<5	<5	<5
Cu	<5	<5	<5
Ti	1700	1000	1400
P	122	74	150
Sc	9,5	2,6	7,7
V	6	3	7
Cr	5	2	1
Zn	45	3	49
Pb	2	1,3	2,5
Nb	12,4	6,48	5,54
Hf	19,03	7,98	13,34
Ta	<0,05	<0,05	<0,05
Th	3,7	<0,1	<0,1
U	1,54	1,4	2,01
Y	222,86	181,46	193,21
Zr	610,3	222,5	397,9
La	39,1	21,3	48,7
Ce	19,9	116,5	77,8
Pr	20,12	10,68	23,3
Nd	90,8	47,4	101,7
Sm	28,5	15	29,7
Eu	5,25	2,13	4,17
Gd	30,58	17,57	31,54
Tb	6,34	3,93	5,91
Dy	43,74	31,22	39,18
Ho	8,97	7,41	7,79
Er	28,71	25,13	23,88
Tm	4,82	3,97	3,77
Yb	36,5	26,8	26,8
Lu	5,12	3,7	3,68

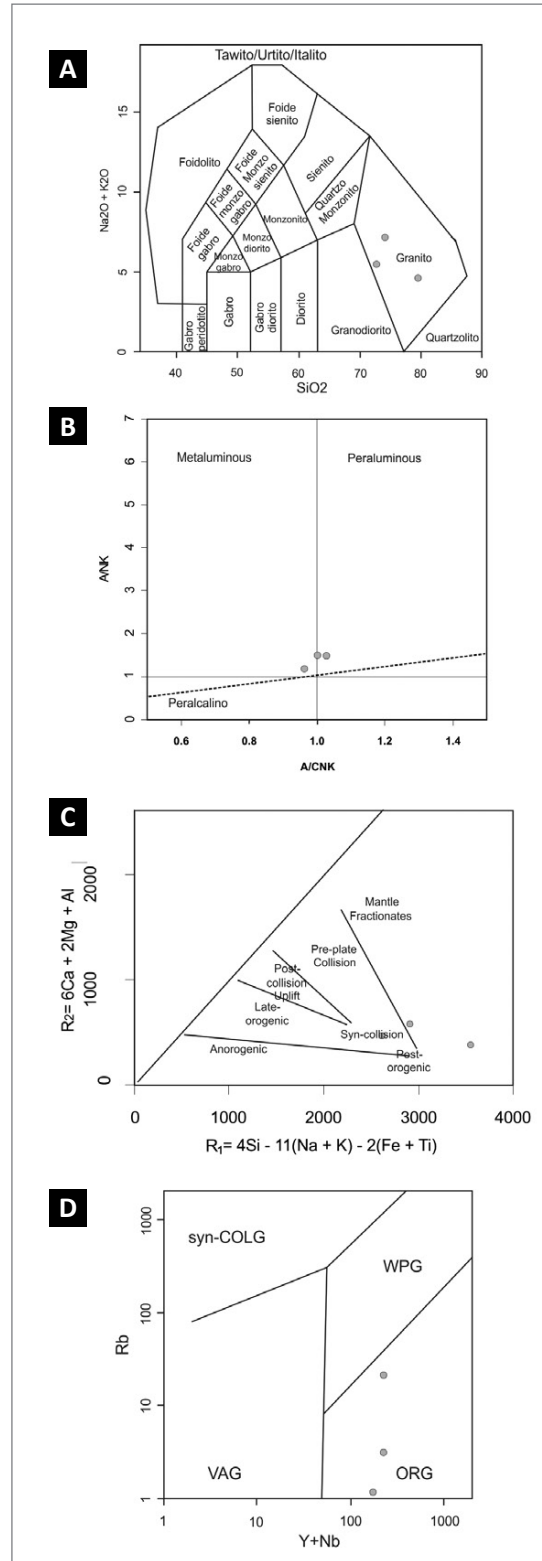


Figura 3.7 - Litoquímica das amostras do Plagiogranito Fazenda Olga; A) Diagrama TAS para rochas plutônicas (MIDDLEMOST, 1985); B) Diagrama de Schandl indicando rochas de um magma metaluminoso a peraluminoso; C) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico multicatiónico R1-R2 (BACHELOR; BOWDEN, 1985), com maioria das amostras indicando contexto de fracionamento do manto; D) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico utilizando Rb e Y+Nb (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984) com população majoritária no campo dos granitos de cordilheira oceânica.

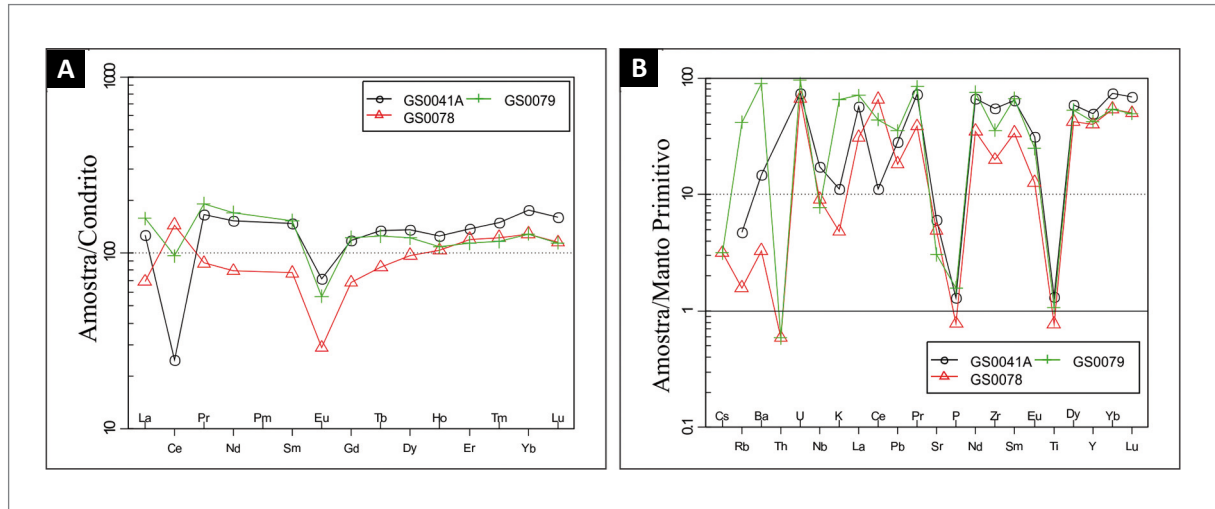


Figura 3.8 - Aranhogramas normalizados para condrito (BOYNTON, 1984) e para Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989).

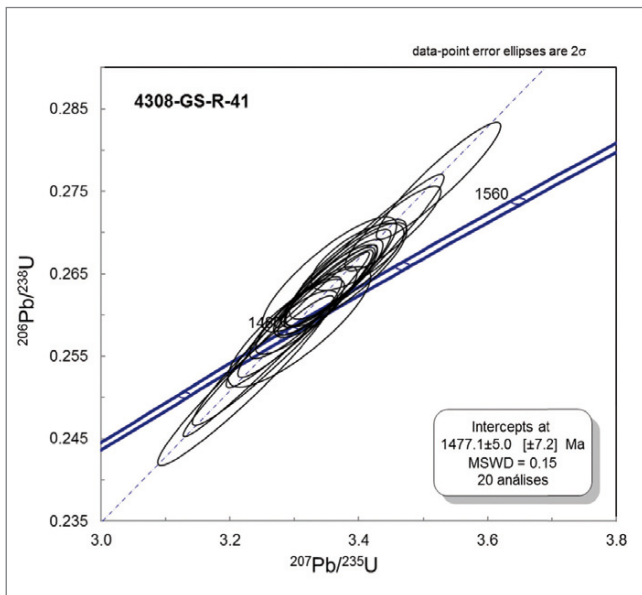


Figura 3.9 - Diagrama concórdia U-Pb de leucotonalito da unidade Fazenda Olga, amostra 4308-GS-R-0041.

3.3. SUÍTE PINDAITUBA (MP1 γ pi)

3.3.1. Aspectos gerais

A Suíte Pindaituba, representada na área de trabalho por rochas dos Riolito São Mateus e Granitos Rio Piolho e Praia Alta intrude os complexos Rio Galera e Pontes e Lacerda, segundo Ruiz (2005). De acordo com este autor, esta suíte pertence ao domínio tectônico Jauru com idades entre 1420 e 1470 Ma.

De acordo com Lima *et al.* (2012), a Suíte Pindaituba é constituída por granitoides foliados, raramente isotrópicos, de granulação média a grossa por vezes porfiríticos. As rochas desta unidade são leucocráticas a mesocráticas e variam de sienogranitos a tonalitos.

Ocorrem na porção sudeste da área de trabalho, nas folhas Morro Sem Boné e Ilha do Porto, como corpos granitoides de formato elipsoidal, alongados segundo direção NW-SE. Em escala de afloramento, ocorrem como grandes lajedos ou matacões em meio a pastagem.

3.3.2. Granito Rio Piolho (MP1 γ pirp)

Rizzotto (2010) individualizou os stocks graníticos desta unidade, denominando-os de granitos anatéticos, pertencentes ao Complexo Xingu incluídos na Suíte Metamórfica Colorado (RIZZOTTO *et al.*, 2002).

Estes corpos graníticos são alongados na direção NNE-SSW e intrudem o Complexo Rio Galera. De maneira frequente, é possível encontrar xenólitos alongados e angulosos desta unidade.

Estas rochas afloram como matacões arredondados a subarredondados. Mostrando foliação incipiente a moderada. O principal litotipo é um sienogranito verde acinzentado. De granulação média e a textura predominante é porfirítica, subordinadamente textura equigranular (Figura 3.10).

Na classificação de rochas ígneas (GIBSON, 2003), a constituição desta unidade varia entre sienogranitos a monzogranitos. Quando apresenta estrutura maciça, a granulação é média e a textura equigranular. Os minerais constituintes são microclínio, plagioclásio, quartzo e biotita.

3.3.3. Granito Praia Alta (MP1 γ pipa)

Anteriormente, inserido no Complexo Xingu como granito anatético ou como granito do Grupo Costa Marques, foi definido como granito Praia Alta por Ruiz (2005) no córrego de mesmo nome, no interior da Fazenda Rio Vermelho, em Comodoro – MT.

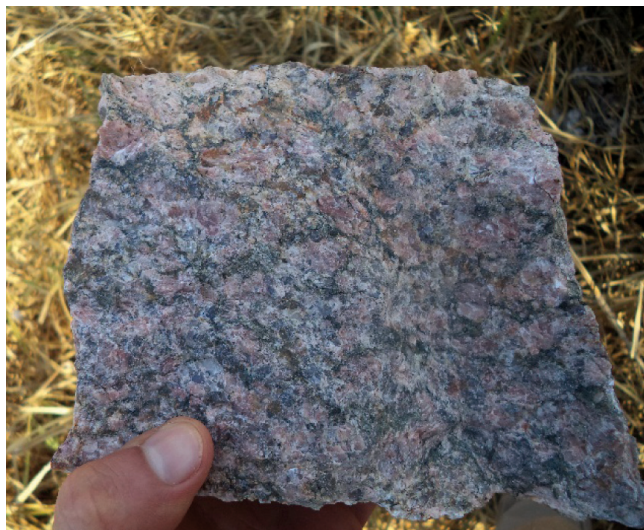


Figura 3.10 - Sienogranito porfirítico do Granito Rio Piolho. Afloramento 4308-CE-0058.

Conforme Rizzotto (2010) o maciço Praia Alta tem forma alongada com direção N20W, e dimensões de 40x10 km. O Granito Praia Alta intrude o Complexo Rio Galera.

O litotipo mais característico desta unidade é o biotita-monzogranito, com granulação média a grossa, localmente porfirítica. Na porção mais ao sul do corpo, há uma variação faciológica, onde as granulações variam de média a fina e a textura é fanerítica equigranular. Ocorrem geralmente como lajedos ou como campos de matacões (Figura 3.11).

Nas regiões próximas à borda do corpo é observada uma foliação magmática incipiente a moderada. De acordo com Rizzotto (2010), na região sul do corpo há uma superposição de um cisalhamento dútil que gerou brechas de falha e cataclastos. Ainda segundo



Figura 3.11 - Forma de ocorrência comum do Granito Praia Alta. Afloramento 4308-LW-0006.

este autor, a idade de cristalização do Granito Praia Alta é de 1432 ± 13 Ma. Já Ruiz (2005) obteve idade de 1423 ± 11 Ma.

3.3.4. Riolito São Mateus (MP1 γ pism)

Esta unidade consiste em rocha vulcânica, não deformada, de coloração rosada, porfirítica, com fenocristais de quartzo e feldspato potássico, classificada como Riolo. Ocorre como um morro de forma alongada na direção E-W, com quatro quilômetros de comprimento. Devido à localização e similaridade litoquímica, esta rocha foi agrupada na Suíte Pindaituba, sendo interpretada como intrusão sub-vulcânica tardia.

3.3.5. Litoquímica

Foram selecionadas doze amostras da Suíte Pindaituba para análise litoquímica (Tabela 3.2), sendo sete amostras coletadas neste projeto e cinco amostras coletadas durante o projeto Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil, área Sudeste Sudeste de Rondônia, indicadas com o prefixo 4212. Dentre todas, nove pertencem ao Granito Praia Alta (pouco ou não deformadas), duas ao Granito Rio Piolho (muito deformadas) e uma ao Riolo São Mateus (indeformada).

As amostras apresentam valores de SiO₂ entre 59 e 75%, com grande variação de MgO e CaO (desde <0,1 a 4%) e valores intermediários de Na₂O, K₂O e Fe₂O₃.

No diagrama TAS (MIDDLEMOST, 1985), apresenta um *trend* que varia de Dioritos a Granitos, com enriquecimento na concentração álcalis diretamente proporcional ao enriquecimento na concentração de sílica (Figura 3.12-A). Agrupam-se majoritariamente no campo dos magmas peraluminosos e pertencentes à Série Calcio-alcalina (Figura 3.12-B e C).

Quanto à classificação genética, a população amostral sugere majoritariamente magmatismo do tipo I ou S (WHALEN; CURRIE; CHAPPELL, 1987), associado ao contexto sin a pós-colisional (BACHELOR; BOWDEN, 1985), em ambiente de arco vulcânico (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984) (Figura 3.12-D, E e F).

As análises de elementos traço mostram, em geral, o mesmo padrão para as amostras analisadas. No diagrama de elementos terras raras, normalizado para o condrito de Boynton (1984), nota-se o enriquecimento relativo de Elementos Terras Raras Leves (ETR-L), com anomalia negativa de Eu (Figura 3.13-A). As exceções são as amostras 4212-TB-R-0221 e 4212-TB-R-0226, que apesar de também apresentarem enriquecimento de ETR-L, apresentam anomalia positiva de Eu. Já para o aranhograma normalizado para o Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989), destacam-se anomalias negativas de Nb, P e Ti e anomalia positiva de Pb (Figura 3.13-B).

Tabela 3.2 - Resultado das análises litoquímicas da Suíte Pindaituba.

MP1γpi - SUÍTE PINDAITUBA												
ELEMENTO	PRAIA ALTA									RIO PIOLHO		SÃO MATEUS
	4308-CE-R-0061	4308-GS-R-0184A	4308-LW-R-0002	4308-LW-R-0006	4308-LW-R-0016	4212-TB-R-0221	4212-TB-R-0227	4212-TB-R-0229	4212-TB-R-0256	4308-TJ-R-0220	4212-TB-R-0226	4308-CE-R-0060
SiO ₂ (% wt)	73,1	59,6	68,9	63,3	66,5	70,7	62,2	66,8	59,7	75	72,4	75
Al ₂ O ₃	12,9	15,5	15,4	15,9	17,1	14,8	16,2	16,6	16,3	12,6	13,3	7,31
Fe ₂ O ₃	3,19	8,67	4,1	6,04	4,42	3,74	6,98	4,42	6,77	2,32	4	5,29
MgO	0,6	3,85	0,83	1,12	1,02	0,66	2,71	0,91	3,44	0,16	0,27	<0,1
CaO	1,25	4,37	2,65	2,86	3,87	2,55	4,62	3,34	5,73	0,54	1,5	0,06
Na ₂ O	2,65	1,66	3,44	3	4,07	3,38	2,63	4,05	3,37	2,93	2,68	0,1
K ₂ O	5,59	3,67	3,17	4,5	1,96	3,14	3,28	1,9	1,93	5,35	5,6	5,79
MnO	0,04	0,12	0,03	0,07	0,04	0,04	0,09	0,03	0,09	0,04	0,05	0,04
TiO ₂	0,35	1,38	0,39	0,8	0,49	0,33	1,07	0,47	0,88	0,18	0,43	0,2
P ₂ O ₅	0,087	0,483	0,219	0,308	0,302	0,12	0,205	0,181	0,281	0,035	0,141	0,055
BaO	0,1	0,09	0,3	0,2	0,11	0,32	0,06	0,09	0,08	0,06	0,13	3,03
Cr ₂ O ₃	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Nb ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
FeO	2,35	6,54	3,32	4,62	3,53	3,04	5,04	3,73	3,81	1,53	1,71	1,04
LOI	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,47	1,18	0,47	0,74	<0,01	<0,01	<0,01
Soma	99,92	99,46	99,49	98,16	99,94	99,84	100,11	98,85	98,63	99,28	100,56	97,04
Ba (ppm)	748	671	2418	1581	795	2863	554	932	787	451	1135	>10000
Sr	104,7	303,5	428,2	224,4	502,6	462,3	263,5	481,6	711,6	49,8	95,7	261,2
Ga	17	20,9	19	20,7	19,5	18	20,5	21,3	22	20,1	16,7	9,5
Rb	224,8	241,2	82,2	97,4	57,3	63,8	120,1	58,8	66,3	203,5	59,4	199,5
Co	3,9	19,5	3,6	8,9	4,5	3,5	17,1	4,5	16,7	1	4,1	1,4
Ni	58	33	6	11	7	18	33	10	40	<5	12	7
Cu	<5	9	<5	10	<5	10	20	<5	19	<5	13	11
Ti	1800	6800	1900	4100	2500	1700	5600	2400	4800	1000	2400	900
P	302	1519	669	934	919	293	573	508	1036	139	483	155
Sc	7,3	22,5	5,9	10,4	5,1	5,6	16,9	4,8	17,6	6,1	4,9	3,3
V	20	132	22	49	23	23	99	25	115	4	17	12
Cr	21	42	1	5	1	7	38	8	48	<1	5	15
Zn	45	97	50	72	42	58	88	72	89	30	71	23
Pb	25,6	10,4	16	17,7	14,5	13,6	16,4	11,7	9,7	42,4	11	42,6
Nb	8,71	8,42	10,05	14,35	8,27	5,5	32,15	8,3	5,72	10,55	4,53	4,84
Hf	6	5,52	6,29	10,03	8,1	4,55	7,51	6,54	4,18	6,72	11,36	3,73
Ta	0,83	0,25	0,22	0,42	<0,05	<0,05	0,55	<0,05	<0,05	0,58	0,13	0,91
Th	15,1	4,7	6	10,1	11,2	3,7	11,7	12,2	3	25,5	0,6	9,5
U	4,09	2,25	2,29	0,69	2,07	1,22	2,94	1,65	1,44	6,72	1,22	5,13
Y	98,56	27,48	16,89	45,17	12,82	6,57	39,19	7,91	22,75	61,26	10,3	15,51
Zr	201,2	214,2	266,2	372,7	323,3	196,3	278,4	268,5	178,8	209,4	454,7	112,8
La	72,1	28,1	43,3	47,5	74,3	44,8	46,3	83,8	33,3	86,8	11	20,4
Ce	134,6	64,5	87,6	106,5	147,4	78,1	83,4	158,6	61,6	200,6	16,1	39,7
Pr	16,85	8,41	9,91	13,01	16,4	8,77	10,24	17,62	7,8	24,55	2,13	5,03
Nd	62,2	35,7	38,1	53,3	61,4	31,6	39,9	63,4	31,8	93,2	10	19,6
Sm	10,6	7,3	5,9	11,1	8,3	4,7	8	8,2	6,5	17,9	2,3	3,6
Eu	1,13	1,36	1,9	2,42	2,09	2,35	1,59	2,15	1,69	0,9	1,69	<0,05
Gd	11,26	5,97	4,17	10,48	4,42	3,36	8,41	5,18	5,79	13,51	2,44	2,75
Tb	1,83	0,91	0,63	1,6	0,54	0,37	1,31	0,52	0,8	2,03	0,33	0,46
Dy	12,13	5,27	3,29	8,87	2,63	1,49	7,39	1,75	4,41	11,4	1,87	2,63
Ho	3,15	0,99	0,55	1,75	0,43	0,25	1,48	0,29	0,84	2,25	0,43	0,59
Er	10,08	2,88	1,42	4,74	1,18	0,66	4,26	0,79	2,45	6,36	1,29	1,69
Tm	1,6	0,44	0,17	0,6	0,18	0,1	0,61	0,12	0,34	0,89	0,19	0,26
Yb	10,5	2,7	1	3,6	1,4	0,5	3,9	0,9	2,2	6	1,4	1,8
Lu	1,75	0,43	0,16	0,55	0,21	0,08	0,57	0,14	0,32	0,85	0,22	0,28

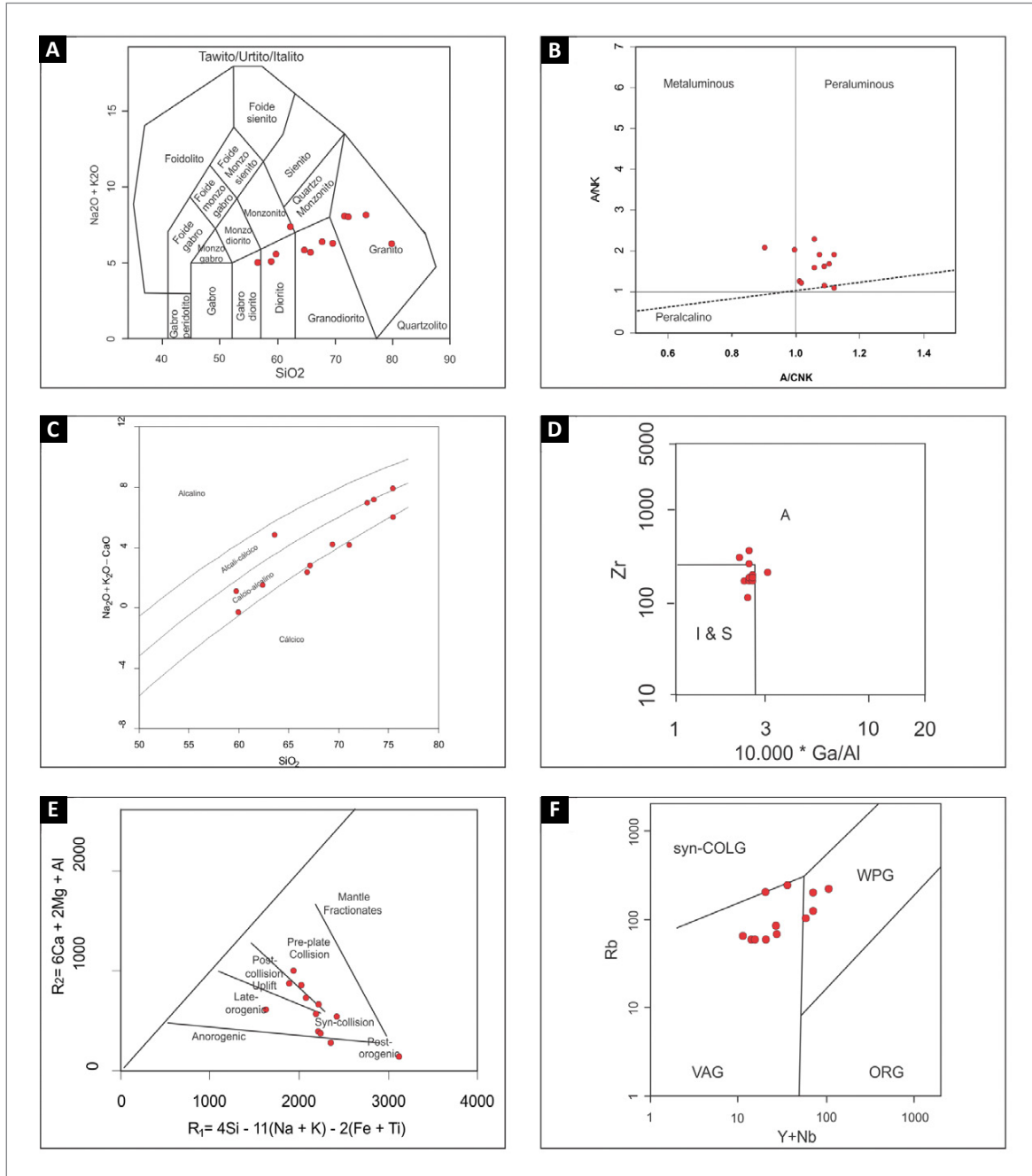


Figura 3.12 - Diagramas de litoquímica das amostras da Suíte Pindaituba; A) Diagrama TAS para rochas plutônicas (MIDDLEMOST, 1985); B) Diagrama de Schand indicando rochas de um magma metaluminoso a peraluminoso; C) Diagrama Índice de alcalinidade modificado – MALI versus sílica (FROST *et al.*, 2001) com população localizada majoritariamente no campo da série cálcio-alcalina; D) Diagrama de discriminação de granitos tipo A através da análise Zr-Ga/Al, com maioria das amostras localizadas no campo dos granitos tipo I ou S (WHALEN; CURRIE; CHAPPELL, 1987); E) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico através de duas funções multivariadas utilizando elementos maiores (BACHELOR; BOWDEN, 1985), com maioria das amostras indicando contexto de sin a pós colisional; F) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico utilizando Rb e Y+Nb (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984) com população majoritária no campo dos granitos de arco vulcânico.

3.3.6. Geocronologia

A amostra 4308-CE-R-0058 classificada como granito foi analisada por U/Pb em zircão via LA-MC-ICP-MS e forneceu Idade Concórdia de $1462 \pm 8,6$ Ma (Figura 3.14), com valores da razão Th/U variando entre 0,17-0,20, geralmente encontrados em rochas ígneas félsicas. Ao todo, foram analisados 30 grãos de zircão, com 10 utilizados para gerar a idade apresentada. Das demais, foram descartadas 7 por alto erro analítico ou alto teor de Pb comum, 4 foram identificadas como zircões de herança ou contaminação crustal (idades variando de 1516 a 1839 Ma) e 9 apresentaram perda progressiva de Pb, estas últimas utilizadas para calcular uma idade de intercepto superior para a rocha.

3.3.7. Características geofísicas

As feições observadas nos litotipos Rio Piolho são as mesmas no Granito Praia Alta, formando parte de um grande batólito. Relacionada a baixa amplitude de *background* magnético, variação de 0,002 a 0,007 nT, em

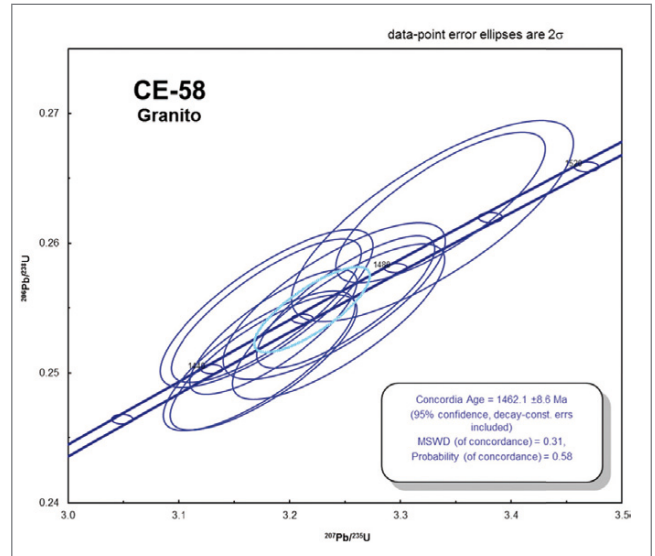


Figura 3.14 - diagrama concórdia U-Pb de sienogranito da unidade Praia Alta, afloramento 4308-CE-R-0058.

formato alongado na direção N10°W, na porção sudeste da área de pesquisa. Nos mapas gamaespectrométricos os litotipos desta unidade possuem alta concentração nos canais de potássio, tório e urânio, que no mapa RGB apresentam cores variando de tons brancos.

3.4. COMPLEXO TRINCHEIRA (MP1t)

3.4.1. Aspectos gerais

O Complexo Trincheira (CT) corresponde a uma sequência de anfibolitos oriundos de protólitos máficos e raros protólitos metaltramáficos, além de faixas de rochas metassedimentares tectonicamente imbricadas que afloram na porção nordeste da Folha Rio Tanaru ao longo de um cinturão com direção N60W. Possui 40 quilômetros de comprimento e até 5 quilômetros de largura. Desenvolve um domínio geomorfológico peculiar, definido por um conjunto de pequenas serras, alinhadas em forma de cristas, que se destacam nos mapas magnetométricos como uma série de anomalias magnéticas positivas.

Esta unidade, definida neste trabalho, compõe parte do Complexo Trincheira *sensu* Rizzotto e Hartmann (2012), que interpretaram como a porção extrusiva do Complexo Máfico-Ultramáfico Trincheira, definido inicialmente por Romanini (1997). As novas informações coletadas em afloramentos, critérios de campo e distinções no padrão litoquímico permitem separar o Complexo Trincheira de Rizzotto e Hartmann (2012) daquele originalmente proposto por Romanini (1997). Neste trabalho o Complexo Máfico Ultramáfico Trincheira definido como corpo intrusivo tardi-tectônico, conforme Romanini (1997), recebe a denominação de Suíte Andreazza, discutido no tópico 3.8.

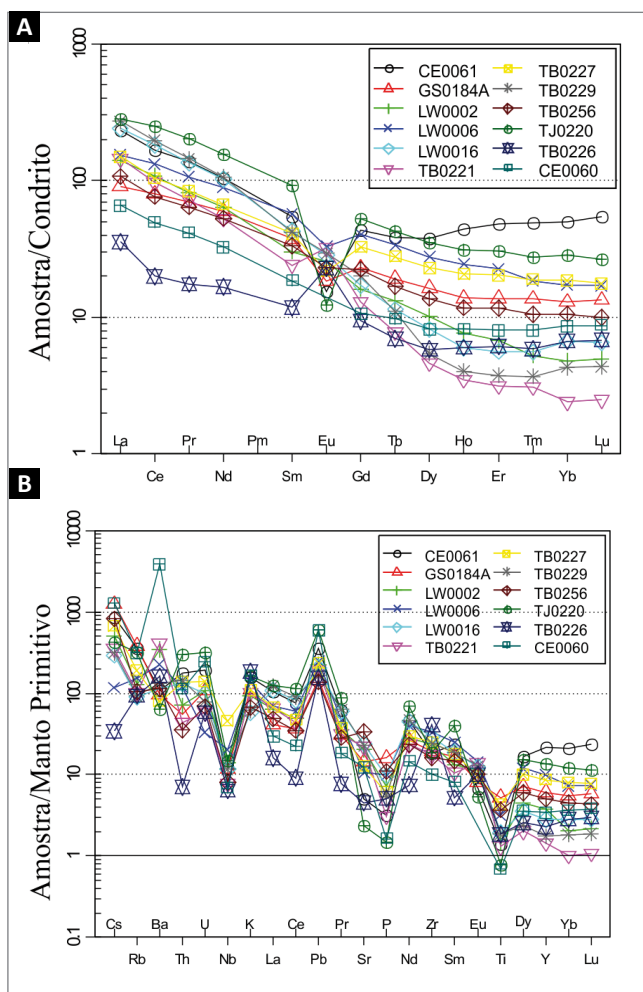


Figura 3.13 - Aranhogramas normalizados para condrito (BOYNTON, 1984) e para Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989).

O CT é constituído por conjunto de anfibolitos de protólito gabroico, com lentes de metacumulatos máficos, que gradam para sul em um pacote de anfibolitos finos, foliados, cujo protólito são basaltos amigdaloidais e almofadados (Figura 3.15). Os dados de campo sugerem que estas rochas se repetem como lascas tectônicas cujo empilhamento estratigráfico é similar, e provavelmente, restos de crosta oceânica alojada nos metassedimentos, durante o evento orogenético que estruturou a Faixa Alto Guaporé (RIZZOTTO *et al.*, 2013). No presente trabalho o CT é entendido como parte de uma seção da crosta oceânica. Contudo, a zona ultramáfica do complexo não aflorante ou separada da zona máfica durante a obducção (DILEK, 2003; FURNES; DILEK; DE WIT, 2015).

As rochas do CT foram colocadas em contato tectônico com as demais unidades geológicas adjacentes. Na porção norte o contato ocorre com as rochas metavulcânicas ácidas e intermediárias do Complexo Alto Tanaru, enquanto que na porção sul os contatos são com paranfibolitos bandados, paragnaisses anfibolíticos diatexiticos, gnaisses calciossilicáticos e magnetita-quartzitos da Formação Fazenda Livramento. Localmente ocorrem pequenos corpos de leucogranitos que eventualmente contém granada, e alguns veios de pegmatito que cortam o CT.

3.4.2. Unidade Metabasalto (MP1tmb)

Os anfibolitos variam de anfibolito porfiroclástico, anfibolito maciço, anfibolito protomilonítico e anfibolito crenulado. Já os anfibolitos de protólito basáltico variam de actinolita-anfibolito fino, anfibolito fino foliado amigdaloidal, anfibolito milonítico a epidoto-anfibolito almofadado (com estrutura tipo *pillow lavas*).

3.4.3. Unidade Metapiroxenito (MP1tmp)

Dentre os poucos litotipos com afinidade ultramáfica estão presentes anfibolitos cumuláticos (com até 85% de anfibólio), cujo protólito possivelmente são gabros melancráticos e piroxenitos cumuláticos com matriz de plagioclásio.

Localmente ocorre magnetita-tremolita-clorita-ultramilonito, rocha de natureza metaultramáficas cisalhada em zona de alto “strain”.

3.4.4. Unidade Xistos (MP1tx)

Na zona de contato entre algumas destas lascas tectônicas ocorrem faixas estreitas de rochas paraderivadas, cuja disposição em mapa define uma geometria de arco



Figura 3.15 - Feições gerais dos principais litotipos do Complexo Trincheira; A) Metabasalto com textura almofadada preservada em zona de menor deformação. Afloramento 2046-GR-693; B) Metabasalto maciço com amígdalas estiradas. Afloramento 4308-GS-037; C) Anfibolito porfiroblástico composto por blastos de hornblenda e matriz de plagioclásio e hornblenda deformados. Afloramento 4308-GS-055; D) Clorita xisto ultramáfico estruturado em crista de morro em zona de cisalhamento. Afloramento 4308-TJ-038.

no qual a concavidade está voltada para sudoeste. São constituídas por muscovita-biotita-quartzo-xisto, estaurólita-granada-quartzo-xisto, gnaiss calciossilicático e magnetita-quartzito. Estes litotipos exibem um padrão de dobramento assimétrico, indicando vergência para nordeste, estão metamorfisados em fácies anfibólito e são interpretados como originados de sedimentos pelágicos, químico e detríticos.

3.4.5. Petrografia

As relações de campo indicam que os metabasaltos amigdaloidais e almofadados estão diretamente sobrepostos ao pacote de anfibólitos de protólito gabróico, com lentes de anfibólitos porfiroblásticos (metacumulatos máficos), que por sua vez estão sotopostos a uma seção delgada de metassedimentos marinhos. Este empilhamento litoestratigráfico sugere um magmatismo máfico de fundo oceânico, com sedimentos pelágicos e químico exalativos associados, que se assemelha muito a uma sequência ofiolítica incompleta, contendo apenas a seção máfica e a seção sedimentar químico-terrígena (DILEK, 2003).

As feições primárias das rochas do CT foram, em sua maioria, substituídas por trama desenvolvida no metamorfismo regional, com variável participação de metamorfismo dinâmico, que desenvolveu uma foliação marcada pela textura nematoblástica com anfibólitos, geralmente prismáticos, que ocorre associada com plagioclásio recristalizado e granoblástico. Porém, em alguns litotipos que estão posicionados em zonas de menor deformação, ainda é possível identificar aspectos texturais e estruturais reliquiares, como a presença de amígdalas e *pillow lavas* em metabasaltos, preservação de petrotrama ígnea nos anfibólitos maciços e nos metacumulatos porfiroblásticos e protomiloníticos (Figura 3.16).

Em lâmina delgada também foram observados muitos porfiroblastos de hornblenda zonadas contendo finas gotas de quartzo inclusas, ou na forma de pseudomorfo de piroxênio (Figura 3.16-A). Estas microtexturas são evidências da origem do anfibólito metamórfico a partir da substituição de piroxênio.

O gradiente metamórfico do CT aumenta de nordeste para sudoeste, variando desde fácies xisto verde à fácies anfibólito alto. Contudo, é possível que alguns protólitos, de trama granoblástica poligonal indiquem condições de transição entre fácies anfibólito alto e granulito. A deformação é dúctil e heterogênea, gerando anfibólitos fortemente foliados com trama protomilonítica (Figura 3.16-B), algumas faixas de anfibólitos miloníticos e até clorita-tremolita-ultramilonito localizados. As microtexturas mais frequentes são nematoblástica, granoblástica, porfiroclástica com sombra de pressão e localmente os anfibólitos finos desenvolvem microdobras de crenulação.

As rochas metamorfisadas em fácies xisto verde são definidas pela paragênese actinolita acicular (60%) + plagioclásio (35%), que frequentemente ocorrem associados com os acessórios epidoto e titanita. Os litotipos metamorfisados, em condições de fácies anfibólito médio a alto, são caracterizados pela paragênese hornblenda verde (40% – 85%) + plagioclásio (15% - 35%) e eventualmente podem conter até 5% de sulfetos, 7% de titanita e traço de ilmenita.

Em muitas relações petrográficas ocorrem feições atribuídas ao metamorfismo regressivo acompanhado de percolação de fluidos, sendo responsáveis por zonas de epidotização, que frequentemente truncam a foliação pretérita e por vezes desenvolvem coroas de reação sobre anfibólitos. Em muitos casos esta geração de epidoto retrometamórfico está associada com a remobilização discreta de sulfetos de Cu-Fe.

Os xistos metapelíticos que ocorrem associadas aos ortoanfibólitos do CT contêm biotita+granada+estaurólita na paragênese metamórfica. As rochas metassedimentares químicas impuras são constituídas pela assembleia mineral quartzo+hornblenda+microclina+epidoto+plagioclásio. Ao relacionar estas paragêneses com os sistemas KFMASH e KCMAS-HC, respectivamente, observa-se que estas rochas estão equilibradas em condições de metamorfismo regional, atribuídas à fácies anfibólito.

Foram selecionadas 4 amostras do CT para estudos de química mineral em anfibólito, plagioclásio e sulfetos, via análises de microsonda eletrônica (EPMA), sendo 2 amostras de anfibólitos com estrutura semelhante a *pillow lavas* (metabasaltos), 1 amostra de anfibólito porfiroblástico (metacumulato máfico) e outra de anfibólito fino.

As formulas dos anfibólitos foram recalculadas com base em 23 oxigênios e 13 cátions conforme a recomendação de Leake *et al.* (1997). Todos os anfibólitos analisados são minerais do grupo dos anfibólitos cálcicos ($Ca > 1,5$; $(Na+K) < 0,5$). Estes anfibólitos variam de composição desde magnésio a ferro-hornblenda e tchermakita a ferro-tchermakita (Figura 3.17-A). São prováveis produtos de alteração de clinopiroxênios salítico ou da reação entre ferrohiperistênio com plagioclásio na presença de magnetita (ferro-hornblenda e ferro-tchermakita).

Os anfibólitos presentes em anfibólitos oriundos de protólitos plutônicos, descrevem um *trend* contínuo desde magnésio-hornblenda a ferro tchermakita. Este fato é reflexo do zoneamento composicional que está preservado nos cristais de granulação maior, em particular nos porfiroblastos, pois, devido a menor difusão intracristalina, apenas as bordas são afetadas pelo aumento do metamorfismo progressivo, enquanto os núcleos preservam as composições geradas numa fase intermediária da trajetória metamórfica da rocha e de menor temperatura. Os anfibólitos, de granulação fina que estão presentes nos metabasaltos, alcançaram o equilíbrio termodinâmico intracristalino e foram totalmente

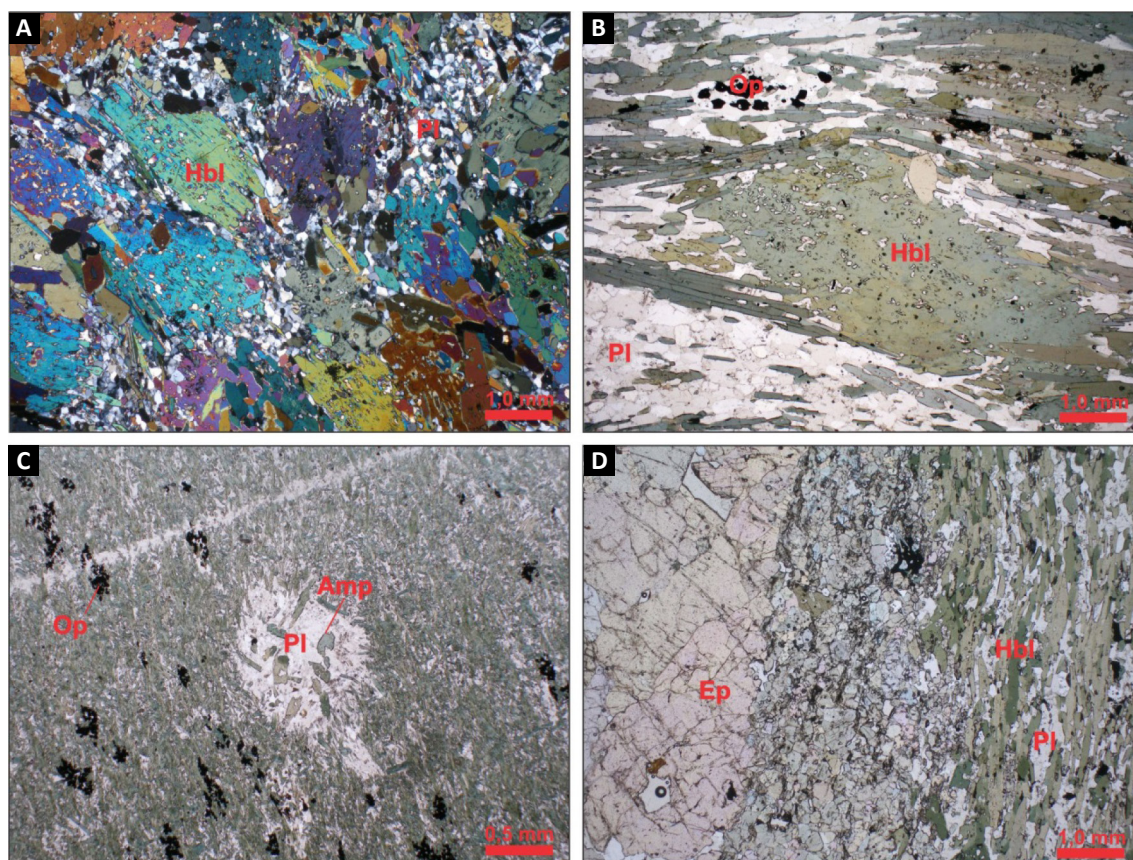


Figura 3.16 - Fotomicrografias dos anfibolitos do CT (A) NC: anfibolito porfiroblástico com matriz de plagioclásio granoblástico; (B) NP: anfibolito foliado protomilonítico com destaque para porfiroclásto de hornblenda em zona de sombra de pressão; (C) NP: anfibolito fino (metabsalto amigdaloidal), (D) NP: anfibolito foliado (metabsalto almofadado) com destaque para a zona *inter-pillow* enriquecida em epidoto.

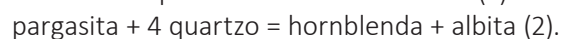
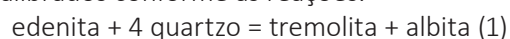
reequilibrados para as condições do pico térmico experimentado por cada protólito.

A variação verificada na composição dos anfibólios de diferentes rochas se deve às variações nas condições de metamorfismo entre as mesmas, devido às substituições de Si por Al^(iv) e (Mg,Fe) por Al^(vi). No entanto, a composição dos anfibólios também é influenciada pela natureza química da rocha total no protólito, refletida principalmente no número de magnésio (#Mg). Portanto, as rochas mais primitivas devem apresentar um número de magnésio maior que as rochas de protólitos mais fracionados.

Na Figura 3.17-B que relaciona Na₂O+K₂O vs TiO₂ (ZAKRUTKIN; GRIGORENKO, 1968) todos os anfibólios analisados do CT estão posicionados do campo da fácies anfibolito. Segundo Leake *et al.* (1997) os anfibólios tendem a dissolver mais Ti à temperatura crescente e este comportamento é observado no diagrama Ti vs Si (HYNES, 1982), no qual a amostra 2046-GR-R-543, localizada na região sul do CT, apresenta temperatura mais elevada que aquelas da fácies anfibolito, logo acima das temperaturas atribuída às bordas dos anfibólios porfiroblásticos.

As temperaturas relacionadas ao metamorfismo regional dos anfibolitos foram determinadas por meio do geotermômetro anfibólio-plagioclásio (BLUNDY;

HOLLAND, 1990), baseado nas trocas iônicas acopladas de Na-Si e Ca-Al entre plagioclásios cálcicos e anfibólios, e calibrados conforme as reações:



Os resultados estão apresentados no diagrama P-T (Figura 3.17-D), no qual os valores de pressão são baseados na interação com o geobarômetro empírico de (ANDERSON; SMITH, 1995), demonstrando um metamorfismo regional no campo fácies anfibolito, com temperaturas variando entre 568-740°C. Entretanto, dois pares analisados de hornblenda-plagioclásio, na amostra 2946-GR-R-543, caem no campo fácies granulito, com temperaturas variando entre 780-800°C e pressões em torno de 5 Kbar. A disposição dos pontos destas amostras no diagrama P-T descreve uma fração da trajetória metamórfica da rocha no sentido horário, onde o pico térmico sucede o pico bórico. Entretanto, o retro-metamorfismo só pode iniciar após o pico térmico. Este aumento de temperatura durante a descompressão pode ser resultado da colocação da intrusão máfica-ultramáfica da Suíte Andreazza, pois, o ponto de coleta dessa amostra, é próximo a área de ocorrência desta unidade.

As demais rochas analisadas demonstram aparentemente uma etapa de descompressão aproximadamente

isotérmica ITC (*near isothermal decompression*), que geralmente está associada com exumação rápida ou acompanhada de grandes intrusões ígneas.

Os plagioclásios metamórficos analisados nestas rochas (Figura 3.17-E) apresentam uma composição geral entre andesina e labradorita, contudo em alguns cristais de duas amostras foram identificados plagioclásios de composição entre albita e oligoclásio, provavelmente derivado de reações retrometamórficas secundárias, nas quais os plagioclásios perdem cálcio quando substituídos por epidoto na presença de H₂O.

Os anfíbolitos do CT apresentam alguns sulfetos disseminados, cujo conteúdo modal não ultrapassa 5%. Os sulfetos analisados da amostra 4308-TJ-R-0003 de anfíbolito (metabasalto) correspondem a associação entre pirita, pirrotita rica em Fe e calcopirita. Estas fases minerais estão representadas no sistema Cu-Fe-S (Figura 3.17-F). Neste caso em particular, as relações texturais entre os sulfetos e os silicatos, em lâmina delgada, sugerem uma remobilização tardia. Em muitas amostras ocorrem bordas de reação de calcopirita+pirrotita substituindo pirita.

3.4.6. Litoquímica

Foram selecionadas nove amostras do Complexo Trincheira para análise litoquímica (Tabela 3.3), divididas em dois grupos litológicos: metagabros (sete) e metabasaltos (duas). Estas rochas encontram-se metamorfisadas em fácies anfíbolito alto, com grau de deformação variável.

No diagrama TAS (MIDDLEMOST, 1985), as amostras agrupam-se majoritariamente no campo dos gabros. Ademais, as análises indicam o magmatismo pertencente à Série Toleiítica (Figura 3.18-A, B e C).

No diagrama de Zr x Zr/Y (PEARCE; NORRY, 1979), as amostras estão agrupadas exatamente na interseção dos campos de Basaltos de Arcos de Ilha e Basaltos de Cordilheira Oceânica, de certo modo consoante com os resultados encontrados nos diagramas de Ti x V (SHERVAIS, 1982) e Th x Nb normalizados (SACCANI, 2015), onde o ambiente geotectônico sugerido é o de retroarco (ou *back-arc*; Figura 3.18-D, E e F).

Através das análises de elementos traço, as amostras foram separadas em três agrupamentos, excluindo as amostras 4308-TJ-R-0053 e 4308-TJ-R-0035B, que possuem padrões atípicos. No diagrama de elementos terras raras normalizado ao condrito de Boynton (1984) não se repara fracionamento entre ETR Leves e ETR Pesados, sendo os grupos distintos entre si basicamente pela concentração dos elementos em relação ao condrito e pelo comportamento do elemento La, que ora está levemente depletado, ora muito enriquecido. No aranhograma normalizado para o Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989) as distinções ficam mais evidentes, destacando-se os comportamentos antagônicos de Ba, Th

e Nb, mas mantendo anomalias positivas mais ou menos acentuadas entre os grupos, de Pb, La e Sr (Figura 3.19).

3.4.7. Características geofísicas

Os litotipos desta unidade possuem grande variação de rochas metabásicas intercaladas com xistos, geralmente associados com altas amplitudes do sinal analítico, cristas magnéticas NW-SE, com range variando entre 0,398 a 0,872 nT. No mapa ternário RGB são observados tons variando de azul escuro a preto, variação comum em rochas básicas pela ausência principalmente de potássio na concentração.

3.5. FORMAÇÃO FAZENDA LIVRAMENTO (MP1f1)

3.5.1. Aspectos gerais

Esta unidade, definida neste trabalho, ocorre na porção centro-sul da Folha Rio Tanaru, noroeste da área mapeada, com as melhores exposições situadas ao sul das feições de relevo das unidades Andrezza e Trincheira, no acesso entre as fazendas Cerejeiras e São Pedro e a Fazenda Livramento, que cede o nome à unidade.

Anteriormente cartografada como parte do Grupo Nova Brasilândia por Romanini (2001), ou como Complexo Colorado por Rizzotto *et al.* (2016), a Formação Fazenda Livramento (FFL) foi desmembrada desta última unidade por conter estruturas reliquias, predominantemente de rochas de protólito sedimentar clasto-químico, num contexto cronológico e tectônico-estratigráfico distinto daquele encontrado na sedimentação terrígena nos arredores da cidade de Colorado do Oeste.

Aflora na forma de lajedos pouco intemperizados em meio aos pastos e associados a drenagens. Podem também ocorrer como blocos e matacões ou menos frequente como cortes de estrada. Predominam anfíbolitos ricos em quartzo, anfíbolitos com granada, paragneisses heterogêneos, gnaisses calciossilicáticos e magnetita quartzito (Figura 3.20).

A FFL está limitada por contato tectônico ao norte pelos complexos Trincheira e Alto Tanaru, ao leste pelo Complexo Colorado e ao sul e oeste pelas coberturas cenozoicas.

3.5.2. Petrografia

A Formação Fazenda Livramento é constituída principalmente de granada-paranfíbolito, gnaisses calciossilicáticos bandados, hornblenda gnaisses diatexitico, gnaisses anfíbolíticos bandados e lentes de magnetita-quartzitos.

Em lâmina delgada as rochas da FFL são constituídas por agregados granoblásticos e granonematoblásticos de hornblenda, plagioclásio, quartzo, epidoto e eventualmente carbonatos. Algumas bandas contém porfiroblastos de granada helicítica ou de epidoto com textura em peneira (Figura 3.21).

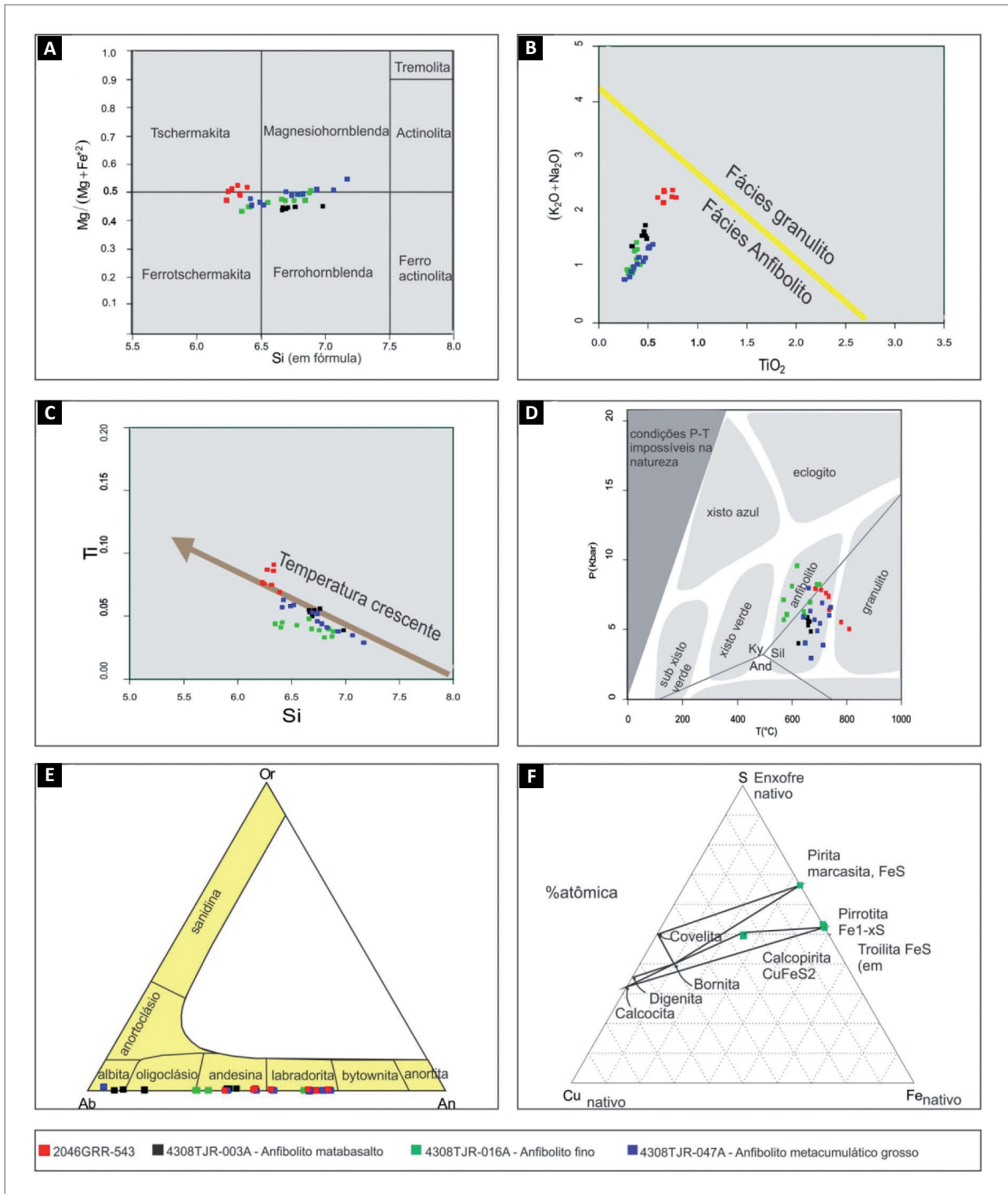


Figura 3.17 - (A) Composição e classificação para anfibólios cálcicos (LEAKE *et al.*, 1997); (B) K_2O+Na_2O vs TiO_2 (ZAKRUTKIN; GRIGORENKO, 1968); (C) Ti vs Si (HYNES, 1982); (D) Diagrama P-T com os campos de fácies metamórficas (BUCHER; GRAPRES, 2011); (E) Diagrama triangular Or-Ab-An (KING, 1989); (F) diagrama triangular de composição dos sulfetos no sistema Fe-Cu-S (KLEIN; DUTROW, 2007).

Tabela 3.3 - Resultado das análises litoquímicas do Complexo Trincheira.

MP1fm - COMPLEXO TRINCHEIRA									
AMOSTRAS	METAGABROIDE							METABASALTO	
	4308-TJ-R-0003B	4308-TJ-R-0012A	4308-GS-R-0002B	4308-GS-R-0062A	4308-TJ-R-0002B	4308-TJ-R-0035B	4308-TJ-R-0047B	4308-TJ-R-0053	4308-TJ-R-0039B
SiO ₂ (% wt)	48,3	49,6	48	48,2	49,5	44,6	47,9	65,2	48,5
Al ₂ O ₃	13,9	13,4	15,3	16,5	15,7	8,62	17,6	18,1	13,7
Fe ₂ O ₃	14,2	14,2	13,4	11,5	12,5	11,1	12,5	4,91	13
MgO	5,74	6,94	7,73	5,85	7,46	22	7,51	1,31	6,76
CaO	12,3	10,8	11,7	12,7	11,3	7,61	12,1	0,75	11
Na ₂ O	2,55	2,32	1,73	2,04	2,09	0,22	1,92	3,96	2,32
K ₂ O	0,4	0,32	0,22	0,1	0,2	0,04	0,23	3,67	0,24
MnO	0,22	0,22	0,2	0,2	0,19	0,16	0,19	0,09	0,2
TiO ₂	1,63	1,5	0,96	1,12	1,18	0,39	0,81	0,47	1,6
P ₂ O ₅	0,173	0,144	0,085	0,091	0,112	0,053	0,067	0,084	0,163
BaO	<0,01	0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	0,14	<0,01
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,05	0,04	0,03	0,27	0,02	<0,01	0,03
Nb ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
FeO	1,32	1,75	1,11	2,57	1,12	1,37	1,28	2,12	1,87
LOI	0,44	0,97	0,56	1,68	0,63	5,19	0,82	2	0,7
Soma	99,49	99,52	99,45	98,40	100,32	95,12	100,93	98,74	97,57
Ba (ppm)	192	76	31	38	49	10	75	1207	64
Rb	7,5	15,5	5,3	0,3	2,9	2	9,5	68,4	2,6
Co	46	43	57,8	51,2	52,9	72,8	54,3	8,7	44,4
Ni	50	58	126	60	87	662	118	11	70
Cu	42	73	117	123	113	62	259	74	81
Ti	7300	8200	5200	6200	6300	2300	4700	2600	9300
P	615	551	345	441	449	195	312	309	634
Sc	76,6	53,6	71,6	76,6	72,6	32,6	38,3	30,2	56,2
V	285	292	259	242	248	140	212	50	284
Cr	72	70	110	96	75	389	34	16	105
Zn	101	85	98	72	78	75	84	87	90
Pb	1,5	1,5	3,6	4,1	1,2	<0,5	0,9	6,4	2,2
Nb	1,81	4,86	1,44	<0,05	0,61	0,35	<0,05	<0,05	1,91
Hf	2,19	2,74	1,31	<0,05	1,48	0,73	1,12	0,58	2,52
Ta	<0,05	0,15	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Th	<0,1	4,2	0,3	<0,1	<0,1	1	0,6	<0,1	0,9
U	0,18	0,27	0,16	<0,05	0,11	0,16	0,15	0,28	0,19
Y	29,12	26,56	22,29	22,81	21,1	9,94	19,41	34,92	30,83
Zr	88,2	71,7	52,4	53,9	66,1	23,8	39,6	72,8	84,9
La	4,8	6,9	11,5	10,2	3,6	4,6	13,3	21,3	7,4
Ce	13,5	15,9	9,5	9,4	9,6	4,6	10,6	28,5	15,7
Pr	2,33	2,33	1,37	1,54	1,63	0,69	1,29	7,39	2,5
Nd	11,3	11,3	6,5	7,5	7,9	2,9	5,7	31,2	12,3
Sm	3,9	3,5	2,3	2,9	2,7	1,1	1,9	7,4	4,1
Eu	1,44	1,27	0,85	1,07	1,05	0,33	0,75	1,99	1,5
Gd	5,03	4,75	3,32	3,78	3,58	1,52	2,82	7,23	5,44
Tb	0,85	0,77	0,58	0,65	0,64	0,25	0,5	1,13	0,93
Dy	5,67	5,03	4,04	4,46	4,07	1,75	3,42	6,93	5,89
Ho	1,27	1,02	0,9	0,92	0,85	0,39	0,74	1,41	1,23
Er	3,64	3,09	2,71	2,63	2,63	1,12	2,27	4,14	3,49
Tm	0,55	0,44	0,42	0,4	0,36	0,17	0,33	0,63	0,49
Yb	3,4	2,9	2,6	2,5	2,5	1,1	2,1	4,2	3,3
Lu	0,51	0,42	0,39	0,35	0,36	0,16	0,33	0,6	0,47

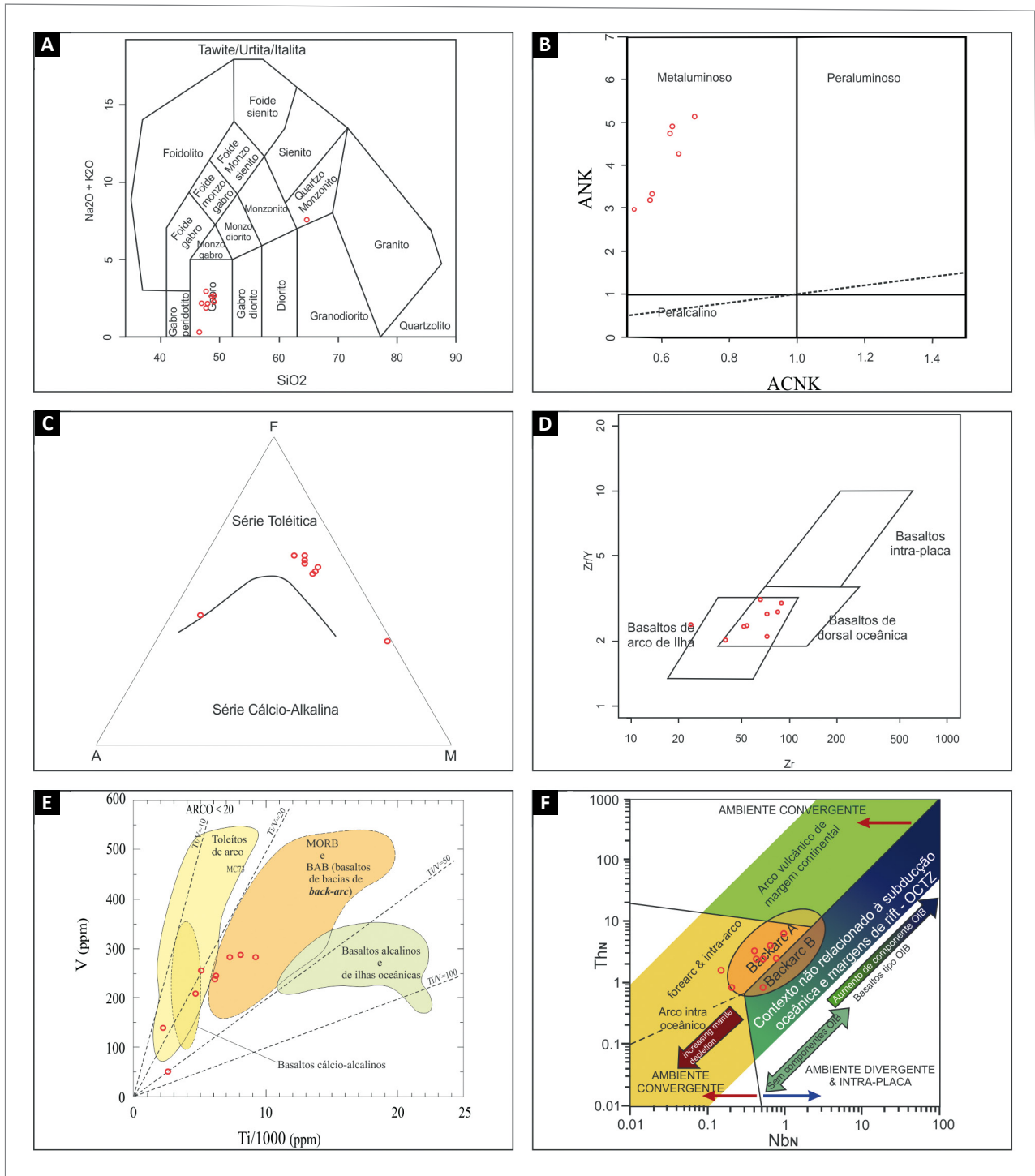


Figura 3.18 - Litoquímica das amostras do Complexo Trinchira; A) Diagrama TAS para rochas plutônicas (MIDDLEMOST, 1985); B) Diagrama de SHAND indicando rochas de um magma metaluminoso; C) Diagrama AFM para rochas subcalcinas com população com *trend* toleítica; D) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico através de razão Zr/Y-Zr, com população amostral localizada na interseção dos campos de Basaltos de Arco de Ilha e Basaltos de Cordilheira Oceânica (PEARCE; NORRY, 1979); E) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico através da razão V/Ti (SHERVAIS, 1982) com maioria das amostras no campo de MORB e BAB; F) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico utilizando Th e Nb normalizados para manto primitivo (SACCANI, 2015) com população amostral localizada no campo de bacias de *back-arc*.

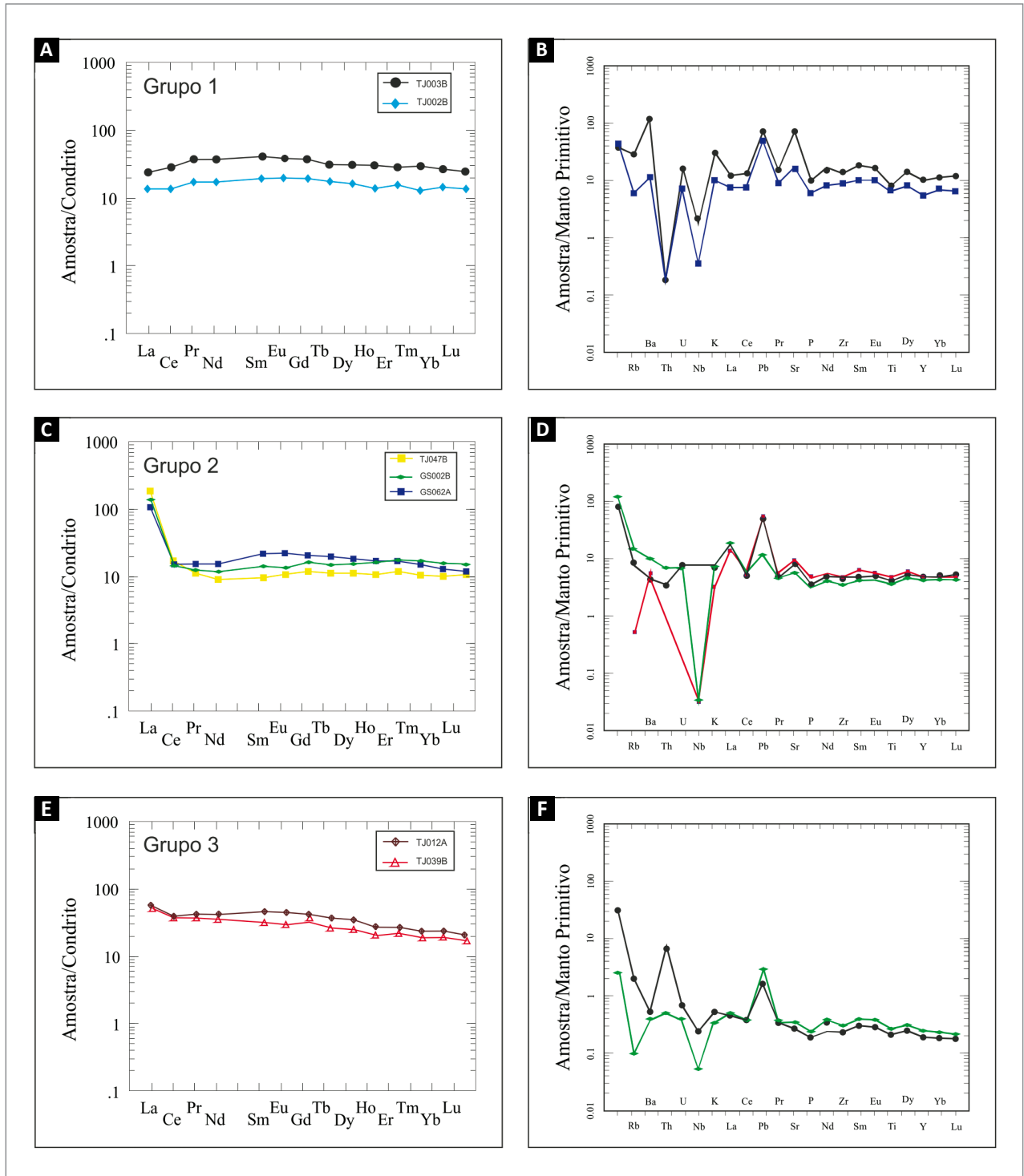


Figura 3.19 - Aranhogramas normalizados para condrito (BOYNTON, 1984) e para manto primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989).

Estas rochas apresentam um bandamento metamórfico e composicional (Figura 3.21), que provavelmente reflete a natureza do protólito, e favorece o desenvolvimento de diferentes associações minerais para rochas metamorfasadas em condições similares.

A formação de plagioclásio poiquiloblástico com muitas inclusões de epidoto é um exemplo de textura coronítica formada no metamorfismo progressivo, e

pode ser explicada através da reação metamórfica ($2 \text{Zo} + 1\text{CO}_2 \rightleftharpoons 1 \text{Cc} + 3 \text{An} + 1\text{H}_2\text{O}$).

Os gnaisses calciosilicáticos apresentam mineralogia muito reativa, cuja estabilidade sofre forte influência de pequenas variações na fugacidade de CO_2 . Em muitos casos foram observadas zonas ou bolsões de alteração hidrotermal pós-tectônicos, com geometria irregular ou posicionados ao longo do bandamento da rocha, no

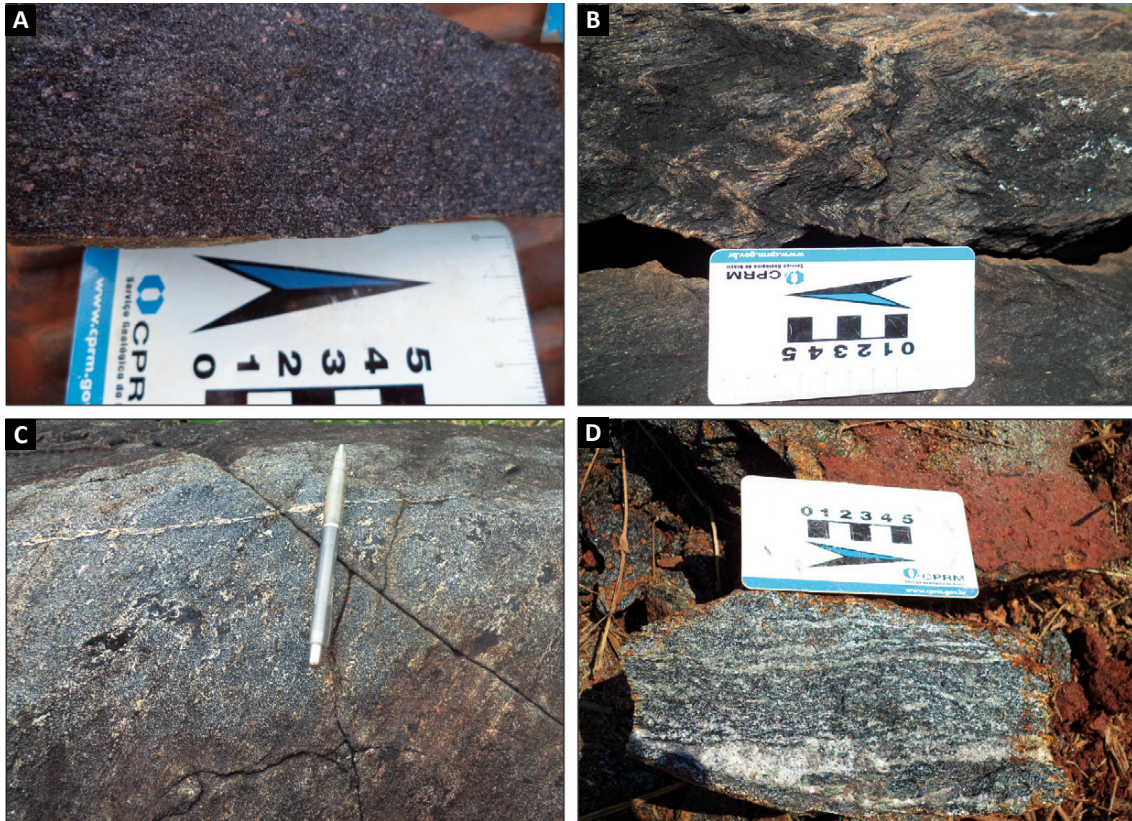


Figura 3.20 - Litotipos predominantes na Formação Fazenda Livramento; A) Granada-hornblenda gnaiss calciossilicático. Afloramento 4308-GS-018; B) Paranfíbrolito polideformado com quartzo e KF (identificados em lâmina). Afloramento 4308-GS-020; C) Metatexito paraderivado com injeções félsicas e cristais residuais de hornblenda. Afloramento 4308-TJ-095; D) Gnaiss calciossilicático rico em epidoto, anfíbólio e plagioclásio. Afloramento 4308-GS-077.

qual a mineralogia pretérita foi substituída por epidoto e carbonato (Figura 3.21-D).

As assembléias minerais observadas nestas rochas são compatíveis com o metamorfismo de margas impuras em condições de fácies anfíbolito. A paragênese plagioclásio rico em anortita e Ca-anfíbólio corresponde ao pico metamórfico, no entanto os bolsões e porfiroblastos de epidoto são produtos de reações desenvolvidas no metamorfismo regressivo. Nestas rochas a grossulária pode ocorrer em temperaturas acima de 470°C e está relacionada com a participação de CO₂ na fase fluida, sob pressão média.

As rochas metamorfisadas em condições de fácies anfíbolito alto apresentam uma petrografia granoblastica poligonal que ocorre associado a uma textura gnáissica com segregação metamórfica e bandamento centimétrico. Nestas rochas os porfiroblastos de granada apresentam bordas de reação de plagioclásio em texturas simplectíticas atribuídas à descompressão rápida (Figura 3.21). Alguns protólitos foram submetidos a condições de fusão parcial discreta, gerando hornblenda-diatexitos, que apresentam vênulas e veios irregulares de neossoma constituído por quartzo e plagioclásio.

Esta associação litológica sugere sedimentação química de fundo oceânico, associada a uma bacia restrita

tendo também contribuição de fontes oriundas de rochas máficas da litosfera oceânica.

3.5.3. Litoquímica

Devido ao fato de assemelharem-se aos ortoanfíbolitos do Complexo Trincheira nas características macroscópicas e por vezes até em microscópio, a distinção química destes agrupamentos de rocha se faz necessária. Foram selecionadas onze amostras da FFL para análise litoquímica (Tabela 3.4), visando verificar a natureza do protólito e a assinatura litoquímica. Nesta unidade foram agrupados paranfíbolitos, metamargas e gnaisses calciossilicáticos metamorfisados em fácies anfíbolito alto localmente em fácies granulito.

Assemelham-se aos ortoanfíbolitos no que diz respeito à MgO, Na₂O, K₂O e Fe₂O₃, mas apresentam médias ligeiramente superiores de FeO, CaO e inferiores de Cr e Ti.

A distinção química entre anfíbolitos orto e paraderivados foi amplamente discutida em meados do século passado. Walker *et al.* (1960) e Leake (1964) propuseram modelos químicos de distinção a partir de elementos maiores, principalmente CaO, MgO e Fe₂O₃. Shaw e Kudo (1965) discutiram os trabalhos anteriores verificando a sua validade para populações controladas de orto e paranfíbolitos

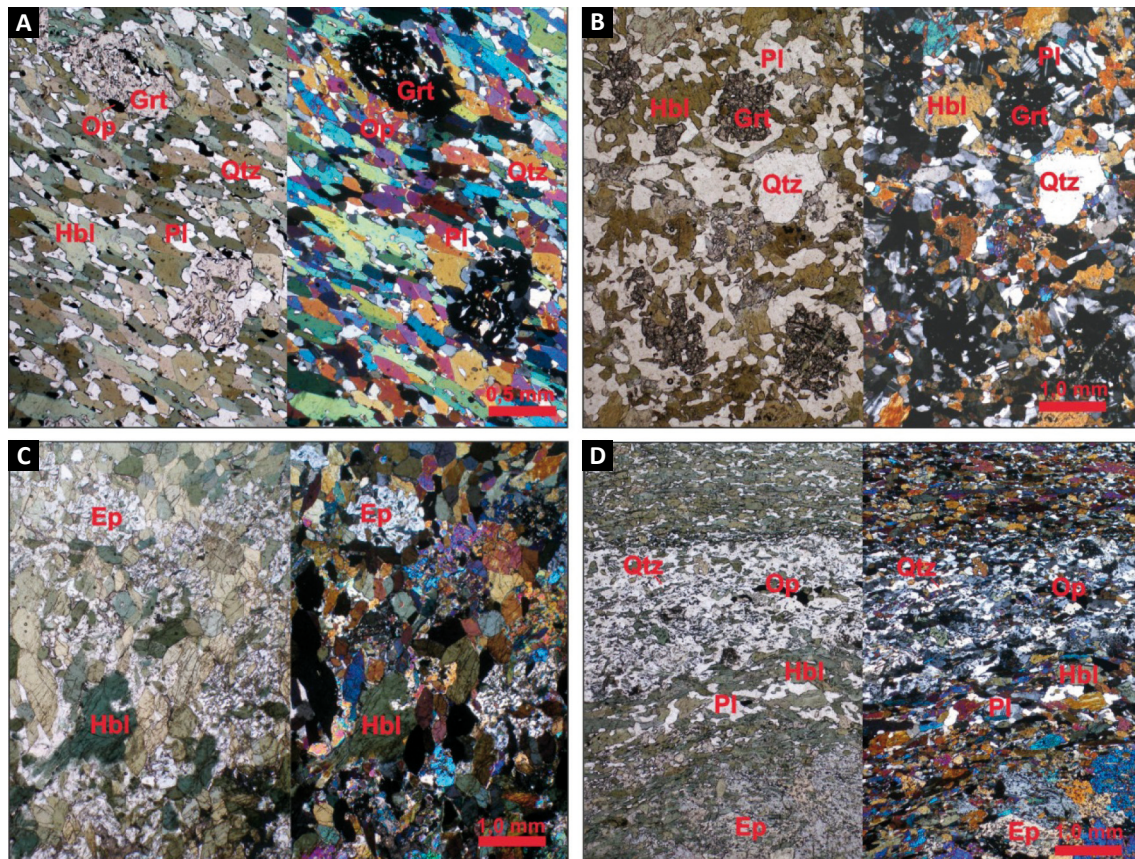


Figura 3.21 - Fotomicrografia NP/NC (A) Granada-paranfibrolito exibindo granadas sim tectônicas com inclusões anfibólio e plagioclásio. (B) Granada-hornblenda gnaïsse com epidoto destaque para borda simplectítica de plagioclásio sobre granada. (C) Gnaïsse calciossilicático exibindo porfiroblastos pós-tectônicos de epidoto nas zonas de substituição devido ao aumento da fugacidade de CO_2 no metamorfismo regressivo. (D) Detalhe do bandamento composicional em gnaïsse calciossilicático

já consagrados na literatura e verificaram que a discriminação através destes elementos não era tão eficaz quanto análises com mais variáveis. Portanto, propuseram três funções multivariadas assertivas entre 88 a 95% de uma população de controle, adicionando nas análises variáveis como a concentração de Al_2O_3 , FeO , Sc , Ti , V , entre outros.

As amostras aqui analisadas se comportam de forma homogênea, indicando natureza paraderivada em todos os diagramas utilizados para a maioria das análises (Figura 3.22). A exceção se dá para a amostra 4308-GS-R-0018B, granada-quartzo-hornblenda gnaïsse calciossilicático, com composição ligeiramente enriquecida em Fe_2O_3 e empobrecida em MgO . No diagrama de Roser e Korsch (1986a), a proveniência do protólito indica sedimentos de maior contribuição máfica.

3.5.4. Características geofísicas

As feições observadas nos litotipos possuem *background* magnético variando de médio a alto 0,02 a 0,01 nT, com alguns picos de anomalias registrados, geralmente associados aos anfibólitos. No mapa ternário RGB são observados tons variando de azul escuro, na periferia dos corpos do Complexo Trincheira.

3.6. COMPLEXO ALTO TANARU (MP1at)

3.6.1. Aspectos gerais

O Complexo Alto Tanaru consiste de uma sequência de rochas metavulcanossedimentares localizada na porção central da Folha Rio Tanaru, noroeste da área mapeada. Rizzotto *et al.* (2016) cartografa duas unidades justapostas. Já o presente mapeamento identifica outros litotipos (metarritmito, quartzito, paragnaïsse e metavulcânicas) e associa as rochas situadas a norte da sequência de filitos ao Complexo Alto Tanaru, sob a denominação de Unidade Gnaïsse. Estas rochas afloram, geralmente intemperizadas, em cortes de estrada (filito e gnaïsse) e em matações (metadacito). As melhores exposições da Unidade Filito encontram-se situadas à jusante de um açude da Fazenda Riacho Doce, no município de Corumbiara, RO (Figura 3.23).

3.6.2. Unidade Alto Tanaru, Filito (MP1atf)

A Unidade Filito é composta por rocha metamórfica fina, com sericita metamórfica e trama planar bem evidente, com foliação verticalizada descrevendo dobras

Tabela 3.4 - Resultado das análises litoquímicas da Formação Fazenda Livramento.

MP1fl - FAZENDA LIVRAMENTO											
ELEMENTO	4308- CE-R- 0045	4308- CE-R- 0047	4308- GS-R- 0018B	4308- GS-R- 0077	4308- TJ-R- 0048B	4308- TJ-R- 0050B	4308- TJ-R- 0081	4308- TJ-R- 0082	4308- TJ-R- 0084	4308- TJ-R- 0090C	4308- TJ-R- 0102A
SiO ₂ (% wt)	47,6	51,4	50,4	56,5	57,3	48	47,5	46,7	50,5	47,4	50,6
Al ₂ O ₃	15,9	14,4	12,9	14,1	15,6	14,3	16,5	18,2	16	16,3	14,8
Fe ₂ O ₃	13,5	14,1	17,4	9,21	7,97	8,16	12,9	11,7	10,6	8,77	12,1
MgO	8,13	5,99	4,94	5,16	5,11	6,9	6,13	9,16	7,47	6,41	7,58
CaO	11	10,2	10,5	8,65	12,6	18,1	14,2	10,7	11,6	17,6	11,9
Na ₂ O	1,98	2,26	1,26	4,47	0,82	2,23	1,82	2,25	2,25	1,64	1,9
K ₂ O	0,25	0,36	0,31	0,32	0,08	0,31	0,17	0,13	0,53	0,54	0,43
MnO	0,21	0,24	0,26	0,1	0,13	0,18	0,19	0,16	0,16	0,17	0,19
TiO ₂	0,97	1,11	2,09	1,02	0,3	0,31	1,19	0,87	0,55	0,18	0,78
P ₂ O ₅	0,094	0,123	0,211	0,116	0,047	0,051	0,096	0,082	0,14	0,024	0,075
BaO	0,03	0,03	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,03	0,04	0,005	0,005
Cr ₂ O ₃	0,02	0,005	0,005	0,02	0,03	0,09	0,03	0,03	0,03	0,09	0,04
Nb ₂ O ₅	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025
FeO	2,56	3,92	2,26	1,09	0,85	0,98	1,52	1,44	0,86	0,98	1,12
LOI	0,62	0,63	0,29	0,39	0,52	1,69	0,58	0,92	0,54	1,19	0,27
Soma	99,73	100,27	100,34	99,73	100,05	98,69	100,79	100,06	99,92	99,18	100,46
Ba (ppm)	69	78	52	103	14	35	32	23	373	87	63
Rb	6,1	7,6	4,8	3	9	8,9	2,8	4,8	12,4	49,9	6,3
Co	55,4	41,2	52	34,2	41,9	44,3	62	57,2	42,1	45,2	48,8
Ni	113	34	37	48	78	177	123	163	55	114	112
Cu	104	106	81	18	460	44	138	94	152	112	132
Ti	0,5	0,57	0,1	0,52	0,16	0,17	0,65	0,48	0,3	0,1	0,42
P	298	411	71	451	130	159	362	392	611	93	324
Sc	55,4	59,2	78,5	65	37,1	35	70,5	70,3	81,7	83	82,1
V	233	262	117	206	181	162	227	172	220	166	276
Cr	45	1	67	59	63	196	77	61	71	196	83
Zn	78	77	30	31	69	58	87	74	74	63	98
Pb	1,7	1,7	1,2	0,9	1,4	2,3	1,3	0,7	2,1	1,6	1
Nb	0,025	1,16	5,17	0,025	0,025	0,025	1,49	0,95	1	1,24	1,83
Hf	1,09	1,49	3,75	2,55	1,01	0,26	2,19	1,34	1,14	0,36	1,3
Ta	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025
Th	0,2	0,2	0,7	0,2	0,2	0,2	6,4	2,9	1,5	0,8	1,2
U	0,07	0,19	0,36	0,4	0,17	0,32	0,16	0,09	0,22	0,35	0,33
Y	20,34	22,33	42,26	53,44	8,4	8,74	21,12	15,28	12,75	8,1	17,95
Zr	43,2	56,6	139,1	139,7	55,2	15,7	52,7	39,8	35,6	19,1	42
La	2,1	2,9	10,3	15,8	1	0,7	2,8	3,1	5,1	8	11,9
Ce	6,1	8,4	20,2	25,5	4,4	4,4	7,7	6,4	11,3	4,4	11,7
Pr	0,99	1,37	3,26	5,65	0,61	0,59	1,36	1,11	1,59	0,56	1,63
Nd	5,7	7,5	16	25,6	2,6	2,3	6,7	5,1	7	1,7	7,4
Sm	1,9	2,5	5,2	7,6	0,9	0,9	2,6	1,9	1,9	0,6	2,4
Eu	0,8	0,93	1,79	2,05	0,36	0,28	0,99	0,79	0,68	0,23	0,91
Gd	2,84	3,42	6,89	9,36	1,22	1,2	3,47	2,57	2,15	0,96	3,19
Tb	0,54	0,6	1,25	1,67	0,22	0,21	0,61	0,45	0,37	0,17	0,55
Dy	3,44	3,97	8,27	10,93	1,52	1,48	3,99	2,92	2,4	1,19	3,33
Ho	0,77	0,88	1,76	2,29	0,32	0,32	0,87	0,61	0,52	0,28	0,74
Er	2,33	2,65	5,13	6,66	1	1,03	2,51	1,86	1,49	0,96	2,12
Tm	0,35	0,39	0,73	0,97	0,15	0,15	0,36	0,26	0,22	0,15	0,31
Yb	2,3	2,6	4,9	6,4	1,1	1	2,4	1,8	1,5	1	2
Lu	0,33	0,38	0,7	0,88	0,16	0,16	0,36	0,24	0,24	0,17	0,31

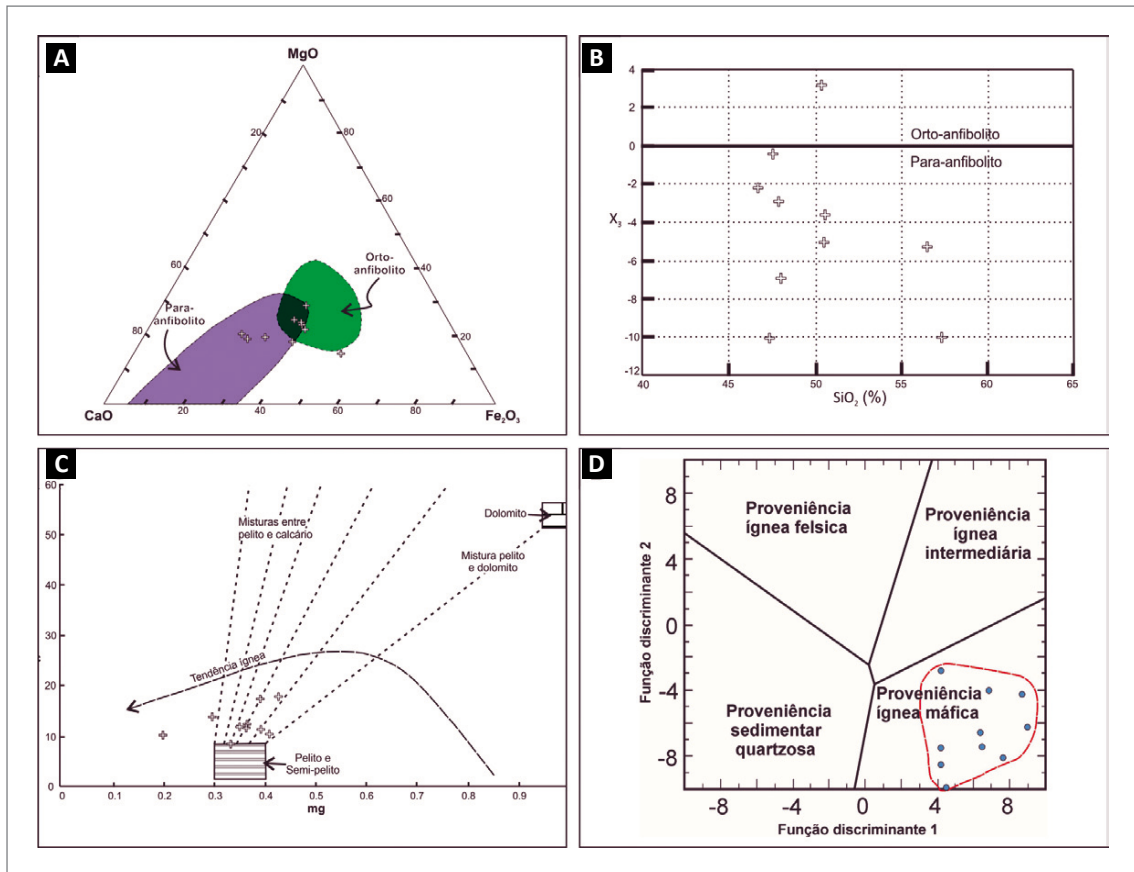


Figura 3.22 - A) Diagrama ternário de elementos maiores MgO, CaO e Fe_2O_3 com campos de distinção de paranfibolitos e ortoanfibolitos (WALKER *et al.*, 1960); B) Diagrama de SiO_2 (%) versus função discriminante X3 (SHAW; KUDO, 1965) para distinguir entre paranfibolitos e ortoanfibolitos; C) Diagrama bivalente dos “Parâmetros de Niggli” c e mg com indicação dos campos de composição de pelitos, dolomitos, calcários e rochas mistas (LEAKE, 1964); Diagrama de proveniência sedimentar baseado em função multivariada de elementos maiores (ROSER; KORSCH, 1986b).

apertadas com plano axial também verticalizado, porém com grau metamórfico muito baixo na porção aflorante, em contato com o Complexo Trincheira.

