



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

BLOCO RIO APA: ORIGEM E EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Tese de Doutorado N°125

Joffre Valmório de Lacerda Filho

Brasília, DF

Junho, 2015



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

BLOCO RIO APA: ORIGEM E EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Joffre Valmório de Lacerda Filho

**Orientador: Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck
Co-Orientador: Prof. Dr. Amarildo Salina Ruiz**

**Banca Examinadora:
Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck (Orientador; IGD/UnB)
Prof. Dr. Benjamim Bley Brito Neves (USP)
Prof. Dr. Edilton José dos Santos (CPRM)
Prof. Dr. Marcia Abrahão Moura (IGD/ UnB)
Prof^a. Dr^a. Natália Hauser (IGD/UnB)**

**Brasília, DF
Junho, 2015**

Aos meus pais Joffre e Nettília,
aos meus filhos Daniel e Marina,
em especial a minha esposa Bete, pelo apoio,
compreensão e estímulo.

AGRADECIMENTOS

Às instituições e pessoas que contribuíram para o êxito desta tese: Ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, que me proporcionou apoio para a realização desta tese.

Ao laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, pelo apoio na realização de análises.

A Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT - e o Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAN.

Ao Serviço Geológico do Brasil como instituição pelo suporte analítico e liberação de atividades.

Ao meu professor orientador Reinhardt Adolfo Fuck, pela dedicação, sugestões, ajuda paciência e incansável colaboração, proporcionando os meios para a realização deste trabalho.

Ao professor Amarildo Salina Ruiz, co-orientador que sempre me estimulou, pelo apoio nos momentos necessários, incentivos e ensinamentos que muito me ajudaram na realização desta tese.

Aos professores do Instituto de Geociências-UnB: Nilson Francisquini Botelho, Valmir da Silva Souza, Caroline Thais Martinho, Farid Chemale Júnior, Claudinei Gouveia de Oliveira, Máximo Matteini, Bernhard Buhn e em especial ao professor Elton Dantas pelo apoio laboratorial, discussões, orientações e incentivos.

Aos professores da UFMT e colegas: Maria Zélia Aguiar de Souza, João Batista Matos, Maria Elisa Fróes Batata, Newton Diego Couto do Nascimento e Ricardo Lobo pelas discussões e orientações.

Aos colegas do Serviço Geológico do Brasil - CPRM: Antônio Frasca, grande parceiro, Cimara Monteiro, grande amiga, Francisco Rios, Marcelo Almeida, Jonatas Carneiro, Vanderlei, Gilmar Rizotto e Gil Barreto pelo apoio, discussões e estímulo. E em especial Jaime Scandolara e Joseneusa Rodrigues, pela colaboração e interpretação dos dados analíticos litoquímicos e geocronológicos, respectivamente. Aos companheiros que comigo trilhamos os caminhos do MS, aprendendo com esta natureza tão exuberante: Cipriano Cavalcante, Luiz Moreton, Edson Gaspar, Reinaldo Brito, Marcio Remédio, Reginaldo Santos e Eduardo Azevedo. À Gasparina, na elaboração das referências, Luiz Carlos, Valdivino, Cristiane, as estagiárias Lorryne e Gabriella pela ajuda na confecção das Figuras e mapas.

Finalmente agradeço a todos aqueles que me ajudaram e colaboraram para a realização desta tese. Muito obrigado.

*A verdade geológica estará mais próxima daqueles que detêm o conhecimento e a
melhor capacidade de integração de dados.*

Orlando J.B. Araújo

RESUMO

O Bloco Rio Apa compreende segmento crustal Paleoproterozoico da porção sul do Cráton Amazônico, situado no sudoeste do estado do Mato Grosso do Sul e nordeste do Paraguai. Constitui o embasamento de sequências metassedimentares do Orógeno Paraguai e é recoberto pelos depósitos paleozoicos da Bacia do Paraná e por extensas coberturas cenozoicas da Bacia do Pantanal.

Este estudo apresenta novos dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos (U-Pb, Sm-Nd, Ar-Ar), com sugestão de reordenamento tectono-estratigráfico do Bloco Rio Apa. Este terreno constitui segmento de margem continental ativa, edificado durante o Orosiriano/Estateriano, resultado da convergência de arco magmático, na porção sul do Cráton Amazônico, durante a evolução do supercontinente Columbia.

O bloco é resultado de eventos orogenéticos acrescionários, incluindo geração de crosta juvenil e retrabalhamento crustal, subdividido nos setores ocidental, central e oriental.

É caracterizado por um embasamento granito-gnáissico Riaciono-Orosiriano, representado pelo Complexo Porto Murtinho (2,07 - 1,89 Ga). Intrudido nestas rochas ocorre a Suíte Amoguijá (1,88-1,83 Ga), formada pelos granitos Alumizador e pelas rochas vulcânicas da Formação Serra da Bocaina, associadas à Suíte Gabro-anortosítica Serra da Alegria e ao Gabro Morro do Triunfo. Sobrepostos a estes litotipos, ocorrem às rochas do Grupo Alto Tererê (1,76 Ga) geradas em ambiente de bacia de retroarco, seguido por intrusões graníticas tardi a pós-orogênicas, estaterianas, do Complexo Rio Apa (1,80-1,71 Ga). Estes eventos magmáticos constituem segmentos do Arco Mágmatco Amoguijá, conforme demonstrado nos estudos litoquímicos e são caracterizados por associações graníticas calci-alcálicas, geradas entre 1,88 e 1,71 Ga (T_{DM} 2,69 a 1,75 Ga e ϵNd -5,91 a +3,29).

Capeando estes conjuntos litológicos, ocorrem às rochas metassedimentares do Grupo Amolar. Relacionado a evento extensional tardio, são encontrados enxame de diques e *sills* máficos da Suíte Rio Perdido (1.59Ga), com ampla distribuição na área.

A estruturação do bloco é resultado de processos deformacionais que promoveram encurtamento crustal. Dois importantes episódios metamórficos são reconhecidos: 1670 Ma e ~1300 Ma, com homogeneização isotópica e retrometamorfismo do fácies anfíbolito para xisto verde. Esses eventos levaram à individualização de três domínios lito-estruturais, com características deformacionais distintas, resultado de imbricamento das unidades. Esses domínios são limitados por zonas de cisalhamento vergentes para oeste e desenvolvidas principalmente durante a Orogenia San Ignácio (1,32-1,30 Ga). Verificou-se que as rochas do Bloco Rio Apa foram preservadas da deformação brasileira.

Os dados obtidos sugerem correlação das rochas do Arco Amoguijá com as rochas do arco magmático Juruena, exposto no norte do Mato Grosso que integram o Cráton Amazônico e constituem segmentos da Província Geocronológica Rondônia- Juruena.

Este estudo contribui para a melhoria do conhecimento geológico regional da porção sul do Cráton Amazônico e compreensão dos processos de evolução geotectônica do Bloco Rio Apa.

Palavras Chaves: Cráton Amazônico; Bloco Rio Apa; Orógeno Paleoproterozoico; Geoquímica; Geocronologia; Embasamento Faixa Paraguai.

ABSTRACT

The Rio Apa Block comprises Paleoproterozoic crustal segment of the southern portion of the Amazonian Craton. It is located in Southwest of Mato Grosso do Sul-Brazil and northeast of the Paraguay. Consists in the basement of metasedimentary sequences of the Paraguay Orogen, covered eastwards by paleozoic deposits of the Paraná Basin and by extensive cenozoic coverage of the Pantanal Basin.

This study presents new geological, geochemical and geochronological (U-Pb, Sm-Nd, Ar-Ar) data with tectono-stratigraphic reordering of Rio Apa Block. This terrain consists of an active continental margin segment. It was built during the Orosirian/Estateterian, within a process of magmatic arc convergence on the southern portion of the Amazon Craton during the evolution of supercontinent Columbia.

Rio Apa block results of a succession of accretionary orogenic events, including juvenile crust generation and crustal reworking. It was divided into three main sectors: (i) Western sector; (ii) Central sector; (iii) Eastern sector.

The stratigraphy of the block is characterized by a Rhyacian-Orosirian granitic gneiss basement (2.07-1.89Ga), represented by the Porto Murtinho Complex. It is intruded by the Amoguijá Suíte (1.88-1.83Ga), which consists of Alumiador granites and the Serra da Bocaina Formation, related to basic intrusions of Serra da Alegria gabbro-anorthositic Suíte and Morro do Triunfo Gabbro. Overlying these lithotypes appear the rocks of the back arc generated Alto Tererê Group (1.76Ga), related to Staterian late to post orogenic gneiss and granite of the Rio Apa Complex (1.80-1.71Ga). It constitutes segments of the Amoguijá Magmatic Arc, as demonstrated in lithochemical studies and characterized by calc-alkaline granitic associations – crystallized between 1.88 Ga and 1.71 Ga (T_{DM} from 2.69 to 1.75 Ga and ϵNd ranging from -5.91 to +3.29).

The metasediments of Amolar Group covers these lithological sets. Related to the calimian extensional event at 1.59 Ga are found mafic dyke and sill swarm of Rio Perdido, widely distributed in the area.

The structure of the block results of deformational processes that promoted crustal shortening. Two important metamorphic deformational episodes are recognized (1670Ma and ~ 1300 Ma) with isotopic homogenization and amphibolite to green schist facies retrometamorphism. Those events allowed the individualization of three litho-structural domains, with different deformation characteristics. Those domains result of overlapping units, whose borders are controlled by west vergent shear zone and were developed mainly in the San Ignácio orogeny (1.32-1.30 Ga). It was found that the rocks from the Rio Apa Block were not affected by the brasilian deformation.

These data along with petrological and litochemical information suggest correlation between the Amoguija Arc rocks and the Juruena magmatic arc rocks, outcropped in north of Mato Grosso. They integrate the Amazon Craton and consist in the geochronological Rondônia- Juruena Province.

This study contributes to the improvement of the regional geological knowledge of the southern portion of the Amazonian Craton and understanding of the processes involved in the geotectonic evolution of Rio Apa Block.

Keywords: Amazonian Craton; Rio Apa Block; Paleoproterozoic Orogen; Geochemistry; Geochronology; Paraguai Fold Belt basement.

SUMÁRIO

| | |
|--|--------|
| CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO..... | - 1 - |
| 1.1. Objetivos | - 1 - |
| 1.2. Localização da Área..... | - 1 - |
| 1.3. Organização da tese..... | - 2 - |
| 1.4. Justificativas | - 2 - |
| 1.5. Materiais e Métodos..... | - 3 - |
| 1.6. Procedimentos Analíticos..... | - 6 - |
| 1.6.1. Método U-Pb..... | - 7 - |
| 1.6.2. Método Sm-Nd..... | - 8 - |
| 1.6.3. Método Ar-Ar..... | - 9 - |
| 1.6.4. Difração de Raios-X..... | - 9 - |
| 1.6.5. Geoquímica de Rocha Total (Elementos Maiores, Traços e Terras Raras)..... | - 10 - |
| CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL..... | - 11 - |
| 2.1. Bloco Rio Apa..... | - 11 - |
| 2.2. Geologia da Área de Estudo..... | - 15 - |
| 2.2.1. Complexo Porto Murtinho | - 18 - |
| 2.2.2. Suíte Amogujá..... | - 20 - |
| 2.2.2.1. Granito Alumiador | - 21 - |
| 2.2.2.2. Formação Serra da Bocaina..... | - 22 - |
| 2.2.3. Complexo Paraíso | - 23 - |
| 2.2.3.1. Gnaisse João Cândido | - 23 - |
| 2.2.3.2. Granito Rio Areia | - 24 - |
| 2.2.3.3. Granito Scardine..... | - 24 - |
| 2.2.4. Intrusivas Básicas..... | - 24 - |
| 2.2.4.1. Suíte gabro-anortosítica Serra da Alegria..... | - 24 - |
| 2.2.4.2. Gabro Morro do Triunfo..... | - 25 - |
| 2.2.5. Grupo Alto Tererê | - 25 - |

| | | |
|---|---|--------|
| 2.2.6. | Complexo Rio Apa..... | - 28 - |
| 2.2.6.1. | Granito Córrego Servo | - 30 - |
| 2.2.6.2. | Granito Sanga Bonita | - 30 - |
| 2.2.6.3. | Granito Tamanduá..... | - 31 - |
| 2.2.6.4. | Ortognaisse Santa Clarinha | - 31 - |
| 2.2.6.5. | Ortognaisse Espinilho..... | - 32 - |
| 2.2.6.6. | Granito Cerro Porã | - 32 - |
| 2.2.6.7. | Granito Baía das Garças | - 32 - |
| 2.2.6.8. | Granitos da Província Passo Bravo | - 33 - |
| 2.2.7. | Grupo Amolar | - 33 - |
| 2.2.8. | Suíte Rio Perdido | - 34 - |
| 2.2.9. | Suíte Alcalina Fecho dos Morros..... | - 35 - |
| 2.2.10. | Sedimentos Neoproterozoicos e Fanerozoicos..... | - 35 - |
| 2.3. | Aspectos Deformacionais..... | - 35 - |
| CAPÍTULO 3 - ESTRUTURAÇÃO GEOTECTÔNICA..... | | - 42 - |
| 3.1. | Evolução tectono-magmática do Bloco Rio Apa | - 42 - |
| 3.2. | Relações com o Cráton Amazônico | - 44 - |
| 3.3. | Relações com blocos vizinhos..... | - 45 - |
| CAPÍTULO 4 - ARTIGO 01..... | | - 48 - |
| Crosta paleoproterozoica juvenil e retrabalhada no Bloco Rio Apa, Sul do Cráton Amazônico, Brasil | | |
| Erro! Indicador não definido. | | |
| | Resumo..... | - 48 - |
| | Abstract | - 49 - |
| 4.1. | Introdução | - 49 - |
| 4.2. | Contexto Geológico Regional | - 54 - |
| 4.2.1. | Complexo Porto Murtinho | - 55 - |
| 4.2.2. | Suíte Amoguijá..... | - 56 - |
| 4.2.2.1. | Granito Alumiador | - 57 - |
| 4.2.2.2. | Formação Serra da Bocaina..... | - 57 - |

| | | |
|---|---|---------|
| 4.2.3. | Intrusão Gabro-Anortosítica Serra da Alegria..... | - 59 - |
| 4.2.4. | Grupo Alto Tererê | - 59 - |
| 4.2.5. | Complexo Rio Apa..... | - 59 - |
| 4.2.6. | Grupo Amolar | - 60 - |
| 4.2.7. | Suíte Rio Perdido | - 60 - |
| 4.2.8. | Sedimentos Neoproterozoicos e Fanerozoicos..... | - 61 - |
| 4.3. | Procedimentos Analíticos..... | - 61 - |
| 4.4. | Resultados | - 63 - |
| 4.4.1. | Geoquímica | - 63 - |
| 4.4.2. | Geocronologia | - 79 - |
| 4.4.2.1. | Análises U–Pb em zircão | - 80 - |
| 4.4.2.1.1. | <u>Complexo Porto Murtinho</u> | - 82 - |
| 4.4.2.1.2. | <u>Suíte Amoguijá</u> | - 85 - |
| 4.4.2.1.3. | <u>Complexo Rio Apa</u> | - 87 - |
| 4.4.2.1.4. | <u>Análises U- Pb em zircões detríticos do Grupo Amolar</u> | - 89 - |
| 4.4.2.2. | Análises ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar..... | - 91 - |
| 4.4.2.3. | Análises Sm-Nd..... | - 91 - |
| 4.4.2.4. | Interpretação dos resultados | - 96 - |
| 4.4.3. | Aspectos deformacionais e metamorfismo..... | - 102 - |
| 4.4.4. | Inferências Geotectônicas..... | - 104 - |
| 4.5. | Discussões | - 106 - |
| 4.6. | Conclusões | - 110 - |
| 4.7. | Agradecimentos..... | - 111 - |
| CAPÍTULO 5 - ARTIGO 02..... | | - 112 - |
| Palaeoproterozoic tectonic evolution of the Alto Tererê Group, southernmost Amazonian Craton, based on field mapping, zircon dating and rock geochemistry | | - 112 - |
| Abstract | | - 112 - |
| 5.1. | Introduction | - 113 - |
| 5.2. | Regional Geological Context | - 116 - |

| | | |
|--------|--|---------|
| 5.3. | Local Geology | - 118 - |
| 5.3.1. | Amphibolites of the Alto Tererê Group | - 119 - |
| 5.3.2. | Fine-grained banded amphibolites (metabasalts) | - 119 - |
| 5.3.3. | Metagabbros – amphibolites with relic subophitic texture..... | - 120 - |
| 5.3.4. | Metapyroxenite – amphibolites with relic cumulate texture | - 120 - |
| 5.3.5. | Metasedimentary unit of the Alto Tererê Group | - 122 - |
| 5.3.6. | Deformation aspects | - 122 - |
| 5.4. | Analytical Procedures | - 123 - |
| 5.5. | Results | - 124 - |
| 5.5.1. | U-Pb zircon in basic rocks | - 124 - |
| 5.5.2. | U-Pb zircon in metasedimentary rocks of the Alto Tererê Group..... | - 125 - |
| 5.5.3. | Geochemistry | - 127 - |
| 5.6. | Tectonic environment..... | - 136 - |
| 5.7. | Discussion | - 137 - |
| 5.7.1. | Petrogenetic aspects | - 138 - |
| 5.7.2. | Crustal contamination and effects of subducted components | - 139 - |
| 5.8. | Conclusions | - 142 - |
| 5.9. | Acknowledgements | - 143 - |
| | CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES..... | - 148 - |
| | REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | - 151 - |

Lista de Figuras

- Figura 1.1.** Mapa de localização da área em estudo..... - 2 -
- Figura 1.2.** (a) Mapa de fotolineamentos da área da tese, com destaque das principais estruturas; (b) Mapa hipsométrico da área da tese a partir de imagens SRTM. - 4 -
- Figura 1.3.** Imagens aerogeofísicas da área de estudo, Bloco Rio Apa. (a) Imagem gamaespectrométrica ternária (RGB); (b) Imagem de amplitude do sinal analítico (ASA), com destaque para feições lineares magnéticas com direção preferencial EW, interpretadas como diques máficos; (c) Imagem gamaespectrométrica do canal do Th, mostrando algumas semelhanças entre os domínios dos plútons graníticos com a imagem RGB; (d) Imagem da primeira derivada vertical, semelhante a interpretação da Figura (b), evidenciando os lineamentos magnéticos com destaque para os diques básicos EW da Província Rio Perdido e os corpos graníticos do Complexo Rio Apa..... - 5 -
- Figura 2.1.** (a) Principais províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (modificado de Tassinari e Macambira, 1999); (b) Proposta de compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico (modificado de Santos *et al.*, 2008 e Rizzotto e Hartmann, 2012)..... - 12 -
- Figura 2.2.** Mapa geológico simplificado do Bloco Rio Apa adaptado de (Lacerda Filho *et al.*, 2006; Wins, 1986, Cordani *et al.*, 2010). - 13 -
- Figura 2.3.** (a) Compartimentação geotectônica de Mato Grosso do Sul modificado de Lacerda Filho *et al.* (2006), (b) Mapa geotectônico esquemático da América do Sul com a disposição dos blocos arqueanos-paleoproterozoicos, províncias mesoproterozoicas Rondoniano-San Ignácio e Sunsas-Aguapeí, envolvidos na colisão da Laurentia e Gondwana, modificado de Cordani *et al.* (2010). . - 14 -
- Figura 2.4.** Mapa geológico simplificado da área de estudo no Bloco Rio Apa..... - 18 -
- Figura 2.5.** (a) Afloramento de Gnaiss bandado Porto Murinho, Rodovia BR-267; (b) Detalhe textural do Gnaiss Porto Murinho, Rodovia BR-267; (c) JV-15, Tonalito Porto Murinho fortemente hidrotermalizado com níveis ricos em sericita; (d) Granodiorito gráfico intrusivo no Complexo Porto Murinho; (e). Aspecto maciço do metagabro Fazenda Matão, cinza escuro, granulação grossa que lateralmente exibe bandamento ígneo rítmico; (f) Bloco de muscovita biotita granito fino..... - 20 -
- Figura 2.6.** (a) Aspecto de fácies do granito Alumiador mostrando lamelas de biotita; (b) Detalhe de fácies mais potássica do granito Alumiador. - 22 -
- Figura 2.7.** (a) Aspecto da rocha vulcânica riódacítica com fenocristais de plagioclásio e quartzo, Formação Serra da Bocaina; (b) Detalhe de tufo riódacítico com fragmento líticos e de cristais, Formação Serra da Bocaina, corte na estrada BR-267..... - 23 -

| | |
|---|--------|
| Figura 2.8. Afloramentos e fotomicrografias de anfibolitos, Grupo Alto Tererê. (a) Amostra de mão anfibolito granulação média a fina; (b) Detalhe de material intercúmulo envolvendo cristais de hornblenda; (c) anfibolito fino com bandamento quartzo- feldspático dobrado formando clivagem de crenulação; (d) e (e) Blocos e matacões de anfibolito granulação grossa; (f) Anfibolito com textura cumulática reliquiar com detalhe de cúmulos de hornblenda poiquiloblástica (pseudomorfos de piroxênio) com franjas de tremolita-actinolita. | - 26 - |
| Figura 2.9. Análise de difração de raios-X de minerais da amostra EA-32. | - 27 - |
| Figura 2.10. (a) Granito gnaisse protomilonítico do Complexo Rio Apa; (b) Gnaisse Rio Apa milonítico, foliação de baixo ângulo; (c) Aspecto do granito protomilonítico Rio Apa; (d) Granodiorito milonítico, Complexo Rio Apa. | - 29 - |
| Figura 2.11. (a) Aspecto dos afloramentos do Granito Tamanduá, Fazenda Kanecura; (b) Detalhe do afloramento de biotita granito Tamanduá. | - 31 - |
| Figura 2.12. (a) Afloramento de Ortognaisse Santa Clarinha ao longo do Rio Perdido; (b) Detalhe do Ortognaisse Santa Clarinha, alterado com evidências de potassificação. | - 32 - |
| Figura 2.13. Domínios estruturais do Bloco Rio Apa e seção esquemática E-W no Bloco Rio Apa.- | 36 |
| - | |
| Figura 2.14. Transposição de bandas gnáissicas. | - 37 - |
| Figura 2.15. Esboço estrutural e principais eventos deformacionais identificados nas rochas do domínio III, Complexo Rio Apa, Grupo Alto Tererê. | - 38 - |
| Figura 2.16. Estereogramas da foliação S_2 e da lineação de estiramento Lx_2 | - 39 - |
| Figura 2.17. Estruturas deformacionais do Bloco Rio Apa. (a) Foliação vertical S_n gnaisse do Complexo Porto Murtinho; (b) fraturas subverticais e de baixo ângulo em rochas vulcânicas, Formação Serra da Bocaina; (c) dobra D_1 em quartzito Alto Tererê; (d) dobras D_2 em anfibolito do Grupo Alto Tererê; (e) foliação S/C em anfibolito do Grupo Alto Tererê; (f) dobras abertas D_3 em quartzito do grupo Alto Tererê; (g) falha reversa em gnaisse do Complexo Rio Apa; (h) Falhas extensionais em gnaisses do Complexo Rio Apa. | - 40 - |
| Figura 3.1. Comparação de idades entre arcos magmáticos do Cráton Amazônico Cuiu-Cuiú, Juruena e Amoguijá. | - 44 - |
| Figura 3.2. Comparação entre as idades do Bloco Rio Apa aos arcos Amoguijá e Juruena. | - 45 - |
| Figura 3.3. Modelo simplificado da região do Bloco Rio Apa. (a) Compartimentação do Cráton Amazônico, ilustrando os limites das províncias tectônicas com o posicionamento do Bloco Rio Apa (adaptado de Tassinari e Macambira (1999);. Cordani <i>et al.</i> (2000); (b) Compartimentação do Bloco Rio Apa (adaptado de Lacerda Filho <i>et al.</i> (2006);. Wins (1986) e Cordani <i>et al.</i> (2010)). | - 46 - |
| Figura 4.1. (a) Mapa simplificado do sudoeste do Cráton Amazônico, mostrando os limites aproximados dos principais terrenos e cinturões, elementos tectônicos e as principais unidades | |

| | |
|--|--------|
| litológicas (modificado de Rizzotto <i>et al.</i> , 2012); (b) províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (modificado de Tassinari e Macambira, 1999). | - 53 - |
| Figura 4.2. (a) Mapa geológico simplificado da área de estudo, porção central do Bloco Rio Apa, mostrando a localização das datações efetuadas: U-Pb em zircão, U-Pb em monazita e U-Pb em zircão detrítico (idades em Ma.); (b) Situação da área no Bloco Rio Apa. | - 54 - |
| Figura 4.3. Diagramas discriminantes das amostras do Complexo Rio Apa indiviso. (a) Diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971); (b) Diagrama A/NK vs. A/CNK (Shand, 1943); (c) Diagrama R1-R2 (De La Roche <i>et al.</i> , 1980); (d) diagrama K ₂ O (% peso) vs SiO ₂ (Peccerillo e Taylor, 1976). | - 70 - |
| Figura 4.4. Diagramas de padrões de distribuição das amostras do Complexo Rio Apa. (a) Distribuição de elementos terras raras normalizado ao condrito (Boynton, 1984); (b) Diagrama <i>spider</i> normalizado ao manto primitivo (Sun and McDonough, 1989). | - 71 - |
| Figura 4.5. (a) Diagrama R1-R2 (Batchelor e Bowden, 1985); (b) Diagrama de ambiência tectônica Rb (ppm) vs Y+Nb (ppm) (Pearce <i>et al.</i> , 1984). | - 71 - |
| Figura 4.6. (a) Diagrama Zr vs1000*Ga/Al (Whalen <i>et al.</i> , 1987); (b) Diagrama Y vs1000*Ga/Al (Whalen <i>et al.</i> , 1987). | - 72 - |
| Figura 4.7. Diagrama Nb-Y-3Ga de Eby (1992) das rochas do Complexo Rio Apa indiviso. | - 72 - |
| Figura 4.8. Diagramas discriminantes das amostras dos granitos Sanga Bonita, Tamanduá, Santa Clarinha e Rio Areia. (a) Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971); (b) Diagrama A/NK vs A/CNK (Shand, 1943); (c) diagrama K ₂ O (% peso) vs SiO ₂ (Peccerillo e Taylor, 1976); (d) Diagrama R1-R2 (De La Roche <i>et al.</i> , 1980). | - 73 - |
| Figura 4.9. Diagramas de distribuição das amostras dos granitos Sanga Bonita (SB), Tamanduá (T), Santa Clarinha (SC) e Rio Areia (RA). (a) Padrões de distribuição de elementos terra raras normalizados ao condrito no diagrama de Boynton (1984); (b) Diagrama <i>spider</i> normalizado ao manto primitivo (Sun e McDonough, 1989). | - 74 - |
| Figura 4.10. (a) Diagrama R1-R2 (Batchelor e Bowden, 1985); (b) Diagrama de ambiência tectônica Rb (ppm) vs Y+Nb (ppm) (Pearce <i>et al.</i> , 1984). | - 74 - |
| Figura 4.11. (a) Diagrama Zr vs1000*Ga/Al (Whalen <i>et al.</i> , 1987); (b) Diagrama Y vs1000*Ga/Al (Whalen <i>et al.</i> , 1987), das rochas do Complexo Rio Apa Tipo 1. | - 75 - |
| Figura 4.12. Diagrama Nb-Y-Ga de Eby (1992) das rochas do Complexo Rio Apa Tipo 1. | - 75 - |
| Figura 4.13. Diagramas discriminantes das amostras dos granitos tipo A (a) Diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971); b) Diagrama A/NK vs A/CNK (Shand, 1943); (c) diagrama K ₂ O (% peso) vs SiO ₂ (Peccerillo e Taylor, 1976), (d) Diagrama R1-R2 (De La Roche <i>et al.</i> , 1980). | - 76 - |
| Figura 4.14. Diagramas de distribuição das amostras dos granitos tipo A. (a) Padrão de distribuição de elementos terras raras normalizados ao condrito (Boynton, 1984); (b) Diagrama <i>spider</i> das amostras normalizadas ao manto primitivo (Sun e McDonough, 1989). | - 77 - |

| | |
|--|--------|
| Figura 4.15. (a) Diagrama R1-R2 (Batchelor e Bowden, 1985); (b) Diagrama de ambiência tectônica Rb (ppm) vs Y+Nb (ppm) (Pearce <i>et al.</i> , 1984)..... | - 77 - |
| Figura 4.16. (a) Diagrama Zr vs1000*Ga/Al (Whalen <i>et al.</i> , 1987); (b) Diagrama Y vs1000*Ga/Al (Whalen <i>et al.</i> , 1987) das rochas do Complexo Rio Apa Tipo 2..... | - 78 - |
| Figura 4.17. Diagrama Nb-Y-Ga de Eby (1992) das rochas do Complexo Rio Apa Tipo 2. | - 78 - |
| Figura 4.18. Esboço geológico da área de estudo com a localização das amostras analisadas para U-Pb em zircão e em zircão detrítico, U-Pb em monazita e Ar-Ar em mica. | - 80 - |
| Figura 4.19. (a-h) Imagens de microscópio de catodoluminescência de varredura eletrônica mostrando grãos de zircão analisados pelo método U-Pb. Círculos brancos indicam a localização do ponto onde foram realizadas as análises. Números no canto superior esquerdo são os números das amostras discutidos no texto. | - 85 - |
| Figura 4.20. (a-h) Diagramas concórdia, mostrando os pontos analíticos das análises U-Pb zircão LA-ICPMS de rochas do Bloco Rio Apa. Os números nos cantos superiores esquerdos correspondem às identificações das amostras discutidas no texto. | - 86 - |
| Figura 4.21. (a) (c) (d) Diagramas concórdia, mostrando os pontos analíticos das análises U-Pb zircão LA-ICPMS de rochas do Complexo Rio Apa. Os números nos cantos superiores esquerdos correspondem aos números das amostras discutidos no texto; (b) (d) (f) à direita, são imagens de microscopia eletrônica de varredura, círculos brancos indicam a localização do ponto onde foram realizadas as análises; (d) cristais metamórficos. | - 88 - |
| Figura 4.22. Diagrama de distribuição de probabilidade relativa de grãos de zircão detríticos em amostras de rochas metassedimentares do Grupo de Amolar, analisados pelo método U-Pb. Imagens de catodoluminescência em microscópio eletrônico de varredura mostram os grãos de zircão analisados. Círculos brancos indicam a localização do ponto onde foram realizadas as análises. Números no canto superior esquerdo são os números das amostras abordadas no texto. . - | 90 - |
| Figura 4.23. Idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de muscovita da fase D ₂ da amostra SQ-21 de gnaiss milonítico do Complexo Rio Apa..... | - 91 - |
| Figura 4.24. Diagrama de evolução isotópica das rochas do Bloco Rio Apa ϵ_{Nd} versus T _{DM} . (a) Enxame de dique da Suíte Rio Perdido; (b) Rochas suprarustais do Grupo Alto Tererê; (c) Rochas do Complexo Porto Murtinho, Suíte Amoguijá e Complexo Rio Apa; (d) Rochas graníticas Baía das Garças individualizadas no Complexo Rio Apa..... | - 96 - |
| Figura 4.25. Mapa geológico simplificado do Bloco Rio Apa, Mato Grosso do Sul e norte do Paraguai, mostrando a distribuição dos resultados das amostras datadas pelo método U-Pb, adaptado de Lacerda Filho <i>et al.</i> , (2006); Cordani <i>et al.</i> (2010); Remédio <i>et al.</i> (2013); Pavan <i>et al.</i> (2014); Faleiros <i>et al.</i> (2014). | - 98 - |

- Figura 4.26.** Mapa geológico simplificado do Bloco Rio Apa, mostrando a distribuição dos resultados das amostras datadas pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar , adaptado de Lacerda Filho *et al.* (2006); Cordani *et al.* (2010); Remédio *et al.* (2013); Pavan *et al.* (2014); Faleiros *et al.* (2014). - 99 -
- Figura 4.27.** Mapa geológico simplificado do Bloco Rio Apa, mostrando a distribuição dos resultados das amostras datadas pelo método Sm-Nd, adaptado de Lacerda Filho *et al.* (2006); Cordani *et al.* (2010); Remédio *et al.* (2013); Pavan *et al.* (2014); Faleiros *et al.* (2014). - 100 -
- Figura 4.28.** Mapa geológico simplificado do Bloco Rio Apa, mostrando a distribuição dos resultados das amostras datadas pelos métodos K-Ar e Rb-Sr. Fonte: Lacerda Filho *et al.* (2006); Cordani *et al.* (2010); Remédio *et al.* (2013); Pavan *et al.* (2014); Faleiros *et al.* (2014). - 101 -
- Figura 4.29.** Modelo esquemático para a evolução do Bloco Rio Apa, mostrando os estágios evolutivos do Arco Amoguijá, com a estruturação de fechamento, promovida pela deformação Rondoniano-San Inácio. - 103 -
- Figure 5.1.** - Regional tectonic sketch and the studied area. (a) Amazonian craton, illustrating the location and approximate boundaries of the tectonic and geochronologic provinces (adapted from Tassinari and Macambira (1999); Cordani *et al.*, 2000); (b) Geology of the Rio Apa Block, (adapted from Lacerda Filho *et al.*, 2006; Cordani *et al.*, 2010). - 115 -
- Figure 5.2.** (a) Simplified geological map of the study area, central portion of the Rio Apa Block (location of analyze samples); (b) Geological Map of the Rio Apa Block; (c) Geotectonic context of the study area: AM-Amazonian Craton, RA-Rio Apa Block; PY-Paraguai Belt; Br-Brasília Belt, TA- Aulacogen Tucavaca (modified from Kröner and Cordani, 2003; Lacerda Filho *et al.*, 2006; Cordani *et al.*, 2009). - 118 -
- Figure 5.3.** Photographs and photomicrographs of the High Tererê Group rocks: (a) amphibolite outcrop on the Córrego do Lajeado banks (EA-32) showing quartz veins folded along the foliation; (b) detail of the S_1 foliation formed by the orientation of hornblende, quartz and andesine cut by the foliation, this one S_2 represented mainly by biotite; (c) metagabbro sample with discrete foliation; (d) details of the amphibole and quartz polygonal aggregates; (e) metapyroxenite hand sample with reliquiar cumulate texture; (f) intercumulus detail of hornblende with fringed actinolite-tremolite; (g) garnet porphyroblasts in garnet-muscovite-quartz schist; (h) photomicrographs of garnet-kyanite-muscovite schist (MS-38). - 121 -
- Figure 5.4.** (a) Concord diagram of U-Pb data from the EA-49 sample, with backscattering images of zircons with the location of the points analyzed; (b) concordia diagram of sample EA-32 U-Pb data and image of zircon grains from sample EA-32 with the location of analyzed points; (c) relative probability distribution diagram of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages of sample DM-22A with images of zircons with the location of the points analyzed, in detail concordia plot of LA-ICPMS U-Pb data from monazite of sample DM-22A; (d) relative probability distribution diagram of

| | |
|--|---------|
| ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb zircon ages of sample EA-04 and backscattering image of zircon grains from sample EA-04. | - 126 - |
| Figure 5.5. Isotope evolution εNd (T) versus geological time (Ga) diagram for rocks of the Alto Tererê Group. | - 127 - |
| Figure 5.6. Mafic rocks classification diagrams: (a) Zr/Ti and Nb/Y ratios (Winchester and Floyd, 1977, adapted by Pearce and Gale 1977; Pearce 1996); b) AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971); c) Fe+Ti-Al diagram (Jensen and Pykes, 1982); (d) major element diagram (Müllen, 1983). Alto Tererê Group mafic rocks plot in the tholeiite field..... | - 131 - |
| Figure 5.7. Selected major oxides vs. MgO (wt.%) in Harker-type variation diagram for the basic rocks of the Alto Tererê Group. | - 133 - |
| Figure 5.8. Variation diagrams of trace elements (ppm) contents for the basic rocks of the Alto Tererê Group (symbols as in Figure 5.7b, Figures d, g on a logarithmic scale)..... | - 134 - |
| Figure 5.9. Chondrite-normalized rare earth element (REE) plot of the Alto Tererê Group basic rocks (a, c, e, g) and incompatible element abundances normalized to primitive mantle; (b, d, f, h) Normalization values after Boynton (1984) and Sun and McDonough (1989), respectively. Multi-element and REE patterns of N-MORB, E-MORB, OIB from Sun and McDonough (1989), IAB, CAB from Kelemen <i>et al.</i> (2004), BABB from Fretzdorff <i>et al.</i> (2002). Logarithmic scale.. | - 135 - |
| Figure 5.10. In (a) Composition of amphibolites in tectonic setting diagram (Shervais, 1982); (b) discriminating V/Ti vs. Zr diagram (modified after Woodhead <i>et al.</i> , 1993); (c) Zr/Y vs. Zr diagram from Pearce and Norry (1979); (d) Th/Yb vs. Ta/Yb diagram (Schandl and Gorton, 2002). Figures 5.10a, c, d logarithmic scale..... | - 137 - |
| Figure 5.11. Selected diagrams to testing the nature of mantle source for the Alto Tererê Group basic rocks. (a) Th/Nb vs. Th showing different trends of partial melting of different sources (after Zhou <i>et al.</i> , 2008 and references therein); (b) binary plot showing that the source heterogeneity is primarily responsible for the chemistry of the rocks (after Fan <i>et al.</i> , 2004; He <i>et al.</i> , 2010).- | - 138 - |
| Figure 5.12. Plot of Ce/Pb vs. CaO/TiO ₂ for the Alto Tererê Group basic rocks (Hofmann <i>et al.</i> , 1996). | - 139 - |
| Figure 5.13. (a) Rb/Yvs.Nb/Y plot (Zhao and Zhou, 2007); (b) magmatic source discrimination diagram (Wang <i>et al.</i> , 2004)..... | - 140 - |
| Figure 5.14. Sm/Yb vs. La/Sm diagram in logarithmic scale, showing melt curves obtained using the nonmodal batch melting equations of Shaw (1970). Melt curves for spinel-lherzolite (with mode and melt mode of Ol.53% + Opx.27% + Cpx.17% + Sp.3%, Kinzler, 1997) and garnet-clinopyroxene peridotite (with mode and melt mode of Ol.53.3% + Cpx.35.7% + Gt.11.0%; Walter, 1998) were drawn following the approach of Aldanmaz <i>et al.</i> (2000). Mineral/matrix partition coefficients are from McKenzie and O’Nions (1991); the dashed curves represent the melting trend, the solid curves are the melting trends from DM, DMM, PM and thick marks on | |

| | |
|---|---------|
| each curve correspond to degrees of partial melting (%) for a given mantle source. Logarithmic scale..... | - 140 - |
| Figure 5.15. Sketch model for the evolution of the back-arc rift settings for Alto Tererê Group in the Rio Apa Block during ca. 1877–1680 Ma (adapted Fan <i>et al.</i> , 2010)..... | - 141 - |

Lista de Tabelas

| | |
|---|---------|
| Tabela 1.1. Atividades desenvolvidas e controle das análises obtidas na bibliografia e efetuadas na tese..... | - 7 - |
| Tabela 2.1. Síntese das principais propostas estratigráficas para o Bloco Rio Apa. | - 16 - |
| Tabela 2.2. Compartimentação litoestratigráfica da área da tese. | - 17 - |
| Tabela 3.1. Eventos magmáticos do Bloco Rio Apa. | - 43 - |
| Tabela 4.1. Sumário das características tectono-estratigráficas do Bloco Rio Apa. | - 58 - |
| Tabela 4.2. Resultados de análises químicas em rocha total do Complexo Rio Apa indiviso. | - 64 - |
| Tabela 4.3. Resultados de análises químicas em rocha total dos Granitos Tipo 1 do Complexo Rio Apa. | - 66 - |
| Tabela 4.4. Resultados de análises químicas de granitos tipo 2 do Complexo Rio Apa. | - 68 - |
| Tabela 4.5. Sumário de dados geocronológicos U-Pb, assinatura geoquímica e ambiente geotectônico das rochas do Bloco Rio Apa. | - 81 - |
| Tabela 4.6. Dados analíticos Sm/Nd rocha total. | - 94 - |
| Tabela 4.7. Correlação entre os arcos Amoguijá e Juruena..... | - 106 - |
| Table 5.1. Summary of the main geological characteristics and geotectonic environments of Rio Apa block..... | - 117 - |
| Table 5.2. Mineralogical characteristics and interpreted protolith of the main amphibole-rich rock types, Alto Tererê Group..... | - 119 - |
| Table 5.3. Sm/Nd whole rock analytical data of Alto Tererê Group amphibolites. | - 127 - |
| Table 5.4. Major and trace element composition of amphibolites of the Alto Tererê Group..... | - 128 - |

Lista de Anexos

| | |
|---|---------|
| ANEXX 5.1. Location map of the analyzed samples. | - 144 - |
| ANEXX 5.2. Table 5.5: Reasons of trace elements of amphibolites of the Alto Tererê Group. | - 145 - |
| ANEXX 5.3. Geochronological data tables from Alto Tererê Group..... | - 146 - |
| ANEXO 1. Mapa Geológico da área da Tese. | - 180 - |
| ANEXO 2. Mapa de afloramentos da área da Tese. | - 181 - |

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1. Objetivos

Este trabalho de tese intitulado Bloco Rio Apa: Origem e Evolução Tectônica tem como objetivo contribuir para o aprimoramento do conhecimento geológico regional da porção sul do Cráton Amazônico, levantando novos dados para o entendimento dos processos tectono-estruturais e geotectônicos envolvidos na evolução do Bloco Rio Apa.

Foi realizada cartografia geológica regional na porção central do Bloco Rio Apa, buscando estabelecer as relações entre as diversas unidades geológicas expostas e reavaliando o posicionamento estratigráfico das rochas do Grupo Alto Tererê e do Complexo Rio Apa.

Baseado em análises petrográficas, geoquímicas, isotópicas e geocronológicas e em estudos estruturais e metamórficos, o trabalho estabelece a sequência dos eventos tectônicos regionais, a natureza dos processos envolvidos e a caracterização dos principais episódios deformacionais e metamórficos que ocorreram na região.

Buscou-se também estabelecer possíveis correlações do bloco com as províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, visando obter parâmetros para contribuir para o entendimento do posicionamento deste terreno na edificação do supercontinente Columbia ou Nuna.

1.2. Localização da Área

A área de estudo situa-se em Mato Grosso Sul, limitada pelas coordenadas 56°44'16" e 57°36'20" W e 20°52'39" e 21°59'57" S, abrangendo parte dos municípios de Porto Murtinho, Caracol, Bela Vista, Jardim e Bonito. Está inserida no Bloco Rio Apa (Lacerda Filho *et al.*, 2006), na porção meridional do Cráton Amazônico. O acesso rodoviário à área é feito a partir de Campo Grande, pela rodovia BR-060 e, posteriormente, pela BR-267 em direção a Porto Murtinho (Figura 1.1).

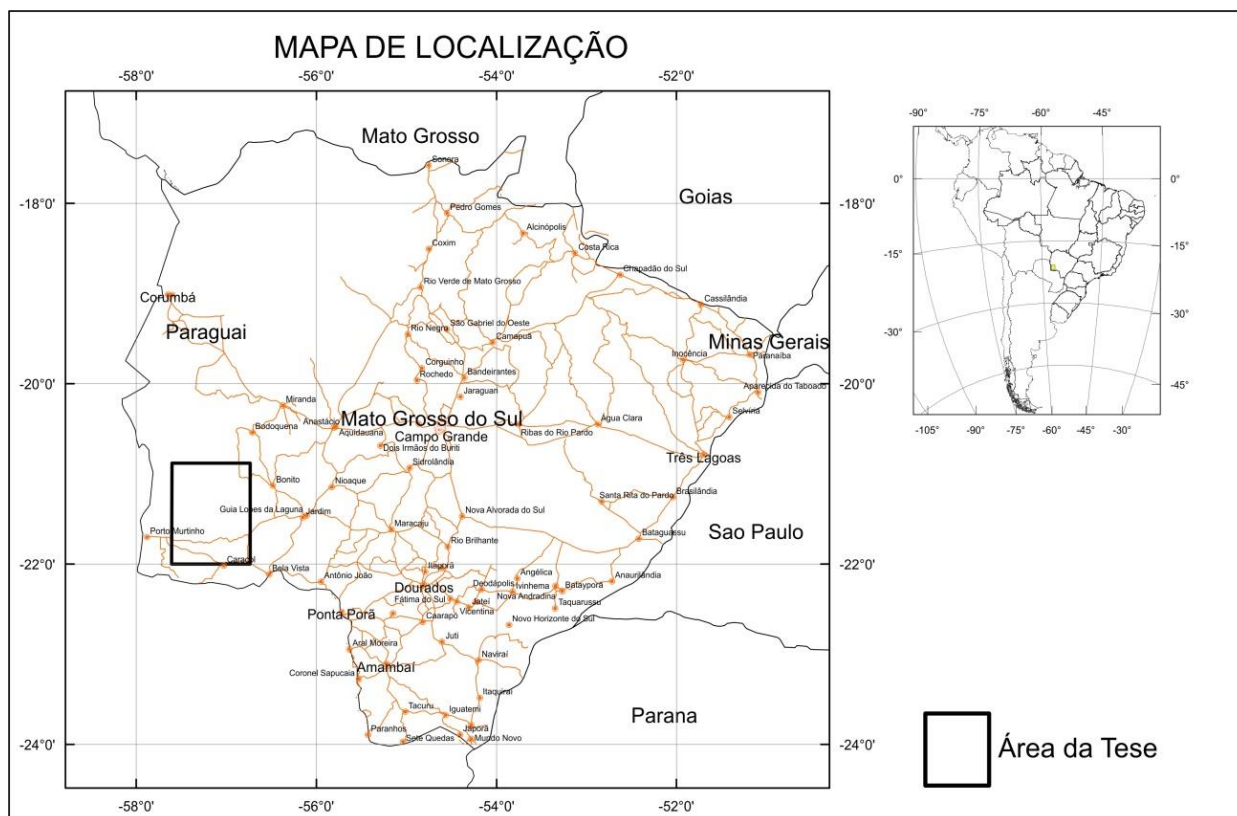


Figura 0.1. Mapa de localização da área em estudo.

1.3. Organização da tese

A tese está estruturada em seis capítulos, compreendendo: 1- Introdução; 2- Contexto Geológico Regional; 3- Estruturação Geotectônica; 4- Artigo 01, Bloco Paleoproterozoico Rio Apa: Crosta juvenil retrabalhada, sul do Cráton Amazônico, Brasil (em preparação); 5- Artigo 02, Palaeoproterozoic tectonic evolution of the Alto Tererê Group, southernmost Amazonian Craton, based on field mapping, zircon dating and rock geochemistry, submetido ao Journal of South American Earth Sciences; 6- Conclusões.

1.4. Justificativas

A área foi selecionada por apresentar potencial metalogenético significativo, ao mesmo tempo em que é carente de informações geológicas, que deem suporte a investimentos em exploração mineral na região. Além disso, em função do pouco detalhamento cartográfico regional, a área ainda apresenta alguns problemas estratigráficos.

1.5. Materiais e Métodos

Na realização deste estudo foram utilizadas as bases cartográficas e mapas geológicos disponíveis na área, desenvolvidos e em execução pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil -, incluindo as Folhas 1:100.000: Aldeia Tomazia, Vila Campão, Fazenda Santa Otília, Rio Perdido, Colônia São Lourenço e Fazenda Margarida, bem como o Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Mato Grosso do Sul, escala 1:1.000.000. Foram consultados também os trabalhos de [Brites et al. \(2013\)](#); [Plens et al. \(2013\)](#); e [Cabrera et al. \(2013\)](#).

Os procedimentos técnicos adotados seguem a seguinte sistemática: (i) revisão bibliográfica e integração das informações geológicas disponíveis com levantamento dos projetos de mapeamento geológico desenvolvidos na região, interpretação de imagens de sensores remotos, interpretação dos dados aerogeofísicos, elaboração de mapas integrando dados geológicos e geofísicos, compilação dos dados geocronológicos disponíveis, elaboração de mapa hipsométrico e de mapa geológico preliminar; (ii) execução das atividades de campo em várias campanhas realizadas pelo autor durante os trabalhos de mapeamento geológico desenvolvidos para a CPRM na região, nas escalas 1:500.000 e 1:100.000, com realização de perfis transversais às unidades geológicas e à estruturação regional, enfatizando as relações de contato e obtenção de dados geológicos, parâmetros estruturais e coleta de amostras de rochas para análises petrográficas, geoquímicas e geocronológicas, além de campanha específica para dirimir dúvidas e coleta de amostras para análises químicas e geocronológicas complementares; (iii) obtenção de dados analíticos, incluindo petrografia, análises químicas (elementos maiores, traços e terras raras) e determinações isotópicas e geocronológicas U-Pb, Sm-Nd e Ar-Ar; (iv) integração dos dados obtidos, interpretação dos resultados analíticos, elaboração da tese e submissão de artigos científicos.

Na interpretação de imagens de satélite da área foram traçados os principais lineamentos e estruturas regionais (Figura 1.2a) e confeccionado mapa de fotointerpretação. Nesta fase também foi gerado o mapa hipsométrico da área da tese a partir das imagens SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), com resolução de 90 metros, contendo as principais cidades e feições de relevo (Figura 1.2b).

As informações geológicas disponíveis foram reunidas em bases cartográficas georreferenciadas na escala 1:250.000, utilizando o *software Arc View*, complementadas com os dados de campo obtidos.

O arcabouço regional da área em estudo foi interpretado inicialmente a partir de imagens de satélite LANDSAT e Geocover, juntamente ao mapa hipsométrico, que permitiram a identificação das macroestruturas regionais.

A coleta de dados estruturais se processou no terreno, apoiada em interpretações litológicas e estratigráficas com análise geométrica e cinemática da deformação para a definição da sequência de eventos deformacionais e as condições metamórficas atuantes, possibilitando desta forma estabelecer os domínios estruturais, os regimes tectônicos e história tectono-metamórfica da região. No tratamento dos dados estruturais foi empregado o programa *Stereonet for Windows*, versão 3.01.

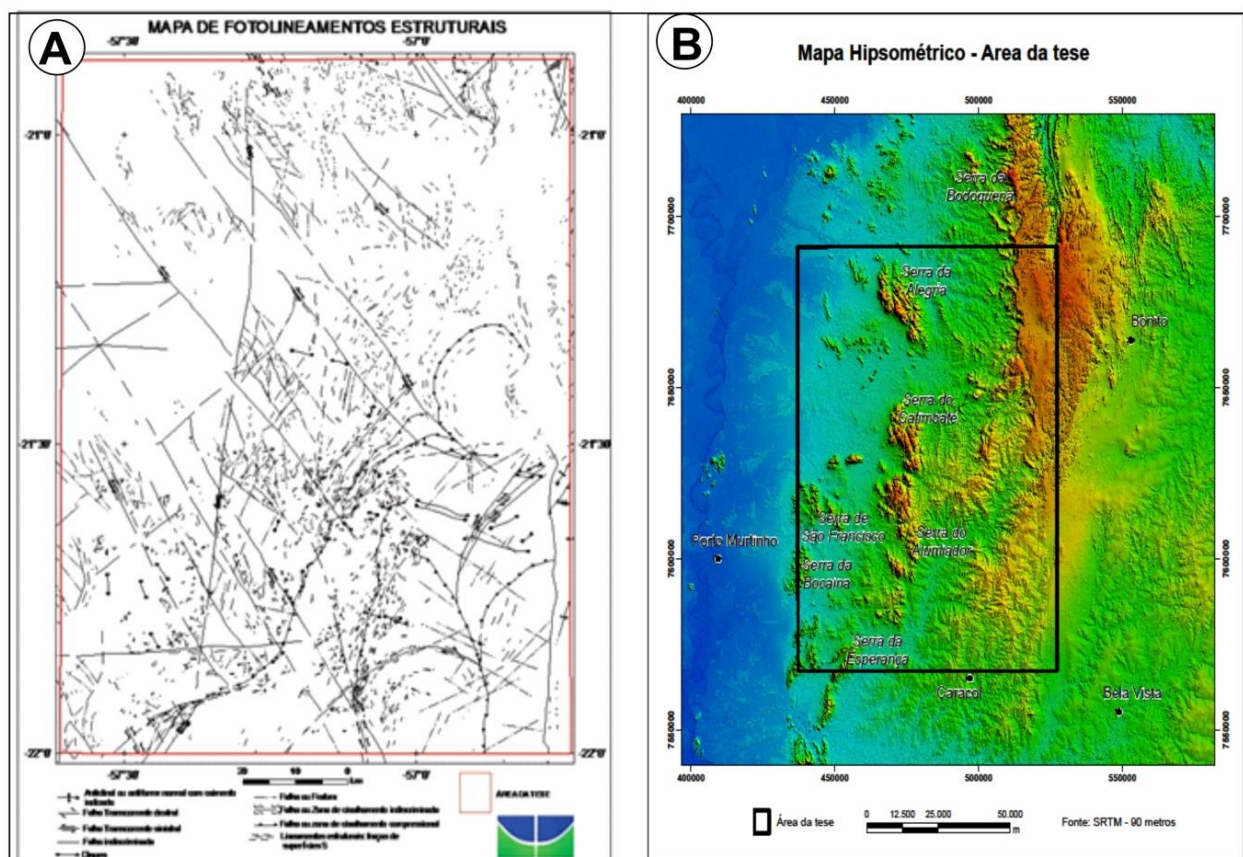


Figura 0.2. (a) Mapa de fotolineamentos da área da tese, com destaque das principais estruturas; (b) Mapa hipsométrico da área da tese a partir de imagens SRTM.

Na individualização de unidades também foram utilizados os dados do último levantamento aerogeofísico, com linhas de voo espaçadas em 500 m, executado pela CPRM (Projeto Bonito-Porto Murinho), que abrange toda a área de estudo (Figura 1.3).

A interpretação das imagens aerogeofísicas permitiu a individualização de plútons graníticos no Complexo Rio Apa, rochas do Grupo Alto Tererê e a presença de enxame de diques básicos individualizados na área, ressaltando que os mesmos se restringem a área do embasamento Paleoproterozoico e demarcam o limite da Faixa Paraguai.

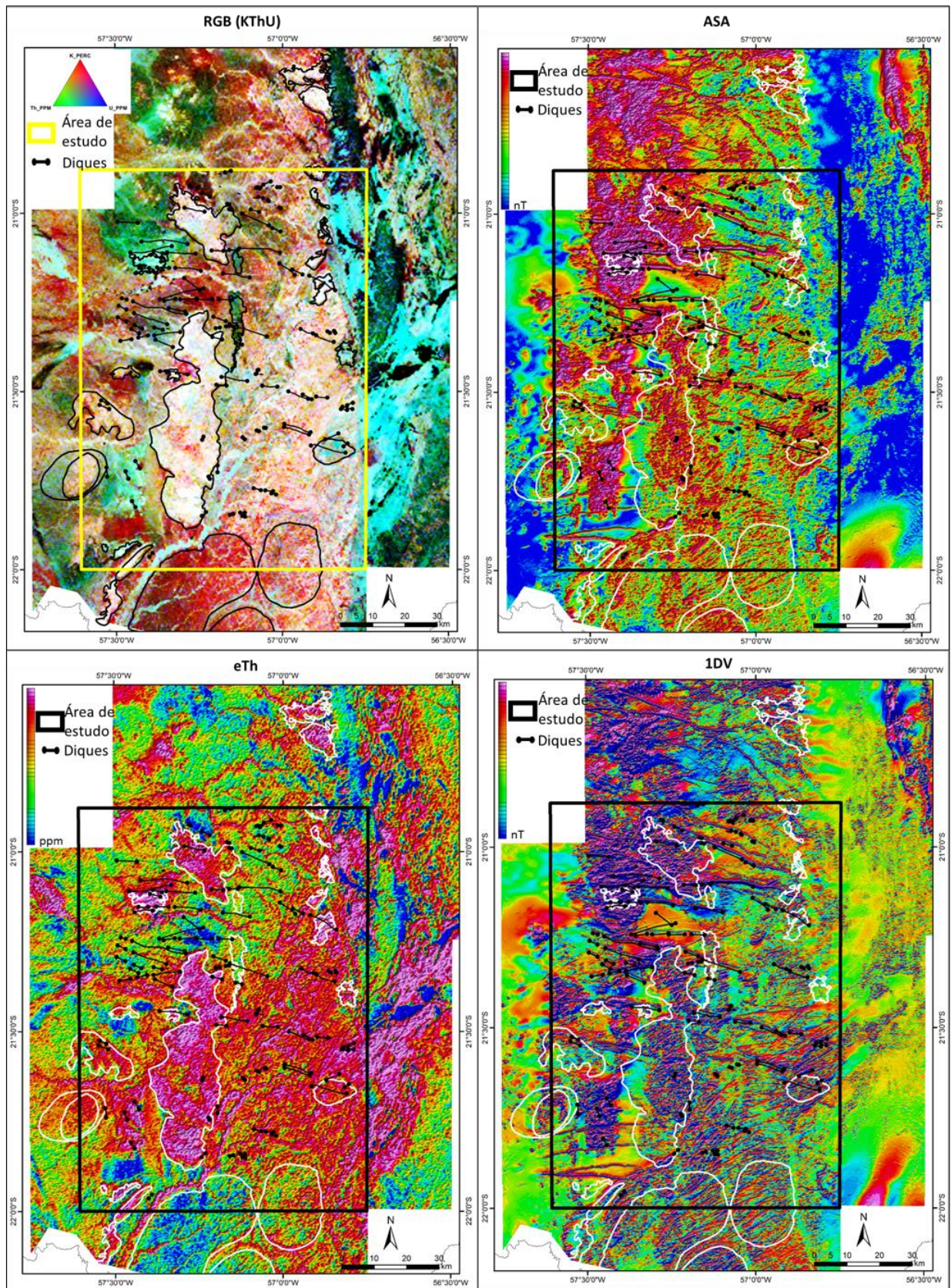


Figura 0.3. Imagens aerogeofísicas da área de estudo, Bloco Rio Apa. (a) Imagem gamaespectrométrica ternária (RGB); (b) Imagem de amplitude do sinal analítico (ASA), com destaque para feições lineares magnéticas com direção preferencial EW, interpretadas como diques máficos; (c) Imagem gamaespectrométrica do canal do Th, mostrando algumas semelhanças entre os domínios dos plútons graníticos com a imagem RGB; (d) Imagem da primeira derivada vertical, semelhante a interpretação da Figura (b), evidenciando os lineamentos magnéticos com destaque para os diques básicos EW da Província Rio Perdido e os corpos graníticos do Complexo Rio Apa.

A Figura 1.3a mostra o limite do Bloco Rio Apa com a Faixa Paraguai a leste (em azul), bem como os corpos graníticos individualizados no âmbito do Complexo Rio Apa (granitos Scardini, Sanga Bonita, Tamanduá, Alumiador e Baía das Garças) e uma faixa esverdeada de direção NS confirmada em campo como relacionada a área de ocorrência de rochas básicas (gabros e anfibólitos) pertencentes ao Grupo Alto Tererê. A Figura 1.3b mostra a individualização de rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra da Bocaina na porção sudoeste da área, bem como de corpos graníticos enriquecidos em magnetita encontrados no Complexo Rio Apa.

Na Figura 1.3c evidencia-se a individualização do corpo do Granito Tamanduá que apresenta valores de Th mais baixos, somados a valores elevados de K observados na Figura 1.3a.

Os lineamentos magnéticos observados no mapa de amplitude do sinal analítico (ASA) e da primeira derivada (1DV) mostram lineamentos com direções preferenciais EW e NW, que correspondem a enxame de diques básicos encontrados na área (Figuras 1.3b, d).

1.6. Procedimentos Analíticos

Os estudos em laboratório compreenderam a elaboração de seções delgadas e análise petrográfica de rochas, análises de difração de raios-X de alguns minerais, análises químicas de rochas de elementos maiores, traços e terras raras, análises isotópicas U-Pb, Sm-Nd e Ar-Ar.

As amostras foram encaminhadas para análise química no Laboratório Acme Analytical Laboratories Ltda, análises isotópicas U-Pb (2 amostras), Sm-Nd (6 amostras), no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da UnB, onde também foram analisados grãos detríticos de zircão para estudos de proveniência em 2 amostras de xisto e 2 de quartzito do Grupo Alto Tererê, 2 amostras de xisto do Grupo Amolar e cristais de monazita de xisto do Grupo Alto Tererê.

Efetuuou-se também análise de 1 amostra pelo método U-Pb SHIRIMP no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo e 1 amostra para análise Ar-Ar em muscovita, efetuada no Laboratório da Universidade de Queensland, Austrália (Tabela 1.1).

Tabela 0.1. Atividades desenvolvidas e controle das análises obtidas na bibliografia e efetuadas na tese.

| ATIVIDADE/ANÁLISES | Dados Totais | Dados da Tese |
|---|------------------------------|------------------------------|
| Mapeamento Geológico (km²) | 18.000 | 11.195 |
| Caminhamento Geológico (km) | 1792 | 437 |
| Afloramentos Descritos | 868 | 467 |
| Petrografia Analisada | 198 | 68 |
| Análise Litoquímica | 74 | 33 |
| Dados Estruturais | 1227 | 796 |
| Imagens Aerogeofísicas (500mx500m Espectroradiométricas e Magnetométricas) | 18.000 Km² | 11.000 Km² |
| Raio X | 1 | 1 |
| Análises Geocronológicas | | |
| U-Pb SHRIMP | 16 | 1 |
| U-Pb | 22 | 12 |
| U-Pb Monazita | 1 | 1 |
| U-Pb grãos zircão detrítico | 6 | 6 |
| Sm-Nd | 72 | 45 |
| ⁴⁰Ar/³⁹Ar | 10 | 1 |

1.6.1. Método U-Pb

As análises isotópicas U-Pb foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, seguindo a sistemática de [Bühn *et al.* \(2009\)](#) e na preparação utilizou-se o procedimento padrão do Laboratório de Geocronologia da UnB, no qual a amostra é reduzida por britagem e moagem e extraída a fração inferior a 500 micrômetros. A partir do material recolhido, os minerais pesados são separados utilizando concentração gravimétrica com uso de bateia, separador isodinâmico *Frantz* e separação manual em lupa binocular. Os grãos de zircão e monazita separados foram montados em *mounts* com resina epóxi (a frio), desgastados e polidos para exposição do interior dos grãos, seguindo-se limpeza com banho de ácido nítrico diluído (3%), água Nanopure® em ultrassom e em acetona para extração de qualquer resíduo de

umidade. Para a confecção dos *mounts* de rochas metassedimentares não foi realizado processo de seleção dos cristais de zircão, visando amostragem randômica das populações existentes.

Também foram realizadas análises U-Pb em cristais de monazita, na tentativa de obter idades de cristalização, possivelmente relacionadas a evento metamórfico.

As determinações isotópicas foram efetuadas por LA-MC-ICP-MS em equipamento *Neptune* (Thermo-Finnigan) acoplado a Nd-YAG ($\lambda=213\text{nm}$) *Laser Ablation System* (*New Wave Research*, (USA)). A ablação dos grãos foi realizada em *spots* de 25-40 micrômetros. O material vaporizado foi carregado por fluxo de He ($\sim 0,40$ L/min) e Ar ($\sim 0,90$ L/min). Nas análises foi utilizado o padrão internacional GJ-1 e o padrão interno PAD-1. Os dados foram adquiridos em 40 ciclos de 1 segundo. O procedimento de coleta de dados seguiu a sequência de leitura 1 branco, 1 padrão, 4 amostras, 1 branco, 1 padrão. Em cada leitura foram determinadas as intensidades das massas ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th e ^{238}U . Para a aferição da qualidade analítica foram realizadas análises sistemáticas ao longo do dia no padrão internacional de zircão 91500 ou padrão interno PAD1.

A redução dos dados brutos, que inclui correções para branco, deriva do equipamento e chumbo comum, foram realizadas em planilha EXCEL, confeccionada no próprio laboratório. As incertezas associadas às razões apresentadas nas Tabelas são de 1σ , em porcentagem. No cálculo das idades utilizou-se o programa ISOPLOT 3.0 (Ludwig, 2003).

Este método foi utilizado para a determinação da idade de cristalização de 13 amostras de corpos graníticos, gnaisses, rochas vulcânicas e metamáficas expostas na área e as idades de proveniência de zircão detrítico em rochas metassedimentares.

Os resultados encontrados foram analisados em conjunto com os disponíveis na literatura e discutidos em termos do contexto regional, bem como comparados com outras regiões do Cráton Amazônico.

1.6.2. Método Sm-Nd

As análises isotópicas Sm-Nd também foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, seguindo o método descrito por Gioia e Pimentel (2000). Neste procedimento cerca de 50 mg de amostra pulverizada são misturados a uma solução traçadora de ^{149}Sm e ^{150}Nd . A amostra é dissolvida em cápsulas Savillex® por meio de sucessivos ataques ácidos em HF, HNO₃ e HCl. Os conteúdos de Sm e Nd são extraídos por meio de colunas de troca catiônica, confeccionadas em Teflon e preenchidas com resina LN-Spec. Os sais de Sm e Nd são depositados em filamentos de rênio com ácido nítrico e evaporados. As leituras das razões foram realizadas no espectrômetro de massa multicoletor, modelo Finnigan MAT 262 em

modo estático. As incertezas para as razões de Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são inferiores a $\pm 0,5\%$ (2σ) e $\pm 0,005\%$ (2σ), respectivamente, baseadas em repetidas análises dos padrões internacionais BHVO-1 e BCR-1. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas em função da razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219. Os valores de T_{DM} foram calculados usando o modelo de [De Paolo \(1981\)](#).

1.6.3. Método Ar-Ar

Os cristais de mica selecionados para análise isotópica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foram triturados até alcançar granulação inferior a 2 mm, lavadas em banho ultrassônico e imersas por período mínimo de 15 min, sequencialmente, em água destilada e em etanol absoluto, seguida de secagem ao ar. Os grãos selecionados foram acondicionados em discos de alumínio junto com padrão internacional (*Fish Canyon Sanidine* - idade $28,201 \pm 0,046$ Ma; [Kuiper et al., 2008](#)), para monitoramento do fluxo de nêutrons, seguindo o modelo de [Vasconcelos et al. \(2002\)](#). Os discos de irradiação foram fechados com tampas de alumínio, envolvidos em papel alumínio, selados em tubos de quartzo, dispostos em recipiente colunar de cádmio e posteriormente irradiados em reator tipo TRIGA, por 42 h. Cada amostra foi aquecida gradualmente com um feixe de laser contínuo com tamanho de 2 mm, para extração do Ar por fusão por etapas (*step-heating*) das amostras irradiadas. O procedimento resulta em extração de várias frações de gás a temperaturas crescentes analisadas individualmente no espectrômetro de massa MAP-215-50, utilizando o *software* "MassSpec Versão 7.527", desenvolvido pelo Centro de Geocronologia de Berkeley-EUA ([Deino and Potts, 1990](#); [Vasconcelos et al., 2002](#)).

1.6.4. Difração de Raios-X

Visando a identificação de alguns minerais escuros, ligeiramente magnéticos encontrados em anfibólitos do Grupo Alto Tererê, foi realizada análise de difração de raios-X no Laboratório de Mecânica das Rochas da Divisão de Solos de FURNAS (LABS.C - DCT.C), em difratômetro marca Siemens, modelo D5000, seguida de interpretações em computador acoplado ao difratômetro, utilizando *software* para captura de dados *Diffraction Plus* versão 2,3 de 2009 para interpretação de dados, *Software EVA*, versão 2009, com banco de dados de 2009 do *International Centre for Diffraction Data* (ICDD).

No procedimento as amostras secas foram submetidas à desagregação com uso de moinho orbital até obtenção de 100% do material passante na peneira de 325 mesh Tyler (0,043 mm). Concluída esta etapa, parte do material foi analisada no Difratômetro de Raios-X pelo Método do Pó Não-Orientado (Análise Integral).

1.6.5. Geoquímica de Rocha Total (Elementos Maiores, Traços e Terras Raras)

A preparação de amostras para análises químicas consistiu na pulverização na fração 150 mesh, usando moinho de ágata no laboratório de Geociências da Universidade Federal de Mato Grosso e da CPRM Goiânia.

Foram selecionadas 32 amostras de rochas para análise. As concentrações dos elementos maiores e menores em rocha total foram determinadas por espectrometria de emissão ICP-AES, com erro de $\pm 2\%$ para concentrações 50 vezes acima dos limites de detecção. Os elementos traços e terras raras (ETR) foram analisados pelo método ICP-MS, com erro de $\pm 5\%$ para concentrações 50 vezes acima dos limites de detecção. Nestes dois tipos de análises, as amostras foram fundidas em LiBO_2 , digeridas e diluídas em ácido nítrico, e analisadas no Laboratório Acme Analytical Laboratories Ltda.

CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton Amazônico é marcado por um arranjo tectono-estratigráfico, no segmento sudoeste, resultante de eventos magmáticos acrescionários, relacionados a orógenos Paleoproterozoicos, desenvolvidos nos domínios das províncias geocronológicas Tapajós-Parima e Rondônia-Juruena (Tassinari e Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2008), com o Bloco Rio Apa posicionando-se na porção mais a sul (Figura 2.1).

A Província Rondônia-Juruena é marcada por três domínios geotectônicos: (i) Domínio Juruena - (T_{DM} 2,1 Ga, U-Pb entre 1,82 e 1,78 Ga) com magmatismo de arco calci-alcálico representado nas suítes Juruena, Paranaíta e Colíder (U-Pb 1817-1786 Ma) e Alcalinas Rio Cristalino (1806 Ma). Deposição do Grupo Beneficente com idade máxima de sedimentação (Pb-Pb de 1,7 Ga); (ii) Domínio Roosevelt-Aripuanã - caracterizado por dois estágios granitogênicos acrescionários sin- a pós-colisionais representados pelo magmatismo (E1) das unidades Vitória (U-Pb 1785±8 Ma), Apiacás (1784±32 Ma), São Pedro (U-Pb 1784±17 Ma) e São Romão (U-Pb 1770±9 Ma), afetadas por evento tectono-metamórfico de fácies anfíbolito em 1653±42 Ma. O magmatismo (E2) engloba as vulcânicas Roosevelt e granitóides calci-alcálicos tardi- a pós-orogênicos com idades U-Pb entre 1757 Ma e 1743 Ma. (Lacerda Filho e Frasca, 2011); (iii) O terceiro domínio é representado pelo Bloco Rio Apa (Ruiz, 2005; Lacerda Filho *et al.*, 2006).

A evolução geológica da porção sul do Cráton Amazônico é caracterizada pela aglutinação de fragmentos crustais ao longo de arcos magmáticos Paleo-mesoproterozoicos relacionados a Província Rondônia-Juruena e o Orógeno Sunsás, responsáveis pela estruturação regional.

2.1. Bloco Rio Apa

O Bloco Rio Apa constitui um segmento crustal Paleoproterozoico, posicionado no extremo meridional do Cráton Amazônico, no sudoeste de Mato Grosso do Sul e norte do Paraguai, inserido no âmbito da Província Rondônia-Juruena (Santos *et al.*, 2008).

Este terreno está exposto entre a Serra da Bodoquena e o Rio Paraguai, ocupando faixa alongada NS, com 220 km de comprimento e largura média de 60 km. É limitado a norte e leste pelas rochas Neoproterozoicas da Faixa Paraguai, a sudoeste pelo Grupo Itapucumi e é em boa parte encoberto por extensos depósitos sedimentares cenozoicos da Bacia do Pantanal, o que dificulta o entendimento do posicionamento estratigráfico das unidades e suas relações com as diferentes massas continentais adjacentes (Figura 2.2).

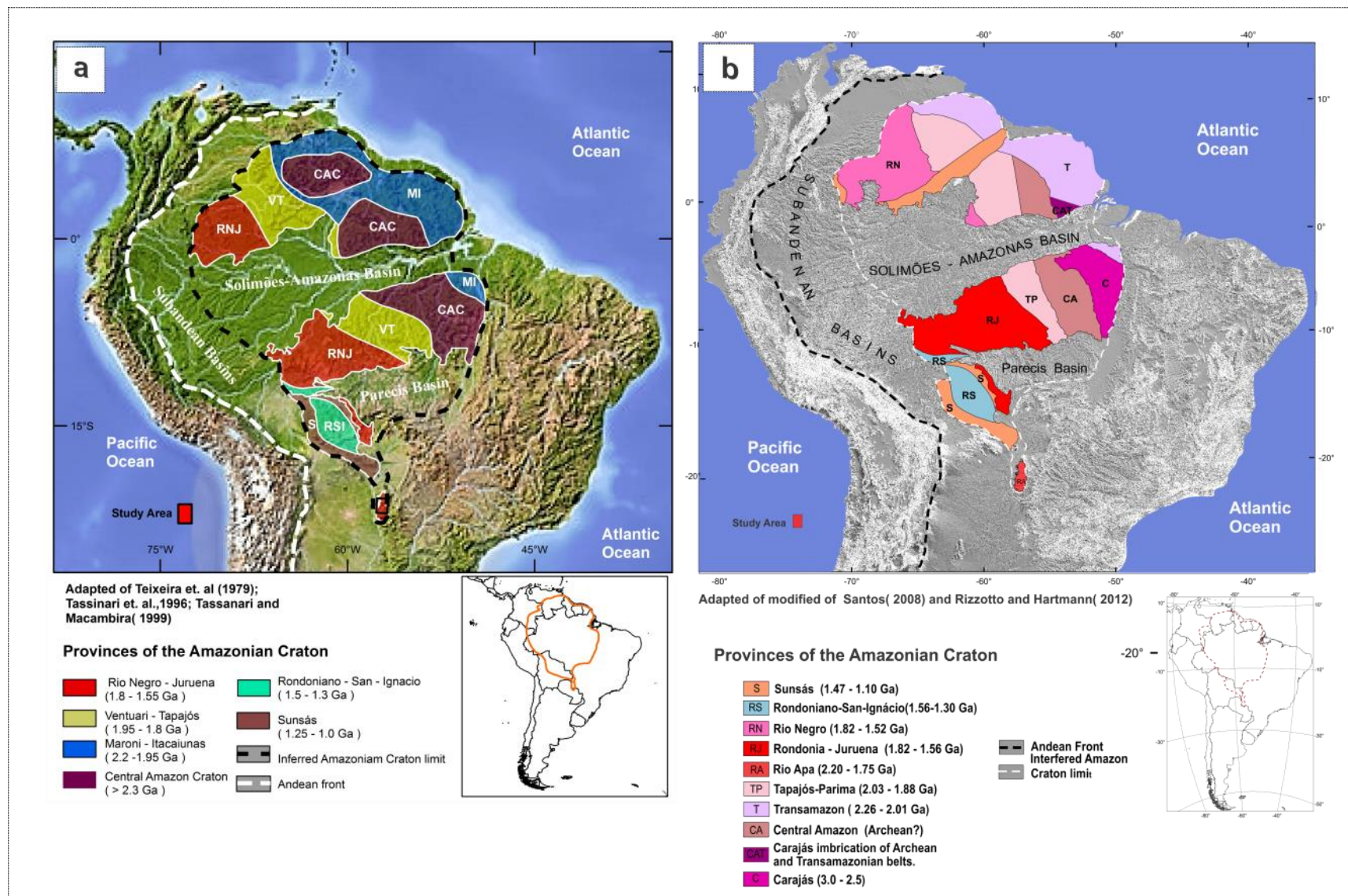


Figura 0.1. (a) Principais províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (modificado de Tassinari e Macambira, 1999); (b) Proposta de compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico (modificado de Santos *et al.*, 2008 e Rizzotto e Hartmann, 2012).

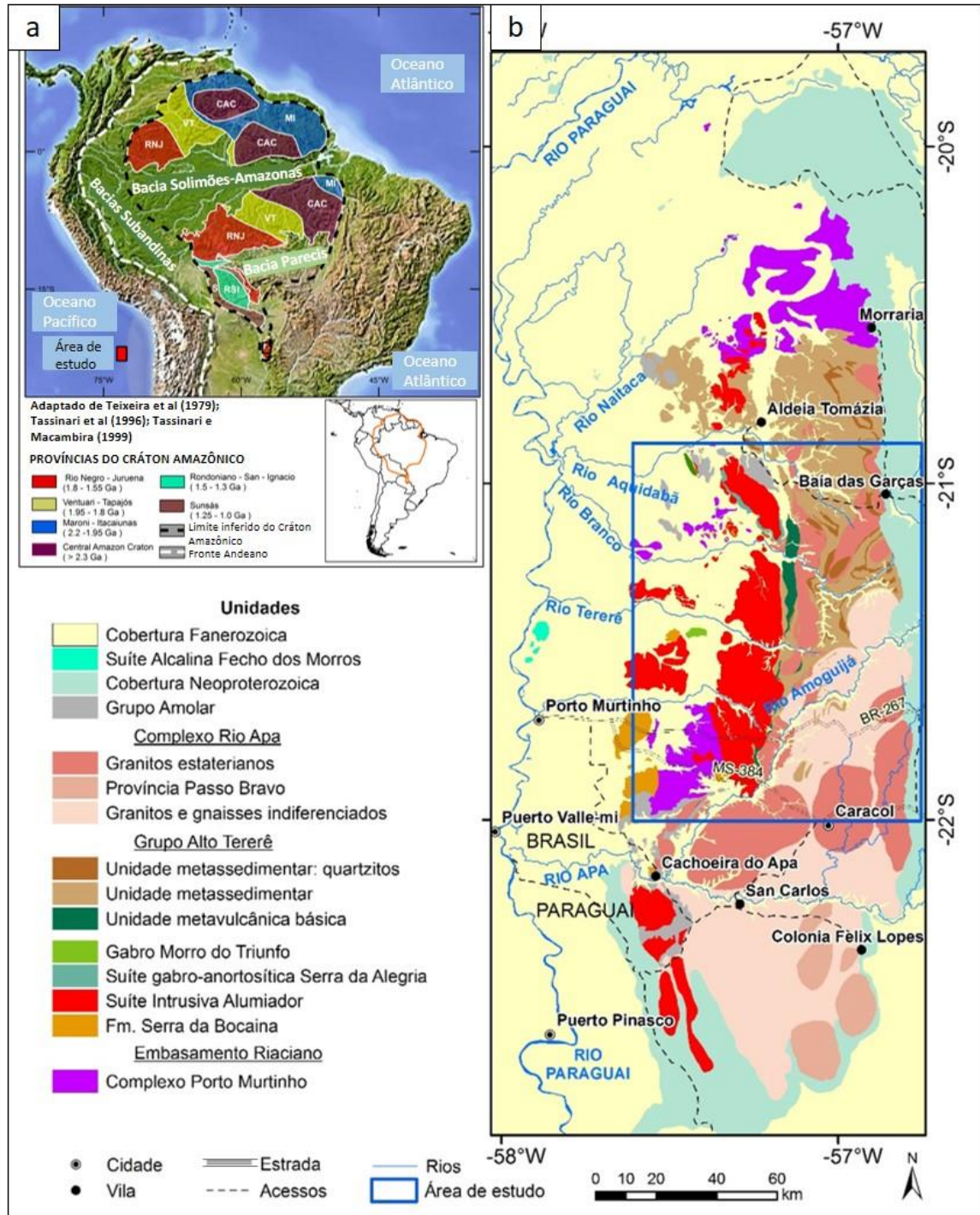


Figura 0.2. Mapa geológico simplificado do Bloco Rio Apa adaptado de (Lacerda Filho *et al.*, 2006; Wins, 1986, Cordani *et al.*, 2010).

Nos modelos de reconstituição paleogeográfica o Bloco Rio Apa muitas vezes não aparece como integrante do Cráton Amazônico (Cordani *et al.*, 1979; Litherland e Bloomfield, 1981; Litherland *et al.*, 1986). Outros trabalhos admitem o Bloco Rio Apa como parte integrante de fragmentos cratônicos adjacentes, como o Cráton Rio de la Plata (Ramos e Vujovich, 1993); Cráton Pampia (Ramos *et al.*, 2010; Cordani *et al.*, 2009), ou Cráton MARA (Casquet *et al.*, 2012).

Estudos mais recentes (Ruiz *et al.*, 2005a, b, 2007; Ruiz, 2010; Cordani *et al.*, 2005, 2010; Lacerda Filho *et al.*, 2006, 2013, 2015; Brito Neves, 2011) têm confirmado propostas anteriores (Almeida, 1965, 1978, 1985; Hasui e Almeida, 1970, 1985), admitindo que o bloco faz parte do prolongamento meridional do Cráton Amazônico e constitui o embasamento da Faixa Paraguai.

Ruiz *et al.* (2005a) e Lacerda Filho *et al.* (2006) reavaliaram os dados disponíveis e sugerem que o Bloco Rio Apa compõe o segmento sul do Cráton Amazônico, constituindo o embasamento da Faixa Paraguai e do aulacógeno Tucavaca.

O bloco é marcado por setores com características tectono-estruturais e geocronológicas distintas, que levaram a sugerir a presença de quatro compartimentos geotectônicos (Lacerda Filho *et al.*, 2006): (i) Remanescente de Crosta Oceânica (2,2-1,95 Ga), representado pelo Grupo Alto Tererê; (ii) Arco magmático Rio Apa (1,95-1,97 Ga), formado pelo Complexo Rio Apa; (iii) Arco Mmagmático Amoguijá (1,87-1,75 Ga), compreendendo as rochas da Suíte Amoguijá (Granito Alumiador e rochas vulcânicas Serra da Bocaina); (iv) Domínio Amolar (Figura 2.3).

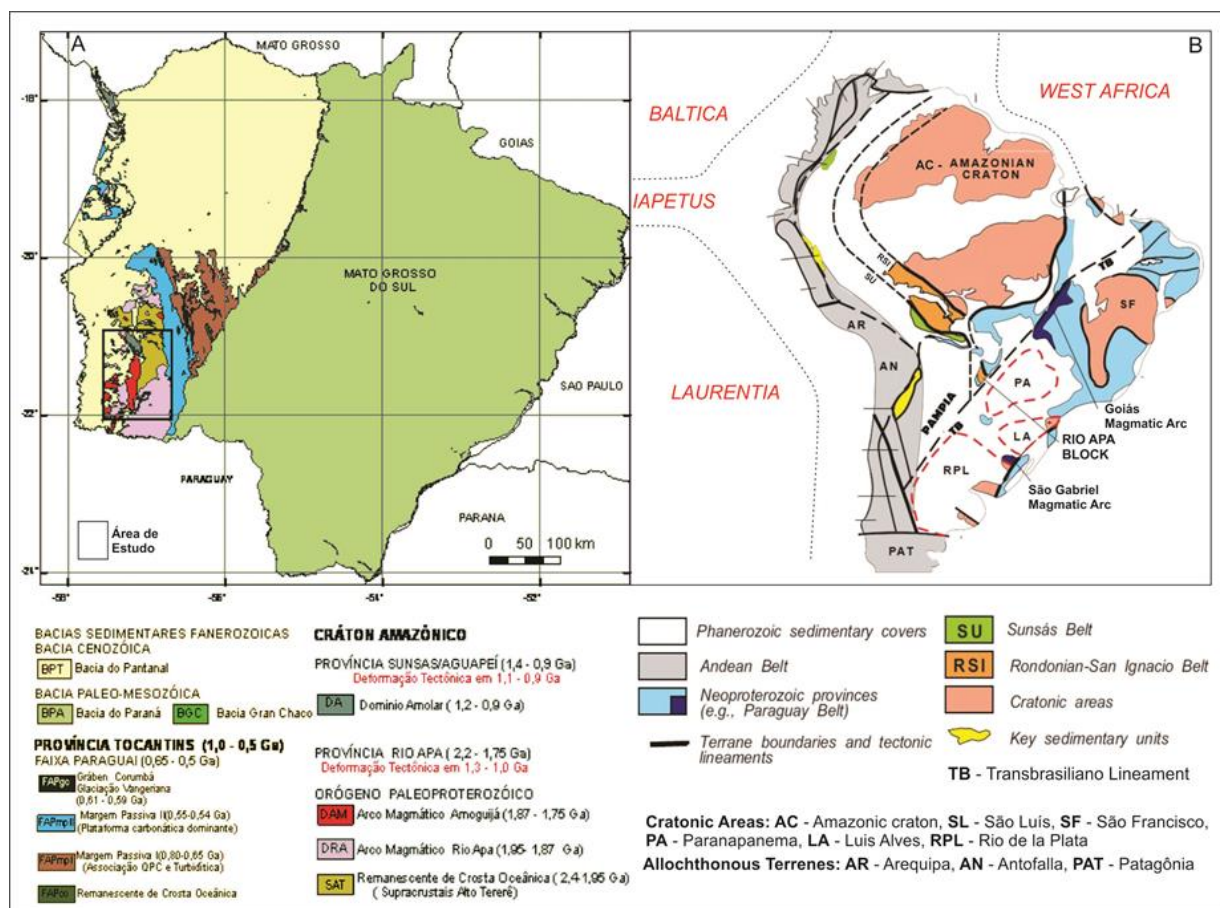


Figura 0.3. (a) Compartimentação geotectônica de Mato Grosso do Sul modificado de Lacerda Filho *et al.* (2006), (b) Mapa geotectônico esquemático da América do Sul com a disposição dos blocos arqueanos-paleoproterozoicos, províncias mesoproterozoicas Rondoniano-San Ignacio e Sunsas-Aguapeí, envolvidos na colisão da Laurentia e Gondwana, modificado de Cordani *et al.* (2010).