3.6.3. Unidade Alto Tanaru, Metadacito (MP1atd)

A Unidade Metadacito foi descrita como rocha vulcânica indeformada com idade cambriana por Rizzotto *et al.* (2016). Neste trabalho, interpretamos que esta unidade é formada por rochas metamórficas de protólito vulcânico félsico, marcadas pela milonitização em condições de baixo grau (grãos de feldspato não se deformam ductilmente) com geração de sombra de pressão e fitas de quartzo pouco perceptíveis em escala mesoscópica. Em alguns afloramentos é possível notar uma trama planar pronunciada paralela à direção das estruturas regionais. Esta unidade ocorre principalmente em uma estreita faixa entre o contato do Complexo Trincheira e a Unidade Filito. Há lentes de metadacito aflorando entre rochas paraderivadas, que podem representar pequenas extrusões vulcânicas aprisionadas em uma estrutura de sinclínio regional.

3.6.4. Unidade Alto Tanaru, Gnaiss (MP1atg)

Na região ao leste da Terra Indígena Rio Omerê, afloram também quartzo-muscovita xistos feldspáticos, filitos, paragneisses e outras rochas metamórficas paraderivadas com um grau metamórfico ligeiramente superior. Estas rochas foram agrupadas na Unidade Gnaiss, e no entendimento atual, fazem parte do Complexo Alto Tanaru, com menor contribuição de rochas vulcânicas.

3.6.5. Petrografia

O Complexo Alto Tanaru corresponde a uma associação metavulcanossedimentar constituída por metadacitos porfiroclásticos, quartzo-muscovita xisto, granada-epidoto-biotita-muscovita-quartzo xisto, cianita-granada paragneiss.

As rochas metavulcânicas dacíticas apresentam fenocristais de plagioclásio rotacionados que são acomodados na deformação da matriz milonítica fina. Também ocorrem fenocristais de quartzo recristalizados exibindo migração de borda de grão. As microtexturas



Figura 3.23 - A) Amostra de metadacito com trama planar bem desenvolvida e cristais de feldspato orientados; B) Exposição de filitos menos intemperizados em açude da Fazenda Riacho Doce.

de deformação e a mineralogia metamórfica formada por epidoto + biotita indicam que estas rochas são milonitos de baixo grau.

As rochas denominadas de filitos devido à granulometria muito fina e estrutura filítica, são classificadas petrograficamente como xistos que apresentam biotita, epidoto e eventualmente granada como minerais índices. Em rochas mais silicosas o grau de poligonização dos grãos de quartzo é avançado com finas placas de muscovita entre o contato dos grãos (Figura 3.24). Em muitos destes xistos também é frequente a presença de fenocristais de quartzo parcialmente recristalizados, ou fitas de quartzo recristalizado desenhando dobras de arrasto rompidas. Estas características sugerem a presença de protólito com contribuição vulcanoclástica ou epiclástica, sendo posteriormente milonitizados.

As rochas de protólito sedimentar são quartzitos micáceos, granada-gnaiss milonítico e granada-cianita -gnaiss que, eventualmente, podem conter fibrolita. Esta associação compreende metapelitos e metapsamitos metamorfisados em fácies xisto verde a anfibolito, chegando à transição entre a zona da cianita e sillimanita.

3.6.6. Litoquímica

Foram selecionadas oito amostras do Complexo Alto Tanaru para análise litoquímica (Tabela 3.5), agrupadas segundo os litotipos dacito, filito e gnaiss. As amostras apresentam valores de SiO_2 entre 65 e 70% para dacitos, 52 a 62% para filitos e 56% para a única amostra de gnaiss analisada. Os valores de CaO e K_2O também variam de acordo com o agrupamento, tendo os dacitos médias superiores de CaO e inferiores de K_2O em comparação com os outros dois agrupamentos.

No diagrama TAS (MIDDLEMOST, 1985) as rochas ortoderivadas agrupam-se no campo dos Dacitos, concordante à classificação petrográfica, com uma leve tendência a enriquecimento em álcalis. Agrupam-se

no limite entre os campos dos magmas peraluminosos e metaluminosos e pertencem à Série Calcio-alcálica (Figura 3.25 -A, B e C).

Quanto à classificação genética, a análise dos dacitos não é clara quanto o tipo de magma originário, aparentemente associados ao contexto sin a tardi-orogênico (BACHELOR; BOWDEN, 1985) em ambiente intra-placa (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984) (Figura 3.25-D, E e F).

No diagrama de elementos terras raras normalizadas para o condrito de Boynton (1984) nota-se leve enriquecimento relativo de Elementos Terras Raras Leves (ETR-L), com anomalia negativa de Eu (Figura 3.26-A). Já para o aranhograma normalizado para o Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989), as análises dos Dacitos mostram anomalias negativas de Th, Nb, Sr, P e Ti e anomalias positivas de Ba, U, K e Pb (Figura 3.26-B). Para os filitos e gnaisses, o padrão encontrado é similar, acentuando a anomalia de P e Sr (Figura 3.26-D).

3.6.7. Características geofísicas

A unidade é assinalada por faixa com média amplitude magnética variação de 0,004 a 0,012 nT, com alguns picos anômalos na ASA, estruturalmente acompanhando o *trend* NW-SE. Nos mapas gamaespectrométricos os litotipos desta unidade possuem alta concentração nos canais de potássio, tório e urânio, que no mapa RGB apresentam cores variando de tons brancos, marcando de forma satisfatória a unidade no mapa.

3.7. COMPLEXO COLORADO (MP1co)

3.7.1. Aspectos gerais

O Complexo Colorado ocorre na porção central das folhas Rio Escondido e Ilha do Porto e porção sudoeste da Folha Porto Triunfo, sendo a unidade de maior expressão na área mapeada. Corresponde a um conjunto de rochas metassedimentares clasto-químicas intercaladas: xistos,

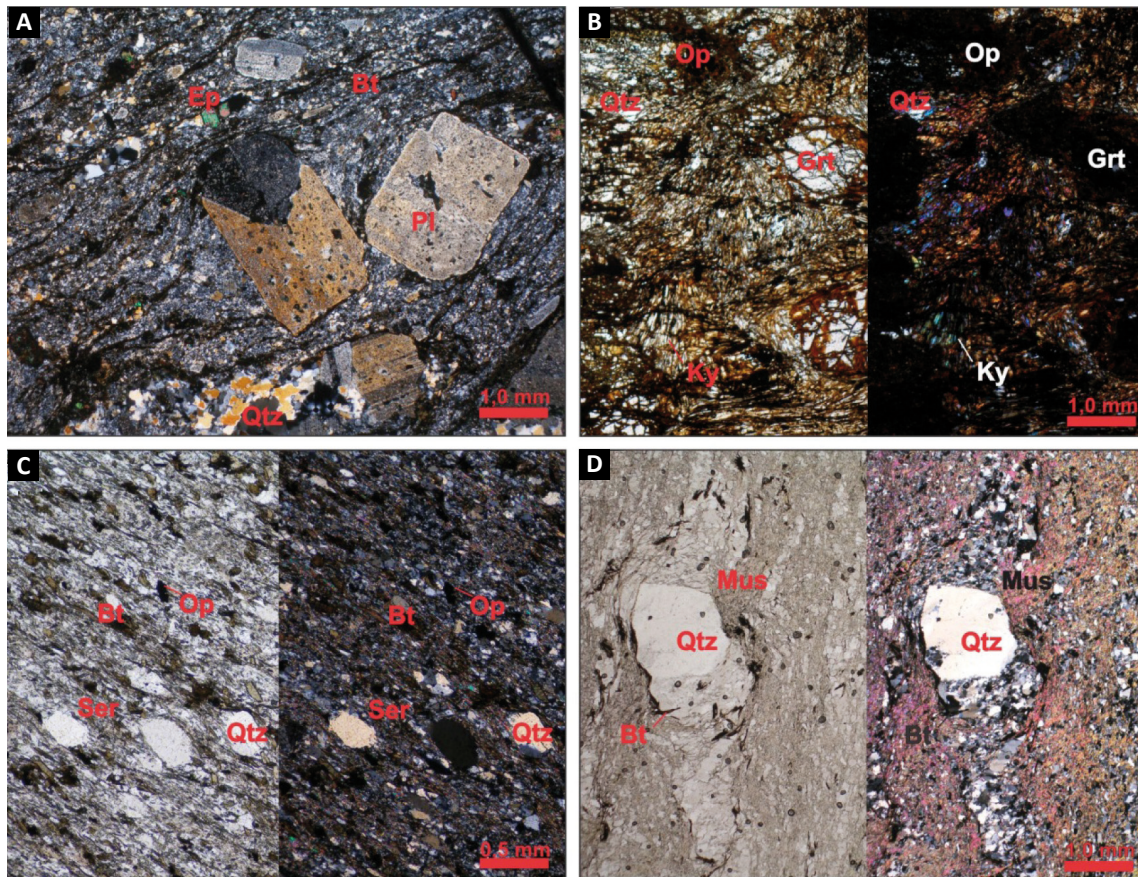


Figura 3.24 - Fotomicrografia NP/NC. (A) Metadacito exibindo porfiroclastos de plagioclásio rotacionados que estão acomodados na deformação da matriz milonítica. (B) Granada-cianita paragneisse com fibrolita. (C) Epidoto-sericita-biotita-quartzo xisto com fenocristais de quartzo. (D) Biotita-quartzo-muscovita xisto exibindo fenocristal de quartzo parcialmente recristalizado.

paragneisses bandados, gnaisses calciossilicáticos, *meta-cherts* ferro-manganesíferos e para-anfibolitos (Figura 3.27), interpretadas por Rizzotto (2010) como sequência turbidítica de margem passiva.

As rochas do complexo afloram como lajedos, blocos ou cortes de estradas, porém suas melhores exposições ocorrem ao longo de drenagens, ou lajedos associados à paisagem de relevo ondulado. A unidade faz contato tectônico com a Formação Fazenda Livramento no extremo oeste e com o Complexo Rio Galera no extremo oposto. É coberta pelas bacias do Guaporé e Parecis, pelo sul e norte, respectivamente.

3.7.2. Unidade Ferro-Manganesífera (MP1cofm)

Rochas cinza avermelhadas, pretas ou roxas escuras, de granulação média a fina, bandadas, essencialmente compostas por quartzo e minerais opacos, formando bandamento milimétrico. Os minerais opacos são subédricos a anédricos, eventualmente com manchas avermelhadas decorrentes da oxidação. O quartzo possui leve extinção ondulante, com contatos retos a localmente suturados. Em algumas amostras ocorrem hornblenda, granada e diopsídio, além de clorita. Os cristais de anfibólio ocorrem

associados aos piroxênios, o quartzo é fortemente estirado e as granadas ocorrem como poiquiloblastos com inclusões de quartzo e micas. A textura predominante é a granoblástica poligonal com estrutura microbandada de cisalhamento.

3.7.3. Unidade Metapsamítica (MP1cogn)

Os gnaisses psamíticos do Complexo Colorado tem cor cinza, são moderadamente migmatizados, leuco a mesocráticos, compostos essencialmente por quartzo e plagioclásio, com proporções variadas de K-feldspato e biotita com sillimanita, granada, muscovita, epidoto, minerais opacos, cordierita, clorita, zircão ou titanita como minerais acessórios (CASTRO; SILVA, 2016). Os cristais apresentam granulação média e por vezes estão estirados ou cominuídos. Alguns feldspatos apresentam argilização ou sericitização.

3.7.4. Unidade Metapelítica (MP1comt)

Esta unidade é composta predominantemente de granada-biotita-muscovita xisto, estauroilita-granada-biotita-muscovita xisto, quartzo-muscovita-biotita xisto,

Tabela 3.5 - Resultado das análises litoquímicas do Complexo Alto Tanaru.

MP1at - ALTO TANARU								
ELEMENTO	DACITO					FILITO		GNAISSE
	2046-GR-R-0692B	4308-GS-R-0062B	4308-TJ-R-0014A	4308-TJ-R-0014B	4308-TJ-R-0063A	4308-GS-R-0013B	4308-GS-R-0033	4308-TJ-R-0078
SiO ₂ (% wt)	70.4	68.8	70.4	70	64.9	62.2	51.9	56.1
Al ₂ O ₃	14.1	14.7	13.8	13.8	15	16.4	25.2	20.5
Fe ₂ O ₃	4.62	4.99	4.67	4.64	7.53	7.77	8.31	9.17
MgO	0.96	1.21	0.85	0.96	3.02	2.55	0.64	1.97
CaO	2.21	2.11	2.24	1.89	0.08	1.09	0.02	0.01
Na ₂ O	4.41	4.76	4.01	4.36	0.13	1.94	0.21	0.14
K ₂ O	2.65	3.01	2.83	2.84	4.68	2.49	5.43	6.73
MnO	0.09	0.08	0.08	0.07	0.18	0.06	0.03	0.07
TiO ₂	0.45	0.47	0.45	0.45	0.81	0.92	0.97	0.91
P ₂ O ₅	0.122	0.145	0.079	0.124	0.072	0.151	0.119	0.023
BaO	0.03	0.1	0.11	0.11	0.19	0.06	0.14	0.12
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.005	0.01	0.01
Nb ₂ O ₅	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.025	0.025	0.025
FeO	2.73	3.43	2.34	3.21	0.71	4.68	0.31	1.91
LOI	0.74	0.63	0.79	0.51	3.94	3.33	6.2	4.2
Soma	100.1	100.44	99.58	99.30	96.65	95.69	93.03	95.80
K ₂ O/Na ₂ O	0.60	0.63	0.71	0.65	36.00	1.28	25.86	48.07
K ₂ O+Na ₂ O	7.06	7.77	6.84	7.2	4.81	4.43	5.64	6.87
Ba (ppm)	666	845	793	753	1377	676	1147	1083
Ga	18.6	21.8	21.1	19.5	20.1	19.1	34.4	30.9
Sr	171	174	179.7	182	22.5	147.1	58.3	14.5
Rb	48.1	62.3	59.4	48.4	124.2	92.1	187.2	238.4
Co	4.1	5.3	5.1	4.7	8.5	20.6	3	9.1
Ni	8	29	19	12	5	53	25	16
Cu	10	10	15	17	7	30	49	13
Sc	15.7	16.2	8.6	8.7	30.3	36.8	50.9	55.7
V	24	24	24	24	40	109	152	105
Cr	6	6	7	7	9	50	61	66
Zn	98	113	102	90	146	108	60	108
Pb	6.1	6.1	6	4.6	4.9	12.1	25	4.3
Nb	4.68	0.73	4.82	4.43	<0.05	9.08	15.86	14.26
Hf	4.64	4.4	5.95	5.27	2.63	5.7	6.67	7.63
Ta	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.025	0.11	1.71
Th	2	<0.1	4.1	3.4	<0.1	7.7	16.4	26.4
U	0.94	1.15	1.05	1.01	0.77	2.16	4.56	2.34
Y	45.53	62.44	49.39	46.27	69.3	29.57	22.41	55.8
Zr	173	205.3	170.8	174.3	141.2	212	237.1	184.1
La	22.2	37.7	26.8	20.3	24.9	33	34.1	52.8
Ce	42.6	49.9	47.7	42.7	39.3	55.4	38.2	14.4
Pr	6.14	7.5	6.62	5.76	9.11	7.78	6.98	13.93
Nd	26.6	31.7	28.2	25.3	41.7	30.2	26.4	56.5
Sm	6.7	8.1	7.1	6.5	11.6	6.6	4.4	11
Eu	1.54	1.83	1.48	1.41	3.05	1.42	1	2.46
Gd	7.54	9.2	8.24	6.98	12.6	5.97	3.61	11.02
Tb	1.29	1.65	1.34	1.22	2	0.98	0.67	1.67
Dy	8.33	10.88	8.88	8.11	12.88	6.01	4.67	9.84
Ho	1.8	2.27	1.88	1.74	2.73	1.24	1.06	2.06
Er	5.64	7.1	5.7	5.46	8.17	3.71	3.51	6.3
Tm	0.88	1.05	0.87	0.84	1.19	0.56	0.58	0.98
Yb	6	7.4	6.1	5.8	8.1	3.9	4.4	6.2
Lu	0.88	1.06	0.92	0.88	1.14	0.57	0.68	0.97

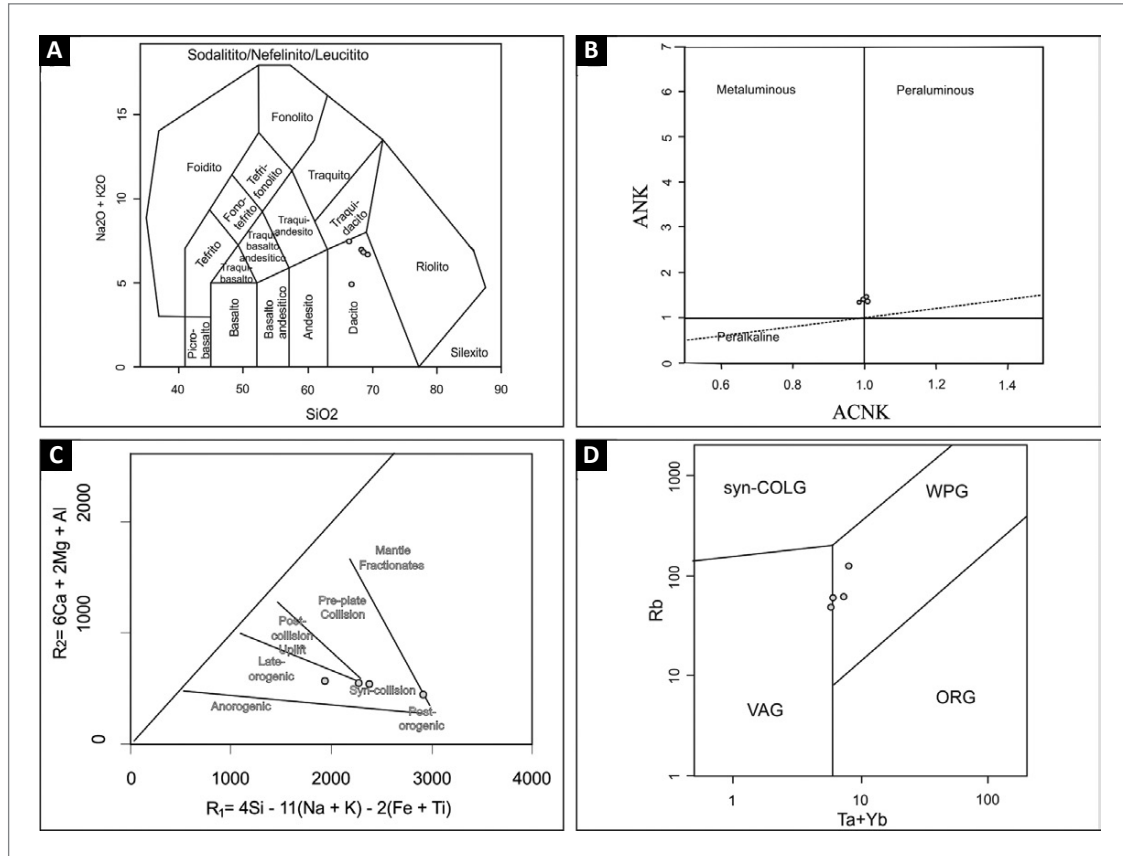


Figura 3.25 - Litoquímica das amostra do Complexo Alto Tanaru; A) Diagrama TAS para rochas vulcânicas (MIDDLEMOST, 1985); B) Diagrama indicando rochas metaluminosas a peraluminosas; C) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico através de duas funções multivariadas utilizando elementos maiores (BACHELOR; BOWDEN, 1985), com tendência das amostras indicando contexto de sin a tardi-orogênico; D) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico utilizando Rb e Y+Nb (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984) com população majoritária no campo dos granitos intra-placa.

entre outros, com mineralogia variável quanto aos minerais modais e acessórios. Geralmente, ocorrem como faixas alongadas, deformadas em meio ao conjunto de paragneisses e rochas calciossilicáticas. Afloram, geralmente muito intemperizadas, ao longo de cortes de estrada, vales e encostas, nos arredores de Colorado do Oeste, Cabixi e Cerejeiras.

3.7.5. Unidade Psamo-pelítica margosa (MP1coppm)

Esta unidade foi definida neste projeto para distinguir o pacote de rochas com alternância métrica entre paragneisses, quartzitos, xistos, rochas calciossilicáticas e paranfibrolitos, que ocorrem principalmente nos arredores da cidade de Corumbiara e a sul da Bacia dos Parecis, na região de Chupinguaia. Esta intercalação não é cartografável na escala de trabalho (1:100.000). As melhores exposições desta unidade estão situadas em uma região de relevo estruturado na direção NNE, poucos quilômetros ao norte de Corumbiara. Em grandes afloramentos de corte de estrada, encostas e no topo das elevações.

3.7.6. Unidade Gnaise Calciossilicático (MP1cogc)

Castro e Silva (2016) descrevem esta unidade como gnaisses calciossilicáticos compostos por quartzo, plagioclásio, hornblenda e diopísidio, com epidoto e tremolita/actinolita como minerais essenciais, granada, titanita e minerais opacos como minerais secundários. Ocorrem como lentes alongadas em meio aos gnaisses psamíticos e xistos.

3.7.7. Petrografia

Castro e Silva (2016) definem as rochas do Complexo Colorado como inseridas num contexto de terrenos gnáissicos de médio a alto grau metamórfico.

Esta sequência apresenta um padrão estrutural complexo, devido de formação dúctil e policíclica gerada durante em colisão oblíqua numa orogênese transpressiva. Esta deformação desenvolveu muitas dobras apertadas, com flancos rompidos, relacionados à fase de cisalhamento.

A Unidade psamo-pelítica-margosa aflora principalmente nos arredores de Corumbiara e apresenta ampla variação composicional que indica mistura de materiais de natureza pelítica e carbonática, gerando gnaisses

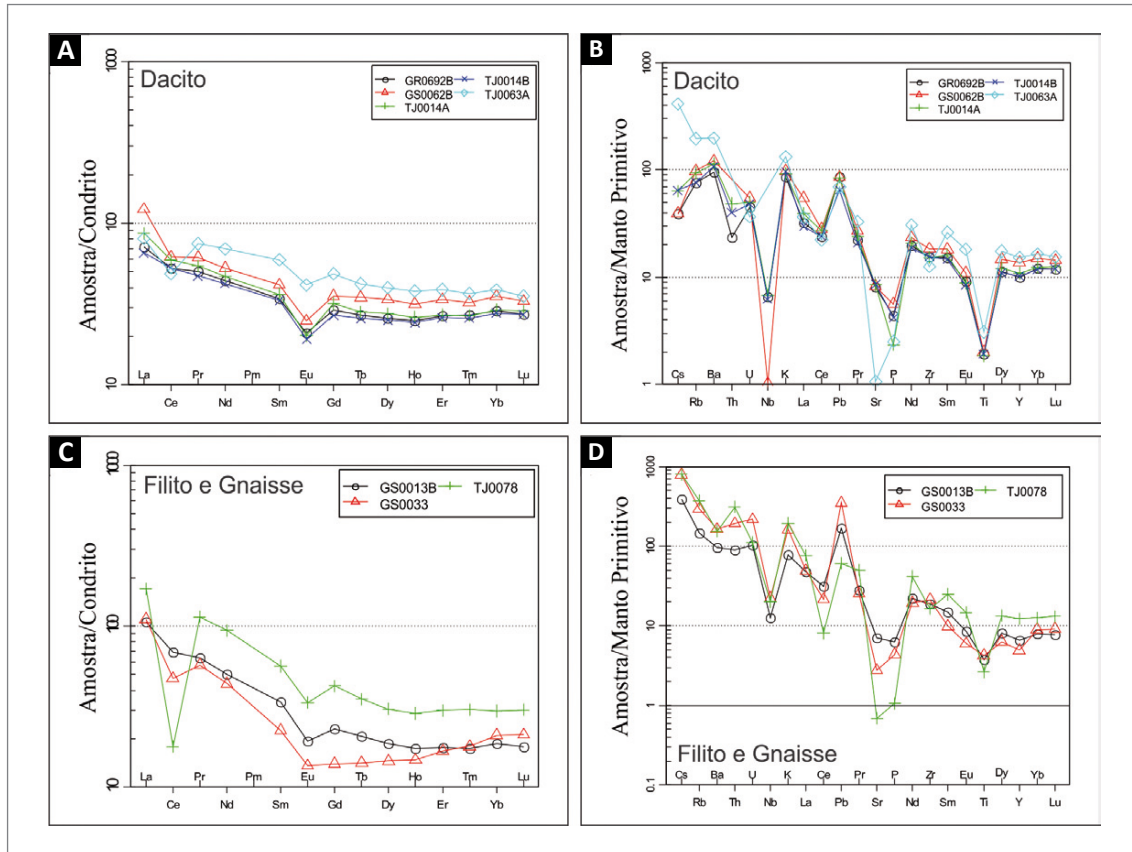


Figura 3.26 - Aranhogramas normalizados para condrito (BOYNTON, 1984) e para Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989).

bandados, com associações minerais que podem ser correlacionadas às paragêneses dos sistemas KCMAS-HC e CAS-HC respectivamente. A composição mineralógica identificada em lâmina delgada é bastante variada, e de modo geral é constituída essencialmente por Ca-anfibólio (hornblenda, tremolita, cummingtonita), plagioclásio, quartzo, grossulária e epidoto, mas algumas rochas apresentam também clorita, biotita e feldspato alcalino. Localmente ocorrem bolsões e zonas de substituição tardia que são formadas por carbonato e epidoto. O feldspato alcalino é estável no sistema KCMAS-HC e ocorre a partir de reações metamórficas da quebra da muscovita ou flogopita, nesse último caso em temperaturas entre 512-514°C (BUCHER; GRAPRES, 2011).

Associados ao Complexo Colorado também ocorrem lentes de parafibrolitos melanocráticos finos a médios, construídos essencialmente por hornblenda, quartzo, plagioclásio com porfiroblastos de granada cálcica (Figura 3.28-A). Geralmente apresentam textura granonematoblástica e localmente são afetados por processos de sericitização, cloritização e epidotização em zonas de alteração hidrotermal tardi a pós tectônicas.

Os paragnaisses psamíticos apresentam texturas granolepidoblástica e nematoblástica formadas por agregados recristalizados de quartzo, plagioclásio entre cristais orientados de biotita e hornblenda e também desenvolvem

trama milonítica (Figura 3.28-C). Em zonas de maior pressão a granada pode estar presente na forma de porfiroclastos sin-tectônicos. Em lâmina delgada foi identificado sobrecrescimento de ortopiroxênio em porfiroblastos de hornblenda em paragnaisse psamítico (Figura 3.28-D). A presença de cordierita em paragnaisses psamítico sugere que algumas rochas do Complexo Colorado podem ter sido submetidas a condições de fácies granulito.

Os metapelitos migmatíticos do tipo estromático que foram descritos em campo são evidências de fusão parcial em algumas rochas do Complexo Colorado devido à entrada ou liberação de H₂O no sistema, provocando redução da temperatura de fusão das rochas sob condições de fácies anfibolito alto (650-750°C). Este aporte de fluidos pode ser produto da desidratação dos filossilicatos.

Foram selecionadas 3 amostras do Complexo Colorado para análise de microsonda eletrônica (EPMA) em anfibólio, plagioclásio e granada, das quais duas amostras são de gnaisses calciossilicáticos e uma de gndito.

Os anfibólios analisados nos gnaisses calciossilicáticos são classificados como ferrotschermakita (Figura 3.29-A), com variação composicional muito pequena para cada tipo de rocha, pois é fortemente tamponado pelas composições químicas dos protólitos e valores elevados de K e Ti semelhante ao verificado nas hornblendas de charnoquitos, rochas ígneas e granulitos (DEER; HOWIE; ZUSSMAN, 1977).

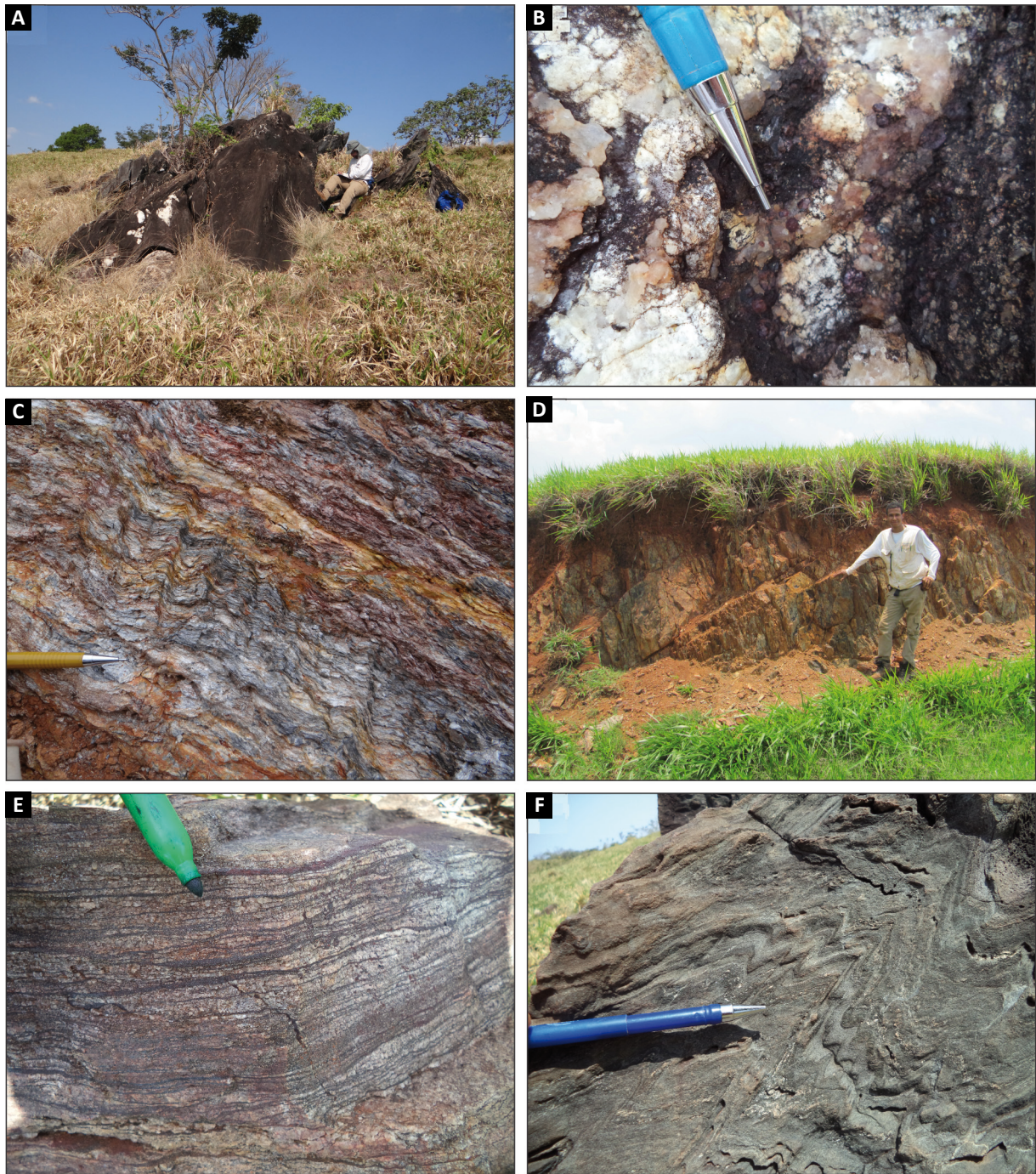


Figura 3.27 - A) Lajedo de paragnaisse próximo a RO-399. Afloramento 4308-GS-0179; B) Detalhe para granadas euédricas dispersas na rocha junto a estaurolita (não visível na foto); C) Grt-Bt-Ms-Qz xisto bastante intemperizado. Afloramento 4308-GS-0180; D) Afloramento da unidade Psamo-pelítica margosa, com intercalação de paranfibolitos, paragnaises e rochas calciossilicáticas. Afloramento 4308-TJ-0149; E) Formação ferrífera bandada, formada pela alternância de níveis com magnetita e hematita e quartzo recristalizado. Afloramento 4308-CE-0093; F) Gnaiss calciossilicático dobrado com dobras parasíticas. Afloramento 4308-CE-052.

No diagrama da (Figura 3.29-B) que relaciona (K_2O+Na_2O) vs TiO_2 os anfibólios de uma amostra estão posicionados na transição entre as fácies anfibolito e granulito, enquanto que a outra amostra está situada no início do fácies granulito, embora as paragênese metamórficas identificadas em lâmina delgada não justifiquem esta condição de metamorfismo devido à ausência de diopsídio e escapolita.

Utilizando os teores de Ti em hornblendas como indicador da temperatura de cristalização do mineral, percebe-se que os anfibólios analisados cristalizaram em alta temperatura, sendo maior a temperatura da amostra 4212-TJ-R-003 (Figura 3.29-C) que também apresenta maiores valores de $Al^{(T)}$, associado a baixos valores de Si e Mg (Figura 3.29-D), devido à forte substituição de Si por $Al^{(iv)}$, em torno de 1,99 por unidade de fórmula (puf).

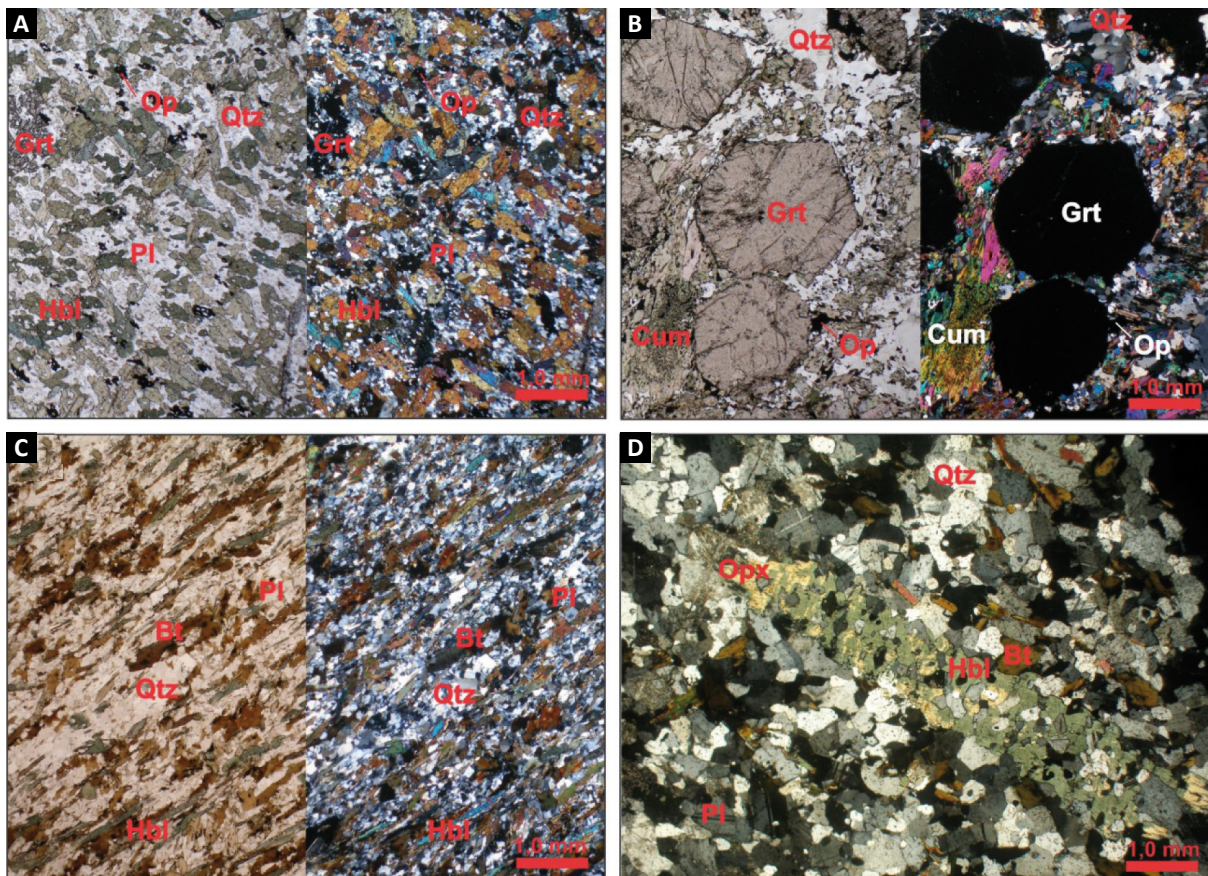


Figura 3.28 - Fotomicrografia NP/NC. (A) Parafibrolito com granada, (B) cummingtonita-grossulária-quartzo gnaiss calciossilicático. (C) Hornblenda-biotita paragneiss milonítico. (D) Detalhe do sobrecrecimento de ortopiroxênio em porfiroblasto de hornblenda.

As temperaturas de cristalização dos anfibólios da amostra 2046-NM-R-132 foram obtidas aplicando o geotermômetro hornblenda-plagioclásio (BLUNDY; HOLLAND, 1990) associado à interação com o geobarômetro empírico (ANDERSON; SMITH, 1995), resultando num bloqueio de temperaturas entre 757-771°C e pressões da ordem de 5 kbar (Figura 3.29-E). Estes dados indicam que a rocha esteve em condições de transição entre fácies anfibolito alto e granulito de média pressão. A ausência de uma trajetória no diagrama P-T, indica que os anfibólios alcançaram o equilíbrio termodinâmico intracristalino, devido à sua permanência por longo período de tempo em condições de alta temperatura.

Os plagioclásios analisados na amostra 2046-NM-R-132 (Figura 3.29-E) estão no campo de transição entre labradorita e andesina, que é compatível com rochas metamórficas em alto grau.

Nas análises de microsonda eletrônica (EPMA) em granadas, da amostra de **gondito (4212-TJ-R-0029)** e **gnaiss calciossilicático (4212-TJ-R-0003)**, as fórmulas das granadas foram recalculadas com base em 12 átomos de oxigênio, e os resultados serão discutidos mediante as composições dos membros finais das soluções sólidas.

Os diagramas triangulares relacionam os membros finais das soluções sólidas (piropo, almandina,

espersartita e grossulária) nos polos e podem ser utilizados na discriminação das granadas (Figura 3.30). As granadas presentes no gondito possuem a seguinte composição: $Sps_{51-58}-Grs_{17-24}-Alm_{18-22}-Prp_{01-02}-And_{01-02}$, enquanto que as granadas do gnaiss calciossilicático são compostas por $Gr_{50-56}-Alm_{33-37}-Prp_{04}-And_{03-05}-Sps_{02-03}$.

As granadas ricas no componente espersartita, que predominam nos gonditos, são oriundas de rochas metassedimentares, em fácies anfibolito de pressão e temperatura intermediárias. A granada rica no componente grossulária está na transição entre os campos das granditas (grossulária+andradita) e das rochas de alta pressão e temperatura (Figura 3.30-A), e podem ser relacionadas a granadas de rochas metassomáticas ou granulitos de rochas calciossilicáticas de alta temperatura e pressão (Figura 3.30-B). Nos diagramas triangulares apresentados nas Figura 3.30-C e D estas granadas ricas em cálcio estão posicionadas no campo referente aos anfibolitos metamorfisados em fácies anfibolito, que também é verdade, pois a rocha analisada também pode ser classificada como parafibrolito.

A química mineral dos anfibólios e das granadas da amostra 4212-TJ-R-0003 indicam metamorfismo de alta temperatura, contudo diferem dos valores apresentados na amostra 4212-TJ-R-0029 quanto ao grau

metamórfico em que foram equilibrados, sugerindo que estes minerais não representam paragênese em equilíbrio no pico metamórfico da rocha. Portanto, é provável que os anfibólios tenham cristalizado num gradiente metamórfico superior ao das grossulárias, que podem ser produto de reações metamórficas-metassomáticas devido à circulação de fluidos ricos em CO₂ durante o retrometamorfismo, gerando uma

complexa substituição da mineralogia da rocha por epidoto e carbonato em condições de baixo grau. Este metamorfismo regressivo pode explicar a ausência de diopsídio que pode ter sido substituído por granada+carbonato+epidoto, devido ao forte caráter reativo deste tipo de rocha.

Na Figura 3.31 são apresentadas as composições destas granadas nos diagramas ternários utilizando os

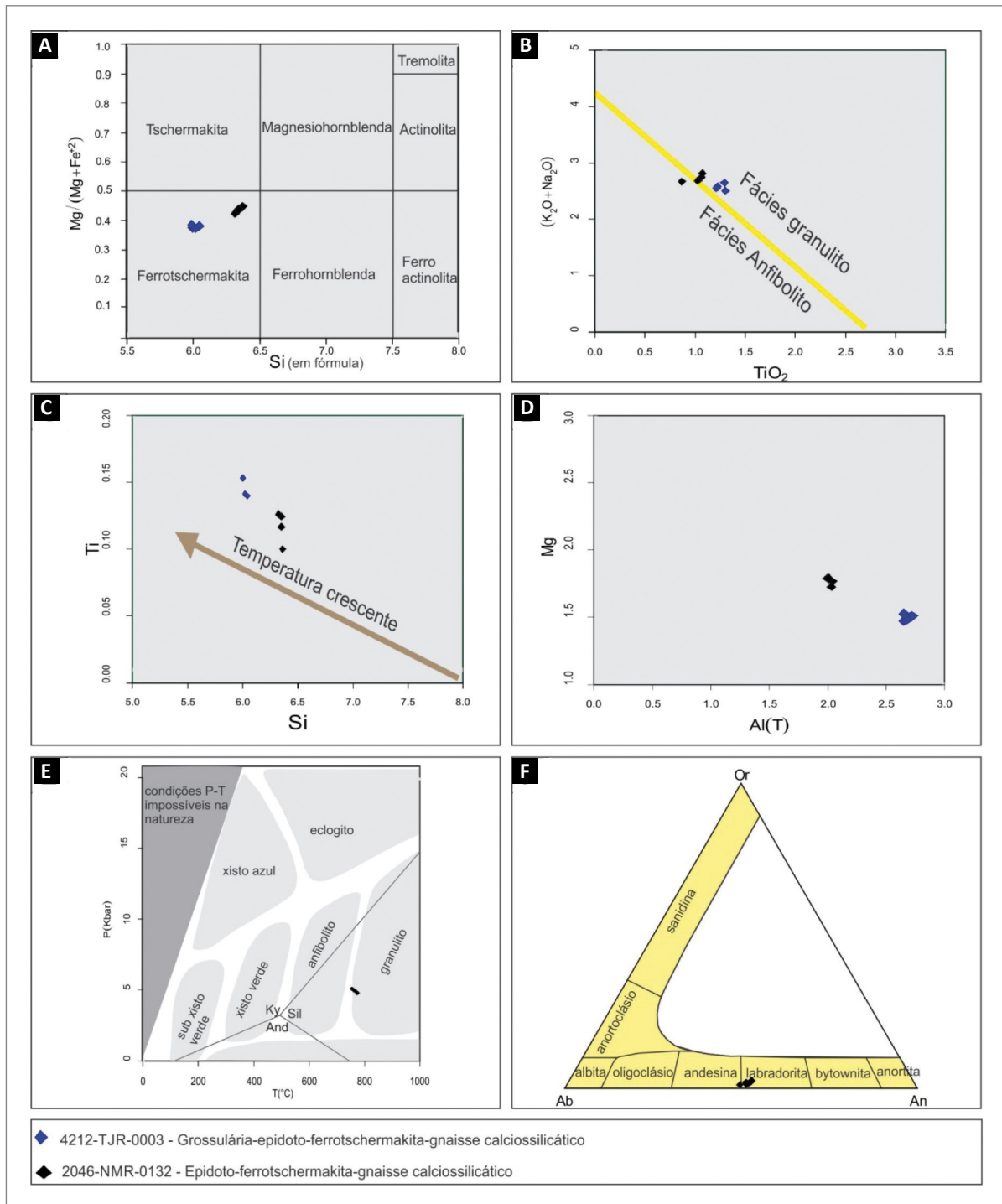


Figura 3.29 - A) Composição e classificação para anfibólios cálcicos (LEAKE *et al.*, 1997); B) K₂O+Na₂O vs TiO₂ (ZAKRUTKIN; GRIGORENKO, 1968); C) Diagrama Ti vs Si em anfibólios (puf) (HYNES, 1982); D) Diagrama Mg vs Al^(T) em anfibólios (puf) (DOOLAN *et al.*, 1978); E) diagrama P-T com os campos dos facies metamórficos (BUCHER; GRAPRES, 2011); F) Diagrama triangular com as proporções moleculares de Or-Ab-An (KING, 1989).

membros finais das soluções sólidas grossulária+andradita+shorlomita, almandina, piropo e espessartita (SUGGATE; HALL, 2013). Estes diagramas podem ser aplicados no estudo dos protólitos.

Para as granadas ricas em grossulária e almandina foi confirmado o protólito calciossilicático e cristalização em fácies anfibolito (Figura 3.31-A), pois a paragênese metamórfica da rocha não é compatível com fácies xisto azul. Este método também indicou que as granadas manganíferas são efetivamente de fácies anfibolito (Figura 3.31-B).

Nas granadas das duas rochas analisadas ocorre um zoneamento interno que é demonstrado pela variação

entre as concentrações dos membros grossulária e almandina, porém nas granadas ricas em Mn este zoneamento também ocorre entre os componentes almandina e espessartita, e está relacionado com o reequilíbrio do mineral durante o resfriamento da rocha.

3.7.8. Litoquímica

Por ser a unidade de maior expressão em área e por conter litotipos variados, desde rochas de protólito químico a rochas psamíticas, com parafibrolitos, foram selecionadas vinte e nove amostras para análise litoquímica (Tabela 3.6). As amostras foram agrupadas

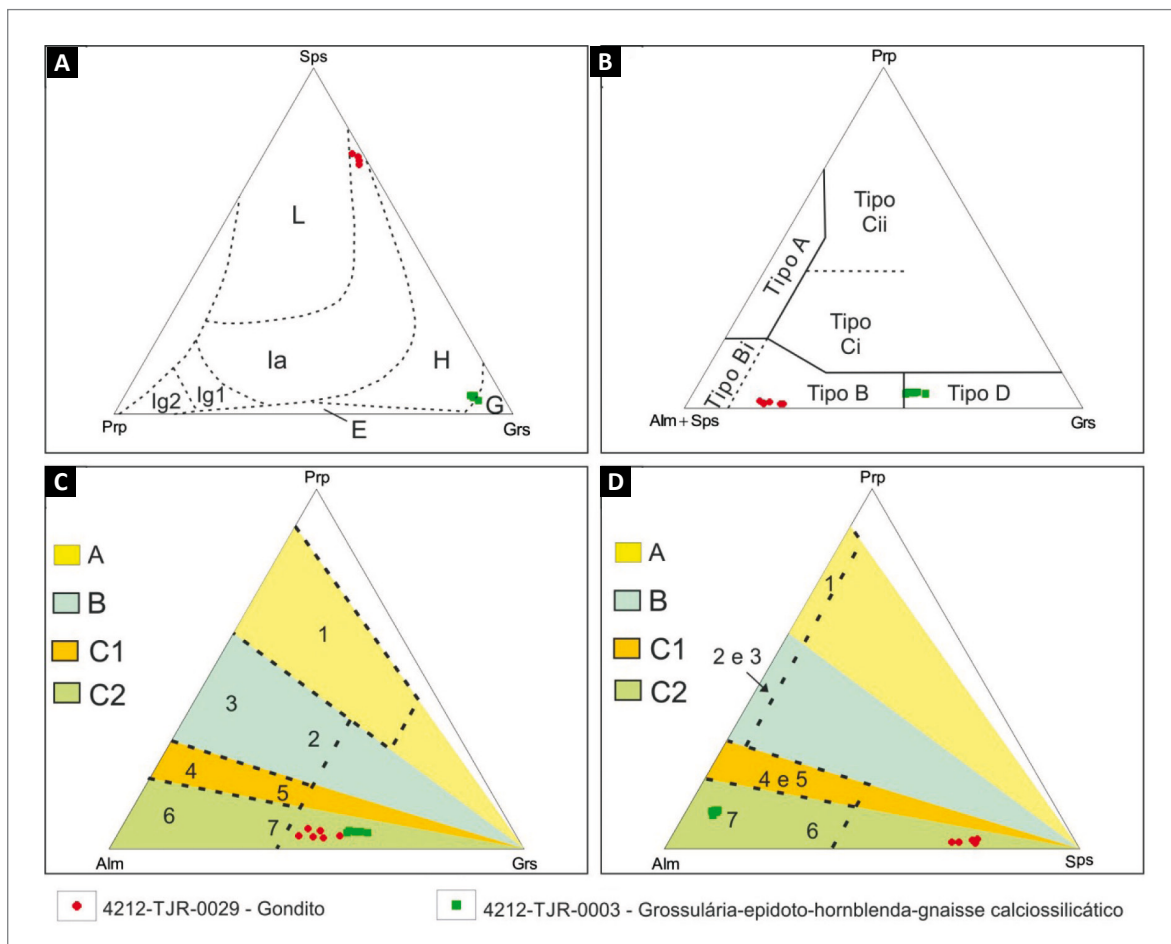


Figura 3.30 - Diagramas ternários para discriminação de granada, usando as proporções moleculares entre os membros finais piropo (Prp), almandina (Alm), espessartita (Sps) e grossulária (Grs) nos polos. (A) Diagrama Prp - Alm - Spr (TERAOKA *et al.*, 1997; TERAOKA; SUZUKI; KAWAKAMI, 1998). L - baixa P-T, (Ia) intermediária P-T (até fácies anfibolito), H - alta P-T, lg1, lg2 - intermediária P-T (fácies granulite), E - eclogito, G - granada-grandita; (B) Diagrama Prp - Alm+Sps - Grs (TURNER; MORTON, 2007), Tipo-A: principalmente metassedimentos de fácies granulito, charnoquitos e rochas ígneas máficas a intermediárias, Tipo-B: rochas metassedimentares de fácies anfibolito, Tipo-Bi: rochas ígneas intermediárias a félsicas, Tipo-Ci: principalmente rochas máfica de alto grau, Tipo-Cii: ultramáficas com alto magnésio, Tipo-D: rochas metassomáticas, rochas de baixo grau metamórfico e granulitos calciossilicáticos de ultra alta temperatura; (C) Diagrama Prp - Alm - Spr (AUBRECHT *et al.*, 2009). A: granadas de rochas de alta pressão (HP) a ultra alta pressão (UHP), B: granadas de rochas de fácies eclogito e granulito, C1: inclui granadas de granadas de fácies anfibolito superior a granulito, C2: inclui granadas de rochas em fácies anfibolito, mas também inclui granadas de muitas outras rochas como xisto azul, skarns, serpentinitos e rochas ígneas. 1-granadas derivados de eclogites de UHP ou granada de peridotitos, 2-granadas de eclogitos de HP e granulitos máficos de HP, 3 - granadas de granulitos félsicos e intermediários, 4 - granadas de gnaisses de transição entre o facies granulito e anfibólito, 5 - granadas dos anfibólitos transicionais ao metamorfismo de fácies granulito e anfibolito, 6 - granadas de gnaisses de fácies anfibolito, 7 - granadas de rochas metamorfasadas em fácies anfibolito. (D) diagrama Prp - Alm - Spr (AUBRECHT *et al.*, 2009).

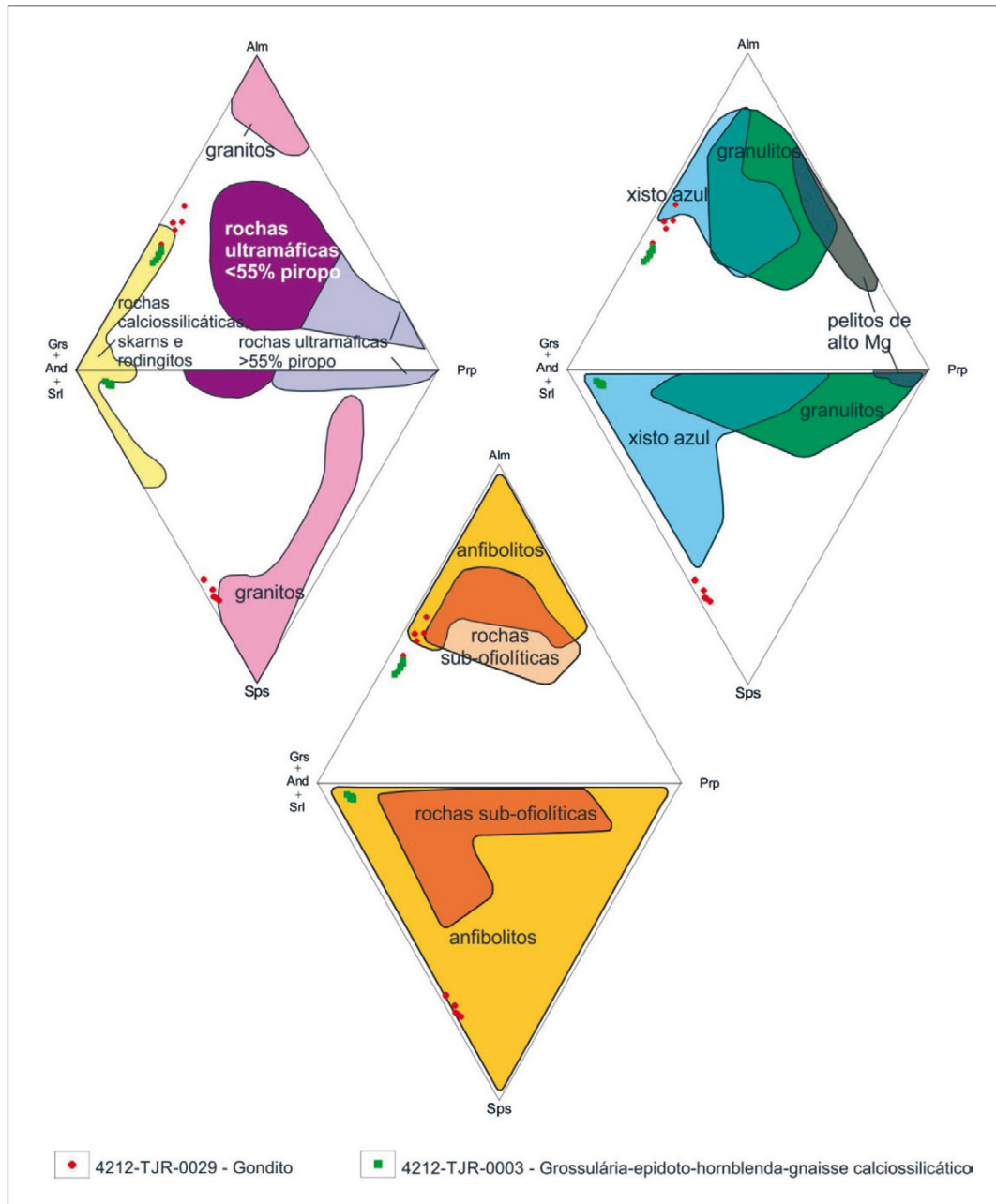


Figura 3.31 - Diagramas ternários para proveniência de granadas, usando membros finais grossulária + andradite + schorlomita, almandina, piropo e essartita, mostrando subáreas características de granadas com diferentes protolitos (SUGGATE; HALL, 2013). (A) rochas ultramáficas (peridotitos, eclogitos e kimberlitos), granitos, rochas calciossilicáticas, *skarns* e rodingites (B) Granulitos, metapelitos de alto Mg em fácies granulito e xistos azuis. (C) Anfibolitos e rochas sub-ofiolíticas metamáfica.

como pertencentes às unidades Paragnaises, Ferro-manganesíferas, Gnaisses Calciossilicáticos e Psamo-pelítica margosa. Estas rochas estão metamorfasadas em fácies anfibolito alto podendo localmente alcançar fácies granulito. Compõem a população amostral dezoito amostras deste projeto (prefixo 4308), seis amostras do Projeto Metalogenia do Bloco Sudeste de Rondônia (prefixo 4212) e três amostras do Projeto Guaporé (prefixo 2046).

Os valores de SiO₂ encontrados variam de 52 a 80% para a unidade Ferro-Manganesífera, de 44 a 59%

para os Gnaisses Calciossilicáticos, de 50 a 76% para os Paragnaises, de 69 a 93% para os paragnaises da Psamo-pelítica margosa e de 50 a 60% para os parafibolitos da mesma unidade.

O diagrama de Roser e Korsch (1986a) indica que o Complexo Colorado recebeu contribuição de sedimentos máficos, félsicos e quartzosos, o que corrobora a sua variedade litológica (Figura 3.32-A). O diagrama triangular de La-Th-Sc (BHATIA; CROOK, 1986) sugere que à exceção dos paragnaises que são de fontes graníticas e intermediárias, as demais rochas analisadas possuem grande

Tabela 3.6 - Resultado das análises litoquímicas do Complexo Colorado.

MP1co - COMPLEXO COLORADO										
ELEMENTO	FERRO-MANGANESÍFERA				GNAISSE CALCIOSSILICÁTICO					
	4212-LW-R-0040	4308-WN-R-0020	4308-TJ-R-0124B	4308-TJ-R-0140C	2046-NM-R-0132A	2046-NM-R-0132B	4212-GN-R-0014	2046-NM-R-0132C	4212-TJ-R-0003	4308-CE-R-0052A
SiO ₂ (% wt)	80,9	69,8	52,3	69,8	51,7	49,5	59,4	46,5	44,4	46,2
Al ₂ O ₃	0,17	0,2	6,39	14,5	16,5	16,5	15,4	14,3	15,7	15,8
Fe ₂ O ₃	16	31,4	28,8	4,78	9,23	11,2	6,27	10,4	12,4	13,2
MgO	0,2	0,2	2,78	1,5	4,99	5,93	3,18	6,57	6,57	8,63
CaO	2,48	0,04	4,7	1,49	13,1	12,6	10,7	20,5	16,9	10,9
Na ₂ O	0,2	0,2	0,14	4,42	3,05	3,05	2,9	0,31	1,05	2,75
K ₂ O	0,01	0,005	0,07	0,38	0,71	0,75	0,45	0,11	0,6	0,12
MnO	0,04	0,03	4,8	0,06	0,18	0,19	0,22	0,28	0,21	0,19
TiO ₂	0,02	0,005	0,26	0,33	0,63	0,64	0,43	0,49	1,46	1,41
P ₂ O ₅	0,034	0,011	0,485	0,069	0,139	0,146	0,179	0,15	0,126	0,09
BaO	0,005	0,005	0,08	0,005	0,005	0,005	0,03	0,05	0,01	0,02
Cr ₂ O ₃	0,005	0,01	0,005	0,005	0,01	0,01	0,005	0,04	0,03	0,03
Nb ₂ O ₅	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025
FeO	3,02	5,43	1,93	2,05	2,19	2,03	1,58	0,9	2,46	3,6
LOI	0,03	0,005	0,12	1,99	0,71	0,57	0,73	1,58	1,08	0,87
Soma	99,92	101,67	100,87	97,40	100,30	100,58	99,22	99,75	99,51	99,39
Ba (ppm)	11	6	102	212	138	129	369	32	67	25
Rb	0,8	<0,2	8,2	16,3	11,1	7,1	5,4	7,2	22,5	2,7
Co	1,2	7,4	76,6	4,1	32,3	37,5	14	31,4	51,4	53,5
Ni	7	17	44	7	62	57	19	51	114	95
Cu	9	34	142	24	75	29	10	108	28	10
Ti	0,005	0,27	0,14	0,18	0,35	0,37	0,23	N.A.	0,55	0,74
P	90	628	1781	198	436	520	647	N.A.	421	317
Sc	0,25	67,8	11,2	11,6	41,1	44,8	15,5	N.A.	49,8	63,8
V	17	250	105	16	209	250	84	N.A.	159	233
Cr	4	67	16	3	30	33	5	N.A.	70	66
Zn	14	63	68	27	78	91	71	N.A.	75	67
Pb	0,5	2,2	2,9	3	3,3	3,3	5,1	N.A.	2,2	1,6
Nb	0,3	0,025	2,26	3,5	1,16	0,99	3,59	0,5	0,23	0,025
Hf	0,1	0,025	1,31	4,17	0,88	0,81	1,85	0,4	2	2,04
Ta	0,13	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025
Th	1,7	0,2	0,5	1,3	0,3	0,2	1,2	1	0,2	0,2
U	0,08	0,66	0,69	1,38	0,34	0,28	0,78	0,83	0,11	0,06
Y	11,39	1,9	68,75	28,43	13,37	13,49	14,66	9,2	29,72	29,25
Zr	0,25	13,9	42,7	118,9	47,9	45,1	97,6	19,9	87,6	73,3
La	9,4	4,6	32,5	10,6	12,6	13,2	25,1	7,3	7,2	3,3
Ce	7	2,2	73,3	27,1	15,6	15,7	35,5	11	9,7	7,1
Pr	2,21	0,24	10,17	4,99	2	1,97	4,18	1,57	1,69	1,3
Nd	9,2	0,4	50,8	27,1	8,6	8,4	16,3	6,6	9,5	8,1
Sm	1,9	0,2	13,8	9,9	2	2	3,3	1,8	3,5	3
Eu	0,45	0,13	3,57	2,74	0,72	0,68	0,86	0,61	1,35	1,3
Gd	2,15	0,32	34,37	25,57	2,39	2,35	3,09	1,86	5,1	4,71
Tb	0,3	0,025	4,28	3,15	0,39	0,37	0,45	0,26	0,89	0,79
Dy	1,92	0,31	15,5	9,66	2,34	2,31	2,62	1,61	5,75	5,16
Ho	0,42	0,05	3,14	1,95	0,51	0,51	0,53	0,33	1,22	1,11
Er	1,28	0,2	9,2	5,62	1,45	1,46	1,62	0,99	3,47	3,37
Tm	0,19	0,025	1,34	1	0,23	0,23	0,26	0,15	0,5	0,48
Yb	1,2	0,2	10,9	9,4	1,5	1,4	1,7	0,9	3,2	3
Lu	0,17	0,025	1,35	1,1	0,21	0,21	0,25	0,14	0,47	0,47

Tabela 3.6- Resultado das análises litoquímicas do Complexo Colorado (continuação).

MP1co - COMPLEXO COLORADO										
ELEMENTO	PARAGNAISSE				PSAMO-PELÍTICA MARGOSA					
	4212-AD-R-0006	4212-GN-R-0009B	4212-GS-R-0006	4308-CE-R-0003	4308-CE-R-0014	4308-CE-R-0026A	4308-CE-R-0049A	4308-GS-R-0104A	4308-TJ-R-0109B	4308-TJ-R-0124A
SiO ₂ (% wt)	68,4	76,3	50	65,3	45,6	69,7	50	75,5	74	45,5
Al ₂ O ₃	15,7	12,8	15,2	16,9	18	14,6	14,9	14,2	13,9	8,16
Fe ₂ O ₃	4,45	1,58	11	6,78	11,1	5,46	13	2,19	1,81	11,7
MgO	0,91	0,15	7,32	1,42	7,45	1,35	8,04	0,66	0,5	22,7
CaO	2,55	0,52	11,1	0,13	14	4,75	10,5	3,71	2,52	5,3
Na ₂ O	3,7	3,14	2,26	0,15	2,24	3,9	1,86	4,6	4,81	0,33
K ₂ O	3,2	4,56	1,45	4,09	0,23	0,52	0,28	0,15	0,37	0,03
MnO	0,04	0,03	0,18	0,07	0,17	0,11	0,21	0,05	0,01	0,15
TiO ₂	0,63	0,08	0,93	0,78	1,21	0,33	0,49	0,31	0,19	0,62
P ₂ O ₅	0,203	0,027	0,125	0,051	0,076	0,107	0,08	0,087	0,037	0,062
BaO	0,17	0,06	0,13	0,13	0,04	0,005	0,02	0,04	0,02	0,005
Cr ₂ O ₃	0,005	0,005	0,02	0,02	0,04	0,005	0,04	0,005	0,005	0,31
Nb ₂ O ₅	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025
FeO	3,74	1,01	1,24	1,04	1,4	2,14	2,66	0,9	0,88	2,84
LOI	0,53	0,46	1,27	4,2	0,97	0,08	1,42	0,12	0,82	5,26
Soma	100,01	99,31	99,77	95,87	100,21	100,90	99,47	101,56	98,23	94,92
Ba (ppm)	1631	591	850	1147	63	258	58	144	263	19
Rb	54,5	189	48	137,9	6,9	8,3	5,3	1,6	4,6	0,6
Co	6,3	1	40,3	12,6	48,7	7,6	42,8	2,2	1,6	73,3
Ni	11	8	62	25	150	9	63	2,5	10	766
Cu	12	2,5	2,5	44	30	17	187	8	7	29
Ti	0,34	0,03	0,49	0,37	0,69	0,18	0,26	0,17	0,1	0,35
P	583	2,5	478	108	257	376	283	163	63	160
Sc	4	2,2	51,3	15,9	45	11,7	68,6	8,7	6,9	24,2
V	44	7	207	103	214	70	298	22	21	103
Cr	7	5	53	30	116	16	90	9	5	500
Zn	88	20	87	78	68	42	65	18	10	74
Pb	8,8	18,2	3,7	7,3	0,9	3,7	2,2	1,7	1,9	3,9
Nb	3,94	5,84	1,62	15,24	4,14	4,25	0,025	3,31	2,22	0,31
Hf	7,39	2,97	2,37	7,73	1,65	1,71	0,15	2,52	2,09	0,98
Ta	0,025	0,58	0,025	0,47	0,2	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025
Th	4,5	8,7	3,6	14,7	0,3	0,9	0,2	1,1	0,6	0,2
U	0,49	4,73	0,55	2,62	0,15	0,39	0,1	0,34	0,68	0,14
Y	10,68	19,79	22,78	32,45	24,2	14,37	5,71	15,45	66,48	30,93
Zr	372,7	97,3	77,5	287,7	46,2	55	14	90,7	67,1	32,9
La	61,8	14,7	16	34,1	0,9	5,8	2,9	8	30,7	3,7
Ce	112,5	30,6	27,5	92,4	3,6	14,2	6,6	18,7	21	2,9
Pr	12,23	3,59	3,49	7,92	0,91	2,45	1	2,64	11,33	2,12
Nd	42,1	12,8	15,2	31,8	5,7	11	5,1	11,1	54,3	12,4
Sm	6,3	3,2	3,8	7	2,9	3,2	1,2	2,9	14,2	4,7
Eu	1,49	0,56	1,17	1,43	1,27	1,22	0,41	0,88	3,94	1,09
Gd	4,58	3,41	4,49	8,41	4,79	5,32	1,18	3,3	30	9,42
Tb	0,52	0,56	0,7	1,19	0,84	0,72	0,17	0,51	4,01	1,35
Dy	2,26	3,49	4,35	6,49	5,42	3,14	1,07	2,96	15,3	6,97
Ho	0,39	0,71	0,87	1,33	1,11	0,64	0,19	0,64	3,2	1,43
Er	1	2,13	2,54	4,39	3,32	2,07	0,68	1,97	9,85	4,25
Tm	0,13	0,31	0,38	0,65	0,49	0,3	0,08	0,3	1,56	0,63
Yb	0,8	2,1	2,4	5,1	3,7	2,6	0,6	2,1	13	4,9
Lu	0,11	0,3	0,34	0,74	0,49	0,34	0,1	0,32	1,78	0,63

Tabela 3.6- Resultado das análises litoquímicas do Complexo Colorado (continuação).

MP1co - COMPLEXO COLORADO								
PSAMO-PELÍTICA MARGOSA								
ELEMENTO	4308-TJ-R-0134B	4308-TJ-R-0139C	4308-TJ-R-0149	4308-TJ-R-0165	4308-WN-R-0011A	4308-WN-R-0011D	4308-WN-R-0012A	4308-WN-R-0012C
SiO ₂ (% wt)	55	93,8	71,2	51,3	42,5	91,6	51,2	60,7
Al ₂ O ₃	13,6	2,58	14,5	14,1	5,48	0,9	17,3	17,2
Fe ₂ O ₃	13,4	1,99	4,13	12,9	42,6	6,39	9,63	8,24
MgO	4,44	0,78	0,9	6,25	1,16	0,2	5,49	2,13
CaO	9,4	0,48	1,32	9,51	1,67	0,06	10,1	3,68
Na ₂ O	2,49	0,84	4,93	2,51	0,2	0,2	3,28	3,38
K ₂ O	0,26	0,19	1,57	0,72	0,03	0,03	2,15	1,93
MnO	0,22	0,04	0,05	0,17	3,3	0,48	0,18	0,13
TiO ₂	0,78	0,07	0,31	1,37	0,21	0,02	0,96	0,84
P ₂ O ₅	0,09	0,043	0,037	0,142	0,491	0,08	0,134	0,14
BaO	0,02	0,005	0,05	0,05	0,08	0,04	0,05	0,08
Cr ₂ O ₃	0,005	0,005	0,005	0,01	0,005	0,01	0,02	0,005
Nb ₂ O ₅	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025
FeO	4,14	1,33	2,07	1,63	1,39	0,77	1,7	6,1
LOI	1,35	0,29	0,94	1,45	3,07	0,92	1,3	1,28
Soma	99,76	100,88	99,06	99,08	97,68	99,86	100,54	98,51
Ba (ppm)	64	71	1015	185	827	233	397	602
Rb	6,4	7,7	68,1	21	0,5	<0,2	52,2	61,9
Co	25,1	2,6	2,3	41,8	50	12,1	34,2	22,1
Ni	29	8	8	63	20	6	44	30
Cu	56	8	16	162	113	53	38	58
Ti	0,44	0,04	0,16	0,7	0,1	0,005	0,5	0,48
P	426	101	146	706	1732	283	617	602
Sc	35,1	2,7	11,6	50,7	8,3	1,2	43,8	56,4
V	269	10	12	335	80	14	209	110
Cr	6	6	5	23	16	6	18	38
Zn	122	19	18	78	325	43	75	109
Pb	1,4	1,7	3,3	3,3	5,9	2,3	4,5	9,2
Nb	0,025	0,025	2,76	3,34	0,025	0,025	0,025	0,025
Hf	0,55	0,15	3,37	2,38	0,025	0,025	1,08	3,41
Ta	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025	0,025
Th	0,2	0,2	1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
U	0,11	0,06	0,71	0,55	0,98	0,13	0,56	1,45
Y	11,13	1,91	28,24	27,81	152,04	9,05	28,36	30,68
Zr	15,3	6,4	84,2	106,2	43	37	93	187,1
La	2,8	1,3	7,7	15,8	31,5	5,2	16,4	19,7
Ce	5,1	3,1	19,7	25,9	68	13,1	21,3	45,4
Pr	1,01	0,52	4,08	3,76	10,12	1,37	3,19	6,05
Nd	5,5	1,9	23,4	16,3	46,7	4,9	14,4	24,3
Sm	2,4	0,7	10,4	4,5	11,4	1,2	4,2	5,4
Eu	1,12	0,33	5,23	1,47	3,63	0,37	1,41	1,6
Gd	5,9	2,38	32,69	5,39	16,82	1,46	5,09	5,64
Tb	0,79	0,28	3,88	0,86	2,91	0,24	0,78	0,86
Dy	3,09	0,66	10,63	5,56	19,34	1,53	5,21	5,53
Ho	0,66	0,11	2,17	1,1	4,5	0,33	1,1	1,15
Er	1,81	0,39	6,48	3,34	13,78	0,95	3,27	3,79
Tm	0,31	0,06	1,06	0,47	1,94	0,15	0,46	0,61
Yb	2,8	0,6	10,4	3	12,1	1	3,1	4,2
Lu	0,38	0,08	1,21	0,43	1,82	0,12	0,43	0,61

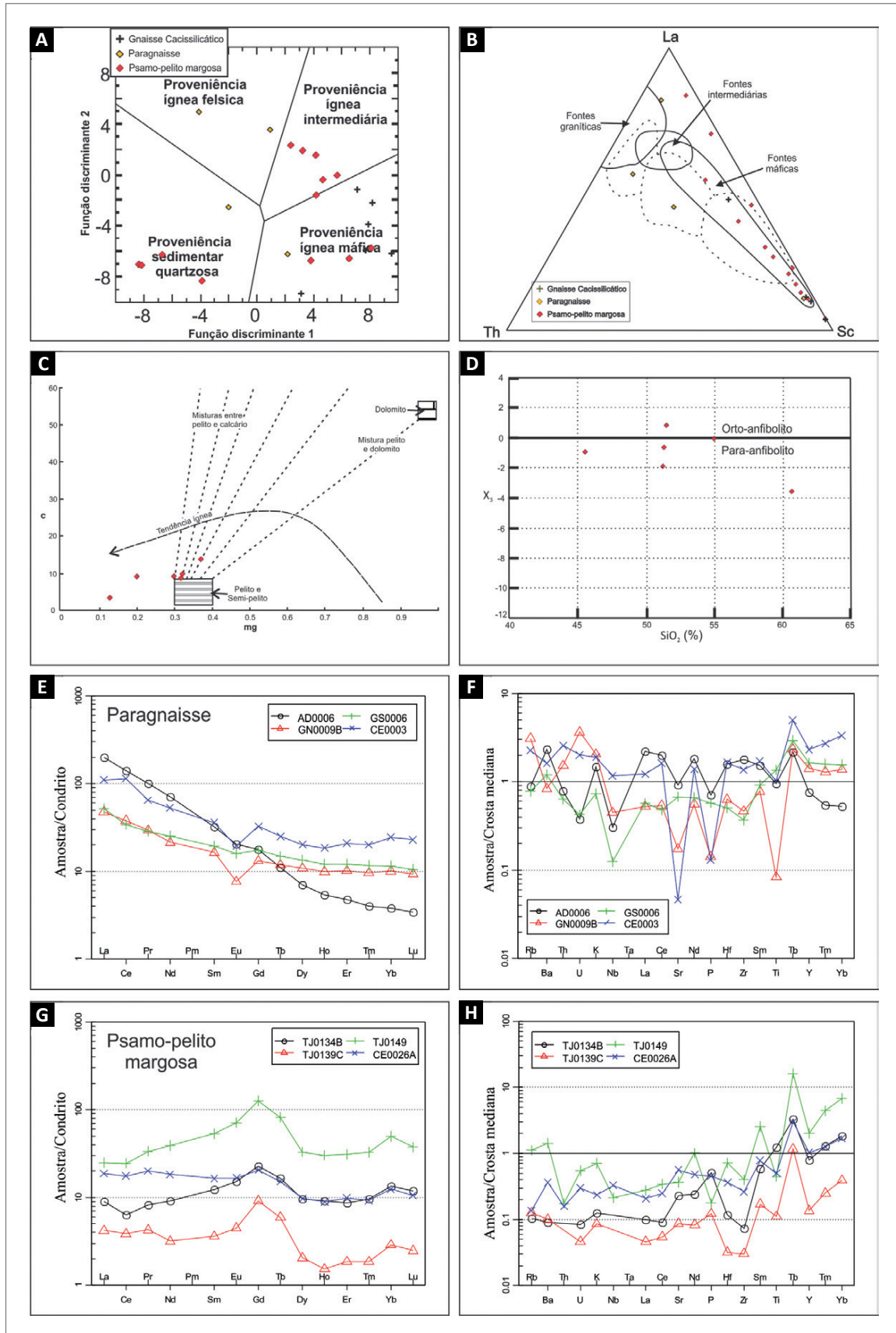


Figura 3.32 - A) Proveniência sedimentar baseada na função multivariada de elementos maiores (ROSER; KORSCH, 1986b); B) Diagrama ternário La-Th-Sc de fonte dos protólitos sedimentares (BHATIA; CROOK, 1986); C) Diagrama dos parâmetros de Niggli com campos de composição de pelitos, dolomiticos, calcários e rochas mistas (LEAKE, 1964); D) Diagrama de SiO₂ (%) versus função discriminante X₃ (SHAW; KUDO, 1965); E), F), G) e H) Aranhogramas normalizados ao condrito (BOYNTON, 1984) e Crosta média (WEAVER; TARNEY, 1984).

contribuição de sedimentos máficos, concentrando-se próximo ao polo enriquecido em Sc (Figura 3.32-B).

Seis anfibólitos da unidade Psamo-pelítica margosa foram analisados para verificar a origem do protólito. No diagrama de Leake (1964), estas amostras agruparam-se entre o campo do pelito ou semi-pelito e dos calcários, fora do *trend* ígneo (Figura 3.32-C). Através da análise multivariada de Shaw e Kudo (1965), pode-se observar que à excessão da amostra 4308-TJ-R-0134B, todas as demais acusam protólito paraderivado, possivelmente metamargas (Figura 3.32-D).

Através das análises de elementos traço é possível distinguir os metapsamitos das unidades Paragneisse e Psamo-pelítica margosa. Quando normalizadas para o condrito de Boynton (1984), as rochas da unidade Paragneisse apresentam enriquecimento em ETR-L em relação aos ETR-P e amostras com anomalia negativa de Eu, similar ao encontrado nos granitos da Suíte Pindaituba. Os metapsamitos da unidade Psamo-pelítica margosa apresentam um enriquecimento relativo em Gd e Yb e não se nota fracionamento claro entre os ETR. As distinções se mantêm mesmo com elementos normalizados à Crosta Média (WEAVER; TARNEY, 1984) (Figura 3.32 E,F,G e H).

3.7.9. Geocronologia

O paragneisse do afloramento 4308-GS-0179 foi analisado para estudo de proveniência de zircão. Ao todo foram analisados 76 pontos em cristais no geral arredondados, alguns com borda de sobrecrecimento e bastante fraturados. O histograma e diagrama de probabilidade (Figura 3.33) apresenta idades variando desde o Arqueano (2581 Ma) até o Ectasiano (1376 Ma), porém a maioria das idades varia entre 1700 a 1720 Ma, com uma população de vinte e dois zircões somados em duas

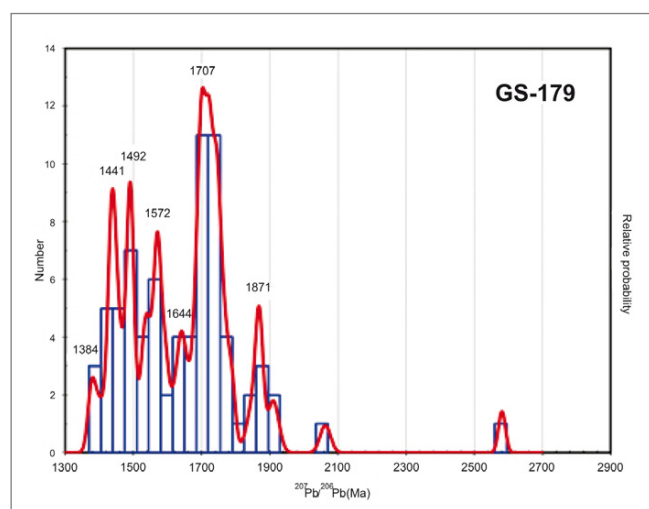


Figura 3.33 - Diagrama de probabilidade relativa e histograma de idades Pb/Pb em zircão de paragneisse do Complexo Colorado, amostra 4308-GS-R-0179.

classes. Esta informação permite interpretar que houve contribuição importante de zircões do final do Paleoproterozoico para a constituição do Complexo Colorado. Foram encontrados três zircões de idade próxima a 1384 Ma, que é uma estimativa da idade máxima de deposição dos sedimentos que geraram as rochas deste complexo.

3.7.10. - Características geofísicas

Esta unidade possui grande variedade de litotipos e grande extensão pela área de pesquisa, esse fato também relacionado a domínios estruturais distintos. No mapa magnético é observado *background* médio de 0,01 nT, na periferia dos domínios magnéticos de alta amplitude. Nos mapas gamaespectrométricos esta unidade possui alta concentração nos canais de potássio, tório e urânio, que no mapa RGB apresentam cores variando de tons vermelhos. A unidade metapelítica destaca-se na variação de tons na cor branca. Formações ferríferas bandadas também possuem anomalias com baixa concentração dos radioelementos.

3.8. SUÍTE ANDREAZZA (MP1δα)

3.8.1. Aspectos gerais

Neste trabalho, esta nomenclatura é empregada somente para se referir às rochas máfico-ultramáficas de natureza intrusiva e pouco deformadas situadas principalmente nas propriedades da Fazenda Andreazza, município de Corumbiara. Os critérios utilizados para distinção foram discutidos no tópico 3.4.1.

Os afloramentos consistem principalmente de matações *in situ* e blocos rolados dispersos em uma região de relevo colinoso. As rochas geralmente encontram-se preservadas do intemperismo e, quando alteradas, mostram uma “capa” cor vermelha muito intensa.

Esta unidade está localizada na porção central da Folha Rio Tanaru, na região noroeste da área mapeada. Corresponde a uma intrusão máfico-ultramáfica com evidências de estratificação, marcada por zoneamento que subdivide o corpo em dois grandes compartimentos: ao norte predominam rochas ultramáficas, como ortopiroxenitos, websteritos e tremolitos, e ao sul predominam rochas máficas, como gabros, gabronoritos e hornblenda gabros (Figura 3.34). As texturas cumuláticas são frequentes, estão presentes tanto nas rochas máficas quanto nas ultramáficas, como evidências da formação de cumulos ígneos.

As relações de campo indicam que a Suíte Andreazza é intrusiva nos gnaisses calciossilicáticos, paragneisses anfibólíticos e diatexitos da Formação Fazenda Livramento. Localmente ocorrem xenólitos da rocha encaixante (gnaisse anfibólítico diatexito) em escala de afloramento.

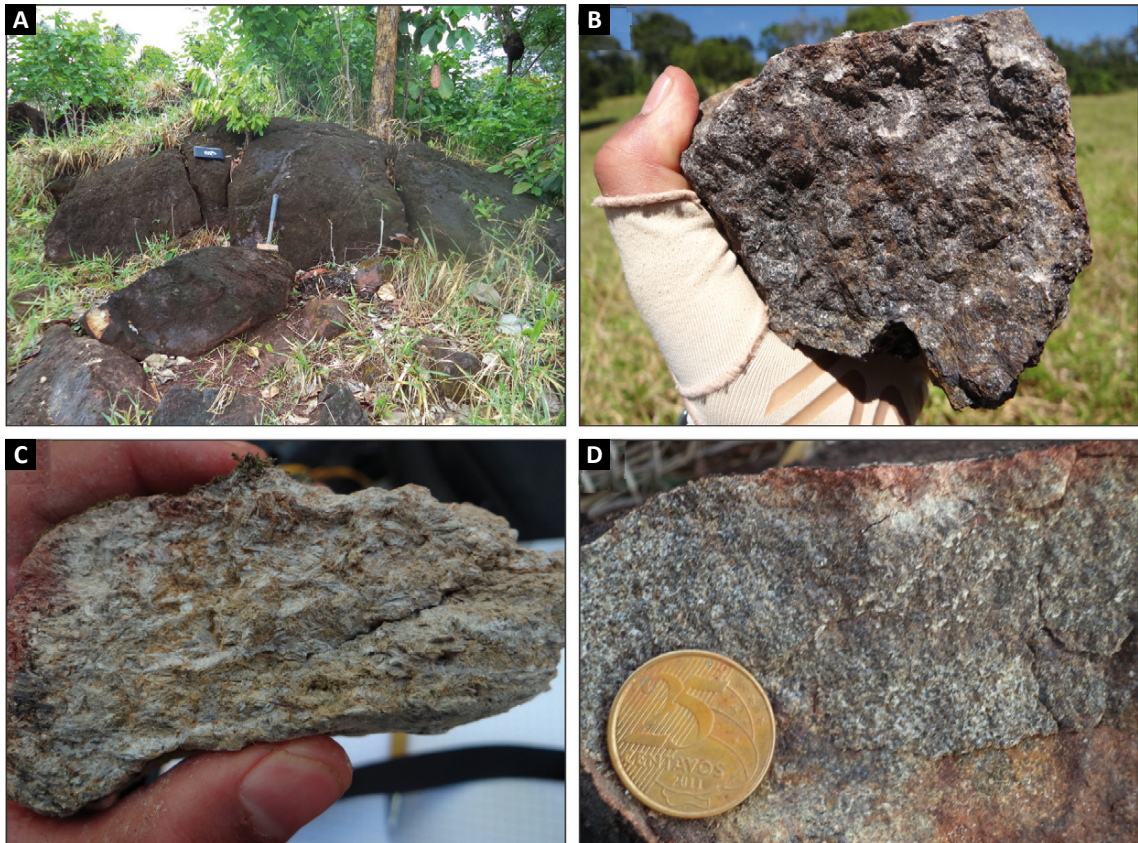


Figura 3.34 - Afloramento típico desta unidade, como blocos deslocados ou *in situ* associados a variação de relevo; B) Amostra de ortopiroxenito de textura grossa com cristais cumuláticos de enstatita de até dois centímetros; C) Tremolitito com serpentina ou talco mostrando rara trama planar; D) Gabro fino com óiocristais de plagioclásio visíveis a olho nu.

3.8.2. Unidade Piroxenito (MP1δap)

No domínio das rochas ultramáficas predominam ortopiroxenitos e websteritos fino a médios, apresentando textura adcumulática a ortocumulática. Nestas rochas o ortopiroxênio que compõe a fase de cúmulo é a enstatita que ocorre com oikocristais de clinopiroxênio, poucos cristais de espinélios cumulático e raro plagioclásio intercúmulo. Localmente podem conter pequenas quantidades de tremolita metamórfica. Associado com o domínio das rochas ultramáficas também ocorrem corredores estruturais onde os piroxenitos são hidratados e transformados em tremolititos.

3.8.3. Unidade Gabro (MP1δag)

No domínio das rochas máficas ocorre uma variedade de gabros, gabro noritos e noritos, com variação do índice de cor e granulação. Nestas rochas são verificados cumulatos de enstatita em matriz poiquilítica de plagioclásio (textura heteroadcumulática) e nas porções mais evoluídas ocorrem cumulatos de plagioclásio.

3.8.4. Petrografia

A Suíte Andreazza corresponde a uma intrusão máfica-ultramáfica com evidências de estratificação ígnea marcada por zoneamento que subdivide o corpo em dois grandes compartimentos, aqui denominado previamente de zonas, conforme a terminologia de (IRVINE, 1982). Na Zona Norte do corpo predominam rochas ultramáficas, e a Zona Sul é predominantemente formada por rochas máficas. As texturas cumuláticas são frequentes e estão presentes tanto nas rochas máficas quanto nas ultramáficas. Representam evidências da formação de cumulatos ígneos que estão relacionados com uma intrusão máfica-ultramáfica estratificada.

A zona ultramáfica aflorante é representada por ortopiroxênitos e websterito ortocumulato finos a médios constituídos essencialmente por ortopiroxênio subdiomórficos na fase cúmulo e oikocristais de clinopiroxênio na fase intercúmulo ocupando sítios intersticiais (Figura 3.35). A zona máfica é composta por gabros e noritos de granulação fina a média, e que frequentemente apresentam cristais de orto e clinopiroxênio na fase cúmulo envolvidos por matriz de plagioclásio poiquilítico (Figura 3.35-B). Em muitos casos a relação de contato entre

os minerais de cumulo é lobado devido à acomodação gravitacional em estado sub-sólidos que pode estar associada a um crescimento pós cúmulo.

Em muitas rochas as microtexturas de deformação são praticamente inexistentes, principalmente na zona ultramáfica onde as litologias são mais competentes e oferecem maior resistência, mas em muitos gabros a matriz de plagioclásios apresenta feições de deformação associada à uralitização dos piroxênios para formar anfibólios em coroas de reação discreta e também na forma de porfiroblastos xenoblásticos com textura em peneira. Este processo é resultado a hidratação dos piroxênios devido à percolação fluidos tardi a pós-magmáticos responsáveis pela formação dos hornblenda gabros (Figura 3.35-C).

Nas rochas ultramáficas esta fase de metamorfismo hidrotermal de baixo grau altera toda a mineralogia primária para formar tremolititos e tremolita-talco-serpentinito que eventualmente contém núcleos de piroxênio relicto (Figura 3.35-D). Estas faixas metamórficas estão concentradas ao longo de zonas de fratura ou em contatos estratigráficos, enquanto que as zonas maciças permanecem preservadas devido à baixa difusão de fluido.

Na faixa de transição entre zona máfica e ultramáfica estão presentes alguns corpos delgados e aparentemente

tabulares de cumulatos de óxidos magmáticos, classificados como magnetitos, com matriz silicática subordinada e com forte assinatura magnética. Nestes cumulatos de óxidos foram identificadas predominantemente magnetitas, ilmenitas, frações de cromita e traços de sulfetos de Fe-Ni, uma associação incomum para o mesmo horizonte magmático. Portanto são necessários mais estudos petrogenéticos para caracterização destes cumulatos de óxidos.

Os aspectos petrográficos e as evidências de campo permitem afirmar que esta intrusão máfico-ultramáfica estratiforme é produto de cristalização fracionada de um magma basáltico, com características de colocação intraplaca, durante uma relativa estabilidade tectônica para favorecer a formação de estratificação ígnea.

As associações litológicas identificadas indicam a segregação magmática de ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio e espinélio. A formação de cumulatos de magnetita e ilmenita, associados a gabros e piroxenitos desprovidos de olivina, são evidências de que a porção aflorante do complexo corresponde a um domínio formado por rochas cristalizadas a partir de um magma básico já fracionado em condições oxidantes e permite afirmar que a zona basal do complexo não é aflorante.