Por sua vez, [Cordani et al. \(2010\)](#), considerando a distribuição das idades modelo Sm-Nd e dados U-Pb, Rb-Sr, K-Ar e Ar-Ar, sugerem a divisão em dois blocos tectônicos (oriental e ocidental), com histórias evolutivas distintas, limitados por zona de sutura de direção aproximadamente N-S, admitindo que os mesmos já se encontravam unidos em 1,3 Ga.

Baseados em novos dados cartográficos e geocronológicos, [Faleiros et al. \(2015\)](#) sugerem a subdivisão do bloco em três terrenos distintos (ocidental, oriental e sudeste), separados por zonas de cisalhamento.

O entendimento da evolução deste segmento crustal do extremo sul do Cráton Amazônico, sugere relação com processos acrescionários, relacionados à evolução de arcos magmáticos desenvolvidos no Paleoproterozoico, entretanto ainda são necessários estudos para melhor conhecimento deste setor do Cráton Amazônico.

2.2. Geologia da Área de Estudo

A área de estudo compreende a porção central do Bloco Rio Apa e o conhecimento geológico da região deve-se aos mapeamentos geológicos sistemáticos iniciados na década de 70, desenvolvidos pela CPRM, merecendo destaque os trabalhos de ([Corrêa et al., 1976](#); [Nogueira et al., 1978](#); [Schobbenhaus e Soares, 1979](#); [Correia Filho e Martins, 1981](#); [Theodorovicz et al., 1991](#); [Araújo et al., 1982](#); [Del'Arco et al., 1982](#); [Godoi e Martins, 1999](#); [Godoi et al., 1999](#); [Lacerda Filho et al., 2004](#); [2006](#); [Godoy et al., 2006 a](#); [b](#); [2007 b](#); [2009 a](#); [b](#); [2010 a](#); [2012](#); [Wiens, 1986](#); [Ruiz et al., 2005](#); [2007](#); [Godoy et al., 2009](#); [2010 a](#); [2012](#); [Cordani et al., 2010](#); [Remédio et al., 2013](#); [2014](#); [Pavan et al., 2014](#); [Faleiros et al., 2014](#); [2015](#)), além de dissertações de mestrado e teses de doutorado ([Wiens, 1986](#); [Silva, 1998](#); [Manzano, 2013](#); [Teixeira et al 2013](#); [Cabrera, 2015](#)) e trabalhos de graduação da UFMT cuja síntese histórica das principais propostas estratigráficas sugeridas para a região do Bloco Rio Apa é apresentada na Tabela 2.1.

Em decorrência destes estudos desenvolvidos na área, houve uma proliferação de nomes de unidades estratigráficas, cujo reordenamento é buscado neste trabalho, com base nos novos dados geocronológicos e geoquímicos, no sentido de melhor entender os processos envolvidos na história evolutiva deste segmento crustal.

A compartimentação litoestratigráfica do bloco está intimamente relacionada aos eventos orogenéticos acrescionários desenvolvidos na área, compostos por distintas suítes graníticas e sequências metassedimentares, sumarizadas na Tabela 2.2. Esta organização estratigráfica exibe

modificações no posicionamento estratigráfico de algumas unidades em decorrência de novos dados obtidos neste estudo.

Tabela 0.1. Síntese das principais propostas estratigráficas para o Bloco Rio Apa.

| Corrêa <i>et al</i> (1976) | Nogueira <i>et al</i> (1978) | Schobbenhaus & Soares (1979) | Corria Filho & Martins (1981) | Araujo <i>et al</i> (1982) | Godoi <i>et al</i> (1999) | Godoi&Martins (1999) | Lacerda Filho <i>et al</i> (2006) | Godoy <i>et al</i> (2009) | Cordani <i>et al</i> (2010) | Lacerda Filho (2015) Este Trabalho |
|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--|----------------------------|---|---|---|--|---------------------------------|---|
| Diques básicos Fm Serra Geral | Diques básicos Fm Serra Geral | | | Gabro Morro do Triunfo | Diques básicos Fm Serra Geral | Diques básicos Fm Serra Geral | | | | |
| | | | | Alcalina Fecho dos Morros | Suíte Alcalina Fecho dos Morros | Suíte Alcalina Fecho dos Morros | Suíte Alcalina Fecho dos Morros | Alcalina Fecho dos Morros | Suíte Alcalina Fecho dos Morros | Suíte Alcalina Fecho dos Morros |
| | | | | | | Gabro Morro do Triunfo | | | | Suíte Rio Perdido |
| Formação Urucum | | | Formação Urucum | Formação Urucum | Formação Urucum | Formação Urucum | Unidade Amolar | | Dominio Amolar | Grupo Amolar |
| | | | | | | | | | | Complexo Rio Apa: Granitos: Baía das Garças, Cerro Porã, Santa Clarinha, Sanga Bonita, Tamanduá, Gnaiss Caracol |
| | | | | | | | | Granito Baía das Garças | | |
| | | | | | | | Diques e sills básicos | | | |
| | | | | | | | | Leucognaisses Caracol | | |
| | | | | | | | | Grupo Alto Tererê | | |
| Intrusiva Básicas Diques | | Corpos e diques anfíbolíticos | Intrusiva Básicas | | | | Intrusão Gabro Anortosítica Serra da Alegria | Gabro Morro do Triunfo | Grupo Alto Tererê | Grupo Alto Tererê |
| | | | | | | | | Intrusivas Básicas | | Intrusivas Básicas: Gabro Morro do Triunfo |
| | | | Grupo Amoguijá: Intrusivas Básicas Intrusivas Ácidas Extrusivas Ácidas | Suíte Intrusiva Alumiador | Grupo Amoguijá: Suíte Intrusiva Alumiador, Suíte Vulcânica Serra da Bocaina | Supersuíte Amoguijá: Suíte Intrusiva Alumiador, Suíte Vulcânica Serra da Bocaina | Suíte Amoguijá: Vulcânica Serra da Bocaina, Granito Alumiador | Grupo Amoguijá: Suíte, Vulcânica Serra da Bocaina, Suíte Intrusiva Alumiador | Suíte Serra da Alegria | Gabro Anortosítica Serra da Alegria |
| | | Complexo Amoguijá | | Grupo Amoguijá | | | | | Complexo Triunfo | Complexo Paraíso: Granitos Scardine, Rio Areia, Gnaiss João Cândido |
| | | | | | | | | | Vulcanicas Serra da Bocaina | Suíte Amoguijá: Granitos: Alumiador, Aquidabã, Corrego do Cervo, Formação Serra da Bocaina |
| Assoc. Metamórfica Alto Tererê | Assoc. Metamórfica Alto Tererê | Assoc. Metamórfica Alto Tererê | Assoc. Metamórfica Alto Tererê | | Assoc. Metamórfica Alto Tererê | Assoc. Metamórfica Alto Tererê | | Grupo Alto Tererê | Granito Alumiador | Formação Serra da Bocaina |
| | | | | | | | | | Provincia Passo Bravo | Provincia Passo Bravo |
| Intrusivas e Extrusivas Ácidas | Intrusiva Ácidas | | | Complexo Rio Apa | | | Complexo Rio Apa | | | Complexo Rio Apa: Leucognaiss Caracol, Gnaisses Porto Murinho, Gnaiss Morraria |
| Complexo Basal | Complexo Basal | Pré-Cambriano Indiferenciado | Complexo Basal | | | Complexo Rio Apa | Complexo Rio Apa | Grupo Alto Tererê | | |

As rochas que constituem o Bloco Rio Apa são agrupadas em oito unidades estratigráficas maiores desenvolvidas em diferentes estágios da evolução deste terreno: (i) embasamento representado pelas rochas do Complexo Porto Murinho; (ii) Suíte Amoguijá incluindo os granitos Alumiador e a Formação Serra da Bocaina, e outros corpos graníticos similares (Aquidabã, Serra Verde e Córrego Cervo); (iii) Intrusiva básica Gabro-Anortosítica Serra da Alegria; (iv) Gabro Morro do Triunfo; (v) Grupo Alto Tererê; (vi) Granito-gnaisses do Complexo Rio Apa; (vii) Grupo Amolar; (viii) Suíte Rio Perdido (Tabela 2.2). Na porção sul do bloco, no Paraguai, são encontrados gnaisses e granitos da Província Passo Bravo, e na porção oeste, intrusões alcalinas da Suíte Alcalina Fecho do Morros (Figura 2.4).

Tabela 0.2. Compartimentação litoestratigráfica da área da tese.

| ÉON | ERA | PERÍODO | 10 ⁶ anos | UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICAS |
|-----------------|--------------------|-------------------|----------------------|---|
| FANEROZÓICO | CENOZÓICO | QUATERNÁRIO | HOLOCENO | <p>Q2a Depósitos Aluvionares: areia, areia quartzosa, cascalho, silte, argila e localmente turfa. Ambiente continental fluvial.</p> <p>Q2x Formação Xaraíes: Tufas calcárias</p> |
| | | | 0,01 | <p align="center">Bacia Pantanal</p> <p>Formação Pantanal</p> <p>Q1p2 Fácies depósitos aluvionares: sedimentos argilo-siltico arenosos.</p> <p>Q1p1 Fácies terraços aluvionares: sedimentos arenoso-argilosos, semi-incosolidados, parcialmente laterisados.</p> <p>Q1pc Fácies depósitos coluvionares: Arenitos conglomeráticos conglomerados</p> |
| NEOPROTEROZÓICO | NEOPROTEROZÓICO II | CALIMIANO | 1,8 541 | <p align="center">Faixa Paraguai</p> <p>Grupo Corumbá</p> <p>Formação Tamengo (Npt): Calcário calcítico cinza escuro, com brecha carbonática intraformacial (bc) com clastos de dolomito, calcário, silxito e fosforito-marga carbonosa, ritmitos (calcário calcítico preto e folhelho carbonoso), calcário oolítico e <i>rudstone</i> com <i>cloudina</i>. Fósseis: <i>Corumbelalla werneri</i> e <i>Cloudina</i>. Ambiente periplateformar e de talude em condições pelágicas.</p> <p>NP3tc^d</p> <p>Formação Bocaina: (NPbo) mármore dolomítico, dolomito estromatolítico coluna a pseudo colunar, rochas fosfáticas (microfosforito, estromatólitos e laminações algáceas fosfatizadas), brecha carbonática, dolomito lamindado e estratificado e <i>psoid rudstone</i> (c) calcário calcítico, dolomítico, intraclástico e oolítico. Ambiente de plataforma marinha sujeito <i>aupwellings</i></p> <p>NP3bc</p> <p>Formação Cerradinho (NPce) paraconglomerado, arcóσιο, arenito arcosiano, arenito com lâminas de argilito, folhelho com intercalações predominantes de calcário calcítico (c) e dolomítico. Ambiente de planície de maré litorânea com retrabalhamento distal dos leques aluviais.</p> <p>NP3ce^c</p> |
| | | | 630 1400 | <p>Suite Rio Perdido - Diques e Sills Básicos: microgabro, diabásio (1.589 ± 44 M.a. U-Pb SHRIMP)</p> <p>MPa4 Grupo Amolar: metassilitos, quartzito, sericita xisto e conglomerados (1.709±1970 M.a.) U Pb Zr detrítico).</p> |
| PROTEROZÓICO | ESTATERIANO | PALEOPROTEROZÓICO | 1600 | <p align="center">Complexo Rio Apa</p> <p>PP4_gbg Granito Baía das Garças: Biotita granito rosa (1.727 ±29 M.a. U Pb)</p> <p>PP34_gcp Granito Cerro Porã: Sieno a monzogranitos pórfiros cinza a roseo (1.749 ±45 M.a. U Pb)</p> <p>PP4_gsc Granito Santa Clarinha: hornblenda biotita gnaiss, monzogranito protomilonítico a milonítico. (1.735 ± 12 M.a. U Pb).</p> <p>PP4_γt Granito Tamanduá: Biotita gnaiss milonítica cinza rosado, monzogranito sienogranito</p> <p>PP4_γsb Granito Sanga Bonita: Biotita granito a sienogranito rosa. (1.721 ±6 M.a. U Pb)</p> <p>PP34c_{gn} ml Gnaiss Caracol: Complexo Rio Apa Indiferenciado - Ortognaiss protomiloníticos a ultramiloníticos cinza rosa (ml), magnetita granada-biotita gnaiss, migmatito, granitóide foliado, biotita granito biotita hoblenda-gnaiss, magnetita-biotita granito, ortognaiss tonalíticos granodioríticos, quartzo monzonito, sienogranito foliado.</p> <p align="center">Grupo Alto Tererê</p> <p>PP3ats_{qt} Unidade Metassedimentar: granada-muscovita-quartzo xisto, muscovita-quartzo xisto, biotita-quartzo xisto, granada-sillimanita-cianita-estauroilita xisto e quartzito (qt) (1.700 - 2.120 M.a.) Zn detrítico</p> <p>PP3atv_{af} Unidade Metavulcânica Básica (PP3atv): anfibólio xisto, metabasito, metavulcânica máfica e anfibolito (af) (1768 ±6 M.a. U Pb).</p> <p align="center">Intrusivas Básicas</p> <p>PP_{dm} Gabro Morro do Triunfo: Olivina gabro coronítico.</p> <p>PP_{isa} Intrusão Gabro Anortositica Serra da Alegria: (1.791 M.a. U Pb SHRIMP) metagabro, metagabro, leucogabro e metanortosito.</p> |
| | | | 1800 | <p align="center">Complexo Paraíso</p> <p>PP34_gs Granito Scardine: Hornblenda biotita granito rosa monzogranito (1791 ±19 M.a. U Pb)</p> <p>PP3_gra Granito Rio Areia: Biotita augen granito gnaiss rosa (1820 ±18 M.a. U Pb)</p> <p>PP3_gjc Gnaiss João Candido: Biotita gnaiss bandado sienogranítico a monzogranito migmatítico milonítico a ultramilonítico e pegmatitos.</p> <p align="center">Suíte Amoguijá:</p> <p>PP3a_{sb} Formação Serra da Bocaina: (1.877 M.a. ± U Pb) riolito, pórfiro, riodacito, dacito, tufos riolítico e riodacítico, tufovitrilo, <i>lapillit</i> tufos e brecha vulcânica.</p> <p>PP3_{gal} sf mgr Granito Alumiador: (1.857 M.a. U Pb SHRIMP): biotita granito, monzogranito com autólitos de tonalito, micromonzogranito, granodiorito granito granofírico microgranito milonítico (mgr), sienogranito, pegmatitos, Granitos; São Francisco (sf) (1.874 ± 16 M.a U Pb SHRIMP).</p> <p>PP3_ga Granitos Aquidabã: Biotita granodiorito, sienogranito granófiro (1830± 5 M.a. U Pb SHRIMP), (sv) Granito Serra Verde (1.868 ± 5 M.a. U Pb SHRIMP).</p> <p>PP4_gcs Granito Córrego Servo: Bt-gnaiss cinza a leuco gnaiss (1841± 7 M.a U Pb SHRIMP)</p> <p align="center">Complexo Porto Murinho:</p> <p>PP2_{pm} p_gb Gnaiss Porto Murinho (2.074 ± 7 M.a. U Pb): gnaiss bandados, veios pegmatíticos subordinadamente anfibolitos e gabros (gb). Gnaiss Morraria (m) (1.950 ± 23 M.a. U Pb SHRIMP), Gabro Matão (gm) (1.969 ± 5 M.a. U Pb), Granito Chatelodo (c) (1.902 ± 6 M.a. U Pb SHRIMP), Granito Morro da Lenha (ml) (1.941 ± 13 M.a. U Pb SHRIMP), Gnaiss Córrego Jiboia (1.989 ± 11 M.a. U Pb SHRIMP), Paragnaiss tonalítico (p) (1.9 a 3.2 G.a. Zr detrítico U Pb SHRIMP); Piatã (pi) (1.892 ± 31 M.a. U Pb).</p> |
| | | ORISIRIANO | 2050 | |

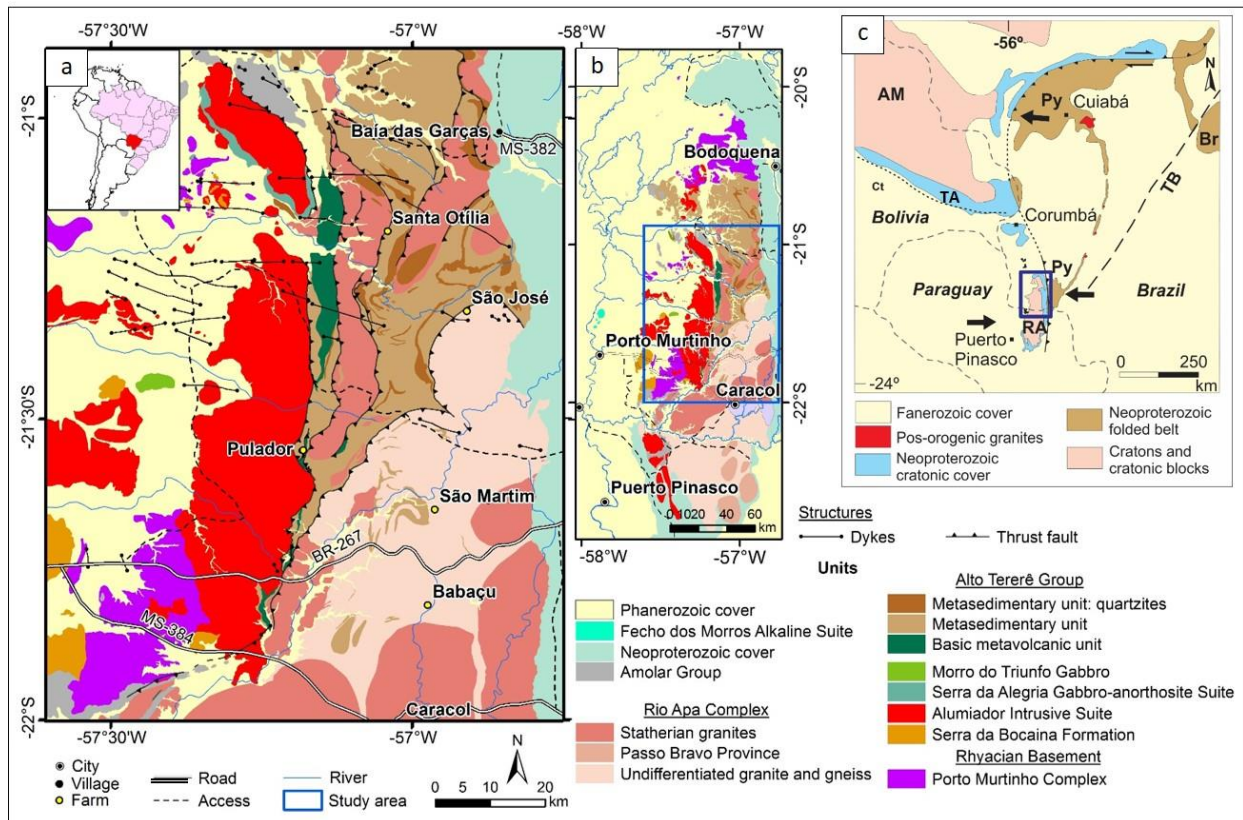


Figura 0.4. Mapa geológico simplificado da área de estudo no Bloco Rio Apa.

2.2.1. Complexo Porto Murтинho

O Complexo Porto Murтинho constitui o embasamento Riaciono/Orosiriano da área, ocupa a porção ocidental do Bloco Rio Apa e compreende conjunto granito-gnáissico, representado por ortognaisses bandados com enclaves de anfibolitos e migmatitos (Cordani *et al.*, 2010), paragnaisses (Pavan *et al.*, 2014), além de granitos e gabros. Também integram o complexo o Gnaiss Morraria (Cordani *et al.*, 2010), Gnaiss Córrego Jiboia (Faleiros *et al.*, 2014), Granito Morro da Lenha (Faleiros *et al.*, 2014), granitos Piatã e Chatelodo e Metagabro Fazenda Matão (Faleiros *et al.*, 2014).

Os gnaisses são afetados por intrusões de granitos e rochas vulcânicas da Suíte Amoguijá (Granito Alumiador, Formação Serra da Bocaina, granitos São Francisco/Chatelodo) (Pavan *et al.*, 2014) cortados por diques básicos.

Os gnaisses Porto Murтинho são compostos por hornblenda-biotita gnaisses bandados e dobrados, de composição tonalítica e subordinadamente monzonítica a monzodiorítica, com frequentes intercalações de anfibolito. Exibem granulação fina a média, textura granoblástica, bandas alternadas ricas em quartzo+K-feldspato+plagioclásio e em biotita+hornblenda+plagioclásio, tendo como minerais de alteração hidrotermal clorita, sericita,

titanita, carbonato e magnetita. São metamorfisados na fácies anfibolito, parcialmente migmatizados, com retrometamorfismo à fácies xisto verde alto.

Gnaisses com características semelhantes são encontrados na porção norte da área sob a denominação de Gnaiss Morraria com idades U-Pb SHRIMP ~1941 Ma (Lacerda Filho *et al.*, 2006) e 1950 ± 23 Ma (Cordani *et al.*, 2010).

Algumas variações composicionais recebem denominações locais, como o Gnaiss Córrego Jiboia, caracterizado por muscovita-biotita gnaisses miloníticos a ultramiloníticos de composição monzogranítica, hidrotermalizados, com fenocristais de K-feldspato. São gnaisses peraluminosos, com assinatura química calci-alkalina e idade U-Pb SHRIMP 1947 ± 9 Ma (Faleiros *et al.*, 2014).

Na porção norte da área são identificados paragneisses como integrantes do complexo; são de cor cinza médio, granulação grossa, com bandamento milimétrico e intercalações de bandas lepidoblásticas formadas por clorita e sericita e bandas claras, quartzo-feldspáticas, com grãos de zircão detrítico que forneceram idades U-Pb SHRIMP entre 1,9 e 3,2 Ga, sugerindo idade máxima de deposição menor que 1,9 Ga para seus protólitos (Faleiros *et al.*, 2014).

São também parte do complexo, plútons graníticos orosirianos intrusivos nos gnaisses. São biotita granitos isótopos a fortemente foliados, de composição sieno- a monzogranítica. Quimicamente são peraluminosos, calcialcalinos, às vezes porfiríticos, incluindo os granitos Morro da Lenha, 1941 ± 6 Ma (Faleiros *et al.*, 2014), Chatelodo, 1902 ± 6 Ma, (Pavan *et al.*, 2014), e São Francisco e Piatã (Campos, 2011). O último constitui batólito intrusivo nos gnaisses do embasamento, composto por granodiorito a sienogranito leucocrático, cinza claro, isótopo, de granulação fina a média, constituído por muscovita, biotita, K-feldspato, plagioclásio e magnetita (Figura 2.5).

Também ocorrem no complexo corpos de metagabros, metaleucogabros e meta-hornblenditos cinza esverdeados, de granulação média a grossa, isótopos, às vezes com bandamento composicional ígneo, intrusivos nos gnaisses, como o Gabro Fazenda Matão (Faleiros *et al.*, 2014), com idade U-Pb em zircão de 1969 ± 5 Ma (obtida neste estudo). Ocupa pequenas elevações na fazenda homônima, associado à expressiva anomalia aeromagnética circular de aproximadamente 4 km de diâmetro, parcialmente encoberto pelos sedimentos cenozoicos da Bacia do Pantanal.

Diques máficos EW (Campos, 2011) são intrusivos no Gnaiss Porto Murtinho e no Granito Piatã e compreendem rochas maciças de cor cinza-escuro, equigranulares finas, com textura ofítica a subofítica e composição gabróica.

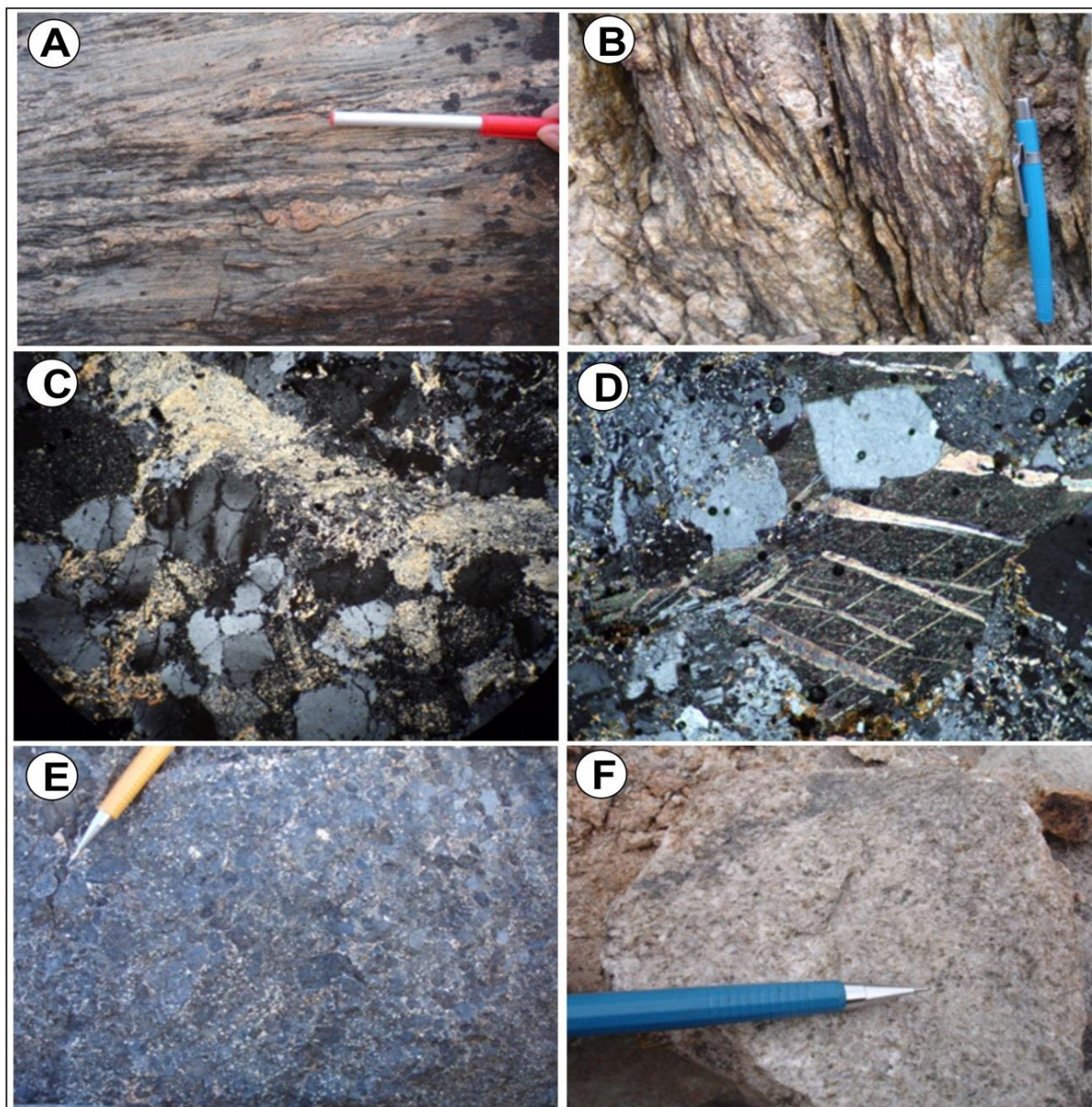


Figura 0.5. (a) Afloramento de Gnaiss bandado Porto Murinho, Rodovia BR-267; (b) Detalhe textural do Gnaiss Porto Murinho, Rodovia BR-267; (c) JV-15, Tonalito Porto Murinho fortemente hidrotermalizado com níveis ricos em sericita; (d) Granodiorito gráfico intrusivo no Complexo Porto Murinho; (e). Aspecto maciço do metagabro Fazenda Matão, cinza escuro, granulação grossa que lateralmente exhibe bandamento ígneo rítmico; (f) Bloco de muscovita biotita granito fino.

2.2.2. Suíte Amoguijá

A Suíte Amoguijá compreende um conjunto plutono-vulcânico orosiriano de natureza ácida, indeformado a fracamente deformado, constituído por granitóides calcialcalinos, denominados granitos Alumiador e rochas vulcânicas e piroclásticas félsicas da Formação Serra da Bocaina (Lisboa, 1909; Almeida, 1965; Corrêa *et al.*, 1976; Nogueira *et al.*, 1978; Schobbenhaus e Soares, 1979; Correia Filho e Martins, 1981; Araújo *et al.*, 1981; Olivatti e Correia Filho, 1981; Lacerda Filho *et al.*, 2006; Manzano *et al.*, 2008; Manzano, 2013; Brittes *et al.*, 2013). Diversas denominações locais foram propostas, como os granitos Córrego Cervo e

Aquidabã (Nogueira *et al.*, 2013), renomeados como Granito Santa Otília (Pavan *et al.*, 2014) e Granito Serra Verde, respectivamente, conforme resumido na Tabela 2.2.

2.2.2.1. Granito Alumiador

Sob a denominação de Granito Alumiador, reúne-se uma série de plútons graníticos, com destaque para o batólito principal situado na serra homônima, com cerca de 150 km de comprimento por 15 km de largura, na porção central da área em estudo. Plútons graníticos menores assemelhados são intrusivos no Complexo Porto Murinho, granitos (Aquidabã/Santa Otília, Serra Verde) e em contato tectônico com os gnaisses do Complexo Rio Apa, Granito Córrego Cervo (Pavan *et al.*, 2014).

Trata-se de uma suíte granítica constituída por sieno- a monzogranitos, isotrópicos, localmente foliados, leucocráticos, de coloração diversificada, em tons de cinza, rosa, esverdeada e avermelhada, em razão do que, são aproveitadas como rochas ornamentais (Lacerda Filho *et al.*, 2006). Trata-se de granitos calcialcalinos de médio a alto potássio, sin-colisionais, de caráter metaluminoso, com características químicas similares às das rochas vulcânicas Serra da Bocaina (Lacerda Filho *et al.*, 2006). Manzano *et al.* (2012) reconhecem quatro fácies: (i) hornblenda-biotita sieno- a monzogranito médio; (ii) biotita sieno- a monzogranito grosso; (iii) biotita monzogranito gráfico, e; (iv) muscovita monzogranito. Também ocorrem alguns corpos graníticos mais diferenciados, com assinatura de granitos pós-colisionais (Figura 2.6).

Na continuidade do batólito Alumiador, na Serra da Alegria e adjacências, Cabrera e Nogueira (2013) identificaram o batólito granítico Aquidabã e o Granito Serra Verde, caracterizados por fácies granodiorítica e dacítica-riolítica, tendo biotita e anfibólio como minerais máficos essenciais; são equi- a inequigranulares, com granulação média a grossa. Exibem assinatura de granitos cálcio-alcálicos de alto potássio, metaluminosos a peraluminosos, gerados em ambiente de arco magmático, em período pós-colisional.

A leste do batólito Alumiador ocorre corpo granítico alongado N-S, individualizado inicialmente pela aerogeofísica, denominado Granito Córrego Cervo (Pavan *et al.*, 2014), encaixado tectonicamente nas rochas do Grupo Alto Tererê e do Complexo Rio Apa. É limitado por zonas miloníticas e compreende rochas inequigranulares, leucocráticas, róseo a cinza-esbranquiçado, de composição sienogranítica e assinatura geoquímica de granito alcalino pós-colisional tipo A.

Datação U-Pb SHRIMP em zircão de granito do batólito Alumiador forneceu idade de ~1867 Ma (Lacerda Filho *et al.*, 2006), similar à idade de 1839±33 Ma obtida por Cordani *et al.* (2010), e corroborado por idade U-Pb SHRIMP em zircão de 1830±5 Ma (Pavan *et al.*, 2014),

obtida no Granito Aquidabã (Cabrera e Nogueira, 2013), denominado de Granito Santa Otília (Pavan *et al.*, 2014). Exibem idades modelo Sm-Nd entre 2,2 a 1,91 Ga, com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ variando entre -5,91 e 1,73, sugerindo ambiente de arco magmático com alguma contribuição crustal. O Granito Córrego Cervo forneceu idade U-Pb SHRIMP de 1841 ± 7 Ma. (Pavan *et al.*, 2014).

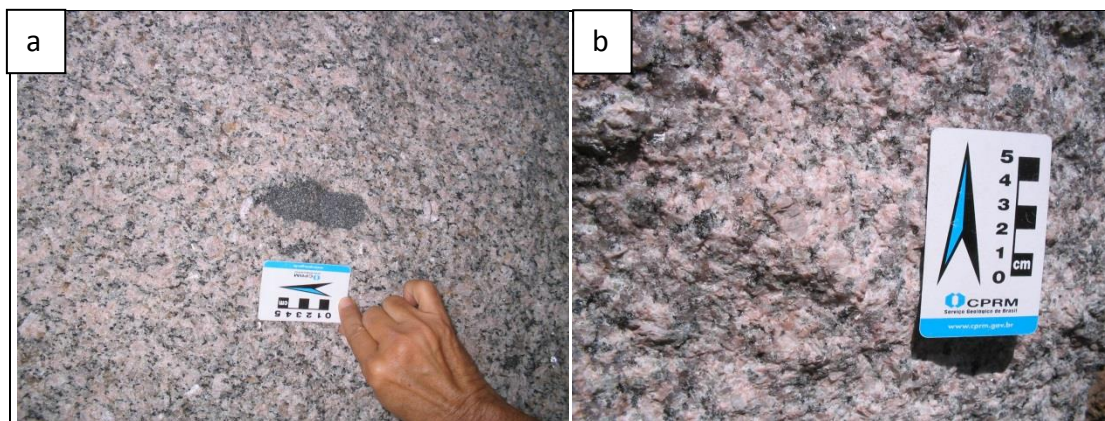


Figura 0.6. (a) Aspecto de fície do granito Alumiador mostrando lamelas de biotita; (b) Detalhe de fície mais potássica do granito Alumiador.

2.2.2.2. Formação Serra da Bocaina

A Formação Serra da Bocaina (Brittes *et al.*, 2013) compreende uma sequência de rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, representadas por riolitos róseos, porfiríticos a microporfiríticos, dacitos cinza escuros, riodacitos róseos, com intercalações de brechas vulcânicas e piroclásticas com fragmentos líticos e quartzo e brechas vulcânicas, metamorfisadas na fácies xisto verde.

Ocorrem principalmente nas serras da Bocaina e São Francisco e ao longo da BR-026, a aproximadamente 35 km de Porto Murinho, distribuídas em área alongada N-S, de 55 km de comprimento por 10 km de largura, se estendendo até o norte do Paraguai (Correia Filho e Martins, 1981; Lacerda Filho *et al.*, 2006; Manzano, 2013; Brittes *et al.*, 2013).

Os produtos piroclásticos incluem fragmentos líticos, púmices, clastos de cristal de várias dimensões, fenocristais de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino imersos em matriz cinerítica, *shards* e esferulitos, dispostos em matriz tufácea, além de marcante presença de estruturas ígneas primárias, tais como bombas vulcânicas imersas em matriz afanítica, com estruturas de fluxo (Figura 2.7).

(Brittes *et al.*, 2013) identifica cinco fácies metamorfisadas em fácies xisto verde: (i) ignimbrito lítico; (ii) ignimbrito rico em cristais; (iii) tufo; (iv) reoignimbrito; e (v) lava. Foram obtidas idades U-Pb SHRIMP em zircão de ~ 1794 Ma (Lacerda Filho *et al.*, 2006) e Pb-Pb 1877 ± 3 Ma (Brittes *et al.*, 2013).

Estas rochas vulcânicas juntamente com os granitos Alumiador exibem características químicas de magmatismo calci-alcálico de médio a alto potássio, peraluminoso, gerados em ambiente de arco relacionado ao Arco Magmático Amoguijá (Lacerda Filho *et al.*, 2006; Godoi *et al.*, 2010).

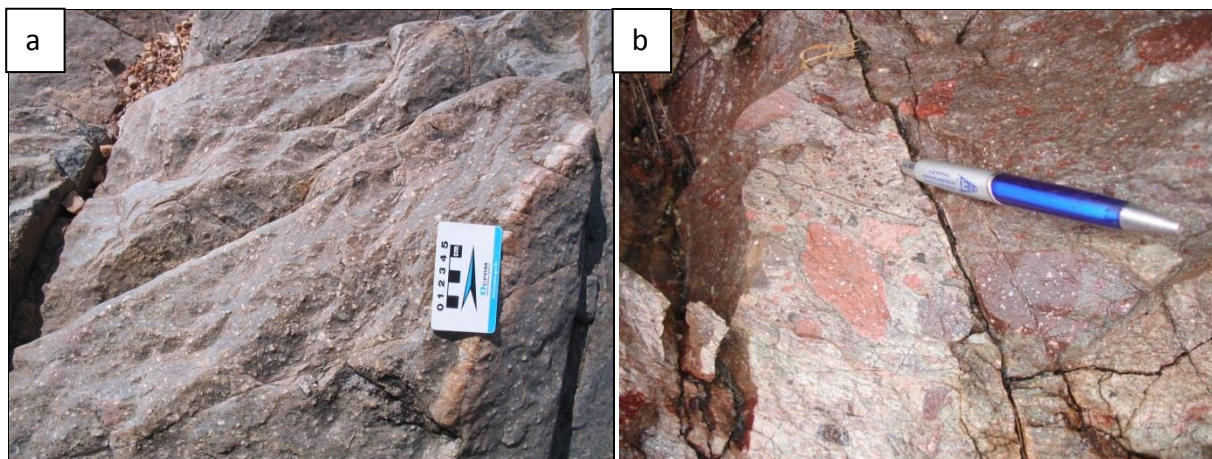


Figura 0.7. (a) Aspecto da rocha vulcânica riodacítica com fenocristais de plagioclásio e quartzo, Formação Serra da Bocaina; (b) Detalhe de tufo riodacítico com fragmento líticos e de cristais, Formação Serra da Bocaina, corte na estrada BR-267.

2.2.3. Complexo Paraíso

Compreende uma associação de rochas graníticas e gnaisses, descrita originalmente como integrante do Complexo Rio Apa, constituindo faixa alongada norte-sul situada na região de Caracol, na porção sudeste do Bloco Rio Apa. Limita-se a oeste com os gnaisses do Complexo Rio Apa por zona de cisalhamento transpressiva com vergência para leste, e é encoberta a leste pela Formação Cerradinho do Grupo Corumbá. Com características geoquímicas e geocronológicas próprias e de significado tectônico ainda desconhecido, o complexo inclui o Gnaiss João Cândido e os granitos Rio Areia e Scardine (Remédio *et al.*, 2013; 2014; Faleiros *et al.*, 2015).

2.2.3.1. Gnaiss João Cândido

O Gnaiss João Cândido (Remédio *et al.*, 2013) é caracterizado por biotita gnaiss bandado cinza de composição sienogranítica a monzogranítica. É milonítico, exibindo estrutura foliada, bandamento, textura grano-lepidoblástica, granulação fina a média e veios migmatíticos locais. Bandas quartzo-feldspáticas alternam-se com bandas de biotita, hornblenda e muscovita. Clorita evidencia retrometamorfismo em fácies xisto verde.

Exibe contato tectônico através de zona de cisalhamento com os gnaisses do Complexo Rio Apa. Verifica-se que os granitos Rio Areia e Scardine, são intrusivos nestes gnaisses.

2.2.3.2. Granito Rio Areia

O Granito Rio Areia (Remédio *et al.*, 2013) constitui batólito deformado e alongado na direção N-S, bem individualizado por padrões aerogeofísicos. Exibe cor rosa a marron avermelhada, granulação média a grossa, estrutura foliada, textura porfiroclástica (blatoporfirítica), com porfiroclastos de feldspato de até 3 cm e aspecto de augen-gnaisse, composto essencialmente por quartzo, microclínio e plagioclásio, às vezes com feldspatos zonados. Análises U-Pb em zircão forneceram idade de 1820 ± 18 Ma (Remédio *et al.*, 2013). Apresenta enclaves de rochas metassedimentares e anfíbolito. Exibe composição monzogranítica, caráter calci-alcálico de alto potássio, peraluminoso e química compatível com ambiente de arco magmático.

2.2.3.3. Granito Scardine

O Granito Scardine (Remédio *et al.*, 2013) é rosa avermelhado a rosa acinzentado, equigranular, com granulação média a grossa, isotrópico a levemente foliado nas bordas. Mostra forma semicircular, bem identificado na aerogeofísica, encaixado nas rochas gnáissicas João Cândido. Mostra composição monzogranítica, constituído de quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita, hornblenda, epidoto, minerais opacos, apatita e zircão. Trata-se de granito tardi-orogênico a anorogênico, metaluminoso, da série sub-alcálica a calci-alcálica de alto K, com idade U-Pb de 1791 ± 19 Ma (Remédio *et al.*, 2013).

2.2.4. Intrusivas Básicas

2.2.4.1. Suíte gabro-anortosítica Serra da Alegria

Descrita originalmente por Silva (1998), constitui corpo máfico gabro-anortosítico diferenciado, intrusivo nas rochas da Suíte Alumizador. Situado na Fazenda Santa Otília, município de Porto Murinho, destaca-se no relevo e é caracterizado por sequência ígnea cumulática, estratiforme, constituída por anortositos, leucogabros, gabros e melagabros, ocorrendo no topo rochas graníticas e granófiros (Lacerda Filho *et al.*, 2010) do Granito Santa Otília/Aquidabã (Nogueira *et al.*, 2013, Pavan *et al.*, 2014). Na porção basal da Serra da Alegria encontra-se unidade estratiforme, constituída por anortosito cinza a preto, maciço, granulação grossa, cortado por veios milimétricos de coloração esbranquiçada, distribuídos de forma irregular e constituídos de quartzo, epidoto e clorita.

Determinações isotópicas U-Pb SHRIMP e Sm-Nd (Lacerda Filho *et al.*, 2006) efetuadas nestas rochas revelaram, respectivamente, idade de ~ 1791 Ma e idade modelo Sm-Nd T_{DM} de

2,38-2,64 Ga, com valores negativos de ϵ_{Nd} (-2,89 a -4,32), sugestivos de forte contaminação crustal na origem deste magma.

2.2.4.2. Gabro Morro do Triunfo

Constitui corpo máfico situado na Fazenda Amadicá, município de Porto Murinho, com dimensão de 6 km por 3 km, exposto no âmbito das rochas do embasamento e encoberto em parte pelos sedimentos da Formação Pantanal. Compõe-se de olivina gabro coronítico de coloração cinza-escuro, granulação média, estrutura maciça, composto por plagioclásio e olivina serpentinizada, com coroas de clino- e ortopiroxênio (Araújo *et al.*, 1982). Seu posicionamento ainda é duvidoso pela carência de dados geocronológicos, sendo preliminarmente correlacionado ao gabro-anortosito Serra da Alegria (Lacerda Filho *et al.*, 2006).

2.2.5. Grupo Alto Tererê

O Grupo Alto Tererê compreende sequência de rochas supracrustais, caracterizada por rochas metassedimentares siliciclásticas, com intercalações de anfibolitos, descritas originalmente como Associação Metamórfica Alto Tererê (Corrêa *et al.*, 1976), reunidas ao Complexo Rio Apa (Araújo e Montalvão, 1980), reposicionadas como mais jovens que as rochas deste complexo (Correia Filho e Martins, 1981; Godoi *et al.*, 1999; Godoi e Martins, 1999) e posteriormente renomeada de Grupo Alto Tererê (Lacerda Filho *et al.*, 2004b).

O posicionamento estratigráfico desta unidade tem sido motivo de controvérsias (Tabela 2.1). Neste estudo, com base em dados geocronológicos e relações de campo, incluindo a presença de enclaves de anfibolitos e xistos do Grupo Alto Tererê nas rochas do Complexo Rio Apa, admite-se que estas rochas sejam mais antigas que alguns granitóides deste complexo; são também mais antigas que as rochas do Grupo Amolar, com as quais apresentam contato tectônico.

O grupo é representado por sequência metavulcano-sedimentar Paleoproterozoica, dobrada e metamorfisada na fácies anfibolito, com retrometamorfismo na fácies xisto verde (Godoi *et al.*, 1999; Lacerda Filho *et al.*, 2006; 2015; Silva *et al.*, 2006; Ruiz *et al.*, 2005; Godoy *et al.*, 2009).

A unidade metassedimentar é caracterizada por metapelitos aluminosos representados por micaxistos granadíferos, cianita-estauroлита xisto, epidoto-clorita-actinolita xistos, granada-cianita-muscovita xisto, muscovita-quartzo xisto, biotita-quartzo xisto, quartzitos e,

subordinamente, sillimanita-cianita-estauroлита xisto, com intercalações de anfibolitos (Figura 2.8).

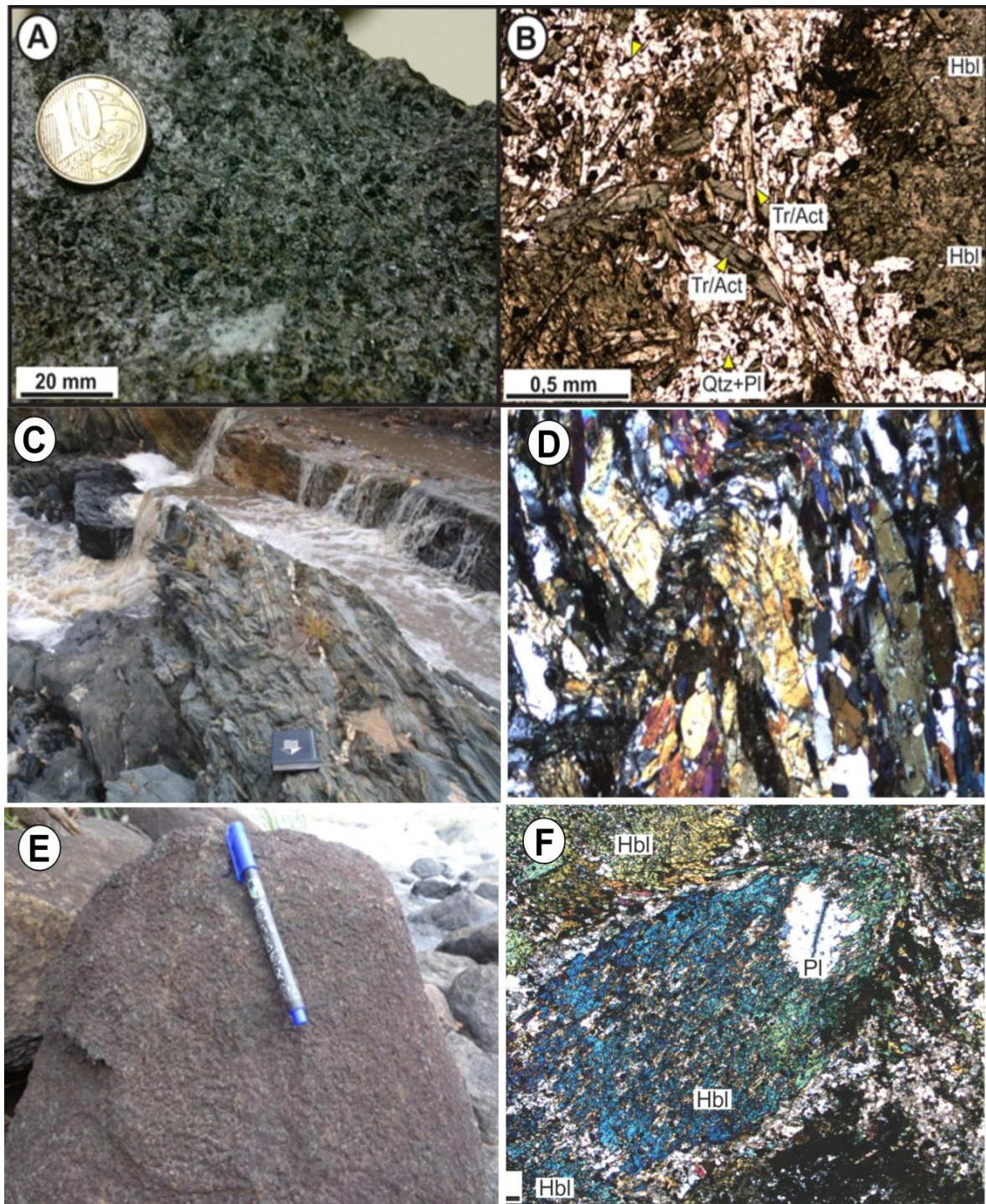


Figura 0.8. Afloramentos e fotomicrografias de anfibolitos, Grupo Alto Tererê. (a) Amostra de mão anfibolito granulação média a fina; (b) Detalhe de material intercúmulos envolvendo cristais de hornblenda; (c) anfibolito fino com bandamento quartzo- feldspático dobrado formando clivagem de crenulação; (d) e (e) Blocos e matações de anfibolito granulação grossa; (f) Anfibolito com textura cumulática reliquiar com detalhe de cúmulos de hornblenda poiquiloblástica (pseudomorfos de piroxênio) com franjas de tremolita-actinolita.

A unidade metavulcânica básica é constituída por anfibolitos, anfibólio xistos, metabasitos, metatufos básicos, exibindo estrutura foliada, milonítica. Três litofácies com

características petrográficas e litoquímicas distintas são reconhecidas (Lacerda Filho *et al.*, 2015): (i) anfibolitos finos bandados (metabasaltos); (ii) anfibolitos de granulação média e textura sub-ofítica reliquiar (metagabros); (iii) anfibolitos com textura cumulática reliquiar (metapiroxenitos) (Figura 2.8).

A sequência apresenta ampla distribuição na área, ocupando faixa norte-sul no setor central do Bloco Rio Apa, entre os contrafortes da Serra da Bodoquena, a leste, e a região leste da Serra do Alumiador, intrudidas e em contato tectônico com as rochas do Complexo Rio Apa.

Foi efetuada amostragem sistemática de afloramentos de anfibolitos (Figura 2.4) ao longo do contato com as rochas graníticas da Suíte Alumiador, seguida de estudos petrográficos, análises químicas e datação U-Pb em zircão. Análise de raios-X de anfibólitos pertencentes a estes anfibolitos revelou tratar-se de hornblenda magnesianiana e cummingtonita (Figura 2.9).

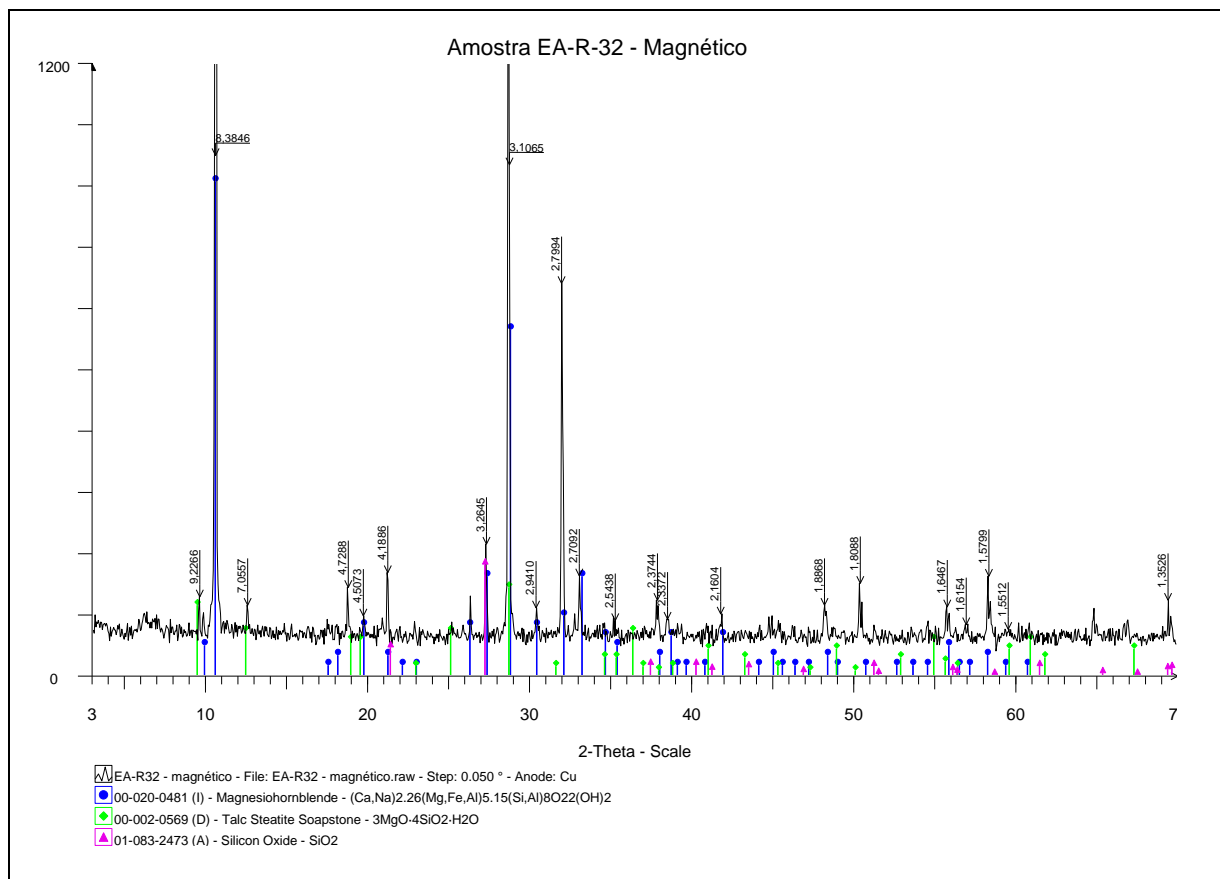


Figura 0.9. Análise de difração de raios-X de minerais da amostra EA-32.

Estudos das características litoquímicas dos anfibolitos (Lacerda Filho *et al.*, 2015) revelam tratar-se de basaltos toleíticos gerados e desenvolvidos na fase inicial de extensão de bacia tipo *back arc*, há aproximadamente 1,77 Ga, relacionada à evolução do Arco Magmático Amoguijá, seguida pela deposição de sedimentos provenientes do arco e do embasamento. O conjunto foi afetado por processos de compressão e deformação há aproximadamente 1,6 Ga.

Importante evento metamórfico-deformacional posterior afetou fortemente estas rochas em torno de 1,3 Ga.

Cabe registrar a presença na área de xistos e quartzitos que não pertencem ao Grupo Alto Tererê, uma vez que são resultados de processos deformacionais de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, associado à segunda fase de deformação. Nessa fase foram geradas rampas frontais, com atuação de processos hidrotermais, inferidas como responsáveis pela transformação de biotita gnaisses graníticos em muscovita quartzitos, granada-muscovita xistos, clorita xistos, muscovititos e veios de quartzo. O fato foi observado por [Lisboa \(1909\)](#) em granito róseo e xistos resultantes de alteração por compressão na região de Corumbá.

2.2.6. Complexo Rio Apa

O Complexo Rio Apa compreende uma associação de rochas gnáissicas e granitos fortemente deformados. Foi definido originalmente por [Araújo e Montalvão \(1980\)](#) como embasamento regional, incluindo as rochas do Complexo Basal e da Associação Metamórfica Alto Tererê ([Correa et al., 1976](#)). Nele foram reunidos indistintamente as rochas do Complexo Porto Murtinho, Gnaisses Morraria e Gnaisses Caracol, que foram reconhecidos por [Cordani et al. \(2010\)](#) como partes distintas do complexo. Neste estudo são individualizadas as rochas do Complexo Porto Murtinho como a unidade mais antiga da região, juntamente com os Gnaisses Morraria e o Complexo Rio Apa como mais jovem, em parte intrusivo nas rochas do Grupo Alto Tererê.

O Complexo Rio Apa é caracterizado por uma associação de granitos gnaisses miloníticos cinza a róseos, de composição monzonítica, monzogranítica, às vezes com granada e magnetita, sienogranito e biotita granito. Estas rochas exibem foliação bem desenvolvida, resultante de deformação de baixo ângulo com vergência para oeste. São individualizados plútons graníticos menos deformados. A granulação é fina a média, localmente isotrópica, formando blocos e matacões, cortados por veios de quartzo e diques de aplito. Algumas fácies dos granitoides contêm disseminações de magnetita e granada, bem como bolsões e veios quartzo-feldspáticos e pegmatitos por vezes com ametista. Ocorrem algumas fácies de granitos a muscovita, biotita-granada granito, álcali granitos, monzonitos, granada-epidoto-muscovita gnaisse (Figura 2.10). Constata-se a presença de enclaves de xistos e anfibolitos, além de intercalações de níveis xistosos miloníticos.

Estas rochas foram afetadas por intenso processo deformacional de baixo ângulo, gerando gnaisses miloníticos e xistos. Exibem metamorfismo da fácies anfibolito com evidências de

processos retrometamórficos, resultantes da deformação, associada a processos de sericitização, metassomatismo potássico, epidotização, localmente ferruginização.

São reconhecidos neste complexo três episódios de geração de granitos, caracterizados por batólitos e plútons de composição e idades diferenciadas. Alguns corpos são isótipos, com bordas miloníticas, mostrando composição granítica a sienogranítica, granulação média a grossa, com porfiroblastos de K-feldspato, às vezes com textura rapakivi. Os corpos de granitos foram individualizados pelas suas características petrográficas, geocronológicas e químicas e, quando indiferenciadas, eram atribuídas indistintamente ao Complexo Rio Apa. Parte dessas rochas foram denominadas de Leucognaisses Caracol (Cordani *et al.*, 2010), representados por ortognaisses leucocráticos e biotita granitos róseos foliados e de médio a alto grau metamórfico. Os corpos mais preservados da deformação, foram identificados preliminarmente utilizando-se aerogeofísica (magnetometria e cintilometria) e recebem denominações locais, como os granitos Córrego Cervo (Pavan *et al.*, 2014), Sanga Bonita, Espinilho e Santa Clarinha (Remédio *et al.*, 2014), Granito Tamanduá (neste estudo), Cerro Porã (Plens *et al.*, 2013) e Granito Baía das Garças (Cordani *et al.*, 2010).

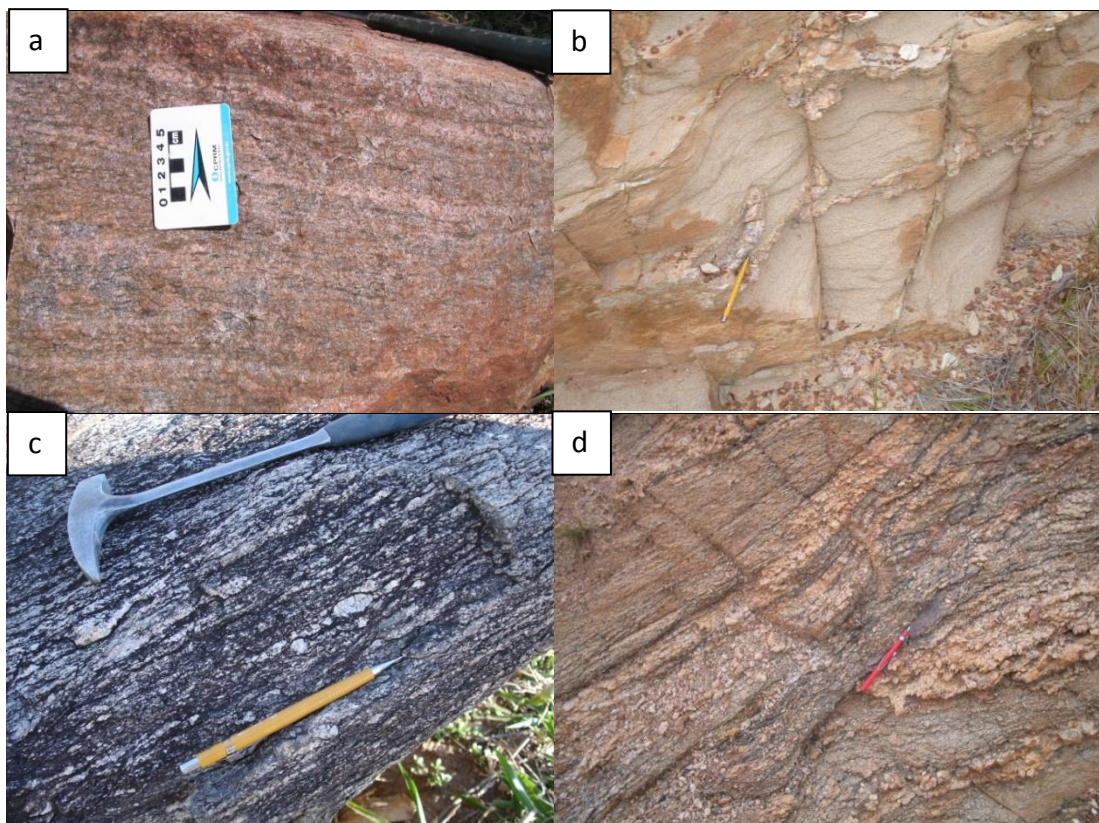


Figura 0.10. (a) Granito gnaisse protomilonítico do Complexo Rio Apa; (b) Gnaisse Rio Apa milonítico, foliação de baixo ângulo; (c) Aspecto do granito protomilonítico Rio Apa; (d) Granodiorito milonítico, Complexo Rio Apa.

Esses granitos são metaluminosos a peraluminosos, calcialcalinos altamente fracionados e diferenciados, exibindo idades distintas. São granitos sin- a tardi-tectônicos, afetados

fortemente pela deformação de baixo ângulo, entretanto os dados químicos sugerem tratar-se de granitos posicionados mais tardiamente, subdivididos em granitos tardi- a pós-orogênicos (1,84 a 1,76 Ga) e granitos pós-orogênicos tipo A (1,75-1,71 Ga), representados pelos granitos Granitos Baía das Garças (Cordani *et al.*, 2010).

Os granitos tardi- a pós-orogênicos apresentam idades de 1841±7 Ma (Pavan *et al.*, 2014); 1781±7 Ma (Faleiros *et al.*, 2015); 1774±26 Ma (Cordani *et al.*, 2010); 1794±14 Ma e 1768±27 Ma (este trabalho). O conjunto de granitos tipo A exibe idades mais jovens, como 1754±42 Ma (Cordani *et al.*, 2010); 1753±13 Ma e 1750±9 Ma (Faleiros *et al.*, 2015); 1749±45 Ma (Plens *et al.*, 2013); 1736±19 Ma (este trabalho); 1735±12 Ma (Remédio *et al.*, 2014); 1727±29 Ma e 1721±25 Ma (Cordani *et al.*, 2010); e 1716±11 Ma (Remédio *et al.*, 2014).

Esta unidade ocupa o setor central do Bloco Rio Apa, com ampla distribuição entre a Serra do Alumiador, em contato tectônico com as rochas graníticas do batólito homônimo e a Serra da Bodoquena, onde são recobertas discordantemente pela Formação Cerradinho do Grupo Corumbá. A faixa de ocorrência tem direção N-S, estendendo-se desde a porção norte do bloco até a região de Concepción, norte do Paraguai, onde abrange os corpos graníticos da Província Passo Bravo.

2.2.6.1. Granito Córrego Servo

Trata-se de um corpo granítico alongado NS, inicialmente individualizado pela aerogeofísica. Ocorre na porção central da área em estudo, nas fazendas Entre Rios, Salobro, Santa Cruz e Santa Otília, de composição monzo a sienogranítica, protomilonítico a milonítico, principalmente nas suas bordas, encaixado nas rochas do Grupo Alto Tererê. Exibe geralmente coloração rósea a cinza, granulação média, às vezes com porfiroclastos de K-feldspato deformados e níveis ricos em biotita e sericita secundária. Exibe porções mais finas com tonalidades cinza escuro. Apresenta idade U-Pb SHRIMP em zircão de 1841±7,5 Ma. (Pavan *et al.*, 2014).

2.2.6.2. Granito Sanga Bonita

O Granito Sanga Bonita (Remédio *et al.*, 2014) constitui batólito de forma aproximadamente circular, que ocorre na região de Caracol. É caracterizado por biotita granito cinza a rosa, composição monzogranítica, com fácies sienogranítica e granodiorítica, constituído essencialmente de quartzo, plagioclásio, microclínio e biotita; é equigranular médio a grosso, às vezes milonítico, com aspecto gnáissico de bandas alternadas ricas em biotita e/ou muscovita e

bandas quartzo-feldspáticas hololeucocráticas. Forneceu idade de cristalização U-Pb de 1721 ± 26 Ma (Cordani *et al.*, 2010). Trata-se de granito calci-alcalino, fracamente peraluminoso, tardi- a pós-colisional, gerado em ambiente de arco magmático.

2.2.6.3. Granito Tamanduá

O Granito Tamanduá constitui batólito semicircular, individualizado nas proximidades de Caracol, no Complexo Rio Apa, com apoio da aerogeofísica. É representado por biotita granito cinza rosado, composição monzogranítica a sienogranítica, isotrópico a bastante foliado, com níveis ricos em biotita e quartzo-feldspáticos. Compõe-se principalmente de quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, com disseminações de magnetita. Clorita, sericita e epidoto são minerais de alteração (Figura 2.11).



Figura 0.11. (a) Aspecto dos afloramentos do Granito Tamanduá, Fazenda Kanecura; (b) Detalhe do afloramento de biotita granito Tamanduá.

2.2.6.4. Ortognaisse Santa Clarinha

O ortognaisse Santa Clarinha (Remédio *et al.*, 2014) é um corpo alongado na direção NE (Figura 2.12), na fazenda homônima, caracterizado por hornblenda-biotita gnaisse protomilonítico a milonítico, cinza-médio, equigranular médio, com bandamento bem pronunciado, marcado por níveis ricos em biotita. Exibe uma fácies subordinada, constituída por granada-sienogranito porfirítico, com fenocristais de microclínio pertítico de até 2 cm. Trata-se de rochas calci-alcalinas, com características químicas de arco magmático desenvolvido em ambiente sin- a tardi-colisional. Datação U-Pb forneceu idade de 1750 ± 9 Ma (Remedio *et al.*, 2014).

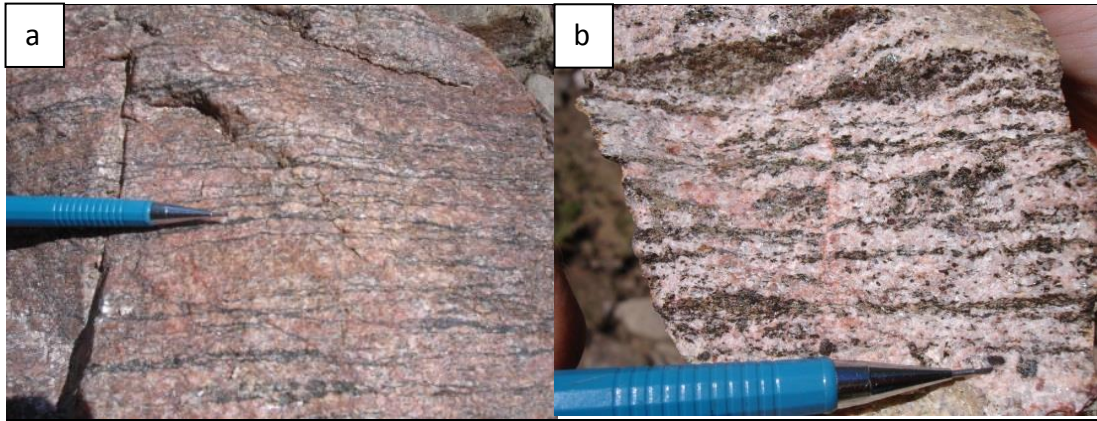


Figura 0.12. (a) Afloramento de Ortognaisse Santa Clarinha ao longo do Rio Perdido; (b) Detalhe do Ortognaisse Santa Clarinha, alterado com evidências de potassificação.

2.2.6.5. *Ortognaisse Espinilho*

O Ortognaisse Espinilho compreende um corpo de biotita ortognaisse hololeucocrático, equigranular, cinza médio, com forma elipsoidal alongada, situado nas proximidades do córrego homônimo (Remédio *et al.*, 2014). É bandado, com intercalações quartzo-feldspáticas e níveis ricos em biotita, de composição monzogranítica, e constituído essencialmente por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita e magnetita. Clorita e sericita são minerais secundários. Exibe características químicas calci-alcálicas de alto K, desenvolvidas em ambiente tardi- a pós-colisional. A idade de cristalização é 1716 ± 11 Ma (U-Pb em zircão) (Remédio *et al.*, 2014).

2.2.6.6. *Granito Cerro Porã*

O Granito Cerro Porã (Plens *et al.*, 2013) é associado à fase final de evolução do arco magmático, no extremo sul do Batólito Alumizador. Trata-se de um granito do tipo A, pós-colisional, constituído por duas fácies, sienogranítica rosa e monzogranítica cinza, exibindo textura equigranular a porfírica, constituído de quartzo, plagioclásio, K-feldspato e agregados máficos de biotita e anfibólio como os principais minerais máficos. Exibe idade de cristalização 1749 ± 45 Ma obtida pelo método U-Pb (SHRIMP) em zircão (Plens *et al.*, 2013). É metamorfizado na fácies xisto verde e mostra-se milonitizado nas bordas, afetado por zonas de cisalhamento dúctil convergente, reversa a cavalgamento, com transporte de topo para NWW.

2.2.6.7. *Granito Baía das Garças*

Compreende uma série de corpos graníticos róseos, levemente foliados, individualizados como intrusivas ácidas (Nogueira *et al.*, 1978), ao longo da borda ocidental da Serra da Bodoquena, próximo a Morraria e Baía das Garças. A denominação foi sugerida por Cordani *et*

al. (2010) e reúne granitos, microgranitos e granófiros, intrusivos nos micaxistos do Grupo Alto Tererê, mais recentemente designados como Suíte Baía das Garças (Faleiros *et al.*, 2015). São granitos calcialcalinos de alto K, tipo A, pós-colisionais, com idades U-Pb em zircão em torno de 1730 Ma e idades modelo T_{DM} de 2,07 Ga e 1,9 Ga (Cordani *et al.*, 2010), relacionados aos estágios mais diferenciados da evolução do Arco magmático Amoguijá.

2.2.6.8. Granitos da Província Passo Bravo

Os granitos Passo Bravo foram identificados por Wins (1986) na porção sul do Bloco Rio Apa, na região de Colônia Feliz Lopes e Passo Bravo, noroeste do Paraguai. Compreendem biotita granitos, hornblenda-biotita gnaisses bandados e migmatitos de idade U-Pb de 1839 ± 33 Ma. e ^{40}Ar - ^{39}Ar de 1303Ma (Cordani *et al.*, 2010). São compostos por quartzo, microclínio, oligoclásio e biotita como componentes principais. São intrusivos nas rochas gnáissicas do embasamento, que no Brasil são atribuídas ao Complexo Rio Apa. São possivelmente correlacionados aos granitos da Suíte Alumiador.

2.2.7. Grupo Amolar

Estas rochas foram originalmente cartografadas na área da tese como formação Urucum do Grupo Jacadigo, redefinidas por Lacerda Filho *et al.* (2006) como Grupo Amolar. Constitui uma sequência metassedimentar siliciclástica, definida originalmente por Theodorovicz e Câmara (1991) como unidade Amolar, na região da Serra do Amolar, noroeste do Mato Grosso do Sul, nas margens do Rio Paraguai. Na área de estudo esta unidade é redefinida como Grupo Campanário (Cabrera, 2015), composta por quartzitos, paraconglomerados oligomíticos, sericita xistos, filitos laminados e metassiltitos cinza esverdeados, metamorfisados em baixo grau, zona da biotita, em contato erosivo e discordante sobre os granitos da Suíte Alumiador e do Complexo Rio Apa. São sobrepostos tectonicamente pelas rochas metassedimentares do Grupo Alto Tererê.

Os quartzitos exibem coloração amarelada, granulação fina a média, estruturas sedimentares primárias como estratificação cruzada de médio a pequeno porte, acamamento gradacional com granodecrescência e matriz ferruginosa. Intercalam-se com metassiltitos e conglomerados e apresentam veios de quartzo leitoso.

Esta sequência ocorre na porção central do Bloco Rio Apa, formando faixas estreitas e irregulares que adentram o norte do Paraguai, estruturadas em dobras isoclinais transpostas por cisalhamento contracional NE-SW e interceptada por fraturas de direção NW-SE e NE-SW. Dispõem-se em uma faixa norte sul, discordantemente sobre as rochas da Suíte Alumiador e em

contato tectônico a leste com as rochas do Grupo Alto Tererê, desde as proximidades da Fazenda Matão até a localidade de Cachoeira no Rio Apa, prosseguindo para o norte do Paraguai sob a denominação de Formação San Luiz (Wiens, 1986).

As rochas desta unidade foram reunidas na Formação Rio Naitaca (Faleiros *et al.*, 2015), representada por metassedimentos de muito baixo grau metamórfico com intercalações de metavulcânicas andesíticas e piroclásticas com idade U-Pb Shrimp 1813 ± 18 Ma. Esta proposta não foi acolhida neste estudo, admitindo tratar-se das mesmas rochas metassedimentares cartografadas como Grupo Amolar (Lacerda Filho *et al.*, 2006), Grupo Campanário (Cabrera, 2015) e exibindo as mesmas características petrográficas e estruturais. A idade de 1,8 Ga sugerida é semelhante às encontradas nas rochas vulcânicas da Formação Serra da Bocaina, e pode representar zircões herdados. A idade sugerida é incompatível com as idades dos zircões detríticos mais jovens encontrados nesta unidade.

2.2.8. Suíte Rio Perdido

A Suíte Rio Perdido (Ruiz *et al.*, 2010) compreende enxame de diques máficos, associado a importante evento extensional tardio na evolução do Bloco Rio Apa. É constituído por diabásios e microgabros intrudidos em gnaisses e granitos paleoproterozoicos do Bloco Rio Apa. Estes diques exibem coloração cinza esverdeada a preta, textura inequigranular fina a média, matriz subofítica fina e estrutura maciça. Exibem composição química de filiação toleítica de ambiente intraplaca continental (Lacerda Filho *et al.*, 2006). Lima *et al.* (2012; 2013) relacionam estes diques a um importante evento ígneo máfico, intracratônico, que ocorreu entre 1040 e 850 Ma., encontrado nas suítes intrusivas Huanchaca (948 e 1040 Ma), Riacho de Prata e Salto do Céu (875-960 Ma), constituindo uma LIP (*Large Igneous Province*) Toniana. Datação em dique de microgabronorito cinza escuro da Suíte Rio Perdido, revelou idade de cristalização U-Pb SHRIMP em zircão de 1589 ± 44 Ma (Faleiros *et al.*, 2014). A idade é similar à de diques toleíticos encontrados no Cráton Rio de la Plata (Teixeira *et al.*, 2013).

Esses diques apresentam ampla distribuição na área do Boco Rio Apa, cortando a maioria das unidades, entretanto não afetam as rochas neoproterozóicas da Faixa Paraguai. Exibem direções preferenciais NW-SE, E-W e, subordinadamente, NE-SW, sendo possivelmente relacionados a reativações de falhas e/ou fraturas mais antigas (Lacerda Filho *et al.*, 2006).

2.2.9. Suíte Alcalina Fecho dos Morros

As rochas alcalinas encontradas no Bloco Rio Apa, fazem parte do magmatismo alcalino permiano-triássico (250-240 Ma), integrante das chamadas províncias Alto Paraguai e Rio Apa (Velasquez *et al.*, 1993; 1996a; 1998). O setor ocidental mostra a maior concentração de intrusões, situadas ao longo do Rio Paraguai, na província homônima (Porto Três Palmas, Cerro Bogiani, Porto Guarani, Fecho dos Morros, Três Palmas e Cerro Seis Cabeças). Subordinadamente, são também encontradas na porção centro sul, região do Rio Apa (Valemi e Fuerte San Carlos). Destacam-se as rochas do Fecho dos Morros (Evans, 1894), constituídas por nefelina sienitos, traquitos, traquitos pórfiros e traquiandesitos, datadas pelo método K-Ar em biotita com ~235 Ma (Araújo *et al.*, 1982) e $248,3 \pm 5,3$ Ma (Velásquez *et al.*, 1993).

Rochas vulcânicas riolíticas encontradas em Forte Olimpo e Fuerte San Carlos, anteriormente descritas como associadas a rochas alcalinas, forneceram idade Rb-Sr de ca. 1340 Ma e $Ri = 0.712$ (Gomes *et al.*, 2000).

2.2.10. Sedimentos Neoproterozoicos e Fanerozoicos

Sedimentos cenozoicos da Bacia do Pantanal cobrem, indistintamente, extensas áreas da porção oeste do Bloco Rio Apa. No leste e sudoeste o bloco é coberto pelas rochas pelito-carbonáticas neoproterozóicas dos grupos Corumbá (Boggiani, 1997) e Itapocumi (Campanha *et al.*, 2010) e pelas rochas sedimentares paleozóicas da Formação Aquidauana da Bacia do Paraná.

2.3. Aspectos Deformacionais

A estruturação tectônica do Bloco Rio Apa é consequência de processos orogênicos ectasianos/calimínicos resultantes de esforços compressivos que promoveram o desenvolvimento de estruturas tectônicas que podem ser agrupadas em pelo menos seis fases de deformação.

Os dados estruturais obtidos sugerem que as deformações mais expressivas se desenvolveram em níveis estruturais inferiores, em condições de fácies anfíbolito, proporcionando considerável encurtamento crustal. Considerando a análise desses dados foi possível estabelecer a arquitetura estrutural e caracterizar na área três domínios lito-estruturais com distintas características tectônicas (Figura 2.13).

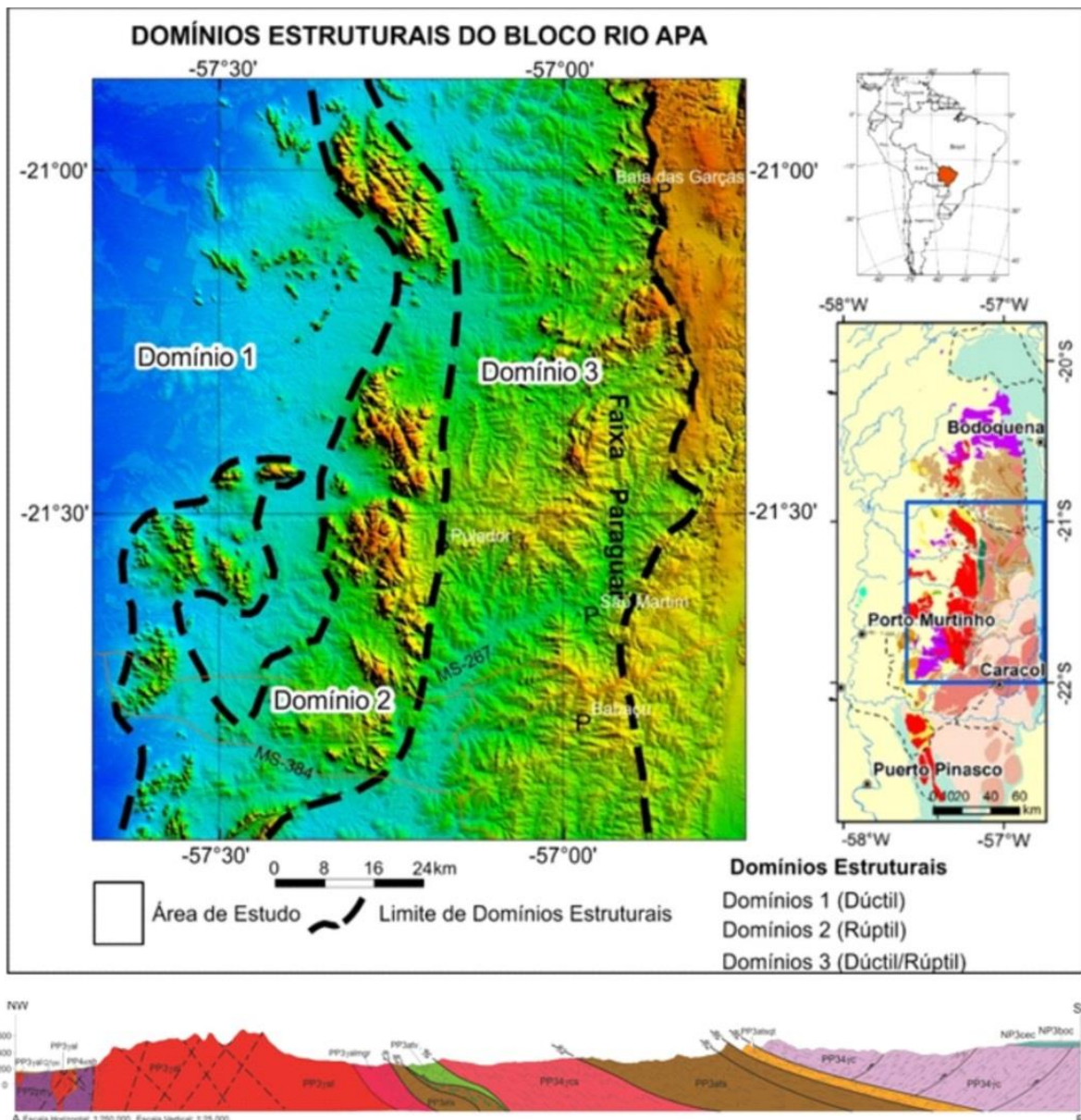


Figura 0.13. Domínios estruturais do Bloco Rio Apa e seção esquemática E-W no Bloco Rio Apa.

Domínio 1 - Abrange a área de ocorrência das rochas do embasamento orosiriano/riaciano composto por gnaisses do Complexo Porto Murtinho (Figura 2.13). Mostra registro da deformação mais antiga e é caracterizada por deformação de caráter dúctil, gerada a partir de esforços compressivos E-W em níveis crustais inferiores em fácies anfibolito, com desenvolvimento da fase D_n caracterizada pela geração do bandamento gnáissico (S_n), nas rochas deste complexo (Figura 2.17 a). A fase D_{n+1} promoveu o desenvolvimento de dobras fechadas a isoclinais desenhadas pelo bandamento gnáissico, mostrando foliação plano axial subvertical, com atitudes em torno de $080^\circ/70^\circ$ (S_{n+1}), dobras com eixos sub-horizontais a inclinados L_{b1} $10^\circ-50^\circ/355^\circ$. Constata-se localmente transposição das bandas gnáissicas (Figura 2.14). A deformação D_{n+2} é responsável pela geração de foliação de baixo ângulo (S_{n+2} $078^\circ/25^\circ$), com

vergência para W, que corresponde ao reflexo da deformação regional identificada como D₂ no Domínio 3 (Figura 2.13).