Curiosamente esta intrusão estratiforme está encaixada em rochas metamórficas de médio a alto grau, com

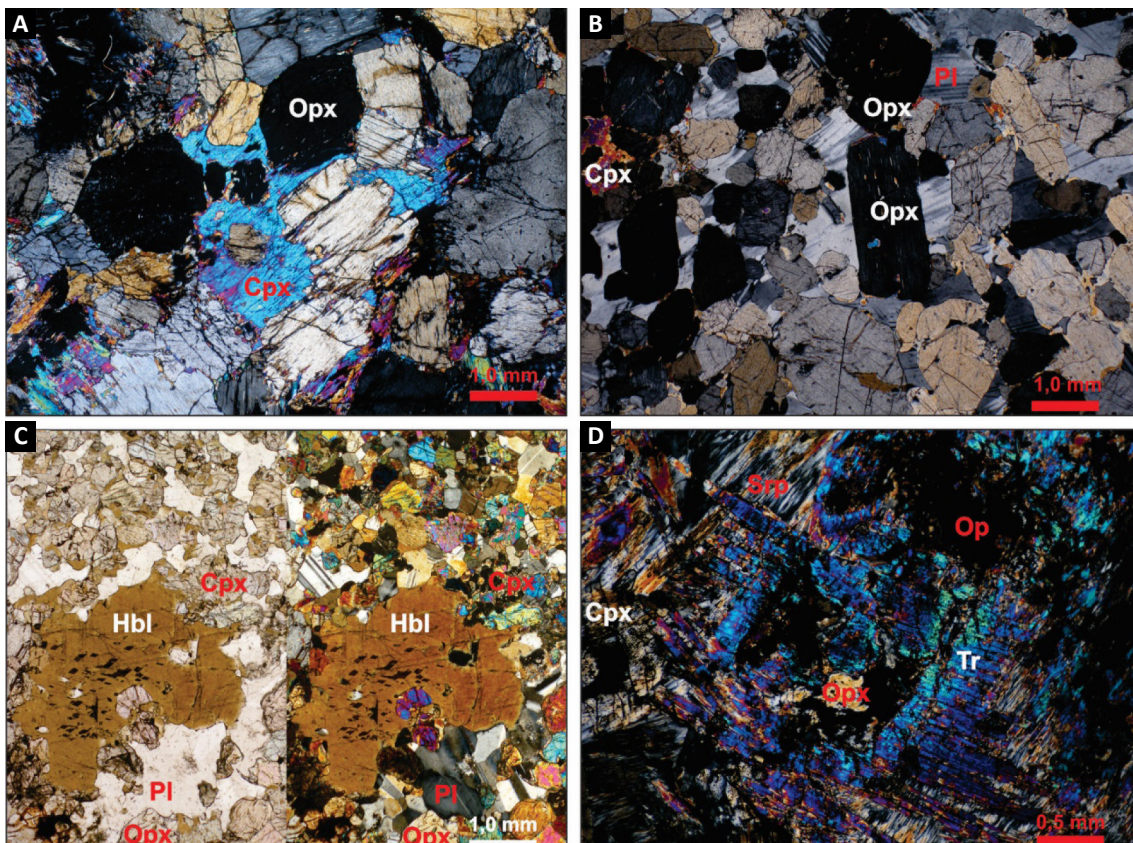


Figura 3.35 - A) NC websterito ortocumulato exibindo oikocristal de clinopiroxênio entre cristais de ortopiroxênio da fase cúmulo; B) Norito cumulático com matriz de plagioclásio poiquilítico; C) Hornblenda gabro norito, exibindo porfiroblásto xenoblástico de anfibólio com inclusões de orto e clinopiroxênio; D) Serpentina-tremolitito decussado com relicto de ortopiroxênio em núcleo de textura coronítica.

idades próximas porém, mais antigas, e que compõe uma faixa orogênica. Neste cenário a formação de rochas cumuláticas, contemporânea a orogênese, está condicionada a uma etapa de estabilidade tectônica durante um evento colisional ou está relacionada com a fase de colapso envolvendo delaminação.

3.8.5. Litoquímica

Foram selecionadas quinze amostras da Suíte Andreazza para análise litoquímica (Tabela 3.7). Estas rochas mostram evidências de metamorfismo em fácies xisto verde, com grau de deformação variável, sendo que em muitas não se nota paragênese metamórfica.

As análises indicam valores de SiO₂ entre 47 e 55. Os valores de CaO chegam até 14% (média 6,5%) e MgO pode alcançar 30% (média 18%). Já K₂O não atinge 1%.

No diagrama TAS (MIDDLEMOST, 1985), as amostras agrupam-se no campo dos gabros e gabronoritos. Ademais, as análises indicam o magmatismo pertencente à série toleítica (Figura 3.36 -A, B).

No diagrama de discriminação de ambiente tectônico através de função multivariada com base em elementos traço (VERMA; GUEVARA; ANGRAWAL, 2006), as amostras localizam-se majoritariamente dos campos de Basaltos Intra-arco, o que é corroborado no diagrama de Ti x V (SHERVAIS, 1982) onde são classificadas como Toleítos Intra-Arco e no diagrama de Th x Nb normalizados (SACCANI, 2015), onde o ambiente geotectônico sugerido é o Intra-Arco ou Frente-ao-Arco (ou *Fore-arc*; Figura 3.36-C e D).

Devido à natureza cumulática das amostras a análise por elementos traço fica prejudicada, pois não se consegue agrupar as amostras com base em parâmetros como descrição petrográfica.

3.8.6. Geocronologia

Foram obtidos poucos cristais de zircão do concentrado desta amostra, com tamanhos variados de 100 a 300 µm. Os grãos de hábitos arredondados a subarredondados apresentam feições variadas, como zonação, homogeneidade, manchas irregulares, zonação oscilatória, fraturas e inclusões. A análise da composição isotópica abrangeu o maior número possível de grãos e zonas. Com isto obteve-se um conjunto pequeno de dados concordantes e diversos outros dados individuais com grande dispersão.

O diagrama concórdia mostra todos os pontos analíticos plotados após a seleção dos mais concordantes (Figura 3.37). Foram analisados vinte e quatro pontos, porém apenas quatro destes forneceram conteúdo de chumbo comum e discordância dentro de parâmetros aceitáveis de Pb comum, erro analítico e concordância (<5%, <3% e inferior a 10%, respectivamente). Este conjunto gerou a Idade Concórdia de 1449± 9,4 Ma (CPRM, 2017).

3.8.7. Características geofísicas

Esta unidade é bem assinalada no mapa da ASA, em uma grande anomalia semicircular com alta amplitude, variando 0,459 nT em média. A escala do aerolevanteamento não permite diferenciar as subunidades desta suíte em termos de ranges magnéticos. O mapa RGB não permite a visualização satisfatória da unidade em função do *background* local com muitas rochas máficas, porém na análise dos mapas de canais gama-espectrométricos é possível observar anomalia de potássio na Unidade Gabro e uma anomalia de urânio no centro do corpo.

3.9. ULTRAMÁFICAS MORRO DO LEME (MP1µml)

3.9.1. Aspectos gerais

O Morro do Leme ocorre no extremo sudeste da área, com aproximadamente 4 km de extensão por 1,5 km largura, em cotas superiores a 315 m, em meio a planície aluvial do rio Guaporé. As rochas que sustentam o morro exibem foliação NE com mergulho para NW, afloram comumente em corte de estrada (Figura 3.38-A) e como blocos rolados que geralmente apresentam coloração verde-esbranquiçada a marrom.

A área em questão é um prospecto da Mineração Guaporé (Anglo American) e os acessos ao morro são limitados. Porém, conseguiu-se acessar parte dos corpos que compõem o Morro do Leme, onde no sopé ocorre predominantemente solo argiloso de cor vermelha intensa, dificultando a observação do contato com as rochas encaixantes. Na porção superior do morro constatou-se a presença de serpentinito de coloração amarronzada com feição do tipo *Stockwork* materializada por veios de sílica microcristalina (Figura 3.38-B), além de zona silicosa distribuída através de uma rede de fraturas, as quais se apresentam preenchidas por sílica amorfa e criptocristalina associadas ou não com vênulas de garnierita (Figura 3.38-C e D).

De acordo com Rizzotto (2010), furos de sondagem rotativa foram executados pela Anglo American e permitiram caracterizar horizontes, compostos do topo para a base por: crosta ferruginosa (ferricrete) constituída essencialmente por óxidos e hidróxidos de ferro (goethita e hematita) sobreposta a um latossolo argiloso avermelhado com concreções limoníticas; saprólito fino marrom-escuro com serpentina desagregada e argilominerais, aonde o grau de alteração vai decrescendo com o aumento da profundidade, passando para dunito levemente intemperizado com vênulas de sílica e/ou garnierita; por fim, dunito serpentinizado. A média da cobertura de alteração varia em torno de 17 a 28 metros.

Tabela 3.7 - Resultado das análises litoquímicas da Suíte Andrezza.

MP16a – SUÍTE ANDREAZZA								
ELEMENTO	GABROS							
	4308-GS-R-0140	4308-GS-R-0141A	4308-GS-R-0141B	4308-GS-R-0142	4308-GS-R-0148B	4308-GS-R-0157	4308-GS-R-0159	4308-GS-R-0163
SiO ₂ (% wt)	50,6	49,1	49,5	51,8	51,4	54,5	52,9	47,7
Al ₂ O ₃	15	11,4	9,99	5,16	7,86	4,39	2,63	17,6
Fe ₂ O ₃	11,7	10,6	9,63	11,9	19,2	10,2	16,7	13,1
MgO	7,67	13,6	13,6	23,9	17,9	28,3	24,4	6,89
CaO	10,6	11	14	2,85	3,84	2,32	1,21	10,9
Na ₂ O	2,43	1,28	1,19	0,35	0,81	0,36	0,15	2,71
K ₂ O	0,14	0,19	0,11	0,04	0,05	0,02	<0,01	0,26
MnO	0,19	0,17	0,16	0,17	0,26	0,15	0,24	0,18
TiO ₂	0,96	0,61	0,67	0,56	0,27	0,19	0,23	1,43
P ₂ O ₅	0,148	0,091	0,061	0,103	0,081	0,01	0,124	0,215
BaO	0,02	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,01	0,03
Cr ₂ O ₃	0,03	0,19	0,2	0,33	0,14	0,36	0,22	0,02
Nb ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
FeO	1,44	1,19	1,08	0,87	1,24	0,68	0,69	3,24
LOI	<0,01	0,37	0,31	3,45	<0,01	<0,01	2,32	0,44
Soma	99,54	98,30	99,18	97,22	101,87	100,87	98,87	101,09
Ba (ppm)	126	65	39	13	68	30	<5	86
Rb	2,8	1,3	2,1	3,8	1,4	1	0,6	3,4
Co	45,6	52,9	51,3	57,2	62,3	76,7	78,9	41,7
Ni	90	316	253	794	633	807	865	73
Cu	37	95	128	180	28	65	11	42
Ti	5100	2900	3400	2100	1400	900	1300	7100
P	498	300	240	388	308	<50	432	794
Sc	58,1	50	58,6	32,8	48,6	24,8	47,9	52,2
V	215	176	199	124	150	77	108	210
Cr	76	309	313	549	370	525	432	39
Zn	73	70	54	87	167	67	164	89
Pb	2,6	1,9	1,2	1,6	2,2	1	0,8	2,2
Nb	0,67	1,11	0,68	3,11	<0,05	<0,05	<0,05	4,15
Hf	0,99	1,07	1,59	0,84	<0,05	<0,05	0,06	2,7
Ta	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Th	<0,2	<0,2	<0,2	0,6	0,2	0,4	<0,2	0,3
U	<0,05	0,06	0,09	0,14	0,1	0,08	0,06	0,05
Y	23,76	35,76	14,24	36,75	6,29	3,09	10,82	38,36
Zr	26,4	30,7	54,3	35,4	5,3	7,8	7,1	73,4
La	3,5	7,4	5,5	18,1	1,6	2	2,4	11,2
Ce	10,2	26,6	11,2	12,3	4,5	2,8	3,2	36,8
Pr	1,66	4,89	1,85	3,92	0,51	0,36	0,77	6,05
Nd	9,2	26,2	9	17,6	2,4	1,5	3,5	31,6
Sm	2,9	7	2,2	3,6	0,5	0,3	1,1	8
Eu	1,1	1,12	0,79	1,14	0,35	0,14	0,33	2,03
Gd	3,55	7,28	2,61	4,88	0,8	0,46	1,34	8,29
Tb	0,62	1,14	0,43	0,71	0,15	0,07	0,26	1,23
Dy	4,08	6,94	2,7	4,4	1,03	0,47	1,73	7,58
Ho	0,89	1,4	0,55	0,95	0,24	0,11	0,39	1,54
Er	2,61	3,91	1,5	3,01	0,84	0,38	1,29	4,45
Tm	0,38	0,53	0,22	0,41	0,15	<0,05	0,23	0,61
Yb	2,6	3,3	1,4	2,8	1,2	0,4	1,7	4
Lu	0,37	0,45	0,19	0,42	0,17	0,07	0,31	0,57

Tabela 3.7- Resultado das análises litoquímicas da Suíte Andreazza (continuação).

MP16a - SUÍTE ANDRAZZA							
ELEMENTO	GABROS		PIROXENITOS E TREMOLITITOS				
	4308-GS-R-0166	4308-TJ-R-0193	4308-GS-R-0086	4308-GS-R-0139	4308-GS-R-0154B	4308-GS-R-0156	4308-GS-R-0178
SiO ₂ (% wt)	51,1	47,2	52,8	53	55,3	53,6	50,3
Al ₂ O ₃	18,3	18,9	3,05	2,55	1,74	2,58	15,1
Fe ₂ O ₃	8	12	12,8	10,9	11,5	11,4	8,05
MgO	9,39	6,08	27,1	26,3	30,1	28	13,9
CaO	10,9	11	1,4	0,93	1,24	0,68	10,9
Na ₂ O	1,87	2,08	0,19	0,13	0,18	0,11	1,08
K ₂ O	0,14	0,14	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	0,04
MnO	0,13	0,13	0,18	0,16	0,17	0,17	0,12
TiO ₂	0,34	1,65	0,31	0,35	0,19	0,28	0,22
P ₂ O ₅	0,03	0,317	<0,01	0,021	<0,01	0,015	0,012
BaO	0,02	0,02	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,02
Cr ₂ O ₃	0,05	<0,01	0,4	0,5	0,41	0,55	0,07
Nb ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
FeO	1,05	2,63	0,55	0,84	0,99	0,47	1
LOI	0,36	0,02	3,46	3,82	0,71	3,49	0,29
Soma	100,32	99,58	98,32	94,91	100,91	97,46	99,86
Ba (ppm)	63	84	6	5	<5	20	17
Rb	1,7	2,9	0,9	0,5	0,9	0,8	1,8
Co	43	39,4	43	54,3	79,7	70,6	48,2
Ni	171	26	609	525	1636	648	280
Cu	39	35	157	95	26	13	38
Ti	1400	7800	1600	1900	1000	1400	1000
P	158	1146	<50	103	<50	<50	69
Sc	37,6	54,6	46,1	35,5	24,5	29,5	32,6
V	113	258	126	113	68	103	116
Cr	86	14	770	803	580	763	143
Zn	42	78	98	186	133	84	38
Pb	1,8	2,8	<0,5	1	0,8	2,3	0,7
Nb	<0,05	4,69	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Hf	0,25	1,05	<0,05	0,34	<0,05	0,07	<0,05
Ta	<0,05	<0,05	<0,05	0,07	<0,05	<0,05	<0,05
Th	0,2	0,2	<0,2	<0,2	<0,2	1,1	<0,2
U	0,06	0,11	0,19	0,11	<0,05	0,14	<0,05
Y	7,03	17,82	3,67	24,75	2,69	2,06	2,72
Zr	16,3	41,8	7,9	7,4	2	9,7	4,1
La	3,5	11,5	2,7	11	1,4	0,6	0,8
Ce	7	20,3	1,6	2,1	1	1,3	1,7
Pr	0,9	2,9	0,35	4,32	0,47	0,2	0,24
Nd	4,3	13,9	1	21,4	1,8	0,9	1,3
Sm	1	3,4	0,5	5,1	0,4	0,3	0,3
Eu	0,47	1,22	0,1	1,66	0,1	0,09	0,26
Gd	1,12	3,81	0,58	5,43	0,5	0,31	0,49
Tb	0,19	0,6	0,09	0,78	0,09	0,05	0,08
Dy	1,37	3,67	0,73	4,53	0,63	0,38	0,53
Ho	0,27	0,76	0,14	0,9	0,14	0,08	0,11
Er	0,71	2,17	0,47	2,59	0,48	0,28	0,34
Tm	0,12	0,29	0,09	0,37	0,1	0,06	<0,05
Yb	0,7	2	0,5	2,5	1	0,4	0,3
Lu	0,1	0,29	0,06	0,38	0,14	0,06	<0,05

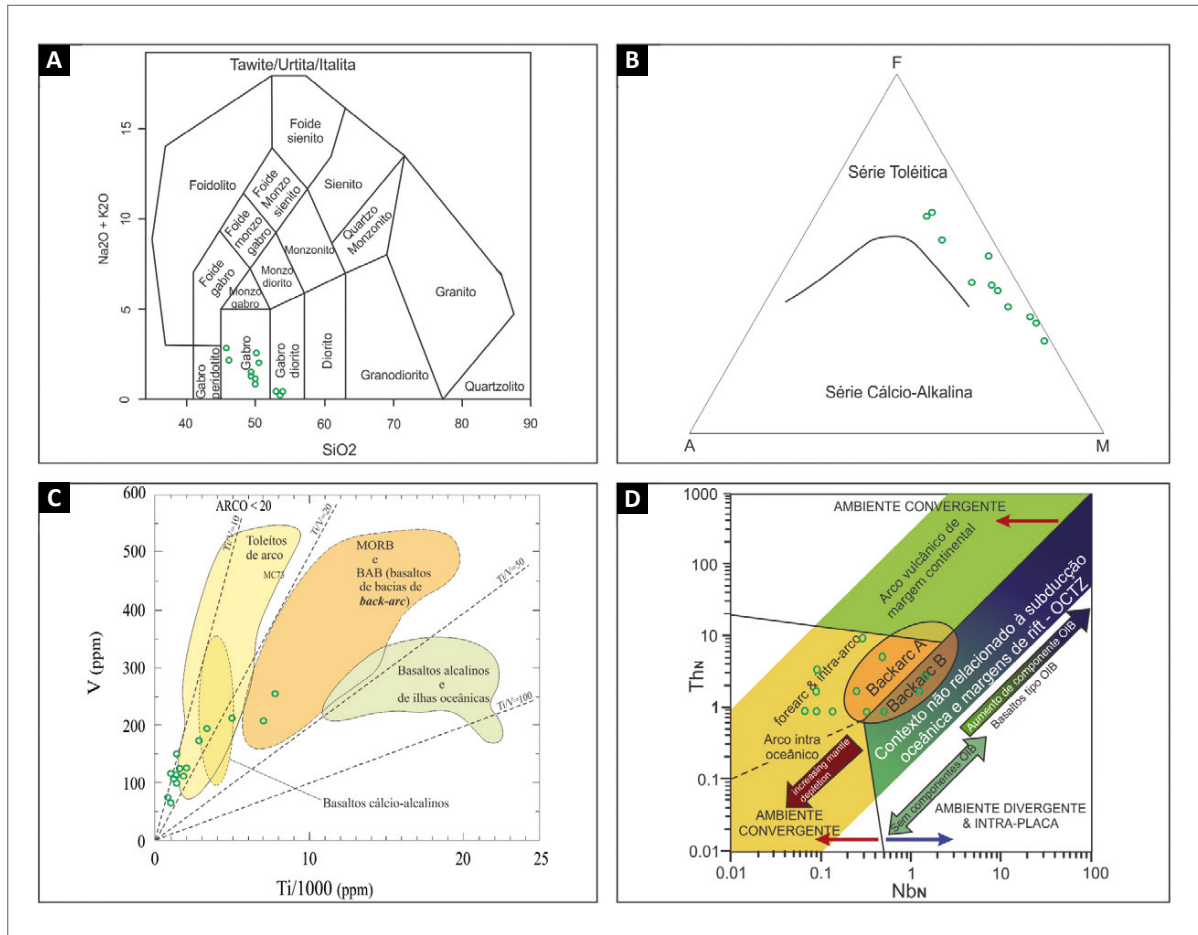


Figura 3.36 - Litoquímica das amostra da Suíte Andreazza; A) Diagrama TAS para rochas plutônicas (MIDDLEMOST, 1985); B) Diagrama AFM para rochas subalcalinas com população com *trend* Toléitico; C) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico através da razão V/Ti (SHERVAIS, 1982) com maioria das amostras no campo de toleítos de arco; D) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico utilizando Th e Nb normalizados para manto primitivo (SACCANI, 2015) com população amostral localizadas no campo de rochas de arco intra-oceânico.

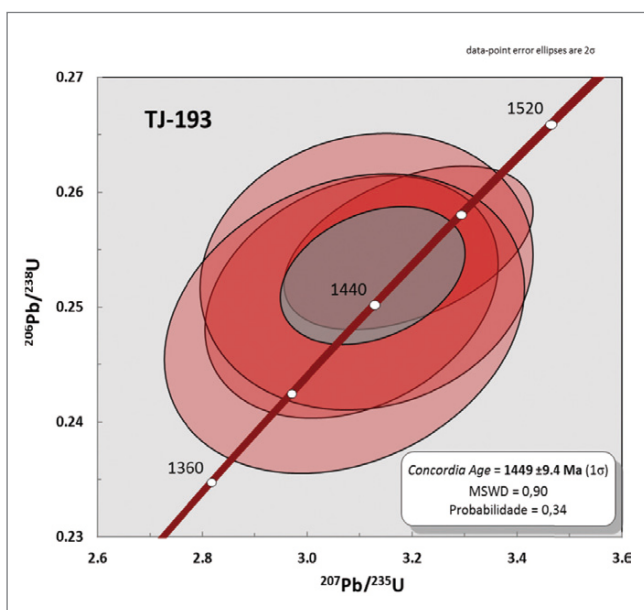


Figura 3.37 - Diagrama concórdia U-Pb de gabro da Suíte Andreazza, afloramento 4308-TJ-R-0193.

3.9.2. Características geofísicas

As rochas desta unidade estão bem delimitadas por anomalias na ASA com picos que variam de 2,44 a 14,02 nT. As anomalias mostram corpos maiores do que o que foi mapeado. O mapa ternário RGB marca bem os corpos desta unidade, que apresenta gradações nas tonalidades escuras com variação para tons vermelhos, característica de rochas básicas.

3.10. ULTRAMÁFICAS MORRO SEM BONÉ (MP1µsb)

3.10.1. Aspectos gerais

Os litotipos da Ultramáficas Morro Sem Boné afloram no morro homônimo, localizado no extremo sudeste da área do projeto, que constitui um corpo único alongado na direção NE-SW, possuindo aproximadamente 5,5 km de extensão por 1,0 km de largura. Do topo até a base há um desnível de 200 metros,

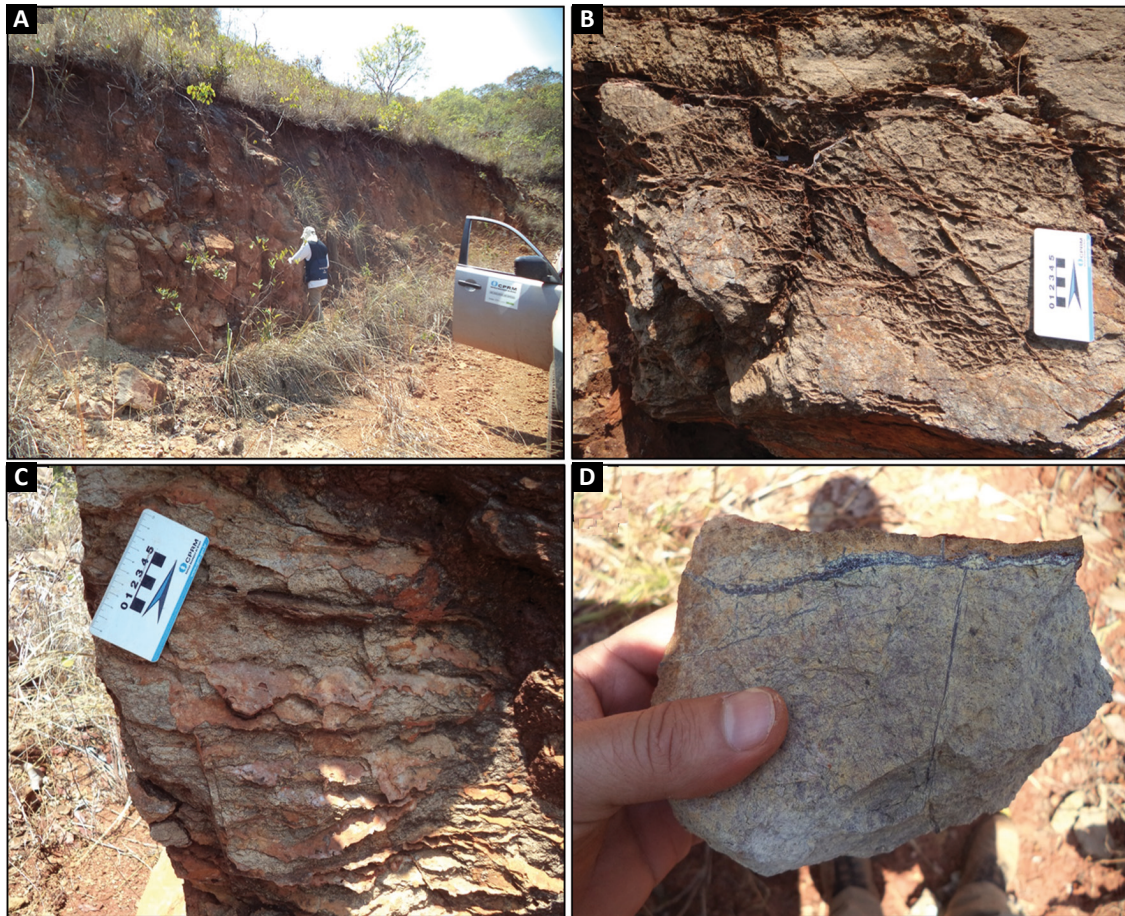


Figura 3.38 - Aspectos de campo das rochas que compõe a unidade ultramáfica Morro do Leme:

A) Afloramento de corte de estrada para acesso a furos de sonda no topo do morro; B) Serpentinito com feições stockwork materializada por veios de sílica; C) Rede de fraturas formada por sílica; D) Detalhe de stockwork em serpentinito, com vênulas preenchidas por sílica e raras garnieritas..

constituindo uma feição fisiográfica expressiva no vale do Guaporé. No sopé do morro ocorre um espesso depósito de tálus, com largura superior a 2 m, constituído por cascalho laterítico, restos de crosta laterítica e solo argiloso de cor vermelha intensa. Esse capeamento dificulta a observação direta do contato das ultramáficas com as rochas encaixantes.

Segundo Rizzotto (2010), o morro Sem Boné é constituído na sua porção superior por serpentinitos, que exibem forte fraturamento subhorizontal, apresentando intercalações de níveis de silcretos e laterito silicoso. Topograficamente abaixo do serpentinito aflora dunito marrom-amarelado fortemente fraturado, que apresenta uma rede de agregados de serpentina, magnesita, garnierita e sílica microcristalina. Intercalado ao dunito, ocorre estreita camada de peridotito fortemente hidrotermalizado, com fraturas preenchidas por sílica microcristalina.

Assim como no Morro do Leme, a Mineração Guaporé (Anglo American) detém os direitos minerários do Morro Sem Boné, e desta forma, os pesquisadores não conseguiram consentimento para acessá-lo.

3.10.2. Características geofísicas

As rochas desta unidade estão bem delimitadas por anomalias na ASA com picos que variam de 0,305 a 0,450 nT. O mapa ternário RGB marca bem os corpos desta unidade, que apresenta gradações nas tonalidades escuras. No mapa de concentração equivalente de tório é bem marcada com uma região de baixa concentração.

3.11. SUÍTE IGARAPÉ HERMES (MP1µih)

3.11.1. Aspectos gerais

As rochas dessa unidade distribuem-se em corpos que variam de aproximadamente 1 a 4 km de extensão com pouca expressão no relevo, circunscritos à porção centro leste da área deste projeto como matacões subarredondados (Figura 3.39-A e B).

São observadas relações de contato com rocha paraderivada da unidade Complexo Colorado, possivelmente intrusivo, desenhadas pela drenagem, além da presença de textura decussada perceptível em rocha paraderivada,

produto possivelmente de metamorfismo de contato (*hornfels*), porém não é possível mensurar a dimensão da auréola de contato.

Essas rochas máficas-ultramáficas são formadas predominantemente por hornblenditos seguidos por metagabros, na sua grande maioria maciças, ultramelanocráticas, faneríticas e equigranulares, apresentando cor verde escura a preta. No geral a textura isotrópica dessas rochas é predominante, variando até muito grossa (Figura 3.39-C).

Localmente, essas rochas apresentam anisotropia com variação na taxa deformacional, ora mostrando incipiente foliação por achatamento, ora com foliação milonítica penetrativa. As rochas fortemente deformadas estão associadas a estruturas que marcam zonas de cisalhamentos dúcteis, com litotipos fortemente milonitizados (Figura 3.39-D).

No entanto, ao afastar-se dessas zonas com *strain* mais elevado, o processo de milonitização é menos acentuado, principalmente nas partes centrais de corpos maiores, que indica maior competência dos mesmos em relação à deformação, individualizando *megapods* resistentes a deformação.

3.11.2. Petrografia

Em lâmina delgada as rochas que constituem a Suíte Igarapé Hermes são hornblenditos metacumuláticos, anfibolitos máficos, actinolita-matagabros e tremolitos que podem estar variavelmente milonitizados, devido à distribuição descontínua dos corpos ao longo de um terreno amplo com deformação heterogênea e polifásica. As rochas desta unidade desenvolvem padrões estruturais muito distintos, a depender da reologia da rocha e da estruturação local, desde anfibolitos maciços, nematoblásticos, porfiroclásticos e até ultramilonitos.

Os anfibolitos são constituídos essencialmente por anfibólio cálcio (60-95%) e plagioclásio (5-35%), sulfetos, óxidos de Fe-Ti e titanita como acessórios, normalmente ocorrem em quantidades inferiores a 5%, clorita, titanita e epidoto como minerais secundários.

As relações petrográficas apontam grande variação no grau metamórfico desta unidade, desde fácies xisto verde até anfibolito. Localmente alcança a zona do ortopiroxênio, gerando granulitos máficos que preservam a trama milonítica (Figura 3.40-A), estes núcleos granulíticos

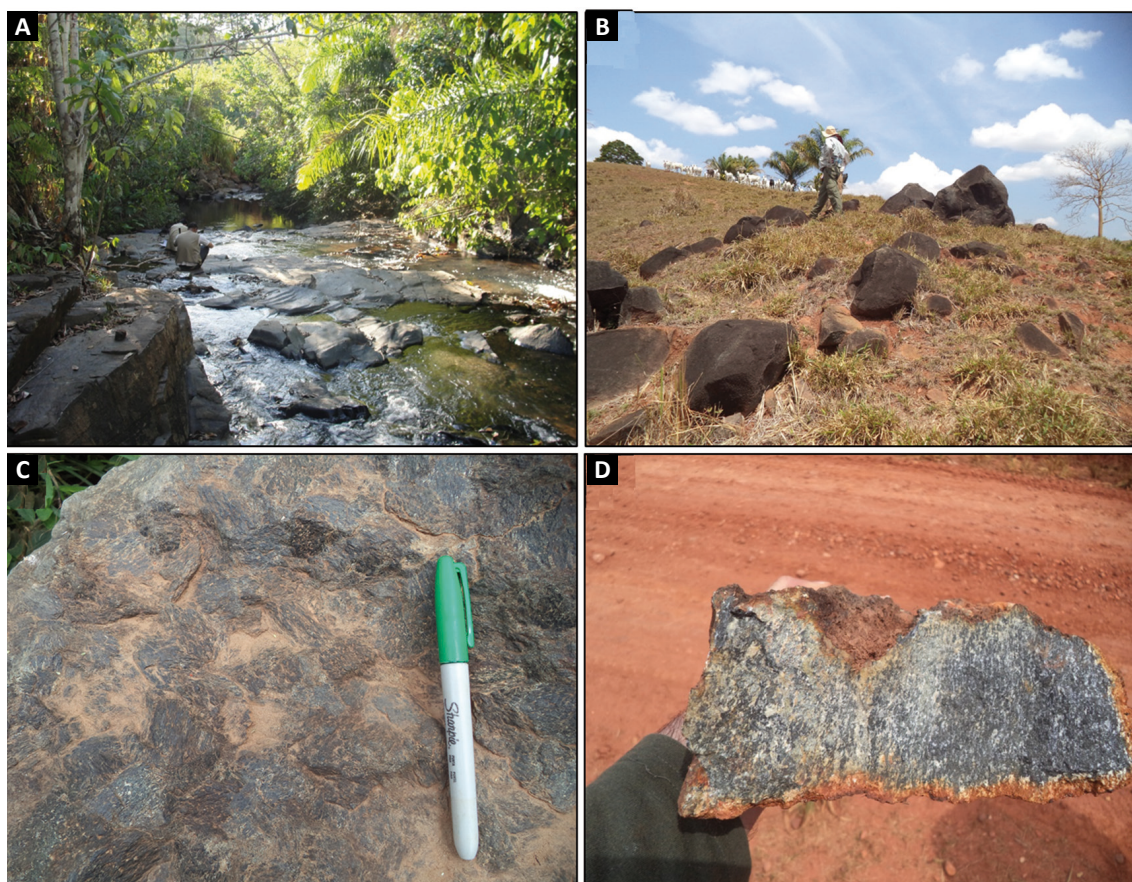


Figura 3.39 - Aspectos de campo e texturais das rochas da unidade Máfica-Ultramáfica Igarapé Hermes:

- A) Afloramento na forma de lajedo em leito de drenagem; B) Blocos abaulados em topo de morrote;
C) Textura isotrópica e granulação muito grossa em rocha ultramáfica; D) Metagabro com foliação milonítica desenvolvida em zonas de alta deformação, transformando essa rocha em ultramilonitos (Afloramento 4308-TJ-0209).

ocorrem imbricados tectonicamente entre metassedimentos e granitoides posicionados em determinados corredores de deformação tardios de alta temperatura.

Em rochas de baixo grau metamórfico apresentam actinolita como mineral índice (Figura 3.40-B), podem conter porfiroclastos de diopsídio reliquiar e localmente preservam trama ígnea parcialmente reorientada.

Os hornblenditos apresentam texturas cumuláticas que em faixas de maior deformação são reorientadas para trama milonítica à protomilonítica com porfiroclastos de hornblenda em matriz discreta de plagioclásio e hornblenda fina (Figura 3.40-C). A natureza genética dos porfiroblastos de hornblenda, nestas rochas, pode estar relacionada à uralitização precoce durante a colocação e resfriamento dos corpos ígneos, devido à assimilação de água das encaixantes paraderivadas, sendo posteriormente reequilibrados nas condições de metamorfismo regional.

A associação actinolita-hornblenda caracteriza regiões metamorfasadas sob média a baixa pressão fácies xisto-verde, anfibolito e epidoto-anfibolito. Esta coexistência está relacionada com o metamorfismo progressivo, em que a hornblenda é formada em grau metamórfico mais elevado (Figura 3.40-D).

Em muitos anfibolitos de granulação média a grossa é possível identificar anfibólios zonados contendo núcleos de piroxênio reliquiar.

Foram selecionadas 3 amostras desta unidade para estudos de química mineral, através de análises de microsonda eletrônica em anfibólio, plagioclásio e piroxênio.

Para recalcular a fórmulas dos anfibólios e estimar as condições de metamorfismo foram adotados os mesmos parâmetros utilizados no processamento dos dados de química mineral das unidades descritas nos tópicos anteriores.

A composição dos anfibólios da Suíte Igarapé Hermes (Figura 3.41-A) está situada em campos bem definidos para cada uma das rochas. As amostras 2046-GR-R-0135 e 4212-RO-R-0042, ambas de anfibolito ocupam campos mais restritos e próximos. Entretanto, na primeira amostra os anfibólios apresentam #Mg mais alto e são predominantemente de tschermakita, enquanto que em outra amostra os anfibólios variam entre ferrotschermakita a ferrohornblenda, descrevendo uma pequena faixa de variação composicional.

A amostra 4212-LS-R-0012 é um anfibolito pouco deformado e apresenta zoneamento interno nos

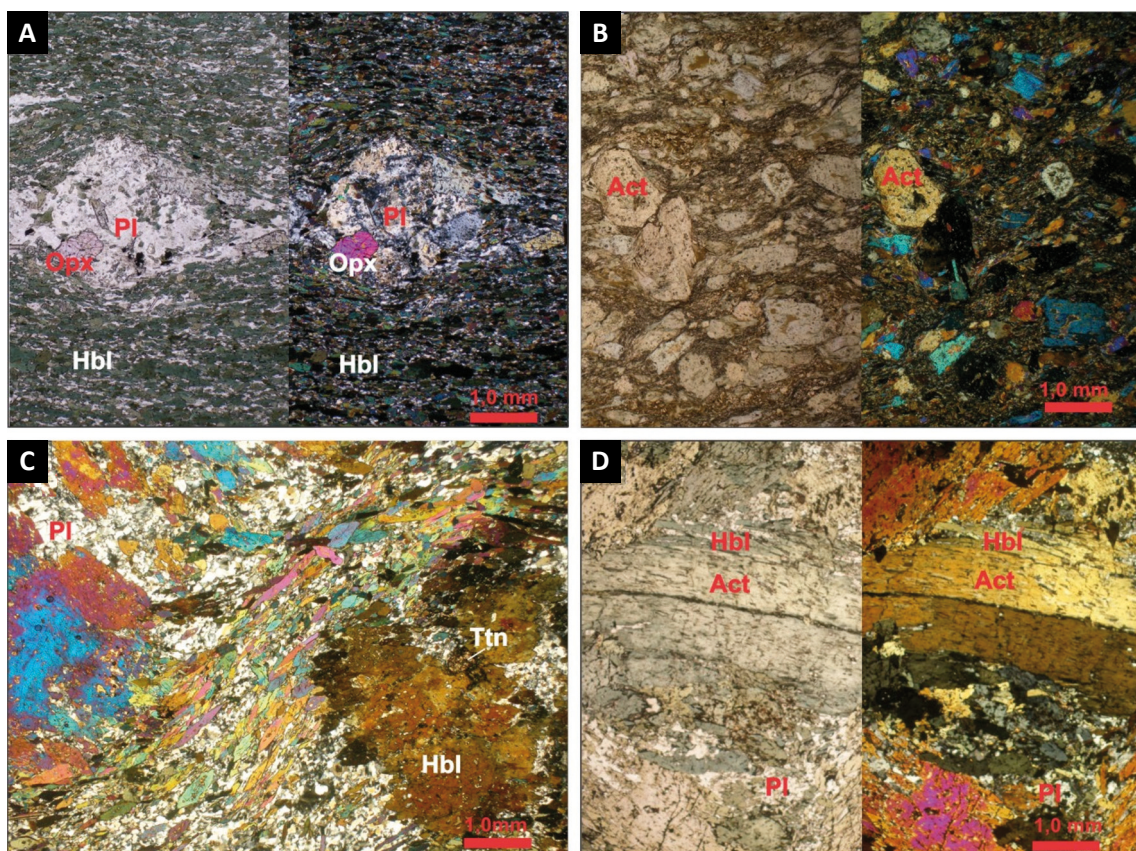


Figura 3.40 - A) Ortopiroxênio-anfibolito ultramilonítico, exibindo porfiroblastos de ortopiroxênio metamórfico; B) Actinolita-anfibolito protomilonítico, exibindo cristais de actinolita em pseudomorfos de piroxênio; C) Anfibolito porfiroclástico, exibindo porfiroblastos de hornblenda acomodados entre a foliação da matriz milonítica fina de anfibólio nematoblástico e plagioclásio recrystalizado; D) Anfibolito ultramáfico metacumulático, destacando o zoneamento em cristais de anfibólio.

porfibrastos de anfibólio. Nesta rocha a composição do anfibólio varia consideravelmente da borda para o núcleo do cristal, entre actinolita e magnésio hornblenda, devido à variação no teor de Si de 6,6 a 7,6 átomos por unidade de fórmula, que está associado com a trajetória do metamorfismo progressivo deste mineral envolvendo substituições de (Si, Mg) por Al.

Também ocorre comportamento similar na Figura 3.41-B, que relaciona (K_2O+Na_2O) vs TiO_2 , na qual verifica-se um agrupamento dos anfibólios dos mesmos tipos de rocha conforme a variação da intensidade do metamorfismo. Os teores destes componentes nos anfibólios das amostras 4212-LS-R-0012 e 4212-RO-R-0042 variam de forma linear com correlação positiva e ao longo de um

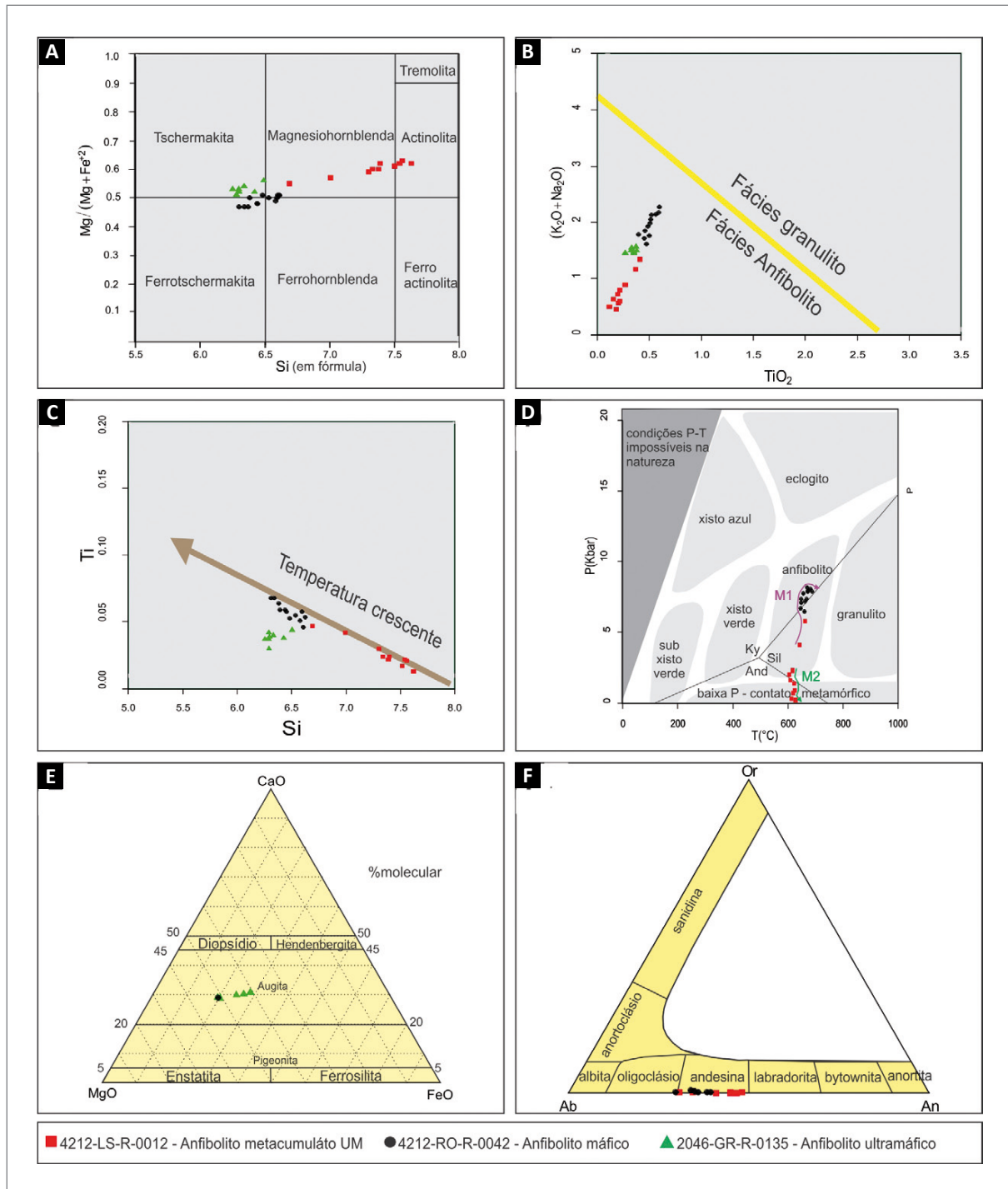


Figura 3.41 - A) Composição e classificação para anfibólios cálcicos (LEAKE *et al.*, 1997); B) K_2O+Na_2O vs TiO_2 (ZAKRUTKIN; GRIGORENKO, 1968); C) Ti vs Si (HYNES, 1982); D) Diagrama P-T com os campos dos facies metamórficos (BUCHER; GRAPRES, 2011); E) Diagrama triangular MgO-CaO-FeO usado para classificação de piroxênios; F) Diagrama triangular Or-Ab-An (KING, 1989).

alinhamento associado com a variação de temperatura da rocha no metamorfismo regional de fácies anfíbolito. Os anfíbolios da amostra 2046-GR-R-0135 não exibem um alinhamento linear porque a maior parte dos cristais estão fortemente equilibrados numa faixa de temperatura restrita (Figura 3.41-C).

Em duas destas rochas que possuem plagioclásio também foi usado o goetermômetro plagioclásio-hornblenda (BLUNDY; HOLLAND, 1990) associado à interação com o geobarômetro empírico (ANDERSON; SMITH, 1995). Os resultados estão na Figura 3.41-D, onde se destacam na superfície P-T dois grupos de anfíbolios (M1 e M2), o grupo M1 está posicionado em fácies anfíbolito médio, no campo de estabilidade da silimanita e cianita, descreve uma trajetória horária com temperaturas entre 643 – 688°C e pressões entre 4,1 - 8,2 Kbar, no qual o pico bórico antecede o térmico. O grupo M2 descreve uma descompressão isotérmica de 2,3 a 0,2 Kbar, que está associada a um episódio de aquecimento discreto, com temperaturas entre 605 – 628°C. A distribuição dos anfíbolios M1 no espaço P-T representa uma fração da trajetória do metamorfismo progressivo. As condições P-T dos anfíbolios M2 mostram um aquecimento tardio na amostra 4212-LS-R-0012, atribuído à colocação de granitos pós colisionais, que seriam responsáveis por manter a rocha numa isoterma superior a 600 °C durante uma exumação rápida.

A composição dos piroxênios reliquiais de duas amostras de anfíbolitos caem no diagrama triangular, com as proporções moleculares entre os componentes MgO-CaO-FeO (Figura 3.41-E). Nesta figura os piroxênios são de composição augita, com sobreposição na composição de alguns cristais que estão em rochas diferentes.

As composições dos plagioclásios de dois anfíbolitos, 4212-RO-R-0042 e 4212-LS-R-0012, são apresentadas na Figura 3.41-F, mostrando que nas duas amostras apresentam composição andesina, entretanto, na amostra 4212-LS-R-0012 os plagioclásios são relativamente mais enriquecidos no componente anortita.

3.11.3. Litoquímica

Foram selecionadas quinze amostras da Suíte Igarapé Hermes para análise litoquímica (Tabela 3.8), sendo quatro amostras coletadas durante o projeto Metalogenia do Bloco Sudeste de Rondônia, indicadas com o prefixo 4212 e as demais coletadas neste projeto. Estas rochas encontram-se metamorfasadas em fácies anfíbolito alto, com grau de deformação variável.

As análises indicam valores de SiO₂ entre 44 e 52. Os valores de CaO chegam até 18% (média 10%) e MgO supera 20% (média 8,5%). Já K₂O não atinge 1%.

No diagrama TAS (MIDDLEMOST, 1985), as amostras agrupam-se majoritariamente no campo dos gabros chegando a transição com peridotitos. Ademais, as análises

indicam o magmatismo pertencente à Série Toleítica (Figura 3.42-A, B e C).

No diagrama de discriminação de ambiente tectônico através de função multivariada com base em elementos traço (VERMA; GUEVARA; ANGRAWAL, 2006), as amostras localizam-se majoritariamente dos campos de Basaltos Intra-arco, o que é corroborado no diagrama triangular MnOxTiO₂xP₂O₅ (MULLEN, 1983) onde são classificadas como Toleítos de arco e no diagrama de Th x Nb normalizados (SACCANI, 2015), onde o ambiente geotectônico sugerido é o de Frente-ao-Arco (ou *Fore-arc*; Figura 3.42-D, E e F).

Através das análises de elementos traço as amostras foram separadas em três agrupamentos. No diagrama de elementos terras raras normalizadas para o condrito de Boynton (1984) não há forte fracionamento entre ETR-L e ETR-P, exceto nas amostras apresentadas no Grupo 3, com anomalia negativa de Eu. No aranhograma normalizado para o Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989) as distinções ficam mais evidentes, mantendo-se os picos positivos de Pb e as anomalias negativas de Nb, que crescem do Grupo 1 para o Grupo 3 (Figura 3.43).

3.11.4. Geocronologia

Pelo fato de não se dispor de dados geocronológicos prévios para esta unidade na literatura, foi selecionada uma amostra de metagabro (amostra TJ-R-209) da Suíte Igarapé Hermes para análise U/Pb em zircão. Para escolha e seleção dos cristais de zircão, foi utilizada lupa binocular e de posse dos cristais selecionados, análise por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), objetivando definir as feições morfológicas dos cristais. Desta forma, os cristais escolhidos apresentaram formas euédricas, subordinadamente subédricas, prismáticos, bipiramidais, com bordas levemente arredondadas, padrão de zoneamento bem definido, núcleos bem desenvolvidos e preservados de alteração, finas bordas luminescentes com zoneamento ausente, sugerindo mudança composicional, além de raras microfaturas.

Dos 37 (trinta e sete) pontos analisados, três (3) apresentaram idade concórdia de 1.395 ± 11 Ma, interpretadas como idade de metamorfismo. Para a idade de cristalização da rocha, foram selecionados um conjunto de 25 (vinte e cinco) pontos com dados analíticos mais concordantes que geraram uma idade Concórdia de 1.466 ± 6.8 Ma (Figura 3.44), que se considera a melhor estimativa para a idade de cristalização desse metagabro.

3.11.5. Características geofísicas

As rochas com anomalia magnéticas desta unidade ocorrem de modo não uniforme. Algumas vezes apresenta sinal de alta intensidade, com picos de até 2,37 nT,

Tabela 3.8 - Resultado das análises litoquímicas da Suíte Igarapé Hermes.

MP1μih - IGARAPÉ HERMES								
ELEMENTO	4212- CM-R- 0004A	4212- GS-R- 0055	4212- GS-R- 0058	4212- RO-R- 0042	4308- CE-R- 0006C	4308- CE-R- 0063A	4308- CE-R- 0063B	†4308- TJ-R- 0177
SiO ₂ (% wt)	49,5	50,8	44,3	47,8	48,9	50,5	46,4	44,5
Al ₂ O ₃	18,9	13,7	15,2	13,9	15,3	13,4	16,3	16
Fe ₂ O ₃	6,13	15,9	15	15,2	14,8	14,6	12,4	10,2
MgO	8,79	5,74	11	7,32	4,86	6,96	10,4	6,03
CaO	13,9	9,77	9,01	10,9	10,5	10,1	10,9	8,83
Na ₂ O	1,4	2,58	1,94	2,17	3,03	1,98	1,65	2,44
K ₂ O	0,12	0,32	0,28	0,61	0,19	0,26	0,21	0,66
MnO	0,13	0,23	0,22	0,27	0,22	0,23	0,19	0,16
TiO ₂	0,17	1,46	1,41	1,42	1,64	1,55	0,98	0,67
P ₂ O ₅	0,016	0,159	0,145	0,127	0,152	0,143	0,062	0,067
BaO	<0,01	<0,01	<0,01	0,05	<0,01	0,03	0,02	0,05
Cr ₂ O ₃	0,04	<0,01	0,02	0,03	<0,01	0,02	0,02	<0,01
Nb ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
FeO	3,56	3,18	3,73	2,48	3,38	4,03	2,06	5,97
LOI	0,92	0,32	1,85	0,73	0,46	1,17	1,51	10,33
Soma	99,16	100,73	98,59	99,85	99,66	99,82	99,58	89,67
Ba (ppm)	27	105	109	134	53	133	40	305
Rb	1,6	5,6	5,3	3,8	1,6	2,7	3,9	13,3
Co	45,6	57,9	76,2	53	48	48,3	59,9	36,6
Ni	54	75	238	76	43	84	199	36
Cu	122	256	8	98	112	79	34	111
Ti	8900	7500	5200	8000	9000	7900	2600	2400
P	749	538	500	576	540	505	288	448
Sc	54,3	53,7	18,5	56,4	49,3	56	45,4	35,5
V	324	414	141	318	286	255	172	216
Cr	29	8	55	85	41	53	49	29
Zn	122	107	96	108	101	83	68	82
Pb	2,3	5,3	2,2	3	3,6	1,7	2,5	2,3
Nb	<0,05	1,66	3,53	5,1	2,07	1,53	0,32	<0,05
Hf	<0,05	2,46	1,7	3,74	2,04	1,99	1,19	<0,05
Ta	<0,05	<0,05	<0,05	0,6	<0,05	0,08	<0,05	<0,05
Th	1	1,1	0,7	1,2	0,4	0,4	0,2	0,7
U	0,07	0,35	0,19	0,2	0,13	0,11	0,06	0,26
Y	6,58	29,61	18,13	29,13	28,05	27,77	17,2	10,84
Zr	10,6	82,4	87,6	61,8	74,1	68,8	46,1	27,5
La	6	7,7	13,3	7,6	9,1	3,7	1,8	11,7
Ce	4	16,6	16,2	14,1	14,2	10,8	5,9	15,4
Pr	0,51	2,38	2,28	1,98	2,39	1,81	0,95	2,01
Nd	2,4	11,4	10,8	9,2	11,7	10	5,5	8,4
Sm	0,7	3,6	3,2	3,1	4,1	3,1	1,9	2,2
Eu	0,43	1,26	1,15	1,14	1,54	1,15	0,79	0,92
Gd	1,04	4,76	3,73	4,49	5,77	4,22	2,7	2,24
Tb	0,19	0,79	0,59	0,79	0,93	0,74	0,47	0,33
Dy	1,26	5,28	3,66	5,24	5,81	4,89	3,13	2,03
Ho	0,26	1,1	0,72	1,14	1,17	0,99	0,69	0,41
Er	0,77	3,29	1,93	3,45	3,49	3,09	2,03	1,21
Tm	0,1	0,48	0,27	0,49	0,48	0,46	0,29	0,18
Yb	0,6	3,2	1,8	3,2	3,5	2,9	2	1,2
Lu	0,08	0,47	0,26	0,5	0,48	0,43	0,26	0,16

Tabela 3.8- Resultado das análises litoquímicas da Suíte Igarapé Hermes (continuação).

MP1μih - IGARAPÉ HERMES							
ELEMENTO	4308-TJ-R-0180A	†4308-TJ-R-0183C	†4308-TJ-R-0207	4308-TJ-R-0211	4308-WN-R-0001A	4308-WN-R-0002A	4308-TJ-R-0218
SiO ₂ (% wt)	47.4	44.1	50	48.8	51.5	51.8	51.8
Al ₂ O ₃	3.51	10.1	4.2	14	16.4	16.8	14.1
Fe ₂ O ₃	21	20.1	11	15.1	11.5	11	13.6
MgO	8.85	10.1	20.2	6.3	6.6	5.87	6.52
CaO	18.5	6.32	8.03	10.5	9	11.4	10.2
Na ₂ O	0.32	0.25	0.38	2.46	2.89	1.64	2.4
K ₂ O	0.02	0.11	0.07	0.37	0.38	0.34	0.32
MnO	0.38	0.67	0.19	0.23	0.18	0.17	0.23
TiO ₂	0.74	0.4	0.44	1.77	1.24	0.71	1.25
P ₂ O ₅	0.137	0.103	0.022	0.172	0.158	0.204	0.194
BaO	<0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	<0.01	0.03
Cr ₂ O ₃	0.03	0.96	0.27	0.02	<0.01	0.01	0.03
Nb ₂ O ₅	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
FeO	1.59	0.23	1.7	1.94	2.53	1.77	1.73
LOI	0.64	6.02	3.66	0.6	0.87	0.73	0.45
Soma	100.95	93.29	94.87	99.80	99.93	100.00	100.72
Ba (ppm)	49	340	119	70	202	71	89
Rb	<0.2	4.8	0.7	3.2	12.3	5.2	4.5
Co	57.8	207.4	84.7	47.1	44	36.8	39.4
Ni	76	742	568	67	112	41	62
Cu	14	148	179	99	78	160	55
Ti	3200	2000	2400	9100	6700	3900	6300
P	645	580	86	606	694	859	643
Sc	68.8	25.1	51.7	68.4	45.1	52.3	57.5
V	163	162	112	294	214	283	264
Cr	73	2126	427	54	57	23	72
Zn	164	613	70	93	86	72	78
Pb	1.7	1.4	1.7	2.5	2.9	2.1	2.9
Nb	<0.05	<0.05	1.12	1.97	<0.05	<0.05	1.15
Hf	0.64	<0.05	2.28	2.75	1.08	<0.05	2.07
Ta	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Th	0.3	1.6	1.2	0.4	1	1.2	0.6
U	<0.05	1.11	0.42	0.16	<0.05	0.25	0.26
Y	20.15	73.88	16.24	36.26	24.86	10.92	28.38
Zr	72.8	19.8	74.4	102.7	99.9	67.4	81.3
La	4.8	63.6	6.3	5.9	8.2	21.8	5.8
Ce	14.8	184.5	18.4	15.9	19.1	34.7	15.1
Pr	2.58	23.8	2.87	2.46	2.96	4.64	2.17
Nd	12.6	102.1	13.4	12.7	13.6	18.1	11.3
Sm	4	22.9	3.3	4.3	4	3.6	3.5
Eu	0.8	5.49	0.52	1.39	1.37	1.03	1.15
Gd	4.27	19.29	2.96	5.31	4.93	3.05	4.37
Tb	0.64	2.82	0.49	0.91	0.77	0.4	0.73
Dy	4.15	16.55	3.04	6.13	4.8	2.24	5.01
Ho	0.79	3.14	0.62	1.3	0.98	0.41	1.05
Er	2.23	9.35	1.83	3.88	2.85	1.25	3.1
Tm	0.32	1.41	0.23	0.56	0.41	0.16	0.46
Yb	2.4	9.4	1.6	3.6	2.7	1	3.2
Lu	0.41	1.32	0.21	0.53	0.39	0.14	0.5

† amostras descartadas (LOI> 3,0)

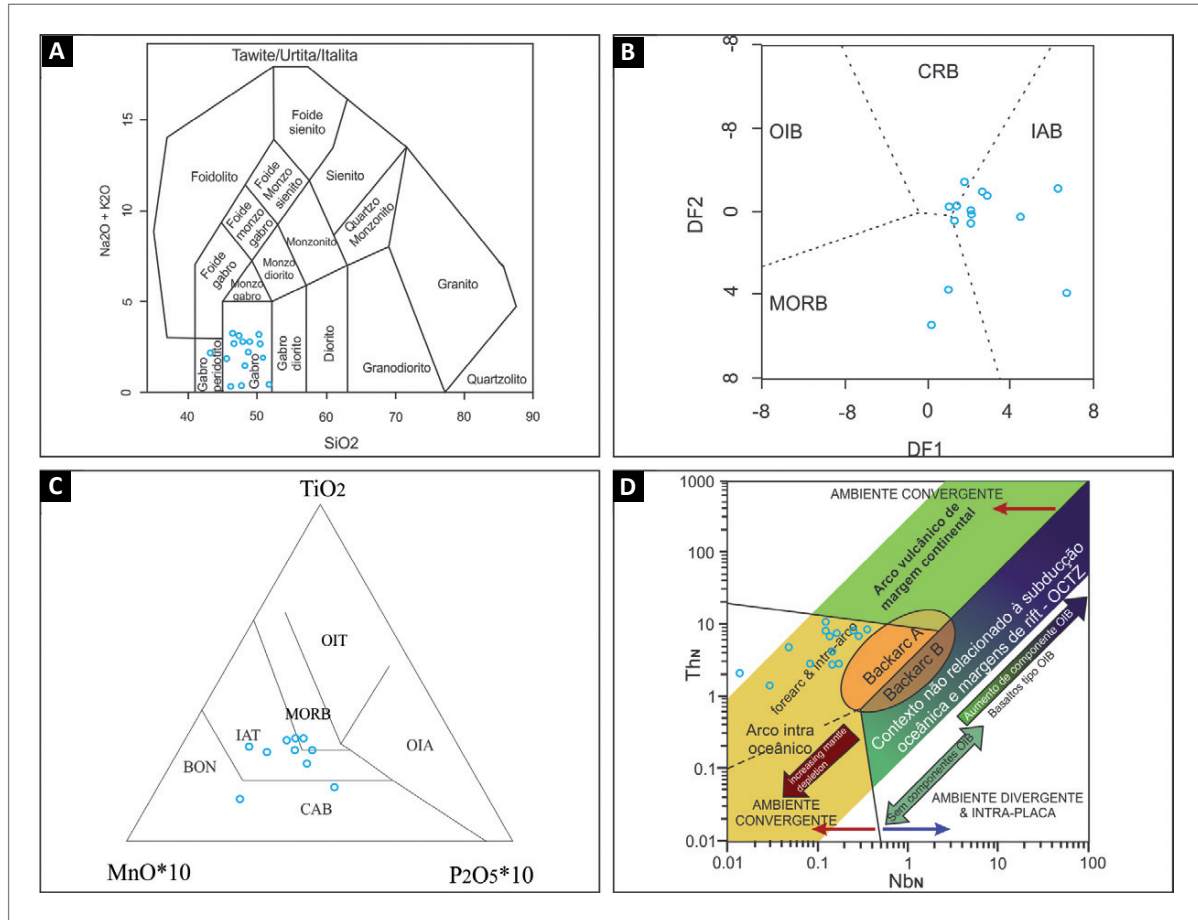


Figura 3.42 - Litoquímica das amostra da Suíte Igarapé Hermes; A) Diagrama TAS para rochas plutônicas (MIDDLEMOST, 1985); B) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico através de função multivariada com base em elementos traço com população amostra localizada majoritariamente dos campos de Basaltos de Arco (VERMA; GUEVARA; ANGRAWAL, 2006); C) Diagrama triangular TiO_2 -MnO- P_2O_5 de discriminação de ambiente tectônico (MULLEN, 1983) com maioria das amostras no campo de toleitos de arco; D) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico utilizando Th e Nb normalizados para manto primitivo (SACCANI, 2015) com amostras no campo de rochas de arco intra-oceânico.

porem alguns corpos desta unidade apresentam valores similares ao *background*. No mapa ternário RGB essa unidade ocorre relacionada a tons escuros e avermelhados, as rochas básicas apresentam baixos níveis rediométricos. No mapa de concentração equivalente de tório é bem marcada nesta unidade com uma anomalia negativa.

3.12. SUÍTE CEREJEIRAS (MP2δc)

3.12.1. Aspectos gerais

As rochas da Suíte Cerejeiras estão distribuídas na porção central da área estudada, entre os municípios de Colorado do Oeste e Cerejeiras, sendo limitada a sul pelos sedimentos do Vale do Guaporé e a norte pelas coberturas da Bacia dos Parecis. O corpo principal da suíte apresenta forma elíptica, alongado na direção nordeste, com eixo maior medindo aproximadamente 25 km.

A observação dos contatos é prejudicada por conta do alto grau de alteração intempérica que produziu

um espesso perfil laterítico. No entanto, pontualmente é possível observar que as rochas da Suíte Cerejeiras são intrusivas no Complexo Colorado, fato evidenciado pela presença de xenólitos de rochas paraderivadas que formam este complexo.

Comumente as rochas desta suíte formam relevos suavemente ondulados, aflorando na forma de matacões, blocos arredondados ou em pequenos lajedos (Figura 3.45-A e B).

Os litotipos predominantes são os granada-biotita monzogranitos, seguidos dos biotita sienogranitos e raros granodioritos. Frequentemente apresentam foliação de fluxo magmático, coloração acinzentada a cinza-rosada, granulação que varia de média a grossa e textura porfirítica, com fenocristais predominantes de K-feldspato (Figura 3.45-C). Localmente foi verificada textura *rapakivi* em biotita-monzogranito grosso (Figura 3.45-D).

Nas bordas dos corpos ígneos e ao longo de estruturas dúcteis, se desenvolve foliação milonítica, cuja direção varia de NW a NE. Nestas faixas de maior deformação, os fenocristais de K-feldspato mostram bordas

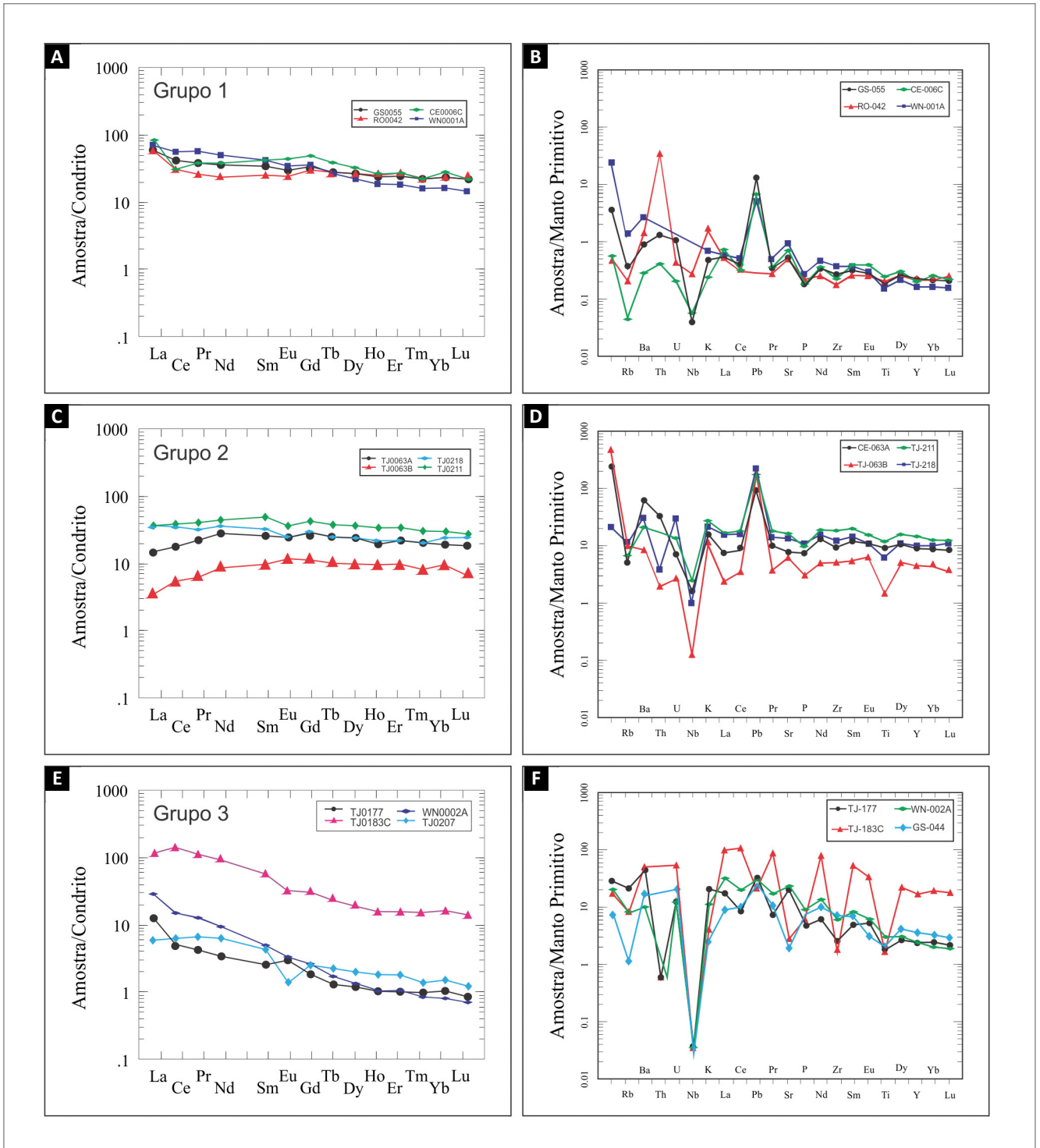


Figura 3.43 - Aranhogramas normalizados para condrito (BOYNTON, 1984) e para Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989).

recristalizadas e contornadas por matriz e constituída basicamente por quartzo e biotita, desenhando zonas de sombra de pressão.

3.12.2. Petrografia

As análises petrográficas permitiram classificar as rochas da Suíte Cerejeiras entre biotita-monzogranitos a

biotita-granodioritos, com alguns tonalitos subordinados (Figura 3.46). Estas rochas são compostas essencialmente por plagioclásio (5% – 55%), microclina (8% - 50%), quartzo (20% - 28%), biotita (2% – 15%) e ortoclásio (0% – 15%). Ocorrem ainda finos cristais de zircões, alanita, apatita e opacos na fase acessória, enquanto que clorita, muscovita, epidoto e caulinita ocorrem como minerais secundários.

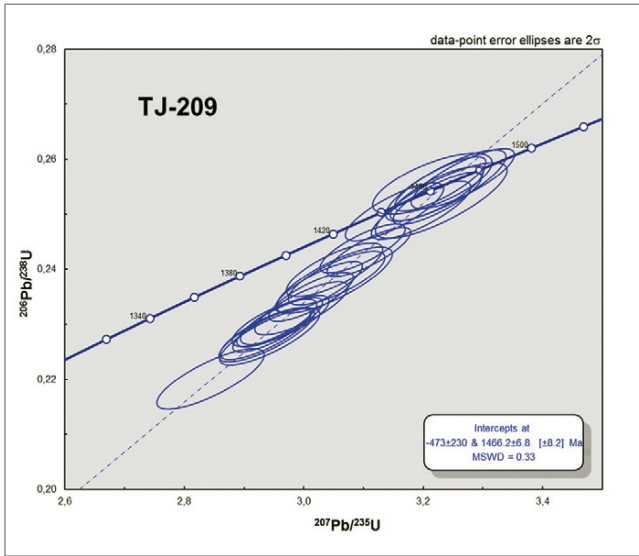


Figura 3.44 - Diagrama de Idade Concórdia para o Metagabro da Unidade Máfica-Ultramáfica Igarapé Hermes.

De modo geral são rochas leucocráticas de granulação fina a grossa apresentam textura equigranular a porfirítica, cujos fenocristais prismáticos de feldspato alcalino estão orientados por fluxo magmático ou distribuídos aleatoriamente numa matriz hipidiomórfica de quartzo, plagioclásio e biotita (Figura 3.46).

Localmente ocorrem franjas mimerquíticas que foram geradas por processos de exsoluções tardias. A presença de clorita e epidoto granular são interpretados como produtos de alteração hidrotermal da biotita e plagioclásio respectivamente. Na borda do batólito principal também foram identificadas zonas de alteração potássica.

Rizzotto (2010) identificou a presença de granada metamórfica e idioblástica como mineral acessório em biotita-monzogranitos e granodioritos foliados, que apresentam deformação dúctil na rede cristalina da microclina, sugerindo metamorfismo regional compatível com o nível crustal fácies anfibólito.

3.12.3. Litoquímica

Foram selecionadas quatro amostras da Suíte Cerejeiras para análise litoquímica (Tabela 3.9), sendo todas as amostras coletadas durante o projeto Metalogenia do Bloco Sudeste de Rondônia, indicadas com o prefixo 4212.

As amostras apresentam valores de SiO₂ entre 67 e 85%, com valores gerais de MgO abaixo do limite de detecção e grande variação nos valores de K₂O (entre 0,02 a 8%).

No diagrama TAS (MIDDLEMOST, 1985), variam entre quartzo monzonitos a granitos (Figura 3.47-A). Agrupam-se no campo dos magmas peraluminosos e variam entre granitos alcalinos a calcio-alcalinos (Figura 3.47-B e C).

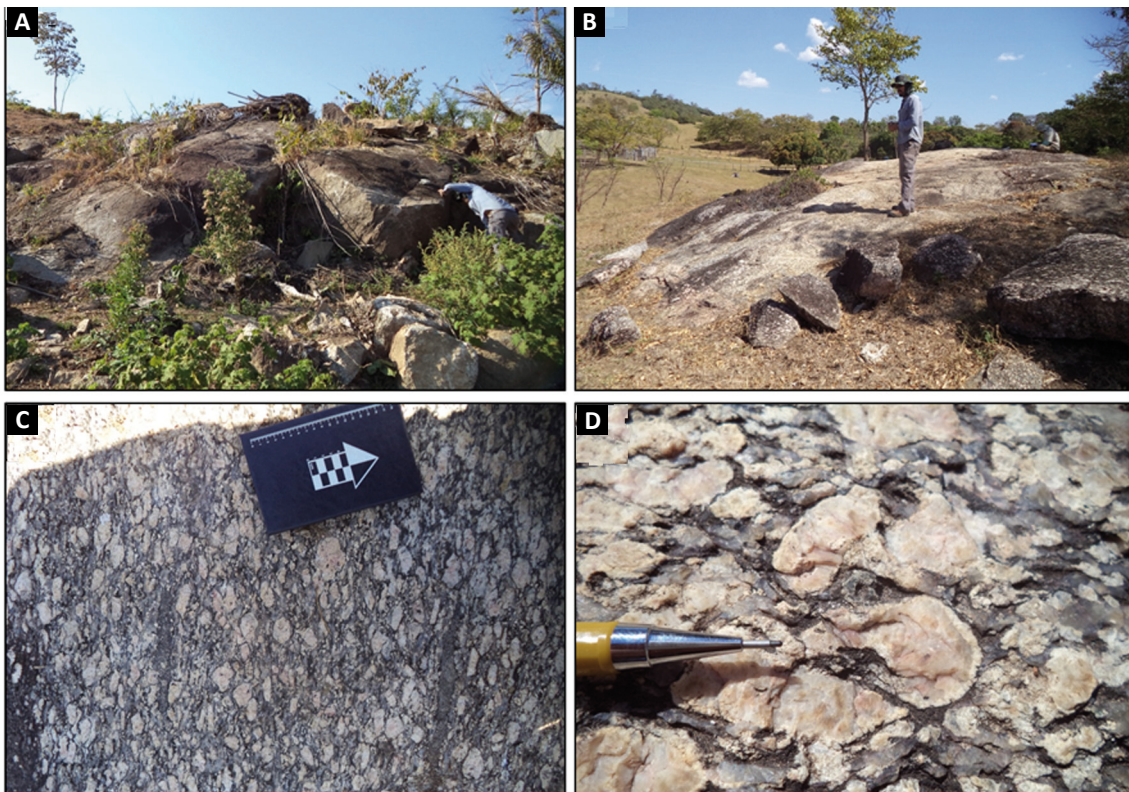


Figura 3.45 - Aspectos de afloramentos e texturais dos granitoides da Suíte Cerejeiras: A e B) Blocos roldados e lajedado, respectivamente; C) Detalhe da textura porfirítica exibindo uma orientação planar dos fenocristais de K-feldspato por fluxo magmático e a presença de autólitos máficos alongados e paralelos à foliação da rocha; D) biotita-monzogranito com textura rapakivi em fenocristal de K-feldspato envolto por matriz com biotitas e quartzo estirado.

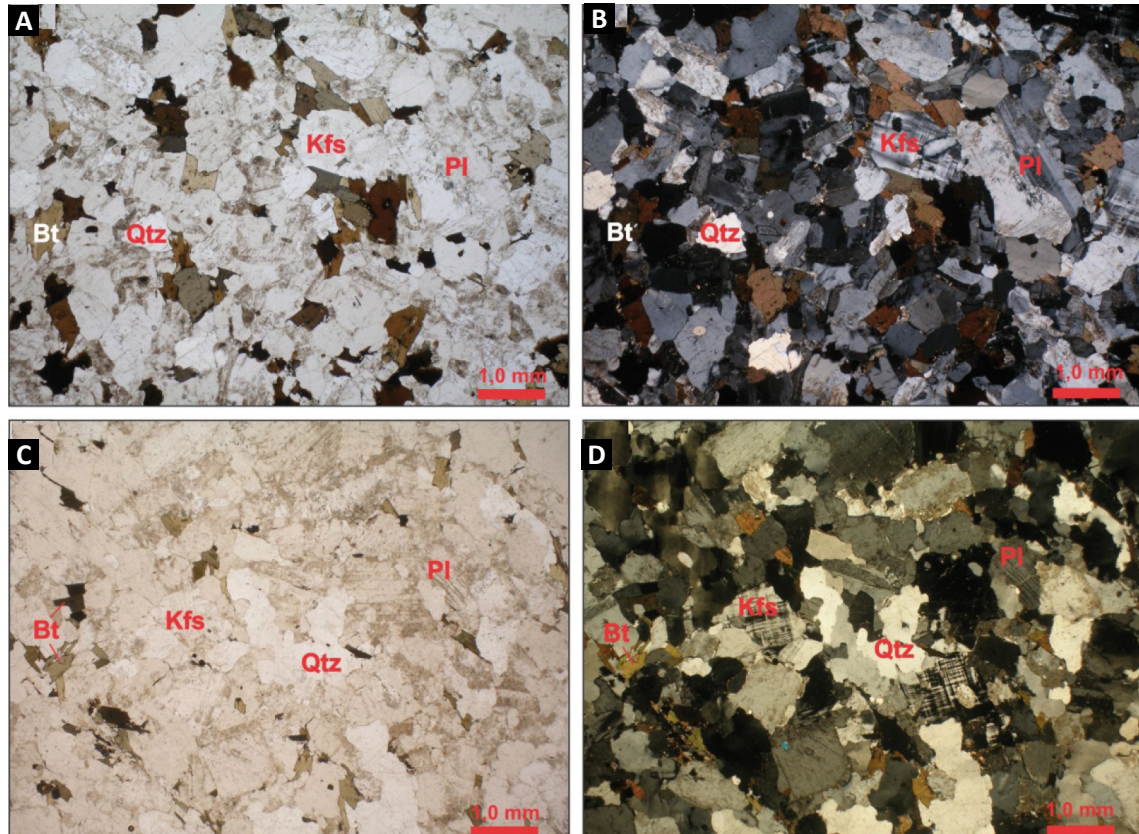


Figura 3.46 - A) e B) NP/NC textura hipidimórfica média em biotita-monzogranito isotrópico; C) e D) Aspecto textural em biotita-monzogranito.

Quanto à classificação genética, a população amostral sugere majoritariamente magmatismo do tipo I ou S (WHALEN; CURRIE; CHAPPELL, 1987), associado ao contexto sin-colisional (BACHELOR; BOWDEN, 1985) em ambiente de arco vulcânico (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984) (Figura 3.47-D, E e F).

No diagrama de elementos terras raras normalizadas para o condrito de Boynton (1984) nota-se enriquecimento relativo de Elementos Terras Raras Leves (ETR-L), com anomalia negativa de Eu (Figura 3.48-A). As exceções são as amostras 4212-GN-R-008 e 4212-GN-R-019, que apresentam padrão atípico. Já para o aranhograma normalizado para o Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989), destacam-se anomalias negativas de Nb, P Ce e Ti e anomalia positiva de K e Pb (Figura 3.48-B).

3.12.4. Geocronologia

Sem datações anteriores na literatura, foi escolhida amostra de monzogranito da Suíte Cerejeiras para análise de U/Pb em zircão. A amostra 4308-TJ-T-0137 forneceu cristais de zircão com tamanhos pequenos de aproximadamente 50-150 μm , hábitos distintos (euédricos a subédricos).

Dos vinte e quatro pontos analisados, dezenove apresentaram erro analítico, conteúdo de chumbo comum e discordância dentro de parâmetros aceitáveis de Pb

comum, erro analítico e concordância. Foram selecionados também dentre os pontos citados anteriormente, um conjunto dos seis mais concordantes que geraram a uma idade Concórdia de $1373 \pm 5,5$ Ma (Figura 3.49), que se considera uma melhor estimativa de idade de cristalização para esta rocha (CPRM, 2017).

3.12.5. Características geofísicas

Grande parte desta suíte é relacionada à baixa intensidade magnética, variando de 0,005 a 0,01 nT, com alguns picos anômalos de maior intensidade. No mapa ternário RGB o corpo é bem marcado por tons na cor amarela, com maiores concentrações nos canais de potássio e tório.

3.13. SUÍTE ALTO ESCONDIDO (MP2 γ ae)

3.13.1. Aspectos gerais

Os corpos que compõe esta suíte estão distribuídos amplamente na região central da área do projeto, apresentam dimensões variadas e forma de ocorrência alongada, geralmente na direção N-S com leve inflexão para NNE ou NNW e comumente constituem os principais morros da região. A ocorrência mais representativa das rochas dessa suíte é na forma de blocos subarredondados

Tabela 3.9 - Resultado das análises litoquímicas da Suíte Cerejeiras.

MP2yc - CEREJEIRAS				
ELEMENTO	4212-AD-R-0025A	4212-GN-R-0008	4212-GN-R-0011	4212-GN-R-0019
SiO ₂ (% wt)	66.7	72.3	71.1	84.6
Al ₂ O ₃	16.1	12.9	15.8	0.13
Fe ₂ O ₃	4.4	3.52	1.86	15.6
MgO	1.09	<0.1	<0.1	<0.1
CaO	2.45	0.15	0.09	0.05
Na ₂ O	3.88	1.78	8.06	<0.1
K ₂ O	3.78	8.21	0.48	0.02
MnO	0.05	0.02	<0.01	0.01
TiO ₂	0.53	0.32	0.23	<0.01
P ₂ O ₅	0.243	<0.01	0.023	0.011
BaO	0.18	0.21	<0.01	<0.01
Cr ₂ O ₃	0.07	<0.01	<0.01	<0.01
Nb ₂ O ₅	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
FeO	3.62	0.85	0.62	2.44
LOI	0.25	0.12	0.53	<0.01
Soma	99.52	99.58	97.82	100.70
Ba (ppm)	1391	1450	17	10
Sr	334.1	136.1	123.1	2.2
Ga	20.5	14.6	15.8	1.3
Rb	82.8	184.5	7.5	0.9
Co	7.3	1.5	1.7	1.4
Ni	16	16	8	7
Cu	11	<5	11	6
Ti	2900	1100	1000	<1000
Sc	3.5	1	1.2	0.6
Zn	81	22	5	8
Pb	13.6	19.2	3	<0.5
Nb	6.48	3.28	10.55	<0.05
Hf	7.19	5.81	4.54	<0.05
Ta	0.8	0.08	0.65	<0.05
Th	10.2	1.2	14.6	0.2
U	1.28	1.34	2.63	0.47
Y	11.64	3.14	11.82	1.13
Zr	251.6	205.6	147.5	7.9
La	49	10.7	18.8	0.8
Ce	98.8	4.3	32.7	1.8
Pr	10.93	0.59	3.84	0.22
Nd	38.7	1.7	13.1	0.3
Sm	5.6	0.5	2.8	0.2
Eu	1.26	0.87	0.51	<0.05
Gd	4	0.49	2.4	0.2
Tb	0.49	0.09	0.38	<0.05
Dy	2.26	0.49	2.25	0.21
Ho	0.44	0.1	0.45	<0.05
Er	1.24	0.38	1.43	0.13
Tm	0.18	0.06	0.22	<0.05
Yb	1.1	0.4	1.5	0.2
Lu	0.17	0.08	0.21	<0.05

a arredondados (Figura 3.50-A) a levemente alongados no topo das elevações ou em raros lajedos encontrados na margem dos Igarapés.

As formas de contato são claramente discordantes com as rochas consideradas do embasamento. Em contato abrupto com o bandamento e/ou foliação metamórfica dos paragnaisses e xistos do Complexo Colorado, com frequentes apófises intrusivas no referido complexo. Da mesma forma, diques aplíticos da Suíte Alto Escondido cortam aleatoriamente os granitoides das suítes Igarapé Enganado e Cerejeiras. Xenólitos são raros ou ausentes.

São granitos *stricto sensu*, composicionalmente são dominados pelos biotita sienogranitos e biotita monzogranitos, com ou sem granada, homogêneos, leucocráticos, isotrópicos ou com incipiente trama de fluxo magmático (Figura 3.50-B). A granulação varia de fina a média e localmente porfírico, de cor cinza com tonalidade esbranquiçada a levemente rosada. Nas rochas de textura equigranular destacam-se cristais de granada e agregados de biotita enquanto (Figura 3.50-C), esparsos fenocristais quadráticos centimétricos de feldspato potássico dispersos em matriz média a grossa caracterizam a textura porfírica destas rochas (Figura 3.50-D).

3.13.2. Petrografia

Em lâmina delgada os leucogranitos da Suíte Alto Escondido são classificados como biotita-sienogranitos e biotita-monzonogranitos que eventualmente podem conter pequenas frações de granada. Estas rochas apresentam granulação fina a média e são compostas por plagioclásio (10 a 30%), feldspato alcalino (20 a 35%), quartzo (20 a 30%) e lamelas de biotita (5-10%) e alguma muscovita primária. A fase acessória é representada por zircão, apatita, titanita e alanita de hábito granular, geralmente inclusos na biotita e plagioclásio (Figura 3.51).

Ocorrem fenocristais de microclina peritítica e ortoclásio entre finos agregados equigranulares e subédricos de plagioclásio, quartzo e biotita. Alguns plagioclásios estão zonados, indicando a cristalização em condições de equilíbrio. Localmente ocorrem massas intersticiais de mimerquita, formadas pelo intercrescimento de quartzo e K-feldspato por efeito de deformação ou metamorfismo.

Em algumas amostras está presente uma foliação incipiente que provoca lineção mineral em massas de quartzo, com orientação das biotitas e alinhamento dos fenocristais de K-feldspato.

Em rochas onde estão presentes biotita, muscovita e granada, a relação entre as micas não permite caracterizá-las como cogenéticas e de natureza magmática. Portanto as características químicas serão mais úteis para caracterizar estes granitoides que possivelmente são oriundos de fusão crustal envolvendo anatexia de metassedimentos.

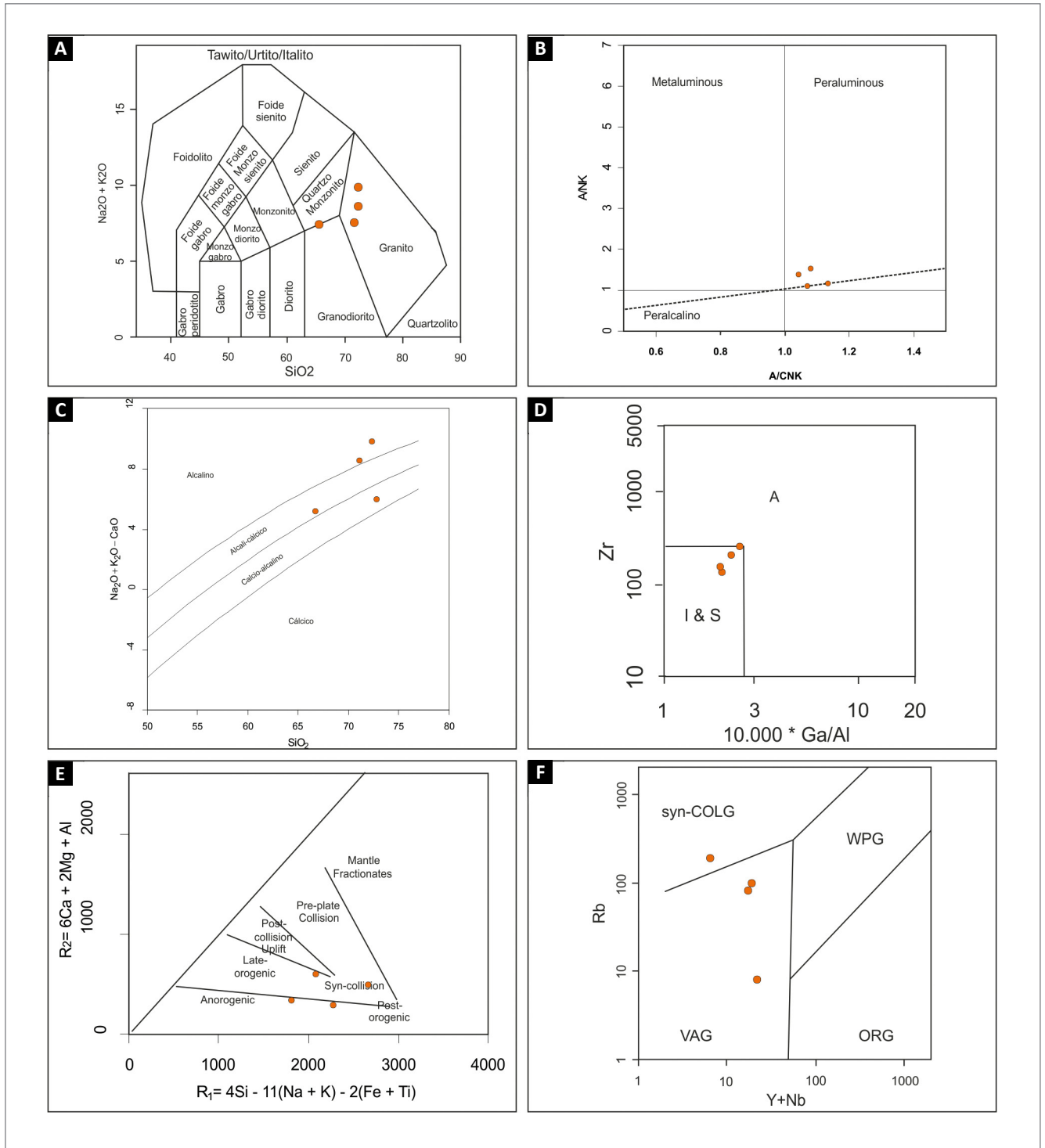


Figura 3.47 - Litoquímica das amostras da Suíte Cerejeiras; A) Diagrama TAS para rochas plutônicas (MIDDLEMOST, 1985); B) Diagrama de Schand indicando rochas de um magma peraluminoso; C) Diagrama álcalis totais versus sílica (FROST *et al.*, 2001) com população localizada majoritariamente no campo da série cálcio-alcalina; D) Diagrama de discriminação de granitos tipo A através da análise Zr-Ga/Al, com as amostras localizadas no campo dos granitos tipo I ou S (WHALEN; CURRIE; CHAPPELL, 1987); E) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico através de duas funções multivariadas utilizando elementos maiores (BACHELOR; BOWDEN, 1985), com maioria das amostras indicando contexto de sin a tardi-colisional; F) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico utilizando Rb e Y+Nb (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984) com população majoritária no campo dos granitos de arco vulcânico.

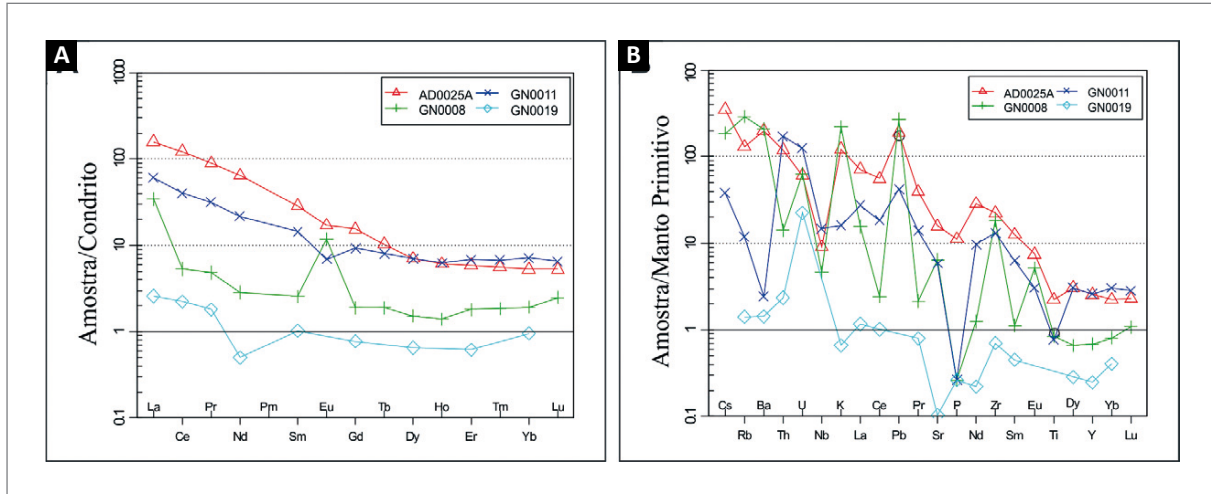


Figura 3.48 - Aranhogramas normalizados para condrito (BOYNTON, 1984) e para Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989).

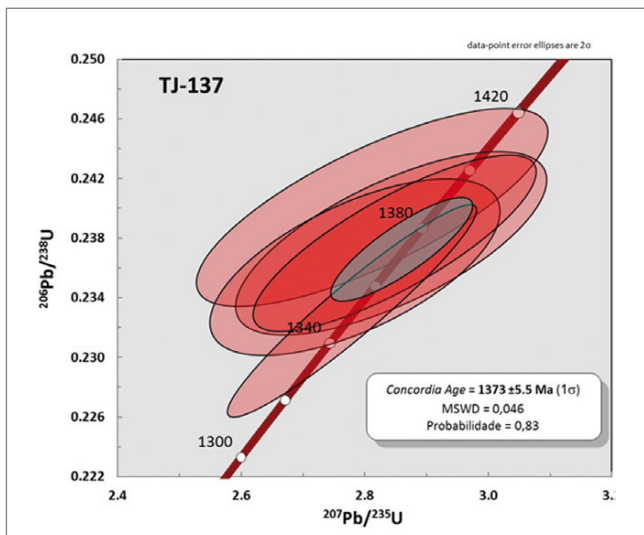


Figura 3.49 - Diagrama concórdia U-Pb de granodiorito da Suíte Cerejeira, afloramento 4308-TJ-0137.

3.13.3. Litoquímica

Foram selecionadas dezessete amostras dos diversos corpos plutônicos pertencentes à Suíte Alto Escondido para análise litoquímica (Tabela 3.10), sendo sete amostras coletadas durante o projeto Metalogenia do Bloco Sudeste de Rondônia, indicadas com o prefixo 4212 e as demais coletadas neste projeto.

As amostras apresentam valores de SiO₂ entre 65 e 73%, com valores gerais de MgO variando de 0,3 a 3%, CaO de 0,7 a 4,2%, K₂O de 1,9 a 4,8% e Na₂O de 3,1 a 4,8%. No diagrama TAS (MIDDLEMOST, 1985), variam entre quartzo monzonitos, granodioritos e granitos (Figura 3.52-A). Agrupam-se no campo dos magmas peraluminosos e variam entre granitos cálcicos a calcio-alcalinos (Figura 3.52-B e C).

Quanto à classificação genética, a população amostral sugere majoritariamente magmatismo do tipo I ou S (WHALEN; CURRIE; CHAPPELL, 1987), associado ao contexto sin-colisional a tardi-orogênico (BACHELOR; BOWDEN, 1985) em ambiente de arco vulcânico (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984) (Figura 3.52-D, E e F).

A análise de elementos traço permite a distinção das amostras em quatro agrupamentos distintos, variando quanto ao fracionamento entre ETR-L e ETR-P e o enriquecimento relativo de elementos como Gd e Yb. No diagrama de ETR normalizadas para o condrito de Boynton (1984) nota-se a tendência do padrão “gavota” nos Grupos 1 e 3, sendo que no Grupo 2 verifica-se o mesmo grau de fracionamento entre ETR-L e P, porém sem a anomalia de Eu. O Grupo 4 se destaca dos demais por apresentar enriquecimento ressaltado de Gd e Yb com enriquecimento relativo de ETR-P, apresentando valores de ETR-L até dez vezes menores do que os demais grupos (Figura 3.53 A, C, E e G). Já para o aranhograma normalizado para o Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989), os grupos 1, 2 e 3 apresentam comportamento similar, com anomalias pequenas anomalias negativas de Th e Zr e anomalias negativas proeminentes de Nb, Ce, P e Ti e anomalias positivas de Ba, K, Pb e Nd. O Grupo 4 preserva as anomalias negativas e positivas encontradas nos grupos anteriores em proporções diferentes, ressaltando o enriquecimento em K e Pb e o empobrecimento relativo em Zr e Ti (Figura 3.53 B, D, F e H).

3.13.4. Características geofísicas

Bem marcado na ASA, em domínios magnéticos de alta intensidade e formato circular. Tanto no mapa da ASA como no mapa da primeira derivada é bem marcada a estruturação com *trend* nordeste do corpo. Nos

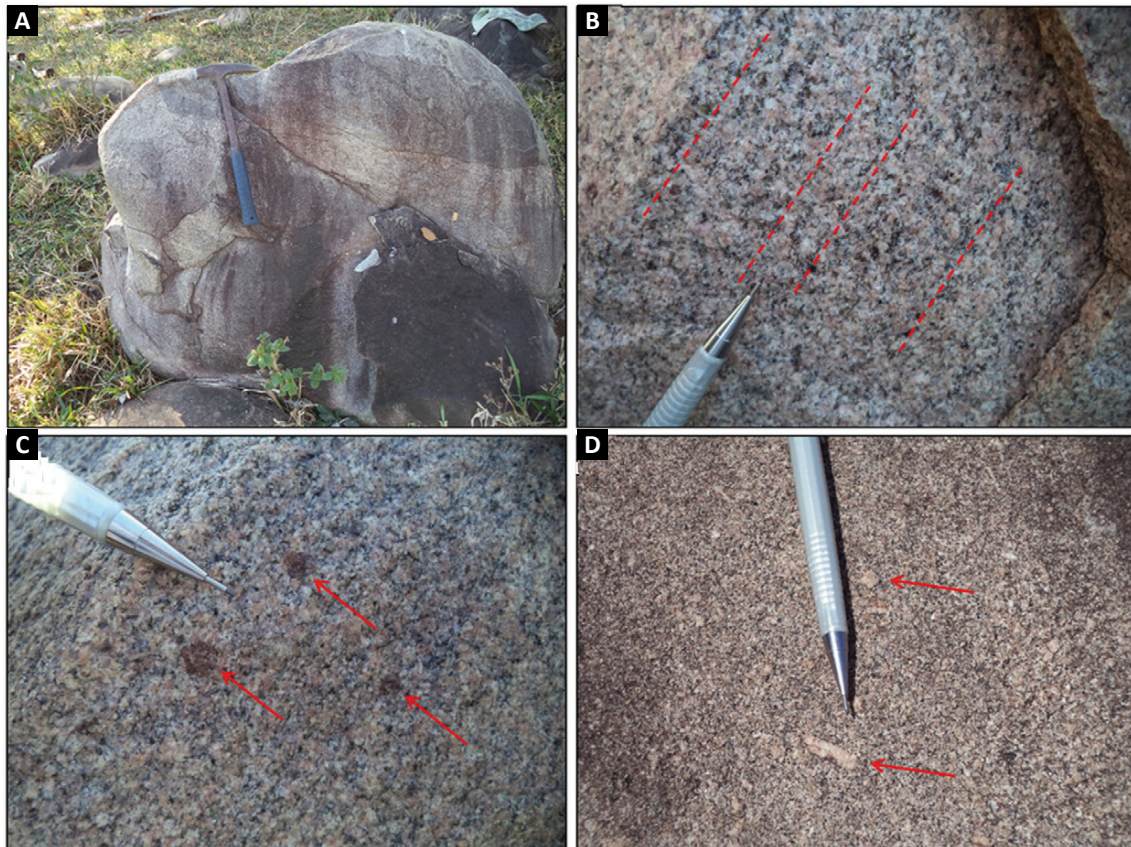


Figura 3.50 - Aspectos texturais dos granitos da Suíte Alto Escondido: A) Matacões subarredondados como a principal forma de afloramento dessas rochas; B) Monzogranito equigranular com incipiente foliação desenhada pelos cristais de biotita, destacado pelas linhas tracejadas em vermelho; C) Cristais de granada em monzogranito, indicado pelas setas em vermelho; D) Fenocristais de K-feldspato dispersos em matriz fina equigranular em sienogranito, destacado pelas setas em vermelho.

mapas gamaespectrométricos os litotipos desta unidade possuem alta concentração nos canais de potássio, tório e urânio, que no mapa RGB apresentam cores variando em tons brancos. O corpo denominado de Maciço Porto Triunfo, onde ocorre a Fácies Alto Guarajus, é bem marcado por tons na cor amarelo, com maiores concentrações nos canais de potássio e tório.

3.14. SUÍTE IGARAPÉ ENGANADO (MP2 δ ie)

3.14.1. Aspectos gerais

Os maciços mais expressivos que formam esta suíte ocorrem na porção central da área estudada, especificamente entre as cabeceiras do rio Vermelho e córrego Trinta e Dois, ao longo da RO-370, no trecho entre Colorado do Oeste e Cerejeiras e ao longo da rodovia que liga Colorado do Oeste a Cabixi. Essas rochas sustentam morros e morrotes, gerando relevo ondulado que se destaca na região. Afloramentos ocorrem como blocos abaulados e alongados no topo e encosta dessas elevações, além de lajedos nos leitos de drenagens (Figura 3.54-A e B).

Os granitoides dessa suíte formam batólitos alongados ou corpos menores, com orientação que varia

entre norte-sul a noroeste. Afloram juntamente com as rochas do Complexo Colorado, intrusivos nos xistos e paragneisses do referido complexo, geralmente exibindo contato abrupto e discordante.

A suíte é representada por sienogranitos e monzogranitos, seguidos dos granodioritos e raros tonalitos. São rochas leuco a mesocráticas, apresentando tonalidade rosa, cinza ou cinza-rosada, localmente com tonalidades cinza-escura com alta concentração de máficos. A granulação varia de média a grossa, onde os termos porfiroides exibem megacristais de feldspato potássico de até 5 cm de tamanho, pontualmente apresentam-se manteados por plagioclásio, caracterizando a textura *Rapakivi* (Figura 3.55-A).

Apresentam como principal característica, forte trama de fluxo magmático, marcada pelo feldspato potássico (Figura 3.55-B). Pontualmente encontram-se bandas/zonas de cisalhamento que deu origem a foliação milonítica com forte recristalização (Figura 3.55-C), gerando feições do tipo *augen*, desenhada por porfiroclastos de K-feldspato.

Diques aplíticos sin-plutônicos com dezenas de metros de extensão ocorrem em alguns afloramentos, assim como autólitos máficos subarredondados de composição quartzo-diorítica. Xenólitos são raros e variáveis no tamanho, constituídos pelas rochas encaixantes como

Tabela 3.10 - Resultado das análises litoquímicas da Suíte Alto Escondido.

MP2 γ ae - ALTO ESCONDIDO									
ELEMENTO	4212 -LS-R- 0017	4212 -LS-R- 0024	4212 -LS-R- 0025	4212 -LS-R- 0026	4212 -LW-R- 0041	4212 -TB-R- 0002	4212 -TJ-R- 0016	4308 -CE-R- 0019	4308 -CE-R- 0025
SiO ₂ (% wt)	65.4	69.7	66.7	67.7	64.6	73.7	73.7	67.8	71.8
Al ₂ O ₃	15.9	15.8	15.8	15.5	17.4	13.2	14.1	15.1	14.7
Fe ₂ O ₃	5.21	2.49	5.73	4.52	4.42	3.09	2.45	4.82	2.77
MgO	2.28	0.66	1.58	1.8	1.1	0.3	0.49	1.02	0.67
CaO	4.28	1.74	3.65	2.66	3.01	1.48	1.55	2.5	1.52
Na ₂ O	3.7	4.17	3.16	4.07	4.59	3.17	3.26	3.75	3.45
K ₂ O	2.57	4.5	1.92	3.55	3.33	4.55	4.67	4.05	4.63
MnO	0.08	0.07	0.1	0.07	0.05	0.06	0.05	0.07	0.06
TiO ₂	0.49	0.25	0.57	0.43	0.59	0.22	0.18	0.66	0.21
P ₂ O ₅	0.137	0.125	0.081	0.122	0.275	0.072	0.065	0.256	0.071
BaO	0.1	0.14	0.05	0.13	0.19	0.08	0.1	0.15	0.17
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Nb ₂ O ₅	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
FeO	3.34	1.77	2.58	3.03	3.79	2.2	1.61	3.35	1.88
LOI	0.95	0.63	1.02	0.94	0.3	0.12	0.24	0.28	0.35
Soma	100.21	99.71	99.40	100.61	99.62	99.98	100.68	100.24	100.11
K ₂ O/Na ₂ O	0.69	1.08	0.61	0.87	0.73	1.44	1.43	1.08	1.34
K ₂ O+Na ₂ O	6.27	8.67	5.08	7.62	7.92	7.72	7.93	7.8	8.08
Ba (ppm)	634	1329	462	814	1758	843	816	1752	1674
Ga	18.5	19.6	17.2	17.5	22.4	18.2	16.7	20.3	15.4
Sr	427.7	415.9	319.6	323.8	594.8	127.5	137.5	394.1	203.9
Rb	66.1	92.8	49.3	98.6	67.3	86.1	161.8	141.4	175.3
Co	12.7	4.4	13.1	10.2	7.4	2.6	2.7	6.2	3
Ni	23	11	18	19	15	12	12	12	5
Cu	20	10	5	40	22	<5	33	19	10
Ti	2600	1200	2600	2200	3000	1200	900	3800	1100
P	432	322	259	355	838	184	152	932	232
Sc	6.8	3.6	11.9	6.3	7.9	7.7	4.9	12.7	4.6
Zn	51	56	73	53	89	57	40	101	43
Pb	9.2	18.6	10.4	10.4	10.5	10.7	17.3	16.3	14.1
Nb	6.57	3.69	6.62	4.21	5.17	4.35	6.47	14.86	5.18
Hf	4.65	2.47	7.02	3.3	7.47	5.37	3.31	9.59	2.53
Ta	0.19	<0.05	0.74	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.51	0.19
Th	8	4.2	8.1	15.2	2.8	3.4	13.6	8	8.9
U	2.42	1.83	1.28	1.63	0.5	1.57	3.94	2.62	1.46
Y	16.2	21.57	24.5	10.93	11.24	35.82	18.4	34.46	15.29
Zr	164	97	248.3	131.4	333.4	193	126.7	376	82.4
La	24	47.5	27.7	28.2	54.1	42.4	36.4	56.1	27.2
Ce	43.4	86.7	61	43.2	94.4	85.2	64	119	55.7
Pr	5.2	9.66	7.85	4.68	10.1	10.51	7.13	17.06	7.55
Nd	20.2	33.4	32.2	16.7	34.2	42.3	25.1	72.7	30.7
Sm	4	5.3	6.4	2.9	5.3	9.8	4.7	14.2	6.1
Eu	0.93	1.13	1.23	0.86	1.46	1.31	0.65	3.26	1.91
Gd	3.67	4.4	5.84	2.64	4.15	10.06	3.98	22.22	10.5
Tb	0.52	0.65	0.83	0.34	0.55	1.54	0.6	2.64	1.28
Dy	3.05	3.58	4.6	1.93	2.55	8.7	3.21	8.07	3.38
Ho	0.59	0.72	0.96	0.37	0.47	1.6	0.64	1.45	0.65
Er	1.77	2.01	2.77	1.12	1.17	3.91	1.91	4.13	1.97
Tm	0.27	0.26	0.41	0.17	0.14	0.51	0.29	0.58	0.32
Yb	1.8	1.5	2.7	1.1	0.9	2.8	2	4.5	2.7
Lu	0.25	0.22	0.4	0.15	0.12	0.38	0.3	0.56	0.35

Tabela 3.10 - Resultado das análises litoquímicas da Suíte Alto Escondido (continuação).

MP2γae - ALTO ESCONDIDO								
ELEMENTO	4308-GS-R-0119	4308-TJ-R-0121	4308-TJ-R-0143	4308-TJ-R-0145B	4308-TJ-R-0146	4308-WN-R-0012B	4308-GS-R-0121	4308-TJ-R-0127
SiO ₂ (% wt)	73.8	70.5	75.7	72.6	67.2	68.3	73.4	76.4
Al ₂ O ₃	13.8	14.2	13.1	14.3	14.7	16.8	13.9	13.5
Fe ₂ O ₃	2.41	3.52	2.31	3.74	6.79	2.59	2.43	1.38
MgO	0.41	0.93	0.28	1.03	2.85	0.65	0.53	0.11
CaO	1.47	1.71	0.79	1.55	0.73	2.53	1	1
Na ₂ O	3.49	3.34	4.31	4.79	2.03	4.01	3.56	4.07
K ₂ O	4.5	4.85	2.82	2.28	0.13	4.08	4.75	4.15
MnO	0.05	0.05	0.02	0.08	0.04	0.04	0.05	0.02
TiO ₂	0.23	0.49	0.17	0.31	0.24	0.2	0.22	0.06
P ₂ O ₅	0.056	0.177	0.034	0.078	0.082	0.103	0.062	0.01
BaO	0.1	0.11	0.09	0.08	0.02	0.26	0.03	<0.01
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Nb ₂ O ₅	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
FeO	1.64	2.26	1.36	2.4	0.97	2.06	1.23	0.86
LOI	0.27	0.16	0.52	0.5	1.15	0.63	0.33	0.34
Soma	100.38	99.94	99.68	100.90	94.87	99.62	99.99	100.77
K ₂ O/Na ₂ O	1.29	1.45	0.65	0.48	0.06	1.02	1.33	1.02
K ₂ O+Na ₂ O	7.99	8.19	7.13	7.07	2.16	8.09	8.31	8.22
Ba (ppm)	973	1752	1909	1097	170	2824	799	125
Ga	15	17.9	15.2	17.3	17.7	18.4	15.9	17.7
Sr	186.6	477.5	116.2	229.5	432.5	513.6	145.6	77.6
Rb	181.9	197.2	102	103.9	4.8	79.1	219.4	206.3
Co	1.6	4.5	2.1	3.3	11	4.2	2.2	0.9
Ni	13	9	13	10	8	11	<5	8
Cu	5	15	18	15	26	13	7	<5
Ti	1100	2700	900	1600	1200	1100	1200	300
P	119	587	135	356	319	337	174	<50
Sc	4.2	4.7	4.8	6	11.8	4.4	4.6	1.6
Zn	43	61	14	47	50	36	45	14
Pb	18.4	23.2	5.2	6.2	2	23.9	19.9	26.7
Nb	10.17	11.84	2.37	2.18	<0.05	<0.05	13.15	5.58
Hf	4.98	5.92	2.56	2.45	<0.05	3.93	4.16	0.95
Ta	0.46	0.62	0.2	<0.05	<0.05	<0.05	0.83	0.06
Th	9.8	7.8	1.9	1.7	<0.1	10.5	12	8.4
U	3.27	1.79	1.71	0.76	0.05	1.99	2.8	2.33
Y	18.27	29.79	24.91	18.8	1.53	10.85	21.76	9.07
Zr	161.3	207.2	52.3	58.3	0.5	196.7	123.5	20.5
La	34.4	42.7	7.6	9	1.9	70.8	33	2.3
Ce	68.8	91.3	24	21	3.7	133.2	72	4.6
Pr	8.47	14.18	2.59	3.75	0.8	15.2	8.59	0.78
Nd	30.5	61.3	13.2	18.2	3.9	52.7	30.8	3.1
Sm	5.6	12.9	4.9	6.9	1.6	8.3	5.8	1.2
Eu	0.99	3.5	4.35	3.76	0.82	2.07	0.99	0.52
Gd	5.84	29.2	13.47	21.23	5.35	5.67	6.28	2.41
Tb	0.76	3.23	1.85	2.49	0.6	0.58	0.82	0.36
Dy	3.59	7.32	7.15	6.26	0.69	2.55	3.97	1.92
Ho	0.7	1.36	1.56	1.2	0.13	0.41	0.77	0.44
Er	2.03	3.9	5.29	3.84	0.35	1.12	2.39	1.5
Tm	0.29	0.59	0.92	0.66	<0.05	0.14	0.36	0.26
Yb	2.3	5	8.3	6.4	0.7	1.1	3	2.1
Lu	0.32	0.58	1.02	0.73	0.05	0.12	0.47	0.29

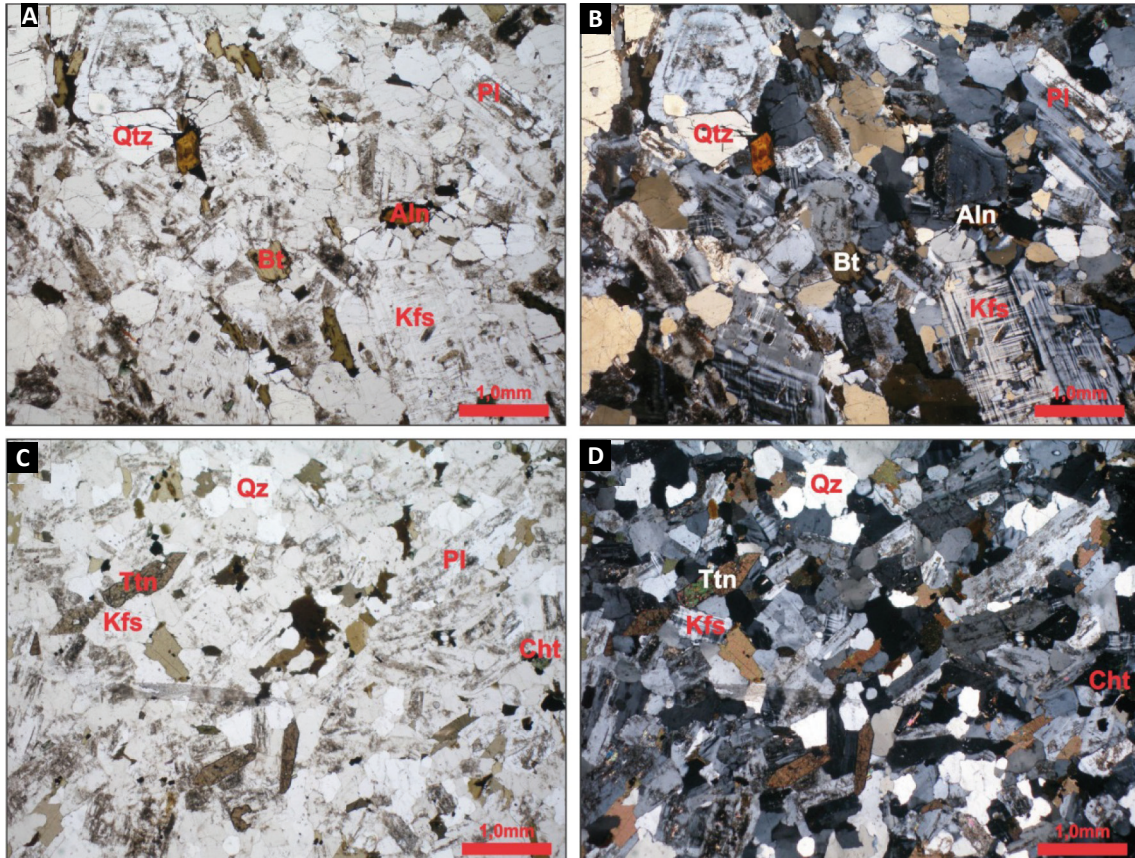


Figura 3.51 - A) e B) NP/NC biotita monzogranito porfirítico com cristais zonados de plagioclásio e alanita; C) e D) biotita monzogranito equigranular com cristais prismáticos de titânita.

paragnaisses do Complexo Colorado. Localmente são observadas feições que evidenciam mistura entre magma félsico e máfico, com textura do tipo *mingling* e *mixing* (Figura 3.55-D).

3.14.2. Petrografia

Em lâmina delgada as rochas da Suíte Igarapé Enganado são representadas por biotita sienogranitos, biotita monzogranitos, hornblenda-biotita granodioritos e diopsídio-ortopiroxênio tonalitos subordinados, que apresentam variações nos padrões de deformação. De modo geral, são granitoides leucocráticos de granulação média a grossa, textura equigranular hipidiomórfica a porfirítica, que em corredores de cisalhamento desenvolvem foliação metamórfica que eventualmente transforma os fenocristais de feldspato em porfiroclastos, recristaliza o quartzo da matriz e desenvolve uma textura lepidoblástica nas micas e até mica fish nos protólito de trama protomilonítica.

Estas rochas são constituídas essencialmente por microclina perítica (20-45%), quartzo (20 a 40%), plagioclásios (2 a 50%), até 13% de biotita, hornblenda (5-10%) e localmente diopsídio (5%) e hiperstênio (5%). A fase de acessórios é representada por zircão, apatita, titanita e

minerais opacos. Epidoto, sericita, clorita e muscovita são minerais secundários que substituem o plagioclásio e a biotita, respectivamente (Figura 3.56).

Em domínios preservados da deformação as rochas apresentam trama inequigranular, hipidiomórfica fina a média, isotrópica e frequentemente exibe quartzo com extinção ondulante e alinhamento dos fenocristais de feldspatos, devido ao processo de fluxo magmático em estado *subsólido*. A textura *rapakivi* também ocorre de forma localizada, assim como rara textura simplectítica entre quartzo e biotita que ocorrem associados com mimerquita.

As características petrográficas das associações litológicas e a presença de tonalitos a hiperstênio são evidências da cristalização anidra de um magma félsico em altas profundidades, semelhante a granitos do tipo A.

3.14.3. Litoquímica

Foram selecionadas treze (13) amostras da Suíte Igarapé Enganado para análise litoquímica (Tabela 3.11), sendo dez amostras coletadas durante o projeto Metalogenia do Bloco Sudeste de Rondônia, indicadas com o prefixo 4212, e três coletadas neste projeto.

As amostras apresentam valores de SiO₂ entre 55 e 75%, com valores de CaO variando muito, desde próximo

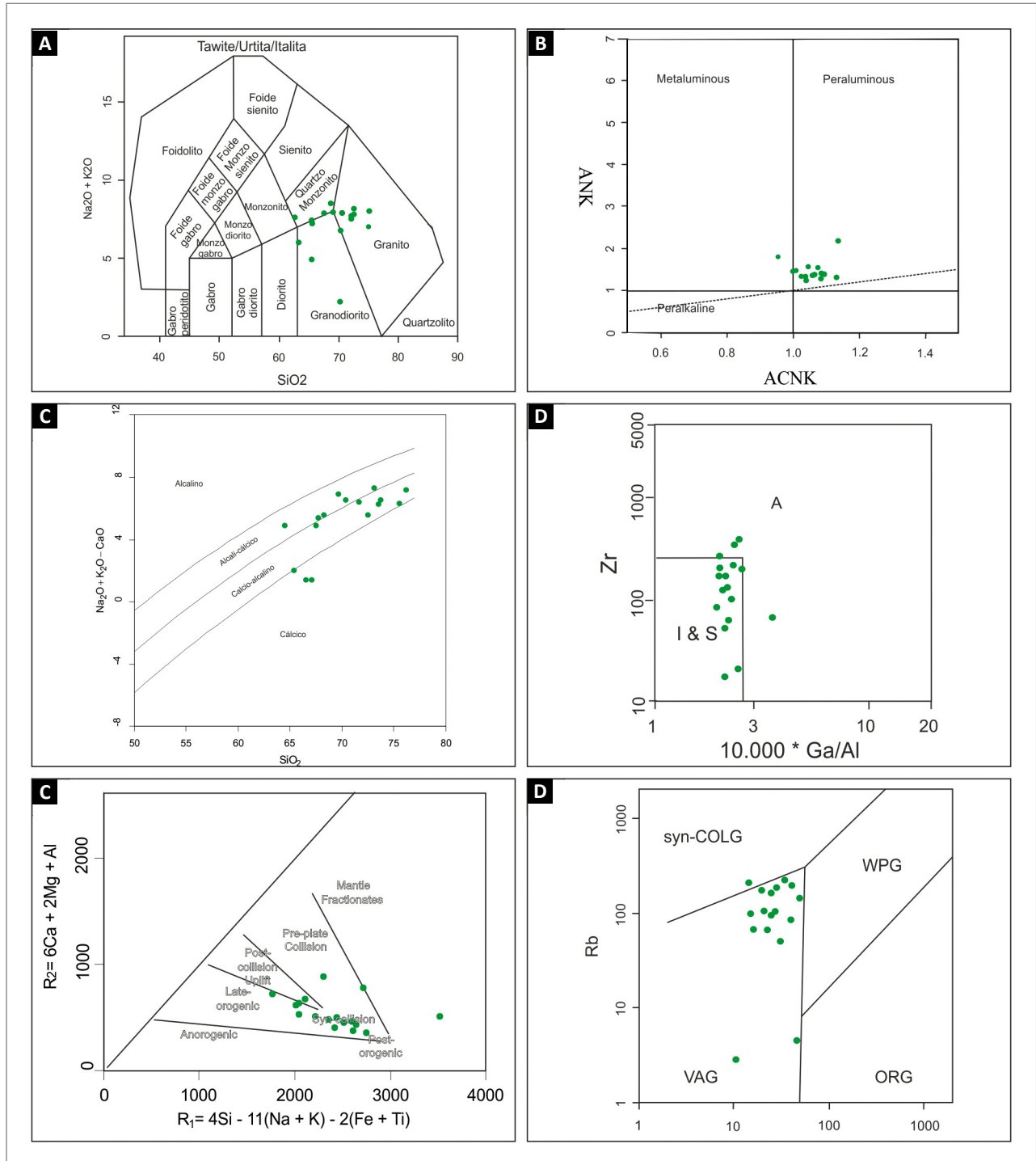


Figura 3.52 - Litoquímica das amostras da Suíte Alto Escondido; A) Diagrama TAS para rochas plutônicas (MIDDLEMOST, 1985); B) Diagrama de SHAND indicando rochas de um de composição fraca a fortemente peraluminosas; C) Diagrama álcalis totais versus sílica (FROST *et al.*, 2001) com população localizada majoritariamente no campo da série cálcio-alcalina; D) Diagrama de discriminação de granitos tipo A através da análise Zr-Ga/Al, com maioria das amostras localizadas no campo dos granitos tipo I ou S (WHALEN; CURRIE; CHAPPELL, 1987); E) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico através de duas funções multivariadas utilizando elementos maiores (BACHELOR; BOWDEN, 1985), com maioria das amostras indicando contexto de sin a pós-colisional; F) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico utilizando Rb e Y+Nb (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984) com população majoritária no campo dos granitos de arco vulcânico.

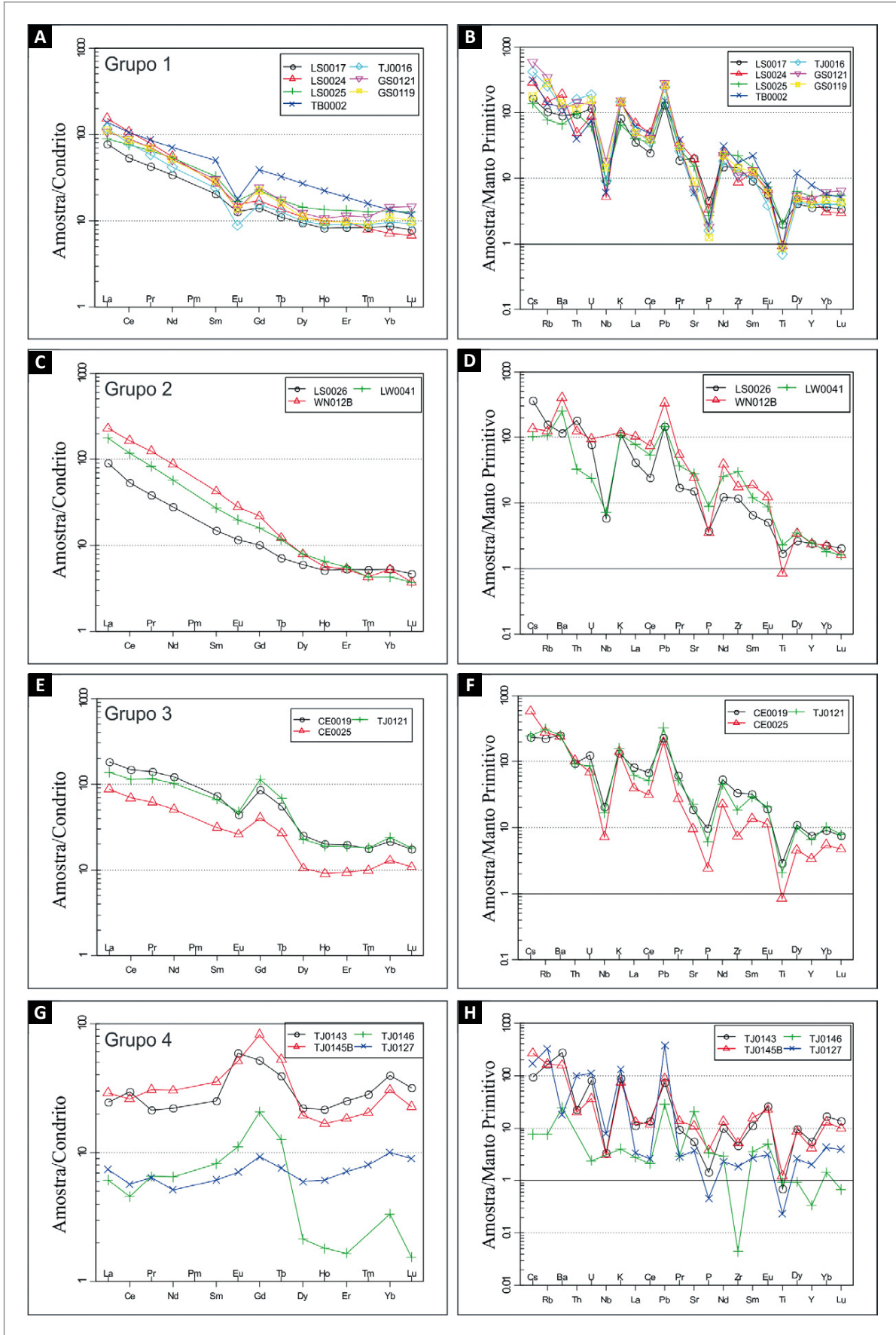


Figura 3.53 - Aranhogramas normalizados para Condrito (BOYNTON, 1984) e para Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989).

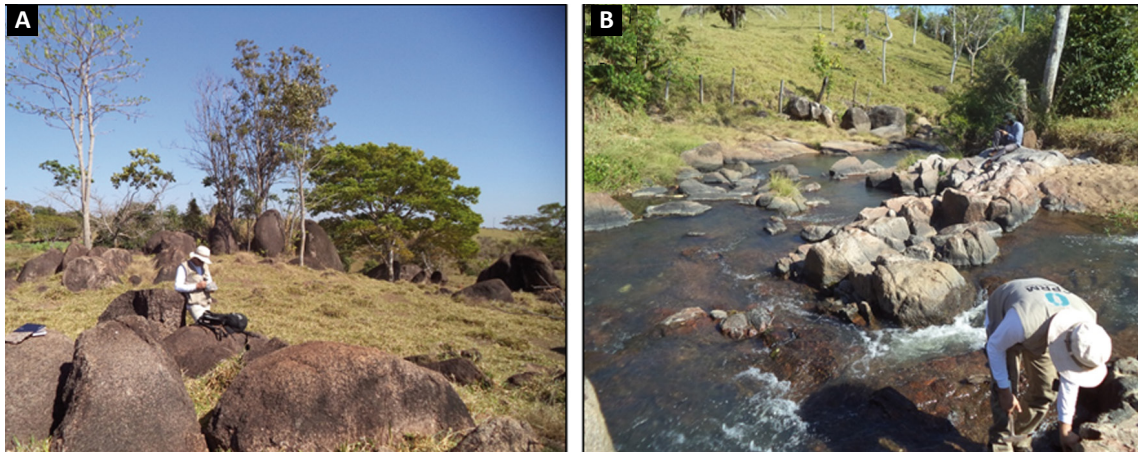


Figura 3.54 - - Forma de exposição dos granitoides da Suíte Igarapé Enganado:
A) Blocos abaulados em topo de morrote;
B) Lajedo nos leitos de drenagens.

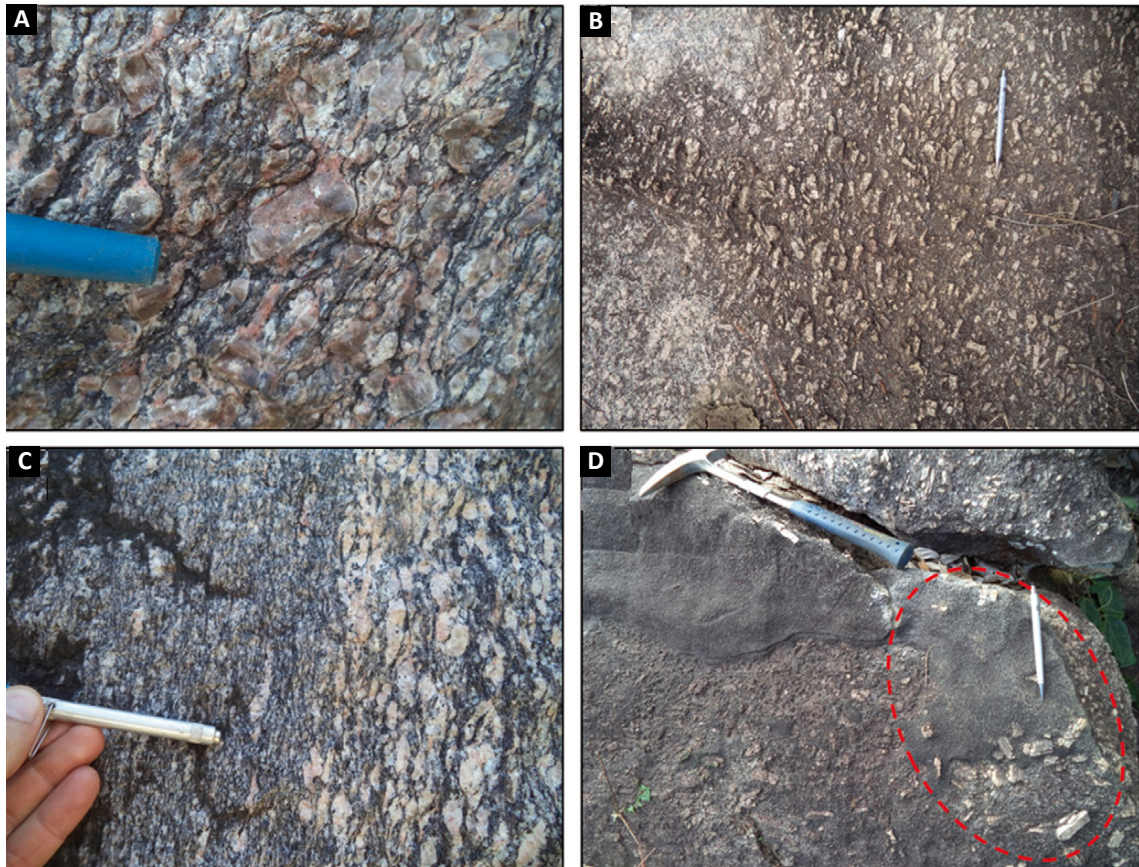


Figura 3.55 - Aspectos texturais dos granitoides da Suíte Igarapé Enganado:
A) Sienogranito porfirítico, detalhe para textura rapakivi;
B) Fenocristais de K-feldspato desenhando trama de fluxo magmático em sienogranito;
C) Aspecto da deformação dúctil em metamonzogranito, observar gradação da direita para a esquerda na foto de protomilonito com textura augen para milonito com forte cominuição e recristalização com cristais de K-feldspato fitado;
D) Detalhe para feições de mistura de magma mingling, com presença de rochas máfica e félsica, além de cristais de K-feldspato pingado em porção da rocha máfica, círculo tracejado em vermelho.

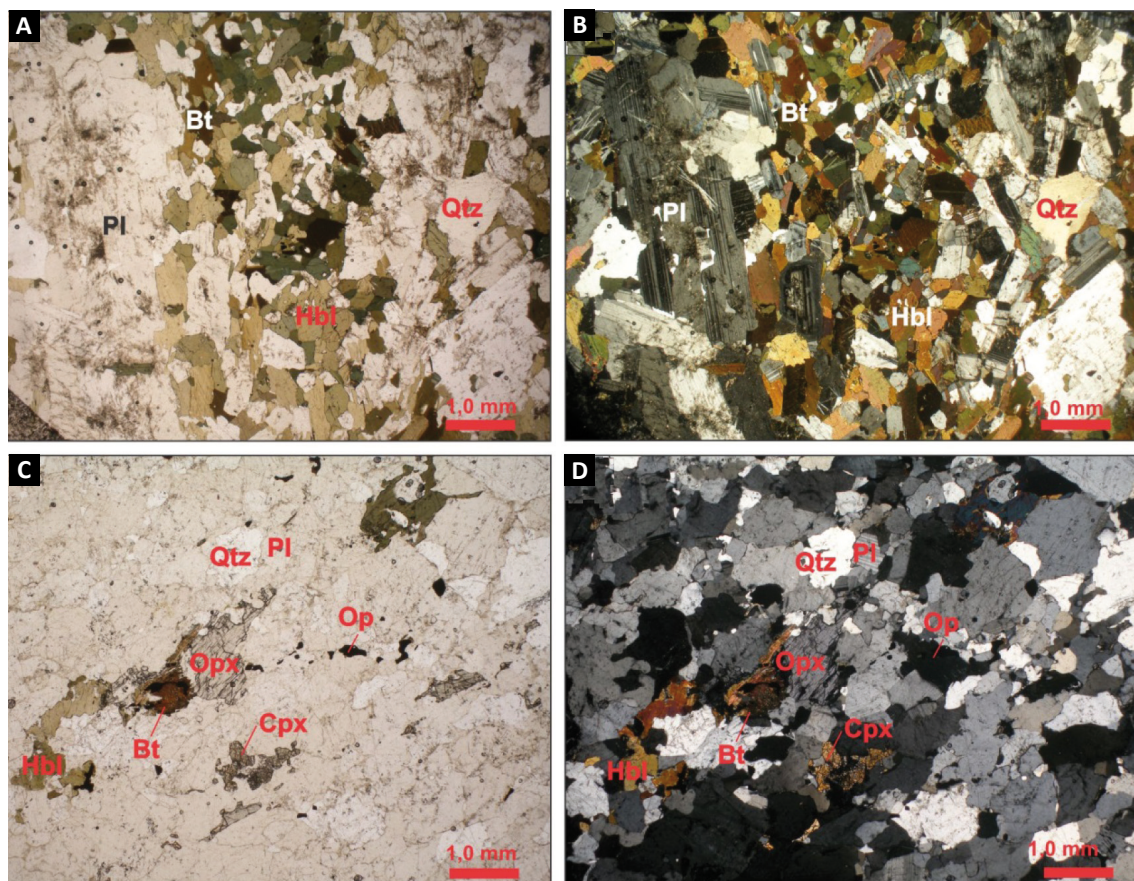


Figura 3.56 - A) e B) Biotita-hornblenda tonalito, mostrando alinhamento dos fenocristais de feldspato por fluxo magmático; C) e D) Aspecto textural em hornblenda-diopsídio-ortopiroxênio tonalito foliado.

do limite inferior de detecção até 10%, enquanto K_2O e Na_2O variam entre 2 e 5%.

No diagrama TAS (MIDDLEMOST, 1985), variam entre granitos, granodioritos e gabro dioritos, com uma leve tendência linear (Figura 3.57-A). Variam entre magmas peraluminosos e metaluminosos pertencentes às séries Cálcidas e Calcioalcalinas (Figura 3.57-B e C).

Quanto à classificação genética, metade da pulação amostral sugere magmatismo do tipo I ou S e a outra metade magmatismo do tipo A (WHALEN; CURRIE; CHAPPELL, 1987), em contexto sin a pós-colisional (BACHELOR; BOWDEN, 1985) em ambiente de arco vulcânico (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984) (Figura 3.57-D, E e F).

No diagrama de elementos terras raras normalizadas para o condrito de Boynton (1984) nota-se a predominância do padrão “gaviota”, com enriquecimento relativo de Elementos Terras Raras Leves (ETR-L), com anomalia negativa de Eu (Figura 3.58-A). Já para o aranhograma normalizado para o Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989), destacam-se anomalias negativas de Nb, Ce, Sr, P, Zr e Ti e anomalia positiva de K, Pb, Nd e Sm (Figura 3.58-B).

Apesar de a análise de ETR sugerirem que os magmas originários possuíam a mesma fonte, é possível verificar que as demais variáveis, como teor de álcalis, sílica e a razão de $Zr \times Ga/Al$ indicam a possibilidade de haver uma

mistura de magmas com duas naturezas distintas, o que corrobora a hipótese da mistura de magma entre esta unidade e a Suíte Cidade do Colorado, como discutido nos tópicos 3.14.2 e 3.15.2.

3.14.4. Características geofísicas

As rochas desta unidade não são bem marcadas nos mapas magnéticos, possivelmente devido à diversidade de rochas no local de exposição desta suíte. O mapa ternário RGB exibe variação de concentração dos radioelementos, apresentando tonalidades avermelhadas.

3.15. SUÍTE CIDADE DO COLORADO (MP2δcc)

3.15.1. Aspectos gerais

As rochas máficas desta unidade distribuem-se no entorno da cidade de Colorado do Oeste, bem como na porção central da área do projeto com as melhores exposições estão na margem direita da rodovia que liga Colorado do Oeste a Cabixi, sentido Cabixi, e percorrendo as linhas 5 e 7.

As rochas distribuem-se em corpos que variam de aproximadamente 1 a 9 km de extensão em seu eixo maior e se destacam no relevo, sustentando morrotes e morros

Tabela 3.11 - Resultado das análises litoquímicas da Suíte Igarapé Enganado.

MP2 _γ ie - IGARAPÉ ENGANADO													
ELEMENTO	4308-GS-R-0181	4308-TJ-R-0183D	4308-TJ-R-0183E	4212-AD-R-0036	4212-AD-R-0042	4212-CM-R-0040	4212-EG-R-0010	4212-GS-R-0001	4212-GS-R-0046	4212-LW-R-0017	4212-TJ-R-0004	4212-TJ-R-0007	4212-TJ-R-0037
SiO ₂ (% wt)	72	64,3	74,3	75	73,6	71,4	69,8	68,6	55,1	75	55	66	73,5
Al ₂ O ₃	13,9	16,4	13,5	12,4	12,3	14,4	14,8	15,7	17,5	13,6	14,9	15,7	13,3
Fe ₂ O ₃	3,47	5,08	4,26	3,62	3,09	2,33	2,93	4,49	10,6	1,55	9,56	5,54	2,76
MgO	0,65	1,89	0,94	0,25	<0,1	0,66	0,17	0,89	3,38	<0,1	4,75	1,58	0,39
CaO	1,64	4,52	0,11	1,76	0,67	1,44	3,53	2,61	6,84	0,75	10,2	2,33	1,13
Na ₂ O	3,79	3,78	0,26	3,83	2,48	3,49	3,38	4,21	2,75	3,44	2,65	3,67	2,71
K ₂ O	4,15	2,32	1,18	2,13	5,9	4,39	4,54	3,09	1,97	5	1,14	3,63	5,26
MnO	0,07	0,08	0,1	0,08	0,03	0,08	0,04	0,05	0,22	0,03	0,16	0,06	0,03
TiO ₂	0,33	0,42	0,2	0,24	0,18	0,22	0,21	0,65	1	0,07	1,05	0,76	0,28
P ₂ O ₅	0,105	0,131	0,057	0,034	0,023	0,085	0,058	0,193	0,239	0,052	0,356	0,241	0,101
BaO	0,09	0,18	0,04	0,07	0,04	0,07	0,11	0,17	0,09	0,03	0,04	0,2	0,04
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,01	0,01	<0,01
Nb ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
FeO	2,46	3,14	0,76	2,29	2,11	1,55	0,91	3,33	4,84	1	2,9	3,65	1,97
LOI	0,31	1,76	4,66	0,03	0,22	0,52	0,39	0,44	0,33	0,28	0,41	0,88	0,22
Soma	100,26	99,16	95,01	99,47	98,47	98,63	99,63	100,71	99,76	99,68	99,87	99,77	99,56
Ba (ppm)	671	1522	298	796	253	726	715	1459	624	343	332	1810	604
Rb	92,4	55,9	33,1	42,2	109	200,8	150,7	54,2	44,7	173,7	35,7	86,1	137,4
Co	4,2	10,4	23,6	2	1,2	4,4	2	6,3	27,2	0,8	28,8	8,6	2,9
Ni	9	17	46	<5	10	16	8	13	52	8	41	20	12
Cu	<5	6	182	<5	<5	13	<5	43	7	6	27	17	8
Ti	1700	2200	1100	1200	900	1300	900	3600	3900	300	6100	4200	1400
P	292	590	212	<50	<50	203	59	611	840	86	1443	825	212
Sc	7,3	6	12,7	7,6	10,3	6,2	1,4	4,2	26	5,8	38	8,2	5,4
V	19	62	60	6	4	25	32	45	139	4	193	60	16
Cr	1	14	37	10	20	9	6	7	56	9	39	12	6
Zn	45	43	35	45	61	49	16	96	101	26	106	105	56
Pb	11,9	6	4,6	2,8	12,5	31,2	7,5	8,5	8,3	17,2	6,7	8,5	17,7
Nb	6,83	<0,05	2,04	9,5	9,1	10,82	5,72	5,1	5,92	6,7	5,4	11,64	8,19
Hf	5,59	2,86	0,94	5,88	9,09	3,71	3,16	7,1	3,81	2,91	2,8	11,22	6,39
Ta	0,12	<0,05	<0,05	0,49	0,18	1,08	0,17	<0,05	<0,05	0,61	<0,05	<0,05	<0,05
Th	4,9	<0,1	<0,1	5,6	19,8	13,1	5	3,1	5,9	9,1	3,2	12,6	7,5
U	1,28	1,59	2,5	0,6	1,31	6,22	1,59	0,44	1,65	2,44	1,73	1,18	1,66
Y	36,11	16,09	35,83	32,5	44,47	25,48	10,85	10,67	26,66	19,02	30,18	28,87	35,94
Zr	186,3	172,7	61,8	190	305,4	105,7	100,2	349,7	129,2	68,6	123,3	537,5	230,6
La	35,1	23,6	24,5	23,7	139,9	33	15,3	54	27,6	22,9	30,1	103	50,4
Ce	76,5	40	27,7	48,5	296,6	58	30	99,8	55,5	48,4	61,9	176,4	114,7
Pr	9,46	5,19	4,62	6,26	35,73	8,62	3,77	11,11	7,29	5,23	8,22	22,12	11,56
Nd	37	19,6	16	26,8	140,8	31	12,9	39,3	30,7	18,2	34,8	78,8	42,5
Sm	7,6	4,1	3,8	6	26,2	6	2,8	6	6,5	4,3	7,7	12,7	8,7
Eu	0,99	1,21	0,92	1,28	0,98	1,03	0,66	1,45	1,93	0,39	1,74	2,31	1,04
Gd	7,01	3,33	4,2	6,28	21,38	5,06	2,39	4,36	6,28	4,09	7,51	10,07	8,55
Tb	1,04	0,48	0,85	0,94	2,63	0,83	0,38	0,52	0,89	0,64	1,1	1,31	1,29
Dy	6,15	2,8	6,26	5,94	12,58	4,86	2,16	2,28	4,98	3,63	6,24	6,4	7,08
Ho	1,25	0,56	1,32	1,23	2,1	0,97	0,41	0,42	1,01	0,7	1,21	1,13	1,4
Er	3,6	1,59	4,2	3,84	5,17	2,89	1,16	1,11	2,87	1,98	3,3	2,93	3,93
Tm	0,52	0,25	0,7	0,57	0,63	0,48	0,17	0,15	0,42	0,31	0,45	0,39	0,54
Yb	3,1	1,6	5,2	4,1	3,7	3,6	1	0,8	2,8	1,8	2,8	2,3	3,1
Lu	0,44	0,25	0,75	0,59	0,53	0,55	0,14	0,11	0,42	0,27	0,39	0,28	0,43

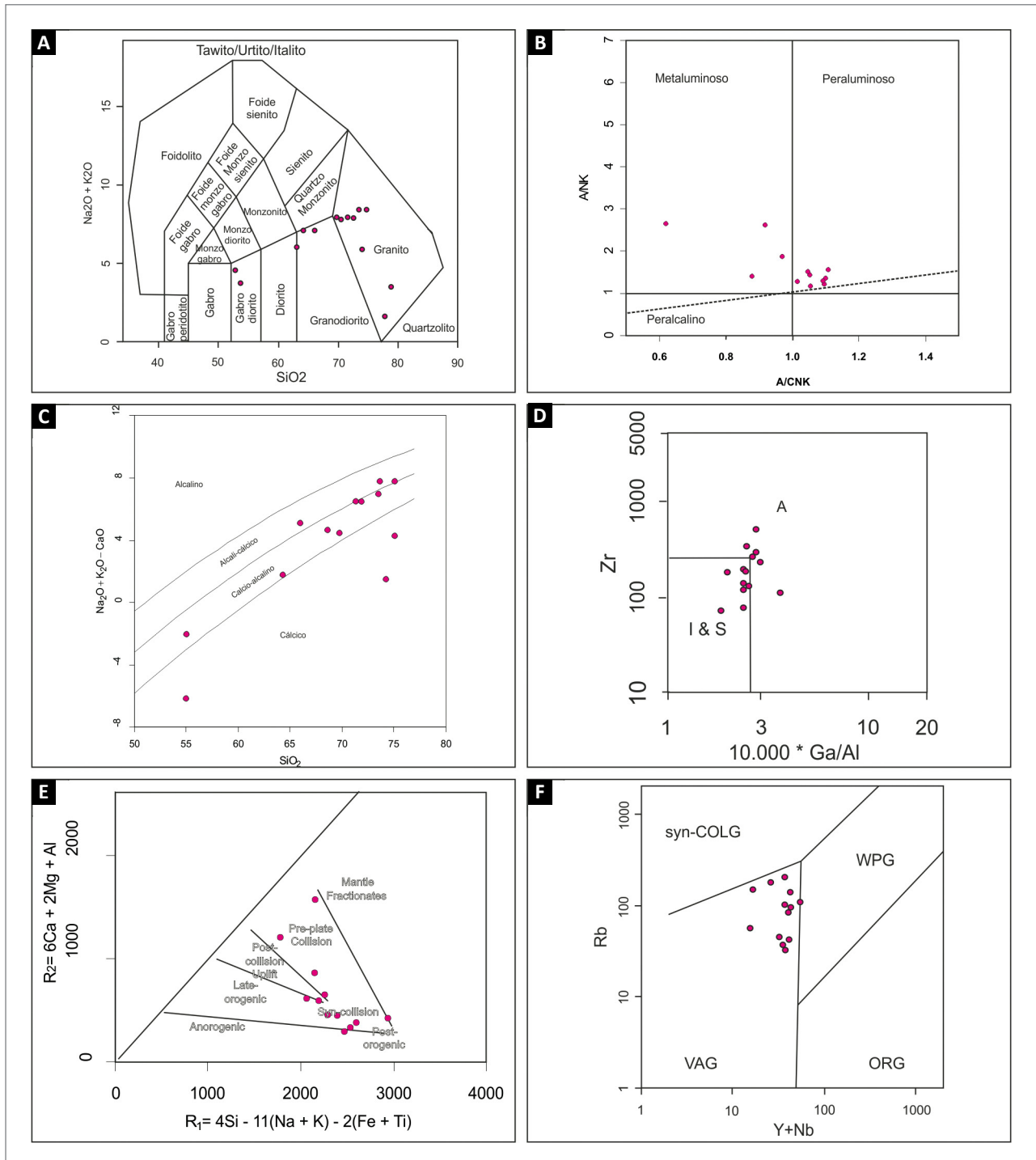


Figura 3.57 - Litoquímica da Suíte Igarapé Enganado; A) Diagrama TAS para rochas plutônicas (MIDDLEMOST, 1985); B) Diagrama de SHAND indicando rochas de um magma metaluminoso a peraluminoso; C) Diagrama álcalis totais versus sílica (FROST *et al.*, 2001) com população com localizada majoritariamente no campo da série cálcio-alcalina; D) Diagrama de discriminação de granitos tipo A através da análise Zr-Ga/Al, com maioria das amostras localizadas entre os campos dos granitos tipo I ou S e tipo A (WHALEN; CURRIE; CHAPPELL, 1987); E) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico através de duas funções multivariadas utilizando elementos maiores (BACHELOR; BOWDEN, 1985), com maioria das amostras indicando contexto de sin-colisional; F) Diagrama de discriminação de ambiente tectônico utilizando Rb e Y+Nb (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984) com população majoritária no campo dos granitos de arco vulcânico.

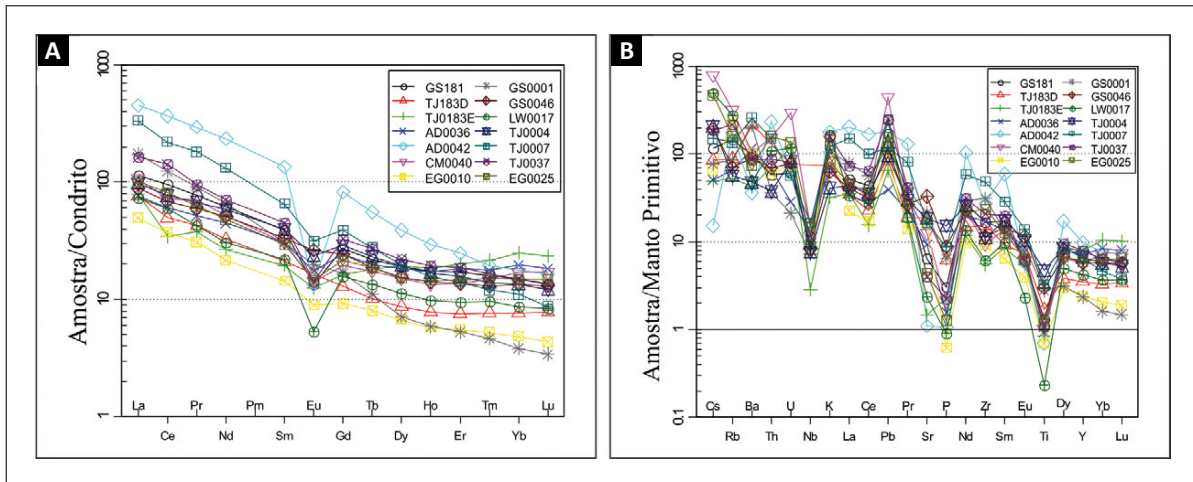


Figura 3.58 - Aranhogramas normalizados para condrito (BOYNTON, 1984) e para Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989).

que alcançam cerca de 5 m de altura (Figura 3.59-A). Esses litotipos ocorrem, preferencialmente, na forma de blocos e matações subarredondados (Figura 3.59-B).

A suíte é formada predominantemente por gabros isotrópicos (Figura 3.59-C), preservados da deformação regional e raros metagabros, que apresentam deformação apenas nas bordas de alguns corpos. São cinza de tonalidade escura, comumente com granulação que varia de fina a grossa, localmente porfirítico e fortemente magnéticos.

Geralmente a visualização das relações de contato entre os litotipos dessa unidade e as rochas em seu entorno é prejudicada, tendo em vista a ocorrência em forma de matações dispersos e a descontinuidade dos afloramentos, além do manto de intemperismo característico da região que dificulta tal visualização.

Entretanto, localmente observam-se formas de contato discordantes com as rochas consideradas do embasamento. Neste contexto, apresentam contato abrupto discordante com o bandamento e/ou foliação metamórfica dos paragneisses e xistos do Complexo Colorado. Em poucos afloramentos são observadas feições de mistura de magma do tipo mingling e mixing (Figura 3.59-D) entre rocha máfica dessa unidade e rocha granítica, possivelmente da Suíte Igarapé Enganado.

3.15.2. Petrografia

Em lâmina delgada as rochas da Suíte Cidade do Colorado são representadas por olivina-gabronoritos, gabronoritos, noritos, magnetita-gabros, ortopiroxênio-diorito, pequenos corpos de anortositos e tonalitos. As relações petrográficas sugerem que estas rochas são produto da cristalização fracionada de um magma máfico, com cristalização precoce de olivina, ortopiroxênio, espinélio e plagioclásio.

Em estágios finais de cristalização são verificadas condições de desequilíbrio, com cristalização de

diopsídio exsolvendo lamelas de ortopiroxênio e a cristalização tardia da Ti-biotita em bordas de ração sobre piroxênios, ou associada com magnetita e ilmenita. Estas microtexturas sugerem reação dos cristais de piroxênios com o magma residual por consequência do aporte de H₂O e K no sistema (Figura 3.60-A). As principais oscilações de equilíbrio durante a cristalização são atribuídas à colocação de sucessivos pulsos magmáticos e ao processo de mistura de magma envolvendo assimilação. Este processo também provoca uralitização, formando coroas de anfibólio em torno de piroxênios das rochas gabróicas que normalmente afloram na proximidade dos batólitos graníticos da Suíte Igarapé Enganado (Figura 3.60-B).

De modo geral as relações texturais entre os minerais primários estão bem preservadas, como a microtextura idiomórfica, ofítica, subofítica e intergranular, assim como a presença de inclusões de olivinas em piroxênio poiquilítico (Figura 3.60-C).

A deformação destas rochas é discreta, podendo ser verificada apenas em zonas de contato ou em determinados corredores de deformação que imprime uma discreta trama planar em gabros foliados (Figura 3.60-D).

Foi selecionada para análise de microsonda eletrônica (EPMA), apenas a amostra 4308-GR-R-140 que corresponde a olivina-gabronorito com biotita e trama hipidiomórfica média. Nesta amostra foram analisados os seguintes minerais: piroxênio, olivina, plagioclásio e biotita e óxidos.

Foram identificados 2 grupos de piroxênios: enstatitas (Fs₃₅₋₃₇En₅₉₋₆₁Wo₀₄) e diopsídio (Fs₁₄₋₁₅En₃₇₋₃₉Wo₄₇). Também existe uma família de piroxênio híbrido de ocorrência subordinada, que apresenta muitas exoluções de estatita e augita em diopsídio (Figura 3.61-A).

As olivinas não apresentam fracionamento de Mg, as composições são intermediárias entre forsterita e faialita (Fo₄₉₋₅₀Fy₄₉₋₅₀) e no diagrama CaO(w%) versus Fo(%)

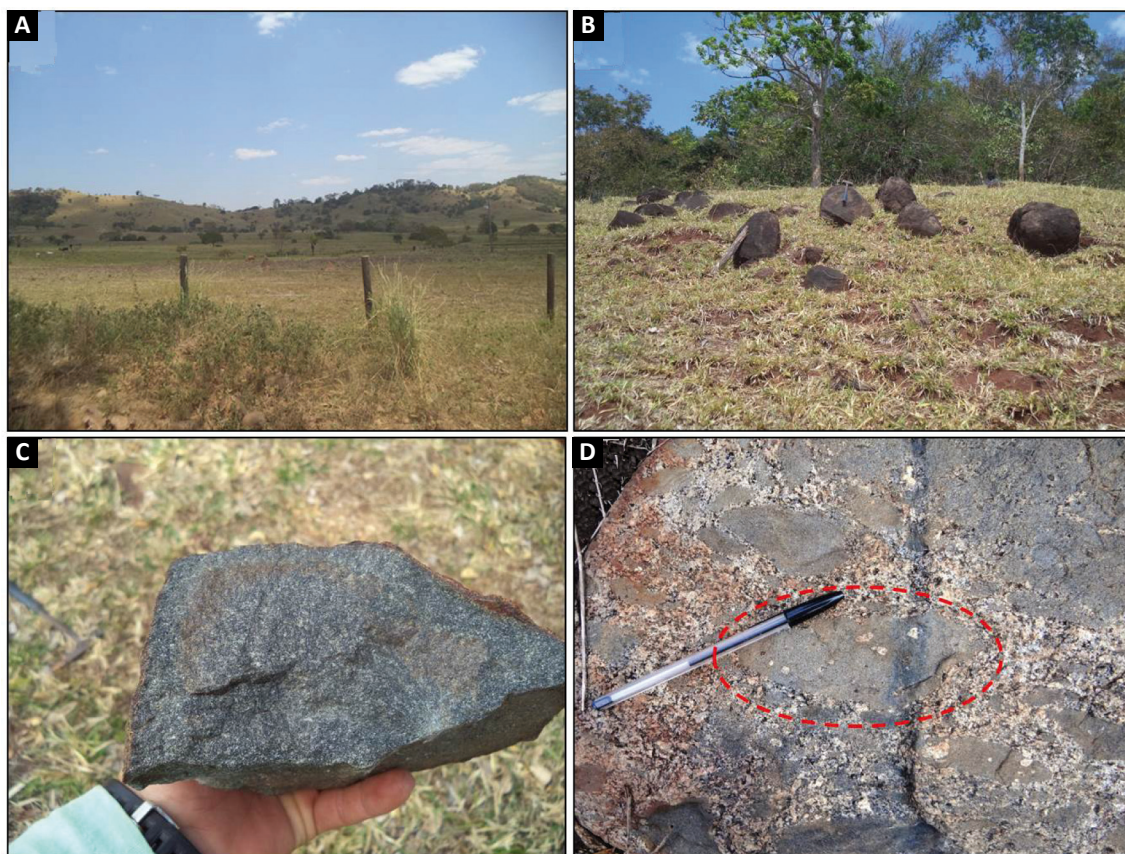


Figura 3.59 - Aspectos de exposição e texturais das rochas da Suíte Cidade do Colorado.

A) Ao fundo da imagem morro sustentado por gabros; B) Matacões arredondados evidenciado a principal forma de afloramento dessas rochas; C) Textura isotrópica predominante em gabro; D) Detalhe de feições de mistura de magma *mingling*, com presença de rochas máfica e félsica, além de cristais de K-feldspato pingado em porção de rocha máfica, círculo tracejado em vermelho.

caem no campo composicional das olivinas formadas no manto; (Figura 3.61-B).

A composição dos cristais de plagioclásio analisados na mesma amostra varia de labradorita a bytownita (Figura 3.61-C). Em um fenocristal zonado de plagioclásio, medindo 1 mm de diâmetro máximo, foi realizado um perfil composicional que atravessou o cristal de uma borda a outra totalizando 20 pontos analíticos.

O perfil analítico no fenocristal de plagioclásio mostra um núcleo mais rico em Ca, com teores de An_{67-73} , variando conforme um padrão tipo degrau ou patamar oscilatório. Entretanto na borda do cristal plagioclásio este comportamento é interrompido por uma queda abrupta no conteúdo de Ca de forma progressiva e eventualmente oscilatória, com teores de An_{54-71} (Figura 3.61-D). Este comportamento indica uma cristalização inicial sob relativo equilíbrio termodinâmico, sucedida por um aumento repentino na taxa de resfriamento e presença de pulsos magmáticos eventuais. É provável que este gradiente térmico observado na borda do fenocristal de plagioclásio seja reflexo da perda de calor pelo processo de mistura com o magma félsico e mais frio da Suíte Igarapé Enganado.

As fórmulas estruturais das biotitas foram calculadas para 22 oxigênios, assumindo todo o ferro presente como Fe^{2+} conforme as recomendações de Dymek (1983). Foram analisados borda e núcleo dos cristais de biotita que determinaram a seguinte fórmula geral $(K_{1,84-1,87}Na_{0,09-0,12})(Mg_{2,74-2,91}Fe^{2+}_{2,09-2,0}Mn_{0-0,01}Al_{0,03-0,07})Al_{2,57-2,60}Si_{5,40-5,43}O_{20}(OH,F,Cl)_4$.

As biotitas exibem cor castanha com tom avermelhado e apresentam alto teor de titânio na sua composição, variando de 0,52 - 0,61 átomos por unidade de fórmula. O diagrama de classificação $Fe/(Fe+Mg)$ versus Al^{IV} de Speer (1984), mostra composições enriquecidas na molécula de eastonita, com razões $Fe/(Fe+Mg)$ maiores que 0,4 e valor médio de $Al^{IV} = 2,59$ (Figura 3.61-E).

De acordo com o diagrama discriminante $TiO_2-FeO+MnO-MgO$ adaptado de Nachit *et al.* (2005), as biotitas da amostra 4308-GR-R-140 são de origem magmática e apresentam correlação com as biotitas do diorito *Plouaret* do *Armorican Massif* na França (Figura 3.61-F).

Estes resultados confirmam as observações petrográficas, que relacionam a presença das biotitas como

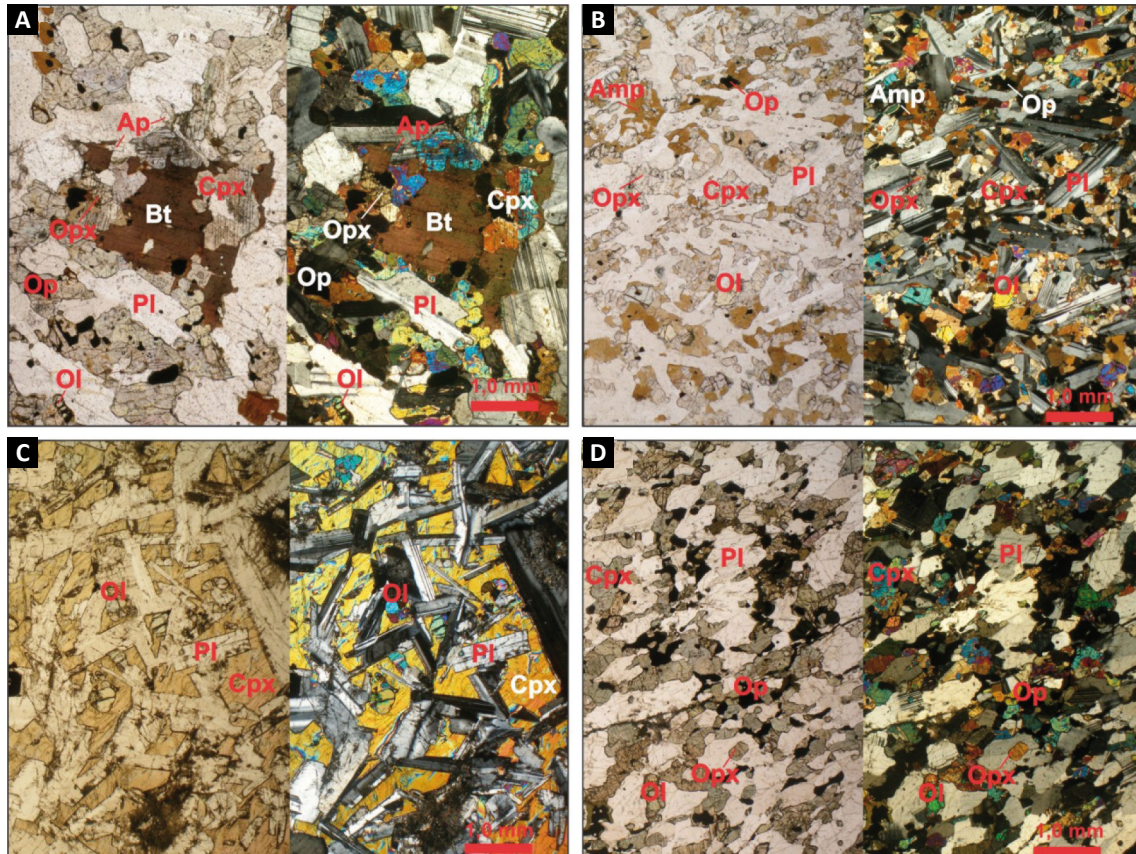


Figura 3.60 - A) NC/NP Olivina-gabronorito com biotita metassomática; B) NC/NP Hornblenda-olivina-gabronorito; C) Olivina-gabro com textura offítica; D) Olivina-magnetita gabronorito foliado.

produto da mistura de magmas que modificou as condições de cristalização da Suíte Cidade do Colorado em estágio tardi magmático.

3.15.3. Litoquímica

Foram selecionadas cinco amostras da Suíte Cidade do Colorado para análise litoquímica (Tabela 3.12), sendo todas coletadas durante o projeto Metalogenia do Bloco Sudeste de Rondônia, indicadas com o prefixo 4212.

As amostras apresentam valores de SiO₂ entre 45 e 73%, com valores de CaO próximo de 10% com uma exceção, com valores muito baixos de K₂O, não chegando a 2%.

No diagrama TAS (COX; BELL; PANKHURST, 1979), concentram-se no campo dos gabros, sendo somente a amostra 4212-EG-020 localizada no campo dos Dioritos (Figura 3.62-A). São oriundos de magmas sub-alcinos da Série Toleítica (Figura 3.62-B). Quanto à classificação genética, a análise por funções multivariadas de elementos traço (VERMA; GUEVARA; ANGRAWAL, 2006) indica contexto de Basaltos Intra-placa.

As análises de elementos traço permite agrupar as amostras em dois padrões. O Grupo 1 (Figura 3.62-C) indica um enriquecimento em ERT-L em relação a ERT-P,

com uma proeminente anomalia positiva de Eu, quando normalizado para o condrito de Boynton (1984). O Grupo 2 (Figura 3.62-D) apresenta um fracionamento baixo de ETR-L e ETR-P, sem anomalia de Eu evidente.

3.15.4. Características geofísicas

Grandes domínios magnéticos de alta intensidade correspondem a área de ocorrência desta unidade, com 0,4 a 2,1 nT. Nos mapas ternários e gamaespectrométricos também não são observados domínios característicos relacionados a esta unidade.

3.16. SUÍTE IGARAPÉ JABUTI (MP2γij)

3.16.1. Aspectos gerais

O corpo de maior expressão desta suíte possui formato alongado com maior eixo orientado na direção NS com 4,8km de comprimento por 1,8km de largura, ocorrendo a NNE da cidade de Cerejeiras, próximo da nascente do Igarapé Jabuti, o qual lhe empresta o nome da unidade. Corpos de dimensões bem menores, em forma de lentes, ocorrem ao longo da RO-370, entre a cidade de Colorado do Oeste e Cerejeiras.

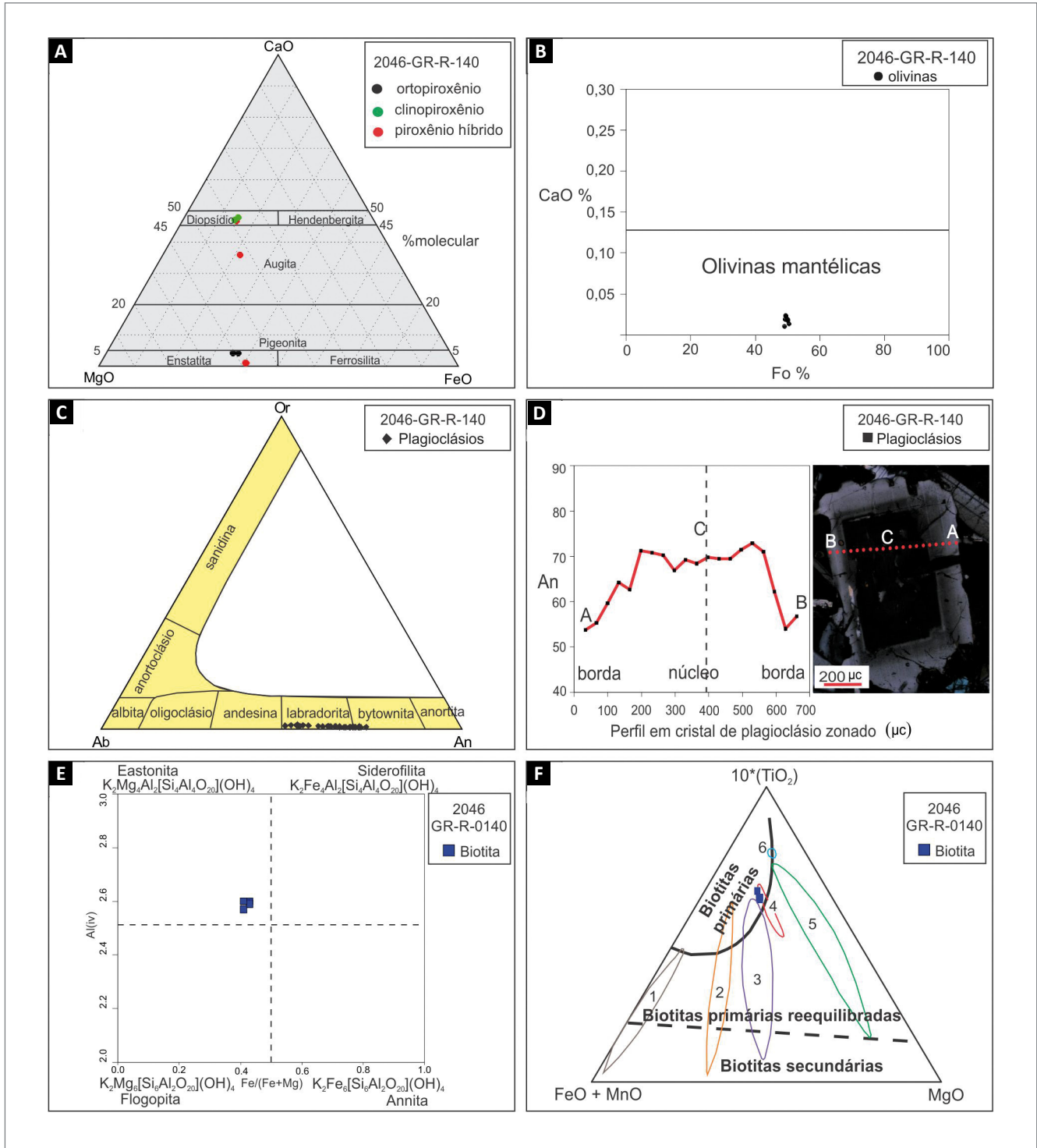


Figura 3.61 - A) Composição dos piroxênios de Ca-Mg-Fe com os nomes recomendados por Morimoto (1988); B) Campo composicional de olivinas mantélicas (THOMPSON; GIBSON, 2000); C) Diagrama triangular Or-Ab-An (KING, 1989); D) Perfil do teor de An em fenocristal de plagioclásio zonado, detalhe da fotomicrografia a nicóis cruzados do mineral analisado. E) Diagrama de classificação para micas Fe/(Fe+Mg) versus Al^{IV} (SPEER, 1984); F) Descriminação entre biotitas magmáticas, neoformadas e reequilibradas, (1) biotitas de granitos muito diferenciados, (2) biotitas do granito *Limousin* no Maciço Central da França, (3) biotitas do cordierita granito Rostronen, (4) biotitas do diorito Plouaret do Armorican Massif na França, (5) biotitas de metassomatismo de alta temperatura (>1000°C) em forsterita peridotitos da Ilha Batan nas Filipinas, biotita de rochas máficas gabróicas das Ilhas Kerguelen (NACHIT *et al.*, 2005).

Tabela 3.12 - Resultado das análises litoquímicas da Suíte Máfica Cidade do Colorado.

MP2δcc - SUÍTE CIDADE DO COLORADO					
ELEMENTO	4212-AD-R-0013	4212-AD-R-0044	4212-AD-R-0074B	4212-EG-R-0020	4212-LW-R-0030
SiO ₂ (% wt)	45,7	56,6	51,4	73,1	49
Al ₂ O ₃	14,6	19,7	17,2	13,7	17,4
Fe ₂ O ₃	20,5	8,5	8,07	3,39	14,9
MgO	4,55	3,91	10	0,45	3,51
CaO	9,68	8,3	11,7	2,58	8,9
Na ₂ O	2,68	4,14	2,1	4,33	3,29
K ₂ O	0,28	0,25	0,17	1,5	0,45
MnO	0,29	0,14	0,14	0,04	0,18
TiO ₂	2,01	0,46	0,31	0,32	2,87
P ₂ O ₅	0,301	0,026	<0,01	0,075	0,121
BaO	0,02	<0,01	0,01	0,06	0,04
Cr ₂ O ₃	<0,01	0,01	0,07	<0,01	<0,01
Nb ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
FeO	N.A.	1,6	0,84	1,66	5,71
LOI	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Soma	100,67	102,10	101,23	99,61	100,72
Ba (ppm)	73	99	48	650	212
Rb	2	2,9	1,6	14,3	3,1
Co	57,5	24,5	41,8	4,4	42,1
Ni	32	52	136	15	10
Cu	145	<5	48	<5	122
Ti	11000	1700	1600	1600	9100
P	1011	81	51	172	398
Sc	55,1	13,3	36,6	4,2	59,3
V	394	80	157	17	255
Cr	<1	24	125	6	6
Zn	219	74	50	25	92
Pb	1,3	0,5	0,8	4,5	2
Nb	6,36	0,42	0,69	2,45	4,06
Hf	2,5	0,94	0,75	5,09	1,86
Ta	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,18
Th	<0,1	3,4	2	<0,1	2,2
U	0,16	0,07	0,07	0,36	0,13
Y	33,19	3,71	10,28	9,49	14,3
Zr	131,3	21,7	15,4	230,3	68,3
La	13,3	4,8	2,6	24,3	12,2
Ce	22,2	4,7	5,2	29,3	17,9
Pr	3,21	0,53	0,68	3,04	2,4
Nd	15,2	1,6	2,7	11,2	11,2
Sm	4,2	0,5	1,1	2,1	2,8
Eu	1,68	0,59	0,52	1,02	1,26
Gd	5,6	0,67	1,56	2,02	3,05
Tb	0,95	0,12	0,27	0,3	0,49
Dy	6,07	0,65	1,91	1,62	2,79
Ho	1,31	0,16	0,4	0,35	0,58
Er	3,86	0,44	1,22	1,07	1,68
Tm	0,57	0,08	0,18	0,15	0,25
Yb	3,7	0,4	1,1	1	1,5
Lu	0,53	0,07	0,17	0,15	0,22

As rochas afloram como matacões com forma subarredondados (Figura 3.63-A), intrusivos nos litotipos do Complexo Colorado e também nos granitos da Suíte Cerejeiras.

Predominam os monzogranitos leucocráticos isotrópicos de granulação fina a média, de coloração cinza claro a levemente rosados, tendo a biotita como máfico dominante (Figura 3.63-B). Secundariamente, ocorrem os sienogranitos, de coloração rosada, granulação fina, e com rara biotita. Via-de-regra é comum à homogeneidade textural dos litotipos.

3.16.2. Geocronologia

Idade prévia para essa unidade foi obtida por Rizzotto (2010), em um microclínio granito (amostra NM-R-49), de granulação fina a média. Zircões da referida amostra forneceram idade U-Pb de 1.235 ± 4 Ma, a qual foi interpretada como idade de cristalização da rocha. Na ocasião foram realizadas análises Sm-Nd que forneceram idade TDM de 1,61 Ma.

No presente estudo, optou-se por analisar esta unidade novamente, pois se gerou a dúvida que esta rocha poderia ser uma fácies da Suíte Cerejeiras. A amostra selecionada foi um biotita-monzogranito isotrópico (amostra LW-R-008 - Figura 3.63-B) para análise de U/Pb em zircão. Foram realizados 30 (trinta) pontos analíticos em diferentes zircões, 21 (vinte e um) apresentaram erro analítico, que foram descartados para cálculo da idade. Os 9 (nove) pontos analíticos restantes foram os que forneceram dados sintéticos mais concordantes e que geraram uma idade concórdia de 1299,4 ± 7,6 Ma (Figura 3.64), interpretada como idade de cristalização para esse biotita monzogranito.

Nota-se que essa idade é mais antiga que a obtida em trabalhos anteriores para esta unidade, como as idades são de amostras de pontos geológicos geograficamente diferentes, sugere-se que houve mais de um pulso magmático na geração dessa suíte, um em torno de 1.235 ± 4 Ma e outro em torno de 1299,4 ± 7,6 Ma. No entanto, descartou-se a possibilidade dessa unidade fazer parte da Suíte Cerejeiras como uma fácies da mesma, pelo fato de a idade de cristalização desta suíte ser em torno de 1.373 ± 5,5 Ma, cerca de 73 Ma de diferença. Neste sentido, seriam necessários estudos mais detalhados acerca dos granitos da região, o que não foi o foco deste trabalho.

3.16.3. Características geofísicas

As rochas desta unidade não são bem marcadas nos mapas magnéticos, porém são distintas por tons na cor amarela no mapa RGB, com maiores concentrações nos canais de potássio e tório.

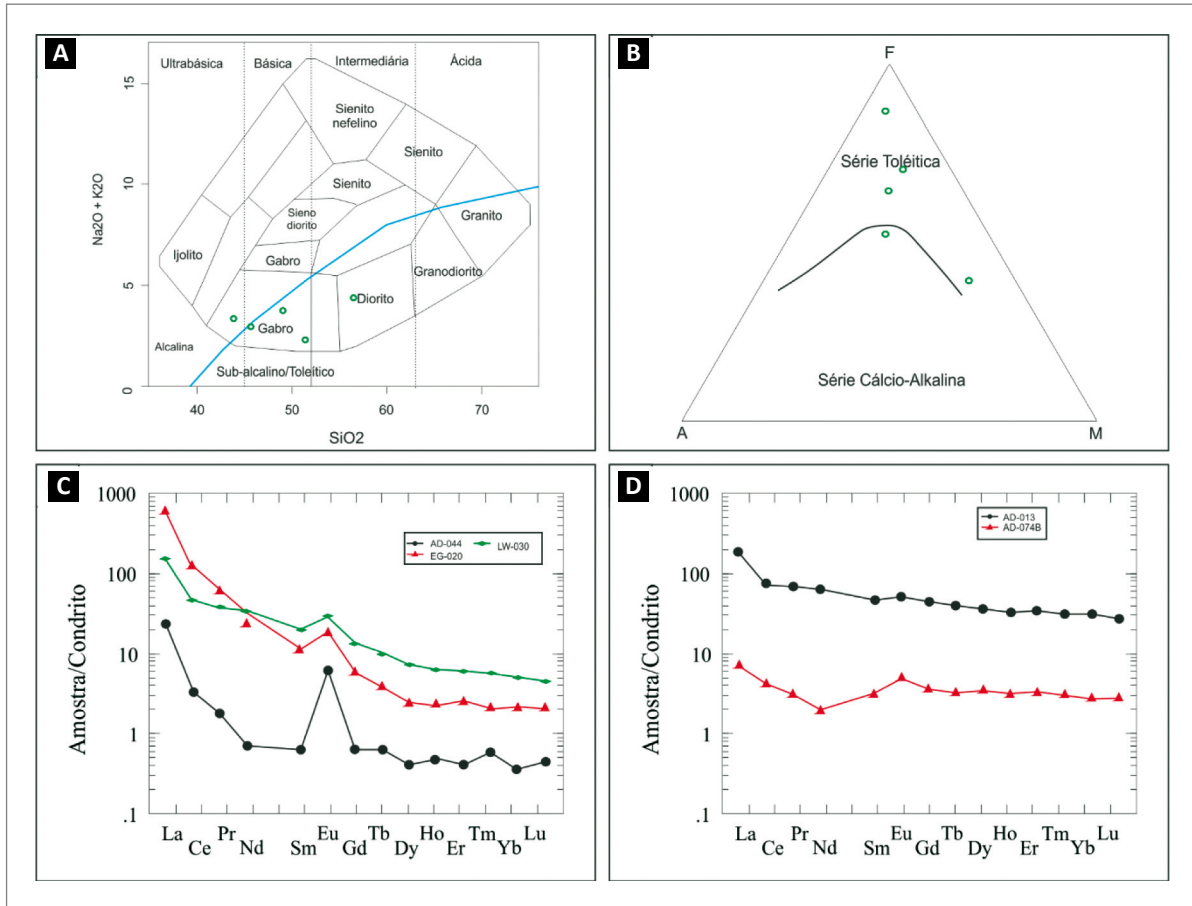


Figura 3.62 - A) Diagrama TAS (COX; BELL; PANKHURST, 1979); B) Diagrama AFM para rochas subalcalinas com população no campo Toléítico; C) e D) Diagrama de elementos terras raras normalizados para condrito (BOYNTON, 1984)

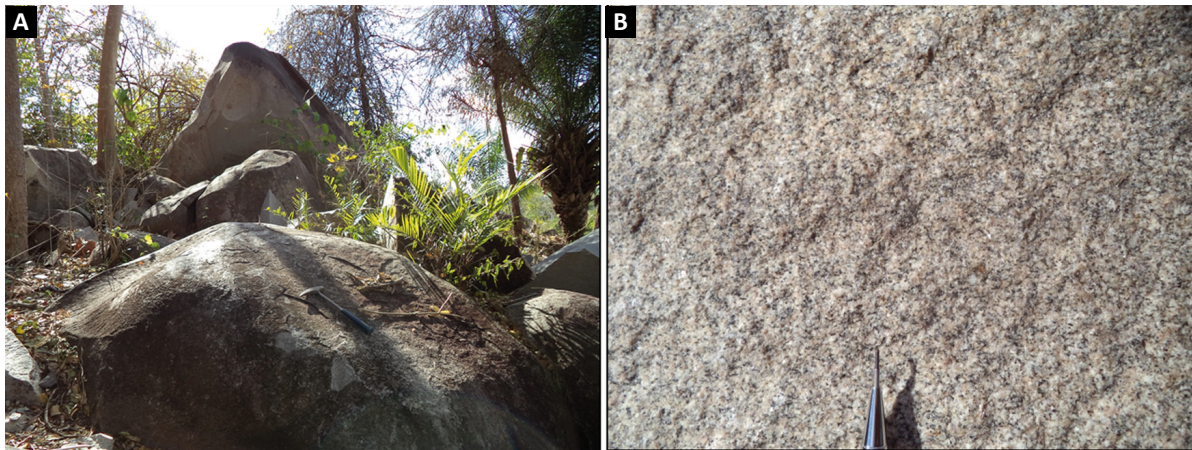


Figura 3.63 - Aspectos texturais das rochas que formam a Suíte Igarapé Jabuti: A) forma comum de afloramento onde ocorrem matações de biotita monzogranito; B) Detalhe da textura isotrópica, média e equigranular de biotita monzogranito.

3.17. GABRO RANCHO DA PRATA (MNPδrp)

3.17.1. Aspectos gerais

Esta unidade trata-se de um enxame de diques máficos ao longo de um *trend* que varia de NNW, NS a NE. Ocorre nas porções sudeste da área estudada, onde a

melhor exposição encontrada foi nas proximidades do distrito de Planalto São Luiz, pertencente ao município de Cabixi. Esses diques intrudem o Complexo Rio Galera e a Suíte Pindaituba. São diques máficos, formados basicamente por rochas gabroicas, tabulares, bordas retas e abruptas, com espessura que varia de 0,5 m a 3 m e atitudes médias de N40°- 20°W com mergulhos íngremes

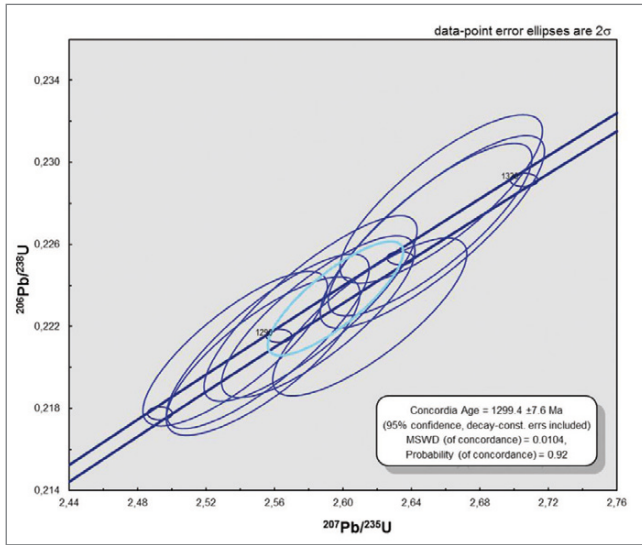


Figura 3.64 - Diagrama de idade concórdia para o biotita monzogranito da Suíte Igarapé Jabuti.

de 85° para NE (Figura 3.65-A). Afloram ainda como blocos abaulados, centimétricos a métricos geralmente dispersos em pastagem (Figura 3.65-B).