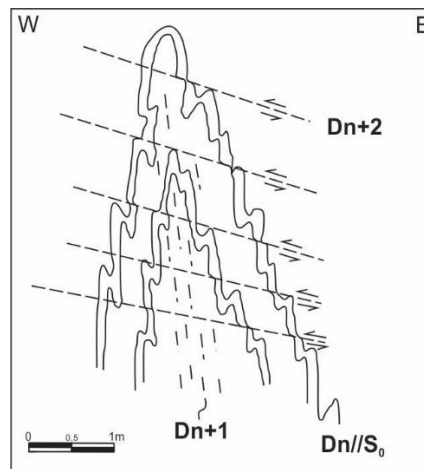


Figura 0.14. Transposição de bandas gnáissicas.

Domínio 2 - Encontrado no âmbito das rochas graníticas da Suíte Alumiador com destaque para o batólito Alumiador, rochas vulcânicas da Formação Serra da Bocaina e Intrusão Gabro-Anortosítica Serra da Alegria e em pequenos corpos graníticos e sub-vulcânicos e intrusivos nas rochas do embasamento do Complexo Porto Murtinho (Figura 2.13). Este domínio é caracterizado por uma tectônica predominantemente rúptil marcada pelo desenvolvimento de falhas e/ou fraturas de direções N25°W, N15°E e N65°E e, subordinadamente, N80°E (Figura 2.17b), com evidências de que estas rochas foram afetadas fracamente pela deformação de baixo ângulo, marcada por falhamentos sub-horizontais. Nas bordas do batólito Alumiador, observa-se a presença de protomilonitos e milonitos resultantes de deformação dúctil, com desenvolvimento de foliação milonítica.

Domínio 3 - Abrange extensa área na porção oriental do Bloco Rio Apa, onde predomina tectônica dúctil de baixo ângulo, cujos efeitos deformacionais imprimiram uma deformação milonítica intensa nas rochas do Grupo Alto Tererê e do Complexo Rio Apa, metamorfisadas em fácies anfíbolito, com retrometamorfismo em fácies xisto verde (Figura 2.13). São identificadas três fases deformacionais progressivas D₁, D₂ e D₃ resultantes de regime compressivo com desenvolvimento de sistema de cavalgamento de baixo ângulo de direção submeridiana, com inflexão para NE, caracterizado por empurrões com transporte para oeste e subordinadas zonas de cisalhamento transcorrentes NW e EW (Figura 2.15).

Ainda fazem parte deste domínio uma série de corpos de granitos estaterianos do Complexo Rio Apa e os gnaisses e granitos da Província Passo Bravo, além de rochas metassedimentares pertencentes aos grupos Amolar e San Luiz, no Paraguai [Wiens \(1984\)](#) Campanário de [Cabrera \(2015\)](#), que foram afetadas por esta deformação.

Observa-se aumento da deformação em direção a oeste, produzindo estruturas dúcteis de baixo ângulo, texturas variadas e predominância de deformação milonítica e formação de rampas frontais. Estas deformações são marcadas por dobras inversas e recumbentes com superfícies axiais exibindo mergulhos variáveis, predominando o baixo ângulo.

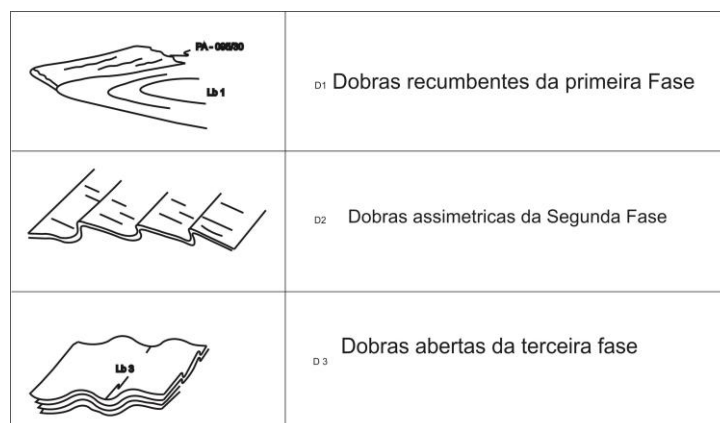


Figura 0.15. Esboço estrutural e principais eventos deformacionais identificados nas rochas do domínio III, Complexo Rio Apa, Grupo Alto Tererê.

A fase D₁ compreende o estágio inicial das deformações observadas na porção oriental do Bloco Rio Apa. Ocorre de forma localizada e é caracterizada por foliação do tipo xistosidade S₁ 100°/35°, plano axial de dobras recumbentes marcada pela orientação de minerais placóides e prismáticos, sendo transposta pela deformação D₂. São encontradas principalmente nas rochas do Complexo Rio Apa e em xistos e quartzitos dos grupos Alto Tererê e Amolar. Este último ainda preservando estruturas sedimentares primárias e o acamamento sedimentar (S₀/S₁) (Figura 2.17c).

Os dados de campo sugerem que pelo menos parte dos granitos do Complexo Rio Apa foram colocados durante este evento tectônico contracional, isto é, constituem granitos sin-orogênicos.

A fase D₂ é a mais expressiva, caracterizada pela geração de foliação milonítica (S₂) 115°/35° plano axial das dobras D₂, produzindo texturas variadas e predominância de deformação dúctil de baixo ângulo e transposição das foliações anteriores (Figura 2.17d, e). As dobras D₂ são assimétricas, recumbentes, exibindo lineação de eixo de dobra (Lb₂) 30°/15° a 25°/180°, associadas a zonas de cisalhamento dúctil, com desenvolvimento de zonas de cisalhamento com indicadores cinemáticos do tipo foliação S/C, porfiroclastos rotacionados e com sombras de pressão. A lineação de estiramento mineral (Lx₂) 090°/28° a 105°/30° é representada principalmente por quartzo estirado, orientação de cristais de muscovita e de anfibólios, ocorrendo de forma expressiva e apresentando caimento em baixo ângulo para leste. Nos gnaisses e granitos do Complexo Rio Apa é caracterizada por bandamento gnáissico

milonítico com os porfiroclastos de feldspato potássico e plagioclásio estirados e rotacionados ao longo dos planos de foliação principal (Figura 2.16).

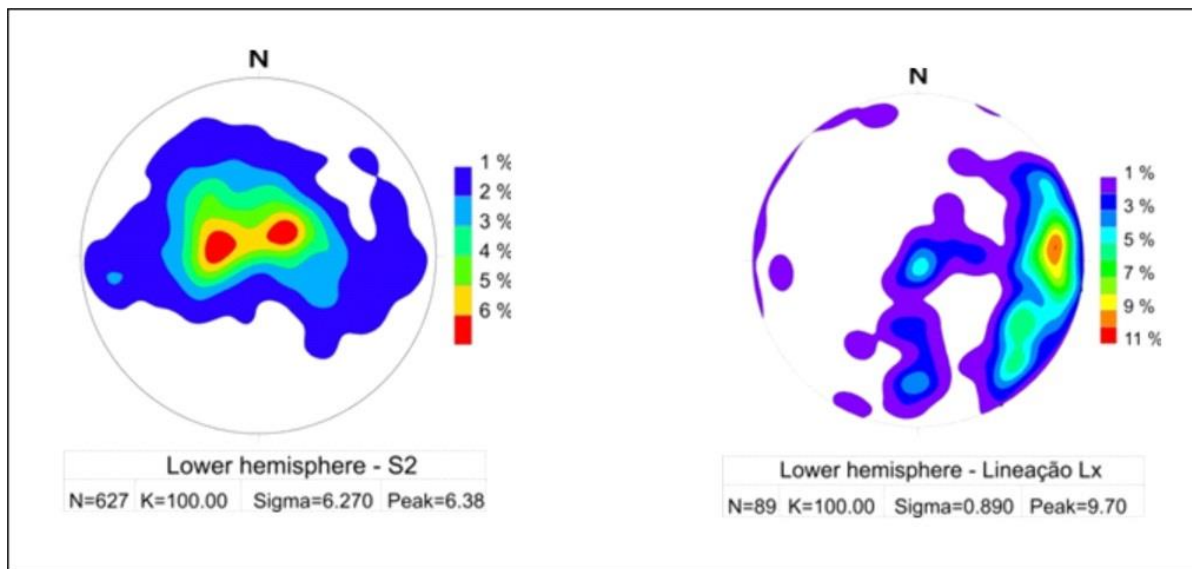


Figura 0.16. Estereogramas da foliação S₂ e da lineação de estiramento Lx₂.

A deformação da fase D₂ foi acomodada através de dobras e zonas de cisalhamento com desenvolvimento de rampas de cavalgamento frontais, promovendo arranjo tectônico-metamórfico responsável pelo expressivo encurtamento com deformação e metamorfismo M₂ da área, associada a sistema de *nappes* de direção geral N-S, com inflexão para nordeste e transporte de massa de E para W.

Na porção sudeste da área ocorrem retro-empurrões com foliação média (S_{2r}) 245°/15° e lineação de estiramento (Lx_r) 270°/15°, exibindo movimentação para E-NE, associados a zonas de cisalhamento transcorrentes/transpressivas de direção (Zc) N35°E, com desenvolvimento de foliação subvertical, direção em torno de (S_c) 120°/80° e lineação de estiramento sub-horizontal (Lx₃) 210°/15° com movimentação dextral.

Constatou-se também neste domínio a ocorrência de xistos anteriormente atribuídos ao Grupo Alto Tererê, resultantes de processos de cisalhamento D₂, em zonas de intensa deformação, em rochas gnáissicas do Complexo Rio Apa, responsáveis pela transformação de biotita gnaisses graníticos em muscovita xistos e milonitos.

A fase D₂ constitui o principal episódio deformacional metamórfico, regional, responsável pela deformação mais intensa. Encontra-se impresso em todas as unidades, principalmente nas rochas do Grupo Alto Tererê e do Complexo Rio Apa. É marcada por foliação milonítica em fácies anfíbolito, localmente com a presença da associação biotita, silimanita e monazita, sugerindo metamorfismo de médio a alto grau. Em xistos e anfíbolitos do Grupo Alto Tererê, encontra-se

paragênese de quartzo, clorita, muscovita e sericita, que marca possível retro-metamorfismo para a fácies xisto verde.

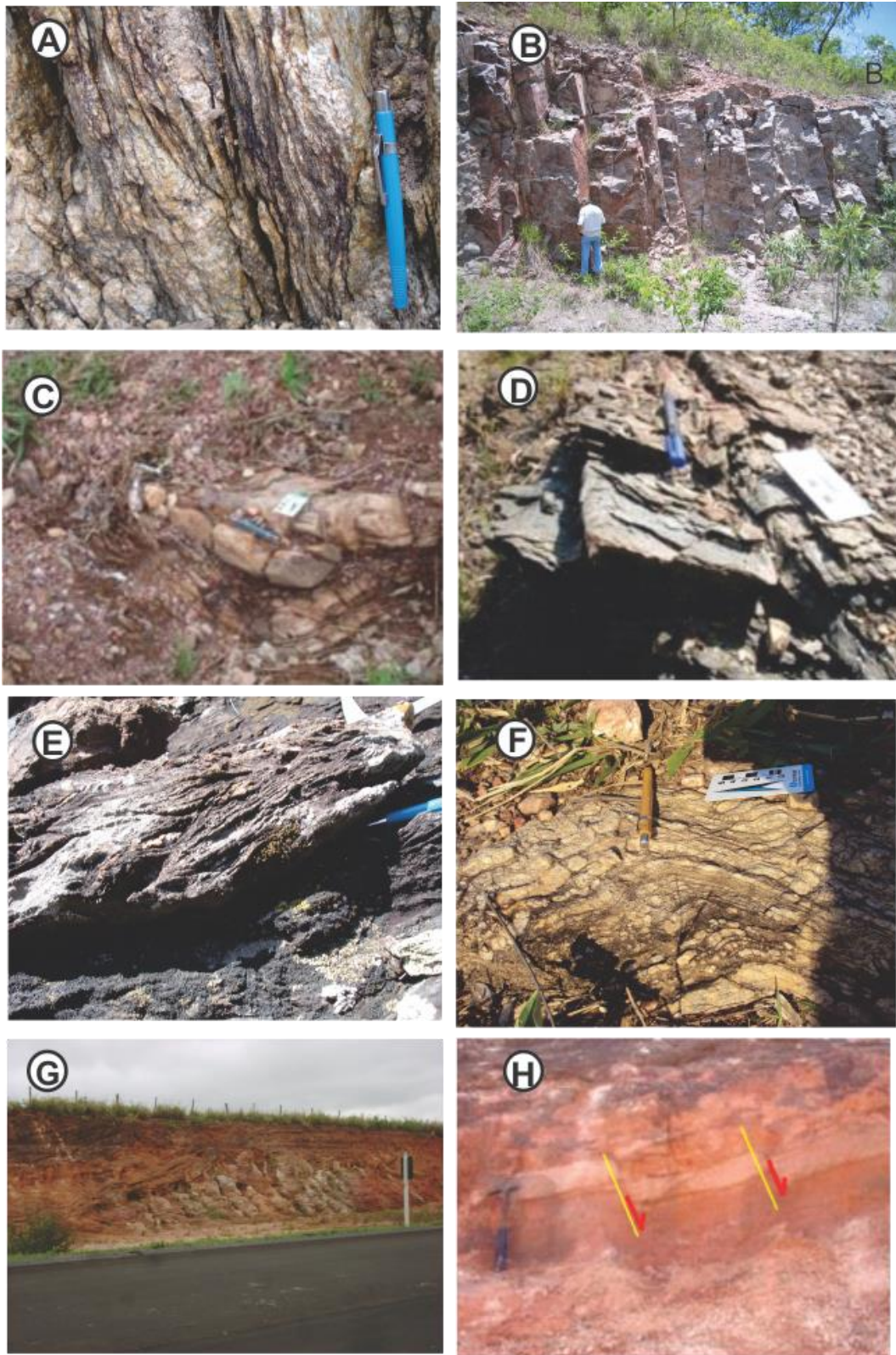


Figura 0.17. Estruturas deformacionais do Bloco Rio Apa. (a) Foliação vertical S_n gnaissé do Complexo Porto Murтинho; (b) fraturas subverticais e de baixo ângulo em rochas vulcânicas, Formação Serra da Bocaina; (c) dobra D_1 em quartzito Alto Tererê; (d) dobras D_2 em anfibolito do Grupo Alto Tererê; (e) foliação S/C em anfibolito do Grupo Alto Tererê; (f) dobras abertas D_3 em quartzito do grupo Alto Tererê; (g) falha reversa em gnaissé do Complexo Rio Apa; (h) Falhas extensionais em gnaissés do Complexo Rio Apa.

A fase D_3 é caracterizada por ondulação suave da foliação $S_2//S_1$, com desenvolvimento de dobras abertas, com lineação de eixo de dobra Lb_3 $105^\circ/10^\circ$, sem apresentar alteração nas paragêneses metamórficas pré-formadas (Figura 2.15).

Associado a esta fase ainda constata-se o desenvolvimento de sistema de falhas e fraturas conjugadas, de direções $N30^\circ W$, $N40^\circ E$ e $E-W$, muitas vezes preenchidas por veios de quartzo, pegmatitos e diques básicos (Figura 2.17f, g). Esta tectônica rúptil é bem evidenciada no Domínio 2, embora ocorra nos outros domínios, possivelmente associadas a eventos tardios em nível crustal mais raso (Figura 2.13).

Relacionado às fases finais de relaxamento ocorrem na área pequenas falhas e fraturas extensionais de direção predominante $NS/70^\circ E$, encontradas nos gnaisses do Complexo Rio Apa, possivelmente relacionadas à fase de implantação da bacia precursora da Faixa Paraguai. (Figura. 2.17h).

CAPÍTULO 3 - ESTRUTURAÇÃO GEOTECTÔNICA

3.1. Evolução tectono-magmática do Bloco Rio Apa

A análise dos dados geocronológicos disponíveis revela cinco eventos magmáticos graníticos desenvolvidos na área do Bloco Rio Apa, que ocorreram entre 1,94-1,71 Ga (Tabela 3.1).

O embasamento (2074-1940 Ma) é representado pelas rochas do Complexo Porto Murtinho, incluindo os Gnaisses Córrego Jiboia, Granito Morro da Lenha e Gnaisses Morraria, que exibem assinatura geoquímica de granitos calci-alcálicos de zona de subducção (Faleiros *et al.*, 2015), bem como o magmatismo básico, caracterizado pelo Gabro Fazenda Matão (1,96 Ga).

O primeiro evento é marcado por magmatismo granítico desenvolvido entre (1940 e 1890 Ma), caracterizado por granitos de tendência calci-alcálica de médio a alto K (Faleiros *et al.*, 2015), representado pelo Granito Chatelodo (Pavan *et al.*, 2014) e pelo Granito Piatã (Ca. 1892 Ma) intrusivos nas rochas do embasamento.

O segundo evento (1880-1830 Ma) é caracterizado por magmatismo calci-alcálico de médio a alto K, peraluminoso e reúne as rochas vulcânicas da Formação Serra da Bocaina e os granitos intrusivos Alumiador (Lacerda Filho *et al.*, 2006; Godoy *et al.*, 2010; Brittes *et al.*, 2013; Faleiros *et al.*, 2015). Além das características químicas, as relações entre riolitos e andesitos sugerem magmatismo de arco relacionado à zona de subducção (Faleiros *et al.*, 2015). Diques básicos, como o microgabro encontrado no Córrego Cabrito (1,82 Ga), cortando rochas gnáissicas do embasamento, parecem pertencer ao mesmo evento.

Outro importante evento magmático é reconhecido no intervalo 1790-1770 Ma, assinalado pelos granitos Santo Antônio e Tamanduá, Gnaisses Caracol (Cordani *et al.*, 2006; Faleiros *et al.*, 2015), exibindo assinatura química de granitos calcialcálicos de alto K, interpretados como sin- a pós-colisionais. Associada a este período ocorre a colocação dos anfibolitos do Grupo Alto Tererê (1769±9 Ma) seguida pela deposição de sedimentos em ambiente de bacia de *back arc*.

No período entre 1760 e 1750 Ma ocorre evento representado pelos granitos Baía das Garças (Cordani *et al.*, 2010), sienogranitos do Complexo Rio Apa (Faleiros *et al.*, 2015) e Granito Cerro Porã (Plens *et al.*, 2013), calcialcálicos de alto K a alcálicos, interpretados como granitos tardi-orogênicos tipo A.

Tabela 0.1. Eventos magmáticos do Bloco Rio Apa.

| Idade (Ma) | Litologia | Geoquímica | Ambiente Tectônico |
|-------------------|--|--|---|
| 1589 | Enxame Diques Básicos Suite Rio Perdido | magmatismo básico toleítico | Vulcanismo básico extensional |
| 1740-1716 | Granitos Baía das Garças 2 , Santa Clarinha, Espinilho Sanga Bonita | granitos calci- alcalinos alto K, pós-colisionais Tipo A | Arco magmático acrescionário Amoguijá |
| 1760-1750 | Granitos Baía das Garças 1, Rio Apa, Cerro Porã | granitos calci- alcalinos alto K, pós-colisionais | Arco magmático acrescionário Amoguijá |
| 1790-1770 | Granitos Santo Antônio e Tamanduá, Gnaisses Caracol | granitos calci- alcalinos alto K, sin- a pós colisionais | Arco magmático acrescionário Amoguijá |
| 1880-1830 | Vulcanicas felsicas Formação Serra da Bocaina e os granitos intrusivos Alumiador | magmatismo calci- alcalino médio a alto K | Arco magmático acrescionário Amoguijá |
| 1940 - 1890 | Granito Chatelodo Granito Piatã | granitos calci- alcalinos de médio a alto K | Arco magmático acrescionário Amoguijá |
| 2074-1940 | Embasamento Complexo Porto Murtinho: gnaisses Gnaisse Morraria, Córrego Jiboia, Gabro Fazenda Matão | granitos calci- alcalinos | Embasamento |

O último evento (1740-1716 Ma) é registrado amplamente em granitos encaixados nos gnaisses do Complexo Rio Apa. São corpos graníticos rosados, de composição calci-alcalina de alto K, pós-colisionais tipo A, representados pelos granitos Baía das Garças 2 (Cordani *et al.*, 2010), Sanga Bonita e ortognaisses Santa Clarinha e Espinilho (Remédio *et al.*, 2014).

Estes eventos magmáticos constituem uma evolução progressiva e representam os diversos estágios de montagem do arco magmático Amoguijá. Entretanto, vale ressaltar a presença no setor leste do Bloco Rio Apa de um conjunto de granitos relacionados ao Complexo Paraíso (Granito Rio Areia, 1820 Ma, Granito Scardine, 1791 Ma) que, apesar de apresentarem idades orosirianas, semelhantes às encontradas nos granitos intrusivos Alumiador, são classificados quimicamente como granitos pós-colisionais a anorogênicos tipo A, sugerindo fazer parte de outro ciclo. Em seguida ocorre a deposição dos sedimentos do Grupo Amolar e, finalmente no Calimiano, associado a vulcanismo extensional, ocorre enxame de diques básicos do Suíte Rio Perdido 1559Ma (Faleiros *et al.*, 2015).

3.2. Relações com o Cráton Amazônico

Estudo comparativo entre o Cráton Amazônico e os diferentes segmentos cratônicos existentes na América do Sul (blocos Rio de La Plata, Pampia e Arequipa-Antofalla) apresenta alternativa para o posicionamento geotectônico do Bloco Rio Apa, constatando que suas rochas apresentam características mais semelhantes com as rochas da província Rondônia-Juruena, no âmbito do Cráton Amazônico, do que com os demais terrenos analisados (Lacerda Filho *et al.*, 2013). Análise comparativa das idades dos arcos magmáticos paleoproterozóicos do Cráton Amazônico, constata que as rochas do Arco Cuiu-Cuiu são mais antigas que as rochas encontradas nos arcos Juruena e Amoguijá, as quais exibem intervalos de idades semelhantes (Figura 3.1).

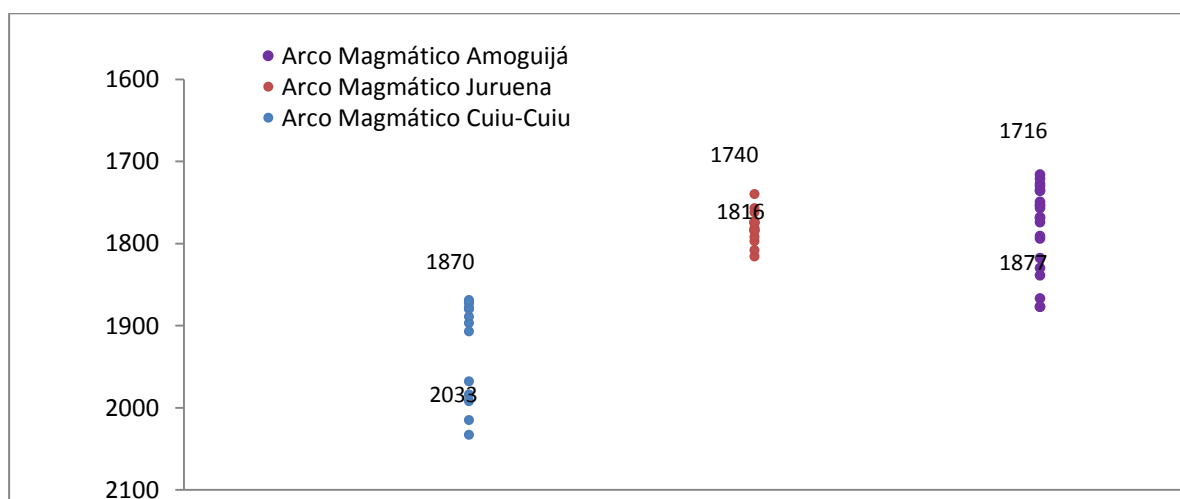


Figura 0.1. Comparação de idades entre arcos magmáticos do Cráton Amazônico Cuiu-Cuiu, Juruena e Amoguijá.

Os dados U-Pb, Sm-Nd, Ar-Ar, Rb-Sr e K-Ar do Bloco Rio Apa, quando comparados aos valores encontrados nos arcos Amoguijá e Juruena, sugerem semelhança de idades U-Pb e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, entre os dois arcos, entretanto, as idades modelos no arco Amoguijá exibem um intervalo mais amplo de idades Sm-Nd (1,91 a 2,53), sugerindo a participação de rochas arqueanas na evolução do Bloco Rio Apa (Figura 3.2).

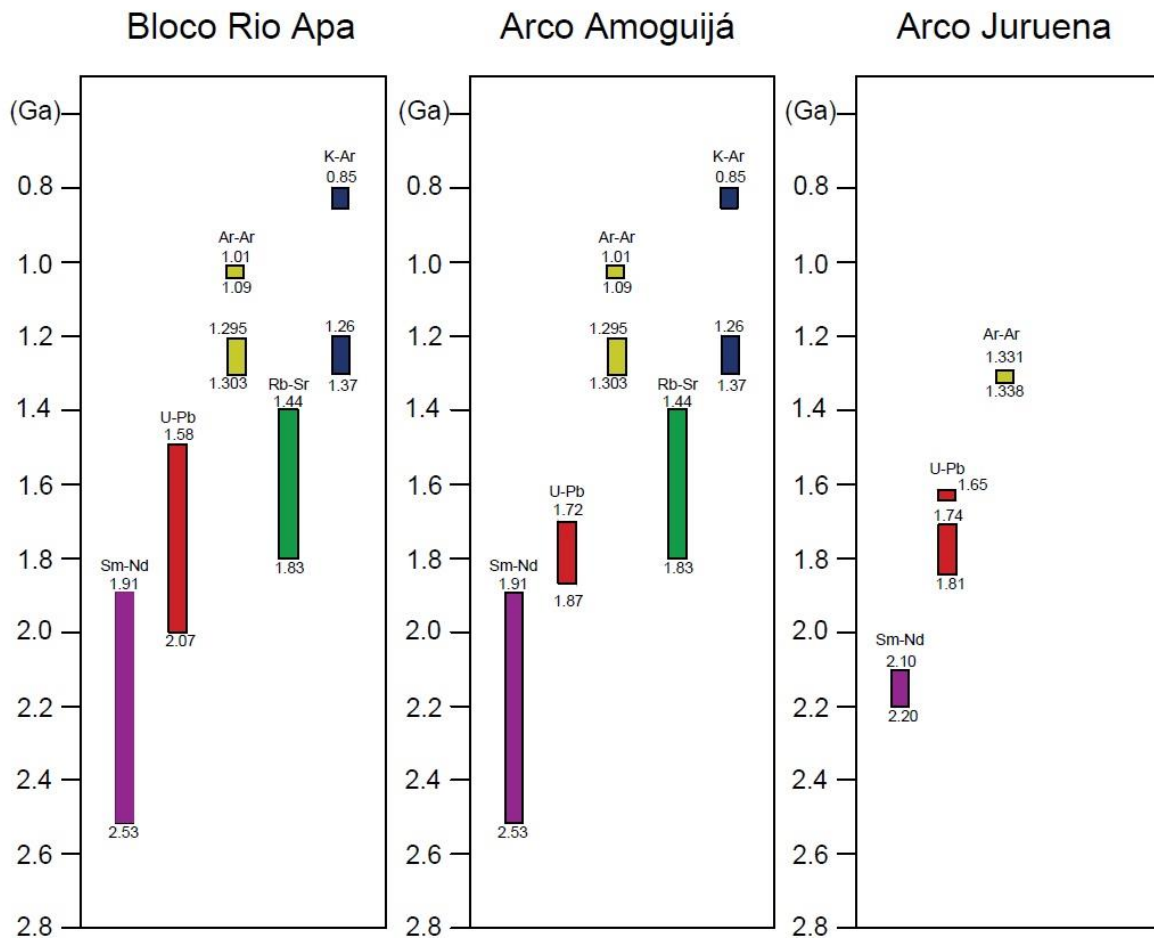


Figura 0.2. Comparação entre as idades do Bloco Rio Apa aos arcos Amoguijá e Juruena.

3.3. Relações com blocos vizinhos

Diferentes alternativas são propostas na literatura para o posicionamento geotectônico do Bloco Rio Apa. [Lacerda Filho et al. \(2013\)](#) efetuam uma reavaliação e o consideram como segmento meridional do Cráton Amazônico e sua relação aos diferentes segmentos cratônicos existentes na América do Sul, tais como os blocos Rio de La Plata, Pampia e Arequipa-Antofalla, admite tratar-se de unidades independentes durante o Paleoproterozoico.

A integração dos dados geocronológicos, geoquímicos, petrológicos e geofísicos, acrescidas as informações obtidas neste estudo, permite subdividir o Bloco Rio Apa em três setores crustais distintos (ocidental, central e oriental), caracterizados por associação de rochas geradas em diferentes estágios da evolução deste terreno, em que as rochas da Suíte Amoguijá, do Grupo Alto Tererê e Complexo Rio Apa constituem compartimentos do Arco Magmático Amoguijá formado entre 1,87 e 1,75 Ga (Figura 3.3).

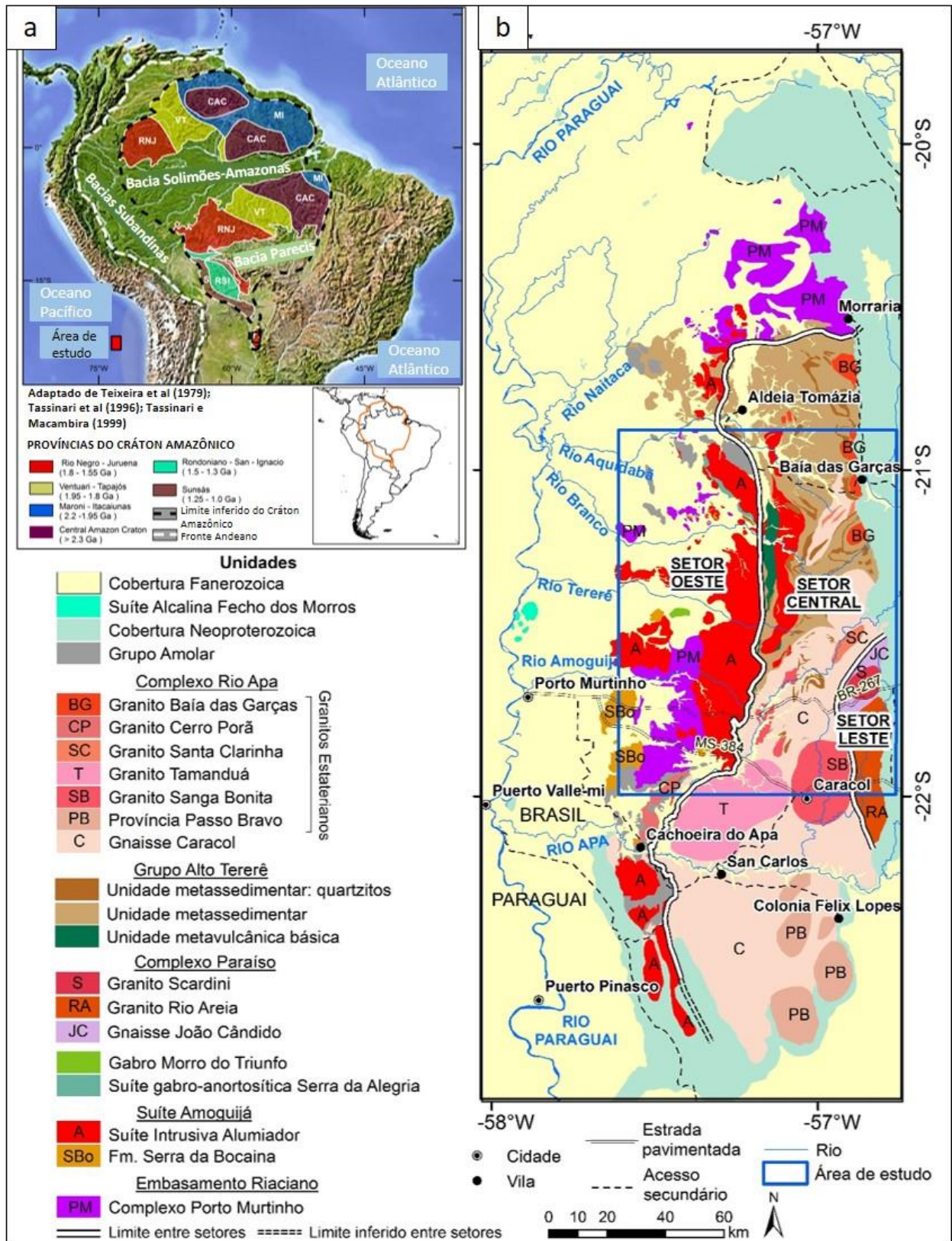


Figura 0.3. Modelo simplificado da região do Bloco Rio Apa. (a) Compartimentação do Crátón Amazônico, ilustrando os limites das províncias tectônicas com o posicionamento do Bloco Rio Apa (adaptado de Tassinari e Macambira (1999); Cordani et al. (2000)); (b) Compartimentação do Bloco Rio Apa (adaptado de Lacerda Filho et al. (2006); Wins (1986) e Cordani et al. (2010)).

O setor ocidental abrange as rochas do embasamento (Complexo Porto Murtinho) e granitos Alumiador e rochas vulcânicas Serra da Bocaina, relacionados à fase de montagem do arco Amoguijá com idades 1,99-1,79 Ga, T_{DM} entre 3,07 e 2,1 Ga. O setor central abrange a área de ocorrência das rochas do Grupo Alto Tererê, formadas em bacia de retro-arco e pela associação de rochas graníticas e gnáissicas do Complexo Rio Apa, desenvolvidas entre 1,79 e 1,72 Ga, T_{DM} 2,81 a 1,76 Ga. O setor oriental constitui segmento crustal de significado ainda não muito claro, constituído pelas rochas do Complexo Paraíso (gnaiesses João Cândido, granitos Rio Areia e Scardine), com características químicas de granitos tipo A e idades 1,82-1,79 Ga, T_{DM} 2,21 Ga, possivelmente relacionadas aos estágios mais diferenciados e tardios de arco magmático mais antigo, aparentemente correlacionado ao arco Cuiú-Cuiú (Figura 3.3).

Na análise comparativa entre as rochas do Arco Magmático Amoguijá e Arco Magmático Juruena, [Lacerda Filho *et al.* \(2015\)](#), neste estudo, constatou correlações petrográficas, químicas, geocronológicas e estruturais, entre estes dois segmentos do Cráton Amazônico sugerindo que o Bloco Rio Apa constitua o prolongamento sul do Cráton Amazônico, no âmbito da Província Geocronológica Rio Negro-Juruena ([Tassinari e Macambira, 1999](#)).

CAPÍTULO 4 - ARTIGO 01

Crosta paleoproterozoica juvenil e retrabalhada no Bloco Rio Apa, Sul do Cráton Amazônico, Brasil.

Lacerda Filho, J.V.^a, Fuck, R.A.^b, Ruiz, A.S.^c, Dantas, E.L.^b, Rodrigues, J.B.^a, Scandolaro, J.E.^a,
^a CPRM-Serviço Geológico do Brasil; ^b Instituto Geociências UnB; ^c Departamento de Geologia Geral, ICET, UFMT

Palavras-chave: Cráton Amazônico, Bloco Rio Apa, orógeno Paleoproterozoico, geoquímica, geocronologia, correlações geotectônicas.

Resumo

Novos dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos (U-Pb, Sm-Nd, Ar-Ar) sugerem reordenamento tectono-estratigráfico do Bloco Rio Apa, caracterizado como compartimento crustal Paleoproterozoico da porção sul do Cráton Amazônico, Mato Grosso do Sul, Brasil, e norte do Paraguai, constituindo o embasamento do orógeno Neoproterozoico Paraguai.

Este bloco representa segmento de margem continental ativa, edificado durante o Riáciano-Estateriano, resultado da montagem de arco magmático durante a evolução do supercontinente Columbia. O bloco é caracterizado por uma sucessão de eventos magmáticos, individualizados em três principais setores, ocidental, central e oriental. Os dois primeiros constituem compartimentos do Arco Amoguijá, gerados entre 1,88 e 1,71 Ga (idades modelo Sm-Nd T_{DM} 2,89-1,79 Ga, $\epsilon_{Nd}(t)$ (-5,9 a +7,0). O terceiro, de significado duvidoso, é caracterizado por granitos calci-alcálicos de alto K, pós-colisionais tipo A (Scardini e Rio Areia) com idades orosirianas. Resultaram de eventos orogênicos acrescionários, incluindo envolvimento de retrabalhado da crosta continental.

O setor ocidental é caracterizado por embasamento orosiriano representado pelos ortognaisses bandados do Complexo Porto Murtinho (2,1-1,9 Ga, idades modelo Nd T_{DM} 2,5-2,1 Ga), intrudido por granitoides da fase inicial do Arco Amoguijá. Granitos indeformados a fracamente deformados da Suíte Amoguijá (Granito Alumiador e metavulcânicas da Formação Serra da Bocaina), além de corpos máficos representados pela Suíte gabro-anortosítica Serra da Alegria e Gabro Morro do Triunfo constituem o setor central. Sobrepostos a essas rochas ocorrem metassedimentares do Grupo Amolar. O segmento oriental é representado pelo Grupo Alto Tererê (1,76 Ga) desenvolvido em ambiente de bacia de retro-arco, seguido por intrusões graníticas tardi- a pós-orogênicas do Complexo Rio Apa. Essas intrusões foram subdivididas em três gerações de granitos: Rio Apa indiviso; pós-orogênico tipo 1; e pós-orogênico tipo 2, incluindo granitos tipo A pós-orogênicos. Associado a evento extensional tardio é identificado enxame de diques e *sills* máficos, possivelmente de idade calimiana com ampla distribuição na área estudada.

A estruturação tectônica deste bloco é marcada por uma evolução complexa, envolvendo justaposição de segmentos do Arco Magmático Amoguijá. Estes setores exibem aspectos deformacionais próprios e podem ser subdivididos em três domínios estruturais: embasamento polideformado, domínio rúptil e domínio dúctil de baixo ângulo com vergência para Oeste.

Dois importantes eventos metamórfico-deformacionais são reconhecidos, em torno de 1670 Ma, com abertura de sistema Rb-Sr em biotita, seguido por evento mais expressivo, de baixo ângulo, aproximadamente 1300 Ma. Este último corresponde ao evento Rondoniano-San Ignácio, confirmado neste estudo, através de datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em muscovita e U-Pb em monazita. Constata-se que as rochas do bloco foram preservadas da deformação Brasileira/Pan-africana.

Abstract

Rio Apa Block is a Paleoproterozoic crustal compartment of southern Amazonian Craton. It outcrops in west Brazil (Mato Grosso do Sul) and north of Paraguai. The block accounts for the basement of Neoproterozoic Paraguai Orogen. New geological, geochemical and geochronological (U-Pb, Sm-Nd, Ar-Ar) data imply tectonic-stratigraphic reordering of Rio Apa Block.

It's regarded as a segment of active continental margin, built during amalgamation of supercontinent Columbia in Rhyacian-Statherian. A succession of magmatic events marks the block, related to orogenic accretionary events, including continental crust reworking. They can be divided into three main sectors: western; central; and eastern. The first two comprise compartments of 1.88 Ga to 1.71 Ga Amoguijá Arc (with Sm-Nd model ages between 2.89 Ga and 1.79 Ga and $\epsilon\text{Nd}(t)$ ranging from -5.9 to +7.0). The third has uncertain meaning and consists in high K calcalkaline and Orosirian post-collisional A-type (Scardini e Rio Areia) granites.

The western segment consists in orosirian basement which is regarded as banded orthogneisses of Porto Murtinho Complex (2.1 – 1.9 Ga, T_{DM} 2.5-2.1 Ga), intruded by granitoids of initial phase of Amoguijá Arc. The central sector is characterized by weakly to moderately deformed granites of Amoguijá Suíte (Alumiador Granite and metavolcanic rocks of Serra da Bocaina Formation), along with mafic bodies, which are represented by Serra da Alegria Gabbro-anorthositic Suíte and Morro do Triunfo Gabbro. Metasediments of Amolar Group overly those rocks. The eastern segment stands for back-arc basin generated Alto Tererê Group (1.76 Ga), intruded by late- to post-orogenic granites of Rio Apa Complex. Those granitoids were divided into three generations: undivided Rio Apa; type 1 post-orogenic; and type 2 post-orogenic, including post-orogenic A-type granites. Possibly Calymmian mafic dyke and sill swarm related to late extensional event is identified, with wide range exposure in studied area.

The tectonic history of the block is complex, involving juxtaposed segments of Amoguijá Magmatic Arc with distinct deformational characteristics. It can be divided into three structural domains: polydeformed basement domain; brittle domain; and low angle ductile domain.

Two important metamorphic-deformational events are acknowledged: in 1670 Ma, when Rb-Sr system in biotite was opened; followed by more expressive, low angle deformation, in 1300 Ma. The last one is in agreement with Rondonian-San Ignácio event and is confirmed herein by Ar-Ar analysis in muscovite and U-Pb in monazite. It's noticed that the rocks of the block were preserved of Brazilian/Pan-African deformation.

Keywords: Amazonian Craton; Rio Apa Block; Paleoproterozoic Orogen; Geochemistry; Geochronology; Geotectonic correlations.

4.1. Introdução

Os terrenos paleoproterozoicos registram evidências de profundas mudanças na evolução da Terra, compreendendo uma etapa marcada por expressivos episódios orogênicos

acrescionários e de rifteamento crustal, associados a importantes eventos bioquímicos e climáticos, incluindo glaciações, provenientes de mudanças na dinâmica do planeta. Estes processos resultaram na fusão de fragmentos dispersos, culminando com a amalgamação do supercontinente Nuna ou Columbia ao final do Paleoproterozoico, 1,9-1,85 Ga (Reddy *et al.*, 2009; Roberts, 2013). Os terrenos paleoproterozoicos expostos na Plataforma Sul-Americana constituem importante componente na reconstituição deste supercontinente (2,1-1,8 Ga).

A existência do supercontinente Columbia ou Nuna tem sido preconizada por vários trabalhos, com base em reconstituições do Paleoproterozoico (Rogers, 1996; 2013; Meert, 2002; Rogers and Santosh, 2002; Zhao *et al.*, 2002; 2004; Johansson, 2009; Yakubchuk, 2010; Evans and Mitchell, 2011), utilizando principalmente dados paleomagnéticos, geocronológicos, zircões detríticos, padrões de *Large Igneous Provinces* (LIP's), enxame de diques básicos Meert,(2014) e alinhamentos de antigos cinturões móveis, encontrados nos diversos blocos cratônicos. Entretanto, o período de existência do supercontinente Columbia e sua configuração ainda é motivo de controvérsias.

Seguindo a concepção de Rogers e Santosh (2002), diversos modelos de aglutinação de blocos na formação do supercontinente têm sido sugeridos (Zhang *et al.*, 2012; Kaur and Chaudhri, 2013; Piper, 2013b; Roberts, 2013), com variações na posição e relações geométricas entre os vários blocos envolvidos na montagem do supercontinente Columbia (1,95-1,5 Ga). O principal período de processos acrescionários ocorreu entre 2,1 e 1,8 Ga, conforme constatado em diferentes locais (Laurentia, Baltica, norte da China e da Sibéria) (e.g. Zhao *et al.*, 2002; 2004; Meert, 2014), com alinhamento de cinturões orogênicos paleoproterozoicos que atravessam diversos blocos continentais.

A carência de dados isotópicos e de paleopolos magnéticos confiáveis para todos os continentes, relativos ao paleoproterozoico, dificulta o entendimento da estruturação do Columbia, resultando em modelos e configurações distintas, como por exemplo o posicionamento da Amazônia em relação a Laurentia (e.g. Zhao *et al.*, 2002; Pesonen *et al.*, 2003; Johansson, 2009), que é substituído pela Índia segundo Pisarevsky *et al.* (2013), o que ressalta as incertezas destas configurações (Roberts *et al.*, 2015).

A ruptura do supercontinente Columbia ocorreu (1,7-1,5Ga) com desenvolvimento de enxame de diques básicos e associações anorogênicas de tendência alcalina tipo AMCG (anortosito, mangerito, charnoquito, granito) (Emslie, 1991; Condie *et al.*, 2002; Halls *et al.*, 2008; Hou *et al.* , 2008 a; b; Zhang *et al.* ,2009; Fan *et al.* , 2013; Bickford *et al.* , 2015).

No Cráton Amazônico os terrenos paleoproterozóicos, relacionados à evolução do Columbia, estão associados a processos acrescionários reconhecidos nas províncias Tapajós-

Parima (1,95-1,88 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8-1,5 Ga) (Tassinari e Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2008), constituídos principalmente por gnaisses, granitos, rochas vulcânicas ácidas e sequências vulcanossedimentares com idades entre 2,1 e 1,7 Ga.

Pesquisas geológicas e geofísicas e dados isotópicos (e.g., Teixeira e Figueiredo, 1991; Teixeira *et al.*, 2000; 2010; Klein e Moura, 2001a; 2003; Reis *et al.*, 2002; 2003; 2013; Souza *et al.*, 2005; Klein *et al.*, 2005; Lacerda Filho *et al.*, 2006; Santos *et al.*, 2008; Cordani *et al.*, 2008; 2009; 2010; Bettencourt *et al.*, 2010; Ramos *et al.*, 2010; Oliveira *et al.*, 2010; Casquet *et al.*, 2012; Barbosa *et al.*, 2012), juntamente a alguns dados paleomagnéticos, têm permitido o reconhecimento de terrenos paleoproterozoicos na Plataforma Sul-Americana, principalmente no Cráton Amazônico (Tohver *et al.*, 2002; Bispo dos Santos *et al.*, 2008; 2012; D'Agrella-Filho *et al.*, 2012).

Associações anorogênicas de tendência alcalina tipo AMCG (1,56-1,52 Ga) são encontradas no Cráton Amazônico, na Província Maroni-Itacaiúnas (Gaudette *et al.* 1996; Reis *et al.*, 2003) e na Província Rondônia-Juruena (Lacerda Filho *et al.*, 2001; 2010; Frasca *et al.*, 2003; Martins e Abdallah, 2007; Albuquerque e Oliveira, 2007; Lacerda Filho e Frasca, 2010). Associam-se enxame de diques básicos: Suíte Rio Perdido (1589 Ma) (Ruiz *et al.*, 2010), diques básicos Guadalupe (Oliveira e Albuquerque, 2002) e intrusivas máficas Vila Guarita (1419 Ma) (Bispo Santos *et al.*, 2012).

Na porção sul do Craton Amazônico ocorre o Bloco Rio Apa segmento crustal paleoproterozoico situado no Mato Grosso do Sul e norte do Paraguai, constituindo o embasamento da Faixa Paraguai Neoproterozóica (Godoi *et al.*, 1999, Ruiz *et al.*, 2005; Lacerda Filho *et al.*, 2006; 2013; 2014; Godoy *et al.*, 2009; Cordani *et al.*, 2009; 2010a; Manzano *et al.*, 2012; Manzano, 2013; Plens *et al.*, 2013; Brittes *et al.*, 2013; Faleiros *et al.*, 2015). Este terreno é limitado a norte e leste pelas rochas pelito-carbonáticas neoproterozoicas dos grupos Corumbá e Jacadigo, e parcialmente capeado pelos depósitos paleozoicos da Bacia do Paraná, a sul pelas rochas do Grupo Itapucumi e a oeste é encoberto por extensos depósitos cenozoicos da Bacia do Pantanal (Figura 4.1).

Nos modelos de reconstituição paleogeográfica, o Bloco Rio Apa comumente está ausente no contexto do supercontinentes Columbia e Rodínia (Fuck *et al.*, 2008). Seu posicionamento em relação a outros segmentos paleoproterozoicos adjacentes vem sendo motivo de discussões (Litherland *et al.*, 1986; Ramos & Vujovick, 1993; Cordani *et al.*, 2005; 2009; Campanha *et al.*, 2010; Ramos *et al.*, 2010; Casquet *et al.*, 2012; Faleiros *et al.*, 2015). Entretanto, estudos recentes têm demonstrado que o bloco é parte integrante do Cráton

Amazônico (Ruiz, 2005; 2010; Ruiz *et al.*, 2005a; 2007; Cordani *et al.*, 2010; Brito Neves 2011; Lacerda Filho *et al.*, 2006; 2013).

O Bloco Rio Apa constitui segmento crustal de margem continental ativa, edificado no Riacciano/Estateriano, relacionado a processos acrescionários em arcos magmáticos, desenvolvidos durante o Riacciano-Estateriano (2,1-1,71 Ga) (Lacerda Filho *et al.* 2006; Cordani *et al.*, 2010; Faleiros *et al.*, 2015).

O arranjo tectono-estrutural do bloco é caracterizado por segmentos do arco magmático Amoguijá (Lacerda Filho *et al.*, 2006). O primeiro compreende uma associação de rochas plutônicas, sub-vulcânicas e vulcânicas félsicas de afinidade cálcio-alcalina de médio a alto potássio, relacionadas à Suíte Amoguijá (1,87-1,75 Ga), constituída pelos granitos Alumiador e vulcânicas da Formação Serra da Bocaina e intrusivas básicas Morro do Triunfo e Serra da Alegria (1,79 Ga). A leste ocorrem as rochas do Grupo Alto Tererê desenvolvidas em ambiente de bacia de retro-arco intrudidas por rochas graníticas do complexo Rio Apa, relacionadas a ambiente pós-colisional (1794-1720 Ma), marcadas por granitogênese tardi- a pós-orogênica tipo A (Lacerda Filho *et al.*, 2014).

Dois importantes eventos metamórficos deformacionais são reconhecidos no Bloco Rio Apa, o primeiro relacionado à homogeneização isotópica de Sr, associada a metamorfismo regional, confirmado por dados Rb-Sr por volta de 1670 Ma (Cordani *et al.* 2009).

O segundo evento é caracterizado por uma tectônica compressional em condições metamórficas de fácies anfíbolito (zona da cianita) com retrometamorfismo à facies xisto verde (zona da clorita). Exibe também destacado evento térmico regional em torno de 1,3 Ga, confirmado por dados K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Araújo *et al.*, 1982 e Lacerda Filho *et al.*, 2006, Cordani *et al.*, 2010) e datações U-Pb em monazita 1308 Ma (Lacerda Filho *et al.*, 2014).

Ainda são encontrados resultados isolados de idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em torno de 1,0 Ga, que sugerem incipiente efeito da Orogenia Sunsás no Bloco Rio Apa (Cordani *et al.*, 2010). Constata-se que as rochas do Bloco Rio Apa não foram afetadas pelas deformações neoproterozoicas da orogênese Brasileira /Panafricana (Lacerda Filho *et al.*, 2013).

A compartimentação geotectônica do Bloco Rio Apa, em domínios distintos é baseada na distribuição geográfica, datações U-Pb e assinatura isotópica (Sm-Nd, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), dados químicos e deformacionais das unidades litotectônicas, que sugerem processos acrescionários com justaposição dos setores do bloco em cerca de 1670 Ma com retrabalhado em 1300 Ma, durante a orogenia Rondoniano-San Ignácio (Lacerda Filho *et al.*, 2006; Cordani *et al.*, 2010; Faleiros *et al.*, 2015).

Evolução similar é encontrada na porção norte do Mato Grosso no domínio do Arco magmático Juruena (e.g., Lacerda Filho *et al.*, 2001; 2004; Frasca *et al.*, 2003; Souza *et al.*, 2005) o que reforça a correlação entre estes dois setores do Cráton Amazônico.

A configuração atual e as suas relações com os blocos Arequipa, Antofalla e Pampia refletem os processos envolvidos na montagem dos supercontinentes Rodinia e Gondwana (Cordani *et al.*, 2005).

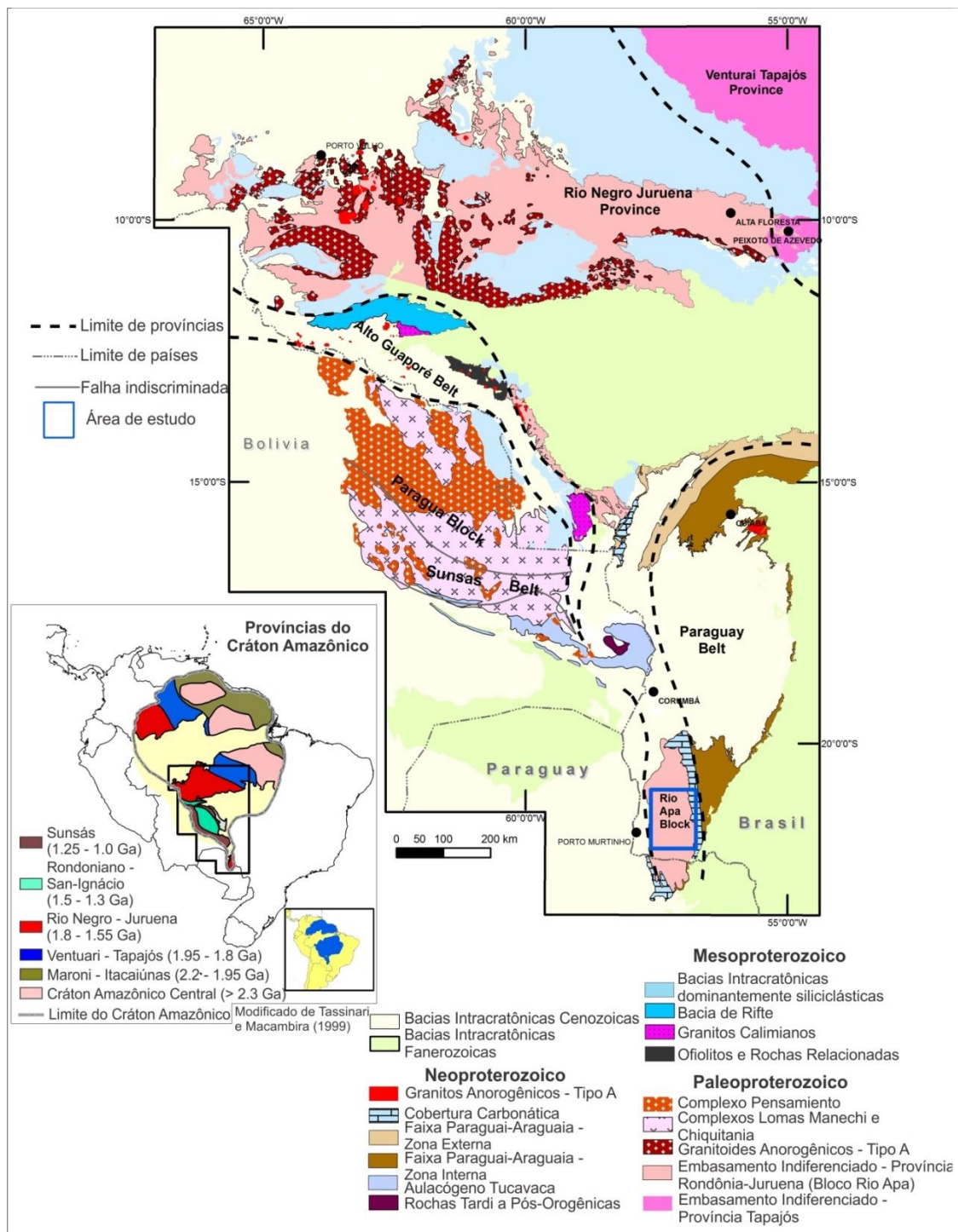


Figura 0.1. (a) Mapa simplificado do sudoeste do Cráton Amazônico, mostrando os limites aproximados dos principais terrenos e cinturões, elementos tectônicos e as principais unidades litológicas (modificado de Rizzotto *et al.*, 2012); (b) províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (modificado de Tassinari e Macambira, 1999).

4.2. Contexto Geológico Regional

A estratigrafia do Bloco Rio Apa é caracterizada por rochas paleoproterozóicas, compostas por distintas suítes graníticas (2,1-1,71 Ga) e seqüências metassedimentares relacionadas à evolução do Arco Amoguijá (Figura 4.2).

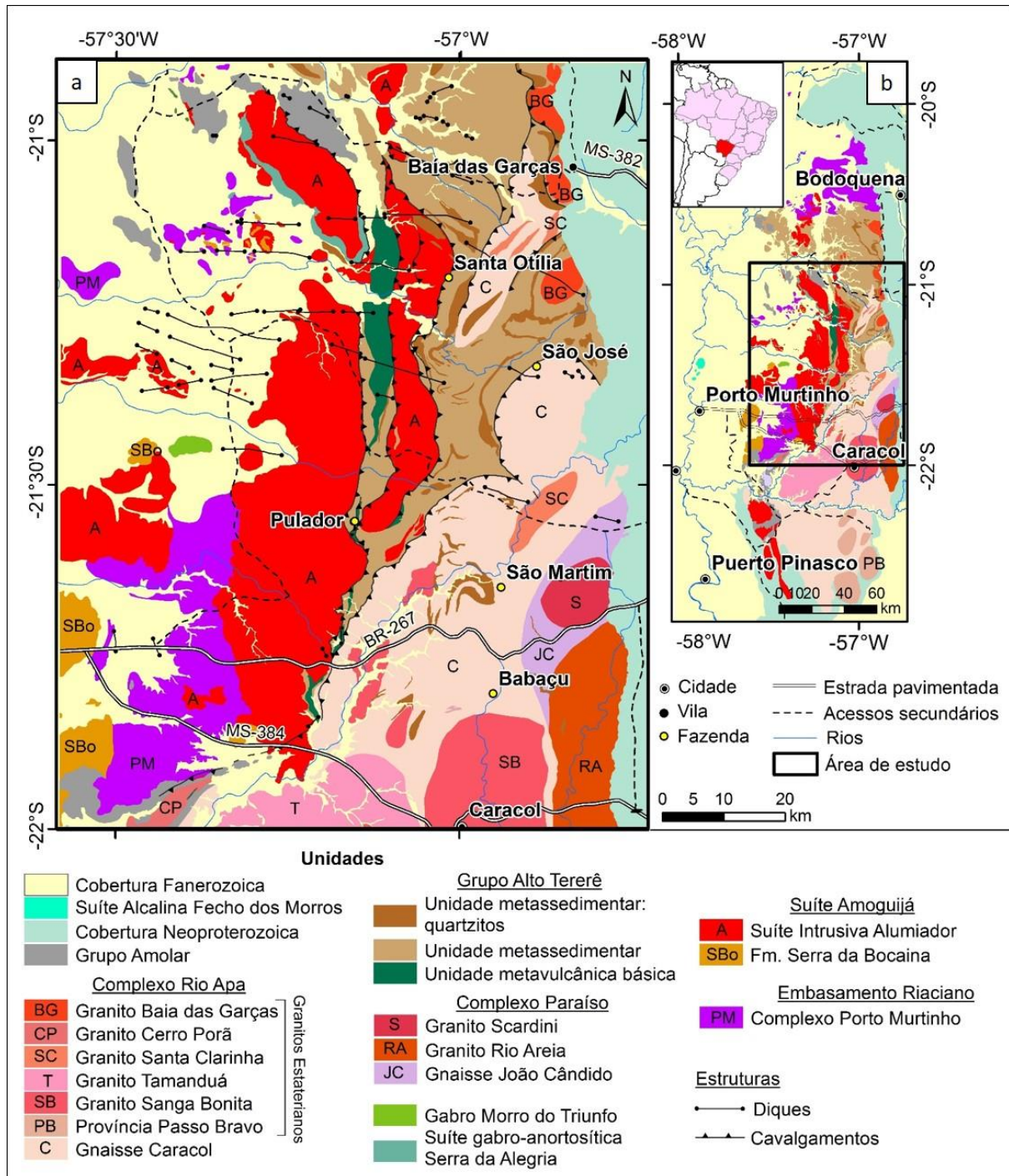


Figura 0.2. (a) Mapa geológico simplificado da área de estudo, porção central do Bloco Rio Apa, mostrando a localização das datações efetuadas: U-Pb em zircão, U-Pb em monazita e U-Pb em zircão detrítico (idades em Ma.); (b) Situação da área no Bloco Rio Apa.

O bloco compreende embasamento granito-gnáissico Riaciano (2,07-1,71 Ga), representado pelas rochas do Complexo Porto Murtinho, intrudidos por rochas da Suíte Amoguijá, caracterizadas por sucessão de corpos graníticos e vulcânicas, seguidas por rochas do Grupo Alto Tererê e granito-gnaisses do Complexo Rio Apa, de idade Estateriana, representando segmentos do Arco Magmático Amoguijá, capeados por rochas metassedimentares do Grupo Amolar e sedimentos cenozoicos da Bacia do Pantanal (Figura 4.2).

As rochas do embasamento gnáissico do Bloco Rio Apa são reunidas sob a denominação de Complexo Porto Murtinho (2,1-1,9 Ga), abrangendo as rochas encontradas na porção norte (Gnaisses Morraria, 1,9 Ga) e da região sudoeste (Gnaisse Porto Murtinho, [Cordani et al., 2010](#)) e Gnaisse Córrego Jiboia ([Faleiros et al., 2015](#)). As rochas graníticas e gnáissicas mais jovens, estaterianas, são atribuídas ao Complexo Rio Apa, resgatando a nomenclatura destes gnaisses e granitos redefinidos por ([Godoi et al., 1999](#)).

4.2.1. Complexo Porto Murtinho

As rochas gnáissicas do Complexo Porto Murtinho são representadas por uma associação de gnaisses caracterizada por hornblenda-biotita gnaisses bandados poli-deformados, de composição tonalítica, monzonítica, monzodiorítica, com frequentes intercalações de anfibolito. Encontram-se metamorfisados na fácies anfibolito, com retrometamorfismo ao fácies xisto verde alto, parcialmente migmatizados, com presença de veios de quartzo e mobilizados quartzo-feldspáticos. Determinações U-Pb em zircão indicam idades entre 2,1 e 1,9 Ga, enquanto idades Sm-Nd T_{DM} situam-se entre 2,58 e 2,17 Ga. Estes gnaisses são intrudidos por corpos de granitos e gabros orosirianos, principalmente pelos granitos da Suíte Alumizador e vulcânicas da Suíte Serra da Bocaina (1,87-1,83 Ga) e cortados por diques básicos isótipos, não metamorfisados, de direção E-W.

O biotita-hornblenda gnaisse tonalítico, exibe granulação fina a média, textura granoblástica, bandas alternadas ricas em quartzo+K-feldspato+plagioclásio e em biotita+hornblenda+plagioclásio, tendo como minerais de alteração hidrotermal clorita, sericita, titanita, carbonato e magnetita. Datações U-Pb SHRIMP indicam idades de 1950 ± 23 Ma e 1941 Ma obtidas por [Cordani et al. \(2010\)](#) e [Lacerda Filho et al. \(2006\)](#), respectivamente.

Os anfibolitos intercalados nos gnaisses são verde escuro, equigranulares de granulação fina, constituídos de hornblenda, plagioclásio, quartzo e minerais opacos; minerais secundários são principalmente clorita, epidoto e sericita. Ocorem formando pequenas faixas alongadas paralelas à foliação e geralmente encontram-se bastante alterados exibindo coloração esverdeada.

Intrusivos nos gnaisses deste complexo ocorrem corpos e batólitos de gabro, constituídos por metagabros, metaleucogabros e metahornblenditos cinza esverdeados, de granulação média a grossa, isótopos, às vezes com bandamento composicional ígneo, como o Gabro da Fazenda Matão (Faleiros *et al.*, 2014), associado a expressiva anomalia magnética. Datação U-Pb em zircão efetuada neste estudo forneceu idade 1969 ± 5 Ma.

Plútons graníticos intrusivos e paragnaisses são individualizados neste complexo. Os granitos são isótopos a fortemente deformados, com aspecto gnáissico, granulação média a grossa, exibindo fenocristais de feldspato, composição sieno- a monzogranítica. Quimicamente são peraluminosos, calcialcalinos de alto K. O Granito Morro da Lenha foi datado em 1941 ± 6 Ma e o gnaisse monzonítico milonítico do Córrego Jibóia em 1947 ± 4 Ma (U-Pb SHRIMP, Faleiros *et al.*, 2015).

Na porção norte do bloco Faleiros *et al.* (2014) identificam neste complexo a presença de paragnaisses cinza médio, granulação grossa com bandamento milimétrico e intercalações de bandas lepidoblásticas formadas por clorita, sericita e bandas claras quartzo- feldspáticas. Grãos detríticos de zircão forneceram idades (1,9 a 3,2Ga) U-Pb SHRIMP, Faleiros *et al.*, (2014; 2015).

Os gnaisses são afetados por intrusões de granitos e rochas vulcânicas da Suíte Amoguijá (Granito Alumiador, Formação Serra da Bocaina, granitos São Francisco (Souza *et al.*, 2015), Chatelodo (Pavan *et al.*, 2014) e Piatã cortados por diques básicos. Datações efetuadas nos gnaisses forneceram idades U-Pb em zircão entre 2,1 e 1,9 Ga, enquanto idades T_{DM} Sm-Nd estão entre 2,58 e 2,17 Ga (Tabela 4.1).

O Granito Chatelodo constitui um sienogranito granofírico intrusivo nas rochas de embasamento. Foi datado em 1902 ± 6 Ma (U-Pb SHRIMP, Pavan *et al.*, 2014). Nas proximidades deste granito ocorre outro corpo denominado Granito São Francisco, associado a rochas vulcânicas ácidas e também intrusivo nos gnaisses Porto Murtinho, caracterizado por Souza e Trivelli (2014) como monzogranito rosa avermelhado a cinza rosado isotrópico com idade U-Pb (SHRIMP) 1874 ± 16 Ma (Souza *et al.*, 2015). Datação U-Pb no granito Piatã realizada neste estudo revelou idade de cristalização 1892 ± 31 Ma, embora evidências de campo mostrem intrusões destes granitos nas vulcânicas Serra da Bocaina e os mesmos possam pertencer à fase inicial dos conjunto de granitos Alumiador.

4.2.2. Suíte Amoguijá

No segmento ocidental da área estudada ocorrem as rochas orosirianas do Arco Magmático Amoguijá (Lacerda Filho *et al.* (2006), constituído pelos granitos indeformados a fracamente deformados Alumiador e rochas vulcânicas félsicas da Formação Serra da Bocaina,

de filiação calcialcalina de médio potássio, além de corpos máficos representados pela suíte gabro-anortosítica Serra da Alegria e pelo Gabro Morro do Triunfo.

4.2.2.1. Granito Alumiador

Constitui uma associação plutônica orosiriana (1,86-1,79 Ga), caracterizada por *stocks* e batólitos graníticos dispostos aproximadamente N-S, na porção central do Bloco Rio Apa, com destaque para o batólito da Serra do Alumiador. São granitos róseos a cinza-esverdeados isotrópicos, de granulação fina a grossa representados por hornblenda-biotita granitos, monzogranitos, micromonzogranitos, magnetita-biotita sienogranitos, sienogranitos granofíricos e granófiros. Trata-se de granitos sin-colisionais com assinatura cálcio-alkalina de alto K relacionados ao arco Amoguijá (Lacerda Filho *et al.*, 2006; Godoy *et al.*, 2012; Brites *et al.*, 2013; Manzano *et al.*, 2012). Exibe idades U-Pb SHRIMP de 1867 Ma. (Lacerda Filho *et al.*, 2006) e U-Pb em zircões 1839±33 Ma (Cordani *et al.*, 2010). Outros plútons graníticos, com características similares, pertencentes a esta suíte são individualizados na área: granito Aquidabã/Santa Otília (U-Pb em zircões 1830±5 Ma, Faleiros *et al.*, 2015), e granitos Serra Verde (U-Pb zircões 1868±5 Ma) Nogueira *et al.* 2013, Granito São Francisco, U-Pb 1874±16 Ma (Souza, 2015) e representam a fase inicial do arco..

4.2.2.2. Formação Serra da Bocaina

Constitui uma sequência de rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, predominantemente piroclásticas, representadas por riolitos róseos porfiríticos a microporfiríticos, dacitos, riodacitos com intercalações de brechas vulcânicas e piroclásticas com fragmentos líticos e quartzo, metamorfisadas na facies xisto verde, com assinatura cálcio-alkalina de médio a alto K, cogenéticas aos granitos da Suíte Alumiador (Lacerda Filho *et al.*, 2006; Godoi *et al.*, 2010; Manzano *et al.*, 2012; Manzano, 2014). Idades U-Pb SHRIMP em zircão de 1794 Ma (Lacerda Filho *et al.*, 2006) e Pb-Pb 1877±3 Ma (Brittes *et al.*, 2013).

Tabela 0.1. Sumário das características tectono-estratigráficas do Bloco Rio Apa.

| Unitate Tectônica | Idade/Parâmetros isotópicos | Litologia /metamorfismo | Geoquímica | Ambiente Tectônico |
|---|---|--|-------------------------------|---|
| Suíte Rio Perdido | U-Pb (1.58); Sm-Nd T_{DM} (2.35 - 2.09); $\epsilon Nd(t)$ (-4.44 to -0.86). | Dique diabásio e microgabros | Magmatismo Básico | Magmatismo continental intraplaca |
| Grupo Amolar | U-Pb Zr detritico (1.73 to 2.73); Sm-Nd T_{DM} (2.14 -2.00); $\epsilon Nd(t)$ (-19.4 to -20.4) idade máxima deposição 1.70Ga. | Sequencia siliciclástica baixo grau metamórfico, arenito, conglomerado arcóseo, filito, ardósia | Calci-alcilino Alto K | Bacia intra arco |
| Complexo Rio Apa : Gnaisses Caracol, ganitos Cerro Porã, Tamanduá, Santa Clarinha, Baía das Garças, Sanga Bonita | U-Pb (1.79-1.71); Sm-Nd T_{DM} (2.43-1.93); $\epsilon Nd(t)$ (-4.83 to 3.29). | Gnaisses leucocráticos rosa a cinza, granito, granodiorito, monzonito, gnaisses milonítico pegmatito | Calci-alcilino Alto K | Magmatismo tardi a pós colisional Tipo A |
| Grupo Alto Tererê | | | | |
| Unidade Metassedimentar | U-Pb Zr detritico (1.72 a 2.12); idade máxima deposição 1.72Ga; Sm-Nd T_{DM} (1.67); $\epsilon Nd(t)$ (-15.9). | Granada-moscovia quartzo xisto, muscovita-quartzo xisto, biotita quartzo xisto, quartzito e silimanita - cianita-estaurólita xisto, fácies anfíbolito com retromorfismo ao fácies xisto verde | - | Bacia de retro arco |
| Unidade Metavulcânica | U-Pb (1.69); Sm-Nd T_{DM} (2.75-2.17); $\epsilon Nd(t)$ (-4.9 to +3.7). | Litofácies: (i) anfíbolito fino bandado (metabasalto), (ii) anfíbolito de granulação média (metagabro), (iii) anfíbolito com textura cumulática reliquiar (metapiroxenito), fácies anfíbolito retamorfismo ao fácies xisto verde | Basalto Toleítico | Metabasaltos gerados em ambiente de bacia de retro arco |
| Intrusivas Básicas: | | | | |
| Intrusão Morro do Triunfo | - | Olivina gabro | Rochas metamáficas | Magmatismo sin a pós colisional |
| Intrusão Gabro Anortosítica Serra da Alegria | U-Pb (1.79); Sm-Nd T_{DM} (2.58-2.38); $\epsilon Nd(t)$ (-4.2 to -2.1). | Anortosito gabro, leucogabro | Rochas metamáficas | Magmatismo sin a pós colisional |
| Complexo Paraíso Granito Rio Areia Granito Scardine João Candido | U-Pb (1.79-1.82); Sm-Nd T_{DM} (1.99); $\epsilon Nd(t)$ (-0.2). | Biotita gneisse bandado sienogranítico, monzogranítico, biotita augen gneisse, granito, hornblenda biotita granito, monzogranito | Calci-alcilino Alto K | Magmatismo Pós-colisional do Tipo A |
| Passo Bravo Province | U-Pb (1.82-1.83); Sm-Nd T_{DM} (2.37-2.20); $\epsilon Nd(t)$ (-1.1 to -0.5). | Hornblenda biotita gnaisses bandado e migmatito intrudido por granitos | Calci-alcilino | Magmatismo sin a pós colisional |
| Suíte Amoguijá | | | | |
| Granito Alumizador Granitos: Alumizador, Corrego Cervo Aquidabã, Serra Verde, Piaã, São Francisco | U-Pb (1.79-1.87); Sm-Nd T_{DM} (2.53-1.91); $\epsilon Nd(t)$ (-5.9 to +1.7). | Granitos rosa a cinza fácies: (i) hornblenda-biotita-sieno monzogranito medio, (ii) biotita-sieno monzogranito fino (iii) biotita monzogranito grafico, (iv) muscovita monzogranito. baixo grau metamórfico | Calci-alcilino Alto K | Magmatismo sin colisional |
| Formação Serra da Bocaina | U-Pb (1.79-1.87); Sm-Nd T_{DM} (2.38-2.10); $\epsilon Nd(t)$ (-2.6 to +0.5). | Vulcânicas félsicas fácies: (i) ignimbrito lítico, (ii) ignimbrito rico em cristais, (iii) tufo (iv) reoignimbrito (v) lava. Microgranito subvulcanicos Fácies xisto verde baixo | Calci-alcilino médio a alto K | Magmatismo sin collision |
| Complexo Porto Murtinho Gneisses: Porto Murtinho, Morraria, Corrego Jiboia. Granitos: Chatelodo, Morro da Lenha | U-Pb (1.89-2.07); Sm-Nd T_{DM} (2.89-1.72); $\epsilon Nd(t)$ (-5.7 to +7.0). | Gnaisses tonalítico bandado, com intercalações de anfíbolito, granito, monzonito, migmatito, paragneisse. médio a alto grau fácies anfíbolito, com retro metamorfismo xisto verde alto. | Calci-alcilino | Rochas do embasamento |

4.2.3. Intrusão Gabro-Anortosítica Serra da Alegria

Constitue uma intrusão básica acamadada encaixada no Granito Aquidabã (Suíte Alumiador), caracterizada por anortositos, leucogabros, gabros e melagabros, cumuláticos. [Silva \(1998\)](#) identificou várias fácies de gabros cumuláticos com acamamento ígneo, e variação de melagabros a leucogabros. Os anortositos são de coloração cinza escura, compostos essencialmente de andesina e labradorita, ([Lacerda Filho et al., 2006](#)).

Estudos litoquímicos ([Lacerda Filho et al., 2006](#)) sugerem que os gabros e anortositos são cogenéticos. Datação U-Pb em zircão de anortosito indica idade de 1790 Ma e dados Sm-Nd de amostras de gabro e anortosito forneceram idades modelo T_{DM} 2,51 e valores de ϵ_{Nd} de -2,89 a -4,32, sugerindo processos de contaminação crustal ([Lacerda Filho et al., 2006](#)).

4.2.4. Grupo Alto Tererê

As rochas supracrustais do Grupo Alto Tererê ([Lacerda Filho et al., 2015](#)) ocorrem no segmento central do Bloco Rio Apa, caracterizado por rochas metassedimentares (granada xistos, sericita xistos, clorita xistos, cianita xistos, quartzitos) e rochas máficas (anfíbolitos e gabros), intrudidos por corpos graníticos sin- a tardi-orogênicos do Complexo Rio Apa.

Os anfíbolitos deste grupo, foram datadas em U-Pb 1769 ± 9 Ma e os dados químicos destas rochas sugerem que as mesmas se depositaram em ambiente de bacia de *back arc* ([Lacerda Filho et al., 2015, no prelo](#)).

4.2.5. Complexo Rio Apa

O Complexo Rio Apa foi definido originalmente por [Araújo e Montalvão \(1980\)](#) como embasamento regional, incluindo as rochas do Complexo Basal e da Associação Metamórfica Alto Tererê ([Correa et al., 1976](#)), posteriormente individualizadas ([Godoi et al., 1999](#)). O complexo consiste em uma associação de rochas plutônicas, calcialcalinas de alto potássio, caracterizadas por granitos tardi- a pós-colisionais, relacionadas ao ambiente pós colisional do arco Amoguijá. Estas rochas são predominantemente deformadas, representadas por leucognaisse e granitos róseos foliados, protomiloníticos a ultramiloníticos, biotita granitos, sienogranitos e monzogranitos. Esses granitos localmente exibem disseminações de magnetita, veios pegmatíticos, drusas de ametista e veios de quartzo, além de enclaves de xistos e anfíbolitos do Grupo Alto Tererê. Apresenta metamorfismo da fácies anfíbolito com evidências de processos retrometamórficos, resultantes de deformação de baixo ângulo.

Estas rochas apresentam ampla distribuição entre a Serra do Alumiador e a Serra da Bodoquena, ocupando faixa N-S de aproximadamente 280 km por 50 km, desde a porção norte do Bloco Rio Apa até a região de Concepción no norte do Paraguai.

Vários episódios de geração de granitos foram reconhecidos no domínio das rochas do Complexo Rio Apa, com a identificação de batólitos graníticos, inclusive com o auxílio da aerogeofísica. Apresentam idades U-Pb entre (1,84 e 1,71 Ga), idades modelo T_{DM} 2,22-1,99 Ga e $\epsilon_{Nd}(t)$ -0,68 a +1,69.

4.2.6. Grupo Amolar

Constitui uma sequência de metassedimentos de baixo grau metamórfico sobrejacente às rochas dos granitos Alumiador e do embasamento Complexo Porto Murtinho, representada principalmente por quartzitos, filitos, metarcóseos, metagrauvas e metaconglomerados oligomíticos, suportados por matriz, metamorfisados em baixo grau, zona da biotita. Os quartzitos exibem estruturas sedimentares primárias como estratificação cruzada acanalada, acamamento gradacional com granodecrescência e matriz ferruginosa com quartzo leitoso, desenvolvidas em ambiente costeiro, representado por fácies de canais entrelaçados, lagunar e fluvial. Nos primeiros trabalhos na área estas rochas foram atribuídas à Formação Urucum do Grupo Jacadigo, Neoproterozoico (Corrêa *et al.*, 1976), Grupo Amolar (Lacerda Filho *et al.*, 2006) e Grupo Campanário (Cabrera, 2014; 2015), e no Paraguai, Grupo San Luiz (Wiens, 1984 e Fúlfaro & Palmieri, 1986). Baseado em dados U-Pb em zircões detríticos (1709- 2572 Ma) obtidos neste estudo, admite-se que estas rochas tenham idade máxima de deposição de 1,71 Ga.

4.2.7. Suíte Rio Perdido

Caracteriza-se por enxames de diques e *sills* máficos (Ruiz *et al.*, 2010), constituídos por diabásios e gabros cinza esverdeados a pretos, granulação fina a média, isótipos, texturas equi a inequigranulares, idade U-Pb Shrimp em zircão 1589 ± 44 Ma em microgabronorito (Faleiros *et al.*, 2014). Estas rochas exibem afinidade toleítica, geradas em ambiente intraplaca, com valores do índice de magnésio (mg#) variando entre 0,25 e 0,38, sugestivo de magma basáltico evoluído. Apresentam ampla distribuição na área estudada e cortam a maioria das unidades, exibindo direções EW e NW-SE, limitados aos terrenos Paleoproterozoicos do Bloco Rio Apa, não adentrando a Faixa Paraguai, conforme observado em campo e nas imagens geofísicas aeromagnetométricas.

4.2.8. Sedimentos Neoproterozoicos e Fanerozoicos

Os sedimentos cenozoicos da Formação Pantanal ocorrem de forma extensiva capeando indiscriminadamente as rochas proterozóicas do Bloco Rio Apa. Na porção leste e sudoeste, em contato nitidamente discordante, ocorrem as rochas neoproterozoicas da faixa Paraguai, representadas por metassedimentos pelito-carbonáticos dos grupos Corumbá (Bogiani, 1997), Itapocumi (Campanha *et al.*, 2010) e rochas sedimentares paleozóicas da Formação Aquidauana. No limite oeste do bloco constata-se a presença de intrusões alcalinas mesozoicas da Suíte alcalina Fecho dos Morros, K-Ar (biotita) $248,3 \pm 5,3$ Ma (Velásquez *et al.*, 1993).

4.3. Procedimentos Analíticos

Cento e dezessete amostras foram coletadas na área de estudo, destinadas para análises petrográficas, química de elementos maiores, traços e ETR, análises isotópicas (13 amostras), Sm-Nd (65 amostras) e Ar-Ar (1 amostra). Para estudos de proveniência de zircões detríticos foram coletadas quatro amostras de rochas metassedimentares do Grupo Amolar, dois quartzarenitos, 1 metassiltito e 1 sericita xisto.

A preparação de amostras para realização de análises químicas consistiu na pulverização na fração 150 mesh, usando moinho de ágata no laboratório de Geociências da Universidade Federal de Mato Grosso e no laboratório da CPRM, em Goiânia. As concentrações dos elementos maiores e menores em rocha total foram determinadas por espectrometria de emissão (ICP), enquanto os elementos traços e ETR foram determinados por espectrometria de massa (ICP-MS) no Acme Analytical Laboratories Ltda. As análises isotópicas U-Pb foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, Brasil, seguindo a sistemática de Bühn *et al.* (2009) e utilizando métodos convencionais de britagem (500 micrômetros), concentração gravimétrica com uso de bateia, separador isodinâmico Frantz e separação manual em lupa binocular. Os grãos de zircão e monazita separados foram montados em *mounts* com resina epóxi (a frio), desgastados e polidos para exposição do interior dos grãos, seguindo-se limpeza com banho de ácido nítrico diluído (3%), água Nanopure® em ultrassom e em acetona para extração de qualquer resíduo de umidade.

As determinações isotópicas foram efetuadas por LA-MC-ICP-MS em equipamento *Neptune* (Thermo-Finnigan) acoplado a Nd-YAG ($\lambda=213\text{nm}$) *Laser Ablation System* (New Wave Research, USA). A ablação dos grãos foi realizada em *spots* de 25-40 micrômetros. O material vaporizado foi carregado por fluxo de He ($\sim 0,40$ L/min) e Ar ($\sim 0,90$ L/min). Nas análises foi utilizado o padrão internacional GJ-1 e o padrão interno PAD-1. Os dados foram adquiridos em

40 ciclos de 1 segundo. O procedimento de coleta de dados seguiu a sequência de leitura 1 branco, 1 padrão, 4 amostras, 1 branco, 1 padrão. Em cada leitura foram determinadas as intensidades das massas ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th e ^{238}U . Para a aferição da qualidade analítica foram realizadas análises sistemáticas ao longo do dia no padrão internacional de zircão 91500 ou padrão interno PAD-1.

A redução dos dados brutos, que inclui as correções para branco, deriva do equipamento e chumbo comum, foram realizadas em planilha EXCEL, confeccionada no próprio laboratório. As incertezas associadas às razões apresentadas nas Tabelas são de 1σ , em porcentagem. No cálculo das idades utilizou-se o programa ISOPLOT 3.0 (Ludwig, 2003).

As análises isotópicas Sm-Nd foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, seguindo o método descrito por Gioia e Pimentel (2000). As leituras das razões foram realizadas no espectrômetro de massa multicoletor, modelo Finnigan MAT 262, em modo estático. As incertezas para as razões de Sm/Nd e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são inferiores a $\pm 0,5\%$ (2σ) e $\pm 0,005\%$ (3σ), respectivamente, baseadas em repetidas análises dos padrões internacionais BHVO-1 e BCR-1. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas em função da razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219. Os valores de T_{DM} foram calculados usando o modelo de Depaolo (1981).

Os cristais de mica selecionados para análise isotópica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foram triturados até alcançar granulação inferior a 2 mm, lavadas em banho ultrassônico e imersas por período mínimo de 15 min, sequencialmente, em água destilada e em etanol absoluto, seguida de secagem ao ar. Os grãos selecionados foram acondicionados em discos de alumínio junto ao padrão internacional (*Fish Canyon Sanidine* - idade $28,201 \pm 0,046$ Ma; Kuiper *et al.*, 2008), para monitoramento do fluxo de nêutrons, seguindo o modelo de Vasconcelos *et al.* (2002). Os discos de irradiação foram fechados com tampas de alumínio, envolvidos em papel alumínio, selados em tubos de quartzo, dispostos em recipiente colunar de cádmio e posteriormente irradiados em reator tipo TRIGA por 42 h. Cada amostra foi aquecida gradualmente com um feixe de laser contínuo com tamanho de 2 mm, para extração do Ar por fusão por etapas (*step-heating*) das amostras irradiadas. O procedimento resulta em extrações de várias frações de gás a temperaturas crescentes analisadas individualmente no espectrômetro de massa MAP-215-50, utilizando o *software* "MassSpec Versão 7.527", desenvolvido pelo Centro de Geocronologia de Berkeley-EUA (Deino and Potts, 1990; Vasconcelos *et al.*, 2002).