No geral, os diques são constituídos essencialmente por rochas melanocráticas, pretas a cinza

escura, equigranulares, com granulação variando de muito fina a média, exibindo estrutura maciça (Figura 3.65-C e D).

3.18. GRUPO PIMENTA BUENO (NP3pb)

3.18.1. Aspectos gerais

O Grupo Pimenta Bueno ocorre no Sudeste de Rondônia entre cotas topográficas que variam de 180m a 350m de altitude, predominantemente confinado entre as falhas que limitam os grábens de Pimenta Bueno e do Colorado, com exceção de restritas faixas de afloramentos de diamictitos preservados em paleovales glaciais externos aos grábens. O Grupo Pimenta Bueno é constituído, da base para o topo, por duas formações. A Formação Pedra Redonda, composta por Diamictito, folhelho com seixos pingados (dropstone), lentes de carbonatos e arcóseos líticos depositados em ambiente glacio-marinho. A Formação Pedra Redonda é capeada concordantemente pela Formação Fazenda da Casa Branca, constituída por siltito, ritmito e arenitos vermelhos com frequentes dobras convolutas e estruturas de escape de fluxo, depositados em ambiente marinho plataformal raso a costeiro (ADÔRNO *et al.*, 2017).

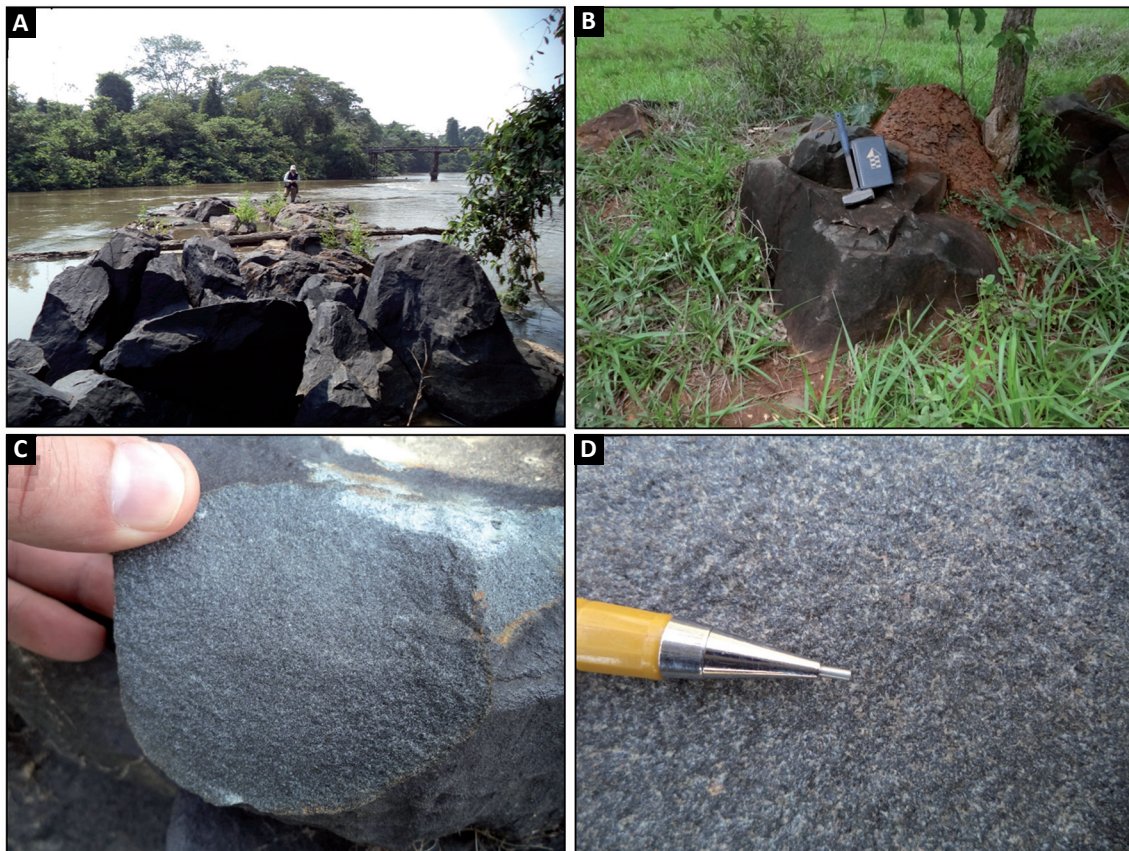


Figura 3.65 - Aspectos de campo de diques da Unidade Gabro Rancho da Prata: A) Dique de microgabro no leito do Rio Cabixi nas proximidades do distrito de Planalto São Luiz; B) Blocos rolados de microgabro seguindo um *trend* nordeste; C) Microgabro com granulação muito fina e estrutura maciça; D) Microgabro com granulação média, estrutura maciça, onde é possível reconhecer o plagioclásio sem auxílio de lupa

3.18.2. Formação Pedra Redonda (NP3pr)

A Formação Pedra redonda repousa em discordância, sobre o embasamento na área do projeto. Sua espessura máxima é da ordem de 150m, estimada pelo desnível de cotas topográficas registradas em seções compostas.

A Formação Pedra Redonda é composta por diamictito e folhelho marrom-chocolate com seixos, lentes de calcário, margas e arcóseo lítico com seixos dispersos (ADÔRNO *et al.*, 2017). Os melhores afloramentos do sistema glacio-marinho, aflorantes na área do projeto, encontram-se nas proximidades do Município de Corumbiara e Chupinguaia em cortes da Rodovia RO-370. Nestes cortes, os diamictitos maciços e estratificados exibem clastos polimícticos estriados e multifacetados, compostos por granito, quartzito, basalto, riolito, estromatólitos e gnaiss, com tamanhos que chegam a 1m, imersos em matriz areno-siltosa imatura de cor ocre (Figura 3.66).

Lentes descontínuas de calcário dolomítico, com espessuras não superiores a 20m, ocorrem em regiões isoladas no topo da Formação Pedra Redonda nos grábens de Pimenta Bueno e do Colorado. As lentes

carbonáticas passam gradativamente para margas marrons, em forma de intercalações centimétricas e milimétricas rítmicas, cada vez mais ricas em argilominerais, até se tornar totalmente siliciclástica no topo. A influência das geleiras fica cada vez menos evidente e o paleoambiente deposicional torna-se predominantemente marinho pla-taformal raso. A passagem da Formação Pedra Redonda para os ritmitos marinhos da base da Formação Fazenda da Casa Branca é gradacional.

3.18.3. Formação Fazenda da Casa Branca (NP3cb)

A Formação Fazenda da Casa Branca ocorre entre cotas topográficas que variam de 200m a 350m, tendo suas melhores exposições registradas nos cortes de estradas ou cachoeiras, que representam quebras positivas de relevo entre estas cotas topográficas. O contato inferior com a Formação Pedra Redonda é concordante e gradacional e contato superior com o Grupo Parecis se dá por discordância erosiva, que representa hiato deposicional do Ediacarano ao EoCre-táceo (ADÔRNO *et al.*, 2017).

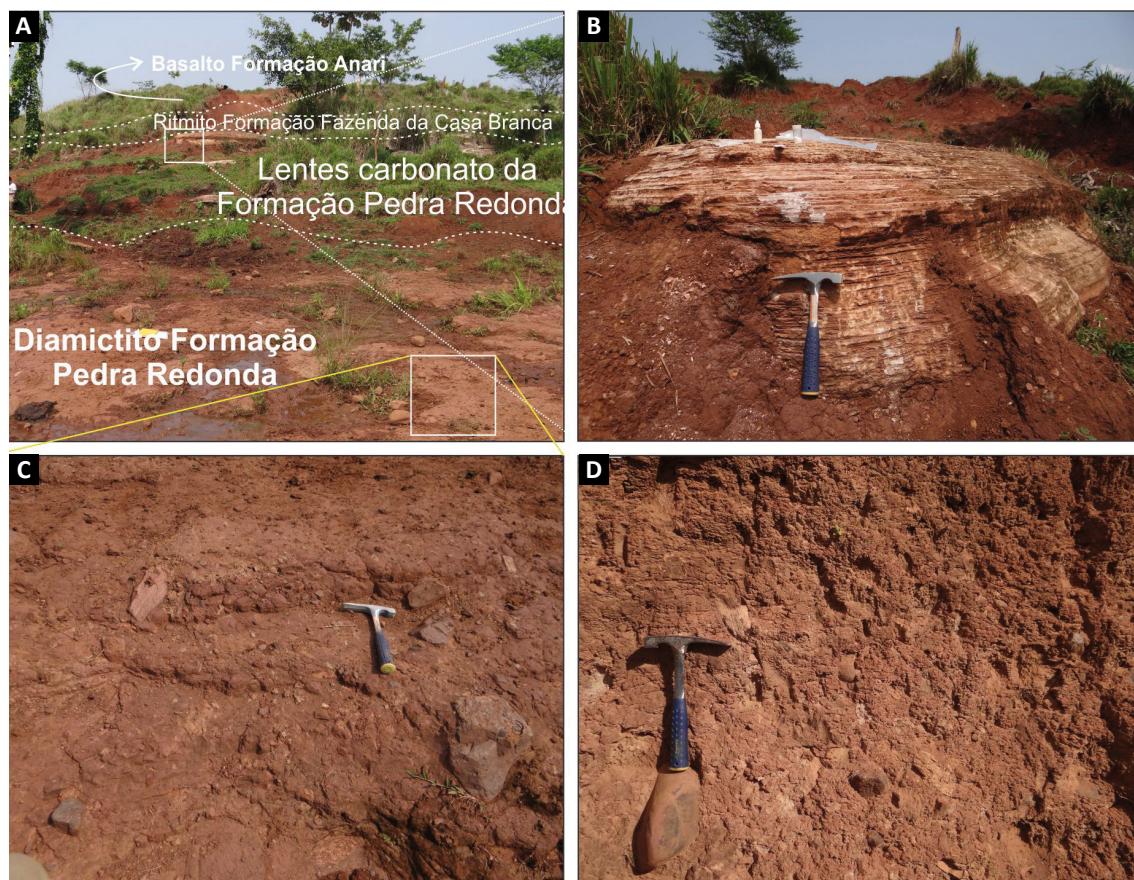


Figura 3.66 - Aspectos gerais de afloramentos da Formação Pedra Redonda. A-C) Ponto 4348-RO-32. A) Vista geral do afloramento nas proximidades de Chupinguaia onde há boa exposição de rochas dos grupos Pimenta Bueno e Parecis. B) Detalhe para lente de calcário laminado da Formação Pedra Redonda. C) Detalhe para diamictito das fácies glaciais da Formação Pedra Redonda. D) Detalhe para diamictito das fácies glaciais da Formação Pedra Redonda, ponto 4348-RO-346.

A Formação Fazenda da Casa Branca foi criada originalmente para agrupar as extensas coberturas arenosas que se estendem desde o Estado de Mato Grosso até o Estado de Rondônia. Originalmente esta formação foi admitida como depositada em ambiente continental fluvial e periglacial tentativamente relacionada ao intervalo do Carbonífero ao Permiano (SIQUEIRA, 1989). O termo Formação Fazenda da Casa Branca é empregado no presente trabalho para agrupar siltitos, ritmitos micáceos eventualmente calcíferos, brechas intraformacionais e arenitos vermelhos devido à presença abundante de hematita em sua composição modal.

A base da Formação Fazenda da Casa Branca é marcada por estruturas de escape de fluido e intensa deformação por sobrecarga, notáveis nos contatos entre camadas de pelitos e arenitos, que exibem estruturas do tipo “ball and pillow” e intensas dobras convolutas isoclinais recumbentes de escala decimétrica a métrica (ADÔRNO *et al.*, 2017). A porção intermediária da Formação Fazenda da Casa Branca é representada por arenitos esbranquiçados com estratificação cruzada acanalada de grande porte, com frequentes geometrias sigmoidais. Este intervalo é interpretado como canais de maré em prováveis deltas dominados por maré, marcados por fluxos bidirecionais, evidenciados pelas estruturas tipo

espinha de peixe e aprisionamento de argila *mud drapes* e *tidal bundles* (ADÔRNO *et al.*, 2017). Lateralmente dispostos estão as fácies argilosas com pelitos e siltitos com níveis com abundantes intraclastos, depositados em ambiente de supramaré (Figura 3.67).

3.18.4. Características geofísicas

Relacionado a anomalias de baixa amplitude magnética, não sendo bem marcado o contraste desta unidade. Nos mapas gamaespectrométricos os litotipos desta unidade possuem alta concentração nos canais de potássio e urânio, que no mapa RGB apresentam cores variando de tons vermelhos.

3.19. GRUPO PARECIS

3.19.1. Aspectos gerais

O Grupo Parecis, de idade neojurássica a eocretácea, assenta em discordância erosiva sobre o Grupo Pimenta Bueno, ou diretamente sobre o embasamento. O Grupo Parecis apresenta assinatura geológica estritamente continental, possuindo sistemas deposicionais fluviais entrelaçados, proximais a distais, com contribuições

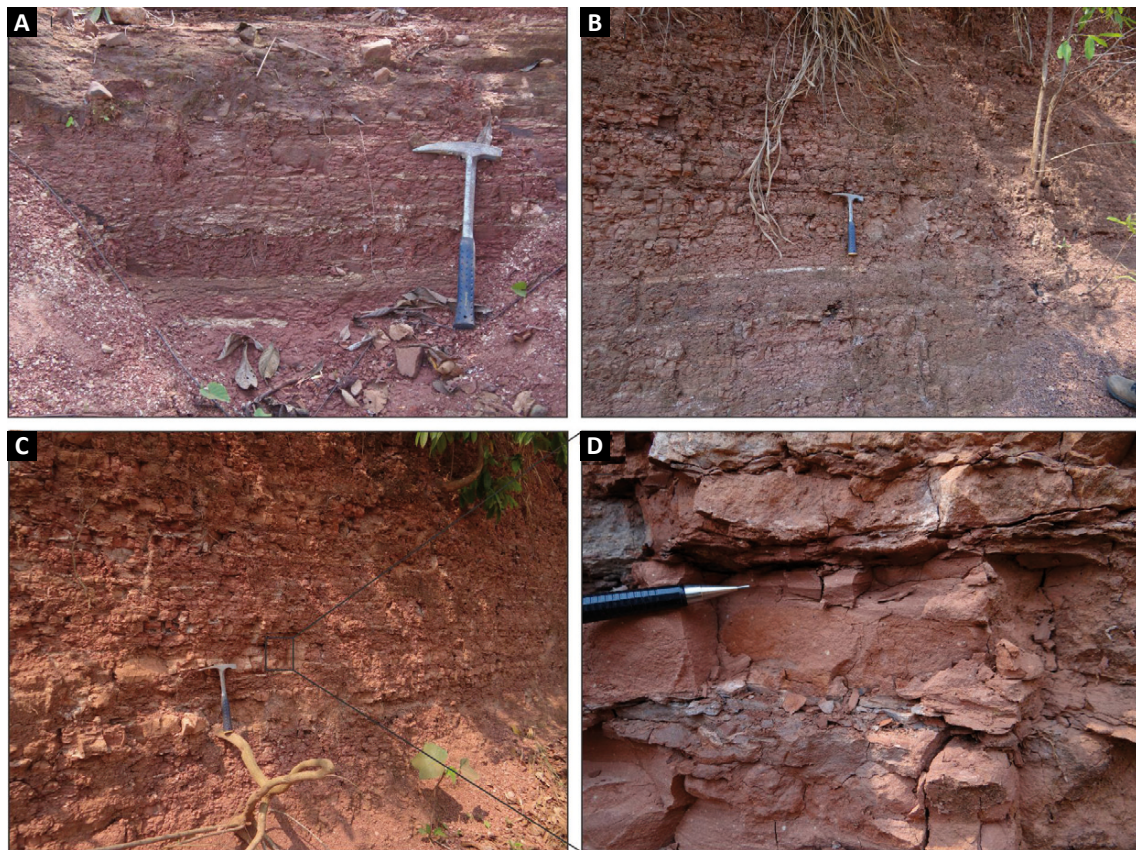


Figura 3.67 - Aspectos gerais de afloramentos da Formação Fazenda da Casa Branca. A) Ritmito micáceo, ponto 4308-TJ-004. B-D) Ritmito micáceo com camadas de arenitos com intraclastos de argila e formas de leito do tipo marcas onduladas simétricas e pequenas dobras convolutas, ponto 4348-CM-059.

eventuais de sedimentação eólica e lacustre na base (Formação Salto das Nuvens). A Formação Salto das Nuvens é intrudida pelos basaltos e diabásios da Formação Anari, que são capeados por uma sequência de arenitos eólicos com eventuais canais fluviais interpretados como drenagens efêmeras (*wadi*) (Formação Utariti). Fator marcante na cartografia do Grupo Parecis é que diferente do Grupo Pimenta Bueno, que está delimitado pelas falhas que limitam os grábens onde ocorre, o Grupo Parecis extrapola os limites destas falhas.

3.19.2. Formação Anari (JKBa)

A Formação Anari na área é constituída principalmente por diabásios e microgabros, com ocorrência restrita de basaltos frescos, que exibem esfoliação esferoidal, quando alterados. Os diabásios e microgabros intrudem os conglomerados e arenitos da Formação Salto das Nuvens, sendo eventualmente trapeados pelas fácies eólicas dessa formação (Figura 3.68). As melhores exposições desta formação foram encontradas no Município de Chupinguaia onde se localiza a sua seção-tipo na cachoeira homônima.

3.19.3. Formação Salto das Nuvens (K2sn)

A Formação Salto das Nuvens em Rondônia é representada por extensas coberturas arenosas que afloram entre as cotas topográficas de 260 a 400m de altitude (ADÔRNO *et al.*, 2017). Esta formação repousa em discordância erosiva diretamente sobre o embasamento cristalino ou sobre o Grupo Pimenta Bueno (Figura 3.69). A Formação Salto das Nuvens é aqui entendida como contemporânea ao magmatismo básico extensional da Formação Anari.

3.19.4. Formação Utariti (K2ut)

A borda noroeste da Chapada dos Parecis é marcada por paredões de arenitos esbranquiçados e friáveis que apresentam estratificações cruzadas acanaladas, truncadas em padrões em Z de grande porte. Esta unidade ocorre entre as cotas topográficas de 390m até 650m constituindo a mais conspícua quebra de relevo da região sudeste de Rondônia, passando para o Estado de Mato Grosso, onde práticas agroindustriais se utilizam das extensas áreas planas e mecanizáveis.

A Formação Utariti foi criada originalmente para congregar arenitos finos a médios rosados e silicificados, com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte, depositados em ambiente fluvial (BAHIA *et al.*, 2006; BARROS *et al.*, 1982; LEAL *et al.*, 1978; SIQUEIRA, 1989). Batezelli e Ladeira (2016) e Adôrno *et al.* (2017) apresentam nova interpretação para as unidades do Grupo Parecis, na qual a Formação Utariti corresponderia

aos arenitos eólicos bimodais com estratificação cruzada de grande porte depositados em ambiente desértico com eventuais canais fluviais interpretados como drenagens efêmeras ou “*wadi*” (Figura 3.70).

3.19.5. Petrografia

As observações petrográficas revelam que a Formação Anari é composta por associação de microgabros e basaltos amigdaloidais com composições modais muito similares, e definem associação de rochas vulcânicas e subvulcânicas máficas com química de toleítos continentais (*flood basalts*).

Estas rochas são constituídas essencialmente por diopsídio (25-50%), plagioclásio ripiforme (40-45%), ortopiroxênio (0-20%) e até 10% de minerais opacos, apresentam granulometria fina a muito fina. As texturas mais comuns são glomeroporfírica, equigranular, subofítica, porfírica e amigdaloidal (Figura 3.71).

Nos sítios intersticiais anteriormente preenchidos por vidro vulcânico houve substituição por uma mistura de clorita e argilominerais (Figura 3.71-C).

Este magmatismo continental de caráter toleítico apresenta idade 197 Ma (PINTO FILHO *et al.*, 1977) e provavelmente é resultado de um sistema magmático mais amplo em sub superfície, e está relacionado com a fusão do manto por decompressão, em resposta ao soerguimento da litosfera continental durante a quebra do supercontinente Pangea na Era Mesozoica. Neste caso o magmatismo máfico foi alojado no interior de uma bacia intracontinental reativada.

3.19.6. Litoquímica

Foram selecionadas quatro amostras deste projeto referentes à Formação Anari para análise litoquímica (Tabela 3.13).

As amostras apresentam valores de SiO₂ entre 51 a 59%, com pouca variação nas concentrações de CaO, MgO, Na₂O e K₂O. A amostra 4308-TJ-R-155 apresenta maior valor em SiO₂, Na₂O e K₂O e menores valores de CaO e MgO, o que pode ser atribuído ao fracionamento magmático e/ou assimilação de elementos da encaixante.

No diagrama TAS (MIDDLEMOST, 1985), concentram-se no campo dos basaltos, com a amostra 4308-TJ-R-155 caindo no campo dos basaltos andesíticos (Figura 3.72-A). São sub-alcinos da série toleítica (Figura 3.72-B). Quanto à classificação genética, a análise Zr x Zr/Y, indicam basaltos intra-placa, com uma amostra discordante situada no campo dos basaltos de cordilheira oceânica (PEARCE; NORRY, 1979).

Quando normalizadas ao condrito de Boynton (1984), existe uma tendência ao enriquecimento de ETR-L sobre ETR-P, embora isso não ocorra na amostra 4308-GS-R-0137B,

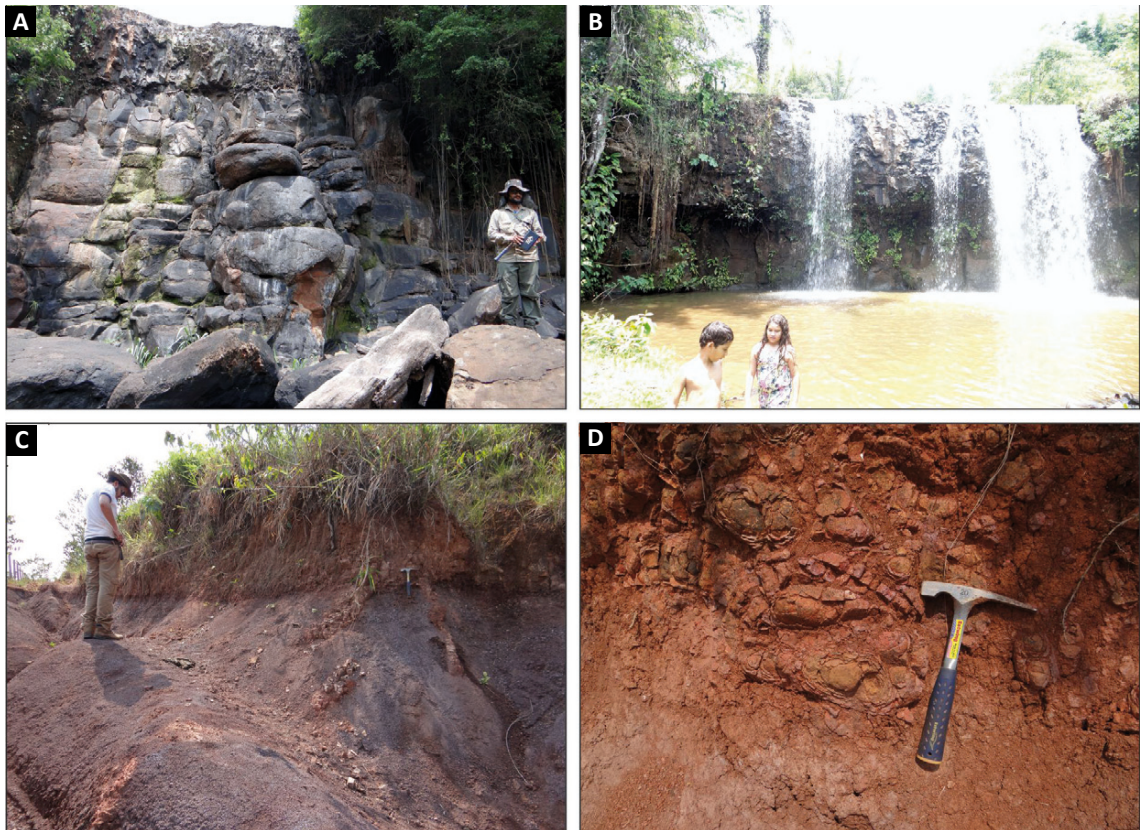


Figura 3.68 - Aspectos gerais de afloramentos da Formação Anari. GS-137. B) RO-31, C) RO-039 D) RO-32.

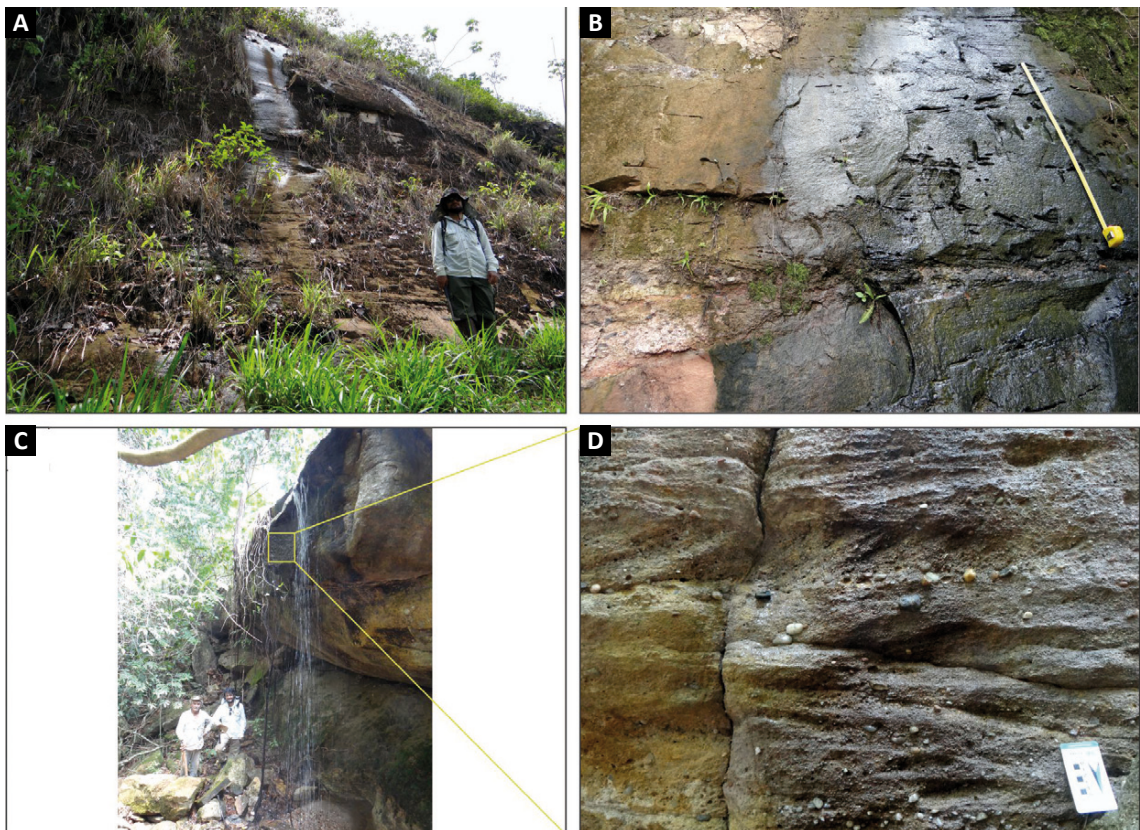


Figura 3.69 - Aspectos gerais de afloramentos da Formação Salto das Nuvens. A-B) Escarpa com arenitos maciços intercalados com arenitos com laminação acanalada, ponto 4308-CE-013; C-D) Arenitos conglomeráticos da Formação Salto das Nuvens, ponto 4308-CE-024.

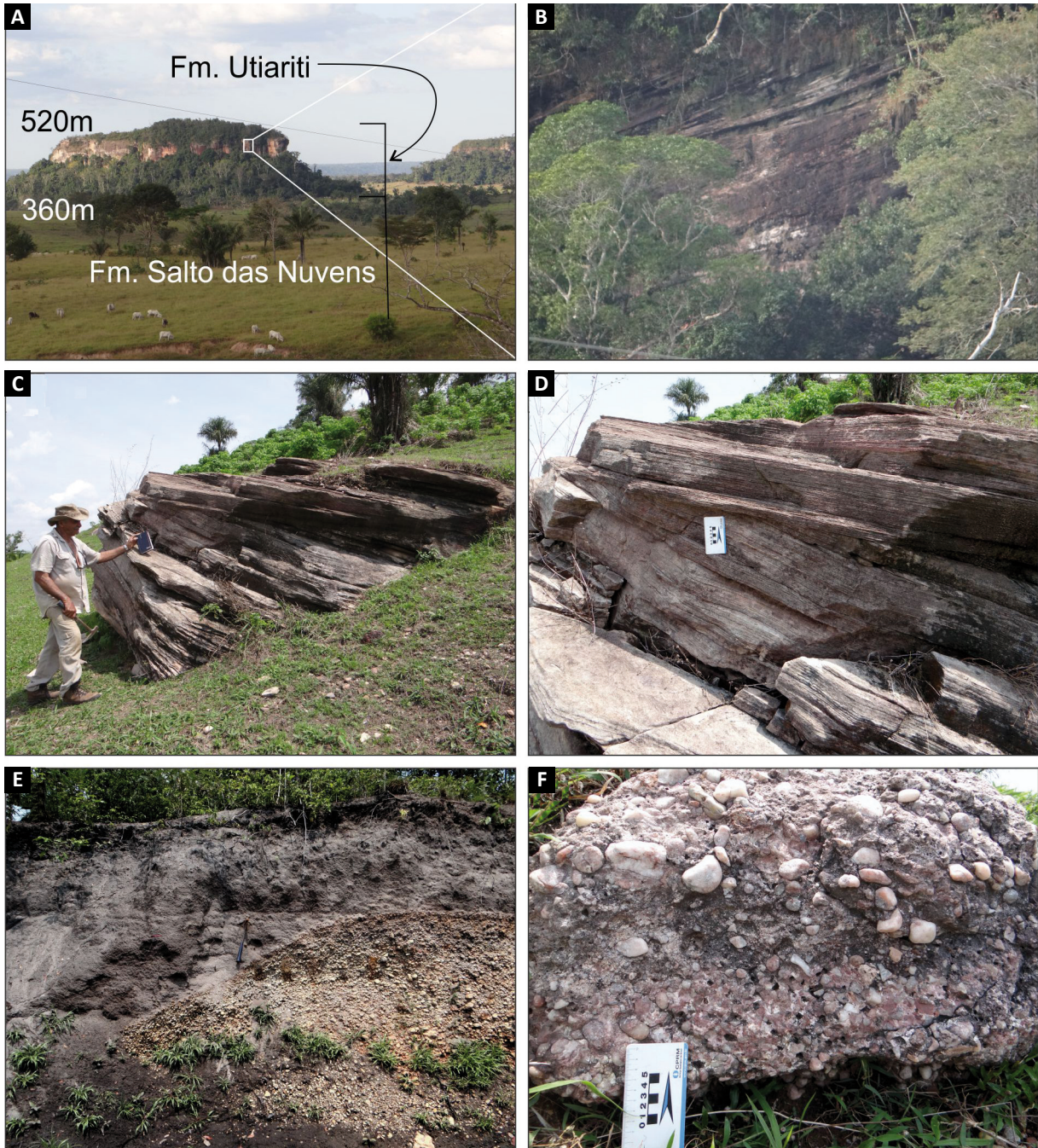


Figura 3.70 - Aspectos gerais de afloramentos da Formação Utariiti. A-B) Borda NW da Chapada dos Parecis, paredões de arenitos eólicos, ponto 4348-RO-349. C-D) Afloramento de arenitos eólicos bimodais com estratificação cruzada de grande porte, ponto 4308-CE-015, E-F) Fácies conglomerados de canais fluviais (*wadi*). E) Contato entre conglomerados fluviais e depósitos do cenozoico. E-F) Respectivamente pontos 4308-CE-022 e 4308-CE-015.

que por sua vez apresenta um forte enriquecimento em Gd e Yb (Figura 3.72-C). Já para o aranhograma com valores normalizados ao Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989), a amostra 4308-TJ-R-0155 se destaca, com anomalias de Nb, K e Sr muito acima das demais (Figura 3.72-D).

3.19.7. Características geofísicas

As anomalias de baixa amplitude magnética estão relacionadas às rochas sedimentares clásticas, não

havendo contraste aparente. Nos mapas gamaespectrométricos os litotipos destas unidades possuem baixa concentração nos canais de potássio, tório e urânio, e no mapa RGB apresentam cores variando de tons escuros.

Os basaltos e microgabros da Formação Anari são marcados na ASA, em domínios magnéticos de alta intensidade e alta frequência, toda a área de ocorrência é bem marcada nos mapas magnéticos. Nos mapas gamaespectrométricos os litotipos desta unidade possuem

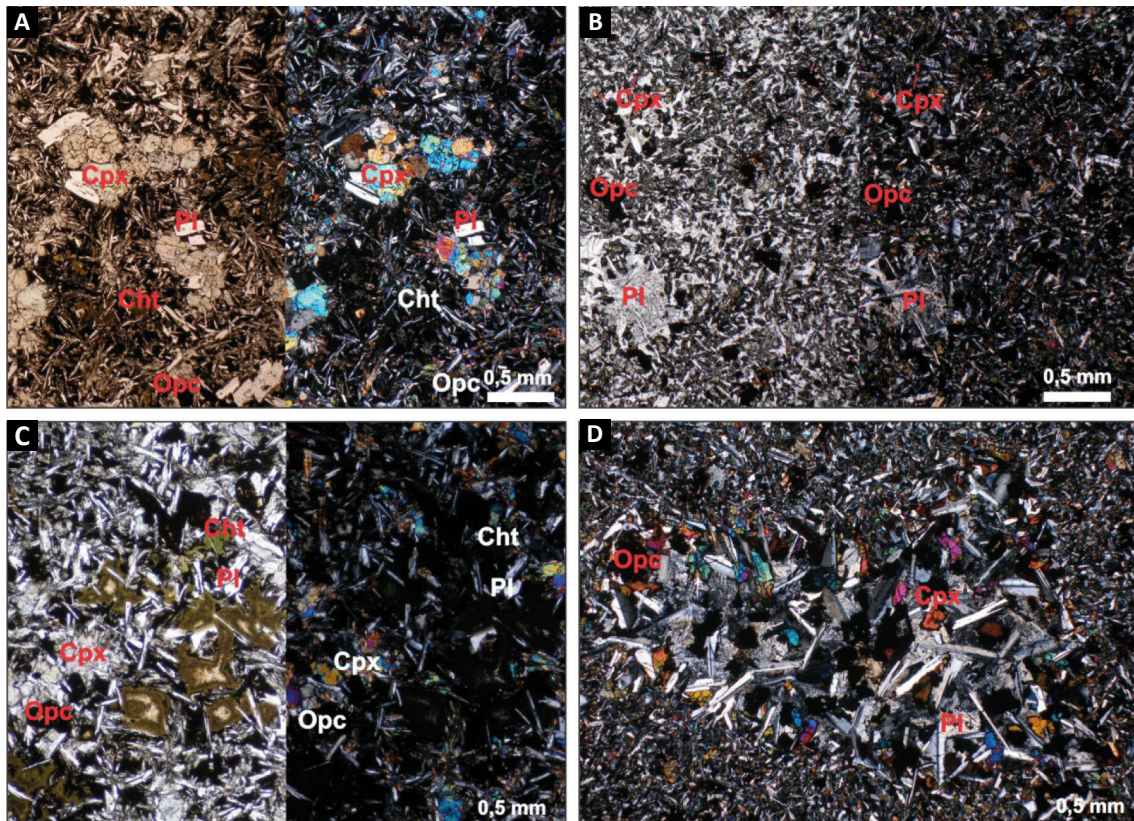


Figura 3.71 - Fotomicrografia das rochas da Formação Anari (NP/NC). A) Diopsídio microgabro glomeroporfírico. B) Basalto porfírico. C) Microgabro com espaços intrresticiais ocupados por material oriundo do processo de devitrificação (clorita+esmectita+argilominerais). D) Aspecto textural de diopsídio basalto glomeroporfírico.

baixa concentração nos canais de potássio, tório e urânio, que no mapa RGB apresentam cores variando de tons escuros a azul escuro.

3.20. FORMAÇÃO GUAPORÉ (N2Q1g)

3.20.1. Aspectos gerais

Segundo Rizzotto (2010) e Castro e Silva (2016), os sedimentos da Formação Guaporé estão distribuídos ao longo do terraço do rio homônimo. Esta formação está depositada em não conformidade sobre as rochas do embasamento mesoproterozoico.

3.20.2. Depósitos fluviais arenosos (N2Q1ga)

Os depósitos fluviais arenosos da Formação Guaporé são constituídos por sedimentos imaturos tais como areia grossa, areia média com níveis cascalhosos e subordinadamente, níveis argilosos.

3.20.3. Depósitos pantanosos (N2Q1gpa)

Enquadram-se nesta unidade sedimentos constituídos por areias finas, esbranquiçadas, isentas de estruturas sedimentares, intercaladas com silte, e mais

raramente, com argila apresentando matéria orgânica subordinada.

3.20.4. Características geofísicas

As unidades da formação Guaporé apresentam baixos níveis radiométricos, principalmente no canal do potássio. No mapa ternário RGB apresentam cores variando de tons verdes a escuros.

3.21. COBERTURA DETRITO-LATERÍTICA (N2Q1dl)

3.21.1. Aspectos gerais

As coberturas detrito lateríticas geralmente capeam as rochas areníticas da Formação Utiariti, em altitudes que variam de 380 até 450 metros. Segundo Rizzotto *et al.* (2016), a forma de ocorrência mais comumente encontrada é de superfície aplainada em forma de platô, onde se desenvolvem crostas lateríticas e/ou silcretos. Nódulos e pisólitos de hematita e goetita são comuns nas encostas dos platôs, gerados pelo desmantelamento das crostas lateríticas, onde os mesmos são aproveitados como material de empréstimo e revestimento das rodovias não pavimentadas (RIZZOTTO *et al.*, 2016).

Tabela 3.13 - Resultado das análises litoquímicas da Formação Anari.

JKβa – ANARI				
ELEMENTO	4308-GS-R-0043	4308-GS-R-0044	4308-GS-R-0137B	4308-TJ-R-0155
SiO ₂ (% wt)	51	51,7	51	59,1
Al ₂ O ₃	14,1	14,1	14,1	15,7
Fe ₂ O ₃	12,5	12,9	12,8	9,08
MgO	7,04	6,34	6,68	5,13
CaO	10,9	10,6	10,9	3,67
Na ₂ O	2,16	2,36	2	3,37
K ₂ O	0,64	0,65	0,4	2,29
MnO	0,18	0,19	0,19	0,13
TiO ₂	1,22	1,34	1,32	1,09
P ₂ O ₅	0,125	0,128	0,136	0,188
BaO	0,03	<0,01	0,02	0,07
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	<0,01	0,02
Nb ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
FeO	1,03	1,22	1,02	4,7
LOI	0,94	1,11	0,79	0,91
Soma	99,97	100,39	99,61	99,89
<hr/>				
Ba (ppm)	140	143	294	553
Rb	20,3	18,2	22	58,9
Co	45,6	47,7	40	26,1
Ni	97	81	75	33
Cu	51	82	133	28
Ti	6200	5800	6900	5800
P	476	464	490	728
Sc	68,2	68,9	44,1	29,5
V	285	263	288	149
Cr	51	35	27	39
Zn	116	86	87	85
Pb	3,1	3,1	3,5	8,7
Nb	4,18	4,47	3,82	3,08
Hf	2,6	2,3	2,06	4,99
Ta	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Th	1,2	1	0,6	1,5
U	0,41	0,39	0,32	2,7
Y	24,08	34,72	21,57	37,38
Zr	99,1	94,5	72,5	189,3
La	9,3	11	5,5	25,5
Ce	19,5	21,3	14,4	48,8
Pr	3,02	3,45	2,55	6,4
Nd	13,3	15,4	13,3	25,5
Sm	3,8	4,3	4,5	6,4
Eu	1,26	1,48	1,77	1,47
Gd	4,39	5,55	7,91	7,25
Tb	0,75	0,87	1,13	1,09
Dy	4,84	5,75	5,34	6,6
Ho	0,98	1,21	1,03	1,39
Er	2,8	3,49	2,98	3,93
Tm	0,4	0,49	0,45	0,61
Yb	2,7	3,2	3,7	4
Lu	0,37	0,46	0,45	0,59

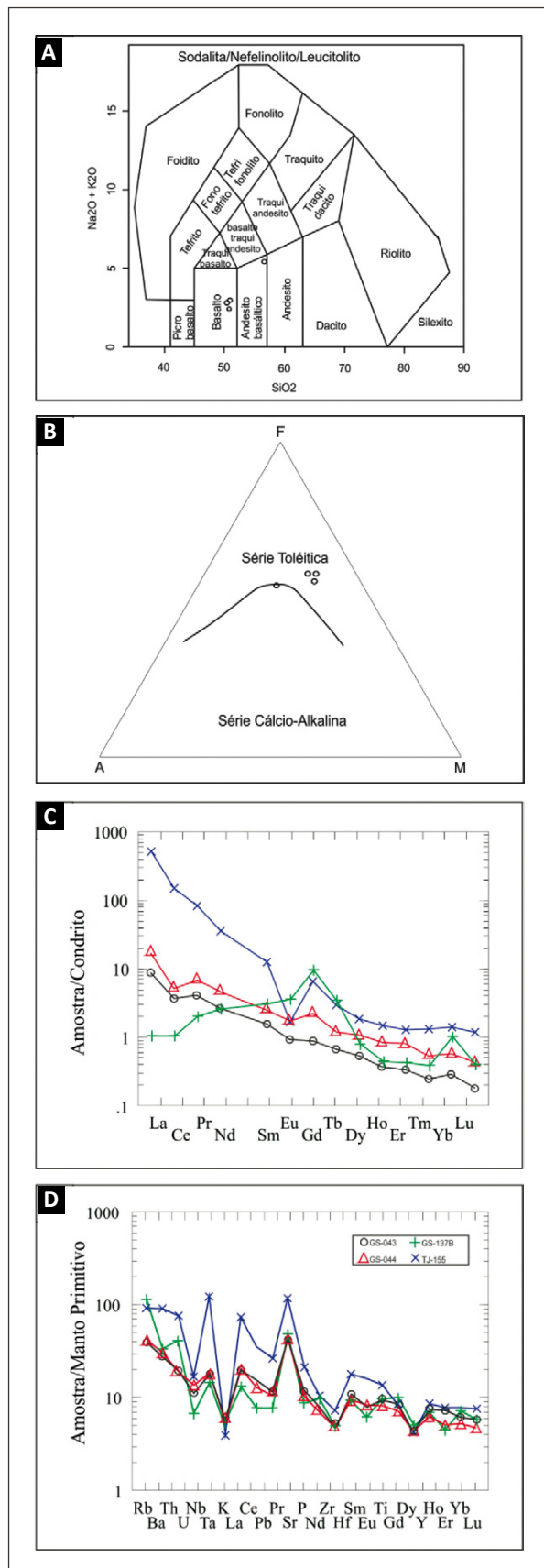


Figura 3.72 - A) Diagrama TAS para rochas vulcânicas (MIDDLEMOST, 1985); B) Diagrama AFM para rochas subalcalinas com população com *trend* Toléitica; C) Padrões de ETR normalizados para condrito (BOYNTON, 1984); D) Aranhogramas normalizados para Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989);

3.21.2. Características geofísicas

A unidade Cobertura Detrito Laterítica apresenta baixo nível radiométrico no canal do potássio e elevados níveis nos canais dos equivalentes de tório e urânio. No mapa ternário RGB apresentam cor verde.

3.22. COBERTURA LATERÍTICA IMATURA (Q1lim)

3.22.1. Aspectos gerais

Rizzotto (2010) define esta unidade como constituída pelos sedimentos argilo-arenosos e cascalhosos que mostram-se, via de regra, subjacentes a restos de topo-sequências lateríticas, caracterizadas por um perfil intensamente intemperizado com horizontes ferruginosos destruídos por processos intempéricos, mostrando porções colunares reliquiárias, associadas a uma zona nodular-pisolítica ferruginosa e goethítica mais recente, recobertos por latossolos na zona superior do perfil geológico.

3.22.2. Características geofísicas

Apresenta baixo nível radiométrico no canal do potássio e elevados níveis nos canais dos equivalentes de tório e urânio. No mapa ternário RGB apresentam tons de cor verde.

3.23. COBERTURAS SEDIMENTARES INDIFERENCIADA (Q1ci)

3.23.1. Aspectos gerais

A cobertura sedimentar indiferenciada é representada por depósitos elúvio-coluvionares imaturos, compostos por

areia, silte e argila com impregnação de óxidos de ferro. Esta cobertura apresenta pequena espessura e encontra-se depositada diretamente sobre o embasamento ou em contato gradacional com sedimentos da Formação Guaporé. Os sedimentos da Cobertura Sedimentar Indiferenciada podem ser facilmente confundidos com regolitos derivados da alteração dos quartzitos e paraderivadas do Complexo Colorado. Esta unidade foi posicionada no Plioceno-Pleistoceno através de estudos estratigráficos e com base nas relações de contato (RIZZOTTO, 2010).

3.23.2. Características geofísicas

Nos mapas gamaespectrométricos os litotipos desta unidade possuem baixa concentração nos canais de potássio, tório e urânio, que no mapa RGB apresentam cores variando de tons verdes escuros.

3.24. DEPÓSITOS ALUVIONARES (Q2a)

3.24.1. Aspectos gerais

Associado às drenagens ocorrem depósitos associados às barras de acreção laterais e a barras em pontal, relacionados à dinâmica atual de sedimentação fluvial meandrante. Estes depósitos podem ser classificados como aluviões recentes e constituem a unidade mais nova da área estudada.

3.24.2. Características geofísicas

Nos mapas gamaespectrométricos os litotipos desta unidade possuem alta concentração nos canais de potássio, tório e urânio, que no mapa RGB apresentam cores variando de tons brancos à vermelhos.

4. GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

Neste capítulo são apresentadas as informações acerca do estilo de deformação e das interpretações decorrentes das estruturas encontradas nas áreas expostas das rochas mesoproterozoicas que afloram entre os sedimentos da Bacia dos Parecis e da Bacia do Guaporé.

Nele, são organizadas informações sobre as fases de deformação, os grandes domínios estruturais, os mecanismos de formação das rochas que compõem a crosta do sudoeste do Cráton Amazônico e a estimativa de pressão e temperatura em que estas rochas foram metamorfisadas.

As definições adotadas para representar os elementos da geologia estrutural seguem o recomendado por Passchier e Trouw (2005). Já as abreviações seguem o padrão: evento (E), fase de deformação (D), foliação (S), dobra (F), lineação de estiramento (L_x) e eixo de dobra (L_b), geralmente seguido por um número subscrito representando o estágio ao qual se refere.

A hierarquia das fases de deformação foi construída com base em dados de campo, lineamentos de relevo e lineamentos geofísicos. Adicionalmente, dados geocronológicos novos ou da literatura (como populações de zircões interpretados como metamórficos), foram utilizados para estimar as idades de algumas fases de deformação. A interferência entre as estruturas de gerações distintas foi observada principalmente em escala de afloramento. Em alguns casos estas interpretações foram validadas pela análise microestrutural.

4.1. HIERARQUIA DA DEFORMAÇÃO

Foram identificadas três fases de deformação dúctil na área de trabalho, sugerindo deformação progressiva relacionada à evolução do orógeno Rondoniano-San Ignácio. Estes diferentes estágios tem relação com tensores regionais de direções variáveis e é possível estimar a hierarquia temporal dos mesmos a partir de relações de corte em escala de afloramento ou escala regional (Figura 4.1) e sugerir correlação com estruturas encontradas nas adjacências.

A fase D_1 é caracterizada por foliações metamórficas S_1 com grau metamórfico anfíbolito e direção principal NW/SE, dobradas de modo ligeiramente assimétrico, com flanco curto com mergulho médio para $030^\circ/65^\circ$ e flanco longo médio para $210^\circ/050^\circ$ e sugere um encurtamento de direção NE/SW com vergência para o quadrante NE. As estruturas desta fase são preservadas no noroeste da área mapeada em anfíbolitos, gnaisses calciossilicáticos,

xistos, metavulcânicas e paragneisses. Associa-se a grandes dobramentos sucessivos de sinclinais e anticlinais em sinclínorios de mesma direção na justaposição da Formação Fazenda Livramento, Complexo Trincheira e o Complexo Alto Tanaru.

A fase D_2 é caracterizada por foliações metamórficas S_2 , com grau metamórfico anfíbolito alto e padrão de dobras assimétricas, redobramentos tipo cogumelo e clivagens de crenulação sobre a D_1 . Em estereograma de contagem total, mostra assimetria nos pontos médios de isofrequência, com flanco curto com mergulho $300^\circ/80^\circ$ e flanco longo com direção $110^\circ/50^\circ$, indicando um encurtamento de direção E-W com leve vergência para o quadrante NW. As estruturas desta fase de deformação estão presentes em toda a área de trabalho, reorientando, interferindo, ou obliterando as estruturas precedentes. Marca também o pico de deformação da área de trabalho, encontrando em afloramentos Dobras com migração de charneira e do tipo Bainha.

A fase D_3 é caracterizada pela reorientação dúctil -rúptil das estruturas pretéritas ao longo de zonas de cisalhamento com direções NNW-SSE e NW-SE. Gera, localmente, uma foliação metamórfica tipo S_3 , com altos ângulos de mergulho, geralmente superiores a 60° . Em estereograma, de contagem total, indicam tendência a simetria, porém com leve vergência para o quadrante SW. Estas estruturas ocorrem frequentemente na porção leste da área mapeada, com expressões também nas folhas centrais, como o Corredor de Cisalhamento de Colorado do Oeste, que aparenta estar associado às mineralizações de ouro daquela região. Nas rochas localizadas à oeste da área de trabalho, esta fase de deformação parece perder expressão, restando somente estruturas rúpteis-dúcteis com tensores compatíveis.

As fases D_1 e D_2 apresentaram condições de temperatura suficientes para reabrir o sistema isotópico U/Pb em zircão (Figura 4.2). As amostras 4212-LW-R-004 (ortogneisse) e 4308-TJ-R-0209 (anfíbolito) apresentaram populações isotópicas que sugerem uma evolução similar, com cristalização próxima a 1460 Ma., identificadas em idade de Intercepto Superior e populações com menor quantidade de zircões, mas idades concordantes em torno de 1398 Ma., interpretada aqui como idade de deformação D_2 . A amostra 4308-TJ-R-0209 apresenta ainda quatro zircões concordantes com idade intermediária entre as demais, datada em 1428 ± 11 Ma, valor próximo do encontrado por Rizzotto *et al.* (2016) em

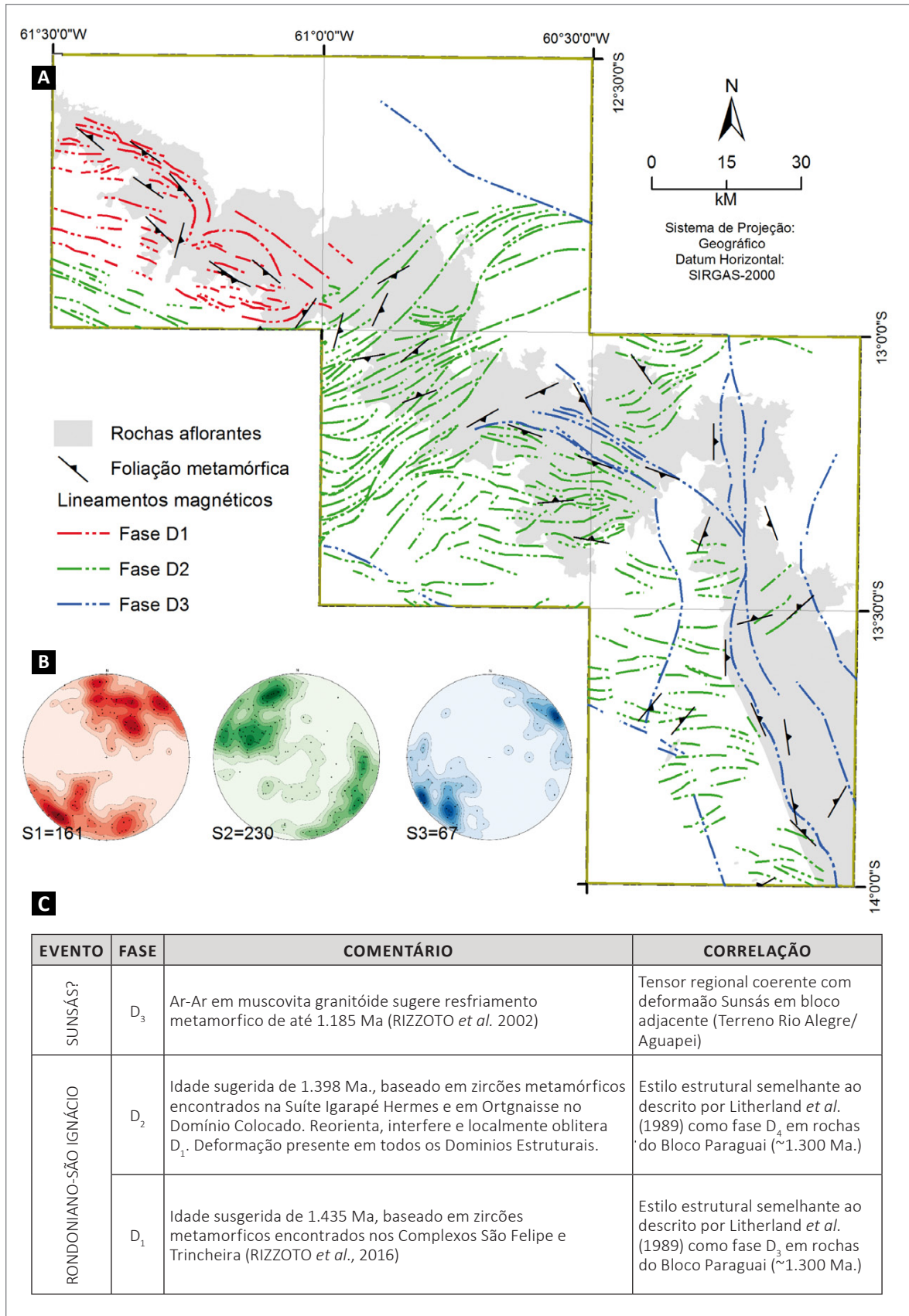


Figura 4.1 - A) Mapa de foliações e lineamentos magnetométricos classificados para cada fase de deformação; B) Estereogramas de contagem total de polo de foliação com contornos de isofrequência com coloração de acordo com a legenda dos lineamentos, sendo D₁ Vermelho; D₂ Verde e D₃ Azul; C) Quadro com elenco de principais fases de deformação dúcteis encontradas na área de trabalho, com respectivas correlações com a tectônica encontrada na Bolívia durante a Orogenia San Ignácio (LITHERLAND *et al.*, 1989) e estimativas de idade baseado em geocronologia.

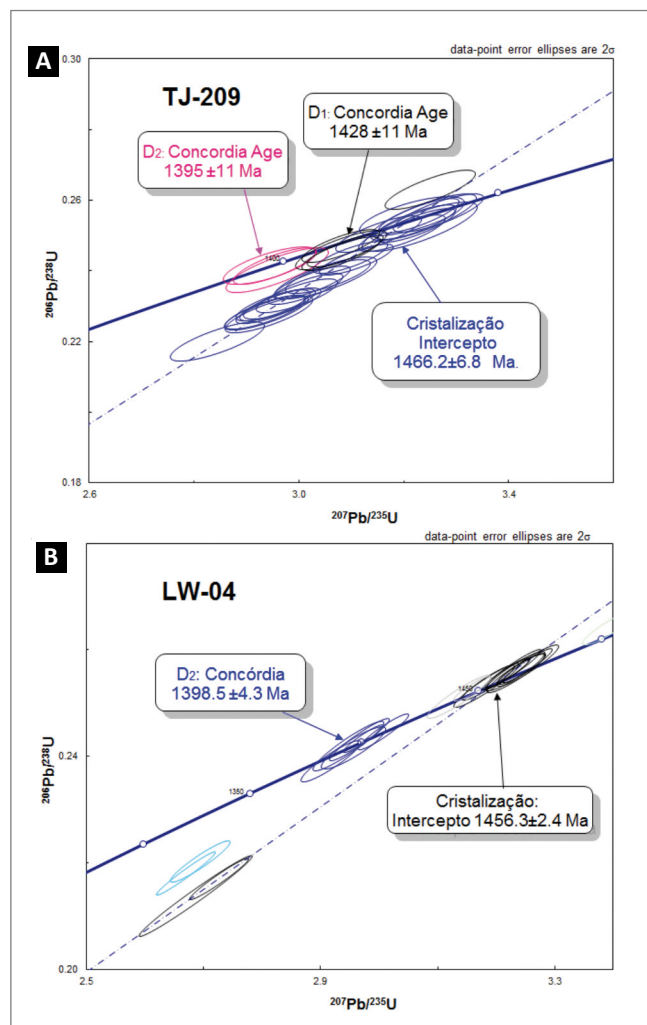


Figura 4.2 - Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para o ortogneisse LW-004 e anfibolito TJ-209, mostrando populações com idades similares tanto para intercepto (cristalização) quanto para concórdia, esta última marcando a idade da deformação D_2 . A amostra TJ-209 registra ainda zircões metamórficos compatíveis com a fase D_1 .

zircões metamórficos do Complexo São Felipe (?) e em anfibolito do Complexo Trincheira e atribuídos aqui a deformação D_1 .

4.2. DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

A área de trabalho foi dividida em quatro domínios estruturais, baseado em contraste reológico, estilo de deformação e lineamentos de relevo ou geofísicos regionais. Os domínios foram denominados de acordo com as localidades ou formações geológicas de destaque encontrados em cada um. De oeste para leste, denominam-se Domínio Livramento, Domínio Corumbiara, Domínio Colorado e Domínio Jauru (Figura 4.3). Nesta interpretação não se leva em consideração as porções não aflorantes do embasamento, cobertas por sedimentos fanerozoicos, ressaltando, porém, que é possível inferir o estilo

de deformação encontrado nestas regiões baseado em interpretações geofísicas.

4.2.1. Domínio Livramento

O Domínio Livramento (DLo) ocorre principalmente na Folha Rio Tanaru, no noroeste da área mapeada e descreve o estilo estrutural das rochas da Formação Livramento, Complexo Trincheira e Complexo Alto Tanaru. Neste Domínio predomina a foliação S_1 . A foliação S_2 pode ser encontrada em regiões específicas, como uma clivagem de crenulação zonal assimétrica, principalmente em parafibrolitos da Formação Fazenda Livramento (Figura 4.4-A). O conjunto de lineações de estiramento medidas, predominantemente oblíquas de alto *rake*, indica um vetor médio para NE, coerente com as vergências encontradas nos dobramentos (Figura 4.4-B), sendo esta a estimativa de sentido para o transporte tectônico neste domínio.

O rol de estruturas dúcteis consiste de foliações metamórficas (xistosidade, gnaissosidade, clivagem de crenulação), dobras isoclinais inclinadas, dobras de redobramento tipo coaxial, amídalas estiradas (materializando o elipsoide de deformação), milonitos de alta e baixa temperatura, *hummingbirds* de hornblenda e demais porfiroclastos assimétricos (Figura 4.5).

O DLo é limitado a norte e sul por coberturas fanerozoicas, e a leste por zona de cisalhamento com o Domínio Corumbiara, nas proximidades da cidade homônima.

4.2.2. Domínio Corumbiara

O Domínio Corumbiara (DCa) ocorre principalmente na folha Porto Triunfo, no noroeste da área mapeada, e descreve o estilo estrutural de rochas do Complexo Colorado, unidades Psamo-pelítica margosa e lentes de Gnaisses Calciossilicáticos e Paragnaisses do mesmo Complexo. Neste Domínio é possível encontrar maior interferência entre as estruturas D_1 e D_2 , através de redobramento em escalas decamétricas, por vezes verificadas em afloramento e por outras somente em imagens de satélite. Por este motivo, a análise de estereogramas deste domínio pode apresentar mergulhos para todos os quadrantes, porém, se faz necessário identificar a influência de cada fase de deformação (Figura 4.6).

O rol de estruturas dúcteis consiste de foliações metamórficas (xistosidade, gnaissosidade, clivagem de crenulação), dobras isoclinais, dobras com charneira angular (tipo Chevron), zonas de cavilamento com formação de pilha antiformal (fase D_1), *boudinage* e dobras passivas associadas, porfiroclastos de anfibólio, entre outros (Figura 4.7).

O DCa é limitado a norte e sul por coberturas fanerozoicas, e a leste por zona de cisalhamento com o Domínio Colorado, nas proximidades da Cerejeiras. Neste domínio,

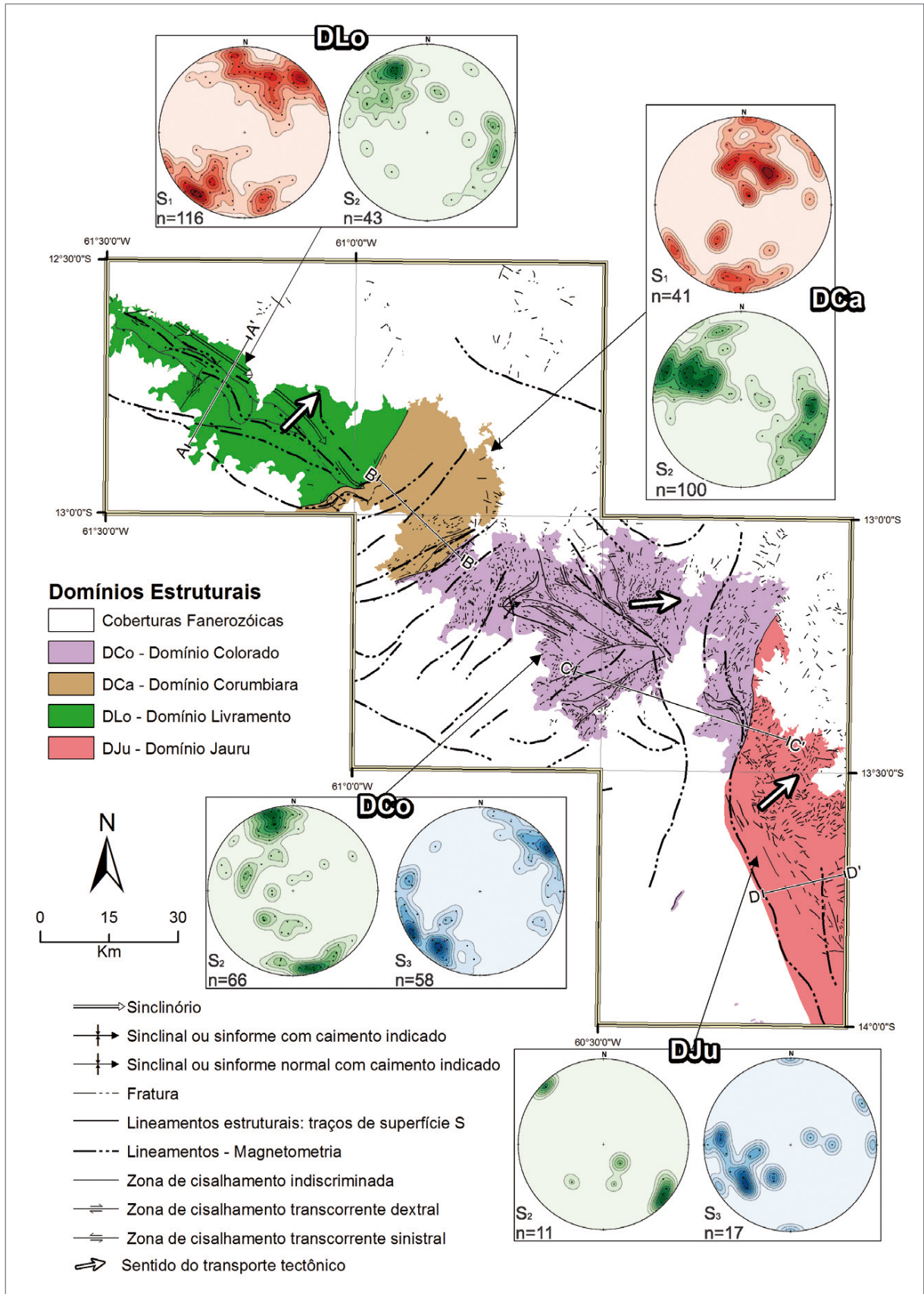


Figura 4.3 - Representação esquemática dos domínios estruturais e áreas de coberturas fanerozoicas com identificação de cores. A área de trabalho é dividida em: Domínio Livramento (DLo), Domínio Corumbiara (DCa), Domínio Colorado (DCo) e Domínio Jauru (DJu), com indicação dos estereogramas com as principais foliações. O sentido geral do transporte tectônico em cada domínio é indicado pela seta branca. Notar indicação dos perfis geológico-estruturais em cada domínio.

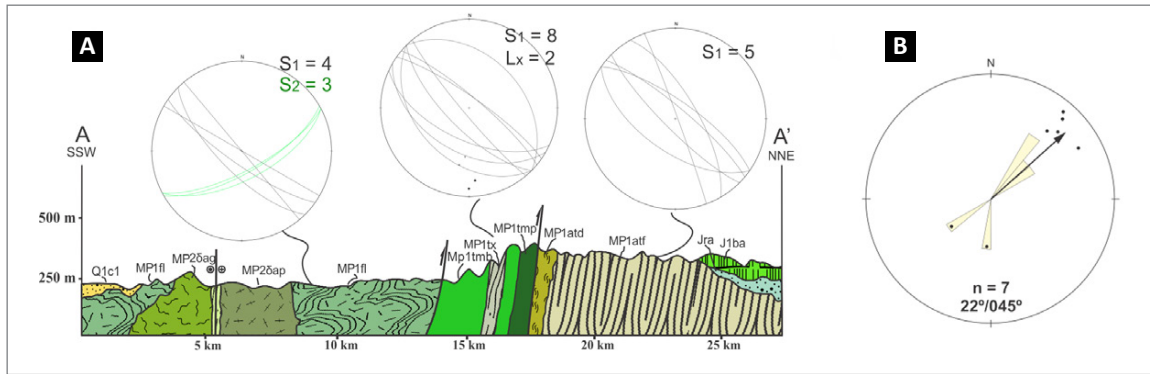


Figura 4.4 - A) Perfil geológico-estrutural A-A' ao longo do Domínio Livramento (ver Figura 4.3). Predomina a foliação S_1 , com encurtamento na direção NE-SW. O estilo das dobras mostradas nos estereogramas varia de acordo com a competência do material, apresentando dobras fechadas a cerradas em rochas calcissiláticas (MP1fl) e filitos (MP1atf) e dobras abertas ou assimétricas com vergência para NE em metabasaltos (MP1mb) e lentes de xistos (MP1tmx). Lineações de estiramento (L_x) plotadas quando presente. B) Estereograma com polos e roseta de lineações de estiramento medidas no Domínio Livramento. A seta indica o sentido médio das lineações contidas na direção inferida do transporte tectônico.

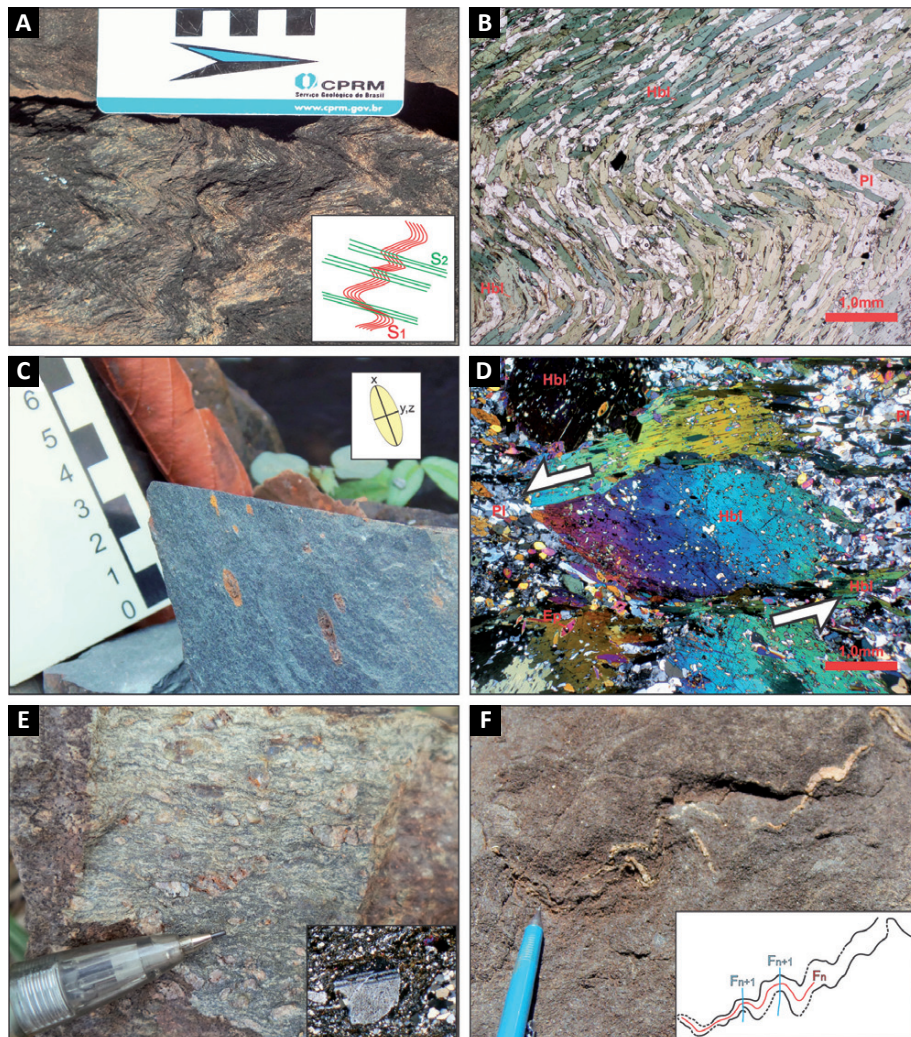


Figura 4.5 - A) Clivagem de crenulação zonal assimétrica em parafibrolito da Formação Fazenda Livramento, marcada pela interferência de S_2 em S_1 ; B) Fotomicrografia de parafibrolito da Formação Fazenda Livramento em detalhe para clivagem de crenulação. As hornblendas arqueadas indicam temperatura alta durante o desenvolvimento das dobras; C) Amígdalas deformadas em metabasalto do Complexo Trincheira, onde o elipsóide de deformação é materializado; D) Fotomicrografia de *Hummingbird* de hornblenda em anfibolito do Complexo Trincheira, (polarizadores cruzados); E) Metadacito do Complexo Alto Tanaru milonitizado com porfiroclastos de feldspato rotacionados. Em detalhe, fotomicrografia de metadacito mostrando falha em grãos de plagioclásio; F) Dobra de redobramento coaxial tipo Laço em parafibrolito da Formação Livramento marcada por vênulas de quartzo e por traços de foliação.

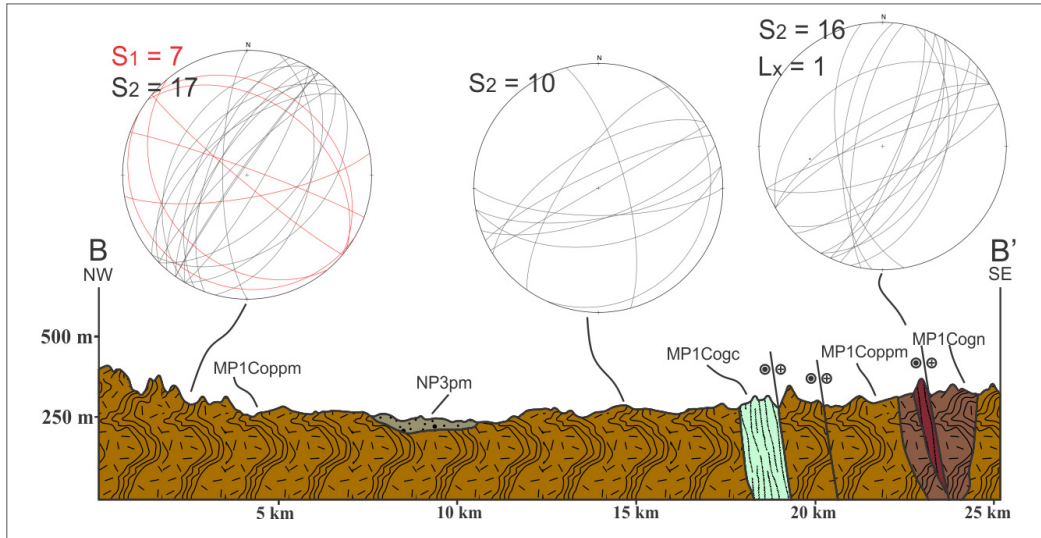


Figura 4.6 - Perfil Geológico-estrutural B-B' ao longo do Domínio Corumbiara (ver Figura 4.3). Predomina a foliação S_2 , com encurtamento geral na direção NW-SE. Em geral, apresenta dobras F_2 fechadas com plano axial verticalizado e flancos de mergulho de alto ângulo. Em alguns afloramentos é possível observar a interação da fase D_2 com a fase D_1 , através de dobras de interferência e lineações de interseção.

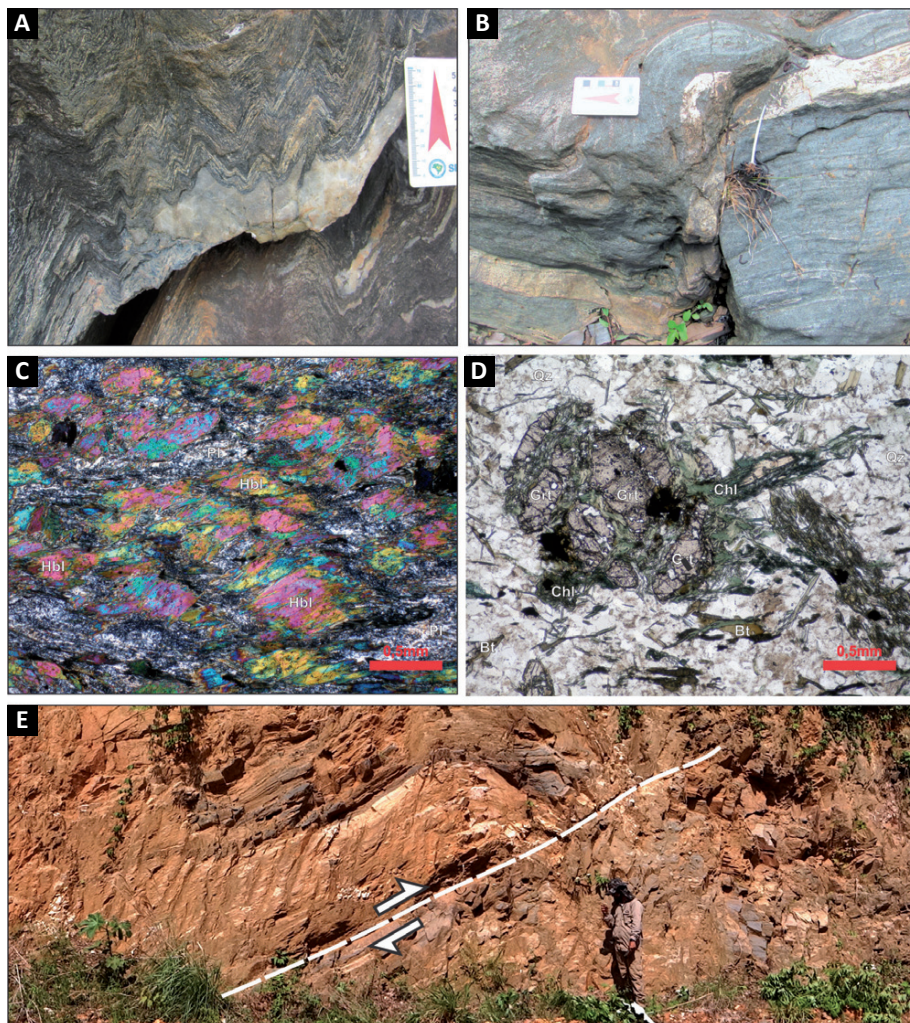


Figura 4.7 - A) Dobra tipo Chevron em parafibrolito, o veio de quartzo está dobrado no mesmo estilo, indicando sua colocação anterior à deformação; B) Dobra passiva em parafibrolito associada à *boudinage*; C) Porfiroclastos de hornblenda em parafibrolito; D) Retrometamorfismo para fácies xisto verde em metapelite, marcado pela reação entre clorita e granada; E) Cavalgamento com formação de pilha antiformal em conjunto de rochas da Unidade Psamo-péltica margosa, Afloramento 4308-GS-104.

o grau metamórfico varia de anfibolito a localmente fácies xisto verde, marcado pela assembleia em desequilíbrio biotita-clorita-granada em metapelite.

4.2.3. Domínio Colorado

O Domínio Colorado (DCo) ocorre nas folhas Rio Escondido e Ilha do Porto, no centro da área mapeada, e descreve o estilo estrutural das rochas do complexo homônimo e das intrusões deformadas. Neste domínio há um predomínio de estruturas tipo D_2 , com completa obliteração das estruturas pretéritas nos afloramentos analisados, devido a uma intensa deformação dúctil que localmente paralelizou os eixos L_b e L_x gerando dobras com migração de charneira. Próximo às zonas de cisalhamento D_3 , há paralelização de estruturas, com interferência de dobramento e desenvolvimento de clivagens de crenulação de S_3 em S_2 (Figura 4.8-A). As dobras F_2 variam de isoclinais verticalizadas a dobras fechadas com caimento de eixo para o primeiro ou terceiro quadrante. O conjunto de lineações de estiramento medidas, majoritariamente oblíquas de médio *rake*, indica um vetor médio no sentido E, coerente com a vergência dos objetos de giro relacionados a D_2 , porém,

contrária à vergência da dobra descrita no estereograma de contagem total (Figura 4.8-B).

O rol de estruturas dúcteis consiste de foliações metamórficas (xistosidade, gnaissosidade, clivagem de crenulação), dobras isoclinais, dobras em bainha, *boudins* escalonados e deformados em cisalhamento simples, *boudins* transpostos formando corpo de giro assimétrico, ultramilonitos, dobras de cisalhamento, porfiroclastos de KF, redobramento tipo cogumelo, entre outros (Figura 4.9).

O DCo é limitado a norte e sul por coberturas fane-rozoicas e a leste por zona de cisalhamento Cabixi-Rio Piolho com o Domínio Jauru, nas proximidades da Terra Indígena Vale do Guaporé. Neste domínio, o grau metamórfico varia de anfibolito, paragênese Granada-Estaurólita em paragneisse, a granulito, inferidos através de termobarometria.

4.2.4. Domínio Jauru

O Domínio Jauru (DJu) ocorre nas folhas Morro Sem Boné e Porto Triunfo, a leste da área mapeada, e descreve o estilo estrutural das rochas do Complexo Rio Galera e da Suíte Pindaituba. Neste Domínio, predominam foliações do tipo S_3 , com algumas regiões onde ainda se encontra

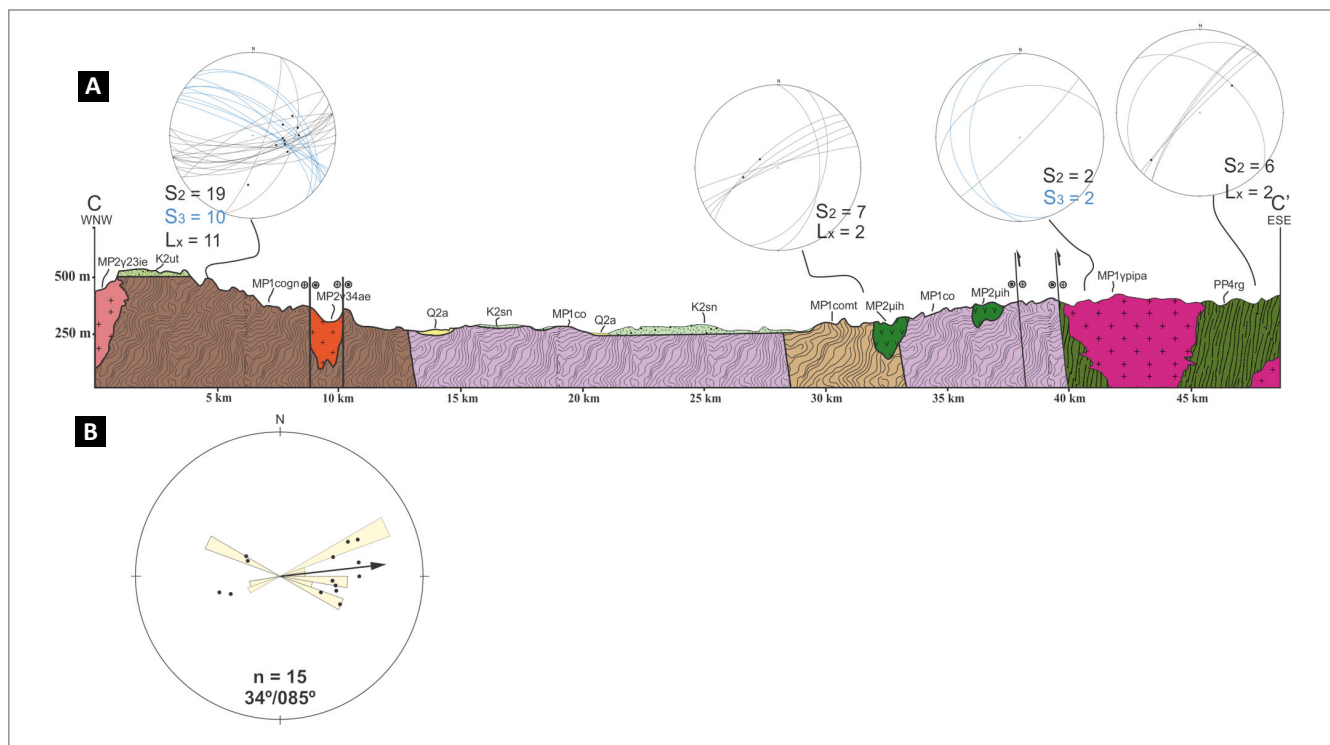


Figura 4.8 - A) Perfil geológico-estrutural C-C' ao longo do Domínio Colorado (ver Figura 4.3). Predomina a foliação S_2 , com encurtamento geral na direção NW-SE. Apresenta dobras variando de isoclinais com eixo de dobra L_b horizontalizado sub-paralelo a L_x , a dobras abertas assimétricas com caimento de eixo L_b para o terceiro quadrante. Em alguns afloramentos é possível notar redobramentos de tipo F_3 com desenvolvimento de clivagem de crenulação assimétrica e perpendicular ao plano axial F_2 , marcando a foliação S_3 , geralmente associada às zonas de cisalhamento. B) Estereograma com pólos e roseta de lineações de estiramento medidas no Domínio Colorado. A seta indica o sentido médio das lineações contida na direção inferida do transporte tectônico.

foliações tipo S_2 preservadas de interferência posterior (Figura 4.10-A). As lineações de estiramento são oblíquas de baixo *rake*, condicionadas geralmente aos planos de cisalhamento dúctil-rúptil, indicando um vetor médio com para SW, associadas a corpos de giro de cinemática sinistral (Figura 4.10-B).

O rol de estruturas dúcteis consiste de foliações metamórficas (gnaissosidade), dobras de cisalhamento, dobras assimétricas, milonitos e ultramilonitos feldspáticos, porfiroclastos de KF, entre outros (Figura 4.11).

O DJu é limitado a norte por coberturas fanerozoicas e a oeste pela Zona de Cisalhamento Cabixi-Rio Piolho com o Domínio Colorado, nas proximidades da Terra Indígena Vale do Guaporé. Devido ao número de afloramentos e predomínio de rochas graníticas, não se consegue estimar com precisão o grau de metamorfismo. Porém, pelo

fato de os feldspatos estarem deformados ductilmente, estima-se que a temperatura de deformação tenha superado 550°C , como indicado por White *et al.* (1980).

4.3. TERMOBAROMETRIA

Visando obter dados mais apurados acerca da pressão e temperatura envolvidas na formação da Faixa Alto Guaporé, foram realizadas análises de termobarometria utilizando o binário hornblenda-plagioclásio (ANDERSON; SMITH, 1995; BLUNDY; HOLLAND, 1990) em amostras dos complexos Trincheira, Colorado e Máficas Ultramáficas Igarapé Hermes. Este método utiliza análises de microsonda eletrônica em ambos minerais, sendo que em equilíbrio metamórfico os cátions apresentam um comportamento previsível em determinados sítios estruturais na estrutura do anfibólio.

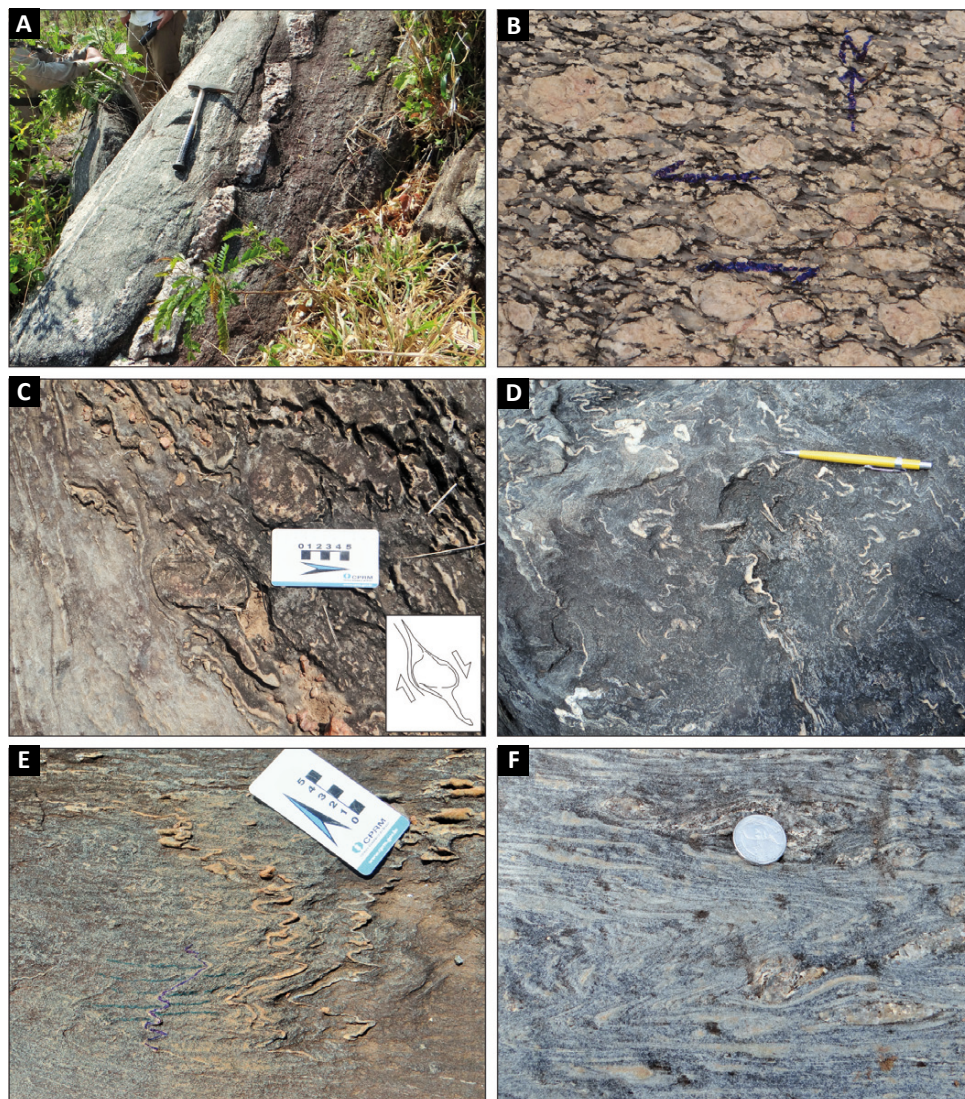


Figura 4.9 - A) *Boudin* de injeção granítica rotacionado por cisalhamento simples; B) Granito deformado pela fase D_3 , milonitizado e exibindo porfiroclastos sinistrais de KF; C) *Boudin* transposto rotacionado formando corpo de giro tipo Delta em cinemática dextral; D) Interferência de F_3 em F_2 gerando padrão de redobramento tipo cogumelo em paragneisse; E) Clivagem de crenulação zonal S_3 e redobramento tipo F_3 em paragneisse do Complexo Colorado; F) Ultramilonito em paragneisse com formação de dobras de cisalhamento e porfiroclastos tipo Delta..

Sete amostras permitiram estimar resultados de pressão e temperatura compatíveis com o grau metamórfico descrito na petrografia, variando de fácies anfibolito médio a alto, com granulitização incipiente (Figura 4.12), cujas temperaturas estimadas variaram de 644° C a 764° C e as pressões variaram de 4,5 kbar a 7,9 kbar.

Porém, devido à complexidade estrutural destes domínios e a baixa densidade de amostragem, não é possível traçar isóbaras ou isotermas na área de trabalho, cabendo

somente afirmar que no Domínio Livramento, as isotermas possuem direção paralela à estruturação geral, com aumento de temperatura para o sentido sul, fato que pode ser constatado também pela paragênese metamórfica.