4.4. Resultados

4.4.1. Geoquímica

Nas rochas do Complexo Rio Apa, foram realizadas análises químicas em rocha total (óxidos maiores, elementos traços e terras raras e razões entre elementos) em 54 amostras de gnaisses e granitos: (i) 13 amostras de granitos do Complexo Rio Apa indiviso (Gnaiss Caracol); (ii) Granitos pós-orogênicos tipo 1, incluindo amostras dos granitos Sanga Bonita (9 amostras), Rio Areia (7 amostras), Tamanduá (4 amostras) e Santa Clarinha (6 amostras); (iii) Granitos pós orogênicos tipo 2, abrangendo os granitos Córrego Cervo (6 amostras), Baía das Garças (3 amostras), Scardine 1 (3 amostras) e Scardine 2 (3 amostras). Os resultados analíticos são apresentados nas Tabelas (4.2, 4.3 e 4.4). Os dados foram plotados e interpretados em diagramas discriminantes, visando estabelecer as características do magmatismo e obter melhor entendimento do ambiente de formação destas rochas.

As amostras do Complexo Rio Apa indiviso são de natureza ácida, com SiO₂ em torno de 75,89%, com máximo de 78,31% e mínimo de 70,09%, elevados conteúdos em álcalis (K₂O 3,22-6,68%, Na₂O 1,94-4,24%), valores moderados de Al₂O₃ (11,20-4,69%), baixos valores de Fe₂O₃ (1,20-3,55%), MgO (0,10-0,89%), CaO (0,39-2,27%), MnO (0,02-0,17%), TiO₂ (0,02-0,46%) e P₂O₅ (0,01-0,15%).

As análises químicas de elementos maiores das rochas individualizadas como Complexo Rio Apa indiviso, correspondem aos domínios composicionais de granodiorito, granito e álcali granito, confirmados por dados petrográficos. São peraluminosos, de afinidade calci-alcálica de alto K, conforme mostrado nos diagramas de [Irvine e Baragar \(1971\)](#), [Shand \(1943\)](#), [De La Roche et al. \(1980\)](#) e [Peccerillo e Taylor \(1976\)](#) (Figuras 4.3a, b, c, d, Tabela 4.2).

No diagrama ETR normalizado ao condrito ([Boynton, 1984](#)), as amostras do Complexo Rio Apa indiviso mostram padrão de distribuição com fraco a moderado fracionamento, com razão (La/Yb)_n com média de 8,93 (variando entre 5,01 e 44,7) e pronunciada anomalia negativa de Eu (Figura 4.4a).

Tabela 0.2. Resultados de análises químicas em rocha total do Complexo Rio Apa indiviso.

| Unidade | Rio Apa | Rio Apa | Rio Apa | Rio Apa | Rio Apa | Rio Apa | Rio Apa | Rio Apa | Rio Apa | Rio Apa |
|------------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Rocha | Sieno granito | Sieno granito | Sieno granito | Sieno granito | Sieno granito | Sieno granito | Monzo granito | Sieno granito | Monzo granito | Sieno granito |
| Amostra | JT-11* | JT-50* | JT-51* | JT-52* | JT-73* | EA-22 | EA-63A | EA-153 | EA-173 | EA-225A |
| SiO ₂ | 78,31 | 76,03 | 76,94 | 77,33 | 70,09 | 71,47 | 71,86 | 76,75 | 72,15 | 75,56 |
| Al ₂ O ₃ | 11,20 | 12,37 | 11,45 | 11,67 | 14,54 | 13,80 | 14,69 | 12,45 | 14,15 | 12,60 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,58 | 1,88 | 1,41 | 1,20 | 3,55 | 3,37 | 2,79 | 1,48 | 2,74 | 2,29 |
| MgO | 0,13 | 0,10 | 0,37 | 0,15 | 0,89 | 0,81 | 0,74 | 0,20 | 0,54 | 0,21 |
| CaO | 0,46 | 0,49 | 0,43 | 0,68 | 2,27 | 2,18 | 1,90 | 0,39 | 1,61 | 0,45 |
| Na ₂ O | 2,69 | 3,27 | 1,94 | 2,11 | 3,47 | 2,67 | 4,24 | 3,88 | 3,44 | 3,37 |
| K ₂ O | 5,03 | 5,37 | 6,68 | 6,38 | 3,92 | 5,03 | 3,22 | 4,63 | 4,78 | 5,13 |
| TiO ₂ | 0,21 | 0,18 | 0,15 | 0,16 | 0,42 | 0,46 | 0,38 | 0,12 | 0,44 | 0,36 |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,08 | 0,15 | 0,11 | 0,04 | 0,08 | 0,01 |
| MnO | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,07 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,04 |
| P.F | 0,20 | 0,10 | 0,50 | 0,20 | 0,50 | 0,34 | 0,35 | 0,29 | 0,16 | 0,23 |
| Total | 99,87 | 99,83 | 99,92 | 99,91 | 99,80 | 99,85 | 99,89 | 99,96 | 99,92 | 100,00 |
| Ni | 3,50 | 1,70 | 59,40 | 3,60 | 6,40 | 7,10 | 0,24 | 0,73 | 2,40 | 1,30 |
| Sc | 2,00 | 4,00 | 2,00 | 2,00 | 7,00 | na | na | na | na | na |
| Co | 0,70 | 0,40 | 3,00 | 0,40 | 6,80 | 5,70 | 4,90 | 1,20 | 3,20 | 1,10 |
| V | 7,00 | 8,00 | 6,00 | 8,00 | 40,00 | na | na | na | na | na |
| Ba | 814,00 | 709,00 | 140,00 | 413,00 | 811,00 | 1156,00 | 1028,00 | 406,00 | 1086,00 | 1052,00 |
| Sr | 69,60 | 72,20 | 39,20 | 120,60 | 236,60 | 153,00 | 196,90 | 38,60 | 147,10 | 77,10 |
| Rb | 160,10 | 204,70 | 220,90 | 199,80 | 184,50 | 170,00 | 156,50 | 179,20 | 203,90 | 127,00 |
| Cs | 1,70 | 1,70 | 1,30 | 1,50 | 5,70 | 4,36 | 3,72 | 1,52 | 3,89 | 0,81 |
| Zr | 144,20 | 172,70 | 107,80 | 98,60 | 193,50 | 44,00 | 39,00 | 9,00 | 36,00 | 35,00 |
| Hf | 4,90 | 5,30 | 4,10 | 3,50 | 5,90 | 6,98 | 6,39 | 3,77 | 9,04 | 5,75 |
| Nb | 6,50 | 10,60 | 12,50 | 7,20 | 9,20 | 13,49 | 11,75 | 15,14 | 13,74 | 13,74 |
| Ta | 0,40 | 0,80 | 1,40 | 0,70 | 0,70 | 0,64 | 0,99 | 1,29 | 1,15 | 0,47 |
| Th | 12,40 | 17,50 | 29,20 | 19,30 | 14,10 | 21,30 | 16,40 | 14,20 | 19,00 | 11,70 |
| U | 0,90 | 2,80 | 7,40 | 3,70 | 3,00 | 1,68 | 2,10 | 1,69 | 4,40 | 2,10 |
| Cu | 0,70 | 0,50 | 1,00 | 1,50 | 90,30 | 5,80 | 2,10 | 7,30 | 0,70 | 0,50 |
| Pb | 3,70 | 4,10 | 5,50 | 4,50 | 3,20 | 3,60 | 5,30 | 28,80 | 7,80 | 2,10 |
| Zn | 19,00 | 42,00 | 13,00 | 8,00 | 38,00 | 205,10 | 238,40 | 100,10 | 280,70 | 317,90 |
| Ga | 11,20 | 14,30 | 10,80 | 9,70 | 15,00 | 16,70 | 16,40 | 13,20 | 16,40 | 11,30 |
| Y | 25,90 | 68,90 | 39,30 | 24,70 | 34,50 | 47,51 | 48,35 | 38,34 | 40,39 | 42,88 |
| La | 33,90 | 116,10 | 32,30 | 36,70 | 46,50 | 65,00 | 49,40 | 36,00 | 49,00 | 67,20 |
| Ce | 76,70 | 154,50 | 74,10 | 78,60 | 93,90 | 117,80 | 77,70 | 60,30 | 105,10 | 106,90 |
| Pr | 8,13 | 24,53 | 7,48 | 8,27 | 10,14 | 15,21 | 10,04 | 8,16 | 11,96 | 16,61 |
| Nd | 28,60 | 90,50 | 25,30 | 28,10 | 35,30 | 57,50 | 35,90 | 29,80 | 45,00 | 57,10 |
| Sm | 5,35 | 15,51 | 5,08 | 4,74 | 6,88 | 11,40 | 6,30 | 6,40 | 8,10 | 9,40 |
| Eu | 0,72 | 1,61 | 0,33 | 0,35 | 1,18 | 1,64 | 1,34 | 0,84 | 1,55 | 1,15 |
| Gd | 4,68 | 14,00 | 5,14 | 4,29 | 6,01 | 11,34 | 6,50 | 5,95 | 7,98 | 7,72 |
| Tb | 0,78 | 2,12 | 0,95 | 0,71 | 1,01 | 1,64 | 0,98 | 0,99 | 1,08 | 1,36 |
| Dy | 4,62 | 11,72 | 6,17 | 4,02 | 6,29 | 9,02 | 6,56 | 5,78 | 7,16 | 8,50 |
| Ho | 0,93 | 2,32 | 1,31 | 0,83 | 1,25 | 2,04 | 1,44 | 1,29 | 1,45 | 1,44 |
| Er | 2,63 | 6,35 | 4,22 | 2,75 | 3,81 | 5,64 | 4,48 | 3,63 | 4,23 | 4,33 |
| Tm | 0,41 | 0,95 | 0,66 | 0,41 | 0,65 | 0,64 | 0,71 | 0,58 | 0,61 | 0,55 |
| Yb | 2,81 | 5,94 | 4,35 | 2,77 | 4,42 | 4,90 | 4,70 | 3,60 | 4,90 | 4,50 |
| Lu | 0,43 | 0,91 | 0,66 | 0,43 | 0,67 | 0,38 | 0,75 | 0,47 | 0,41 | 0,51 |
| ΣREE | 170,69 | 447,06 | 168,05 | 172,97 | 218,01 | 304,15 | 206,80 | 163,79 | 248,53 | 287,27 |
| Eu/Eu* | 0,44 | 0,33 | 0,20 | 0,24 | 0,56 | 0,44 | 0,64 | 0,42 | 0,59 | 0,41 |
| Ba/Nb | 125,23 | 66,89 | 11,20 | 57,36 | 88,15 | 85,69 | 87,49 | 26,82 | 79,04 | 76,56 |
| Y/Nb | 3,98 | 6,50 | 3,14 | 3,43 | 3,75 | 3,52 | 4,11 | 2,53 | 2,94 | 3,12 |
| K ₂ O+Na ₂ O | 7,72 | 8,64 | 8,62 | 8,49 | 7,39 | 7,70 | 7,46 | 8,51 | 8,23 | 8,50 |
| K ₂ O/Na ₂ O | 1,87 | 1,64 | 3,44 | 3,02 | 1,13 | 1,88 | 0,76 | 1,19 | 1,39 | 1,52 |
| CaO/Na ₂ O | 0,17 | 0,15 | 0,22 | 0,32 | 0,65 | 0,82 | 0,45 | 0,10 | 0,47 | 0,13 |

Continuação da Tabela 4.2.

| Unidade | Rio Apa | Rio Apa | Rio Apa | Santa Clarinha | Santa Clarinha | Santa Clarinha | Santa Clarinha | Santa Clarinha | Santa Clarinha | Granito Tamandua |
|------------------------------------|---------------|---------------|---------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|------------------|
| Rocha | Sieno granito | Monzo granito | Sieno granito | Monzo granito | Monzo granito | Sieno granito | Sieno granito | Monzo granito | Monzo granito | Sieno granito |
| Amostra | CC-40 | EA-197 | CC-61 | CC-57 | CC-35 | MR-50A | MR-50B | MR-50C | MR-50D | JT-23* |
| SiO ₂ | 77,58 | 71,20 | 75,89 | 68,55 | 69,89 | 74,46 | 73,17 | 72,55 | 70,41 | 74,88 |
| Al ₂ O ₃ | 11,67 | 13,90 | 12,44 | 14,54 | 14,24 | 12,69 | 13,74 | 13,63 | 14,75 | 12,71 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,37 | 3,07 | 1,51 | 3,96 | 4,34 | 1,87 | 2,16 | 2,82 | 3,04 | 2,19 |
| MgO | 0,12 | 0,71 | 0,20 | 1,01 | 0,90 | 0,43 | 0,58 | 0,91 | 0,99 | 0,25 |
| CaO | 0,56 | 2,25 | 0,54 | 2,78 | 1,20 | 1,93 | 1,09 | 2,21 | 2,83 | 0,73 |
| Na ₂ O | 2,16 | 3,58 | 2,88 | 3,49 | 3,13 | 2,85 | 3,41 | 3,09 | 3,36 | 3,54 |
| K ₂ O | 6,07 | 4,74 | 5,92 | 3,77 | 4,34 | 5,47 | 5,50 | 4,33 | 4,10 | 4,64 |
| TiO ₂ | 0,02 | 0,41 | 0,03 | 0,07 | 0,08 | 0,22 | 0,26 | 0,37 | 0,41 | 0,32 |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | 0,07 | 0,01 | 0,09 | 0,04 | 0,03 | 0,05 | 0,02 | 0,04 | 0,04 |
| MnO | 0,17 | 0,06 | 0,16 | 0,41 | 0,41 | 0,04 | 0,04 | 0,08 | 0,06 | 0,05 |
| P.F. | 0,10 | 0,19 | 0,40 | 1,20 | 1,30 | 0,56 | 0,61 | 0,51 | 0,49 | 0,40 |
| Total | 99,83 | 99,93 | 99,98 | 99,87 | 99,87 | 99,98 | 99,99 | 100,00 | 100,00 | 99,75 |
| Ni | 3,00 | 4,40 | 7,80 | 12,10 | 16,00 | 3,20 | 3,90 | 5,00 | 6,50 | 5,70 |
| Sc | na | Na | na | na | na | na | na | na | na | 5,00 |
| Co | 0,60 | 4,90 | 1,40 | 6,30 | 7,70 | 2,10 | 3,00 | 4,70 | 6,40 | 1,30 |
| V | na | Na | na | na | na | na | na | na | na | 6,00 |
| Ba | 404,80 | 869,00 | 308,00 | 968,50 | 1005,40 | 963,00 | 1363,00 | 1231,00 | 1209,00 | 966,00 |
| Sr | 88,60 | 215,90 | 70,60 | 309,90 | 197,20 | 225,00 | 192,00 | 315,00 | 328,00 | 134,10 |
| Rb | 251,80 | 231,20 | 330,70 | 155,90 | 203,20 | 265,00 | 251,00 | 225,00 | 201,00 | 173,20 |
| Cs | 3,20 | 5,39 | 5,00 | 1,90 | 1,40 | 2,16 | 2,02 | 4,22 | 4,25 | 1,60 |
| Zr | 100,10 | 33,00 | 128,40 | 188,90 | 212,00 | 124,00 | 112,00 | 192,00 | 234,00 | 275,90 |
| Hf | 4,00 | 6,03 | 5,20 | 5,50 | 6,40 | 4,69 | 3,29 | 4,90 | 5,35 | 7,70 |
| Nb | 3,60 | 7,88 | 11,10 | 10,00 | 11,30 | 10,38 | 7,34 | 9,91 | 12,08 | 12,20 |
| Ta | 0,20 | 0,49 | 1,10 | 1,00 | 0,80 | 0,93 | 0,68 | 1,19 | 0,81 | 1,00 |
| Th | 23,60 | 19,00 | 41,30 | 19,40 | 17,70 | 16,00 | 9,90 | 17,10 | 15,40 | 15,70 |
| U | 3,20 | 3,70 | 8,80 | 4,30 | 3,60 | 3,91 | 1,58 | 3,89 | 3,45 | 3,00 |
| Cu | 1,10 | 2,80 | 63,00 | 2,70 | 3,00 | 9,90 | 3,10 | 3,90 | 9,80 | 1,70 |
| Pb | 8,80 | 5,10 | 11,30 | 4,40 | 19,70 | 3,70 | 2,10 | 3,80 | 3,20 | 7,70 |
| Zn | 9,00 | 226,80 | 1,00 | 31,00 | 89,00 | 44,00 | 20,00 | 27,00 | 28,00 | 50,00 |
| Ga | 12,10 | 19,10 | 12,40 | 16,30 | 16,00 | 13,20 | 12,20 | 14,70 | 17,00 | 14,80 |
| Y | 9,40 | 37,02 | 25,90 | 33,00 | 35,40 | 29,17 | 17,49 | 33,68 | 25,94 | 57,80 |
| La | 43,10 | 53,00 | 43,80 | 48,90 | 51,30 | 32,90 | 18,90 | 35,40 | 32,50 | 94,30 |
| Ce | 93,40 | 105,30 | 93,10 | 98,40 | 80,30 | 63,70 | 38,00 | 73,20 | 65,30 | 186,00 |
| Pr | 10,42 | 11,79 | 9,90 | 10,56 | 11,76 | 8,01 | 4,68 | 9,25 | 8,40 | 21,65 |
| Nd | 32,80 | 40,60 | 33,30 | 36,30 | 40,30 | 27,20 | 17,60 | 35,10 | 30,90 | 75,30 |
| Sm | 5,80 | 6,60 | 5,60 | 6,50 | 7,30 | 5,60 | 2,70 | 6,90 | 6,20 | 13,73 |
| Eu | 0,41 | 1,03 | 0,51 | 1,24 | 1,26 | 1,08 | 1,06 | 1,72 | 1,41 | 1,79 |
| Gd | 3,54 | 5,88 | 3,90 | 4,90 | 5,12 | 6,22 | 3,31 | 7,21 | 6,15 | 12,39 |
| Tb | 0,47 | 0,95 | 0,79 | 0,97 | 1,04 | 1,06 | 0,59 | 1,07 | 0,80 | 1,88 |
| Dy | 2,19 | 5,23 | 4,28 | 5,20 | 5,58 | 5,06 | 3,21 | 5,44 | 5,45 | 10,29 |
| Ho | 0,32 | 1,13 | 0,82 | 1,08 | 1,18 | 0,92 | 0,56 | 1,01 | 0,86 | 2,06 |
| Er | 0,94 | 3,99 | 2,57 | 3,40 | 3,79 | 2,98 | 2,10 | 4,17 | 2,57 | 5,37 |
| Tm | 0,11 | 0,58 | 0,44 | 0,56 | 0,65 | 0,37 | 0,22 | 0,45 | 0,40 | 0,88 |
| Yb | 0,65 | 4,00 | 2,69 | 3,38 | 3,94 | 3,50 | 2,30 | 3,50 | 3,50 | 5,80 |
| Lu | 0,11 | 0,45 | 0,42 | 0,52 | 0,60 | 0,61 | 0,32 | 0,54 | 0,55 | 0,89 |
| ΣREE | 194,26 | 240,53 | 202,12 | 221,91 | 214,12 | 159,21 | 95,55 | 184,96 | 164,99 | 432,33 |
| Eu/Eu* | 0,28 | 0,51 | 0,33 | 0,67 | 0,63 | 0,56 | 1,08 | 0,75 | 0,70 | 0,42 |
| Ba/Nb | 112,44 | 110,28 | 27,75 | 96,85 | 88,97 | 92,77 | 185,69 | 124,22 | 100,08 | 79,18 |
| Y/Nb | 2,61 | 4,70 | 2,33 | 3,30 | 3,13 | 2,81 | 2,38 | 3,40 | 2,15 | 4,74 |
| K ₂ O+Na ₂ O | 8,23 | 8,32 | 8,80 | 7,26 | 7,47 | 8,32 | 8,91 | 7,42 | 7,46 | 8,18 |
| K ₂ O/Na ₂ O | 2,81 | 1,32 | 2,06 | 1,08 | 1,39 | 1,92 | 1,61 | 1,40 | 1,22 | 1,31 |
| CaO/Na ₂ O | 0,26 | 0,63 | 0,19 | 0,80 | 0,38 | 0,68 | 0,32 | 0,72 | 0,84 | 0,21 |

Tabela 0.3. Resultados de análises químicas em rocha total dos Granitos Tipo 1 do Complexo Rio Apa.

| Unidade | Granito Tamanduá | Granito Tamanduá | Granito Tamanduá | Sanga Bonita | Sanga Bonita | Sanga Bonita | Sanga Bonita | Sanga Bonita | Sanga Bonita | Sanga Bonita |
|------------------------------------|------------------|------------------|------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Rocha | Sieno granito | Sieno granito | Sieno granito | Sieno granito | Sieno granito | Sieno granito | Sieno granito | Monzo granito | Monzo granito | Monzo granito |
| Amostra | JT-61* | EA-219 | DM-19 | VC-02A | VC-04 | VC-13 | MR-250 | MR-257 | MR-291 | MR-291A |
| SiO ₂ | 76,60 | 76,19 | 76,35 | 76,07 | 77,75 | 77,44 | 72,63 | 70,71 | 74,99 | 72,69 |
| Al ₂ O ₃ | 12,06 | 12,25 | 12,28 | 12,21 | 11,99 | 12,69 | 13,60 | 14,66 | 13,03 | 13,64 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,65 | 1,81 | 1,24 | 2,27 | 1,43 | 1,33 | 2,94 | 3,40 | 2,50 | 3,57 |
| MgO | 0,09 | 0,12 | 0,10 | 0,36 | 0,19 | 0,15 | 0,61 | 1,16 | 0,42 | 0,76 |
| CaO | 0,33 | 0,49 | 0,37 | 1,51 | 1,19 | 0,47 | 1,70 | 2,50 | 1,31 | 1,94 |
| Na ₂ O | 3,26 | 3,57 | 2,79 | 2,56 | 2,39 | 2,01 | 3,36 | 3,11 | 3,41 | 3,40 |
| K ₂ O | 5,45 | 5,32 | 5,38 | 4,56 | 4,78 | 5,69 | 4,67 | 3,99 | 4,04 | 3,44 |
| TiO ₂ | 0,17 | 0,19 | 0,17 | 0,35 | 0,25 | 0,19 | 0,50 | 0,40 | 0,30 | 0,44 |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,06 |
| MnO | 0,06 | 0,05 | 0,06 | 0,06 | 0,03 | 0,02 | 0,05 | 0,07 | 0,06 | 0,06 |
| P.F. | 0,20 | 0,13 | 0,90 | 0,10 | 0,41 | 0,10 | 0,11 | 0,52 | 0,26 | 0,65 |
| Total | 99,88 | 100,00 | 99,69 | 99,99 | 100,00 | 99,99 | 100,07 | 100,01 | 100,06 | 100,00 |
| Ni | 2,10 | 1,00 | 0,50 | 2,40 | 2,00 | 1,30 | 3,00 | 8,60 | 1,90 | 3,20 |
| Sc | 3,00 | na | na | 2,20 | 0,90 | 0,60 | 4,00 | 7,20 | 1,70 | 5,70 |
| Co | 0,30 | 0,60 | 93,80 | na | na | na | na | na | na | na |
| V | 7,00 | na | na | na | na | na | na | na | na | na |
| Ba | 429,00 | 709,00 | 727,00 | 1174,00 | 1369,00 | 325,00 | 996,00 | 998,00 | 953,00 | 917,00 |
| Sr | 45,40 | 69,30 | 55,60 | 153,00 | 137,00 | 73,30 | 150,00 | 305,00 | 164,00 | 203,00 |
| Rb | 214,10 | 189,70 | 206,00 | 238,00 | 219,00 | 301,00 | 85,40 | 61,90 | 60,00 | 76,20 |
| Cs | 0,60 | 1,45 | 2,10 | 3,23 | 3,63 | 2,27 | 1,69 | 1,63 | 1,08 | 1,80 |
| Zr | 180,50 | 44,00 | 174,60 | 222,00 | 155,00 | 110,00 | 243,00 | 103,00 | 150,00 | 174,00 |
| Hf | 5,80 | 5,58 | 5,20 | 6,16 | 5,09 | 4,40 | 3,95 | 1,77 | 2,46 | 3,78 |
| Nb | 12,10 | 11,96 | 11,90 | 12,48 | 11,15 | 6,13 | 4,61 | 2,92 | 4,27 | 5,46 |
| Ta | 1,00 | 0,66 | 1,30 | 1,26 | 1,23 | 0,69 | 0,55 | 0,36 | 0,40 | 0,60 |
| Th | 18,30 | 16,40 | 17,10 | 16,70 | 15,20 | 20,60 | 7,60 | 4,60 | 5,60 | 7,40 |
| U | 2,00 | 2,88 | 6,00 | 3,89 | 3,92 | 1,69 | 2,08 | 1,01 | 1,31 | 1,69 |
| Cu | 5,80 | 0,50 | 0,20 | 3,40 | 13,90 | 6,60 | 4,30 | 4,60 | 4,00 | 7,10 |
| Pb | 5,00 | 4,60 | 17,60 | 11,30 | 3,90 | 8,20 | 5,50 | 3,30 | 3,90 | 7,00 |
| Zn | 47,00 | 190,50 | 29,00 | 29,00 | 131,00 | 33,00 | 39,00 | 89,00 | 57,00 | 13,00 |
| Ga | 13,40 | 15,40 | 14,80 | 14,20 | 12,70 | 12,50 | 5,80 | 5,70 | 5,50 | 7,90 |
| Y | 39,10 | 63,21 | 37,00 | 38,95 | 28,68 | 27,25 | 4,24 | 15,39 | 17,69 | 12,03 |
| La | 54,10 | 78,90 | 26,30 | 49,10 | 41,20 | 65,90 | 17,00 | 8,80 | 20,50 | 45,20 |
| Ce | 122,90 | 132,80 | 59,00 | 93,70 | 80,60 | 106,50 | 45,00 | 26,90 | 42,30 | 96,20 |
| Pr | 13,15 | 17,98 | 5,58 | 11,39 | 9,10 | 15,98 | 5,68 | 3,43 | 5,33 | 10,97 |
| Nd | 44,70 | 62,70 | 17,40 | 41,60 | 34,30 | 50,60 | 20,30 | 11,90 | 19,30 | 41,00 |
| Sm | 8,14 | 12,40 | 3,01 | 7,80 | 6,50 | 9,00 | 4,10 | 2,40 | 3,80 | 7,60 |
| Eu | 0,62 | 1,10 | 0,45 | 1,64 | 1,98 | 1,06 | 0,66 | 0,40 | 0,64 | 1,11 |
| Gd | 7,09 | 11,86 | 2,74 | 10,08 | 7,01 | 7,62 | 3,54 | 2,06 | 3,27 | 6,43 |
| Tb | 1,23 | 1,73 | 0,56 | 1,35 | 0,99 | 1,48 | 0,65 | 0,39 | 0,56 | 0,89 |
| Dy | 7,92 | 9,90 | 4,84 | 6,72 | 6,08 | 6,50 | 3,48 | 1,45 | 2,40 | 5,65 |
| Ho | 1,65 | 1,91 | 1,20 | 1,18 | 0,97 | 1,06 | 0,79 | 0,40 | 0,62 | 1,17 |
| Er | 5,10 | 5,03 | 4,32 | 3,51 | 3,06 | 2,44 | 2,19 | 1,09 | 1,70 | 3,29 |
| Tm | 0,85 | 1,01 | 0,70 | 0,80 | 0,53 | 0,37 | 0,34 | 0,19 | 0,26 | 0,50 |
| Yb | 5,56 | 5,80 | 4,26 | 4,50 | 3,30 | 2,90 | 2,30 | 1,10 | 1,80 | 3,80 |
| Lu | 0,80 | 0,72 | 0,72 | 0,69 | 0,62 | 0,40 | 0,40 | 0,22 | 0,31 | 0,50 |
| ∑REE | 273,81 | 343,84 | 131,08 | 234,06 | 196,24 | 271,81 | 106,43 | 60,73 | 102,79 | 224,31 |
| Eu/Eu* | 0,25 | 0,28 | 0,48 | 0,57 | 0,90 | 0,39 | 0,53 | 0,55 | 0,56 | 0,49 |
| Ba/Nb | 35,45 | 59,28 | 61,09 | 94,07 | 122,78 | 53,02 | 216,05 | 341,78 | 223,19 | 167,95 |
| Y/Nb | 3,23 | 5,29 | 3,11 | 3,12 | 2,57 | 4,45 | 0,92 | 5,27 | 4,14 | 2,20 |
| K ₂ O+Na ₂ O | 8,71 | 8,90 | 8,17 | 7,12 | 7,17 | 7,70 | 8,03 | 7,10 | 7,45 | 6,84 |
| K ₂ O/Na ₂ O | 1,67 | 1,49 | 1,93 | 1,78 | 2,00 | 2,83 | 1,39 | 1,28 | 1,18 | 1,01 |
| CaO/Na ₂ O | 0,10 | 0,14 | 0,13 | 0,59 | 0,50 | 0,23 | 0,51 | 0,80 | 0,38 | 0,57 |

Continuação da Tabela 4.3.

| Unidade | Sanga Bonita | Sanga Bonita | Granito Rio Areia | Granito Rio Areia | Granito Rio Areia | Granito Rio Areia | Granito Rio Areia | Granito Rio Areia | Granito Rio Areia |
|------------------------------------|---------------|---------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| Rocha | Sieno granito | Monzo granito | Sieno granito | Sieno granito | Sieno granito | Sieno granito | Sieno granito | Monzo granito | Sieno granito |
| Amostra | EA-187 | EA-190 | JT-27* | JT-28A* | JT-30* | MR-294 | VC-15 | MR-234RI | MR-259 |
| SiO ₂ | 76,11 | 71,43 | 75,73 | 74,09 | 73,67 | 75,84 | 73,45 | 72,29 | 77,27 |
| Al ₂ O ₃ | 12,54 | 13,93 | 12,15 | 12,72 | 13,18 | 12,33 | 13,49 | 14,47 | 13,44 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,61 | 3,47 | 2,04 | 1,95 | 1,93 | 1,89 | 1,72 | 2,89 | 1,19 |
| MgO | 0,19 | 0,86 | 0,30 | 0,35 | 0,40 | 0,16 | 0,38 | 0,58 | 0,19 |
| CaO | 1,33 | 1,67 | 1,06 | 0,85 | 1,44 | 0,49 | 1,53 | 0,75 | 0,17 |
| Na ₂ O | 2,86 | 2,85 | 2,62 | 2,39 | 2,84 | 3,44 | 3,17 | 4,00 | 2,31 |
| K ₂ O | 5,09 | 5,23 | 5,05 | 6,48 | 5,22 | 5,43 | 4,54 | 4,48 | 5,31 |
| TiO ₂ | 0,24 | 0,40 | 0,24 | 0,31 | 0,33 | 0,01 | 0,29 | 0,37 | 0,17 |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | 0,08 | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 0,31 | 0,05 | 0,12 | 0,01 |
| MnO | 0,03 | 0,08 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,12 | 0,03 | 0,04 | 0,02 |
| P.F. | 0,17 | 0,27 | 0,60 | 0,70 | 0,70 | 0,25 | 1,10 | 0,72 | 0,50 |
| Total | 100,00 | 99,92 | 99,85 | 99,90 | 99,79 | 100,01 | 99,72 | 100,00 | 100,07 |
| Ni | 1,80 | 7,80 | 7,10 | 8,80 | 6,30 | 1,70 | 2,00 | 3,60 | 1,50 |
| Sc | 1,30 | 6,70 | 4,00 | 4,00 | 4,00 | na | na | na | na |
| Co | Na | na | 1,90 | 1,90 | 2,80 | 0,70 | 91,30 | 3,80 | 0,90 |
| V | Na | na | 12,00 | 13,00 | 15,00 | na | na | na | na |
| Ba | 937,00 | 754,00 | 442,00 | 569,00 | 698,00 | 1008,00 | 470,00 | 1545,00 | 472,00 |
| Sr | 134,50 | 177,90 | 107,80 | 103,80 | 161,30 | 53,50 | 119,60 | 210,00 | 60,70 |
| Rb | 182,10 | 203,80 | 244,80 | 303,20 | 221,00 | 111,00 | 206,10 | 84,30 | 72,10 |
| Cs | 2,61 | 5,15 | 2,20 | 3,10 | 3,60 | 0,53 | 2,80 | 1,55 | 0,53 |
| Zr | 17,00 | 34,00 | 142,40 | 274,70 | 181,10 | 232,00 | 199,60 | 194,00 | 89,40 |
| Hf | 5,22 | 3,37 | 4,60 | 8,20 | 5,40 | 7,39 | 6,40 | 4,66 | 1,77 |
| Nb | 8,30 | 10,89 | 9,10 | 14,20 | 10,10 | 11,96 | 9,80 | 4,68 | 3,87 |
| Ta | 0,05 | 0,43 | 0,90 | 1,40 | 0,80 | 1,09 | 1,20 | 0,47 | 0,71 |
| Th | 18,70 | 14,00 | 29,00 | 47,20 | 20,60 | 14,60 | 22,10 | 6,10 | 6,30 |
| U | 3,21 | 3,81 | 4,70 | 6,60 | 4,90 | 9,70 | 2,80 | 1,24 | 1,14 |
| Cu | 0,60 | 15,10 | 3,00 | 1,20 | 12,50 | 2,28 | 10,90 | 6,90 | 12,90 |
| Pb | 3,90 | 4,10 | 7,70 | 11,10 | 8,20 | 5,00 | 9,30 | 14,40 | 2,40 |
| Zn | 153,70 | 138,40 | 16,00 | 19,00 | 19,00 | 2,20 | 26,00 | 79,00 | 59,00 |
| Ga | 12,80 | 13,10 | 11,70 | 13,20 | 14,00 | 18,00 | 15,10 | 7,80 | 3,50 |
| Y | 26,04 | 23,59 | 32,60 | 56,60 | 60,60 | 18,98 | 31,40 | 22,29 | 7,39 |
| La | 48,40 | 33,00 | 58,00 | 57,20 | 69,40 | 81,20 | 41,60 | 29,30 | 14,10 |
| Ce | 102,20 | 69,90 | 129,80 | 136,50 | 123,60 | 125,60 | 84,40 | 62,00 | 34,60 |
| Pr | 11,20 | 7,75 | 13,21 | 15,13 | 14,69 | 18,65 | 9,63 | 7,57 | 4,64 |
| Nd | 40,80 | 28,60 | 43,30 | 50,50 | 51,30 | 66,70 | 33,20 | 26,40 | 15,50 |
| Sm | 6,20 | 5,10 | 6,93 | 9,78 | 8,94 | 12,20 | 5,74 | 4,40 | 2,70 |
| Eu | 1,13 | 0,75 | 0,69 | 0,70 | 1,40 | 1,22 | 0,67 | 0,60 | 0,23 |
| Gd | 6,04 | 4,34 | 5,94 | 9,21 | 9,06 | 10,84 | 5,29 | 4,04 | 2,16 |
| Tb | 0,77 | 0,69 | 0,91 | 1,58 | 1,50 | 1,72 | 0,82 | 0,62 | 0,36 |
| Dy | 5,22 | 4,44 | 5,34 | 9,61 | 9,07 | 9,55 | 5,45 | 2,89 | 1,27 |
| Ho | 1,11 | 0,81 | 1,10 | 1,94 | 2,05 | 2,14 | 1,13 | 0,62 | 0,36 |
| Er | 2,52 | 2,76 | 3,28 | 5,95 | 6,11 | 6,08 | 3,31 | 1,66 | 0,85 |
| Tm | 0,29 | 0,24 | 0,53 | 0,95 | 0,96 | 0,95 | 0,54 | 0,20 | 0,11 |
| Yb | 2,30 | 2,50 | 3,35 | 6,12 | 5,73 | 5,90 | 3,39 | 1,60 | 0,80 |
| Lu | 0,11 | 0,24 | 0,58 | 0,95 | 0,93 | 0,92 | 0,50 | 0,25 | 0,15 |
| ∑REE | 228,29 | 161,12 | 272,96 | 306,12 | 304,74 | 343,67 | 195,67 | 142,15 | 77,83 |
| Eu/Eu* | 0,56 | 0,49 | 0,33 | 0,23 | 0,48 | 0,32 | 0,37 | 0,44 | 0,29 |
| Ba/Nb | 112,89 | 69,24 | 48,57 | 40,07 | 69,11 | 84,28 | 47,96 | 330,13 | 121,96 |
| Y/Nb | 3,14 | 2,17 | 3,58 | 3,99 | 6,00 | 1,59 | 3,20 | 4,76 | 1,91 |
| K ₂ O+Na ₂ O | 7,95 | 8,08 | 7,67 | 8,87 | 8,06 | 8,87 | 7,71 | 8,48 | 7,62 |
| K ₂ O/Na ₂ O | 1,78 | 1,83 | 1,93 | 2,71 | 1,84 | 1,58 | 1,43 | 1,12 | 2,30 |
| CaO/Na ₂ O | 0,47 | 0,58 | 0,40 | 0,36 | 0,51 | 0,14 | 0,48 | 0,19 | 0,07 |

Tabela 0.4. Resultados de análises químicas de granitos tipo 2 do Complexo Rio Apa.

| Unidade | Córrego Cervo | Córrego Cervo | Córrego Cervo | Córrego Cervo | Córrego Cervo | Córrego Cervo | Baía das Garças |
|------------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|-----------------|
| Rocha | Monzo granito | Sieno granito | Sieno granito | Sieno granito | Sieno granito | Sieno granito | Sienogranito |
| Amostra | EA-R-08 | EA-R-10 | EA-12 | EA-35A | EA-35B | DM-14 | MS-38 |
| SiO ₂ | 74,87 | 73,36 | 72,19 | 73,01 | 72,48 | 77,30 | 75,80 |
| Al ₂ O ₃ | 13,18 | 13,13 | 13,22 | 13,40 | 13,80 | 11,83 | 11,30 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,22 | 3,29 | 2,58 | 2,40 | 2,39 | 0,75 | 4,84 |
| MgO | 0,11 | 0,14 | 0,13 | 0,11 | 0,11 | 0,09 | 0,10 |
| CaO | 0,63 | 0,50 | 0,31 | 0,36 | 0,35 | 0,37 | 0,18 |
| Na ₂ O | 4,27 | 2,95 | 1,71 | 2,35 | 2,35 | 3,00 | 3,27 |
| K ₂ O | 4,41 | 6,15 | 6,05 | 5,21 | 5,39 | 5,33 | 4,97 |
| TiO ₂ | 0,19 | 0,34 | 0,30 | 0,34 | 0,34 | 0,15 | 0,18 |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,05 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,01 |
| MnO | 0,07 | 0,09 | 0,06 | 0,02 | 0,02 | 0,05 | 0,05 |
| P.F. | 0,13 | 0,44 | 3,10 | 2,40 | 2,30 | 0,80 | 0,00 |
| Total | 99,96 | 99,95 | 99,66 | 99,64 | 99,51 | 99,73 | 100,70 |
| Ni | 0,80 | 1,30 | 3,90 | 2,10 | 2,00 | 0,30 | 5,60 |
| Co | 0,60 | 1,20 | 96,70 | 28,90 | 118,40 | 102,30 | 1,00 |
| Ba | 1183,00 | 1399,00 | 530,00 | 1152,00 | 1184,00 | 89,00 | 123,00 |
| Sr | 45,80 | 68,90 | 25,90 | 48,80 | 49,10 | 16,70 | 70,20 |
| Rb | 132,40 | 177,70 | 264,40 | 192,20 | 198,30 | 311,10 | 180,00 |
| Cs | 1,02 | 2,05 | 1,50 | 1,60 | 1,60 | 4,10 | 1,07 |
| Zr | 65,00 | 116,00 | 598,30 | 457,00 | 461,90 | 102,50 | 553,10 |
| Hf | 9,81 | 13,43 | 17,70 | 12,10 | 12,30 | 4,30 | 13,84 |
| Nb | 13,37 | 14,74 | 23,50 | 19,90 | 19,60 | 12,00 | 26,35 |
| Ta | 0,82 | 0,95 | 1,90 | 1,30 | 1,60 | 1,50 | 2,28 |
| Th | 15,60 | 16,20 | 42,90 | 20,50 | 21,70 | 34,20 | 15,00 |
| U | 3,45 | 4,51 | 6,80 | 4,10 | 4,30 | 6,50 | 2,07 |
| Cu | 6,00 | 5,00 | 3,30 | 5,30 | 5,70 | 0,50 | 15,60 |
| Pb | 5,30 | 6,80 | 18,40 | 9,90 | 12,20 | 10,00 | 6,80 |
| Zn | 268,20 | 443,10 | 56,00 | 50,00 | 48,00 | 25,00 | 65,00 |
| Ga | 19,40 | 17,80 | 19,40 | 18,10 | 18,80 | 14,90 | 26,00 |
| Y | 59,53 | 74,44 | 58,50 | 78,10 | 77,40 | 110,00 | 48,10 |
| La | 66,90 | 54,50 | 61,50 | 120,50 | 118,70 | 110,30 | 58,40 |
| Ce | 142,40 | 105,40 | 164,30 | 215,70 | 248,80 | 94,80 | 146,40 |
| Pr | 16,44 | 13,94 | 17,59 | 29,48 | 29,68 | 24,94 | 15,65 |
| Nd | 65,30 | 57,40 | 59,40 | 105,30 | 109,60 | 85,90 | 58,90 |
| Sm | 12,00 | 11,20 | 12,75 | 21,64 | 20,93 | 18,02 | 11,20 |
| Eu | 2,03 | 1,99 | 1,10 | 2,98 | 2,83 | 0,59 | 0,38 |
| Gd | 11,99 | 12,69 | 10,39 | 17,04 | 17,76 | 19,01 | 9,83 |
| Tb | 2,09 | 2,38 | 1,79 | 2,63 | 2,62 | 3,05 | 1,56 |
| Dy | 11,88 | 13,74 | 11,40 | 15,49 | 15,51 | 18,89 | 9,47 |
| Ho | 2,64 | 2,86 | 2,22 | 2,92 | 3,05 | 3,64 | 1,86 |
| Er | 7,28 | 8,56 | 6,90 | 8,28 | 8,48 | 9,60 | 5,63 |
| Tm | 1,19 | 1,43 | 1,12 | 1,32 | 1,34 | 1,36 | 0,87 |
| Yb | 8,50 | 9,20 | 7,22 | 8,34 | 8,76 | 8,07 | 5,10 |
| Lu | 1,14 | 1,31 | 1,14 | 1,27 | 1,31 | 1,19 | 0,47 |
| ∑REE | 351,78 | 296,60 | 358,82 | 552,89 | 589,37 | 399,36 | 325,72 |
| Eu/Eu* | 0,52 | 0,51 | 0,29 | 0,47 | 0,45 | 0,10 | 0,11 |
| Ba/Nb | 88,48 | 94,91 | 22,55 | 57,89 | 60,41 | 7,42 | 4,67 |
| Y/Nb | 4,45 | 5,05 | 2,49 | 3,92 | 3,95 | 9,17 | 1,83 |
| K ₂ O+Na ₂ O | 8,68 | 9,10 | 7,76 | 7,56 | 7,74 | 8,33 | 8,24 |
| K ₂ O/Na ₂ O | 1,03 | 2,09 | 3,54 | 2,22 | 2,29 | 1,78 | 1,52 |
| CaO/Na ₂ O | 0,15 | 0,17 | 0,18 | 0,15 | 0,15 | 0,12 | 0,06 |
| Zr+Nb+Ce+Y | 280,30 | 310,58 | 844,60 | 770,70 | 807,70 | 319,30 | 773,95 |
| Ga/Al | 2,78 | 2,56 | 2,77 | 2,55 | 2,57 | 2,38 | 4,35 |

Continuação da Tabela 4.4.

| Unidade | Baía das Garças | Baía das Garças | Granito Scardine 1 | Granito Scardine 1 | Granito Scardine 1 | Granito Scardine 2 | Granito Scardine 2 | Granito Scardine 2 |
|------------------------------------|--------------------|-----------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|
| Rocha | Sienogranito | Sieno granito | Sieno granito | Sieno granito | Monzo granito | Monzo granito | Monzo granito | Monzogranito |
| Sample | MS-38 ^a | CC-77 | MR-320 | MR-160 | MR-143 | MR-145 | MR-159 A | MR-159B |
| SiO ₂ | 77,10 | 78,12 | 77,58 | 77,49 | 76,60 | 72,98 | 72,17 | 72,13 |
| Al ₂ O ₃ | 11,70 | 11,36 | 11,04 | 11,21 | 12,13 | 12,44 | 13,76 | 13,58 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,35 | 1,91 | 2,52 | 2,48 | 2,30 | 3,52 | 3,36 | 3,65 |
| MgO | 0,10 | 0,22 | 0,10 | 0,07 | 0,10 | 0,48 | 0,40 | 0,44 |
| CaO | 0,63 | 0,45 | 0,42 | 0,44 | 0,31 | 1,34 | 1,50 | 1,51 |
| Na ₂ O | 2,27 | 3,18 | 3,22 | 3,06 | 4,26 | 4,03 | 4,22 | 4,14 |
| K ₂ O | 4,97 | 4,22 | 4,86 | 4,95 | 4,04 | 4,48 | 4,07 | 3,97 |
| TiO ₂ | 0,10 | 0,03 | 0,23 | 0,23 | 0,19 | 0,55 | 0,34 | 0,38 |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,09 | 0,06 | 0,08 |
| MnO | 0,03 | 0,15 | 0,07 | 0,05 | 0,08 | 0,12 | 0,11 | 0,12 |
| P.F. | 0,00 | 0,30 | 0,01 | 0,22 | 0,13 | 0,19 | 0,12 | 0,15 |
| Total | 100,27 | 99,97 | 100,02 | 99,99 | 100,00 | 100,02 | 100,00 | 99,99 |
| Ni | 2,90 | 3,50 | 1,60 | 1,40 | 0,80 | 1,60 | 1,50 | 1,40 |
| Co | 1,00 | 0,80 | 0,30 | 0,20 | 0,20 | 0,60 | 1,30 | 1,60 |
| Ba | 124,00 | 278,30 | 677,00 | 242,00 | 1005,00 | 1171,00 | 1176,00 | 1130,00 |
| Sr | 75,10 | 219,80 | 27,10 | 15,50 | 33,60 | 141,00 | 126,00 | 114,00 |
| Rb | 393,80 | 39,60 | 191,00 | 227,00 | 159,00 | 164,00 | 127,00 | 136,00 |
| Cs | 2,27 | 2,70 | 1,03 | 0,51 | 0,65 | 0,69 | 0,72 | 1,03 |
| Zr | 230,00 | 159,20 | 395,00 | 436,00 | 337,00 | 405,00 | 320,00 | 337,00 |
| Hf | 7,49 | 7,50 | 10,99 | 12,19 | 10,09 | 9,48 | 9,60 | 9,72 |
| Nb | 55,14 | 20,60 | 18,97 | 19,45 | 20,36 | 17,12 | 12,65 | 14,95 |
| Ta | 4,24 | 1,50 | 1,19 | 1,38 | 1,28 | 1,22 | 0,92 | 0,72 |
| Th | 39,10 | 35,60 | 20,70 | 19,90 | 14,20 | 11,00 | 8,00 | 11,60 |
| U | 7,59 | 4,20 | 3,90 | 3,26 | 1,42 | 2,27 | 1,10 | 1,82 |
| Cu | 7,10 | 31,70 | 2,90 | 3,10 | 4,30 | 6,90 | 4,00 | 2,40 |
| Pb | 5,20 | 5,20 | 11,40 | 4,80 | 4,10 | 5,70 | 3,70 | 3,60 |
| Zn | 24,00 | 33,00 | 43,00 | 42,00 | 87,00 | 57,00 | 44,00 | 50,00 |
| Ga | 24,80 | 14,70 | 19,30 | 17,00 | 19,50 | 19,10 | 17,40 | 18,50 |
| Y | 190,27 | 63,40 | 92,73 | 70,23 | 27,95 | 71,98 | 60,62 | 65,27 |
| La | 80,60 | na | 92,60 | 83,50 | 49,50 | 61,60 | 51,10 | 66,60 |
| Ce | 109,30 | na | 179,90 | 168,20 | 119,90 | 124,60 | 100,80 | 128,00 |
| Pr | 18,77 | na | 22,85 | 19,57 | 12,14 | 16,37 | 12,61 | 16,42 |
| Nd | 65,00 | na | 92,30 | 76,10 | 40,00 | 67,10 | 44,80 | 57,40 |
| Sm | 15,10 | na | 18,10 | 16,10 | 9,00 | 12,80 | 9,30 | 10,40 |
| Eu | 0,32 | na | 1,37 | 0,73 | 1,14 | 3,07 | 3,21 | 2,54 |
| Gd | 16,95 | na | 21,74 | 16,05 | 8,50 | 15,69 | 11,95 | 12,82 |
| Tb | 3,16 | na | 3,09 | 2,55 | 1,08 | 2,04 | 1,78 | 2,01 |
| Dy | 19,79 | na | 19,48 | 12,56 | 4,99 | 11,85 | 11,68 | 10,98 |
| Ho | 4,43 | na | 3,50 | 2,92 | 1,06 | 2,56 | 2,02 | 2,27 |
| Er | 13,64 | na | 11,12 | 6,95 | 2,83 | 7,92 | 5,94 | 7,55 |
| Tm | 2,23 | na | 1,67 | 1,06 | 0,28 | 1,26 | 1,12 | 0,93 |
| Yb | 14,70 | na | 11,40 | 8,10 | 2,80 | 7,90 | 7,40 | 7,50 |
| Lu | 1,80 | na | 1,67 | 1,16 | 0,51 | 1,34 | 1,08 | 1,34 |
| ∑REE | 365,79 | na | 480,79 | 415,55 | 253,73 | 336,10 | 264,79 | 326,76 |
| Eu/Eu* | 0,06 | na | 0,21 | 0,14 | 0,40 | 0,66 | 0,93 | 0,67 |
| Ba/Nb | 2,25 | 13,51 | 35,69 | 12,44 | 49,36 | 68,40 | 92,96 | 75,59 |
| Y/Nb | 3,45 | 3,08 | 4,89 | 3,61 | 1,37 | 4,20 | 4,79 | 4,37 |
| K ₂ O+Na ₂ O | 7,24 | 7,40 | 8,08 | 8,01 | 8,30 | 8,51 | 8,29 | 8,11 |
| K ₂ O/Na ₂ O | 2,19 | 1,33 | 1,51 | 1,62 | 0,95 | 1,11 | 0,96 | 0,96 |
| CaO/Na ₂ O | 0,28 | 0,14 | 0,13 | 0,14 | 0,07 | 0,33 | 0,36 | 0,36 |
| Zr+Nb+Ce+Y | 584,71 | 243,20 | 686,60 | 693,88 | 505,21 | 618,70 | 494,07 | 545,22 |
| Ga/Al | 4,00 | 2,44 | 3,30 | 2,86 | 3,04 | 2,90 | 2,39 | 2,57 |

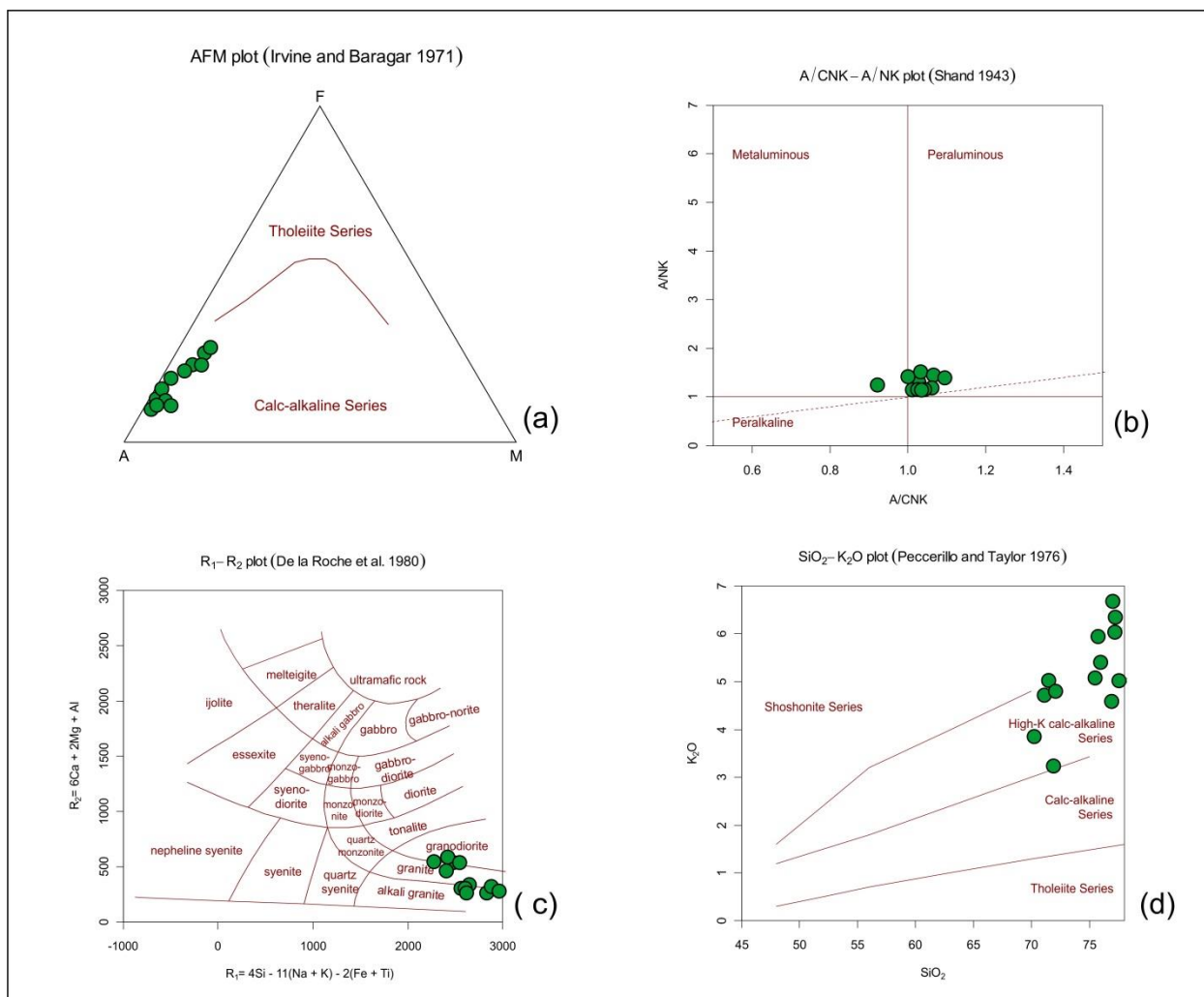


Figura 0.3. Diagramas discriminantes das amostras do Complexo Rio Apa indiviso. (a) Diagrama AFM de [Irvine e Baragar \(1971\)](#); (b) Diagrama A/NK vs. A/CNK ([Shand, 1943](#)); (c) Diagrama R1-R2 ([De La Roche et al., 1980](#)); (d) diagrama K₂O (% peso) vs SiO₂ ([Peccerillo e Taylor, 1976](#)).

Os resultados da Tabela 4.2 mostram valores médios a altos em Ba (811 ppm), e baixo em Rb (199,80 ppm) e Sr (88,60 ppm). Normalizados ao manto primitivo (Sun e McDonough, 1989), conforme diagrama *spider* (Figura 4.4b), observam-se valores elevados nas razões de LILE (K, Rb, Th) em relação aos elementos HFSE, exceto Ce e Sm. Os granitos mostram pronunciada anomalia negativa de Ba, Nb, Sr, P, Zr, Eu e Ti e anomalia positiva de Pb, Th U e Nd (Figura 4.4b).

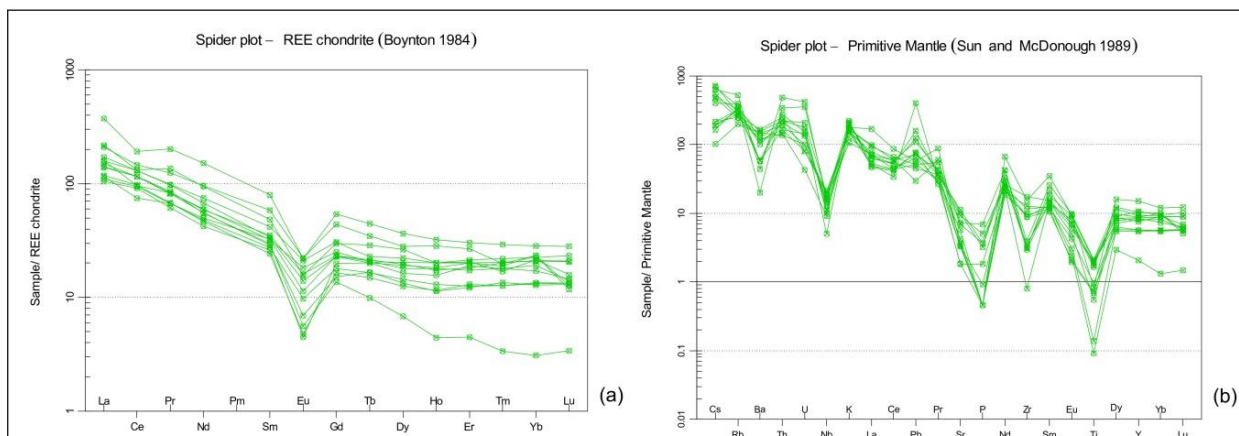


Figura 0.4. Diagramas de padrões de distribuição das amostras do Complexo Rio Apa. (a) Distribuição de elementos terras raras normalizado ao condrito (Boynton, 1984); (b) Diagrama *spider* normalizado ao manto primitivo (Sun and McDonough, 1989).

Em diagrama R_1 - R_2 (Batchelor e Bowden, 1985), as amostras caem no campo dos granitos tardi- a pós-orogênicos (Figura 4.5a) e no diagrama de ambiência tectônica Rb (ppm) vs Y+Nb (ppm) (Pearce *et al.*, 1984) caem no campo dos granitos pós-colisionais (Figura 4.5b).

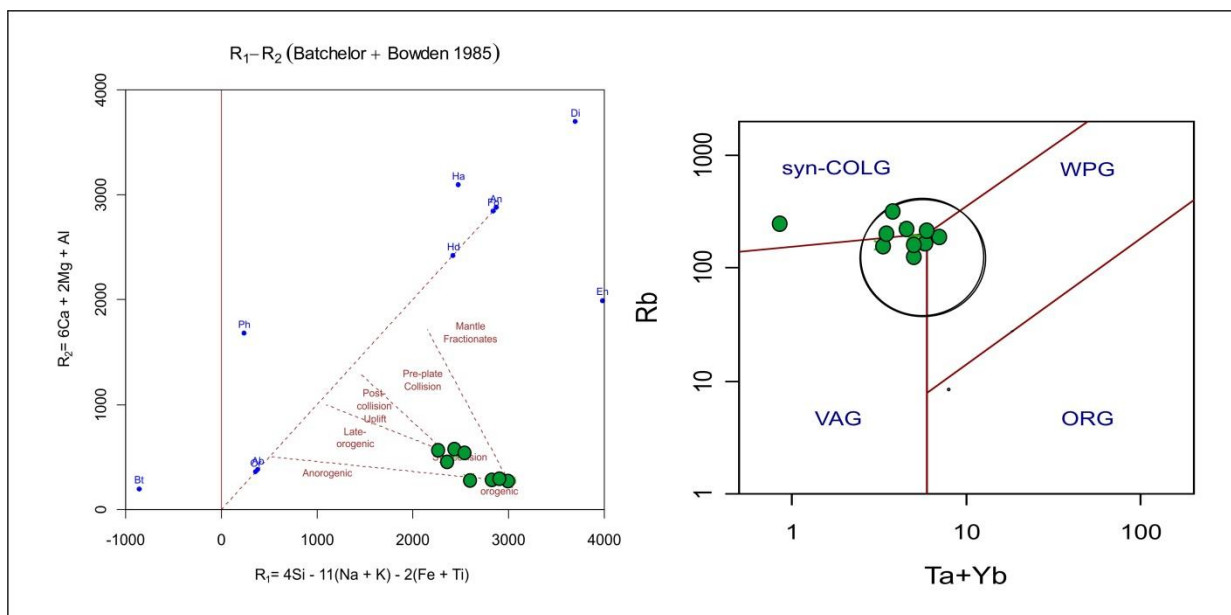


Figura 0.5. (a) Diagrama R_1 - R_2 (Batchelor e Bowden, 1985); (b) Diagrama de ambiência tectônica Rb (ppm) vs Y+Nb (ppm) (Pearce *et al.*, 1984).

Os diagramas Zr vs $1000 \cdot Ga/Al$ e Y vs $1000 \cdot Ga/Al$ (Whalen *et al.*, 1987) apresentados nas Figuras 4.6a e b mostram que as rochas do Complexo Rio Apa indiviso caem no campo dos granitos tipo-I fracionados gerados em ambiente tardi a pós-orogênico, confirmado pelos dados observados na Figura 4.7, diagrama de Eby (1992), que indica afinidade com granitoides gerados em ambiente pós-orogênicos.

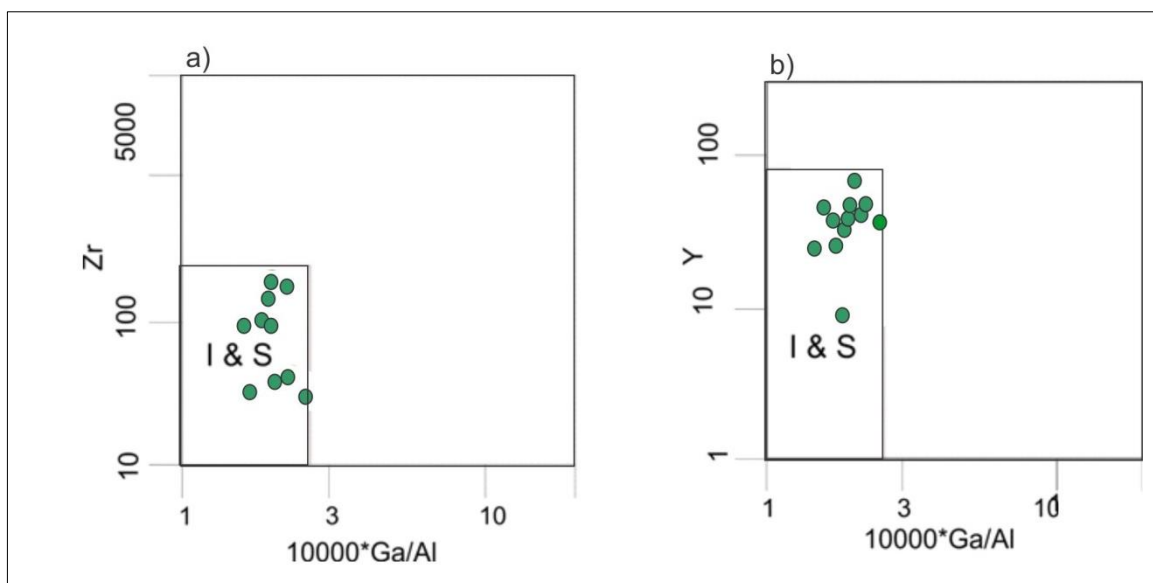


Figura 0.6. (a) Diagrama Zr vs1000*Ga/Al (Whalen *et al.*, 1987); (b) Diagrama Y vs1000*Ga/Al (Whalen *et al.*, 1987).

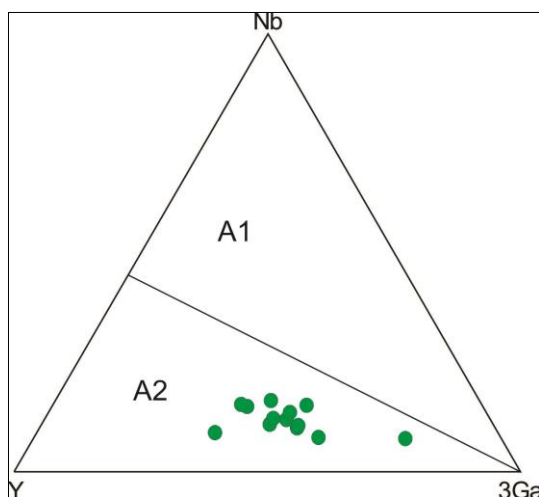


Figura 0.7. Diagrama Nb-Y-3Ga de Eby (1992) das rochas do Complexo Rio Apa indiviso.

Os granitos Sanga Bonita (SB), Tamanduá (T), Santa Clarinha (SC) e Rio Areia (RA), individualizados no Complexo Rio Apa, exibem características químicas semelhantes. Os resultados das análises químicas listados na Tabela 4.3 mostram que estas rochas são granitos enriquecidos em SiO_2 , com valores médios de 75,36% (70,71-77,75%), com valores moderados de Al_2O_3 , em média 12,88% (11,99-14,66%); Fe_2O_3 mostra média de 1,94% (1,19-3,57%); MgO 0,36% médio (0,10-1,16%); Na_2O 2,86% média (2,01-4,00%); e elevados valores de K_2O , em média 5,07% (3,44-6,48%); com valores de P_2O_5 menores que 1, apresentando valores médios de 0,03%, variando entre 0,01 e 0,31%.

Nos diagramas de classificação química (Figura 4.8) este conjunto mostra tratar-se de granitos de afinidade calcialcalina de alto K, meta a fortemente peraluminosos, e composição granítica, granodiorítica e álcali-granítica.

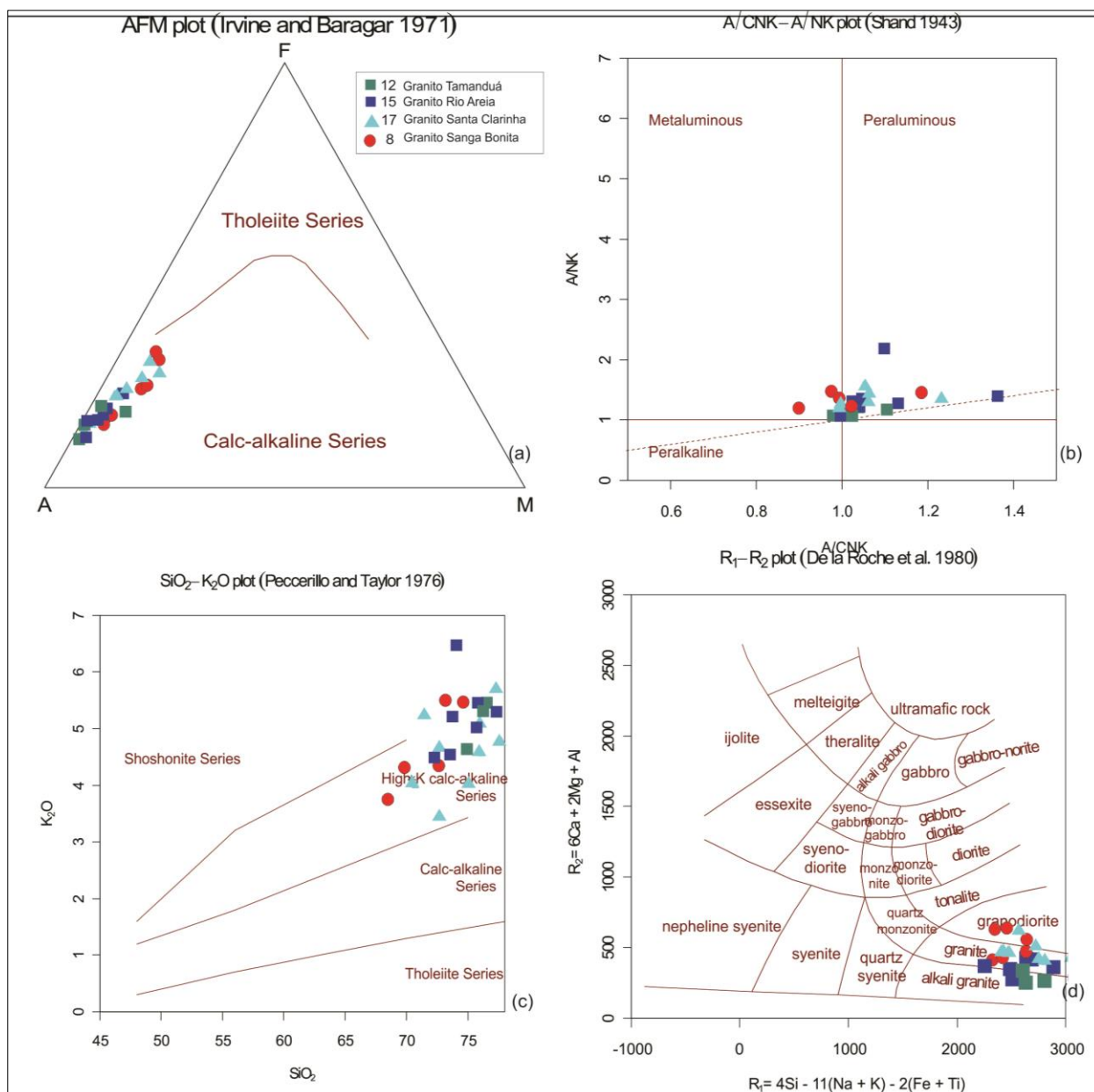


Figura 0.8. Diagramas discriminantes das amostras dos granitos Sanga Bonita, Tamanduá, Santa Clarinha e Rio Areia. (a) Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971); (b) Diagrama A/NK vs A/CNK (Shand, 1943); (c) diagrama K₂O (% peso) vs SiO₂ (Peccerillo e Taylor, 1976); (d) Diagrama R1-R2 (De La Roche et al., 1980).

Os diagramas de distribuição de Elementos Terras Raras (ETR) dos granitos (Sanga Bonita, Rio Areia, Tamanduá e Santa Clarinha), normalizados ao condrito (Boynton, 1984) exibem padrões com baixo fracionamento dos Elementos Terras Raras Pesados (ETRP) em relação aos Elementos Terras Raras Leves (ETRL) e razões (La/Yb)_n entre 4,16 e 15,32 e valores médios de 8,35, mostrando enriquecimento em ETRL e moderada depleção em ETRP (Figura 4.9a). Constatam-se anomalias negativas de Eu, possivelmente relacionadas ao fracionamento de plagioclásio.

No diagrama *spider* normalizado ao manto primitivo (Sun e McDonough, 1989) mostram elevados teores de LILE (K, Rb, e Th) em relação aos elementos HFSE, exceto Ba, Ce e Sm.

Constatam-se anomalias negativas de Ba, Nb, La, Sr, P, Zr, Eu e Ti e anomalia positiva de Th, U, Pb e Nd. Este conjunto de corpos graníticos apresenta características químicas muito similares aos granitos do grupo 1, embora com pequenas diferenças marcadas por anomalias negativas mais expressivas (Nb e Ti), destacando também diferenças menos expressivas de Ba, sendo também mais enriquecidos em Th e U (Figura 4.9b).

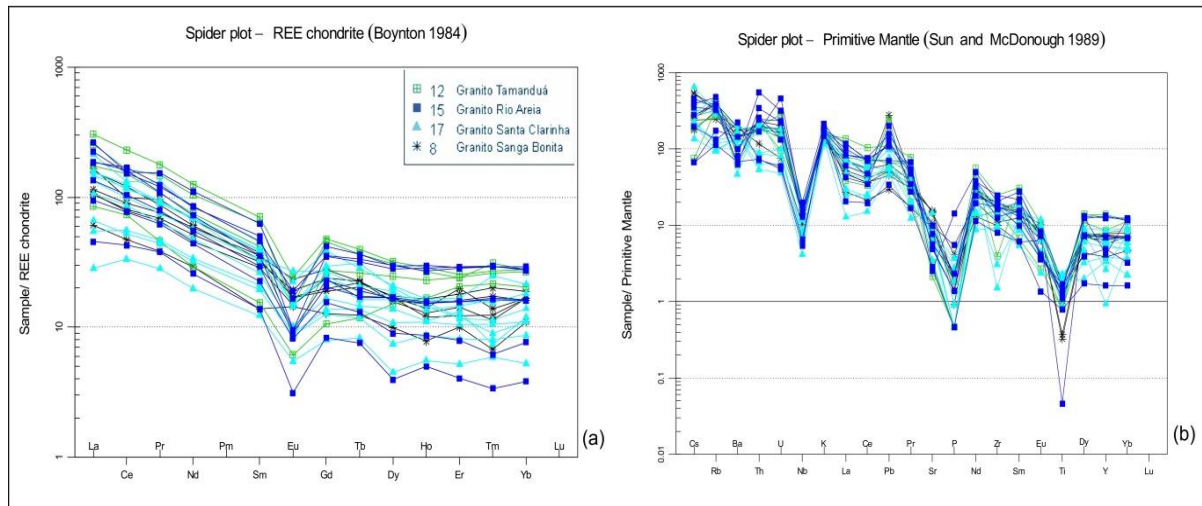


Figura 0.9. Diagramas de distribuição das amostras dos granitos Sanga Bonita (SB), Tamanduá (T), Santa Clarinha (SC) e Rio Areia (RA). (a) Padrões de distribuição de elementos terra raras normalizados ao condrito no diagrama de [Boynton \(1984\)](#); (b) Diagrama *spider* normalizado ao manto primitivo ([Sun e McDonough, 1989](#)).

No diagrama de caracterização ambiental R_1 - R_2 ([Batchelor e Bowden, 1985](#)), as amostras dos granitos tipo 1 situam-se no campo dos granitos tardi- a pós-orogênicos (Figura 4.10a) e no diagrama de ambiência tectônica Rb (ppm) vs Y+Nb (ppm) ([Pearce et al., 1984](#)) caem no campo dos granitos pós-orogênicos (Figura 4.10b).

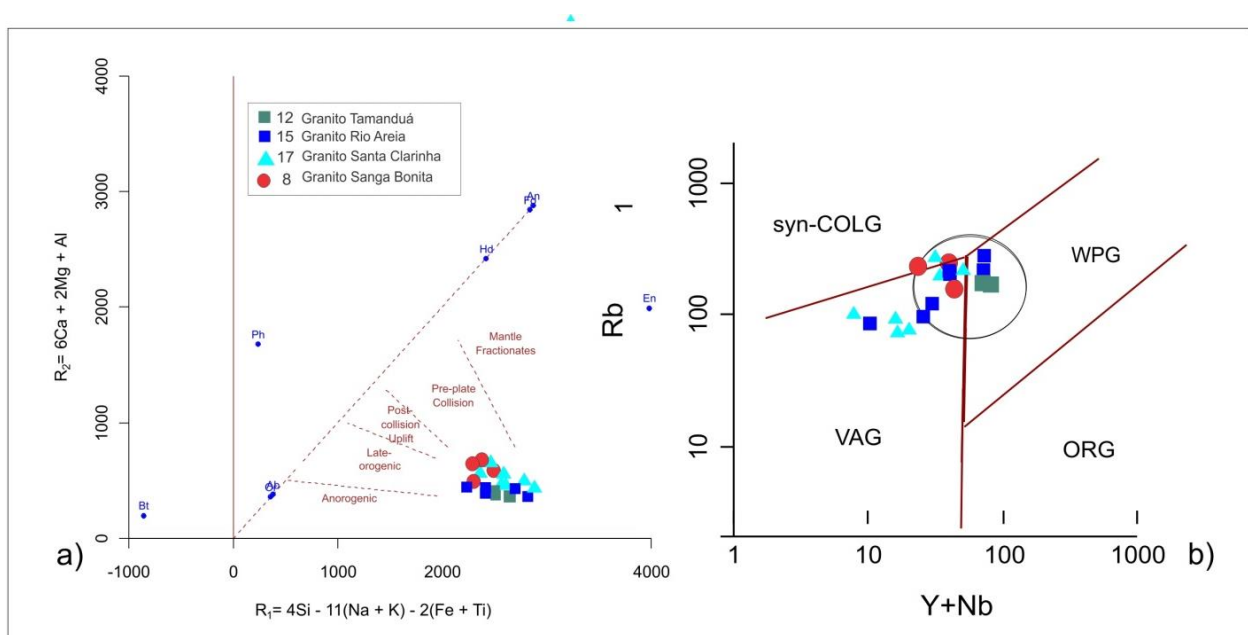


Figura 0.10. (a) Diagrama R_1 - R_2 ([Batchelor e Bowden, 1985](#)); (b) Diagrama de ambiência tectônica Rb (ppm) vs Y+Nb (ppm) ([Pearce et al., 1984](#)).

Os diagramas das Figuras 4.11a e b (Whalen *et al.*, 1987) mostram que as rochas do Complexo Rio Apa Tipo 1, também plotam no campo dos granitos tipo-I fracionados gerados em ambiente tardi a pós-orogênico, ratificado pelos dados observados na Figura 4.12, diagrama de Eby (1992), que sugere correlação com granitoides gerados em ambiente pós-orogênicos.

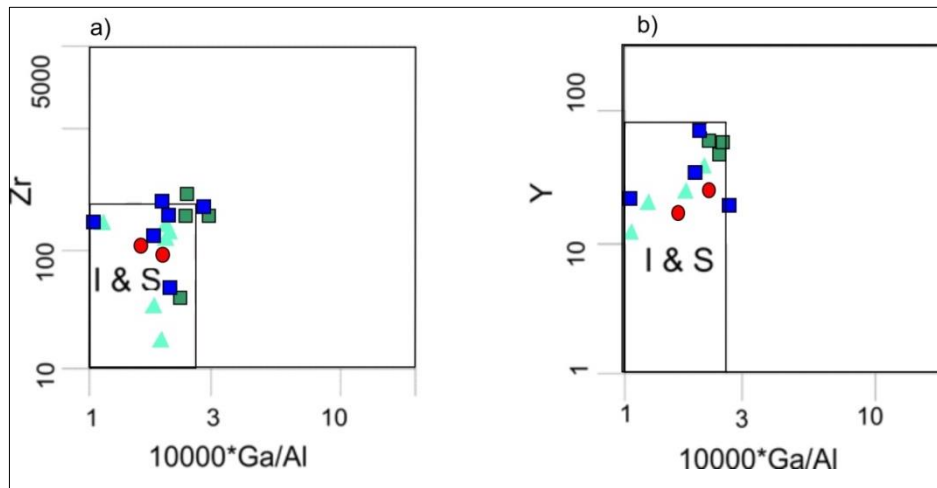


Figura 0.11. (a) Diagrama Zr vs1000*Ga/Al (Whalen *et al.*, 1987); (b) Diagrama Y vs1000*Ga/Al (Whalen *et al.*, 1987), das rochas do Complexo Rio Apa Tipo 1.

Outro grupo nominado como tipo 2 foi individualizado no âmbito do Complexo Rio Apa, representado pelos granitos Scardine 1, Scardine 2, Baía das Garças e Córrego Cervo, que também exibem valores elevados de SiO₂, com média de 74,87% (72,13–78,12%), Al₂O₃ (11,04–13,80%), Fe₂O₃ (0,75–4,84%), MgO (0,07–0,48%); CaO (0,18–1,51%); Na₂O (1,71–4,27%); elevados valores de K₂O (3,97–6,15%); e valores muito baixos de P₂O₅ (0,01–0,09) (Tabela 4.4).

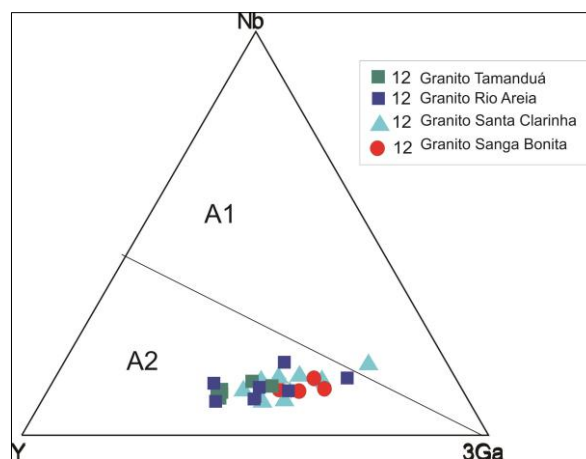


Figura 0.12. Diagrama Nb-Y-Ga de Eby (1992) das rochas do Complexo Rio Apa Tipo 1.

Estas rochas exibem características de granitos de afinidade calci-alcalina, meta- a peraluminosos de alto K, e composição de granito e alcali granito, observado nos diagramas AFM (Irvine e Baragar, 1971), A/CNK vs. A/NK (Shand, 1943), SiO₂ vs. K₂O (Peccerillo e Taylor, 1976), e R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980) (Figura 4.13).

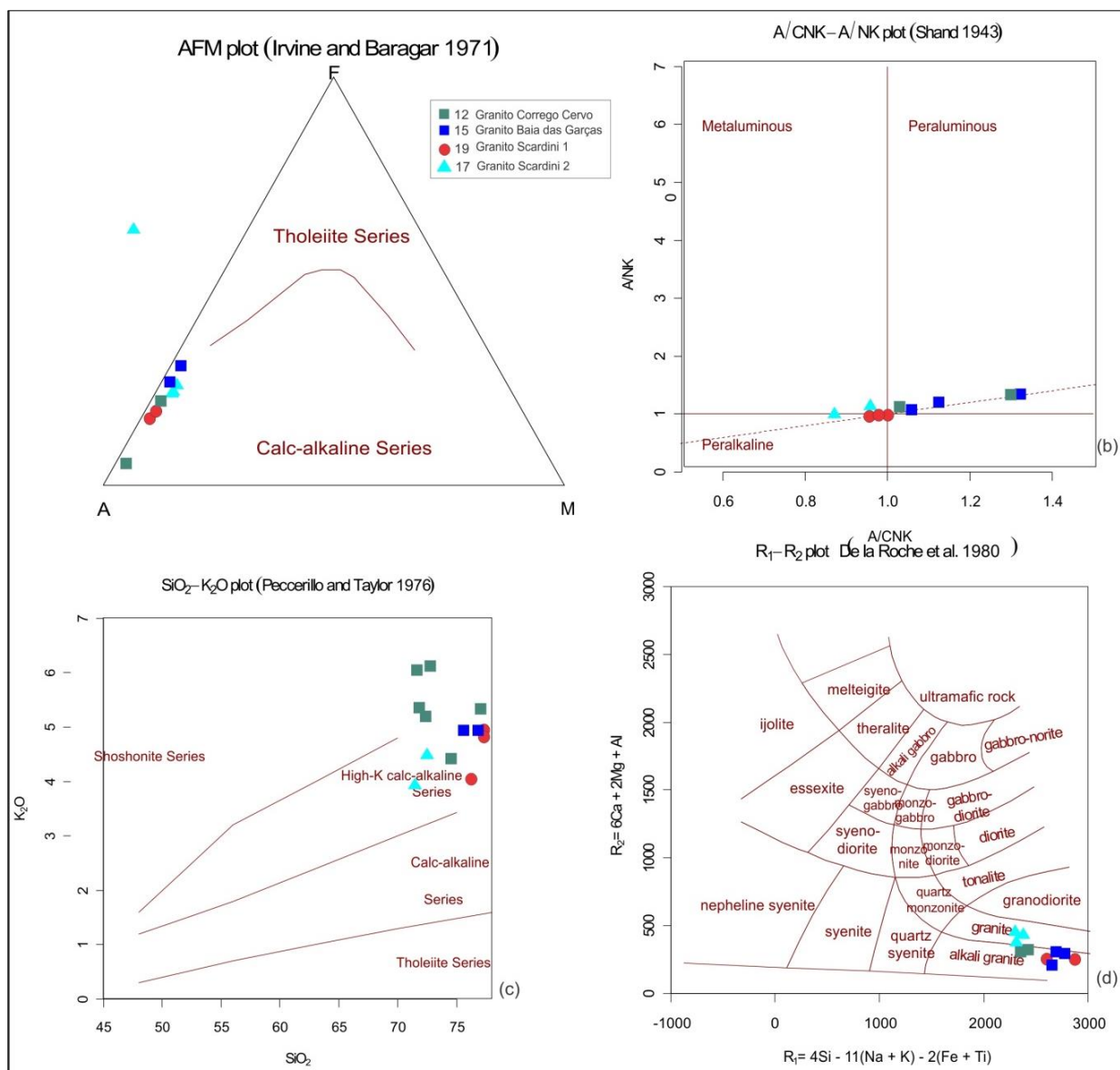


Figura 0.13. Diagramas discriminantes das amostras dos granitos tipo A (a) Diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971); b) Diagrama A/NK vs A/CNK (Shand, 1943); c) diagrama K₂O (% peso) vs SiO₂ (Peccerillo e Taylor, 1976), d) Diagrama R1-R2 (De La Roche et al., 1980).