4.4. MAGMATISMO

A análise do registro magmático da Faixa Alto Guaporé e terrenos adjacentes auxilia na tarefa de remontar

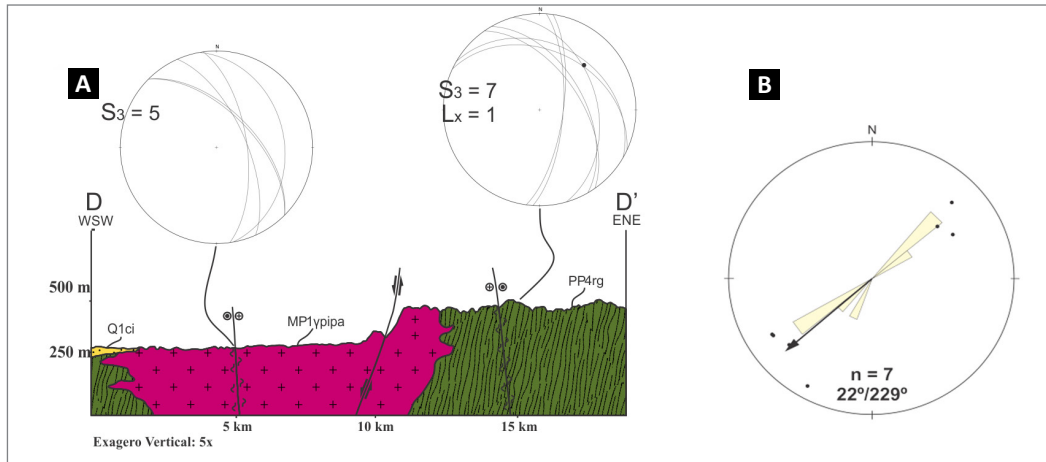


Figura 4.10 - A) Perfil geológico-estrutural D-D' ao longo do Domínio Jauru (ver Figura 4.3). Predomina a foliação S_3 , geralmente desenvolvida ao longo de zonas de cisalhamento. Lineação de estiramento oblíqua de alto *rake*, indicando componente de rejeito direcional. B) Estereograma com polos e roseta de lineações de estiramento medidas no Domínio Colorado. A seta indica o sentido médio das lineações contida na direção inferida do transporte tectônico..

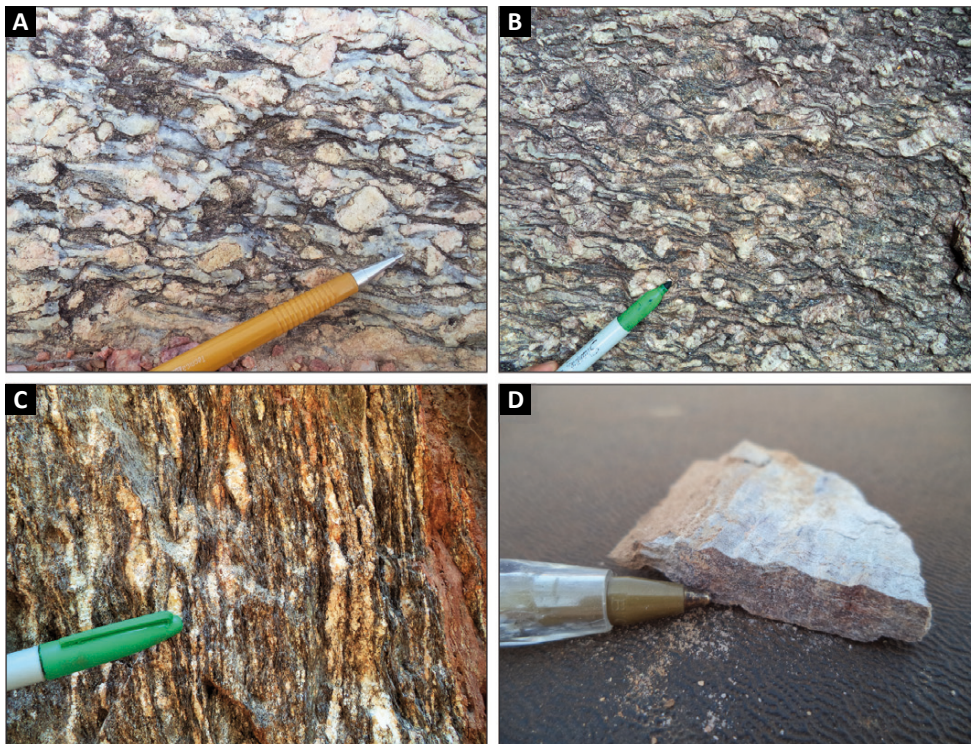


Figura 4.11 - A) e B) Sienogranito milonitizado, com feldspatos deformados ductilmente e trama planar C bem desenvolvida; C) Ultramilonito em provável rocha metavulcânica associada à Suíte Pindaituba, com foliação verticalizada e lineação de estiramento de baixo *rake* (não visível na foto); D) microdobras assimétricas F_2 em quartzito do Complexo Rio Galera.

a evolução tectônica da área de trabalho, quando se reúnem informações acerca dos prováveis ambientes de formação, contexto estrutural e padrões de deformação e mineralizações associadas.

Com este fim, foram utilizados dados novos ou da literatura, oriundos de geocronologia, geoquímica, petrografia e interpretação de campo acerca do magmatismo félsico (Figura 4.13) e máfico (Figura 4.14) da área de trabalho.

A análise conjunta destas informações permite algumas interpretações, como:

- A formação de crosta oceânica em ambiente de retroarco preservado no Domínio Livramento, em idade superior à cristalização do Plagiogranito Fazenda Olga em associação com os metabasaltos do Complexo Trincheira (seqüência ofiolítica incompleta).
- O desenvolvimento de um arco magmático associado à Granitogênese Pindaituba no Terreno Jauru.

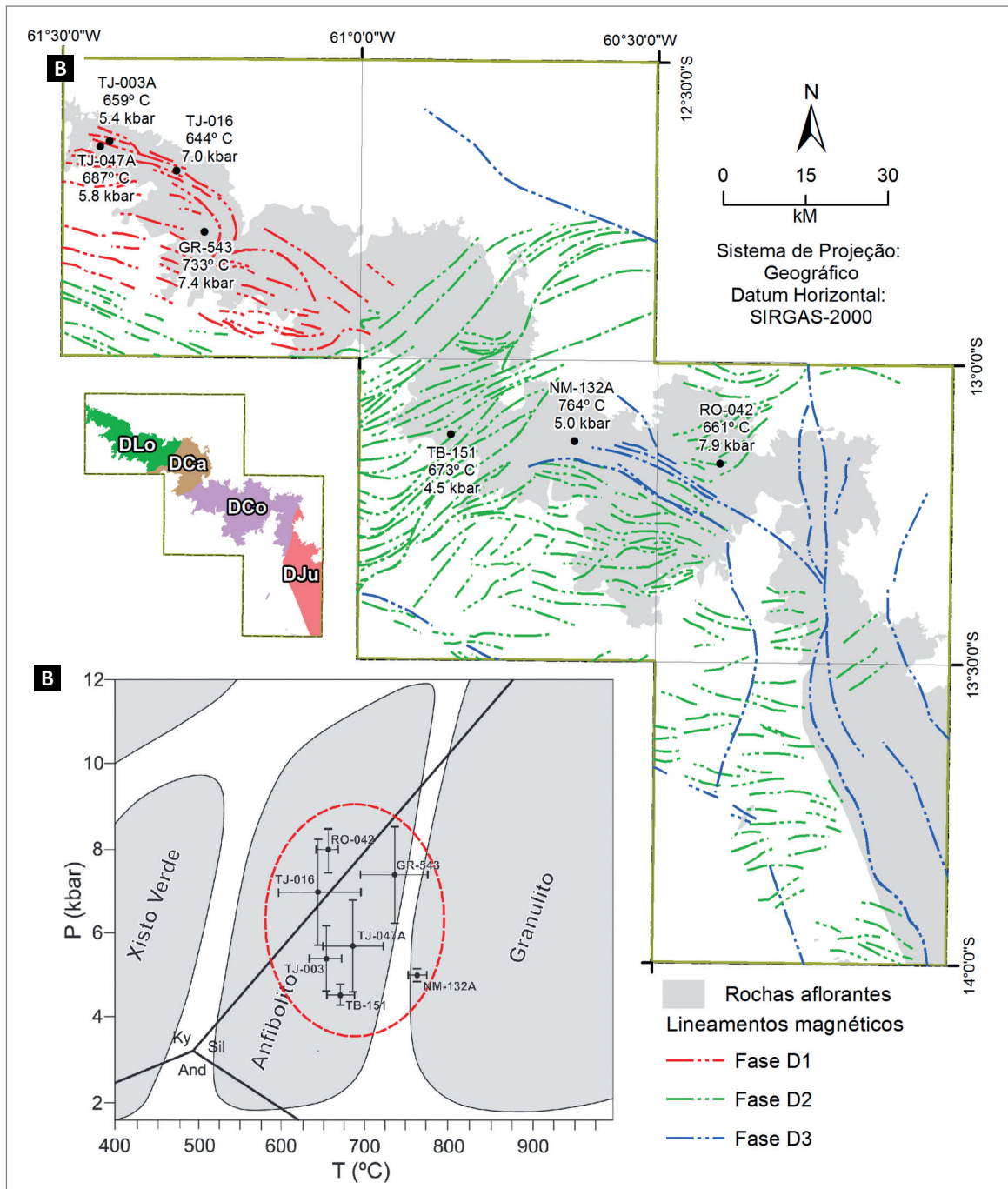


Figura 4.12 - A) Mapa de lineamentos estruturais e localização dos pontos de leitura de termobarometria no binário hornblenda-plagioclásio (ANDERSON; SMITH, 1995; BLUNDY; HOLLAND, 1990) com indicação de temperatura e pressão medianas para cada ponto; **B)** Diagrama P-T com localização dos valores medianos de pressão e temperatura para cada amostra, sendo as barras de erro representando valores de uma vez desvio padrão ($\mu \pm 1\sigma$).

- A possibilidade das unidades litoestratigráficas Morro do Leme, Morro Sem Boné, Suíte Andreazza e Suíte Igarapé Hermes comporem a contrapartida máfico-ultramáfica de um arco magmático de idade próxima da Suíte Pindaituba, mas não necessariamente vinculado à mesma, devido à localização em diferentes terrenos.
- As suítes Cerejeiras, Alto Escondido e Igarapé Enganado apresentam fonte magmática compatível com granitos de arco magmático, porém a caracterização geográfica e cronológica deste suposto arco é ainda especulativa. Outra alternativa é que estes sejam granitos pós-tectônicos, oriundos de magmas provenientes da fusão de rochas que participaram de um arco magmático, uma possibilidade prevista nos trabalhos consultados (PEARCE; HARRIS; TINDLE, 1984).

4.5. EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Apesar de o conceito inicial da Faixa Alto Guaporé ser recente (o termo foi aplicado por Rizzotto e Dehler (2007)), as discussões sobre a evolução do Evento Rondoniano- San Ignácio (E_1) remetem a trabalhos anteriores (BOGER *et al.*, 2005; GERALDES *et al.*, 2001; SANTOS *et al.*, 2006) que discorrem, inclusive, sobre a

aloctonia do Bloco Paraguá, peça chave para se entender a evolução do sudoeste do Cráton Amazônico. De tal forma, não se pretende aqui esgotar a abordagem geodinâmica regional, mas sim contribuir para o entendimento, consolidando argumentos coerentes com os dados encontrados e a compilação de trabalhos regionais (Figura 4.15).

Portanto, sugerimos neste trabalho que a Evolução da Faixa Alto Guaporé está associada à evolução de um Orógeno Acrecionário (CAWOOD *et al.*, 2009; CONDIE, 2007), possivelmente ativo entre o Paleoproterozoico (Terreno Alto Jauru) (RUIZ, 2005) e o Mesoproterozoico (orógenos Cachoeirinha, Santa Helena, Terreno Rio Alegre e Faixa Alto Guaporé) (RUIZ, 2005), formado pela subducção de uma placa oceânica para leste-nordeste, amalgamando terrenos alóctones e arcos magmáticos, culminando na colisão do Bloco Paraguá e o Proto-cráton Amazônico.

Sugere-se aqui que a fase de deformação D_1 represente o registro da acreção de arcos de ilha e respectivas bacias marginais com obducção de fragmentos de crosta oceânica (Complexo Trincheira) na área de trabalho, enquanto a fase de deformação D_2 represente o estágio colisional dos blocos crustais envolvidos (Figura 4.16). Durante a Orogenia Sunsás (LITHERLAND *et al.*, 1986; SALINAS, 2010) esta região já estava cratonizada, sendo

UNIDADE	LITOTIPOS	OBSERVAÇÕES	CONTEXTO ESTRUTURAL	CONTEXTO TECTÔNICO	LOCALIZAÇÃO
Granito Igarapé Enganado (1351 a 1340 Ma.)	Monzogranitos com allanita	Textura Rapakivi, Mistura de magma	Pré-tectônico à D_3	Granito tipo I. Arco Magmático ou Pós-tectônico?	Domínio Colorado
Granito Alto Escondido (1362 a 1337 Ma.)	Granada-biotita sienogranitos	Granito com duas micas e granada	Tardi-tectônico à D_2	Granito tipo S. Arco Magmático ou Pós-tectônico?	Domínio Colorado Domínio Corumbiara
Granito Cerejeiras (1373 Ma.)	Biotita monzogranito	Granito porfírico deformado, com núcleo equigranular e isotrópico	Tardi-a-pós tectônico à D_2	Granito tipo I. Arco Magmático ou Pós-tectônico?	Domínio Colorado
Granito Praia Alta (1439 a 1432 Ma.)	Monzogranito equigranulares	Granitos pouco deformados	Tardi-a-pós tectônico à D_1	Granito tipo A. Arco Magmático Continental	Domínio Jauru
Granito Rio Piolho (1462 Ma.)	Sienogranitos porfíricos	Granito milonitizado, com feldspatos fitados	Pré-tectônico à D_1	Granito tipo I ou S. Arco Magmático Continental	Domínio Jauru
Alto Tanaru (>1435 Ma.)	Metadacito, Filitos e Metatufo	Milonitos de baixa temperatura (deformação rúptil de feldspatos)	Pré-tectônico à D_1	Vulcânicas de Arco de Ilha	Domínio Livramento
Plagiogranito Fazenda Olga (1477 Ma.)	Plagiogranito, Trondhjemito e Metatonalitos a hornblenda	Fino bandamento gnaissico, Diatexito	Pré-tectônico à D_1	Granitos de Cordilheira Oceânica	Domínio Livramento

Figura 4.13 - Quadro geral do magmatismo félsico na área de trabalho. As idades e interpretações aqui mostradas são fruto deste trabalho e da compilação de trabalhos pretéritos do Projeto Guaporé (LIMA *et al.*, 2012; RIZZOTTO, 2010; RIZZOTTO *et al.*, 2016) e Projeto Metalogenia (CASTRO; SILVA, 2016).

pouco ou não afetada pela sua deformação (mecanismo de estruturas D₃?).

A sua relação com os terrenos a norte e a sul ainda deixam dúvidas, pois somente agora começam a surgir evidências de um arco magmático mesoproterozoico relacionado à subducção do Bloco Paraguá com o Proto-crátón Amazônico,

como por exemplo a Suíte Alto Alegre definida em Bergami *et al.* (2019) no centro-sul de Rondônia, e pouco se sabe a respeito da evolução crustal do Proterozoico boliviano e sua relação com a contraparte brasileira (BOGER *et al.*, 2005; FARIA *et al.*, 2014; FIGUEIREDO *et al.*, 2013; LITHERLAND *et al.*, 1986; LITHERLAND; BLOOMFIELD, 1981).

UNIDADE	LITOTIPOS	GRAU METAMÓRFICO	CONTEXTO ESTRUTURAL	CONTEXTO TECTÔNICO	MIN. E INDÍCIOS	LOCALIZAÇÃO
Rancho da Prata (960 Ma?)	Microgabros	-	Pós-tectônico à D ₃	Magmatismo bimodal extensional	-	Domínio Jauru
Cidade do Colorado (1352 Ma)	Gabros e rochas híbridas	-	Pós-tectônico à D ₂	Magmatismo bimodal pós-orogênico	-	Domínio Colorado
Morro Sem Boné (>1398 Ma)	Dunitos e peridotitos serpentinizados	Xisto-verde	Pré-tectônico à D ₂	Toleítos de arco	Ni (laterítico)	Domínio Colorado
Morro do Leme (>1398 Ma)	Dunitos e peridotitos serpentinizados	Xisto-verde	Pré-tectônico à D ₂	Toleítos de arco	Ni, Pd e Pt (magmático)	Domínio Colorado
Suíte Intrusiva Andrezza (1449 MA)	Piroxenitos, Gabróides e tremolitos.	Xisto-verde	Tardi-tectônico à D ₁	Toleítos de arco	Cr-Ni-Co	Domínio Livramento
Igarapé Hermes (1466 Ma)	Hornblenditos e metagabros	Anfibolito	Pré-tectônico à D ₁	Toleítos de frente-a-o-arco	Sulfetos e associação com garimpos de Au	Domínio Colorado; Domínio Corumbiara
Complexo Trincheira (> 1477 MA)	Hornblenditos, metagabros e metabasaltos	Anfibolito a granulito (?)	Pré-tectônico à D ₁	Basaltos tipo MORB de bacia Retro-Arco	Au associado a sulfetos	Domínio Livramento

Figura 4.14 - Quadro geral do magmatismo máfico na área de trabalho. As idades e interpretações aqui mostradas são fruto deste trabalho e da compilação de artigos e trabalhos pretéritos (LIMA; RUIZ; VASCONCELOS, 2012; RIZZOTTO, 2010; RIZZOTTO *et al.*, 2016) e Projeto Metalogenia (CASTRO; SILVA, 2016).

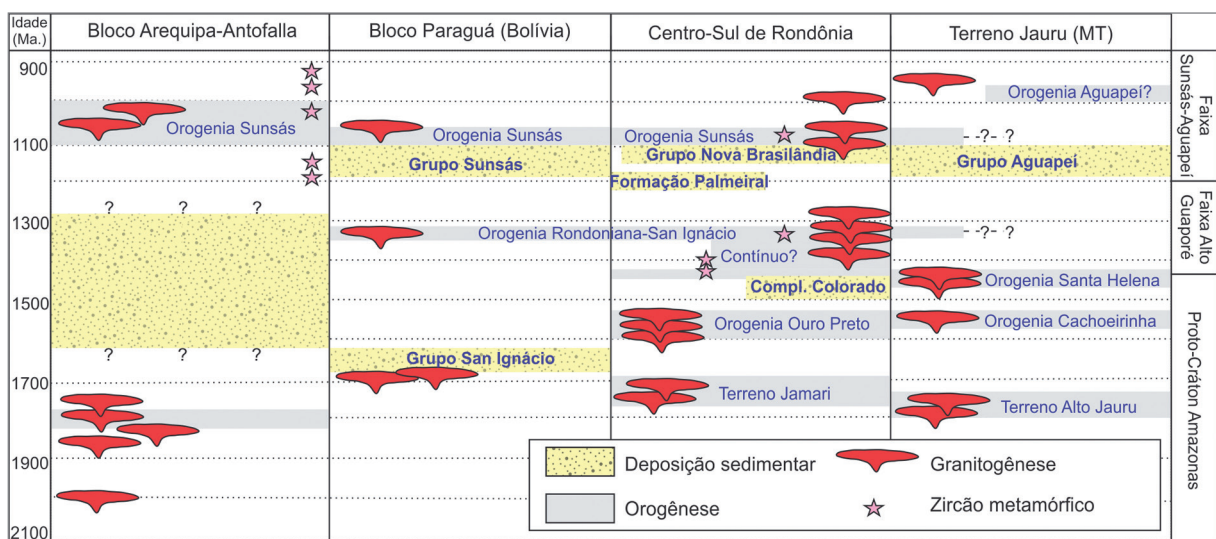


Figura 4.15 - Quadro comparativo dos registros de sedimentação, orogênese, granitogênese e metamorfismo do SW do Craton Amazônico nos Terrenos Arequipa-Antofalla (RAMOS, 2008), Paraguá (LITHERLAND *et al.*, 1986), Rondônia (SCANDOLARA, 1999) e Jauru (RUIZ, 2005) com adaptações para novos dados (modificado de BOGER *et al.*, 2005). Até o Evento Rondoniano San-Ignácio, a história evolutiva dos Terrenos Paraguá e Jauru/Rondônia era distinta. O Bloco Arequipa-Antofalla teria se amalgamado ao Proto-Craton Amazônico durante a Orogenia Sunsás, culminando na consolidação deste terreno (RAMOS, 2008)..

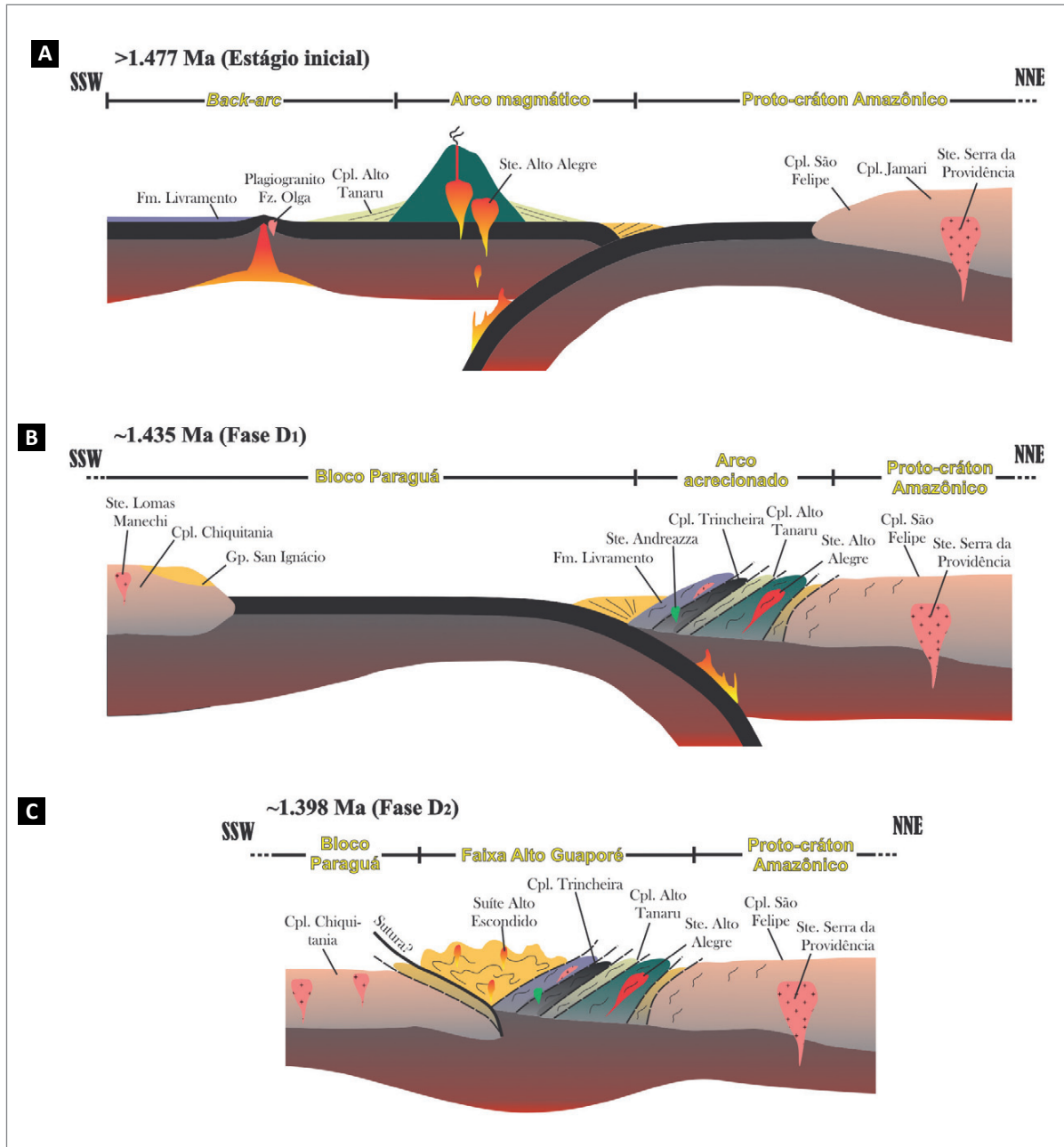


Figura 4.16 - Modelo hipotético de evolução tectônica da área de trabalho; A) Estágio inicial, com formação de arco de ilhas representado pela Suíte Alto Alegre (aflorante hoje a norte da Bacia dos Parecis) e Complexo Alto Tanaru, com bacia de retro-arco desenvolvida neste estágio; B) Fase D₁ com acreção do arco ao Proto-crátão Amazônico e inversão do sentido da subducção, marcada por zircões metamórficos (~1435 Ma); C) Estágio colisional e pós colisional, com aproximação do Bloco Paraguá e fechamento da bacia sedimentar em 1398 Ma, idade próxima da encontrada para fim da sedimentação do Complexo Colorado.

5. GEOQUÍMICA PROSPECTIVA

O Levantamento geoquímico prospectivo regional tem como objetivos principais o auxílio ao mapeamento geológico e a delimitação de áreas com anomalias geoquímicas, que indicam potenciais mineralizações de elementos economicamente importantes. Para isso, foi executada campanha de coleta de amostras de sedimento de corrente (SC) e concentrado de bateia (CB) em leito ativo de drenagem e de amostras de solo em malha regular.

Na área de trabalho já foram realizados projetos pela CPRM, como os projetos históricos Sudeste de Rondônia (PINTO FILHO *et al.*, 1977) e Platina Rondônia (ROMANINI, 2001) e os outros mais recentes como o Projeto Guaporé que inclui o mapeamento geológico de duas folhas em escala 1:250.000, Folha Pimenteiras (RIZZOTTO, 2010) e Folha Vilhena (RIZZOTTO *et al.*, 2016), além do Projeto Metalogenia das Províncias Mineraias do Brasil – área Sudeste de Rondônia (CASTRO; SILVA, 2016).

As estações de coleta de CB e SC foram previamente programadas em drenagens de primeira a terceira ordem, respeitando a densidade amostral de no mínimo uma estação a cada 20 km² e no máximo uma a cada 10 km². As amostras de solo foram programadas em malha regular de 4 X 4 km, com coleta de cerca de 2 kg de material do horizonte B do perfil analisado. Tal configuração buscou recobrir de uma forma homogênea as unidades geológicas previamente definidas como mais promissoras para mineralizações economicamente importantes. As coletas foram realizadas preferencialmente durante a estação seca. Foram levantados aproximadamente 7.672 km² com 543 e 554 amostras resultando numa média aproximada de uma estação a cada 14,1 e 13,8 km², respectivamente para os levantamentos de SC e CB. Através do levantamento de solo foram recobertos 6.100 km² levantados através de 381 amostras. A distribuição destas amostras pode ser vista na Figura 5.1 onde plotam sobre uma base contendo as unidades litoestratigráficas.

Todas as amostras foram coletadas pela empresa Brasil Explore, terceirizada para executar o levantamento geoquímico prospectivo do Projeto Metalogenia das Províncias Mineraias do Brasil – Área Rondônia/Acre, levantamento ocorrido no ano de 2014.

A amostragem de sedimento de corrente foi composta, sendo coletadas de três a cinco porções da fração fina, ao longo de aproximadamente 50m da calha principal da drenagem, com uma pá plástica. O sedimento foi peneirado em peneira de náilon (0,25 mm) e, por fim, o

material foi acondicionado em saco plástico devidamente identificado.

Os concentrados de bateia também foram coletados nos leitos ativos das drenagens, em todas as amostras foram lavados 20 litros de material. Utilizou-se conjunto de peneiras com 8 mm, 2 mm, 1 mm e 0,5 mm de abertura, e coletou-se a fração retida em 0,5 mm e o concentrado de bateia. Ambos os materiais foram acondicionados em um único saco plástico devidamente identificado.

A amostragem de solo foi simples, utilizando cavadeira boca de lobo, buscando coletar o horizonte B do perfil de solo. A profundidade média da amostragem variou entre 30 e 50 cm, porém em algumas situações onde a estação de amostragem estava alocada em cima de cobertura arenosa recente, na qual, mesmo com um metro de escavação não foi possível encontrar o horizonte B do solo *in situ*, estas amostras não foram coletadas (Figura 5.2).

As amostras de concentrado de bateia foram pré-analisadas no laboratório de preparação da REPO, pertencente à rede LAMIN de laboratórios. Esta pré-análise consistiu em análise mineralométrica com contagem das partículas de ouro em lupa binocular. Estas partículas foram coletadas para confecção de seção polida e posterior estudo da sua composição química. Quando completada esta etapa, tais amostras foram recompostas e enviadas para o laboratório SGS GEOSOL para a completa aferição do conteúdo, através de análise mineralométrica semiquantitativa. As análises foram feitas em lupa com apoio de luz ultravioleta e separador magnético *Frantz*. Quando aparecem alguns grãos cuja identificação deixava dúvidas, foram montadas seções polidas que foram analisadas por microsonda para confirmação do mineral.

As amostras de SC e Solo foram enviadas ao laboratório SGS GEOSOL para a preparação física e análise química. Na preparação física das amostras elas foram peneiradas a 80 mesh, pulverizadas a 150 mesh, digeridas com água régia a quente e analisadas por ICP-OES e ICP-MS no método ICM14B que analisa 54 elementos (Ag, Al, As, Au, B, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Ce, Co, Cu, Cr, Cs, Fe, Ga, Ge, Hf, Hg, In, K, La, Li, Lu, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pb, Rb, Re, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Tb, Te, Th, Ti, Tl, U, V, W, Y, Yb, Zn, Zr).

Todo o levantamento foi executado sob um intenso programa de controle de qualidade, que abrangeu todos

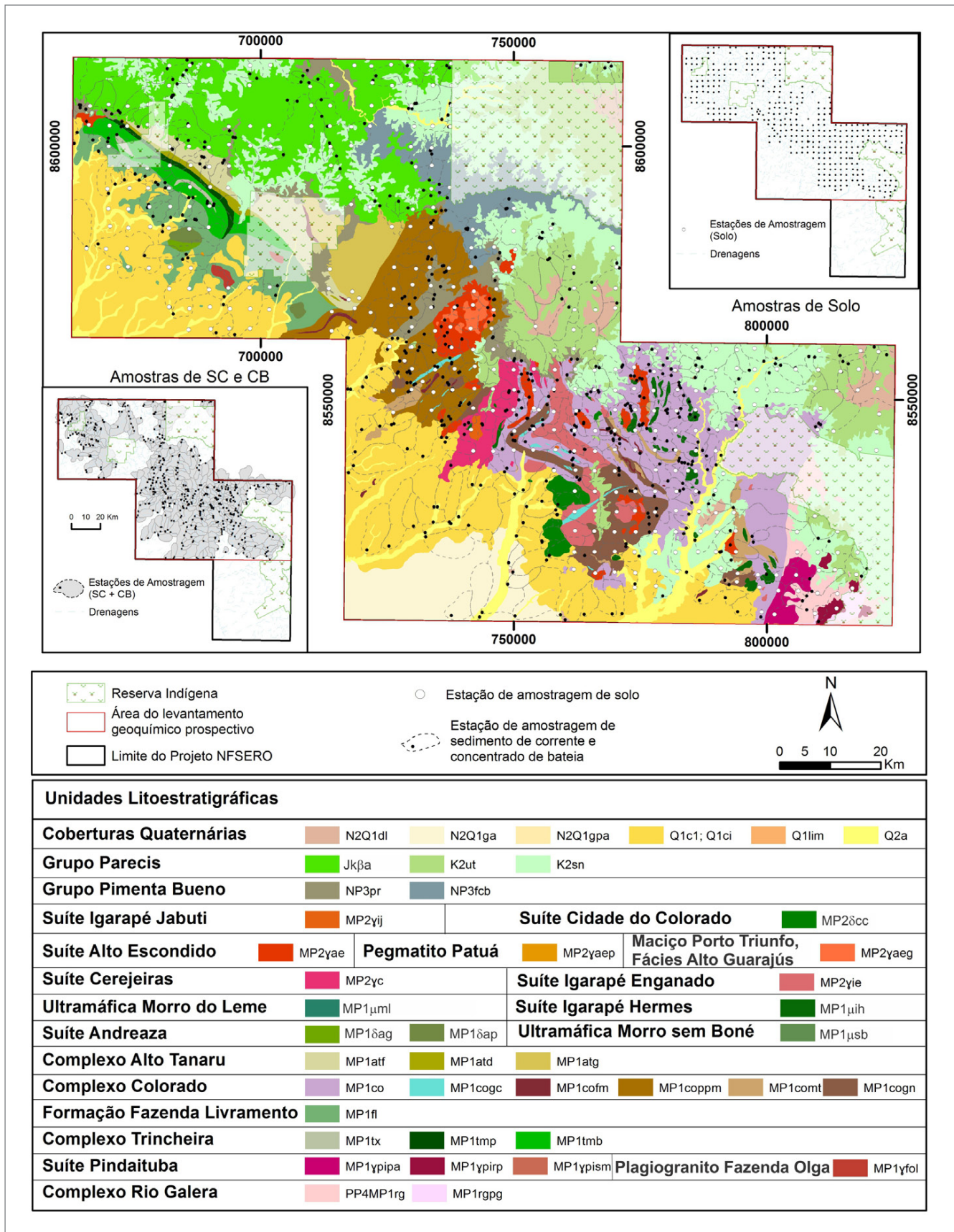


Figura 5.1 - Mapa de distribuição das estações de amostragem de sedimento de corrente, concentrado de bateia e solo em relação às unidades litoestratigráficas.



Figura 5.2 - A) Amostragem de CB, B) Amostragem de SC, C) Amostragem de Solo e D) Amostras CB e SC embaladas e identificadas.

os trabalhos desde a fase de planejamento, coleta, preparação, análises químicas das amostras, registro dos dados de campo e de laboratório. Os resultados analíticos foram submetidos a uma análise exploratória envolvendo técnicas de tratamento estatístico uni, bi e multivariado a fim de extrair informações que ajudem no desenvolvimento do conhecimento geológico da região estudada.

5.1. TRATAMENTO ESTATÍSTICO UNIVARIADO

No levantamento de sedimento de corrente os elementos Au, B e Re não foram detectados, os elementos Ag, As, Ge, Hg, S, Sb, Se, Ta, Te e W foram detectados em menos de 30% das amostras, os elementos Be, Hf, In, Mo, Na, P e Sn foram detectados em mais de 30% das amostras, porém, em menos de 70%, os elementos Ba, Bi, Ca, Cd, Ce, Cr, Cs, Cu, K, Li, Lu, Mg, Mn, Nb, Rb, Sc, Sr, Tb, Th, Ti, Tl, U, V, Yb, Zn e Zr foram detectados em mais de 70% das amostras e os elementos Al, Co, Fe, Ga, La, Ni, Pb e Y foram detectados em todas as amostras.

No levantamento de solo os elementos Au, B e Re não foram detectados em nenhuma amostra, os elementos Ag, Hf, Hg, Na, Ta, Te e W foram detectados em menos de 30% das amostras, os elementos As, Ge, S, Sb e Se foram detectados em mais de 30% das amostras, porém

em menos de 70%, os elementos Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Cs, In, K, Li, Lu, Mg, Mo, Nb, P, Rb, Sn, Sr, Tb, Ti, Tl, V, Yb e Zn foram detectados em mais de 70% das amostras e os elementos Al, Ce, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, La, Mn, Ni, Pb, Sc e Th foram detectados em todas as amostras.

Não foi possível realizar qualquer procedimento estatístico nos elementos que foram detectados em menos de 30% das amostras. Os elementos que tiveram menos de 70% dos seus resultados abaixo do limite inferior de detecção não serão mencionados nos tratamentos estatísticos que envolverem correlação, com exceção do Sb. O Sb apresenta no levantamento de solo grau de detecção muito próximo a 70% e muitas vezes se apresenta como um elemento importante em associações de mineralizações de ouro, portanto, também incorporado aos tratamentos estatísticos que envolvem correlações. A Tabela 5.1 apresenta a comparação entre os levantamentos.

Os valores abaixo do limite inferior de detecção nos resultados analíticos foram substituídos por metade do valor do LDI e os valores acima do limite superior de detecção foram multiplicados pelo fator 1,5 conforme recomendação de Reimann (2008).

Foi feito teste de normalidade, para avaliar o padrão de distribuição dos dados brutos e transformados, foram

Tabela 5.1 - Comparação de grau de detecção entre os elementos nos levantamentos de solo e sedimento de corrente.

	SEDIMENTO DE CORRENTE	SOLO
Não Detectados	Au, B, Re (3)	Au, B, Re (3)
Menos de 30% detectados	Ag, As, Ge, Hg, S, Sb, Se, Ta, Te, W (10)	Ag, Hf, Hg, Na, Ta, Te, W (7)
Detectados entre 30 e 70%	Be, Hf, In, Mo, Na, P, Sn (7)	As, Ge, S, Sb, Se (5)
Detectados entre 70 e 100%	Ba, Bi, Ca, Cd, Ce, Cr, Cs, Cu, K, Li, Lu, Mg, Mn, Nb, Rb, Sc, Sr, Tb, Th, Ti, Tl, U, V, Yb, Zn, Zr (26)	Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Cs, In, K, Li, Lu, Mg, Mo, Nb, P, Rb, Sn, Sr, Tb, Ti, Tl, V, Yb, Zn (22)
100% detectados	Al, Co, Fe, Ga, La, Ni, Pb, Y (8)	Al, Ce, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, La, Mn, Ni, Pb, Sc, Th e U (14)

utilizados recursos gráficos (*Box plot*, histograma e *QQ Plot*), parâmetros estatísticos (assimetria, curtose e coeficiente de variação) e teste estatístico de normalidade (SHAPIRO; WILK, 1965) com o objetivo de definir se é necessária uma transformação para que os dados assumissem uma distribuição o mais próxima da normal (gaussiana). Tais avaliações apresentaram a necessidade de transformação não linear dos dados. Foram avaliados os dados não transformados, com as transformações log e *Box Cox* (BOX; COX, 1964; REIMANN, 2008). Essa última demonstrou uma maior eficiência na solução dos problemas e foi adotada para o tratamento estatístico univariado. Os valores para o teste de Shapiro Wilk para os resultados sem transformação, log transformados e *Box Cox* transformados podem ser visto na Tabela 5.2.

Através dos histogramas e dos diagramas de probabilidade normal se observa forte assimetria para a direita para todos os elementos, isso se confirma na Tabela 5.2 nos valores de p para os dados não transformados sempre muito próximos a zero. Conforme o teste de *Shapiro Wilk* valores de p acima de 0,05 informam que a hipótese dessa distribuição ser normal é aceita a um nível de confiança de 95%, portanto, para os dados *Box Cox* transformados, para o levantamento de solo, os elementos Ga, Pb, Sr, Th, U e Zr e para o levantamento de sedimento de corrente, os elementos Ce, Pb, P e Yb tiveram suas distribuições normalizadas, enquanto que os demais elementos tiveram suas distribuições ajustadas, mas não o suficiente para ser considerada uma distribuição normal, ainda assim, para estes casos é recomendada a utilização dos dados transformados para a o cálculo dos limiares durante o tratamento estatístico univariado.

Para se definir os limiares de anomalia e *background* foi adotado o diagrama de *Box* e *Whiskers* (Figura 5.3) proposto por Tukey (1977). As anomalias de terceira ordem representam os limites externos ($Q3+1,5[Q3-Q1]$). As anomalias negativas são calculadas como os limites inferiores ($Q3-1,5[Q3-Q1]$). Não foram detectadas anomalias de primeira e segunda ordem neste levantamento. A esquerda se observa as classes em que os dados foram

classificados e a direita os padrões de símbolos e cores utilizados para identificar cada classe.

A Tabela 5.3 e Tabela 5.4 apresentam os sumários estatísticos dos resultados dos levantamentos de solo e sedimento de corrente respectivamente para os elementos, com estimadores calculados pelo diagrama *Box Plot Whiskers* realizados para os dados *Box Cox* transformados na última coluna pode-se observar os teores médios para os elementos na crosta continental superior, definidos por Rudnick e Gao (2003).

5.2. TRATAMENTO ESTATÍSTICO BIVARIADO

O tratamento estatístico bivariado foi feito através do estudo de correlação entre elementos, utilizando o método proposto por Spearman (1904).

Os resultados das correlações podem ser facilmente visualizados num *diagrama scatterplot*, porém quando trabalhamos com muitas variáveis seriam necessários muitos diagramas para visualizar todas as relações, nesse caso é mais usual utilizar uma matriz de correlação.

Para esta etapa foram selecionados os elementos que não foram eliminados nas etapas anteriores (baixo ou nenhum grau de detecção). Não foram consideradas também todas as amostras que continham *outliers*, identificados na etapa de tratamento estatístico univariado. Isso foi feito com a intenção de minimizar os efeitos de interferências nas principais associações definidas pelos principais processos responsáveis pelo padrão de dispersão, isso devido à grande distância que tem os *outliers* do centro das distribuições. Desta forma o pacote de dados utilizado para o tratamento estatístico bivariado do levantamento de sedimento de corrente, contém 41 elementos e 465 amostras enquanto que o do levantamento de solo contém 40 elementos e 351 amostras.

A Tabela 5.5 e a Tabela 5.6 apresentam a matriz de correlação para os dados de solo e sedimento de corrente. Através da análise de correlação bivariada foi possível fazer o estudo da influência da ação dos óxidos secundários de Fe e Mn no levantamento. Tais óxidos

Tabela 5.2 - Tabela contendo os resultados dos valores p para o teste de Shapiro wilk dos resultados não transformados, para os resultados transformados por log e transformados por *box cox* para os levantamentos de solo e sedimento de corrente. Note que os valores de $p > 0,05$ estão marcados em negrito.

	SOLO			SEDIMENTO		
	ρ -SEM TRANSFORMAÇÃO	ρ -LOG	ρ -BOXCOX	ρ -SEM TRANSFORMAÇÃO	ρ -LOG	ρ -BOXCOX
Al	0	0	0,0081	0	0,0004	0,024
Ba	0	0	0	0	0	0,0009
Be	0	0	0	0	0	0
Bi	0	0	0	0	0	0
Ca	0	0	0	0	0	0
Cd	0	0	0	0	0	0
Ce	0	0	0,0054	0	0,0003	0,1349
Co	0	0	0	0	0	0,0007
Cr	0	0	0	0	0,0007	0,0009
Cs	0	0	0,001	0	0	0
Cu	0	0	0,0102	0	0,0004	0,001
Fe	0	0	0,00001	0	0,0015	0,0043
Ga	0	0,0085	0,1984	0	0,0052	0,0067
Ge	0	0,0001	0			
K	0	0	0	0	0	0
La	0	0	0,00005	0	0,0001	0
Li	0	0	0	0	0	0
Lu	0	0,00004	0	0	0	0,0001
Mg	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0,005
Mo	0	0	0,0009			
Na	0	0	0	0	0	0
Nb	0	0	0,00001	0	0	0,00001
Ni	0	0	0,0002	0	0	0,00002
P	0	0	0	0	0	0,2756
Pb	0	0	0,4876	0	0,0031	0,0032
Rb	0	0	0,0022	0	0	0,00003
S	0	0	0			
Sb	0	0,00005	0			
Sc	0	0	0,0005	0	0,00003	0,0052
Sr	0	0,00003	0,0635	0	0	0,0009
Tb	0	0	0	0	0,0009	0,0002
Th	0	0	0,6761	0	0,0003	0,002
Ti	0	0	0	0	0	0
Tl	0	0	0	0	0	0
U	0	0,4237	0,4064	0	0,0059	0,0098
V	0	0	0,0023	0	0,00001	0,00009
Y	0	0,0002	0	0	0,0002	0,1104
Yb	0	0,0014	0	0	0	0
Zn	0	0	0	0	0	0,0015
Zr	0	0	0,3638	0	0	0

Tabela 5.3 - Sumário estatístico do levantamento de sedimento de corrente contendo todos os elementos que tiveram mais de 30% das amostras detectadas.

ELEMENTO UNIDADE	LDI	DETECTADO /TOTAL ANALISADO	MÉDIA	DESVIO PADRÃO	VALOR MÍNIMO '	LIMIAR NEGATIVO	1º QUARTIL	2º QUARTIL	3º QUARTIL	LIMIAR DE 3ª ORDEM	VALOR MÁXIMO	UCC
Al (%)	0,01	381/381	2,4	1,7	0,09	0,23	1,33	2,07	3,05	7,8	12,26	8,30%
As (ppm)	1	123/381	1,3	2,01	0,5		0,5	0,5	1		18	4,8
Ba (ppm)	5	333/381	113,4	135,44	2,5		11	54	182		759	628
Be (ppm)	0,1	279/381	0,5	0,5	0,05		0,05	0,3	0,8		2,7	2,1
Bi (ppm)	0,02	294/381	0,138	0,16	0,01		0,02	0,09	0,2		1,05	0,16
Ca (%)	0,01	315/381	0,09	0,11	0,005		0,02	0,06	0,12	0,57	1,41	5,06
Cd (ppm)	0,01	300/381	0,06	0,09	0,005		0,01	0,03	0,09		0,71	0,09
Ce (ppm)	0,05	381/381	36,8	38,27	1,07		12,1	26,95	45,69	211,36	280,24	63
Co (ppm)	0,1	381/381	16,4	21,56	0,2		1,2	6,9	23,3		105,9	17,3
Cr (ppm)	1	381/381	46,5	59,5	5		12	25	61		717	92
Cs (ppm)	0,05	357/381	0,85	0,87	0,025		0,31	0,59	1,09	4,26	5,97	4,9
Cu (ppm)	0,5	381/381	38,9	59,47	1		6,6	20	46,7		506,1	28
Fe (%)	0,01	381/381	5,4	5,41	0,34		1,54	3,7	6,82		22,5	0,06
Ga (ppm)	0,1	381/381	11,8	8,06	0,5		5,5	10,6	15,9	41,2	48,4	17,5
Ge (ppm)	0,1	145/381	0,1	90,42	0,05		0,05	0,05	0,2		0,6	1,4
In (ppm)	0,02	274/381	0,06	0,05	0,01		0,01	0,05	0,08		0,19	0,056
K (%)	0,01	331/381	0,1	0,15	0,005		0,02	0,04	0,11		1,03	1,68%
La (ppm)	0,1	381/381	14,6	17,53	0,5		2,7	8	19,8		111,8	24
Li (ppm)	1	328/381	5	6,24	0,5		2	3	6	32	51	21
Lu (ppm)	0,01	350/381	0,17	0,2	0,005		0,02	0,09	0,23		1,26	0,31
Mg (%)	0,01	316/381	0,09	0,16	0,005		0,01	0,03	0,1		1,53	2,77
Mn (ppm)	5	381/381	930,6	894,97	21		154	641	1515		4865	0,1
Mo (ppm)	0,05	355/381	0,6	0,54	0,025		0,25	0,51	0,88	2,76	3,41	1,1
Nb (ppm)	0,05	345/381	0,635	0,55	0,025		0,27	0,5	0,87	2,65	3,74	12
Ni (ppm)	0,5	381/381	13,7	22,17	0,7		3	7	14,7		296,8	47
P (ppm)	50,00	291/381	185,8	168,65	25		54	147	261	899	1511	0,10%
Pb (ppm)	0,2	381/381	8	4,36	0,8	1,1	4,9	7,5	10	21,8	26,8	17
Rb (ppm)	0,2	372/381	16	23,63	0,1						153	84
S (%)	0,01	156/381	0,009	0,01	0,005		0,005	0,005	0,01		0,05	621
Sb (ppm)	0,05	262/381	0,243	0,7	0,025		0,025	0,09	0,21		9,13	0,4
Sc (ppm)	0,1	381/381	16,8	19,37	0,2		3,1	10,1	21,8		93,7	14
Sn (ppm)	0,3	348/381	1,4	1,27	0,15		0,7	1,2	1,9		16,2	2,1
Sr (ppm)	0,5	375/381	9,1	10,3	0,25		2,8	6	12,3	41,3	133,8	320
Tb (ppm)	0,02	367/381	0,49	0,54	0,01		0,07	0,28	0,69		3,29	0,7
Th (ppm)	0,1	381/381	5,5	4,73	0,4		2,4	4,1	7,4	30,4	36,9	10,5
Ti (%)	0,01	345/381	0,1	0,13	0,005		0,02	0,05	0,11		0,98	0,86%
Tl (ppm)	0,02	292/381	0,18	0,22	0,01		0,03	0,11	0,25		1,5	0,9
U (ppm)	0,05	381/381	0,93	0,73	0,06		0,45	0,75	1,23	3,96	5,61	2,7
V (ppm)	1,00	380/381	127,3	153,2	0,5	3	28	71	143		689	97
Y (ppm)	0,05	381/381	14,7	18,29	0,24		1,62	7,87	20,93		125,85	21
Yb (ppm)	0,1	327/381	1,19	1,38	0,05		0,2	0,7	1,6		8,5	2
Zn (ppm)	1,00	361/381	35	35,88	0,5		6	21	55		173	67
Zr (ppm)	0,5	381/381	12,5	14,03	0,5	0,9	4,2	7,7	15		87,3	193

Tabela 5.4 - Sumário estatístico do levantamento de sedimento de corrente contendo todos os elementos que tiveram mais de 30% das amostras detectadas.

ELEMENTO UNIDADE	LDI	DETECTADOS /TOTAL ANALISADO	MÉDIA ARIT,	DESVIO PADRÃO	COEF. DE VARIAÇÃO %	VALOR MÍNIMO	LIMAR NEGATIVO	1º QUARTIL	2º QUARTIL	3º QUARTIL	LIMAR DE 3º ORDEM	VALOR MÁXIMO	UCC
Al-%	0,01	543/543	0,51	0,53	102,96	0,01		0,14	0,35	0,67		3,9	8,30
Ba-ppm	5	516/543	55,51	47,64	85,84	< 5		20	44	78,5		259	628
Be-ppm	0,1	333/543	0,21	0,20	96,10	< 0,1		0,05	0,1	0,3		1,3	2,1
Bi-ppm	0,02	387/543	0,04	0,04	94,56	< 0,02		0,01	0,04	0,06		0,42	0,16
Ca-%	0,01	467/543	0,09	0,11	125,70	< 0,01		0,02	0,05	0,12		0,99	5,06
Cd-ppm	0,01	386/543	0,03	0,05	166,58	< 0,01		0,005	0,02	0,03		0,56	0,09
Ce-ppm	0,05	539/543	62,91	162,6	258,48	0,8	0,91	8,44	17,83	51,12	912,4	> 1000	63
Co-ppm	0,1	543/543	7,01	10,15	144,77	0,1		1,4	4,4	8,5	65,1	112,4	17,3
Cr-ppm	1	542/543	20,55	18,43	89,68	< 1	1	8,5	15	26		129	92
Cs-ppm	0,05	475/543	0,27	0,28	104,67	< 0,05		0,08	0,17	0,36		2,06	3
Cu-ppm	0,5	540/543	13,51	23,51	174,05	< 0,5	0,8	3,7	7,6	13,8	104,6	207,8	28
Fe-%	0,01	543/543	1,94	1,86	95,93	0,19		0,81	1,51	2,375	13,65	14,89	6
Ga-ppm	0,1	543/543	2,73	2,80	102,44	0,2		1	2	3,4	19,2	21	17,5
Hf-ppm	0,05	303/543	0,14	0,29	199,90	< 0,05		0,025	0,07	0,155		3,8	5,3
In-ppm	0,02	181/543	0,02	0,02	83,65	<0,02		0,01	0,01	0,02		0,1	0,06
K-%	0,01	452/543	0,07	0,09	122,92	<0,01		0,02	0,04	0,1		0,6	1,68
La-ppm	0,1	543/543	27,19	68,72	252,75	0,3	0,4	3,65	7,7	22,1	616,3	771,6	24
Li-ppm	1	418/543	3,40	3,61	106,03	< 1		1	2	5		23	21
Lu-ppm	0,01	506/543	0,08	0,07	88,12	< 0,01		0,03	0,06	0,11	0,38	0,58	0,31
Mg-%	0,01	440/543	0,10	0,12	122,55	< 0,01		0,01	0,05	0,14		0,78	2,77
Mn-ppm	5	536/543	427,6	341,7	79,89	< 5		154	363	590,5		1979	0,1
Mo-ppm	0,05	291/543	0,17	0,18	105,11	< 0,05		0,025	0,14	0,27		1,51	1,1
Na-%	0,01	280/543	0,02	0,02	110,31	< 0,01		0,005	0,01	0,02		0,16	2,32
Nb-ppm	0,05	506/543	0,40	0,30	74,13	< 0,05		0,2	0,35	0,52	0,35	1,99	12
Ni-ppm	0,5	543/543	6,17	8,21	133,10	0,6		1,7	3,2	7,05		65,7	47
P-ppm	50	363/543	137,4	135,9	98,91	< 50		25	98	194,5		950	0,1
Pb-ppm	0,2	543/543	4,84	3,78	78,23	0,5		2,7	4,1	5,75		39	17
Rb-ppm	0,2	512/543	5,73	7,20	125,74	< 0,2	0,1	1,05	2,8	7,7	32,2	47,3	84
Sc-ppm	0,1	540/543	4,32	5,81	134,64	0,05		1,2	2,9	5,2		56	14
Sn-ppm	0,3	265/543	0,37	0,31	85,20	< 0,3		0,15	0,15	0,5		2,8	2,1
Sr-ppm	0,5	524/543	6,25	7,25	115,96	< 0,5		2	4,4	8	34,7	82,4	320
Tb-ppm	0,02	524/543	0,46	0,81	178,76	< 0,02		0,11	0,22	0,44	2,9	8,03	0,7
Th-ppm	0,1	537/543	10,36	26,05	251,45	< 0,1	0,1	1,2	2,8	8,25	216	281,4	10,5
Ti-%	0,01	494/543	0,16	0,19	118,63	< 0,01		0,04	0,1	0,20	1,01	1,34	0,86
Tl-ppm	0,02	386/543	0,07	0,08	122,31	< 0,02		0,01	0,04	0,09		0,76	0,9
U-ppm	0,05	527/543	0,92	1,41	152,97	< 0,05		0,220	0,440	0,978		10,290	2,7
V-ppm	1	534/543	49,76	98,01	196,98	< 1	1	10	25	47	362	1042	97
W-ppm	0,1	76/543	0,08	0,11	143,61								1,9
Y-ppm	0,05	543/543	7,84	9,71	123,90	0,14	0,18	2,24	5,15	9,41	5,06	80	21
Yb-ppm	0,1	483/543	0,56	0,50	89,27	< 0,1		0,20	0,40	0,80		3,90	2
Zn-ppm	1	522/543	22,23	22,88	102,90	< 1		7,0	16,0	31,0	141,0	199,0	67
Zr-ppm	0,5	540/543	9,25	11,14	120,41	< 0,5	1,1	4,25	6,90	10,80	44,80	150,30	193

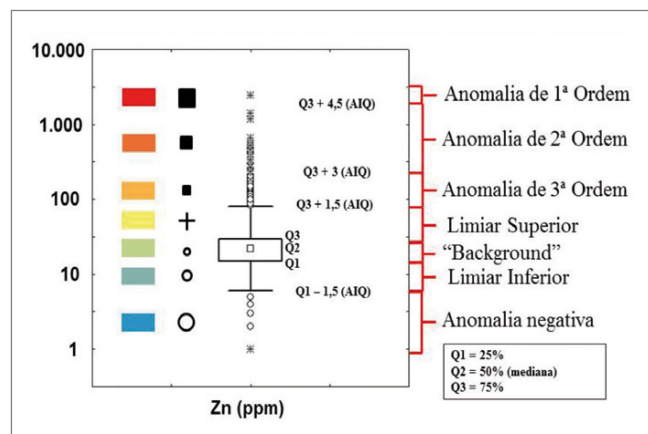


Figura 5.3 - Exemplo de diagrama Box Plot Whiskers mostrando, à direita, as classes que foram classificadas os dados e a esquerda, o padrão de cores e símbolos utilizados para representar cada classe.

secundários são espécies minerais complexas, altamente reativas, que interagem com outras espécies (elementos químicos e minerais) com as quais entram em contato no meio. Quando eles se formam podem coprecipitar incorporando outros elementos químicos presentes no meio. Uma vez formados, podem também adsorver elementos químicos. As principais formas de ocorrência dos minerais secundários de Fe e Mn são, principalmente, como capeamento em outros minerais e como partículas com granulometria que vai de coloidal até areia fina. A identificação da ação destes minerais é importante, pois eles podem fixar elementos no solo e sedimento independente das condições de pH e Eh reinantes no meio, portanto a presença desses óxidos nas amostras de um levantamento pode realçar anomalias sutis, causar perturbações na faixa de *background* (GERMANO, 2010) e até gerar falsas anomalias.

No levantamento de solo as correlações muito fortes do Fe são com os elementos Cu, Ga, In e Sc enquanto que no sedimento de corrente são com Al, Co, Cr, Ni, Sc, V e Zn. Em ambos os levantamentos, as correlações muito fortes do Mn são com o Co.

O estudo das correlações é um ponto inicial para as análises multivariadas, uma vez que tais métodos multivariados se baseiam nas correlações entre os elementos. Ainda através da matriz de correlação no levantamento de sedimento de corrente foram identificados 10 elementos (Bi, In, Li, Mo, Nb, P, Sb, Ti, Tl e Zr) que foram retirados das próximas etapas, com a finalidade de reduzir a dimensionalidade nas análises multivariadas uma vez que estas variáveis ou não apresentaram correlações significativas com nenhuma outra ou apresentou correlação tão alta a ponto de poder ser retirado do levantamento uma vez que existe outro elemento que se comporta de forma muito semelhante e fornecerá informações muito semelhantes.

5.3. TRATAMENTO ESTATÍSTICO MULTIVARIADO

A maioria dos produtos de geoquímica permite mostrar uma ou duas variáveis simultaneamente, em muitos casos é necessário o estudo do comportamento de muitas variáveis ao mesmo tempo, pois na prospecção geoquímica se trabalha com muitas variáveis simultaneamente uma vez que é um conjunto de variáveis que modela uma paisagem geoquímica. Também, as anomalias combinadas podem ser mais robustas ou indicativas de um tipo particular de fonte que as anomalias de elementos individuais. Como diversas variáveis interagem para formar o quadro final observado, muitas vezes algumas destas interações e associações aparecem de forma clara nos estudos multivariados (ANDRIOTTI, 2010).

Para os estudos multivariados, é importante que as variáveis apresentadas estejam expressas em uma mesma unidade e que estas variáveis não tenham uma relação dependente com as outras, como é o caso de elementos expressos em porcentagem (%), onde o seu teor reportado é relativo aos outros constituintes do analito. É importante também que a distribuição destes elementos seja próxima a normal e que apresentem compatibilidades entre a mediana e a variância. Para buscar tal configuração, foi utilizada a transformação razão log centralizada (CLR) no pacote de 31 elementos e 465 amostras selecionadas do levantamento de sedimento de corrente e no pacote de 40 elementos e 351 amostras selecionadas do levantamento de solo para o tratamento estatístico multivariado (elementos com bom nível de detecção e amostras sem *outliers*).

Para as técnicas de análise multivariadas utilizadas é vantajosa a standardização (centralização e escalonamento) dos dados após serem CLR transformados. A centralização é uma transformação linear simples que move os centros das distribuições das variáveis para um centro baseado na distribuição de todas as variáveis e o escalonamento é um ajuste que se baseia no valor máximo e mínimo e dispersão de cada variável.

Para o estudo estatístico multivariado foi utilizado o método de Análise de Principais Componentes.

5.3.1. Análise de Principais Componentes (APC)

Como o principal objetivo da APC é a redução da dimensão explicando o máximo possível da variabilidade com o mínimo de variáveis, se faz necessário determinar o número ideal de componentes para este propósito. Para isso foi utilizado o *Scree Plot* (CATTELL, 1966) que plota o número da principal componente pelo seu autovalor correspondente e determina a variância explicada para cada componente (Figura 5.4). O ponto onde o gráfico mostra um cotovelo ou uma pausa da variação acumulada explicada pelas componentes é o ponto que define

quais principais componentes terão uma eficiência na explicação da variância. Outro critério que pode ser utilizado para determinar o número relevante de principais componentes é que as principais componentes que tenham autovalor maior que um (KAISER, 1958).

Através do *Scree plot* foram consideradas sete principais componentes no levantamento de solo e cinco principais componentes no levantamento de sedimento de corrente, uma vez que estas são as componentes que atendem ao critério de Kaiser. As sete principais componentes consideradas através do levantamento de sedimento de corrente são responsáveis por explicar 78,2% da variância total contida nos dados enquanto que as cinco principais componentes obtidas através do levantamento de solo são responsáveis por explicar 85,2%. Na Figura 5.4, pode ser visto o *scree plot* gerado para os dados de sedimento de corrente e solo, bem como os autovalores e variância relacionada a cada principal componente em cada levantamento.

5.4. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Através da análise univariada foram detectadas 41 amostras de sedimento de corrente com elementos com teores com anomalia de 3ª ordem e 37 amostras com teores anômalos negativos. Os elementos que apresentaram teores anômalos positivos são o Ce, Co, Cu, Fe, Ga, La, Lu, Nb, Rb, Sr, Tb, Th, V, Y, Zn e Zr. É importante relatar que os elementos Al, Ba, Be, Ca, Cs, K, Mg, Nb, Pb, Sr, Tl e Zr, apresentaram valores acima dos teores médios determinados para a crosta continental superior, definidos por Rudnick e Gao (2003).

Foram detectadas bacias anômalas em Ce, Nb, Pb, Tb, Y e Zr, por vezes com La e Th associadas principalmente aos domínios das coberturas sedimentares indiferenciadas, na porção a SSW da Suíte Cerejeiras. Bacias anômalas em Tb também ocorrem relacionadas em posições

periféricas do corpo da Suíte Cerejeiras. E outra em Tb e Zr aparece também dentro dos domínios da cobertura sedimentar indiferenciada.

Anomalias principalmente de Sc, V e Cu, mas também Co, Ga e Zn e uma com Lu, Tb e Fe são encontradas relacionadas aos derrames da Formação Anari. Outra anomalia em Cu ocorre em bacia que drena os litotipos da Formação Salto das Nuvens.

Anomalias de Sr e Zr foram encontradas em bacias que drenam principalmente os litotipos do Complexo Colorado Indiviso e anomalias de Zr também são detectadas relacionadas à Formação Salto das Nuvens.

Bacias anômalas em Nb ocorrem, dentro do corpo da Suíte Cerejeiras, em bacia que drena as rochas máficas da Suíte Cidade do Colorado e em bacia que drena as unidades Dacito e Filito do Complexo Alto Tanaru e a Formação Anari. Por fim uma bacia também anômala em Ti, que drena a unidade Psamo-pelítica margosa do Complexo Colorado, das formações Salto das Nuvens e Utiariti, e Grupo Pimenta Bueno, a NE da Suíte Alto Escondido.

As anomalias de Pb ocorrem, sobre a Suíte Alto Escondido, e quatro bacias sobre a Cobertura Sedimentar Indiferenciada.

Os elementos com teores anômalamente baixos no levantamento de sedimento de corrente, foram Ce, Cr, Cu, La, Pb, Sc, Tb, Th, V, Y e Zr. As principais anomalias negativas de Pb, Sc e Tb bem como as de Ce, La, Th e Y ocorrem relacionadas à Formação Utiariti. As principais anomalias negativas de Cr, Cu e V ocorrem relacionados à Formação Salto das Nuvens, outras anomalias negativas de Tb, Th e Zr também estão relacionadas a esta unidade, mas também são encontradas bacias anômalas em Tb e Zr relacionadas aos basaltos da Formação Anari.

Para o levantamento de solo foram detectadas, pela estatística univariada, 25 bacias com elementos apresentando teores acima do limiar anômalo de terceira ordem e cinco bacias com elementos com teores anômalamente

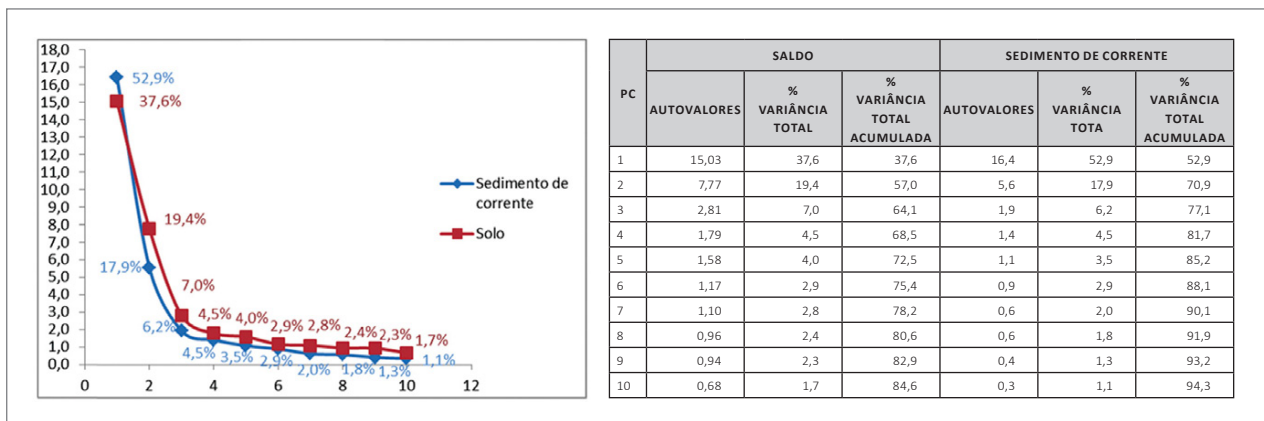


Figura 5.4 - À esquerda, Scree Plot para os dados utilizados na APC para os levantamentos de solo e sedimento de corrente. À direita, tabela com os dados da variância Autovalores e Variância relacionada a cada principal componente para cada levantamento..

baixos. Os elementos Al, AS, BA, Be, Bi, Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Fe, Ga, In, K, La, Li, Lu, Mn, Mo, W, P, Pb, Rb, Sb, Sc, SN, Tb, Th, Ti, U, V, Y, Yb e Zn, apresentaram teores acima da média para o elemento na crosta continental superior definido por Rudnick e Gao (2003). Anomalias de terceira ordem de Al e Ca foram detectadas relacionadas aos litotipos da Formação Anari. Bacias anômalas em Al, Ga, Mo e Sn foram encontradas associadas à Formação Utiariti. As principais anomalias de Ce, Cs e Pb estão relacionadas a Suíte Pindaituba. Foram ainda detectadas anomalias de Cs, Li, Mo, P e Sn relacionadas ao Complexo Colorado, e de Nb, uma relacionada ao Complexo Colorado, uma relacionada à Suíte Igarapé Enganado e duas relacionadas à Suíte Alto Escondido. Os elementos com teores anômalos negativos foram Al, Pb, V e Zr. Tais anomalias estão principalmente relacionadas à Formação Fazenda da Casa Branca, porém duas amostras com anomalias negativas em Al foram encontradas relacionadas aos basaltos da Formação Anari.

Na Figura 5.5 e 5.6 podem ser vistos os mapas com a distribuição das bacias anômalas em sedimento de corrente e das amostras anômalas no levantamento de solo respectivamente.

Através da análise bivariada, para cada levantamento foram identificados cinco conjuntos principais de elementos que apresentam uma correlação maior que 0,85 (muito forte). Através da Figura 5.6 pode-se observar as principais correlações entre elementos que apresentam índices acima de 0,85.

As fortes correlações entre V, Cr, Fe, Sc, Ga, Ni e Al que são detectadas em ambos os levantamentos, se apresentam no sedimento de corrente juntos com Cu, Ti e In e no solo com Co, Zn e Mg. Tal associação havia sido identificada na etapa anterior, onde muitos destes elementos que aparecem muitas vezes em conjunto numa mesma amostra com teores anômalos, em amostras coletadas sobre os domínios da Formação Anari.

As fortes correlações entre La, Ce, Tb e Y que no levantamento de solo aparecem junto com U e Th, também já haviam sido identificadas através de anomalias detectadas através da análise estatística univariada e que apontaram alguns destes elementos em associações anômalas associadas à porção SSW da Suíte Alto Escondido.

As fortes correlações entre Y, Lu, Yb e Tb que no sedimento de corrente aparecem intensamente correlacionados com o La, foram identificados na etapa anterior através de anomalias de La, Tb e Y na porção SSW da Suíte Alto Escondido e anomalia de Lu e Yb em bacia que drena a Formação Anari.

A associação Co, Lu, Yb, Zn, Y e Mn com correlações muito fortes na estatística bivariada, detectada no levantamento de solo. Foi também demonstrada pela análise estatística univariada. Associações anômalas de Co, Lu, Yb e Zn em domínios da Formação Anari.

Tabela 5.7 - Principais correlações identificadas através do tratamento estatístico bivariado para os levantamentos de solo e sedimento de corrente.

PRINCIPAIS CORRELAÇÕES BIVARIADAS	
SOLO	SEDIMENTO DE CORRENTE
V, Cu, Fe, Sc, Ti, Ga, In, Ni, Cr e Al	V, CO, Cr, Fe, Sc, Ni, Al Zn, Mg e Ga
La, Ce, Tb e Y	Ce, La, Tb, U, Th e Y
La, Lu, Y, Yb e Tb	Y, Lu, Yb, Tb
Rb, Ba, Mg, K e Be	Ba, Rb, Be, Cs, Mg, K e Sr
Co, Lu, Yb, Zn, Y e Mn	Ca, Mg e Na

Ainda, na estatística bivariada foram identificadas fortes correlações entre Ca, Mg e Na. A única detecção anômala de solo é de Ca e está relacionada aos domínios da Formação Salto das Nuvens, em região de contato com a Formação Anari.

Através da APC executada para o levantamento de solo foram determinadas sete principais componentes que são responsáveis por explicar 78,2% da variância total contida nos resultados de solo.

A primeira principal componente é responsável por explicar 37,6% da variância total contida nos dados. Para o melhor entendimento dos resultados da PCA as cargas dos autovetores para cada principal componente foram plotados em ambiente gis, para o solo, através de mapa de predição feita por krigagem ordinária e no sedimento de corrente através das bacias de drenagens, associadas à estação de amostragem. Ambos foram correlacionados com o mapa geológico, bem como os produtos de geofísica geoquímica e sensoriamento remoto. Foram interpretados em função dos scores de seus autovalores, relacionados a cada elemento para cada principal componente em relação da distribuição das cargas para cada amostra.

Na Figura 5.7 pode ser visto o mapa com os resultados obtidos para a primeira principal componente, classificadas por quartis (5, 25, 75 e 95%), plotadas sobre a base das unidades litoestratigráficas, facilitando assim uma integração entre as informações geradas pelos resultados obtidos pela APC e as informações geológicas levantadas.

Através dos scores positivos, a primeira principal componente mostrou uma maior associação entre Ga, Zr, Al, In, Sn, Fe, Mo, Cr, V, Bi, Th, Sb, Sc, Nb e U. Elementos litófilos com exceção do In, Mo, Bi e Sb que são calcófilos. De uma forma geral as cargas positivas da PC1 apontam as regiões mais lateritizadas da área, os maiores valores estão nas regiões leste, oeste e central do mapa, relacionado aos domínios lateritizados desenvolvidos sobre a Formação Utiariti e na região WSW relacionado ao domínio das Coberturas Detriticas Indiferenciadas. Os

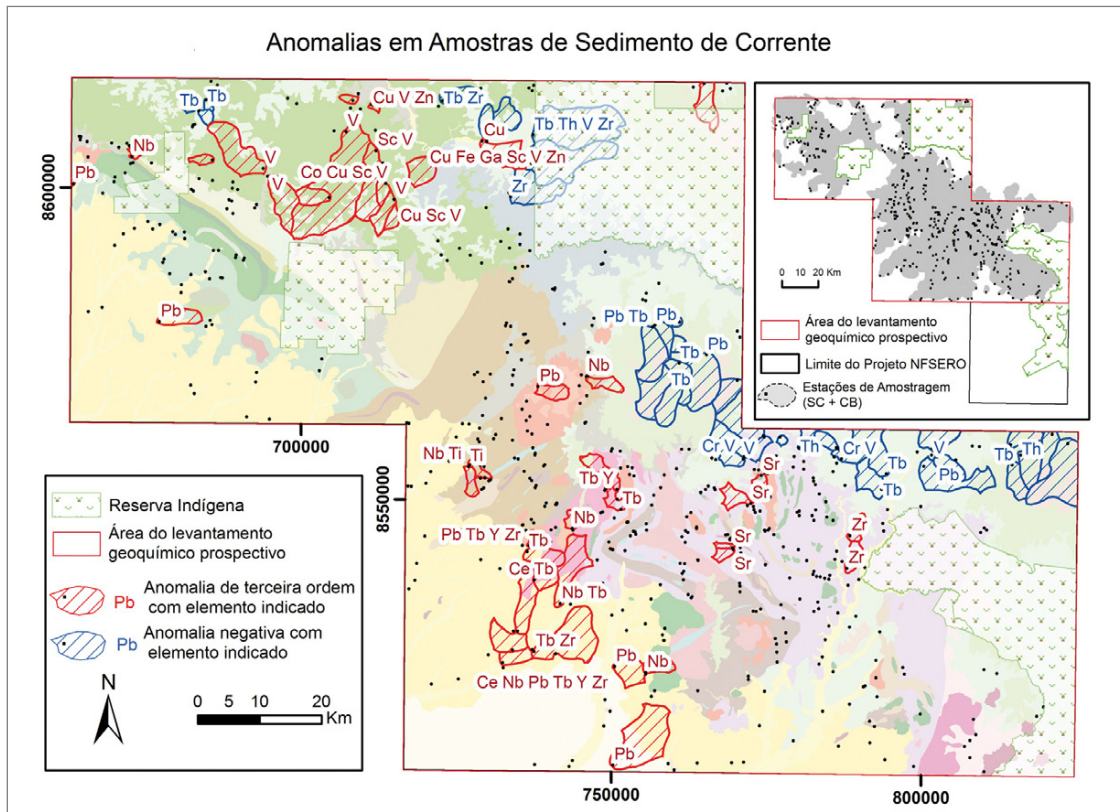


Figura 5.5 - Distribuição das anomalias positivas e negativas em amostras de sedimento de corrente em relação ao mapa das unidades litoestratigráficas.

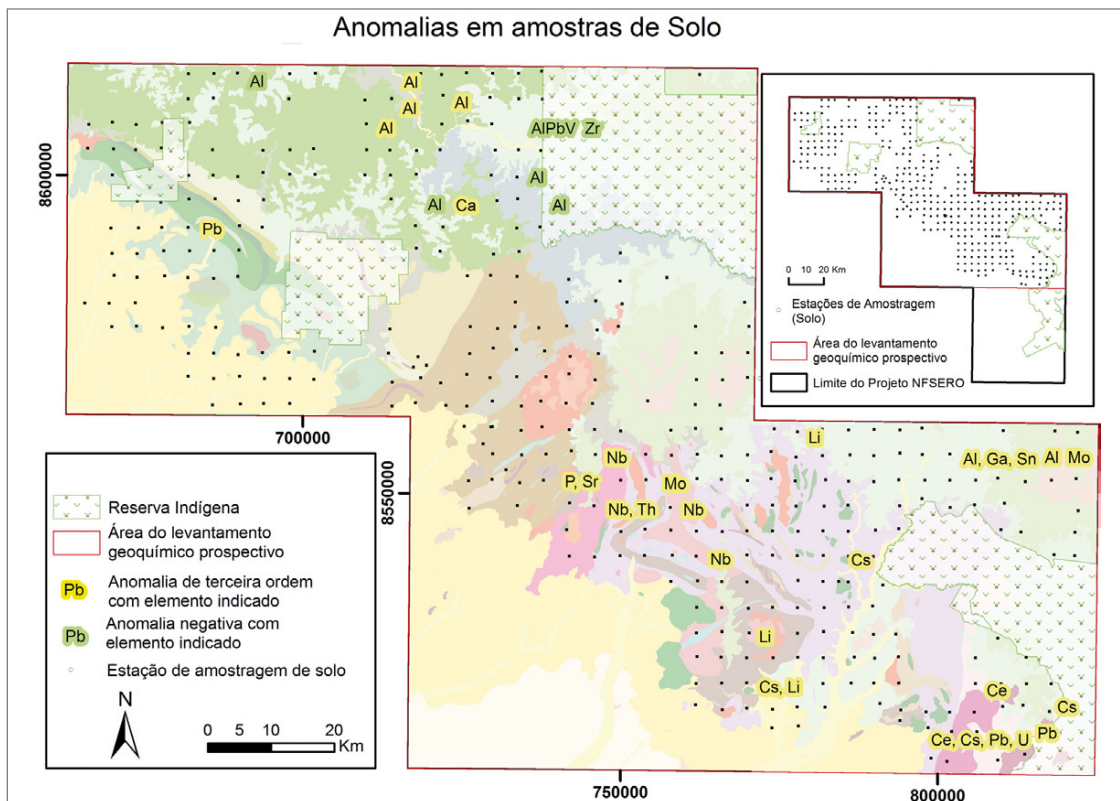


Figura 5.6 - Distribuição das anomalias positivas e negativas em amostras de solo em relação ao mapa das unidades litoestratigráficas.

scores negativos para a PC1 apresentaram uma associação maior entre Ba, Rb, Y, Tb, Mg, Be, Yb, La, Lu, Co, K e Zn, elementos na grande maioria litófilos, as menores cargas da primeira principal componente ocorreram relacionadas principalmente ao Complexo Colorado e seus litotipos associados.

A segunda principal componente é responsável por explicar 19,4% da variância total contida nos dados, e através de seus scores positivos explica melhor uma associação Cu, Sc, Ti, Co, V, Fe, Mn e Ni, elementos litófilos relacionados a outros calcófilos, mas que se comportam como litófilos na crosta, todos comuns de rochas máficas. Como podemos ver na Figura 5.8, as maiores cargas para esta principal componente estão situadas na região NW da área trabalhada, mais especificamente relacionadas à Formação Anarí. Esta componente marca também a ocorrência do Complexo Trincheira no oeste da área estudada bem como às ocorrências dos corpos máfico-ultramáficos da Suíte Igarapé Hermes e Cidade do Colorado. Ainda, tal componente marca as unidades Psamo Pelítica Margosa do Complexo Colorado e fáceis Filito do Complexo Alto Tanaru, na porção central do mapa, sugerindo assim que podem ocorrer litotipos máfico-ultramáficos na região sinalizada. Os scores negativos para a segunda principal componente revelam uma associação mais forte entre Pb, Th, U, Ce e K. Todos litófilos, com exceção do Pb que é um calcófilo. As menores cargas para esta componente estão relacionadas principalmente a Suíte Cerejeiras, mas também relacionado às suítes Alto Escondido e Igarapé Jabuti e a ocorrência da Formação Salto das Nuvens.

A terceira principal componente é responsável por explicar 7,0% da variância total contida nos dados. O mapa com a distribuição espacial e intensidades destes scores e cargas pode ser visto Figura 5.9. Tal configuração através de seus scores positivos explica melhor uma associação entre Tb, Yb, Lu, Y, La e Ce, ou seja, relaciona elementos litófilos onde suas cargas mais altas estão relacionadas à Suíte Cerejeiras na região central da região estudada e ao Plagiogranito Fazenda Olga na porção SW da área estudada. Outras regiões onde encontramos resposta semelhante relacionada a esta principal componente está relacionada à Formação Salto das Nuvens. Faz-se importante relatar a ocorrência dessa associação na porção centro oeste da área estudada associada às unidades Gnaiss e Filito do Complexo Alto Tanaru. Os scores negativos para essa principal componente apresentam uma associação mais forte principalmente entre os elementos Ca e Mg. Esta associação já havia sido identificada na estatística bivariada. As menores cargas para esta principal componente estão relacionadas principalmente as rochas máficas a ultramáficas da Suíte Andrezza, na porção oeste da área estudada, à Suíte Cidade do Colorado na porção central da área estudada e as ocorrências dos

corpos da Suíte Igarapé Hermes em meio ao Complexo Colorado na porção centro leste da região estudada.

A quarta principal componente, explica 4,5% da variância total contida no pacote de dados avaliado. O mapa com a quarta principal componente pode ser visto na Figura 5.10, esta componente através dos scores positivos explica melhor a associação dos elementos Ni, Li, Al e Be, tais elementos são litófilos. Os scores negativos desta mesma componente correlacionam os elementos Tl, Bi, Nb, Cd, Mn e Mo todos calcófilos, com exceção do Mn e Nb que são litófilo. Tal principal componente tem suas cargas positivas relacionadas às formações Anarí e Utiariti, enquanto que as cargas negativas estão relacionadas a ocorrências da Formação Salto das Nuvens.

A quinta principal componente é responsável por explicar 4,0% da variância total contida nos dados. Através da Figura 5.11 se observa que os scores positivos para esta componente relacionaram principalmente os elementos Sb, P, Cd, Sr e Pb, enquanto que os negativos relacionaram Cs, Tl e Li. As maiores cargas para esta componente foram obtidas principalmente nos domínios da Unidade Psamo-pelítica-margosa do Complexo Colorado, mas também relacionada a uma grande diversidade de unidades diferentes. As menores cargas para esta componente foram identificadas nas porções da Suíte Pindaituba e do Complexo Colorado, sugerindo a ocorrência de termos graníticos relacionados à ocorrência das cargas negativas desta componente.

A sexta principal componente é responsável por explicar 2,9% da variância total contida nos dados. Os scores positivos desta componente relacionaram principalmente os elementos Li, Sn, Be, Mg, Cd, Al, Ga, In e Nb todos litófilos e com maiores cargas relacionadas principalmente às zonas de laterização desenvolvidas sobre a Formação Utiariti. Os scores negativos para esta componente relacionam Cs, Pb, Cu, Cr, U e Ni e tem suas menores cargas relacionadas a diversas regiões, sem expressar um sentido geológico prático para ser correlacionado com o conhecimento atual sobre a região. Através da Figura 5.12 se observa a distribuição espacial e intensidade das cargas desta componente.

A sétima e última componente considerada para o levantamento de solo é responsável por explicar 2,8 % da variância total contida nos dados. Através da Figura 5.13 pode se observar que os scores positivos para esta componente correlacionam principalmente os elementos Ca, Sr, e Ti e scores negativos relacionando Ni, Tl e Cr. Especialmente as cargas positivas para a sétima componente ocorrem sobre domínios da Suíte Alto Escondido, Unidade Psamo-pelítica-margosa do Complexo Colorado e porções dentro das Coberturas Detriticas Indiferenciadas. As cargas mais baixas para esta componente estão especialmente relacionadas aos domínios de laterização desenvolvidos sobre a Formação Utiariti.

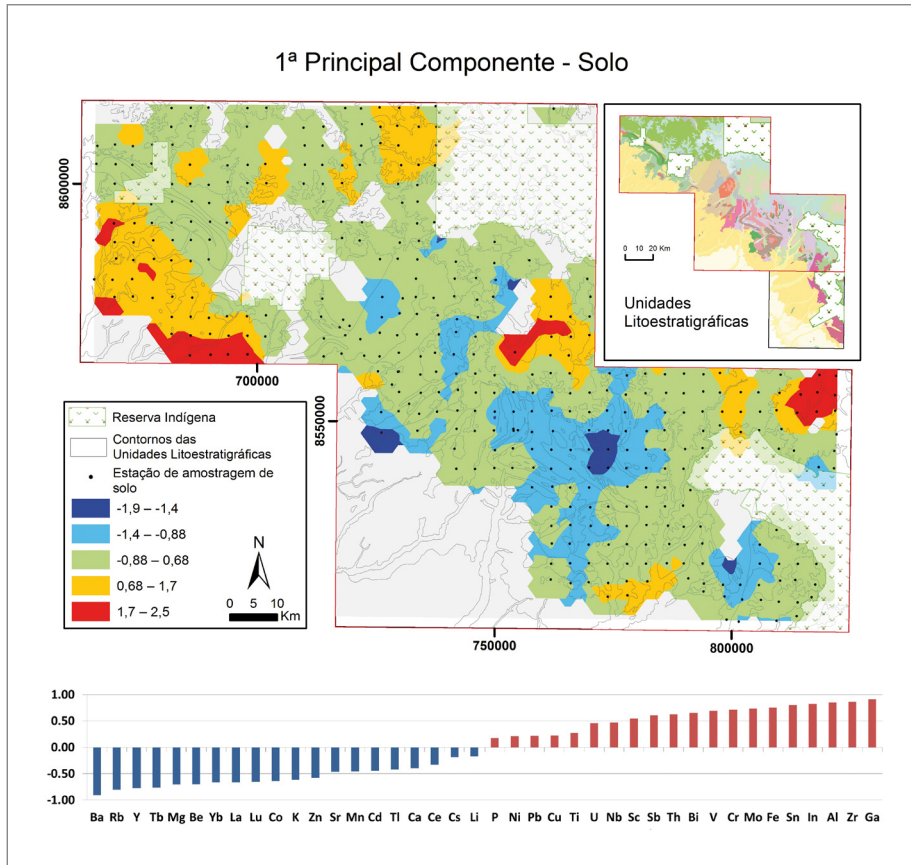


Figura 5.7 - Mapa com Krigagem ordinária das cargas e distribuição dos scores da primeira principal componente do levantamento de solo.

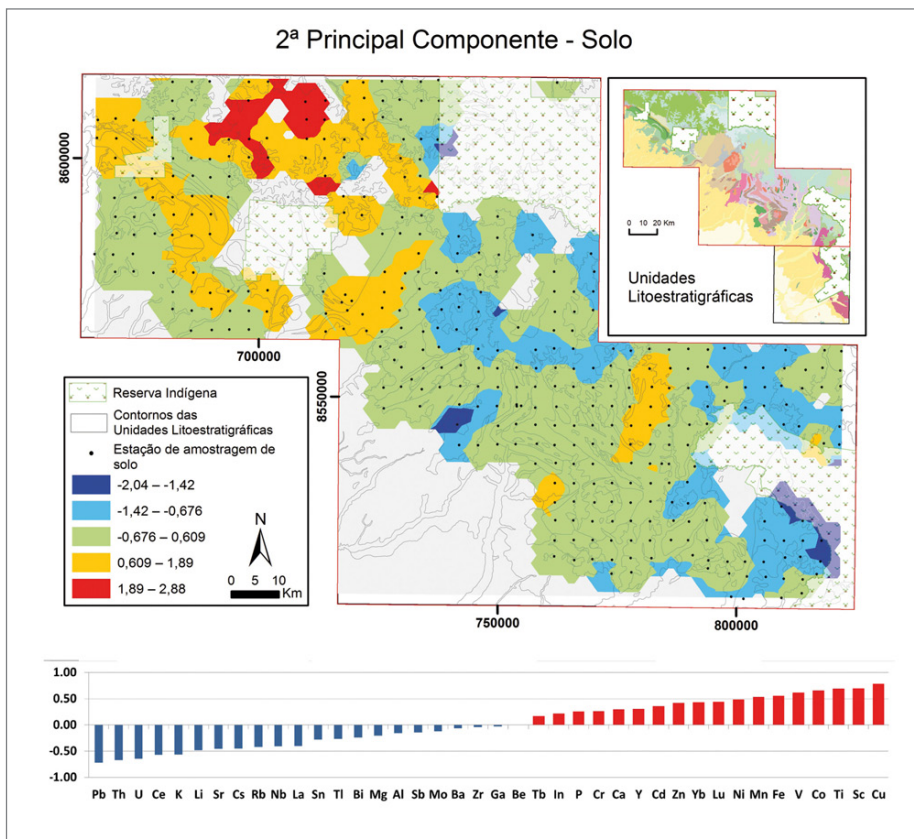


Figura 5.8 - Mapa com Krigagem ordinária das cargas e distribuição dos scores da segunda principal componente do levantamento de solo.

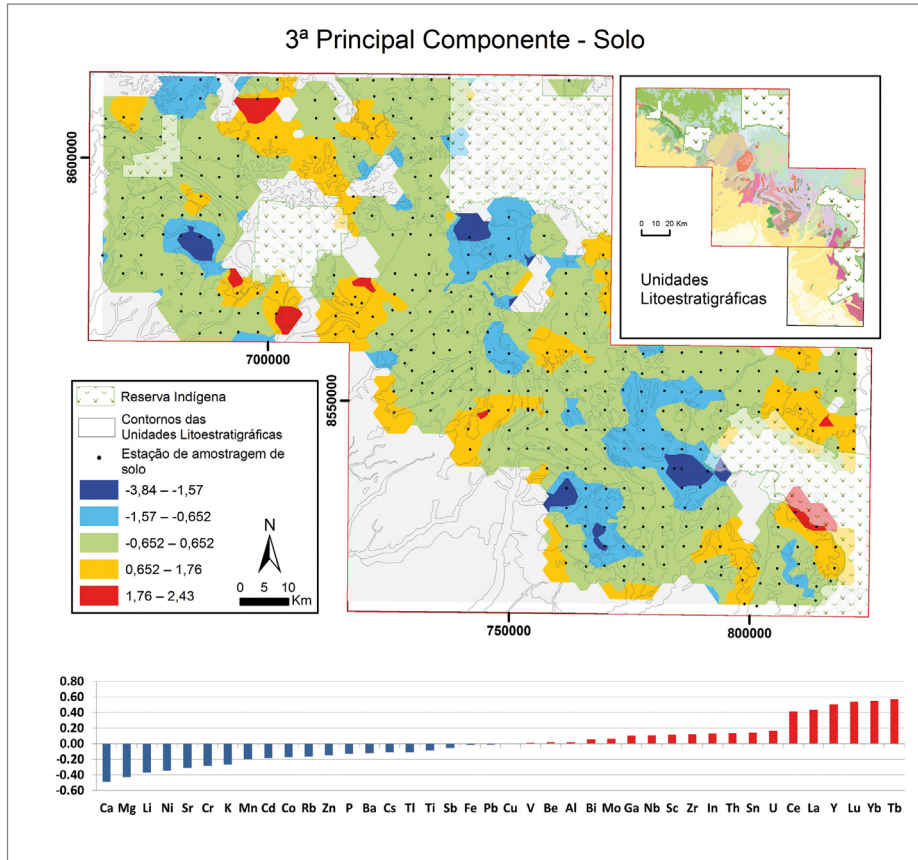


Figura 5.9 - Mapa com Krigagem ordinária das cargas e distribuição dos scores da terceira principal componente do levantamento de solo.

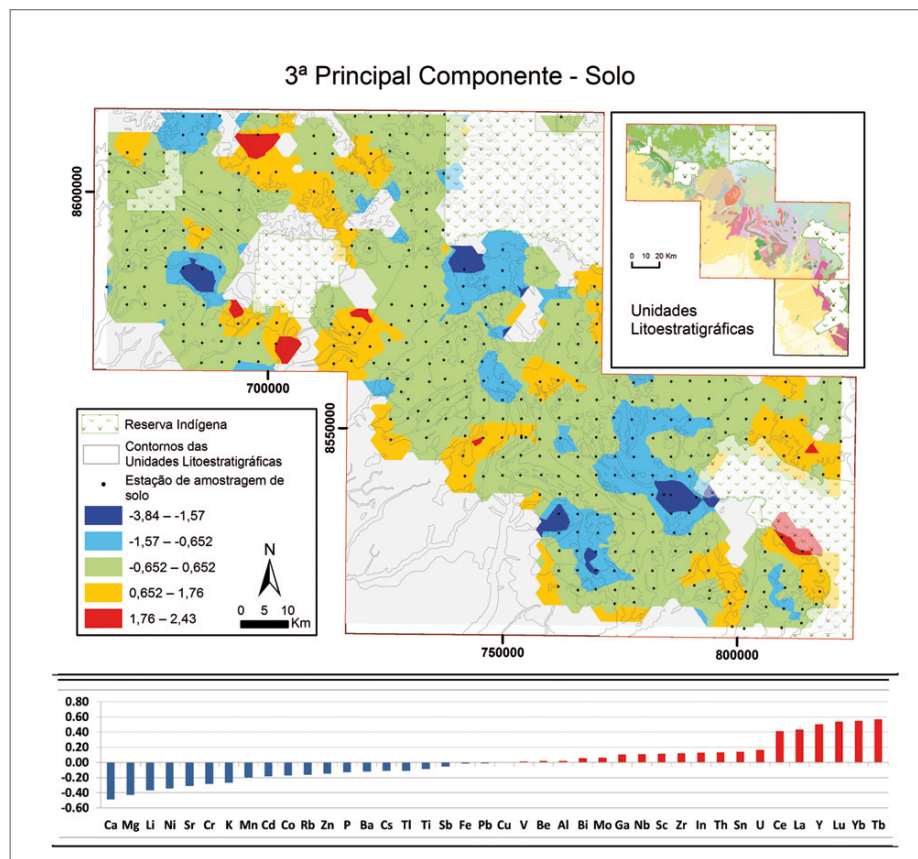


Figura 5.10 - Mapa com Krigagem ordinária das cargas e distribuição dos scores da quarta principal componente do levantamento de solo.

Através da APC nos resultados do levantamento de sedimento de corrente, foi possível determinar cinco principais componentes. Estas componentes juntas são responsáveis por explicar 85,2% da variância total contida nos dados.

A primeira principal componente apresentou somente scores negativos, sendo os scores mais altos correlacionando Pb, Th, Cd, La, Ce, Sn e U, todos litófilos com exceção do Pb e os scores mais baixos correlacionando uma vasta gama de elementos (Al, Ga, Yb, Mg, Lu, Zn, Fe, Ba, Sc, Ni, Be, Rb, Cs, Cr, Co, Sr, Ca e K) com as maiores cargas. Especialmente as maiores cargas para primeira componente estão relacionadas principalmente aos domínios mais lateritizados. Tal configuração já havia sido notada durante a fase de tratamento estatístico univariado, uma vez que nestas regiões foram encontradas bacias com teores anômalos negativos nos elementos Pb, Th, Tb e Ce. Diante dessa configuração a primeira principal componente sugere que os menores scores apontam as regiões mais lateritizadas, depletadas destes últimos elementos, enquanto que os menores *scores* apontam as regiões menos intemperizadas onde ocorrem uma gama de unidades litoestratigráficas mais variada (Figura 4.14).

A segunda principal componente é responsável por explicar 17,9% da variância total contida nos dados. Como pode ser visto na Figura 5.15 os maiores scores da primeira principal componente explica melhor principalmente a correlação de Cu, Co, V, Sc e Fe. Esta correlação já havia sido identificada na estatística bivariada e univariada, relacionada a teores anômalos de alguns destes elementos especialmente nos domínios da Formação Anari. A associação definida pelos scores positivos da segunda principal componente é composta por elementos litófilos, porém o Fe, Co, e Cu também podem assumir um comportamento siderófilo. Além da Formação Anari os altos scores da segunda componente estão especialmente relacionadas à área de ocorrência do Complexo Trincheira e Suíte Andreaza, às ocorrências dos corpos da Suíte Igarapé Hermes. Por fim tal principal componente em seus scores mais altos sugere termos que expliquem esta associação em porções da Unidade Psamo-pelítico-margosa do Complexo Colorado.

Os scores negativos da segunda componente explicam melhor a correlação entre Th, La, Ce, Tb e U, todos litófilos. As menores cargas desta componente estão especialmente relacionadas principalmente a Suíte Cerejeiras, mas também está relacionado à porção sul da Suíte Igarapé Enganado e ocorrência da Suíte Pindaitúba. De uma forma geral esta principal componente pelas suas cargas negativas está relacionada aos conteúdos graníticos presentes na área, mesmo que no caso da Suíte Alto Escondido, só tenha conseguido marcar a ocorrência da fácies Alto Grajus.

A terceira principal componente do levantamento de sedimento de corrente cujo mapa pode ser acompanhado na Figura 5.16, é responsável por explicar 6,2% da variância total contida nos dados. Esta componente com seus scores mais altos explica melhor a correlação de K, Rb, Sr e Ba, todos litófilos comuns de rochas félsicas e tem suas maiores cargas especialmente relacionadas principalmente à Suíte Alto Escondido, porção sul da Suíte Igarapé Enganado e Suíte Igarapé Jabuti. Os scores negativos desta componente explicam melhor a correlação de V, Sn, Cu, Pb, Th, Co, La, Ce e Fe, uma mistura de elementos siderófilos e calcófilos, as maiores cargas para esta componente esta especialmente relacionadas à Formação Anari, mas também se observa relacionada ao domínio do Complexo Trincheira. Tal associação de elementos relacionada a essa componente pode ser explicada pela mistura de rochas máficas e félsicas numa mesma bacia produzindo assim uma dispersão hidromórfica com as duas assinaturas.

A quarta principal componente do levantamento de sedimento de corrente explica 4,5% da variância total contida nos dados. Conforme a Figura 5.17 os scores positivos explicam melhor a correlação de Ca, Na, Co e Mg. Tal correlação já foi identificada em etapas anteriores, e diferente do que foi sugerido pela estatística univariada, as maiores cargas para esta componente relacionam esta associação aos domínios das ocorrências de rochas do Complexo Trincheira, Suíte Igarapé Hermes e Suíte Cidade do Colorado. Ainda, sugere outras localidades onde pode ocorrer rocha com essa assinatura, como novamente na Unidade Psamo Pelítica Margosa do Complexo Colorado. Os scores negativos da quarta principal componente do levantamento de sedimento de corrente explicam melhor a correlação dos elementos Pb, Sn, Cs, Cd, Be e Rb, elementos calcófilos e litófilos. As menores cargas desta componente relacionam especialmente esta associação aos domínios da Suíte Alto Escondido e Domínio da Cobertura Detrítica Indiferenciada situada a SW do maior corpo da Suíte Cerejeiras. Tal configuração sugere que as menores cargas para esta componente apontam posições de ocorrências de termos graníticos ou com composição química semelhante.

Na Figura 5.18 pode se acompanhar o mapa da quinta principal componente determinada pelo levantamento de sedimento de corrente. Esta é responsável por explicar 3,5% da variação total contida nos dados, os *scores* positivos desta componente melhor explicam principalmente a correlação dos elementos Cd, Cu e Cs, calcófilo, um siderófilo, mas que na crosta pode se comportar como litófilo. As maiores cargas para esta componente relacionam especialmente esta associação a regiões próximas a ocorrências de rochas máficas a ultramáficas. Os scores negativos desta componente

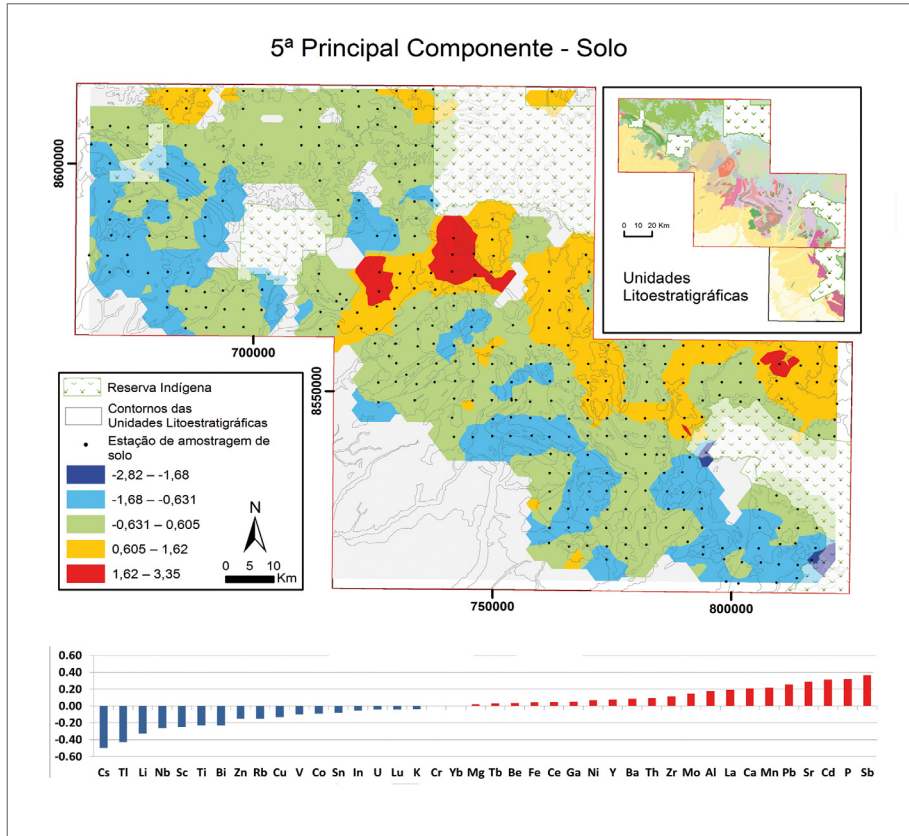


Figura 5.11 - Mapa com Krigagem ordinária das cargas e distribuição dos scores da quinta principal componente do levantamento de solo.

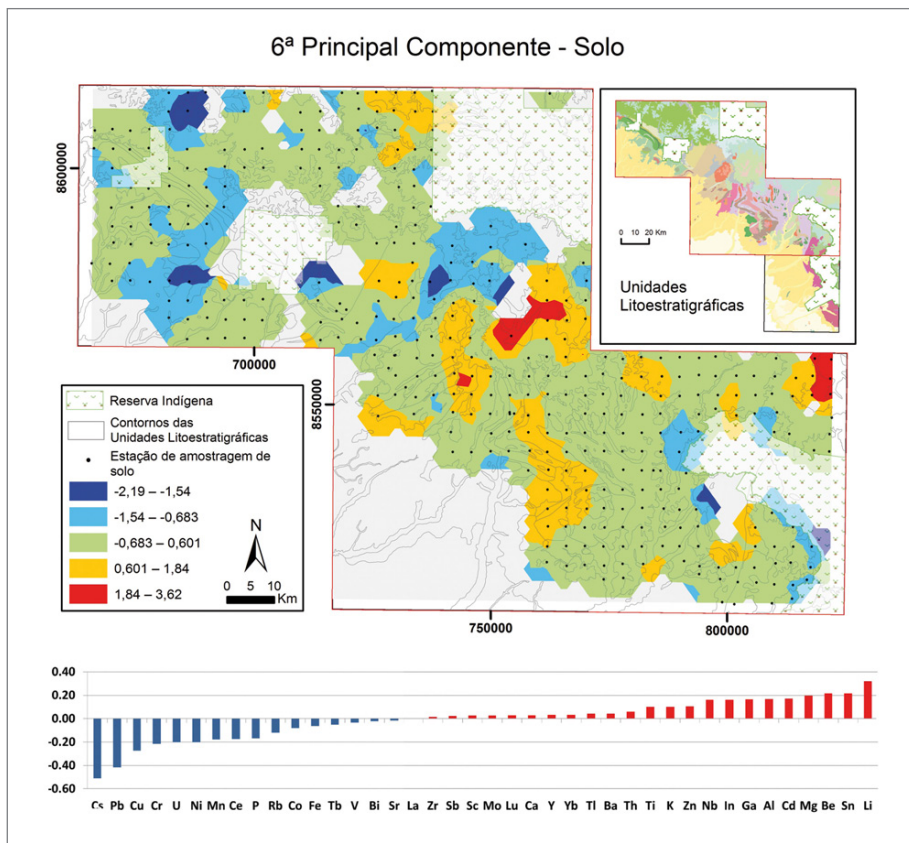


Figura 5.12 - Mapa com krigagem ordinária das cargas e distribuição dos scores da sexta principal componente do levantamento de solo.

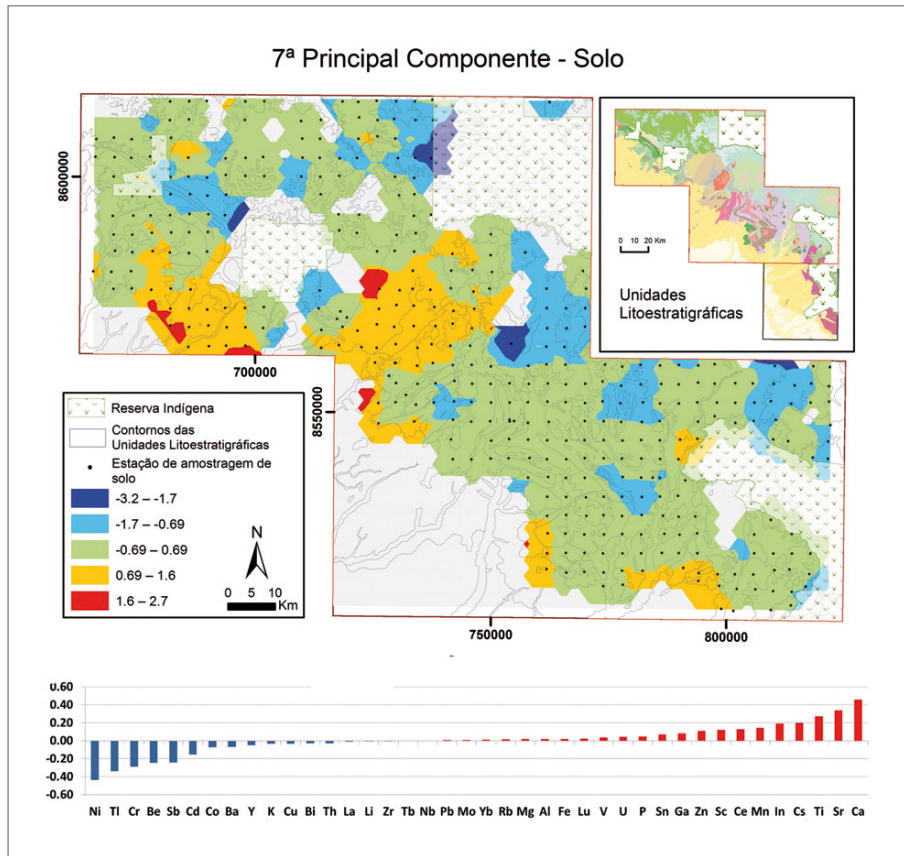


Figura 5.13 - Mapa com krigagem ordinária das cargas e distribuição dos scores da sétima principal componente do levantamento de solo.

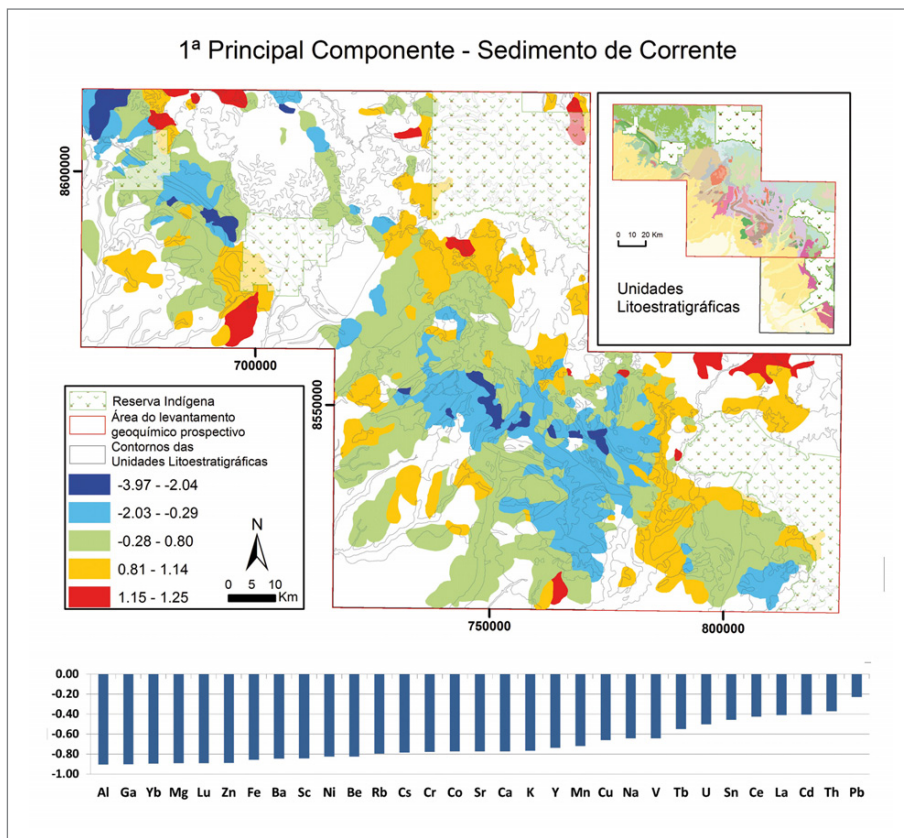


Figura 5.14 - Mapa das cargas e distribuição dos scores da primeira principal componente do levantamento de sedimento de corrente..

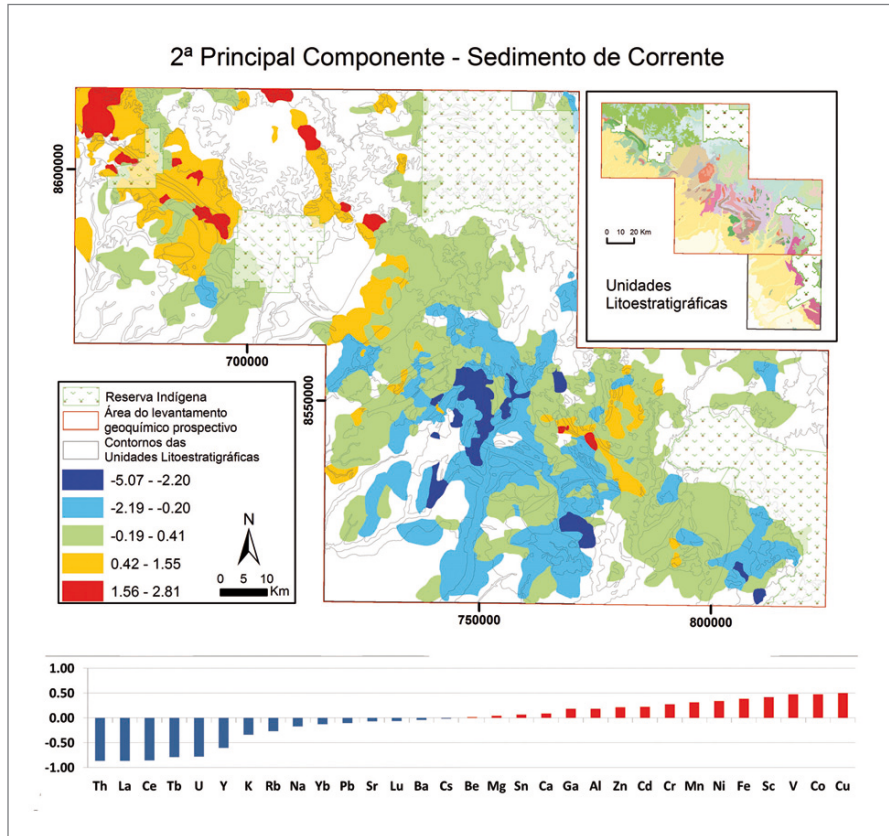


Figura 5.15 - Mapa das cargas e distribuição dos scores da segunda principal componente do levantamento de sedimento de corrente.

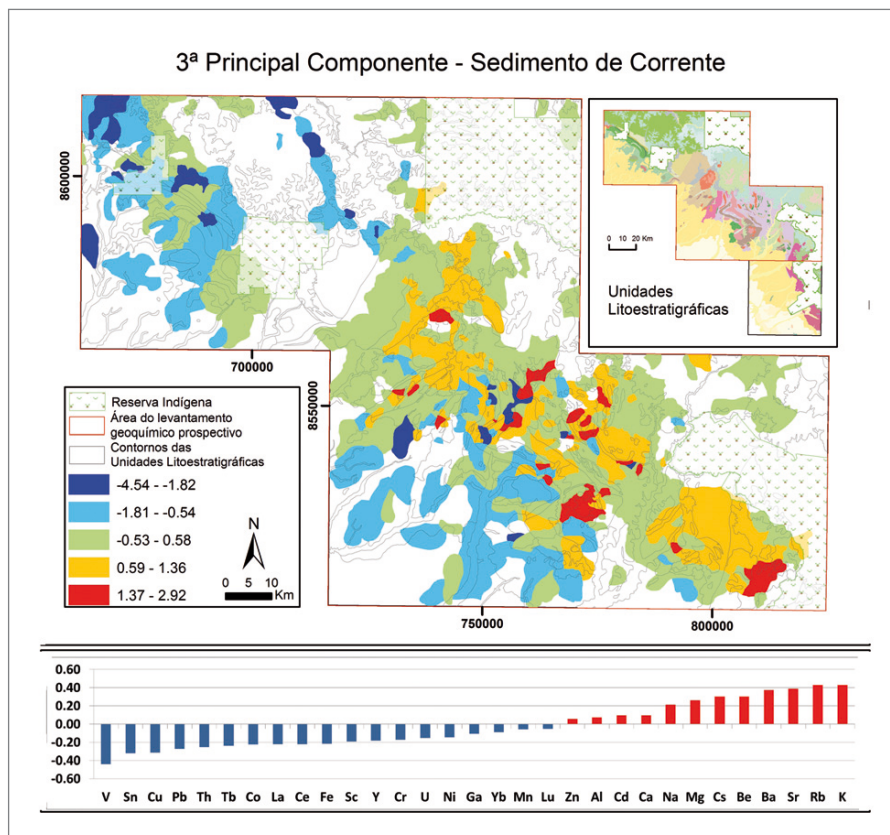


Figura 5.16 - Mapa das cargas e distribuição dos scores da terceira principal componente do levantamento de sedimento de corrente.

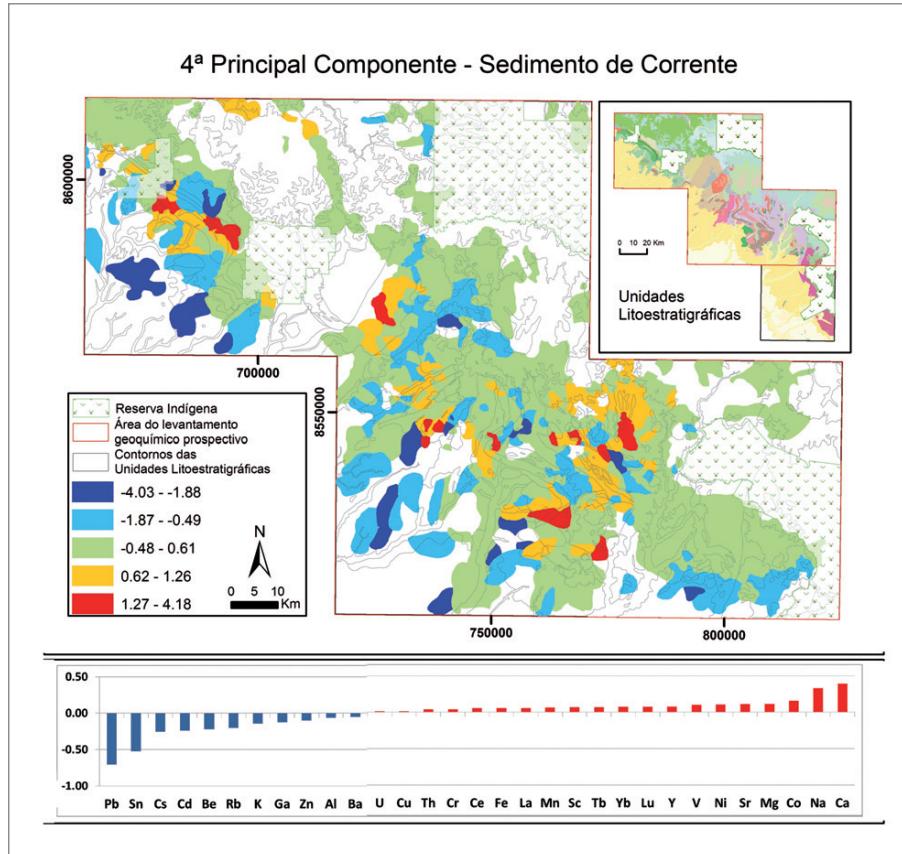


Figura 5.17 - Mapa das cargas e distribuição dos scores da quarta principal componente do levantamento de sedimento de corrente.

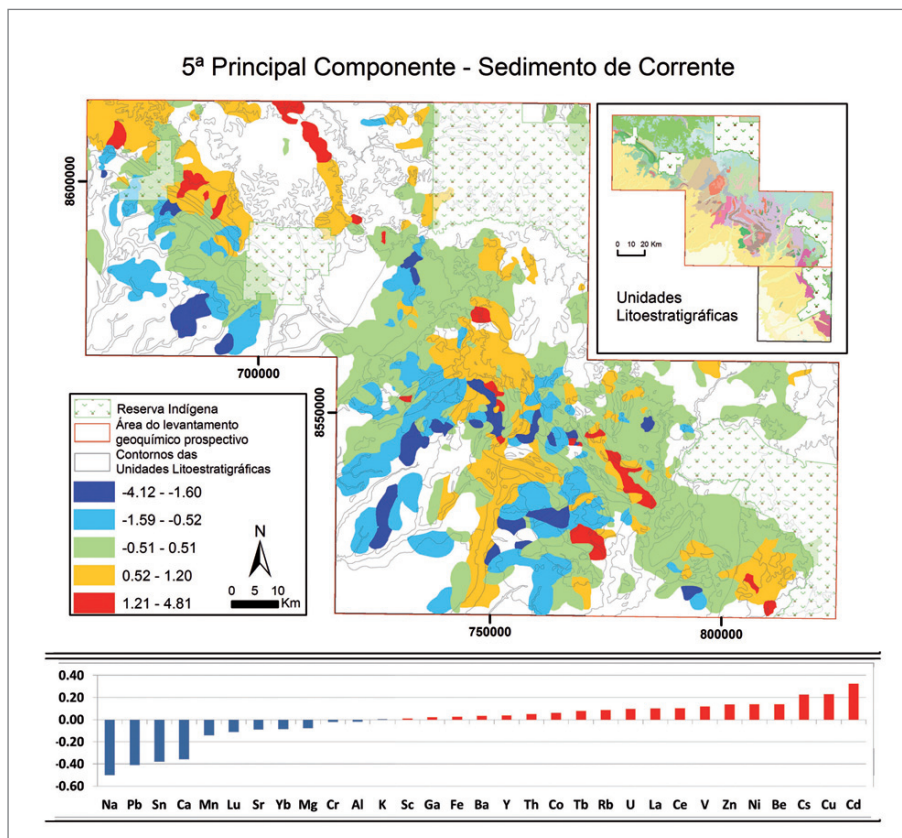


Figura 5.18 - Mapa das cargas e distribuição dos scores da quinta principal componente do levantamento de sedimento de corrente.

explicam melhor a correlação entre Na, Pb, Sn e Ca, onde as menores cargas desta componente relacionam espacialmente esta associação com muitos ambientes diferentes, dificultando assim o entendimento geológico desta componente.

Considerou-se destaque mineralógico os pontos com ocorrência de minerais de minério, os pontos com grande concentração de minerais metamórficos, acessórios e de alteração ou com concentrações consideradas relevantes em relação ao contexto em que ocorre. Através da Figura 5.18 observamos os teores mínimo e máximo de todos os minerais pesados que ocorreram na área trabalhada.

O ouro foi detectado em 148 bacias, que estão com uma distribuição ampla pela área de amostragem, porém com duas zonas anômalas mais importantes, com os maiores teores da área em bacias, mas a área possui também diversas ocorrências pontuais e agrupadas, mas com pequenos teores espalhados em diversos domínios geológicos (Figura 5.19).

A magnetita está presente em todas as amostras, com 328 amostras apresentando teores < 1%, os melhores resultados chegam a teores semiquantitativo de 100%, principalmente em estações coletadas nos domínios da Formação Anarí. Também foram detectadas duas bacias contíguas que estão localizadas sobre os domínios do Complexo Colorado e que apresentaram esta faixa de teores. Outra informação que merece destaque é que as melhores zonas que ocorrem ouro apresentam também um aumento dos teores de magnetita, sugerindo alguma relação da magnetita com a mineralização de ouro.

A cassiterita está presente em oito amostras, todas com teores < 1% e a maioria estão relacionadas a unidades litoestratigráficas da Bacia dos Parecis, com exceção de uma no oeste da área que ocorre na Cobertura Detrítica Indiferenciada.

A columbita/tantalita está presente em duas amostras com teores < 1%, uma em bacia que drena a Cobertura Detrítica Indiferenciada e um corpo da Suíte Cidade do Colorado e outra relacionada aos domínios da Unidade Psamo-pelítica-margosa do Complexo Colorado, a cerca de 5 Km a SW do maior corpo da Suíte Alto Escondido.

A cromita está presente em 16 amostras, sendo uma com teores entre 1 e 5% e as demais com teores < 1%. A scheelita está presente em duas amostras com teores < 1%. Foi detectada a presença de siderita em uma amostra, com teor < 1%. Uma ocorrência de carbonato, com teor < 1%.

Foram também detectados dois minerais satélites rastreadores de rochas kimberlíticas, que podem ser portadoras de diamantes. A picro-ilmenita está presente em 167 amostras, em 147 tem-se teor < 1%, das 19 restantes a duas que apresentam os melhores teores (entre 25 e 50%) foram encontradas na Formação Salto das Nuvens e dentro dos domínios do Complexo Colorado. Todas as outras amostras que contem picro-ilmenita estão nos domínios do Complexo Colorado indiviso ou relacionados às unidades da Bacia dos Parecis. A granada piropo foi detectada em 26 amostras e tem sua distribuição em ambientes geológicos semelhantes às da picro-ilmenita, todas as ocorrências tem teor < 1%. Além das bacias que a picro-ilmenita ocorre em teores >5% (Figura 5.20).

De uma forma geral, a assembleia de minerais pesados metamórficos indica que a área está metamorfisada em fácies anfibolito baixo a médio, com núcleos que podem ter chegado à fácies anfibolito alto, a temperatura maior que 650°C, definidos pela associação de granada, estauroilita, sillimanita e por vezes cianita. A granada tem uma ampla distribuição no levantamento, teve como seu melhor resultado uma amostra com teores entre 75 e 100%, situada no domínio do Complexo Colorado indiviso, em bacia que drena também a Unidade metapelítica do Complexo Colorado e um corpo da Suíte Alto Escondido, intrusivo no Complexo Colorado. Outras 21 amostras apresentaram teores entre 50 e 75% de granada, quase todas associadas ao Complexo Colorado e rochas que nele intrudem com exceção de uma relacionada à unidade metabasáltica do Complexo Trincheira.

A estauroilita apresentou uma ampla distribuição na área de estudo, os teores mais altos foram se deram em duas amostras entre 50 e 75% e estão relacionadas às unidades Psamítica e Pelítica do Complexo Colorado. A (Figura 5.21) apresenta a distribuição de alguns minerais metamórficos.

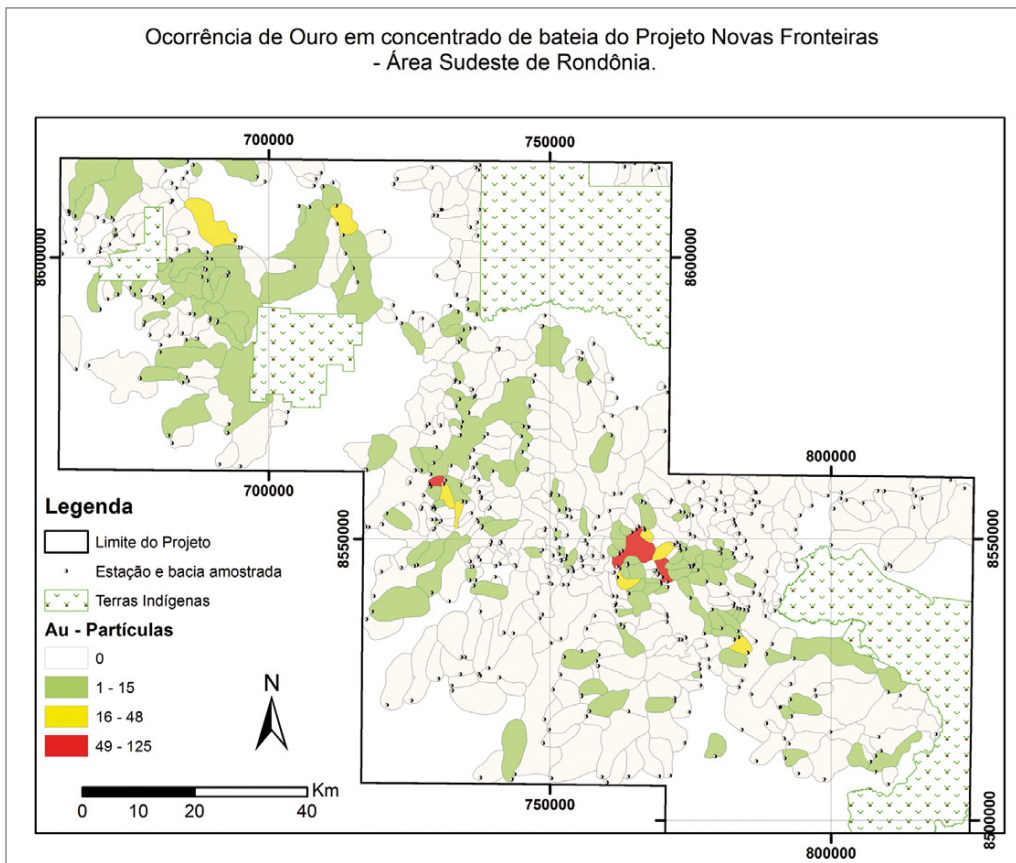


Figura 5.19 - Mapa de distribuição partículas de ouro em amostras de concentrado de bateia em leito ativo.

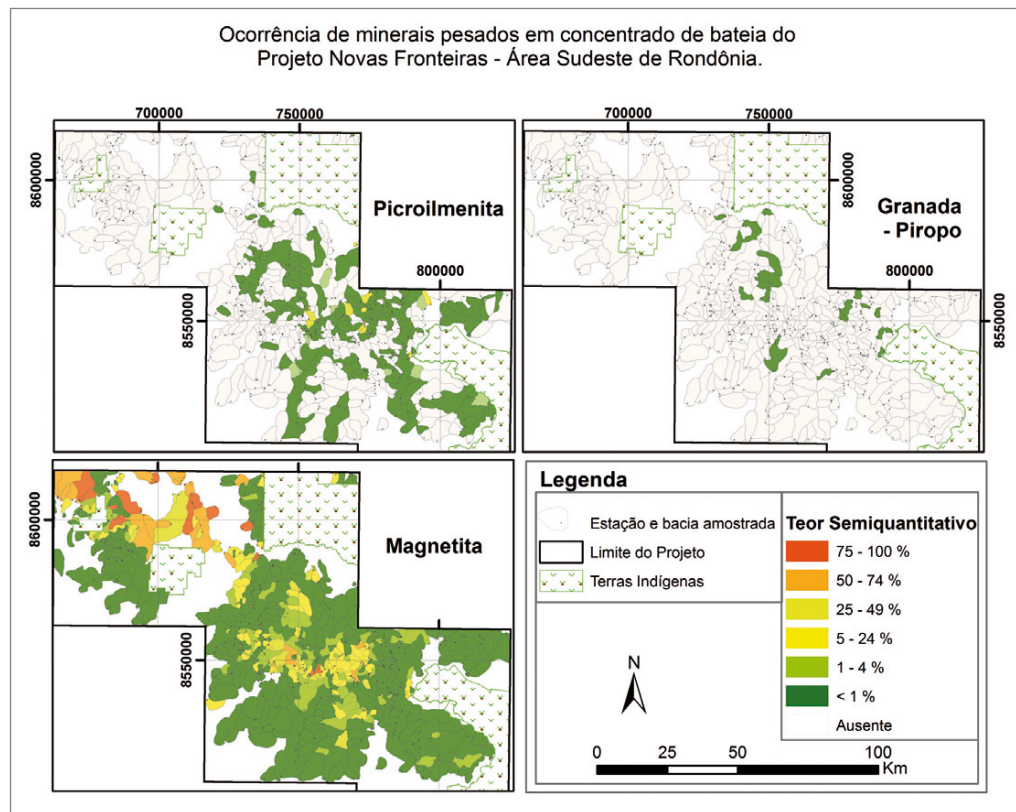


Figura 5.20 - Mapa de distribuição de Picroilmenita, Granada (Piropo) e Magnetita em amostras de concentrado de bateia em leito ativo.

Tabela 5.8 - Sumário dos minerais pesados detectados com teores semiquantitativos máximo e mínimo.

ELEMENTO	MÍNIMO	MÁXIMO	ELEMENTO	MÍNIMO	MÁXIMO
Au	0	125	Cianita	0	>5% e <25%
Pirita	0	<1%	Estauroлита	0	>50% e <75%
Calcopirita	0	<1%	Sillimanita	0	>5% e <25%
Pirita Limonitizada	0	>5% e <25%	Epidoto	0	>25% e <50%
Magnetita	<1%	>75% e <100%	Esfênio	0	<1%
Hematita	0	<1%	Olivina	0	<1%
Ilmenita	<1%	>75% e <100%	Micas	0	>1% e <5%
Limonita	0	>50% e <75%	Agregado	0	>50% e <75%
Cassiterita	0	<1%	Actinolita	0	<1%
Columbita / Tantalita	0	<1%	Albita	0	<1%
Rutilo	0	>5% e <25%	Argilominerais	0	<1%
Cromita	0	>1% e <5%	Liga de Bronze	0	<1%
Anatásio	0	<1%	Clorita	0	<1%
Corindon	0	<1%	Clino piroxênio	0	<1%
Leucoxênio	0	<1%	Florencita	0	<1%
Scheelita	0	<1%	Gahnita	0	>5% e <25%
Carbonatos	0	<1%	Goethita	0	<1%
Barita	0	<1%	Orto piroxênio	0	<1%
Monazita	0	>5% e <25%	Siderita	0	<1%
Xenotímio	0	>5% e <25%	Hornblenda	0	>50% e <75%
Apatita	0	>5% e <25%	Aluminossilicato	0	<1%
Gorceixita	0	<1%	Aluminio	0	<1%
Zircão	0	>50% e <75%	Andradita	0	<1%
Topázio	0	<1%	Enstatita	0	<1%
Granada	0	>75% e <100%	Fragmentos	0	<1%
Piroxênio	0	>5% e <25%	Picro Ilmenita	0	>25% e <50%
Anfibólio	0	>25% e <50%	Piropo	0	<1%
Turmalina	0	>25% e <50%	Espinélio	0	>1% e <5%

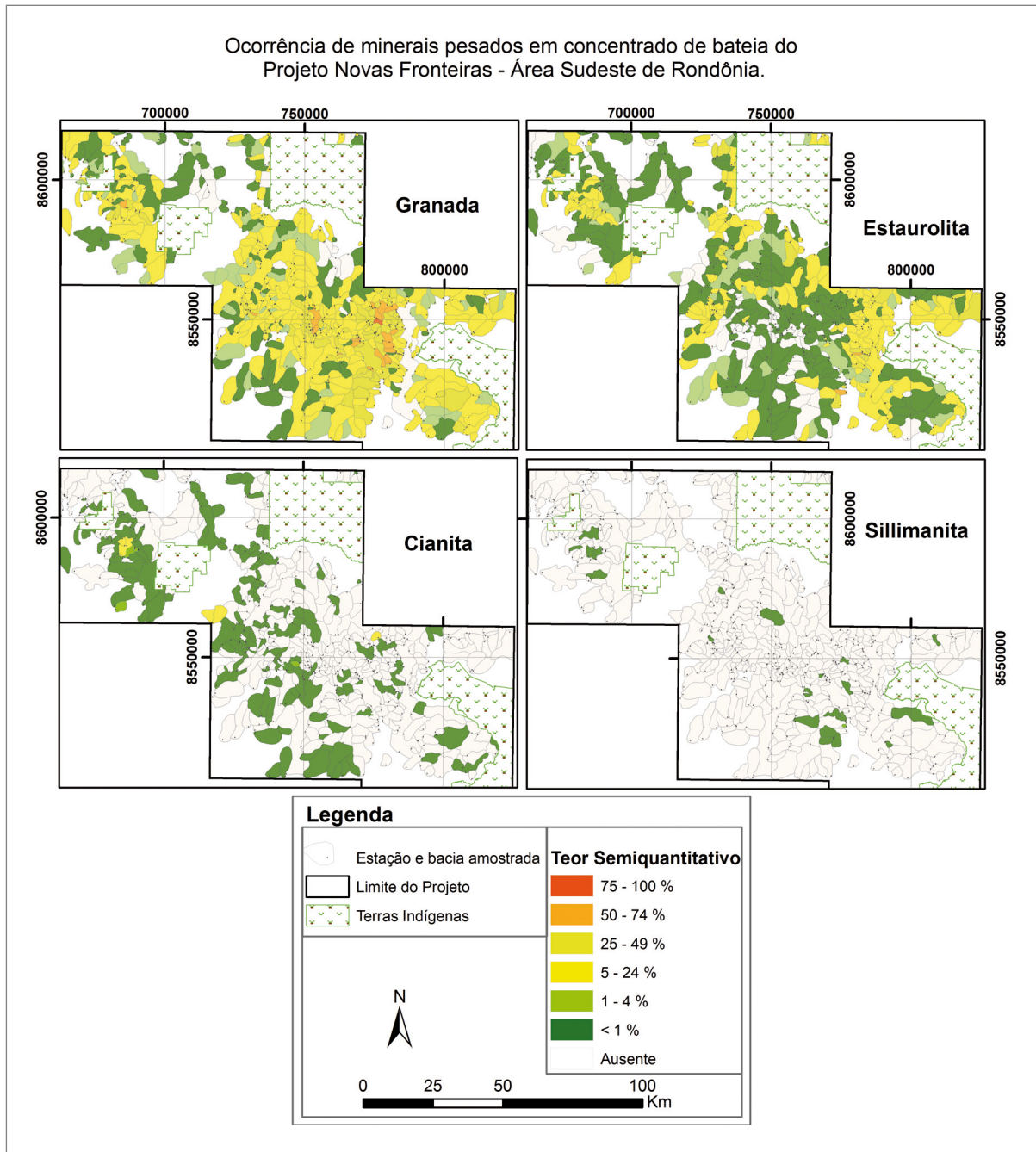


Figura 5.21 - Mapa de distribuição de minerais do grupo da Granada, Estauroлита, Cianita e Sillimanita em amostras de concentrado de bateia em leito ativo.

6. RECURSOS MINERAIS

Os recursos minerais presentes na área do projeto podem ser enquadrados nas condições de substâncias metálicas e não metálicas. No agrupamento das substâncias metálicas destacam-se o ouro, níquel, cromo e manganês. As substâncias não metálicas incluem ocorrências de diamante, calcário, depósitos de argila e areia, quartzo, granada e rochas que podem ser utilizadas como brita, rochas ornamentais ou empregadas na agroindústria como pó de rocha (rochagem).

Historicamente a região que compreende a área do projeto tem sido alvo de pesquisas acerca de seu potencial mineral desde o fim da década de 1970, quando a CPRM realizou o mapeamento geológico do Projeto Sudeste de Rondônia (PINTO FILHO *et al.*, 1977). Nesse trabalho constatou-se o potencial para mineralizações de Cu, Cr e Ni associadas à região da Serra do Céu Azul. Outro exemplo de mineralização de Ni e Cu na região está associada aos morros do Leme e Sem Boné, onde a empresa Anglo American desenvolve atividade de pesquisa e desenvolvimento dos depósitos.

No início da década de 1980 o interesse pela região teve um substancial aumento com a descoberta de ocorrências de mineralizações de ouro, tanto primárias como aluvio-coluvionares, com intensa exploração predominantemente executada por garimpeiros. O declínio da atividade garimpeira na região se deu ao final da década de 1980, com a exaustão da maioria dos depósitos aluvionares e dos depósitos mais rasos que possuíam teores mais elevados. Atualmente não existem garimpos em atividade na região, porém garimpos com ocorrência de ouro primário, geralmente associado a veios de quartzo, foram alvos de estudo por empresas privadas que também focaram seus esforços exploratórios na descoberta e delimitação de novos corpos mineralizados.

6.1. SUBSTÂNCIAS METÁLICAS

6.1.1. Ouro

Na área do projeto, a ocorrência de ouro é conhecida desde 1980 a partir da descoberta de mineralizações, tanto primárias como aluvio-coluvionares.

Neste enfoque, o garimpo do Zé Goiano (CONCEIÇÃO; PEREIRA, 1986), localizado cerca de 5 km a sudeste de Colorado do Oeste, destaca-se como um dos mais importantes garimpos de ouro da região.

Estas ocorrências carecem de trabalhos que caracterizem a gênese do ouro encontrado. No entanto, Rizzotto (2010) descreve a mineralização de ouro no garimpo do Zé Goiano como lentes e veios de quartzo sulfetado, geralmente boudinados, com dimensões que variam de decimétricas podendo chegar a métricas, e indica que a geometria dos veios é controlada pela deformação impressa nas rochas encaixantes, os quais apresentam formas em panqueca (prolatos) e formas constriccionais (em charuto), e são geralmente paralelos à lineação de estiramento.

Castro e Silva (2016) constataram que a mineralização é associada a veios de quartzo com turmalina e sulfetos, apresentando direção geral N45°W e são sub-concordantes a concordantes com a foliação dúctil nas rochas encaixantes. Ainda segundo os autores, o ouro ocorre na forma livre ou em associação com sulfetos, em geral pirita, contidos em maior quantidade em veios de quartzo, porém sendo também detectado em rochas encaixantes. Os veios de quartzo e turmalina são cortados por veios de quartzo extensionais, sub-horizontais, milimétricos e ortogonais ao veio principal.

Foi realizado mapeamento de detalhe na cava do garimpo, onde foi possível verificar quatro litotipos associados: rochas paraderivadas milonitizadas (filonito), milonitos feldspáticos (metagranito), anfíbolito ultramáfico (Máficas-Ultramáficas Igarapé Hermes) e epidósito (alteração hidrotermal?). Onze amostras de rocha do Garimpo Zé Goiano e quatro do Garimpo Izaque (situado a noroeste de Colorado do Oeste) foram analisadas para determinar a concentração de ouro. Os valores médios encontrados são de 450 ppb. Uma amostra de veio de quartzo do Garimpo do Izaque apresentou teores de 8.251 ppb de Au (8,2 g/t) e outra do Garimpo do Zé Goiano apresentou teores de 17.213 ppb de Au (17,2 g/t). Adicionalmente, foi realizada amostragem mineralométrica por concentrado de bateia visando estudo morfológico das pintas de ouro em drenagem (Figura 6.1).

6.1.2. Níquel e Cromo

As ocorrências de níquel, cromo, cobalto e vanádio, estão associados às rochas ultramáficas presentes na região. As ocorrências mais conhecidas são os prospectos de Morro Sem Boné e Morro do Leme, situados no oeste do município de Comodoro (MT), a pouco mais de 30 quilômetros da fronteira com a Bolívia.

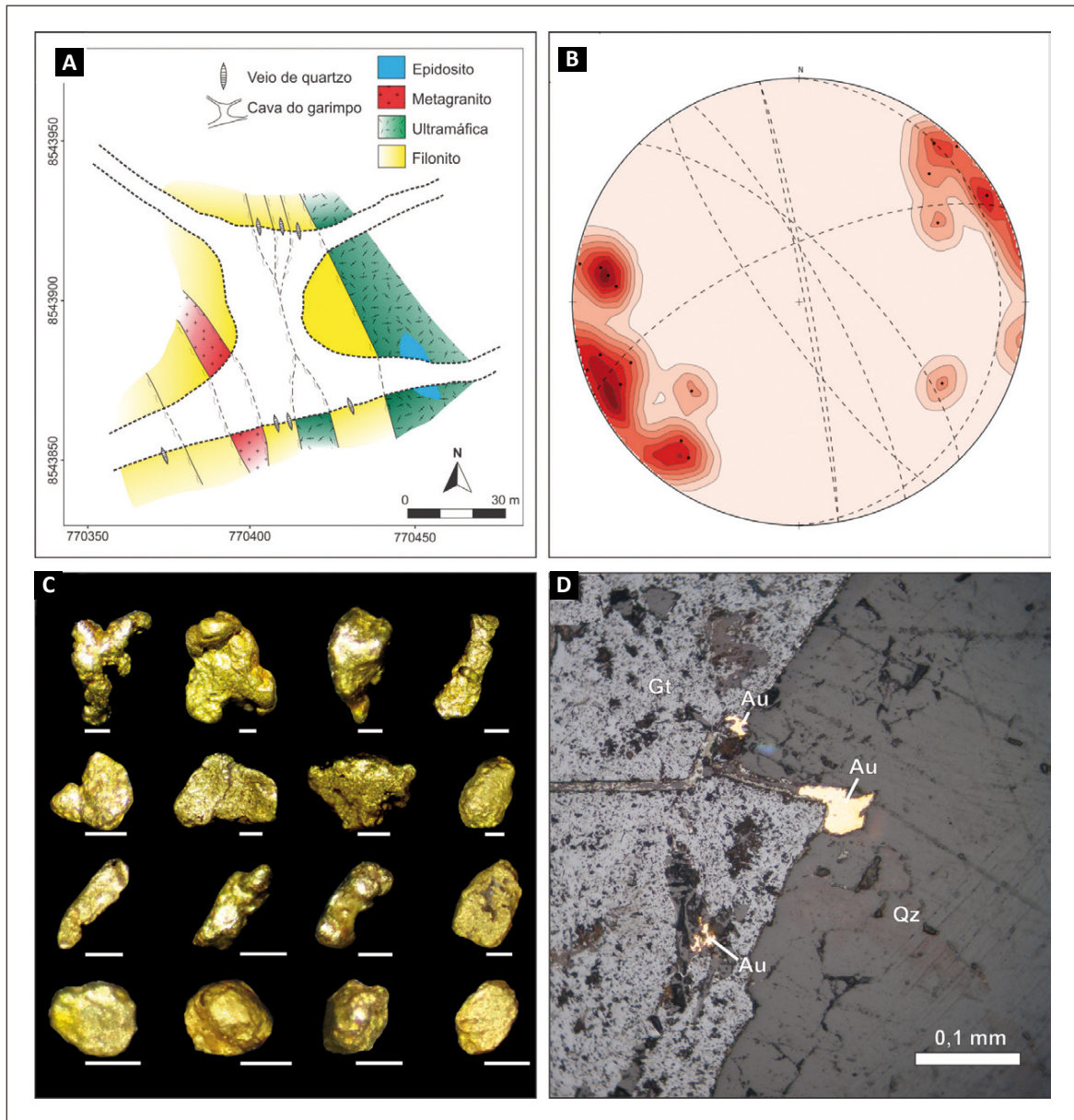


Figura 6.1 - A) Esboço de detalhe da geologia do Garimpo Zé Goiano e disposição dos litotipos, zonas de cisalhamento e veios de quartzo; B) Estereograma de foliação metamórfica (polos e contornos) e veios de quartzo (planos em linha tracejada) do Garimpo Zé Goiano, evidenciando a tendência dos veios estarem dispostos na mesma direção da foliação; C) partículas de ouro exibindo morfologia dendrítica, plaçoide ou esférica, variando a forma e o tamanho de acordo com a distância da fonte (escala correspondente a 0,1 mm); D) Fotomicrografia em luz refletida de ouro associado a estrutura de pseudomorfo de pirita transformado em goethita (CASTRO; SILVA, 2016).

Os morros do Leme e Sem-Boné, aflorantes no extremo sudeste da área do projeto, são sustentados por rochas duníticas e peridotíticas serpentinizadas, capeadas por um manto laterítico e zonas irregulares de silexito (RIZZOTTO, 2010).

Segundo Nunes (2000), níveis de sulfetos e delgadas concentrações de cromita ocorrem associados ao peridotito do Morro do Leme e concentração de níquel foi favorecida por processos de enriquecimento supergênico e distribuídos nas argilas esmectíticas (nontronita) no saprólito serpentinítico.

Porém, a principal concentração econômica encontrada nesses morros, até o presente, são os depósitos de

níquel laterítico, desenvolvido sobre as rochas ultramáficas ali presentes. Neste enfoque, Rizzotto (2010) explana que o enriquecimento supergênico gerou zonas principais de mineralização de níquel nesses prospectos. Expõe que no Morro do Leme, foram reconhecidas 4 zonas mineralizadas, distribuídas em zona silicosa (superior) = 1,52% Ni; zona limonítica = 1,42% Ni; zona argilosa = 1,68% Ni e zona homogênea (basal) = 1,81% Ni.

No prospecto de Morro Sem-Boné o contexto geológico é semelhante, a mineralização/concentração de níquel está associada ao saprólito desenvolvido a partir de serpentinitos e dunitos e/ou piroxenitos. Segundo os

dados de pesquisa da empresa Anglo American, detentora dos direitos minerários, a mineralização está distribuída nas seguintes zonas: zona superior laterítica = 0,9% Ni; zona silicosa = estéril; zona saprólito-silicosa = 1% Ni; zona saprólito-argilosa = 1,3% Fe; zona saprólito (garnierita em fraturas) = 3% Ni e 3% Fe; zona dunito/peridotito = 1,2% Ni.

No âmbito desse projeto foram realizadas novas análises químicas de rochas máfico-ultramáficas, as quais indicaram teores relevantes de cromo (Cr) e níquel (Ni) e teores menores, mas ainda expressivos, em cobre (Cu), vanádio (V) e cobalto (Co). Essas novas ocorrências encontram-se hospedados nas rochas ultramáficas da Suíte Andreazza, que se constitui de gabros, gabronoritos, tremolititos, websteritos e bronzititos, parcialmente metamorizados em fácies xisto verde alto, aflorantes na porção noroeste da área do projeto.

As ocorrências estão localizadas na Fazenda Patuá, também conhecida como Fazenda Andreazza, situada às margens da rodovia estadual RO-370, “Estrada do Boi”, no Município de Corumbiara (Figura 6.2).

6.1.3. Manganês

Durante as etapas de campo no desenvolvimento desse projeto, foi detectado indício de manganês,

localizado no Município de Comodoro no Estado de Mato Grosso, a aproximadamente 30 km a oeste da sede do município, dentro dos limites da Fazenda São Mateus.

A área do indício está inserida no contexto do Domínio Tectônico Jauru (RUIZ, 2005) de idade calimiana, representado pelas unidades litoestratigráficas Complexo Rio Galera (sillimanita xistos, sillimanita granada xistos, quartzitos e rochas cálcio-silicatadas, com subordinada participação de anfibolitos e magnetita *chert*), e Suíte Pindaituba (granitos Praia Alta e Rio Piolho).

Em campo, o manganês está associado com rocha vulcânica, classificada como riolito, que exibe textura porfirítica, com fenocristais de quartzo e feldspato potássico, isotrópica, descoberta no âmbito desse projeto e denominada de Riolito São Mateus (Figura 6.3), e que pode estar associada com as rochas da Suíte Pindaituba, porém essa relação ainda não está esclarecida.

O manganês aflora na forma de matacão (Figura 6.4-A), na encosta de um morro com direção leste-oeste. Em amostra de mão (Figura 6.4-B), apresenta textura maciça, coloração preta, sem deformação e textura inequigranular. Observam-se cristais com hábito fibroso, por vezes fibro-radial, qualificado macroscopicamente com as mesmas características da pirolusita (MnO₂).

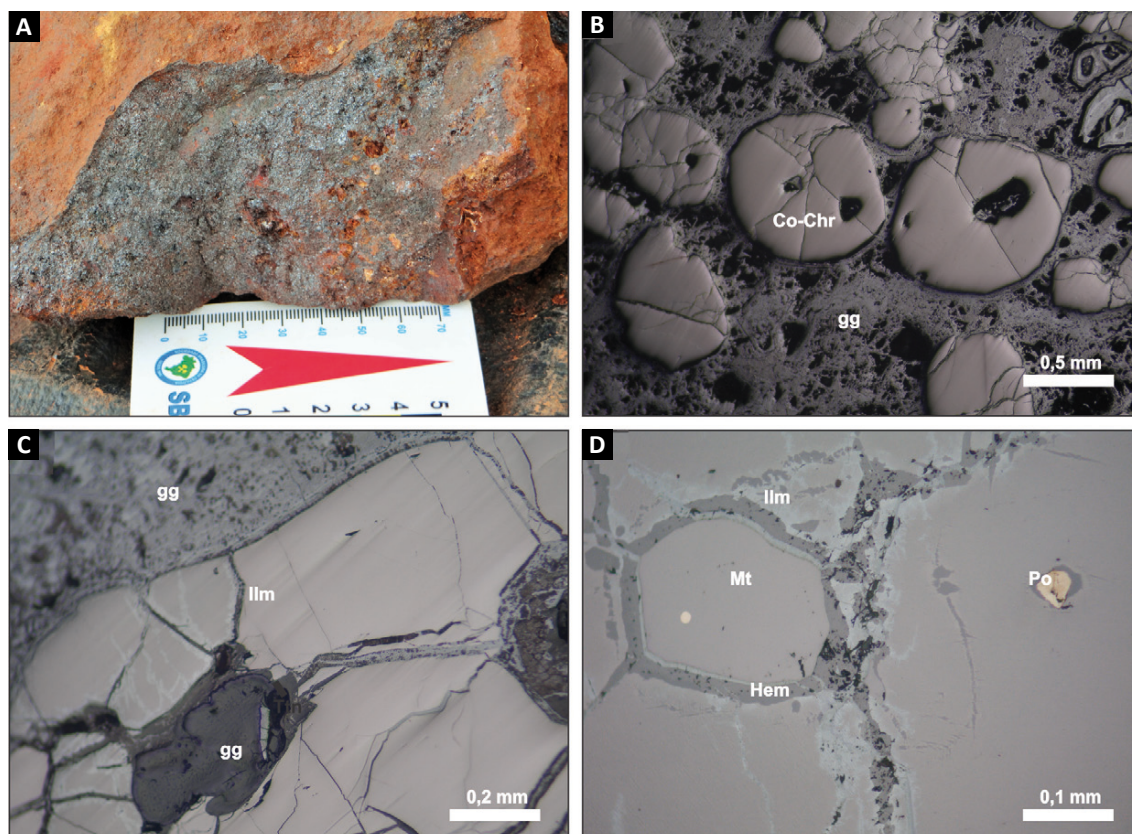


Figura 6.2 - Aspectos gerais de rocha cumulática mineralizada (SILVA *et al.*, 2017); A) Amostra de mão com óxidos (brilho metálico) e silicatos (intemperizados, coloração avermelhada) de rocha cumulática; B) Cristais cumuláticos de cromita dispersos em meio à ganga; C) Detalhe para lamelas de ilmenita exsolvida em cristais de magnetita; D) Sulfetos (Pirrotita) inclusos em cristais de magnetita.

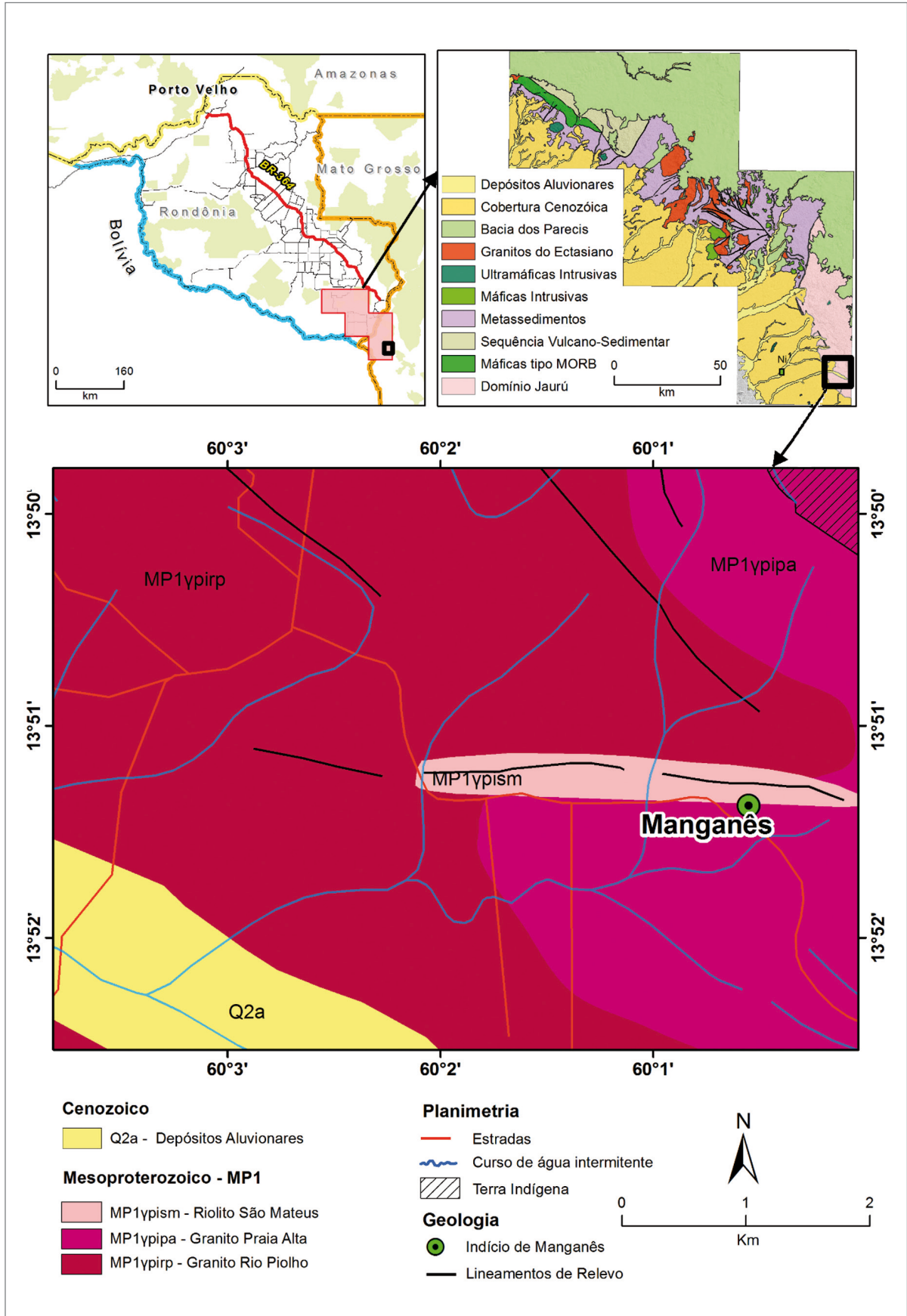


Figura 6.3 - Mapa geológico simplificado da área, mostrando a localização do indício de manganês (CORRÊA *et al.*, 2017).

Em seção polida (Figura 6.4-C e D), através de microscopia de luz refletida, é possível observar agregados de mineral fibroso, prismático, por vezes tabular, cor cinza, apresentando clivagem, reflectância média, anisotropia média a forte, que perfaz cerca de 95% da amostra, tratando-se possivelmente de cristais de pirolusita, além de minerais interpretados como de ganga, os quais não foram identificados até o presente momento.

Adicionalmente foi realizada análise química de elementos maiores, menores e traço, incluindo terras raras (Tabela 6.1). A análise química foi realizada pela SGS GEOSOL Laboratórios Ltda. Os elementos maiores e menores foram analisados por fluorescência de Raio-X e os elementos-traço, incluindo elementos terras raras (ETR) foram determinados por ICP-MS.

Merecem destaque os teores elevados de MnO (61,4%) e BaO (13,2%), além de Cu (751 ppm), Mo (417 ppm), Pb (4642 ppm), U (107,8 ppm) e Ce (1608 ppm). Além disso, o baixo teor de P_2O_5 mostra ser esse contaminante restrito na amostra.

O resultado obtido pela química de rocha sugere vantagens para aplicação nas indústrias do aço e fertilizantes devido à elevada razão Mn/Fe e baixo teor de fósforo, pois as indústrias voltadas para esse fim buscam minérios de manganês com essas características.

Os dados alcançados até o presente são insuficientes para se determinar a fonte desse indício de manganês. As possibilidades de gênese são: supergênica (intemperismo tropical), sedimentar ou hidrotermal. Como não há rochas sedimentares próximas ao indício bem como não

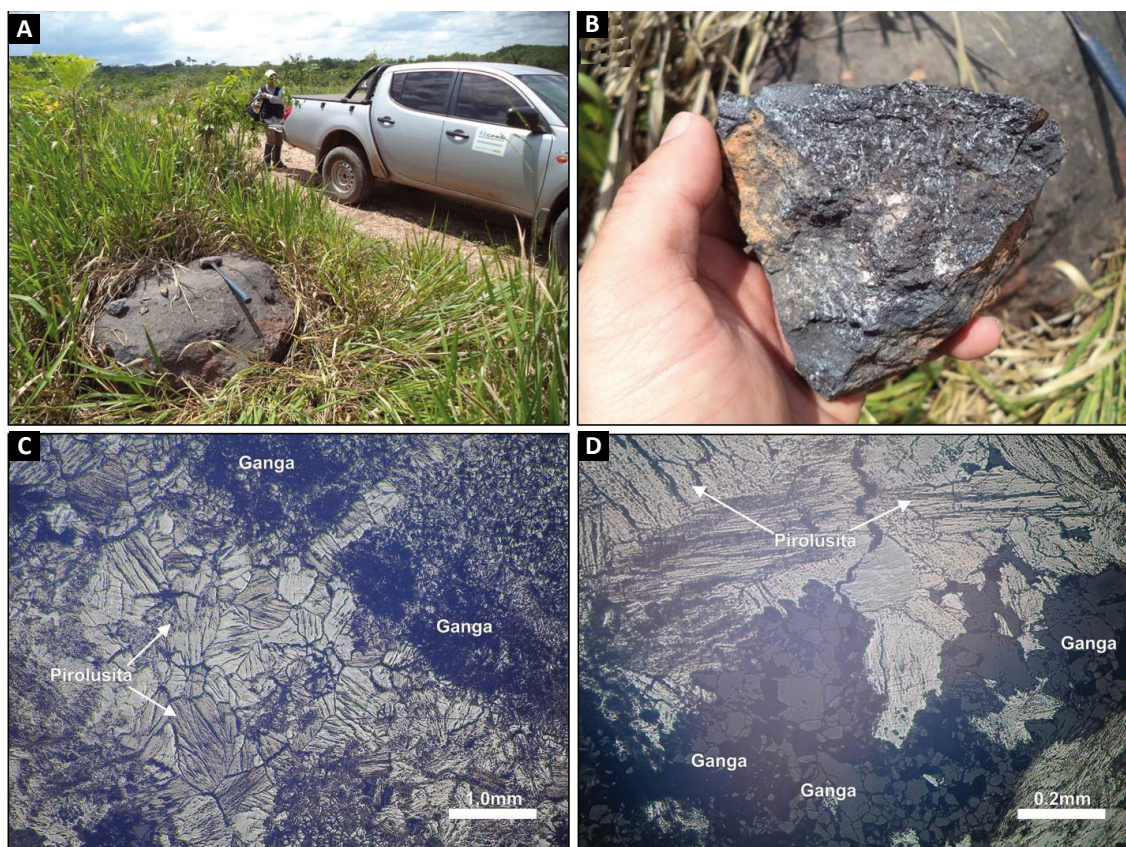


Figura 6.4 - Aspectos texturais do indício de manganês (Amostra 4308-CE-R-89A): A) Matacão de manganês maciço aflorando como possível bloco rolado; B) Amostra de mão com detalhe para o hábito fibroso de mineral de manganês (pirolusita); C) e D) Aspecto petrográfico de seção polida (luz refletida) da amostra de manganês com detalhe para agregados de cristais de pirolusita com aspecto fibroso, prismático.

Tabela 6.1 - Resultado analítico da amostra 4308-CE-R-89^a.

AMOSTRA	TEORES								
	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	MgO(%)	CaO(%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O(%)	MnO(%)	P ₂ O ₅ (%)	BaO(%)
CE-89	1,18	0,77	0,24	0,04	0,3	0,14	61,4	0,034	13,2
	Fe ₂ O ₃ (%)	W (ppm)	U(ppm)	Ce(ppm)	Cu (ppm)	Mo (ppm)	Pb(ppm)	S(ppm)	
	2,77	97,7	107,8	1608	751,6	417,37	4642	<0.01	

é possível identificar perfis de intemperismo associado, acredita-se que a fonte desse manganês seja hidrotermal. Roy (1997) descreve depósitos de manganês hidrotermal na forma de veios, que são comumente associados a rochas vulcânicas de composição variada, fato observado na ocorrência descrita, onde o manganês está associado ou aflora junto a um riolito, reforçando a hipótese de que a fonte seja hidrotermal.

6.2. SUBSTÂNCIAS NÃO METÁLICAS

6.2.1. Rochas e Minerais Industriais

Segundo Perez (2001), denominam-se rochas e minerais industriais (RMI) os materiais naturais (e, ocasionalmente, resíduos da indústria ou da construção) que são empregados na atividade humana, não para obter metais ou energia, mas pelas suas propriedades físicas, químicas ou ornamentais, manifestas no mineral ou rocha tal qual são extraídas ou após uma transformação não metalúrgica.

Esta classe abrange diversas matérias-primas não-metálicas e não-energéticas, de uso final diverso, como, dentre outros, na agroindústria, construção civil, nas indústrias química, cerâmica, de refratários, de isolantes, de pigmentos e como fundentes e abrasivos. Normalmente, as frentes de exploração desses materiais são abertas para satisfazer demandas locais, visto que o baixo custo não suporta longos transportes. Porém, certos tipos de materiais como abrasivos, materiais para isolantes e ornamentais ultrapassam as barreiras locais, e são comumente vendidos no país e até para outros países.

6.2.1.1. Calcário

O Projeto Rochas Carbonáticas do Estado de Rondônia (OLIVEIRA *et al.*, 2015) descreve uma ocorrência de carbonatos localizada na drenagem do rio Tanaru, próximo a RO-370. A camada de rochas carbonáticas ocorre acima de um pacote de diamictitos e arenito e tem espessura que varia entre 4 a 7 metros. A laminação nesta rocha é evidenciada pela alternância de lâminas milimétricas claras e escuras e granulometria fina (laminação plano-paralela). São observadas lentes milimétricas a centimétricas de argilito de cor vermelha. As camadas de calcário são descontínuas com faturamento que marca o deslocamento de blocos. A sua distribuição, ao longo da drenagem e condicionada a paleorelevos, dificulta sua cartografia em escalas de maior detalhe.

6.2.1.2. Areia e Argila

Destacam-se os amplos depósitos aluvionares do rio Cabixi, onde se encontram espessos depósitos de areia

e seixo. Nos demais rios e igarapés da região ocorrem extensas planícies aluvionares com alto potencial para areia e argila, como está bem destacado pela aerogeofísica, onde anomalias gamaespectrométricas no canal do K, Th e U delimitam de forma precisa os depósitos aluvionares ricos em material argiloso e arenoso.

6.2.1.3. Granitos

Na região onde se desenvolveu esse trabalho, afloram granitos de composição e texturas diversas, que podem ser utilizados tanto para brita, como para fim ornamental.

Os materiais agregados como as rochas britadas são de uso intensivo na construção civil e em outras obras de engenharia como pontes, estradas e usinas. No geral, a brita provém da moagem de granitos, um exemplo na região foi à pedreira do Andreatta, RO-370, km 12, e que hoje se encontra desativada. Além desta área de exploração existem outros tantos maciços graníticos que oferecem características próprias tanto em volume, textura e facilidade de acesso para essa finalidade.

Com relação a rochas para fins ornamentais, têm-se pontos com potencial para uma possível frente de extração. O acesso é fácil sendo utilizadas apenas estradas estaduais ou federais asfaltadas. Porém, serão necessários trabalhos criteriosos de detalhamento desses maciços, avaliação do nível do fraturamento existente e apreciação do melhor local para instalação de uma futura frente de lavra.

Neste enfoque, próximo à cidade de Cerejeiras-RO aflora monzogranito médio, equigranular, cinza-esbranquiçado, isotrópico (Figura 6.5-A). O relevo da área é levemente ondulado, onde se destacam serras isoladas e matacões com tamanhos variados, associados à exposição do maciço rochoso (Figura 6.5-B). As características desse maciço se assemelham ao que é comercializado hoje no estado de Rondônia que possui o nome comercial de Pérola da Amazônia (IZA; MENDES, 2015). Além desses corpos, a outros de extrema beleza, localizados nas proximidades da cidade de Colorado do Oeste-RO, classificados em campo como sienogranito, textura grossa a muito grossa, porfirítico, cinza-rosado, com textura rapakivi e levemente deformado.

Segundo a proposta da *Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks* (IUGS, 1973), comercialmente, as rochas ornamentais e de revestimento denominadas como granito, nem sempre correspondem a esse tipo petrográfico, apresentando elementos texturais muito discrepantes. Neste caminho, na porção sudeste da área do projeto, especificamente na linha 5 (cinco), afloram gnaisse com granada de granulação grossa, as granadas são abundantes nessa rocha e a sua presença, juntamente com o bandamento característico da rocha, imprime extrema beleza, com características

estéticas favoráveis à sua comercialização (Figura 6.6-A). Essa rocha sustenta morrotes de alturas variadas, desenhando um relevo ondulado a área, afloram comumente como matações no topo ou nas encostas desses morrotes (Figura 6.6-B).

Ainda nesse caminho, há os denominados comercialmente de granitos máficos, que correspondem a rochas básicas. Desta forma os gabros de grão fino inseridos na unidade Suite Cidade do Colorado aflorantes na porção sudeste da área do projeto, além das rochas ultramáficas, ricas em serpentina, anfibólios, clorita etc. aflorantes na porção noroeste da área do projeto, se tornam alvos potenciais para exploração e comercialização como rochas ornamentais.

6.2.2. Diamante

Relatórios anteriores descrevem três kimberlitos na área de trabalho (CABRAL NETO *et al.*, 2017; RIZZOTTO, 2010; RIZZOTTO *et al.*, 2016), denominados Concord 1, Concord 2 e Tarcísio 1.

Os dois primeiros afloram há poucos quilômetros ao oeste da Cidade de Colorado do Oeste, próximo a Linha 01, com condições de intemperismo variáveis, chegando a poucos hectares de área. Estes corpos também são denominados “Rondônia 1” ou “Intrusão E1” em trabalhos acadêmicos ou empresas de prospecção (CABRAL NETO *et al.*, 2017).

Cabral Neto *et al.* (2017) afirmam que estes corpos foram descobertos pela empresa De Beers, e que sete diamantes foram recuperados em 50 m³ cascalho aluvionar de drenagem que corta este corpo. Rizzotto *et al.* (2016) descrevem um garimpo de diamantes em aluvião no rio Corumbiara, “no qual os cristais de diamante estão alojados numa estreita e contínua camada de cascalho (espessura de 1 a 2 metros), sotoposta por uma espessa camada de areia e argila, a qual atinge espessura de até 15 metros”, sendo possível que haja mais corpos kimberlíticos sub-aflorantes à montante desta bacia.

Foram detectados em concentrados de bateia vários pontos com piropo, picro-ilmenita e alguns pontos com ambos os minerais. Estas bacias mais promissoras



Figura 6.5 - Aspectos texturais e de exposição do monzogranito (Amostra LW-R-008); A) detalhe da granulação e textura do monzogranito; B) Forma de ocorrência desse monzogranito no formato de matação em topo de morrote.

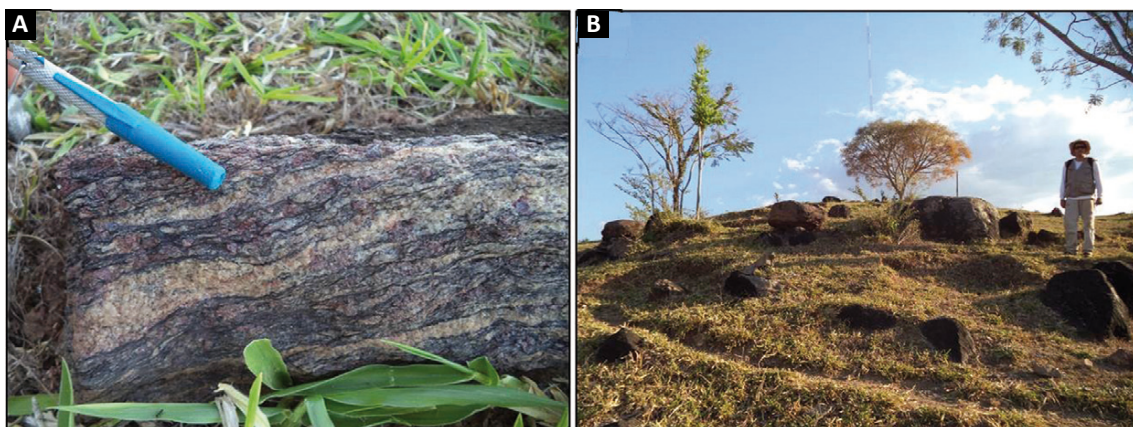


Figura 6.6 - Aspectos texturais e de exposição do granada-biotita gnaiss (Amostra LW-R-024 e 025): A) Detalhe do bandamento característico da rocha e a presença marcante da granada; B) Forma de ocorrência do gnaiss, no formato de matação em topo de morrote.

assumem uma distribuição alinhada na direção N-S, ocorrendo sempre próximo às estruturas de relevo bem marcadas em superfície e se estendem desde a planície do Rio Guaporé até toda a área estudada.

6.2.3. Quartzo - SiO_2

Este mineral cabe destaque nesse capítulo devido sua ocorrência na área, na forma de mega-veios que sustentam morros e morrotes (Figura 6.7).

Vale lembrar que as principais variedades cristalinas de quartzo são: quartzo hialino ou cristal de rocha, quartzo leitoso, enfumaçado, roxo (ametista), preto (morion), verde (prásio) etc. e cada uma dessa variedade tem seu uso selecionado por sua qualidade. Os cristais de melhor qualidade são destinados à indústria óptica, eletrônica e de instrumentação (considerados os maiores consumidores), enquanto os de qualidade inferior destinam-se à indústria em geral (abrasivos, cerâmica, metalúrgica, na fabricação de esmaltes, saponáceos, lixas, fabricação de vidro etc.), é utilizado ainda na confecção de dispositivos piezelétricos de controladores de frequência e ornamental (LOBATO, 2009).

Na área de estudo a principal variedade de quartzo encontrado é o quartzo leitoso, que é comumente utilizado na cerâmica, fabricação de vidro, em ligas ferrosilício e como abrasivo.

6.2.4. Granada

A granada é um mineral versátil, que tem alta dureza e embora seu uso seja principalmente para confecção de joias podem também ser usadas na indústria de abrasivos, pois sua dureza está na ordem de 7 a 8 na escala de *mohs*, e são utilizadas comumente na confecção de correias, tiras e discos de lixas. Utilizado ainda na filtragem de água, a mesma é misturada a outros minerais em sistemas de filtração de água com o intuito de remover as impurezas

e transformar água não potável em potável. Por fim, um dos usos comuns é como jato de corte, onde materiais diversos são cortados sem a utilização de uma lâmina real. Isso é feito através da alta velocidade e da pressão da água misturada com materiais abrasivos, comumente este material abrasivo é triturado e misturado com minerais de granada (MYERS; ANDERSON, 1995).

Esse mineral é comumente encontrado em paragnais-ses do Complexo Colorado e afloram na porção sudoeste da área do projeto, especificamente nas proximidades da cidade de Colorado do Oeste-RO, na linha 5 (cinco). Devido suas características, bem como sua presença nos paragnais-ses, classifica-se essa granada como almandina - $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{Si}_3\text{O}_{12})$ e devido sua expressiva área de ocorrência, torna-se uma área potencial.

6.2.5. Rochagem

De acordo com Pádua (2012) a rochagem é uma técnica de fertilização baseada na adição de pó de determinados tipos de rocha, resíduos de mineração, garimpo e metalurgia, passíveis de serem utilizados na agropecuária com efeitos benéficos na fertilização, na correção e ou no condicionamento do solo, ou seja, materiais com a capacidade de alterar positivamente a fertilidade dos solos sem afetar o equilíbrio do ambiente.

O Brasil é considerado uma grande potência nos setores da agricultura, silvicultura e pecuária, ocupando posição de destaque em relação aos países desenvolvidos e emergentes. Entretanto, os solos brasileiros, de forma geral, são ácidos, empobrecidos pela ação do intemperismo, carentes, principalmente em fósforo e potássio.

Para compensar essa carência, é preciso elevado investimento em fertilizantes e corretivos. Torna-se necessária, então, a importação de grande parte dos fertilizantes ou de suas matérias-primas, já que a produção nacional da maior parte destes produtos é insuficiente. Segundo dados da Associação Nacional para

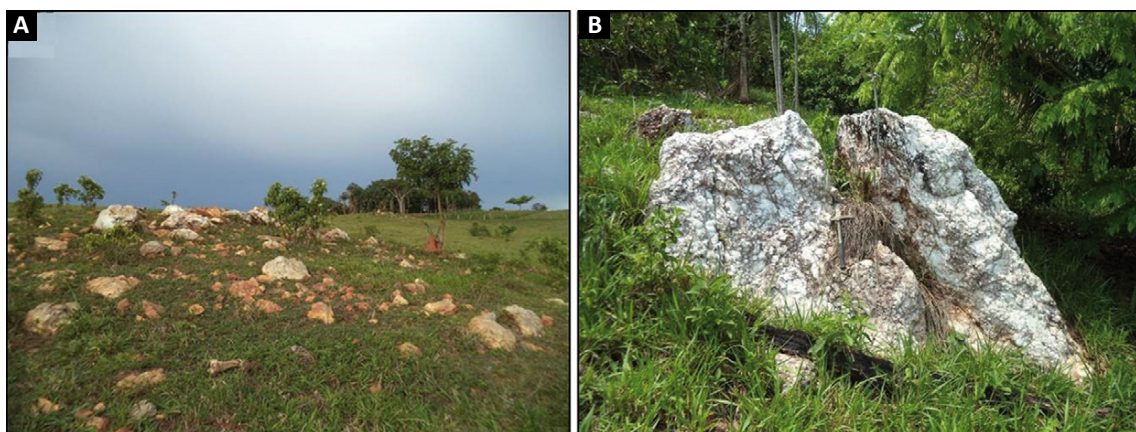


Figura 6.7 - A) Mega veio de quartzo sustentando morrotes, aflorando como matacões (Afloramento 4308-WN-004); B) Detalhe dos veios na variedade de quartzo leitoso, aflorando em encosta de morrote (Afloramento 4308-TJ-066).

Difusão de Adubos - ANDA, 73% do nitrogênio, 54% do fósforo e 92% do potássio consumidos no Brasil foram comprados de outros países.

A utilização de agrominerais no Brasil é de extrema importância, pois desde 2003 pesquisadores, instituições e governantes (MME, MCTI, Embrapa, MADER/UnB, DNPM e CPRM) vem desenvolvendo parcerias e estudos para entender qual a melhor forma de ser utilizado esse pó de rocha na agricultura.

A aplicação de agrominerais ao solo proporciona a liberação lenta e contínua de nutrientes durante todo o ciclo da cultura. Com respeito aos nutrientes, estes se classificam em: macronutrientes primários: N, P e K; macronutrientes secundários: Ca, Mg e S; e micronutrientes: Fe, Mn, Cu, Zn, B, Cl, Mo, Ni, Na e Si. A liberação lenta e contínua tem a vantagem da planta encontrar durante todo o seu ciclo os nutrientes necessários para seu desenvolvimento.

Neste enfoque, minerais provenientes das rochas contêm a maior parte dos nutrientes necessários para o crescimento e desenvolvimento de plantas. Em geral, os nutrientes fornecidos pelas rochas com cunho nutritivo para as plantas são potássio, fósforo, cálcio, magnésio e enxofre, além de alguns micronutrientes, como

silício e elementos-traços (THEODORO; LEONARDOS; ALMEIDA, 2010).

Neste caminho, durante o desenvolvimento deste Projeto foram detectadas rochas com indícios de potencial nutritivo para a agricultura, com destaque para o basalto, dacito, riolito e rocha máfica/ultramáfica (Figura 6.8), essas rochas são portadoras de elementos fortemente nutritivos para os vegetais, como os elementos Ca, Mg, K e Si.

O basalto assim como as rochas máficas/ultramáficas, afloram com significativa expressão, principalmente na porção noroeste da área estudada. Suas características são importantíssimas para a agricultura, o produto de sua decomposição já é largamente conhecido e utilizado, pois gera uma argila de coloração avermelhada, que origina solos férteis, a famosa terra roxa, ricas em cálcio e magnésio.

O riolito e o dacito são ricos em potássio e sílica, classificados como macronutriente e micronutriente, respectivamente, e desempenham papel fundamental no desenvolvimento adequado dos vegetais.

O uso da rochagem possui um grande potencial, pois essa técnica vem complementar o uso de fertilizantes químicos, reduzindo os custos e gerando menor impacto ambiental.

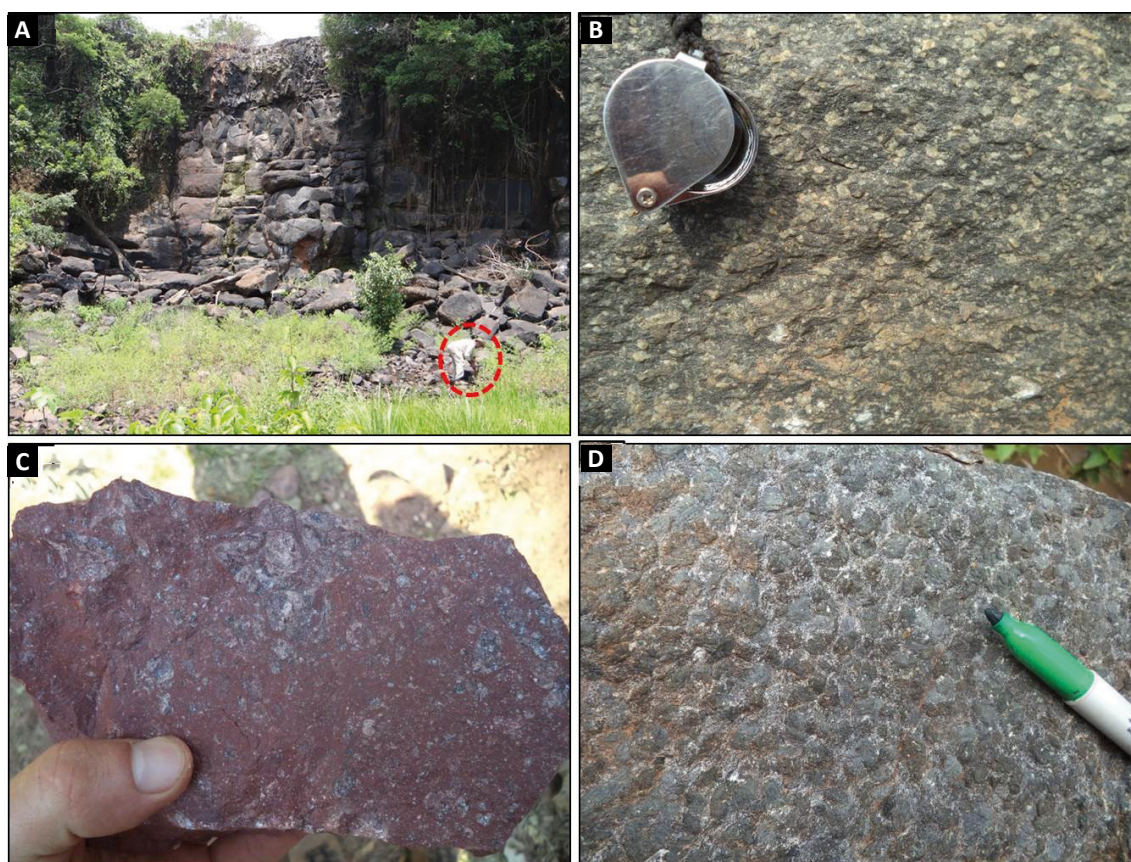


Figura 6.8 - Aspectos de afloramento e texturais das rochas potencialmente nutritivas e que podem ser aproveitadas como pó de rocha na agricultura: A) Afloramento de basalto (Amostra GS-R-137), elipse em vermelho demarca a escala; B) Detalhe do aspecto textural do Dacito (Amostra GS-R-62); C) Riolito (Amostra CE-R-60); D) Textura grossa de rocha ultramáfica (Amostra CE-R-63).

7. GEOFÍSICA

O presente capítulo trata da abordagem técnica dos dados geofísicos utilizados no Projeto Novas Fronteiras - Sudeste de Rondônia. A aerogeofísica (magnetometria e aerogamaespectrometria) traz a luz o entendimento regional e dos grandes domínios estruturais. Adicionalmente, tem-se melhor entendimento do arcabouço tectônico da área de estudo através da interpretação de perfis gravimétricos em áreas chave.

7.1. AEROGEOFÍSICA

7.1.1. Materiais e métodos

A área de estudo é recoberta pelo levantamento aerogeofísico Sudeste de Rondônia, executado pelo consórcio LASA Engenharia e Prospecções S.A./ Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas LTDA., a serviço da CPRM/SGB - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Serviço Geológico do Brasil. O aerolevantamento ocorreu durante os anos de 2005 e 2006 e cobre a porção sudeste do Estado de Rondônia e parte do extremo noroeste do estado de Mato Grosso, constando do recobrimento de 93.189,12 km de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos (Figura 7.1).

7.1.2. Processamento

Os dados do aerolevantamento Sudeste de Rondônia foram pré-processados pela equipe de aquisição. Estes foram obtidos em linhas de voo com direção N-S, distantes entre si em 500 metros numa altura nominal de 100 metros em relação ao terreno, transformados para o formato de malha regular (*grid*) usando o interpolador bidirecional do programa Oasis Montaj com células de interpolação de 125 metros (valor referente a ¼ do espaçamento entre as linhas de voo).

7.1.2.1. Magnetometria

Os produtos obtidos pelos dados da aeromagnetometria foram gerados a partir do Campo Magnético Anômalo (CMA) resultado da diferença entre o Campo Magnético Total (CMT) e o Campo Geomagnético de Referência (*IGRF: International Geomagnetic Reference Field*). A partir do CMA foram gerados os produtos: derivadas horizontais (DX e DY), derivada vertical (DZ), amplitude do gradiente horizontal total (SALEM *et al.*, 2008), amplitude do sinal

analítico (ASA; NABIGHIAN, 1972) e inclinação do sinal analítico (ISA; MILLER; SINGH, 1994; SALEM *et al.*, 2008). A partir da interpretação qualitativa destes produtos foram gerados o mapa de lineamentos magnetométricos e o mapa de domínios magnéticos, apresentados a seguir.

7.1.2.2. Gamaespectrometria

Os valores de concentração obtidos na gamaespectrometria são derivados de uma relação direta da intensidade de radiação captada, transformada em equivalentes de concentração por modelos matemáticos, estes valores geralmente são de uso qualitativo e requerem certo processamento para eliminar inconsistências geoquímicas. Os mapas de radioelementos foram gerados a partir da interpolação do banco de dados utilizando o método de Mínima Curvatura (BRIGGS, 1974) devido ao favorecimento das anomalias radiométricas ao longo da direção das linhas de voo (IAEA, 2003). Os canais dos três radioelementos (potássio, em porcentagem; tório equivalente, e urânio equivalente, em partes por milhão) são a base de todo o processamento e os produtos finais para análise são as imagens ternárias em falsa cor RGB e CMY (SAUNDERS *et al.*, 1993).