Os padrões de distribuição de Elementos Terras Raras (ETR) dos granitos tipo 2, normalizados ao condrito (Boynnton, 1984), mostram ligeiro enriquecimento em ETRL e ETRP com tendência a estabilização e constância nos valores de ETRP com razões (La/Yb)_n máxima 11,92, média 5,86 e mínima 3,70, baixo fracionamento e exibindo pronunciada anomalia negativa de Eu, com padrão ligeiramente assimétrico, típico de granitos tardi-orogênicos a anorogênicos (Figura 4.14a).

No diagrama multielementar (Sun e McDonough, (1989), Figura 4.14b) os granitos mostram padrões um pouco diferentes dos grupos anteriores, com enriquecimento em LILE (K, Rb, Th, U), com leve enriquecimento em Pb e apresentando anomalias negativas de Ba, Nb, Zr e

mais expressivas anomalias de Sr, P e Ti, sugerindo tratar-se de granitos mais evoluídos, com empobrecimento em Ba, Sr e Eu devido ao fracionamento do plagioclásio.

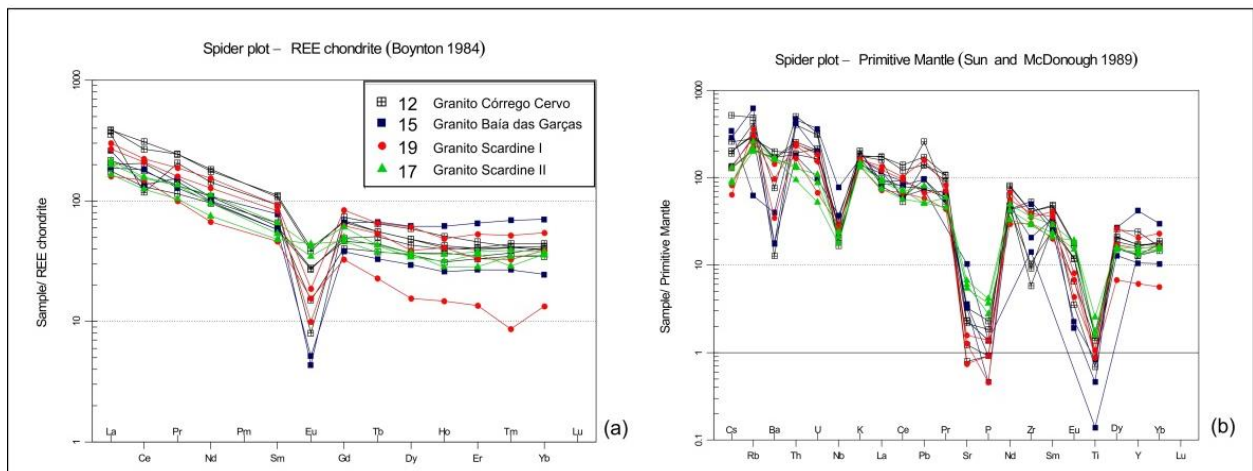


Figura 0.14. Diagramas de distribuição das amostras dos granitos tipo A. (a) Padrão de distribuição de elementos terras raras normalizados ao condrito (Boynnton, 1984); (b) Diagrama *spider* das amostras normalizadas ao manto primitivo (Sun e McDonough, 1989).

Exibem características de granitos gerados em ambiente tardi-orogênico a intra-placa no diagrama R1-R2 (Batchelor e Bowden, 1985) e de granitos pós-orogênicos no diagrama Rb (ppm) vs Y+Nb (ppm) (Pearce *et al.*, 1984) (Figura 4.15).

Estas características permitiram classificar as rochas como granitos pós-orogênicos tipo 2, subdivididos em: granito tardiorogênico (Scardine 2), pós-orogênico (Scardine 1) e tipo A (Baía das Garças e Córrego Cervo), seguindo a terminologia adaptada de Bonin (2008), para a classificação granitos tipo A pós-orogênicos (Tabela 4.4).

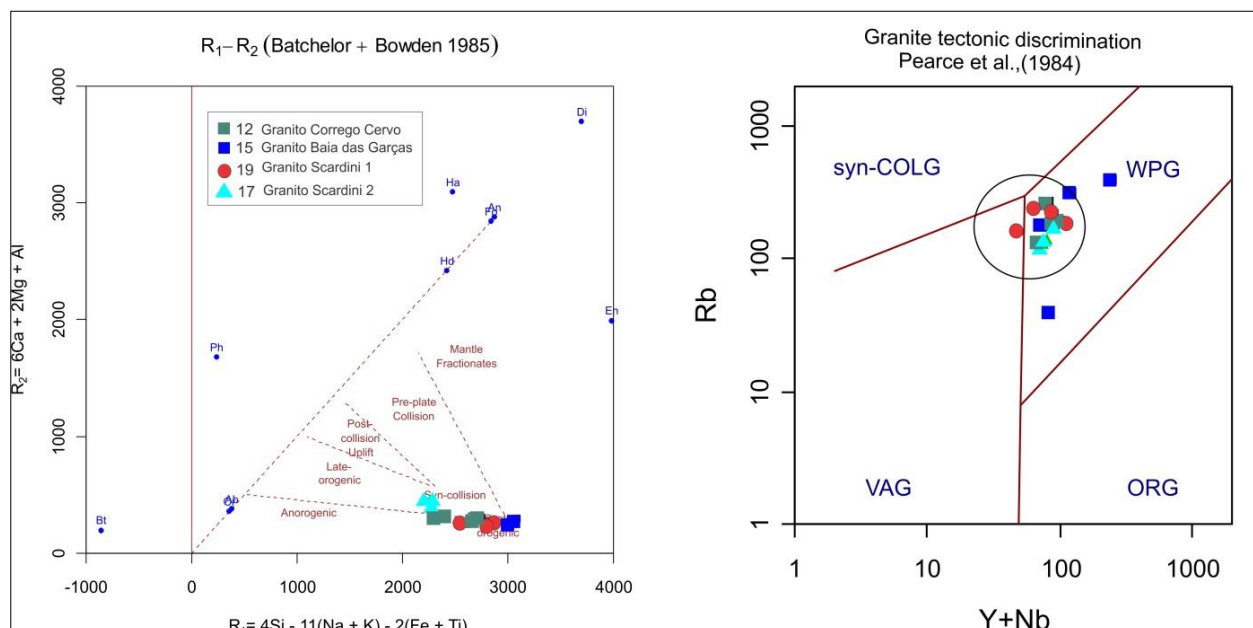


Figura 0.15. (a) Diagrama R1-R2 (Batchelor e Bowden, 1985); (b) Diagrama de ambiência tectônica Rb (ppm) vs Y+Nb (ppm) (Pearce *et al.*, 1984).

Os diagramas da Figura 4.16a e b de [Whalen et al. \(1987\)](#) mostram que as rochas do Complexo Rio Apa Tipo 2 caem no campo dos granitos tipo A e no diagrama de [Eby \(1992\)](#) caem no campo dos granitos tipo A1 (Figura 4.17), que indica afinidade com os granitóides gerados em ambiente anorogênico.

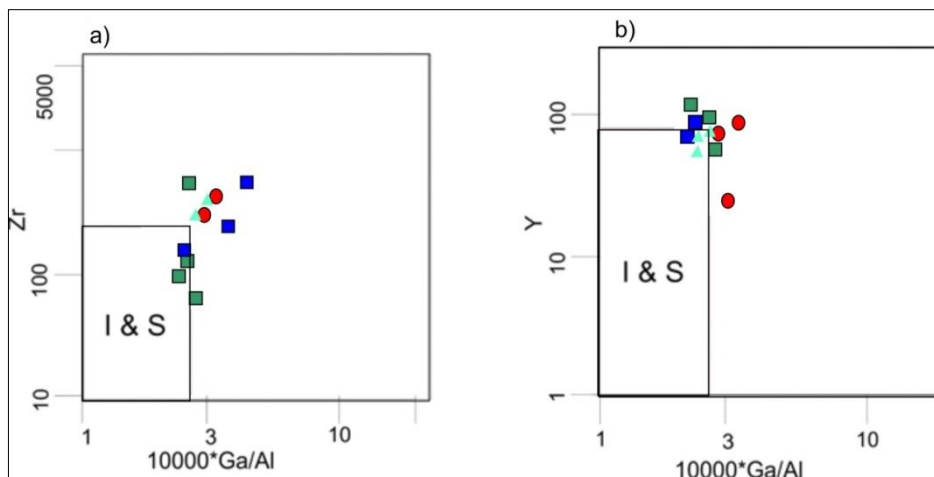


Figura 0.16. (a) Diagrama Zr vs1000*Ga/Al ([Whalen et al., 1987](#)); (b) Diagrama Y vs1000*Ga/Al ([Whalen et al., 1987](#)) das rochas do Complexo Rio Apa Tipo 2.

A geoquímica das rochas do Complexo Rio Apa indicam características mistas entre granitos tardiorogênicos e anorogênicos tipo A. Os granitos Rio Apa tipo 1 são calcialcalinos, de composição granodiorítica, monzo- a sienogranítica e álcali granitos pós-orogênicos. Os granitos tipo 2 exibem afinidade calcialcalina de alto K, peraluminosos e composição de granitos e álcali granito e são classificados como granitos pós-orogênicos tipo A, segundo a classificação de [Bonin \(2007; 2008\)](#). Todos esses granitos são predominantemente peraluminosos enriquecidos em sílica (>70%) leucocráticos gerados possivelmente por fusão crustal.

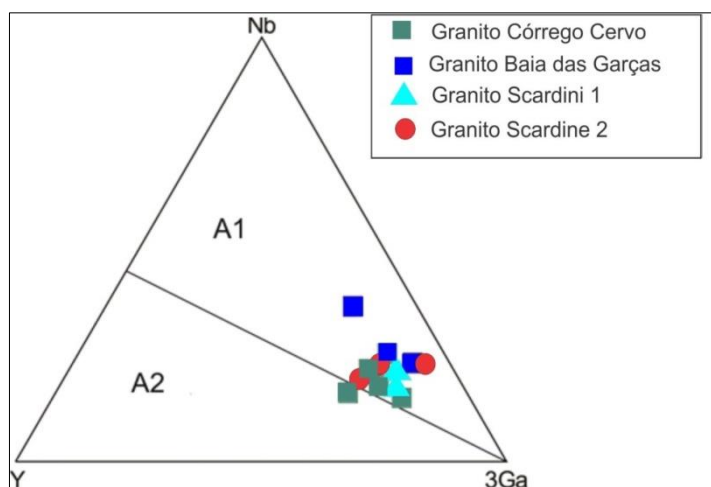


Figura 0.17. Diagrama Nb-Y-Ga de [Eby \(1992\)](#) das rochas do Complexo Rio Apa Tipo 2.

As rochas deste complexo exibem valores de T_{DM} Sm-Nd entre 2,43e 1,93 Ga, com valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ entre -4,83 e +3,29, sugerindo processos juvenis e reciclagem de crosta mais antiga.

Os dados químicos agregados aos dados geocronológicos e isotópicos permitiram a identificação de granitos e gnaisses do Complexo Rio Apa como manifestações magmáticas pos-colisionais a tardias na evolução do Arco Magmático Amoguijá (1,87-1,75 Ga) (Lacerda Filho *et al.*, 2006).

4.4.2. Geocronologia

Novos dados U-Pb, Sm-Nd e Ar-Ar são apresentados sendo abordados os principais problemas de posicionamento tectono-estratigráfico ainda existentes na área Bloco Rio Apa. O mapa de Localização das amostras analisadas para U-Pb em zircão, U-Pb em monazita, U-Pb em zircão detrítico e Ar-Ar em mica é mostrado na (Figura 4.18).

Datações U-Pb LA-ICPMS foram realizadas em gnaisses do Complexo Porto Murinho e rochas coevas, em rochas vulcânicas da Suíte Alumiador, em rochas plutônicas do Complexo Rio Apa e em grãos detríticos de zircão dos grupos Alto Tererê e Amolar (Figura 4.18), no intuito de determinar idades de formação e de episódios deformacionais, além de restringir períodos deposicionais.

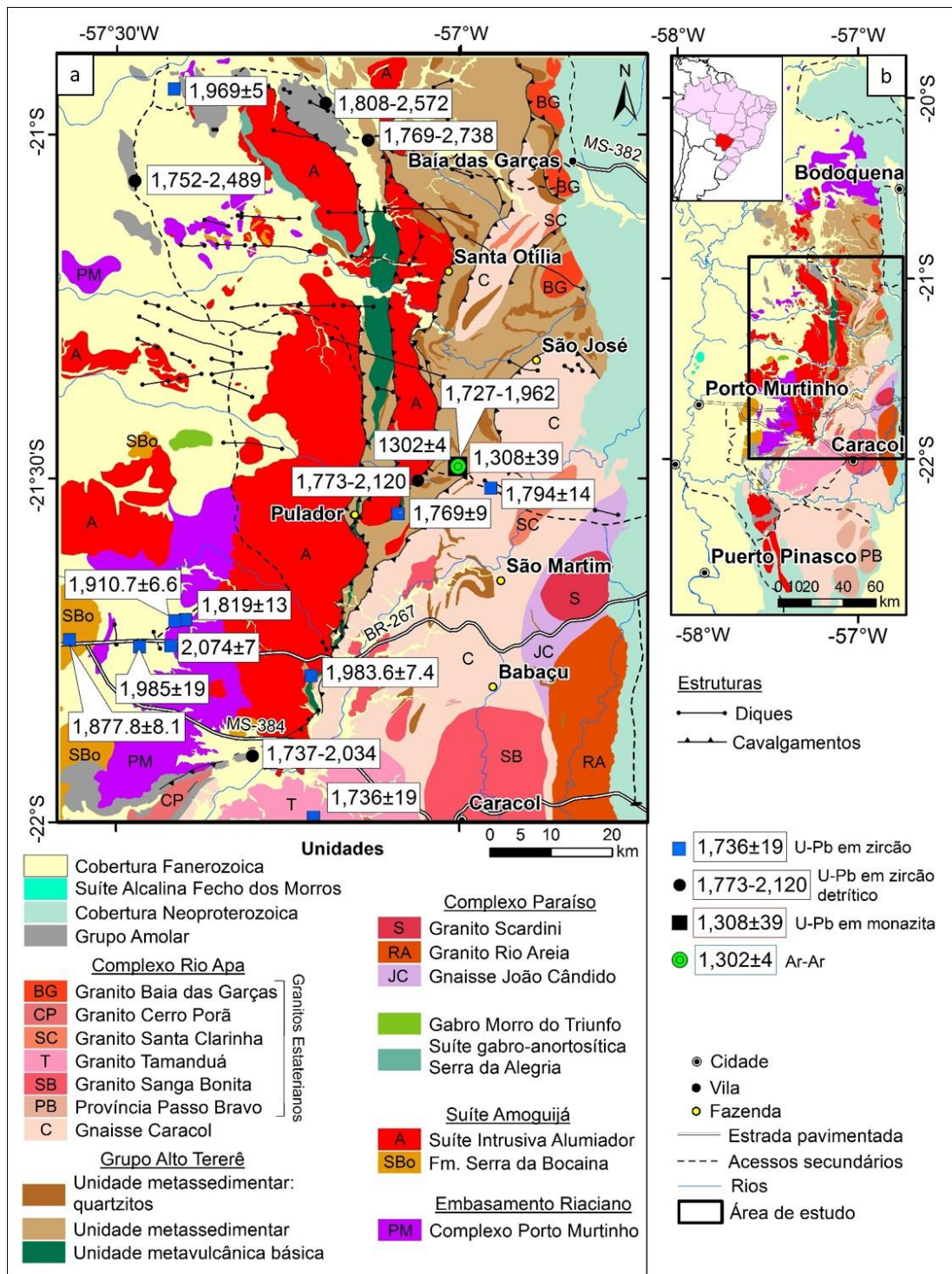


Figura 0.18. Esboço geológico da área de estudo com a localização das amostras analisadas para U-Pb em zircão e em zircão detritico, U-Pb em monazita e Ar-Ar em mica.

4.4.2.1. Análises U-Pb em zircão

Na Tabela 4.5 são exibidas informações compiladas de dados geocronológicos de U-Pb em zircão obtidos por diversos autores para várias unidades geológicas presentes na área, assim como assinaturas químicas e ambientes tectônicos dessas rochas.

Tabela 0.5. Sumário de dados geocronológicos U-Pb, assinatura geoquímica e ambiente geotectônico das rochas do Bloco Rio Apa.

| Sample | Unit | Rock | Age (Ma) | Chemical signature | Tectonic Enviroments |
|---------|---|---|--------------------------|---------------------------|-------------------------|
| FM-173 | Rio Perdido Suite | Dike of microgabbonorite | 1589±44 ⁽ⁱ⁾ | Tholeitic basic magmatism | Crustal Breaking |
| FM-25 | Amolar Group | Metaquartz- sandstone | 2738-1709 ^(k) | | Inta arc basin |
| FM-27 | Amolar Group | Metasiltstone | 2489-1752 ^(k) | | Inta arc basin |
| FM-30 | Amolar Group | Metaquartz- sandstone | 2572-1831 ^(k) | | Inta arc basin |
| EA-142 | Amolar Group | Quartzite | 2034-1764 ^(k) | | Inta arc basin |
| VC-083 | Rio Apa Complex (Espinilho Ortogneis) | Biotite orthogneiss monzogranite | 1716 ±11 ^(f) | high K calcc-alkaline | Post-collisional A Type |
| RA-84 | Rio Apa Complex (Sanga Bonita Granite) | Porphyritic biotite monzogranite | 1721 ±25 ^(e) | high K calcc-alkaline | Post-collisional A Type |
| RA-35 A | Rio Apa Complex(Baia das Garças Granite) | Pink granite isotropic | 1727 ± 29 ^(e) | high K calcc-alkaline | Post-collisional A Type |
| MR-050 | Rio Apa Complex (Santa Clarinha Gneiss) | Hb-bt-granite gneiss milonítico | 1735±12 ^(f) | high K calc-alkaline | Post-collisional |
| EA-37 | Rio Apa Complex (Tamandua Granite) | Milonitic monzogranite pink | 1736±19 ^(a) | high K calc-alkaline | Post-collisional |
| DP-22B | Rio Apa Complex (Cerro Porã Granite) | Monzogranite grey | 1749±45 ^(g) | Alkaline Type a Like | Post-collisional |
| MR-50 | Rio Apa Complex(Santa Clarinha Ortogneiss) | Monzogranite hornb.biotite gneiss | 1750±9 ⁽ⁱ⁾ | high K calc-alkaline | Post-collisional |
| FM-147 | Rio Apa Complex | Syenogranitic muscovite -biotite gneiss | 1753±13 ⁽ⁱ⁾ | high K calcc-alkaline | Post-collisional |
| RA 40 | Rio Apa Complex (Baia das Garças Granite) | Biotite granite pink | 1754±42 ^(e) | high K calcc-alkaline | Post-collisional |
| EA-153 | Rio Apa Complex(Caracol Gneiss) | Pink syenogranite | 1768±27 ^(a) | high K calc-alkaline | sin -post collisional |
| RA-81 | Rio Apa Complex (Caracol Gnaeiss) | Leucogranite | 1774±26 ^(e) | high K calc-alkaline | Post-collisional |
| MS-50A | Rio Apa Complex (Caracol Gnaiss) | Biotite granodiorite | 1781±7 ⁽ⁱ⁾ | high K calc-alkaline | Post-collisional |
| DM-14 | Rio Apa Complex (Santo Antônio Granite) | Pink granite | 1794±14 ^(a) | calc-alkaline | Post-collisional |
| EA-04 | Alto Tererê Group | Garnet-muscovite schist | 1773-2120 ^(k) | | Back arc basin |
| DM-22 | Alto Tererê Group | Garnet-muscovite schist | 1727-1962 ^(k) | | Back arc basin |
| EA-49 | Alto Tererê Group | Amphibolite | 1769±9 ^(a) | tholeiitic basalt | Back arc basin |
| EA-32 | Alto Tererê Group | Amphibolite | 1793±36 ^(a) | tholeiitic basalt | Back arc basin |
| JV-14 | Intrusiva Gabro-Anortosito Serra da Alegria | Anorthosite gabbro | 1791 ^(d) | | sin -post collisional |
| RA-95 | Passo Bravo Province | Hornblende biotite gneiss banded | 1559±55 ^(e) | | sin -post collisional |
| RA-111 | Passo Bravo Province | Hornblende biotite gneiss banded | 1839±33 ^(e) | | sin -post collisional |
| FM-57 | Amoguijá Suite (Santa Otilia Granite) | Granphiric syenogranite | 1830±5 ^(h) | Alkaline | post collisional A Type |
| RA-77 | Amoguijá Suite(Alumiador Granite) | Porphyritic hornb-biotite monzogranite | 1839±33 ^(e) | High-k calc alkaline | sin collision |
| MS29A | Suite Amoguija (Corrego Servo Granite) | Granophiric syenogranite | 1841±7 ^(h) | Akaline | Post-collisional A Type |
| CC-09 | Amoguijá Suite(Alumiador Granite) | Monzogranite pinkish gray | 1867 ^(d) | High-k calc alkaline | sin collision |
| ST-55 | Amoguijá Suite(São Francisco Granite) | Alkali-feldspar granite graphic | 1874±16 | High-k calc alkaline | sin collision |

Zircon U-Pb LA-ICP-MS ages ^(a)(this work), ^(b)Remedio *et al.*,(2014) , ^(c)Faleiros *et al.*, (2015).

Zircon U-Pb SHRIMP ages ^(d)Lacerda Filho et al 2006;^(e)Cordani *et al.* (2010); ^(f)Remedio *et al* (2013); ^(g)Plens et al (2013); ^(h)Pavan *et al* (2014); ⁽ⁱ⁾ Faleiros *et al.* ,(2015).

Zircon Pb evaporation ages ^(j)Brittes *et al.* , 2013); U-Pb Zircon Detrital ^(k) this work ^(L) Pavan et al., (2013)

Continuação da Tabela 4.5.

| Sample | Unit | Rock | Age (Ma) | Chemical signature | Tectonic Enviroments |
|---------|---|--------------------------------------|---------------------------|--------------------------------|-------------------------|
| FM-169A | Amogujá Suite (Rio Naitaca Formation) | Andesitic lapilli tuff | 1813±18 ⁽ⁱ⁾ | Medium K Tholeiitic | Arc related volcanism |
| JV-31 | Amogujá Suite(Serra da Bocaina Formation) | Rhyolite volcanic | 1794 ^(d) | Medium to high-K Calc-alkaline | Arc related volcanism |
| AB-35 | Amogujá Suite(Serra da Bocaina Formation) | ignimbrite | 1877±4 ^(j) | Medium to high-K Calc-alkaline | Arc related volcanism |
| DM-18B | Amogujá Suite(Serra da Bocaina Formation) | Rhyolite | 1877±9 ^(a) | Medium to high-K Calc-alkaline | Arc related volcanism |
| MR-159 | Paraiso Complex (Scardine Granite) | Hrnlende biotite monzogranite | 1791 ± 19 ^(f) | High-k calc alkaline | Post-collisional A Type |
| VC-15 | Paraiso Complex (Rio da Areia Granite) | Milonitic biotite augengnaiss | 1820±18 ^(f) | High-k calc alkaline | Post-collisional |
| EA 102B | Porto Murтинho Complex | Microgabbro | 1778±5 ^(a) | Tholeiitic basic magmatism | Basement Rocks |
| EA-105 | Porto Murтинho Complex Corrego Cabrito Dike) | Microgabbro dark gray | 1819±13 ^(a) | Tholeiitic basic magmatism | Basement Rocks |
| EA-105A | Porto Murтинho Complex (Piatã Granite) | Muscovite biotite garnet monzgranite | 1892±31 ^(a) | calc alkaline | Arc related magmatism |
| MS | Porto Murтинho Complex | Paragneiss | 3200 -1900 ^(L) | High-k Calc alkaline | |
| MS-141A | Porto Murтинho Complex(Chatelodo Granite) | Granophiric sienogranite | 1902±6 ^(h) | High-k Calc alkaline | Basement Rocks |
| GM-27 | Porto Murтинho Complex (Morraria Gneiss) | Biotita Gnaiss banded migmatitic | 1941 ^(d) | Calc-alkaline | Basement Rocks |
| FM-128A | Porto Murтинho Complex (Morro da Lenha Granite) | biotite monzogranite | 1941±13 ⁽ⁱ⁾ | Calc-alkaline | Basement Rocks |
| FM-101A | Porto Murтинho Complex | Gnaiss Granitico Corrego Jiboia | 1947±9 ⁽ⁱ⁾ | Calc-alkaline | Basement Rocks |
| RA-23 | Porto Murтинho Complex (Morraria Gneiss) | Biotita Gnaiss banded migmatitic | 1950±23 ^(e) | | Basement Rocks |
| FM-26 | Porto Murтинho Complex (Faz Matão Gabbro) | Isotropic metagabbro grey dark | 1969±5 ^(a) | | Basement Rocks |
| EA-101 | Porto Murтинho Complex | Tonalitic gneiss banded migmatitic | 1985±19 ^(a) | Arc related magmatism | Basement Rocks |
| EA 102A | Porto Murтинho Complex | Biotite hornblende tonalitic gneiss | 2074±7 ^(a) | | Basement Rocks |

Zircon U-Pb LA-ICP-MS ages ^(a)(this work), ^(b)Remedio *et al.*, (2014), ^(c)Faleiros *et al.*, (2015).

Zircon U-Pb SHRIMP ages ^(d)Lacerda Filho et al 2006; ^(e)Cordani *et al.* (2010); ^(f)Remedio *et al.* (2013); ^(g)Plens et al (2013); ^(h)

Zircon Pb evaporation ages ^(j)Brittes *et al.*, 2013); U-Pb Zircon Detrital ^(k) this work ^(L) Pavan et al., (2013)

4.4.2.1.1. Complexo Porto Murтинho

Cristais de zircão de duas amostras de gnaisses do Complexo Porto Murтинho foram analisados por U-Pb LA-ICPMS. A amostra EA-102A é biotita-hornblenda gnaiss tonalítico cinza, bandado e dobrado, exposto nas proximidades de Porto Murтинho. Os cristais de zircão extraídos desta rocha medem cerca de 200-400 micrômetros, hábito prismático com terminações arredondadas ou elipsóides. São identificadas algumas inclusões e poucas fraturas. Em imagem de elétrons retroespalhados (BSE) é observado que alguns cristais apresentam zonação oscilatória bem definida, às vezes com bordas ou golfos homogêneos (Figura 4.19). As idades U-Pb obtidas nestes cristais variam de (~1990 Ma a ~3100 Ma) e foram agrupadas em três conjuntos. O conjunto mais velho é interpretado como herança e reúne dados dispersos, que sugerem a presença de terrenos de ~2500 e 2800 Ma. O grupo principal é representado por

análises de pontos localizados em áreas com zonação oscilatória e a regressão dos dados (9 pontos) forneceu intercepto superior de 2074 ± 7 Ma (MSWD de 1,5) (Figura 4.20a), interpretado como a idade da cristalização magmática da rocha que deu origem ao gnaisse.

O último grupo reúne dados de áreas homogêneas e que apresentam baixa razão Th/U (7 pontos), estabelecendo interceptos superior e inferior de 1989 ± 15 Ma e 28 ± 270 Ma, respectivamente. O intercepto superior é interpretado como idade de recristalização metamórfica, enquanto o inferior indica perda de chumbo para o presente (Figura 4.20a).

A amostra EA-101 é de biotita-hornblenda gnaisse tonalítico cinza, bandado e dobrado, textura granoblástica, bandas alternadas ricas em quartzo+feldspato e bandas ricas em minerais máficos, principalmente biotita, com minerais de alteração epidoto e sericita e apresentando enclaves de anfibolitos. O zircão da rocha gnáissica é prismático, medindo cerca de 150 micrômetros, e contém frequentes inclusões e algumas fraturas. Imagens BSE mostram forte zonação oscilatória e em poucos cristais é possível identificar a presença de bordas ou recristalizações (Figura 4.19b). Assim como no caso da amostra EA-102A (Gnaisse tonalítico) possui cristais de zircão com idades distribuídas em amplo espectro, porém o conjunto principal se alinha em discórdia com intercepto superior de 1985 ± 20 Ma (Figura 4.20b), interpretada como a melhor estimativa para a idade de cristalização da rocha. Herança é indicada pela presença de zircão de 2,05 a 3,9 Ga. Chama a atenção a ocorrência de 3 cristais com cerca de 1880 Ma, cujo significado ainda é incerto, talvez reequilibrados durante o evento termal associado as intrusões relacionadas ao magmatismo da Suíte Amoguijá.

Encontrado no âmbito do Complexo Porto Murtinho, o Granito Piatã (Campos, 2011) teve sua idade determinada via U-Pb em LA-ICPMS. A amostra EA-105A é de muscovita-biotita granito leucocrático, de granulação fina a média, composição monzogranítica, por vezes com muscovita e granada primárias.

O zircão da amostra mede cerca de 300 micrômetros, é prismático com faces bem definidas, raras inclusões e algumas fraturas. A imagem de catodoluminescência (Figura 4.19d) revela cristais com diferentes graus de luminescência e a presença em alguns cristais de núcleos com sobrecrecimentos zonados ou homogêneos. O tipo predominante não tem núcleo e mostra forte zonação oscilatória. Os resultados dos pontos localizados nos núcleos mostram certa dispersão, o que resultou em regressão mal ajustada (MSWD de 8,1), cujo intercepto superior de 2035 ± 10 Ma (Figura 4.20d) sugere herança.

O grupo principal, com *spots* localizados em cristais com zonação oscilatória, também mostrou dispersão e discordância reversa. A regressão dos dados mais coerentes intercepta a

concordia em 1911 ± 9 Ma (MSWD de 3,3). Este resultado é interpretado como a idade de cristalização do granito.

Foram também analisados pelo método U-Pb cristais de zircão obtidos no corpo de gabro encontrado na Fazenda Matão (amostra FM-26). O gabro é intrusivo nas rochas gnáissicas do Complexo Porto Murinho. Os cristais de zircão são subedrais, com cerca de 100 micrômetros, límpidos e com raras inclusões ou fraturas. Em imagem BSE é possível observar zonações discretas e espessas (Figura 4.19c).

A análise dos grãos revelou um conjunto uniforme de dados, com diferentes graus de perda de chumbo para o presente. A regressão de todos os dados (22 pontos) forneceu o intercepto superior de 1969 ± 5 Ma e MSWD=1,7 (Figura 4.20c).

A amostra EA-105 foi extraída de um dique de microgabro cinza escuro, maciço, com textura ofítica a subofítica, bastante fraturado, cortando rochas gnáissicas do Complexo Porto Murinho. O zircão da amostra mede 80 a 400 micrômetros, a maioria apresenta prisma curto, mas prismas médios também são observados. Praticamente todos cristais exibem zonação oscilatória (Figura 4.19e).

As razões isotópicas encontradas nestes cristais são bastante variadas, tendo sido agrupados em três conjuntos que resultaram nas seguintes idades (Figura 4.20e): *concordia age* de 2089 ± 7 , regressão com intercepto superior de 1986 ± 8 Ma e *concordia age* de 1819 ± 13 Ma (com apenas 2 cristais). Além destas idades, também estão presentes cristais com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2198 e 2325 Ma. Em função da ampla dispersão, fica difícil assegurar que qualquer uma das idades possa representar a idade de cristalização do dique e é mais prudente interpretar que os cristais de zircão encontrados são fruto de herança.

O outro dique máfico estudado é representado pela amostra EA-102B, que é um gabro de cor escura com textura fanerítica, granulação média a grossa. Esta amostra também forneceu cristais de zircão com tamanhos e hábitos variados, em sua maioria zonados (Figura 4.19f) e que resultaram em razões isotópicas distintas. Os cristais mais antigos têm idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2604 e 2710 Ma.

Dois agrupamentos forneceram regressões com interceptos superiores de 2083 ± 12 Ma e 2073 ± 15 Ma, idades idênticas, consideradas as margens de erro, às encontradas na amostra EA-105. Todavia, nesta amostra surgiu um conjunto mais jovem, que permitiu calcular a *concordia age* de 1778 ± 6 Ma (MSWD=0.16, Figura 4.20f). Assim como na amostra EA-105, as idades mais antigas são interpretadas como herança, contaminação crustal. A idade de 1778 Ma é considerada como a idade máxima para a cristalização do dique, embora não se tenha segurança se estes cristais de fato cresceram durante o resfriamento do magma máfico parental.

4.4.2.1.2. Suíte Amoguijá

Representante do vulcanismo da Formação Serra da Bocaina, a amostra DM-18B é uma rocha vulcânica riolítica rósea, maciça e com textura porfirítica. Seu zircão varia de 100 a 300 micrômetros, é idiomórfico, com prisma curto a médio, bipiramidado e com faces bem formadas. Algumas inclusões e fraturas são identificadas (Figura 4.19g).

Imagem BSE mostra zonação oscilatória na estrutura interna e não foi identificada a presença de bordas. Os dados de doze pontos analisados permitiram calcular o intercepto superior de $1878 \pm 9 \text{ Ma}$ com $\text{MSWD} = 0,31$ (Figura 4.20g). Esse resultado é interpretado como a idade do derrame ácido.

A amostra DM-14 embora esteja situada no âmbito do Complexo Rio Apa, apresenta características similares, inclusive de idade, com à fácies fina do Granito Alumiador. Esta amostra é um biotita sienogranito foliado, cinza rosado, de granulação fina a média, constituído de microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita e muscovita. O zircão extraído desta amostra tem hábito prismático com terminações bipiramidadas e mede de 60 a 200 micrômetros.

A imagem BSE revela estrutura interna com zonação oscilatória. Alguns cristais são ricos em fraturas e algumas inclusões estão presentes (Figura 4.19h).

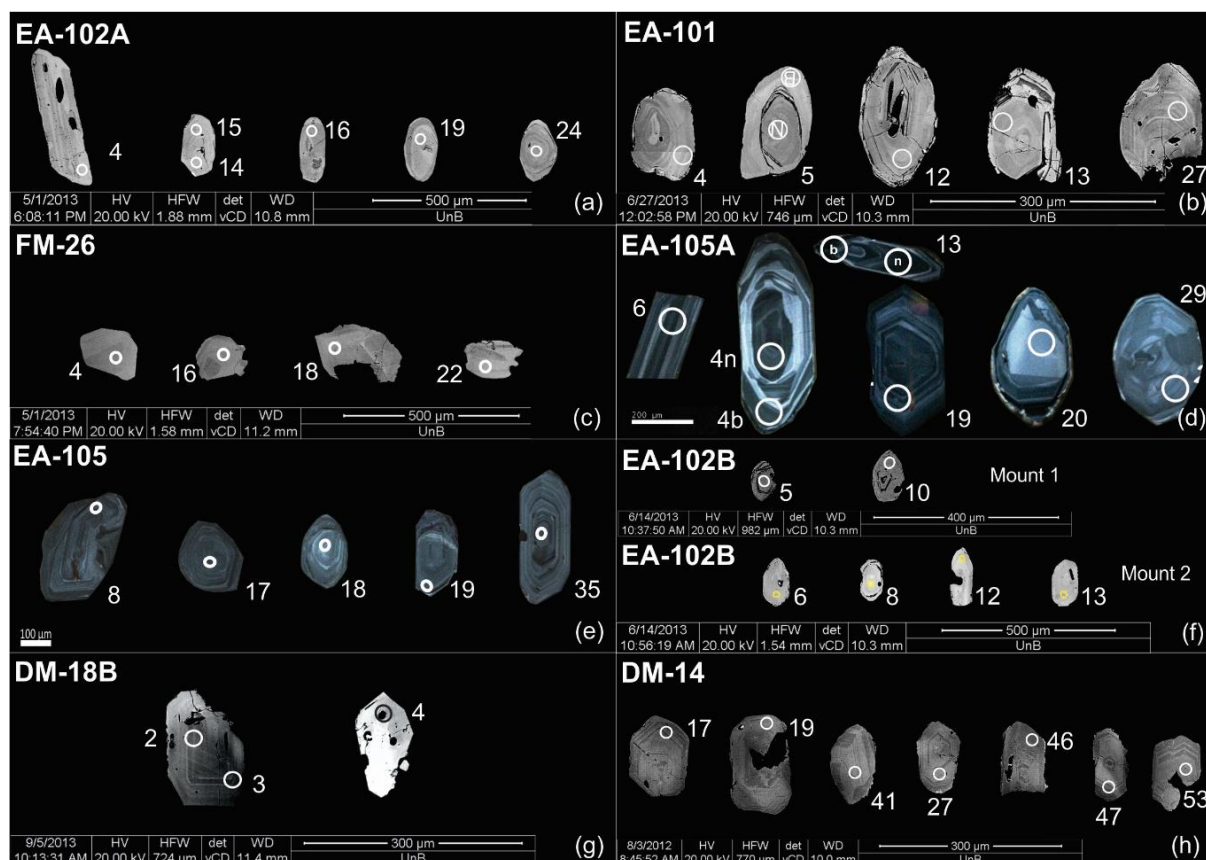


Figura 0.19. (a–h) Imagens de microscópio de catodoluminescência de varredura eletrônica mostrando grãos de zircão analisados pelo método U-Pb. Círculos brancos indicam a localização do ponto onde foram realizadas as análises. Números no canto superior esquerdo são os números das amostras discutidos no texto.

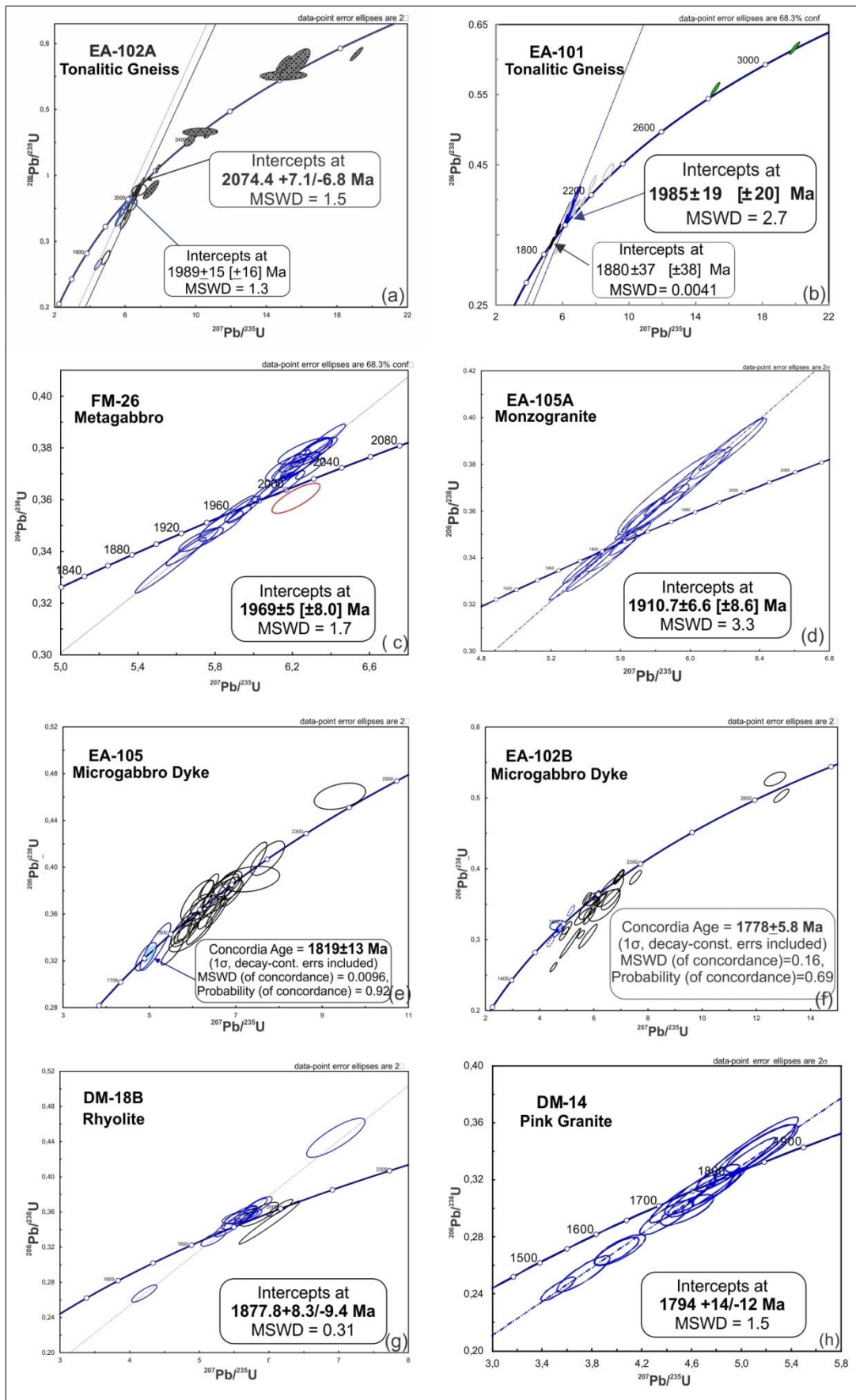


Figura 0.20. (a-h) Diagramas concórdia, mostrando os pontos analíticos das análises U-Pb zircão LA-ICPMS de rochas do Bloco Rio Apa. Os números nos cantos superiores esquerdos correspondem às identificações das amostras discutidas no texto.

A análise isotópica revelou que a maioria dos cristais é muito rica em chumbo comum; desta forma, dentre os 60 pontos analisados, apenas 20 tiveram concentrações deste isótopo dentro de limites aceitáveis ($f^{206}\text{Pb}\% < 2\%$). Adicionalmente três deles apresentaram alto grau de discordância e comportamento anômalo. Os dezessete dados restantes foram utilizados na regressão que indicou o intercepto superior de 1794 ± 14 Ma, associado a MSWD de 1,5 (Figura 4.20h).

4.4.2.1.3. Complexo Rio Apa

A amostra CC-14 de biotita gnaiss milonítico bandado e dobrado do Complexo Rio Apa, com níveis máficos mais alterados e cortado por veios pegmatíticos, exibindo metamorfismo da fácies anfíbolito, com evidências de processos retro-metamórficos, foi coletada na rodovia BR-267 e analisada para U-Pb. Seus cristais de zircão são euédricos, prismáticos curtos, com cerca de 200 micrômetros (Figura 4.21b). A análise isotópica da amostra revelou dois conjuntos distintos de razões. O conjunto predominante (20 pontos) foi utilizado na regressão que apresenta intercepto superior de 1765 ± 8 Ma (MSWD de 1,5) e perda de chumbo para o presente (Figura 4.21a). Esta idade é interpretada como a idade de cristalização da rocha. O outro conjunto é composto por pontos localizados em cristais homogêneos ou bordas de cristais considerados metamórficos, com baixa razão Th/U. Dentre os nove dados que possuem estas características, sete foram utilizados para a regressão, (Figura 4.21c, d) cujo intercepto superior de 1327 ± 14 Ma (MSWD de 0,92), é interpretado como idade do metamorfismo associado à Orogenia San Ignácio. Este conjunto também apresenta perda de chumbo para o presente.

O outro representante do Complexo Rio Apa é o batólito do Granito Tamanduá (amostra EA-37), que é um granito rosa foliado de composição monzogranítica, coletado na rodovia MS-284. Seu zircão é límpido, medindo 200-400 micrômetros, com inclusões e rico em fraturas. A estrutura interna revelada por imagem BSE (Figura 4.21f) é marcada por forte zonação oscilatória, sem diferenciação de núcleo/borda. Em raros cristais ocorrem manchas que sugerem algum tipo de recristalização. A análise isotópica resultou em um grupo de dados (23 pontos) que se alinha na reta que intercepta a concórdia em 1736 ± 19 Ma (MSWD=2,3). A seleção dos dados mais concordantes (discordância de até 1%) permitiu calcular a *concordia age* de 1784 ± 7 Ma (Figura 4.21e), composta por (6 pontos e MSWD de 0,84), que é interpretada como a melhor estimativa para a idade de cristalização do granito.

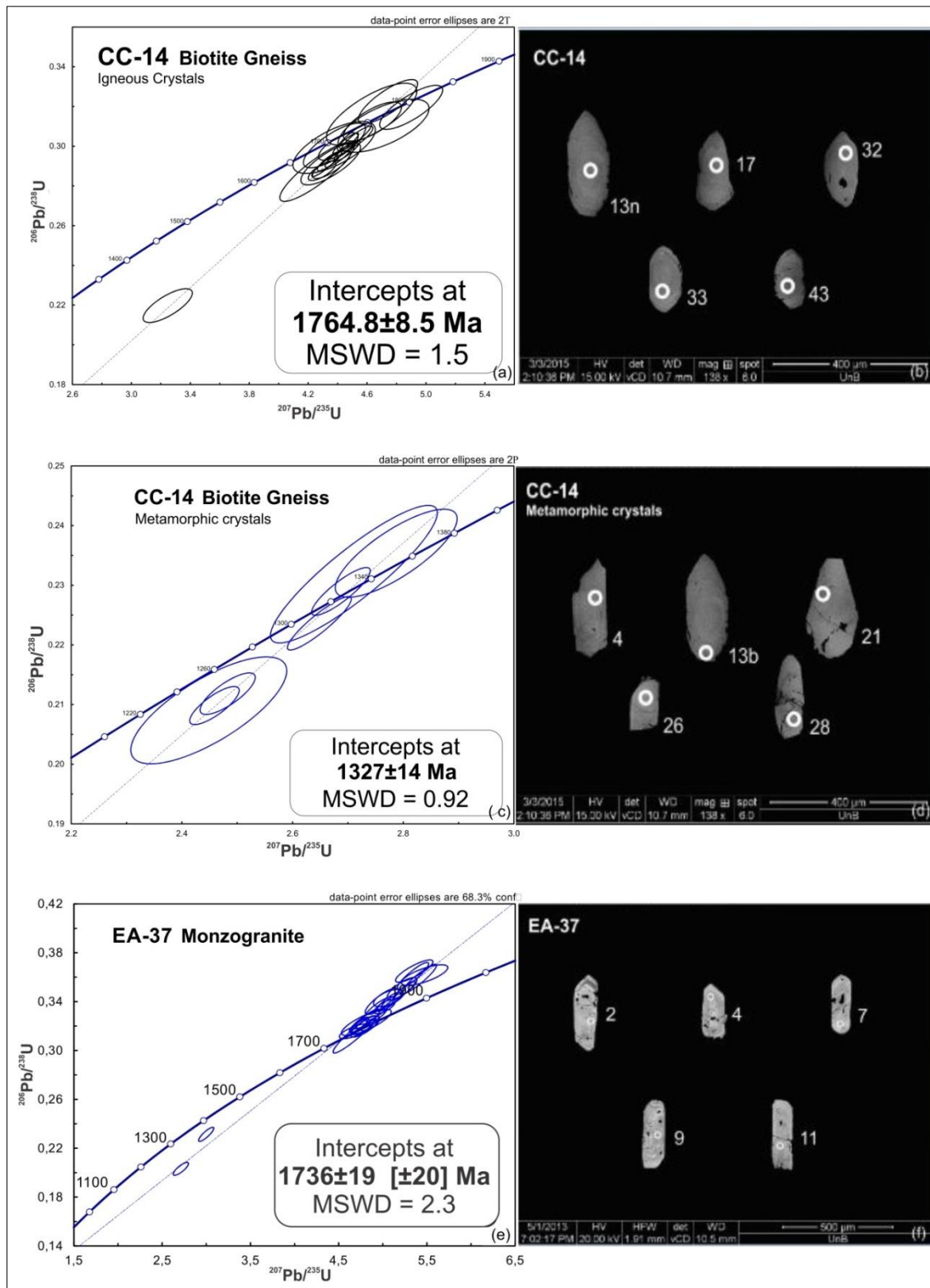


Figura 0.21. (a) (c) (d) Diagramas concórdia, mostrando os pontos analíticos das análises U-Pb zircão LA-ICPMS de rochas do Complexo Rio Apa. Os números nos cantos superiores esquerdos correspondem aos números das amostras discutidos no texto; (b) (d) (f) à direita, são imagens de microscopia eletrônica de varredura, círculos brancos indicam a localização do ponto onde foram realizadas as análises; (d) cristais metamórficos.

4.4.2.1.4. Análises U- Pb em zircões detríticos do Grupo Amolar

A amostra FM-27 é de metassiltito com intercalações de metarcóseo e filito cinza do Grupo Amolar. O zircão extraído desta rocha é prismático com terminações bipiramidadas e arestas bem definidas, o que sugere pouco transporte. Vários cristais apresentam inclusões e algumas fraturas. Em imagem de catodoluminescência é observada a marcante presença de zonação oscilatória e raros parecem possuir bordas (Figura 4.22b). As idades variam de 1752 a 2489 Ma e agrupam-se em três conjuntos principais, com picos em 1800, 1850 e 1963 Ma (Figura 4.22a). O pico mais jovem é interpretado como idade máxima de deposição da rocha.

A amostra EA-142A é de granada-sericita quartzo xisto com intercalações de quartzito. Os grãos de zircão são fragmentos ou prismas médios, a maioria com terminação arredondada, porém alguns ainda preservam as bipirâmides. São ricos em fraturas e algumas inclusões. A imagem de catodoluminescência mostra estrutura interna com discreta zonação oscilatória e cristais homogêneos (Figura 4.22d). As idades obtidas no conjunto variam de 1737 a 2034 Ma, com picos em 1764 e 1824 Ma (Figura 4.22c). O pico mais jovem (1764 Ma) indica a idade máxima da sedimentação.

A amostra FM-30 é um metaquartzoarenito cinza claro a branco amarelado dobrado, encontrado, na margem da rodovia MS-382. Seus grãos de zircão são elipsoidais, com variados graus de arredondamento, o que sugere significativo desgaste por transporte. A maioria é bem límpida, livre de inclusões e poucos exibem fraturas. Apresentam zonação oscilatória bem marcada, com áreas de reequilíbrio em alguns cristais. Poucos apresentam sobrecrescimentos, às vezes homogêneos (Figura 4.22f). A análise de 68 grãos revelou 47 dados com baixo erro analítico, baixo grau de discordância e pequeno conteúdo de chumbo comum. As idades obtidas variam de 1808 a 2572 Ma, porém concentrados entre 1815 e 1920 Ma. Os dois picos principais estão em 1831 e 1856 Ma. O pico mais jovem estabelece a idade máxima de sedimentação do pacote (Figura 4.22e).

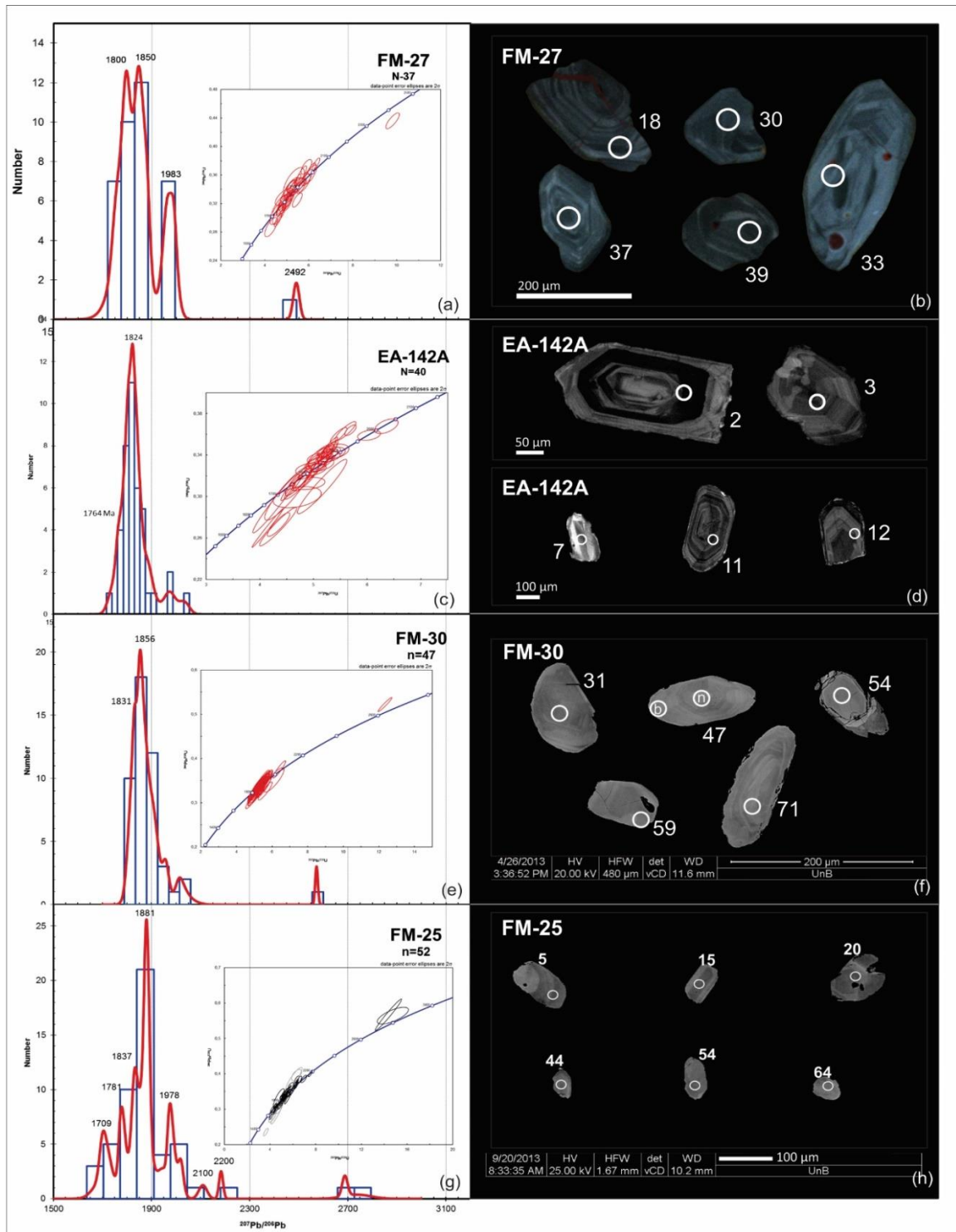


Figura 0.22. Diagrama de distribuição de probabilidade relativa de grãos de zircão detríticos em amostras de rochas metassedimentares do Grupo de Amolar, analisados pelo método U-Pb. Imagens de catodoluminescência em microscópio eletrônico de varredura mostram os grãos de zircão analisados. Círculos brancos indicam a localização do ponto onde foram realizadas as análises. Números no canto superior esquerdo são os números das amostras abordadas no texto.

A amostra FM-25 é de metaquartzarenito cinza dobrado em dobra recumbente, intercalado em xistos que provém de corte na rodovia MS-382. Os grãos de zircão exibem evidências de transporte; são prismáticos a arredondados, com poucas fraturas e inclusões. A estrutura interna revelada em imagens BKS é representada basicamente por cristais com zonação

oscilatória fina a espessa. Poucos cristais parecem homogêneos e a presença de núcleo/borda não é evidente (Figura 4.22h). As idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas na amostra variam de 1679 a 2738 Ma e estão distribuídas nos picos de 1709, 1781, 1837, 1881, 1978, 2100, 2200 e 2700 Ma, mas a maioria dos dados se concentra entre os picos 1837 e 1881 Ma (Figura 4.22g). O pico mais jovem, em torno de 1709 Ma, é formado por 8 dados e indica a idade máxima de sedimentação da rocha e do Grupo Amolar.

4.4.2.2. Análises $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizada em muscovita de amostra de gnaiss milonítico do Complexo Rio Apa (SQ-21, coordenadas UTM 0497526/7624776), forneceu idade *plateau* de 1302 ± 4 Ma (Figura 4.23), demonstrando que essas rochas foram afetadas pela deformação da fase D₂ relacionada à Orogenia San Ignácio. Este resultado corrobora a idade U-Pb 1308 ± 40 Ma, obtida em monazita (DM-22A) (Lacerda Filho *et al.*, (2015) e resultados $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar} \sim 1.3\text{Ga}$ apresentados por Cordani *et al.* (2010).

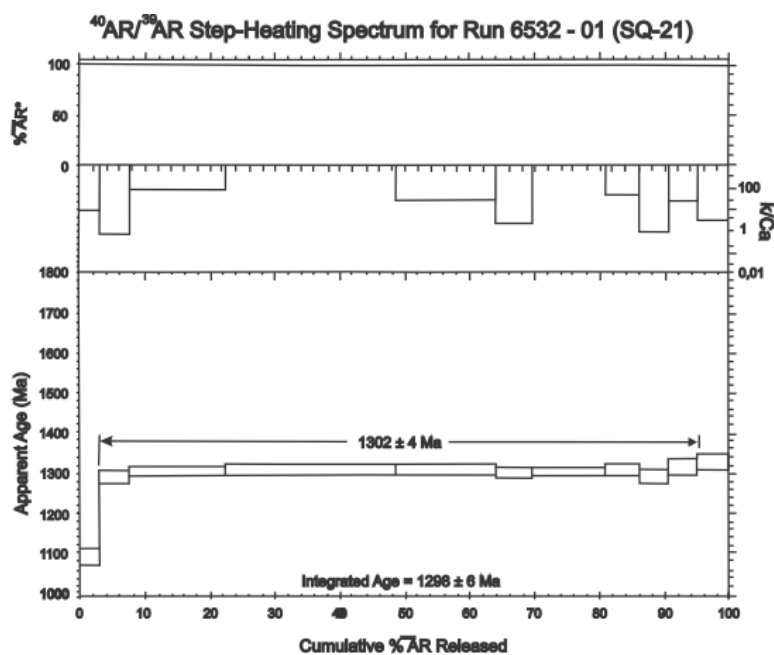


Figura 0.23. Idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de muscovita da fase D₂ da amostra SQ-21 de gnaiss milonítico do Complexo Rio Apa.

4.4.2.3. Análises Sm-Nd

Foram realizadas análises Sm-Nd em 44 amostras das unidades estudadas e os resultados são apresentados na (Tabela 4.6), onde também constam os dados disponíveis na literatura, totalizando 71 análises.

As investigações da composição Sm-Nd concentraram-se nas rochas granito-gnáissicas dos complexos Porto Murtinho e do Complexo Rio Apa; algumas análises de rochas dos grupos Alto Tererê e Amolar e da Suíte Rio Perdido também foram realizadas, além de reavaliação dos dados Sm-Nd disponíveis na área de estudo (Tabela 4.6, Figura 4.27).

Considerados o embasamento da região, os gnaisses do Complexo Porto Murtinho, cujo magmatismo é tido como gerado entre 2,07-1,89 Ga, apresentam idade modelo T_{DM} variando entre 2,14 e 2,60 Ga. A estas amostras estão associados valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ de -5,70 a +2,92, intervalo compatível com parâmetros crustais (De Paolo *et al.*, 1991). Os pegmatitos encontrados nos gnaisses Porto Murtinho revelaram T_{DM} de ~2,22 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ de +0,47, enquanto os gabros possuem T_{DM} de 2,34 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -0,75.

Dentre os seis novos dados produzidos para este estudo, dois apresentaram problemas e foram descartados nas considerações a respeito da origem do magmatismo. A idade modelo calculada para a amostra FM-03, inferior à sua idade de cristalização, e razão $^{147}Sm/^{143}Nd$ extremamente alta de 0,2160 obtida para a amostra EA-105, impedem que estes resultados sejam considerados geologicamente válidos. Os intervalos de variação das idades modelo e dos valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ sugerem que o magmatismo original tenha sido fruto de mistura heterogênea entre uma fonte principalmente crustal com contribuição de material juvenil.

Para as rochas do Complexo Rio Apa, os valores obtidos de idades modelo T_{DM} exibem um amplo intervalo, com valores variando de 1,75 a 2,69 Ga (Figura 4.24c), porém há predominância de dados em ~2,09 Ga. Duas amostras (EA-35 e DM-19) possuem composições muito primitivas, com $\epsilon_{Nd(t)}$ de +3,87 e +3,29, respectivamente. Entretanto, a obtenção de valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos, entre -1,1 até -4,75, demonstra considerável contaminação crustal dos magmas mais primitivos. Toda esta variedade de idades modelo e $\epsilon_{Nd(t)}$ sugere certa complexidade nos processos geradores destes magmas.

Como representativos da Suíte Amoguijá, englobamos as amostras das rochas vulcânicas da Formação Serra da Bocaina, os dados das rochas graníticas do Alumiador e da intrusão gabro-anortosítica Serra da Alegria.

A suíte possui idades modelo T_{DM} entre 1,96 e 2,58 Ga (Figura 4.24c), com as amostras das rochas vulcânicas em intervalo mais restrito, entre 2,10 e 2,38 Ga e dos gabro-anortositos entre 2,58 e 2,38 Ga. Predominam valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ negativos para a grande maioria das rochas analisadas, que sugerem que o magmatismo que deu origem a estas rochas teve uma grande contribuição de processos de retrabalhamento de crosta continental, embora algumas rochas tenham preservado seu caráter juvenil. Chamam a atenção os consistentes valores negativos de

$\epsilon_{Nd(t)}$ das rochas gabro-anortosíticas, indicando a significativa contaminação crustal do magma que lhes deu origem.

Os campos da Suíte Amoguijá e dos complexos Porto Murtinho e Rio Apa representados na (Figura 4.24c) expõem as semelhanças e sobreposições entre a evolução do $\epsilon_{Nd(t)}$ e T_{DM} das unidades estudadas. A disposição dos dados sugere que a crosta do Complexo Murtinho (ou outra com composição similar) deu origem ao magma de diversas rochas da Suíte Amoguijá e algumas do Complexo Rio Apa. Apesar desta característica, ambas as unidades também apresentam composições isotópicas juvenis e intermediárias. Estas últimas parecem refletir intensidades variadas de contaminação crustal, possivelmente em um processo evolutivo contínuo.

Semelhante comportamento isotópico é mostrado pelos Granitos Baía das Garças, inseridos no contexto do Complexo Apa, mas se diferenciando dos mesmos pela similaridade química a granitos tipo A. As T_{DM} deste conjunto são consistentes em torno de 1,9-2,2 Ga. (Figura 4.24d).

Os resultados isotópicos Sm-Nd de rochas máficas do Grupo Alto Tererê revelam intervalo de T_{DM} entre 2,75 e 1,67 Ga, com valores $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -4,97 e +3,74, que sugerem a transição de magmas juvenis primitivos, sendo gradativamente contaminados no processo evolutivo da bacia.

Embora não tenha sido produzido um número significativo de análises Sm-Nd para as rochas sedimentares do Grupo Amolar, as idades modelo obtidas são similares às demais das rochas do Bloco Rio Apa, com valores entre 2,00 e 2,34 Ga. Este resultado permite interpretar que unidades como o Complexo Porto Murtinho, Suíte Amoguijá e Granito Baía das Garças tenham provido os detritos da bacia do Grupo Amolar.

Representantes do magmatismo mais jovem identificado na área do Bloco Rio Apa, diques máficos da Suíte Rio Perdido (Figura 4.24a) tiveram duas amostras analisadas, cujas idades modelo de 2,35 e 2,09 Ga estão associadas a $\epsilon_{Nd(t)}$ de -4,44 e -0,86 Ga. Estes resultados denotam a significativa contaminação crustal a qual o magma foi submetido, situação comum em processos intrusivos de diques.

Tabela 0.6. Dados analíticos Sm/Nd rocha total.

| Amostra | Rocha | Sm (ppm) | Nd (ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | eNd(0) | $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ | $T_{\text{DM}}(\text{Ga})$ | T(Ma) U-Pb |
|---------------------------------|---------------|-------------|-------------|-----------------------------------|-----------------------------------|--------|---------------------------|----------------------------|---------------|
| SUITE RIO PERDIDO | | | | | | | | | |
| EA- 49C ⁽³⁾ | Diabásio | 2.947 | 14.349 | 0.1242 | 0.511658 | -19.12 | -4.44 | 2.35 | 1580 |
| JV-27 ⁽¹⁾ | Diabásio | 18.252 | 82.193 | 0.1342 | 0.511945 | 13.52 | -0.86 | 2.09 | 1580 |
| MR-311 ⁽³⁾ | Diabásio | 3.786 | 17.330 | 0.132 | 0.511872 | -14.94 | -1.84 | 2.17 | 1580 |
| AMOLAR GROUP | | | | | | | | | |
| FM-27 ⁽³⁾ | Siltito | 1.522 | 8.297 | 0.1109 | 0.511589 | -20.47 | -1.76 | 2.14 | 1709 |
| FM-25 ⁽³⁾ | Quartzito | 0.348 | 1.955 | 0.1076 | 0.511642 | -19.43 | +0.25 | 2.00 | 1709 |
| FM-18 ⁽³⁾ | Quartzito | 1.708 | 9.039 | 0.1143 | 0.511512 | -21.96 | -3.90 | 2.34 | 1709 |
| BAIA DAS GARÇAS GRANITES | | | | | | | | | |
| RA-34A ⁽²⁾ | Leuc. gnaïsse | 5.289 | 27.402 | 0.1167 | 0.511724 | -17.83 | +0.03 | 2.07 | 1750 |
| RA-35B ⁽²⁾ | Granito | 3.571 | 24.801 | 0.0871 | 0.511419 | -23.78 | +0.69 | 1.96 | 1750 |
| RA-35A ⁽²⁾ | Leuc. gnaïsse | 3.251 | 20.788 | 0.0946 | 0.511464 | -22.9 | -0.11 | 2.02 | 1750 |
| RA-36B ⁽²⁾ | Granito | 2.584 | 10.757 | 0.1452 | 0.511795 | -16.14 | -4.95 | 2.81 | 1750 |
| RA-37A ⁽²⁾ | Leuc. gnaïsse | 5.107 | 26.760 | 0.1154 | 0.511731 | -17.69 | +0.46 | 2.04 | 1750 |
| RA-38 ⁽²⁾ | Leuc. gnaïsse | 5.757 | 33.074 | 0.1053 | 0.511582 | -20.6 | -0.20 | 2.06 | 1750 |
| RA-39 ⁽²⁾ | Leuc. gnaïsse | 3.566 | 20.098 | 0.1073 | 0.511553 | -21.17 | -1.21 | 2.14 | 1750 |
| RA-40 ⁽²⁾ | Leuc. gnaïsse | 8.710 | 43.074 | 0.1223 | 0.511831 | -15.74 | +0.87 | 2.02 | 1750 |
| RA-83 ⁽²⁾ | Leuc. gnaïsse | 7.341 | 38.704 | 0.1147 | 0.5116 | -20.25 | -1.94 | 2.23 | 1750 |
| RIO APA COMPLEX | | | | | | | | | |
| RA-43 ⁽²⁾ | Granito | 9.775 | 56.420 | 0.1048 | 0.511636 | -19.55 | +0.97 | 1.97 | 1750 |
| VC-15 ⁽³⁾ | Granito | 6.383 | 35.090 | 0.11 | 0.511153 | -21.62 | -2.48 | 2.21 | 1721 |
| DM_15B ⁽³⁾ | Granito | 2.028 | 8.950 | 0.137 | 0.511691 | -18.47 | -4.75 | 2.69 | 1794 |
| DM_15 ⁽³⁾ | Granito | 3.661 | 19.236 | 0.1151 | 0.511698 | -18.35 | +0.45 | 2.07 | 1794 |
| EA_182 ⁽³⁾ | Granito | 1.970 | 11.306 | 0.1053 | 0.511526 | -21.69 | -0.96 | 2.12 | 1768 |
| EA_12 ⁽³⁾ | Granito | 13.490 | 65.148 | 0.1252 | 0.511665 | -18.98 | -3.08 | 2.36 | 1735 |
| EA-IO ⁽³⁾ | Granito | 6.239 | 33.754 | 0.1117 | 0.511657 | -19.14 | +0.43 | 2.06 | 1794 |
| DM_11 ⁽³⁾ | Granito | 15.628 | 79.068 | 0.1195 | 0.511719 | -17.93 | -0.75 | 2.13 | 1735 |
| EA- 49C ⁽³⁾ | Granito | 2.947 | 14.349 | 0.1242 | 0.511658 | -19.12 | -3.04 | 2.35 | 1735 |
| DM- 27 ⁽³⁾ | Granito | 5.475 | 28.946 | 0.1143 | 0.511454 | -23.09 | -4.83 | 2.43 | 1736 |
| EA 153 ⁽³⁾ | Granito | 6.712 | 35.968 | 0.1128 | 0.511487 | -22.45 | -3.43 | 2.34 | 1768 |
| MS-31 ⁽³⁾ | Granito | 6.200 | 34.729 | 0.1079 | 0.511694 | -18.42 | +1.31 | 1.93 | 1735 |
| MS-14 ⁽³⁾ | Granito | 10.568 | 52.378 | 0.122 | 0.511808 | -16.18 | +1.47 | 2.04 | 1841 |
| CC-38 ⁽³⁾ | Granito | 14.211 | 75.549 | 0.1137 | 0.511674 | -18.81 | +0.02 | 2.07 | 1768 |
| EA-190 ⁽³⁾ | Granito | 5.884 | 32.563 | 0.1092 | 0.511586 | -20.53 | -1.10 | 2.11 | 1736 |
| DM-19 ⁽³⁾ | Granito | 3.126 | 18.328 | 0.1031 | 0.511737 | -17.58 | +3.29 | 1.79 | 1736 |
| EA-187 ⁽³⁾ | Granito | 4.964 | 28.406 | 0.1056 | 0.511568 | -20.88 | -0.58 | 2.07 | 1736 |
| EA-190 ⁽³⁾ | Granito | 5.884 | 32.563 | 0.1092 | 0.511586 | -20.53 | -1.10 | 2.11 | 1736 |
| EA_35 ⁽³⁾ | Granito | 16.990 | 109.796 | 0.0935 | 0.511657 | -19.13 | +3.87 | 1.75 | 1736 |
| EA-170 ⁽³⁾ | Granito | 7.303 | 45.630 | 0.0967 | 0.511508 | -22.05 | +0.15 | 1.99 | 1736 |
| EA-177 ⁽³⁾ | Granito | 11.217 | 73.320 | 0.0925 | 0.511502 | -22.16 | +0.97 | 1.93 | 1736 |
| CC-15 ⁽¹⁾ | Leuc. gnaïsse | 25.171 | 129.760 | 0.1173 | 0.511639 | 19.62 | -1.90 | 2.22 | 1750 |
| MS-35 ⁽³⁾ | Granito | 6.554 | 37.380 | 0.106 | 0.511605 | -20.16 | +1.27 | 2.02 | 1841 |
| JV-18 ⁽¹⁾ | Gnaïsse | 13.225 | 71.429 | 0.1119 | 0.511567 | 20.89 | +0.09 | 2.20 | 1950 |

Amostras analisadas na Universidade de Brasília, dados obtidos de Lacerda Filho *et al.*, (2006)⁽¹⁾

Cordani *et al.*, (2010)⁽²⁾ este trabalho⁽³⁾

Continuação da Tabela 4.6.

| Amostra | Rocha | Sm (ppm) | Nd (ppm) | ¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd | ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd | eNd(0) | εNd(t) | T _{DM} (Ga) | T(Ma) U-Pb |
|-----------------------------------|---------------|-------------|-------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------|--------|----------------------|---------------|
| ALTO TERERÊ GROUP | | | | | | | | | |
| EA-34 ⁽³⁾ | Amfibolito | 4.690 | 18.505 | 0.1534 | 0.512178 | -8.97 | +0.81 | 2.17 | 1769 |
| EA-32B1 ⁽³⁾ | Amfibolito | 7.537 | 38.272 | 0.1190 | 0.511561 | -21.02 | -4.97 | 2.38 | 1769 |
| CC-32B1 ⁽³⁾ | Amfibolito | 8.842 | 43.380 | 0.1232 | 0.511529 | -21.63 | -4.97 | 2.54 | 1769 |
| JV-23 ⁽³⁾ | Amfibolito | 4.540 | 18.793 | 0.1461 | 0.512037 | -11.72 | -0.25 | 2.26 | 1769 |
| JV-24 ⁽³⁾ | Amfibolito | 3.405 | 13.112 | 0.1569 | 0.512189 | -8.76 | +0.27 | 2.28 | 1769 |
| EA-32B ⁽³⁾ | Amfibolito | 7.537 | 38.272 | 0.1190 | 0.511561 | -21.02 | -3.40 | 2.38 | 1769 |
| EA-32C ⁽³⁾ | Amfibolito | 3.659 | 13.736 | 0.1610 | 0.512097 | -10.55 | -2.47 | 2.75 | 1769 |
| EA-49 ⁽³⁾ | Amfibolito | 5.740 | 23.142 | 0.1499 | 0.51225 | -7.57 | +3.74 | 1.88 | 1769 |
| EA-49D ⁽³⁾ | Granito | 3.271 | 15.815 | 0.1250 | 0.511877 | -14.84 | -0.24 | 1.99 | 1769 |
| EA-34 ⁽³⁾ | Amfibolito | 4.696 | 18.505 | 0.1534 | 0.512178 | -8.97 | +0.81 | 2.17 | 1769 |
| SERRA DA ALEGRIA SUITE | | | | | | | | | |
| JV-9 B ⁽¹⁾ | Anortosito | 2.180 | 9.586 | 0.1375 | 0.511792 | 16.5 | -2.19 | 2.5 | 1800 |
| JV-8 ⁽¹⁾ | Anortosito | 2.230 | 9.192 | 0.1468 | 0.511886 | 14.64 | -3.23 | 2.64 | 1788 |
| JV-7 ⁽¹⁾ | Gabro | 10.310 | 50.117 | 0.1243 | 0.511639 | 19.49 | -2.19 | 2.38 | 1800 |
| JV-14 ⁽¹⁾ | Anortosito | 0.680 | 3.330 | 0.125 | 0.511573 | 20.77 | -4.23 | 2.52 | 1800 |
| JV-7 A ⁽¹⁾ | Granófiro | 8.587 | 38.968 | 0.1332 | 0.51168 | 18.69 | -4.14 | 2.58 | 1800 |
| SERRA DA BOCAINA VOLCANICS | | | | | | | | | |
| DM-18A ⁽³⁾ | Riolito | 9.161 | 48.185 | 0.1149 | 0.511492 | -22.36 | -2.66 | 2.38 | 1877 |
| DM_18 B ⁽³⁾ | Riolito | 8.995 | 53.331 | 0.102 | 0.511498 | -22.25 | +0.58 | 2.10 | 1877 |
| JV-4 ⁽¹⁾ | Riodacito | 11.917 | 63139 | 0.1141 | 0.511561 | 21.01 | -2.04 | 2.26 | 1794 |
| ALUMIADOR SUITE | | | | | | | | | |
| EA_28 ⁽³⁾ | Granito | 6.016 | 34.487 | 0.1054 | 0.511367 | -24.79 | -2.93 | 2.35 | 1867 |
| EA-14B ⁽³⁾ | Granito | 3.788 | 21.263 | 0.1077 | 0.511702 | -18.25 | +3.08 | 1.91 | 1867 |
| DM_14 ⁽³⁾ | Granito | 19.000 | 89.111 | 0.1289 | 0.511926 | -13.9 | +1.73 | 1.99 | 1794 |
| RA-57 ⁽²⁾ | Granito | 23.384 | 109.424 | 0.1292 | 0.51165 | -19.27 | -3.34 | 2.53 | 1840 |
| RA-76 ⁽²⁾ | Granito | 4.415 | 23.360 | 0.1143 | 0.511426 | -23.64 | -4.20 | 2.49 | 1840 |
| RA-78 ⁽²⁾ | Leuc. gnaïsse | 1.526 | 93.260 | 0.0989 | 0.511152 | -28.99 | -5.91 | 2.53 | 1840 |
| JV-30 ⁽¹⁾ | Granito | 3245 | 19.633 | 0.999 | 0.511414 | 22.88 | -0.68 | 2.17 | 1867 |
| PASSO BRAVO PROVINCE | | | | | | | | | |
| RA-111 ⁽²⁾ | Leuc. gnaïsse | 2862 | 12.555 | 0.1379 | 0.511869 | -15.00 | -1.13 | 2.37 | 1850 |
| RA-114 ⁽²⁾ | Granito porf. | 7990 | 41.311 | 0.1170 | 0.511648 | -19.31 | -0.50 | 2.20 | 1850 |
| PORTO MURTINHO COMPLEX | | | | | | | | | |
| EA-105A ⁽³⁾ | Granito | 2147 | 12.601 | 0.1030 | 0.511329 | -25.53 | -2.82 | 2.35 | 1890 |
| EA-105 ⁽³⁾ | Gabro | 2.840 | 7.946 | 0.2160 | 0.513084 | 8.7 | +4.24 | 2.47 | 1819 |
| FM-26 ⁽³⁾ | Gabro | 2.384 | 10.648 | 0.1353 | 0.511706 | -18.19 | -2.74 | 2.60 | 1969 |
| FM-11 ⁽³⁾ | Gabro | 3.067 | 14.486 | 0.1280 | 0.511722 | -17.88 | -0.75 | 2.34 | 1941 |
| FM-03 ⁽³⁾ | Gnaïsse | 3.197 | 21.104 | 0.0916 | 0.511653 | -19.22 | +7.01 | 1.72 | 1941 |
| EA-102 B ⁽³⁾ | Gabro | 3.038 | 11.129 | 0.165 | 0.512355 | -5.53 | +2.18 | 2.14 | 1819 |
| EA-101 A ⁽³⁾ | Pegmatito | 2.615 | 14.679 | 0.1077 | 0.511493 | -22.4 | +0.47 | 2.22 | 2070 |
| JV-01D ⁽¹⁾ | Gnaïsse | 5.011 | 31.760 | 0.0954 | 0.511047 | 31.04 | -5.70 | 2.57 | 1950 |
| JV-15 ⁽¹⁾ | Gnaïsse | 8.860 | 51.350 | 0.1043 | 0.512247 | 27.58 | -4.47 | 2.53 | 1950 |

Amostras analisadas na Universidade de Brasília, dados obtidos de Lacerda Filho *et al.*, (2006)⁽¹⁾

Cordani *et al.*, (2010)⁽²⁾ este trabalho⁽³⁾

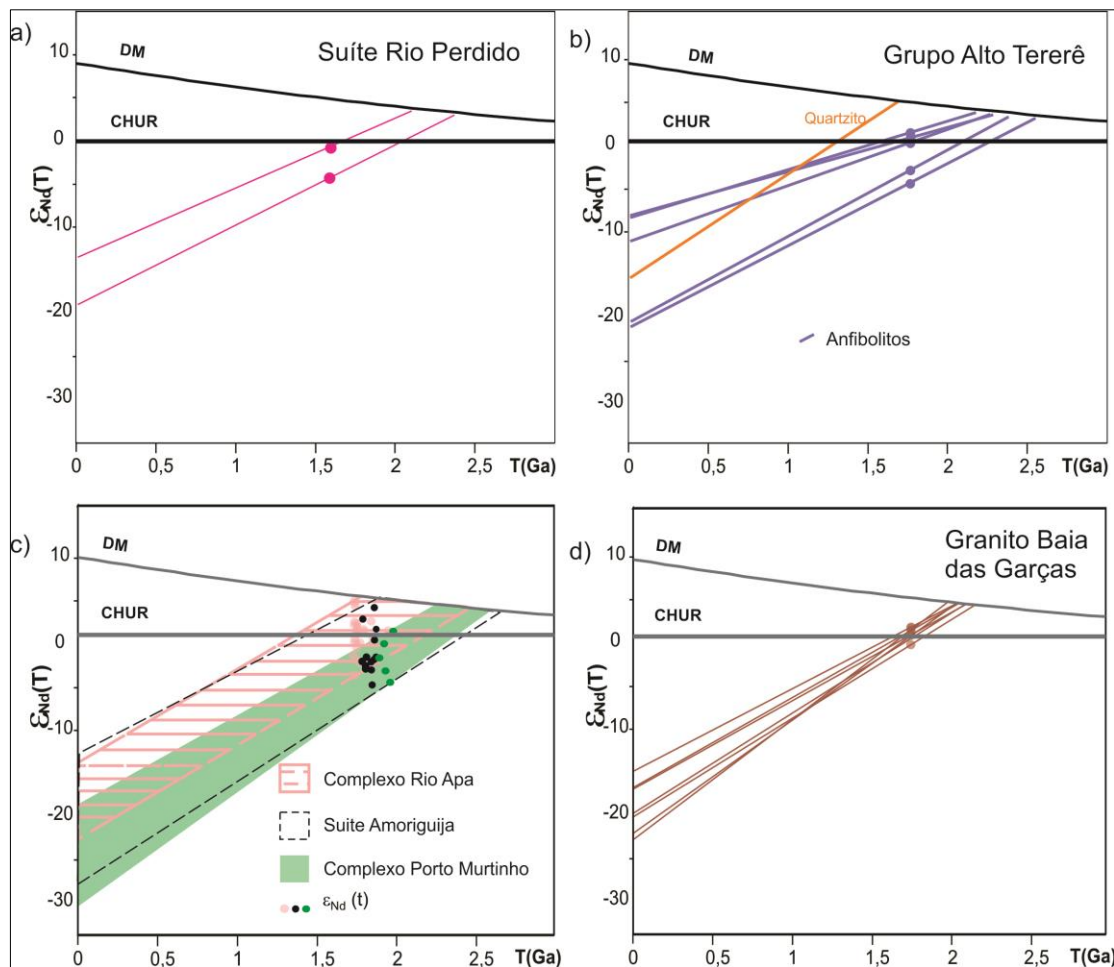


Figura 0.24. Diagrama de evolução isotópica das rochas do Bloco Rio Apa ϵ_{Nd} versus T_{DM} . (a) Enxame de dique da Suíte Rio Perdido; (b) Rochas suprarustais do Grupo Alto Tererê; (c) Rochas do Complexo Porto Murinho, Suíte Amoriguijá e Complexo Rio Apa; (d) Rochas graníticas Baía das Garças individualizadas no Complexo Rio Apa.

4.4.2.4. Interpretação dos resultados

Com base nos dados geocronológicos obtidos neste trabalho e na literatura (Lacerda Filho *et al.*, 2010; Cordani *et al.*, 2010; Plens *et al.*, 2013; Brittes *et al.*, 2013; Remédio *et al.*, 2013; 2014; Faleiros *et al.*, 2014; 2015), sugere-se agrupar as rochas graníticas e vulcânicas do Bloco Rio Apa em cinco episódios magmáticos, com idades Orosiriano/Estateriano entre (1,94 e 1,71 Ma) relacionados a evolução do arco magmático Amoguijá: (i) Granitos Chatelodo, Morro da Lenha e Piatã (1941-1890 Ma) representam o estágio inicial dos granitos do arco Amoguijá; (ii) 1880-1830 Ma (Granito Alumiador, Aquidabã, Serra Verde, Rio Areia, Passo Bravo e vulcânicas félsicas associadas Formação Serra da Bocaina). Estes dois episódios iniciais são intrusivos nas rochas do embasamento Complexo Porto Murinho; (iii) 1790-1770 Ma (Granitos Santo Antônio, Tamanduá, Scardini e Gnaisses Caracol); (iv) 1760-1750 Ma (Granitos Baía das Garças, Rio Apa); (v) 1740-1716 Ma (Granitos Baía das Garças 2, Santa Clarinha, Espinilho e Sanga Bonita) (Figura 4.25).

O magmatismo máfico é representado pelo Gabro Matão (1969 Ma), Gabro Anortosito Serra da Alegria (1791 Ma), anfíbolitos do Grupo Alto Tererê (1769 Ma) e associado aos estágios finais, diques básicos da Suíte Rio Perdido (1589 Ma).

As idades U-Pb de grãos detríticos de zircão do Grupo Alto Tererê revelaram idade máxima de sedimentação de 1773 Ma, enquanto os do Grupo Amolar indicam máxima idade de deposição em 1709 Ma.

Os dados analíticos ^{40}Ar - ^{39}Ar $1302\pm 41\text{Ma}$ obtidos neste estudo, juntamente com dados anteriores (Cordani *et al.*, 2010; Araújo *et al.*, 1982; Lacerda Filho *et al.*, 2004; 2015) (Figura 4.26), mostram ampla distribuição regional, com valores entre 1290 e 1302 Ma, confirmando a existência de expressivo evento deformacional na área do Bloco Rio Apa, acompanhado de metamorfismo regional na fácies xisto verde alto, com evidências de retrometamorfismo, desenvolvido entre 1,3-1,2 Ga, relacionado aos efeitos da orogenia San Ignácio. Estes dados são confirmados por datações U-Pb em monazita $1308\pm 40\text{ Ma}$ e U-Pb em zircão $1327\pm 14\text{ Ma}$.

As idades modelo Sm-Nd do Bloco Rio Apa, compiladas (Lacerda Filho *et al.*, 2006; Cordani *et al.*, 2006), reunidas às análises realizadas neste trabalho (Figura 4.27), mostram uma dispersão de valores T_{DM} entre 1,67 e 2,9 Ga ($\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre -4,95 e +3,87), sugestivos de processo de contaminação crustal na geração destas rochas.

A Figura 4.28, mostra a distribuição dos dados Rb-Sr e K-Ar compilados dos trabalhos de Araújo *et al.* (1982) e Cordani *et al.* (2010). Os dados K-Ar exibem variação entre 1374 e 1367 Ma, com valores médios em torno de 1,3 Ga, corroborando o expressivo evento deformacional que afetou a região; valor de 853 Ma foi encontrado em rochas básicas na porção norte do bloco (Araújo *et al.*, 1982). Os resultados Rb-Sr mostram variação de 1440 a 1835 Ma, com valores concentrados em torno de 1670 Ma (Cordani *et al.*, 2010), sugerindo a existência do primeiro evento deformacional e metamórfico regional de médio a alto grau, responsável pela homogeneização isotópica de Sr nas rochas da região, ressaltando que na porção sul, como pode ser visualizado no mapa (Figura 4.28), as rochas granito-gnáissicas da Província Passo Bravo, com idades 1,82-1,83 Ga, não exibem evidências deste processo. Entretanto apresentam resultados ^{40}Ar - ^{39}Ar 1,3-1,2Ga (Cordani *et al.*, 2010), relacionado ao segundo evento deformacional.

Os dados U-Pb em zircão e monazita, Rb-Sr, K-Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar , reunidos neste estudo confirmam o registro de dois importantes eventos tectono-metamórficos no Bloco Rio Apa: (i) ~1670 Ma, marcado por homogeneização isotópica regional associada a tectônica dúctil, com metamorfismo de médio a alto grau; (ii) ~1300 Ma, caracterizado por aquecimento regional associado a deformação progressiva de caráter dúctil de baixo ângulo, proveniente de esforços

compressivos com transporte tectônico dominado por cavalgamentos em direção a oeste, relacionado à Orogenia San Ignácio.

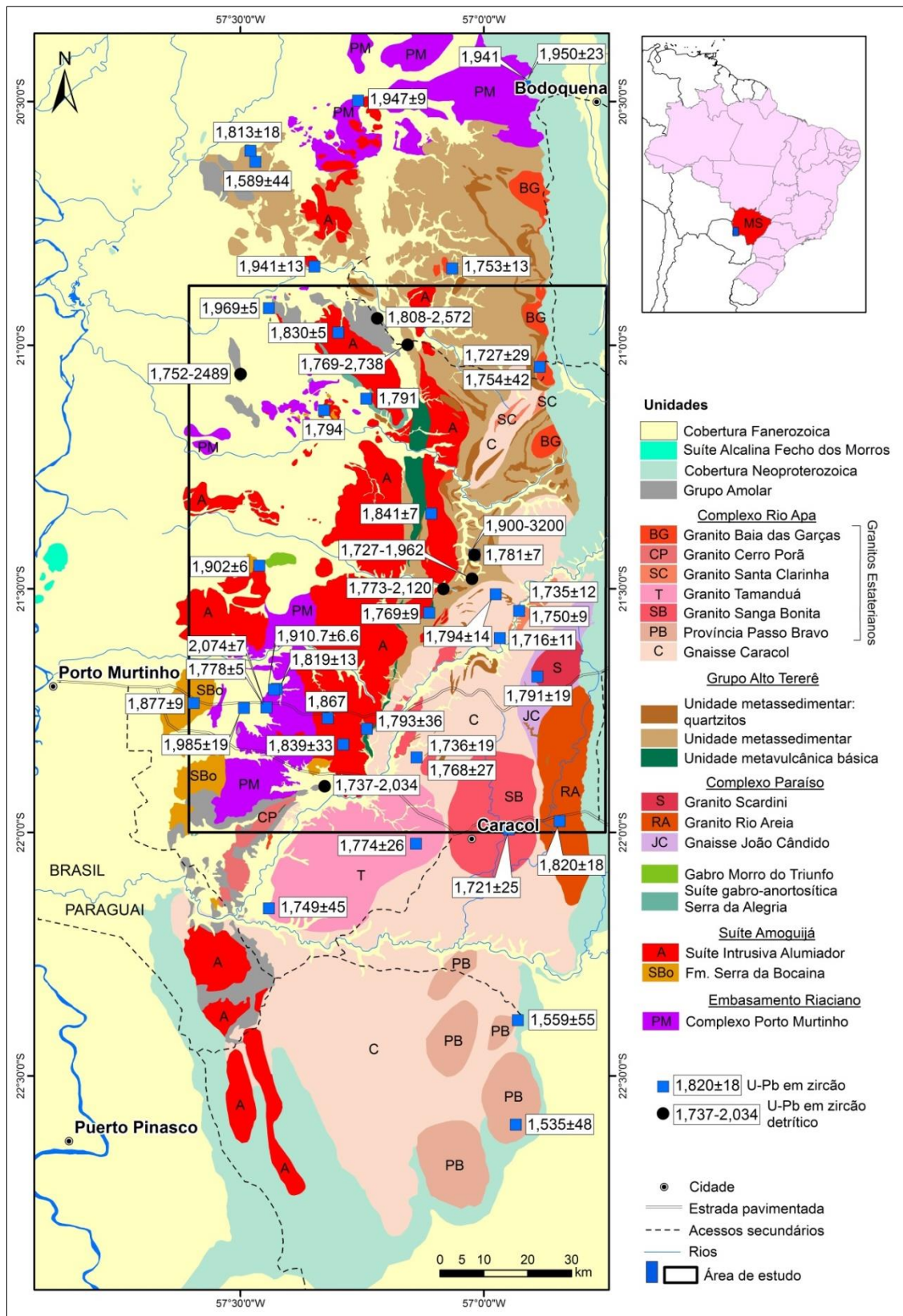


Figura 0.25. Mapa geológico simplificado do Bloco Rio Apa, Mato Grosso do Sul e norte do Paraguai, mostrando a distribuição dos resultados das amostras datadas pelo método U-Pb, adaptado de [Lacerda Filho et al., \(2006\)](#); [Cordani et al. \(2010\)](#); [Remédio et al. \(2013\)](#); [Pavan et al. \(2014\)](#); [Faleiros et al. \(2014\)](#).

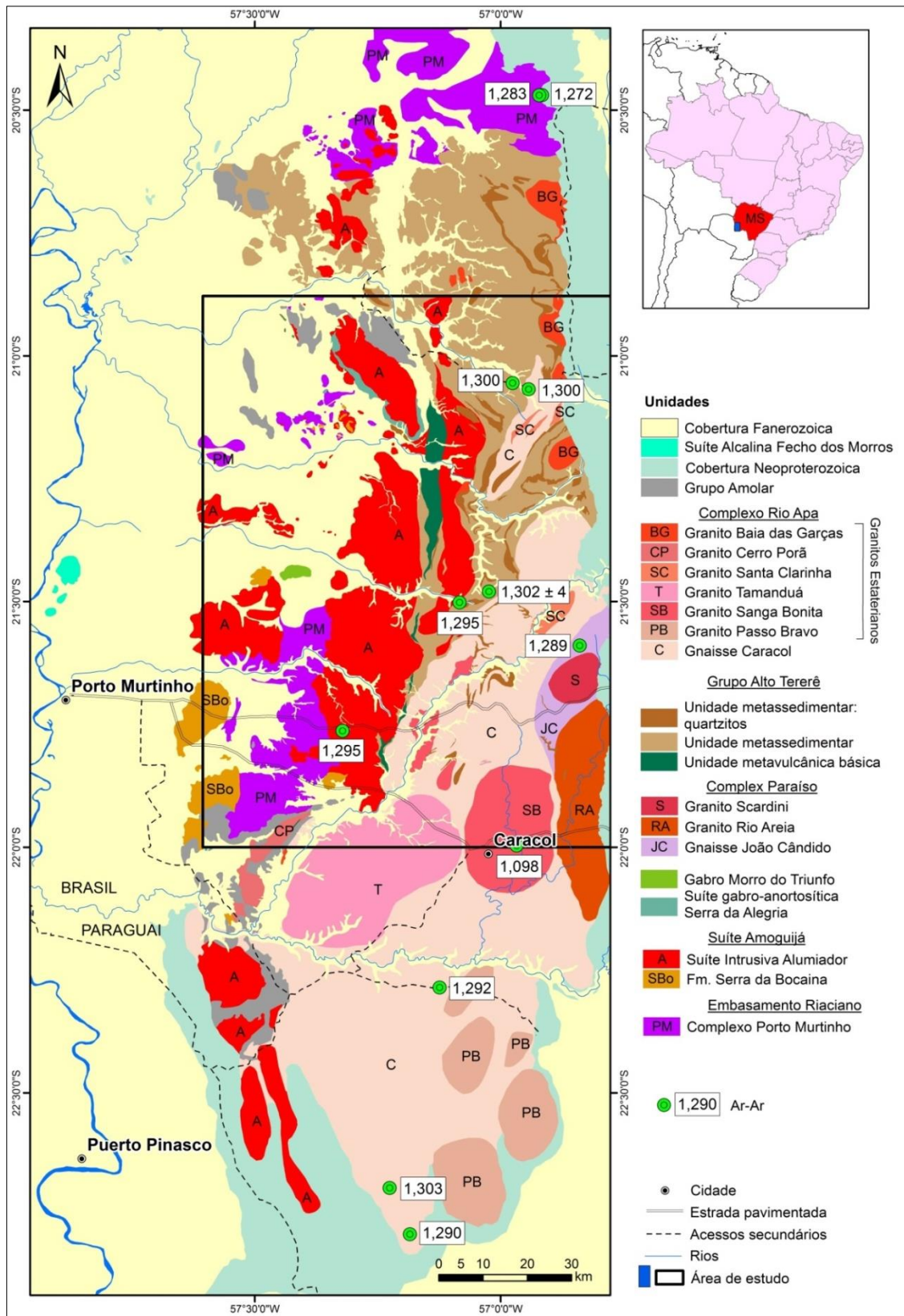


Figura 0.26. Mapa geológico simplificado do Bloco Rio Apa, mostrando a distribuição dos resultados das amostras datadas pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar , adaptado de Lacerda Filho *et al.* (2006); Cordani *et al.* (2010); Remédio *et al.* (2013); Pavan *et al.* (2014); Faleiros *et al.* (2014).

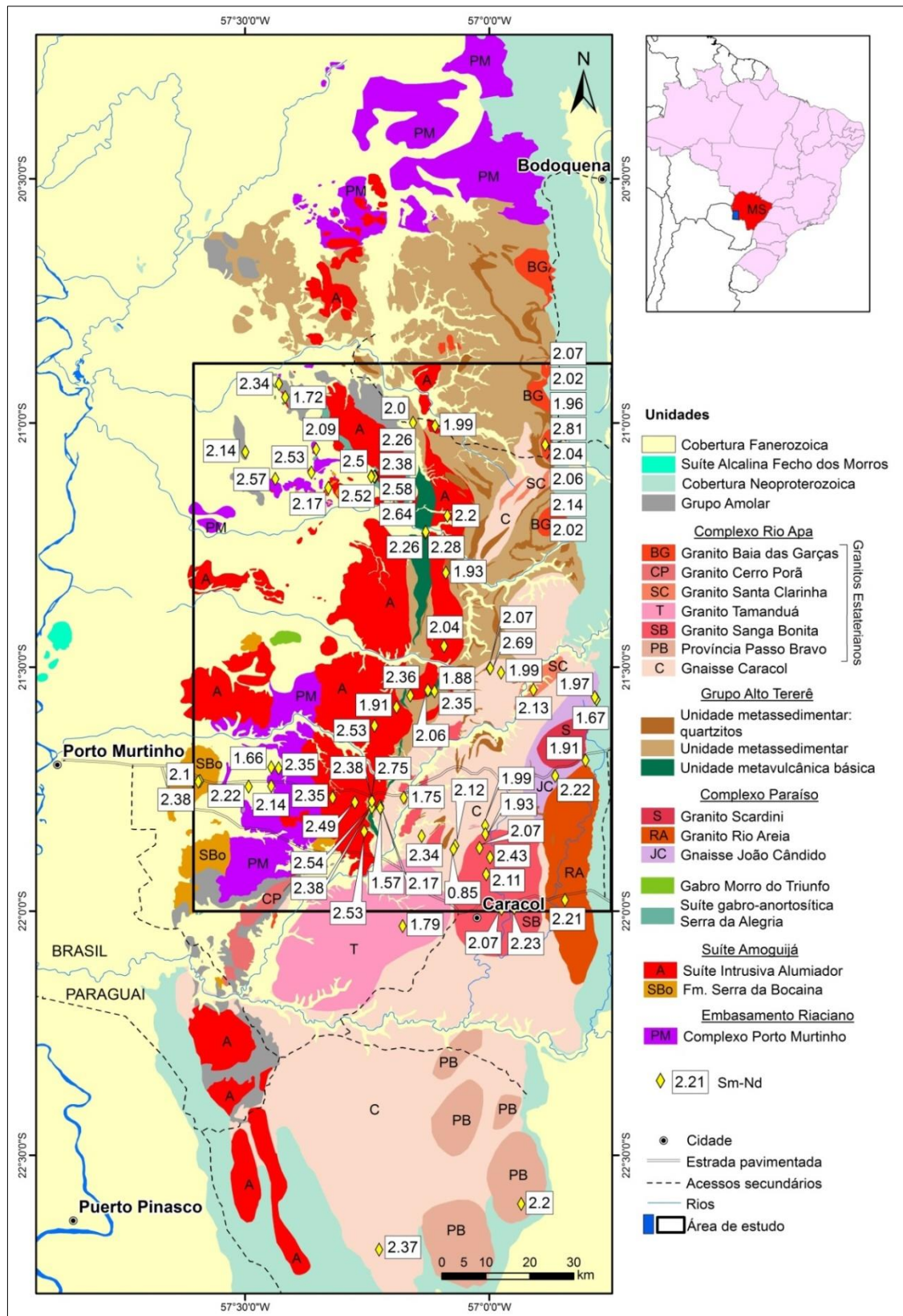


Figura 0.27. Mapa geológico simplificado do Bloco Rio Apa, mostrando a distribuição dos resultados das amostras datadas pelo método Sm-Nd, adaptado de Lacerda Filho *et al.* (2006); Cordani *et al.* (2010); Remédio *et al.* (2013); Pavan *et al.* (2014); Faleiros *et al.* (2014).

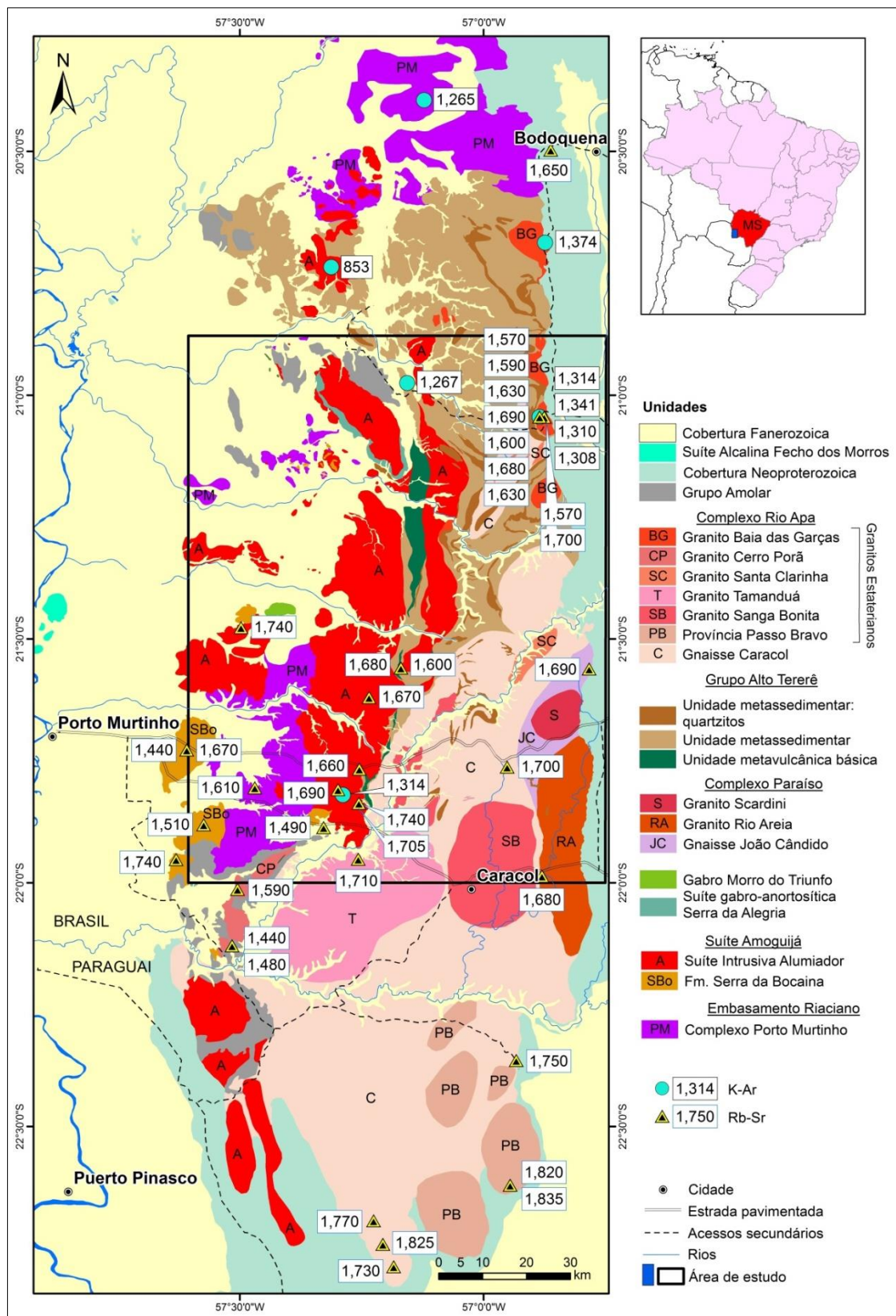


Figura 0.28. Mapa geológico simplificado do Bloco Rio Apa, mostrando a distribuição dos resultados das amostras datadas pelos métodos K-Ar e Rb-Sr. Fonte: *Lacerda Filho et al. (2006); Cordani et al. (2010); Remédio et al. (2013); Pavan et al. (2014); Faleiros et al. (2014).*

4.4.3. Aspectos deformacionais e metamorfismo

A estruturação do Bloco Rio Apa é resultante de processos orogênicos Estateriano superior/Ectasiano provenientes de esforços compressivos relacionados a dois principais episódios deformacionais. Sua evolução tectônica consiste na superposição de eventos deformacionais cuja estruturação é marcada pela individualização em três domínios lito-estruturais.

Domínio 1 - Encontrado nas rochas do embasamento Orosiriano/Riaciano é caracterizado por um bandamento gnáissico marcado por forte anisotropia das rochas do embasamento Complexo Rio Porto Murquinho, assinalado principalmente por uma foliação milonítica de alto ângulo com mergulho para leste. Associados são observados dobramentos isoclinais e transposição. Esta deformação tem caráter dúctil gerada a partir de esforços compressivos E-W em níveis estruturais inferiores. Localmente observa-se superposição de foliação de baixo ângulo com vergência para W, relacionada a eventos posteriores.

Domínio 2 - Ocorre no âmbito das rochas graníticas e vulcânicas representado pelo batólito Alumiador, Formação Serra da Bocaina, Intrusão Gabro-Anortosítica Serra da Alegria e corpos graníticos e vulcânicos intrusivos no embasamento. Exibe uma tectônica rúptil caracterizada pelo desenvolvimento de fraturas e falhamentos verticais NW-SE, NE SW, e subordinadamente, E-W sub-horizontal. No limite leste, contato com as rochas do Complexo Rio Apa, o Granito Alumiador encontra-se cisalhado.

Domínio 3 - É assinalado por tectônica dúctil de baixo ângulo, com vergência para oeste, encontrada nas rochas do Grupo Alto Tererê e do Complexo Rio Apa. Os principais marcadores cinemáticos estão representados por foliação milonítica com mergulhos suaves para leste e conspícua lineação de estiramento com caimento em baixo ângulo também para leste, que indicam transporte tectônico de leste para oeste. Relacionado a esta tectônica são identificadas idades metamórficas 1308 ± 39 Ma, U-Pb em monazita (Lacerda Filho *et al.*, 2015), obtidas em rochas metassedimentares do Grupo Alto Tererê, confirmadas por dados Ar-Ar 1302 ± 4 Ma em gnaiss do Complexo Rio Apa, obtidos neste estudo, que representam evidências de atuação do evento Rondoniano-San Ignácio na região (Figura 4.25).

Os processos deformacionais mais expressivos foram identificados em todos os domínios analisados e se desenvolvem no Ectasiano (1,3 Ga), durante o evento metamórfico deformacional San Ignácio, envolvido na montagem do supercontinente Rodinia.

Na porção sudeste da área ocorre retro-empurrões com foliação de baixo ângulo com vergência contrária e movimentação para E-NE, associados a zonas de cisalhamento

transcorrente/transpressivo de direção NE. Nos estágios tardios observa-se localmente a presença de falhas extensionais.

Os modelos deformacionais propostos para o Bloco Rio Apa, sugerem que a tectônica de baixo ângulo esteja relacionada aos efeitos da deformação brasileira (Correa *et al.*, 1976; Godoi e Martins, 1999; Godoi *et al.*, 2001; Godoy *et al.*, 2009), entretanto, os dados aqui apresentados juntamente às observações em campo, demonstram que as rochas do Bloco Rio Apa foram preservadas da deformação Brasileira.

Os dados de campo, petrografia, juntamente à assinatura química, isotópica e geocronológica e os aspectos deformacionais sugerem que as rochas do Bloco Rio Apa se desenvolveram em ambiente de arco magmático acrescionário, apresentando granitogênese associada aos diversos estágios da evolução do Arco Amoguijá (Suíte Amoguijá e Complexo Rio Apa), com a fase extensional de bacia de back arc desenvolvida durante o Estateriano-Calimiano representado pelas rochas do Grupo Alto Tererê e fechamento do orógeno em torno de 1680 Ma (Lacerda Filho *et al.*, 2015) com estruturação final marcada pela deformação San Inácio, 1,3 Ga Figura 4.29.

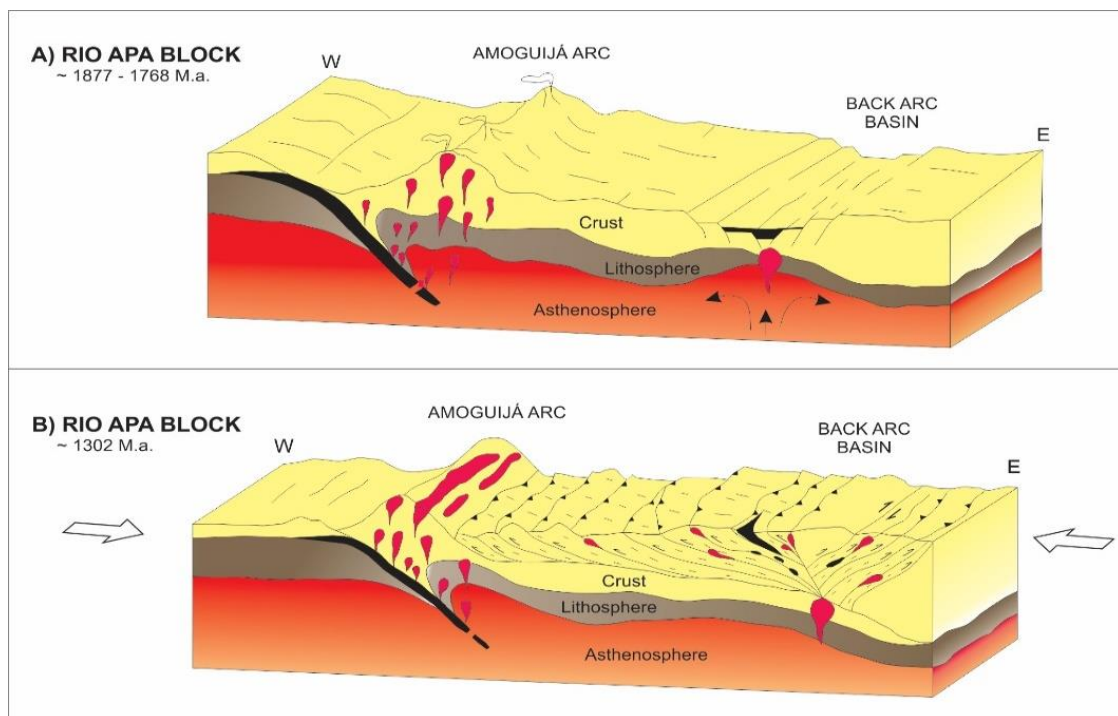


Figura 0.29. Modelo esquemático para a evolução do Bloco Rio Apa, mostrando os estágios evolutivos do Arco Amoguijá, com a estruturação de fechamento, promovida pela deformação Rondoniano-San Inácio.

4.4.4. Inferências Geotectônicas

Os processos de construção do Bloco Rio Apa iniciaram com a formação dos gnaisses do Complexo Porto Murtinho constituído por paragneisses e rochas plutônicas desenvolvidas entre 2,1 e 1,9 Ga, que constituem o embasamento regional.

Intrusiva nestes gnaisses ocorre uma granitogênese associada aos processos orogênicos acrescionários envolvidos na montagem do Arco Magmático Amoguijá (1,87 a 1,72 Ga), representadas pelas rochas da Formação Serra da Bocaina e Granitos Alumiador (1,87 -1,83 Ga) e intrusões básicas gabro-anortosíticas (Serra da Alegria, Morro do Triunfo), 1,79 Ga. Exibem características químicas calcialcalinas, de médio a alto K, meta a peraluminosos, sin-colisionais.

Na evolução deste orógeno ainda ocorrem as rochas do Grupo Alto Tererê, constituído de rochas metassedimentares e anfibolitos, desenvolvidos em ambiente extensional de bacia de reto arco (1.76 Ga) (Lacerda Filho *et al.*,2015). Essa rochas são intrudidos por granitos tardi a pós-colisionais a anorogênicos tipo A que constituem o Complexo Rio Apa.

Os processos dinâmicos que operaram durante os estágios extensionais e compressionais deste orógeno promoveram importante evento metamórfico em 1,67 Ma e culminou com o fechamento final durante a orogênese Rondoniano-San Ignacio, 1,3 Ga. Os registros apontam para uma significativa produção de crosta juvenil relacionada à evolução do Bloco Rio Apa durante o Paleoproterozoico (1,87 a 1,72 Ga).

Este conjunto orogênico é correlacionado aos eventos tectôno-magmáticos reconhecidos no norte de Mato Grosso atribuídos ao Arco Magmático Juruena (Souza *et al.*, 2005). Entretanto, a posição paleogeográfica do Bloco Rio Apa e suas relações com diferentes segmentos cratônicos paleoproterozoicos adjacentes encontrados na América do Sul (Rio de La Plata, Pampia e Arequipa-Antofalla), envolvidos na montagem do Supercontinente Columbia, ainda é uma questão em discussão devido à carência de dados geocronológicos e paleomagnéticos dos terrenos paleoproterozoicos da porção sul da Plataforma Sulamericana (Lacerda Filho *et al.*, 2013).

Registros de rochas paleoproterozóicas foram identificados no embasamento da porção sudeste do Terreno Paraguá no sudeste da Bolívia, representado pelo granito Correraca com idades U-Pb em zircão de 1925 ± 32 Ma e 1894 ± 13 Ma (Vargas Matos *et al.*, 2010; 2011), que seriam coevas às rochas do Bloco Rio Apa, apesar de serem intrudidas por suítes graníticas mais jovens 1,3 Ga (Santos *et al.*, 2008; Teixeira *et al.*, 2010).

Na análise comparativa entre as rochas do Arco Magmático Amoguijá e Arco Magmático Juruena (Tabela 4.7), constataram-se correspondências, litológicas, químicas, geocronológicas e estruturais, sugerindo possíveis correlações entre estes segmentos crustais, envolvidos na

montagem do Supercontinente Columbia. Baseado nos dados obtidos admite-se enquadrar o Bloco Rio Apa como um segmento do Cráton Amazônico, no âmbito da Província Geocronológica Rio Negro-Juruena (Tassinari e Macambira, 1999).

Idades metamórficas M_1 Rb-Sr 1635 ± 39 Ma foram obtidas no Granito Baía das Garças (Cordani *et al.*, 2010) e idades Rb-Sr ~ 1670 Ma, são relacionadas ao primeiro evento metamórfico encontrado na área.

O segundo evento metamórfico encontrado no Bloco Rio Apa é caracterizado por idades $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 1308 ± 40 Ma e U-Pb em zircão 1327 ± 14 Ma encontradas nos gnaisses do Complexo Rio Apa, U-Pb em monazita 1308 ± 40 Ma em xistos do Grupo Alto Tererê, no âmbito do Bloco Rio Apa, são atribuídas ao segundo evento sendo correlacionáveis com idades encontradas no Arco Magmático Juruena M_1 U-Pb 1653 ± 42 Ma (Souza *et al.*, 2005), em anfibolito do Complexo Nova Monte Verde e idades metamórficas mais jovens M_2 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ (Bt) 1331 ± 7 Ma (Silva e Abram, 2008) obtidas no Granito Apiacás com idade de cristalização U-Pb 1784 ± 21 (Souza *et al.*, 2005).

A continuidade dos terrenos orosirianos até a região de Corumbá, no norte do Mato Grosso do Sul, é admitida com base na presença do Granito Taquaral, encontrado no embasamento das rochas da Faixa Paraguai, com idade U-Pb (SHRIMP) em zircão de $1861 \pm 5,3$ Ma (Redes, 2015), e idades Sm-Nd T_{DM} entre (2,32 e 2,25 Ga), valores negativos $\epsilon Nd(t)$ (-1,48 e -1,28), sugerindo envolvimento de material crustal na sua gênese, reforçando a ideia de continuidade para norte das rochas do Bloco Rio Apa.

A presença de expressivas coberturas cenozoicas e a carência de dados aerogeofísicos adequados tem dificultado a correlação destes setores do Cráton Amazônico. Entretanto, os dados obtidos demonstram que esta correlação é coerente com a continuidade dos terrenos paleoproterozoicos até a área em estudo.

Tabela 0.7. Correlação entre os arcos Amoguijá e Juruena.

| ARCO MAGMÁTICO AMOGUIJÁ | | | | ARCO MAGMÁTICO JURUENA | | | |
|--|------------|--|-----------------------------|---|-----------|---|-----------------------------|
| Unidades Estratigráficas | Idade(Ma) | Idade Metamorfica (Ma) | Assinatura geoquímica | Unidade Estratigráfica | Idade(Ma) | Idade Metamorfica (Ma) | Assinatura geoquímica |
| Vulcanismo Básico Extensional | Age(Ma) | | | Vulcanismo Básico Extensional | | | |
| Suíte Rio Perdido | 1589± 44 | | Magmatismo básico toleítico | Intrusiva básica Guadalupe | 1435±5 | | Magmatismo básico toleítico |
| Magmatismo pos orogenico | | | | Magmatismo pos orogenico | | | |
| Granito Baia das Garças | 1754±42 | | calci-alkalino alto K | Granito Teles Pire | 1764±16 | | calci-alkalino alto K |
| Grupo Alto Tererê | 1769±9 | | | Grupo Roosevelt / Seq. São Marcelo Cabeça | 1.762 ±6 | | |
| Magmatismo sin a pós orogenico | | | | syn-post orogenic magmatism | | | |
| Complexo Rio Apa | | | calci-alkalino alto K | Complexo Juruena | | | calci-alkalino alto K |
| Granito gnaiss : (Caracol, Santa Clarinha, Cerro Porã, Sanga Bonita) | 1781-1721 | M ₂ - 1302±4 M ₁ - 1670 | | Granite-gneiss : (Vitória, Apiacás, São Pedro, São Romão, Nova Monte Verde, Vespo, Teles Pires, Zé do Torno, Nova Canaã) | 1785-1743 | M ₂ - 1331±7 M ₁ - 1653±42 | |
| Granito Scardine | 1791 ± 19 | | | | | | |
| Granito Fa. Santo Antônio | 1794±-14 | | | | | | |
| Granito Rio da Areia | 1820±18 | | | | | | |
| Granito Córrego Servo | 1841±7 | | | | | | |
| Provincia Passo Bravo | 1839±33 | | | | | | |
| Magmatismo sin orogenico | | | | Magmatismo sin orogenico | | | |
| Suíte Amoguijá: Gr Alumiador, Fm. Serra da Bocaina | 1877-1794 | | calci-alkalino alto K | Suítes: Juruena, Paranaita, Colider | 1848-1791 | | calci-alkalino alto K |
| Embasamento | | | | Embasamento | | | |
| Complexo Porto Murtinho | 2.074-1941 | | calci-alkalino | Complexo Cuiú-Cuiú | 1992±7 | | calci-alkalino |
| | | | | Complexo Bacarei- Mogno | 2243±13 | | |

Fonte: (Lacerda Filho *et al.*, 2010; Cordani *et al.*, 2010; Faleiros *et al.*, 2015; Souza *et al.*, 2005, Silva e Abram, 2008) e este estudo.

4.5. Discussões

A reconstrução do Bloco Rio Apa envolve o entendimento dos segmentos que compõem este terreno Paleoproterozoico e o seu significado na evolução do Cráton Amazônico, bem como sua relação com os diferentes segmentos cratônicos existentes na América do Sul, (Rio de La Plata, Pampia e Arequipa-Antofalla), considerados como blocos independentes durante o Paleoproterozoico e envolvidos na construção do supercontinente Columbia. Diversos estudos vêm sendo propostos por Ramos *et al.* (2010); Casquet *et al.* (2012); Cordani *et al.* (2010); Lacerda Filho *et al.* (2013). Geralmente o estabelecimento das conexões entre esses segmentos cratônicos é complexa e é necessária a utilização de procedimentos analíticos que possibilitem estas correlações. Os novos dados aqui apresentados visam contribuir para o melhor entendimento da evolução deste terreno.

Nas primeiras tentativas de compartimentação do Bloco Rio Apa, baseando-se em propriedades litoestratigráficas, estruturais, geoquímicas e geocronológicas, Lacerda Filho *et al.* (2006) reconhecem quatro compartimentos geotectônicos neste segmento crustal: (i)

Remanescente de Crosta Oceânica (2,2 a 1,95 Ga); (ii) Arco Magmático Rio Apa (1,95 a 1,87 Ga); (iii) Arco Magmático Amoguijá (1,87 a 1,75 Ga); (iv) Intrusivas Básicas (1,78 Ga).

A compartimentação do Bloco Rio Apa em dois segmentos denominados blocos oriental e ocidental com história evolutiva distintas, limitados por zona de sutura N-S, é proposta por [Cordani et al. \(2010\)](#), baseado em idades modelo Sm-Nd, homogeneização isotópica e metamorfismo, sugerindo que estes blocos já estavam unidos durante o segundo evento metamórfico de baixo grau, 1300 Ma, que aqueceu a região 350-400°C.

[Faleiros et al. \(2015\)](#) baseado em novos dados geocronológicos sugerem que o terreno que constitui o Bloco Rio Apa pode ser subdividido em três terrenos maiores (ocidental, oriental e sudeste) e sugere que as rochas do Grupo Alto Tererê podem representar prima acrescionário retrabalhado. Entretanto, com outra interpretação, [Lacerda Filho et al. \(2014\)](#) e neste estudo, admitem que as rochas do Grupo Alto Tererê constituem uma sequência metavulcanossedimentar formada em ambiente de bacia de retro-arco.

Baseado nos dados petrográficos, estruturais, geoquímicos, isotópicos e geocronológicos, reavaliados e obtidos neste estudo, é apresentada uma nova estruturação para o Bloco Rio Apa, representado por uma sucessão de eventos magmáticos, individualizados em três principais segmentos: ocidental, central e oriental, caracterizados por rochas geradas em diferentes estágios da evolução do Arco Magmático Amoguijá e seu embasamento.

O setor ocidental compreende as rochas do embasamento constituído pelo Complexo Porto Murinho e granitos e rochas vulcânicas da Suíte Amoguijá (Granito Alumiador, Formação Serra da Bocaina). O segmento central é representado pelo Grupo Alto Tererê e pelas rochas do Complexo Rio Apa, desenvolvidas em ambiente de *back arc*. O segmento oriental é constituído pelas rochas gnáissicas João Candido e pelos granitos Rio Areia e Sardini, com idades em torno de 1,9 Ga e características de granitos anorogênicos, separados do Complexo Rio Apa por zona de cisalhamento de direção NE.

As rochas que compõem os segmentos ocidental e central constituem compartimentos do Arco Magmático Amoguijá, gerados entre 1,88 e 1,72 Ga e justapostos tectonicamente. Em termos de natureza e idade podem ser correlacionadas as rochas do Arco Juruena, enquanto granitos e gnaisses do embasamento no segmento ocidental (1,9 Ga) parecem corresponder às rochas do Arco Magmático Cuiú-Cuiú, situadas no norte do Mato Grosso e sul do Pará ([Souza et al., 2005](#)).

Na avaliação dos dados disponíveis e as características das unidades descritas no Bloco Rio Apa, constatou-se uma proliferação de nomes de unidades litoestratigráficas. Buscou-se,

portanto, estabelecer um reordenamento estratigráfico e geotectônico no sentido de proporcionar avanço no entendimento dos processos envolvidos na história evolutiva deste segmento crustal.

Neste estudo são reconhecidos no Complexo Porto Murinho ortognaisses de composição tonalítica a granítica compostos por plagioclásio, quartzo, biotita, clorita e magnetita, com metamorfismo progressivo de fácies anfíbolito e retrometamorfismo na fácies xisto verde, parcialmente migmatizados, com intercalações de anfíbolito. [Faleiros et al. \(2014\)](#) identificam neste complexo a presença de paragnaisses associados a rochas do embasamento Porto Murinho, com zircões detríticos de (1,9 a 3,2 Ga, U-Pb SHRIMP).

Os dados U-Pb LA-ICPMS em zircão, obtidos neste estudo nos ortognaisses tonalíticos do Complexo Porto Murinho (EA-102 A, 1989 ± 15 Ma) são compatíveis com os valores obtidos por [Faleiros et al. \(2014\)](#) para zircões detríticos de gnaisses deste complexo, confirmando idade Orosiriana para a formação destes gnaisses. Também foram encontrados granitos intrusivos nestes gnaisses que apresentaram idades compatíveis com a evolução deste complexo representado pelo Granito Piatã, EA-105 A, que revelou idades U-Pb em zircão de 1892 ± 31 Ma e $1877,8 \pm 8,3$ Ma.

As idades obtidas nos diques básicos que cortam estes gnaisses do embasamento revelaram valores de 1819 ± 13 Ma e $1778 \pm 5,8$ Ma, que sugerem a possibilidade de existir duas gerações de enxames de diques na região ou tratar-se de zircões herdados nas amostras analisadas, o que fica evidente quando comparados com os resultados obtidos por [Faleiros et al. \(2014\)](#), em amostra de dique de gabronorito encontrados na área (U-Pb SHRIMP 1589 ± 44 Ma), que são coerentes com as idades das rochas interceptadas por este enxame de diques.

A idade do vulcanismo Formação Serra da Bocaina, U-Pb $1877,8 \pm 8,3$ Ma, obtida neste estudo, confirma os dados obtidos por [Brittes et al. \(2013\)](#) (Pb-Pb $1.877,3 \pm 39$ Ma.), sugerindo que estas rochas são ligeiramente (40 Ma) mais velhas que as rochas graníticas Alumiador e foram geradas principalmente entre 1840 e 1830 Ma, constatando-se que ambas encontram-se intrusivas no Complexo Porto Murinho.

A idade deposicional e o posicionamento estratigráfico das rochas do Grupo Alto Tererê, principalmente em relação às rochas do Complexo Rio Apa, tem sido motivo de controvérsias, devido à intensa deformação e transporte tectônico que afetou estas unidades, que ocorrem na porção oriental do Bloco Rio Apa. A utilização de estudos geocronológicos U-Pb, Sm-Nd e de proveniência dos metassedimentos e as relações de campo ([Lacerda Filho et al., 2015](#)), permitiram estabelecer que as rochas do Grupo Alto Terrê, formadas em ambiente de bacia de *back arc*, U-Pb 1769 ± 9 Ma, são mais antigas que as rochas gnáissicas do Complexo Rio

Apa, com idades U-Pb 1780-1716 Ma e de idades T_{DM} entre 2,36 e 1,75 Ga e valores de $\epsilon Nd(T)$ entre -4,83 e +3,87.

No Complexo Rio Apa, foram reconhecidos vários corpos graníticos de composição granítica, monzonítica a granodiorítica, cálcio-alcálicos, médio a alto K, meta- a peraluminosos preservados dos efeitos de deformacionais, no conjunto de gnaisses e granitoides miloníticos deste complexo (granitos Sanga Bonita, Tamanduá, Santa Clarinha, Baía das Garças, gnaisses Rio Apa indiferenciados, Leucognaisses Caracol e granitos e gnaisses da Província Passo Bravo), que se estendem até o norte do Paraguai, na região da Colônia Felix Lopes. Na porção norte deste complexo, é identificada uma série de corpos de biotita granitos róseos tipo A, denominados Granito Baía das Garças com idades U-Pb, 1754 a 1727 Ma, e intrusivos nas rochas do Grupo Alto Tererê (Cordani *et al.*, 2010).

Na porção sudeste do Bloco Rio Apa foram identificados gnaisses e plútons graníticos com idades mais antigas que as rochas Grupo Alto Tererê representados por gnaisses e granitos, individualizados no Complexo Paraíso (granitos Scardine, U-Pb 1820 ± 18 Ma e Rio Areia, U-Pb 1791 ± 19 Ma (Remédio *et al.* (2014)).

A unidade Amolar mostra padrões de idades U-Pb de zircões detríticos entre 1709 - 2572 Ma que sugerem áreas fontes próximas e idade máxima de deposição em torno de 1709Ma.

Estas rochas foram inicialmente atribuídas a Formação Urucum do Grupo Alto Paraguai (Correia Filho e Martins, 1981). Exibem baixo grau metamórfico e ainda preservam estruturas sedimentares primárias. Ocorrem em uma faixa alongada desde a região norte nas proximidades do Rio Aquidabã, folha Aldeia Tomazia até a região da Cachoeira do Rio Apa, prosseguindo até o Paraguai onde recebe a denominação de Grupo San Luis (Wiens, 1984; Fúlfaro & Palmieri, 1986). Estas rochas foram interpretadas por Faleiros *et al.* (2014) como Formação Naitaca, incluindo intercalações de corpos de rochas metavulcânicas, com meta-andesito basáltico com idade 1813 ± 18 Ma, U-Pb SHRIMP, metadacito e metarriolito. Esta idade é similar às encontradas nas rochas vulcânicas da Formação Serra da Bocaina e de diques básicos encontrados no embasamento. As contradições em relação às idades encontradas e a similaridade das características litológicas e ambientais, superposição com área de ocorrência do Grupo Amolar, não justificam a criação de uma nova unidade estratigráfica.

Relacionado aos eventos extensionais tardios é identificado enxame de diques e *sills* máficos Calimianos, constituídos por diabásio e gabro cinza-esverdeados, granulação fina a média, isotropos, de afinidade toleítica intraplaca da Suíte Rio Perdido (Ruiz *et al.* 2010), datados em 1589 ± 44 Ma, U-Pb SHRIMP, (Faleiros *et al.*, 2014), com ampla distribuição na área, afetando a maioria das unidades litoestratigráficas do Bloco Rio Apa, limitados aos terrenos

paleoproterozoicos do embasamento da Faixa Paraguai, conforme atestado pelos dados aerogeofísicos.

A história evolutiva deste bloco é caracterizada por uma sucessão de eventos magmáticos acrescionários. Baseado nos dados levantados são reconhecidos diversos segmentos envolvidos na edificação do Arco Amoguijá (Orosiriano-Estrateriano), durante montagem do supercontinente Columbia. A estruturação final é resultado de inversão nas condições geodinâmicas, com desenvolvimento de processos de encurtamento crustal no Ectasiano (1,3 Ga), durante o evento metamórfico deformacional San Ignácio, como parte do amálgama do supercontinente Rodinia.

Estas informações aliadas aos dados de campo, petrografia e deformacionais juntamente às assinaturas química, isotópica e geocronológica do Bloco Rio Apa permitiram estabelecer um modelo de evolução para este segmento crustal entre 1,87 e 1,33 Ga. Os estágios iniciais da evolução do Arco Amoguijá são marcados pela geração da suíte homônima e a fase extensional de bacia de *back arc* desenvolvida durante o Estateriano, representada pelas rochas do Grupo Alto Tererê. O fechamento do orógeno ocorreu em torno de 1680 Ma (Lacerda Filho *et al.*, 2015). A estruturação final marcada pela deformação San Ignácio mostra idade de 1,3 Ga.

4.6. Conclusões

O Bloco Rio Apa constitui segmento crustal Paleoproterozoico da porção meridional do Cráton Amazônico, resultante de processos orogenéticos acrescionários desenvolvidos no Orosiriano/Estateriano, onde são identificados três segmentos distintos: ocidental, central e oriental, ligados à evolução do Arco Magmático Amoguijá. Sua estruturação é marcada por atividades termo-tectônicas paleo-mesoproterozoicas e, de certa forma, foi preservada dos processos deformacionais neoproterozoicos.

Os novos dados geológicos, químicos e geocronológicos, permitiram reordenamento estratigráfico/geotectônico do Bloco Rio Apa, e sugerem um modelo de evolução para este segmento crustal da porção meridional do Cráton Amazônico, envolvendo formação de crosta juvenil em associação com processos de retrabalhamento crustal.

As características químicas, petrográficas e geocronológicas sugerem que as rochas do Complexo Porto Murtinho e do Complexo Rio Apa, constituem grupos de rochas quimicamente distintos e relacionados a processos diferenciados de evolução crustal.

Neste sentido as rochas do Complexo Porto Murtinho constituem o embasamento, a Suíte Amoguijá, rochas sincolisionais do Arco Magmático Amoguijá e do Complexo Rio Apa,

representado por granitos tardi-orogênicos a anorogênicos tipo A da fase final de evolução deste arco.

A interpretação dos resultados isotópicos sugere que o principal período de geração de crosta continental no Bloco Rio Apa é Paleoproterozoico (Orosiriano–Estateriano), no qual ocorreram diferentes episódios de formação de crosta juvenil em associação com intenso processo de retrabalhamento crustal.

Os padrões aerogeofísicos mostram a presença na área de conjuntos de corpos graníticos individualizados no Complexo Rio Apa e a distribuição dos diques básicos confirmados neste estudo.

A estruturação atual do Bloco Rio Apa é resultante de tectônica compressional promovida pela inversão nas condições geodinâmicas, com desenvolvimento de processos de encurtamento crustal que culminou no Ectasiano (1,3 Ga), durante o evento metamórfico deformacional da Orogenia San Ignácio, como parte do amálgama do supercontinente Rodinia. Esta deformação é acomodada através de sistemas de cavalgamentos de baixo ângulo que promoveu imbricamento das rochas do Complexo Porto Murtinho e do Grupo Alto Tererê sobre os granitos da Suíte Alumiador.

Análise comparativa sugere que as rochas do Arco Magmático Amoguijá são coevas e mostram características similares às rochas do Arco Magmático Juruena, no norte do Mato Grosso.

4.7. Agradecimentos

Agradecemos a Universidade de Brasília, Universidade Federal de Mato Grosso, e a CPRM - Serviço Geológico do Brasil, o apoio técnico do Laboratório Geocronologia da Universidade de Brasília.

CAPÍTULO 5 - ARTIGO 02

Palaeoproterozoic tectonic evolution of the Alto Tererê Group, southernmost Amazonian Craton, based on field mapping, zircon dating and rock geochemistry

Lacerda Filho, J.V.^{*ab}, Fuck, R.A.^b, Ruiz, A.S.^c, Dantas, E.L.^b, Scandola, J.E.^a, Rodrigues, J.B.^a,
Nascimento, N.D.C.^d

^a CPRM - Geological Survey of Brazil;

^b Geoscience Institute, University of Brasília (Universidade de Brasília – UnB);

^c Department of General Geology, ICET, UFMT (Instituto de Ciências Exatas e da Terra da
Universidade Federal de Mato Grosso);

^d Institute of Engineering – Mining Engineering - UFMT

Abstract

New geochemical and geochronological U-Pb and Sm-Nd data from amphibolites of the Alto Tererê Group, which are of Palaeoproterozoic age, are presented. The amphibolites are exposed in the central-eastern portion of the Rio Apa Block, southern Amazonian Craton, Mato Grosso do Sul, Brazil, and are composed of hornblende, plagioclase, quartz, biotite, cummingtonite and epidote. The amphibolites are subdivided into three lithofacies: (i) thinly banded amphibolites (metabasalts), (ii) coarse- and medium-grained amphibolites with relic subophitic texture (metagabbros), and (iii) amphibolites with relic cumulate texture (metapyroxenites). Chemical data also suggest the subdivision of the amphibolites into three different types. These rocks yield a U-Pb zircon age of 1768 ± 6 Ma and are therefore older than rocks of part of the Rio Apa Complex. Their Sm-Nd model ages range between 2.89 and 1.88 Ga, and their $\epsilon_{Nd}(T)$ values range between -3.40 and +3.74. Chemical analyses of these rocks indicate SiO₂ concentrations between 45.23 and 50.65 wt.%, MgO concentrations between 4.34 and 8.01 wt.%, TiO₂ concentrations between 0.91 and 1.74 wt.%, weakly fractionated rare-earth

element (REE) patterns with mild depletion in heavy REEs, enrichment in large-ion lithophile elements (LILEs) and high-field-strength elements (HFSEs) negative Nb, Ta and Co anomalies, positive Ba and Pb anomalies, low Ce concentrations, high Rb/Y ratios and low Th/La and Hf/Sm ratios. These features reflect metasomatism of the mantle wedge produced by sediments from the subducted plate. Various degrees of melting mark the evolution of the parent basic magmas, although subordinate crustal contamination may also have occurred. The geochemical signature of the amphibolites corresponds to that of tholeiitic basalts generated in an extensional back-arc-basin environment. The deposition in the basin apparently ceased during the first episode of compression and deformation at approximately 1.68 Ga, and the main deformation was most likely related to the San Ignácio Orogeny, which dates to approximately 1.3 Ga.

Keywords: basic rocks, geochemistry, geochronology, Palaeoproterozoic back-arc, Alto Tererê Group

* Corresponding author at: Geological Survey of Brazil - CPRM, Setor Marista, 148. CEP 74170-110, Goiânia, GO, Brazil.

Tel.: 55 (62) 81341855

E-mail address: joffre.lacerda@cprm.gov.br

5.1. Introduction

Geotectonic environments related to the amalgamation of magmatic arcs in the southwestern Amazonian Craton include arc and back-arc basins and subordinate crustal recycling (Tassinari and Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2003, 2008; Ruiz, 2005; Cordani *et al.*, 2009, 2010; Teixeira *et al.*, 2010; Bettencourt *et al.*, 2010; Rizzotto and Hartmann, 2012; Rizzotto *et al.*, 2014; Scandolaro *et al.*, 2014). In accretionary arc environments, the production of continental crust with the rise and melting of mantle material caused by expending of converging plates is important (Taylor and McLennan, 1985; Condie and Chomiak, 1996; Patchett and Chase, 2002). The subducted lithosphere contributes material to the mantle, thereby generating a flow of hydrated fluids that promotes the partial melting of the mantle wedge above the

subduction zone (Pearce and Peate, 1995; Stolz *et al.*, 1996; Tatsumi, 2005; Scandolara *et al.*, 2014).

Most magmatic arc rocks have a characteristic geochemical signature and are primarily related to juvenile magmas, which are generated by partial melting of the mantle wedge. In general, these rocks are characterised by depletion in high-field-strength elements (HFSEs, for example, Nb and Ti) relative to large-ion lithophile elements (LILEs) and light rare earth elements (LREEs) (Kelemen *et al.*, 1990; Pearce and Peate, 1995; Stolz *et al.*, 1996; Münker *et al.*, 2004).

Understanding of the relationship of basins to arcs is important in assessing the magmatic processes associated with their corresponding subduction zone and in attempts to understand the evolution of these terranes and their metallogenetic potential. The Discrimination between terranes containing fore-arc or back-arc basins can be difficult due to the juxtaposition of distinct terranes and because both types of basins develop in converging geotectonic environments (Dickinson, 1974, 1976; Ingersoll, 1988) and are related to the evolution of magmatic arcs. Clastic sediments in a back-arc basin are derived both from the arc and from the continent and are deformed in a back-arc thrust belt when the basin is of a compressional (Coney, 1973) or back-arc type (Dickinson, 1974).

Given the complexity of back-arc basins, the systematic use of isotopic methods has been increasing in their investigation. Zircon provenance studies using isotopic methods (U-Pb and Sm-Nd) have provided support for identifying the source areas of the basin sediments, assessing the maturity of the detritus, delineating the boundaries of the basin deposition, identifying changes in the geotectonic regime and reconstructing the development of the palaeogeography (Bahlburg *et al.*, 2011; Drost *et al.*, 2011; Rodrigues *et al.*, 2012; Caxito *et al.*, 2014; Chen *et al.*, 2014; Puelles *et al.*, 2014; Zlatkin *et al.*, 2014).

The rocks in this investigation belong to the Alto Tererê Group, which is part of the Rio Apa Block (Figure 5.1a). Many geological evolution models include the Rio Apa Block in the Amazonian Craton (e.g., Almeida, 1964; Almeida *et al.*, 2000; Ruiz 2005; Lacerda Filho *et al.*, 2006, 2013; Cordani *et al.*, 2010), but it has also been suggested that this block is an allochthonous and isolated cratonic fragment that was accreted onto the edge of the Amazonian Craton during the collision that generated the Tucavaca Belt (Litherland *et al.*, 1986; Cordani *et al.*, 2005, 2009; Campanha *et al.*, 2010) or, alternatively, is part of another Palaeoproterozoic cratonic segment (e.g., the Mara Craton, Casquet *et al.*, 2012). Recent studies (Ruiz 2005; Lacerda Filho *et al.*, 2006; Cordani *et al.*, 2010) have confirmed the original conclusion by Almeida (1964), in which geologic and palaeogeographic evidence indicates the extension of the

Amazonian Craton to the Rio Apa Block (Figure 5.1). The basic rocks of the Alto Tererê Group were initially considered to be remnants of oceanic crust (Lacerda Filho *et al.*, 2006) or a possible suture between the eastern and western portions of the Rio Apa Block (Cordani *et al.*, 2010), thus highlighting the need for more-detailed study of these rocks.

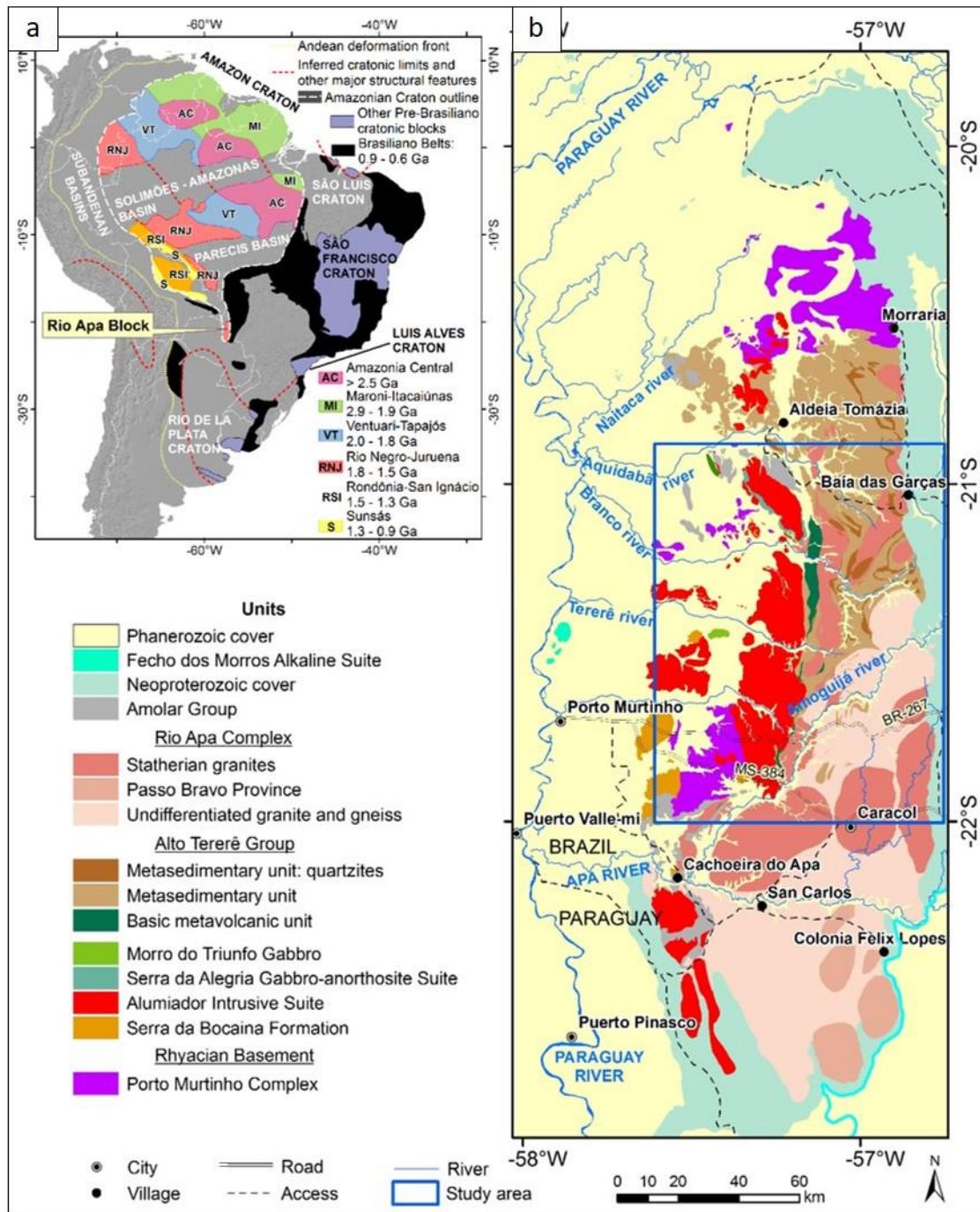


Figure 0.1. - Regional tectonic sketch and the studied area. (a) Amazonian craton, illustrating the location and approximate boundaries of the tectonic and geochronologic provinces (adapted from Tassinari and Macambira (1999); Cordani *et al.*, 2000); (b) Geology of the Rio Apa Block, (adapted from Lacerda Filho *et al.*, 2006; Cordani *et al.*, 2010).

The goal of this study is to develop an understanding of the geodynamic setting and tectonic significance of the Alto Tererê Group basic rocks based on petrographic, structural, geochemical, isotopic and geochronological data. The geochemical and isotopic characterisation of these basic rocks contributes to the understanding of the processes involved in the petrogenetic evolution of the Rio Apa Block in a regional context of the evolution of the Palaeoproterozoic terranes during the development of the Columbia Supercontinent.

5.2. Regional Geological Context

The Rio Apa Block is part of the southern portion of the Amazonian Craton and is exposed in Mato Grosso do Sul, Brazil, and northern Paraguay. This block constitutes the basement of the southern portion of the Paraguay Belt and is overlain by the Neoproterozoic pelitic-carbonate rocks of the Corumbá and Itapocumi Groups on the east and southwest, respectively. Westward block is overlain by Cainozoic sediments of the Pantanal Basin (Figure 5.1b).

The Rio Apa Block (was formed between 2.07 and 1.89 Ga), as the result of orogenic processes accretionary processes, including juvenile crust generation and crustal reworking, to the developments of the Amoguijá Arc.

In the western sector occur the gneissic rocks of the Porto Murtinho Complex, which was intruded by the rocks of the Amoguijá Suite comprising the volcanic rocks Serra da Bocaina Formation and Alumiador granites, Morro do Triunfo and Serra da Alegria intrusive suites and covered by the metasedimentary rocks of the Amolar Group. The eastern sector of the block consists of the Alto Tererê Group, Rio Apa Complex (Caracol Gneiss, Baía das Garças granite) and gneisses, granites and migmatites of the Paso Bravo Province in Paraguay (Table 5.1).

The tectonic and metamorphic structure of the block is due to orogenic events that occurred in the Rhyacian to Statherian. These events were related to accretionary processes in magmatic arcs, with U-Pb zircon ages between 2.07 and 1.71 Ga and T_{DM} model ages between 2.53 Ga and 1.91 Ga, $\epsilon Nd(t)$ -5.9 +3.70.

There is evidence of regional metamorphism associated with widespread regional isotopic homogenisation that occurred at approximately 1680 Ma. Ar-Ar and K-Ar dating provide evidence for a prominent regional thermal event at approximately 1.3 Ga (Cordani *et al.*, 2010), reflecting compressive tectonics associated with thrusting system and mass transport to the west (Godoi *et al.*, 1999, 2010; Lacerda Filho *et al.*, 2006). The block was preserved from the deformation related to evolution of the Paraguay Belt (Lacerda Filho *et al.*, 2013).

Table 0.1. Summary of the main geological characteristics and geotectonic environments of Rio Apa block.

| Crust formation event | Geological Unit | Lithological association | U-Pb age (Ma) | Metamorphic age (Ma) | Tectonic environment |
|-----------------------|--|--|-----------------------------------|------------------------|-----------------------|
| | Rio Perdido Suite | diabase and gabbro dikes | 1589 ⁽⁵⁾ | | extension |
| | Amolar Group | quartzite, conglomerate, sericite schist, phyllite and metasiltstone | | | intra arc basin |
| Amogujá magmatic arc | Rio Apa Complex | mylonitic gneisses (muscovite-biotite gneiss, hornblende biotite gneiss) and leucocratic granites | 1794-1721 ^(1, 2, 5, 6) | | post-collision |
| | Alto Tererê Group | garnet schist, chlorite-muscovite schist, kyanite-muscovite schist, quartzite, amphibolite, metagabbro | 1769 ⁽⁶⁾ | 1308±39 ⁽⁶⁾ | backarc basin |
| | Serra da Alegria and Morro do Triunfo intrusions | Anorthosite, gabbro | 1791 ⁽¹⁾ | | sin-post-collision |
| | Paso Bravo Complex | hornblende-biotite gneiss and migmatite | 1839 ⁽²⁾ | | sin-post-collision |
| | Amogujá Suite: | | 1877-1831 ^(1, 2, 4, 5) | | |
| | Alumiador Granite | Fine-to-medium-grained syeno- to monzogranites | 1839 ⁽²⁾ | 1670 ⁽²⁾ | sin-collision |
| | Serra da Bocaina Formation | rhyolite, ignimbrite, tuff | 1877 ⁽³⁾ | | arc-related volcanism |
| | Porto Murtinho Complex | banded gneiss, migmatite, amphibolite, gabbro | 1989-1941 ^(1, 5) | | basement |

Data compiled from (1) Lacerda Filho and others (2006), (2) Cordani and others (2010), (3) Pb-Pb zircon Brittes and others (2013), (4) U-Pb SHRIMP zircon Plens and others (2013), (5) U-Pb SHRIMP zircon Faleiros et al. (2015), (6) U-Pb zircon (this work)

The study area is located in the central portion of the Rio Apa Block, where rocks of the Alto Tererê Group and Rio Apa Complex are exposed (Figure 5.2).

Late extensional events are marked by a swarm of basic dikes and sills (gabbros and diabases) that trend east-west and northwest-southeast and have been assigned to the Rio Perdido Suite (Ruiz *et al.*, 2010a). They intrude the rocks in the western and eastern portions of the block but do not affect the Neoproterozoic rocks of the Paraguay Belt

Deformation of the Rio Apa Block is marked by folding and reverse faulting attributed to the San Ignacio events (ca. 1.3 Ga as indicated by Ar-Ar and K-Ar analyses (Araújo *et al.*, 1982; Lacerda Filho *et al.*, 2006; Cordani *et al.*, 2010). A few Ar-Ar age dates of 1,060 Ma from biotite (Cordani *et al.*, 2005) suggest an incipient effect of the Sunsás Orogeny, similar to that in the southwest portion of the Amazonian Craton (Tohver *et al.*, 2005; Rizzotto *et al.*, 2014).

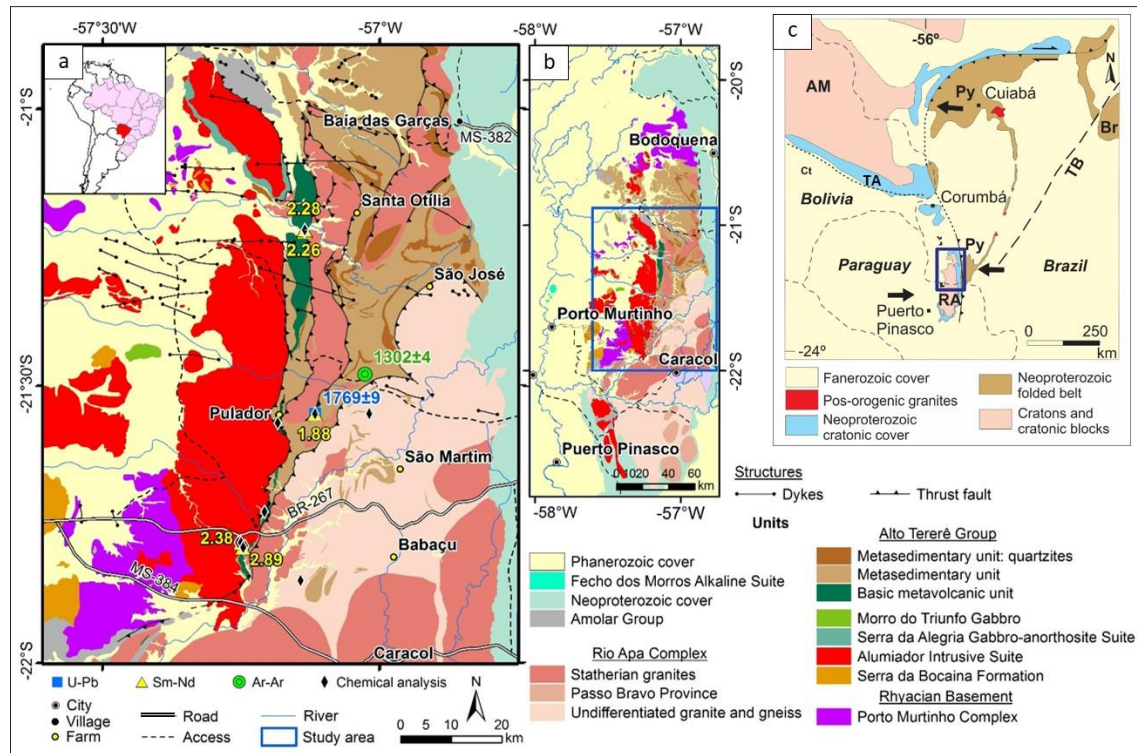


Figure 0.2. (a) Simplified geological map of the study area, central portion of the Rio Apa Block (location of analyze samples); (b) Geological Map of the Rio Apa Block; (c) Geotectonic context of the study area: AM-Amazonian Craton, RA-Rio Apa Block; PY-Paraguai Belt; Br-Brasília Belt, TA- Aulacogen Tucavaca (modified from Kröner and Cordani, 2003; Lacerda Filho *et al.*, 2006; Cordani *et al.*, 2009).

5.3. Local Geology

The Alto Tererê Group is characterised by amphibolites derived from basic tholeiitic metavolcanic rocks interspersed with aluminous metapelites exposed in the eastern portion of the Rio Apa Block (Lacerda Filho *et al.*, 2006). The amphibolites constitute a north-south-elongated belt that is approximately 30 km long by 2 km wide and borders the Alumiador Batholith (Figure 5.2). Amphibolites and greenish-gray schists bearing hornblenda, metagabbros and folded and mylonitised metapyroxenites predominate. They form a series of discontinuous outcrops, based on systematic geological mapping supported by aerogammaspectrometry and magnetometry data. The metasedimentary rocks comprise of garnet-muscovite-quartz schist, muscovite-quartz schist, biotite-quartz schist, quartzites and minor sillimanite-kyanite-staurolite schist with interlayered amphibolites, epidote-chlorite-actinolite schists and amphibole schists and are widely distributed in the north-eastern part of the block but are also present as enclaves in gneisses and granites of the Rio Apa Complex.

5.3.1. Amphibolites of the Alto Tererê Group

The mineralogic features and the interpretation of the protoliths of the basic rocks of the Alto Tererê Group are presented in Table 5.2. The rocks are foliated, and a few display preserved primary structures. Three lithofacies were identified: (i) fine-grained banded amphibolite (metabasalt); (ii) medium-grained amphibolite with relic subophitic texture (metagabbro) and; (iii) amphibolite with relic cumulate texture (metapyroxenite).

Table 0.2. Mineralogical characteristics and interpreted protolith of the main amphibole-rich rock types, Alto Tererê Group.

| Rock | Mineralogical composition | Protolith | Sample |
|---------------------------------|--|------------|--|
| Fine-grained banded amphibolite | Hornblende (30-40%) + plagioclase An40 (20-30%) + quartz (8-18%) + biotite and chlorite (<5%) ± cummingtonite ± epidote ± calcite ± talc ± titanite. | Basalt | EA-32,EA-32A, EA-32,EA-49, EA-52,EA-85 |
| Medium-grained amphibolite | Hornblende (25-35%) + epidote (40-50%) + quartz (15-20%) ± chlorite ± apatite ± titanite. | Qz-gabbro | EA-85A,EA-85B, EA-85C |
| Coarse-grained amphibolite | Hornblende (70-90%) + plagioclase (10-15%) + quartz (<5%) ± tremolite/actinolite ± epidote ± chlorite. | Pyroxenite | EA-32A ₁ ,EA-32B, EA-32B ₁ ,EA-52B |

5.3.2. Fine-grained banded amphibolites (metabasalts)

The fine-grained banded amphibolites (metabasalts) outcrop as flagstones and boulders, particularly in stream beds, such as in the Lajeado Spring, Primavera Farm (Figure 5.3a). They are dark greenish gray and very fine- to medium-grained and exhibit folded banding marked by interlayers rich in amphibole with nematoblastic texture and granoblastic quartz-feldspar bands (Figure 5.3c). They locally contain amphibole porphyroblasts. Folded quartz veins are arranged along the main foliation S_1 . Crenulation cleavage (S_2) is characterised by axial plane septa formed of biotite and chlorite (Figure 5.3b). The amphiboles are magnesian (hornblende and cummingtonite); they exhibit drop-like quartz, and a few are deformed, forming sigmoids. The plagioclase is andesine with albite and pericline polysynthetic twinning. The quartz forms millimetre-thick bands parallel to the S_1 foliation folded by D_2 and centimetre-thick veins intersecting the S_2 foliation. Accessory minerals consist of apatite needles, granular rutile, euhedral and secondary sphene, prismatic zircon and two generations of opaque minerals, with the second one associated with the crenulation cleavage of the D_2 phase. The hydrothermal alteration paragenesis is characterised by the formation of magnesian chlorite, talc, sericite,

epidote (pistacite, zoisite and clinozoisite), calcite, clay, prehnite, sphene and opaque minerals. The metamorphic peak is of amphibolites facies, which is marked by hornblende+andesine paragenesis related to the D₁ deformation phase, with retrometamorphism to greenschist facies, chlorite zone, characterised by the presence of biotite+chlorite+epidote+calcite and related to the D₂ deformation phase.

5.3.3. Metagabbros – amphibolites with relic subophitic texture

Metagabbros are present as blocks and boulders, are medium- to fine-grained and have well-defined foliation (Figure 5.3c). They are dominated by hornblende, quartz and epidote; intense epidotisation is the main feature of the rock. Epidote is present as poikiloblastic prisms or shapeless masses replacing plagioclase and hornblende. Hornblende displays light- to dark-green pleochroism (Figure 5.3d) and inclusions of epidote and drop-like quartz. Quartz forms polygonal aggregates with undulatory extinction (Figure 5.3d) and epidote inclusions. The accessory paragenesis is formed of apatite needles, sphene, zircon and opaque minerals.

5.3.4. Metapyroxenite – amphibolites with relic cumulate texture

The metapyroxenites are dark gray and are present in exposures as blocks and boulders with relic cumulate texture (Figure 5.3e). Cumulates are composed of medium- to coarse-grained amphibole and pseudomorphs after pyroxene. Intercumulus fine-grained and are composed of plagioclase, quartz and amphibole. The amphiboles are present as hornblende poikiloblasts, occasionally displaying fringes of tremolite/actinolite and integrating the matrix (Figure 5.3f). Deformation transformed the hornblende poikiloblasts into protomylonitic to mylonitic sigmoids, with the intercumulate material forming pressure shadows; these contain inclusions of plagioclase and drop-like quartz, suggesting excess silica in the replacement of pyroxene.

Accessory minerals are represented by sphene, rutile and opaque minerals, and the alteration paragenesis is represented by magnesian chlorite, tremolite/actinolite, sericite, clay and talc. Despite the advanced plagioclase alteration, the presence of hornblende suggests metamorphism of the amphibolite facies, and the albite+chlorite+tremolite/actinolite association indicates retrometamorphic conditions of the low greenschist facies associated with the second deformation phase D₂.

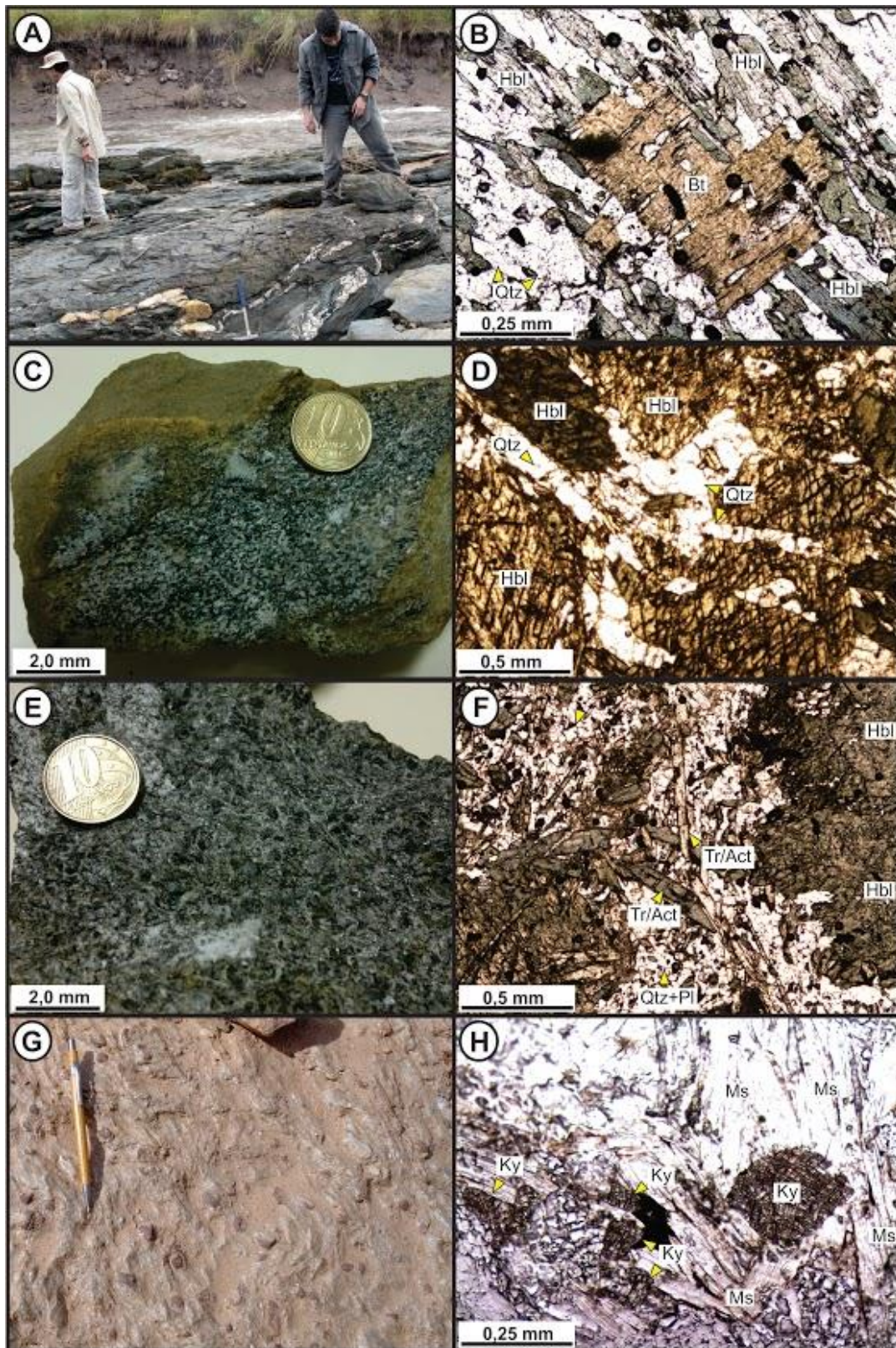


Figure 0.3. Photographs and photomicrographs of the High Tererê Group rocks: (a) amphibolite outcrop on the Córrego do Lajeado banks (EA-32) showing quartz veins folded along the foliation; (b) detail of the S_1 foliation formed by the orientation of hornblende, quartz and andesine cut by the foliation, this one S_2 represented mainly by biotite; (c) metagabbro sample with discrete foliation; (d) details of the amphibole and quartz polygonal aggregates; (e) metapyroxenite hand sample with reliquiar cumulate texture; (f) intercumulus detail of hornblende with fringed actinolite-tremolite; (g) garnet porphyroblasts in garnet-muscovite-quartz schist; (h) photomicrographs of garnet-kyanite-muscovite schist (MS-38).

5.3.5. Metasedimentary unit of the Alto Tererê Group

The metasedimentary rocks of the Alto Tererê Group are composed of garnet-kyanite-muscovite schist, muscovite-quartz schist, garnet-muscovite schist (Figure 5.3g), biotite-quartz schist, chlorite-muscovite-quartz schist, epidote-chlorite-quartz schist and muscovite quartzite metamorphosed to medium amphibolites facies, with retrometamorphism to greenschist facies, related to the D₂ deformation phase. They exhibit foliated and folded structure, are fine- to medium-grained and exhibit granolepidoblastic texture and essential paragenesis formed by quartz, muscovite, chlorite, kyanite and garnet, with zircon and epidote as accessory minerals (Figure 3h). Muscovite is the most abundant mineral along with quartz, and it is often present in the form of mica fish. Quartz is present in lenses oriented along the main foliation; the garnet is syn- to late -tectonic and can be euhedral. The quartzites are micaceous and light gray to white; they are present in metre- to tens-of-metres-thick layers or in thin lenses interspersed in mica schists. The texture is medium to fine-grained granoblastic, and the composition consists of quartz and muscovite, with biotite, epidote, zircon and opaque minerals as accessory minerals. The rocks of the Alto Tererê Group were intruded by the granitic rocks of the Rio Apa Complex, in which they are found as enclaves. A few schistose rocks, which were previously assigned to the Alto Tererê Group, are in fact the result of mylonitic processes during deformation (D₂), which has converted biotite granite gneiss into muscovite mylonites and muscovite schists in frontal ramps.

5.3.6. Deformation aspects

The rocks of the Alto Tererê Group are strongly deformed and metamorphosed to amphibolites facies and exhibit three progressive deformation phases with recumbent asymmetric folds (Lb₂ 20/175) related to the F₂ phase. This phase was responsible for the more-intense deformation, which was associated with low-angle thrust faults trending approximately north-south and with west/northwest vergence, which confirms the subordinate development of transcurrent shear zones and mylonitic deformation. The F₁ phase is characterised by schistosity (S₁), the axial planes of recumbent isoclinal folds (Lb₁ 10/090). The S₂ foliation is formed by biotite, chlorite, epidote and calcite in the metabasic rocks and chlorite, muscovite, quartz and sericite in the metasedimentary rocks, indicating retrometamorphism to greenschist facies associated with thrust faults, although kyanite and biotite are present locally, possibly due to the previous phase. The F₃ phase generated crenulation cleavage and smooth undulations, with open folds (Lb₃ 5/105) and a general east-west orientation without alteration in the mineral paragenesis.

Associated with these deformation processes there is evidence of regional metamorphism at approximately 1680 Ma (Araújo *et al.*, 1982; Cordani *et al.*, 2009). However, the most-important tectonic metamorphic structure occurred at approximately 1300 Ma, as indicated by Ar-Ar and K-Ar analyses (Araújo *et al.*, 1982; Lacerda Filho *et al.*, 2006; Cordani *et al.*, 2010), possibly related to the San Ignácio Orogeny.

5.4. Analytical Procedures

Following field mapping, a total of 29 rock samples (21 basic rocks, 6 schists, 2 quartzites) were studied. All rocks are from the Alto Tererê Group and were described under the petrographic microscope. The basic rocks were analyzed for major and trace elements, including REEs, and also isotopes of U-Pb (2 samples) and Sm-Nd (6 samples). Detrital zircon from the schists (2 samples) were analyzed for U-Pb isotopes (Annex 1). The preparation of the samples for chemical analyses consisted of pulverisation to the 150 mesh size in an agate mill at the Geosciences Laboratory of the Federal University of Mato Grosso - UFMT). The major and minor element concentrations in the whole rock were determined by emission spectrometry (ICP), and the trace element and REE concentrations were determined by mass spectrometry (ICP-MS) at Acme Analytical Laboratories Ltd.

The U-Pb isotopic analyses were conducted at the Geochronology Laboratory of the University of Brasília (Universidade de Brasília - UnB) following the procedures of Bühn *et al.* (2009) and using conventional crushing methods (500 µm), gravimetric concentration by panning, a Frantz isodynamic separator and manual separation under a binocular magnifying lens. The separated zircon and monazite grains were cold-mounted in epoxy resin, ground and polished for exposure of the insides of the grains and cleaned in a bath of diluted (3%) nitric acid solution, in Nanopure® water in an ultrasound bath and in acetone to extract any residual moisture.

The isotopic measurements were conducted by laser ablation-multiple collector-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS) in a Neptune (Thermo-Finnigan) device coupled with a Nd-YAG ($\lambda=213$ nm) Laser Ablation System (New Wave Research, USA). The ablation of the grains was performed using 25-40 micrometer spots. The vaporised material was carried by He (~0.40 L/min) and Ar (~0.90 L/min) flows. The GJ-1 international standard and the PAD-1 internal standard were used in the analyses. The data were acquired in 40 cycles of 1-second duration. The data collection procedure followed this reading sequence: 1 blank, 1 standard, 4 samples, 1 blank and 1 standard. The intensities of the ^{202}Hg ,

$^{204}\text{(Pb+Hg)}$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th and ^{238}U masses were determined at each reading. To measure the analytical quality, systematic analyses were conducted throughout the day using international zircon standard 91500 or internal standard PAD-1.