7.1.3. Interpretação

7.1.3.1. Magnetometria

A extração dos lineamentos magnetométricos foi realizada a partir da interpretação qualitativa dos produtos DZ e ISA, que sintetizam feições lineares em profundidades distintas e representam o arcabouço estrutural da região do estudo. Apoiados nestas observações foram definidos três domínios de padrões estruturação (Figura 7.2). O padrão de estruturação D1 é predominante na área de estudo, porém parte considerável dos lineamentos está coberta por sedimentos cenozoicos da bacia do rio Guaporé. As estruturas D1 apresentam geometria sinuosa com direção preferencial N50W com grande parte de suas terminações flexionadas para NE. A morfologia destes lineamentos sugere movimentação sinistral observadas nas grandes zonas de cisalhamento dúcteis e crenulação sin-tectônicas que paralelizam as estruturas prévias.

O domínio de estruturação D2 é associado a lineamentos com *trend* NNW observados na porção sudeste da área de pesquisa. As feições lineares truncam as

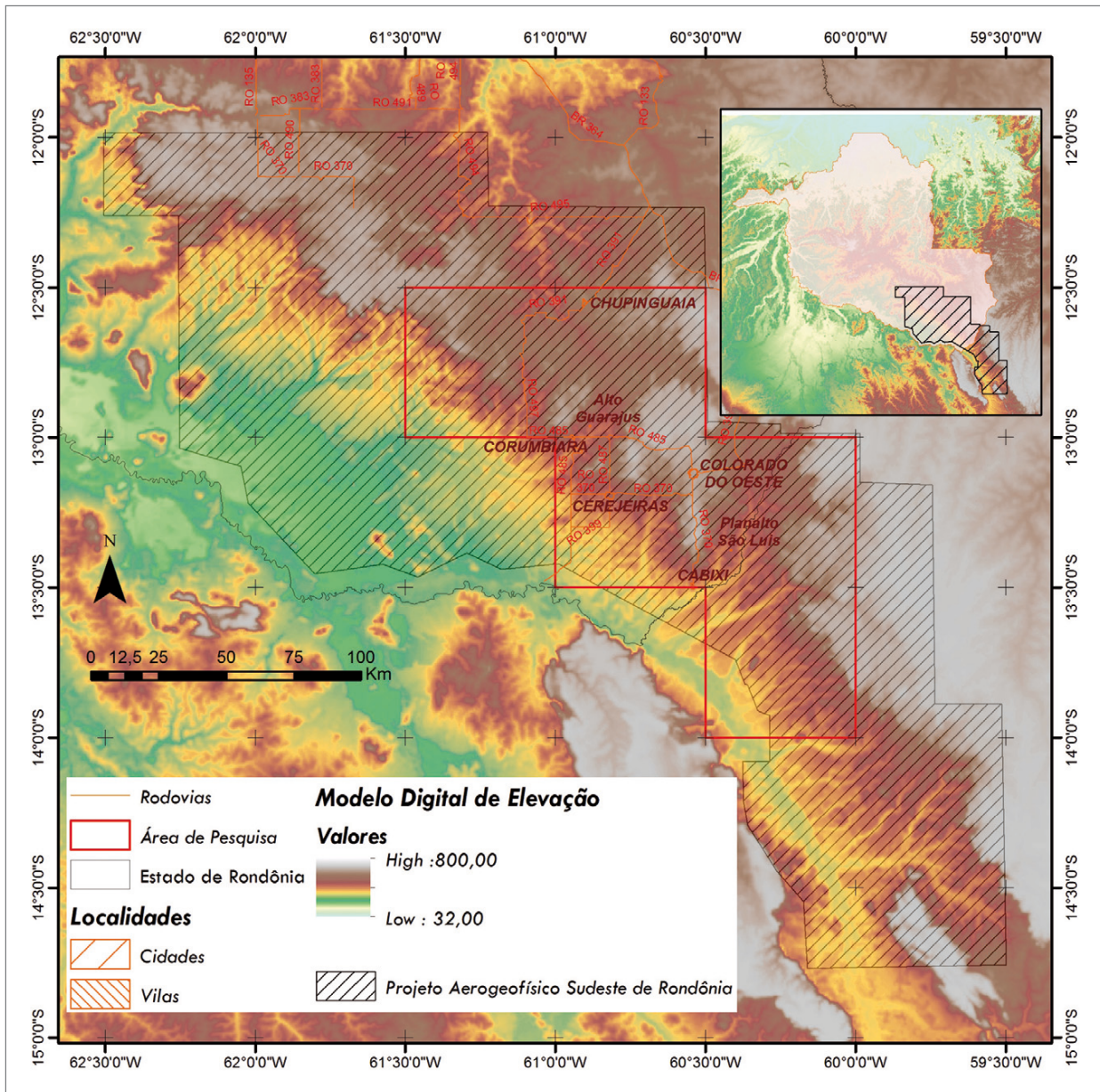


Figura 7.1 - Mapa de localização da área de estudo e do Aerolevantamento Sudeste de Rondônia. Na região do limite Brasil/Bolívia é mantido uma distância de 10 quilômetros de margem da fronteira. O mapa de detalhe mostra a proporção do aerolevantamento em relação ao Estado de Rondônia.

estruturas em D1, tem como característica o forte gradiente magnético que delimita dois segmentos crustais. Os grandes domínios magnéticos têm feições tectônicas relacionadas ao *trend* estrutural do lineamento Rio Vermelho, no Terreno Jauru relacionado à Orogenia Sunsás.

O domínio D3 é relacionado às estruturas rúpteis e caracterizado por grandes lineamentos retilíneos N35E, EW, N50W e N20W, cortando toda a área de estudo. Em determinadas regiões estes lineamentos aproveitam parte da estruturação dúctil principal. É observado um sistema de faturamento em par cisalhante NNW-SSE e NNE-SSW caracterizado em lineamentos retilíneos de menor tamanho.

A partir dos dados da Amplitude do Sinal Analítico foram gerados cinco intervalos de domínios

magnetométricos, esses intervalos refletem grandes áreas com padrões de anomalias magnéticas distintas (Figura 7.3). O padrão de domínios de alta amplitude é observado em pontos por anomalias irregulares e algumas com formato circulares. São observadas anomalias alongadas na direção NE. Grandes domínios com assinaturas magnéticas estão alongados nas direções EW, NE/SW e NW/SE, e uma anomalia circular com 4 km de diâmetro localizada na porção central da área.

O domínio de assinaturas de média a alta amplitude é marcado por anomalias magnéticas pequenas em meio à textura rugosa, algumas anomalias alongadas que sugerem uma inflexão das estruturas magnéticas de N50W e N35E, marcando grandes domínios de estruturas.

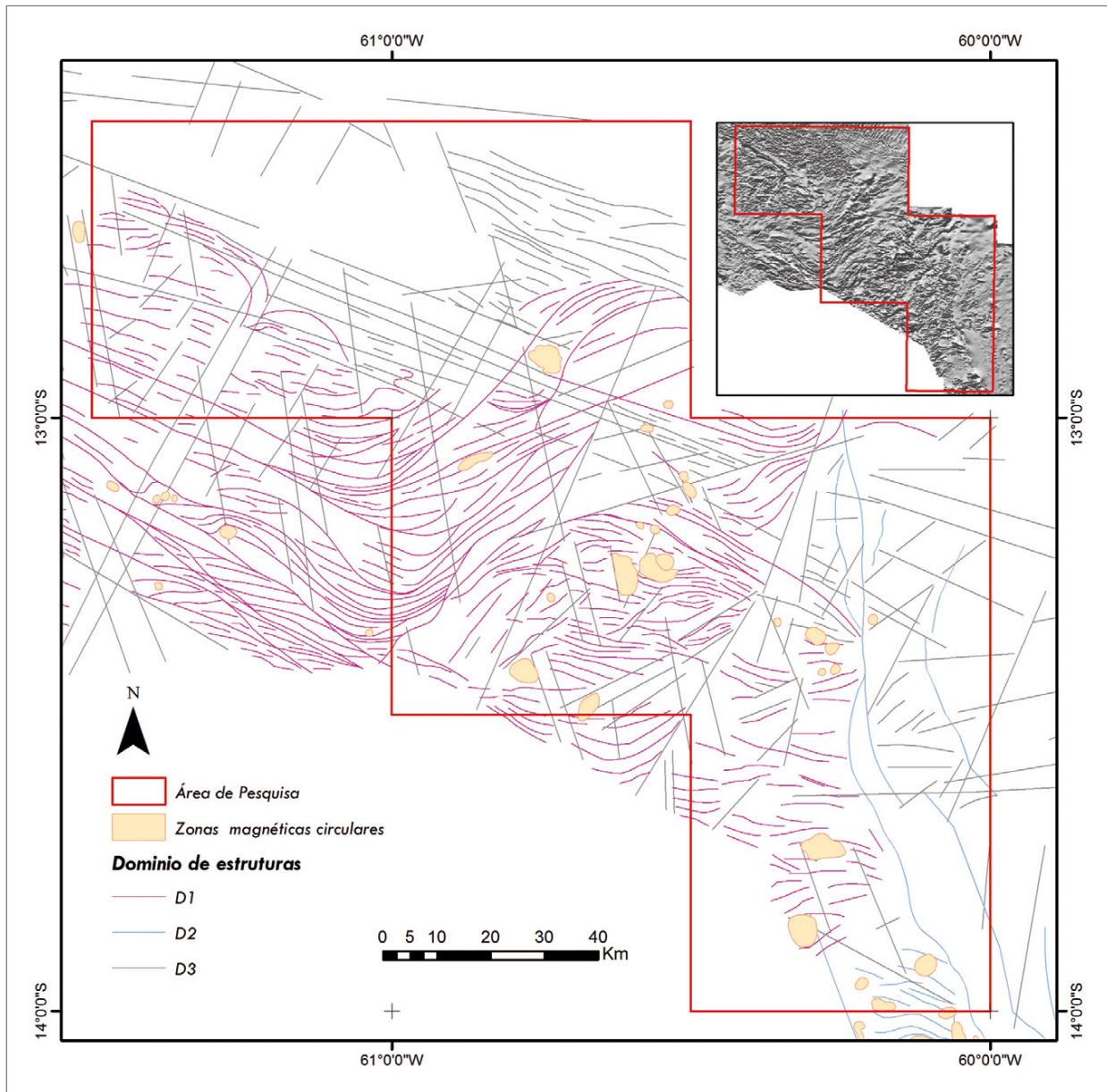


Figura 7.2 - Mapa de domínios de lineamentos magnetométricos interpretados a partir das derivadas e da inclinação do sinal analítico. No mapa de detalhe é apresentada a primeira derivada horizontal.

Algumas anomalias deste domínio são alongadas na direção N50W com extensão de até 40 km.

Domínios com predominância de média amplitude apresentam anomalias formando a periferia de domínios de maior amplitude. Estes domínios apresentam feições curvadas impostas pela deformação seguindo o *trend* local. Os domínios de média à baixa e baixa amplitude ocorrem por toda a área de trabalho, em formatos de grande dimensão, e representam arcabouço geológico com relevo magnético menos rugoso.

7.1.3.2. Gamaespectrometria

O mapa de domínios gamaespectrométricos foi confeccionado a partir da composição ternária RGB

dos canais de potássio [K], tório [eTh] e urânio [eU]. As classes do produto foram conformadas segundo a expressividade do sinal de cada radioelemento, e produziram faixas de valores baixos, médios e altos. Estas combinações de intensidade dos três canais produziram 27 domínios gamaespectrométricos, a partir deste arranjo, os domínios gamaespectrométricos são interpretados e correlacionados com os litotipos aflorantes na região (Figura 7.4).

Unidades radiométricas com alta concentração nos três radioelementos são relacionadas às zonas externas dos plútons das suítes Cerejeiras e Alto Escondido, assim como xistos e paragneisses do Complexo Colorado, mesclados às injeções graníticas concordantes à foliação metamórfica. As drenagens largas que carregam grande

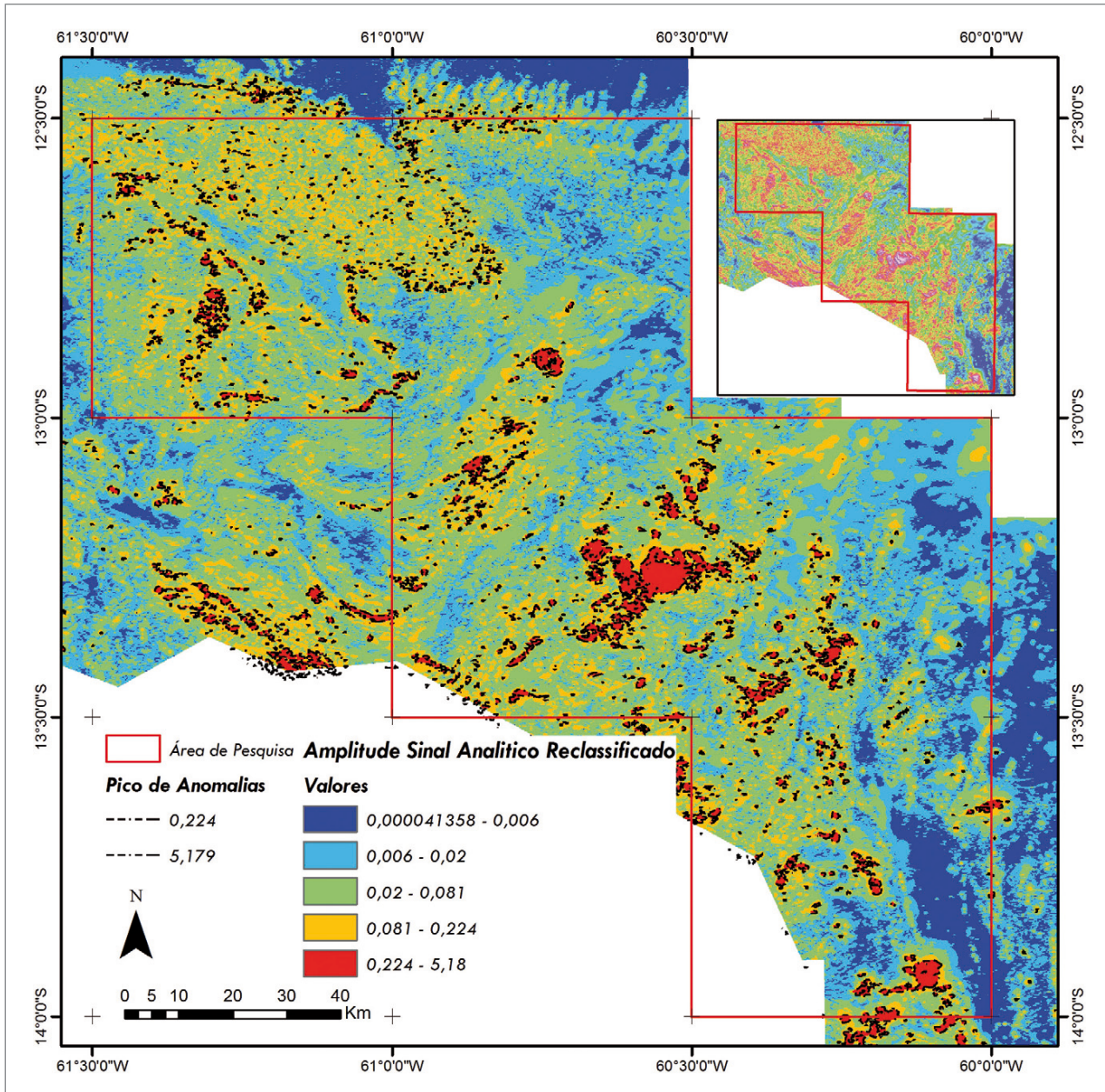


Figura 7.3 - Mapa de domínios magnéticos a partir da reclassificação da Amplitude do Sinal Analítico. A variação da diferença magnética baseada na textura dos domínios magnéticos. Na imagem menor se destaca a imagem da amplitude do sinal analítico.

quantidade de sedimentos (vale do Rio Escondido) são enriquecidas em K e eTh e moderadamente depletadas em eU. As coberturas fanerozoicas da bacia do rio Guaporé (porção sudoeste da área de trabalho), assim como às rochas da Formação Utiariti cobrem grande parte da área de estudo e podem ser atribuídas às unidades enriquecidas em eTh, porém variando em relação aos demais elementos.

Unidades radiométricas depletadas nos três radioelementos recobrem rochas máficas e ultramáficas da Suite Andreazza. Os basaltos da Formação Anari e o solo decomposto de origem desta rocha representa rochas depletadas em K e com concentrações medianas de eTh e eU.

7.2. GRAVIMETRIA

A utilização da gravimetria terrestre partiu da necessidade de estabelecer relações tectônicas da arquitetura da Faixa Alto Guaporé com o Terreno Jauru, na intenção de propor modelos de interação geodinâmicos para região de estudo e determinar a geometria da zona de sutura do Guaporé. Por consequência ainda se ampliou a cobertura gravimétrica da região da Faixa Alto Guaporé.

Foram realizados quatro perfis gravimétricos regionais, no sentido leste-oeste, visando à modelagem da assinatura crustal da estrutura da Zona de Sutura do Guaporé (RIZZOTTO *et al.*, 2013). A modelagem dos dados

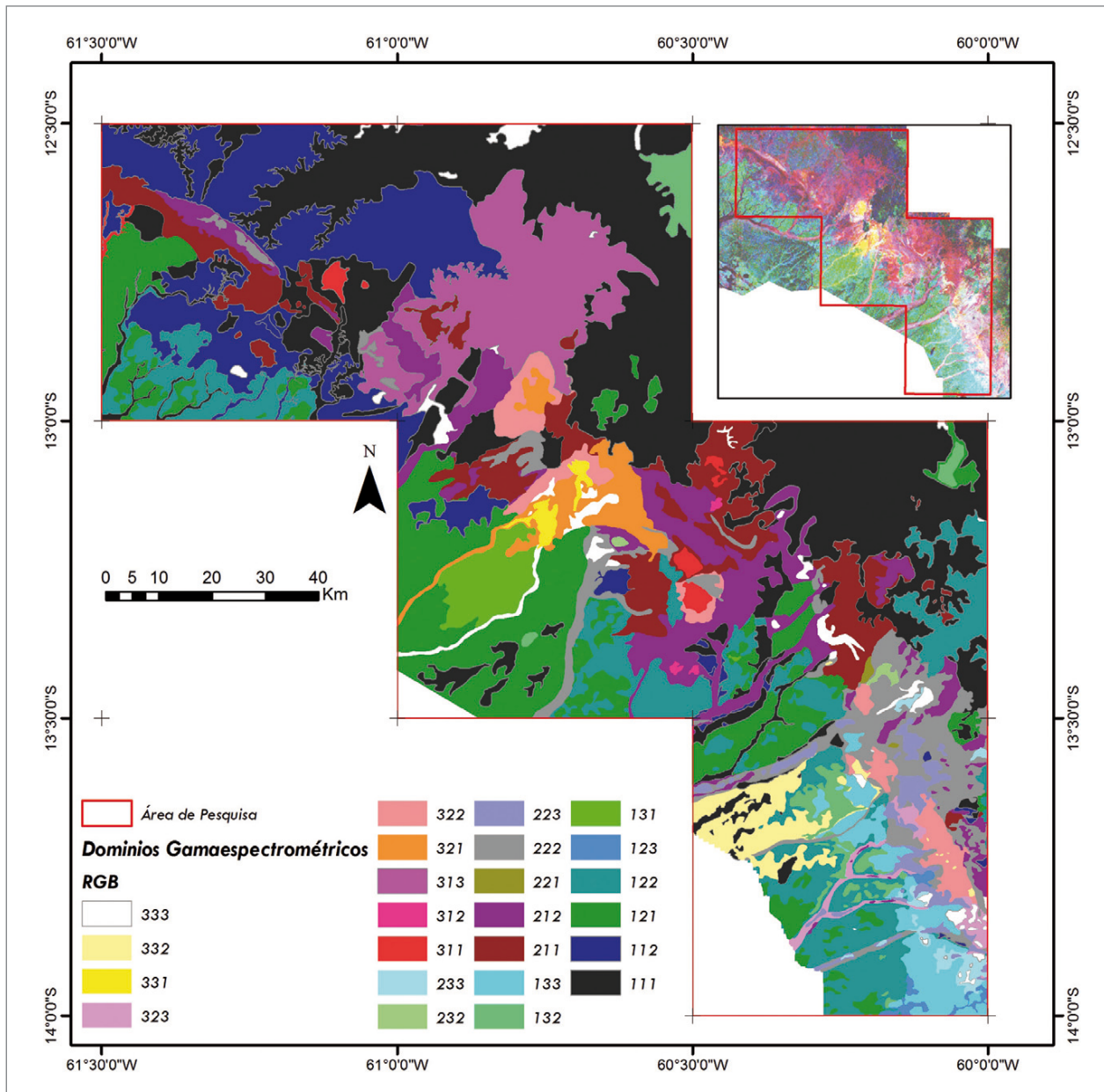


Figura 7.4 - Mapa de domínios gamaespectrométricos reclassificados a partir da intensidade do sinal de cada radioelemento (K - eTh - eU), compreendendo várias faixas de valores associados a cada canal (baixo – médio e alto). No detalhe, mapa de composição ternária RGB da área de pesquisa..

gravimétricos, busca elucidar a questão do limite e da natureza do contato tectônico entre o Terreno Jauru e a Faixa Alto Guaporé.

7.2.1. Materiais e métodos

A técnica para execução do levantamento gravimétrico teve início com a investigação das informações cartográficas na área de pesquisa, desta forma identificando as preferíveis rodovias e vias de acesso para a realização de perfis transversais ao eixo principal da Zona de Sutura do Guaporé (Figura 7.5). Foram utilizadas imagens Landsat 8, dados SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*)

com resolução espacial horizontal de 30m e erro vertical de 20m e material da base cartográfica do Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM).

Para a aquisição gravimétrica foi utilizado o gravímetro Scintrex CG-5, para este tipo de equipamento é necessário obter o valor da gravidade absoluta a partir de uma estação gravimétrica conhecida e neste levantamento foram utilizadas as estações gravimétricas do Observatório Nacional (ON).

Para os perfis de Vilhena e Comodoro, foram utilizadas as bases gravimétricas do Observatório Nacional, localizadas na entrada principal da Universidade Federal de Rondônia (UNIR) e próximo do posto de combustível na

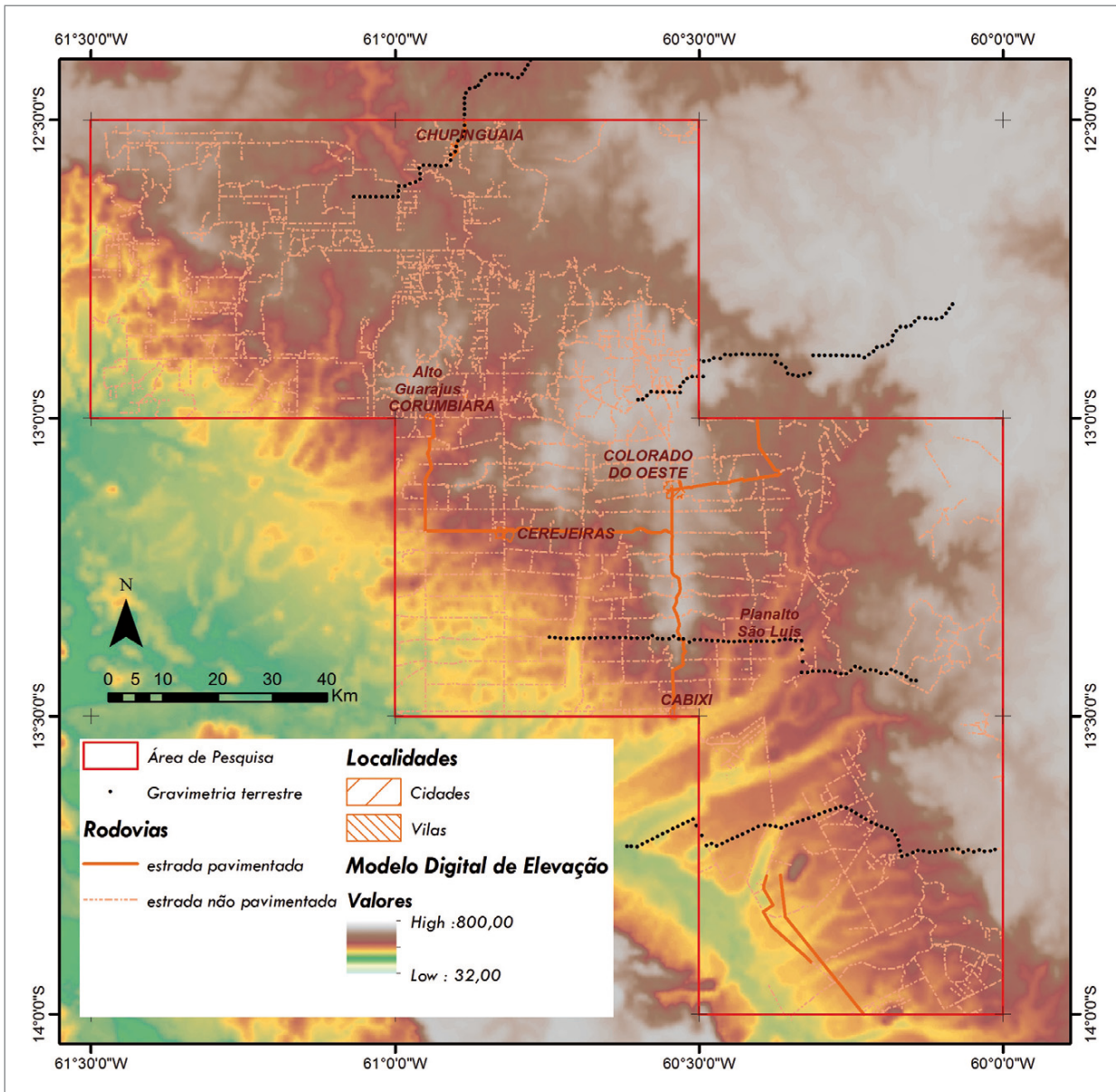


Figura 7.5 - Mapa de localização dos perfis gravimétricos e da área de trabalho (polígono preto) e contexto tectônico com os terrenos adjacentes..

entrada da estrada de acesso para Chupinguaia, BR-364. Para execução do perfil 1, foi executada uma transferência de base para o Hotel Rota Norte, na cidade de Chupinguaia, facilitando a questão logística operacional. Outra transferência ocorreu da estação base “Vilhena” para o “Hotel Jirau”, em Colorado do Oeste (execução do Perfil 3). O procedimento de transferência de base consiste em leituras intercaladas e consecutivas entre a base de referência e a base estabelecida. Visando ter o melhor dado possível, o erro instrumental aceito durante a transferência foi da ordem de 0,008 mGal.

Durante a coleta dos dados gravimétricos foi realizado o levantamento planialtimétrico em todas as estações. O equipamento utilizado foi de sistema GPS Diferencial GTR-G² receptor GNSS da Tech Geo LTDA. Como referência

foi utilizada a estação planialtimétrica de Colorado do Oeste (ROCD - SAT 96047) da RBMC - Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS, como medida de segurança as distâncias das bases às respectivas estações de referência não são superiores a 150 km de raio em relação às estações DGPS base. Neste trabalho foram realizadas 305 estações gravimétricas e planialtimétricas e os dados obtidos pelo rastreamento do par DGPS foram processados no *software* GTR processor 2.94 obtendo-se informações planialtimétricas com erro de posicionamento não superior a 10 cm nos planos horizontais e vertical.

A porção sudeste de Rondônia possui cobertura gravimétrica mínima, com poucas estações gravimétricas medidas, concentradas ao longo das principais rodovias.

Estes dados são do levantamento básico do BNDG (Banco Nacional de Dados Gravimétricos). Devido ao fato da inexpressível cobertura gravimétrica da região, foram utilizados dados de satélites gravimétricos para o entendimento do arcabouço gravimétrico regional (Figura 7.6).

7.2.2. Correções gravimétricas

Os dados adquiridos foram anotados em registro físico associado a cada leitura, simultaneamente foi preenchida uma planilha digital com as leituras gravimétricas de cada base ou estação e a posição planialtimétrica, obtidas através do GPS barométrico utilizado para orientação do levantamento. Tal procedimento permitiu a visualização em tempo real dos perfis, em grandeza de Anomalias Ar Livre e Bouguer, favorecendo entendimento geológico das formas de onda encontradas ao longo do perfil.

O banco de dados gravimétricos foi posteriormente importado pelo software Oasis Montaj para as correções iniciais dos dados que envolvem os efeitos de *drift* instrumental, altura do instrumento e latitude. A partir daí, foram calculados os valores de gravidade em cada estação de medida com base na estação gravimétrica de primeira ordem do ON com objetivo de gerar os mapas do campo de gravidade e suas anomalias Ar-Livre e Bouguer simples e completa.

7.2.2.1. Correção de deriva

A correção da variação instrumental é calculada com base no erro de fechamento entre a primeira e a última leitura na estação gravimétrica base de cada circuito

$$D = \frac{(L_{b2} - L_{b1}) - (G_{b2} - G_{b1})}{t_{b2} - t_{b1}}$$

onde D é a deriva em mGal/hora, L_{b1} e L_{b2} as leituras na base, t_{b1} e t_{b2} a hora das leituras e G_{b1} e G_{b2} os valores absolutos de gravidade em mGal.

7.2.2.2. Correção de latitude

Essa correção requer a gravidade teórica para o local de medida sobre o esferoide terrestre. A Fórmula Internacional de 1967 foi utilizada para o cálculo da gravidade teórica:

$$G_1 = 978031,846 \cdot [1 + 0,005278895 \cdot \text{sen}^2(l)] - 0,000023462 \cdot \text{sen}_4(l)$$

Onde G_1 é a gravidade teórica mGal para correção de latitude e l a latitude da estação.

7.2.2.3. Correção de elevação

A correção para diferentes elevações de estações de amostragem gravimétricas é realizada em três partes. A

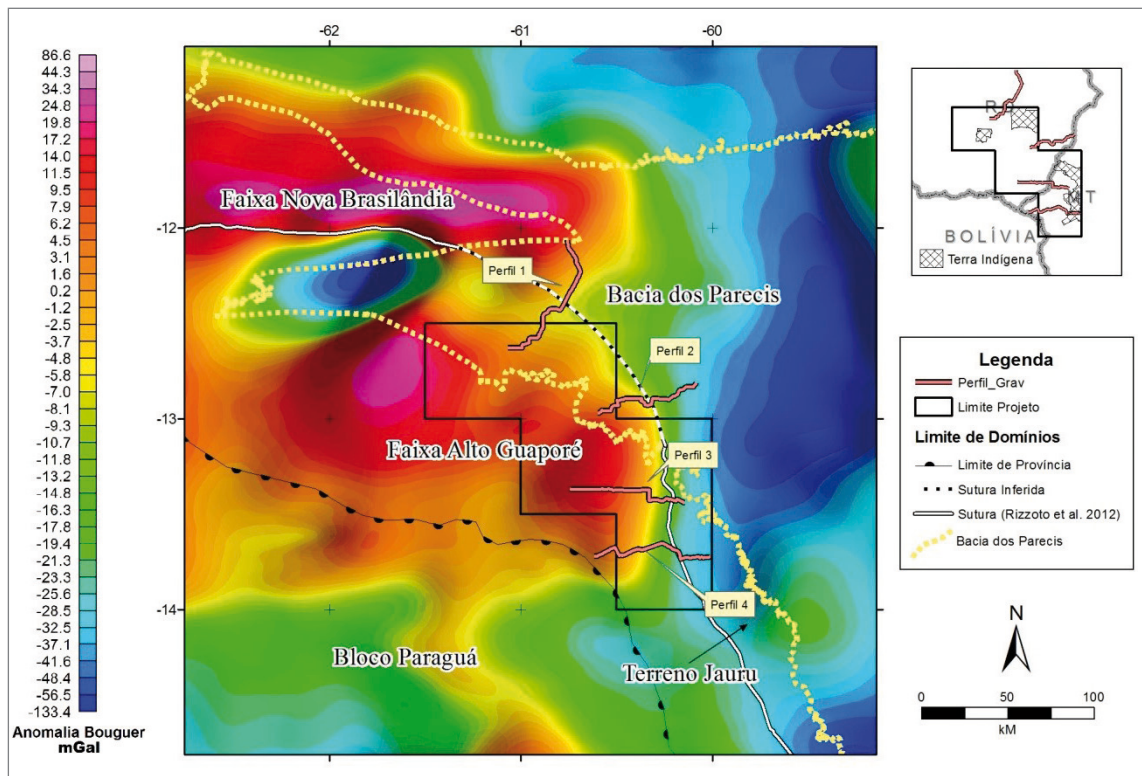


Figura 7.6 - Mapa gravimétrico de Anomalia Bouguer obtido através da redução dos dados do satélite TOPEX. Notar o grande gradiente gravimétrico entre as faixas Alto Guaporé e Nova Brasilândia e os terrenos adjacentes.

correção de Ar Livre corrige a diminuição da gravidade com a altura ao ar livre resultante da distância ao centro da Terra, de acordo com a lei de Newton. Para reduzir ao datum uma observação tomada na altura h .

$$FAC=0,3086h \text{ gu}$$

7.2.2.4. Anomalia Ar Livre

A correção Ar-Livre é calculada pela subtração do valor de gravidade teórica para correção de latitude da gravidade absoluta, adicionando a correção para a elevação da estação

$$G_{al}=G_a - G_l + 0,3086.h_e$$

onde GAL é a anomalia Ar-Livre em mGal, G_a a gravidade absoluta, G_l a gravidade teórica com a correção da latitude e h_e a elevação ou altitude ortométrica em metros.

7.2.2.5. Anomalia Bouguer

A anomalia Bouguer corrige a anomalia Ar-Livre para as massas topográficas que existem entre a elevação da estação de medida e o esferoide de referência

$$G_{ob} = G_{al} - 0,0419088 \cdot [p \cdot h_e + (\rho_a - p) \cdot (p_g - p_a) \cdot h_g]$$

onde G_{ab} é a anomalia Bouguer, G_{al} a anomalia Ar-Livre, ρ a densidade das rochas ($2,67 \text{ g/cm}^3$), h_e a elevação da estação (m), p_a a densidade da água (g/cm^3), h_a profundidade da água e do gelo (m), ρ_g a densidade do gelo (g/cm^3), h_g a espessura do gelo (m).

7.2.3. Interpretação regional

Após as primeiras correções dos dados gravimétricos levantados, foram integrados ao banco de dados às informações da base do levantamento regional do BNDG. Para uma primeira interpretação, foi confeccionado o mapa de Anomalia Bouguer a partir da interpolação dos dados em malha irregular (Figura 7.7), utilizando o método da curvatura mínima – RANGRID (BRIGGS, 1974; SWAIN, 1976).

7.2.4. Modelagem direta 2D

Os dados gravimétricos foram modelados através do aplicativo GM-SYS, parte do pacote do software Geosoft Oasis Montaj™, baseado nos algoritmos desenvolvidos por (TALWANI; HEIRTZLER, 1964; TALWANI M.; M., 1959; WON; BEVIS, 1987).

A modelagem direta compara e ajusta os valores de gravidade calculados para o valor observado que determina a densidade e geometria da fonte. No início da modelagem dos dados gravimétricos, para o limite crosta/manto foram considerados dados de estações

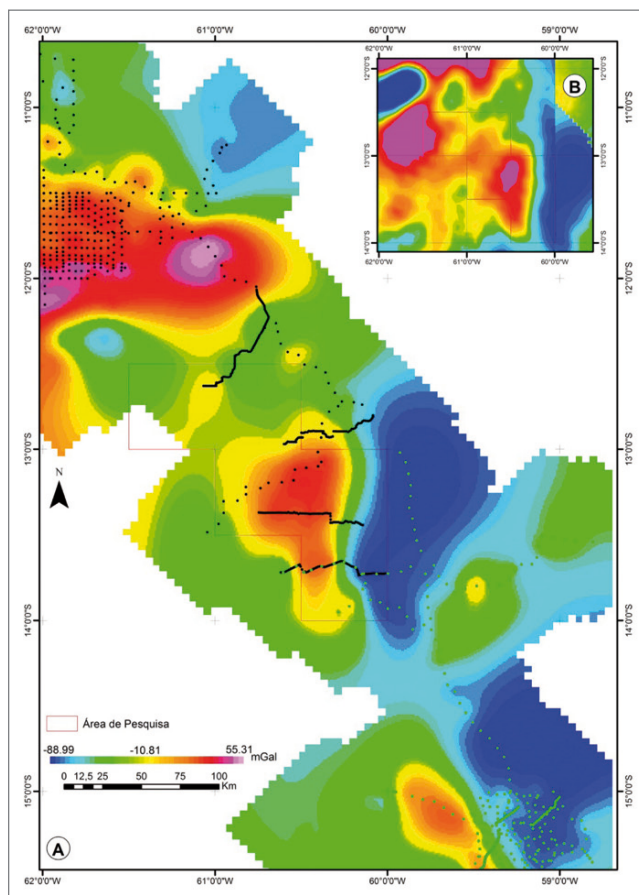


Figura 7.7 - Mapa de anomalias gravimétricas Bouguer com a localização das estações e perfis gravimétricos.

sismológicas da rede nacional de monitoramento (ALBUQUERQUE, 2017), estes dados mostram a mesma correlação dos trabalhos de caráter regional (MARIANI; BRAITENBERG; USSAMI, 2013; VAN DER MEIJDE; JULIÀ; ASSUMPÇÃO, 2013; TASSARA *et al.*, 2007),

É observada leve diferença de cerca de 2km da Faixa Alto Guaporé em relação ao Terreno Jauru. Esta informação permitiu o ajuste da configuração crosta inferior-manto superior. Para os dados de densidade foram levados em consideração uma média do tipo de rocha associado a cada litologia expostas na área de estudo (Tabela 7.1).

O perfil 01 é peculiar em relação aos demais perfis no tocante ao caráter geotectônico, principalmente as altas gravidades registradas. O perfil de anomalia Bouguer tem variação de -23,82 a 4,58 mGal (Figura 7.8). O início do perfil é marcado por um relativo alto gravimétrico, associado a feições crustais profundas, de baixa frequência, relativo à porção do domínio de anomalias regionais da Faixa Nova Brasilândia. Os limites entre o manto superior, crosta inferior e crosta superior estão aproximadamente a 38 km e 15km, respectivamente. Este modelo inicial determinado por dois blocos de densidade na crosta superior. Estes blocos são referentes às litologias sedimentares de idade proterozoica da Formação Fazenda da

Tabela 7.1 - Densidades dos blocos em relação aos domínios crustais e correspondentes unidades utilizadas na modelagem gravimétrica.

ESTRUTURA	DOMÍNIOS CRUSTAIS	UNIDADE GEOLÓGICA	LITOTIPO	DENSIDADE (G/CM ³)
Crosta superior	Faixa Alto Guaporé	Formação Anari	Basalto	
		Formação Salto das Nuvens	Arenito	2,45
		Formação Utiariti	Arenito	2,45
		Grupo Pimenta Bueno	Arenito	2,45
		Ultramáficas indefinidas	Rochas ultramáficas	2,70
		Suíte Igarapé Enganado	Granito	
		Suíte Igarapé Hermes	Metagabro	
		Complexo Colorado	Xisto	
		Complexo Colorado	Gnaisse	
	Terreno Jauru	Suíte Pindaituba	Granito	2,65
			Quartzito	2,77
		Complexo Rio Galera	Magnetita-quartzito	2,78
		Gnaisse	2,72	
Crosta intermediária	Faixa Alto Guaporé	-	-	2,78
	Terreno Jauru	-	-	2,71
Crosta inferior	Faixa Alto Guaporé	-	-	3,20
	Terreno Jauru	-	-	3,15
Manto superior	-	-	-	3,30

Casa Branca do Grupo Pimenta Bueno, Formação Salto das Nuvens, do Grupo Parecis e do basalto da Formação Anari, na porção final do perfil. A bacia sedimentar na porção mais profunda possui 5km, e 2km na porção mais rasa, marcado por diversas falhas normais.

O início dos perfis 2, 3 e 4 é marcado por um relativo baixo gravimétrico associado a feições crustais profundas, de baixa frequência e interpretado como Terreno Jauru. Os limites entre o manto superior, crosta inferior e superior estão em média aproximadamente a 38 km à 40km e 15km à 18km, respectivamente, com um pequeno degrau observado nos limites do Terreno Jauru com Faixa Alto Guaporé. Os perfis de anomalia *Bouguer* possuem uma variação de -38,13 à -3,41 mGal (perfil 02), -38,11 a 16,70 mGal (perfil 03) e -62,98 a 7,26 mGal (perfil 04).

O modelo inicial do perfil 2 é determinado por seis blocos de densidade na crosta superior. A principal feição deste perfil são os sedimentos da Bacia dos Parecis, relacionados às formações Utiariti e Salto das Nuvens em superfície e Grupos Pimenta Bueno em profundidade (Figura 7.9). O modelo inicial registra profundidade máxima de 5km para a Bacia dos Parecis, e marcado por diversas falhas normais ao longo do perfil. Pequenos corpos de natureza granítica de densidade 2,65 g/cm³

estão marcados ao longo do perfil. Dados aeromagnéticos mostram um grande corpo magnético cerca de 20 km do início do perfil, este corpo está cerca de 1,2 km de profundidade e densidade 2,7 g/cm³.

No perfil 03, a curva da anomalia Bouguer correspondente à Faixa Alto Guaporé tende a ficar plana, e com média de 9,41 mGal. Alguns picos de anomalias ao longo do perfil são relacionados a corpos de rochas possivelmente básicas, representados na alta frequência. O modelo inicial determinado por treze blocos de densidade na crosta superior. No Terreno Jauru dois grandes blocos referentes ao Granito Praia Alta (2,65 g/m³) e Complexo Rio Galera (2,72 g/cm³). Ao longo da Faixa Alto Guaporé são modelados litotipos de rochas supracrustais (gnaisses e xistos) do Complexo Colorado, rochas de composição básica das suítes Igarapé Hermes e Cidade do Colorado. Ao longo deste perfil é comum mapear lentes de quartzitos, magnetita quartzito e metacherts (Figura 7.10). Foram utilizados dados magnéticos para estimar a profundidade de fontes magnéticas. Os dados obtidos pela Deconvolução de Euler exibem nuvem de soluções com profundidade de até 5km, mostrando descontinuidades de natureza de fonte rasa do arcabouço estrutural nos diferentes blocos e uma anomalia de concentração de soluções na Zona da Sutura do Guaporé.

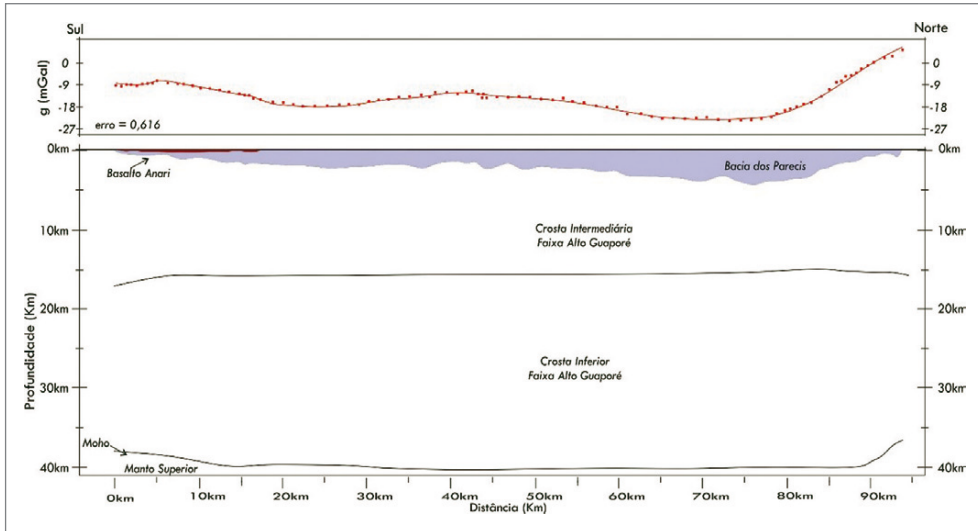


Figura 7.8 - Perfil de modelagem gravimétrica 2D – perfil 01.

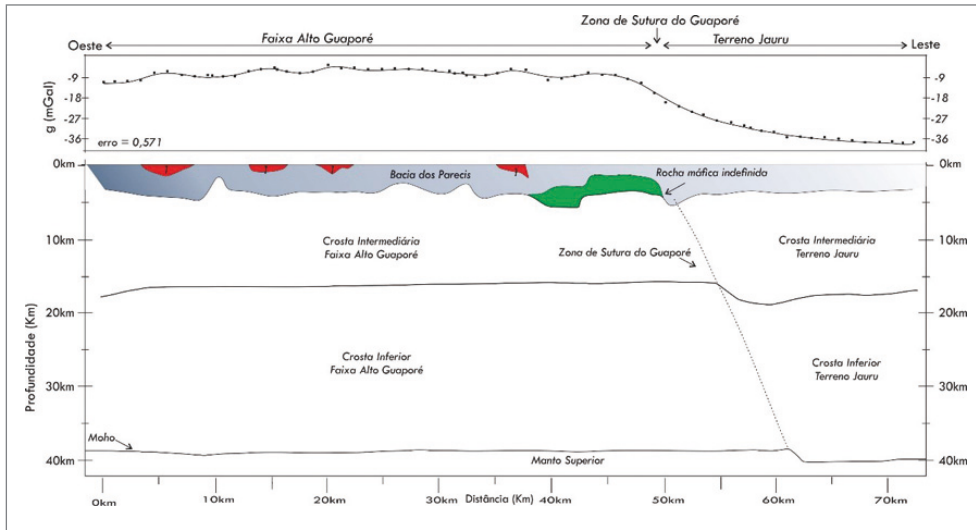


Figura 7.9 - Perfil de modelagem gravimétrica 2D – perfil 02.

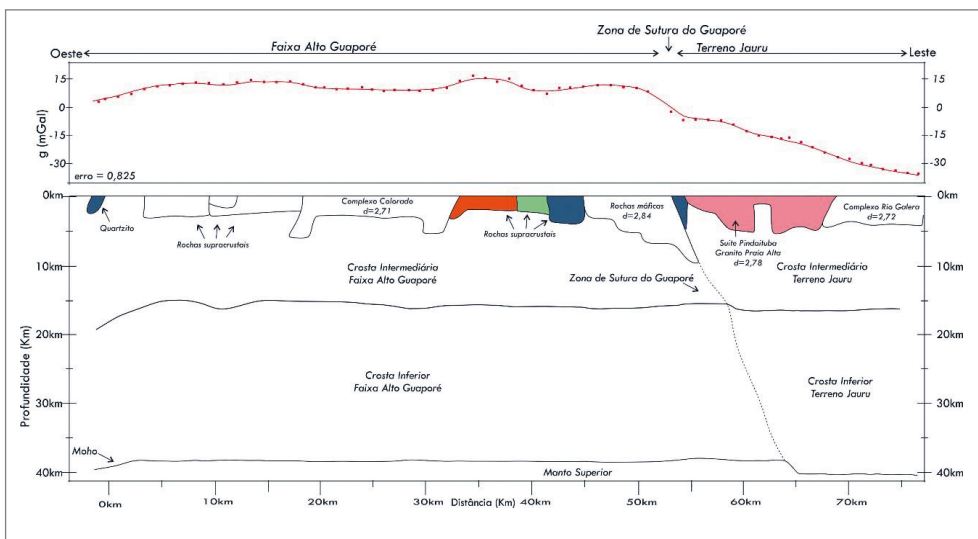


Figura 7.10 - Perfil de modelagem gravimétrica 2D – perfil 03

O sinal do perfil 04 na Faixa Guaporé tende a ficar plano com um leve aumento e com média 4,48 mGal. Ao fim do perfil, o sinal tende a baixar com a proximidade do Bloco Paraguá, na Bolívia. Este modelo inicial é determinado por quatorze blocos de densidade na crosta superior. No Terreno Jauru dois grandes blocos referentes ao Granito Praia Alta (2,65 g/m³) e Complexo Rio Galera (2,72 g/cm³). Ao longo da Faixa Alto Guaporé são modelados litotipos de rochas supracrustais (gnaiesses, xistos e quartzitos), granitos e rochas de composição básica de suítes intrusivas não mapeadas em superfície (Figura 7.11). Em campo é comum observar morrotes residuais

de quartzitos e magnetita quartzito. Também neste perfil foram utilizados dados magnéticos para estimar a profundidade de fontes magnéticas. Os dados obtidos por Deconvolução de Euler exibem nuvem de soluções com profundidade de até 5km, mostrando descontinuidades de natureza de fonte rasa do arcabouço estrutural nos diferentes blocos e uma anomalia de concentração de soluções na Zona da Sutura do Guaporé.

Nos perfis onde é registrada a ocorrência da zona de sutura (perfis 2,3 e 4) é observada a anomalia magnética negativa inversamente proporcional a anomalia gravimétrica.

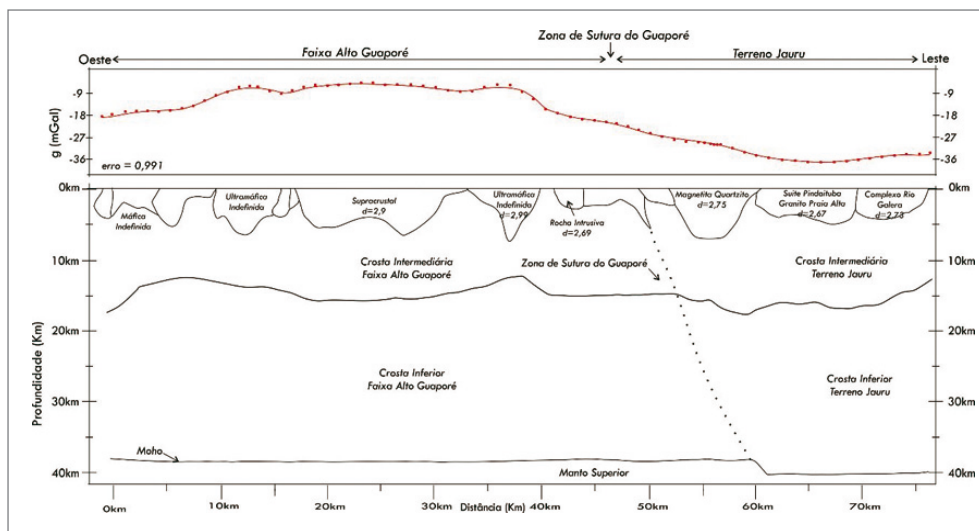


Figura 7.11 - Perfil de modelagem gravimétrica 2D – perfil 04.

8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

As novas informações levantadas neste projeto representam avanço no conhecimento geológico do sudoeste do Cráton Amazônico e consolida hipóteses anteriores acerca da sua evolução tectônica. Porém, são necessários estudos mais detalhados no que diz respeito à origem e mecanismos de formação do magmatismo félsico ectasiano que ocorre na porção central da área de trabalho. Da mesma forma, não está clara a relação entre os Domínios Tectono-Estruturais da Faixa Alto Guaporé e seu significado genético, pois parecem envolver estágios distintos de deformação, assim como agrupam rochas também de natureza distintas.

Os contornos tectônicos da Faixa Alto Guaporé começam a ser delineados, com o surgimento de indícios que indiquem para divisão de uma bacia de retro-arco. Porém, não está claro o ambiente de formação do Complexo Colorado e levantamos aqui algumas hipóteses, entre elas a de que estas rochas sejam o metamorfismo de uma sequência de bacia ante-arco. Recomenda-se, portanto, mais estudos de proveniência em rochas metassedimentares, visando mapear as zonas com contribuição sedimentar diferentes.

A separação cartográfica dos Complexo Trincheira e Suíte Andreazza não representa perda para a interpretação de que a primeira unidade compõe uma sequência ofiolítica. Reafirma-se que existem diferenças de natureza geoquímica, metamórfica e de deformação, porém, devido ao Complexo Trincheira não possuir idade de cristalização definida (após a separação a idade restante para esta unidade é de zircões metamórficos), assume-se que são necessários estudos complementares neste objetivo. Da mesma forma, o Plagiogranito Fazenda Olga também parece estar envolvido com a evolução de sequências ofiolíticas, sendo interpretado aqui como granitos de cordilheira oceânica.

O mapeamento realizado na área do projeto com o auxílio da prospecção geoquímica e do levantamento aerogeofísico, permitiu atualizar e aperfeiçoar o entendimento das unidades cartografadas na área, bem como os recursos minerais ali existentes. A região abrangida mostra uma diversidade no potencial mineral, englobando as já conhecidas mineralizações primárias de ouro, associadas a veios de quartzo encaixados em rochas metabásicas e xistos, em zonas de cisalhamento dúctil-rúptil, as ocorrências de níquel laterítico associados às rochas ultramáficas presentes nos prospectos de Morro Sem Boné e Morro do Leme, matérias primas para

emprego direto na construção civil como areia, seixo, brita, argila, rocha ornamental e material de revestimento de estradas.

No entanto, novas ocorrências e indícios foram detectados durante o desenvolvimento dos trabalhos. Neste sentido, análises químicas realizadas em rochas máfico-ultramáficas indicaram teores relevantes de cromo, níquel, e cobalto, além de teores menores, mas ainda expressivos, em cobre e vanádio. Essas novas ocorrências encontram-se hospedados em gabros, gabronoritos, tremolititos, websteritos e bronzititos, parcialmente metamorfizados em fácies xisto verde alto.

Foi descoberto ainda indício de manganês de alto teor, associado com rocha vulcânica, classificada como riolito. As ocorrências de manganês afloram comumente na forma de matacão, apresentam textura maciça, coloração preta, sem deformação, possui textura inequigranular, formado basicamente por cristais com hábito fibroso, por vezes fibro-radial, classificado por petrografia de luz refletida como a pirolusita (MnO_2). Análise química empregada nesse manganês de alto teor indica possíveis vantagens para aplicação nas indústrias do aço e fertilizantes devido à elevada razão Mn/Fe e baixo teor de fósforo. Neste enfoque, os dados obtidos até o presente são insuficientes para se determinar a tipologia do indício. As possibilidades de gênese são: supergênica, sedimentar ou hidrotermal. Não há rochas sedimentares próximas a esse indício, nem foi possível identificar perfis de intemperismo associados, desta forma, acredita-se que a gênese deste manganês seja de caráter hidrotermal, pois se assemelha as características descritas para o depósito de manganês hidrotermal descoberto recentemente no estado de Rondônia, em Espigão do Oeste, onde 50 mil toneladas de manganês foram produzidas nos últimos dois anos. Porém, dúvidas ainda persistem no que se refere a esses recursos minerais e desta forma, carecem de estudos mais detalhados.

Os dados de química mineral e petrografia indicam que as rochas do Complexo Trincheira, Complexo Colorado e da Suíte Igarapé Hermes estão metamorfizadas em fácies anfíbolito, mas em algumas litologias de expressão restrita o pico térmico alcança condições de fácies granulitos por transferência de calor de intrusões tardias, condicionadas a zonas de cisalhamento de alta temperatura ou devido a falhas regionais que colocam rochas mais quentes sobre rochas mais frias durante a fase colisional.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMY, A. (Org.). **Geodiversidade do estado de Rondônia**. Porto Velho: CPRM, 2010. 300 p., il. color. Programa geologia do Brasil. Levantamento da geodiversidade.
- ADÔRNO, R. R.; BAHIA, R.B.C.; GUIMARÃES, J.T.; SILVA, L.C. DA; SILVA, L.G. DA. **Avaliação do potencial de fosfato no Brasil, fase III: bacia dos Parecis, área Oeste, estado de Rondônia**. Porto Velho: CPRM, 2017. 67 p., il. color. (Informe de recursos minerais. Série insumos minerais para agricultura, 19). Disponível em: <<http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/18991>>. Acesso em 11 dez. 2018.
- ADÔRNO, R. R.; SILVA, L.G. DA; BUCH, T.; BAHIA, R.B.C.; ALMEIDA, M.E. Ocorrências inéditas de fosfato sedimentar na bacia dos Parecis em Rondônia: resultados preliminares, perspectivas e interpretações preliminares. **Informe Técnico**, Brasília, n. 4, p. 1-6, mar 2016. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/bitstream/doc/15585/3/inf_tec_4_fosfato_parecis_ro.pdf>. Acesso em: 11 dez. 2018.
- ALBUQUERQUE, D.F. **Estudos crustais nas regiões norte e centro-oeste do Brasil**. 2017. 72 f. Dissertação (Mestrado em geociências aplicadas) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2017.
- ANDERSON, J.L.; SMITH, D.R. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. **American Mineralogist**, Washington, DC, v. 80, p. 549–559, 1995.
- ANDRIOTTI, J.L.S. **Interpretação de dados de prospecção geoquímica com auxílio de estatística**. Porto Alegre, RS: CPRM, 2010. 67 p., il.
- ANUÁRIO ESTATÍSTICO DO BRASIL: 2014. Rio de Janeiro, RJ: IBGE, v.74, 2014. Disponível em: <http://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/periodicos/20/aeb_2014.pdf>. Acesso em: 10 jan. 2019.
- AUBRECHT, R.; MERES, S.; SYKORA, M.; MIKUS, T. Provenance of the detrital garnets and spinels from the Albian sediments of the Czorsztyn Unit (Pieniny Klippen belt, Western Carpathians, Slovakia). **Geologica Carpathica**, Berlin, v. 60, n. 6, p. 463–483, Dec. 2009.
- BACHELOR, R. A.; BOWDEN, P. Petrologic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 48, n. 1-4, p. 43–55, Mar. 1985.
- BAHIA, R.B.C.; MARTINS NETO, M.A.; BARBOSA, M.S.C.; PEDREIRA, A.J. Revisão estratigráfica da bacia dos Parecis, **Amazônia**. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 36, n. 4, p. 692–703, 2006.
- BAHIA, R.B.C. **Evolução tectonossedimentar da bacia dos Parecis, Amazônia**. 2007. xvi, 149 p. Tese (Doutorado) – Departamento de Geologia, Escola de Minas, Fundação Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2007.
- BARRETO, B. DE F.; COSTA, S.A. DE G. **Projeto Alto Guaporé: relatório final**. Goiânia: CPRM, 1974. 11 v.
- BARROS, A.M., SILVA, R.H. DA; CARDOSO, O.R.F.A.; FREIRE, F.A.; SOUZA JÚNIOR, J.J. DE; RIVETTI, M.; LUZ, D.S. DA; PALMEIRA, R.C. DE B.; TASSINARI, C.C.G. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. **Folha SD. 21 Cuiabá**. Rio de Janeiro: DNPM, 1982. p. 25–192. (Levantamento de recursos naturais, v. 26).
- BATEZELLI, A.; LADEIRA, F.S.B. Stratigraphic framework and evolution of the cretaceous continental sequences of the Bauru, Sanfranciscana, and Parecis basins, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 65, p. 1–24, Jan. 2016.
- BATHIA, M.R.; CROOK, K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, v. 92, n.2, p.181-193, 1986.
- BERGAMI, G.N.; PRADO, E.M.G.; SILVA, L.C.; IOLINO, G.T.G.; SOUZA, A.A.; SILVA, G.F.; OLIVEIRA NETO, W.L.; RODRIGUES, T.R.; QUADROS, M.L.E.S.; RIBEIRO, T.R.; OLIVEIRA, C.E.S.; CORRÊA, L.W.C.; VALENTIM DA SILVA, D.R.; ADÔRNO, R.R. **Áreas de Relevante Interesse Mineral: Evolução Crustal e Metalogenia da Faixa Nova Brasilândia, Estado de Rondônia**. Porto Velho, RO: CPRM, 2019. 195 p., il. color. (Informe de recursos minerais. Série províncias minerais do Brasil, 19).
- BETTENCOURT, J.S.; LEITE JUNIOR, W.B.; RUIZ, A.S.; MATOS, R.; PAYOLLA, B.L.; TOSDAL, R.M. The Rondonian-San Ignacio province in the SW Amazonian craton: an overview. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 29, n. 1, p. 28–46, Jan. 2010.
- BHATIA, M.R.; CROOK, K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, v. 92, n. 2, p. 181–193, Feb. 1986.
- BLUNDY, J.D.; HOLLAND, T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, v. 104, n. 2, p. 208–224, Feb. 1990.
- BOGER, S.D.; RAETZ, M.; GILES, D.; ETCHART, E.; FANNING, C.M. U-Pb age data from the Sunsas region of Eastern Bolivia, evidence for the allochthonous origin of the Paragua block. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 139, n. 3/4, p. 121–146, Sep. 2005.

- BOX, G.E.P.; COX, D.R. An analysis of transformations. **Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)**, London, v. 26, n. 2, p. 211–252, 1964.
- BOYNTON, W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (Ed.). **Rare earth element geochemistry**. (Developments in geochemistry, 2). Amsterdam: Elsevier, 1984. Cap. 3, v. 2, p. 63–114.
- BRASIL. Divisão de Fomento da Produção Mineral. **Mapa geológico do território federal de Rondônia**: pesquisa de cassiterita. Rio de Janeiro: DNPM, LASA, 1966. 1 mapa col., 75 x 92 cm. Escala 1:1.000.000.
- BRASIL. Ministério da Guerra. Serviço de Conclusão da Carta de Mato Grosso. **Carta do Estado de Mato Grosso e regiões circunvizinhas**. Rio de Janeiro, RJ: Ministério da Guerra, 1952. 1 mapa em 8 f., 88 x 78 cm. Escala 1:1.000.000.
- BRIGGS, I.C. Machine contouring using minimum curvature. **Geophysics**, Tulsa, v. 39, n. 1, p. 39–48, Feb. 1974.
- BROWN, E.H. The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 18, n. 1, p. 53–72, Feb. 1977.
- BUCHER, K.; GRAPRES, R. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. 8th. ed. Heidelberg: Springer, 2011. xii, 428 p., il.
- CABRAL NETO, I.; NANNINI, F.; SILVEIRA, F.W.; CUNHA, L.M.; CASTRO, C.C.E. **Áreas kimberlíticas e diamantíferas do estado de Rondônia**. Brasília: CPRM, 2017. 85 p. (Informe de recursos minerais. Série pedras preciosas, 11).
- CASTRO, C.C. E; SILVA, G.F. DA. **Metalogenia das províncias minerais do Brasil**: área sudeste de Rondônia, estado de Rondônia. Porto Velho, RO: CPRM, 2016. 131 p., il. color. (Informe de recursos minerais. Série províncias minerais do Brasil, 7). Disponível em: <<http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/17400>>. Acesso em: 19 dez. 2018.
- CATTELL, R.B. The Scree test for the number of factors. **Multivariate Behavioral Research**, Fort Worth, TX, v. 1, n. 2, p. 245–276, Apr. 1966.
- CAWOOD, P.A.; KRÖNER, A.; COLLINS, W.J.; KUSKY, T.M.; MOONEY, W.D.; WINDLEY, B.F. Accretionary orogens through Earth history. **Special Publications. Geological Society of London**, London, v. 318, n. 1, p. 1–36, Jun. 2009.
- CENTRO REGIONAL PARA O DESENVOLVIMENTO TECNOLÓGICO E INOVAÇÃO (Goiás). **Relatório de análises de microssonda eletrônica**. Goiânia: CRTI, 2016. Convênio CPRM/CRTI.
- CONCEIÇÃO, A.L.; PEREIRA, L.A. DA C. **Projeto ouro gemas, reserva garimpeira do rio Madeira**: relatório anual. Porto Velho, RO: CPRM, [1986?]. 20 p.
- CONDIE, K.C. Accretionary orogens in space and time. In: HATCHER, JR., R.D.; MARVIN, P.C.; MCBRIDE, J.H.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (Ed.). **4-D framework of continental crust**. Boulder, CO: Geological Society of America, 2007. p. 145–158. (Memoir, v. 200).
- CORDANI, U. G. et al. Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO, 2., 1979, Arica. **Actas** [...]. Ciudad de Arica: Instituto de Investigaciones Geológicas, 1979. [p. 137-148].
- COX, K.B.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. **The interpretation of igneous rocks**. London, Boston: George Allen and Unwin, 1979. xiii, 450 p., il.
- CORRÊA, L.W.C.; OLIVEIRA, C.E.S. DE; SILVA, G.F. DA; RIBEIRO, DE T.J. Indício de mineralização de manganês no município de Comodoro, Mato Grosso: novas oportunidades para a indústria mineral. **Informe Técnico**, Brasília, n. 10, mar. 2017.
- Serviço Geológico do Brasil - CPRM. **Atlas pluviométrico do Brasil**: versão 2.0 atualizada. [S.l.]: CPRM, 2011. 1 DVD. Programa Geologia do Brasil. Levantamento da Geodiversidade.
- CPRM. PROJETO sudeste de Rondônia: relatório analítico n. 13. Rio de Janeiro: [s.n.], Divisão de Geodinâmica (DIGEOD). 2017.
- DALL'IGNA, L. G. **Programa nacional de prospecção de ouro, área RO-05, Colorado, Rondônia/Mato Grosso**. Porto Velho: CPRM, 1998. 4 mapas. Escala 1:250.000. (Informe de recursos minerais. Série mapas temáticos do ouro, 52).
- DEER, W.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. **An introduction to the rock-forming minerals**. London: Longman, 1977. Xi, 528 p., il.
- DILEK, Y. Ophiolite concept and its evolution. In: DILEK, Y.; NEWCOMB, S. **Ophiolite concept and the evolution of geological thought**. Boulder, CO: Geological Society of America, c2003. p. 1-17. (Special paper, 373).
- DYMEK, R.F. Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. **The American Mineralogist**, Washington, D.C., v. 68, n. 9-10, p. 880-899, Oct. 1983.
- FROST, B.R.; BARNES, C.G.; COLLINS, W.J.; ARCULUS, R.J.; ELLIS, D.J.; FROST, C.D. A geochemical classification for granitic rocks. **Journal of Petrology**, Oxford, UK, v. 42, n. 11, p. 2033–2048, Nov. 2001.
- FURNES, H.; DILEK, Y.; DE WIT, M. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. **Gondwana Research**, Amsterdam, v. 27, n. 2, p. 649–685, Feb. 2015.
- GAIA, V. DO C. DE S. **A capa carbonática do sudoeste do cráton amazônico, estado de Rondônia**: nova ocorrência e extensão dos eventos pós-glaciação marinoana (635 Ma). 2014. 60f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2014.
- GERALDES, M.C.; VAN SCHMUS, W.R.; CONDIE, K.C.; BELL, S.; TEIXEIRA, W.; BABINSKI, M. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian craton in Mato Grosso state, Brazil. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 111, n. 1–4, p. 91–128, Oct. 2001.
- GERMANO, M.J. **Prospecção geoquímica**: conceitos e interpretação dos dados. Natal: UFRN, 2010.

- HYNES, A. A comparison of amphiboles from medium - and low - pressure metabasites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Berlin, v. 81, n. 2, p. 119–125, Dec. 1982.
- INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY. **Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data**. Vienna: IAEA, 2003. 173 p.
- IUGS Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks: Classification and nomenclature of plutonic rocks. - *Geol. Newsletter*, 1973, no. 2, 110–127 - *N. Jb. Miner. Mh.*, 1973, 149–164 - *Geotimes*, Oct. 1973, 26–30 - *Geol. Rdsch.*, 63, 773–785.
- IZA, E.R.H. DE F.; MENDES, V.A. **Panorama do setor de rochas ornamentais do estado de Rondônia**. Porto Velho: CPRM, 2015. 69 p. (Informe de recursos minerais. Série rochas e minerais industriais, 15).
- JANOUSEK, V.; FARROW, C.M.; ERBAN, V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing geochemical data toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, Oxford, v. 47, n. 6, p. 1255–1259, 7 mar. 2006.
- KAISER, H.F. The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. *Psychometrika*, Berlin, v. 23, n. 3, p. 187–200, Sep. 1958.
- KING, R.J. Minerals explained 11: alkali feldspar (Part 1). *Geology Today*, Oxford, UK, v. 5, n. 6, p. 211–213, Nov. 1989.
- KLEIN, C.; DUTROW, B. **Manual of mineral science**. 23rd. ed. Hoboken, N.J.; Chichester: Wiley, 2007. Xxi, 675 p., il.
- KÖPPEN, W. **Climatología**: com um estudio de los climas de la Tierra. México, DF: Fondo Cultura Económica, 1948. 478 p.
- LASA. **Mapa Geológico do Território de Rondônia**. Rio de Janeiro, RJ: [s.n.], 1966.
- LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B.; LE BAS, M.J.; BONIN, B.; BATEMAN, P. **Igneous rocks** : a classification and glossary of terms : recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 2nd ed. Cambridge, U.K.: Cambridge University Press, 2002. xvi, 236 p., il.
- LEAKE, B.E. The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. *Journal of Petrology*, Oxford, v. 5, n. 2, p. 238–254, Jan. 1964.
- LEAKE, B.E.; WOOLLEY, A.R.; ARPS, C.E.S.; BIRCH, W.D.; GILBERT, M.C.; GRICE, J.D.; HAWTHORNE, F.C.; KATO, A.; KISCH, H.J.; KRIVOVICHEV, V.G.; LINTHOUT, K.; LAIRD, J.; MANDARINO, J.A.; MARESCH, W.V.; NICKEL, E.H.; ROCK, N.M.S.; SCHUMACHER, J.C.; SMITH, D.C.; STEPHENSON, N.C.N.; UNGARETTI, L.; WITTAKER, E.J.W.; YOUZHI, G. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine*, London, v. 61, n. 2, p. 295–321, Apr. 1997.
- LEAL, J.W.L., SILVA, G.H.; SANTOS, D.B. DOS; TEIXEIRA, W.; LIMA, M.I.C. de; FERNANDES, C.A.C.; PINTO, A.do C. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. **Folha SC.20 Porto Velho**. Rio de Janeiro, RJ: DNPM, 1978. v. 16, p. 19-184.
- LIMA, G.A. de; SOUSA, M.Z.A. DE; RUIZ, A.S.; D'AGRELLA FILHO, M.S. Sills máficos da suíte intrusiva Huanchaca, SW do cráton Amazônico : registro de magmatismo fissural relacionado à ruptura do supercontinente Rodínia. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 42, n. 1, p. 111–129, 2012.
- LIMA, M. DA G.; CASTRO, C.C. E; SOUZA, A.A. DE; TRINDADE NETTO, G.B. **Geologia e recursos minerais da folha Rio Novo S D.21-YA-I, estado do Mato Grosso, escala 1:100.000**. Porto Velho: CPRM, 2011. 11 p., il. color.
- LITHERLAND, M.; ANNELLS, R.N.; APPLETON, J.D.; BERRANGE, J.D.; POWER, G.; WEBB, B.C.; BLOOMFIELD, K.; BURTON, C.C.J.; DARBYSHIRE, D.P.F.; FLETCHER, C.J.N.; HAWKINS, M.P.; KLINCK, B.A.; LLANOS, A.; MITCHELL, W.I.; O'CONNOR, E.A.; PITFIELD, P.E.J.; BRITISH GEOLOGICAL SURVEY. **The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield**. London: HMSO, 1986. Viii, 153 p., il. (Overseas memoir, 9).
- LITHERLAND, M.; ANNELLS, R.N.; DARBYSHIRE, D.P.F.; FLETCHER, C.J.N.; HAWKINS, M.P.; KLINCK, B.A.; MITCHELL, W.I.; O'CONNOR, E.A.; PITFIELD, P.E.J.; POWER, G.; WEBB, B.C. The proterozoic of Eastern Bolivia and its relationship to the Andean mobile belt. *Precambrian Research*, Amsterdam, v. 43, n. 3, p. 157–174, May 1989.
- LOBATO, E. **A mineração brasileira, produto 27**: quartzo: relatório técnico 37: perfil do quartzo. Belo Horizonte: J. Mendo Consultoria, 2009. 32 p. Projeto Estal. Projeto de assistência técnica ao setor de energia.
- LOURO, V.H.A.; MANTOVANI, M.S.M.; RIBEIRO, V.B. Magnetic field analysis of Morro do Leme nickel deposit. *Geophysics*, Tulsa, OK, v. 79, n. 6, p. K1–K9, Nov. 2014.
- MARIANI, P.; BRAITENBERG, C.; USSAMI, N. Explaining the thick crust in Paraná basin, Brazil, with satellite GOCE gravity observations. *Journal of South American Earth Sciences*, Amsterdam, v. 45, p. 209–223, Aug. 2013.
- MESQUITA, H.A.DE. **Corumbiara**: o massacre dos camponeses, Rondônia, 1995. 2001. 274 p. Tese (Doutorado) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.
- MIDDLEMOST, E.A.K. **Magma and magmatic rocks**: an introduction to igneous petrology. London: Longman, 1985. ix, 266 p., il.
- MILLER, H. ; SINGH, V. Potential field tilt: a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, Amsterdam, v. 32, n. 2–3, p. 213–217, Aug. 1994.
- MORIMOTO, N. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, Washington, v. 73, p. 1123–1133, 1988.
- MULLEN, E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, v. 62, n. 1, p. 53–62, Jan. 1983.

- MYERS, W.M.; ANDERSON, C.O. **Garnet: its minig, milling, and utilization.** Washington, D.C: Government Printing Office, 1925. 62 p., il. (USBM Bulletin, B256).
- NABIGHIAN, M.N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. **Geophysics**, Tulsa, OK, v. 37, n. 3, p. 507–517, Jun. 1972.
- NACHIT, H.; IBHI, A.; ABIA, E.H.; OHOUD, M. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. **Comptes Rendus Géoscience**, Amsterdam, v. 337, n. 16, p. 1415-1420, Dec. 2005.
- NUNES, N.S. DE V. **Geologia e resultados prospectivos das áreas Morro do Leme e Morro Sem Boné, Mato Grosso.** Goiânia: CPRM, 2000. 56 p. (Informe de recursos minerais. Série metais do grupo da platina e associados, 19).
- OLIVEIRA, L.B.T. **Revisão geocronológica das rochas do bloco sudeste de Rondônia.** Porto Velho: [s.n.], 2014.
- OLIVEIRA, C.E.S. DE; SILVA, G.A.; SARDOU FILHO, R.; BORN, M.L.C.B.; SILVA, R.C. DA; PINTO, L.G.R. **Rochas carbonáticas do estado de Rondônia.** Porto Velho, RO: CPRM, 2015. 131 p., il. color. (Informe de recursos minerais. Série insumos minerais para agricultura, 16).
- PÁDUA, E.J. **Rochagem como adubação complementar para culturas oleaginosas.** 2012. 91 p., il. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG, 2012.
- PASSCHIER, C.W.; MYERS, J.S.; KRÖNER, A. **Field geology of high-grade gneiss terrains.** Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 1990. ix, 150 p., il.
- PASSCHIER, C.W.; TROUW, R.A.J. **Microtectonics.** 2nd. rev. and enl. ed. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 2005. xvi, 366 p., il.
- PEARCE, J.A.; NORRY, M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, v. 69, p. 33-47, May 1979.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, n. 4, p. 956–983, Nov. 1984.
- PEREZ, B.C. **As rochas e os minerais industriais como elemento de desenvolvimento sustentável.** Rio de Janeiro: CETEM, 2001. 37 p., il. (Série rochas e minerais industriais, 3).
- PINTO FILHO, F.P.; FREITAS, A.F. DE; MELO, C.F. DE; ROMANINI, S.J.; SILVA, L.M.; LOVATO, O.G.; RODRIGUES, E.; COSTA, E.G.DA; SCHENINI, C.; LACERDA, D.X. DE; BRITO, F.F. DE; KATO, H.T.; ANDRADE, J.B.F. DE; TSUDA, I.; CARNEIRO, J.M.; CARVALHO, L.M. DE; BEZERRA, M.R.; SOUZA, R.S. DE; GUERRA, S.M.S.; DALEIRO, V. **Projeto sudeste de Rondônia: relatório final.** Porto Velho: CPRM, 1977. 4 v.
- RAMOS, V.A. The basement of the central Andes: the Arequipa and related terranes. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, Palo Alto, CA, v. 36, p. 289–324, May 2008.
- REIMANN, C.; FILZMOSER, P.; GARRETT, R.; DUTTER, R. **Statistical data analysis explained: applied environmental statistics with R.** Chichester, UK: John Wiley & Sons, 2008. xviii, 343 p., il.
- RIZZOTTO, G.J.; DEHLER, N.M. **Arcabouço estrutural da faixa Alto Guaporé e o regime tectônico do Ectasiano na borda SW do cráton Amazônico.** In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 11., 2007, Natal, RN. . Anais [...]. Natal, RN: SBG, 2007.
- RIZZOTTO, G.J. (Org.). **Geologia e recursos minerais da folha pimenteiras SD.20.X.D.** Porto Velho: CPRM, 2010. 236 p., il.color.
- RIZZOTTO, G.J.; OLIVEIRA, J.G. DE; DEHLER, N.; LOPES JUNIOR, I. **Geologia e recursos minerais da folha Vilhena SD.20-X-B.** Porto Velho: CPRM, 2016. 130 p., il. color.
- RIZZOTTO, G.J.; BITTENCOURT, J.S.; TEIXEIRA, W.; PACCA, I.I.G.; D'AGRELLI FILHO, M.S.; VASCONCELOS, P.; BASEI,, M.A.S.; ONOE, A.T.; PASSARELLI, C.R. Geologia e geocronologia da suíte metamórfica Colorado e suas encaixantes, SE de Rondônia: implicações para a evolução mesoproterozóica do SW do cráton Amazônico. **Geologia USP. Série Científica**, São Paulo, v. 2, p. 41–55, 2002.
- RIZZOTTO, G.J.; SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; TOHVER, E.; PIMENTEL, M.M.; MCNAUGHTON, N.J. The mesoproterozoic Guaporé suture in the SW Amazonian craton: geotectonic implications based on field geology, zircon geochronology and Nd-Sr isotope geochemistry. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 48, p. 271–295, Dec. 2013.
- RIZZOTTO, G.J.; HARTMANN, L.A. Geological and geochemical evolution of the Trincheira complex, a mesoproterozoic ophiolite in the southwestern Amazon craton, Brazil. **Lithos**, Amsterdam, v. 148, p. 277–295, Sep. 2012.
- ROMANINI, S.J. **Aspectos geológicos, geoquímicos e metalogenéticos do magmatismo básico/ultrabásico do estado de Rondônia e área adjacente.** Porto Alegre: CPRM, 2001. 164 p. (Informe de recursos minerais. Série metais do grupo da platina e associados, 28).
- ROMANINI, S.J. **Mapa geológico preliminar da Serra do Colorado, RO: síntese geológico– metalogenética.** Porto Alegre: CPRM, 1997. 1 mapa. Escala 1:50.000. (Informe de recursos minerais. Série metais do grupo da platina e associados, 2).
- ROSER, B.P.; KORSCH, R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 94, n. 5, p. 635–650, Sep. 1986.
- ROY, S. Genetic diversity of manganese deposition in the terrestrial geological record. In: NICHOLSON, K.; HEIN, J.R.; BÜHN, B.; DASGUPTA, D. (Ed.). **Manganese mineralization: geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposit.** London: Geological Society, 1997. p. 5–27. (Geological Society special publication, 119).

- RUIZ, A.S. **Evolução geológica do sudoeste do craton amazônico, região limítrofe Brasil-Bolívia - Mato Grosso**. 2005. xxvi, 260 f. Tese (doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2005.
- RUIZ, A.S.; SOUSA, M.Z.A.; MATOS, J.B. DE; MACAMBIRA, M.B.; LIMA, G.A. DE; FARIA, D.A. Craton ou terreno Paraguá?: uma discussão baseada em novos dados geológicos e geocronológicos do SW do craton amazônico em território brasileiro. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 14., 2013, Chapada dos Guimarães, MT. **Anais [...]**. [Cuiabá]: SBG, 2013.
- SACCANI, E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. **Geoscience Frontiers**, Amsterdam, v. 6, n. 4, p. 481–501, Jul. 2015.
- SAES, G.S.; FRAGOSO-CÉSAR, A.R.S. **Acréscimo de terrenos mesoproterozóicos no SW da Amazônia**. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39., 1996, Salvador. Anais [...]. Salvador: SBG Núcleo Bahia, 1996. v. 6, p. 69-71.
- SALEM, A.; WILLIAMS, S.; FAIRHEAD, D.; SMITH, R.; RAVAT, D. Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. **Geophysics**, Tulsa, OK, v. 73, n. 1, p. L1–L10, Jan. 2008.
- SALINAS, G.R.M. **Geocronologia e evolução tectônica paleo-mesoproterozoica do oriente boliviano, região sudoeste do craton Amazônico**. 2010. 52 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.
- SANTOS, J.O.S. et al. A compartimentação do cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 9., 2006, Belém. **Anais [...]**. Belém: SBG Núcleo Norte, 2006. 1 CD-ROM.
- SAUNDERS, D.F.; BURSON, K.R.; BRANCH, J.F.; THOMPSON, C.K. Relation of thorium-normalized surface and aerial radiometric data to subsurface petroleum accumulations. **Geophysics**, Tulsa, OK, v. 58, n. 10, p. 1417–1427, Oct. 1993.
- SCANDOLARA, J. **Geologia e recursos minerais do estado de Rondônia**. Brasília: CPRM, 1999. 97 p. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil.
- SHAPIRO, S.S.; WILK, M.B. An analysis of variance test for normality (complete samples). **Biometrika**, Cambridge, UK, v. 52, n. 3–4, p. 591–611, Dec. 1965.
- SHAW, D.M.; KUDO, A.M. A test of the discriminant function in the amphibolite problem. **Mineralogical Magazine**, London, v. 34, p. 423–435, 1965.
- SHERVAIS, J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 59, p. 101–118, Jun. 1982.
- SILVA, G.F.DA; RIBEIRO, T. DE J.; CORREA, L.W.C.; VALENTIM DA SILVA, D.R.; OLIVEIRA, C.E.S. DE. Ocorrência de horizonte cromífero no complexo Trincheira, município de Corumbiara, sudeste de Rondônia. **Informe Técnico**, Brasília, n. 11, maio 2017. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/17688>. Acesso em: 05 fev. 2019.
- SIQUEIRA, L.P. Bacia dos Parecis. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 3, p. 3-16, 1989.
- SPEARMAN, C. “General intelligence”, objectively determined and measured. **The American Journal of Psychology**, Urbana, IL, v. 15, n. 2, p. 201-292, Apr. 1904.
- SPEER, J.A. Micas in igneous rocks. **Reviews in Mineralogy**, Washington, DC, v. 13, p. 299-356, 1984.
- SUGGATE, S.M.; HALL, R. Using detrital garnet compositions to determine provenance: a new compositional database and procedure. **Geological Society Special Publications**, London, v. 386, p. 373-393, 2014.
- SUN, S.S.; MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. **Geological Society Special Publication**, London, v. 42, p. 313–345, 1989.
- SWAIN, C.J. A FORTRAN IV program for interpolating irregularly spaced data using the difference equations for minimum curvature. **Computers and Geosciences**, Amsterdam, v. 1, n. 4, p. 231–240, 1976.
- TALWANI, M.; HEIRTZLER, J.R. Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape. *In: PARKS, G.A. (Ed.). Computers in the minerals industries*. Stanford, CA: School of Earth Sciences, Stanford University, 1964. p. 464-479. (Stanford University publication. Geological sciences, v. 9, no. 1-2).
- TALWANI M.; WORZEL, J.L.; LANDSMAN, N. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendoncino submarine fracture zone. **Journal of Geophysical Research**, Washington, DC, v. 64, n. 1, p. 49–59, Jan. 1959.
- TASSARA, A.; SWAIN, C.; HACKNEY, R.; KIRBY, J. Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 253, n. 1–2, p. 17–36, Jan. 2007.
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian craton. **Episodes**, [S.l.], v. 22, n. 3, p. 174–182, Sep. 1999.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G. **Caracterização geocronológica da província Rondoniana e suas implicações geotectônicas**. SYMPOSIUM AMAZONICO, 2., 1984, Manaus. **Anais [...]**. Brasília: DNPM, 1984. p. 89-101.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. A review of the geochronology of the Amazonian craton: tectonic implications. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 42, n. 3-4, p. 213–227, Mar. 1989.
- TERAOKA, Y.; SUZUKI, M.; HAYASHI, T.; KAWAKAMI, K. Detrital garnets from Paleozoic and Mesozoic sandstones in the Onogawa area, East Kyushu, Southwest Japan. **Bulletin**

of the Faculty of School Education, Hiroshima University, Hiroshima, v. 19, n. 2, p. 87–101, Jan. 1997.

TERAOKA, Y.; SUZUKI, M.; KAWAKAMI, K. Provenance of Cretaceous and Paleogene sediments in the median zone of Southwest Japan. **Bulletin of the Geological Society of Japan**, Tokyo, v. 49, p. 395–411, 1998.

THEODORO, S.H.; LEONARDOS, O.H.; ALMEIDA, E. DE. **Mecanismos para disponibilização de nutrientes minerais a partir de processos biológicos**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ROCHAGEM, 1., 2009, Brasília. **Anais** [...]. Brasília: EMBRAPA Cerrados, 2010. p. 173-182.

THOMPSON, R.N.; GIBSON, S.A. **Transient high temperatures in mantle plume heads inferred from magnesian olivines in Phanerozoic picrites**. *Nature*, London, v. 407, p. 502-506, Sep. 2000.

TOHVER, E.; VAN DER PLUIJM, B.; MEZGER, K.; ESSENE, E.; SCANDOLARA, J.; RIZZOTTO, G. Significance of the Nova Brasilândia metasedimentary belt in western Brazil: redefining the Mesoproterozoic boundary of the Amazon craton. **Tectonics**, Washington, DC, v. 23, n. 6, p. 1-20, Dec. 2004.

TUKEY, J.W. **Exploratory data analysis**. Reading, MA: Addison-Wesley Pub. Co., 1977. xvi, 688 p., il. (Addison-Wesley series in behavioral science).

TURNER, G.; MORTON, A. . The effects of burial diagenesis on detrital heavy mineral grain surfaces texture. In: MANGE, M.A.; WRIGHT, D.T. (Ed.). **Heavy minerals in use**. 1st. ed. Amsterdam: Elsevier, 2007. p. 393–412. (Developments in sedimentology, 58).

VAN DER MEIJDE, M.; JULIÀ, J.; ASSUMPÇÃO, M. Gravity derived Moho for South America. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 609, p. 456–467, Dec. 2013.

VERMA, S.P.; GUEVARA, M.; ANGRRAWAL, S. Discriminating four tectonic settings: five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log-ratio transformation of major-element data. **Journal of Earth System Science**, Berlin, v. 115, n. 5, p. 485–528, Oct. 2006.

WALKER, K.R.; JOPLIN, G.A.; LOVERING, J.F.; GREEN, R. Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the precambrian of northwestern Queensland. **Journal of The Geological Society of Australia**, Adelaide, v. 6, n. 2, p. 149–177, 1960.

WEAVER, B.L.; TARNEY, J. Major and trace element composition of the continental lithosphere. **Physics and Chemistry of the Earth**, Amsterdam, v. 15, p. 39–68, 1984.

WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, v. 95, n. 4, p. 407–419, Apr. 1987.

WHITE, S.H.; BURROWS, S.E.; CARRERAS, J.; SHAW, N.D.; HUMPHREYS, F.J. On mylonites in ductile shear zones. **Journal of Structural Geology**, Amsterdam, v. 2, n. 1–2, p. 175–187, 1980.

WON, I.J.; BEVIS, M. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: algorithms and Fortran subroutines. **Geophysics**, Tulsa, OK, v. 52, p. 232–238, Feb. 1987.

ZAKRUTKIN, W.; GRIGORENKO, M.V. Titanium and alkalies in biotite in metamorphic facies. **Doklady Akademii Nauk SSSR**, Moscow, v. 3, p. 683–686, 1968.

Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral

Levantamento Geológico e de Potencial Mineral de Novas Fronteiras

Levantamentos geológicos são a base para o conhecimento do meio físico, e representam uma das principais ações da CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

A ampliação do conhecimento geológico do país é essencial para promover novas descobertas minerais, colaborando para a expansão da contribuição da mineração ao PIB brasileiro, e é fundamental para subsidiar o gerenciamento de recursos hídricos superficiais e subterrâneos; o ordenamento territorial e planejamento da ocupação do solo; a identificação de áreas de risco e prevenção de catástrofes; e para ações que visam a proteção geral do meio ambiente. O levantamento geológico constitui assim, uma importante ferramenta de gestão, colaborando substancialmente para o avanço do conhecimento geocientífico e para o desenvolvimento econômico da nação.

Através do empreendimento Levantamentos Geológicos e de Potencial Mineral de Novas Fronteiras, vinculada ao PROGRAMA GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL, do Ministério de Minas e Energia, a CPRM/SGB, através da Diretoria de Geologia e Recursos Minerais, desenvolve estudos em diversas áreas do Pré-Cambriano do Brasil, que possuem características geológicas favoráveis para novas descobertas minerais, mas ainda não maduras sob o ponto de vista exploratório.

Estes projetos são desenvolvidos em áreas que encerram conjuntos de folhas cartográficas contíguas, que em geral englobam ambientes geotectônicos diversos, e conseqüentemente, possibilidades de variados sistemas minerais. A abordagem metodológica é fundamentada na integração de dados geológicos, geofísicos e geoquímicos, com cartografia geológica sistemática desenvolvida em setores prioritários da área trabalhada.

Sob esta premissa a CPRM tem a satisfação de disponibilizar à comunidade geocientífica, empresários do setor mineral e à sociedade em geral, os resultados obtidos no Projeto Mapeamento Geológico e Integração Geológica-Geoquímica-Geofísica do Sudeste de Rondônia, executado

pela Residência de Porto Velho da CPRM/SBG, e apresenta o estado da arte do conhecimento geológico em uma área de cerca de 15.000 km² localizada no sudeste do Estado de Rondônia, na fronteira com o Estado do Mato Grosso.

Os dados levantados no referido projeto são sintetizados neste relatório, e integrados em um conjunto de mapas e bases de dados, disponíveis para download no banco de dados corporativo da CPRM/SGB, o GeoSGB (<http://geosgb.cprm.gov.br>).

Projeto Mapeamento Geológico e Integração Geológica-Geoquímica-Geofísica do Sudeste de Rondônia



CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais
Tel: 21 2546-0212 - 61 3223-1166

Departamento de Geologia
Tel: 91 31821326

Departamento de Recursos Minerais
Tel: 21 2295-4992

Residência de Porto Velho
Tel: 86 3222-4153

www.cprm.gov.br

Ouvidoria

Tel: 21 2295-4697

E-mail: ouvidoria@cprm.gov.br

Serviço de Atendimento ao Usuário – SEUS

Tel: 21 2295-5997

E-mail: seus@cprm.gov.br



SECRETARIA DE
GEOLOGIA, MINERAÇÃO
E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

MINISTÉRIO DE
MINAS E ENERGIA