The processing of the raw data, which included corrections for blanks, the equipment threshold and common lead, was performed in an EXCEL spreadsheet that was prepared in the laboratory. The uncertainties associated with the ratios shown in the tables are of 1σ , expressed as percentages. The software ISOPLOT 3.0 was used in the calculation of the ages (Ludwig, 2003).

The Sm-Nd isotopic analyses were conducted in the Geochronology Laboratory of the UnB, following the method described by Gioia and Pimentel (2000). The ratio readings were performed in a Finnigan MAT 262 multicollector mass spectrometer in static mode. The uncertainties of the Sm/Nd and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are less than $\pm 0.5\%$ (2σ) and $\pm 0.005\%$ (2σ), respectively, based on repeated analyses of international standards BHVO-1 and BCR-1. The $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios were normalised as a function of the $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.7219. The T_{DM} values were calculated using the DePaolo (1981) model.

5.5. Results

5.5.1. U-Pb zircon in basic rocks

Isotopic U-Pb compositions of zircon crystals were obtained from two samples of basic rocks from the Alto Tererê Group (Figures 5.4a, b).

Sample EA-49 is a dark-green-gray amphibolite that was foliated and folded into asymmetric folds with westward vergence and is exposed near the Santa Otilia Farm. The texture is nematoblastic and fine- to medium-grained, and the rock is composed of hornblende, plagioclase and biotite, with sphene, apatite, zircon and epidote as accessory minerals. The zircon crystals are short bipyramidal prisms ($<60\ \mu\text{m}$); a few contain inclusions near the core and a few fractures. The backscattered electron image (Figure 5.4a) shows discrete oscillatory zoning structureless areas with lobate and sinuous edge, as well as ghost texture, indicating local recrystallization and probably isotopic disequilibrium. The isotopic analyses are consistent (Table in Appendix), and the regression indicates an upper intercept of $1769 \pm 9\ \text{Ma}$ and Pb loss for the present day (Figure 5.4a). This result is interpreted as the rock crystallisation age. The anomalous data from crystal 16 may be due to isotopic disequilibrium.

Amphibolite sample EA-32 was collected from an outcrop at Primavera Farm, near highway BR-267 (Figure 5.4b). The rock is folded and foliated and is composed of hornblende,

plagioclase and biotite. Zircon, apatite and opaque minerals are the accessory minerals. The rock crystals are small to medium (approximately 80 to 150 μm) and prismatic with bipyramidal ends and can be broken or slightly rounded. The backscattered electron image (Figure 5.4b) shows varying internal structure: there are crystals with discrete oscillatory zoning and others that are homogeneous, contain abundant fractures or are porous.

The analysis of the crystals yielded ages ranging between ~ 1900 and 2100 Ma but without any correlation with their morphologic types. The ages appear to be grouped into three sets: 1973 ± 36 , 1983 ± 7 and 2032 ± 19 Ma (Figure 5.4b). The diversity of morphological types of the analysed crystals and discrepancy with the results from the other samples of the Alto Tererê Group suggest that the zircon grains from amphibolite EA-32 are exotic and were incorporated into the parental magma upon its passage through and emplacement in the crust.

5.5.2. U-Pb zircon in metasedimentary rocks of the Alto Tererê Group

Zircon grains from two samples of sedimentary rock of the Alto Tererê Group were analysed using the U-Pb method.

Sample DM 22A is a garnet-muscovite schist interlayered with quartzites. The zircon grains are prismatic to rounded and show evidence of transport. They measure from ~ 80 to 300 μm and display fractures and inclusions in varying proportions. In the backscattered electron image (Figure 5.4c), diverse internal structures are observed: it is possible to identify crystals with oscillatory zoning, homogeneous areas and homogeneous or zoned edges of various widths. The ages are grouped into three main sets of 1728, 1837 and 1962 Ma (Figure 5.4c). The main peak is the youngest age, which is interpreted as the maximum age of rock deposition.

Zircon overgrowths were also analysed. These display homogeneous internal structures and low Th/U ratios, which implies that they are of metamorphic origin. The ratios between the uranium and lead isotopes exhibit a certain degree of dispersion (yellow dots in Figure 5.4c), which did not allow for an accurate calculation of the age, although the data distribution in the concordance diagram suggests an event near 1350 Ma.

Monazite grains were analysed; these are dark-yellow crystals or fragments (approximately 200 μm) that are transparent and clear. The isotopic compositions of these crystals are very similar and exhibit a low degree of discordance. The regression of all the data indicates an upper intercept of 1308 ± 39 Ma, which is considered to be the best estimate of the metamorphic age of the rock, despite the large uncertainty (Figure 5.4c). This age most likely represents the cooling of the San Inácio event.

Sample EA-04 consists of garnet-muscovite schist with interlayered quartzite. The zircon grains are short to long bipyramidal prisms with varying degrees of roundness; a few contain abundant fractures and/or inclusions. The predominant internal structure is oscillatory zoning; many homogeneous crystals are observed (Fig. 5.4d). Sixty-one crystals were analysed; data from twenty-four of these were discarded due to the high degree of discordance or analytical error. The ages obtained from the set ranged from 1700 to 2100 Ma, with peaks at 1773, 1840, 1912, 2017 and 2120 Ma (Fig.5.4d). The youngest peak (1773 Ma) represents the maximum age of sedimentation, which is consistent with the results from sample DM-22A. Three crystals yielded ages younger than 1773 Ma. These crystals suggest the presence of a younger rock among the debris sources, but this small set of data was not statistically significant.

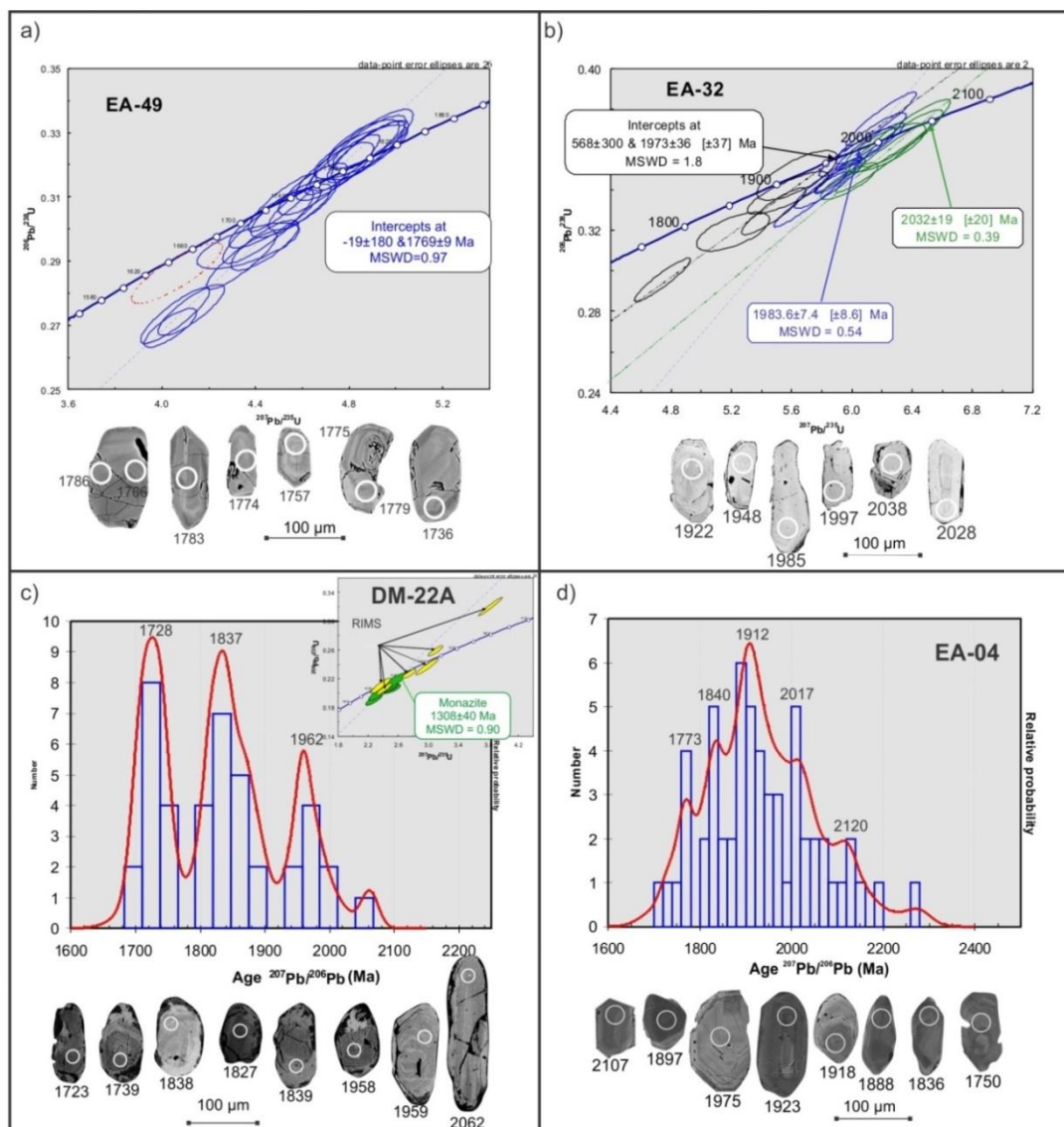


Figure 0.4. (a) Concord diagram of U-Pb data from the EA-49 sample, with backscattering images of zircons with the location of the points analyzed; (b) concordia diagram of sample EA-32 U-Pb data and image of zircon grains from sample EA-32 with the location of analyzed points; (c) relative probability distribution diagram of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages of sample DM-22A with images of zircons with the location of the points analyzed, in detail concordia plot of LA-ICPMS U-Pb data from monazite of sample DM-22A; (d) relative probability distribution diagram of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages of sample EA-04 and backscattering image of zircon grains from sample EA-04.

The isotopic Sm-Nd data from the basic rocks of the Alto Tererê Group indicate T_{DM} age between 2.89 and 1.88 Ga and $\epsilon_{Nd}(T)$ values between -3.40 and +3.74 (Table 5.3, Figure 5.5). These data show three groups of samples with distinctive TDM ages and different sources. The first suggests assimilation or crustal contamination with values (TDM 2.75-2.89Ga, ϵ_{Nd} -2.51 to -2.47), the second with mixed contributions (TDM 2.38 to 2.26, ϵ_{Nd} -3.40 to +0.27) and the eminently juvenile last 1.88 Ga ϵ_{Nd} +3.74.

Table 0.3. Sm/Nd whole rock analytical data of Alto Tererê Group amphibolites.

| Sample | Rock | Sm(ppm) | Nd(ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm \text{SE}$ | $T_{DM}(\text{Ga})$ | $\epsilon_{Nd}(0)$ | $\epsilon_{Nd}(T)$ | T(Ma) U-Pb |
|--------|-------------|---------|---------|-----------------------------------|---|---------------------|--------------------|--------------------|---------------|
| JV-23 | Amphibolite | 4,540 | 18,793 | 0,1461 | 0,512037 \pm 1 | 2,26 | -11,72 | -0,25 | 1769 |
| JV-24 | Amphibolite | 3,405 | 13,112 | 0,1569 | 0,512189 \pm 18 | 2,28 | -8,76 | +0,27 | 1769 |
| EA-32 | Amphibolite | 74,668 | 272,736 | 0,1655 | 0,512137 \pm 10 | 2,89 | -9,76 | -2,51 | 1769 |
| EA-32B | Amphibolite | 7,537 | 38,272 | 0,1190 | 0,511561 \pm 22 | 2,38 | -21,02 | -3,40 | 1769 |
| EA-32C | Amphibolite | 3,659 | 13,736 | 0,1610 | 0,512097 \pm 8 | 2,75 | -10,55 | -2,47 | 1769 |
| EA-49 | Amphibolite | 5,740 | 23,142 | 0,1499 | 0,512250 \pm 2 | 1,88 | -7,57 | +3,74 | 1769 |

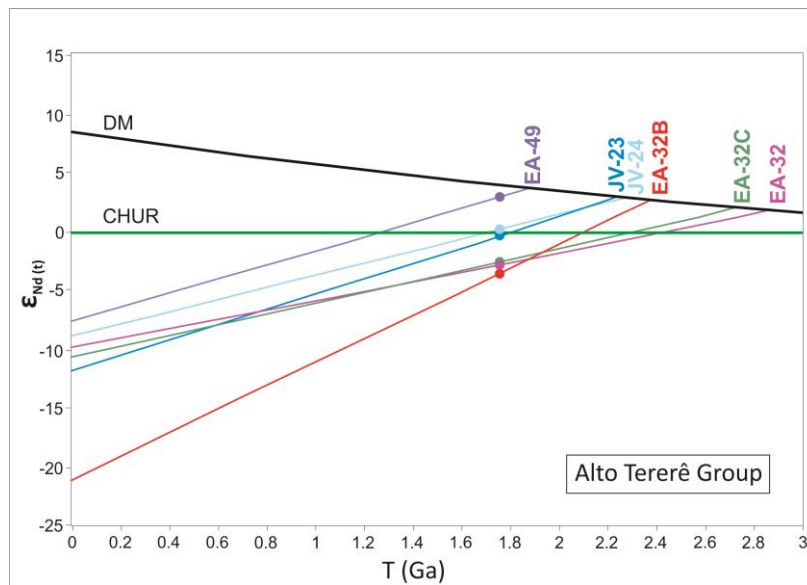


Figure 0.5. Isotope evolution $\epsilon_{Nd}(T)$ versus geological time (Ga) diagram for rocks of the Alto Tererê Group.

5.5.3. Geochemistry

Analytical data of the major, minor, trace and rare earth elements and the ratios between the elements in 20 samples of metabasic rocks of the Alto Tererê Group are shown in Table 5.4, corresponding to 11 samples of banded amphibolite, 5 samples of metagabbro and 4 samples of metapyroxenite. Discriminant diagrams were prepared to identify the magmatic features and the geodynamic environment of the rock development. The low loss-on-ignition (LOI) values, which range between 2.1 and 3.0 (Table 5.4), suggest that the analysed rocks did not undergo significant alteration or weathering.

Table 0.4. Major and trace element composition of amphibolites of the Alto Tererê Group.

| Sample | EA-32A1 | EA-32A2 | EA-32B | EA-32B1 | EA-52 | EA-52A | CC-5A | CC-5B | CC-5D | EA-85 |
|--------------------------------|---------|---------|--------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Rock | Type 1 | Type 1 | Type 1 | Type 1 | Type 1 | Type 1 | Type 1 | Type 1 | Type 1 | Type 1 |
| SiO ₂ | 50.46 | 48.42 | 47.70 | 47.13 | 46.02 | 45.32 | 48.24 | 48.32 | 50.65 | 59.41 |
| Al ₂ O ₃ | 16 | 16.26 | 17.21 | 17.26 | 17.14 | 17.38 | 17.02 | 17.10 | 17.27 | 13.99 |
| Fe ₂ O ₃ | 11.72 | 12.42 | 12.53 | 12.67 | 13.22 | 12.46 | 11.75 | 12.33 | 10.78 | 9.20 |
| MgO | 6.60 | 7.31 | 7.98 | 8.01 | 7.32 | 9.36 | 7.24 | 7.12 | 6.43 | 4.34 |
| CaO | 8.40 | 9.03 | 9.98 | 10.43 | 10.84 | 10.06 | 8.80 | 9.61 | 9.09 | 7.68 |
| Na ₂ O | 3.02 | 2.73 | 1.86 | 1.92 | 1.87 | 2.24 | 2.63 | 2.05 | 2.26 | 2.76 |
| K ₂ O | 0.56 | 0.17 | 0.46 | 0.20 | 0.32 | 0.11 | 0.82 | 0.49 | 0.63 | 0.26 |
| MnO | 0.17 | 0.20 | 0.18 | 0.19 | 0.18 | 0.18 | 0.17 | 0.18 | 0.17 | 0.13 |
| P ₂ O ₅ | 0.10 | 0.07 | 0.09 | 0.09 | 0.11 | 0.05 | 0.10 | 0.10 | 0.11 | 0.14 |
| TiO ₂ | 1.06 | 1.09 | 1.01 | 1.04 | 0.99 | 0.96 | 1.06 | 1.04 | 1.04 | 0.91 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |
| L.O.I | 1.70 | 2.10 | 0.80 | 0.90 | 1.80 | 1.70 | 2.10 | 1.60 | 1.50 | 1 |
| Sum | 99.83 | 99.82 | 99.84 | 99.84 | 99.84 | 99.85 | 99.96 | 99.98 | 99.97 | 99.86 |
| Ba | 247 | 68 | 152 | 102 | 138 | 90 | 218.70 | 162.50 | 216 | 68 |
| Rb | 26.20 | 2.80 | 34.50 | 10.70 | 8.90 | 2.90 | 51.30 | 24.80 | 36.60 | 2 |
| Sr | 268.10 | 257.30 | 263.40 | 247.30 | 308.70 | 230.10 | 382.80 | 266.40 | 358.90 | 242.90 |
| Nb | 1.80 | 1.60 | 0.90 | 1 | 0.30 | 0.40 | 2.50 | 2.40 | 3 | 2.50 |
| Ta | 0.20 | 0.10 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 |
| Zr | 71.70 | 67.90 | 53.60 | 58.40 | 38.60 | 53 | 67.30 | 68.20 | 66.60 | 68.40 |
| Hf | 1.80 | 2 | 0.70 | 1.60 | 0.80 | 1.60 | 2.10 | 2.50 | 2.40 | 2.10 |
| Cs | 1 | 0.10 | 1 | 0.80 | 0.60 | 0.09 | 0.70 | 0.80 | 0.90 | 0.09 |
| Th | 1.70 | 1.60 | 0.50 | 0.60 | 0.19 | 0.19 | 2 | 2.40 | 2 | 1.50 |
| U | 0.10 | 0.01 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.30 | 0.30 | 0.40 | 0.40 |
| Co | 46.80 | 81.20 | 54.60 | 58.60 | 58 | 58.50 | 51.10 | 53 | 45.60 | 35.20 |
| Ni | 107 | 98 | 129 | 158 | 131 | 175 | 62.60 | 61.70 | 56.10 | 45 |
| Cr | 164.27 | 171.12 | 116.36 | 143.74 | 130.05 | 157.43 | 95.82 | 109.51 | 95.82 | 95.82 |
| Sc | 35 | 35 | 33 | 33 | 30 | 33 | na | na | na | 28 |
| Cu | 77.90 | 65.80 | 51.50 | 87.50 | 26.50 | 79.30 | 38.30 | 54.40 | 38.50 | 108.80 |
| Pb | 1.50 | 0.70 | 1.20 | 0.70 | 0.60 | 0.40 | 1.50 | 1.90 | 2.20 | 1.30 |
| V | 248 | 252 | 224 | 249 | 226 | 228 | 238 | 254 | 225 | 197 |
| Y | 27.10 | 23.70 | 19.50 | 20.40 | 20.20 | 19.80 | 25.70 | 25.80 | 25.70 | 22.20 |
| La | 14.20 | 4.80 | 4.70 | 5.30 | 4 | 3.40 | 5.20 | 3.30 | 5.20 | 3.20 |
| Ce | 24.70 | 9 | 11.10 | 11.50 | 8.90 | 8.90 | 12.90 | 10.80 | 17.80 | 13.30 |
| Pr | 3.05 | 1.52 | 1.66 | 1.62 | 1.29 | 1.17 | 1.92 | 1.24 | 1.95 | 1.65 |
| Nd | 12.60 | 7.90 | 8.80 | 8.10 | 6.20 | 6 | 8.20 | 6.60 | 7.80 | 8 |
| Sm | 3.34 | 2.52 | 2.10 | 2.29 | 2.13 | 2.14 | 3.10 | 2.80 | 2.90 | 2.76 |
| Eu | 1.05 | 0.93 | 0.94 | 0.98 | 0.96 | 0.97 | 0.93 | 0.93 | 1.02 | 1.11 |
| Gd | 4.02 | 3.45 | 3.26 | 3.76 | 3.25 | 3.20 | 3.57 | 3.35 | 3.50 | 3.46 |
| Tb | 0.66 | 0.60 | 0.56 | 0.56 | 0.54 | 0.54 | 0.70 | 0.69 | 0.73 | 0.59 |
| Dy | 4.59 | 4.05 | 3.83 | 3.43 | 3.71 | 3.33 | 4.00 | 4.20 | 4.38 | 4.13 |
| Ho | 0.93 | 0.87 | 0.82 | 0.77 | 0.78 | 0.74 | 0.94 | 0.96 | 0.94 | 0.80 |
| Er | 2.81 | 2.50 | 2.49 | 2.34 | 2.56 | 2.23 | 2.64 | 2.73 | 2.74 | 2.20 |
| Tm | 0.39 | 0.37 | 0.34 | 0.32 | 0.35 | 0.33 | 0.44 | 0.44 | 0.40 | 0.32 |
| Yb | 2.72 | 2.29 | 1.91 | 2.11 | 2.19 | 1.95 | 2.50 | 2.57 | 2.40 | 2.12 |
| Lu | 0.40 | 0.36 | 0.31 | 0.31 | 0.34 | 0.29 | 0.37 | 0.41 | 0.39 | 0.34 |
| REEt | 75.46 | 41.16 | 42.82 | 43.39 | 37.20 | 35.19 | 47.41 | 41.02 | 52.15 | 43.98 |
| (La/Yb) _n | 3.52 | 1.41 | 1.66 | 1.69 | 1.23 | 1.18 | 1.40 | 0.87 | 1.46 | 1.02 |
| Mg# | 52.73 | 53.83 | 55.79 | 55.60 | 52.31 | 59.81 | 54.97 | 53.36 | 54.16 | 48.31 |
| La/Ta | 71 | 48 | 52.22 | 58.89 | 44.44 | 37.78 | 26 | 16.50 | 26 | 16 |
| Ba/La | 17.39 | 14.17 | 32.34 | 19.25 | 34.50 | 26.47 | 42.06 | 49.24 | 41.54 | 21.25 |
| Ta/Hf | 0.11 | 0.05 | 0.13 | 0.06 | 0.11 | 0.06 | 0.10 | 0.08 | 0.08 | 0.10 |
| Th/Ta | 8.50 | 16 | 5.56 | 6.67 | 2.11 | 2.11 | 10 | 12 | 10 | 7.50 |
| Zr/Y | 2.65 | 2.86 | 2.75 | 2.86 | 1.91 | 2.68 | 2.62 | 2.64 | 2.59 | 3.08 |
| Zr/Nb | 39.83 | 42.44 | 59.56 | 58.40 | 128.67 | 132.50 | 26.92 | 28.42 | 22.20 | 27.36 |
| Ba/Nb | 137.22 | 42.50 | 168.89 | 102 | 460 | 225 | 87.48 | 67.71 | 72 | 27.20 |

| | | | | | | | | | | |
|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|
| Ba/Zr | 3.44 | 1.00 | 2.84 | 1.75 | 3.58 | 1.70 | 3.25 | 2.38 | 3.24 | 0.99 |
| Ba/Th | 145.29 | 42.50 | 304.00 | 170.00 | 726.32 | 473.68 | 109.35 | 67.71 | 108.00 | 45.33 |

Table 5.4. (Continued).

| Sample | EA-32 | EA-32A | CC-6F | CC-6G | EA-49B | EA-49 | EA-85-A | EA-85C | JV-24 | EA-85-B |
|----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-----------|-----------|-----------|---------|
| Rock | Type 2 | Type 2 | Type 2 | Type 2 | Type 3 | Type 3 | Cummulate | Cummulate | Cummulate | High Zr |
| SiO2 | 49.51 | 50.61 | 50.07 | 50.26 | 45.23 | 49.08 | 59.90 | 47.02 | 43.80 | 49.34 |
| Al2O3 | 15.63 | 15.23 | 15.23 | 15.84 | 15.30 | 15.10 | 13.43 | 16.38 | 17.36 | 16.66 |
| Fe2O3 | 12.56 | 12.01 | 12.91 | 13.38 | 14.18 | 12.35 | 8.67 | 12.55 | 11.86 | 12.50 |
| MgO | 5.93 | 6.04 | 6.38 | 5.72 | 7.46 | 6.76 | 2.20 | 3.69 | 2.38 | 6.17 |
| CaO | 10.01 | 9.02 | 9.37 | 9.62 | 10.85 | 10.96 | 13.33 | 16.77 | 19.08 | 9.48 |
| Na2O | 2.49 | 3.67 | 2.44 | 2.61 | 2.39 | 2.43 | 0.15 | 0.35 | 0.78 | 3.31 |
| K2O | 0.51 | 0.75 | 0.80 | 0.40 | 0.56 | 0.41 | 0.04 | 0.15 | 0.09 | 0.24 |
| MnO | 0.20 | 0.15 | 0.20 | 0.20 | 0.22 | 0.19 | 0.10 | 0.14 | 0.11 | 0.16 |
| P2O5 | 0.14 | 0.12 | 0.15 | 0.17 | 0.21 | 0.18 | 0.08 | 0.16 | 0.14 | 0.15 |
| TiO2 | 1.23 | 1.26 | 1.17 | 1.14 | 1.74 | 1.55 | 0.64 | 1.27 | 0.95 | 1.13 |
| Cr2O3 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 |
| L.O.I | 1.50 | 0.90 | 1.20 | 0.60 | 1.60 | 0.80 | 1.30 | 1.30 | 3.40 | 0.70 |
| Sum | 99.77 | 99.81 | 99.95 | 99.97 | 99.76 | 99.83 | 99.82 | 99.83 | 99.98 | 99.82 |
| Ba | 202 | 234 | 328.90 | 228.10 | 216 | 135 | 10 | 21 | na | 69 |
| Rb | 14.80 | 22.80 | 34.70 | 10.50 | 15.90 | 6.80 | 0.90 | 3.20 | na | 1.80 |
| Sr | 249.30 | 270.80 | 233 | 257.70 | 172.60 | 243.60 | 622.70 | 292.10 | na | 183.90 |
| Nb | 2.90 | 3.20 | 2.90 | 3.90 | 3.40 | 2.50 | 1.30 | 2.80 | na | 4.40 |
| Ta | 0.30 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.30 | 0.20 | 0.10 | 0.30 | na | 0.50 |
| Zr | 94.70 | 100.10 | 88.30 | 85.50 | 131.10 | 135 | 59.90 | 108.20 | na | 295.70 |
| Hf | 3 | 2.70 | 2.60 | 2.80 | 3.50 | 3.10 | 1.30 | 2.70 | na | 5.70 |
| Cs | 0.30 | 0.50 | 0.70 | 0.10 | 0.30 | 0.10 | 0.09 | 0.09 | na | 0.09 |
| Th | 2.20 | 2.90 | 2 | 1.90 | 1.90 | 2.40 | 1.90 | 2.80 | na | 2 |
| U | 0.40 | 0.30 | 0.40 | 0.50 | 0.30 | 0.40 | 0.30 | 0.50 | na | 0.30 |
| Co | 81.50 | 43 | 49.30 | 43.40 | 97.30 | 45.30 | 20.70 | 36.50 | na | 44.30 |
| Ni | 55 | 58 | 27.30 | 27.70 | 69 | 60 | 35 | 49 | 34.70 | 73.00 |
| Cr | 123.20 | 130.05 | 116.36 | 109.51 | 198.49 | 171.12 | 61.60 | 82.14 | 68.45 | 116.36 |
| Sc | 36 | 37 | na | na | 46 | 41 | 20 | 32.00 | na | 34 |
| Cu | 87.70 | 100.90 | 93 | 72.20 | 79 | 66.40 | 54.40 | 57.80 | 43 | 98.90 |
| Pb | 1.30 | 0.80 | 1.80 | 1.60 | 2.60 | 0.80 | 0.80 | 1.30 | 1.40 | 1.10 |
| V | 281 | 261 | 283 | 307 | 313 | 277 | 274 | 310 | na | 265 |
| Y | 27.80 | 29.60 | 31.60 | 30.70 | 32.20 | 31.30 | 15.90 | 32 | na | 25.80 |
| La | 10.90 | 7.90 | 10.70 | 7 | 16.50 | 13.30 | 9.40 | 14.70 | na | 3.40 |
| Ce | 23.20 | 17.80 | 24.70 | 17.70 | 32.90 | 30.40 | 15.70 | 28.50 | na | 12.50 |
| Pr | 3.10 | 2.44 | 3.21 | 2.45 | 4.84 | 4.31 | 2.49 | 4.14 | na | 1.45 |
| Nd | 14.40 | 10.20 | 14.40 | 10.40 | 21.20 | 19.30 | 9.20 | 17.10 | na | 7.50 |
| Sm | 3.74 | 3.32 | 4.10 | 3.50 | 5.03 | 4.95 | 2.37 | 4.37 | na | 2.71 |
| Eu | 1.22 | 1.41 | 1.23 | 1.36 | 1.69 | 1.50 | 0.73 | 1.35 | na | 1.12 |
| Gd | 4.40 | 4.14 | 4.37 | 4.05 | 5.89 | 5.22 | 2.61 | 4.93 | na | 3.66 |
| Tb | 0.72 | 0.75 | 0.87 | 0.88 | 0.96 | 0.81 | 0.43 | 0.84 | na | 0.64 |
| Dy | 4.74 | 5.31 | 4.75 | 4.81 | 6 | 5.42 | 2.98 | 5.28 | na | 4.52 |
| Ho | 1.01 | 1.07 | 1.02 | 1.07 | 1.23 | 1.07 | 0.56 | 1.02 | na | 0.90 |
| Er | 2.82 | 2.98 | 3.29 | 3.26 | 3.18 | 3.06 | 1.63 | 3.04 | na | 2.57 |
| Tm | 0.42 | 0.46 | 0.47 | 0.51 | 0.47 | 0.44 | 0.24 | 0.50 | na | 0.38 |
| Yb | 2.60 | 2.99 | 2.99 | 3.21 | 2.98 | 2.74 | 1.55 | 3.25 | na | 2.55 |
| Lu | 0.39 | 0.47 | 0.44 | 0.45 | 0.47 | 0.41 | 0.22 | 0.50 | na | 0.39 |
| REEt | 73.66 | 61.24 | 76.54 | 60.65 | 103.34 | 92.93 | 50.11 | 89.52 | na | 44.29 |
| (La/Yb)n | 2.83 | 1.78 | 2.41 | 1.47 | 3.73 | 3.27 | 4.09 | 3.05 | na | 0.90 |
| Mg# | 48.33 | 49.91 | 49.47 | 45.86 | 51.03 | 52.02 | 33.45 | 36.81 | 28.45 | 49.44 |
| La/Ta | 36.33 | 39.50 | 53.50 | 35 | 55 | 66.50 | 94 | 49 | na | 6.80 |
| Ba/La | 18.53 | 29.62 | 30.74 | 32.59 | 13.09 | 10.15 | 1.06 | 1.43 | na | 20.29 |
| Ta/Hf | 0.10 | 0.07 | 0.08 | 0.07 | 0.09 | 0.06 | 0.08 | 0.11 | na | 0.09 |
| Th/Ta | 7.33 | 14.50 | 10 | 9.50 | 6.33 | 12 | 19 | 9.33 | na | 4 |
| Zr/Y | 3.41 | 3.38 | 2.79 | 2.79 | 4.07 | 4.31 | 3.77 | 3.38 | na | 11.46 |
| Zr/Nb | 32.66 | 31.28 | 30.45 | 21.92 | 38.56 | 54 | 46.08 | 38.64 | na | 67.20 |
| Ba/Nb | 69.66 | 73.13 | 113.41 | 58.49 | 63.53 | 54 | 7.69 | 7.50 | na | 15.68 |
| Ba/Zr | 2.13 | 2.34 | 3.72 | 2.67 | 1.65 | 1.00 | 0.17 | 0.19 | na | 0.23 |

| | | | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|------|------|----|-------|
| Ba/Th | 91.82 | 80.69 | 164.45 | 120.05 | 113.68 | 56.25 | 5.26 | 7.50 | na | 34.50 |
|-------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|------|------|----|-------|

The analysed basic rocks exhibit a small variation in the composition of the oxides: SiO₂=45.23-50.65 wt.%, MgO=4.34-8.01 wt.%, Fe₂O₃= 8.67-14.18 wt.%, and Na₂O+K₂O= 2.12-4 wt.%. The magnesium number between 40 and 63 indicates that these rocks are evolved or less-primitive basic rocks, suggesting non-primary magmas. Despite the similar geochemical “signature”, three distinct groups of amphibolites (in addition to a fourth group of cumulate rocks) were identified in the Alto Tererê Group (Figure 5.7), which may indicate crustal contamination products in varying amounts, metasomatism of the mantle wedge, heterogeneous sources or even various degrees of melting of the source.

The Zr/Ti and Nb/Y ratios (Winchester and Floyd, 1977; Pearce, 1996) indicate that the rocks are subalkaline, based on the definition of Pearce and Gale (1977), and plot in the gabbro field (Figure 5.6a). In the diagram of alkali versus total iron and magnesium (AFM diagram) (Irvine and Baragar, 1971), the basic rocks of the Alto Tererê Group plot in a concentrated area of the tholeiitic field, with emphasis on three samples with clusters of iron-rich minerals (Figure 5.6b, Table 5.4). In the (Fe+Ti)-Al-Mg diagram (Jensen and Pykes, 1982), the rocks plot in the high-Fe and high-Mg tholeiitic field; two samples of type 1 amphibolites display a slight trend toward the calc-alkaline field (Figure 5.6c). In the TiO₂-MnO-P₂O₅ diagram (Müllen, 1983), the samples plot in the arc tholeiite field, with a slight trend toward compositions of the MORB type of the type 3 amphibolites and one sample of type 2 amphibolite (Figure 5.6d).

In the variation diagrams (Figure 5.7), using MgO as an indicator of fractionation and of crystallisation trends, no positive correlations are observed. A few graphs exhibit dispersion of the samples, with a horizontal trend, thereby showing variations in the amounts of FeO, CaO and Al₂O₃ with small intervals of MgO variation (Figures 5.7a, b, d) and suggesting that the magmas are cogenetic, Figure 5.7b shows a horizontal trend with a small negative correlation, which does not quite discriminate among the three different types of amphibolites studied and suggests that Ca entered the crystalline structure of the minerals during fractional crystallisation. Negative correlations of CaO/Al₂O₃, Na₂O, K₂O, TiO₂ and P₂O₅ are found with MgO (Figures 5.7c, e, f, g, h). In the diagram of Figure 5.7e there are two parallel trends, which suggest the presence of Na during the differentiation of the rocks. Figure 5.7f shows a decrease in K, which also exhibits a negative correlation. The negative trend of P₂O₅ (wt.%) in relation to MgO (Figure 5.7h) indicates fractionation in the evolution of the original magma. However, the diagrams of CaO/Al₂O₃ vs. MgO (Figure 5.7c) and TiO₂ vs. MgO (Figure 5.7g) show a slightly sloping distribution tending to sub-horizontal, which suggests that fractional crystallisation was

subordinate and did not play an important role in the generation of the rocks; rather, crustal melting and magmatic contamination predominated.

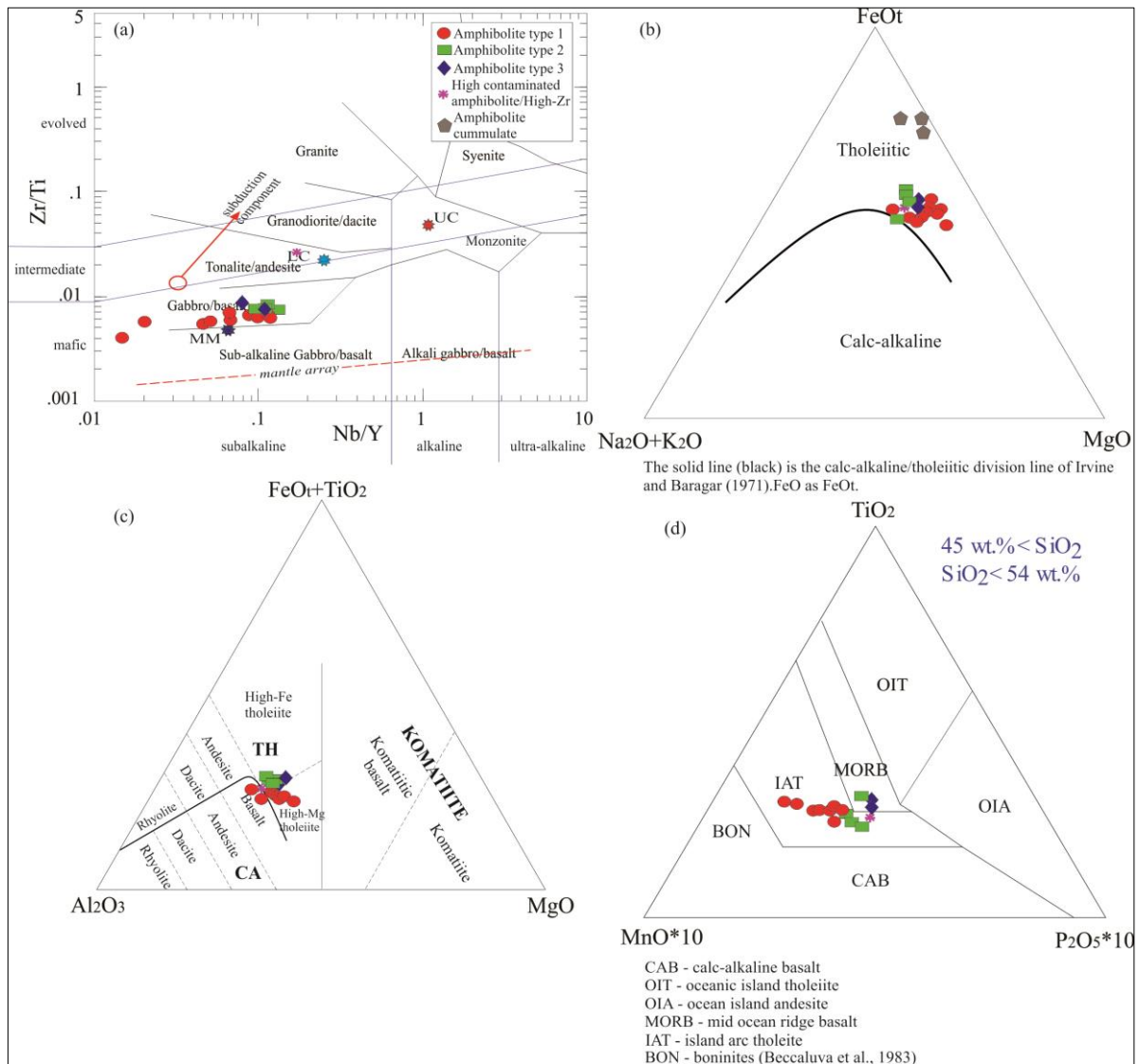


Figure 0.6. Mafic rocks classification diagrams: (a) Zr/Ti and Nb/Y ratios (Winchester and Floyd, 1977, adapted by Pearce and Gale 1977; Pearce 1996); (b) AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971); (c) Fe+Ti-Al diagram (Jensen and Pykes, 1982); (d) major element diagram (Müllen, 1983). Alto Tererê Group mafic rocks plot in the tholeiite field.

In the bivariate plots of Zr versus trace elements (Wood *et al.*, 1979; Polat *et al.*, 2002), most of the samples do not show good correlation; there are weak positive correlations between Nb and Zr and separation of basic rocks into three groups (Figure 5.8). There is positive correlation between Y and Zr, suggesting the contributions of garnet and amphibole to the increase in Zr. There is a vertical trend with an increase in V and an insignificant increase in Zr (Figure 5.8e), suggesting that fractional crystallisation was not the primary process in the petrogenetic evolution of the rocks and indicating the predominance of metasomatism and crustal contamination in their formation. The behaviour of Sm is similar to that of V, i.e., a vertical trend, suggesting varying degrees of partial melting. The diagrams of La/Yb-Gd/Yb and REE-Zr (Figures 5.8g, h) show positive correlations.

The amphibolite samples of the Alto Tererê Group exhibit weakly fractionated REE distribution patterns; normalised to chondrite, they show slight enrichment in REEs of 10 to 50 times the chondrite standard and slight depletion in heavy REEs (Figures 5.9a, c). Regarding the primitive mantle, the amphibolites are slightly enriched versus the mantle pattern, with enrichment in LILEs and more stability in the HFSEs. They exhibit negative Nb anomalies and spidergrams with positive Ba and Pb anomalies, suggesting contamination from sediments (Figures 5.9a, b, d).

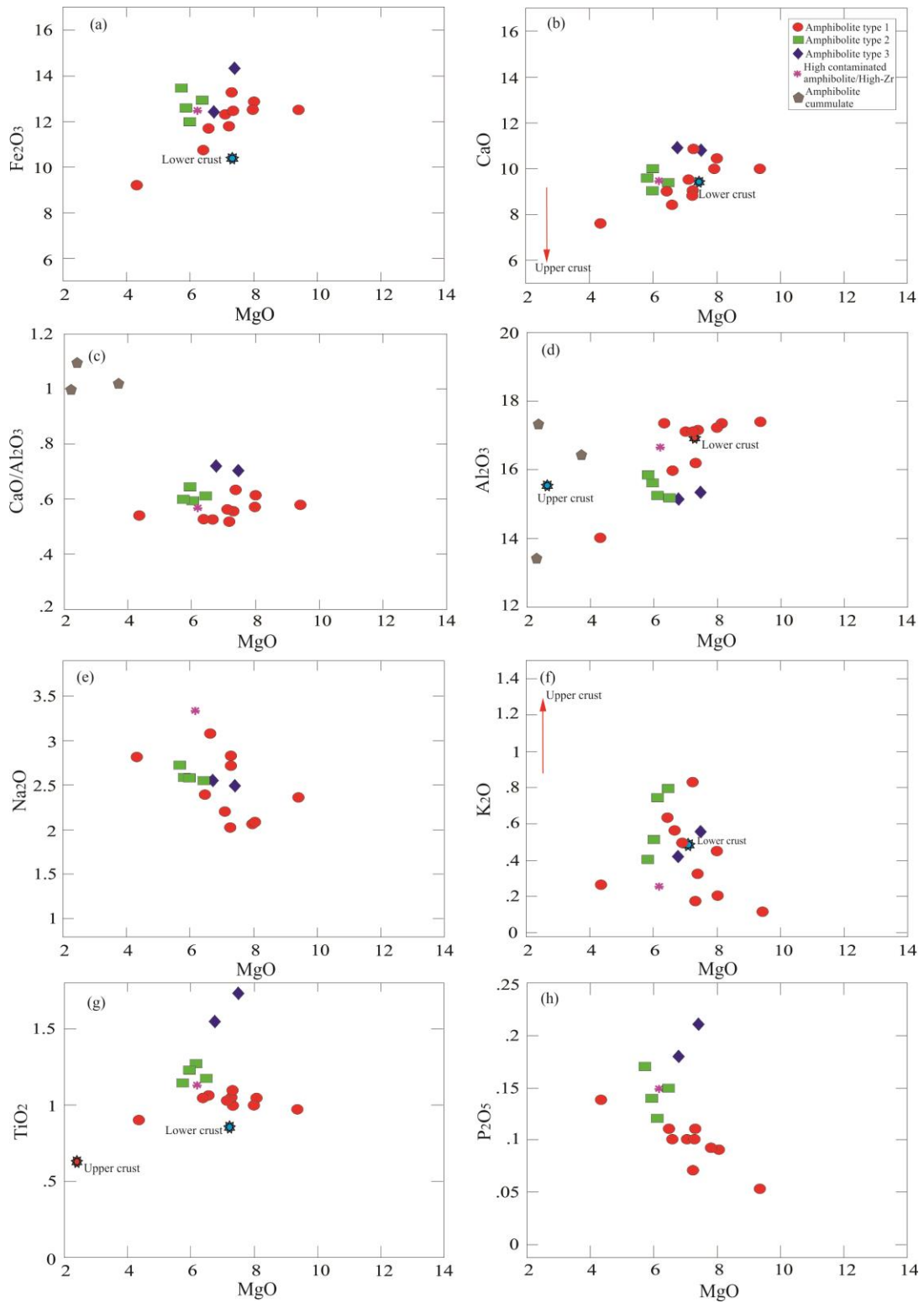


Figure 0.7. Selected major oxides vs. MgO (wt.%) in Harker-type variation diagram for the basic rocks of the Alto Tererê Group.

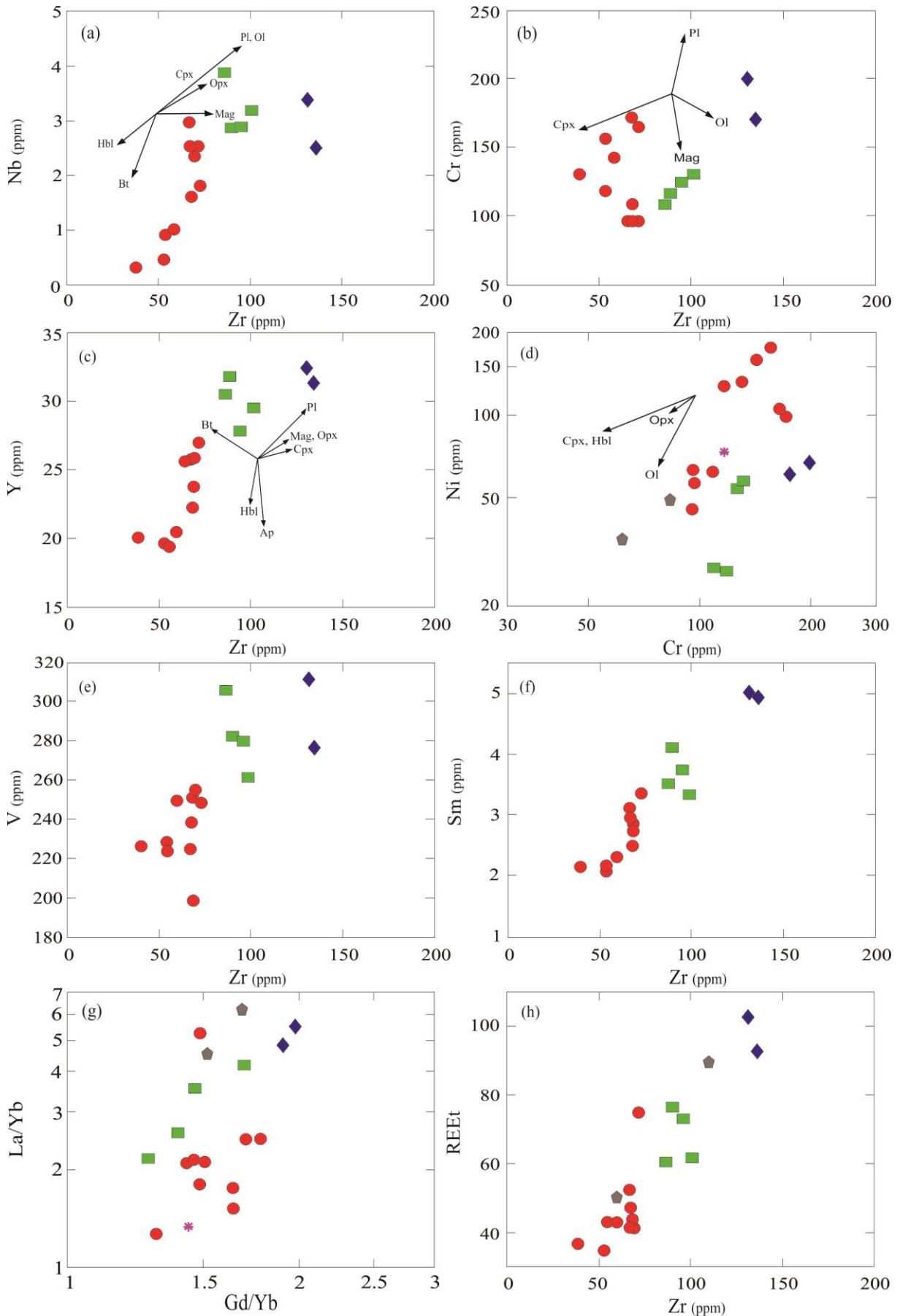


Figure 0.8. Variation diagrams of trace elements (ppm) contents for the basic rocks of the Alto Tererê Group (symbols as in Figure 5.7b, Figures d, g on a logarithmic scale).

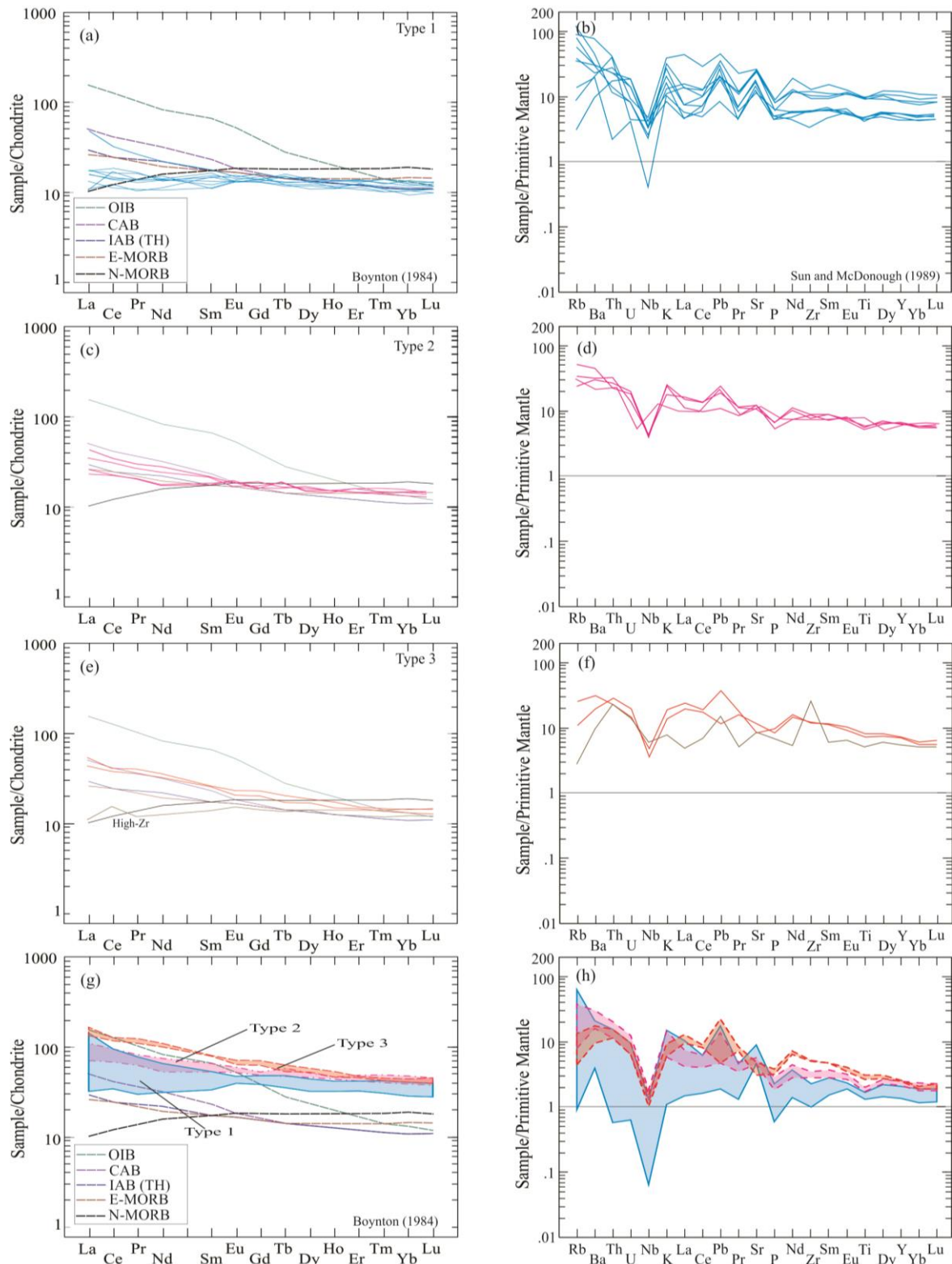


Figure 0.9. Chondrite-normalized rare earth element (REE) plot of the Alto Tererê Group basic rocks (a, c, e, g) and incompatible element abundances normalized to primitive mantle; (b, d, f, h) Normalization values after Boynton (1984) and Sun and McDonough (1989), respectively. Multi-element and REE patterns of N-MORB, E-MORB, OIB from Sun and McDonough (1989), IAB, CAB from Kelemen *et al.* (2004), BABB from Fretzdorff *et al.* (2002). Logarithmic scale.

Samples EA-49, EA 49-B and EA-32 display a similar pattern, with sample EA-49B exhibiting similar Nb and Ta values and high Pb values, suggesting that crustal contamination

caused enrichment in light REEs (Figures. 5.9a, c, e, g). The three groups of basicrocks in the Alto Tererê Group display a tholeiitic pattern in the REE diagrams. Type 3 is the most-evolved sample, i.e., the one with greatest crustal contamination. Type 1 is further depleted in heavy REEs, which may reflect a slightly deeper source with less crustal contamination (lower Zr-Hf and low REE concentrations). There is a positive Sr anomaly, indicating fractionation, normal P values and a high LILE concentration, in addition to strong negative Nb and Ta anomalies, with similar high REE and HFSE concentrations and a lower degree of fractionation. Type 1 seems to be derived from a more-primitive source, and the chemistry of type 2 is intermediate between those of types 1 and 3.

5.6. Tectonic environment

The basic rocks of the Alto Tererê Group exhibit metamorphism to amphibolites facies, under which there is a variable mobility of elements, such as LILEs (Na, K, Ca, Cs, Rb, Ba, Sr, Pb) that are variably mobile (Pearce, 1996). However, current studies have generally shown that elements such as Al, Ti, P, REEs, HFSEs (Nb, Ta, Zr, Y, Ti, P) and transition elements (Sc, V, Ni, Cu) are relatively immobile during alteration and metamorphism (Winchester and Floyd, 1977; Woodhead *et al.*, 1993; Pearce, 1996; Condie, 2005) and are therefore often used as indicators of the rock formation environment. The low magnesium number and low Cr and Ni values indicate that the rocks under investigation were not produced by primary magmas.

Tectonic environment characterisation diagrams suggest that the basic rocks of the Alto Tererê Group were generated in a back-arc-basin environment (Figure 5.10). The samples plot in the composition field between arc tholeiite and MORB (Figure 5.10a), which is characteristic of basic rocks of back-arc basins. This inference is confirmed by Figure 5.10b, in which the rocks plot primarily in the field of BABB. Except for the sample with a high Zr content, the rocks plot in the field of back-arc basics in the diagram of Zr/Y vs. Zr (Figure 5.10c). The classic diagram of Schandl and Gorton (2002) suggests that the rocks are associated with an active continental margin arc (Figure 5.10d).

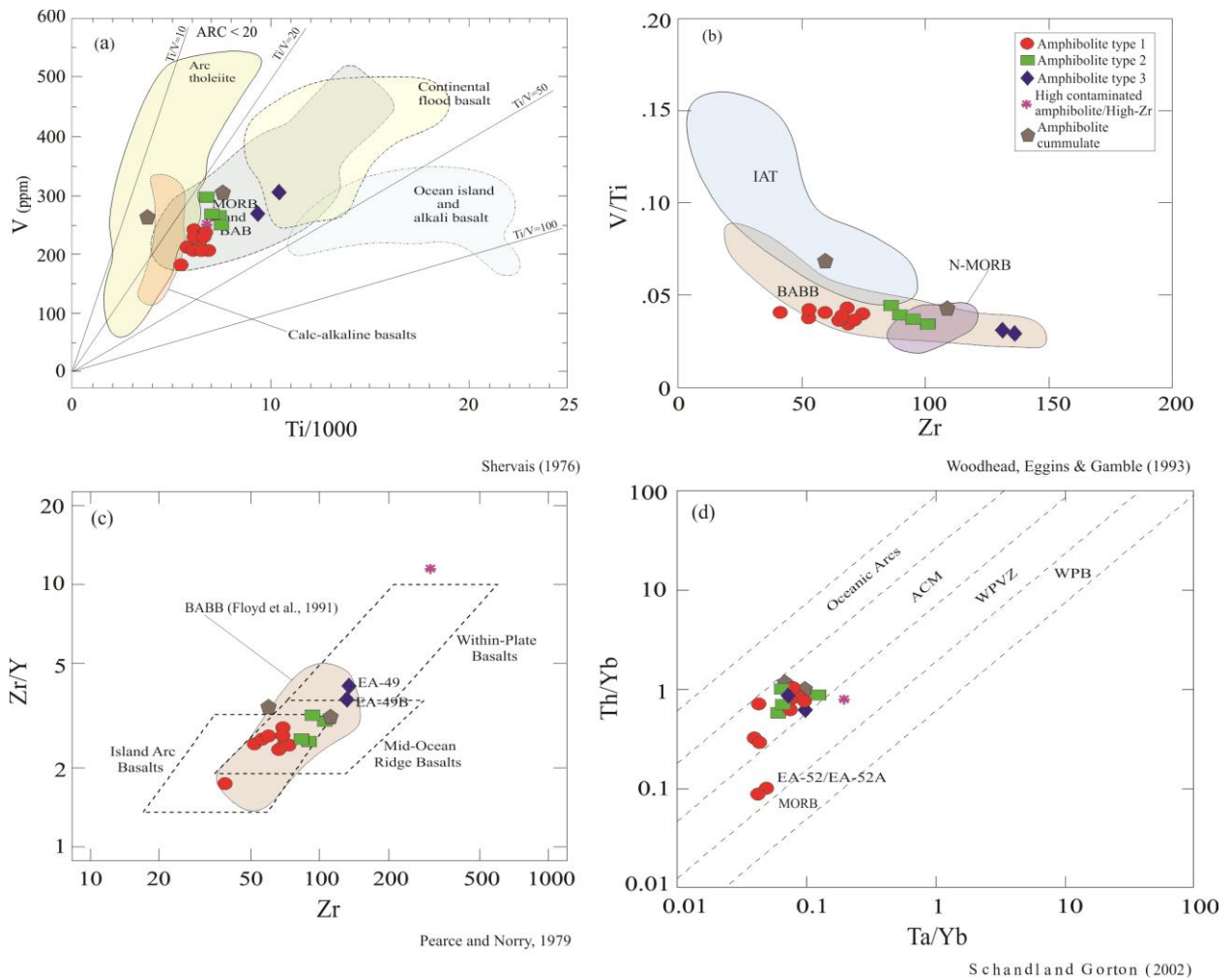


Figure 0.10. In (a) Composition of amphibolites in tectonic setting diagram (Shervais, 1982); (b) discriminating V/Ti vs. Zr diagram (modified after Woodhead *et al.*, 1993); (c) Zr/Y vs. Zr diagram from Pearce and Norry (1979); (d) Th/Yb vs. Ta/Yb diagram (Schandl and Gorton, 2002). Figures 5.10a, c, d logarithmic scale.

5.7. Discussion

Several models have been developed to explain the formation of back-arc basins alongside active arcs (Martinez, 2007; Einsele, 1992). The association of back-arc basins with compressional deformation and overthrusting in the later stages of their evolution is common and masks the record of the processes involved in the development of the original environment. These basins are formed by extensional processes similar to those occurring in mid-ocean ridges. However, magmas in ocean ridges are primarily of the N-MORB (normal mid-ocean ridge basalt) type and are depleted in LILEs, Ta and Nb, whereas modern back-arc basins are underlain by basalts that grade between N-MORB and island arc types or even calc-alkaline basalts enriched in LILEs (K, Rb, Ba, Th) compared to HFSEs (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti; Saunders, 1984). A large proportion of back-arc basalts exhibit chemical characteristics intermediate between those of MORB and IAB. The primary geochemical characteristics of back-arc basin

basalt (BABB) sensu stricto are enrichment in subduction-mobile elements and depletion in subduction-immobile elements (Pearce and Stern, 2006). These basalts display flat REE patterns with minor LREEs and a smoothly sloping trend in heavy rare earth elements (HREEs), depletion in Nb, P, Ti, Hf, Zr and Y, and enrichment in K, Rb, Ba and Sr compared to N-MORB. They exhibit low $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios and ϵNd values lower than those of MORB and with variations across a wide spectrum (Saunders, 1984). The primary factors affecting the characteristics of basaltic magmas in back-arc basins are the inflow of mantle material in the arc-basin system, the interactions between mantle and subduction components, the partial melting of the hydrated mantle and assimilation and the crystallisation history of the resulting hydrated magma (Pearce and Stern, 2006).

5.7.1. Petrogenetic aspects

Fractional crystallisation (Figure 5.11) did not play a prominent role in the generation of the rocks in this study. The distribution of the samples (Figures 5.11a, b) suggest at least four possible sources for the rocks of the Alto Tererê Group because the ratios of highly incompatible elements such as Th/Nb and Th/Yb are less susceptible to partial melting and fractional crystallisation (Rollison, 1993) and can provide diagnostic signatures of the mantle sources. The Alto Tererê Group rocks are derived from more than one magma source, and the heterogeneity of sources is a major factor in their compositions (Figure 5.11a). In addition to the source heterogeneity, various degrees of partial melting of the mantle wedge can also explain certain characteristics of the chemical composition of these rocks (Figure 5.11b). Both diagrams show that differences in the chemical characteristics of the rocks are primarily related to heterogeneous sources rather than different degrees of partial melting of the mantle wedge or fractional crystallisation.

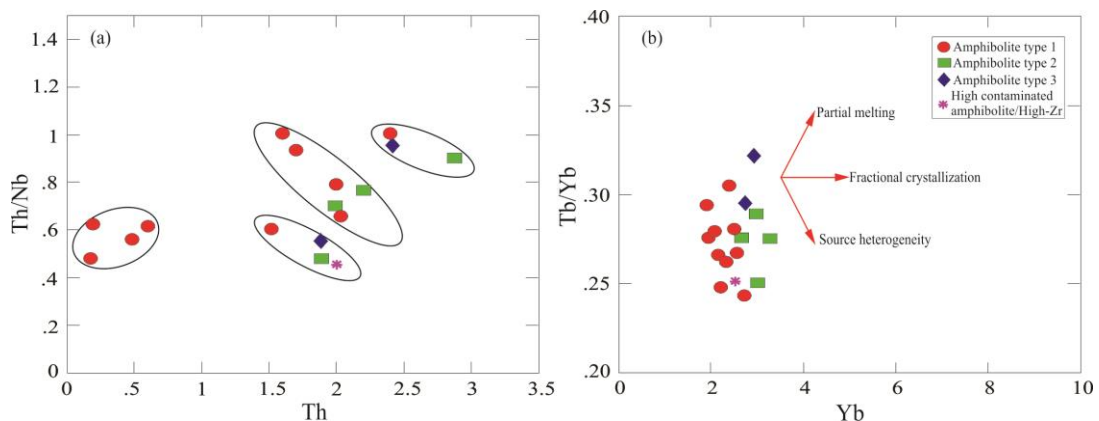


Figure 0.11. Selected diagrams to testing the nature of mantle source for the Alto Tererê Group basic rocks. (a) Th/Nb vs. Th showing different trends of partial melting of different sources (after Zhou *et al.*, 2008 and references therein); (b) binary plot showing that the source heterogeneity is primarily responsible for the chemistry of the rocks (after Fan *et al.*, 2004; He *et al.*, 2010).

5.7.2. Crustal contamination and effects of subducted components

The contribution of subducted components to the mantle source of the Alto Tererê Group amphibolites can be assessed using the binary diagram of Ce/Pb vs. CaO/TiO₂ (Figure 5.12). Ce and Pb have similar distribution coefficients that are not affected by fractional crystallisation and are slightly affected by the difference in the degree of melting of the mantle wedge (Sims and DePaolo, 1997). Because the degree of partial melting of the magma that generated the original basic rocks of the Alto Tererê Group is not low, its effect is not negligible, as indicated by the CaO/TiO₂ ratio that increases as a consequence of the increasing degree of partial melting and/or presence of fluids (Tatsumi and Eggins, 1995). In mantle-derived magmas, the Ce/Pb ratio ranges between 20 and 30 (Hofmann *et al.*, 1986). Ce/Pb ratios less than 20 suggest an effective role of fluids related to the subduction in the case of the Alto Tererê amphibolites (Figure 5.12). A high Ce/Pb ratio for a type 3 amphibolite sample suggests an enrichment process that most likely occurred in the lithosphere, whereas two amphibolite samples were little affected by crustal contamination.

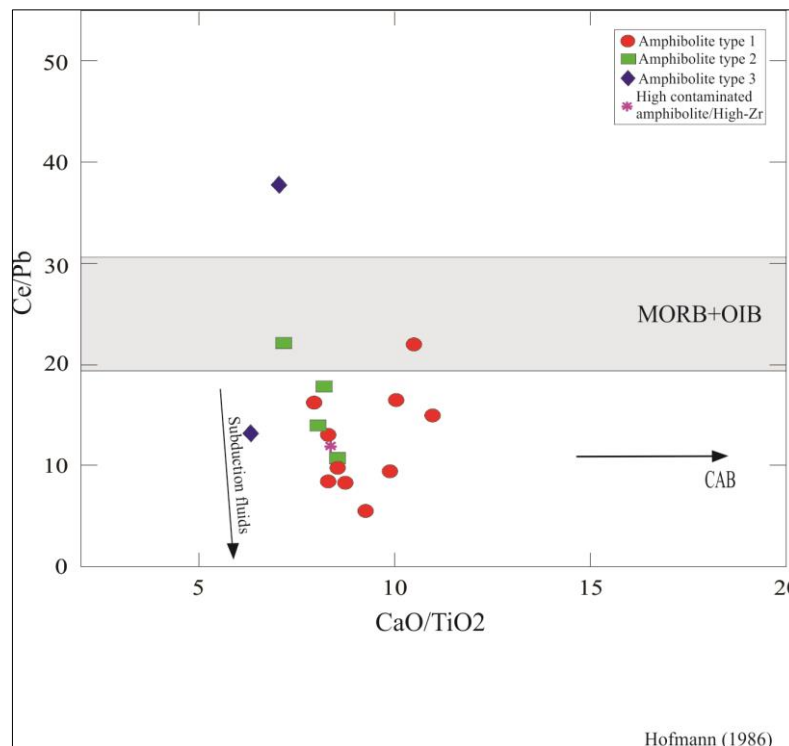


Figure 0.12. Plot of Ce/Pb vs. CaO/TiO₂ for the Alto Tererê Group basic rocks (Hofmann *et al.*, 1996).

Compared to LILEs, both REEs and HFSEs (Th, Zr, Hf, Nb, Ta) are relatively immobile in aqueous fluids (Tatsumi, 1989; Keppler, 1996; Turner *et al.*, 1997). Thus, REE and HFSE enrichment in the mantle wedge suggests the introduction of melts from the slab instead of aqueous fluids (Turner *et al.*, 1996; Elliott *et al.*, 1997; Plank and Langmuir, 1992). The rocks in this study have chemical characteristics that can be explained primarily by fluids in a subduction

zone (high Rb/Y ratios, Figure 5.13), but the composition of a few of the type 1 amphibolites and the type 3 amphibolites reflect different degrees of mantle wedge melting.

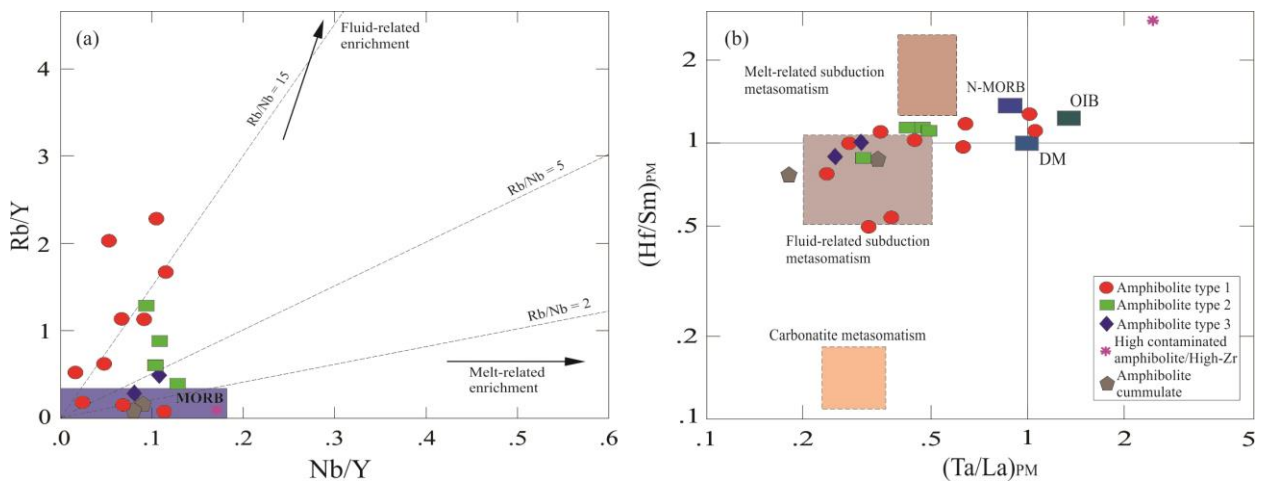


Figure 0.13. (a) Rb/Y vs. Nb/Y plot (Zhao and Zhou, 2007); (b) magmatic source discrimination diagram (Wang *et al.*, 2004).

The low Rb/Y and Nb/Y ratios (Figure 5.13a) confirm the modification by the action of fluids during plate melting in the subduction zone. The ratios (Hf/Sm)_{PM} vs. (Ta/La)_{PM} also suggest that fluids from melting of the sedimentary portion of the slab had a significant role in the petrogenesis of the protoliths of the Alto Tererê Group's basic rocks (Figure 5.13b).

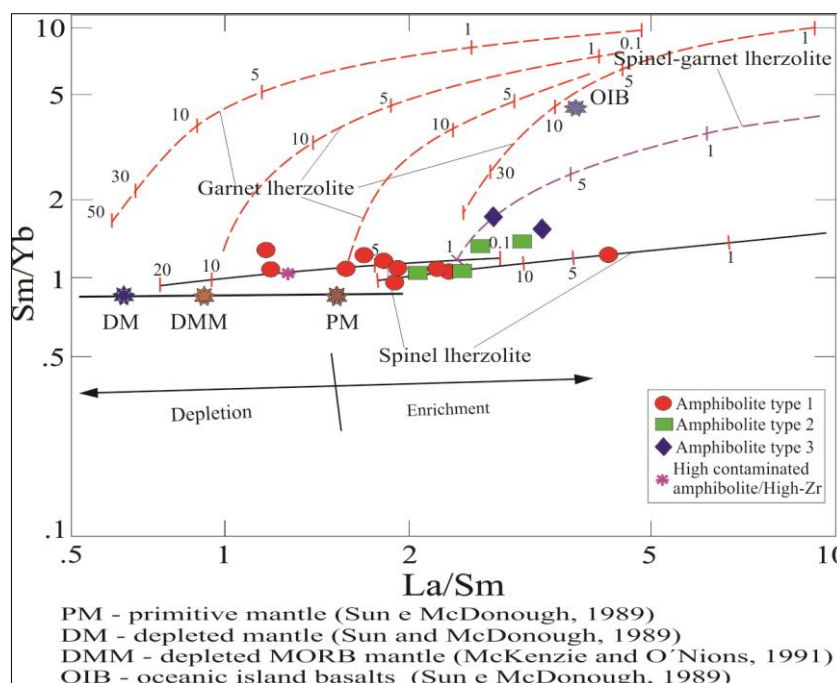


Figure 0.14. Sm/Yb vs. La/Sm diagram in logarithmic scale, showing melt curves obtained using the nonmodal batch melting equations of Shaw (1970). Melt curves for spinel-lherzolite (with mode and melt mode of Ol.53% + Opx.27% + Cpx.17% + Sp.3%, Kinzler, 1997) and garnet-clinopyroxene peridotite (with mode and melt mode of Ol.53.3% + Cpx.35.7% + Gt.11.0%; Walter, 1998) were drawn following the approach of Aldanmaz *et al.* (2000). Mineral/matrix partition coefficients are from McKenzie and O'Nions (1991); the dashed curves represent the melting trend, the solid curves are the melting trends from DM, DMM, PM and thick marks on each curve correspond to degrees of partial melting (%) for a given mantle source. Logarithmic scale.

Several samples (EA-32A1, EA-52, EA-32A2, CC-6G, EA-32A and EA-32B2) suggest a relatively shallow source in the melting line of the depleted mantle of spinel lherzolite composition, with melting of 10 to 15%, with the exception of sample EA-32A1, which represents melting of approximately 4% (Figure 5.15). The melting lines of a spinel lherzolite source with a composition similar to depleted mantle (DM) and depleted MORB mantle (DMM) suggest different melting ranges. Certain samples (CC-6F, EA-32, EA-49, EA-49B) represent melting of less than 1%, and the others represent between 4 and 8% mantle melting (Table 5.5 in Appendix). Samples EA-49A and 49B are products of a source that was intermediate between spinel lherzolite and garnet lherzolite, with melting of greater than 5%. Samples EA-49 and EA-32 were generated by similar spinel lherzolite sources and were not depleted in HREEs. Amphibolite sample EA-32B1 exhibits a curved pattern in the intermediate REEs, suggesting fractionation of hornblende with a lower Y content. Samples EA-32A and EA-32A1 are products of a spinel lherzolite source with melting of approximately 4%, based on their more-evolved features and greater abundance of hornblende.

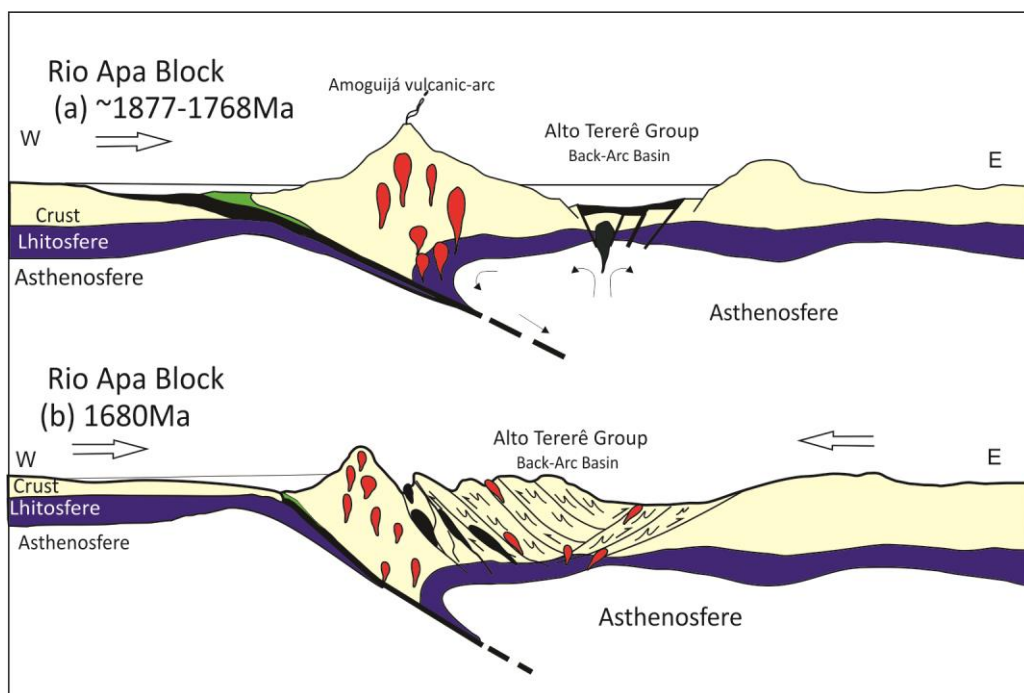


Figure 0.15. Sketch model for the evolution of the back-arc rift settings for Alto Tererê Group in the Rio Apa Block during ca. 1877–1680 Ma (adapted [Fan et al., 2010](#)).

Samples EA-32, CC-6F, EA-32A, EA-32B, EA-32B1, EA-52 and CC-6G were also derived from an intermediate source but with melting of 10 to 15%. The other samples follow the line of spinel lherzolite mantle melting, similar to that of depleted mantle or depleted MORB mantle, with melting of 4% to 8% (Figure 5.14).

The source of the basic rocks of the Alto Tererê Group exhibits characteristics of primary mantle to depleted mantle. Fractional crystallisation was subordinate in the development of these rocks and does not explain the chemical variations observed in the three types of amphibolites. Evidence from field data and petrographic data and the chemical, isotopic and geochronological signatures of the rocks suggest that the basic rocks of the Alto Tererê Group developed in an extensional back-arc-basin environment during the Statherian-Calymmian (Figure 5.15), with basin closure occurring at approximately 1680 Ma.

5.8. Conclusions

The rocks of the Alto Tererê Group consist of a Palaeoproterozoic metavolcanosedimentary sequence characterised by aluminous metapelites, quartzites and amphibolites derived from basic tholeiitic metavolcanic rocks that may be subdivided into three facies: (i) fine-grained banded amphibolites (metabasalts); (ii) medium-grained amphibolites with relic subophitic texture (metagabbros); and (iii) rocks with relic cumulate texture (metapyroxenites).

The basic rocks of the group are the product of a Statherian magmatic event that occurred in the Rio Apa Block of the southern Amazonian Craton. The rocks exhibit lithochemical characteristics of tholeiitic basalts that possibly were generated and developed in the initial extension phase of a back-arc basin at 1768 ± 6 Ma, related to the evolution of the Amoguijá Magmatic Arc, followed by the deposition of sediments from the arc and basement. This deposition ended during the first compressive deformation of these rocks; the deposition began at approximately 1728 Ma. An important subsequent deformational metamorphic event, it is responsible for thrusts with mass transport to the west, possibly related to the effects of the San Inácio Orogeny (ca. 1.3 Ga), supported by field and monazite U-Pb age dates of 1308 ± 39 Ma.

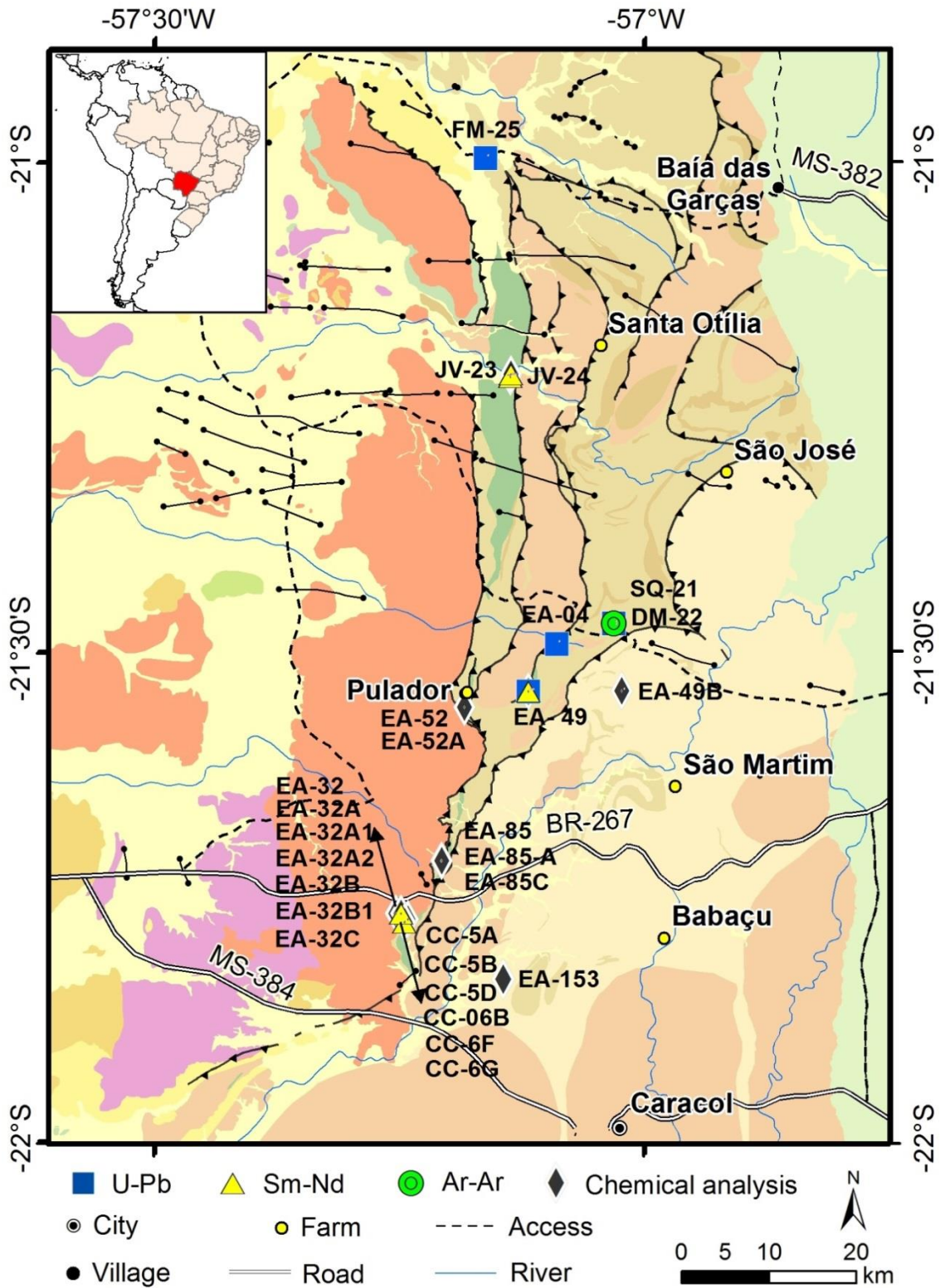
The lithochemical data suggest that the basic rocks of the Alto Tererê Group were produced by mantle sources enriched by the interaction with fluids related to melting and plate subduction. The amphibolites display a tholeiite geochemical signature and belong to three populations that show evidence of various degrees of mantle melting. The source of the rocks was spinel lherzolite with characteristics of primordial to depleted mantle. Fractional crystallisation does not explain the chemical variations in the three types of amphibolites and instead played a very minor role. The chemical composition of the basic rocks can be explained by various degrees of partial melting of the mantle wedge and by metasomatism related to fluids derived from the sedimentary cover in the subduction zone. The lithochemical characteristics of the metabasites suggests that these rocks were generated in a back-arc environment, although

they still exhibit a chemical influence from the arc, suggesting that the basic bodies originated in the boundary zone between the arc and the back-arc.

5.9. Acknowledgements

We would like to thank Universidade de Brasília, Universidade Federal do Mato Grosso and CPRM - Geological Survey of Brazil for their support to field and laboratory work. Thanks also to the technical support from the staff of the Geochronological Laboratory of Universidade de Brasília. We thank the reviewers for their comments and suggestions that contributed to the improvement of this work and to Dr. James Nelson Kellogg for his guidance during the editorial process. A. Ruiz, E. Dantas, R. Fuck thank CNPq, Brazil for research grants, including INCT-ET.

ANEXX 1.2. Location map of the analyzed samples.



CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES

Os estudos realizados constataram que o Bloco Rio Apa constitui um segmento crustal Paleoproterozoico de margem continental ativa, edificado na porção sul do Cráton Amazônico, durante a montagem do Arco Magmático Amoguijá, resultante de eventos orogenéticos acrescionários desenvolvidos no Orosiriano/Estateriano (1,87-1,71 Ga), com envolvimento de retrabalhamento crustal.

O bloco é compartimentado em três setores distintos (ocidental, central e oriental), com características próprias, marcadas por sucessão de eventos magmáticos, gerados durante os estágios de evolução do Arco Magmático Amoguijá e justapostos tectonicamente (1,87-1,71 Ga). O último setor de significado tectônico duvidoso, possivelmente relacionado a um terreno mais antigo com idades 1,82 a 1,79 Ga.

Foram individualizados seis principais eventos magmáticos graníticos (2,07-1,71 Ga). O primeiro relacionado ao embasamento Riacciano/Orosiriano (2074-1940 Ma) e os demais associados ao Arco Magmático Amoguijá e seu respectivo ambiente pós-colisional. Estas associações graníticas exibem fonte paleoproterozóica com afinidade calci-alcalina, originadas em ambiente de arco magmático. As idades modelo T_{DM} 2,53 a 2,10 e valores ϵNd -5,9 a +3,70 são sugestivos de magmas mantélicos com contribuição de processos de contaminação crustal.

Os novos dados geocronológicos obtidos e a reavaliação das informações disponíveis na literatura permitiram um reordenamento estratigráfico para o Bloco Rio Apa com identificação na região de oito unidades lito-estratigráficas maiores: i) Complexo Porto Murinho, embasamento; (ii) Suíte Amoguijá, incluindo vulcânicas félsicas da Formação Serra da Bocaina, granitos Alumiador e corpos graníticos similares (Aquidabã e Córrego Cervo); (iii) Intrusivas básicas: Suíte Gabro-anortosítica Serra da Alegria, Gabro Morro do Triunfo; (iv) Complexo Paraíso; (v) Grupo Alto Tererê; (vi) Complexo Rio Apa; (vii) Grupo Amolar; e (viii) Suíte Rio Perdido.

Os gnaisses mais antigos expostos na porção oeste da área pertencem ao Complexo Porto Murinho (2,07-1,94 Ga), idades Sm-Nd T_{DM} (2,89-1,72), $\epsilon Nd(t)$ (-5,7 to +7,0), incluindo os Gnaisses Morraria, Porto Murinho, granitos e intrusões máficas, que constituem o embasamento da área.

O estudo petrogenético das rochas do Grupo Alto Tererê revelou que estas rochas foram geradas em ambiente extensional de bacia de retro arco, com idade U-Pb 1,76 Ga e idade máxima de deposição dos metassedimentos, U-Pb zircão detrítico 1,72 Ma. A deposição dos sedimentos desta bacia aparentemente cessou durante os primeiros processos de compressão e

deformação em torno de 1,68 Ga. Esta sequência metavulcanossedimentar é caracterizada por uma assembleia metamórfica da fácies anfíbolito, zona da cianita, com retrometamorfismo ao fácies xisto verde.

O Complexo Rio Apa é constituído de rochas graníticas e gnáissicas mais jovens (1,79-1,71 Ga). Exibem características químicas de granitos fracionados relacionados a eventos pós-orogênicos do Arco Amoguijá. Foram subdivididos em três tipos de granitos com características próprias, denominados Rio Apa Indiviso (pós colisional); Rio Apa tipo 1 (granitos pós orogênicos Sanga Bonita, Rio Areia, Tamanduá e Santa Clarinha); e Rio Apa tipo 2 (granitos pós orogênicos a anorogênicos Córrego Cervo, Baía das Garças, Scardine 1 e Scardine 2). Entretanto, estas rochas foram fortemente afetadas pelos processos deformacionais de baixo ângulo do evento D₂, correlacionado à orogênese Rondoniano-San Ignacio, 1.3 Ga.

Com o apoio da aerogeofísica e dados de campo, foram identificados batólitos e plútons graníticos mais preservados no Complexo Rio Apa, a exemplo dos granitos (Tamanduá, Santo Antônio e Sanga Bonita).

A presença de enclaves de rochas do Grupo Alto Tererê em gnaisses e granitos do Complexo Rio Apa e as idades U-Pb variando entre 1,79 e 1,71 Ga evidenciam que pelo menos parte das rochas deste complexo são intrusivas nas rochas do Grupo Alto Tererê (U-Pb 1,76 Ga).

O Grupo Amolar constitui uma sequência metassedimentar siliciclástica de baixo grau metamórfico, fácies xisto verde, com idades deposicionais mais jovens que as rochas do Grupo Alto Tererê. Os dados geocronológicos U-Pb LA-ICP-MS indicam que a principal fonte de contribuição para a bacia é de zircões formados em torno de (1,83-1,85 Ga) com idade máxima de deposição U-Pb zircão detrítico 1709 Ma.

O arcabouço estrutural do Bloco Rio Apa é resultante de esforços compressivos que promoveram imbricamento das unidades, controlado por escamas de cisalhamentos de baixo ângulo com vergência para oeste, desenvolvido principalmente durante a Orogenia San Ignacio (1,3 Ga).

Esta estruturação permite a individualização de três domínios lito-estruturais, caracterizados por estilos deformacionais distintos, relacionados a diferentes níveis crustais. O domínio 1 caracterizado por tectônica predominantemente dúctil associado às rochas do embasamento, o domínio 2 abrange as rochas da Suíte Amoguijá em que predomina tectônica rúptil, e o domínio 3 mostra tectônica dúctil-rúptil de baixo ângulo, com vergência para oeste, acomodada em sistema de cavalgamentos que promoveu imbricamento das unidades da área, constatando que as rochas do Bloco Rio Apa não foram afetadas pela deformação Brasileira.

Dois importantes episódios metamórficos são reconhecidos na região, relacionados a processos colisionais. O primeiro desenvolvido em torno de 1670 Ma com homogeneização isotópica (Cordani *et al.*, 2009). O segundo desenvolvido entre 1327 e 1302 Ma, com evidências de retrometamorfismo. Estes dados são corroborados neste estudo através de determinações isotópicas U-Pb em monazita 1308 ± 39 Ma e U-Pb em zircão 1327 ± 14 Ma, obtidas em xistos do Grupo Alto Tererê e análises $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 1302 ± 4 Ma em muscovita de rochas gnáissicas do Complexo Rio Apa que confirmam a atuação do eventos tectono-metamórficos relacionados às orogenias Quatro Cacheiras e San Ignácio na região.

Estudo comparativo do Bloco Rio Apa com os diversos segmentos cratônicos existentes na América do Sul revela provável correlação com as rochas da Província Rondônia-Juruena, encontrada no norte do Mato Grosso.

As rochas vulcânicas da Formação Serra da Bocaina e Granito Alumiador, da Suíte Amoguijá, apresentam disseminações de sulfetos (malaquita, azurita e cobre nativo) em zonas de fraturas. Disseminações de sulfetos são também observadas nos anfibolitos do Grupo Alto Tererê. Além do potencial para metais base e ouro, a região demonstra também elevado potencial para rochas ornamentais, particularmente o Granito Alumiador. Nas rochas graníticas do Complexo Rio Apa constata-se a presença de veios e bolsões pegmatíticos com ametista.

A individualização e reconhecimento dos segmentos do Arco Amoguijá e o significado do magmatismo, abre nova perspectiva para prospecção mineral na região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Albuquerque, M.C., Oliveira, C.C. 2007. Geologia e Recursos Minerais. Folha Aripuanã SC.21-Y-A, escala 1:250.000, Estado de Mato Grosso. Goiânia, CPRM. 90 p. Convênio CPRM/SICMEMT.

Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102, 67-95.

Almeida, F. F. M. 1964. Geologia do centro oeste mato-grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineração*, p. 215-137, (DNPM/DGM. BOLETIM, 215).

Almeida, F.F.M. 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. *Boletim de Geologia e Mineralogia*, Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM, Rio de Janeiro, (219): 1-96.

Almeida, F.F.M., 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7 (4), 349–364.

Almeida, F.F.M. de. 1978. A evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparada com seus homólogos do hemisfério norte. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 30, Anais, v. 6, p. 2393–2407.

Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17:1-29.

Almeida, F.F.M. de. 1985. Alguns problemas das relações geológicas entre o Cráton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 2, Atas...p. 3–14.

Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews* 50, 77–111.

Almeida, V. V. de, Caltabeloti, F. P. 2013. Mapa Geológico Preliminar da Folha Fazenda Margarida – SF.21-V-D-III – escala 1:100.000, Estado Mato Grosso do Sul. Programa Geologia do Brasil – PGB, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, São Paulo.

Alvarenga, C.J.S. 1988. Turbiditos e a glaciação do final do Proterozoico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoc.*,18:323-327.

Alvarenga, C. J. S.; Saes, G. S. 1992. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozoico Médio e Superior da região sudeste do Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, 22(4):493-499.

Alves, C. L., Sabóia, A. M., Martins, E. G., Stropper, J. L., Frasca, A. A. S., Silva, M. F., Chiarini, M. F. N., Lacerda Filho, J. V. L. 2010. Geologia e recursos minerais das Folhas São

José do Xingu e Rio Comandante Fontoura. Escala 1:250.000. Goiânia: CPRM. 120 p. il. Projeto Noroeste - Nordeste de Mato Grosso. Programa Geologia do Brasil. Levantamentos Geológicos Básicos. Sistema de Informação Geográfica - SIG. Convenio CPRM/SICME-MT. ISBN 978-85-7499-121-4.

Amaral, G. 1974. Geologia Pré Cambriana da Região Amazônica. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212 p.

Araujo, H J T de & Montalvão, R M G de. 1980 a. Geologia da Folha SF 21-Y-B e parte das Folhas SF21- V-D e SF 21-X-C, sudoeste do Estado de Mato Grosso do Sul; operação 578/80-DIGEO/BAGOI Goiânia, Projeto RADAMBRASIL, 15p. rel interno

Araújo, H. J. T., Trindade, C. A. H. Pinto, J. C. A. Montalvão, R. M. G. Tassinari, C. C. G. 1981. Geologia pré-cambriana da Folha SF-21 - Rio Apa. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 1., Goiania. Ata...Goiania: SBG-Núcleo Centro-Oeste e Brasília, p. 117.

Araújo, H.J.T.; Neto, A.S.; Trindade, C.A.H.; Pinto, J.C.A.; Montalvão, R.M.G.; Dourado, T.D.C.; Palmeira, R.C.B.; Tassinari, C.C.G. 1982. Geologia. MME/SG. Projeto RadamBrasil, Levantamento dos Recursos Naturais. Folha SF. 21 – Campo Grande. Rio de Janeiro, v. 28, p. 23–124.

Azevedo, E. J. P.; Mendes, D; Ribeiro, L. M. A. L. [2013]. Geologia e recursos minerais da Folha Colônia São Lourenço SF-21-V-D-VI, Estado do Mato Grosso do Sul. Escala 1:100.000. [São Paulo]: CPRM, Programa Geologia do Brasil - PGB. Integração e Difusão de Dados da Geologia do Brasil. (Em execução)

Bahlburg, H., Vervoort, J.D., DuFrane, S. A., Carlotto, V. Reimann, C., Cárdenas, J. The UePb and Hf isotope evidence of detrital zircons of the Ordovician Ollantaytambo Formation, southern Peru, and the Ordovician provenance and paleogeography of southern Peru and northern Bolivia. 2011. Journal of South American Earth Sciences 32 .196e209.

Barbosa, J. S. F; Sabaté, P. 2003. Colagem paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia. Rev. Bras. Geoc., São Paulo: SBG, 33(1)

Barbosa, J. S. F; Sabaté, P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil: geodynamic features. Precambrian Res., 133:1-27.

Barbosa, J.S.F., Mascarenhas, J.F., Correa-Gomes, L.C., Dominguez, J.M.L., Souza, J.S. 2012. Geologia da Bahia Pesquisa e Atualização. CBPM, Salvador, 559p. v.1

Barros, A. M., Silva, R. H. da, Cardoso, O.R.F.A., Freire, F.A., Souza Jr., J.J., Rivetti, M., Luz, D.S., Palmeira, R.C., Tassinari, C.C.G., 1982. Geologia. In: Ministério das Minas e Energia. Projecto RADAMBRASIL, Folha SD. 21, Cuiabá. Rio de Janeiro: RadamBrasil, pp. 25-192. (Levantamentos de Recursos Naturais, 26).

Basei, M. A. S., Brito Neves, B. B., Siga Junior, O., Babinska, M.M., Pimentel, M., Tassinari, C. C. G.; Hollanda, M. H. B., Nutman, A., Cordani, U. G. 2010. Contribution of SHRIMP U–Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. *Precambrian Res.*, 183:112–144.

Basei, M.A.S.; Pacheco, A.; Nutman, A.P.; Dunyi, L.; Sato, K. 2010. U-Pb zircon evidence for Paleoproterozoic to Ediacaran episodic evolution of the Camboriu Complex, Santa Catarina State, Southern Brazil. *Gondwana Research*, v. 1.

Batchelor, R. A.; Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, n. 48, p.43-55

Bettencourt, J.S., Leite Jr., W., Payolla, B., Ruiz, A.S., Matos, R.S., Tosdal, R.M. 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Cráton: an overview. *J. S. Am. Earth Sci.*, 29:28–46.

Bickford, M.E., Van Schmus, W.R., Karlstrom, K.E., Mueller, P.A., Kamenov, G.D., 2015. Mesoproterozoic–trans-Laurentian magmatism: a synthesis of continent-wide age distributions, new SIMS U–Pb ages, zircon saturation temperatures, and Hf and Nd isotopic compositions. *Precambrian Res.* 265, 286–312.

Bispo-Santos, F. D. *et al.*, 2008. Columbia revisited: Paleomagnetic results from the 1790 Ma Colíder volcanics (SW Amazonian Cráton, Brazil). *Precambrian Res.*, 164(1): 40–49.

Bispo Santos, F., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, IF, R., Elming, S., Janikian, L., Vasconcelos, P. M., Perillo, B. M., Pacca, I.I.G; Silva, J. A., Barros, M.A.S. 2012. Tectonic implications of the 1419 Ma Nova Guarita mafic intrusives paleomagnetic pole (Amazonian Cráton) on the longevity of Nuna. *Precambrian Res.*, 196-197: 1-22.

Bispo-Santos, F., D'Agrella-Filho, M.S., Janikian, L., Reis, N.J., Trindade, R.I.F., Reis, M.A.A.A. 2014. Towards Columbia: Paleomagnetism of 1980–1960 Ma Surumu volcanic rocks, Northern Amazonian Cráton. *Precambrian Res.*, 244:123–138.

Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C. Vidotti, R. M., Gonçalves, J.H. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. [Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil: text, maps and GIS]. Brasília, CPRM, 673. p. il. ISBN 852300790-3.

Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Baars, F.J., Delgado, I.M., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Santos, J.O.S. (coords.). 2001. *Mapa Geológico do Brasil 1:5.000.000. Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil*. GIS, Brasília, CPRM, 4 CD-Rom.

Boger, S.D., Raetz, M., Giles, D., Etchart, D., Fanning, C.M. 2005. U-Pb age data from the Sunsas region of Eastern Bolivia, evidence for the allochthonous origin of the Paragua Block. *Precamb. Res.*, 139:121–146.

Boggiani, P.C. 1997. Análise estratigráfica da bacia Corumbá (Neoproterozoico) – Mato Grosso do Sul. 181 f. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

Bonin, Bernard. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, n. 97, p. 1-29.

Bonin, Bernard. 2008. Death of super-continent and birth of oceans heralded by discrete A-type granite igneous events: the case of the Variscan-Alpine Europe. *Journal of geosciences*, n. 53, p. 237-252.

Botelho, N. F. 1992. Les ensembles granitiques subalcalins a peralumineux mineralisés en Sn et In de la Sous-province Paraná, État de Goiás, Brésil. 344 f. Thèse (Doctorat) - Université de Paris, França.

Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, pp. 63-114.

Brito Neves, B. B.; Sato, K. 1991. New Precambrian time scale. *Episodes*, Ottawa, 14(2):139-140.

Brito Neves, B. B. & Cordani, U. G. 1991. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Res.*, 53:23 - 40.

Brito Neves, B. B. *et al.*, 1995. A tafrogênese estateriana nos blocos paleoproterozoicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, Belo Horizonte, 3(2):1-21

Brito Neves, B. B.; Sato, K. 1998. Chronogeological milestones in the Evolution of the South American Continent. In: *International Conference on Basement Tectonics*, 14., 1998, Ouro Preto. Abstracts... Ouro Preto: UFOP, pp. 2-4.

Brito Neves, B.B. 1999. América do Sul: Quarto fusões, quarto fissões e o processo acrescionário andino. *Rev. Bras. Geoc.*, 29(3):379-392.

Brito Neves, B. B. 2003. A saga dos descendentes de Rodínia na construção de Gondwana. *Rev. Bras. Geoc.*, 33(1 suplemento):77–88.

Brito Neves, B. B. . 2011. The Paleoproterozoic in the South-American continent: diversity in the geologic time. *J. S. Am. Earth Sci.*, 32:270-286, dec. 2011.

Brites, A. F. N., Sousa, M.Z.A., Ruiz, A.S., Batata, M.E.F.; Lafon, J.M.; Plens, D.P. 2013. Geology, petrology and geochronology (Pb-Pb) of the Serra da Bocaina Formation: evidence of an Orosirian Amoguijá Magmatic Arc in the Rio Apa Terrane, south of the Amazonian Cráton. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1):48-69.

Buhn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81:99-114.

Cabrera, R. F. & Nogueira, S. F. 2013. Levantamento Geológico e estrutural (Escala 1:100.000) da Serra da Alegria e seu Entorno, Terreno Rio Apa, Sul do Cráton Amazônico. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso.

Cabrera, R. F., Ruiz, A. S., Nogueira, S. F., Sousa, M. Z. A., Alkmin, F. F. de, Santos, G. dos. 2013. Suíte Intrusiva Alumiador e Grupo Ypacaraí no Entorno da Serra da Alegria (MS) – Terreno Rio Apa – Cráton Amazônico. In.: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 13., Belém - PA.

Cabrera, R. F.; Ruiz, A. S.; Sousa, M. Z. A.; Nogueira, S. F.; Santos, G. dos, Batata, M. E. F. 2013. Caracterização Geológica e Estrutural das Rochas Supracrustais do Entorno da Serra da Alegria (MS), Grupo Alto Tererê ou San Luis Terreno Rio Apa – Cráton Amazônico. In.: SBG, Simp. Nac.. Est. Tect.,14., Chapada dos Guimarães - MT.

Cabrera, R.F. 2014. Grupo Campanário: Vestígios de uma bacia Mesoproterozoica no Terreno Rio Apa. Exame de qualificação (Mestrando em Geociências) - Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT).

Cabrera, R. F. 2015. Geologia, Deformação e Idade (U-Pb) do Grupo Campanário, Sequência Metassedimentar Mesoproterozoica no Terreno Rio Apa, sul do Cráton Amazônico. Dissertação de Mestrado, Instituto de Ciências Exatas e da Terra da Universidade Federal de Mato Grosso, 68 p.

Campanha, G. A. da C., Warren L., Boggiani, P. C. Grohmann, C. H., Cáceres A. A. 2010. Structural analysis of the Itapucumí Group in the Vallemí region, northern Paraguay: Evidence of a new Brasiliano/Pan-African mobile belt. *J. S. Am. Earth Sci.*, 30:1-11.

Campos, G. Z. 2011. Geologia, petrografia e geoquímica do Complexo Metamórfico Rio Apa na Região de Porto Murtinho-MS. Monografia (Graduação em Geologia) – Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 80 f.

Casquet, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G, Galindo C., Fanning C.M., Dahlquist, J.A. Saavedra, J. 2012. A history of Proterozoic terranes in southern South America: From Rodinia to Gondwana. *Geoscience Frontiers*, 3(2):137 e 145

Caxito, F. de A., Dantas, E. L., Stevenson, R., Uhlein, A. Detrital zircon (U–Pb) and Sm–Nd isotope studies of the provenance and tectonic setting of basins related to collisional orogens:

The case of the Rio Preto fold belt on the northwest São Francisco Cráton margin, NE Brazil. (2014) *Gondwana Research* (26) 741–754.

Chen, X. , Shu, L., Santosh M. Xu, Zhiqin The provenance and tectonic affinity of the Paleozoic meta-sedimentary rocks in the Chinese Tianshan belt: New insights from detrital zircon U–Pb geochronology and Hf–isotope analysis. 2014. *Journal of Asian Earth Sciences* (94). 12–27.

Condie, K.C., Chomiak, B., 1996. Continental accretion: contrasting Mesozoic and early Proterozoic tectonic regimes in North America. *Tectonophysics* 265, 101-126.

Condie, K. C. 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth Planet. Sci. Letters*, 163:97-108.

Condie, K. C. 2002. Breakup of a Paleoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*, 5:41–43.

Condie, K.C., 2005. High field strength element ratios in Archaean basalts – a window to evolving sources of mantle plumes. *Lithos* 79, 491-504. Coney, P J 1973. Plate tectonics of marginal foreland thrust-belts. *Geology*, 1, 131-134. 14.7

Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S. & Kawashita, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos [Tectonic evolution of the Amazon based on geochronological data]. In.: Congresso Geológico Chileno, 2., Chile. Atas... Chile, p. 137- 48.

Cordani, U.G. & Brito Neves, B.B. de. 1982. The geologic evolution of South América during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, 12:78-88.

Cordani, U.G. & Sato, K. 1999. Crustal evolution of South America Plataform, basead on Nd isotipic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, 22:167-173.

Cordani, U.G. E.J., Milani, A. Thomaz-Filho, D.A. y Campos (Eds.). 2000. Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress, Río de Janeiro, pp. 19–40

Cordani, U.G., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S., 2000. Crustal evolution of the South American platform. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, pp. 19–40.

Cordani, U.G, Tassinari, C. C. G., Rolim, D. R. 2005. The basement of the Rio Apa Cráton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and northern Paraguay: a geochronological correlation with the tectonic provinces of the south-western Amazonian Cráton. Mendoza: Academia Nacional de Ciências.

Cordani, U.G., Teixeira, W. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Cráton. 2007. The Geological Society of America, Memoir 2000

Cordani, U.G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade R.I. 2009. The position of the Amazonian Cráton in supercontinents. *Gondwana Res.*, 15:396-407

Cordani, U. G., Teixeira, W., Tassinari, C. C. G., Coutinho, J. M. V., Ruiz, A. S. 2010. The Rio Apa Cráton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and northern Paraguay: Geochronological Evolution, Correlations and Tectonic Implications for Rodinia and Gondwana. *Gondwana Res.*, 15:396-407.

Cordani, U.G., Teixeira, W.; Tassinari, C. C. G.; and Ruiz, A. S.. 2010. The Rio Apa Cráton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and Northern Paraguay: Geochronological Evolution, Correlations and Tectonic Implications for Rodinia and Gondwana. *Am. J. Sci.*, 310:1-43

Côrrea, J.A., Neto, C., Correia Filho, F. das C. L. Scislewski, G., Cavallon, L.A., Cerqueira, N.L. de S., Nogueira, V.L. 1976. Projeto Bodoquena - Relatório Final. Goiânia: MME-DNPM- CONVÊNIO DNPM/CPRM.

Correia Filho, F.C.L, Martins, E.G., Araújo, E.S. 1981. Projeto Rio Apa: Relatório da área I. Goiânia: CPRM, Convênio CODESUL/CPRM, v. 2.

Costa, M. J. R., Ferrari, V.C., Azevedo, E.J., Mendes, D. 2013. Geologia e recursos minerais da Folha Fazenda Margarida – SF.21-X-C-IV. Estado do Mato Grosso do Sul. Escala 1:100.000. São Paulo: CPRM, [s.d.]. il. Color. Programa Geologia do Brasil - PGB. Integração e Difusão de Dados da Geologia do Brasil. (inédito)

D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., Elming, S., Teixeira, W., Yokoyama, E., Tohver, E., Geraldés, M.C., Pacca, I.I.G., Barros, M.A.S., Ruiz, A.S. 2012. The 1420 Ma Indiavaí Mafic Intrusion (SW Amazonian Cráton): paleomagnetic results and implications for the Columbia supercontinent. *Gondwana Res.*, disponível em <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.02.022>.

Danni, J.C.M.; Dardenne, M.A.; Fuck, R.A. 1981. Geologia da região de Goiás, GO. O Greenstone Belt Serra de Santa Rita e a Seqüência Serra do Cantagalo. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 1., Goiânia. Anais... Goiânia: SBG – Núcleos Centro- Oeste e Brasília., p.265-280.

Dantas et al., 2002. Sistema Sm-Nd em Rocha – Total Aberto Versus Fechado: Comportamento Isotópico em Zonas de Cisalhamento. São Paulo, USP, pp.109-129. (*Geol. USP Sér. Cient.*, v.2).

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183–210.

De Paolo, D. J. 1981. Radiogenic isotopes and crustal evolution. *Evolution of the Earth: Geodynamics Series*, 5:59-68,

De Paolo, D.J., Linn, A.M., Schubert, G., 1991. The continental crustal age distribution; methods of determining mantle separation ages from Sm–Nd isotopic data and application to the Southwestern United States. *J. Geophys. Res. B* 96,2071–2088.

Deino A. & Potts R. 1990. Single-crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Olorgesailie Formation, southern Kenya rift: *Journal of Geophysical Research*, 95:8453-8470.

Del'Arco, J. O., Silva, R. H., Tarapanoft, I., Freire, F. A., Pereira, L. G. M., Sousa, S. L., Luz, D S., Palmeira, R. C. B., Tassinari, C. C. 1982. In.: BRASIL. Departamento Nacional da Producao Mineral. Projeto Radambrasil. Folha SE.21 Corumbá e parte da folha SE.20: Geologia. Rio de Janeiro, pp. 25–160. (Levantamento de Recursos Naturais, 27).

Eby, G. N. 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26:115-134.

Eby, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20:641-644.

Eckel, E. B. 1959. Geology and mineral resources of Paraguay, a reconnaissance. Geological Survey, Professional Paper, Washington, n. 327, p.1-110,

Einsele, G., *Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget* by 1992, ISBN 3-540-54743-6; Springer Verlag, Berlin, 1992; 628 p., 269 .

Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *J. Geophys. Res.* 102, 14991e15019.

Emslie, R. F. 1991. Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations. *Precambrian Res.*, 51:173-192.

Eriksson, K. A. 1995. Crustal growth, surface processes and atmospheric evolution on the early Earth. In: Coward, M. P.; Ries, A.C. (eds.). *Early Precambrian Processes*. Geological Society London, pp.11-25 (Special Publication, 95).

Evans, D.A.D., Mitchell, R. N. 2011. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna. *Geol. Soc. Am.*, 39(5): 443–446; doi:10.1130/G31654.1.

Evans, J.W. 1894. The geology of Mato Grosso Quarterly. *Journal of the Geological Society of London*, 50:85-104.

Faleiros, F. M., Caltabeloti, F. P., Rodrigues, Pinto, L. G. R. 2014. Carta Geológica Folha Aldeia Tomázia – SF.21-V-B-VI, Estado Mato Grosso do Sul. Programa Geologia do Brasil – PGB, CPRM, São Paulo. 2014. mapa escala 1:100.000

Faleiros, F. M., Pavan, M., Remédio, M.; Rodrigues, J.B., Almeida, V.V., Caltabeloti, V.V., Caltabeloti, F.P., Pinto, L., Oliveira, A. A., Pinto de Azevedo, E. J., Costa, V.S. 2015. Zircon U-Pb ages of rocks from the Rio Apa Crátonic Terrene (Mato Grosso do Sul, Brazil): New insights for its connection with the Amazonian Cráton in pre-Gondwana times. *Gondwana Res.*, doi:10.1016/j.gr.2015.02.018

Fan W. ,Wang, Y., Zhang, A., Zhang, F., Zhang, Y. Permian arc-back-arc basin development along the Ailaoshan tectonic zone: Geochemical, isotopic and geochronological evidence from the Mojiang volcanic rocks, Southwest China. *Lithos* 119 (2010) 553–568.

Fan, W.M., Guo, F., Wang, Y.J., Zhang, M., 2004. Late Mesozoic volcanism in the northern Huaiyang crust relicts beneath the Dabie orogeny. *Chem. Geol.* 209, 27e48. tectono-magmatic belt, central China: partial melts from a lithospheric mantle with subducted continental

Fan, H.P., Zhu, W.G., Li, Z.X., Zhong, H., Bai, Z.J., He, D.F., Cao, C.Y., 2013. Ca 1.5 Ga mafic magmatism in South China during the break-up of the supercontinent Nuna/Columbia: the Zhuqing Fe–Ti–V oxide ore-bearing mafic intrusions in western Yangtze Block. *Lithos* 168, 85–98.

Frasca, A. A. S. *et al.*, 2002. Síntese da Geologia e do Projeto Promin-Alta Floresta. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 41., João Pessoa. Resumos Expandidos... João Pessoa, SBG – Núcleo Nordeste.

Frasca, Antônio A. S. *et al.*, 2003. Evolução Tectônica dos Terrenos Acrescionários do Norte do Mato Grosso. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 8., Cuiabá. Boletim de Resumos. Cuiabá: SBG, p. 37.

Frasca, A.A, Borges, F.R.. 2005., Geologia e Recursos Minerais da Folha Ilha 24 de Maio - SC.21-Z-A. Brasília: Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM,

Fretzdorff, S., Livermore, R.A., Devey, C.W., Leat, P.T., Stoffers, P., 2002. Petrogenesis of the back-arc East Scotia Ridge South Atlantic Ocean. *J. Petrol.* 43, 1435e1467.

Fuck, R.A., Brito Neves, B. B., Schobbenhaus, C. 2008. Rodinia descendentes in South America. *Precambrian Res.*, 160:108–126.

Fulfaro, V. J., Palmieri, J. H. 1986. Mapa Geológico del Paraguay. PROYECTO PAR 83/005. Gov. Rep. del Paraguay/ONU, Asunción, Paraguay. (1 mapa 1:1.000.000 y texto explicativo).

Garrels, R. M.; Perry, E. A.; Mackenzie, F. T. 1973. Genesis of precambrian iron-formation and the development of atmospheric oxygen. *Economic Geology*, 68:1173-1175.

Gaudette, H.E., Olzewski, W.J., & Santos, J.O.S., 1996, Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, state of Roraima, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, 9:183–195, doi: 10.1016/0895-9811(96)00005-3.

Geraldes, M. C. *et al.*, 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Cráton in Mato Grosso State, Brazil. *Precambrian Res.*, 111:91–128.

Gibbs, A. K. & Barron, C. N. 1983. The Guiana Shield reviewed. *Episodes*, 2:7-14.

Gioia, S.M.C.L. & Pimentel, M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras.*, 72:220-245.

Godoi, H. O. 1999. Aquidauana, Folha SF.21-X-A: Estado do Mato Grosso do Sul Escala 1: 250.000. Brasília: CPRM, 1999. 92p. il., Mapas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB

Godoi, H. O., Martins, E. G. 1999. Folha SF.21, Campo Grande: escala 1:500.000. Brasília: CPRM, il., Mapas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB

Godoi, H. O., Martins, E.G., Mello, J. C.R.. 1999. Corumbá Folha SE.21-Y-D; Aldeia Tomázia Folha SF.21-V-B; Porto Murtinho Folha SF.21-V-D. Estado do Mato Grosso do Sul Escala 1:250.000. Brasília: CPRM,. 88 p. il., Mapas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB

Godoi, H.O.; Martins, E.G.; Mello, J.C.R., 2001. Corumbá – Folha SE.21-Y-D, Aldeia Tomázia – Folha SF.21-V-B, Porto Murtinho - Folha SF.21-V-D, Estado de Mato Grosso do Sul. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT. 65 p., ilustrações e mapas. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB (available at <http://www.cprm.gov.br>).

Godoy, A.M.; Ruiz, A.S.; Manzano, J.C.; Araújo, Ruiz, L.M.B.; Montano, L.F.; Sousa, M.Z.A.; Batata, M.E.F.; Silva, M.V.V.; Baldim, I.; Lima, G.A. 2006. Aspectos petrográficos e litogeoquímicos da Suíte Intrusiva Alumiador, Maciço Rio Apa, sul do Cráton Amazônico - MS. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 43., Aracaju. Anais...Aracaju, SBG, p. 250.

Godoy, A.M., Ruiz, A.S., Manzano, J.C., Araújo, L.M.B., Ruiz, A.S. 2007. Contexto geológico do magmatismo do Grupo Amoguijá, Suíte Intrusiva Alumiador e Vulcânica Serra da Bocaina, Maciço Rio Apa, sul do Cráton Amazônico MS. In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect., 11, Atas, p. 277-279.

Godoy, A. M., Manzano, J. C., Araújo, L. M. B. de, Silva, J. A. da. 2009. Contexto geológico estrutural do Maciço Rio Apa, sul do Cráton Amazônico-MS. In: SBG, Simp. Geol. Sudeste, 11. Simp. Geol. Minas Gerais, 15., Ata... São Pedro, SBG, p. 20.

Godoy, A. M.; Manzano, J. C.; Araújo, L. M. B.; Silva, J.A.; Chaguri, G. F. 2009. Sequência magmática Serra da Alegria, sul do Cráton Amazônico - MS. In: SBG, Simp. Geol. Sudeste, 9., São Pedro. Anais... São Pedro: SBG, cd-rom.

Godoy, A. M., Manzano, J. C, Araújo, L.M.B, Silva, J.A. 2010. Contexto Geológico e Estrutural do Maciço Rio Apa, sul do Cráton Amazônico – MS. *Geociências*, 28(4):485-499.

Godoy, A.M; Manzano, J.C; Araújo, L.M.B; Silva, J.A. 2010. Suíte Vulcânica Serra da Bocaina, Grupo Amoguijá, Maciço Rio Apa – MS. São Paulo, UNESP. *Geociências*, 29:571-587.

Gomes, C. G., Comin-Chiaramonti, P. and Velazquez, V. F. 2000. The Mesoproterozoic rhyolite occurrence of Fuerte Olimpo and Fuerte San Carlos, northern Paraguay. *Rev. Bras. Geoc.*, 30(4):785-788.

Goodwin, A. M. 2000. Principles of Precambrian Geology. 2nd edition. London: Academic Press. 327p. ISBN: 0122897706.

Gower, C.F., Ryan, A.B., Rivers, T. 1990. Mid-Proterozoic Laurentai –Baltic: an overview of its geological evolution and summary of the contributions by this volume. Gower, C.F., Rivers, T., Ryan, B. (Eds.). *Mid-Proterozoic Laurentia– Baltica. Spec. Paper. Geological Association of Canada.*, v. 38, p. 1 –20.

Grohmann, C.H., Campanha, G.A.C. and Soares Junior, A.V. 2011. OpenStereo: um programa Livre e multiplataforma para análise de dados estruturais. In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect., 13.; Intern. Symp. Tect., 7., Campinas, SP. Anais... Campinas, SP: SBG. 26-28p.

Halls, Henry C. *et al.*, 2008. The Paleoproterozoic Marathon Large Igneous Province: New evidence for a 2.1 Ga long-lived mantle plume event along the southern margin of the North American Superior. *Precambrian Res.*, 162:327–353.

Harris, N. B. W., Perarce, J. A. & Tindle, A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: *Special Publications of Geological Society, London*, 19: 67-81.

Hartmann, L. A. *et al.*, 2001. Archean crust in the Rio de la Plata Cráton, Uruguay—SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology. *J. S. Am. Earth Sciences*, 14(6):557–570.

Hasui, Y. & Almeida, F. F. M. de. 1970. Geocronologia do centro-oeste brasileiro. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 19:1-26.

Hasui, Y., Haralay, N.L.E. & Schobbenhaus, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In.: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 2., Manaus. Anais... SBG, pp.129-141.

Hasui, Y. & de Almeida F.F.M. 1985. The Central Brazil shield reviewed. *Episodes*, 8:63-80

Hasui, Y., Carneiro, C.D. C., Almeida, F. F. M., Bartorelli. 2012. *Geologia do Brasil. Petrobás –São Paulo:Beca. ISBN 978-85-62768-10-1*

He, Y.H., Zhao, G.Z., Sun, M., Han, Y., 2010. Petrogenesis and tectonic setting of volcanic rocks in the Xiaoshan and Waifangshan areas along the southern margin of the North China Cráton: constraints from bulk-rock geochemistry and SrNd isotopic composition. *Lithos* 114, 186e199.

Heilbron, M., Campos Neto, M.C.; Silva, L.C.; Trouw, R. A. J. ; Janasi, V. A. *Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, Virgínio (Org.) 2004. Geologia do Continente Sul Americano. São Paulo: Beca, p. 356-369. ISBN 8587256459*

Hofmann, A.W., K.P. Jochum, M. Seufert, and W.M. White (1986). Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79, 33-45.

Hoffman, P. F. 1988. United plates of America, the birth of a Cráton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16:543-603.

Hoffman, F. P. 1989. Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga). *Geology*, 17:135–138.

Hoffman, P. F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 252: 1409-1412.

Hoffman, P.F. 1992. Global Grenvillian kinematics and fusión of the Neoproterozoic supercontinent Rodinia. *Canadá, Geol. Soc. Can. p. 17-49.(Progr. with Abstr.)*.

Hou, G., Santosh, M., Qian, X., Lister, G.S & Li, J. 2008a. Configuration of the Late Paleoproterozoic supercontinent Columbia: Insights from radiating mafic dyke swarms. *Gondwana Res.*, 14 :395–409

Hou, G., Santosh, M., Qian, X., Lister, G.S., Li, J., 2008 b. Tectonic constraints on 1.3-1.2 Ga final breakup of Columbia supercontinent from a giant radiating dyke swarm. *Gondwana Res.* 14 (3), 561–566.

Ingersoll, R.V., 1988. Tectonics of sedimentary basins *Geological Society of America Bulletin*, 100 (1988), pp. 1704– 1719.

Irvine, I. N. & Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanics rocks. *Canadian Journal Earth Science*, 8:523-548.

Jensen, L.S., Pykes, D.R., 1982. In: Arndt, N.T., Nisbet, E.G. (Eds.), *Komatiites in the Ontario Portion of the Abitibi Belt. Komatiites*, Allen & Unwin, London, pp. 147e157.

Johansson, A. 2009 Baltica, Amazonia and the SAMBA connection—1000 million years of neighbourhood during the Proterozoic? *Precambrian Res.*, 175 (1), 221–234.

Johildo S. F. Barbosa1 & Pierre Sabaté. 2003. Colagem paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, 33:7-14.

Jost, H. *et al.*, 1989. Seqüência Morro Escuro: uma nova unidade estratigráfica do Arqueano/Proterozoico Inferior na região de Crixás, Estado de Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, 19(3):284.

Jost, H., Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Danni, J.C. Heaman, L. 1993. Idade U-Pb do Diorito Posselândia, Hidrolina, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, 23(4):352-355.

Jost, H., Rodrigues, V.G., Carvalho M.J., Chemale, Jr F., Marques, J.C. 2012. Estratigrafia e geocronologia do greenstone belt de Guarinos, Goiás. *Geol. USP, Sér. Cient.*, 12(2): 3.

Kaur, P. & Chaudhri, N. 2013. Metallogeny associated with the Palaeo- Mesoproterozoic Columbia supercontinent cycle: a synthesis of major metallic deposits. *Ore Geol. Rev.*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.03.005>

Kelemen, P.B., Johnson, K.T.M., Kinzler, R.J., Irving, A.J., 1990. High-field-strength element depletions in arc basalts due to mantle magma interaction. *Nature* 345, 521-524.

Kelemen, P.B., Hanghøj, K., Greene, A.R., 2004. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*, vol. 3. Elsevier, p. 70.

Keppler, H., 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature* 380, 237e240.

Kinzler, R.J., 1997. Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: application to midocean ridge basalt petrogenesis. *J. Geophys. Res.* 102, 853e874

Klein, E. L. & Moura, C. A. V. 2001a. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luís Cráton and Gurupi Belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *Int. Geol. Rev.*, 43:237-253.

Klein, E. L. & Moura, C A.V. 2003. Síntese Geológica e Geocronológica do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi na Região do Rio Gurupi (NE-Pará / NW-Maranhão). São Paulo:USP, pp.97-112. (*Geol. USP, Série Científica*, 3)

Klein, E. L.; Moura C. A.V.; Pinheiro, B. L.S. 2005. Paleoproterozoic Crustal Evolution of the São Luís Cráton, Brazil: Evidence from Zircon Geochronology and Sm-Nd Isotopes. *Gondwana Res.*, 8(2).

Kröner, A. & Cordani, U.G. 2003. African, southern Indian and South American Crátons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics*, 375:325-352.

Kuiper K.F., Deino A., Hilgen F.J., Krijgsman W., Renne P.R., Wijbrans J.B. 2008. Synchronizing Rock Clocks of Earth History. *Science*, 320:500-504.

Lacerda Filho, J. V. de.; Souza, J.O., Oliveira, C.C., Ribeiro, P.S.E., Boas P.F.V., Albuquerque, M.C.; Frasca, A.A. S.; Borges, F.R.; Moreton, L.C.; Martins, E.G.; Camargo, M.A; Valente, C.R.; Pimentel, M.M.; Botelho, N.F. 2001. Geologia e evolução tectônica da região norte do Mato Grosso (Projeto Promin-Alta Floresta). In: SBG, Simp. Geol. Amazonia, 7, Belém, 2001. Resumos Expandidos. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2001.

Lacerda Filho, J. V., Souza, J. O.; Pimentel, M. M. *et al.* Geocronologia U-Pb e Sm-Nd da região de Alta Floresta, norte de Mato Grosso. In: Workshop Geology of the SW Amazonian Cráton: State-of-the-Art, 10-12 aug. 2001, Sao Paulo. Extended Abstracts... São Paulo: Institute of Geosciences, University of São Paulo, 2001. p. 53-55.

Lacerda Filho, J. V., Valente, C. R., Rizzotto, G. J. *et al.*, 2004. Folha SE.21-Corumbá. In.: Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S. *et al.* (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. Brasília:CPRM, CD-Rom.

Lacerda-Filho, J.V., Abreu Filho, W., Valente, C.R., Oliveira, C.C., Albuquerque, M.C., 2004. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Mato Grosso. Texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado do Mato Grosso, Escala. 1:1.000.000. Goiânia:CPRM, pp. 235. Convênio CPRM e SICME-MT.

Lacerda Filho, J., V.; Brito, R., S., C.; Silva, M., G.; Oliveira, C., C.; Moreton, L., C.; Martins, E., G.; Lopes, R., C.; Lima, T., M.; Larizzatti, J., H.; Valente, C., R. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul. Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. Convênio CPRM/SICME-MS, MME, 10-28p.

Lacerda Filho, J. V.; Frasca, A. A. S. 2008. Proposta de Compartimentação Geotectônica de Goiás e Distrito Federal In.: SBG, Cong. Bras. Geol., 44., Anais... Curitiba: SBG, Cd Rom. SGB - CPRM.

Lacerda Filho, J. V. de *et al.* Eventos Magmáticos do Centro Oeste do Cráton Amazônico. In.: SBG, Cong. Bras. Geol., 45., 2010, Belém . Resumos... Belém SBG. Núcleo Norte, 2010. CD Rom

Lacerda Filho, J. V. de; Frasca, A. A. S.. 2011. Proposta de Compartimentação Geotectônica do estado de Mato Grosso In.: SBG, Simp. Geol. Centro Oeste, 12., 16-19. Out 2011, Pirenópolis. Resumos expandidos. Brasília. SBG. Núcleo Brasília

Lacerda Filho, J. V. de, Ruiz, A. S., Fuck, R. A., Dantas, E. 2013. Posicionamento Geotectônico do Bloco Rio Apa: Discussão Preliminar. In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect., 13.; International Symposium on Tectonics, 8., Chapada dos Guimarães, MT. Resumos Expandidos...Chapada dos Guimarães, MT: SBG - Núcleo Centro-Oeste.

Lacerda Filho, J.V., Fuck, R., Ruiz, A.S., Dantas, E.L., Souza, M.Z.A., Matos, J.B., Nascimento, N.D.C., 2014. Geologia, geoquímica, geocronologia (U-Pb) e evolução tectônica dos anfibolitos do Grupo Alto Tererê, Terreno Rio Apa, Mato Grosso do Sul. Anais do 47º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, p.1522.

Lacerda Filho, J.V., Fuck, R. A., Ruiz, A.S., Dantas, E. L., Scandolara, J.E., Rodrigues, J.B., Nascimento, N.D.C. 2015. Palaeoproterozoic tectonic evolution of the Alto Tererê Group, southernmost Amazonian Craton, based on field mapping, zircon dating and rock geochemistry (prelo)

Ladeira, E. A. 2009. Relatório de consultoria Técnica 11. Análise crítica da informação geológica no Brasil. [s.l.]: MME-Secretaria de Geologia, Mineração; Transformação Mineral-SGM; Banco Mundial Banco Internacional para a Reconstrução e Desenvolvimento – BIRD, 92p.

Leite, J. A. D.; Saes, G. S.; Macambira, M. J. B. 2001. The Teles Pires volcanic province: a Paleoproterozoic silic-dominated large igneous province in southwest Amazon Cráton and tectonic implications. In: SGC, Simp. Sulamer. Geol. Isot., 3., 2001, Chile. Anais... Sociedad Geologica de Chile, v.1, p.180-183

Leite, J.A.D.; Souza, M.Z.A.; Saes, G.S.; Macambira, M.J.B.; Batata, M.E.F.; Oliveira, F.A. 2005. Evolução crustal de partes da porção sudoeste do Cráton Amazônico no Alto Estrutural Eugênia Arinos médio noroeste de Mato Grosso: Registros de acreção, fragmentação e reaglutinação de massas continentais. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 9., 2005, Goiânia. Anais... Goiânia: S.B.G.-Núcleo Centro Oeste, p.113-115.

Lima, G. A. Souza; Sousa M.Z.A.; Ruiz, A.S., D'Agrella Filho, M.S., Vasconcelos, P. 2012. Sills máficos da Suíte Intrusiva Huanchaca - SW do Cráton Amazônico: registro de magmatismo fissural relacionado à ruptura do Supercontinente Rodínia. Rev. Bras. Geoc., 42(1).111-129P.

Lima, G. A. de, Macambira, M., B.; Sousa, M. Z. A. de; Ruiz, A. S. Suíte Intrusiva Rio Perdido: Magmatismo Máfico Fissural no Sul do Cráton amazônico – Terreno Rio Apa S B G Simp. Geol. Amazônia, 13., Núcleo Norte, | Belém 2013 (inédito)

Litherland, M., Bloomfield, K. 1981. The Proterozoic history of Eastern Bolívia. *Precambrian Res.*, 1:157–179.

Linterland *et al.*, 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Pré-Cambrian shield. British Geological Survey, 153p. (Mem n.9)

Lisboa, M. A. R. 1909. Oeste de São Paulo, sul do Mato Grosso: geologia, indústria mineral, clima, vegetação, solo agrícola, indústria pastoril. Rio de Janeiro: Tipografia do Jornal do Commercio, 172p

Ludwig, K.R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.0, A geochronological toolkit for Microsoft Excel Berkeley Geochronology Center Special Publication, v. 4, Berkeley Geochronology Center, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA.

Ludwig, K.R., 2001, SQUID 1.02: A user's manual: Berkeley, California, Berkeley Geochronology Center Special Publication 2.

Magini, Christiano. 2001. Evolução pré-cambriana da província Borborema: região do extremo oeste potiguar. Tese (Doutorado em Geologia)-Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 218 f.

Mantesso-Neto, Virgínio (Org.) *et al.*, 2004. Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marque de Almeida. São Paulo: Beca, pp. 471-486. ISBN 8587256459

Manzano J.C., Godoy, A. M., Araújo L.M.B, Godoy, L.P. 2012. Suíte Plutônica Alumiador, Grupo Amoguijá, Maço Rio Apa -MS São Paulo, UNESP, Geociências, 31(3):351-370.

Manzano, J.C. 2013. Evolução do Terreno Rio Apa e sua relação com a Faixa de Dobramentos Paraguai. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, São Paulo. 150p

Mapa, P. S. 2006. Rota de Processo para o underflow da Deslamagem de Minério de Ferro do Concentrador da Samarco Mineração S.A. Dissertação de Mestrado. Curso de Pós-Graduação em Engenharia Metalúrgica e de Minas da Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte.

Marques, M. V. F. & Arantes, P. R. 2010. Caracterização Geológica da Serra da Esperança no Parque Natural Municipal da Cachoeira do Apa - Porto Murtinho – MS. Trabalho

de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia Geral, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso.

Martinez, F.; Okino, K.; Ohara, Y.; Reysenbach A.L. Goffredi, S.K. 2007. Back-arc Basins. *Oceanography* 20(1):116–127, <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2007.85>.

Martins, Edson Gaspar & Abdallah, S. 2007. Folha Juína, 1:250.000. Projeto Noroeste de Mato Grosso, Programa Geologia do Brasil, Convênio CPRM/SICMEMT, 98p. il.;

Matos Salinas, G.R. 2010. Geocronologia e Evolução Tectônica Paleo-Mesozóica do Oriente Boliviano-Região Sudoeste do Cráton Amazônico. 52p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo

McKenzie, D., O’Nions, R.K., 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *J. Petrol.* 32, 1021e1091

Meert, J. G. 2002. Paleomagnetic evidence for a Paleo-Mesoproterozoic supercontinent, Columbia. *Gondwana Res.*, 5:207–215.

Meert, J. G. 2012. What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent. *Gondwana Res.*, 21: 987–993.

Meert, J. G. 2014. Strange attractors, spiritual interlopers and lonely wanderers: The search for pre-Pangean supercontinents. *Geoscience Frontiers*, 5:155-166.

Minifie, M.; Ernst, R.E.; Kerr, A. 2011. Geochemistry of global ca. 1880 Ma LIP magmatism: is there evidence for a comagmatic origin and connections in supercontinent reconstructions? *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior. LIP of The Month*. disponível em <http://www.largeigneousprovinces.org/apr11> acessado em dez. 2014.

Moraes, L J de. 1958b. Rochas alcalinas da região do Fecho dos Morros, no sul de Mato Grosso e Republica do Paraguai I - Distribuição geográfica das montanhas sieníticas do Fecho dos Morros. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 10:1-27.

Moreira, M.L. O. *et al.*, 2008. Geologia do estado de Goiás e do Distrito Federal: Texto explicativo do mapa geológico do Estado de Goiás e Distrito Federal. Escala 1:500.000. Sistema de Informações Geográficas - SIG. Goiania: CPRM/SIC-FUNMINERAL, 143 p. il. + mapas. Programa Geologia do Brasil. Integração , Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. ISBN 9788574990583

Mullen, E. D. (1983). MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62, 53–62.

Münker, C., Worner, G., Yogodzinski, G., Churikova, T., 2004. Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 224, 275-293.

Neto, Custódio *et al.* Projeto Bodoquena: Relatório Final. Goiânia: CPRM, 1976. 8v.

Nogueira, V. L., Oliveira, C. C., Figueiredo, J. A., Corrêa Filho, F. C. L., Scislewski, N. G., Souza, M. R., Moraes Filho, J. C. R., Leite, E. A., Souza, N. B., Souza, J. O., Cerqueira, N. L. S., Vanderlei, A. A., Takaschi, A. T., Abreu Filho, W., Rosito, J., Olivatt, I O., Hausen, J.E.P., Gonçalves, G.N.D., Ramalho, R., Pereira, L.C.B. 1978. Projeto Bonito – Aquidauana: Relatório Final. Goiânia. Convênio: DNPM/CPRM- DGM, v. 14. Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2.744)

Nogueira, S.F., Sousa, M.Z.A., Ruiz A.S., Batata, M.E.F., Cabrera, R.F., Costa, J.T. 2013. Granito Aquidabã - Suíte Intrusiva Alumador - Sul do Cráton Amazônico – Geologia, Petrografia e Geoquímica. In: SBG, Simp. Geol. da Amazônia, 13., Belém. Resumos...Belém: SGB.

Olivatti, O. & Correia Filho, F. das C L. 1981. Problemas estratigráficos do pré-cambriano no Mato Grosso do Sul. In: SBG, Simp. Geol. Centro- Oeste, 1., Goiania, Geologia do pré-cambriano; Resumos... Goiania, SBG, 26p.

Oliveira, E. P. de. 1915. Geologia: reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso, Expedição Científica Roosevelt-Rondon Rio de Janeiro, 82p. (Brasil Comissão de Unhas Telegráficas e Estratégicas de Matto Grosso ao Amazonas, anexo 1, publ 50).

Oliveira, A.I.; Leonardo, O.H. 1943. Geologia do Brasil. 2ª edição revisada e atualizada. Rio de Janeiro, Serviço de Informação Agrícola, 813 p.

Oliveira, A.I. de Moura, P. de. 1944. Geologia da região de Corumbá e minérios de manganês e ferro de Urucum - Mato Grosso. Brasil. Div. Fom. Prod. Min., B., Rio de Janeiro, nº 62, parte I.

Oliveira, E.P., McNaughton, N.J., Armstrong, R., 2010. Mesoarchean to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna-Salvador-Curacá orogen, São Francisco Cráton, Brazil. In: Kusky, T.M., Zhai, M.-G., Xiao, W. (Eds.). *The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth*. Geological Society, London, p. 263–286. Special Publications, 338.

Paiva, G. & Leinz, V. 1939. Contribuição para a geologia do petróleo no sudoeste de Mato Grosso. Boletim da Divisão de Fomento e Produção Mineral, Departamento Nacional da Produção Mineral-DNPM, (37), 99p.

Patchett, P.J., Chase, C.G., 2002. Role of transform continental margins in major crustal growth episodes *Geology* 30, 39-42.

Pavan, M., Caltabeloti, F. P., Rodrigues Pinto, L. G.R. 2014. Carta Geológica Folha Fazenda Santa Otilia – SF.21-V-D-III . Escala 1:100.000, Estado de Mato Grosso do Sul. Programa Geologia do Brasil – PGB, CPRM, São Paulo. Escala 1:100.000.

Payolla, B. L. *et al.*, 2002. Geological evolution of the basement rocks in the eastcentral part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Cráton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precamb. Res.*, 119:141–169,

Pearce, J.A., Gale, G.H., 1977. Identification of ore deposition environment from the trace element geochemistry of associated igneous host rocks. In: *Volcanic Processes in Ore Genesis*. Geological Society of London, Special Publications 7, 14-24.

Pearce, J. A. Norry, M. J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, 33–47

Pearce, J. A.; Harris, N. B. W.; Tindle, A. G. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granite Rocks. *J. Petrology*, v.25, Part 4, p.956-983.

Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.* 23, 251-285.

Pearce, J. A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113

Pearce, J. A., Stern, R. J. (2006). Origin of back arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives. *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*, 63-86.

Peccerillo, A. & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.

Pesonen, L.J., S.Å. Elming, S. Mertanen, S. Pisarevsky, M.S. D'Agrella-Filho, J.G. Meert, P.W. Schmidt, N. Abrahamsen and G. Bylund, 2003. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. *Tectonophysics*, 375 (1), 289–324.

Pisarevsky, S.A., Biswal, T.K., Wang, X.C., De Waele, B., Ernst, R., Söderlund, U., Tait, J.M., Ratre, K., Kesorjit Singh, Y., Cleve, M., 2013. Palaeomagnetic, geochronological and geochemical study of Mesoproterozoic Lakhna Dykes in the Bastar Craton, India: implications for the Mesoproterozoic supercontinent. *Lithos* 174, 125–143

Piper, J.D.A. 2013b. Continental velocity through Precambrian times: the link to magmatism, crustal accretion and episodes of global cooling. *Geoscience Frontiers*, 4:7-36.

Plank, T., Langmuir, C.H., 1992. Sediments melt and basaltic crust dehydrates at subduction zones. 1439 EOS, *Trans, AGU* 73, 637.

Plens, D. P; Ruiz, A.S., Sousa, M. Z. A, Batata, M. E. F., Lafon J.M., Brittes, A. F. N. 2013. Cerro Porã Batholith: post-orogenic A type granite from the Amoguijá Magmatic Arc – Rio Apa Terrene – South of the Amazonian Cráton, *Braz. J. Geol.*, São Paulo, 43(3):515-334.

Polat, A., Hofmann, A 1442 .W., Rosing, M.T., 2002. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7-3.8 GaIsua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intraoceanic subduction zone processes in the early Earth. *Chemical Geology* 184, 231-254.

Puelles P., Ábalos ,B, Madinabeitia, S. G.de, Sánchez-Lorda M.E., Fernández-Armas, S., Ibarra, J.I. G.2014. Provenance of quartz-rich metamorphic tectonite pebbles from the Black Flysch” (W Pyrenees, N Spain): An EBSD and detrital zircon LA–ICP-MS study., *Tectonophysics* <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.06.004>.

Ramos, V. A; Vujovick, G I. 1993. Alternativas de laevolución del borde occidental de America del Sur durante el Proterozoico. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, 23(3):94-200, il.

Ramos, V. A., Basei, M. A. S. 1997. Gondwanan, perigondwanan and exotic terranes of southern South America. In: *Proceedings of the South American Symposium on Isotope Geology*, 6., Campos do Jordão. Extended abstracts, p. 250–253.

Ramos, V. A.; Aleman, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. In: Cordani, U. G., *et al.* (Eds.). *International Geological Congress*, 31., Aug. 06-17, Rio de Janeiro. *General Proceedings...* Rio de Janeiro, p.635–68. ISBN 8590148246.

Ramos, V. A. The southern central Andes. 2000. In: Cordani, U. G., *et al.* (Eds.). *International Geological Congress*, 31., Aug. 06-17, Rio de Janeiro. *General Proceedings...*Rio de Janeiro: [s.n.], p. 561–604. ISBN 8590148246.

Ramos, V. A. 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical ucess and the present problems. *Gondwana Res.*, (7):2009-1027.

Ramos, V. A. 2005. The Proterozoic-early Paleozoic margin of Western Gondwana.In: Pankhurst, R. J.; Veiga, G. D. (eds). *Gondwana 12: Geological and Biological heritage of gondwana. Abstracts.* Academia Nacional de Ciências, Córdoba (Argentina).

Ramos, V.A., Vujovich, G., Martino, R., Otamendi, J., 2010. Pampia: a large Crátonic block missing in the Rodinia supercontinent. *J. Geodyn.*, 50, 243-255.

Reddy, S. M. & Evans, D. A. D (eds). 2009. Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. London: Geological Society, pp.1–26. DOI: 10.1144/ SP323.1 0305-8719/09. (Special Publications, 323.)

Redes, L. A. 2015. Granito Taquaral: Evidências de um arco magmático orosiriano no sul do Cráton Amazônico na região de Corumbá – MS. Dissertação de Mestrado. Instituto Ciências Exatas e da Terra da Universidade Federal de Mato Grosso. 84p.

Reis, L.A., Martins-Neto, M., Gomes, N.S., Endo, I., Jordt-Evangelista, H., 2002. Bacia de antepaís Paleoproterozoica Sabará, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Rev. Bras. Geoc..32 (1):27–42.

Reis, N.J., Fraga, L.M., Faria, M.S.G., Almeida, M.E., 2003, Geologia do Estado de Roraima, Brasil. In.:Geologie de la France and surrounding áreas. Special Guiana Shield: Bureau de recherches géologiques et minières–Société Géologique de France, 2-3-4:121–134.

Reis, N.J., Teixeira, W., Hamilton, M.A., Bispo-Santos, F., Almeida, M.E., D’Agrella-Filho, M.S. 2013. Avanavero mafic magmatism, a late Paleoproterozoic LIP in the Guiana Shield, Amazonian Cráton: U–Pb ID-TIMS baddeleyite, geochemical and paleomagnetic evidence. Lithos, 174:175–195.

Remédio, M. J., Costa, V. S., Azevedo, E. J. H. C.B. P., Ferrari, V. C., Gama, R. R. G., Brumatti, M.; Pinto, L. G. R.; Rizzotto, G. J.; Hartmann, L. A. 2012. Geological and geochemical evolution of the Trincheira Complex, a Mesoproterozoic ophiolite in the southwestern Amazon Cráton, Brazil. Lithos, 2012:277–295.

Remédio, M.J., Costa, V.S., Almeida, V.V., Pinto-Azevedo, E.J.H.C.B., Ferrari, V.C., Brumatti, M., Pinto, L.G.R., Caltabeloti, F.P., Faleiros, F.M., 2013. Programa Geologia do Brasil – PGB. Fazenda Margarida. Folha SF.21-X-C-IV. Estado de Mato Grosso do Sul. Carta Geológica. São Paulo: CPRM, 2013, 1 mapa colorido, 95 x 70 cm. Escala 1:100.000.

Remédio, M.J., Faleiros, F.M., 2014. Programa Geologia do Brasil – PGB. Geologia e Recursos Minerais da Folha Fazenda Margarida – SF.21-X-C-IV, Estado de Mato Grosso do Sul, Escala 1:100.000. São Paulo: CPRM, 2014 ISBN 978-85-7499-228-0

Rizzotto G.J.; Hartmann, L. A.; Santos, J. O.S.; Mcnaughton, N.J. Tectonic evolution of the southern margin of the Amazonian Cráton in the late Mesoproterozoic based on field relationships and zircon U-Pb geochronology. (2014) An Acad Bras Cienc (86.) (1) p.57-84.

Rizzotto, J.G., Hartmann, L.A. Geological and geochemical evolution of the Trincheira Complex, a Mesoproterozoic ophiolite in the southwest Amazon cráton, Brazil. 2012 Elsevier, Lithos 148 (2012) 277–295,

Roberts, M.W.N. 2013. The boring billion e Lid tectonics, continental growth and environmental change associated with the Columbia supercontinente. *Geoscience Frontiers*, 4:681- 691.

Rodrigues J.B., Pimentel,M.M.. Buhn, B., Matteini, M. Dardenne M.A. Alvarenga C.J.S., Armstrong, R.A. Provenance of the Vazante Group: New U–Pb, Sm–Nd, Lu–Hf isotopic data and implications for the tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt. *Gondwana Research* 21 (2012) 439–450.

Rogers J. J. W.; Santosh. M. 2002. ConFfiguration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Res.*, 5: 5–22.

Rogers, J. J. W. 1996. History of Continents in the Past Three Billion Years. *The Journal of Geology*, Chicago, 104(1): 91-107.

Rollinson, H., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, p. 352

Ruiz A.S., Simões L.S.A., Corrêa da Costa P.C., Matos J.B., Araújo L.M.B., Godoy A.M., Sousa M.Z.A. 2005a. Enxames de diques máficos (Suíte Intrusiva Rancho de Prata) no SW do Cráton Amazônico: indícios de colapso extensional no Orógeno Sunsás. In: SBG, Simp. de Vulcanismo e Ambientes Associados, 3., Cabo Frio. Ata... SBG, Cabo Frio, p. 297-302.

Ruiz, A.S. 2005. Evolução geológica do sudoeste do Cráton Amazônico região limítrofe Brasil-Bolívia _ Mato Grosso. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 260 f.

Ruiz, A.S., Simões L.S.A., Brito-Neves B.B. 2005a. Maciço Rio Apa: extremo meridional do Cráton Amazônico. In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect., SNET, 10., Intern. Symp. Tects, 4, Resumos expandidos. Curitiba. Anais... Curitiba, SBG, p. 301-304

Ruiz, S.A.; Sousa, M.Z.A.; Godoy, A.M.; Medeiros, E.M.; Sousa, S.Q.; Lima, G.A. 2007. Relação entre a faixa móvel x cráton: o caso da Faixa Móvel Paraguai e do Cráton Amazônico na região do Rio Apa, Mato Grosso do Sul. In: SGB, Simp. Geol. Centro-Oeste, 10., Pirenópolis. Atas... Pirenópolis: SGB, CD-ROM.

Ruiz, A.S., Sousa, M.Z.A., Lima, G.A., Batata, M.E.F. 2009. Soleiras e diques máficos tonianos do SW do Cráton Amazônico: Provável Registro da Ruptura do Supercontinente Rodínia. In: SBG, Simp. Geol. Centro Oeste, 11., Cuiabá. Atas... Cuiabá, SBG, p. 58.

Ruiz, A.S., D'Agrella Filho, M.S., Sousa, M.Z.A., Lima, G.A. 2010a. Tonian sills and mafic dike swarms of S- SW Amazonian Cráton: records of Rodinia Supercontinent break-up? In: *The Meeting of the Americas*, 1., Abstracts, p. 3

Ruiz, A.S., Sousa, M.Z.A., Lima, G.A., D'agrella-Filho, M.S. 2014. Ar-Ar Step Heating Ages for Milonitic Low Angle

Santos, J.O.S. 1999. New understanding of the Amazon Cráton Gold Provinces. In: New developments in Economic Geology. Center for Teaching and Research in Strategic Mineral Deposits. University of Western Australia. Perth, Course Notes, 10p.

Santos, J. O. S., Hartmann, L. A.; Gaudette, H. E., Groves, D. I.; Mcnaughton, N. J., Fletcher, I. R. 2000. A new understanding of the Amazon Cráton Provinces based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Res.*, 3:453-488.

Santos, J.O.S., Rizzotto, G.J., Chemale, F., Hartmann, L.A., Quadros, M.L.E.S., Mcnaughton, N.J., 2003. Three distinctive collisional orogenies in the southwestern Amazon Cráton: constraints from U-Pb geochronology. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4., Short Papers.

Santos, J.O.S., Rizzotto, G.J.; Potter, P.E., Mcnaughton, N.J., Matos, R.S., Hartmann, L.A., Chemale Jr, F. & Quadros, M.E.S. 2008. Age and Autochthonous Evolution of The Sunsás Orogen in the West Amazon Cráton based on mapping and U-Pb Geochronology. *Precambrian Res.*, 165:120-152.

Santosh, G. Hou; M.; Qian X.; Lister G.S , Li., J. 2008. Configuration of the Late Paleoproterozoic supercontinent Columbia: Insights from radiating mafic dyke swarms/ *Gondwana Res.*, 14: 395-409

Santosh, John J. W.; Rogers, M. 2004. Continents and Supercontinents. Oxford University Press. Acessado em http://www.ebook3000.com/dictionary/-Continents-and-Supercontinents--by-John-J--W--Rogers--M--Santosh_62722.html

Saunders, Andrew D 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc Basins. Geological Society, London, Special Public. 16p:59-76, doi:10.1144/GSL.SP.1984.016.01.051984 .

Scandolaria, J.E. 2006. Geologia e Evolução do Terreno Jamari, embasamento da Faixa Sunsas/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, Sudoeste do Cráton Amazônico. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 457 p.

Scandolaria, J.E. , Ribeiro, P.S.E., Frasca, A.A.S., Fuck , R.A., Rodrigues, J. B. Geochemistry and geochronology of mafic rocks from the Vespertine Suite in the Juruena arc, Roosevelt-Juruena terrain, Brazil: Implications for Proterozoic crustal growth and geodynamic setting of the SW Amazonian Cráton (2014) *Journal of South American Earth Sciences* (53) 20-49.

Shand, S. J. (1943). *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.

Schandl, E. S. & Gorton, M. P. (2002). Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97, 629–642.

Schobbenhaus, C.; Kaul, P. F. T. 1971. Contribuição para estratigrafia da Chapada Diamantina – Bahia Central. *Mineração e Metalurgia*, 53:116-120.

Schobbenhaus Filho, C.; Oliva, L. A. 1979. Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Corumbá SE. 21: Mapa. Brasília, DNPM. Escala 1:1.000.000. Impresso.

Schobbenhaus, C. 1993. *Das Mittlere Proterozoikum Brasiliens mit besonderer Berücksichtigung des zentralen Ostens: Eine Revision*. Ph.D. Thesis, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg im Breisgau.

Schobbenhaus, C. & Brito Neves, B. B. 2003. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M. & Gonçalves, J. H. (eds) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, pp.5–54.

Shear Zones. Rocks in Rio Apa Terrane, South of Amazonian Cráton. Abstracts.IX South American Symposium on Isotope Geology. São Paulo, Brazil. 96p.

Shervais, J. W. (1982). Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101–118.

Sims, K.W. and D.J. DePaolo .1997. Inferences about mantle magma sources from incompatible element concentration ratios in oceanic basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 765-784.

Siga Júnior, I. O. *et al.*, 1995. O complexo Atuba: um cinturão paleoproterozoico intensamente retrabalhado no Neoproterozoico. São Paulo, Bol. IG-USP, v.26.

Silva Filho, R. A. da. *História geológica da Bahia*. Salvador: CBPM, 2010. 191 p. il. ISBN 978-85-85680-40-4. (Série Publicações Especiais, 8).

Silva, E. L. 1998. *Geologia da região da Serra da Alegria, extremo sul do cráton Amazônico, município de Porto Murtinho - MS*. Tese de Mestrado-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 147 p.

Silva, M. da G.; Lacerda Filho, J.V. de; Brito, R.S. C. de. 2006. Caracterização de um remanescente de fundo oceânico nos terrenos acrescionários da província Rio Apa, Mato Grosso do Sul. In: SGB, Cong. Bras. Geol., 43., 3-8 set., Aracaju. Anais... Salvador: SBG. Núcleo Bahia-Sergipe, p. 245.

Silva, M. G. *et al.*, 2006. Evidências de um evento orogenético acrescionário paleoproterozoico na Província Rio Apa, Mato Grosso do Sul. In: SGB, Congr. Bras. Geol., 43., 3 - 8 set., Aracaju. Anais. Salvador: SBG. Núcleo Bahia-Sergipe, p. 296-296.

Silva, M. G.; Brito, Reinaldo Santana Correia de; Lacerda Filho, Joffre Valmório de. 2007. Rochas graníticas do complexo Rio Apa e da Suíte Amoguijá, Mato Grosso do Sul: evidências de terrenos acrescionários paleoproterozoicos, na porção sudoeste do cráton Amazônico. In: SGB, Simp. Geol. Centro Oeste, 10., Pirenópolis. Anais... Pirenópolis:SBG-CO.

Silva, M. da G. da, Abram, M.B. 2008. Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena - Teles Pires, Mato Grosso. Goiania: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, pp.83-158. (Informe de Recursos Minerais. Série Ouro, 16). Programa Geologia do Brasil. ISBN 9788574990506p.

Souza, J.O.; Frasca, A.A.S.; Oliveira, C.C. 2005. Projeto Província Mineral de Alta Floresta. Geologia e Recursos Minerais das folhas Rio São João da Barra (SC.21-V-D), Alta Floresta (SC.21-X-C), Ilha 24 de Maio (SC.21-Z-A); Vila Guarita (SC.21-Z-B), estados de Mato Grosso e Pará. Escala 1:250.000. Brasília, CPRM.

Souza, C. D., Trivelli, G. G. B. 2014. Geologia, Petrografia e Deformação da Supersuíte Amoguijá na Serra de São Francisco - Terreno Rio Apa - sul do Cráton Amazônico.

Souza, C.D.; Souza, M.Z.A.; Ruiz, A.S.; Batata, M.E.F.; Lafon, J.M. 2015 Petrologia e Geocronologia U-Pb e Sm-Nd do Granito São Francisco- Arco Magmático Amoguijá- Terreno Rio Apa- Sul do Cráton Amazônico. Prelo

Stereonet for Windows, versão 3.01 copyright@1992-1995 Perivar Steinsund, University of Tronso, Norway. Licensed to João Orestes Schnaider Santos.

Stolz, A.J., Jochum, K.P., Spettel, B., Hofmann, A.W., 1996. Fluid- and melt-related enrichment in the subarc mantle: evidence from Nb/Ta variations in islandarc basalts. *Geology* 24, 587-590.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London Special Publications, vol. 42, pp. 313-345

Tassinari, C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 139 p.

Tassinari, C. C. G.; Macambira, M. J. B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Cráton. *Episodes*, 22:174-182.

Tassinari, C. C. G *et al.*, 2000. The Amazonian Cráton. In: Cordani, Umberto Giuseppe (Ed.) *et al.* Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, ISBN 8590148211.p. 41.ISBN 9788586062308.

Tassinari, Colombo Celso Gaeta; Macambira, M. J. B. 2004. A evolução tectônica do cráton amazônico. In: Mantesso-Neto, Virgínio (Org.) *et al.* Geologia do continente Sul Americano. São Paulo, Beca, pp. 471-485. ISBN 8587256459.

Tatsumi, Y., 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *J. Geophys. Res.* 94, 4697e4707.

Tatsumi, Y. and S. Eggins 1995. Subduction Zone Magmatism, Boston, Blackwell Science 211p

Tatsumi, Y., 2005. The subduction factory: how it operates in the evolving Earth. *GSA Today* 15, 4-10.

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: Its Compositions and Evolution. Blackwell Scientific, Oxford, p. 312.

Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Cráton: tectonic implications. *Precambrian Res.*, 42:213-227.

Teixeira, W., Figueiredo, M.C.H., 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco region, Brazil: a review. *Precambrian Res.*, 53:1-22.

Teixeira, W., Sabatè, P., Barbosa, J., Noce, C.M., Carneiro, M.A., 2000. Archean and Paleoproterozoic evolution of the São Francisco Cráton, Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, p. 101-137.

Teixeira, W., Geraldes, M.C., Matos, R., Ruiz, A.S., Saes, G., Vargas-Matos, G., 2010. A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW portion of the Amazonian Cráton. *J. S. Am. E. Sci.*, 29:47-60.

Teixeira, W. 2013a. U-Pb (Provinces (LIPs) and Supercontinents. *Lithos*, 174:157-174,

Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M. S., Hamilton, M. A., Ernst, R. E., Girardi, V. A.V., Mazzucchelli, M., Betencourt, J. S. 2013. U-Pb (ID-TIMS) addeleyte ages and paleomagmatism of 1.79 and 1.59Ga tholeiitic dyke swarms, and position of the Rio de la Plata Cráton within the Columbia supercontinent. *Lithos* 174,157-174.

Theodorovicz, A.; Câmara, M. M. 1991. Geologia da região da Serra do Amolar: folhas Morraria da Ínsua (SE. 21-V-D-V), Lagoa Mandioré (SE. 21-Y-B-II) e Amolar (SE. 21-Y-B-III), Estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Brasília: CPRM,. 69p Texto, mapas e il. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil:

Tohver, E., Van der Pluijm, B.A., Van der Voo, R., Rizzotto, G., Scandolara, J.E., 2002. Paleogeography of the Amazon Cráton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, 199:185–200.

Tohver, E.; Pluijm, B. A. v. d., Scandolâra, J. E., Essene, E. J. Late Mesoproterozoic Deformation of SW Amazonia (Rondônia, Brazil): Geochronological and Structural Evidence for Collision with Southern Laurentia *Journal of Geology*, 2005, volume 113, p. 309–323. 2005.

Tomazzoli, E. R. 1997. Aspectos geológicos e petrológicos do enxame de diques Morro Agudo de Goiás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 285 p.

Turner, S., Hawkesworth, C.J., van Calsteren, P., Heath, E., MacDonald, R., Black, S., 1996. U-series isotopes and destructive plate margin magma genesis in the Lesser Antilles. *Earth Planet. Sci. Lett.* 142, 191e207.

Turner, S., Hawkesworth, C., Rogers, N., Bartlett, J., Worthington, T., Hergt, J., Pearce, J., Smith, I., 1997. $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$ disequilibrium, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 4855e4884.

Van Schmus, W. R. 2001. Late Paleoproterozoic to Early Neoproterozoic Orogenesis in Southern Laurentia and possible correlations with SW Amazonia. In: *Geology of the SW Amazonian Cráton: State-of-the-Art, IGCP 426 Workshop, São Paulo, 2001. Extended Abstracts. São Paulo:IGCP*, p. 100-10

Vargas-Mattos, G., Geraldés, M.C., Matos, R., Teixeira, W., 2010. Paleoproterozoic granites in Bolivian Precambrian shield: the 1.92–1.89 Ga Correroca magmatic rocks and tectonic implications. In: *VI Simpósio de Geologia Isotópica da América do Sul, Brasília*, p. 65.

Vargas-Mattos, G.L., Geraldés, M.C., Matos, R., Teixeira, W., 2011. LA-ICPMS U-Pb ages of Paleo- and Mesoproterozoic granites in Bolivia. *Goldschmidt Conference Abstracts*, p. 2074.

Vasconcelos P.M., Onoe A.T., Kawashita K., Soares A.J., Teixeira W. 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation, analytical procedures, and calibration: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74:297-342.

Vasconcelos P.M., Onoe A.T., Kawashita K., Soares A.J., Teixeira W. 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation, analytical procedures, and calibration: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74:297-342.

Vasquez, M. L, Ricci, P. S. F & Klein, E. L. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: Klein E.L, Vasquez, M.L & Rosa-Costa, L.T. (Eds.). *Contribuições à geologia da Amazônia. SBG-Núcleo Norte, Belém*, v. 3, p.67-83.

Vasquez, M. L.; Rosa-Costa, Lúcia Travassos da (Org.). 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: texto explicativo. Belém: CPRM, 328 p. il. color.; Escala 1:1.000.000. Sistema de Informações Geográficas - SIG; Programa Geologia do Brasil - PGB. ISBN 9788574990651.

Velásquez, V.F.; Gomes, C.B.; Comin-Chiaramonti, Tassinari, C.C.G.; Teixeira, W. 1993. Geocronologia da Província Alcalinada Alto Paraguai (Área Puerto Guaraní-Porto Murtinho): Considerações Preliminares. Anais 4º Congresso Brasileiro de Geoquímica, p.245

Velázquez, V.F., Gomes, C.B., Orué, D., Comin-Chiaramonti, P. 1996a. Magmatismo alcalino do Paraguai: uma revisão e atualização das províncias. Boletim IG-USP, Série Científica, 27:61-79.

Velázquez, V.F., Riccomini, C., Gomes, C.B., Figueredo, L., Figueredo, C. 1998. Relações tectônicas do magmatismo alcalino do Paraguai Oriental. Revista IG-SP, 19:43-49.

Wu, F., Jahn B., Wilde, S. A., Lo, C., Yui, T., Lin, Q., Ge, W. Sun, D. 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis. Lithos 66, 241 – 273.

Walter, M.J., 1998. Melting of Garnet Peridotite and the Origin of Komatiite and Depleted Lithosphere. J. Petrol 39, 29e60.

Wang, Y., Fan, W., Zhang, Y., Guo, F., Zhang, H., Peng, T., 2004. Geochemical. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological and Sr-Nd isotopic constraints on the origin of Paleoproterozoic mafic dikes from the ca. 1800 Ma event of the North China Cráton. *Precamb. Res.* 135, 55-77.

Wiens, F. 1984. El Precámbrico del Paraguay Oriental. Resumen del archivo del Proyecto PAR 83/005, Asunción, Paraguay.

Wiens, F.M.S. 1986. Zur lithostratigraphischen, petrographischen und strukturellen Entwicklung des Rio-Apa Hochlandes, Nordost Paraguay: Clausthal, Geologisches Institut der Technischen Universität Clausthal, Clausthaler Geowissenschaftliche, Ph. D. dissertation, 19, 280 p.

Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* 20, 325e344.

Wood, D.A., Joron, J.J., Treuil, M., 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45, 326e336.

Woodhead, J.D., Eggins, S., Gamble, J., 1993. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for a multiphase melts extraction and a depleted mantle wedge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 144, 491e504.

Yakubchuk, A. 2010. Restoring the supercontinent Columbia and tracing its fragments after its breakup: a new configuration and a Super-Horde hypothesis. *J. Geodyn.*, 50:166 -175.

Zhang, S.H., Zhao, Y., Yang, Z.Y., He, Z.F., Wu, H., 2009. The 1.35 Ga diabase sills from the northern North China Craton: implications for breakup of the Columbia(Nuna) supercontinent. *Earth Planet. Sci. Lett.* 288 (3), 588–600.

Zhang, S., Li, Z.-X., Evans, D.A.D., Wu, H., Li, H., Dong, J., 2012. Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: a global synthesis with new paleomagnetic results from North China. *Earth and Planetary Science Letters*, 353-354:145-155.

Zhao, G., Cawood, P.A., Wilde, S.A., Sun, M., 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Sci. Rev.* 59 (1), 125–162.

Zhao, G., Sun, M., Wilde, S.A., Li, S., 2003. Assembly, accretion and breakup of the Paleo-Mesoproterozoic Columbia Supercontinent: records in the North China Cráton. *Gondwana Res.* 6 (3):417–434.

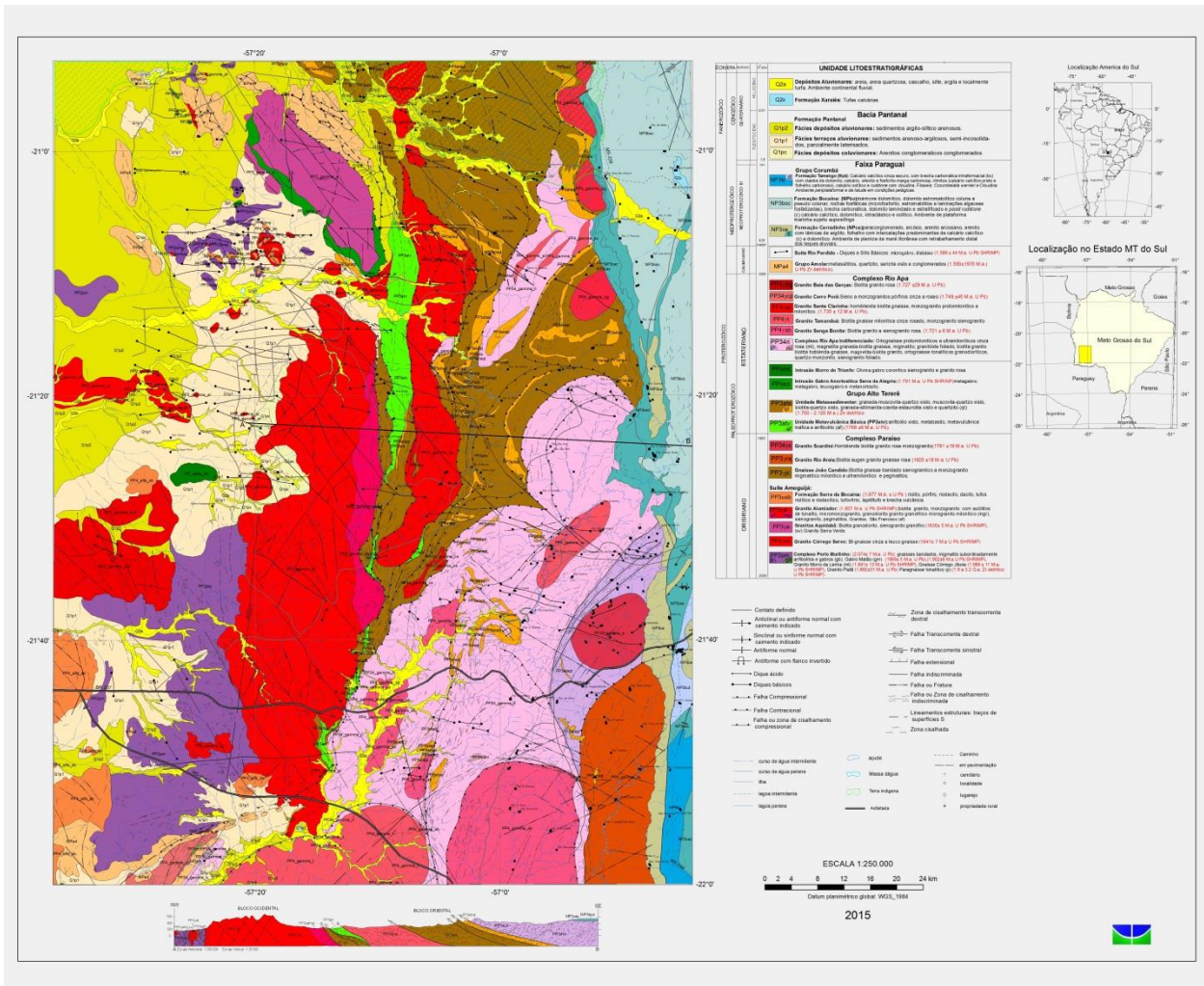
Zhao, G. C.; Sun, M., Simon A.W., Sanzhong, L. 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth-Science Rev.*, 67:91–123. doi : 10.1016/j.earscirev.2004.02.003

Zhao, J.H., Zhou, M.F., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzihua district (Sichuan Province, SW China): implications for subduction related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Res.* 152, 27e47.

Zhou, D., Mo, X., Pan, G., Zhao, Z., Dong, G., Shi, Y., Liao, Z., Wang, L., Zhou, G., 2008. Petrogenesis of the earliest Early Cretaceous mafic rocks from the Cona area of the eastern Tethyan Himalaya in South Tibet: Interaction between the incubating Kerguelen plume and the eastern Greater India lithosphere? *Lithos* 100, 147e173.

Zlatkin, O., Avigad, D., Gerdes, A. Peri-Amazonian provenance of the Proto-Pelagonian basement (Greece), from zircon U–Pb geochronology and Lu–Hf isotopic geochemistry *Lithos* 184–187 (2014) 379–392.

ANEXO 7. Mapa Geológico da área da Tese.



ANEXO 8. Mapa de afloramentos da área da Tese.

